



**HAL**  
open science

# Quantification haute résolution du champ de déformation 3D des Alpes occidentales : interprétations tectoniques et apports à l'aléa sismique

Marguerite Mathey

## ► To cite this version:

Marguerite Mathey. Quantification haute résolution du champ de déformation 3D des Alpes occidentales : interprétations tectoniques et apports à l'aléa sismique. Sciences de la Terre. Université Grenoble Alpes [2020-..], 2020. Français. NNT : 2020GRALU033 . tel-03494307

**HAL Id: tel-03494307**

**<https://theses.hal.science/tel-03494307v1>**

Submitted on 19 Dec 2021

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

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

## THÈSE

Pour obtenir le grade de

### DOCTEUR DE L'UNIVERSITE GRENOBLE ALPES

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

Arrêté ministériel : 25 mai 2016

Présentée par

**Marguerite Mathey**

Thèse dirigée par **Andrea Walpersdorf, Physicienne**

préparée au sein de l'**Institut des Sciences de la Terre**  
et de l'école doctorale **Terre Univers Environnement**

# Quantification haute résolution du champ de déformation 3D des Alpes occidentales : interprétations tectoniques et apports à l'aléa sismique

Thèse soutenue publiquement le **17 décembre 2020**,  
devant le jury composé de :

**Stéphane Guillot**

DR CNRS, ISTERre, UGA, Grenoble, Président

**György Hetényi**

Professeur, Université de Lausanne, Rapporteur

**Jean-Mathieu Nocquet**

DR IRD, GéoAzur, Nice, Rapporteur

**Cécile Doubre**

Physicienne adjointe, IPGS-EOST, Strasbourg, Examinatrice

**Nicola D'Agostino**

Chercheur, INGV, Rome, Examineur

**Andrea Walpersdorf**

Physicienne, ISTERre, UGA, Grenoble, Directrice de thèse

**Stéphane Baize**

Chercheur, IRSN, Fontenay-aux-roses, Co-encadrant, Invité

**Marie-Pierre Doin**

DR CNRS, ISTERre, UGA, Grenoble, Co-encadrante, Invitée

**Christian Sue**

Professeur, Chrono-Env, Besançon, Co-encadrant, Invité





---

## Remerciements

---

Mes remerciements vont évidemment à tous ceux sans qui ce manuscrit n'existerait pas aujourd'hui, notamment aux membres du jury, qui m'ont permis d'améliorer ce manuscrit grâce à leurs commentaires constructifs, autant à travers leur rapports qu'à travers les discussions qui ont suivi la soutenance. Mais comme une thèse c'est bien plus qu'un manuscrit ...

Merci à mes 2 directrices et mes 2 directeurs, même si j'avais parfois l'impression de faire partie d'une famille recomposée! Merci pour votre temps et votre qualité d'encadrement quotidienne évidemment, mais merci aussi pour toutes les petites attentions qui font la différence : les sachets de thym en hiver, les dérivés de noix en tous genres, la cellule d'écoute psychologique... Ma gratitude va spécialement à Andrea pour m'avoir permis de me rafraîchir les idées régulièrement à 2400 m d'altitude!

Merci à tous les Berssiniens pour leur temps, leur intérêt, leur écoute et conseils précieux, les discussions et échanges entre deux bureaux, et encore plus spécialement au bureau Banane pour m'avoir toujours fait me sentir chez moi au Fahrenheit, même si je n'étais pas souvent là.

Merci à Laurent pour avoir initié une collaboration fructueuse avec Thomas et Colin à Lyon, et à Fabien pour les nombreux dépannages sur geodcalctb.

Merci à Bertrand, sans qui les 25 années de données sismiques enregistrées par le réseau Sismalp auraient eu raison de moi.

Merci à toute l'équipe Cycle pour son accueil, sa bienveillance, les nombreux conseils lors des présentations d'équipe, et pour les cafés du vendredi ... and special thanks to James for the discussions, for sharing his IPA, and for his time improving my first paper!

Merci à tous mes co-bureaux, depuis le bureau 214, par le bureau 310 jusqu'au bureau 232 -par chance je n'ai pas eu à explorer le 232B- pour avoir partagé ensemble craquages, frustrations, ski de fond puis blagues de confinement... mention spéciale pour Andy et Renaldo pour le canapé et les gâteaux bien sûr! Merci aussi tout spécialement à Judith, qui a vécu pour moi tous les crash-tests de la thèse un mois en avance depuis le début,

---

et à Estelle, la "petite dernière" de la famille Alpes qui a partagé avec moi les hauts et les bas pendant deux ans et restera bien plus qu'une co-bureau. Je remercie également Sylvie de m'avoir encouragée dans mon choix de suivre les chemins tortueux et obscurs de LaTeX. Merci enfin à Dorian, Sylvain, Antoine et tous les thésards du gâteau du vendredi pour les moments de décompression !

Merci à tous les amis kayakistes, aux quatre coins de la France, qui m'ont permis de me changer les idées sur de belles vagues -et de belles mousses- quand j'en avais besoin. Merci aux beurdines et aux beurdins, qui ont toujours été là pour moi, même dispersés à travers la France et jusque de l'autre côté de la Manche : merci pour les week-ends de retrouvailles, les émotions partagées ces derniers étés, les soirées zoom, et votre soutien en force le jour J !

Enfin, merci à Victor pour tous les moments partagés et les belles découvertes pendant ces trois ans et bien avant. Merci pour ton soutien indéfectible, pour les petits plats mijotés, pour m'avoir supportée, pour n'avoir pas jugé mon besoin irréprensible de cuisiner des cookies la veille de ma soutenance, pour avoir bravé le couvre-feu pour aller acheter l'ingrédient mystère pour lesdits cookies ... et pour avoir résisté à l'envie de me faire dormir sur le balcon ce soir-là !

Vient enfin un incommensurable Merci à toute ma famille, mon frère, ma soeur, mon tonton et ma tata pour les petits riens de tous les jours qui font tout : les messages drôles ou réconfortants, les coups de fils, les photos dossiers...tout ce qui a fait que je n'ai pas (trop) eu l'impression de vivre sur une autre planète pendant trois ans ! Merci tout spécialement à mes parents, à qui je dois mon insatiable curiosité du monde, le goût de la connaissance, le goût des mots, le goût des challenges à relever, et qui m'ont toujours encouragée et soutenue dans mes choix et dans les différentes étapes qui ont abouti à cette thèse et à ce manuscrit, depuis mon stage à l'ONF jusqu'aux géosciences, en passant par l'histoire et l'archéologie !

---

## Résumé

---

La chaîne alpine est l'une des premières à avoir été instrumentées au monde, à la fois par géodésie spatiale et par sismologie, principalement en raison de sa sismicité modérée mais régulière. Le GNSS (*Global Navigation Satellite System*) permanent a par ailleurs montré que le signal majeur de déformation actuelle dans les Alpes occidentales est une surrection atteignant 2 mm/an dans la haute chaîne, sans raccourcissement correspondant. A partir de la grande quantité de données de géodésie spatiale et de sismologie aujourd'hui disponibles, il est désormais possible d'établir un champ de déformation 3D haute résolution de la croûte supérieure dans les Alpes occidentales. Ce champ, constitué des mesures géodésiques de déformation de surface, et des caractéristiques de déformation sismique, doit permettre d'établir les liens entre déformations horizontale, verticale, et sismicité. Nous utilisons au cours de cette thèse une approche multidisciplinaire, basée sur 25 années d'enregistrements sismiques, 20 années de mesures GPS (*Global Positioning System*) de campagne et permanentes, et 4 années d'acquisitions satellitaires Sentinel-1 pour contraindre le champ de déformation 3D correspondant.

L'analyse de la déformation sismique à partir de la base de données Sismalp a permis d'atteindre une résolution de la variabilité spatiale du style de déformation inégalée jusqu'ici dans les Alpes occidentales. Au centre de la chaîne, le calcul des mécanismes au foyer et leur inversion en termes de contraintes principales montrent pour la première fois une orientation de l'extension systématiquement défléchie par rapport à l'axe normal à la chaîne, apportant ainsi des éléments novateurs en termes d'implications géodynamiques. L'interpolation bayésienne du mode de déformation sismique en surface et en profondeur révèle un mode décrochant dextre prédominant sur le pourtour de l'arc alpin occidental, associé à un mode compressif uniquement de manière localisée.

Le traitement des données GPS de quatre campagnes de mesures (1996, 2006, 2011, 2016), conjointement aux solutions permanentes RENAG (Réseau National GPS permanent), a permis d'augmenter la résolution des champs de vitesses et de déformation de surface à l'échelle des Alpes occidentales. Il apparaît que le maximum de déformation

---

horizontale est localisé dans le Briançonnais et est compatible avec de la déformation intersismique accommodée par au moins une faille (Faille de la Haute Durance). La comparaison des taux de sismicité issus des mesures GPS et de ceux issus des catalogues de sismicité confirme que, à l'échelle locale et en prenant en compte les incertitudes respectives, la déformation sismique peut être suffisante pour expliquer la déformation horizontale observée dans le Briançonnais. Toutefois à l'échelle de l'arc alpin occidental, les taux de déformation géodésiques demeurent un ordre de grandeur supérieurs aux taux de déformation sismique déduits à la fois des périodes instrumentale et historique.

Le traitement en interférométrie satellitaire de quatre années consécutives de données Sentinel-1, quant à lui, a permis pour la première fois dans cette région de s'affranchir de la couverture neigeuse et végétale pour obtenir une carte de vitesses le long de la ligne de visée du satellite à l'échelle de l'arc alpin occidental. Cette dernière a révélé des variations spatiales de courte longueur d'onde de la surrection dans les Alpes occidentales, corrélées spatialement avec les massifs cristallins externes et avec les variations prédites par plusieurs modèles d'isostasie.

Ces travaux ont permis d'augmenter la résolution spatiale des déformations de surface horizontale, verticale et sismique de manière inédite à l'échelle des Alpes occidentales. Le champ de déformation 3D correspondant permet de jeter un regard nouveau sur les processus pouvant être à l'origine de la déformation actuelle de la chaîne alpine, ainsi que d'apporter des contraintes inédites sur les paramètres d'entrée nécessaires pour les calculs d'aléa sismique.

---

## Abstract

---

The European Alpine range is one of the first monitored mountain belts worldwide, both by seismic networks and space geodesy (GNSS), in particular due to its moderate but steady seismicity. Permanent GNSS measurements demonstrated that uplift is the main signal characterizing the current deformation in the Western Alps, reaching up to 2 mm/yr, while no shortening is observed across the belt. Based on the huge amount of geodetic and seismic data available today, it now appears possible to constrain a new high resolution crustal strain field in the western Alps. This 3D field, made of surface deformation measurements and of the seismic deformation characteristics, is of primary importance in order to decipher the links between horizontal, vertical and seismic deformations. We rely for the present work on a multidisciplinary approach aiming at integrating 25 years long seismic records, 20 years of GPS measurements, and 4 years of Sentinel-1 satellite acquisitions, in order to establish the corresponding 3D strain rate field.

For the first time in the Western Alps, the spatial variability of the style of seismic deformation is robustly assessed, thanks to the analysis of the Sismalp database based on dense national and regional networks. New focal mechanisms computation along with principal stresses inversions have led to precisely constrain the orientations of the extension, which occurs mainly in the core of the belt. As for the highly resolved 3D field of the style of deformation, provided by Bayesian interpolations of focal mechanisms both at the surface and at depth, it reveals a majority of dextral strike-slip deformation occurring at the periphery of the belt, associated, in one specific area, with compression. These results bring new insights into the dynamics of the Western Alpine belt.

Four GPS surveys (conducted in 1996, 2006, 2011 and 2016), along with the data provided by the permanent RENAG network, allowed us to increase the spatial resolution of the surface velocity and strain rate fields at the scale of the western Alps. These high resolution geodetic fields reveal that the amplitude of the extensive signal is at the highest in the Briançonnais area, while its kinematics appear consistent with interseismic



---

deformation accommodated on at least one fault (the High Durance Fault). Longer-term seismic records show that, at least at the local scale, seismic and geodetic deformation patterns seem consistent within their uncertainty bounds in terms of kinematics and amplitude. At the regional scale of the entire western Alps though, geodetic strain rates appear one order of magnitude higher than the seismic ones, the latter comprising both instrumental and historical seismicity.

Finally, four years of Sentinel-1 acquisitions appear to be the minimum time span required in order to derive long term velocity maps in the satellite line of sight at the scale of the Western Alps. The interferometric processing of the corresponding data allowed for the first time to get rid of the effects of snow and vegetation in order to derive a regional velocity field. The results feature short scale spatial variations in the uplift pattern, which are spatially correlated to crystalline external Alpine massifs as well as to the uplift patterns predicted by several isostatic adjustment models.

This multidisciplinary work enabled us to increase the spatial resolution both of horizontal and vertical surface deformations and of seismic crustal deformation. The related 3D strain rate field sheds new lights on the various processes from which seismicity and deformation can originate. This 3D strain rate field moreover brings new constraints on several primary inputs to seismic hazard assessment models.

---

## Table des matières

---

<b>Introduction générale</b>	<b>19</b>
<b>1 Contexte et problématiques de la thèse</b>	<b>23</b>
1.1 Contexte tectonique . . . . .	24
1.2 Contexte sismotectonique . . . . .	27
1.3 Contexte géodésique . . . . .	31
1.4 Problématiques . . . . .	34
<b>2 Mode et orientation de la déformation sismique</b>	<b>37</b>
2.1 Introduction . . . . .	39
2.2 Data and methods . . . . .	41
2.2.1 Seismic database and earthquake localizations . . . . .	41
2.2.2 Focal mechanism computation . . . . .	42
2.2.3 Strain quantification and stress inversions . . . . .	44
2.2.4 Bayesian interpolation of focal mechanisms . . . . .	46
2.3 Results . . . . .	47
2.3.1 Focal mechanism distribution . . . . .	47
2.3.2 Up-to-date strain and stress fields . . . . .	49
2.3.3 Probabilistic reconstruction of tectonic regimes throughout the Western Alps . . . . .	56
2.4 Discussion . . . . .	63
2.4.1 Comparative analysis of surficial and deep seismic deformation . .	63
2.4.2 Implications on Alpine geodynamics . . . . .	66
2.5 Conclusions . . . . .	70
2.6 Supplementary material . . . . .	71
<b>3 Amplitude de la déformation sismique</b>	<b>75</b>
3.1 Introduction . . . . .	76

## TABLE DES MATIÈRES

---

3.2	Database selection . . . . .	77
3.3	Processing steps . . . . .	81
3.3.1	Catalogue declustering . . . . .	81
3.3.2	Completeness estimates . . . . .	82
3.3.3	Magnitude-Frequency distributions and scalar strain rates estimates	85
3.4	Results and Discussion . . . . .	92
3.4.1	Orientation of the deformation and strain rate tensors . . . . .	92
3.4.2	Comparison with GNSS surface deformation . . . . .	94
3.5	Conclusions and perspectives . . . . .	99
<b>4</b>	<b>Cartographie des vitesses de déplacement du sol par InSAR</b>	<b>103</b>
4.1	Principes de l'acquisition radar . . . . .	105
4.1.1	Généralités . . . . .	105
4.1.2	L'interférométrie radar . . . . .	107
4.1.3	Acquisitions Sentinel-1 . . . . .	107
4.2	Traitement des données InSAR . . . . .	109
4.2.1	L'approche "small baseline" . . . . .	109
4.2.2	Traitement mis en place dans NSBAS . . . . .	110
4.3	Spatial variability of uplift pattern in the western European Alps . . . . .	116
4.3.1	Introduction . . . . .	116
4.3.2	Sentinel-1 data processing . . . . .	117
4.3.3	Ground velocity estimates from times series inversion . . . . .	121
4.3.4	Discussion and conclusions . . . . .	124
4.3.5	Supporting Information : post-processing steps . . . . .	128
4.3.5.1	Masking steps . . . . .	128
4.3.5.2	Velocity estimates . . . . .	131
<b>5</b>	<b>Contraintes GNSS sur la déformation de surface</b>	<b>135</b>
5.1	Seismogenic potential of the High Durance Fault . . . . .	137
5.2	Supporting Information . . . . .	149
5.3	Additional velocity and strain fields . . . . .	158
5.3.1	Vertical velocity field in the Briançonnais area . . . . .	158
5.3.2	Strain rate field computed from VISR . . . . .	160
<b>6</b>	<b>Synthèse et Discussion</b>	<b>163</b>
6.1	Synthèse : champ de déformation crustale 3D des Alpes occidentales . . . . .	163
6.2	Discussion : interprétations tectoniques et apports à l'aléa sismique . . . . .	170
6.2.1	Contraintes sur la tectonique et la géodynamique alpine . . . . .	170
6.2.2	Contraintes apportées aux modèles d'aléa sismique . . . . .	186
	<b>Conclusions et perspectives</b>	<b>199</b>
	<b>Bibliographie</b>	<b>202</b>
	<b>Annexes</b>	<b>226</b>

<b>A</b>	<b>Liste des mécanismes au foyer calculés (chapitre 2)</b>	<b>227</b>
----------	--	------------



---

## Table des figures

---

1	Schéma illustrant les apports respectifs des méthodes utilisées. . . . .	22
1.1	Contexte tectonique des Alpes occidentales d'après Sue (2020) . . . . .	25
1.2	Carte de la sismicité des Alpes occidentales en fonction de la profondeur des hypocentres relocalisés par Potin (2016). . . . .	28
1.3	Contexte géodésique et sismotectonique des Alpes occidentales d'après Sue (2020). . . . .	29
2.1	Map of the seismicity encompassing the western Alps, compiled in Potin (2016). . . . .	40
2.2	Set of the 2215 focal mechanisms computed in this study. . . . .	44
2.3	Seismotectonic zonation of the study area. . . . .	48
2.4	Seismic strain rates computed according to Kostrov's method in each of the 11 subareas. . . . .	50
2.5	Table 1. Strain results for each of the eleven subareas. . . . .	51
2.6	Comparison of stress orientations resulting from FMSI and SI inversions of focal mechanisms within each subarea. . . . .	52
2.7	Table 2. Strain results for each of the eleven subareas. . . . .	53
2.8	Stress orientations resulting from MSATSI inversion on a $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ grid. .	55
2.9	Seismic flux and mean values of the distributions of P, T, and B axes plunges resulting from the Bayesian inversion. . . . .	57
2.10	$1-\sigma$ uncertainties on the mean values of P distributions and of T distribu- tions resulting from the Bayesian inversion . . . . .	59

TABLE DES FIGURES

---

2.11	Vertical cross-sections displaying averages of P, T and B distributions from the Bayesian inversion of events projected along 5 profiles. . . . .	61
2.12	Cross-section of computed focal mechanisms superposed on the ECORS-CROP seismic reflection profile and on the CIFALPS profile, and contours of the Moho depth superposed on the map of deformation style. . . . .	65
2.13	Comparison of seismic stress tensors and geodetic strain rate tensors. . .	68
2.14	Histogram of quality flags distribution for the computed focal mechanisms	71
2.15	Map of summed seismic moments over the 1989-2014 time interval . . . .	72
2.16	Uncertainties on the mean values of P axis plunge distributions resulting from the Bayesian inversions in cross-sections. . . . .	73
2.17	Uncertainties on the mean values of T axis plunge distributions resulting from the Bayesian inversions in cross-sections. . . . .	74
3.1	Map of the seismic catalogues covering the western Alps. . . . .	78
3.2	Selected seismic events dataset, plotted according to their magnitude Mw.	80
3.3	Results from the declustering step using GK method on the alpine part of FCAT catalogue. . . . .	82
3.4	Example of estimate of completeness time period for Mw bin 3.7-4.2 on the alpine part of FCAT catalogue. . . . .	83
3.5	Median estimates for completeness years from Albarello's method and associated 16 <sup>e</sup> and 84 <sup>e</sup> quantiles. . . . .	85
3.6	Magnitudes of events from FCAT catalogue in each area depending on their depths. . . . .	88
3.7	Magnitude frequency distribution for the whole alpine area based on the declustered FCAT catalogue data. . . . .	89
3.8	Logic tree used to explore the full distribution of possible strain rates for each area. . . . .	91
3.9	Eigenvectors of the strain rate tensors obtained from Kostrov's summation over the instrumental period and from scalar rates. . . . .	93
3.10	Strain rates including historical seismicity compared with the GNSS strain rate field on a 0.5x0.5° grid from Walpersdorf et al. (2018). . . . .	95
3.11	Number of events per 5 km depth classes according to the hypocentral depths reported in FCAT catalogue for the Alpine area. . . . .	96
3.12	Magnitude-frequency distributions based on instrumental and historical parts of FCAT catalogue. . . . .	98
4.1	Caractéristiques d'acquisition Sentinel-1 et du mode d'acquisition TOPSAR.	109
4.2	Réseau interférométrique complet avant sélection des meilleures paires. .	113

4.3	Map of the study area and processed dataset. . . . .	119
4.4	Velocity map in line of sight and associated uncertainty map. . . . .	123
4.5	Comparison of the derived velocity map with levelling data, GPS velocities, geological features, glacial maximum extent, little ice age induced uplift rates, uplift rates induced by present-day glacier shrinkage, and exhumation rates. . . . .	126
4.6	Parameters used to mask the velocity map. . . . .	129
4.7	Post-processing of the time series to derive velocity maps. . . . .	132
4.8	Error maps in line of sight derived from the standard error analysis. . . .	133
5.1	Vertical velocities derived from 10 years of measurements on screw marks and from permanent stations measurements. . . . .	159
5.2	Horizontal strain rate tensors derived using VISR. . . . .	161
6.1	Bloc diagramme synthétique des observations verticales, horizontales, et sismiques réalisées. . . . .	169
6.2	Coupe interprétative de la structure à l'échelle lithosphérique des Alpes occidentales d'après Zhao et al. (2016). . . . .	172
6.3	Localisation de la sismicité en fonction de la magnitude le long du profil CIFALPS d'après Malusa et al., 2017 . . . . .	175
6.4	Carte des orientations de l'anisotropie azimutale déduite de la biréfringence des ondes SKS d'après Barruol et al. (2011). . . . .	176
6.5	Représentation schématique des principaux processus géodynamiques pouvant impacter la surrection alpine occidentale d'après Sternai et al. (2019)	178
6.6	Résumé interprété des processus pouvant contribuer à la surrection des Alpes occidentales d'après Sternai et al. (2019). . . . .	181
6.7	Résumé des phénomènes proposés pour expliquer les déformations horizontale et verticale localisées et la sismicité . . . . .	185
6.8	Carte du niveau d'aléa sismique en Europe (ESHM13) d'après Giardini et al. (2013). . . . .	188
6.9	Schéma d'illustration des modèles d'entrée au PSHA . . . . .	189
6.10	Trois modèles de sources du sud-est de la France d'après Martin et al. (2018)	192
6.11	Modèles de récurrence pour la faille de Quito (Équateur) basés d'une part sur la catalogue sismique et d'autre part sur le moment géodésique disponible. . . . .	196



## TABLE DES FIGURES

---

---

## Liste des tableaux

---

3.1	Time period of completeness for the Alpine area of FCAT declustered catalogue. . . . .	84
3.2	Quantiles of depth distribution in each area. . . . .	90
3.3	Table of moment rates for each area. . . . .	90
3.4	Table of scalar strain rates for each area. . . . .	92
3.5	Comparison of seismic moment rates and of geodetic equivalent moment rates. . . . .	97



---

## Introduction générale

---

Les Alpes occidentales, qui constituent la topographie la plus haute d'Europe, comptent parmi les chaînes de montagne les mieux étudiées au monde, ainsi que parmi les premières instrumentées par la géophysique. Formées progressivement depuis le Crétacé jusqu'au Paléogène dans le cadre de la subduction de la marge européenne sous la plaque Afrique et du poinçonnement subséquent de l'Europe par le promontoire adriatique (marge nord de l'Afrique), elles sont marquées par une évolution tectonique et géodynamique complexe (e.g. Dewey et al., 1973; Coward et Dietrich, 1989; Handy et al., 2010). La limite entre l'Europe et l'Adriatique est aujourd'hui caractérisée par la rotation anti-horaire de la micro-plaque Adriatique (Collombet et al., 2002; Anderson et Jackson, 1987; Calais et al., 2002; Serpelloni et al., 2007), la frontière de plaques accommodant majoritairement la convergence Afrique-Eurasie étant localisée le long du Maghreb au nord de l'Afrique (e.g., Nocquet et Calais, 2004; Nocquet et al., 2006; Nocquet, 2012). Plusieurs synthèses exhaustives sont disponibles à ce jour quant au contexte géodynamique alpin (e.g., Lemoine *et al.* 2000). La chaîne alpine occidentale est quant à elle aujourd'hui caractérisée par une sismicité faible à modérée ayant conduit à l'installation de réseaux sismologiques et géodésiques denses dès les années 1960 et 1990, respectivement.

Les enregistrements sismiques dérivés des réseaux nationaux ont permis d'enregistrer des séismes modérés à relativement forts (par exemple Corrençon en Vercors (1962), de magnitude locale 5.3 (Thouvenot et al., 2009), ou Epagny-Annecy (1996), de magnitude locale 5.3 (Thouvenot et al., 1998) dès le début de la période pré-instrumentale puis instrumentale (e.g. Rothé, 1941). Le développement de réseaux de stations sismiques a permis peu à peu une meilleure couverture spatiale de la chaîne, et donc une meilleure caractérisation du mode de déformation par les mécanismes au foyer associés. L'analyse de la déformation sismique au cours des dernières décennies a révélé une majorité de mécanismes au foyer normaux au cœur de la chaîne, associés à des mécanismes inverses et décrochants plus localement (e.g., Ahorner 1972; Maurer et al., 1997; Delacou et al.,

2004). Ces dernières années, les réseaux de surveillance sismique ont permis d'enregistrer de manière systématique des événements de magnitude de plus en plus basse, permettant d'atteindre une magnitude de complétude de l'ordre de 1.5 à l'échelle des Alpes occidentales (Potin, 2016), ainsi que d'augmenter la précision des localisations des hypocentres des séismes.

Les premières mesures géodésiques ont quant à elles permis de mettre en évidence un signal majeur de déformation à l'échelle des Alpes occidentales correspondant à une surrection de l'ordre du mm/an, tandis qu'aucun raccourcissement horizontal correspondant n'est mesuré en surface à travers la chaîne (Nocquet, 2011). L'amélioration des mesures par GPS (*Global Positionning System*) a par la suite permis de révéler un signal de déformation horizontale extensif au cœur de la chaîne, d'un ordre de grandeur inférieur au signal vertical (Nocquet, 2011 ; Walpersdorf et al., 2015, 2018). Ainsi, la présence de surrection associée à de l'extension dans les Alpes de l'ouest suggère que d'autres processus qu'un effondrement gravitaire ou la convergence Afrique-Eurasie sont à l'origine de la déformation de surface actuelle dans cette chaîne de collision (*e.g.*, Delacou et al., 2004). Les observations de surrection et d'extension au sein de la chaîne alpine occidentale ont ainsi conduit à s'interroger sur les moteurs géodynamiques de ces déformations.

Plusieurs processus ont été proposés au cours de la dernière décennie afin d'expliquer la localisation et le mode de la déformation observés en géodésie et dans la sismicité, sans que leurs contributions respectives ne fassent consensus à ce jour. Ceci pose également la question, sinon de l'origine de la sismicité, dont l'association avec la tectonique de plaques est de plus en plus remise en question aujourd'hui dans les domaines intraplaques (*e.g.*, Mazzotti et al., 2020), du moins du rôle des contraintes verticales sur la sismicité.

Aujourd'hui, grâce à 20 années de mesures GNSS et à 25 ans de mesures sismiques denses, ainsi qu'à l'amélioration de leur précision et résolution spatiale, les liens entre déformations horizontale, verticale et sismicité peuvent désormais être précisés. L'objectif de cette thèse est de caractériser précisément l'emprise spatiale ainsi que l'orientation et l'amplitude respectives des déformations géodésiques et sismique. Les travaux suivants, en plus de s'intégrer dans le contexte de plus de vingt années de mesures continues, s'appuient sur des données inédites permettant d'augmenter la résolution des champs de déformations correspondants dans le contexte de faible déformation des Alpes occidentales. A partir des nouvelles données disponibles aujourd'hui, une approche multidisciplinaire est proposée, visant à intégrer des mesures GPS, d'interférométrie satellitaire et sismologiques pour contraindre le champ de déformation 3D alpin (Figure 1).

Les données utilisées dans cette thèse pour contraindre le champ de déformation 3D sont : i) des données GPS, constituées de mesures de stations permanentes du réseau RENAG (RESIF, 2017) depuis la fin des années 1990, ainsi que de stations temporaires des quatre campagnes "Briançonnais" mesurées depuis 1996. Ces données visent à augmenter la résolution du champ de déformation horizontale par rapport aux solutions géodésiques préliminaires (Walpersdorf et al., 2015) afin de préciser sa localisation et son amplitude pour mieux contraindre son origine ; ii) les données satellitaires Sentinel-1 (ESA/CNES) acquises depuis 2014, permettant pour la première fois, grâce à leur densité spatiale et temporelle, d'envisager une analyse d'Interférométrie Radar Satellitaire (InSAR) afin de mesurer les vitesses le long de la ligne de visée satellitaire. Ces mesures sont complémentaires des mesures GPS de par leur forte sensibilité aux mouvements verticaux et de par leur couverture spatiale d'acquisition continue. Elles permettront d'établir l'emprise spatiale de la surrection et donc de discuter des moteurs géodynamiques associés ; iii) les données sismologiques du réseau Sismalp (ISTerre Grenoble), ce dernier ayant enregistré depuis 1989 la sismicité faible à modérée des Alpes occidentales avec une complétude de magnitude inégalée grâce à plusieurs réseaux nationaux ainsi qu'à un réseau régional dense. Ces données ont été homogénéisées avec les données de réseaux permanents (Potin, 2016), et compilées dans un catalogue de plus de 30000 événements sur 25 ans (de 1989 à 2014). La densité des stations permet de calculer des mécanismes au foyer inédits associés à des magnitudes jusqu'à 0.1, permettant d'apporter de nouvelles contraintes sur le mode de déformation sismique et son amplitude.

Ces données sont complémentaires, chacune ayant des apports et limites différentes : la sismicité instrumentale permet d'obtenir une vision de la déformation à l'échelle crustale, bien qu'elle ne soit possiblement pas représentative de la sismicité à plus long terme en raison de temps de récurrence sismique parfois plus longs que la période instrumentale. La géodésie reflète quant à elle la déformation de surface actuelle, le GNSS présentant des mesures 3D localisées spatialement et continues dans le temps, et l'InSAR présentant des données 1D à 2D et continues spatialement.

En raison du faible rapport signal sur bruit caractérisant la mesure de la déformation des Alpes occidentales, chacune de ces méthodes présente des verrous méthodologiques particuliers qui seront détaillés dans les chapitres correspondant de ce manuscrit (voir section 1.4).

Les déformations géodésiques de surface associées aux déformations sismiques en profondeur permettent ainsi d’obtenir le champ de déformation crustale 3D. En plus d’apporter des contraintes cinématiques sur les moteurs possibles de la déformation actuelle de la chaîne alpine occidentale, le champ de déformation 3D apportera des données d’entrée importantes pour le calcul d’aléa sismique qui, en particulier dans l’approche probabiliste, incorpore de plus en plus souvent les taux de déformation déterminés à partir de mesures géodésiques pour contraindre le budget sismique disponible. Ce travail permettra également d’apporter des contraintes supplémentaires sur le zonage sismotectonique, qui est une des trois entrées principales du calcul d’aléa probabiliste.

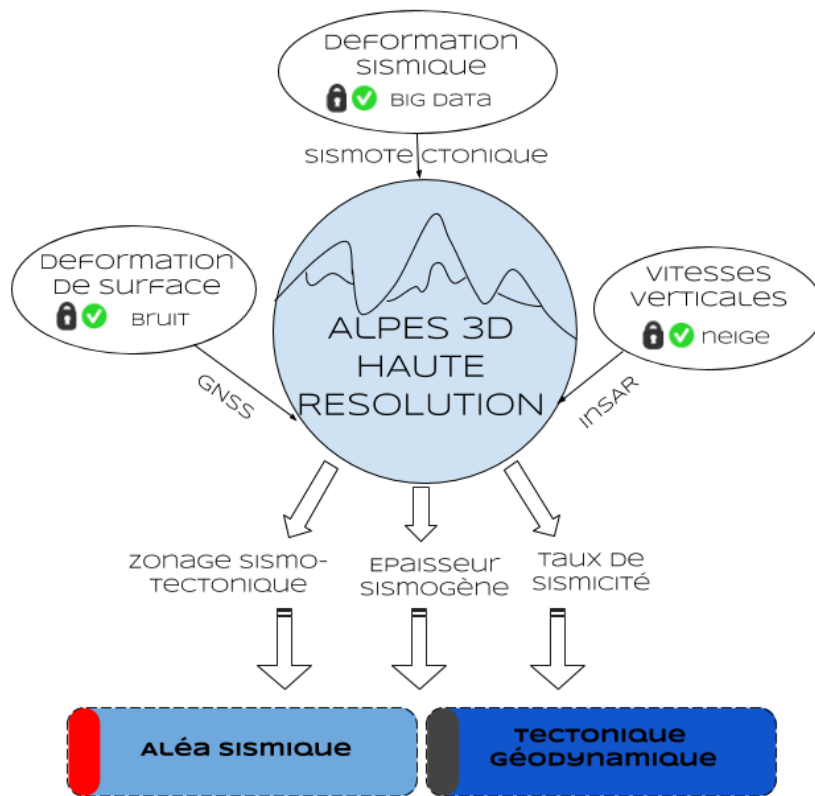


FIGURE 1 – Schéma illustrant les apports respectifs des méthodes utilisées au cours de cette thèse pour contraindre le champ de déformation crustale 3D des Alpes occidentales, ainsi que les apports direct et indirects du champ correspondant.

# CHAPITRE 1

---

## Contexte et problématiques de la thèse

---

### Sommaire

---

1.1	Contexte tectonique . . . . .	24
1.2	Contexte sismotectonique . . . . .	27
1.3	Contexte géodésique . . . . .	31
1.4	Problématiques . . . . .	34

---



## 1.1 Contexte tectonique

Les Alpes occidentales résultent d'une collision continentale entre l'Afrique et l'Europe, ultime étape de la fermeture de l'océan de la Téthys ligure et de la subduction océanique subséquente. Cet océan, aussi appelé océan liguro-piémontais, s'est ouvert au Jurassique moyen. Suite à la fin de l'océanisation, une subduction intra-océanique prend place au début du Crétacé supérieur. La subduction continentale, marquée par la subduction de la marge européenne, débute alors à la fin du Crétacé supérieur. Enfin, les croûtes continentales européenne et adriatique entrent en collision durant l'Oligocène pour les Alpes occidentales (*e.g.* Dèzes et al., 2004 ; De Gracianski et al., 2010).

La phase de collision continentale est marquée par un changement de direction de la convergence qui de NO-SE devient O-NO/E-SE (Handy et al., 2010) : la marge continentale européenne subducte vers l'E-SE, tandis que le raccourcissement correspondant résulte en chevauchements progressant vers l'O-NO. L'arc alpin occidental commence ainsi à se former autour de 35 Ma (Schmid et Kissling, 2000) en conséquence de l'indentation de la marge Européenne par la microplaque Adriatique, l'âge exact étant sujet à débats et différant des zones centrale et orientale des Alpes (Handy et al., 2010). Pendant le retrait du slab Est Ligure au Miocène moyen, un chevauchement orienté sud-est affecte la partie externe sud-ouest des Alpes occidentales (Trullenque, 2005 ; Ford et al., 2006), ce qui conduit, avec la rotation anti-horaire des Alpes Ligures (*e.g.* Collombet et al., 2002) à une compression orientée de manière radiale à la chaîne (flèches noires Figure 1.1). Il s'ensuit une progression, à partir du Miocène, des chevauchements vers l'avant de la chaîne. La mise en place du front Pennique et les rétrochevauchements vers l'Est contribuent au raccourcissement horizontal de la chaîne et à son épaississement crustal. Pour une synthèse extensive de l'évolution géodynamique de la chaîne alpine, le lecteur est invité à se référer par exemple à Handy et al. (2010), Coward et Dietrich, (1989).

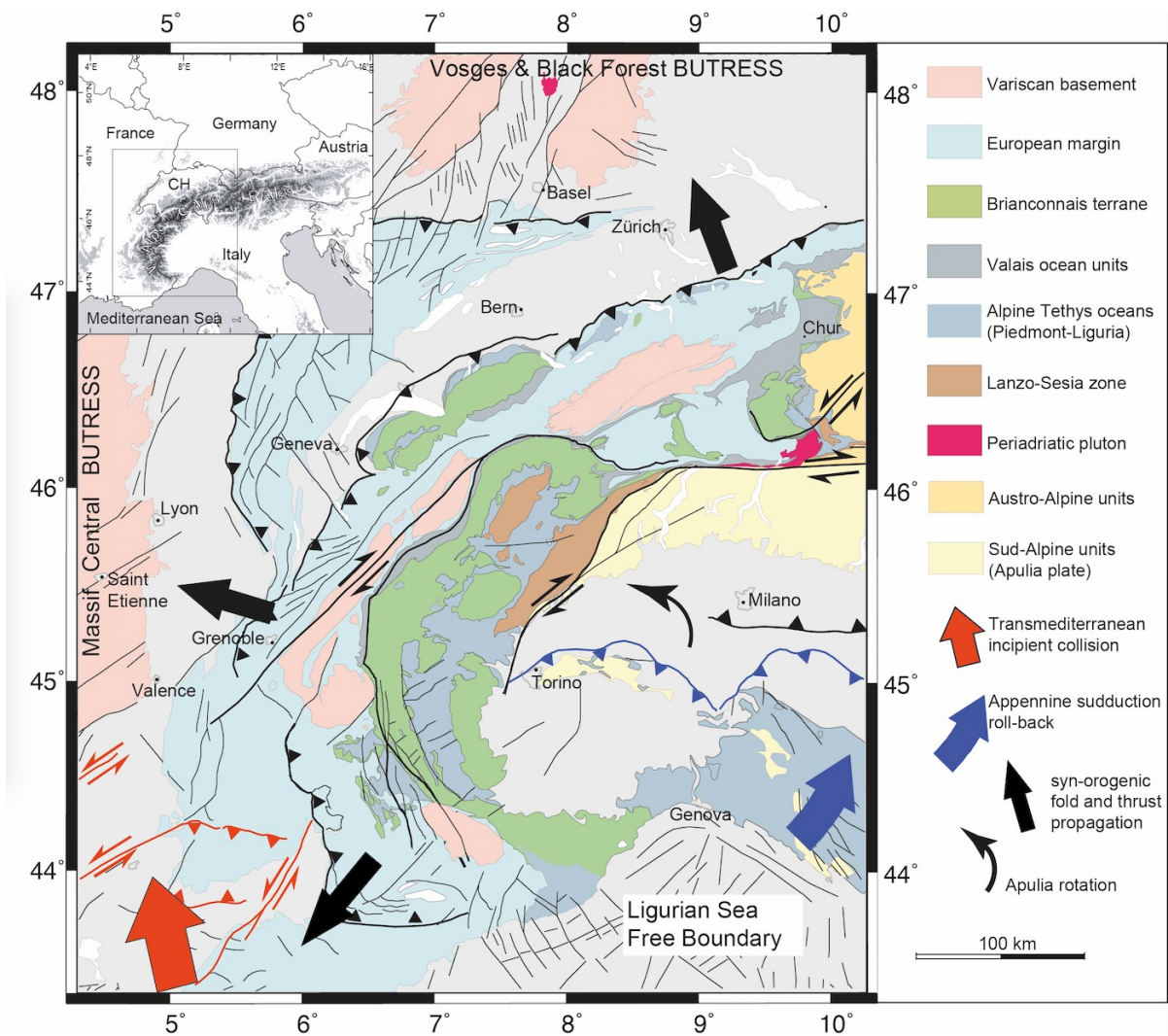


FIGURE 1.1 – Contexte tectonique des Alpes occidentales, d'après Sue (2020). Les cinématiques principales sont superposées aux unités principales des Alpes occidentales. A l'ouest du Front Pennique (CPF) se situent les zones externes, peu métamorphisées, composées du domaine Dauphinois et des massifs cristallins externes. A l'est du Front Pennique se situent les zones internes, davantage métamorphisées et composées du domaine Briançonnais, Piémontais et Liguro-Piemontais.

L'histoire géodynamique complexe des Alpes résulte en marqueurs tectoniques différents. L'évolution tectonique des Alpes occidentales est ainsi caractérisée par diverses phases compressives et extensives. Plusieurs phases de compression sont attestées en lien avec le poinçonnement de l'Europe par l'Adriatique (Tapponnier, 1977) visibles par des indices

tectoniques tels que chevauchements, nappes charriées et plis (par exemple Tricart, 1984). Une phase d'extension parallèle à l'arc alpin occidental est attestée par les études tectoniques depuis les années 1990 qui ont permis de caractériser la fracturation tardi-alpine à l'échelle de l'arc alpin (Sue et Tricart, 1999, 2003 ; Champagnac et al., 2003, 2004 ; Bauve et al., 2014 ; Beucher et al., 2017). Bien que l'âge des différentes phases constitutives de la chaîne alpine soit sujet à débats, cette phase d'extension correspondrait au Miocène supérieur (Zwingmann et Mancktelow, 2004 ; Bertrand et Sue, 2017) et pourrait ainsi être synchrone d'une phase de propagation de la compression vers l'ouest et les zones externes. Bertrand et Sue (2017) présentent une synthèse de cette dynamique, mettant en avant la vaste majorité de tenseurs de paléo-contraintes extensives, associées au second ordre à un régime décrochant. En outre très peu d'indices de tectonique compressive sont rapportés.

Une seconde phase de fracturation extensive est observée par les études tectoniques, en particulier dans la partie occidentale des Alpes (Bistacchi et Massironi, 2000 ; Sue et Tricart, 2002, 2003 ; Champagnac et al., 2006 ; Perronne et al., 2011). Cette seconde phase apparaît perpendiculaire à l'axe la chaîne. Ce second signal extensif a été mis en évidence depuis la région d'Aoste jusque dans le Briançonnais par Sue et Tricart (2002, 2003) puis Champagnac et al (2006) et Perrone et al. (2011). A partir d'observations de recoupement, l'extension perpendiculaire apparaît plus récente que l'extension parallèle (Sue et Tricart, 2003). Elle recoupe en effet des structures compressives (Sue and Tricart, 1999 ; 2003), d'âge oligocène (le front pennique). En outre, des indices à l'échelle locale du Briançonnais suggèrent que l'extension radiale ne peut pas être plus vieille que le Pliocène. En termes de datation absolue, Bilau et al. (2020) indiquent des âges récents ( $\sim 3\text{Ma}$ ) dans le Briançonnais sur des structures correspondant à la réactivation du front pennique en faille normale. Ces âges pliocènes confirment une extension radiale plus récente que les autres phases. Cette phase a ainsi probablement été mise en place au plio-quadernaire et encore active aujourd'hui (Sue et Tricart, 1999, 2003 ; Bilau et al., 2020).

Sue et Tricart (2003) ont également montré que l'épisode d'extension radiale est à l'origine de la réactivation du Front Pennique (CPF, Crustal Penninic Front) en faille normale. Cette dernière est la faille majeure active en faille normale à l'est et au sud-est du massif du Pelvoux (Sue et Tricart 1999). Les paléo contraintes radiales sont en outre cohérentes avec la direction de l'extension néotectonique observée en sismotectonique. Il apparaît donc que cette dernière phase extensive perpendiculaire à la chaîne, qui est observée dans la fracturation de terrain, est active depuis le Pliocène jusqu'à aujourd'hui

(Sue, 2020). Elle est cohérente à la fois avec les observations de sismicité instrumentale et avec les observations de déformation horizontale dérivées de la géodésie.

## 1.2 Contexte sismotectonique

La sismotectonique, en utilisant les informations fournies par les mécanismes au foyer calculés à partir des enregistrements de séismes instrumentaux, permet de caractériser la déformation actuelle de la chaîne. Nous présentons ici l'état de l'art sismotectonique ayant permis de caractériser les champs de déformation et de contrainte actuels de la chaîne dans sa globalité, et non les études à l'échelle de (systèmes de) failles individuelles, les plus emblématiques étant celle de Belledonne (Thouvenot et al., 2003), de la Moyenne-Durance (Cushing et al., 2008), ou de la montagne du Vuache (Thouvenot et al., 1998). La sismicité des Alpes occidentales se concentre le long de deux arcs principaux, l'arc Briançonnais et l'arc Piémontais (Figure 1.2 et Rothé, 1941 ; Sue et al., 2002). Hormis le long de ces deux arcs, la sismicité apparaît plus diffuse et est difficilement localisable sur les failles cartées en surface. L'utilisation groupée de cette sismicité permet de déduire les caractéristiques de déformation actuelle de la chaîne. Plusieurs études ont permis d'établir des champs de déformation et de contraintes à l'échelle locale ou régionale depuis les années 1990 (par exemple Eva et al., 1997, 1998 ; Eva et Solarino, 1998 ; Sue et al., 1999 ; Kastrup et al., 2004). La dernière synthèse sismotectonique couvrant les Alpes occidentales à ce jour est celle établie par Delacou et al. (2004). Cette étude synthétise 389 mécanismes au foyer enregistrés entre 1969 et 2000, associés à des magnitudes locales (Ml) allant de 0.7 à 6.0. A partir d'une part de la distribution des axes P et T, de leur orientation et de leur pendage, ainsi que d'autre part de l'inversion des contraintes principales, elle a pu établir la continuité de la déformation sismique à l'échelle des Alpes occidentales.

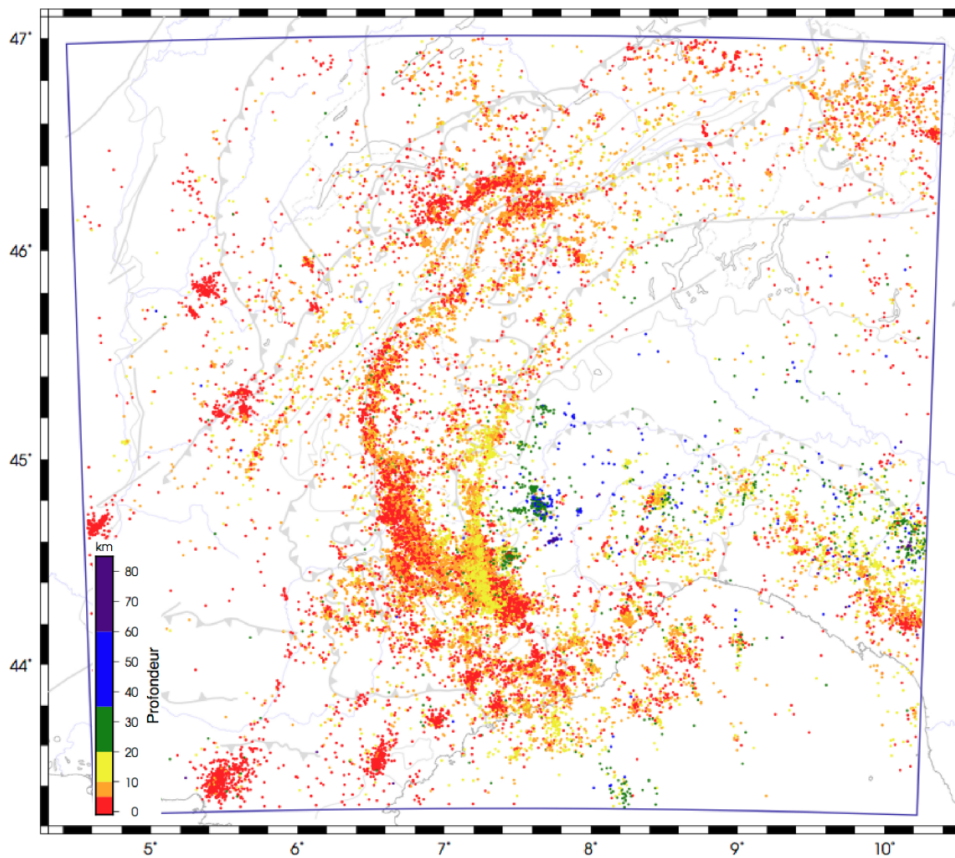


FIGURE 1.2 – Carte de la sismicité des Alpes occidentales entre 1989 et 2014 en fonction de la profondeur des hypocentres relocalisés par Potin (2016). La distribution de la sismicité met en avant l’arc sismique Briançonnais (à l’ouest), associé à des séismes superficiels ( $\sim 0-10$  km), et l’arc sismique Piémontais (à l’est), associé à des séismes légèrement plus profonds ( $\sim 10-25$  km). La sismicité n’a pas été nettoyée des tirs de carrières ici.

Elle a ainsi permis de confirmer à l’échelle régionale un mode de déformation sismique majoritairement extensif au cœur de la chaîne alpine, associé à des zones de transpression plus locales à la périphérie de la chaîne (Figure 1.3). L’inversion des contraintes utilisée dans cette dernière synthèse, tout comme les études avant elle (Maurer et al., 1997 ; Eva et al., 1998 ; Sue et al., 1999 ; Baroux et al., 2001 ; Kastrup et al., 2004 ; Bauve et al., 2014), a mis en évidence la direction globalement perpendiculaire à l’arc alpin de l’extension caractérisant la déformation actuelle du cœur de la chaîne (*i.e.* les zones des Alpes occidentales de topographie plus importante). En périphérie d’orogène, la déformation est associée à des contraintes décrochantes, conduisant à l’observation de zones plus ou

moins transtensives ou transpressives. L'orientation des contraintes apparaît compatible avec une cinématique dextre ces cisaillements parallèles à l'axe de la chaîne.

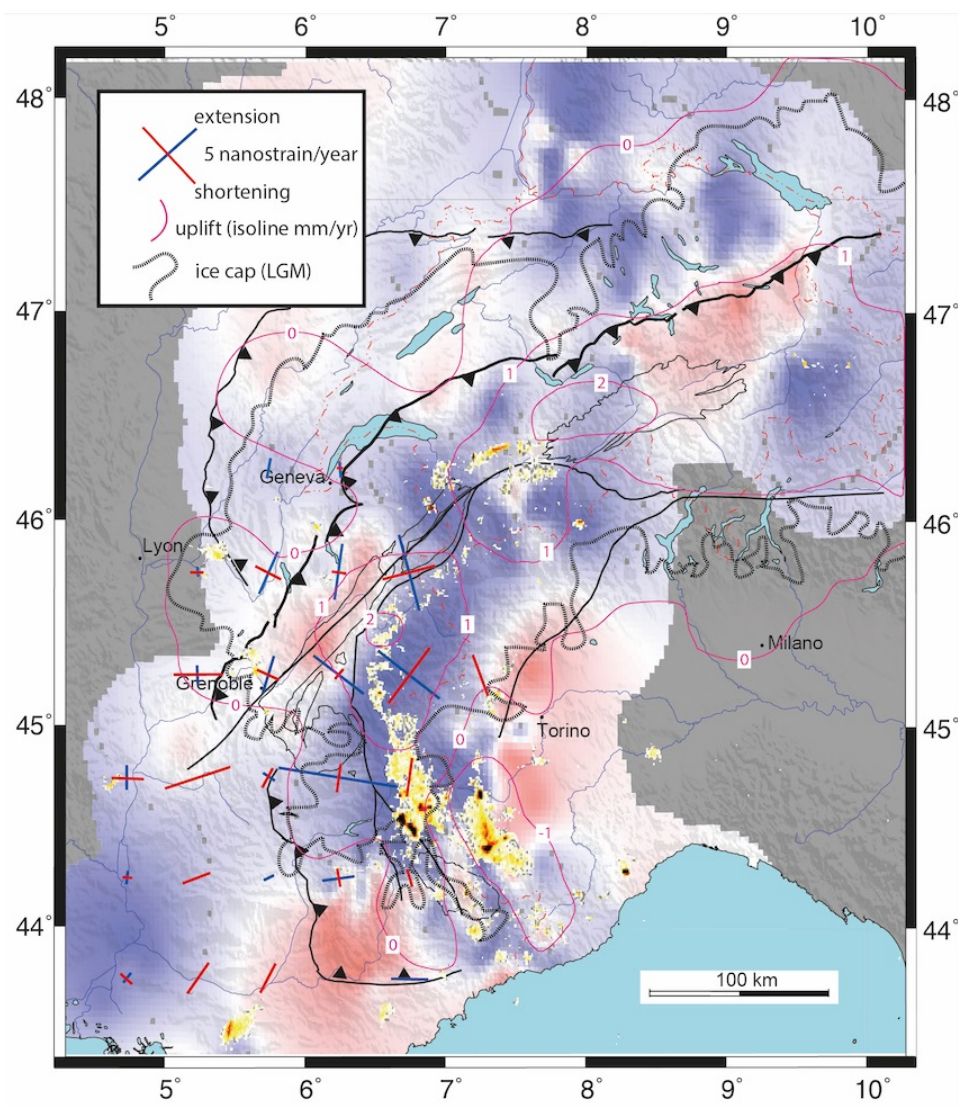


FIGURE 1.3 – Contexte géodésique et sismotectonique des Alpes occidentales. La déformation géodésique de surface (tenseurs de déformation GPS de Walpersdorf et al., 2018; isocontours verticaux de Sternai et al., 2019) est superposée au mode de déformation sismique interpolé (Delacou et al., 2004) montrant l'extension (bleu) et la compression (rouge), modifiée par Walpersdorf et al., 2018. La densité de séisme (jaune à noir), met en évidence les zones présentant plus de 10 séismes par km<sup>2</sup> sur la période 1989-2014 d'après la base de données synthétisée par Potin (2016). D'après Sue, 2020.

Cependant, plusieurs travaux ont permis depuis d'améliorer la détection et la localisation des événements enregistrés (Potin, 2016; Baucé et al., 2019; De Barros et al., 2019; Malusa et al., 2017). Plusieurs essais sismiques ont en effet été enregistrés ou ont actuellement cours dans les Alpes occidentales (par exemple Ubaye, Maurienne, Aiguilles Rouges), ce qui a conduit à l'installation de réseaux d'instrumentation sismique temporaires locaux et régionaux denses et donc à une caractérisation plus fine de la sismicité (localisation autour de failles par exemple, Cushing et al., 2008; Eva et al., 2015), appelant ainsi à une mise à jour des synthèses sismotectoniques.

L'étude de la déformation sismique permet également d'obtenir une information sur l'amplitude de la déformation relâchée sismiquement. Pour cela, la sismotectonique se base sur l'utilisation de la sismicité et sur les tenseurs de moment dérivés (contenant le moment sismique et l'orientation du glissement). L'estimation de l'amplitude de la déformation est donc largement dépendante du type de magnitude estimée et de la relation de cette dernière avec le moment sismique. Les Alpes étant une zone de sismicité instrumentale faible à modérée, les magnitudes calculées sont parfois des magnitudes de moment ( $M_w$ ), mais la plupart du temps des magnitudes locales ( $M_l$ ). A l'échelle des Alpes occidentales, la dernière étude en date de l'amplitude de la déformation sismique (Sue et al., 2007b) est ainsi basée sur des moments sismiques issus directement de la magnitude locale et non de moment. D'autres travaux ont cependant établi une relation  $M_w$ - $M_l$  déviant de la relation 1-1 (Cara et al., 2017) à l'échelle de la France. La relation entre les deux types de magnitude dépend cependant principalement des propriétés d'atténuation de la croûte, qui varie régionalement, et dont de récents travaux ont réévalué les valeurs pour la France (*e.g.* Mayor et al., 2016). Les conversions de magnitude en France et dans les Alpes occidentales ne font donc pas consensus à ce jour (Laurendeau et al. 2019). Cette incertitude est par conséquent une source d'erreur majeure sur les taux de déformation estimés sur la base de la sismicité instrumentale. Les taux de déformation établis doivent donc être considérés avec précaution. De plus, les approches qui ne considèrent que la sismicité instrumentale (*e.g.* Sue et al., 2007b), ne prennent pas en compte les événements de moment sismique plus élevés qui sont caractérisés par des périodes de retour excédant la période instrumentale dans les zones de sismicité modérée telles que les Alpes occidentales, qu'ils soient historiques ou préhistoriques. Les études susmentionnées ainsi que des synthèses récentes à l'échelle de la France (Mazzotti et al., 2020) montrent donc la nécessité de ré-estimer les taux de déformation sismique dans la région alpine.

## 1.3 Contexte géodésique

Les premières mesures géodésiques des Alpes reposaient sur des mesures de géodésie terrestre. Les études de nivellement comptent parmi les premières mesures de la déformation de surface dans les Alpes. Les premières mesures à établir un mouvement vertical de surrection dans les Alpes sont ainsi celles de Schaer et Jeanrichard (1974), qui établissent par nivellement, à l'échelle du territoire Suisse, une surrection atteignant 3 mm/an dans les zones internes de la chaîne (Valais suisse sud), en référence au bassin molassique. Pour la partie française des Alpes occidentales, les mesures de nivellement sont gérées par l'IGN (Institut National de l'information Géographique) et révèlent également une surrection de plus faible ampleur. Les données de plusieurs campagnes ont été traitées individuellement depuis les années 1990 (Jouanne et al., 1995 ; Jouanne et al., 1998 ; Lenôtre et al., 1999). Récemment, ces données ont été reprises et analysées ensemble conjointement avec les données GPS permanentes par Nocquet et al. (2016).

Le développement des techniques d'acquisition par positionnement satellitaire (GPS puis GNSS) depuis les années 1990 a permis de caractériser avec une précision grandissante les déformations de surface de la chaîne alpine à plusieurs échelles spatiales (cinématique de plaques, déformation régionale, et, de plus en plus, locale).

Les premières stations GPS installées dans les Alpes françaises ont été des stations temporaires de campagne, telles que les stations des campagnes Alpes et Briançonnais. Le réseau de campagne GPS Alpes inclut 52 stations en France, en Suisse, et en Italie, dont l'installation a débuté en 1993 et dont les mesures ont été poursuivies en 1998 (Vigny et al., 2002), 2004 et 2015 (Walpersdorf et al., 2018). Le réseau Briançonnais comprend quant à lui une trentaine de stations densément réparties à l'échelle locale (environ 50x60 km<sup>2</sup>), installées en 1996 et 2011 et mesurées tous les 5 ans (1996, 2006, et 2011, voir Walpersdorf et al., 2015), la campagne la plus récente ayant été réalisée en 2016 (voir chapitre 5). Des stations permanentes ont été installées en complément à partir de la fin des années 1990 dans les Alpes occidentales dans le cadre du réseau RENAG (RESIF, 2017). Ces réseaux viennent compléter les mesures nationales des autres pays frontaliers : Suisse (réseau AGNES, Brockmann et al., 2012), et Italie (réseau RING, <http://ring.gm.ingv.it>). Plusieurs réseaux internationaux regroupent également les données de stations nationales dans les Alpes occidentales tels que le réseau international IGS (Dow et al., 2009), le réseau européen EUREF-EPN (Bruyninx et al., 2012, 2013), ou disposent de stations propres (par exemple réseau GAIN du projet européen INTERREG IIIB).

Ensemble, ils ont tout d'abord permis de confirmer la surrection observée dans les



données de nivellement, puis d'améliorer notre connaissance de l'amplitude des vitesses associées et de préciser ses variations spatiales. Les études GNSS des Alpes occidentales révèlent ainsi un maximum de surrection localisé dans le nord-ouest de la chaîne alpine. Chaque étude successive a démontré des vitesses de surrection plus faibles que les précédentes (jusqu'à 2 à 3 mm/an dans les Alpes du Nord-Ouest d'après Nocquet et al., 2011 ; Serpelloni et al., 2013 ; jusqu'à 2 mm/an entre les massifs du Mont-Blanc et de la Vanoise d'après Nocquet et al., 2016 ; Nguyen et al., 2016). Les incertitudes associées à ces vitesses diminuent également à chaque nouvelle mesure des réseaux. A ce jour, les dernières études provenant des différents réseaux sont globalement cohérentes entre elles, révélant des vitesses verticales allant de 0.5 mm/an en périphérie de la chaîne, jusqu'à 2.5 mm/an dans les Alpes centrales et le nord des Alpes occidentales (Figure 1.3 ; Sanchez et al., 2018 ; Walpersdorf et al., 2018 ; Serpelloni et al., 2016 ; Sternai et al., 2019 ; Masson et al., 2019). D'années en années les précisions sur les mesures verticales se sont améliorées, et la résolution spatiale a pu augmenter avec le nombre de stations suffisamment anciennes pour contraindre un mouvement vertical significatif (de l'ordre du mm/an).

A l'échelle des Alpes occidentales, les mesures des réseaux permanents et de campagnes ont permis dès les années 2000 de mettre en évidence un signal de déformation de surface horizontale à travers la chaîne (Calais et al., 2002 ; Vigny et al., 2002). Dès ces premières études, le signal horizontal mesuré apparaît extensif au cœur de la chaîne, tout le long de l'arc alpin. Il y apparaît de plus orienté perpendiculairement à l'axe de la chaîne. L'extension majoritaire au cœur de la chaîne apparaît aujourd'hui environ un ordre de grandeur inférieur à celui de la déformation verticale et est associée dans les mesures géodésiques à un signal secondaire décrochant à compressif en périphérie des Alpes occidentales (*e.g.* Walpersdorf et al., 2018). Les campagnes successives du réseau Alpes et Briançonnais ont en outre au fil des années permis d'augmenter la résolution spatiale des mesures et de mieux localiser l'extension. Les champs de vitesses et de déformations dérivés des données permanentes et de campagnes ont ainsi permis d'identifier un maximum d'extension localisé dans le Briançonnais (Figure 1.3 ; Walpersdorf et al., 2015 ; Walpersdorf et al., 2018), donc spatialement décorrélé du maximum de surrection également identifié par géodésie. Tout comme le signal vertical, ce signal majeur d'extension diminue en amplitude à chaque étude successive (0.5-1 mm/an dans les années 2000, 0.3-0.5 mm/an désormais, Walpersdorf et al., 2018, Serpelloni et al. 2016, 2018 ; Masson et al., 2019). Cette localisation de l'extension et son orientation apparaissent compatibles avec la cinématique de la plaque Adriatique dérivée des mesures géodésiques sur le territoire

italien (Calais et al., 2002; Serpelloni et al., 2005; D’Agostino et al., 2008; Nocquet et al., 2012). Cependant, si tous les modèles correspondants concordent sur une rotation anti-horaire de la plaque adriatique par rapport à l’Eurasie fixe, autour d’un pôle situé sur ou proche de la plaque même, la précision des mesures GPS horizontales, qui à proximité du pôle de rotation devraient tendre vers zéro, ne permet pas de bien contraindre la localisation du pôle de rotation associé à la plaque Adriatique. Celui-ci varie en localisation entre le cœur des Alpes occidentales et le nord-ouest de la plaine du Pô selon les études (Calais et al., 2002; Serpelloni et al., 2005; D’Agostino et al., 2008). Ces incertitudes proviennent du fait que les études incluent différents sous-ensembles de stations, à différents degrés de convergence (selon la durée des observations). Il apparaît ainsi que plus d’une dizaine d’années de mesures sont nécessaires pour obtenir des vitesses GPS significatives à hauteur de 0.1 – 0.2 mm/an. Il est toutefois important de noter qu’une faible incertitude de la vitesse d’une station individuelle ne permet pas de conclure quant à sa fiabilité pour mettre en évidence des déformations tectoniques très lentes. En effet, les incertitudes associées à la vitesse (lente, de quelques dixièmes de mm/an) mesurée par une station donnée peuvent être faibles mais celle-ci peut pour autant mesurer une déformation gravitaire locale plutôt que le signal tectonique régional. Ceci s’explique en partie par la difficulté à trouver, parfois, un substrat stable affleurant lors de l’installation de stations dans les Alpes. Il est donc d’importance primordiale de regarder le motif régional des vitesses géodésiques. Ceci a été par exemple montré à l’échelle locale du Briançonnais, grâce à la grande redondance des stations dans le réseau dense (Walpersdorf et al., 2015). Par conséquent, le choix de l’interpolation sélectionnée pour établir le motif régional, aussi bien horizontal que vertical, joue un rôle décisif dans les résultats finaux qui seront interprétés en termes de tectonique et de géodynamique.

On peut alors avoir recours à des méthodes d’instrumentation complémentaires pour établir les variations régionales en complément de l’interpolation des données GPS. Par exemple, au cours des dernières décennies, l’interférométrie radar (InSAR) a permis d’établir dans plusieurs régions du monde la déformation de surface intersismique ou du moins long-terme. Dans les Alpes occidentales, les techniques InSAR ont pu être utilisées pour mesurer des déformations rapides à l’échelle locale (*e.g.* signal de subsidence sur le delta du Var et sur le polder de l’aéroport de Nice, Cavalié et al., 2015; signal gravitaire des glissements de terrain rapides, Aslan et al., 2020). Cependant, le faible rapport signal sur bruit de la zone alpine n’a pas permis jusqu’ici de mesurer la déformation de surface long-terme à l’échelle régionale avec ces méthodes et le travail rapporté ici constitue une contribution inédite qui offre de nouvelles perspectives (voir chapitre 4).

De même, dans plusieurs régions du monde, les mesures géodésiques (GPS et/ou InSAR) sont utilisées comme données d'entrée pour implémenter des modèles d'inversion permettant de caractériser la géométrie et la cinématique des structures accommodant la déformation de surface (depuis Savage, 1983; Avouac et Tapponnier 1993; jusqu'à nos jours, par exemple Rousset, 2016; Daout, et al., 2016). Ces modélisations complexes nécessitent cependant de contraindre de nombreux paramètres, requérant ainsi des incertitudes suffisamment faibles au regard du signal mesuré. Si ces méthodes ont déjà pu être appliquées dans des zones montagneuses (*e.g* chaîne himalayenne, voir par exemple Grandin et al., 2012, Daout et al., 2016b, 2018), ce n'est pas le cas à ce jour pour la chaîne alpine en raison des taux de déformation qui sont plus faibles dans les Alpes que dans les régions où ces méthodes se sont déjà montrées fructueuses.

## 1.4 Problématiques

Les sections 1.2 et 1.3 ont montré que les Alpes occidentales présentent un signal de déformation majeur vertical, associé à des taux très lents, de l'ordre du mm/an. Cependant les taux de déformation verticaux et horizontaux atteignaient jusqu'ici la limite de résolution géodésique. Les Alpes occidentales présentent également une sismicité modérée, ce qui n'a pas encore permis d'atteindre une complétude pour les magnitudes les plus basses. Ainsi, des observations plus longues, permettant d'augmenter la précision et la résolution spatiale des mesures, sont requises afin d'apporter davantage de contraintes aux modèles relatifs à la chaîne alpine, que ces derniers concernent la géodynamique ou le niveau d'aléa sismique. Cette thèse s'intègre ainsi dans le contexte de plus de vingt années d'instrumentation sismique et géodésique. Sur la base de cette durée d'instrumentation nouvelle, il apparaît désormais possible de mieux contraindre les champs de déformation horizontaux, verticaux et sismique à haute résolution dans l'ensemble des Alpes occidentales. Cette thèse vise par conséquent à établir **quelles sont les relations (cinématiques, spatio-temporelles et géodynamiques) entre déformation horizontale, déformation verticale, et sismicité dans la chaîne**. Répondre à cette problématique globale nécessite de se pencher sur les questions primordiales suivantes :

- Comment augmenter le rapport signal/bruit de la mesure des déformations de faible amplitude?

- Quelles sont les corrélations spatiales des déformations horizontale et verticale ?
- Quelle est la distribution du mode de déformation sismique ?
- La déformation mesurée en surface est-elle représentative de la déformation à l'échelle crustale ?
- La déformation mesurée à court terme par la géodésie (quatre années par InSAR, vingt années par GPS) est-elle représentative des déformations sismiques sur les périodes instrumentale et historique ?
- Les observations haute résolution de la déformation de surface et de la déformation sismique permettent-elles de mieux contraindre les différents processus géodynamiques affectant actuellement la chaîne alpine ?
- Parmi ces processus géodynamiques, lesquels génèrent de la déformation sismique ou asismique ?

Cette thèse s'appuie sur des bases de données inédites acquises par plusieurs services nationaux d'observations depuis les années 1990. Dans un premier temps, ce manuscrit présente une analyse de la déformation sismique d'un point de vue sismotectonique. Le chapitre 2 présente l'utilisation d'une base de données établie à ISTerre depuis 1989 ayant permis de préciser la distribution des modes de déformation sismique le long de l'arc alpin occidental. Afin d'établir l'amplitude de la déformation sismique la plus représentative possible, les données de sismicité instrumentale sont combinées à des données de sismicité historique dans le chapitre 3. Dans un second temps, différentes manières d'augmenter la résolution des mesures de déformation géodésique sont présentées. Le chapitre 4 présente l'apport des toutes premières mesures interférométriques de déformation long-terme réalisées à l'échelle des Alpes occidentales, désormais possibles grâce à de nouvelles acquisitions satellitaires. Le chapitre 5 s'intéresse quant à lui à l'apport de données de campagnes GPS pour la caractérisation de la déformation à l'échelle locale. Enfin, le chapitre 6 discute les apports respectifs des différentes observations constituant le champ de déformation 3D des Alpes occidentales. Ces apports concernent les liens entre les déformations observées à différentes profondeurs, les implications de ces dernières en

## CONTEXTE ET PROBLÉMATIQUES DE LA THÈSE

---

termes de processus géodynamiques, et les contraintes qu'elles peuvent fournir aux études d'aléa sismique.

---

## Variations spatiales du mode et de l'orientation de la déformation sismique

---

### Sommaire

---

<b>2.1</b>	<b>Introduction</b>	<b>39</b>
<b>2.2</b>	<b>Data and methods</b>	<b>41</b>
2.2.1	Seismic database and earthquake localizations	41
2.2.2	Focal mechanism computation	42
2.2.3	Strain quantification and stress inversions	44
2.2.4	Bayesian interpolation of focal mechanisms	46
<b>2.3</b>	<b>Results</b>	<b>47</b>
2.3.1	Focal mechanism distribution	47
2.3.2	Up-to-date strain and stress fields	49
2.3.3	Probabilistic reconstruction of tectonic regimes throughout the Western Alps	56
<b>2.4</b>	<b>Discussion</b>	<b>63</b>
2.4.1	Comparative analysis of surficial and deep seismic deformation	63
2.4.2	Implications on Alpine geodynamics	66
<b>2.5</b>	<b>Conclusions</b>	<b>70</b>
<b>2.6</b>	<b>Supplementary material</b>	<b>71</b>

---

Les récents développements de réseaux d'observation sismologiques permanents et temporaires dans les Alpes ont conduit à fortement diminuer la magnitude de complétude des bases de données associées. Les enregistrements du réseau régional Sismalp depuis 1989 constituent le pilier de cette avancée scientifique, dont la robustesse est par ailleurs consolidée par les enregistrements des réseaux nationaux français, suisse et italien. La fusion et l'harmonisation de ces bases de données nationales et régionales couvrant les Alpes par Potin (2016) fournissent aujourd'hui la vision la plus complète de la sismicité instrumentale affectant les Alpes occidentales. La relocalisation de tous les événements associés dans un modèle de vitesses crustal 3D permet également d'avoir accès aux localisations les plus précises actuellement disponibles à cette échelle spatiale régionale. La quantité et qualité nouvelles des événements sismiques enregistrés nous permet aujourd'hui d'établir des champs de déformations et de contraintes robustes sur les Alpes occidentales, associés à une résolution spatiale inégalée jusqu'ici à l'échelle régionale. Une collaboration menée à Santiago du Chili avec B. Potin dans le cadre du projet de thèse a ainsi permis de calculer plus de 2000 mécanismes au foyer dont la plupart sont associés à des magnitudes  $< 2$ , ce qui est inédit pour la région. L'inversion de ces mécanismes a été menée grâce à une méthode parmi les plus récentes pour obtenir les tenseurs de contraintes. Une collaboration avec une thèse en cours à l'université de Lyon (Colin Pagani et Thomas Bodin) a permis de mettre en place une méthode statistique pour établir une distribution probabiliste du mode de déformation de manière continue sur l'ensemble des Alpes occidentales. Les champs de contrainte et de déformation établis ont permis de mettre au jour des éléments novateurs pour la compréhension des processus néotectoniques affectant la chaîne aujourd'hui. Ce chapitre décrit la méthode mise en place pour calculer les tenseurs de contraintes et modes de déformation, ainsi que les champs résultants et apports principaux à la compréhension géodynamique des Alpes occidentales. Ce chapitre fait l'objet d'un manuscrit intitulé "Present-day geodynamics of the Western Alps : new insights from earthquake mechanisms", soumis dans le volume special "New insights on the tectonic evolution of the Alps and the adjacent orogens" du journal *Solid Earth*. Ce papier, co-signé Mathey M., Sue C., Pagani C., Baize S., Walpersdorf A., Bodin T., Husson L., Hannouz E., Potin B., est référencé ci-après comme Mathey et al. (in prep).

## 2.1 Introduction

The European Alps are characterized by a complex orogenic history. The alpine belt results from the collision between the African and European plates during the Cenozoic (e.g. Coward and Dietrich (1989); Handy et al. (2010)). Tertiary continental collision followed the late Cretaceous to Eocene closure of the Ligurian Tethys ocean (e.g. Stampfli et al., 1998), leading to the indentation of the European plate by Adria. The anticlockwise rotation of the Adriatic plate with respect to the Europe prevails in the tectonic history of the Western Alps (e.g. D’Agostino et al., 2008; Nocquet and Calais, 2004; Serpelloni et al., 2007). More precisely, multiple collision phases led to nappe stacking as well as folds and thrusts, from the inner zones to the outer front of the belt. The Frontal Penninic Thrust (FPT) is the main compressional structure of Oligocene age along the Western alpine arc (Tricart, 1984). Concurrently to the Miocene progradation of the collision front towards the external zones, the inner part of the belt was affected by orogen-parallel extension, crosscutting earlier compressional structures and resulting in intertwined networks of normal and strike-slip faults (e.g. Champagnac et al. (2006); Sue and Tricart (2003); Bertrand and Sue (2017)). A late phase of orogen-perpendicular extension developed in the core of the Western Alps during the Plio-Pleistocene (Bilau et al., 2020; Sue et al., 2007), leading to the extensional reactivation of the FPT (Sue and Tricart, 1999). This continued tectonic regime is currently revealed by the moderate seismicity of the Western Alps, which is distributed along two main seismic arcs, namely the Briançonnais seismic arc running along the FPT, and the Piémontais seismic arc running along the western side of the Ivrea Body (Sue et al., 2002; Figure 2.1). Congruent with the late brittle extension, ongoing seismicity shows normal faulting combined with dextral longitudinal strike-slip (Sue et al., 1999, 2007; Delacou et al., 2004).

From the end of the 90’s onward, seismotectonic studies brought increasing constraints on the current strain and stress states of the Western Alpine realm as a whole (e.g. Maurer et al 1997; Kastrup et al., 2004; Eva et al., 2020). The progressive development of dense permanent and temporary seismic networks in the Western Alps (e.g. Sismalp (Thouvenot et al., 1990, 2013), CIFALPS (Zhao et al., 2013)) improved the catalogues by decreasing both the magnitude of completeness and the minimum magnitude from which focal mechanisms could be computed. These updated catalogues opportunely permit to reappraise the disputed current dynamics of the Western Alps (e.g. Nocquet et al., 2016; Sternai et al., 2019; Champagnac et al., 2012; Mazzotti et al., 2020).



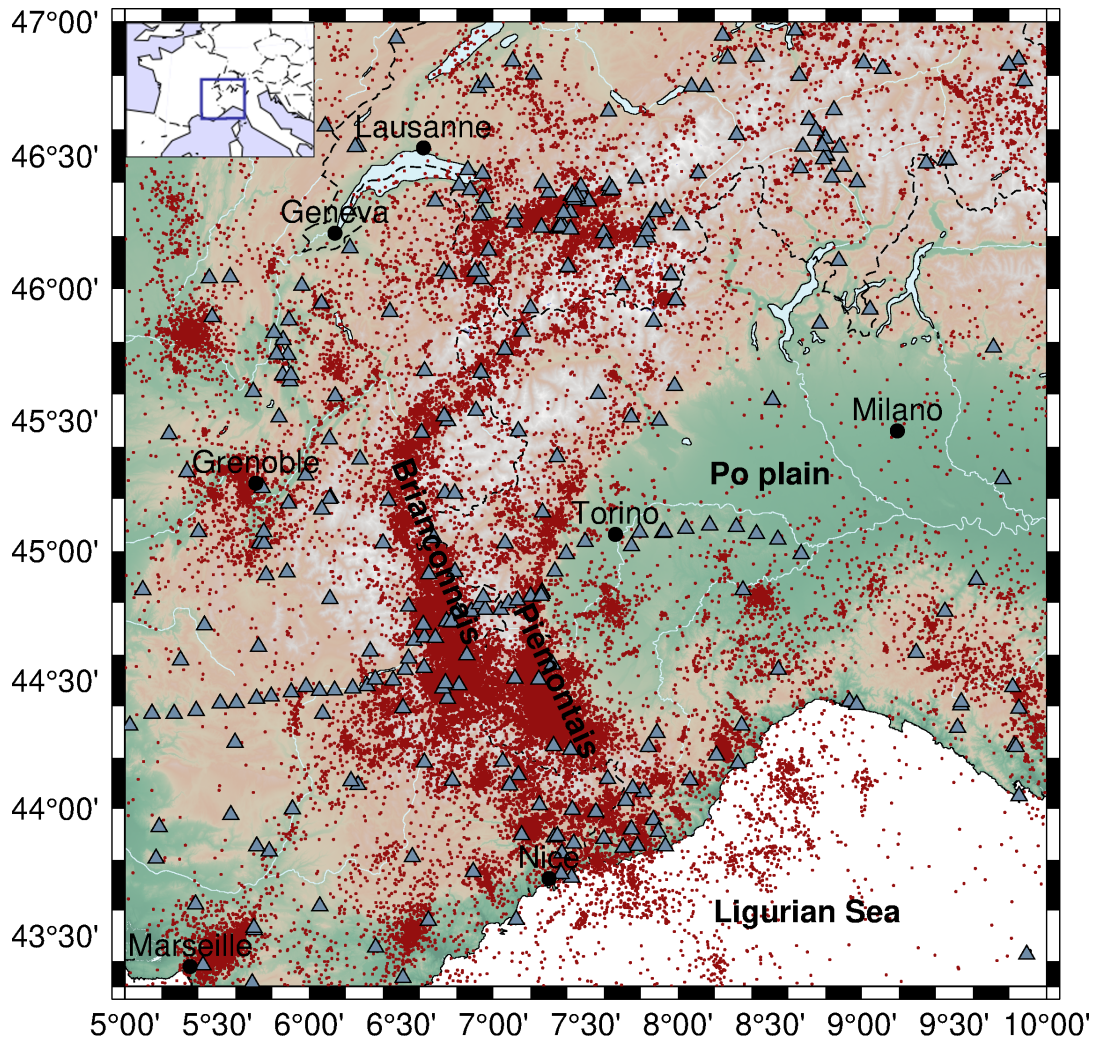


FIGURE 2.1 – Map of the seismicity (red dots) encompassing the western Alps, compiled in Potin (2016) from national and regional networks seismic stations (triangles). The two major seismic arcs (Briançonnais and Piémontais arcs) stand out clearly from the seismicity. Quarry blasts have not been removed.

In this paper, we apply an integrated seismotectonic approach taking advantage of a comprehensive seismic dataset (Potin, 2016) that compiles 25 years of seismicity recording by national and regional networks and includes more than 30,000 events with local magnitudes (Ml) in the 0 to 5 range. Given the exceptional amount of data available in this catalogue we unveil the highest resolution stress and strain fields to date based on the computation of more than 2200 focal mechanisms, and we retrieve the robust deformation signals at the regional scale. This is achieved thanks to a Bayesian inversion for

the deformation style, combined to a stress-oriented inversion of the focal mechanisms. Principal stress orientations, combined with the regionalization of deformation modes, are of primary importance to understand the seismogenic processes within the belt and to seismic hazard analyses.

## 2.2 Data and methods

### 2.2.1 Seismic database and earthquake localizations

Our large dataset is a compilation of P and S wave travel time arrivals recorded by six local or national networks operated from 1989 to 2014 (Potin, 2016, Figure 2.1). (i) The Sismalp network from Grenoble University (Thouvenot et al., 1990, 2013; Thouvenot and Fréchet, 2006) consisted of up to 44 permanent and 10 temporary stations, from 1989 and 2013, and specifically targeted the weak seismicity of the Western Alps. (ii) The French RéNaSS (Réseau National de Surveillance Sismique) and LDG (Laboratoire de Détection Géophysique) networks were used to build the BCSF catalogue. These networks entirely cover France, and include 36 stations in the Western Alps. (iii) The Italian RSNI network (Regional Seismic Network of North Western Italy) comprises 40 stations in the Western Alps and the Po plain and collects data since the 1960s onward. (iv) The Swiss SED network (Cauzzi and Clinton, 2013) maintains an increasing number of stations in Switzerland since the 1970s onward with about one hundred stations as of today. (v) The CIFALPS network (Zhao et al., 2013) recorded between 2012 and 2013 along a profile across the SW Alps. Potin (2016) standardized and homogenized the seismic data collected from these different networks : duplicate events were removed, and arrival time uncertainties were harmonized. Potential picking errors were identified and cleared out. The remaining dataset includes 36,010 events, for which at least seven phases were read by at least four seismic stations. 791,754 P- and S-waves arrival times were retained, recorded at 375 stations. Potin (2016) combined 3D-velocity model inversion and earthquake re-localizations; take-off angles of seismic rays were estimated with an uncertainty of the order of a few degrees, thus providing an enhanced localization of the events with a precision of a few kilometers both laterally and vertically. The complete set of earthquakes includes blasts, quarrying or mining events.

### 2.2.2 Focal mechanism computation

From the aforementioned large dataset, we computed focal mechanisms with the code HASH (Hardebeck and Shearer, 2002). The computation makes use only of P-wave first motion polarities. Thanks to the high density of stations provided by the combination of six networks, we were able to apply strict computation criteria. From the 36,010 events of the above described dataset, we retained those with at least 10 P-wave polarities and at least one S-wave. The maximum allowed azimuthal gap between polarities was set to  $90^\circ$  and the maximum azimuthal gap of incidence angles to  $60^\circ$ . The maximum allowed distance to the seismic station was set to 600 km since all the stations used are within this range and covered by the same velocity model from Potin (2016). A preferred focal mechanism was computed for each of the 2,215 events meeting these criteria. HASH code yields a quality flag from A to F for each computed focal mechanism (A, best constrained), which takes into account several parameters such as the number of polarities used, spatial distribution of stations, uncertainties on picking and take-off angles. The local magnitude (Ml) is based on the maximum amplitude of the shear-wave. The quality flags distribution of the computed focal mechanisms is available in the Supplementary Material (section 2.6). Over the 2,215 events for which a focal mechanism has been computed, 58 have a  $Ml < 1$ ; 1,200 have a Ml ranging from 1 to 2; 769 have a Ml ranging from 2 to 3; 102 have a Ml ranging from 3 to 4, and 19 have a  $Ml > 4$  (Figure 2.2a). Fifteen of them are A quality events with Ml ranging from 1.6 to 4.6; 52 are B quality events with Ml from 1.3 to 4.9; 72 are C quality events with Ml from 0.9 to 4.8; all other mechanisms are D quality events with Ml ranging from 0.2 to 4.5. According to Hardebeck and Shearer (2002), A quality events have an associated fault strike uncertainty between  $0^\circ$  and  $25^\circ$ , B events between  $25^\circ$  and  $35^\circ$ , C events between  $35^\circ$  and  $45^\circ$ , and D events between  $45^\circ$  and  $55^\circ$ .

While low magnitude seismic events account for less seismic energy release compared to larger ones, they will nonetheless be used both in an approach in which all focal mechanisms are used regardless of their magnitude (stress inversions, section 2.2.3), and in approaches in which focal mechanisms are weighted depending on their magnitude (seismic moment summation, section 2.2.3) and overall quality (Bayesian inversion, section 2.2.4), respectively.

To further analyze the regional distribution of the focal mechanisms, we classified them according to the plunges of their pressure (P), tension (T) and null (B) axes (following the method of Frohlich (1992)). The representation of the style of deformation of a given focal mechanism between pure strike-slip, pure normal or pure reverse motion

is a problem where the mechanism is located in a ternary diagram. Each pole of the diagram represents one of the three pure styles of deformation (pure strike-slip, pure normal or pure reverse motion). For each focal mechanism, Kaverina diagrams (e.g., Alvarez-Gómez, 2019) allow to represent the styles of deformation including the case of intermediate modes such as transpression or transtension. Frohlich's classification with Kaverina diagrams allows to represent a focal mechanism in the ternary diagram by only two coordinates, the B and T axes plunges, P axis plunge being retrieved by the product of the 2 first ones (e.g. if both T plunge and B plunge =  $0^\circ$ , then P plunge =  $90^\circ$ ). The representation of the style of deformation through the Frohlich classification thus allows one to project a focal mechanism into a 2D parameter space, and to account for intermediate styles of deformation, while information on the plane orientation is lost. The Kaverina diagram for the complete catalogue is presented on Figure 2.2b, and the corresponding map on Figure 2.2c.

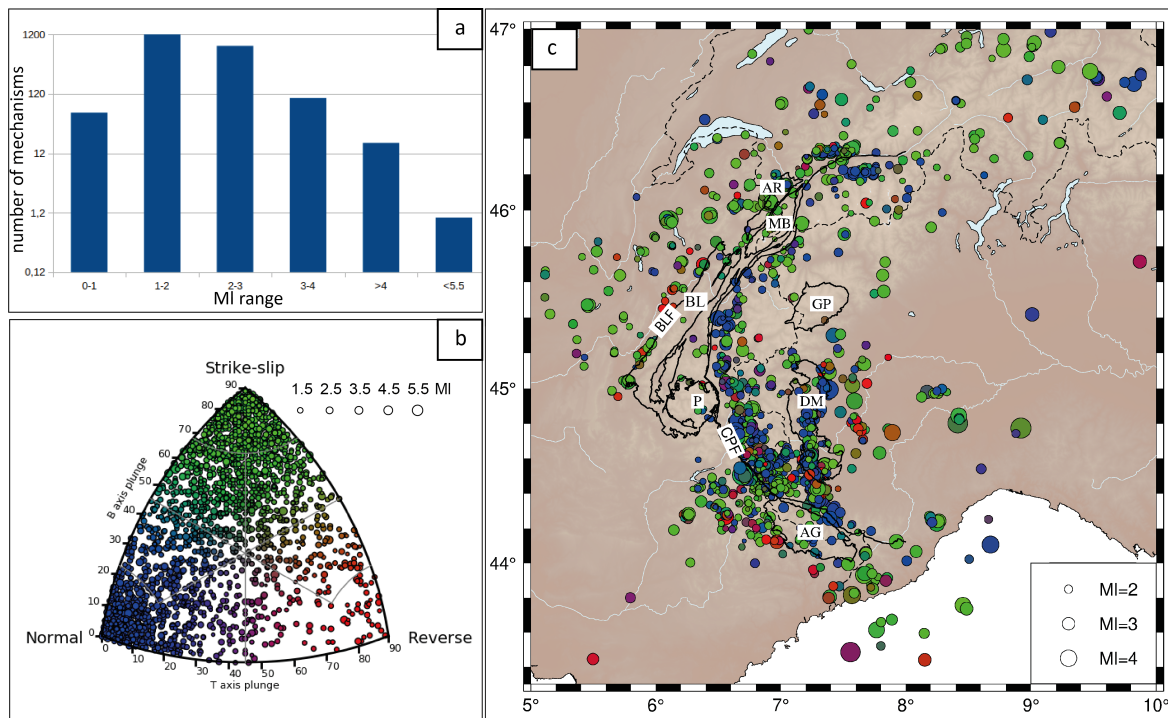


FIGURE 2.2 – Set of the 2215 focal mechanisms computed in this study. a) Histogram of magnitude distribution (local magnitude, MI) for the computed focal mechanisms. b) Kaverina diagram displaying the style of deformation of the mechanisms according to their T axis (tension axis) and B axis (null axis) plunges. Normal, reverse and strike-slip deformation style corresponding to vertical P, T and B axes is indicated by circles in blue, red and green color, respectively. c) Localization of the focal mechanisms color-coded according to their classification in the Kaverina diagram in b). Note the different scale for events size between b) and c). Black lines outline the crystalline massifs of the area. External crystalline massifs (Aiguilles Rouges, AR; Mont-Blanc, MB; Belledonne, BL; Pelvoux, P; Argentera, AG) are separated from the internal crystalline massifs (Gran Paradiso, GP; Dora Maira, DM) by the Crustal Penninic Front (CPF). The Belledonne external massif is delineated by the Belledonne Fault (BLF) along its western flank.

### 2.2.3 Strain quantification and stress inversions

Strain rates are computed by averaging moment tensors (i.e., symmetrical 9 components 2nd order tensor, plus seismic moment amplitude), for which the 9 components directly depend on strike, dip and rake parameters of the focal mechanisms. The seismic

moment for each focal mechanism is by definition related to moment magnitude  $M_w$  (Hanks and Kanamori, 1979). Our Sismalp catalogue includes a local magnitude scale (MI) for which a double conversion has been proposed by Cara et al. (2015), through another national-scale local magnitude (MI LDG). However, a careful analysis of this double conversion (Laurendeau et al., 2019) shows that this relationship is misleading for MI Sismalp  $>2.5$  : above this value, a linear relationship could be derived from the available dataset ; below this value, a polynomial equation is a better approximation. Finally,  $M_w=MI$  is a reasonable hypothesis, however under-estimating moment magnitude on the complete range of values. In order to retrieve an annual strain rate, the sum of the individual moment tensors is divided by a volume and a time span, according to Kostrov (1974). This method thus requires defining homogeneous volumes in terms of deformation style, prior to summing compatible focal mechanisms in each volume. We defined 11 volumes within our region of interest, based on structural criteria, taking into account both the arcuate structure of the belt, as well as its geological structures, or based on the focal mechanism distribution and density of earthquakes. The 11 seismotectonic zones are named according to their structural environment : the VSS and VSN zones in the Southern and Northern Valais ; BRN, BRS, BRS2 from North to South along the Briançonnais seismic arc ; PIE along the Piémontais seismic arc ; PPO, SMT, NMT, and VAR for the areas at the periphery of the belt : Po plain to the East, Southern Mercantour to the south, and Northern Mercantour and Var to the Southwest, respectively ; and finally DPH in the external Dauphinois zone (map view on Figure 2.3).

In a second analysis, focal mechanisms were inverted to retrieve the principal stress directions. Different inversion methodologies exist, all based on the same assumption of a locally uniform stress regime in the crust producing a slip, which occurs in a direction parallel to the plane of resolved shear stress (Hardebeck and Hauksson, 2001 ; Lund and Townend, 2007). In the stress inversion strategy, all mechanisms are equally weighted, regardless of their magnitude. In order to strengthen our analysis, we compare the classic FMSI (Focal Mechanism Stress Inversion, Gephart, 1990) method based on a grid search algorithm with the SI (StressInverse, Vavrycuk, 2014) method based on a linear least-square inversion. These methods allow retrieving a partial stress tensor, since orientations of the three principle stresses can be obtained, as well as the shape ratio of the stress tensor, but not their absolute amplitude. The retrieved information is constitutive of the deviatoric stress tensor (D’Amico, 2018). In a first step, these two procedures were implemented on the same seismotectonic zones that were defined for strain rate quantification, in order to assess the robustness of the inversion. In a second step, we inverted

the mechanisms on a regular grid rather than on pre-defined seismotectonic zones, which enables us to increase the spatial resolution of the derived stress field, at the cost of a reduced level of constraint since less data are used to derive each tensor. We used the MSATSI (Matlab Spatial And Temporal Stress Inversion, Martinez-Garzon et al., 2014) software, which is based on the SI algorithm (Vavrycuk, 2014) to perform an inversion for each cell encompassing at least 10 focal mechanisms. While MSATSI allows the user to modulate the damping factor describing the attenuation of the weight of neighboring cells in a given cell inversion, we choose to run the inversion without damping in order to identify any spatial heterogeneity in the stress field.

### 2.2.4 Bayesian interpolation of focal mechanisms

We choose to interpolate the style of deformation, in order to construct a continuous map of the regional trends prevailing among the locally varying mechanisms. As shown in Figure 2.2, our dataset consists in an ensemble of P and T axes plunge angles given at each event location. In order to better investigate the spatial variations of this dataset, we implemented a 2D Bayesian regression method (after Bodin et al., 2012) to reconstruct a continuous surface of P and T plunge angles. The procedure is based on a transdimensional regression, which can be used over n-dimensions datasets that are evenly distributed, and of variable uncertainties. The reconstructed surface is parameterized with a mesh that self-adapts to the level of information in the data. The solution is a full probability distribution for each parameter at each geographical location, which is useful to estimate uncertainties. This method was first use to reconstruct the Moho topography beneath Australia from a discrete set of local observations (Bodin et al., 2012). Choblet et al. (2014) used it to reconstruct probabilistic maps of coastal relative sea level variation from tide gauges records. The approach was also used by Husson et al. (2018) to reconstruct maps of vertical displacement rates measured at GPS stations, and by Hawkins et al. (2019a;b) to produce probabilistic maps of sea level rise by combining GPS, satellite altimetry and tide gauge measurements. In this work, the transdimensional regression algorithm applied to focal mechanisms outputs probability distributions for P and T plunges values at each geographical location. The method accounts for the heterogeneous data density thanks to a self-adapting parameterization based on Delaunay triangles. It also accounts for variable uncertainties in the data and thus allows deciphering which signal is robust at the regional scale despite the data heterogeneity. Moreover, a hierarchical Bayesian approach is used and data uncertainties are re-scaled

by a global adaptive factor depending on the level of data fit (Malinverno et al., 2004). This factor enables us to assess whether formal uncertainties on fault planes and thus on P and T axes are over- or underestimated.

## 2.3 Results

### 2.3.1 Focal mechanism distribution

To get a general overview of the 2200 focal mechanisms in terms of mode of deformation, we plotted them all together on a Kaverina diagram, i.e. according to their B and T axes plunges. The corresponding plot (Figure 2.2b) shows a majority of strike-slip mechanisms ( $\sim 1200$ ; 54.5 %), a large number of extensional ones ( $\sim 800$ ; 36.5 %), and a minority of reverse ones ( $\sim 200$ ; 9%), over the Western Alps as a whole. The localization of the events is shown on the map in Figure 2.2c, with respect to the main geological features covering the area. At a first glance, a strike-slip regime is distributed all over the belt, while extension is mainly located in the inner part of the belt, i.e. along the Briançonnais and Piemontais arcs, confirming previous studies (Bauve et al., 2014; Delacou et al., 2004; Sue et al., 2002). Compression is scattered, and mostly expressed in the Po plain and in the S-W external part of the belt. In terms of tectonic structures, the Belledonne fault (BLF) is well imaged by the focal mechanisms aligned over  $\sim 100$  km along the external flank of the Belledonne crystalline massif. This active structure is dextral (e.g. Martinod et al. (1996) Billant et al. (2015)) and accounts for a large part of the seismicity released in this area during the instrumental period (Thouvenot et al., 2003). At a larger scale, a majority of the events are indeed located within the Briançonnais or Piemontais seismic arcs, which are characterized by complex parallel fault networks. Within these arcs, some surface fault traces are mapped from field works and could be associated with focal mechanisms at the local scale (for instance the High Durance and East-Briançonnais Faults (Mathey et al., 2020; Sue and Tricart, 2003)). However, due to the large spatial scale of the present study, we did not perform any detailed analysis of focal mechanisms distribution with regard to individual faults.

In a second step, we plotted Frohlich classes on Kaverina diagrams in each of the 11 predefined seismotectonic zones (Figure 2.3). These plots confirm that the 11 zones display roughly consistent deformation modes; the homogeneity of the deformation mode in each zone being a prerequisite to strain estimates. Importantly, strike-slip mode prevails everywhere, either as almost pure transcurrent zone in the Dauphinois and northern



## MODE ET ORIENTATION DE LA DÉFORMATION SISMIQUE

Valais (DPH, VSN), or in association with extension along the Briançonnais and Piemontais seismic arcs (BRS, BRS2, BRN, PIE, SMT). The reverse fault end-member of the diagram is prevailing in the Po plain (PPO) zone only, but also appears noticeably in the Piemontais and Var zones (PIE and VAR).

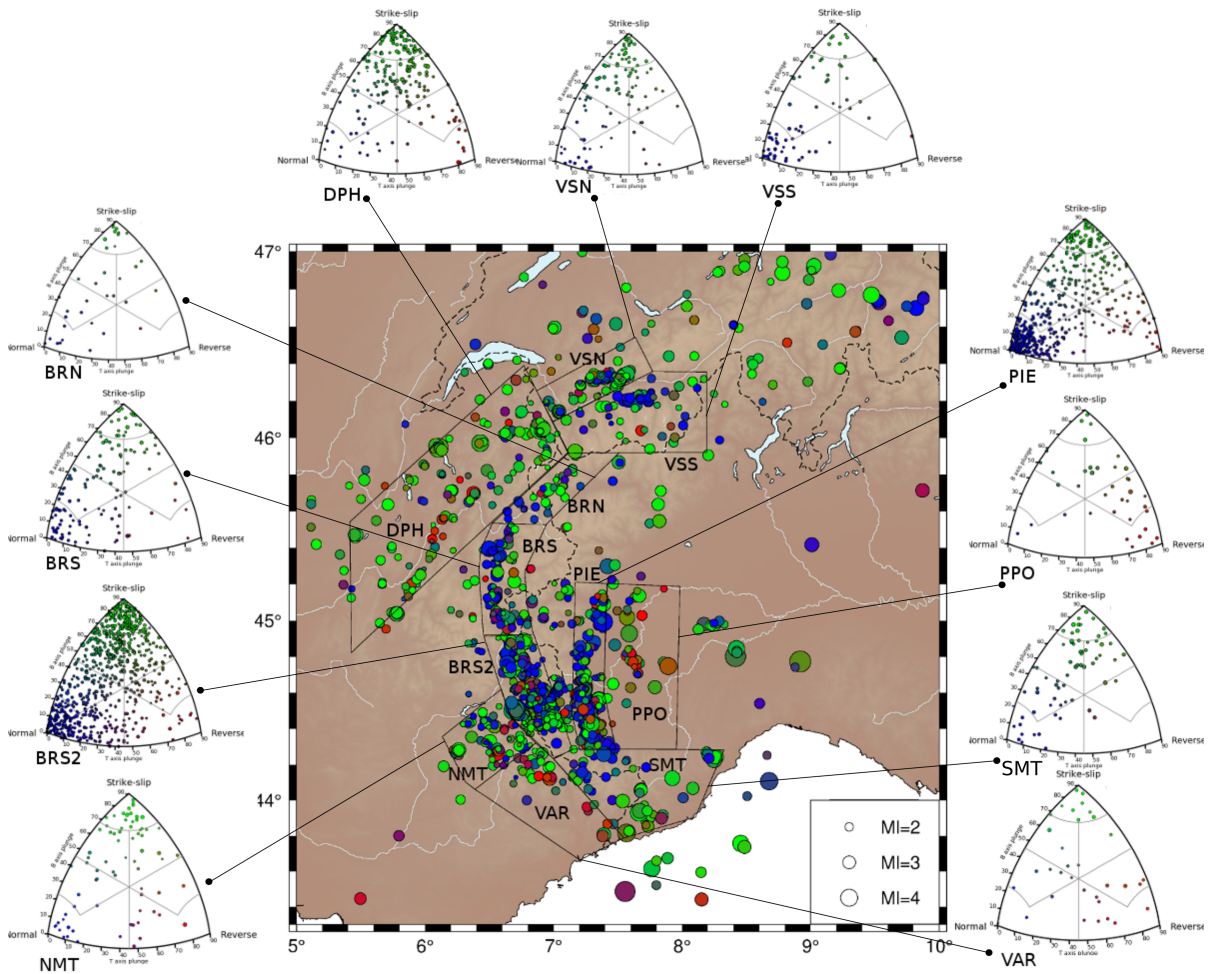


FIGURE 2.3 – Seismotectonic zonation of the study area yielding 11 zones based on structural criteria, style of seismic deformation and its density. VSS : Valais South ; VSN : Valais North ; BRN : Briançon North ; BRS : Briançon South ; BRS2 : Briançon South 2 ; PIE : Piemontais seismic arc ; PPO : Po plain ; VAR : Var ; NMT : Northern Mercantour ; SMT : Southern Mercantour ; DPH : Dauphinois zone. Kaverina diagrams are shown for each seismotectonic zone, highlighting their homogeneous style of deformation, associating either normal and strike-slip events or reverse and strike-slip events.

### 2.3.2 Up-to-date strain and stress fields

The strain rate tensors computed in each of the 11 seismotectonic zones with Kostrov's (1974) method are presented projected at the surface in Figure 2.4 and the related parameters (rate, azimuth and dip) are listed in Table 2.5. The largest strain tensor of the belt is located in the southern Briançonnais area (BRS2), where the extension axis reaches 0.3 nanostrain/yr trending WNW-ESE, and the compressive one 0.27 nanostrain/yr trending NNE-SSW. The PIE and DPH zones also present noticeable strain tensors. For PIE, extension is evaluated to 0.09 nanostrain/yr oriented N-S (and compression to 0.1 nanostrain/yr), and for DPH, extension and shortening of similar magnitude (0.05 nanostrain/yr each) are oriented NNE-SSW and WNW-ESE respectively. The deformation style of the strain tensors is generally strike-slip (both extension and compression horizontal), except for Piemontais (PIE) and southern Mercantour (SMT) areas, which show vertical compression axes and negligible compression rates respectively. However, in the Kostrov methodology, the style of deformation and its orientation are dominated by the larger events in each sub-area, as they bring most of the energy released. The short time span of the observations (25 years) prevents from properly investigating the time/energy relation per zone. Indeed, including in the summation the historical events that occurred in the Western Alps could modify the strain rate distribution in the belt.

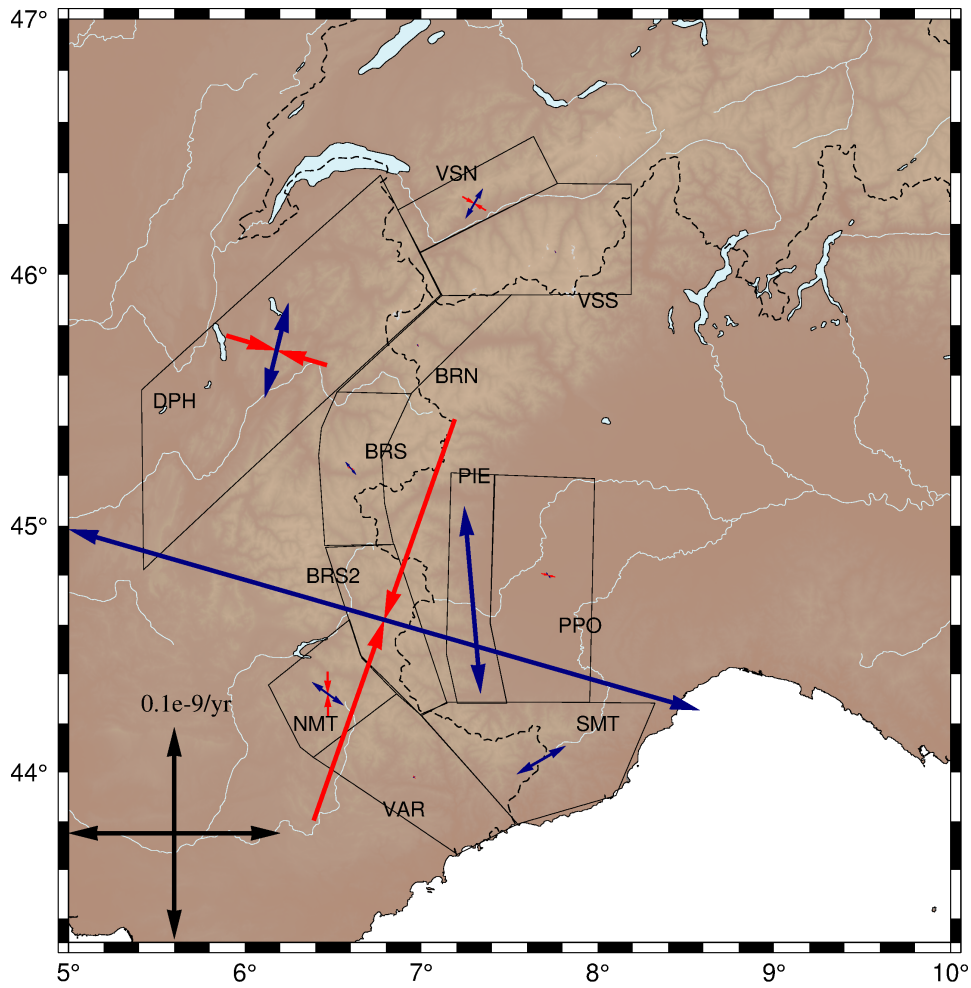


FIGURE 2.4 – Seismic strain rates computed according to Kostrov’s (1974) method in each of the 11 subareas, based on the 25 years of seismicity records from Potin (2016). Blue and red arrows show respectively the extensive and compressive components of the strain rate projected at the surface, and black arrows represent the scale of the strain rate. Values used for projection are reported in Table 2.5.

	Kostrov strain rates	
	$\dot{\epsilon}_1$ (yr <sup>-1</sup> ) ; $\theta$ (°) ; $\delta$ (°)	$\dot{\epsilon}_3$ (yr <sup>-1</sup> ) ; $\theta$ (°) ; $\delta$ (°)
BRN	-9.8e <sup>-13</sup> ; -124 ; 7	1.2e <sup>-12</sup> ; -33 ; 7
BRS	-8.4e <sup>-12</sup> ; -69 ; 65	7.9e <sup>-12</sup> ; -41 ; 9
BRS2	-2.75e <sup>-10</sup> ; 19 ; 42	3.1e <sup>-10</sup> ; 107 ; 3
DPH	-4.9e <sup>-11</sup> ; -74 ; 6	4.7e <sup>-11</sup> ; 14 ; 13
NMT	-2.1e <sup>-11</sup> ; 179 ; 11	1.8e <sup>-11</sup> ; 126 ; 71
PIE	-1.1e <sup>-10</sup> ; 121 ; 89	8.9e <sup>-11</sup> ; -5 ; 0
PPO	-6.9e <sup>-12</sup> ; 105 ; 20	7.9e <sup>-12</sup> ; -37 ; 65
SMT	-8.4e <sup>-14</sup> ; 39 ; 69	2.9e <sup>-11</sup> ; -121 ; 20
VAR	-1.8e <sup>-12</sup> ; -39 ; 18	1.2e <sup>-12</sup> ; 64 ; 36
VSN	-1.6e <sup>-11</sup> ; 120 ; 36	1.6e <sup>-11</sup> ; -149 ; 0
VSS	-7.3e <sup>-13</sup> ; 26 ; 57	1.3e <sup>-12</sup> ; 148 ; 19

FIGURE 2.5 – Strain tensors (Kostrov’s method) for each of the eleven subarea. Strain rates display first ( $\epsilon_1$ ) and third ( $\epsilon_3$ ) eigenvalues of the strain tensor corresponding to compression and extension respectively, as well as their azimuth ( $\theta$ , in degrees from north) and dip ( $\delta$ , degrees) used to project the strain tensors at the surface in Figure 2.4.

To better explore the current tectonic regime in each sub-area, we investigated the distribution of stress orientations using focal mechanism inversions. All inverted earthquakes are equally weighted, regardless of their magnitude. Figure 2.6 shows the azimuths of maximum ( $\sigma_1$ ) and minimum ( $\sigma_3$ ) compressive stresses, as given by SI and a FSMI inversions, plotted according to their plunge (i.e. the length of the stress axes being expressed as a unitary value  $\times \cos(\text{plunge})$ ). The three principle stresses being orthogonal, horizontal  $\sigma_1$  alone (i.e.  $\sigma_1$  axis length at the maximum unitary value) represents a compressional regime, horizontal  $\sigma_3$  alone (i.e.  $\sigma_3$  axis length at the maximum unitary value) gives an extensional regime, and both horizontal  $\sigma_1$  and  $\sigma_3$  (i.e. both  $\sigma_1$

## MODE ET ORIENTATION DE LA DÉFORMATION SISMIQUE

and  $\sigma_3$  axis lengths at the maximum unitary value) indicate a strike-slip regime. The most representative focal mechanism in each zone is plotted beside each sub-area. Associated azimuth and dip values as well as strike, dip, and rake of both inversions and the corresponding mean mechanism from SI inversion are listed in Table 2.7. The FMSI inversion additionally reports a misfit value, listed after the principle stress components. The results of the two inversion methods are in rather good agreement in the 11 zones, highlighting the overall stability and the robustness of our stress inversions.

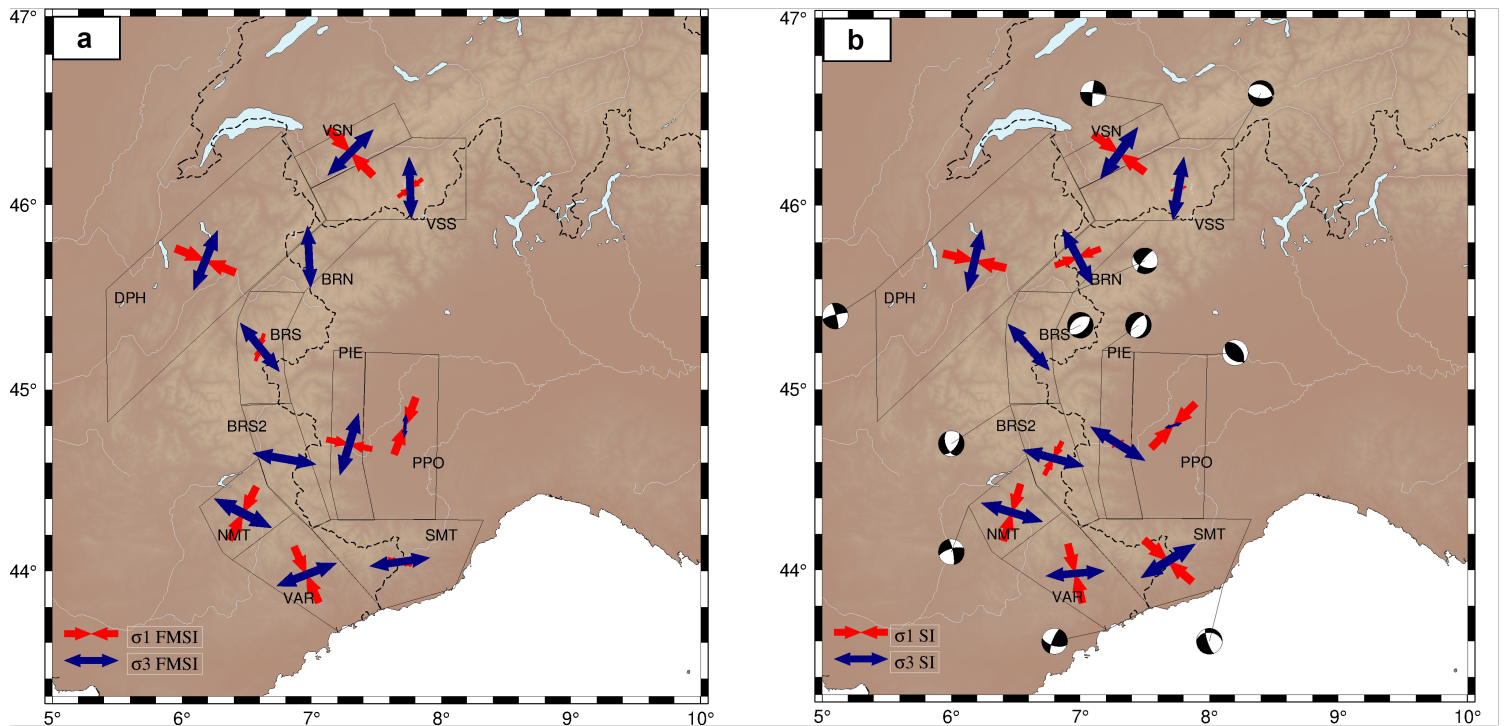


FIGURE 2.6 – Comparison of stress orientations resulting from FMSI (a) and SI (b) inversions of focal mechanisms within each subarea. Most compressional ( $\sigma_1$ , in red) and least compressional ( $\sigma_3$ , in blue) stresses are plotted given their plunge (i.e. arrows length depending on the plunge : the scale arrows in the bottom left corner represent  $0^\circ$  plunging stress axes (horizontal stresses), while  $90^\circ$  plunging stress axes will not be seen on the map). The mean focal mechanism retrieved from SI inversion, and corresponding to each partial stress tensor, is plotted for each subarea in b).

	FMSI stress orientations				SI stress orientations			mean mechanism		
	$\sigma_1$ ( $\theta$ ; $\delta$ )	$\sigma_2$ ( $\theta$ ; $\delta$ )	$\sigma_3$ ( $\theta$ ; $\delta$ )	misfit	$\sigma_1$ ( $\theta$ ; $\delta$ )	$\sigma_2$ ( $\theta$ ; $\delta$ )	$\sigma_3$ ( $\theta$ ; $\delta$ )	strike	dip	rake
<u>BRN</u>	173;73	267;1	357;17	6.242	70;41	232;46	332;8	217	76	-138
<u>BRS</u>	197;64	57;20	321;15	10.842	160;73	50;5	318;15	45	50	-97
<u>BRS2</u>	135;80	11;6	280;8	10.195	28;54	188;33	285;9	36	55	-47
<u>DPH</u>	292;1	188;86	22;4	8.710	283;1	21;80	193;9	255	82	174
<u>NMT</u>	207;23	26;67	117;0	8.088	197;23	14;66	107;1	348	79	-159
<u>PIE</u>	282;44	112;46	17;5	21.324	238;78	31;9	122;5	217	57	-78
<u>PPO</u>	21;20	289;5	184;69	11.130	45;13	137;7	254;74	323	47	99
<u>SMT</u>	106;68	355;8	262;20	9.556	131;58	334;29	238;10	161	77	-60
<u>VAR</u>	336;19	176;70	69;6	9.737	346;19	223;57	85;24	202	77	30
<u>VSN</u>	136;2	268;86	45;3	7.397	126;6	312;83	216;0	276	86	-175
<u>VSS</u>	234;62	96;22	358;17	7.905	256;76	101;11	10;5	94	58	-104

FIGURE 2.7 – Stress (FMSI and SI) results for each of the eleven subareas. Stress orientations display the azimuth ( $\theta$ , in degrees from north) and the dip ( $\delta$ , degrees) of the most compressional stress ( $\varepsilon_1$ ), intermediate stress ( $\varepsilon_2$ ), and least compressional stress ( $\varepsilon_3$ ) for the two methods. FMSI also yields a misfit value (dimensionless) for the deviatoric stress tensor constituted by the three principal stresses. SI yields the focal mechanism corresponding to the inverted deviatoric stress tensor.

The extension axis ( $\sigma_3$ ) presents close azimuth values between the two solutions, excepted for Piemontais sub-area (PIE), with a difference of  $105^\circ$  between  $\sigma_3$  azimuths derived from SI and FMSI inversions, and for the Po plain (PPO) zone which shows a  $70^\circ$   $\sigma_3$  azimuth difference while both methods highlights a dominant compressive tensor in this area (sub-vertical  $\sigma_3$  axis associated to sub-horizontal  $\sigma_1$  axis). Some azimuth and plunge differences are also observed for the compression axis ( $\sigma_1$ ) between the two solutions, but mainly for areas in which extension prevails ( $\sigma_1$  sub-vertical), such as in the BRN and BRS2 areas. Our results thus specifically suggest that the zoning realized

for the Piemontais arc mixes up seismicity from different tectonic regimes, either belonging to different fault segments or different depths. In the overall the set of inversions allows deciphering six mostly extensive sub-areas in the core of the belt (VSS, BRN, BRS, BRS2, SMT, PIE), four strike-slip sub-areas at the periphery (VSN, DPH, NMT and VAR) and only one compressive sub-area in the Po Plain (PPO).

To test the significance of the observed heterogeneity between the inner and outer parts of the belt, we implemented a MSATSI stress inversion (based on SI method, see above) on a  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  geographical grid for each cell encompassing at least ten focal mechanisms (Hardebeck and Michael, 2006). This inversion procedure allows to get past any a priori seismotectonic zoning for the Alpine stress determination along the arc of the orogen. Moreover, it increases the spatial resolution of the derived stress field, which may enable to account for a varying stress field at higher spatial frequency such as in the Po plain. Such an inversion on a regular grid (Figure 2.8) is possible for the first time in the Alps thanks to the large number of focal mechanisms computed in our dataset, resulting in the highest resolution stress map to date in the Alps. It is worth noting that neighboring stress tensors appear consistent in orientation. The orientations are also in good agreement with the stress tensors derived in the seismotectonic zoning scheme.

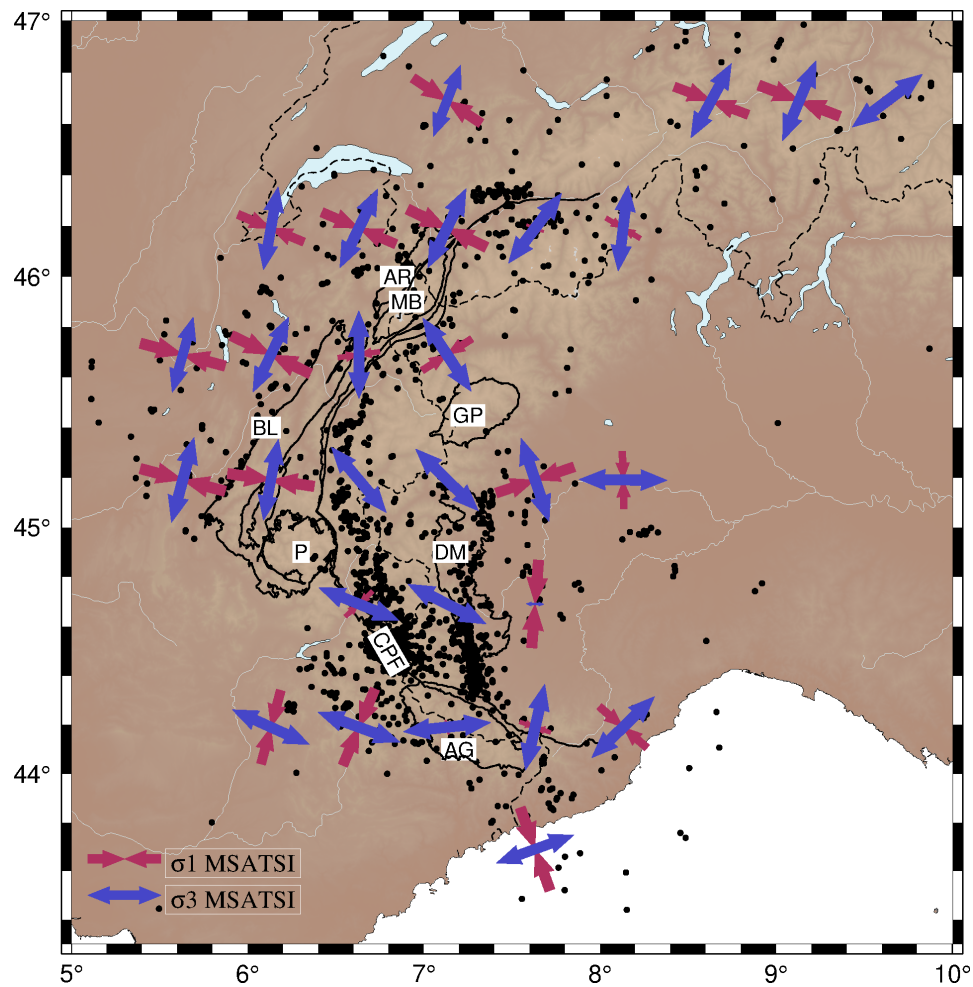


FIGURE 2.8 – Stress orientations resulting from MSATSI inversion (based on the SI method) on a  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  grid, for all cells containing at least 10 focal mechanisms (black dots). Most compressional ( $\epsilon_1$ , in red) and least compressional ( $\epsilon_3$ , in blue) stresses are projected according to their plunge. Solid lines and their labels refer to major geological features described Figure 2.2.

Extension is localized along the Briançonnais and Piemontais seismic arcs (Figure 2.1) as previously shown (review in Sue et al. (2007b); section 2.4), but it is found oblique to the strike of the Alpine belt, whereas it has been often described as perpendicular to the orogen (Sue et al., 2007b). The angle between the direction of extension and the strike of the belt is of the order of  $30^\circ$  to  $40^\circ$ . This means that the extensional direction is systematically deflected clockwise with respect to the direction normal to the arc. This feature is observed all along the arcuate shape of the belt, from the Valais area in the North to the southernmost tip of the Alps in the South. All the western



periphery of the belt (corresponding to the zones VSN, DPH, NMT, VAR Figure 2.6) show strike-slip stress fields, with a rotating state of stress compatible with dextral motions along longitudinal directions (typically along longitudinal faults such as the Belledonne fault, Thouvenot et al., 2003). Compression is once again only retrieved in the cell centered on the Po plain, with an axis oriented almost N-S. This grid-inversion shows the prevalence of strike-slip around the bend of the Western Alps, as well as the deflection of the extension in the core of the orogen with respect to its strike, and the very limited importance of compression.

### **2.3.3 Probabilistic reconstruction of tectonic regimes throughout the Western Alps**

Spatial variations of the deformation modes are assessed through the Bayesian reconstruction of continuous surfaces for P and T axes plunges. This is achieved through a 2D regression, where hypocenter locations are first projected at the surface and depth is ignored. From a discrete set of values (P and T axes plunges for each event) distributed on a 2D map, the problem consists on reconstructing a smooth surface for these values. As shown with the earthquake classification in section 2.3.1, these two parameters are sufficient to describe the style of deformation. The Bayesian approach provides a full probability distributions for the P and T axes at any point in a 300x300 km<sup>2</sup> area covering the entire western part of the belt. From these two distributions, a continuous probabilistic map of the deformation style can be constructed in the region.

The information on the style of deformation retrieved from the Bayesian inversion, once combined to the information of the seismic energy released in the area, thus delivers a comprehensive view of the current seismic deformation in the western Alps. Figure 2.9a shows a smoothed map of the seismic flux in the area. This map was generated by interpolating the seismic moment ( $M_0$ ) values of events in the full dataset described in section 2.2.1. The seismic moment is estimated assuming that  $M_l=M_w$  in our region (section 2.2.3) and using Hanks and Kanamori (1979) magnitude-moment relationship.  $M_0$  values are then summed on the 25 years long period (the raw seismic moment map is displayed in Supplementary Material, section 2.6) and annualized. It appears from Figure 2.9a that most of the seismic energy was released during the considered time interval along the Briançonnais arc, from the Briançon region to the Valais region, and along the Piemontais arc.

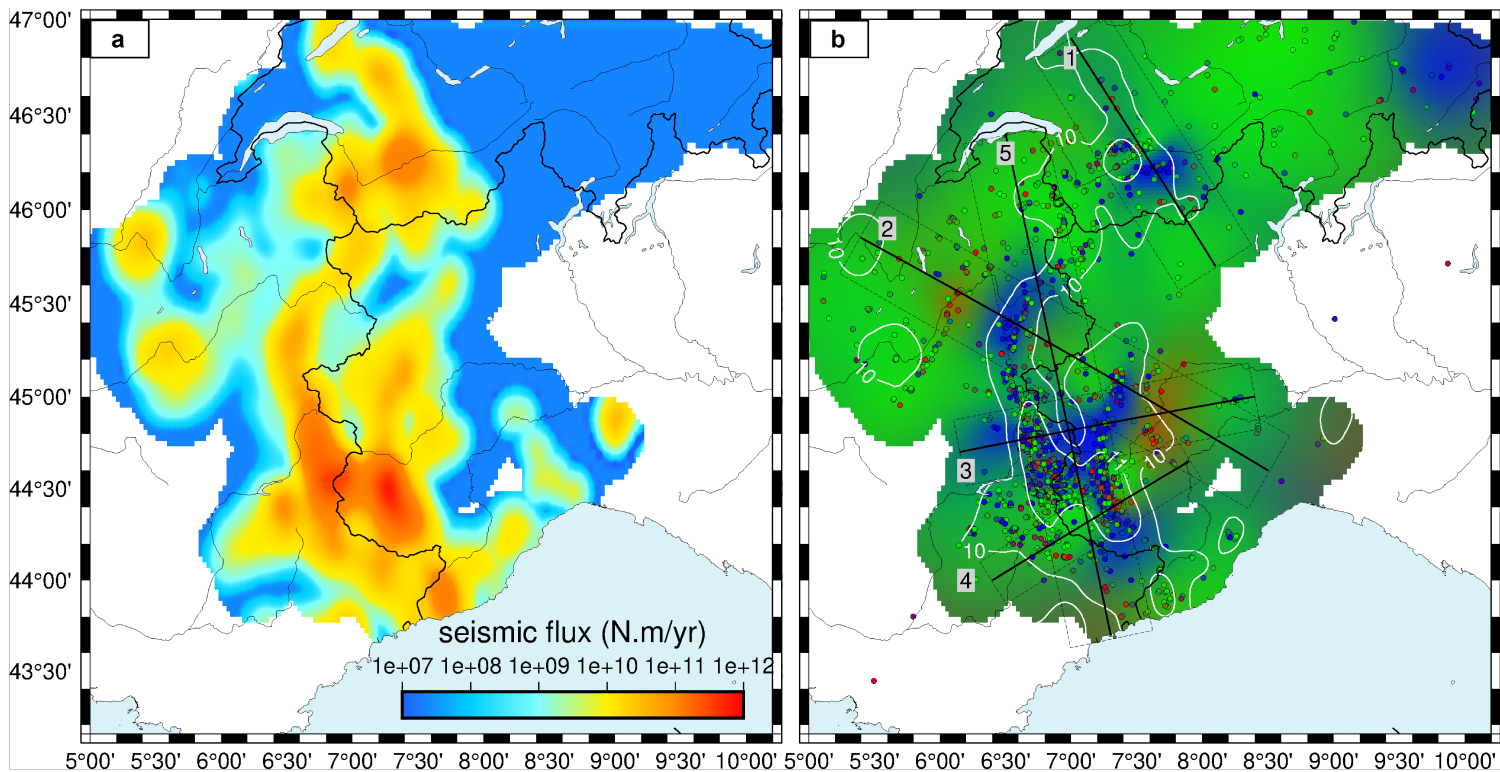


FIGURE 2.9 – a) Seismic flux computed using the annualized seismic moment ( $M_0$ ) over the 1989-2014 time interval, summed in  $0.05^\circ \times 0.05^\circ$  cells and interpolated with an adjustable tension curvature surface algorithm (Smith and Wessel, 1990). b) Mean values of the distributions of P, T, and B axes plunges resulting from a Bayesian inversion. The color-code is according to the Kaverina classification of the style of deformation (the end members red, blue and green corresponding to reverse, normal and strike-slip deformation style, respectively). Focal mechanisms used are represented as dots filled with the same color-code. Areas without focal mechanisms within 35 km are masked out, as well as mechanisms in the Ligurian sea, due to the lack of constraints. White lines show isocontours of the seismic flux from a) in  $\text{Log}_{10}(M_0)$ . Profiles numbered from 1 to 5 correspond to the interpolated vertical cross-sections in Figure 2.11. Dashed boxes encompass the focal mechanisms projected along each profile on Figure 2.11.

Figure 2.9b shows a map of deformation modes obtained by combining the mean values of the Bayesian posterior distributions for P and T axes plunges, converted to a color code in r/g/b triplet at each geographical location, consistently with the ternary diagram representation (Figure 2.2b). Transcurrent and transtensive deformation predominate all over the belt. Extension is specifically localized in the core of the belt, as shown

by previous studies (review in Sue et al. (2007b)). However, whereas previous works have shown a continuous stretch of extension, our interpolation shows much more localized extensional areas. They are located discontinuously along the Briançonnais seismic arc (running along the CPF from the southern Briançonnais region to the Swiss Valais region, Figure 2.1) and the Piemontais seismic arc and embedded within an overall strike-slip regime that prevails throughout (Figure 2.9). The extensional areas correspond in the overall to areas of higher seismic energy release, even if some strike-slip areas also bear significant energy such as in the Aiguilles Rouges/Mont-blanc crystalline massifs (Figure 2.8). Compressive patterns are retrieved from our interpolation in the Po plain, as seen above in the stress inversion, but also in a very small area of the external zone along the Belledonne fault. Figure 2.10 shows the standard deviations of the P and T axes plunges probability distributions (see section 2.2.2). Uncertainties range between 5 and 20 degrees on interpolated P and T axes plunges. Transitional areas between pure styles of deformation, and areas at the border of the network are less constrained as shown by higher uncertainties. Figure 2.10b shows that on the two compressive patterns retrieved, only the one lying east of the Piemontais arc appears as a robust feature.

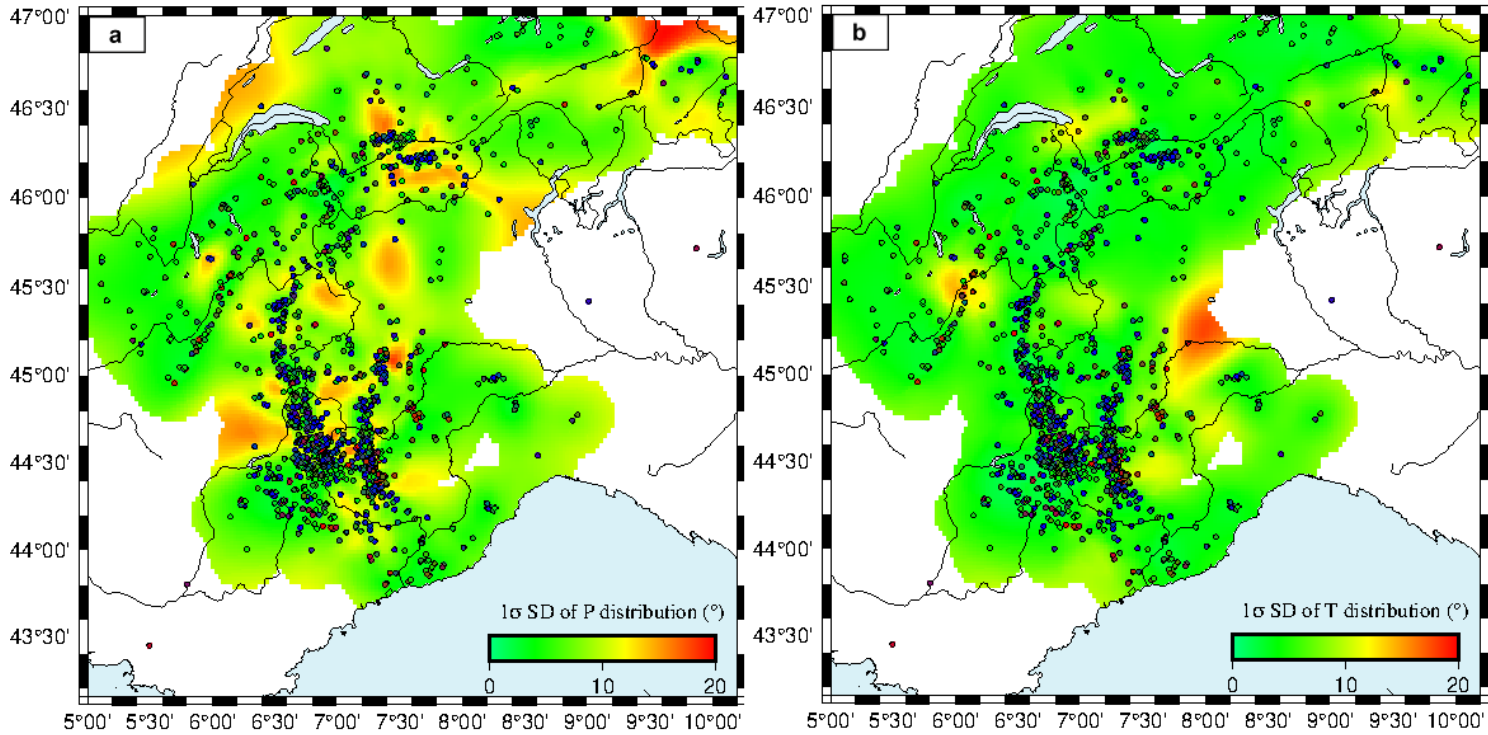


FIGURE 2.10 –  $1\text{-}\sigma$  uncertainties (in degrees) on the mean values of P distributions (a) and of T distributions (b) resulting from the Bayesian interpolation in Figure 2.9. Superimposed focal mechanisms allow us to distinguish between two types of higher uncertainty areas : areas without enough data, and areas displaying high data heterogeneity.

To investigate the spatial variability of deformation mode at depth, and thus obtain a 3D-view of the overall deformation in the belt, we perform in a second step 2D inversions over five vertical cross-sections across the belt (Figures 2.9 and 2.11). To do so, we first projected focal mechanisms on the 2D cross-sections (Figure 2.9). We then interpolated P and T axes plunges in the vertical 2D cross-section. The 1-sigma uncertainties of the P and T axes plunges probability distributions are displayed in Supplementary Material (section 2.6). The cross-sections uncertainties show that in the overall the localizations of the deformation patches are well resolved, while their exact spatial extent is less constrained.

Cross-section 1 from the Swiss molasse basin to the North of the Po plain (Figure 2.11a) comprises 153 events projected from 25 km on each side of the profile with depths in the 5-12 km range. Their inversion shows a majority of strike-slip mechanisms, with a pattern of extension localized in the inner part of the chain in the Southern Valais

area, east of the CPF trace (cluster of events and extensive deformation mode already described in previous studies, see for instance Maurer et al. (1997); Eva et. al (1998)). A small extensional zone appears at 10 km depth under the Northern Valais seismic zone, encompassed in a major transcurrent signal. These results are consistent with the inversion obtained at the surface. The extension appears to be relatively shallow on this cross-section, as it develops from 10 km depth up to the surface. The second interpolated cross-section is located more or less along the ECORS profile (section 2.4.1; Marchant and Stampfli (1997)). It is constrained by 218 events distributed over 25 km on each side of the profile. The focal depths are quite shallow (i.e. approximately 10 km) in the western part of the section and increases significantly eastward, at around 140 km along the profile, from 10 up to 30 km deep. This section shows two extensional areas, one in the shallow part corresponding to the Briançonnais arc east of the CPF, and the other one, around 20 km deep, corresponding to the northern tip of the Piemontais arc beneath the DM massif, separated by an area of strike-slip regime, as shown in the map inversion (Figure 2.9). This section reveals a striking juxtaposition of extension and compression at 190 km along the profile. This compression pattern lies underneath the Po plain at a depth of 20 to 25 km. The occurrence of this unique compressive pattern appears robust from uncertainties map (Supplementary Material, section 2.6), even if the juxtaposition limit between the extensive Piemontais pattern and the compression area seems less constrained. The third cross-section runs from the Pelvoux massif ("P", external zone) to the Po plain. It is made of 302 events up to 20 km away from the profile line, which corresponds to the width of deformation patches seen on the map (Figure 2.9). It also shows a deepening of the seismicity from West to East, from 10 to 30 km. The vertical interpolation gives a quite different view of the extensional pattern compared to the map interpolation. Indeed, the map view (Figure 2.9) shows two extensive patterns separated by a narrow strike-slip strip along the Briançonnais arc. The cross-section however reveals that this extension is rather continuous at depth, with a shallower strike-slip pattern on the top centered on the CPF.

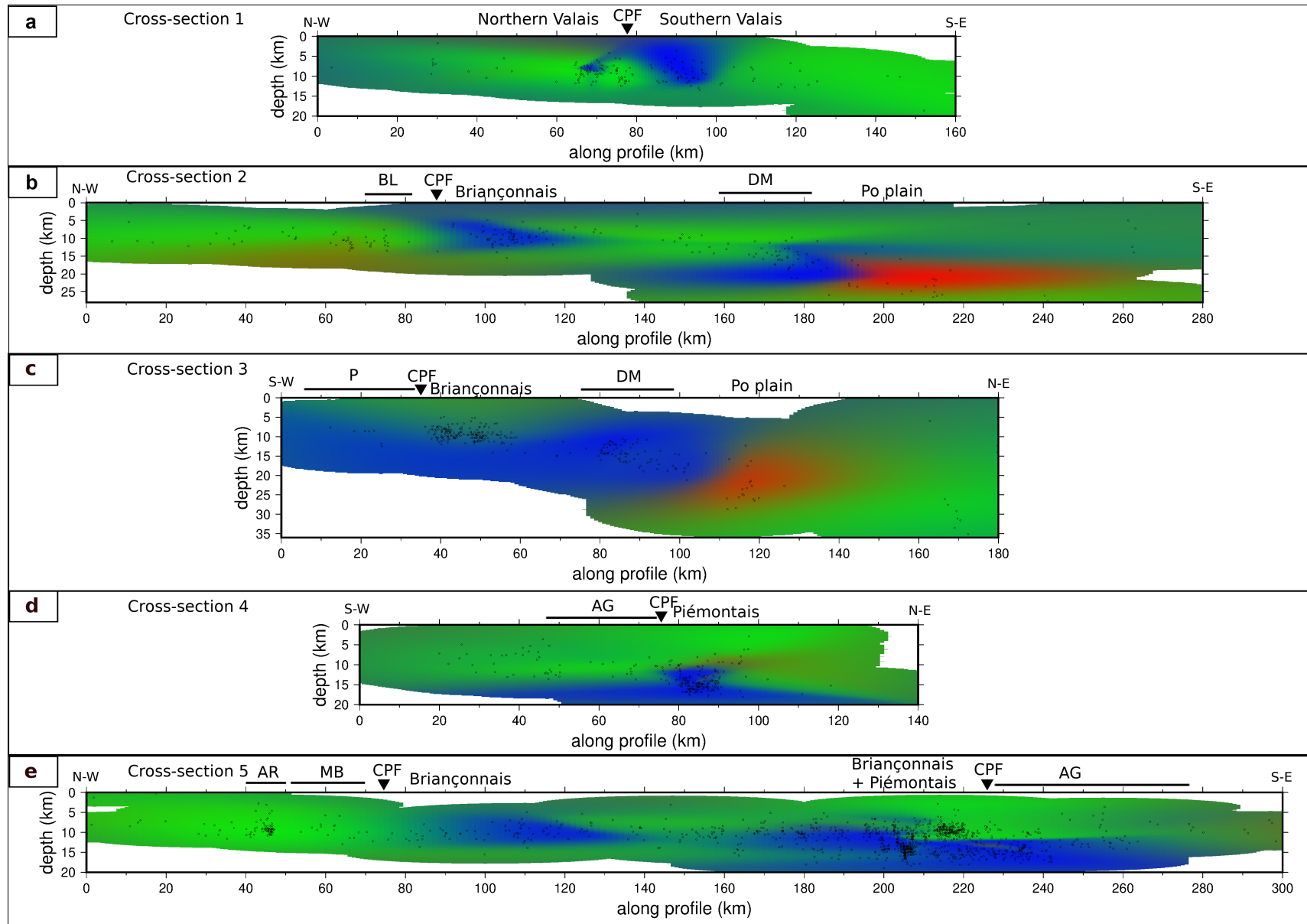


FIGURE 2.11 – Vertical cross-sections displaying averages of P, T and B distributions from the Bayesian interpolation of events projected along 5 profiles. Profile locations are indicated on Figure 2.9. Labels refer to geological features displayed on Figure 2.3.

The third cross-section runs from the Pelvoux massif (“P”, external zone) to the Po plain. It is made of 302 events up to 20 km away from the profile line, which corresponds to the width of deformation patches seen on the map (Figure 2.9). It also shows a deepening of the seismicity from West to East, from 10 to 30 km. The vertical interpolation gives a quite different view of the extensional pattern compared to the map interpolation. Indeed, the map view (Figure 2.9) shows two extensive patterns separated by a narrow strike-slip strip along the Briançonnais arc. The cross-section however reveals that this extension is rather continuous at depth, with a shallower strike-slip pattern on the top centered on the CPF.

These features appear robust from the standard deviation cross-sections (Supplementary Material, section 2.6). This strike-slip pattern located in the Briançonnais area seems to correspond to a local transcurrent zone in a regional extensional area. In continuity with cross-section 2, the compressional zone is located directly next to the extensional area, with a sharp boundary at depth (10-25 km), while the respective shapes of the compressional and extensive patterns are poorly resolved (Supplementary Material, section 2.6). Cross-section 4 runs from the Provence area to the South of the Po plain and regroups 245 events located up to 15 km away from the profile. This profile is designed tighter than the other ones due to the higher heterogeneity in the focal mechanisms at the surface (Figure 2.9). The vertical interpolation is consistent with the map interpolation and reveals that the extensive pattern seen on the Piemontais arc is rather deep (from 12 to 20 km deep) and is surrounded by predominant strike-slip regime all around, and more specifically at shallower levels. The extensive area located at depth under the Piemontais arc appears robust ; however, its lateral extension, deep under the Argentera massif and the Po plain seems poorly constrained.

Cross-section 5 is drawn along the strike of the belt, and runs from the Lemane lake (Chablais area) to the region of Nice. It gathers 1186 events spread over 25 km on each side of the profile. This section aims at investigating the connections between the different extensional patches observed in the map interpolation. It appears that extension is characterized by a slightly increasing depth from North to South, while strike-slip remains dominant in the whole upper crust of the northern external zone and in the shallow levels to the South. Indeed, in this specific section, extension appears as a 200km-long strip dipping southward, while cutting through identical geological structures north and south of the profile. The extent of the deformation patterns is rather well resolved on this cross-section. Only the thin lineaments observed in the extensive area below the CPF and in the surrounding strike-slip areas appear to be artefacts.

## 2.4 Discussion

### 2.4.1 Comparative analysis of surficial and deep seismic deformation

The reconstructed maps of deformation styles presented in section 2.3.3 permits to address the structural control on the seismicity distribution and its deformation mode. From seismicity maps and focal mechanism distributions, extension first appears continuous along the Briançonnais and Piemontais seismic arcs. However, once interpolated, strike-slip to transtensive regimes are not only prevailing at the periphery of the chain but also at several places intersecting the Briançonnais seismic arc, such as in the Northern Briançonnais and Argentera, in association to significant energy release. Thus extension appears rather concentrated in several places along the belt in the southern Valais, in the Briançonnais, and in the Piemontais areas. Cross-sections views of the focal mechanisms distribution on the contrary seem to indicate transverse clusters of seismic events located beneath the Briançonnais and Piemontais arcs and the Po plain (cross-sections 2, 3 and 4 of Figure 2.11), sometimes undergoing a continuous extensive regime from west to east (cross-sections 3 and 4). These discrepancies are due to the vertical integration of all focal mechanisms when working on map views. In particular, it hides the vertical stratification of the tectonic regime, where strike-slip events often occur above the extensive ones. This is well exemplified by the Piemontais extensive events (cross-sections 2 and 4).

The link between these deformation patterns and structural information is investigated in Figure 2.12, where we show the location of our focal mechanisms at depth superposed on top of two geophysical profiles. One profile is based on seismic reflection (ECORS-CROP, Marchant and Stampfli (1997)), and the second on local earthquake tomography (Solarino et al., 2018). Our focal mechanisms appear to follow the main horizontal reflectors along the ECORS-CROP profile (Figure 2.12a), with their depth increasing from west to east. The seismic events seem grouped in several clusters along these two transverse profiles, especially beneath the Belledonne area and the Briançonnais and Piemontais arcs. Both profiles highlight the limits between European and Adriatic upper crust, with a wedge of Adriatic mantle (the so-called Ivrea body,



e.g. Lyon-Caen and Molnar (1989) ; Paul et al. (2001)) located at the boundary between the two crustal entities. Our focal mechanisms are localized in the upper crust. While the depth distribution of the seismic events follow the structure of the European crust (Figure 2.12b), the distribution of the style of deformation does not appear controlled by the structure of the former slab, both extensive and strike-slip events being imaged on the same sub-horizontal structure. However a few events are found deeper in the mantle wedge (Malusa et al., 2017), which correspond to the compressive pattern observed in the Po plain (Figure 2.12b). The limit between the Piemontais extensive and the Po compressive patterns thus coincides with the boundary between the former European slab and the Adriatic crust. This is illustrated by the geometry of the Moho (Spada et al., 2017) on top of our map of interpolated deformation modes (Figure 2.12c), where the limit between the European and the Adriatic Moho separates the Piemontais extensive zone from the Po compressive one (Figure 10c).

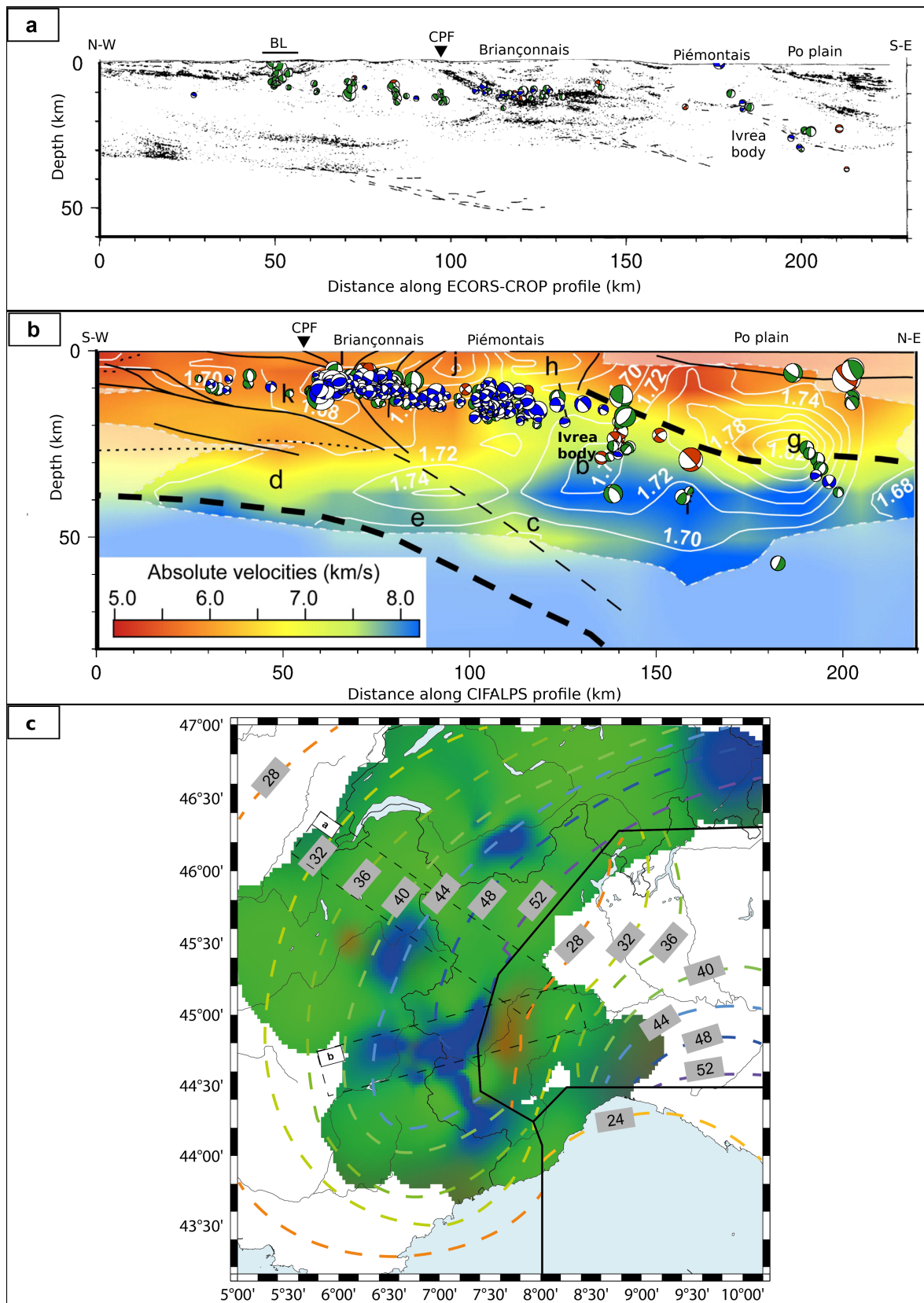


FIGURE 2.12 – a) Cross-section of computed focal mechanisms superposed on an ECORS

-CROP seismic reflection profile, modified from Marchant and Stampfli (1997). Labels refer to geological features displayed on Figure 2.3. b) Focal mechanism cross-section superposed on a CIFALPS profile of local earthquake tomography, modified from Solarino et al. (2018). White contours are isolines of equal  $V_p/V_s$ , solid lines represent main tectonic features, and bold letters refer to different regions of the model discussed in Solarino et al. (2018). Dashed lines represent the European (orange area around letter k to j) and Adriatic crusts (orange areas around letters h to g) limits, indented by a serpentinitized mantle wedge (yellow area between letters j and h). The Adriatic Moho (thick dashed line below letters h to g) is deflected west of the Po plain (15 km depth) at the location of the Ivrea body gravimetric anomaly. Other labels refer to the geological features displayed on Figure 2.3. c) Contours of Moho depth (in km) from Spada et al. (2013) superposed on the map of deformation style from Figure 2.9. The European Moho (to the west), the Adriatic Moho (to the east), and the Ligurian Moho (to the south) are separated by thick black lines. The location of the seismic profiles a) and b) are indicated by dashed lines.

## 2.4.2 Implications on Alpine geodynamics

This paper is focused on the analysis of an unprecedented number of focal mechanisms around the bend of the Western Alps and its connection with the Central Alps. We used state of the art methods plus an innovative statistical approach to provide an updated 3D high-resolution view of the seismic deformation in this mountain belt. The unprecedented resolution of our analysis sheds new light regarding several detailed geodynamical aspects.

The current Alpine stress field and its related deformation mode have been investigated using inversion methods of focal mechanisms since the end of the 1990s (e.g. Baroux et al., 2001; Kastrup et al., 2004; Maurer et al., 1997) with an increasing accuracy. Actually, these studies dealt with more or less local/regional areas, and only Delacou et al. (2004) addressed the problem at the scale of the entire Western and Central Alps. All these previous surveys relied on a limited number of focal mechanisms with respect to the present investigation and they systematically were inverted within zones expected to be homogeneous in terms of deformation style, based on structural criteria. One of the main improvements of the present paper is the stress inversion using a grid strategy (section 2.3.2), which allows to get rid of any tectonic a priori. Notwithstanding these limitations, former stress inversions in the Alps have established a first order contrasted stress field.

It is characterized by roughly orogen-perpendicular extension all along the backbone of the arc, surrounded by a transcurrent stress state at the periphery of the orogeny, locally modulated by a reverse component. These features remain everywhere compatible with a dextral movement along the longitudinal Alpine strike. Our new high-resolution imaging of the stress field around the Western Alpine arc injects important modulations into this rough scheme. Firstly, transcurrent tectonism appears robust and much more important in the whole Alpine realm than previously thought, in association with significant energy release. This point is very important in terms of geodynamic interpretations and could not be properly imaged by the previous 2D analyses (Delacou et al. (2004)). Secondly, we confirm the prevalence of extension in the core of the Alpine arc, but we point out a more complex scheme for the extensional zones (Figure 2.9 and Figure 2.11) in 3D, which appear now as extensional patches embedded within an overall transcurrent field (Figure 2.9). These patches are located all along the so-called Briançonnais and Piemontais seismic arcs, but the continuity of the extensional area is no more supported by the inversion, as we retrieved 4 main zones of extension more or less disconnected one from the other (Figure 2.9). The in-depth geometry of the extensional zones is also revealed for the first time by our inversion of the deformation mode (Figure 2.11). Thirdly, the direction of the principal stress axes in the internal zones (namely the extensional  $\sigma_3$  axes) is systematically deflected of  $30^\circ$  to  $40^\circ$  clockwise from the radial extension pointed out up to now. Moreover, we retrieved fewer and smaller local compressive areas as shown by the previous studies (e.g. Delacou et al. (2004); Eva et al. (1997)). The only significant zone of shortening appears to be located in the Po plain. We also found a small zone of compression at the western front (Belledonne zone), but it is poorly constrained. Although some individual reverse focal mechanisms are noticed to the South of the arc (Mercantour and Var regions, Figure 2.2 and Figure 2.3), neither the deformation mode inversion nor the stress inversion pointed out a reliable stable compression in this zone, in contrast to the interpretation of Delacou et al. (2004). This may arise from the lack of data in the Ligurian Sea and surroundings in our dataset (for this specific zone see for instance Bethoux et al. (1992); Larroque et al. (2016)). The compressive pattern we obtained in the Po plain is, however, stable and sharply juxtaposed with extension at the limit between Adriatic and European plates.

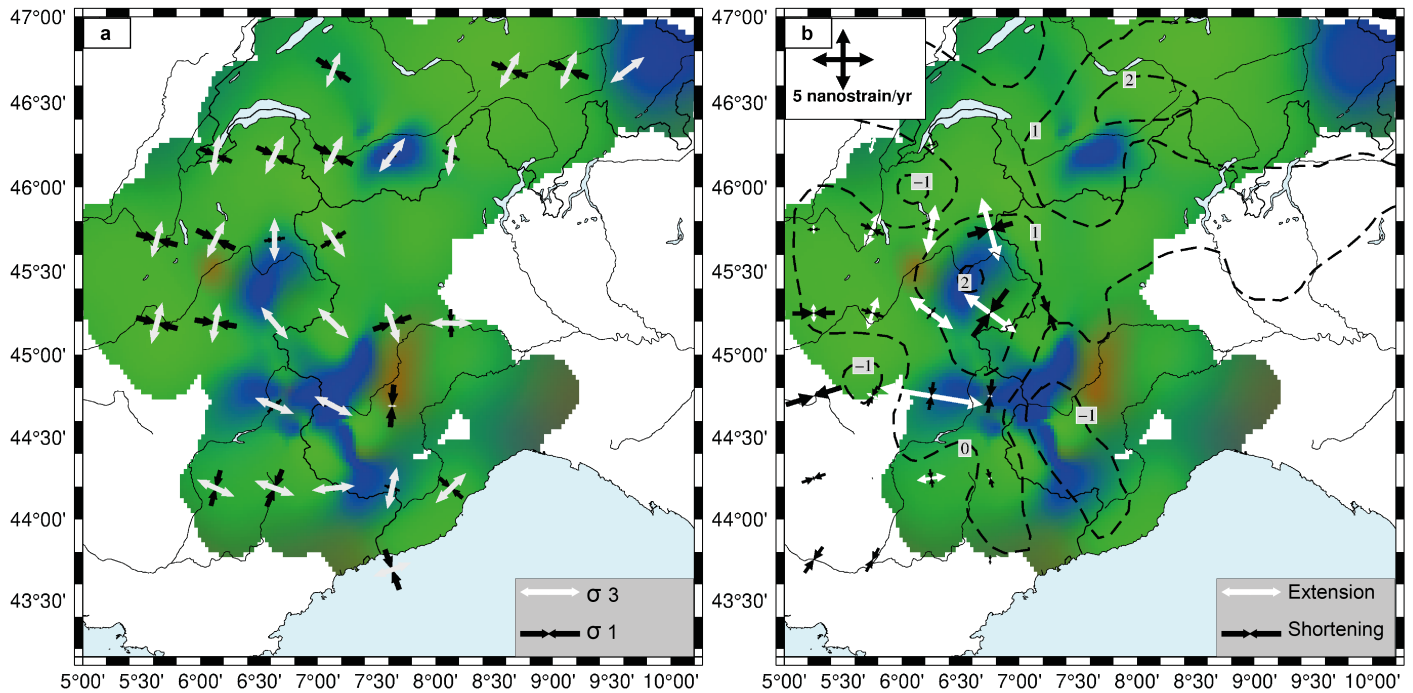


FIGURE 2.13 – a) Stress field from MSATSI inversion from Figure 2.8. b) GNSS strain rates from Walpersdorf et al. (2018) showing extension (white arrows) and compression (black arrows). Dashed lines represent contours of vertical velocities (in mm/yr) from Sternai et al. (2019). In the background of both graphs is the Bayesian interpolation of deformation style from focal mechanisms from Figure 2.9.

Beyond the seismotectonic approach *sensu stricto* (*i.e.* focal mechanisms analyses), the comparison of the seismotectonic-related deformation with the one mapped using geodesy can still enhance our comprehension of the Alpine geodynamics. The horizontal geodetic deformation in the Alps is well correlated with the seismotectonic one in terms of deformation style and of orientations (Figure 2.13; Walpersdorf et al. (2018)). In particular, the extensional tectonics observed in the core of the belt are now generally identified by recent GNSS studies (Masson et al., 2019; Mathey et al., 2020; Sanchez et al., 2018; Walpersdorf et al., 2015). However, vertical motions seen by GNSS yield a regional uplift roughly correlated to the Alpine topography in the northern and central part of the Western Alps, possibly up to 1 to 2 mm/yr (*e.g.* Serpelloni et al., 2013; Nocquet et al., 2016; although the magnitude can be disputed, see Husson et al., 2018). Our precise mapping of the seismic extension compared to GNSS uplift shows that the

patterns of extension and uplift are spatially uncorrelated, especially in the southern branch of the Alpine arc (Figure 2.13). Only two patterns of extension of our interpolated deformation map (in the Northern Briançonnais seismic arc BRN and in the Southern Valais VSS) collocate with uplift. The extension located along the Piemontais arc is on the contrary associated with a zone of subsidence. Therefore, we state that uplift and extension, which were sometimes considered correlated (Champagnac et al., 2007; Vernant et al., 2013), are partially disconnected.

In terms of geodynamics, the question of the processes driving the current deformation of the Alps remains a matter of debate. The prevalence of extension in the core of the belt, reinforced mounting evidence of geodetic uplift of the elevated regions of the Western Alps, led to the development of a series of models, alternatively involving intrinsic forces due to crustal and/or lithospheric roots, and extrinsic processes (see Sternai et al. (2019) for a review). Extrinsic processes include the glacial isostatic adjustment (GIA; *e.g.* Gudmundsson (1994); Mey et al. (2016); Chery et al. (2016)), erosion (*e.g.* Champagnac et al., 2007; Sternai et al., 2012). According to Sternai et al. (2019) they could explain all together 50 to 70% of the uplift rates observed in the Alps. Besides isostatic adjustment to crustal deformation, intrinsic processes are related to deep dynamics in the Alpine lithosphere and predictions largely rely on the knowledge of the thermo-mechanical properties of deep structures. Slab dynamics in particular (see Lippitsch et al. (2003); Zhao et al. (2015); Kastle et al. (2018)) can cause transient dynamic topography (*e.g.*, Faccenna and Becker, 2020), or influence exhumation processes (Baran et al., 2014; Fox et al., 2015). All these mechanisms may, jointly or independently, explain the high frequency variations of the seismicity and kinematics. Yet, they can't account for the low noise transcurrent motion that prevails over the entire region. This strain field requires a more global geodynamic cause, and far field forces need to be invoked. Plate tectonics set the stage for local Alpine tectonics. The counterclockwise rotation of Adria with respect to stable Europe (*e.g.* Calais et al., 2002; Serpelloni et al., 2005, 2007) largely counterbalance buoyancy forces (Delacou et al., 2005), but may also add another component. While a purely plate-related geodynamic model seems discarded by now (D'Agostino et al., 2008; Devoti et al., 2008) due to the evidence of both extension and uplift in many places all along the Western Alpine arc, our observations may revive the role of plate motion in an attempt to explain the current Alpine kinematics and seismicity. Indeed, in addition to the predominance of transcurrent tectonics that we point out at the scale of the whole Western and Central Alps and forelands, we show a deflection of the extension axes in the core of the belt with respect to simple

orogen-perpendicular extension. Both the transcurrent stress field at the periphery of the orogen, and the deflection of the extensional direction in the inner zones could be driven by counterclockwise rotation of Adria with respect to Europe. According to this scenario, buoyancy forces set the high frequency pattern of extension and compression, while far-field forces control the overall transcurrent field. Their joint effect interact to produce the complex deformation pattern and stress field revealed here.

## 2.5 Conclusions

The three-dimensional analysis of the mode and orientation of seismic deformation within the Western Alps provides, for the first time, a spatial resolution allowing to get rid of a priori seismotectonic zonation. The exceptional density of seismic data acquired within the Western Alps for the past 25 years allowed us to derive focal mechanisms for low magnitude events that were, to date, unavailable. From this new dataset we inferred a continuous seismic deformation field characterized by the deformation style, at the surface and at depth, associated with an up-to-date objective surface stress field. The resulting seismic deformation field is overall consistent with the deformation patterns retrieved by previous seismotectonics studies as well as with the horizontal geodetic observations. At depth, the distribution of computed focal mechanisms matches the main reflectors already unveiled by seismic imagery. Our results also highlight new features that could be observed only due to the increased spatial resolution we provided. Most importantly, the probabilistic inversion of focal mechanisms points out a robust predominant strike-slip regime at the regional scale, with dextral motion consistent with the strike of the belt, and robust discontinuous extensive patches in the core of the belt, while restricting robust compression to the Po plain and western Alpine front. The pattern of deformation at depth, raises up the issue of the continuity of the extension pattern, as patches of extension appear clustered along the two main seismic arcs. Extensional direction are in good agreement with long term geodetic strain rates, and appear robustly oblique to the arc from three inversion methods. The highly resolved seismotectonic regime sheds a new light on the current dynamics of the alpine orogen, wherein far field plate tectonics, linked to the counterclockwise rotation of Adria with respect to Europe imposes a global transcurrent regime, while buoyancy forces explain the high frequency variations of extension and marginal compression in the core of the belt.

## 2.6 Supplementary material

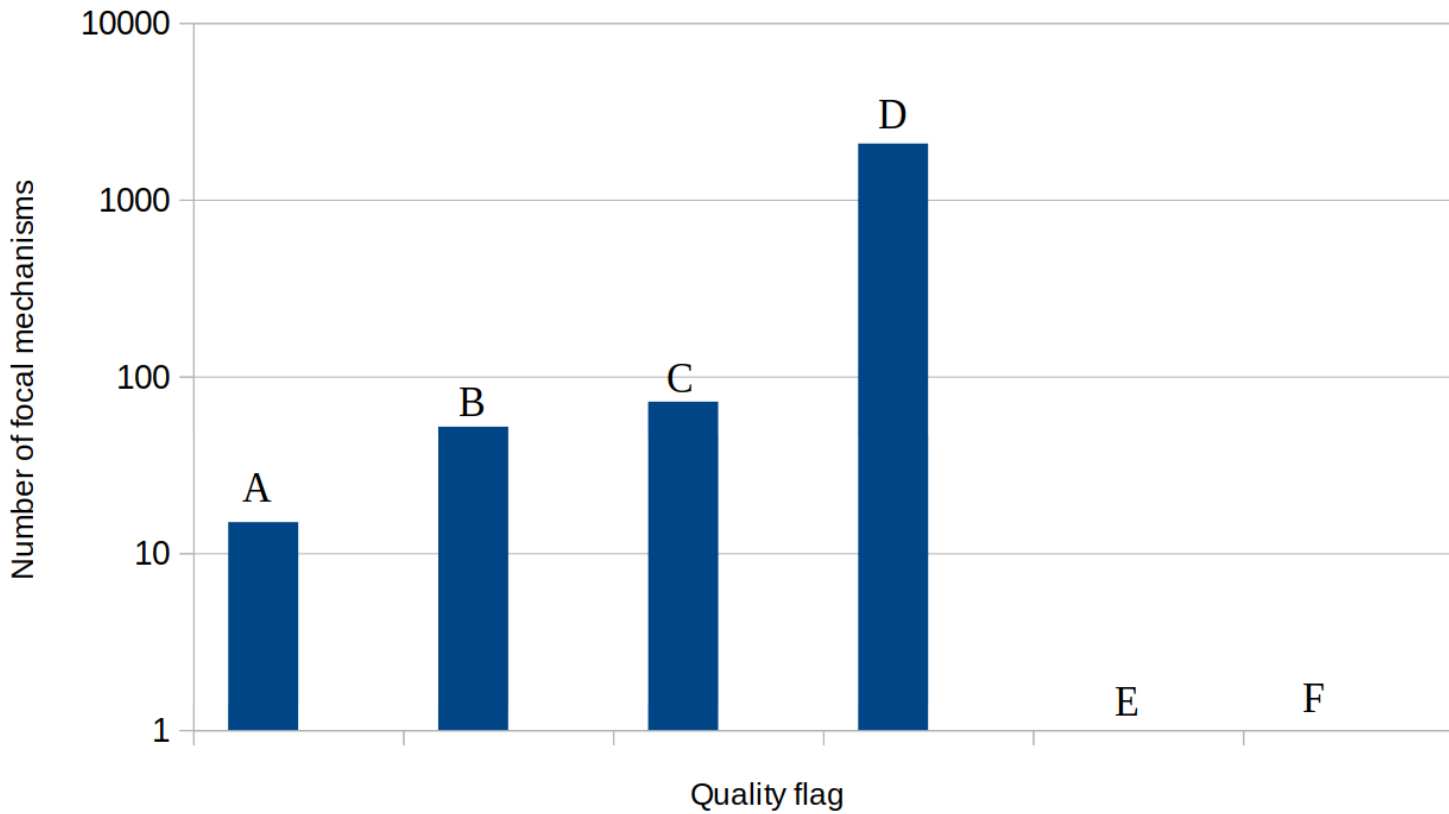


FIGURE 2.14 – Histogram of quality flags distribution for the 2215 computed focal mechanisms according to HASH code (Hardebeck and Shearer, 2002). Quality flags are defined from "A" to "F" in HASH code. "A" quality mechanisms are the best constrained ones. No "E" or "F" events appear in the 2215 focal mechanisms dataset.



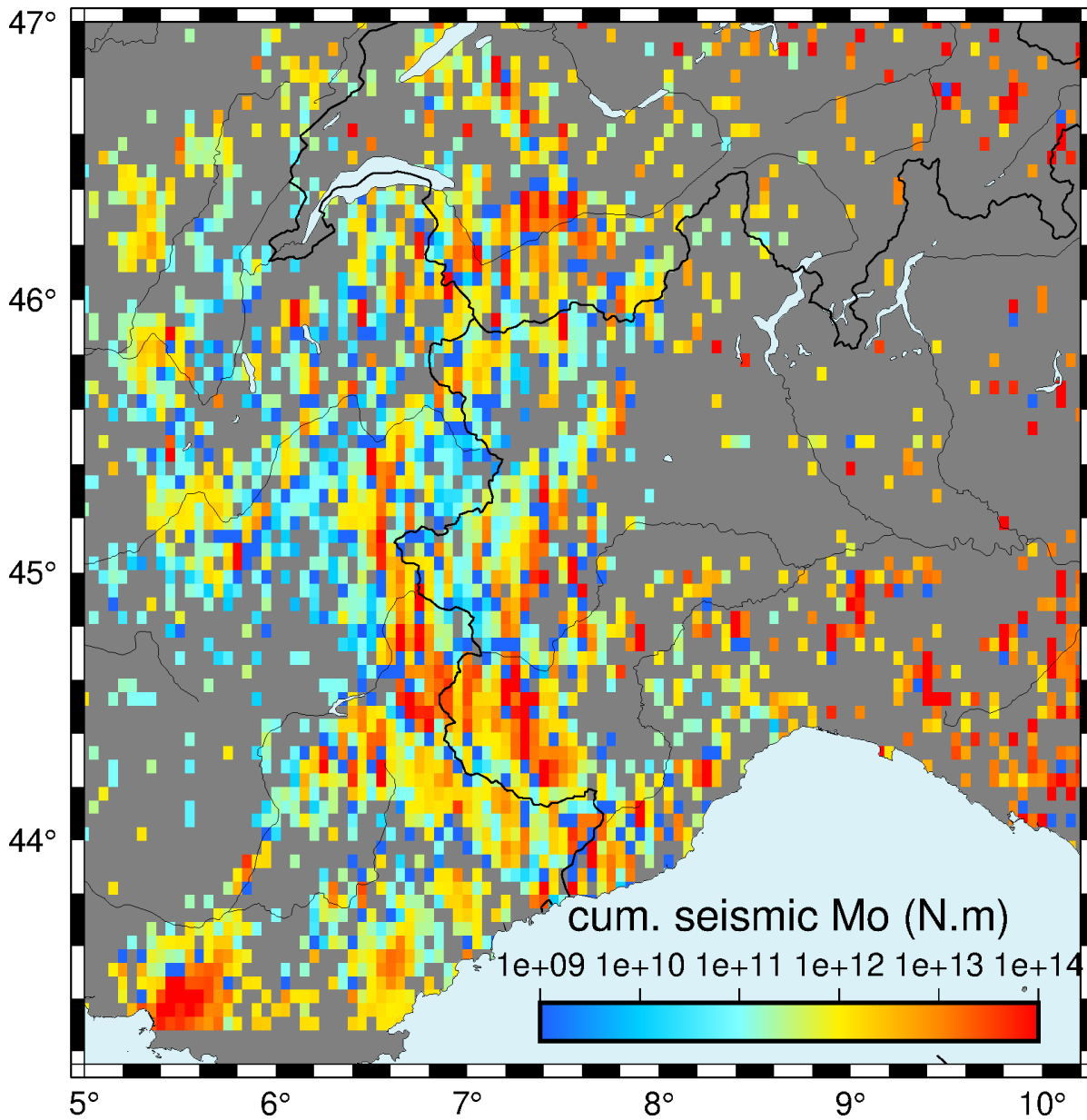


FIGURE 2.15 – Raw map of the seismic moment ( $M_o$ ) computed for each event compiled in Potin (2016) having a local magnitude ( $M_l$ ) available, using Hanks and Kanamori (1979) relationship, and summed over the 1989-2014 time interval on  $0.05^\circ \times 0.05^\circ$  grid cells. Quarry blasts have not been removed.

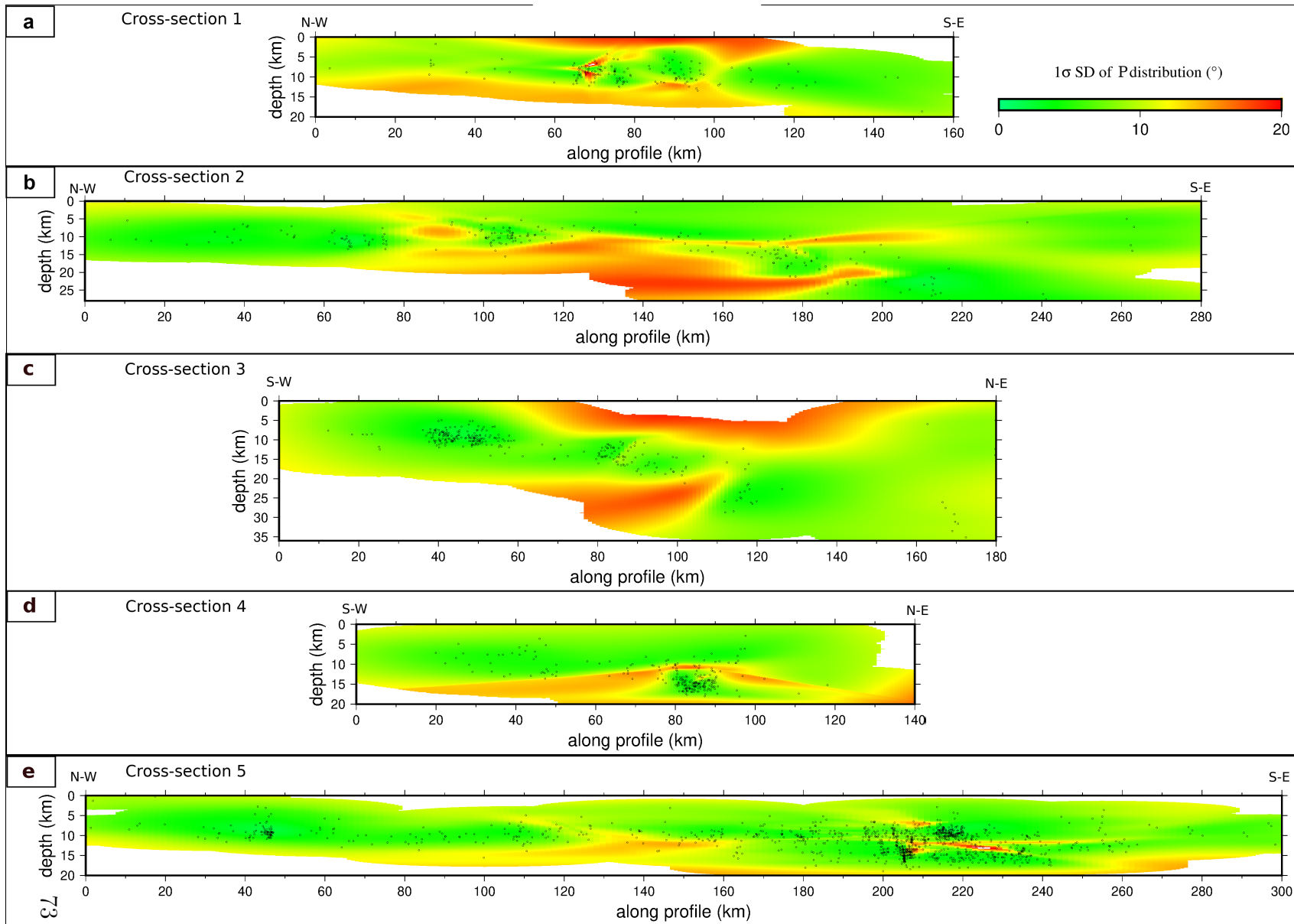


FIGURE 2.16 – 1-sigma uncertainties (in degrees) on the mean values of P axis plunge distributions resulting from the Bayesian inversion displayed in Figure 2.11. The location of cross-sections are indicated on Figure 2.9.

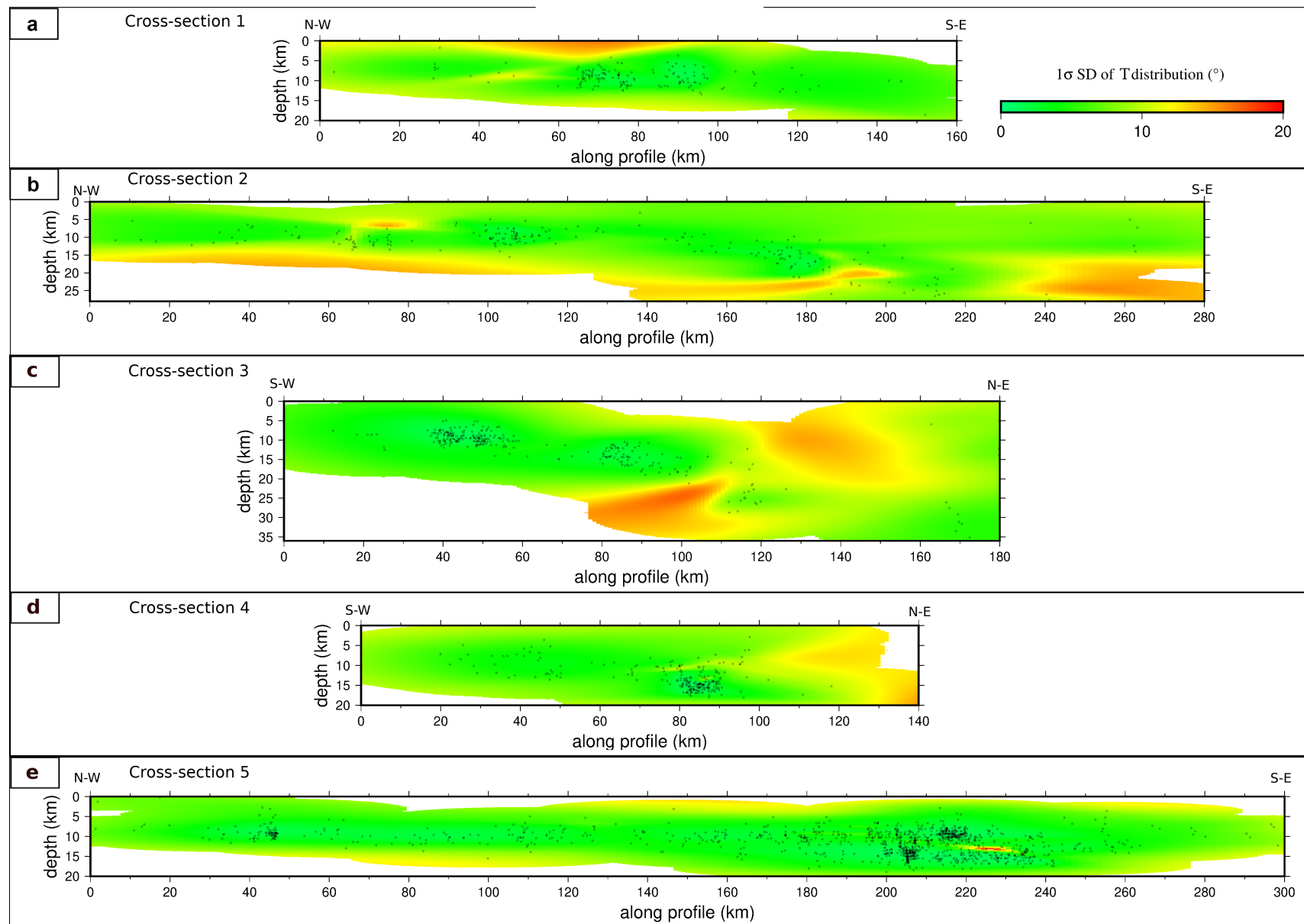


FIGURE 2.17 – 1-sigma uncertainties (in degrees) on the mean values of T axis plunge distributions resulting from the Bayesian inversion displayed in Figure 2.11. The location of cross-sections are indicated on Figure 2.9.

## CHAPITRE 3

---

# Amplitude de la déformation sismique : taux de déformation et de moment sismique

---

### Sommaire

---

<b>3.1</b>	<b>Introduction</b> . . . . .	<b>76</b>
<b>3.2</b>	<b>Database selection</b> . . . . .	<b>77</b>
<b>3.3</b>	<b>Processing steps</b> . . . . .	<b>81</b>
3.3.1	Catalogue declustering . . . . .	81
3.3.2	Completeness estimates . . . . .	82
3.3.3	Magnitude-Frequency distributions and scalar strain rates estimates . . . . .	85
<b>3.4</b>	<b>Results and Discussion</b> . . . . .	<b>92</b>
3.4.1	Orientation of the deformation and strain rate tensors . . . . .	92
3.4.2	Comparison with GNSS surface deformation . . . . .	94
<b>3.5</b>	<b>Conclusions and perspectives</b> . . . . .	<b>99</b>

---

Ce chapitre décrit une méthode mise en place permettant de calculer des taux de déformation sismique incluant la sismicité historique, et donc davantage représentatifs de la déformation long terme des Alpes occidentales que ceux établis dans le chapitre 2, ce dernier s'intéressant davantage au mode de la déformation et à son orientation qu'à son amplitude. Ce travail a été réalisé à l'IRSN dans le cadre de la codirection de thèse au sein du BERSSIN (Stéphane Baize, Aurore Laurendeau, Oona Scotti, Ludmila Provost). Ce chapitre, complémentaire au deuxième, permet de mettre en exergue (i) la nécessité -encore plus prégnante dans les zones de faible déformation- de prendre en compte les données historiques pour considérer les processus de déformation sismique, mais aussi (ii) celle de prendre en compte les incertitudes associées à ces données et à leur utilisation dans une procédure où la propagation des incertitudes apparaît critique puisque non linéaire. Enfin, ce chapitre met en lumière le besoin récurrent de fusion et d'harmonisation des catalogues historiques (y compris des données associées à de faibles taux de sismicité) ainsi que le besoin d'amélioration des estimations de magnitude de moment, pour pouvoir établir des taux de récurrence sismique robustes au sein de zones transfrontalières de faible déformation, ce qui est un des enjeux des études d'aléa sismique en Europe.

### 3.1 Introduction

Assessment of the surface deformation processes, as well as of the aseismic part of the deformation versus seismogenic potential of a given area are often based on estimates of seismic strain rates, and on their comparison with geodetic ones (*e.g.* d'Agostino et al. 2009, 2014, Mazzoti et al 2011). At the scale of the western Alps, previous studies found rates and orientations consistent in the overall between geodetic and seismic deformation, within their respective uncertainty bounds (Sue et al 1999, Sue et al 2007, Walpersdorf et al., 2015, Walpersdorf et al., 2018). These comparisons however, were limited by the available data. In the last decade, new seismic catalogues were made available (eg. SHARE project, Giardini et al (2013); SISFRANCE (Scotti et al. 2004; Baumont and Scotti 2011), SiHex (Cara et al., 2015), FCAT-17 (Manchuel et al., 2018)). During the same period, both the precision and resolution of geodetic velocity and strain fields were enhanced (Walpersdorf et al. 2015, 2018; Sanchez et al., 2018; Masson et al., 2019; Mathey et al., 2020), thanks to the increase of stations and methodological developments. Seismic strain rates, as well as their consistency with surface deformation

measurements, should thus be reassessed in the light of these new databases. Moreover previous studies (Sue et al., 2007; Mathey et al., in prep., cf Chapitre 2) were based on classical methods, such as Kostrov (1974) summation of moment tensors, and did not account for the historical part of the seismicity when comparing geodetic and seismic strain tensors. The corresponding seismic strain estimates are thus not representative of the mid term (historical+instrumental period) seismic deformation. Mathey et al. (2020) indeed showed that at the local scale (Briançonnais area), historical events could account for up to 90 % of the total seismic moment released in the area, while Mathey et al. (in prep., cf Chapitre 2) showed that, at the regional scale, seismic strain estimates based on the 1989-2014 instrumental records were approximately two orders of magnitude below geodetic rates. The seismic strain estimates in the latter study are indeed missing not only historical events but also important events from the early instrumental period (*e.g.* Corrençon 1962 Mw 5.5 event). Here we thus propose to reassess complete seismic strain rates including historical seismicity. Since historical events do not comprise any faulting style information, we combine scalar values of seismic strain accounting for both historical and instrumental seismicity with the orientation provided by focal mechanisms during the instrumental period. Strain estimates being dependent on the volume, we then use seismic moment and geodetic moment estimates to assess the consistency between the long term seismic deformation (historical times) and the geodetic surface deformation (up to 25 years of measurements).

## 3.2 Database selection

One of the challenges for this study is to get a database as homogeneous as possible in terms of events density and of magnitude estimates in an area overlapping three different countries (France, Italy and Switzerland). We are thus looking for the best spatio-temporal coverage. ECOS catalogue (Fäh et al., 2011) covers only the Swiss part of the Alps. Several catalogues are available for the entire area (Figure 3.1), such as the European catalogue SHEEC-EMEC (Grünthal and Wahlström, 2012; Grünthal et al., 2013; Stucchi et al., 2012) and the Italian catalogue CPTI15 (v2, Rovida et al., 2019). However these two catalogues do not include instrumental events below Mw 3.0 (3.35 for CPTI15v2 and 3.5 for SHEEC-EMEC). While the low magnitude events do not account much in the total amount of seismic moment, they are still important in low seismicity areas to be able to derive strain rates where no higher magnitude events are available (*eg.* northern Briançonnais area), and to constrain the slope of derived magnitude frequency

distributions. These catalogues are thus not dense enough in the slow deforming context of the western Alps.

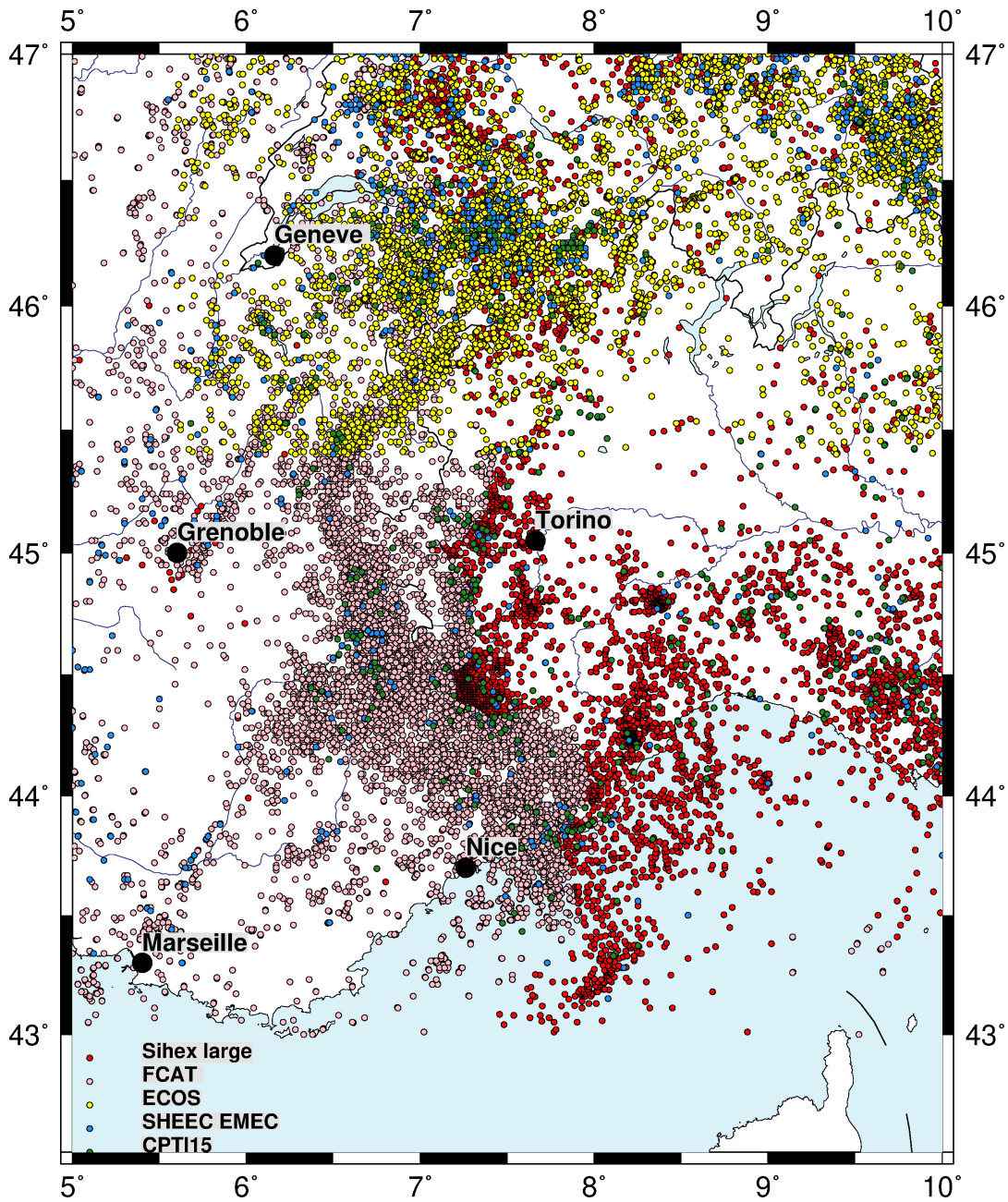


FIGURE 3.1 – Map of the seismic catalogues covering the western Alps. SiHex is an instrumental catalogue only, while ECOS, SHEEC-EMEC, CPTI15 and FCAT comprise both historical and instrumental events.

We choose to use for this study a modified version of FCAT catalogue (Manchuel et al., 2018), which is composed of historical events from the SisFrance catalogue (Scotti et al., 2004; Traversa et al., 2018) and of instrumental records from Sihex catalogue (Cara et al., 2015). Historical events which are located 15 km off the French borders are not included in the SisFrance catalogue.

In the following, we use the complete instrumental catalogue (Sihex, with no geographical cutoff), and the historical events from FCAT and located within a 15 km buffer off the French borders). We then selected events with robust magnitude estimates. Indeed several inversion strategies were applied to historical events within the SisFrance framework, depending on the macroseismic data available. We decided to remove events associated with “strategy 1”, which are the less constrained events, and which magnitude has been estimated only based on felt intensity levels and assuming an a priori depth (Manchuel et al., 2018). Moreover, we did not consider the historical events which magnitude range falls out from the validity domain of the intensity prediction equations (Baumont et al., 2018). Finally, no historical events with  $M_w$  below 3.5 are remaining, while in total 21178 events remain in an area defined from  $5^\circ\text{E}$  to  $10^\circ\text{E}$  and from  $43^\circ\text{N}$  to  $48^\circ\text{N}$ , with magnitude ranging from 0.7 to 6.7 (20839 instrumental + 340 historical events).

Strain rates are computed over volumes of crust, which are defined after performing a “seismotectonic zonation”. Here we use the same zonation as Mathey et al. (in prep.) (see chapter 2), with eleven areas displayed in Figure 3.2. These areas were defined based on seismological and structural criteria (see chapter 2), and derived so that each area represented a homogeneous set of mechanisms in terms of deformation mode, which is a prerequisite to the moment tensor summation (Kostrov 1974) and stress tensor inversion that were implemented in Mathey et al. (in prep.).



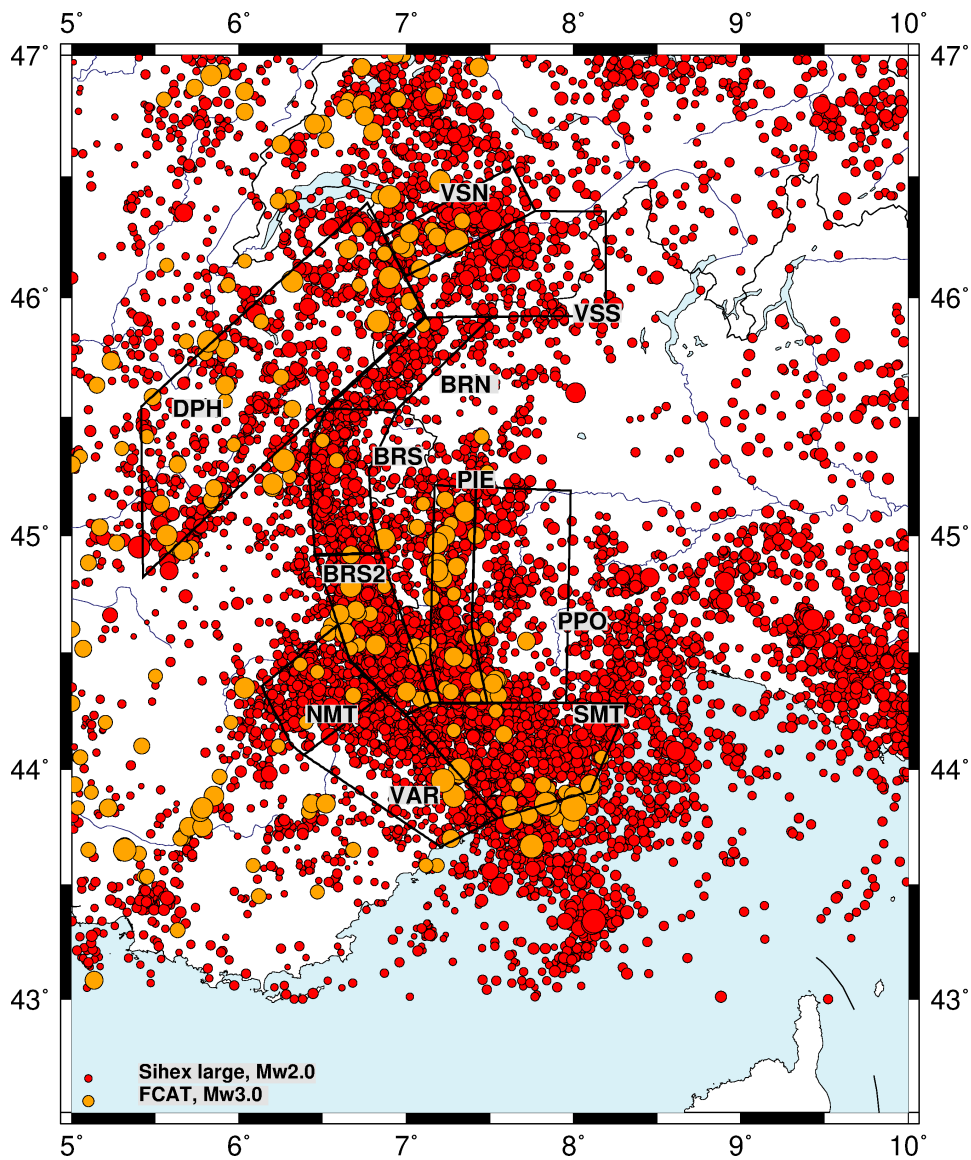


FIGURE 3.2 – Selected seismic events dataset, plotted according to their magnitude Mw. Red events are instrumental events from SiHex catalogue (Cara et al., 2015) while orange events are SisFrance historical events listed in FCAT-17 catalogue (Manchuel et al., 2018). Note that no historical events are available 15 km away from the french border and that southernmost ( $<43^{\circ}\text{N}$ ) instrumental seismicity is not displayed. Seismotectonic zonation (see chapter 2) : VSN=“Northern Valais”, VSS=“Southern Valais”, DPH=“Dauphinois”, BRN=“Northern Briançonnais”, BRS=“Southern Briançonnais”, BRS2=“Southern Briançonnais 2”, NMT=“Northern Mercantour”, VAR=“Var”, PIE=“Piemontais”, PPO=“Po plain”, SMT=“Southern Mercantour”.

## 3.3 Processing steps

### 3.3.1 Catalogue declustering

We first performed catalogue declustering before assessing the completeness estimates. While Beauval et al (2020) showed that the difference in the magnitude frequency distributions is small whether the catalogue is declustered or not when using FCAT catalogue on the whole French territory, the Alpine area is prone to swarms and clustered seismicity sequences (De Barros et al., 2019; Mazzotti et al. 2020; Beaucé et al., 2019). We thus made the choice to remain consistent with the Poissonian assumption underlying in the use of occurrences models for seismic hazard analyses, thus declustering the catalogue. These models indeed require time independent triggering of earthquakes. Several algorithms are available based on different space and time criteria to identify seismic clusters and separate the mainshock from the aftershocks. Here we use the Gardner and Knopoff method (GK) (Gardner and Knopoff, 1974) which is one of the most frequently used one (Drouet et al, 2020). To identify the dependent events, it requires the definition of spatial and temporal windows, which only depend on magnitude. This algorithm is here implemented in PSHA\_Matlab (Visini and Scotti, 2020) with the window parameters estimated with the relationship established by Gardner and Knopoff (1974). This declustering step identified that  $\sim 30\%$  of the catalogue events are clustered (Figure 3.3). In the end, 14705 events were identified and kept as mainshocks out of the 21178 initial events.

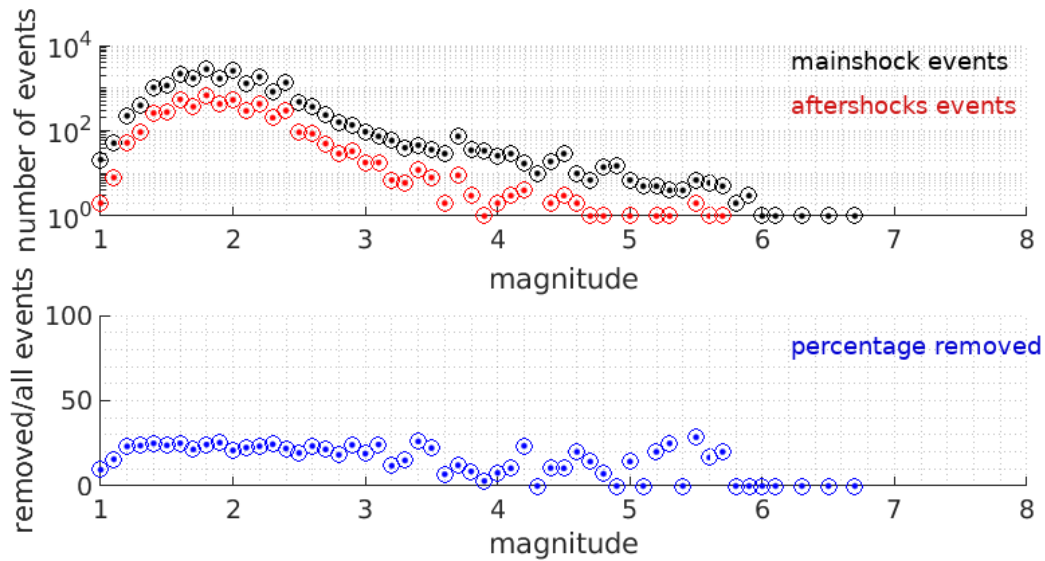


FIGURE 3.3 – Results from the declustering step using GK method on the Alpine part of FCAT catalogue. Upper plot shows the number of events kept (black) or removed (red) per magnitude. Lower plot shows in blue the percent of events removed per magnitude.

### 3.3.2 Completeness estimates

The second processing step conducted was to assess the completeness periods for each magnitude bins within the FCAT catalog, which is necessary to build a Magnitude-Frequency Distribution (MFD) later on. Estimating the completeness periods on both historical and instrumental catalogues is a mandatory step since we aim at providing recurrence rates following time independent laws. Indeed, MFD models require stationary input data through time, which means that the seismicity subset recorded in the mid-term time span must be representative of longer time spans for which recurrence rates are derived. Assessing a completeness period for a magnitude class consists in evaluating the year from which we can consider the catalogue did not miss any earthquake for this magnitude range. To do so, the cumulative number of events is computed for each magnitude bin. Then, completeness periods can be estimated by simple visual inspection of the curve of cumulative number of events versus time (*e.g.* Tinti and Mulargia, 1984). Otherwise, one can proceed with a statistical approach by comparing several time windows, such as the one derived by Albarello et al. (2001).

We here use the latter one, implemented in PSHA\_matlab (Visini and Scotti, 2020). The statistical procedure developed by Albarello et al (2001) consists in dividing the catalogue in several time intervals, or time windows, and computing a probability density function based on the assumption that the statistical characteristics must be the same for the different time intervals. This function is thus estimated at several values  $T_i$  of completeness period by cutting the period  $\Delta T = T_{now} - T_i$  in two and comparing the two windows. It thus provides a user independent estimate of completeness years, which is usually representative of the mean of the subjective visual approach estimates (Figure 3.4; Visini and Scotti, 2020).

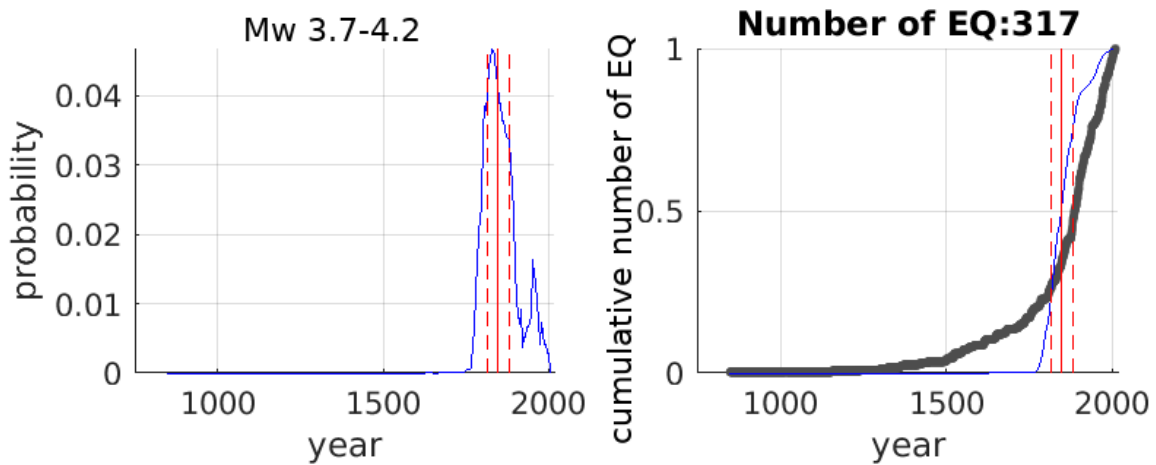


FIGURE 3.4 – Example of estimate of completeness time period for Mw bin 3.7-4.2 on the Alpine part of FCAT catalogue. Period estimate (median value in solid red line and  $1-\sigma$  intervals in dashed red lines) from Albarello’s probability distribution (left plot) matches the sudden increase (slope rupture) in the cumulative number of events versus time curve (right plot).

We first derive completeness periods for magnitude bins of 0.5, from magnitude 1.7 and higher. Completeness for lower magnitude bins showed a time reversal compared to the previous higher bin, which we estimate to be biased, because the higher the magnitude, the longer the completeness period. Our completeness estimates for FCAT and Sihex catalogues in the large Alpine area (covering the  $5^{\circ}\text{E} - 10^{\circ}\text{E}$  and  $43^{\circ}\text{N} - 48^{\circ}\text{N}$  quadrangle) are presented in table 3.1, as well as in Figure 3.5 with their estimated uncertainties.

Magnitude Interval (Mw)	1.7-2.2	2.2-2.7	2.7-3.2	3.2-3.7	3.7-4.2	4.2-4.7	4.7-5.2	5.2-5.7	5.7-6.2	6.2-6.7
Time period (yr)	1980	1970	1965	1965	1845	1835	1815	1700	1505	1505

TABLE 3.1 – Time period of completeness for the Alpine area of FCAT declustered catalogue.

Our estimates are consistent with completeness periods derived for FCAT on the whole french territory (Beauval et al., 2020) and with estimates for south-eastern France from various catalogues (Martin et al., 2018 ; Drouet et al., 2020). We are able to derive completeness periods for smaller magnitude bins due to the higher seismicity level and seismic network density of the western Alps compared to the other parts of the French territory. On the contrary, completeness years are more recent for larger magnitude bins in the Western Alps than in the rest of France due to the low population density in the Alps during the historical times. Consequently, we can also observe large uncertainties on completeness estimates on the highest magnitude bins (Figure 3.5).

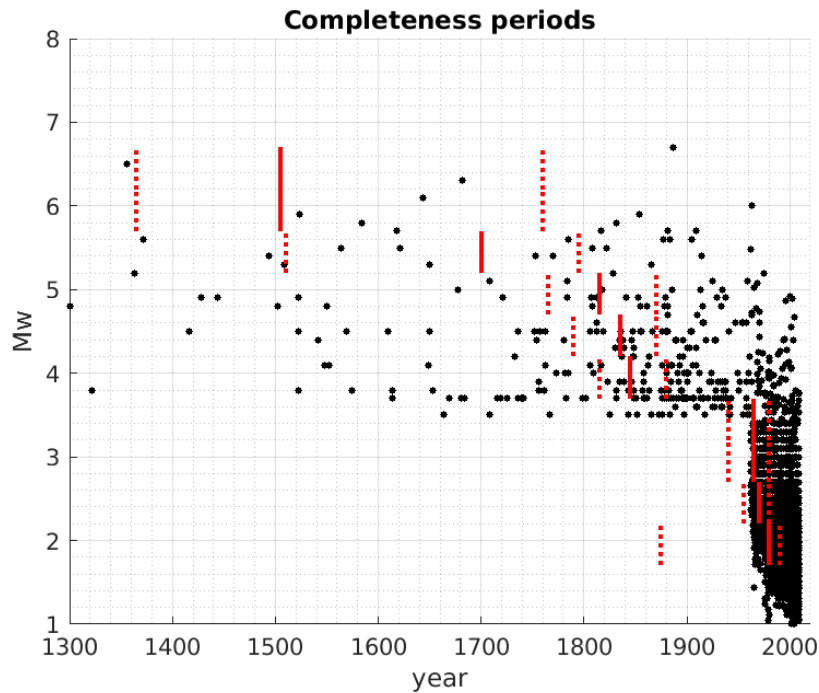


FIGURE 3.5 – Median estimates for completeness years (red bars) from Albarello’s method and associated 16<sup>e</sup> and 84<sup>e</sup> quantiles (dashed lines) for each 0.5 Mw bin of the declustered FCAT catalogue in the Alpine area. Black dots are events of given Mw and date. Historical period is characterized by the absence of Mw < 3.5 events, while the instrumental period (>1962) shows a lack of Mw > 5.0 compared to the pre-instrumental one.

### 3.3.3 Magnitude-Frequency distributions and scalar strain rates estimates

We derive magnitude frequency distributions in each area assuming that seismicity follows a Poissonian process and a Gutenberg-Richter (GR) power law model of the shape :

$$\log(N(m \geq M)) = a - bM \quad (3.1)$$

where N is the annual number of events with magnitude m superior or equal to M, a is the seismicity level at Mw=0 and b is the slope of the fit. We use here the Weichert formulation (Weichert, 1980) of a GR relationship truncated at a maximum magnitude

Mmax.

We then derive the statistical seismic moment rate by integrating the cumulative truncated GR up to the Mmax (Hyndman and Weichert, 1983). The area under the GR curve thus defines the total seismic moment (Mo) theoretically released in each subarea (*i.e.* even if not actually observed in the catalogue due to too long recurrence rates), based on Mw-Mo relationship established by Hanks and Kanamori (1979) :

$$Mo(Mw) = 10^{1.5Mw+9.1} \quad (3.2)$$

where Mo is the seismic moment in N.m and Mw is the moment magnitude.

Two additional parameters are thus required to build the GR distribution, which are the minimum magnitude of the GR, and the maximum magnitude Mmax. By definition this latter parameter is unknown from physical observations and is a primary source of epistemic uncertainties in seismic recurrence rate estimates. A common way to assess Mmax is to use empirical scaling relationships between faults dimensions and maximum magnitude (e.g. Wesnousky 2008, Wells and Coppersmith 1994, Leonard 2010). However, the knowledge on Alpine faults geometry is poor except in few areas (e.g. Belledonne fault or Durance fault, see chapters 2 and 5). We thus consider here that we do not have enough constraints on Alpine faults geometry and activity in the western Alps to constrain different Mmax for the different areas. Larger scale studies, such as Martin et al. (2018) and Drouet et al. (2020), estimated Mmax probability distributions for the whole Alpine domain through Bayesian approaches given prior values based on scaling relationships. We choose to use here the mean Mmax from Drouet et al. (2020) distributions on the Alpine domain, which is of 6.9, for all our subareas. This value appears consistent with our subareas, each of them being large enough to encompass a fault which could be equivalent to this magnitude based on scaling laws. This Mmax value could appear low compared to the size of some known active faults, such as the High Durance Fault (*c.a.* 60 km long and 10 km deep, Sue and Tricart, 2003; Mathey et al., 2020). However the related study took into account conservative rupture scenarios involving a 300 km<sup>2</sup> fault plane. Considering a 10 km seismogenic depth (Mathey et al., 2020) and a Mw of 6.9 would lead to a fault area of around 750 km<sup>2</sup> using scaling laws, thus displaying a high aspect ratio (7.5) which could make a single segment rupture appear unrealistic (e.g. Wells and Coppersmith, 1994). The locking depth value of 10 km retrieved by Mathey et al. (2020) shows good consistency with the 75e percentile of depths distributions in the Briançonnais subareas of the present study (BRS and BRS2, Figure 3.6). This Mmax

value of Mw 6.9 thus appears consistent with constraints derived from local studies, and can be used for all our subareas, provided that no fault to fault (or area to area) ruptures are involved.



# AMPLITUDE DE LA DÉFORMATION SISMIQUE

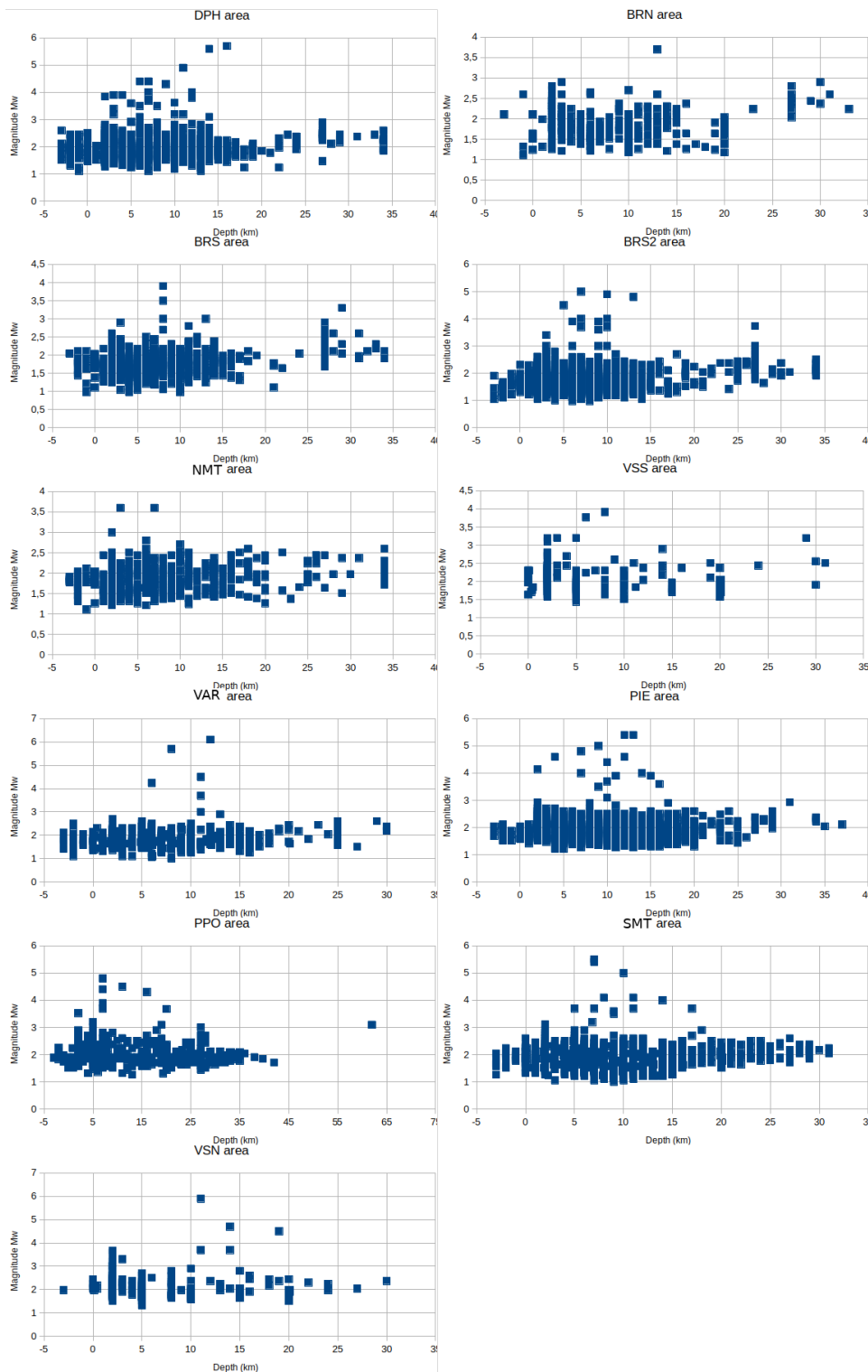


FIGURE 3.6 – Magnitudes ( $M_w$ ) of events from FCAT catalogue (historical+instrumental parts) in each area depending on their depths. No correlation is observed between magnitude and depths. A few alignements of fixed depths can be observed, possibly associated to historical events for which a priori depths are assigned prior to  $M_w$  inversion. Note the different scale between subplots.

The choice of the minimum magnitude has a strong impact on the GR slope. Minimum value for  $M_{\min}$  is the value from which we were able to estimate catalogue completeness. We consider that our completeness estimates below 2.7 are biased (Beauval et al., 2020) by an increase of temporary local monitoring networks (*e.g.* Cifalps; Le Bourget). We thus use events with magnitudes from 2.7 on (Figure 3.7).

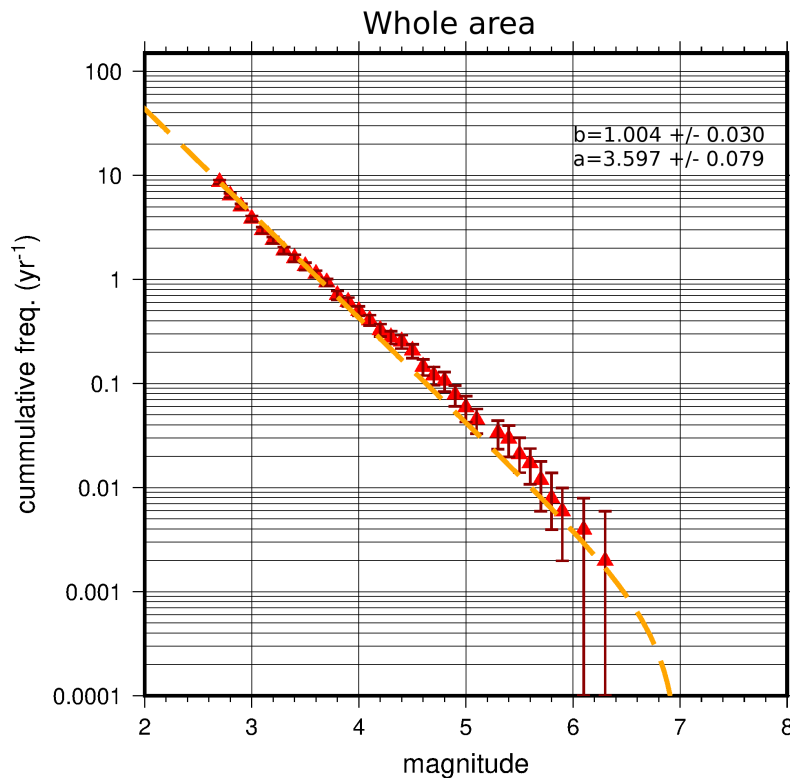


FIGURE 3.7 – Magnitude frequency distribution for the whole Alpine area based on the declustered FCAT catalogue data (red triangles) and their uncertainties (red bars) on recurrence rates for corresponding magnitude bins. Associated best-fit from Weichert formulation of the GR is displayed (dashed line) with its intercept ( $a$ -value) and slope ( $b$ -value) parameters.

Lastly, to derive strain rates based on  $M_0$  estimates, the thickness of the area is required. As discussed in Mazzotti and Adams (2005), the understanding of this parameter is often controversial and can refer either to the seismogenic thickness or to the volume of crust which is deformed seismically. To assign a thickness to each volume we selected

the 75e percentile of hypocentral depths distribution in each area (Figure 3.6 and table 3.2), following (Mazzotti and Adams, 2005).

Depth distri. quantiles	VSS	VSN	SMT	PPO	PIE	VAR	NMT	BRS2	BRS	BRN	DPH
50e	3.5	3	8	13	12	7	7	6	7	8	7
75e	10.25	10	12.75	20.4	15	11	13	9	10	12.5	12
84e	20	18	16	25	16	13	16	10	12	15	14
100e	31	30	31	62	37	30	34	34	34	33	34

TABLE 3.2 – Quantiles of depths distributions in each area in km.

The corresponding total seismic moment rate for the whole area ranges from  $0.215 \times 10^{17}$  to  $0.38 \times 10^{17}$  with a median value of  $0.279 \times 10^{17}$  N.m/yr. which is equivalent to 1 event of Mw  $\sim 3.5$  per year.

MFD and Mo were estimated for each area (Figure 3.3). However, in areas BRN, BRS and NMT, the number of events is too small to constrain the values of the GR parameters. We thus choose to assign the b-value of the regional GR (1.004) and to leave the sole a-value to determine from the catalogue.

area	Whole	PIE	PPO	SMT	VSN	VSS
min	0.21E+17	0.54E+16	0.19E+15	0.40E+15	0.74E+15	0.20E+14
med	0.28E+17	0.71E+16	0.37E+15	0.66E+15	0.11E+16	0.11E+15
max	0.38E+17	0.94E+16	0.12E+16	0.12E+16	0.18E+16	0.62E+15
BRN	BRS	BRS2	NMT	VAR	DPH	
0.16E+15	0.23E+15	0.13E+16	0.76E+14	0.24E+16	0.11E+16	
0.34E+15	0.43E+15	0.18E+16	0.19E+15	0.42E+16	0.14E+16	
0.87E+15	0.97E+15	0.27E+16	0.80E+15	0.67E+16	0.19E+16	

TABLE 3.3 – Table of moment rates for each area in N.m/yr. Min, med and max values are 16e, 50e and 84e quantiles of moment distributions.

Last, we compute scalar strain rates by integrating the total seismic moment defined by the GR in a volume (Kostrov 1974) :

$$\varepsilon = \frac{Mo}{2\mu AH} \quad (3.3)$$

where  $Mo$  is the seismic moment in  $N.m$ ,  $\mu$  is the rigidity modulus in  $N.m^{-2}$ ,  $A$  is the area of the zone in  $m^2$  and  $H$  is the depth of the zone in  $m$ .

We follow Mazzotti and Adams (2005) approach to take into account uncertainties on the “a”, “b” “Mmax”, and depth parameters. The uncertainties are explored through a logic tree approach, where a median, minimum and maximum values are used for each parameter, with associated weights of 0.5, 0.25 and 0.25, respectively (Figure 3.8). The “H”, “a” and “b” values that are explored depend on each area characteristics, while Mmax values are 6.7, 6.9 and 7.2 for all areas.

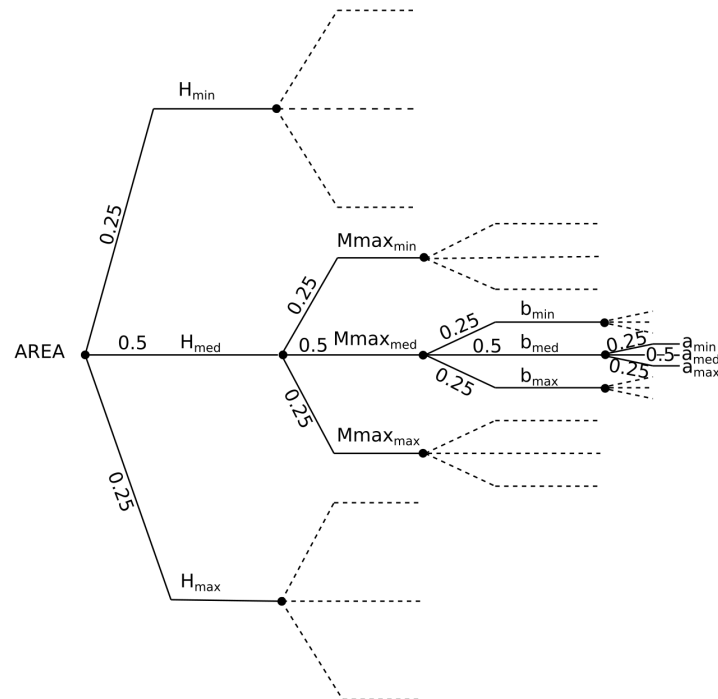


FIGURE 3.8 – Logic tree used to explore the full distribution of possible strain rates for each area.  $H_{min}$ ,  $H_{med}$  and  $H_{max}$  correspond to the 50<sup>e</sup>, 75<sup>e</sup> and 84<sup>e</sup> percentiles of depth distribution in each area.

Median, 16<sup>e</sup> and 84<sup>e</sup> quantiles of the full scalar strain distribution for each area are reported in table 3.4.

area	Whole	PIE	PPO	SMT	VSN	VSS
min	0.11E-9	0.90E-9	0.67E-10	0.73E-10	0.49E-9	0.69E-10
med	0.16E-9	0.35E-8	0.17E-9	0.24E-9	0.11E-8	0.13E-9
max	0.26E-9	0.75E-8	0.72E-9	0.65E-9	0.50E-8	0.32E-9

BRN	BRS	BRS2	NMT	VAR	DPH
0.35E-10	0.16E-9	0.80E-9	0.10E-8	0.25E-10	0.10E-9
0.11E-9	0.30E-9	0.14E-8	0.12E-8	0.19E-9	0.17E-9
0.31E-9	0.10E-8	0.30E-8	0.63E-8	0.58E-9	0.21E-9

TABLE 3.4 – Table of scalar strain rates for each area per area volume in /yr. Min, med and max values are 16<sup>e</sup>, 50<sup>e</sup> and 84<sup>e</sup> quantiles of strain rate distributions.

## 3.4 Results and Discussion

### 3.4.1 Orientation of the deformation and strain rate tensors

Once scalar strain rates obtained from seismic moment estimates, we need to assign orientations to each area to retrieve strain rate tensors. We thus attributed a representative focal mechanism to each area derived from the stress inversion based on focal mechanisms data in Mathey et al. (in prep.). The corresponding strain tensors' eigenvectors in each area are plotted according to their azimuth and plunge (Figure 3.9). The orientations thus slightly differ between the present study and strain rates retrieved from moment summation (Figure 3.9, chapter 2), since magnitude impacts the rates derived from moment summation, while it is not taken into account in the representative focal mechanism derived from stress inversions (chapter 2). Our results show that when taking the historical seismicity into account, most of the seismic deformation occurs in the Piémontais, the northern Mercantour, the northern Valais, and the southern Briançonnais areas, respectively.

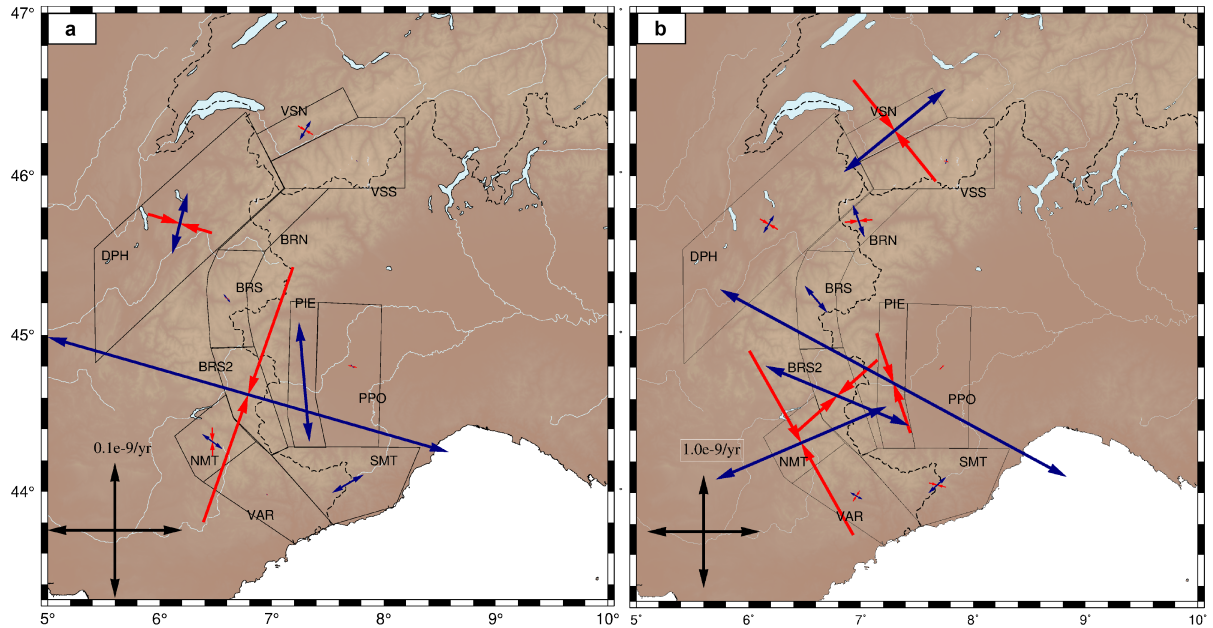


FIGURE 3.9 – Eigenvectors of the strain tensors obtained from Kostrov’s summation over the instrumental period (a) and from scalar rates over the historical and instrumental period combined with the deformation mode of each area (b). VSN=”Northern Valais”, VSS=”Southern Valais”, DPH=”Dauphinois”, BRN=”Northern Briançonnais”, BRS=”Southern Briançonnais”, BRS2=”Southern Briançonnais 2”, NMT=”Northern Mercantour”, VAR=”Var”, PIE=”Piemontais”, PPO=”Po plain”, SMT=”Southern Mercantour”.

The high rates retrieved in the Piémontais and southern Briançonnais (Figure 3.9b) are consistent with the results obtained for the short term seismic deformation rates based on Kostrov summation of instrumental events (Figure 3.9a) in Mathey et al. (in prep.). The rates retrieved in the northern Mercantour and the northern Valais are unexpectedly high with regard to the scarce instrumental records, while the Dauphinois area, which is one of the areas releasing most of the seismic energy today, represents only a negligible deforming area over the mid-term period. Most of the seismic moment rate attributed to the northern Mercantour is driven by two pre-instrumental events of estimated Mw 3.6, in 1933 and 1935. These two events correspond to a seismic moment of  $6.3 \times 10^{14}$  N.m, which accounts for  $\sim 45$  % percent of the total seismic moment released in the area over the catalogue time span. Given uncertainties in location from macro-seismic data, and given the width of our zonation, these events could as well be located

in a neighboring area (BRS2 for exemple). One could compare these historical events with the ones from another historical seismic catalogue. These events are however not included in the SHEEC european historical catalogue.

One can also notice that no historical events are recorded in the southern Valais area, while SHEEC catalogue displays several historical events above Mw 4.0, but located away from the 15 km border buffer. The same observation can be made on the Po plain area.

### 3.4.2 Comparison with GNSS surface deformation

To compare seismic and geodetic deformation, one has to keep in mind that the relation between moment and strain is non-unique. One needs either to convert geodetic strains into Mo estimates in order to compare both moment rates, or to convert seismic moments from the catalogue into strain rates in order to compare respective strain rates. In both cases the volume considered is involved in the conversion, and the depth parameter used in the computation highly impacts the comparison. Strain at the surface can be estimated thanks to a measure of velocity difference over a given distance, which makes it difficult to compare when it comes to different spatial coverages. For this reason and given our challenging area which encompasses three national borders, we propose here to compare moment rates from the seismic catalogue with geodetically derived moment rates.

Several geodetic strain rate solutions, based on different velocity solutions and with different spatial resolution, are available in the western Alps. Figure 3.10 displays the strain rate field from Walpersdorf et al. (2018) over our seismic strain tensors derived from historical and instrumental seismicity. Orientations are consistent as already pointed out by the stress inversion in Mathey et al. (in prep.).

However the amplitudes of the deformation are challenging to compare since they are estimated over different areas. A possibility is thus to compare the geodetic and seismic moment rates in the overall region using Savage and Simpson (1997) formula of the geodetic moment :

$$M_{O_{geo}} = 2\mu A_i H_i \sum \max(|\varepsilon_1^i|, |\varepsilon_2^i|, |\varepsilon_1^i + \varepsilon_2^i|) \quad (3.4)$$

where  $\mu$  is the rigidity modulus ( $\text{N}\cdot\text{m}^{-2}$ ),  $A_i$  ( $\text{m}^2$ ) is the area of a cell  $i$ ,  $H_i$  is the depth (m) on which the crust is affected by the seismic deformation in a cell  $i$ , and  $\varepsilon_1^i$  and  $\varepsilon_2^i$  are the eigenvalues (/yr) of the geodetic strain rate tensor of the  $i^{\text{th}}$  cell.

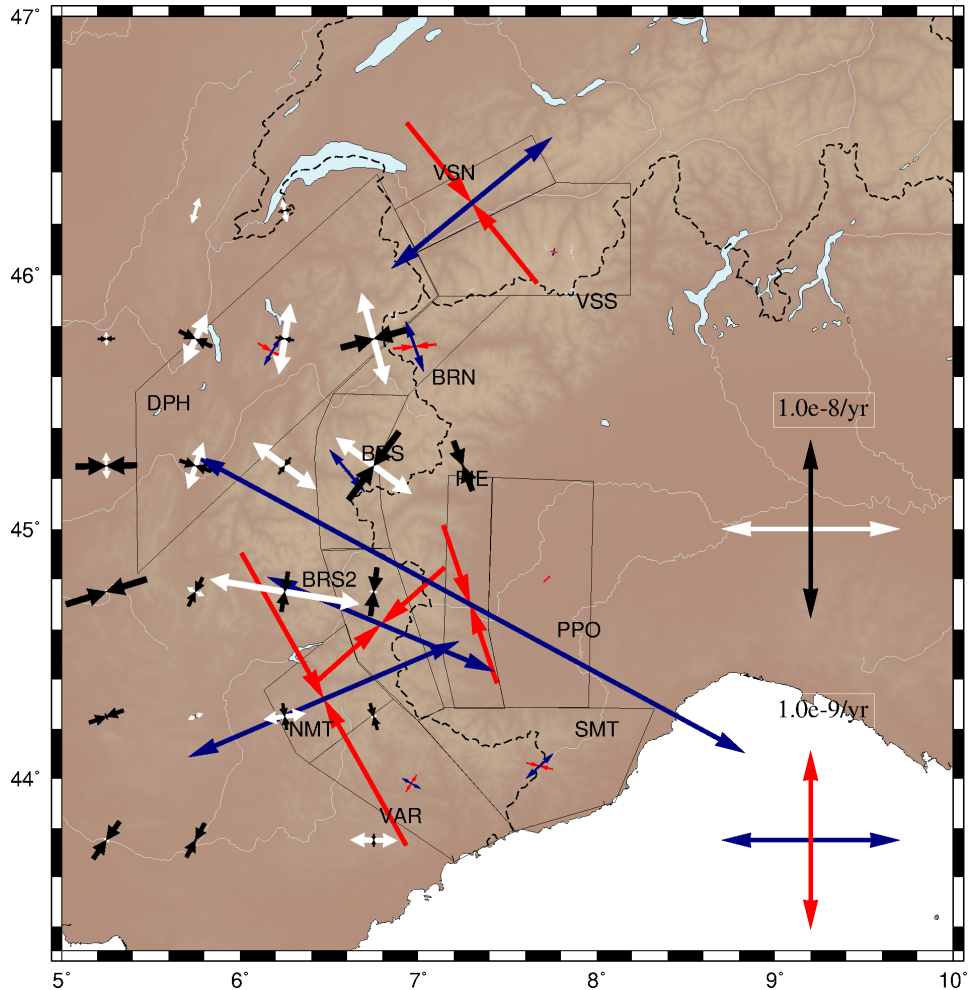


FIGURE 3.10 – Strain rates including historical seismicity derived in this study (extension in blue, shortening in red), compared with the strain rate field from Walpersdorf et al. (2018) (extension in white, shortening in black).

We stress that geodetic strain rates are not a direct measure but require interpolation from velocity fields. They are therefore strongly dependent on the chosen method. To account for the uncertainties related to this choice, we use and compare Mo estimates derived from 2 different strain solutions over the Alpine range (Walpersdorf et al. (2018) and Sanchez et al. (2018)).



Moreover, several studies pointed out the impact of the depth estimate, "Hi", on the derived uncertainty compared to the other parameters (D'Agostino, 2014; Hannouz, 2019; d'Agostino et al., 2009; Mazzotti and Adams 2005). As pointed out by Ward (1998), this depth is neither the lithosphere base depth nor the maximum depth of earthquakes, but can be explored with the depth quantiles of seismic catalogues (Mazzotti and Adams, 2005). Based on hypocentral depths in the seismic catalogue we derive equation 4 for H values of 8, 14 and 19 km, which correspond to the 50<sup>e</sup>, 75<sup>e</sup> and 84<sup>e</sup> percentiles of the global hypocentral depths distribution from FCAT catalogue in the Alps (Figure 3.11).

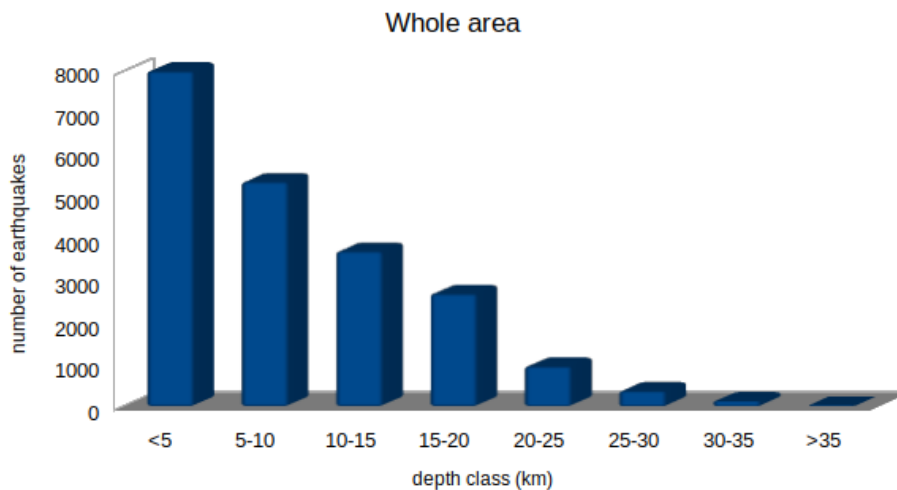


FIGURE 3.11 – Number of events per 5 km depth classes according to the hypocentral depths reported in FCAT catalogue for the Alpine area.

Based on the different geodetic strain solutions and the uncertainty on the considered depth  $H_i$ , the derived equivalent moment (for the whole area Figure 3.2) ranges from  $\sim 10^{16}$  N.m/yr to  $\sim 10^{18}$  N.m/yr (table 3.5).

The smaller  $M_0$  values are retrieved for Walpersdorf et al (2018) solution due to the fact that data are available only for the French part and not for the Italian and Swiss parts, where a lot of seismic deformation occurs (see PIE and VSN areas). Using Sanchez solution (2018) (which covers the whole area) increases the moment estimates of about one order of magnitude. The geodetic moment estimates thus exceed the ones from the seismic catalogue by one to two order of magnitudes. To “fill” a median ( $10^{17}$  N.m/yr) moment rate inferred from geodesy, the associated magnitude frequency distribution

should reach a  $M_{\max}=7.8$  to spend all the moment in seismicity. This value appears higher than the maximum historical magnitude observed in FCAT catalogue, which is evaluated to 6.7 (Manchuel et al., 2018) with an associated uncertainty of 0.59 (strategy inversion 2 in Manchuel et al., 2018), which could lead one to consider a minimum value of 7.29 for  $M_{\max}$ .  $M_w=7.8$  could thus be considered as the upper bound  $M_{\max}$  value based on geodetic available moment rates.

<b>Geodetic solution</b>	Hi=8km	Hi=14 km	Hi=19 km
Walpersdorf et al.	8.66E16	1.52E17	2.06E17
Sanchez et al.	6.24E17	1.09E18	1.48E18

<b>Catalogue solution</b>	$M_{\max}=6.7$	$M_{\max}=6.9$	$M_{\max} 7.2$
FCAT	2.47E+16	3.11E+16	4.15E16

TABLE 3.5 – Comparison of seismic moment rates (N.m/yr) computed for different maximum magnitudes based on FCAT catalogue (Manchuel et al.,2018), and of geodetic equivalent moment rates computed for different depths (Hi) and for different velocity field solutions (Walpersdorf et al., 2018; Sanchez et al., 2018) covering different spatial extents.

We thus observe in the overall one order of magnitude of difference between estimated geodetic and seismic  $M_0$ . This discrepancy is often observed in slow deforming contexts of moderate seismicity levels where aseismic processes are involved but difficult to quantify, and where the representativeness of the seismic catalogue is debated (i.e. it may not capture longer recurrence rates of higher magnitude events). The relatively higher geodetic rates were already denoted by Sue et al. (2007) whereas they were only using instrumental seismic records. Notwithstanding the aseismic part of the geodetic deformation and the representativeness of the catalogue that should certainly be taken into account, the discrepancy between geodetic and seismic rates could likely be related to three other error sources : (i)  $M_w$  inversion from macroseismic data, (ii)  $M_w$  conversion from instrumental  $M_l$  magnitudes, and (iii) unreached convergence of GNSS velocities. Concerning the first issue the inversion of magnitude for historical events is an underdetermined problem since it aims at solving for both the magnitude and hypocentral depth from the sole macroseismic data, and  $M_w$  from macroseismic data are uncertain. Figure 3.12 shows that an important offset is found between magnitude frequency distributions from historical events and from instrumental events. For example for  $M_w=4$  events, the recurrence is estimated to 0.03/yr from the instrumental GR, and to 0.3/yr from the

historical GR, which is the rate associated with  $M_w=3.5$  events in the instrumental GR. The same observation is made by Mazzotti et al (2020) on the whole FCAT catalogue. Beauval et al. (2020) also highlight a problem of homogeneity in magnitude between the historical and instrumental periods in the FCAT catalogue. Thus this comparison between historical and instrumental GR distributions may suggest that historical  $M_w$  are overestimated.

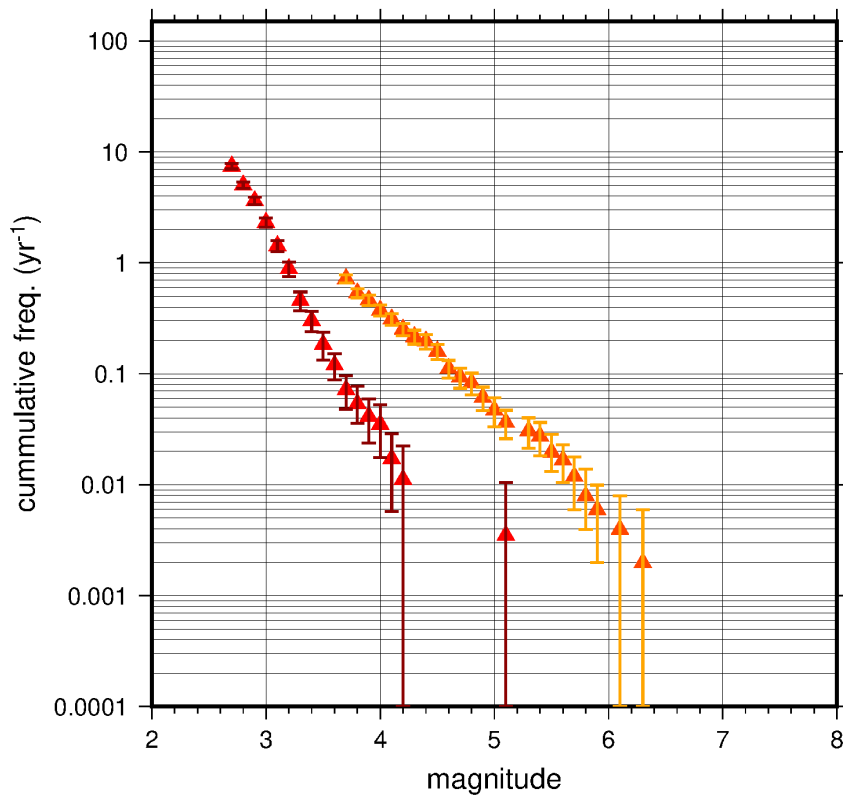


FIGURE 3.12 – Magnitude-frequency distributions based on SiHex instrumental part of FCAT catalogue (in red) and on SISFRANCE historical part of FCAT seismic catalogue (orange).

On the other hand there is also the possibility that instrumental  $M_w$  are underestimated in the process of local magnitude ( $M_l$ ) to  $M_w$  conversion. Indeed Laurendeau et al. (2019) show that  $M_l$  to  $M_w$  conversions established by Cara et al (2017) for Sihex catalogue tend to be underestimated in the Alpine domain for  $M_l > 2.5$ . Based on events for which both  $M_l$  and  $M_w$  are available in the southern western Alps,  $M_w$  could thus

be underestimated up to  $0.5 \times Mw$  for  $Ml > 4.5$ . Lastly, GPS velocities in the western Alps remain low compared to the noise level. Some studies (e.g. Tarayoun, 2018) showed that around 20 years of continuous measurements are necessary to decrease the noise level and reach stable velocity estimates, while the longest instrumented stations within the Alps just reach nowadays 25 years of monitoring. Moreover, recent studies in the western Alps (Mathey et al., 2020; Walpersdorf et al., 2015, 2018) showed that, at each new measurement, estimated velocities and related uncertainties decrease compared to the previous estimates that were based on shorter term GPS velocities.

### 3.5 Conclusions and perspectives

In section 3.4.1 we could observe that taking into account historical events changes the distribution of the most deforming areas compared to Kostrov's estimates based on instrumental events. While Sue et al. (2007) and Mathey et al. (in prep.) showed that over the short term instrumental period most of the seismic deformation occurs in the southern Briançonnais (BRS2), Piémontais (PIE) and Dauphinois (DPH) areas, the most deforming areas over the mid-term historical period are the Piémontais, northern Mercantour, northern Valais and southern Briançonnais. The rates derived from the sole instrumental period versus the ones derived on both instrumental and historical period are hard to compare yet, due to the swarm-like behavior of part of the seismicity in the Alps. The fact that the southern Briançonnais area is the most deforming one today, which is not the case on longer time spans, could for example be due to the Ubaye swarms that were registered in 2003-2004 and 2012-2014 with two events with  $Mw > 4$  in 2012 and 2014.

In addition to this, the uncertainty on locations for historical events is high, and historical events found within the smallest areas could in fact be located in neighboring ones (e.g. NMT historical events could as well be located in BRS2).

One should also keep in mind that our approach provides a heterogeneous spatial coverage of the seismicity : the historical period covers only the French part of the western Alps (with a 15 km buffer). Considering the importance of a few historical events regarding the total moment rate of several areas, this leads us to retrieve inconsistently low rates in the Swiss and Italian areas, which are the most distant areas from the French border, where only the instrumental events are available. For example the rates derived in the Po plain (PPO) cannot be compared with instrumental based estimates since PPO is missing a lot of historical events. For this given area, SHEEC catalogue is re-

ording 6 historical events while there are only 2 in FCAT. This also highly impacts the total moment rate estimated in the comparison with geodetically derived moment rate. One possibility could be to add SHEEC catalogue to get historical events in the Swiss and Italian Alpine areas. However this would require to identify the duplicates between FCAT and SHEEC for the bordering area.

In addition to this limitation related to the chosen dataset, we also made the strong assumption that the stresses and deformation orientation has not changed for the duration of the historical and instrumental catalogue ( $\sim 1000$  yrs). Indeed we make the assumption that the style of deformation is uniform during the historical and instrumental periods since we use the orientation provided by the focal mechanisms to assign the deformation mode to the scalar strain rate which comprises both historical and instrumental events.

Section 3.4.2 showed that long-term seismic rates and geodetic ones are inconsistent in the overall area. However, several important hypotheses were made that could impact the results : (i) geodetic rates on 20 yrs are representative of the long term tectonic rates, and above all are fully seismically released ; (ii) the seismic catalogue is complete and the mid-term historical + instrumental seismicity is representative of the long-term seismicity, neglecting that pre-historical catalogue earthquakes of significant magnitude could miss. For example we do not account for the possibility that the mid-term seismicity (the last  $\sim 1000$  years) represents a period of lower seismic activity compared to the long-term one ( $\sim$  tens of thousands of years). A comparison with geologically derived seismicity recurrence rates should be implemented to verify this hypothesis.

Moreover, due to the logarithmic relationship between  $M_w$  and  $M_o$ , only higher magnitude events really impact  $M_o$  estimates. These events being mostly historical events, the issue of uncertainties on those pre-instrumental  $M_w$  estimates is of primary importance. Here the uncertainty on  $M_w$  estimates, related to either instrumental or historical events, was not taken into account in  $M_o$  estimates.

To conclude, one important question remains : is the deformation measured at the surface representative of what happens at depth ?

Indeed this study pointed out to discrepancies between GPS and seismicity rates. These observations leave two options : (i) either each method partly measures a different process (seismic energy release measured in seismic records at depth versus aseismic processes measured at the surface by GPS in addition to seismic deformation), or (ii) the uncertainties on the catalogue (completeness,  $M_w$  estimates) and strain rates (uncertainties on velocities and the way they are accounted for in the strain computation) are responsible for the observed discrepancy. It is likely that both of these two explanations coexist in

the western Alps.

Several elements require improvements to robustly assess this issue.

- First, this work pointed out to the need of an harmonized catalogue encompassing bordering areas and also comprising low magnitude events (around 2.5) since these partly constrain the GR distributions and thus the derived seismic moment rates. Indeed, existing catalogues covering the border comprise only mid to high magnitude events : SHEEC and FCAT report events from Mw 3.5 on, for instrumental and historical events respectively. We would thus need a work of homogenization on low magnitudes to be realized to account for our slow deforming tectonic context.
- Second, the spatial distribution of geodetic versus seismic deformation is still difficult to decipher due to the use of a seismotectonic zonation. One should rather consider for example a "smoothed seismicity" based approach, which is developed in PSHA studies, in order to deliver hazard rates independent from zoning choices (see chapter 6.2.2).



## CHAPITRE 4

---

# Cartographie des vitesses de déplacement du sol par Interférométrie Radar Satellitaire (InSAR)

---

### Sommaire

---

<b>4.1</b>	<b>Principes de l'acquisition radar</b>	<b>105</b>
4.1.1	Généralités	105
4.1.2	L'interférométrie radar	107
4.1.3	Acquisitions Sentinel-1	107
<b>4.2</b>	<b>Traitement des données InSAR</b>	<b>109</b>
4.2.1	L'approche "small baseline"	109
4.2.2	Traitement mis en place dans NSBAS	110
<b>4.3</b>	<b>Spatial variability of uplift pattern in the western European Alps</b>	<b>116</b>
4.3.1	Introduction	116
4.3.2	Sentinel-1 data processing	117
4.3.3	Ground velocity estimates from times series inversion	121
4.3.4	Discussion and conclusions	124
4.3.5	Supporting Information : post-processing steps	128

---



Ce chapitre présente l'utilisation de quatre années de données d'acquisitions satellitaires Sentinel-1 pour dériver une vitesse long-terme de surface dans les Alpes occidentales. Les sections 4.1 et 4.2 expliquent les deux enjeux principaux de l'analyse InSAR des déformations de surface, qui résident dans (i) la perte de cohérence de la phase dans les zones montagneuses et/ou végétalisées, et (ii) les délais induits sur le trajet des ondes lors de leur traversée dans l'atmosphère, qui sont amplifiés dans les zones de forts gradients topographiques. Les Alpes occidentales étant propices à ces deux défis, les travaux présentés ici constituent la première tentative de mesure InSAR de la déformation de surface long-terme dans cette zone. Compte tenu de la faible amplitude du signal recherché au regard des sources de bruit (i) et (ii), le travail de thèse s'est concentré sur l'augmentation du rapport signal sur bruit dans le traitement interférométrique. Cet aspect a consisté à comparer de nombreuses options de traitement des données. Plusieurs tests ont ainsi été effectués, comme des tests de corrections atmosphériques avec les modèles de réanalyse météorologiques ERA-Intérim d'une part et ERA5 d'autre part ainsi que leur validation par leur comparaison avec les délais zénithaux GPS, des tests de filtrage basés sur des pondérations différentes, ainsi que des tests de contraintes sur l'algorithme de déroulement différentes. Ces tests ont conduit à l'établissement d'une procédure de traitement énoncée section 4.2.2. Cette procédure est par ailleurs dorénavant en cours d'application sur la track descendante D139 dans le cadre d'un stage de master II (Andre, 2020), ayant donné lieu à une thèse en cours de démarrage. La deuxième partie des travaux de thèse concernant ce volet InSAR s'est concentrée sur le post-traitement des données interférométriques, afin d'établir la robustesse et la fiabilité des vitesses obtenues. Une première analyse des séries temporelles a ainsi révélé qu'au premier ordre le signal retrouvé est saisonnier, ce qui nous a conduit à réaliser une décomposition paramétrique du signal afin de séparer le signal linéaire long-terme des variations saisonnières. L'obtention du signal correspondant à la déformation de surface long-terme et son interprétation font l'objet de la suite de ce chapitre. Cette partie constitue le corps d'une publication en cours d'élaboration à destination du journal *Geophysical Research Letters* sous le titre "Spatial variability of uplift pattern in the western European Alps revealed by InSAR time series analysis", co-signée par M. Mathey, M.-P. Doin, A. Walpersdorf, S. Baize et C. Sue.

## 4.1 Principes de l'acquisition radar

### 4.1.1 Généralités

Les techniques de télédétection active, dont font partie les radars, émettent leur propre source d'illumination, en émettant un signal qui est ensuite rétro-diffusé par une surface. Le Radar à Synthèse d'Ouverture (SAR pour *Synthetic Aperture Radar*) est actif dans la gamme électromagnétique des micro-ondes, avec des longueurs d'ondes variant du centimètre à quelques dizaines de centimètres, ce qui constitue plusieurs avantages (comparé à l'imagerie optique par exemple). En effet la surface de la terre est ainsi observable de jour comme de nuit et sous pratiquement n'importe quelles conditions météorologiques. De plus, le signal radar peut partiellement pénétrer à travers un milieu (comme la canopée ou certaines couches neigeuse) jusqu'au sol. Enfin, le signal radar est très sensible aux propriétés diélectriques de la surface (par exemple à la différence entre l'eau à l'état solide ou liquide) ainsi qu'à sa structure. En revanche, certains désavantages de la méthode résident dans le chatoiement (ou *speckle*) lié au signal radar, dont la problématique sera adressée au cours de ce chapitre, tout comme les enjeux liés à la topographie, à laquelle le signal est particulièrement sensible.

Le radar peut soit être aéroporté soit être embarqué sur un satellite en orbite autour de la terre. Nous nous intéresserons par la suite à ce dernier. Le radar satellitaire est un système d'imagerie en biais : les pulses d'ondes électromagnétiques sont émis en un faisceau illuminant la surface de manière oblique vers le sol et à angle droit par rapport à la direction de vol de la plateforme. L'antenne reçoit ensuite une partie de l'énergie réfléchi par différents objets éclairés par le faisceau. En mesurant le délai entre la transmission du signal et son écho réfléchi par différentes cibles, la distance entre ces cibles et le radar peut être déterminée, et donc leur emplacement. Au fur et à mesure de l'avancée du radar, le signal réfléchi constitue une image de la surface en deux dimensions : l'azimut, dans la direction parallèle à la trajectoire du radar, et la portée (ou *range*), dans la direction perpendiculaire. La résolution brute en azimut dépend de la largeur du faisceau émis, qui est inversement proportionnelle à la longueur de l'antenne radar. Grâce à la redondance d'acquisitions dans la direction azimutale, on peut synthétiser un faisceau beaucoup moins large que le faisceau réel, d'où le nom de la méthode SAR. En portée, la modulation de fréquence permet d'améliorer fortement la résolution, qui devient inversement proportionnelle à la largeur de bande ("BW" ou *bandwidth*). Chaque pixel dans l'image radar est défini par sa position en géométrie radar (azimut et range), et représente une quantité complexe de l'énergie qui a été renvoyée au satellite et comprend

une information d'amplitude et une information de phase du signal. L'amplitude est l'intensité du signal réfléchi, ou coefficient de réflexion. La phase donne elle des indications sur la distance satellite-sol.

Les différents radars se caractérisent par leur longueur d'onde, leur polarisation et leur angle d'incidence. La longueur d'onde influe sur la pénétration du signal au travers d'un milieu donné, et la qualité de la réflexion dépend de la longueur d'onde par rapport à la taille de l'objet réflecteur. Les radars en bande C, comme utilisés dans cette étude, ont des longueurs d'ondes comprises entre 3.8 et 7.5 cm, ce qui correspond à des valeurs intermédiaires parmi les différentes bandes possibles. Le signal radar peut être transmis et reçu dans différents modes de polarisation, qui définissent une sensibilité différente aux propriétés physiques des objets observés : HH (transmis horizontalement, reçu horizontalement), HV (transmis horizontalement, reçu verticalement), VV (transmis verticalement, reçu verticalement), et VH (transmis verticalement, reçu horizontalement). L'angle d'incidence, ou angle de visée, est l'angle entre la ligne de visée du satellite (ou LOS pour *Line Of Sight*) et l'axe vertical. Cet angle varie donc dans la direction du range ; plus l'angle est grand (*far range*) plus le signal sera sensible à la rugosité de la surface et moins il pénétrera le milieu, tandis que la portion de signal réfléchi s'amenuisera.

Les caractéristiques du radar influent donc sur le signal réfléchi, mais c'est aussi le cas des paramètres caractérisant la surface de réflexion, comme la constante diélectrique du milieu (qui dépend majoritairement de son humidité) et la rugosité du sol. En effet l'amplitude du signal réfléchi dépend des interactions entre le signal émis et la surface, qui sont fonctions de plusieurs variables (dont les paramètres de radar et de sol). La luminosité de l'image radar dépend par exemple de la rugosité. La rugosité décrit les variations moyennes de hauteur de la surface par rapport à un plan, et est fonction de la longueur d'onde : une surface est considérée lisse si les variations moyennes de sa hauteur sont beaucoup plus petites que la longueur d'onde du radar, elle apparaîtra alors plus sombre sur l'image radar.

En raison de la géométrie d'acquisition, des effets de distorsion géométrique apparaissent dans l'image radar. Par exemple, pour deux longueurs en réalité égales de part et d'autre d'un sommet, la face en regard du satellite va paraître plus petite que le côté opposé. A l'extrême, le faisceau radar peut atteindre le sommet d'une face orientée vers le satellite avant d'en atteindre le pied, provoquant une inversion apparente de la pente. Ces effets sont plus importants dans les zones montagneuses, et les zones affectées par l'inversion ou trop raccourcies doivent être masquées. Enfin, certaines zones, dites "d'ombre", ne

sont pas imagées (par exemples derrière des éléments verticaux et pentes abruptes).

### 4.1.2 L'interférométrie radar

L'interférométrie utilise la différence de phase du signal rétro-diffusé entre deux passages du satellite, éventuellement avec deux angles de visée légèrement différents. La séparation géométrique des orbites dans la direction perpendiculaire à la ligne de visée est la ligne de base perpendiculaire ("B<sub>perp</sub>"). Les interférogrammes sont construits en multipliant la deuxième image complexe par le conjugué de la première image. La phase de l'interférogramme est la différence des phases des deux images. La variation de phase donne des informations sur la variation de la distance satellite-sol entre deux trajets. Afin de mesurer les mouvements de la surface terrestre entre deux acquisitions, c'est l'information du double trajet réalisé par l'onde qui nous intéresse et non celle produite par les propriétés du sol. Si cette dernière ne peut être connue a priori, elle s'annule en revanche lors du calcul de la différence de phase, si les conditions d'acquisition sont comparables ("B<sub>perp</sub>" limitée et écart temporel entre les prises de vue suffisamment faible). La phase interférométrique d'un pixel est connue modulo  $2\pi$ . Un cycle de phase de  $2\pi$  correspond à une distance relative valant une demie longueur d'onde ( $\lambda/2$ ). La distance absolue entre le satellite et un seul pixel donné ne peut donc pas être connue. Cependant, la différence des phases interférométriques de deux pixels voisins permet d'obtenir la différence de déplacement de ces pixels par rapport au satellite. Enfin, cette information n'est exploitable qu'une fois la phase "déroulée". Le déroulement consiste à compter les cycles de phases entre pixels voisins en parcourant l'interférogramme. Le déroulement est cependant une étape cruciale, qui peut être compliquée par la présence de bruit due à la variation de la phase due à des modifications des objets constitutifs du pixel, ou par des cycles de phase serrés provenant d'autres sources que celle de mouvement du sol comme nous allons le voir dans ce chapitre.

### 4.1.3 Acquisitions Sentinel-1

Les premières missions radar satellitaires ont été lancées dans les années 1990. Les premières images d'interférométrie radar satellitaire permettant d'imager la déformation de surface de la terre ont été utilisées pour quantifier des déplacements cosismiques. Ainsi, le séisme de Landers, en Californie, a été le premier séisme imagé par InSAR grâce aux acquisitions satellitaires ERS-1 (missions européennes ERS entre 1991 et 2011)

avant et après l'évènement (Massonnet et al., 1993). Ce satellite opère en bande C, tout comme le satellite européen ENVISAT (opérationnel de 2003 à 2012), tous deux ayant des périodes de retour de l'ordre d'un mois. Depuis, plusieurs missions satellitaires ont été lancées avec des caractéristiques radars différentes et des périodes de revisite plus courtes, permettant, avec l'évolution parallèle des méthodes de traitement InSAR, une mesure plus régulière de la déformation permettant de caractériser des déformations plus lentes. Nous utilisons pour notre étude le satellite Sentinel-1 du projet Copernicus, opéré par l'Agence Spatiale Européenne (ESA), qui acquiert des données en bande C, avec une longueur d'onde d'environ  $\sim 6\text{cm}$ . Sentinel-1A a été mis en orbite à environ 700 km d'altitude en automne 2014 et acquiert des données avec une période de revisite de 12 jours ; Sentinel-1B a ensuite été lancé en automne 2016, la combinaison des deux permettant d'obtenir une période de revisite de 6 jours en Europe. Sentinel-1 permet l'acquisition de données selon le mode d'acquisition TOPSAR (pour Terrain Observation with Progressive Scanning Radar) en mode IW (*Interferometric Wide Swath*) (Figure 4.1), en opposition au mode classique dit *strimap* qui acquiert selon un seul axe azimutal. Cette technique dite d'observation progressive du terrain est basée sur l'acquisition sous forme de *bursts* (De Zan et Guarnieri, 2006). La fauchée est divisée en 3 sous-fauchées dans la dimension de la portée et le faisceau radar est orienté alternativement sur ces trois sous-fauchées afin d'élargir l'empreinte au sol ( $\sim 250\text{ km}$  de large au total). L'angle d'incidence des acquisitions varie entre  $27^\circ$  et  $45^\circ$  en *range*. Le faisceau est aussi déplacé d'arrière en avant selon la direction azimutale afin de diminuer l'effet de rainures azimutales. Chaque série de balayage de l'arrière vers l'avant de l'antenne le long de la sous-fauchée couvre un *burst*. Ces bursts se recoupent en azimut sous-forme de zones d'*overlap* qui doivent être prises en compte lors du traitement. La résolution de l'image SLC est d'environ 5 m x 20 m.

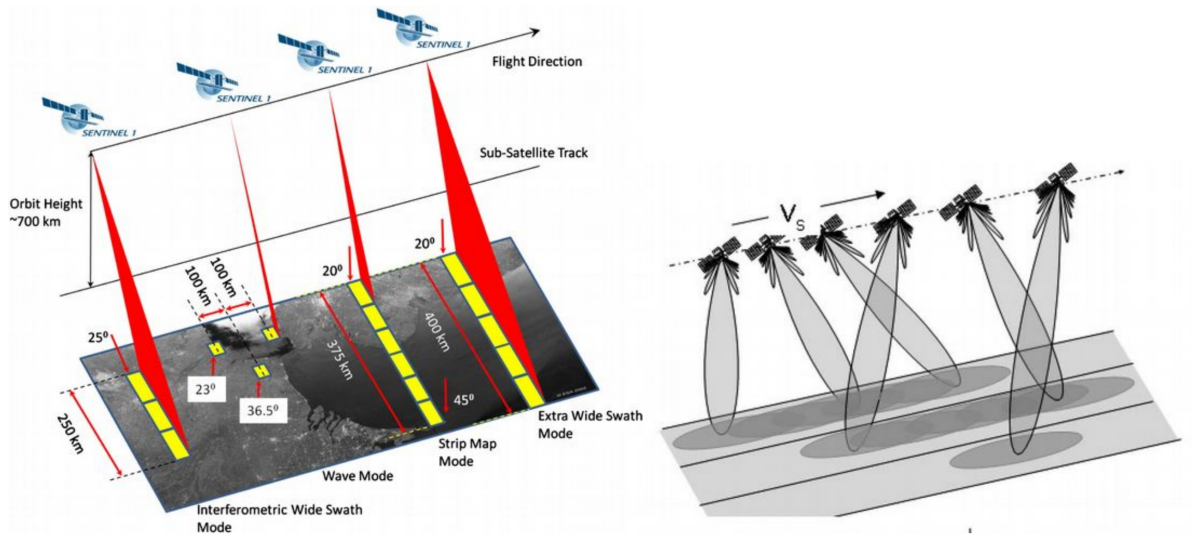


FIGURE 4.1 – Caractéristiques d’acquisition Sentinel-1 (à gauche). Le mode d’acquisition *Interferometric Wide Swath* (IW) acquiert le long de trois sous-fauchées iw1, iw2, et iw3 ; iw1 étant celle la plus proche de la direction de vol du satellite et ayant donc l’angle de visée le plus faible. Le mode IW correspond à une technique d’acquisition TOPSAR (à droite) selon laquelle chaque sous-fauchée est imagée en plusieurs *bursts* en visée arrière et avant se recoupant en zones dites d’*overlaps*. D’après Torres et al., 2012 et De Zan et Guarnieri, 2006.

## 4.2 Traitement des données InSAR

### 4.2.1 L’approche ”small baseline”

Les différentes méthodes de traitement InSAR utilisent la cohérence spatiale de l’interférogramme. Lorsque la variation de phase entre des pixels voisins est la même pour les deux acquisitions, la cohérence vaut 1. En pratique la cohérence n’est jamais maximale en raison de la décorrélation au cours du temps, due aux modifications des propriétés du sol (humidité, neige...) ou aux modifications de l’arrangement des réflecteurs au sein du pixel. La méthode dite de *persistent scatterers* (PS) (Ferretti et al., 200 ; Hooper et al 2004 ; Hooper, 2008) se base sur l’utilisation de certains pixels les plus réflecteurs dont la phase propre reste stable (bâtiments par exemple). Elle utilise alors un grand nombre d’interférogrammes calculés par rapport à une seule date commune. L’écart temporel

important entre les paires est donc compensé en terme de décorrélation par l'utilisation des "meilleurs" réflecteurs. Elle est peu adaptée aux zones montagneuses où les PS sont concentrés dans les vallées. A partir des méthodes PS, des méthodes plus élaborées ont par la suite été développées afin de sélectionner et d'utiliser des "DS" (*distributed scatterers*, Ferretti et al., 2011). Nous utilisons au contraire ici la méthode dite de *Small BAseline Subset* (SBAS) (Berardino et al., 2002). Contrairement à la méthode PS, cette méthode se base sur l'utilisation d'un réseau interférométrique redondant cumulant des paires d'interférogrammes courtes en temps et avec une faible ligne de base perpendiculaire. Ces interférogrammes sont moyennés spatialement, ce qui permet de réduire le bruit et de conserver un maximum de cohérence dans chaque interférogramme. L'information de phase interférométrique est donc davantage continue spatialement et nécessite moins (voire pas) de contrainte a priori sur le comportement temporel de la déformation de surface pour aider au déroulement. Afin de mesurer la déformation de surface sur l'ensemble de la période d'acquisition, l'évolution de la phase au cours du temps peut être ensuite reconstituée par une inversion en série temporelle des phases interférométriques de chaque paire. L'inversion permet d'obtenir une série discrète de la phase pour chaque pixel, avec une valeur de phase par date d'acquisition par rapport à la première date.

#### 4.2.2 Traitement mis en place dans NSBAS

L'expression complète de la phase interférométrique est finalement composée de plusieurs contributions (équation 4.1).

$$\phi = \phi_{orb} + \phi_{topo} + \phi_{def} + \phi_{APS} + \phi_{bruit} \quad (4.1)$$

où  $\phi_{orb}$  est une rampe orbitale due à la différence d'orbite entre deux passages du satellite;  $\phi_{topo}$  est la contribution topographique, fonction de la ligne de base perpendiculaire de l'interférogramme et du relief;  $\phi_{def}$  est la contribution de la déformation du sol entre deux acquisitions, et correspond à une différence de phase représentant une différence de distance le long de la ligne de visée. Rappelons que l'angle de visée dans le cas des acquisitions Sentinel-1 est de l'ordre de  $27^\circ$  à  $37^\circ$  pour iw1 à iw2, ce qui rend l'interférogramme plus sensible la composante verticale que horizontale du déplacement du sol, et qu'une différence de phase de  $2\pi$  équivaut à un déplacement de  $\lambda/2$  ( $\sim 3$  cm pour Sentinel) en LOS.  $\phi_{APS}$  correspond au délai atmosphérique lié au passage de

l'onde dans les couches hétérogènes de l'atmosphère (ionosphère, moyenne atmosphère et troposphère).  $\phi_{APS}$  correspond au bruit dû à la décorrélation spatiale et temporelle de la phase. Le traitement a été ici effectué avec la chaîne NSBAS (New Small Baselines Subsets, Doin et al., 2011), développée à partir de la suite ROI-PAC (Repeat Orbit Interferometry Package, Rosen et al., 2004). Elle a été développée spécifiquement pour étudier les déformations faibles dans les zones difficiles (par exemple la déformation intersismique dans la chaîne Himalayenne, Grandin et al., 2012). Certaines étapes ont été adaptées afin de répondre aux spécificités techniques de la zone d'étude.

- Formation des SLCs

Les données Sentinel-1 sont distribuées déjà focalisées, avec les *bursts* individualisés. Les *bursts* sont découpés et concaténés le long de chaque sous-fauchée. Un terme quadratique de phase dans la direction azimutale, dû au balayage de l'antenne, est ensuite corrigé dans chaque *burst* (Grandin et al., 2015).

- Coregistration

Une image de référence est choisie au milieu du réseau afin de minimiser la ligne de base temporelle maximale avec les premières et dernières dates (Figure 4.2). Un MNT est ensuite projeté dans la géométrie radar de cette image. La distorsion des images SLCs par rapport à l'image de référence, due à la géométrie d'acquisition différente entre les différentes dates, est estimée pour chaque image. Les images sont ensuite re-échantillonnées pour être recalées sur l'image de référence, et corrigées des effets de distorsions topographiques relatifs entre une image secondaire et l'image de référence.

Les cartes de phase liées à la topographie sont estimées à partir d'un modèle numérique de terrain ou d'élévation (MNE ou MNT) et des orbites relatives à l'orbite de référence. Nous avons utilisé ici le modèle SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) à 30 m (Farr et al., 2007). Cependant des erreurs de MNT peuvent être présentes et résulter en une phase topographique résiduelle (Ducret et al., 2014, Daout et al., 2016). Dans le cas de Sentinel-1, cette dernière est souvent négligée en raison des faibles lignes de base perpendiculaires.

- Calcul des interférogrammes

Le calcul de la différence de phase entre deux images permet d'obtenir un interférogramme. Lorsque la cohérence est suffisante, des franges interférométriques peuvent être identifiées. Lorsque la cohérence est trop faible, le bruit sur la phase ne permet plus de suivre les franges, qui disparaissent dans le bruit. Une frange



non continue risque de mener à une erreur de déroulement par la suite ; il est donc important de choisir les meilleures paires possibles pour créer les interférogrammes. La cohérence étant meilleure pour les petites lignes de base temporelles, nous avons créé systématiquement tous les interférogrammes en 2 looks entre la date  $n$  et les dates  $n+1$  et  $n+2$ , puis créé plus ou moins aléatoirement des paires de durée comprise entre 24 jours et un an (plus de 800 paires au total). En particulier nous avons généré des interférogrammes avec des dates de part et d'autre de chaque période fortement enneigée ainsi que des interférogrammes à un an d'automne à automne. Ces paires de plus longue durée sont importantes pour vérifier la consistance entre les déplacements déduits des interférogrammes courts en temps et ceux déduits des plus longs lors de l'inversion en série temporelle. Cette consistance est appelée fermeture du réseau et est vérifiée si la somme des interférogrammes AB, BC et CA (créés à partir des SLCs des dates A, B et C) équivaut à un interférogramme de phase nulle. Nous avons ensuite sélectionné uniquement les paires avec une cohérence moyenne supérieure à 0.16, en vérifiant que le réseau reste pour autant robuste (redondance des dates et répartition homogène des interférogrammes longs en temps dans la série). Au total 713 interférogrammes sont conservés avec une durée comprise entre 6 jours et un an (Figure 4.2).

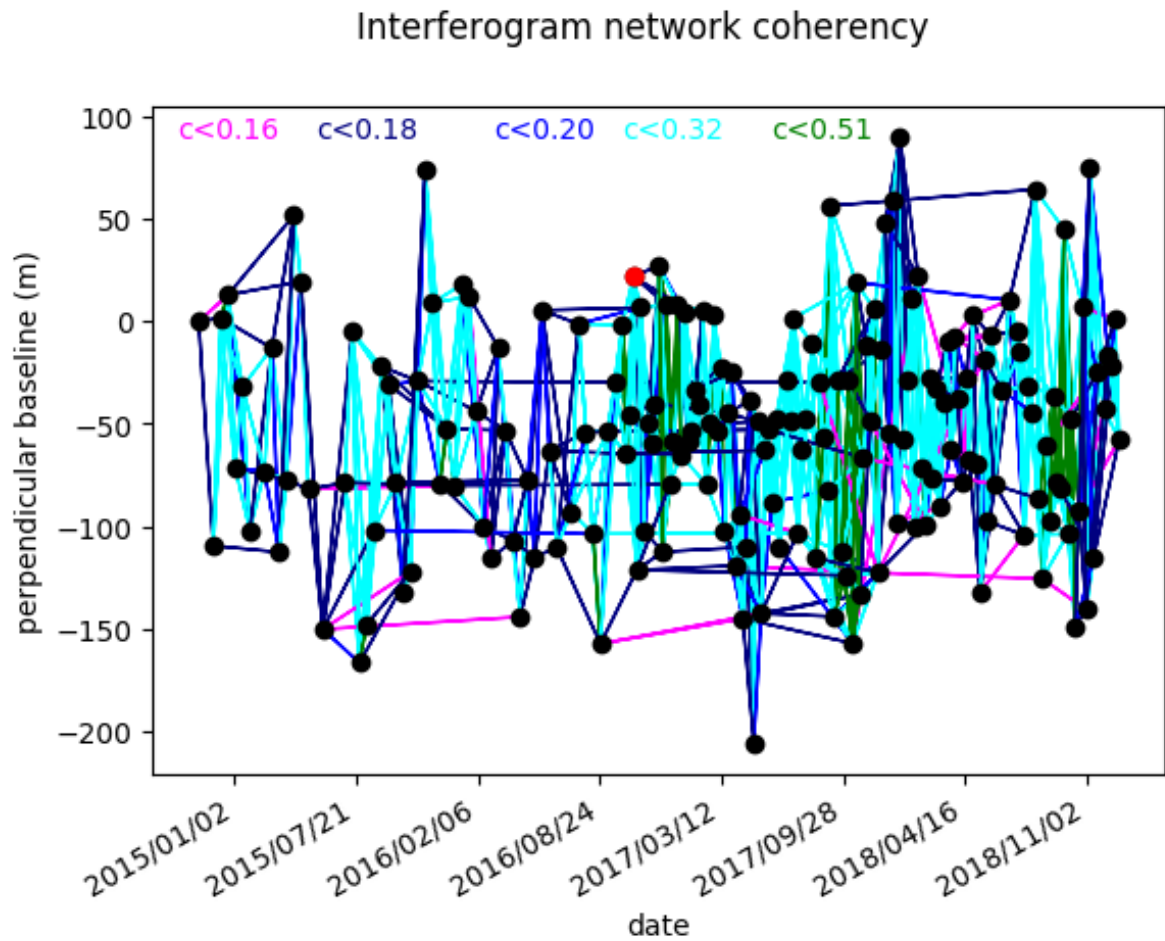


FIGURE 4.2 – Réseau interférométrique complet avant sélection des meilleures paires. Chaque point représente une date d’acquisition en abscisse, avec en ordonnée sa ligne de base perpendiculaire par rapport à la première acquisition. Chaque interférogramme est représenté par un lien entre les deux dates correspondantes, coloré selon sa cohérence (“ $c$ ”) moyenne. La date maîtresse utilisée pour la coregistration est indiquée par un point rouge.

Plusieurs corrections sont appliquées sur les interférogrammes afin d’isoler les franges liées à la déformation et de faciliter le déroulement. Une rampe azimutale est estimée à partir des orbites des deux acquisitions afin de corriger les franges dues à la différence de géométrie d’acquisition entre les deux dates. Une légère erreur dans la prise en compte de la trajectoire des satellites peut cependant entraîner une rampe résiduelle.

Les zones d'overlaps sont ensuite corrigées par la méthode de la diversité spectrale (correction spécifiquement développée pour les acquisitions Sentinel par Grandin, 2015, adapté de la méthode de diversité spectrale de Scheiber et Moreira, 2000). Cette méthode utilise la différence de phase entre les bursts acquis en visée avant et ceux acquis en visée arrière. Elle permet d'éliminer les erreurs résiduelles de coregistration.

- Correction atmosphérique

Le délai atmosphérique évoqué plus haut induit des franges atmosphériques dans l'interférogramme. La correction atmosphérique vise à les supprimer. Dans notre cas le délai provient notamment des variations atmosphériques dans la troposphère, les contributions de la ionosphère affectant surtout les grandes longueurs d'onde et étant donc négligeables pour les acquisitions en bande C (Jolivet et al., 2011). Ce délai provoque une erreur de la distance estimée de l'ordre du mètre et induit des franges pouvant correspondre à plusieurs centimètres. Deux contributions peuvent être distinguées : le délai atmosphérique stratifié et le délai dit "turbulent". Le délai turbulent correspond à des variations aléatoires en temps et en espace des paramètres atmosphériques (Puysségur et al, 2007). Ces effets sont plus importants en été et ne peuvent être corrigés. Le délai stratifié quant à lui correspond à la variation temporelle de la stratification verticale des paramètres atmosphériques dans la basse atmosphère. Cet effet induit des franges interférométriques corrélées spatialement à la topographie, parfois très resserrées et donc difficiles à suivre à l'œil nu. Cette deuxième catégorie peut-être corrigée par une relation empirique entre la phase et l'altitude pour chaque interférogramme (Cavalié et al., 2007 ; Grandin et al., 2011). Cette relation peut également être estimée à partir des estimations de délais zénithaux provenant du traitement de stations GPS présentes à différentes altitudes dans la zone. Enfin, le délai stratifié peut être estimé à partir de modèles de réanalyse météorologiques qui fournissent des estimations de température, de pression et d'humidité sur des grilles et pour différents niveaux de pression (Jolivet et al, 2011 ; Doin et al, 2009 ; Doin et al 2015). Nous avons dans cette étude estimé le délais atmosphérique stratifié à partir du modèle ECMWF ERA5.

- Filtrage

Les traitements décrits préalablement sont appliqués en parallèle sur chaque sous-fauchée séparément. On peut alors les joindre (*merge* ou *stitching*). Une fois la track complète, on cherche à augmenter le rapport signal sur bruit dans les interférogrammes avant déroulement. Les interférogrammes sont tout d'abord "mul-

tilookés”, ou moyennés spatialement en utilisant la colinéarité des pixels telle que définie par Pinel-Puysegur et al (2012) pour pondérer le moyennage. Cette étape consiste à moyenner la phase sur un petit nombre de pixels (ici 4 pixels en azimuth et 8 en range ce qui produit des interférogrammes dits en ”8 looks”) en remplaçant l’amplitude des interférogrammes par la colinéarité. On applique ensuite un filtre passe-bas aux interférogrammes afin de limiter l’impact du bruit de décorrélation. Nous avons ici sélectionné un filtre multi-échelle gaussien en fenêtre glissante, où la ”confiance” associée à chaque pixel, issue de l’étape précédente, est utilisée comme pondération. Cette étape de filtrage adaptatif, non-linéaire, permet notamment de diminuer le bruit provenant de la perte de cohérence dans les interférogrammes (Grandin et al., 2012; Doin et al., 2015), en respectant les gradients de phases importants encore présents sur certains flancs de montagne.

- Déroulement

La dernière étape du traitement des interférogrammes consiste à dérouler la phase de chaque interférogramme, ce qui équivaut à établir l’image de phase absolue par sommation des différences de phase entre pixels voisins en parcourant l’interférogramme de proche en proche. Nous utilisons ici l’algorithme développé par Doin et al. (2015), qui contrairement à d’autres, impose un chemin de déroulement qui part des zones fortement cohérentes, telles que définies par le filtre, pour aller vers les moins cohérentes. Ceci permet d’éviter de propager des erreurs de déroulement. Le déroulement est réalisé itérativement de sous-région en sous-région définies par un seuil de cohérence, chaque zone déroulée s’ajoutant aux zones déjà déroulées. Le seuil de cohérence diminue progressivement pour dérouler toutes les zones dans la limite d’un seuil minimum en deçà duquel le déroulement n’est pas effectué (correspondant aux lacs, mers et glaciers). De plus le déroulement appliqué ici s’appuie sur le MNT afin de suivre les vallées et d’empêcher les chemins qui traversent les crêtes montagneuses, ce qui permet de limiter les erreurs liées aux franges serrées résiduelles liées à la topographie. Les interférogrammes sont ensuite inspectés visuellement afin de détecter les erreurs de déroulement (visibles par une transition nette de la phase d’un multiple de  $2\pi$ ). Un ”pont” au travers duquel la différence de phase est fixée manuellement permet au chemin de déroulement de ”sauter” les zones problématiques. Une rampe résiduelle est estimée sur les interférogrammes déroulés qui permet de corriger les erreurs d’orbite résiduelles. Les paramètres de la rampe résiduelle sont estimés sur tous les interférogrammes et inversés par date pour obtenir des cartes de rampes résiduelles qui sont soustraites

aux interférogrammes.

- Inversion en série temporelle

Les interférogrammes sont inversés en série temporelle discrète des déplacements du sol pour chaque pixel, comprenant une valeur de déplacement pour chaque date d'acquisition par rapport à une date de référence (López-Quiroz et al., 2009 ; Doin et al., 2011 ; Jolivet et al., 2012). Nous utilisons une procédure itérative d'inversion en série temporelle, où la fermeture du réseau est estimée à chaque fois afin d'identifier les erreurs de déroulement résiduelles. La qualité du déroulement et de l'inversion se traduit dans le RMS de fermeture entre la phase interférométrique observée et la phase reconstituée par l'inversion en série temporelle. Une fois les erreurs de déroulement corrigées, le RMS doit être de l'ordre du radian au maximum pour considérer l'inversion robuste. Une fois l'inversion réalisée, on obtient donc des cartes de délais satellite-sol sous forme de "cube", où chaque pixel est exprimé selon trois dimensions : range, azimuth et temps pour le cube en géométrie radar, ou bien longitude, latitude et temps une fois le cube géocodé en géométrie terrain. A partir de la série temporelle de chaque pixel on peut alors estimer une vitesse pour obtenir une carte de vitesse annuelle sur la période d'acquisition. Le post-traitement permettant d'identifier un terme linéaire et un terme saisonnier dans la composante de déformation du sol est détaillée section 4.3.

## 4.3 Spatial variability of uplift pattern in the western European Alps revealed by InSAR time series analysis

### 4.3.1 Introduction

The western European Alps are among the ranges that have been instrumented for the longest time span by GNSS and levelling methods. However, interferometric radar imagery has up to now only been applied to small scale deformation subareas such as rapid landslides monitoring, because of (i) the low expected long-term surface deformation signal compared to the atmospheric noise induced by high topographic gradients within the belt and to (ii) the temporal decorrelation related to vegetation and snow coverage changes over seasons. While several similar works already focused on mountainous areas, they all were concentrated over areas with much larger signal to noise ratio, displaying

a tectonic signal one order of magnitude above the one expected within the Alps (e.g. Daout et al., 2019; Grandin et al., 2012; Hammond et al., 2012). GPS and levelling measurements in the western Alps indeed indicate that a signal of the order of a few mm/yr is expected in the vertical component, while horizontal velocity remains below 1 mm/yr after 20 yrs of GNSS surveys (Masson et al., 2019; Nocquet et al., 2016; Sternai et al., 2019; Walpersdorf et al., 2018).

The processes affecting the post-orogenic phase in the western Alps are complex, and may be overlapping each other while acting on different time and spatial scales (Sternai et al., 2019; Sue, 2020). Increasing the spatial resolution of vertical motions variations is thus of primary importance to the understanding of the processes at the origin of surface deformation within the belt. Despite the dense coverage of GNSS networks over the Alps, derived velocity fields are strongly dependent on the chosen interpolation method, which can be highly impacted by the inclusion of one or few outlier stations (e.g. measuring gravitational motions rather than regional deformation). InSAR data thus appear complementary to GPS measurements to assess the exact spatial extent of long term regional deformation in the western Alps since it provides continuous estimates of surface displacements with a high sensitivity to the vertical component.

Several years of weekly acquisitions from Sentinel-1 satellite now enable us, for the first time in the western European Alps, to derive InSAR estimates of the long term surface velocities. Here, we propose to assess the spatial extent of the long wavelength vertical signal based on the time series analysis of more than 700 interferograms computed on 4 yrs of satellite acquisitions.

#### 4.3.2 Sentinel-1 data processing

We use for the present study Sentinel-1 TOPSAR acquisitions along ascending track A88 ranging from November 2014 to December 2018. Sentinel-1 in interferometric wide-swath mode acquisition has a swath width of about 250 km. However, we limited our analysis to the subswaths covering our area of interest, namely iw1 and iw2, covering an area of 175 km in range and 350 km in azimuth (Figure 4.3a). To extract the ground velocity signal affecting our area, the data were processed using the New Small BAseLine Subset (NSBAS) chain developed by Doin et al. (2011). Single Look Complex (SLC) images were all coregistered on a reference date before computing differential interferograms. Interferograms have first been multilooked by a factor 2 in azimuth and 8 in

range. The phase correction within each burst due to the backward- forward sweeping of the radar antenna was performed in two steps (Grandin, 2015) : the first step is an azimuth adjustment quantified by image coregistration and the second step is derived from the spectral diversity method (Scheiber and Moreira, 2000). Backward-forward differential interferograms are computed on all bursts overlaps on a large network of image pairs. Spectral diversity parameters are inverted into time series to avoid a drift due to cumulative noise and applied directly on interferograms. Interferometric coherence is a main issue in the Alps for two reasons : (1) the large snow cover extent in winter on the summits down to valleys for some dates, and (2) vegetation changes in forests and in crop areas. The first effect affects mainly winter dates whereas the second is maximum in spring and early summer. As we are interested in large-scale deformation patterns, we must ascertain phase continuity across the Alps, mainly relying on valleys in summer and on summits in winter. Therefore, the choice of the interferogram network has the uttermost importance for monitoring the deformation. In order to choose the interferogram network, we performed a systematic analysis of each interferogram coherence and of all interferograms with a given acquisition. This led us to discard a few dates because of their large snow cover. Furthermore, the coherence analysis per date helped us to select image pairs with the longest temporal baselines. Acquisitions from September to November generally were found the most appropriate to combine with other dates. Interferograms crossing the snow period in particular were chosen with great care. Finally, we remain with 173 dates and 734 interferograms (Figure 4.3b) with temporal baseline ranging from 6 days to one year (Figure 4.3c). In spite of the selection of the best interferograms in terms of coherence, unwrapping of interferograms remains challenging, and required several pre-processing corrections to reduce the number of narrow fringes due to topographic gradients and to overcome the coherence loss due to snow and vegetation changes over time.

### 4.3 Spatial variability of uplift pattern in the western European Alps

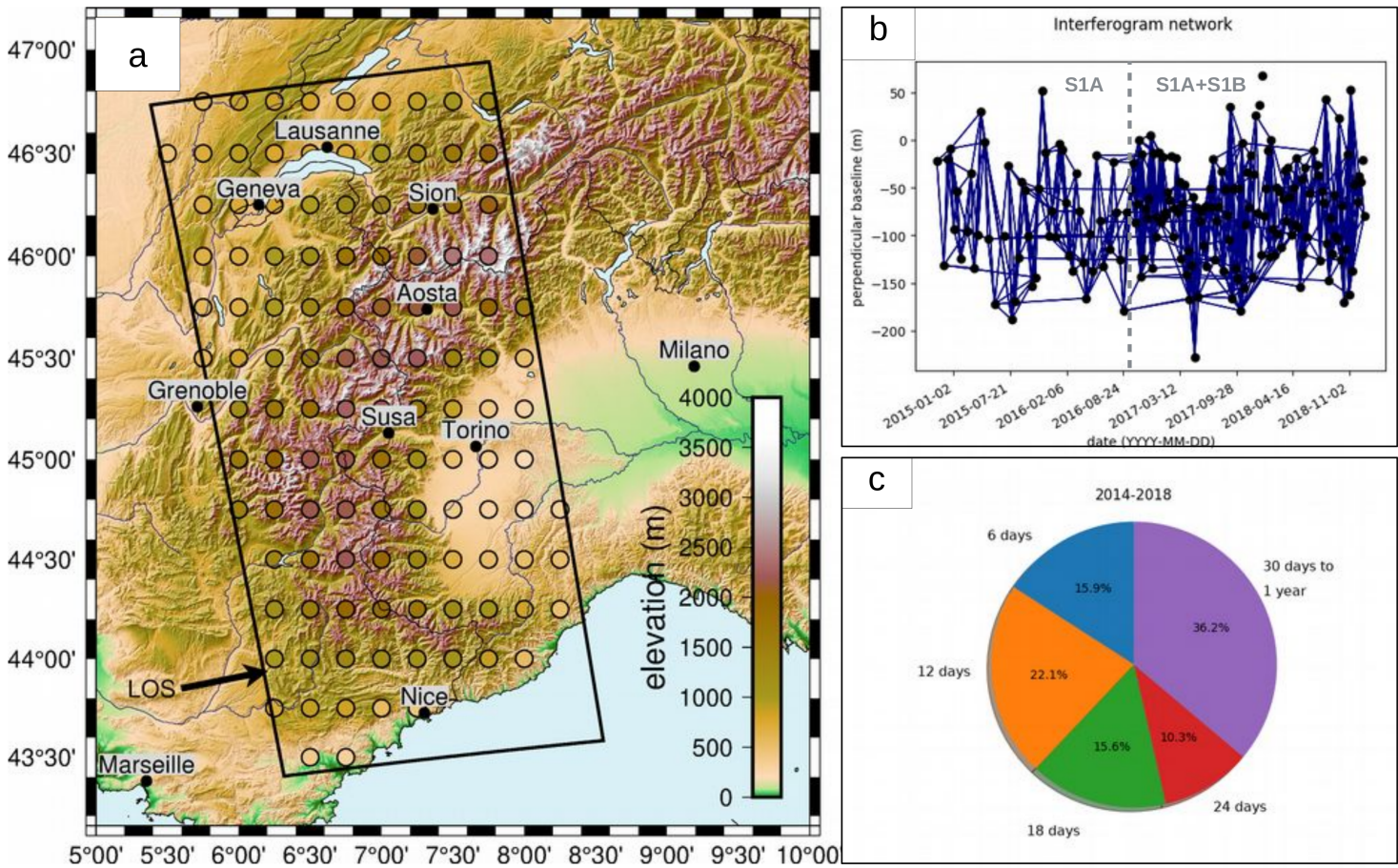


FIGURE 4.3 – Map of the study area and processed dataset. a) Color shaded map of the SRTM DEM overlaid by the Sentinel-1 footprint (ascending relative orbit 88, black rectangle) and by the ERA5 (ECMWF) model points colored by their elevation (colored circles, common color scale with topography). b) Processed interferograms pairs (blue lines) between satellite acquisition dates (black dots) arranged by perpendicular baseline and time plot. The dotted line shows the starting date of Sentinel-1 B acquisitions. c) Proportion of interferogram durations corresponding to the interferometric network in b).

The atmospheric phase screen (APS) on interferograms, due to pressure and humidity changes in the atmosphere, makes unwrapping particularly challenging in mountainous areas and limits the accuracy of InSAR measurements. Changes in atmospheric pressure and humidity produce both an elevation dependent phase, called stratified atmospheric



effect, and atmospheric patterns mostly random in space and time. Steep slopes in the Alps, whose shortening is stronger for the radar facing flanks, concentrate phase gradients in narrow fringes. This effect, when added to the decorrelation due to forests, can lead fringes on the radar facing flanks to disappear, and produce unwrapping ambiguities. To limit this effect, interferograms were corrected before unwrapping using the ECMWF ERA-5 atmospheric model reanalysis (Hersbach et al., 2020) as described in Doin et al. (2009) and Jolivet et al. (2011). We validated this correction by comparing it to the empirical phase versus elevation ratios (Doin et al., 2009; Doin et al., 2015; Grandin et al., 2012), and found that it successfully removed the seasonal evolution of the phase-elevation relationship and reduced its day to day variability. However, model elevation of ERA-5 (Figure 4.3a) displays typical values of 1000 to 2000 m for the points closest to deeply incised valleys (e.g. the Sion or the Aosta valley). As a result, the correction applied along these valleys, which is obtained by downward interpolation, is less precise.

Once interferograms are corrected from the stratified atmospheric fringes, we enhanced spatial coherence by further multilooking the interferograms, weighting each pixel by the colinearity (Pinel-Puysségur et al., 2012). This process makes fringes continuity clearer in noisy areas (Daout et al., 2017). To further reduce possible unwrapping errors, we then applied a phase filtering using an adaptive gaussian sliding window. Phase unwrapping, performed in the spatial domain by region growing (Doin et al., 2015; Grandin et al., 2012), starts in the most coherent area and expands progressively in the lowest coherence areas. Here, we also prevent the phase unwrapping path to cross the steepest slopes and those facing the radar. Remaining unwrapping errors were systematically visually checked and manually corrected by adjusting the erroneous number of phase cycles between patches. We then applied a “snow” mask on interferograms, based on a threshold on the averaged coherence per date, for the two dates constituting the interferogram.

Unwrapped interferograms were corrected from orbital ramps errors before inverting into time series. The inversion procedure (Doin et al., 2015) results in time series of cumulative surface displacements based on the inversion of all interferograms. The quality of the inversion depends on the consistency of interferometric phase differences within the interferogram network. Remaining unwrapping errors can then be detected and corresponding interferograms patches are either corrected or, if not possible, deleted. The Root Mean Square of the network misclosure (hereafter called misclosure RMS) is around 0.4 radians, showing that unwrapping errors have successfully been corrected or masked (Supporting Information Figure 4.6a). A threshold at 0.5 radians on the misclosure RMS

map was used to mask the least coherent pixels. Another quality indicator lies in the average network discrepancy of the interferometric phase of low duration interferograms (called hereafter MLDI). These maps are computed for 6 days, 12 days and 18 days interferograms. They indicate a bias, introduced by low duration interferograms, possibly due to seasonal vegetation growth (Ansari et al., 2020). Pixels with large positive or negative bias on the 18 days MLDI map were masked (Supporting Information Figure 4.6b). Since MLDI is in fact a measure of the consistency between low duration interferograms and longer ones, it cannot be estimated for pixels where only few long duration interferograms are available. Therefore, pixels with average interferogram duration below 0.102 year were also masked (Supporting Information Figure 4.6c).

### 4.3.3 Ground velocity estimates from times series inversion

A first ground velocity map was obtained by linear regression of the inverted phase delay time series. This map showed, along valleys flanks as for example in the Aosta valley, numerous local ground motions compatible with gravitational sliding. These detected motions compared well with the geographical extent of mapped Deep-seated Gravitational Slope Deformations (DSGSD) (Agliardi et al., 2001; Drouillas et al., 2020; Hippolyte et al., 2006), which are landslide features characterized by slow motions of large extent (Agliardi et al., 2001; Hungr et al., 2014). Multi-temporal InSAR measurements of DSGSD in our area of interest have been published by Aslan et al. (2020) for the southern part. Here, we use the inventory made by Andre (2020) extracted as follows : (1) high-pass filtered interferograms were inverted into time series to obtain an high-pass filtered velocity map ; (2) a threshold applied on velocity combined with size, slope, and radar visibility constraints allowed the detection of pixels affected by DSGSD. Suspected DSGSD pixels were then masked on the velocity map (Supporting Information Figure 4.6c). Large-scale deformation patterns in the Alps are challenging to detect because of their low magnitude (a few mm/yr) and of the mountainous environment with atmospheric phase screens of large amplitude. Although the amplitude of APS is large compared to the deformation, the data set is made of 173 independent acquisitions, thus reducing in  $\sqrt{N - 2}$  the uncertainty on the velocity estimate obtained by regression. However, we must note that (1) APS amplitude varies a lot with the date of acquisition, summer acquisitions being in general noisier than winter acquisition, (2) seasonal deformation or residual stratified atmospheric delays break the randomness assumption behind the regression analysis. In the Supporting Information Figure 4.7, we

compared velocity maps obtained with different APS filtering or weighting approaches and including or not a seasonal term in the regression analysis. A first approach is to apply a 10 dates sliding window median on pixel displacement time series to avoid the least square regression to be sensitive to strong outliers. The degree of freedom is then decreased to  $(\frac{N}{5} - 2)$ . A second approach is to weight each time step by the inverse of the global APS amplitude measurement for each date. Finally, we include or do not include a simple seasonal term in the form of a sin and a cos function in the parameterization. We find that seasonal signals are large within the study area, possibly due to hydrological loading or to residual seasonal signal in the time series, not corrected by ERA5 model. The comparison of the corresponding six velocity maps (Supporting Information Figure 4.6a-f) allows to assess uncertainty on the retrieved deformation patterns. Phase delay maps for all acquisitions were referenced by subtracting the averaged phase of all pixels having the best misclosure RMS values (Supporting Information Figure 4.6a), prior to the regression analysis. In the following, we focus on the velocity map obtained by multi-linear regression analysis of the median filtered time series with a seasonal term included (Figure 4.4a) and on its associated 1-sigma uncertainty (Figure 4.4b), but discuss the reliability of the observed patterns by comparing the six velocity maps.

Areas moving toward the satellite (in red on Figure 4.4 and on Figure 4.7 of Supporting Information) concern mainly the areas of high topography as well as the foothills of the Alpine chain, while the chain periphery and coastal areas are dominated by motions away from the satellite. These long wavelength patterns display velocities between -2 and 2 mm/yr in LOS. Their location and amplitude are consistent for the six velocity maps in Figure 4.7 of Supporting Information. These areas present 1- $\sigma$  uncertainties of 1 mm/yr or less (Figure 4.4b and Supporting Information Figure 4.8).

### 4.3 Spatial variability of uplift pattern in the western European Alps

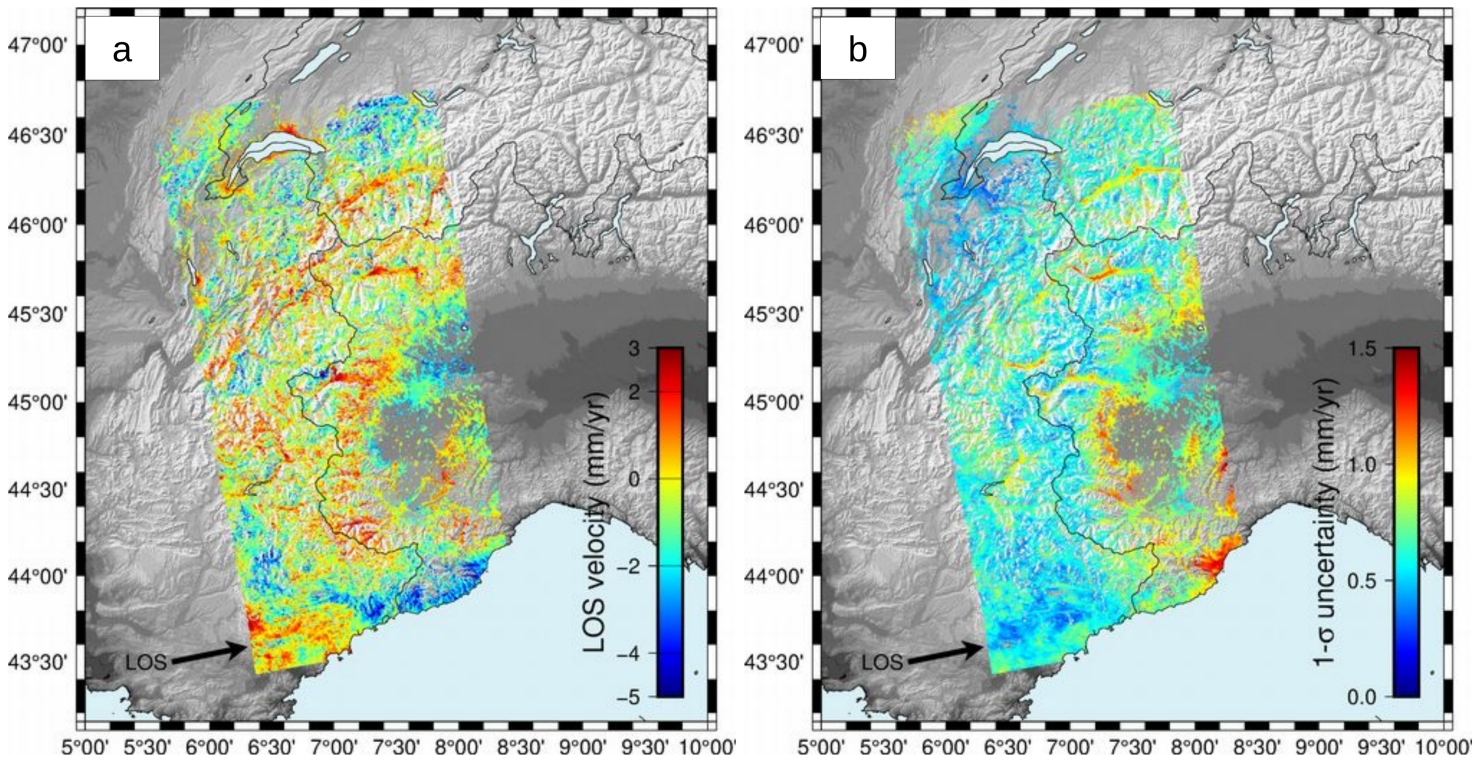


FIGURE 4.4 – a) Velocity map in line of sight (LOS) derived from the time series analysis of each pixel phase history from October 2014 to December 2018. Satellite orientation is shown by the black arrow west of the track. The incidence angle is about  $27^\circ$  in near range and  $37^\circ$  in far range. Red/blue pixels are moving toward/away from the satellite, respectively. b)  $1-\sigma$  uncertainty map in LOS derived from the time series standard error analysis.

However, several features elongated along valleys, and following the topography, appear distinctly with LOS velocity values above 2 mm/yr, such as the Sion valley, the Aosta Valley, as well as the Susa valley. These valleys display a larger velocity uncertainty than elsewhere. Furthermore, their retrieved ground motion depends upon the inclusion of a seasonal term and upon the approach used to decrease the impact of APS. Accordingly, the temporal evolution in these valleys presents a large and well defined seasonal signal. Therefore, the features along valleys can partly be explained by a poorer stratified atmospheric correction, which is based on ERA-5 atmospheric variables extrapolated below the ERA-5 model elevation. Figure 4.3a clearly shows that these three valleys are the ones displaying the sharper topographic gradients with respect to the

surrounding summits, as well as the sharper contrasts between valley floors and ERA-5 grid node elevations.

The foothills of the chain present also higher errors all around the Po plain. This suggests that the signal around the Po plain is, unlike the one found along the high chain, not very well modeled by the linear and seasonal parametric decomposition. This is not surprising, as this area is affected by strong and complex seasonal variations, with inter-annual and pluriannual variability. These variations are possibly due, in the central and eastern Po plain, to local hydrology variations (oscillations of the surficial water table, see Romagnoli et al., 2003), atmospheric and hydrological loadings (Richter et al., 2004), and non-tidal oceanic effects (Zerbini et al., 2007, 2010, 2013). However the modelling of such local processes are beyond the scope of the present study.

#### 4.3.4 Discussion and conclusions

In the following we make the first order assumption that the LOS velocities unraveled by this study are mostly representative of vertical motions only. We make this assumption based on (i) the high angle of the satellite during acquisitions, which is varying from west to east from  $27.1^\circ$  to  $36.9^\circ$  from the vertical, (ii) the very small amplitude of the horizontal deformation across the western Alps (around 0.5 mm/yr of extension, see (Nocquet et al., 2016; Walpersdorf et al., 2018) compared to the vertical one, and (iii) the removal from the velocity map of the DSGSD features, which could have comprised a significant part of horizontal component. Positive velocity values can thus be assimilated to uplift, and negative ones to subsidence.

Figure 4.5a displays levelling (Nocquet et al., 2016) and GNSS velocities (Sternai et al., 2019) converted to LOS superimposed on our InSAR smoothed velocity field. The GPS and levelling data are referenced to stable areas west of the Alps while our InSAR derived velocities are referenced to stable subareas inside the study area. Thus we added to the InSAR velocities +0.5 mm/yr to all pixels and applied this translation for all the subsets of Figure 4.5. The global uplift pattern identified with GPS and levelling data on the high chain is well retrieved with InSAR, as well as the subsidence at its periphery (namely on the Po plain and along the coast), even if respective amplitudes may deviate at the local scale. The three datasets show marked uplift patterns along the Belledonne / Mont Blanc / Aiguille Rouge / Aar axis. The InSAR map reveals other areas with relative uplift to the south of this axis, which were not previously identified in the GPS or levelling measurements. However, all data sets suffer from their own limitations. A few

GPS sites may be affected by local instabilities or processes or have a shorter duration of measurement. Levelling needed adjustment to GPS data (Nocquet et al., 2016). InSAR accuracy is reduced by strong residual APS especially during spring and summer.

To compare long wavelength patterns with those retrieved from other studies, we masked pixels with uncertainty above 0.8 mm/yr and then implemented a spatial smoothing with a 20 km wide gaussian filter. Figure 4.5b shows the comparison of the corresponding smoothed InSAR velocity field with the interpolated GPS isocontours from Sternai (2019). The InSAR velocities show good agreement at the regional scale with previous geodetic studies (Figure 4.5b). The superposition of the InSAR velocity map with the main crystalline massifs of the Alps (Figure 4.5c; Sue et al., 1999) indicates clearly that the uplift is focused on external massifs (Aar, Aiguilles Rouges, Mont Blanc, Belledonne, Pelvoux and Argentera massifs), whereas the internal massifs (Monte Rosa, Sesia, Grand Paradiso, and Dora Maira massif) shows no particular uplift, except possibly for Dora Maira. However, Dora Maira massif is located within the higher uncertainty areas of Figure 4.5b.

Figure 4.5d presents the ice extent corresponding to the last glacial maximum (LGM) simplified from the model of Elhers and Gibbard (2004). As already pointed out by previous studies (Sternai et al., 2019), the area of glacial extent matches at first order the region of uplift. Reciprocally, subsidence along the coast and in the Nice foreland is located where the LGM ice coverage limit is reached. Beside/alongside these first order patterns in good agreement with previous studies, one can notice that two uplifting external crystalline massifs, the Pelvoux and the Argentera ones, are straddling the LGM ice extent contour line. These two areas are apparently not well colocated with the LGM ice extent, neither are they observed as uplift areas in the GPS interpolated field. Figure 4.5a reveals that no GPS nor levelling data are available in the inner part of the Pelvoux massif, while GPS stations indicate either low uplift or subsidence in the Argentera massif, where no levelling data are available. However, some other deglaciation models predict significant uplift rates on the Pelvoux massif, such as Barletta's (2006) models of uplift rates due to deglaciation following the Little Ice Age (LIA, Figure 4.5d) and due to present-day glacier shrinkage (Figure 4.5e). The rates predicted by these models remain very low (locally up to 0.3 and 0.2 mm/yr respectively) compared to the rates observed with geodesy, and their magnitude is hardly constrained, especially for the LIA rebound model (Barletta et al., 2006), but the spatial variations they feature are more robust (Barletta et al., 2006) and highlight a differential response in the Pelvoux massif with respect to the surrounding areas.

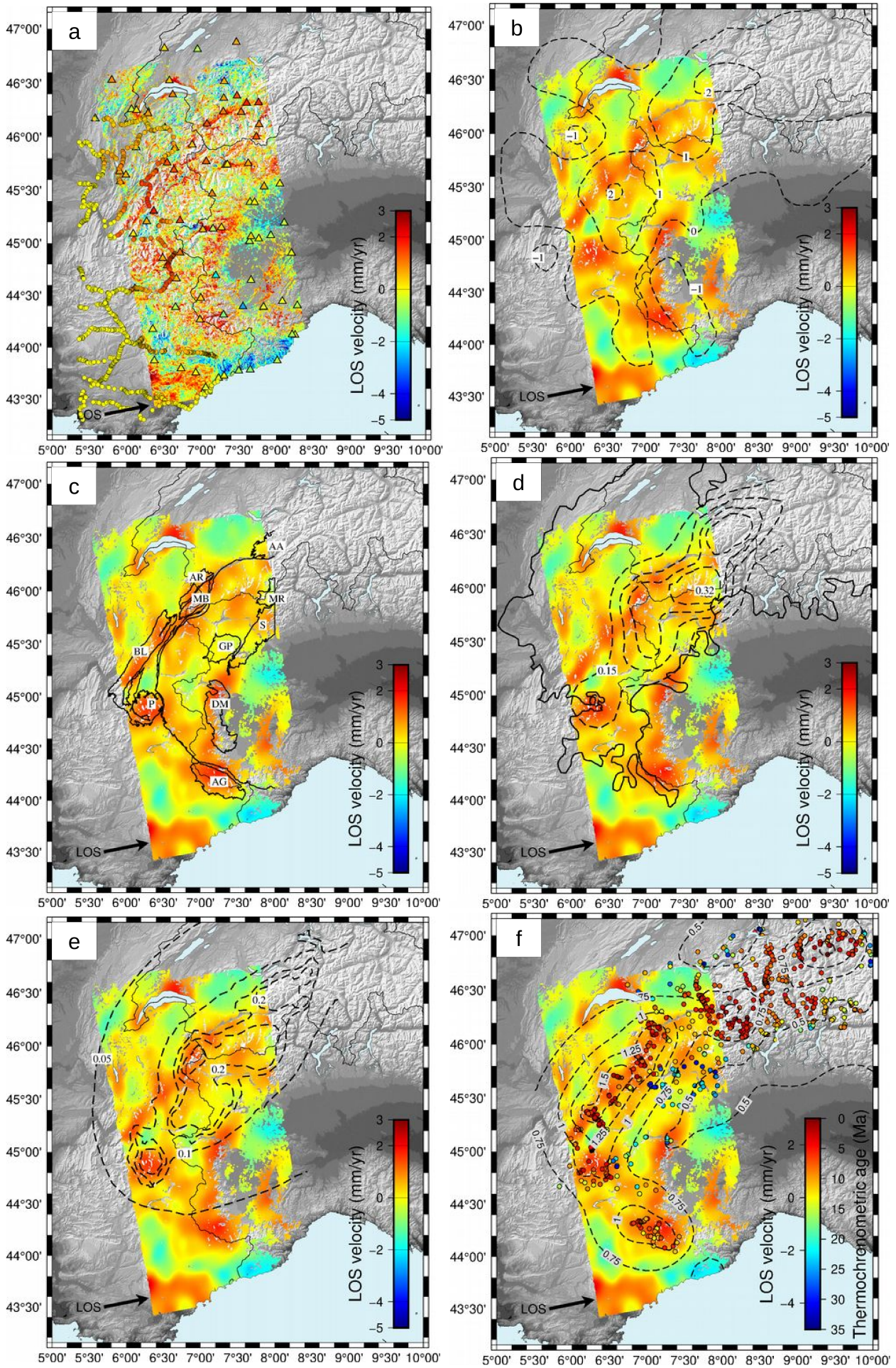


FIGURE 4.5 – a) Comparison of the derived velocity map with raw levelling data projected

in LOS (colored circles, same scale as InSAR) after outliers removal from Nocquet et al. (2016) and with GPS velocities in LOS (colored triangles, same scale as InSAR) from Serpelloni (2016) (updated by Sternai et al., 2019). b to f) Comparison of a smoothed (gaussian filtering) InSAR velocity field with : b) dashed isocontours (spaced by 1 mm/yr) of the smoothed vertical GPS maps shown in Sternai et al. (2019); c) geological features (crystalline massifs) modified from Sue et al. (1999) : AA=Aar, AR=Aiguilles Rouges, MB=Mont Blanc, BL=Belledonne, P=Pelvoux, MR=Monte Rosa, S=Sesia, GP=Grand Paradiso, DM=Dora Maira, AG=Argentera; d) the last glacial maximum (LGM) extent (solid black line) from Elhers and Gibbard (2004) and the little ice age induced uplift rates (0.05 mm/yr dashed isolines) modeled by Barletta et al. (2006); e) uplift rates induced by present-day glacier shrinkage (0.05 mm/yr dashed isolines) modelled by Barletta et al. (2006); and f) with apatite fission track thermochronometric ages (colored circles) and the corresponding exhumation rates (dashed isolines) shown in Fox et al. (2015).

We further compare InSAR velocities to exhumation rates estimated from thermo-chronometric ages derived from samples in the western Alps (Figure 4.5f; Fox et al., 2015). The Pelvoux and the Argentera display young Apatite fission track (AFT) ages similar to those retrieved in the Mont-Blanc, Belledonne and Aiguilles Rouges massifs. The corresponding exhumation rates are above 1 mm/yr, which is 25% to 50% more than in the surroundings (Briançonnais, periphery of the Po plain, prealpine massifs). Other studies show that these two rapid exhumation features are associated with important erosion rates. For instance the postglacial erosion model derived from sediment distribution in Mey et al (2016) also displays higher erosion rates in the Argentera and Pelvoux than in the surroundings (eg than in the Briançonnais which lies in-between). The observed coincidence of larger uplift rates, larger exhumation rates and larger erosion rates on external crystalline massifs points toward a focused interplay between uplift and erosion even in the absence of horizontal convergence.

This study provides for the first time a velocity field across the western Alps derived by multi-temporal InSAR analysis. The retrieved global patterns are in good agreement with other geodetic measurements, displaying uplift at the center of the belt associated with subsidence at the periphery. Moreover, we improved the spatial resolution of the global uplift pattern derived from interpolated geodetic data. We observed that the maximum of uplift is localized along the Swiss Rhône Valley to the Belledonne axis and on the other external crystalline massifs of the western Alps. Measured geodetic uplift rates are provided in the inner Pelvoux massif for the first time. These geodetic uplift patterns



thus mimics uplift patterns derived for geological time scales ( $\sim 5\text{Ma}$ ) (Fox et al., 2016). If the relative uplift rate contribution arising from each process affecting the belt today is hard to discuss, it appears that the spatial variability observed in the uplift pattern cannot be only induced by the LGM rebound, which acts on much larger wavelengths than the ones observed in this study (Barletta et al., 2006; Persaud and Pfiffner, 2004; Schlatter et al., 2005). Indeed, the LGM rebound can explain up to 10 to 30 % of uplift rate in the western alps according to various models (Sternai et al., 2019; Stocchi et al., 2005), but almost uniformly in the area (Barletta et al., 2006; Stocchi et al., 2005). On the contrary, uplift rates due to LIA and present day glacier shrinkage correspond to low rates,  $\sim 6$  to 10 % and  $\sim 4\%$  to  $12\%$  respectively of the max observed uplift rates (Barletta et al., 2006; Sternai et al., 2019); However, their respective modeled spatial variations are in better agreement with the uplift pattern shown by InSAR. Other possible driving mechanisms for uplift are the crust buoyancy, the slab pull or detachment beneath the chain associated with the end of the convergence between Africa and Eurasia in the Western Alps, and erosion and drainage, while their relative contributions are still under debate (see complete review of the processes acting nowadays on the belt in Sternai et al., 2019). The correspondence between present-day uplift and long-term exhumation rates suggests that, whatever the driving forces at play, focused uplift is aided by tectonics with localized deformation on shear zones, faults and decollement (e.g. Herwegh et al., 2020). Beyond this undoubted complexity, this study points out the importance of InSAR measurements in low deforming areas. As demonstrated, such measurements allow to enhance the spatial resolution of the derived ground motions, thus providing important elements to further analyze the complex interactions between driving forces and the heterogeneous response of the lithosphere with geologically inherited buoyancy and rheological structure.

### 4.3.5 Supporting Information : post-processing steps

#### 4.3.5.1 Masking steps

We make use of several noise indices to mask pixels after the time series inversion procedure. We first use the root mean square (RMS) of the network misclosure residuals in the time series inversion. The RMS value depends mainly on the temporal coherence of pixels. The RMS thus increases for pixels affected by vegetation changes or seasonal snow coverage. Here, we choose to mask out pixels with RMS values above 0.5 radians (Figure 4.6a).

### 4.3 Spatial variability of uplift pattern in the western European Alps

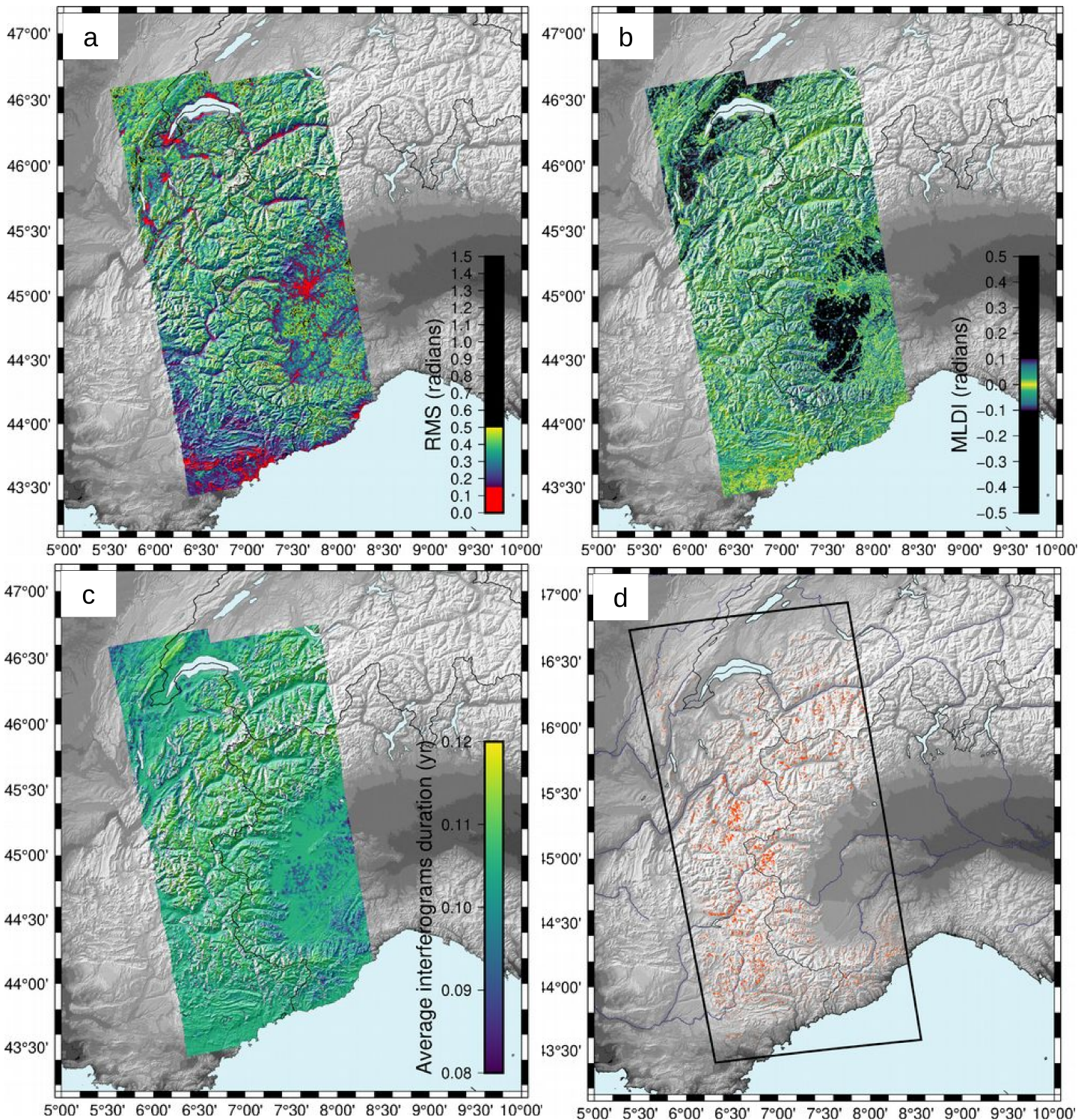


FIGURE 4.6 – Parameters used to mask the velocity map. a) Root Mean Square (RMS) misclosure. Red areas (lowest RMS values) represent the pixels used for the distributed referencing of the velocity map (velocities are expressed relatively to these pixels). black

areas represent pixels of highest RMS values. These pixels are characterized by high temporal decorrelation due to snow and vegetation changes and are masked out from the velocity map. White pixels correspond to areas that could not be unwrapped due to highest temporal decorrelation (glaciers areas or highest summits). b) Averaged network Misclosure of Low Duration Interferograms (MLDI), representing the variability through time of the misclosure of the interferogram network. Pixels of large MLDI (dark pixels) correspond to agricultural areas or to mountain foothills and where masked out from the velocity map. c) Average of interferograms pairs length for each pixel. Pixels with values lower than 0.102 year were masked out from the velocity map. d) Map of the Deep-Seated Gravitational Slope Deformation (DSGSD) landslides (red pixels) affecting the processed area (black polygon). These features were identified through a combined slope and velocity analysis by Andre (2020). The corresponding pixels are masked out from the velocity map.

We then use the MLDI criterion, which results from the comparison of low duration interferograms with longer ones. Potential velocity biases can indeed arise from Sentinel-1 acquisitions when using short temporal baseline interferograms (De Zan ; Ansari et al., 2020). This bias can be negative, indicating artificial subsidence, or positive, producing false uplift. We compared our inversion results to the results of inversions without 6 days interferograms to evaluate the difference in the estimated cumulative displacements, which appears negligible. Here, we use the average difference between reconstructed and input 18 days interferograms, with a 0.1 radians threshold, to symmetrically mask out potentially biased areas (Figure 4.6b). In addition to this criterion, we also masked pixels with low averaged temporal baseline (below a threshold set at 0.102 year, Figure 4.6c), since they are more likely to be affected by a bias. Last, we choose to mask pixels falling within polygons of identified gravitational slope deformation (Figure 4.6d). Rapid landslides are unlikely to appear in the velocity map since they produce a high temporal decorrelation and are consequently not unwrapped ; however DSGSD reach velocities of the order of 15 mm/yr at the maximum in the Alps (Andre, 2020). If these features are related to much shorter wavelength than the surface deformation investigated in this study, their inclusion in the velocity map could lead to erroneous velocity estimates when filtering the velocity map to get the smoothed velocity field. The velocity maps presented in the main paper as well as in the following sections are masked according to these four criteria.

#### 4.3.5.2 Velocity estimates

To compute the velocity, we estimate a linear term in the displacement time series. This linear term can be estimated as the only component of pixel displacement and retrieved through an Ordinary Least Square (OLS) regression, or it can be dissociated from a seasonal component through a multilinear regression. In this case, two additional functions, a sinusoidal and a cosinus one, are used to separate seasonal and linear signals and the displacement  $y(t)$  of each pixel is described as the time function :

$$y(t) = \mathbf{a} * \mathbf{t} + \mathbf{b} + C1 * \cos(2\pi * t) + C2 * \sin(2\pi * t) \quad (4.2)$$

Where  $t$  is time,  $a$  is the amplitude of the linear term,  $b$  is a constant and  $C1$  and  $C2$  are the amplitudes of seasonal signals. The terms in bold are the only ones considered in the OLS case. In both cases we invert for the amplitude of each basis function. Gaps in the time series of each pixel can be present due to high temporal decorrelation or to gaps in satellite acquisitions. Thus the velocity is estimated only if at least 28 dates over the 173 are remaining. The linear term can be computed either on the raw displacement time series, or once the time series have been corrected from outliers. The weight of outlier values can be reduced using a sliding median on consecutive dates. Alternatively, the averaged amplitude of the residual APS for each time step can be computed by least square summing of the residual to the regression. This APS amplitude, which is statistically much higher in summer than in winter can be used to downweight dates with strong atmospheric perturbations. The corresponding estimated velocities, for each combination of the two possible regression procedures on the raw, APS weighted or median weighted time series, are displayed on Figure 4.7. At the individual pixel scale, the separation of linear and seasonal terms appears necessary to better describe the displacements through time, even if at the scale of the study area, the difference between linear estimation alone and linear with seasonal estimation appears really significant only on the Po plain and along some Alpine valleys. Overall, the amplitudes vary slightly between each velocity map but the positive and negative patterns remain consistent, except along three main valleys (Sion, Susa and Aosta valleys) that are further analyzed in the main text. We choose to retain for the final velocity map the one after the median computation rather than through the APS residual since the latter is not known a priori and results from an iterative inversion procedure instead. The uncertainties on the velocities are estimated as standard errors on the time series regression.

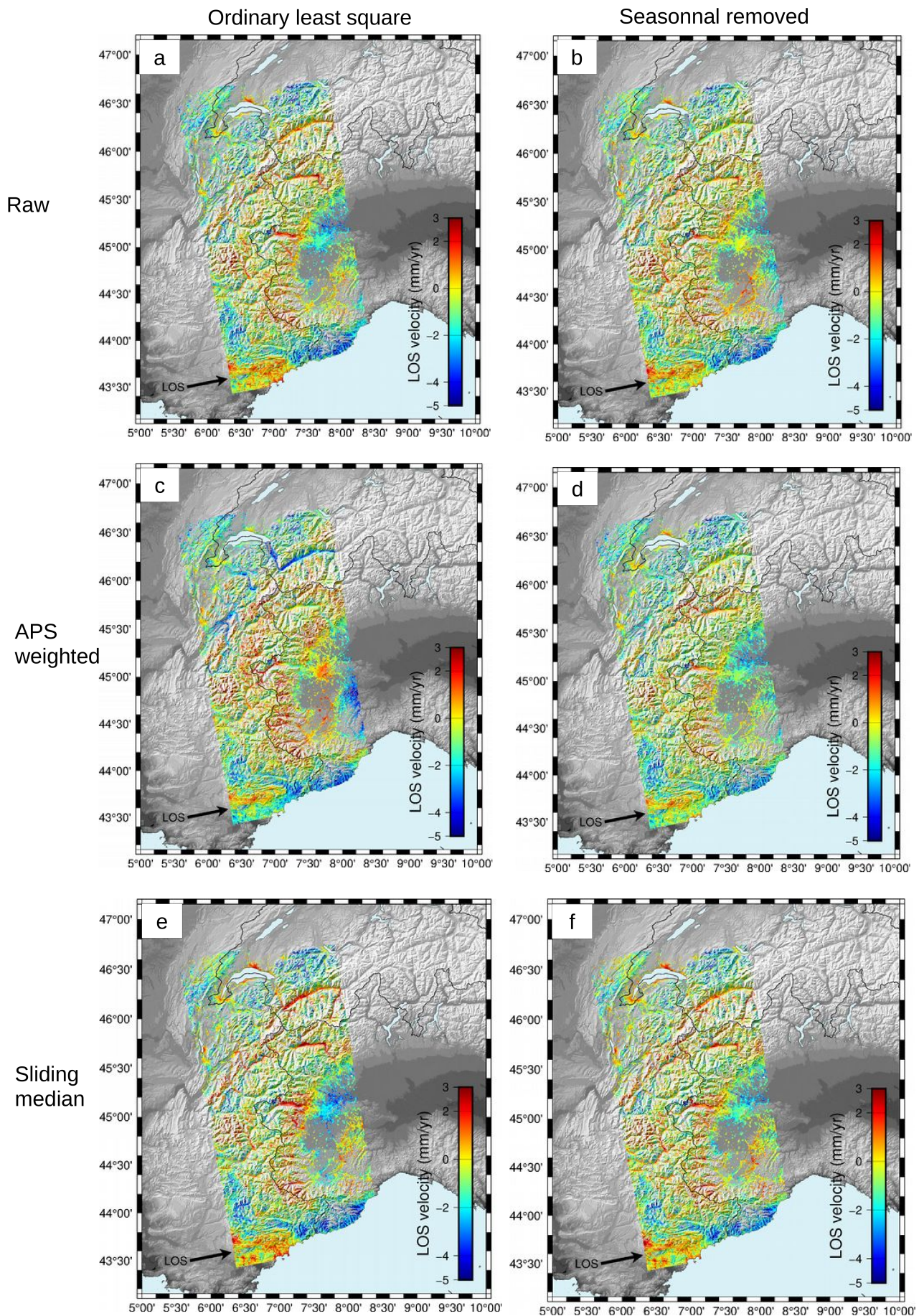


FIGURE 4.7 – Post-processing of the time series to derive velocity maps. a), c), and e) : Ordinary least square estimation of the linear velocity on the raw time series, on the APS weighted time series, and on the sliding median of the time series respectively. b),

### 4.3 Spatial variability of uplift pattern in the western European Alps

d), and f) : Estimation of the linear velocity on the corrected from seasonal signals raw time series, APS weighted time series, and sliding median of the time series respectively.

While reducing the number of independent observations, the sliding window median computation leads to a significant decrease of the associated uncertainties compared to the ones of the velocities estimated on the raw time series (Figure 4.8). In the end the velocity solution retained is the linear velocity separated from seasonal signals and estimated on the 10 dates sliding median of displacements time series (Figure 4.8f).

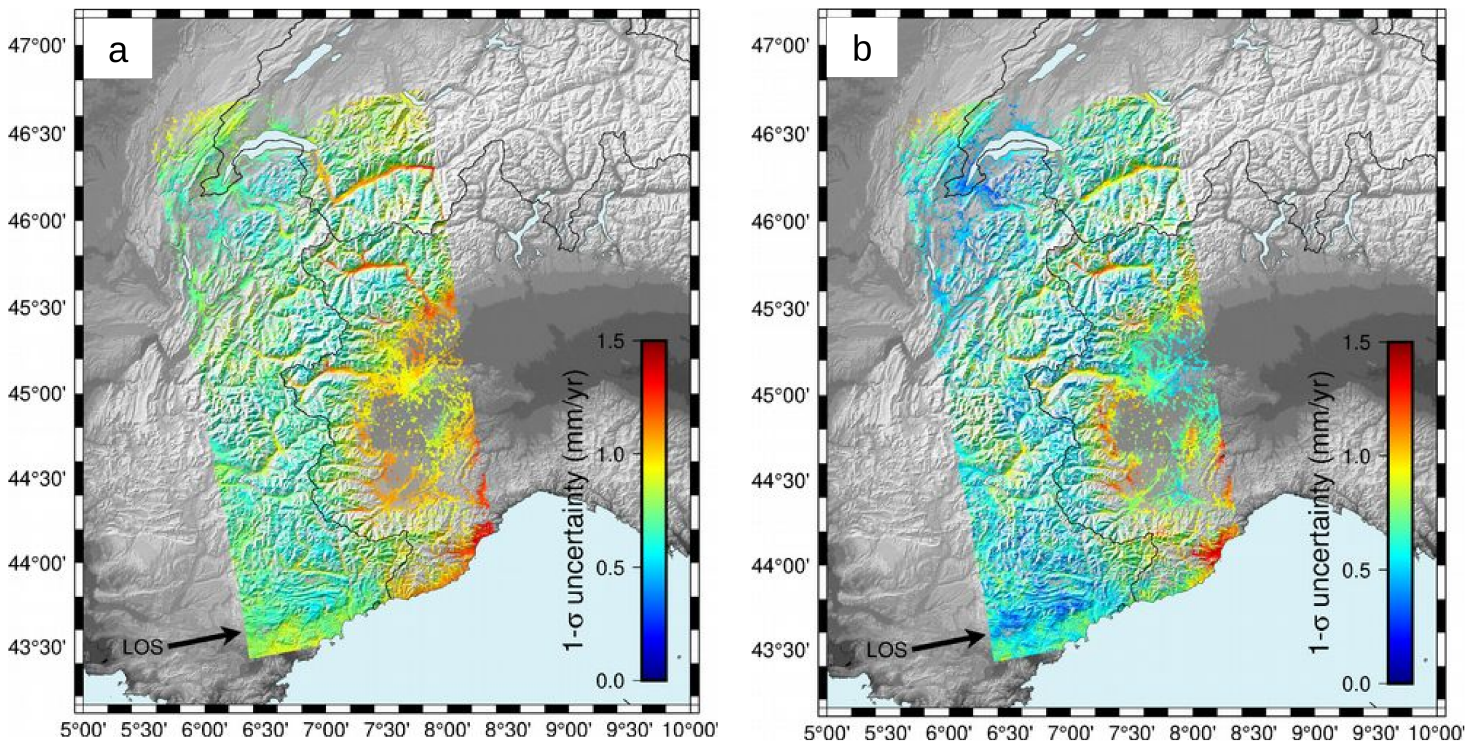


FIGURE 4.8 – Error maps (mm/yr) in line of sight derived from the standard error analysis of a) the corrected from seasonal signal raw times series (Figure 4.4b) and of b) the corrected from seasonal signal sliding median time series (Figure 4.4f).



## CHAPITRE 5

---

### Contraintes GNSS sur la déformation de surface de la région Briançonnais

---

#### Sommaire

---

<b>5.1</b>	<b>Seismogenic potential of the High Durance Fault . . . . .</b>	<b>137</b>
<b>5.2</b>	<b>Supporting Information . . . . .</b>	<b>149</b>
<b>5.3</b>	<b>Additional velocity and strain fields . . . . .</b>	<b>158</b>
5.3.1	Vertical velocity field in the Briançonnais area . . . . .	158
5.3.2	Strain rate field computed from VISR . . . . .	160

---



Ce chapitre s'intéresse aux déformations de surface mesurées par géodésie (GNSS) à une échelle spatiale plus locale. Les taux d'extension des Alpes occidentales les plus forts étant mesurés dans la région du Briançonnais, ces travaux visent à caractériser plus finement les déformations observées localement, corrélées spatialement à une sismicité modérée mais persistante. Cette étude s'intègre dans la continuité des travaux d'instrumentation géodésique temporaire de toute la chaîne des Alpes occidentales, mis en place en 1993 (Chéry et al., 1995) et développés jusqu'à aujourd'hui dans le cadre des actions spécifiques Résif-Rénag. Concernant le réseau local du Briançonnais, trois campagnes de mesures temporaires s'en sont ensuivies, en 1996, 2006 et 2011. Les mesures correspondantes, associées à celles des stations permanentes du réseaux Renag, ont permis de révéler un signal cohérent constituant un motif d'extension est-ouest au coeur du réseau, avec pour limite des incertitudes encore élevées au regard du signal observé (Walpersdorf et al., 2015). La campagne suivante, réalisée en 2016, permet dorénavant d'obtenir 20 ans de mesures et donc une précision suffisante pour la première fois pour évaluer si l'extension précédemment identifiée est localisée sur une des failles actives documentées dans la région. Établir la localisation précise du maximum de déformation est important pour une meilleure compréhension des processus de déformation alpine. Les travaux suivants présentent une mise à jour du champ de vitesse prenant en compte la dernière campagne ainsi que les données GNSS permanentes. L'amélioration du rapport signal sur bruit dans les mesures permet pour la première fois d'augmenter la résolution du champ de déformation local jusqu'à atteindre le dixième de degré géographique, ainsi que d'associer la déformation observée à la faille normale de la Haute Durance. La suite de l'étude permet de relier les vitesses observées à la surface aux caractéristiques de la faille tout en prenant en compte les incertitudes liées à cette relation non unique. Enfin, sur la base de plusieurs hypothèses décrites par la suite, le taux de glissement le long de l'interface dérivé de la géodésie est converti en taux de moment sismique, ce dernier apparaissant cohérent avec les taux de sismicité observés dans le Briançonnais, dans la limite de leurs bornes d'incertitude respectives. Ces travaux font l'objet d'un article intitulé "Seismogenic potential of the High Durance Fault constrained by 20 yr of GNSS measurements in the Western European Alps", co-signé par M. Mathey, A. Walpersdorf, C. Sue, S. Baize and A. Deprez, publié dans la revue *Geophysical Journal International*. En complément au manuscrit publié, les

annexes ont été enrichies de données supplémentaires (champ de vitesses vertical et champ de déformation horizontal additionnel) qui se trouvaient être au-delà du champ d'application de la publication mais qui trouvent toute leur place dans le contexte des problématiques liées à la thèse. Ces données permettent en outre d'apporter des éléments importants pour l'interprétation globale des données de déformation 3D des Alpes occidentales (chapitre 6). Enfin, ces travaux mettent en lumière l'amélioration significative du rapport signal sur bruit au bout de 20 années de mesures dans cette région de faible déformation, ainsi que la nécessité de poursuivre l'instrumentation temporaire du réseau Briançonnais par de nouvelles campagnes afin d'atteindre une convergence des vitesses pour toutes les stations, y compris sur les vitesses verticales.

### **5.1 Seismogenic potential of the High Durance Fault constrained by 20 yr of GNSS measurements in the Western European Alps**

# Seismogenic potential of the High Durance Fault constrained by 20 yr of GNSS measurements in the Western European Alps

M. Mathey,<sup>1</sup> A. Walpersdorf,<sup>1</sup> C. Sue,<sup>1,2</sup> S. Baize<sup>3</sup> and A. Deprez<sup>1</sup>

<sup>1</sup>CNRS, IRD, IFSTTAR, ISTerre, University Grenoble Alpes, University Savoie Mont Blanc, 38000 Grenoble, France. E-mail: [marguerite.mathey@univ-grenoble-alpes.fr](mailto:marguerite.mathey@univ-grenoble-alpes.fr)

<sup>2</sup>CNRS-UMR 6249, Bourgogne-Franche-Comte' University, 25000 Besançon, France

<sup>3</sup>IRSN, PSE-ENV/SCAN/BERSSIN, BP 17, F-92262 Fontenay-aux-roses, France

Accepted 2020 June 5. Received 2020 June 5; in original form 2020 January 24

## SUMMARY

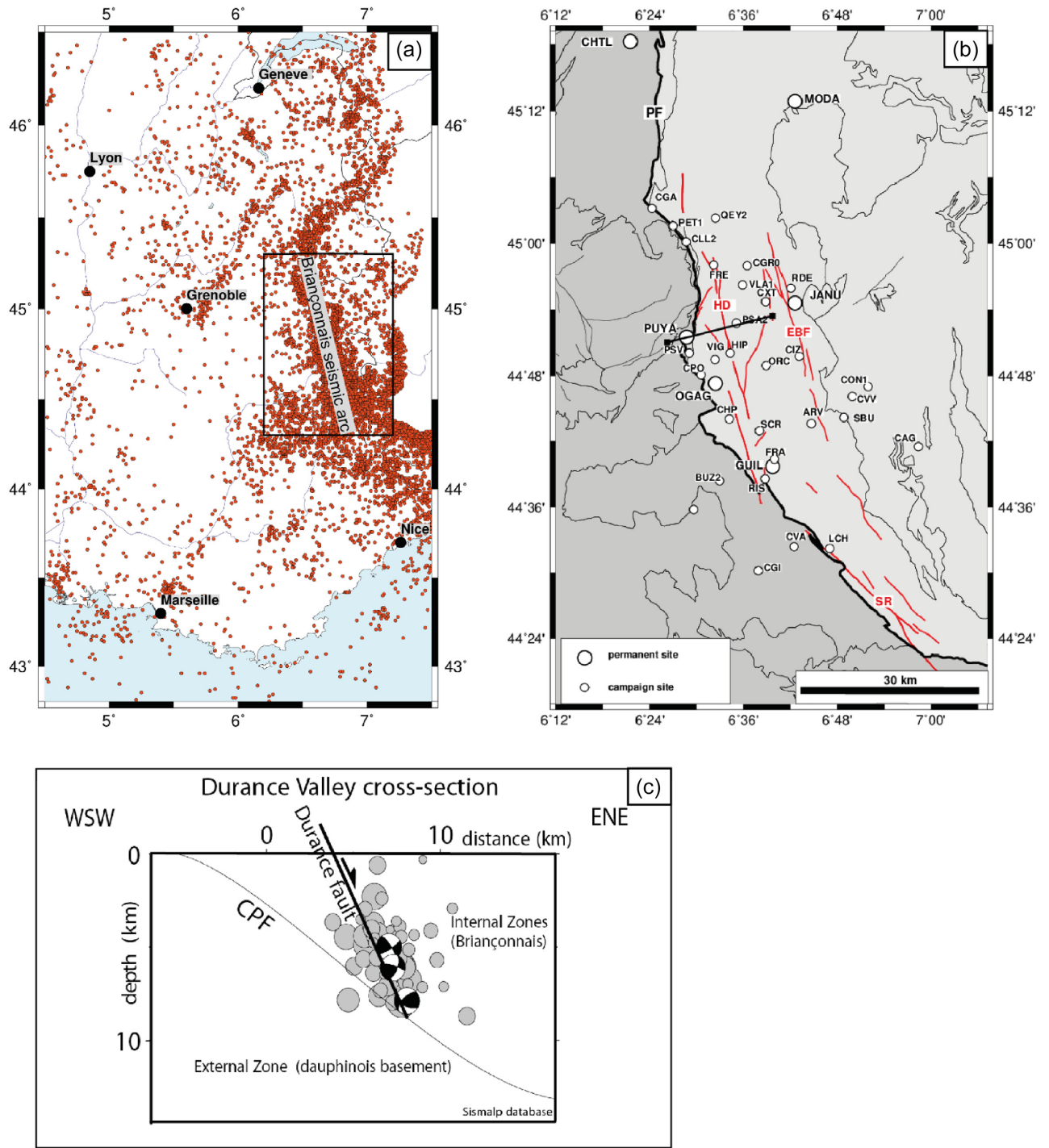
Due to the steady moderate seismicity observed along the Briançon seismic arc, in the south-western French Alps, three temporary GNSS (Global Navigation Satellite System) surveys took place in 1996, 2006 and 2011, across a  $\sim 50 \times 60$  km<sup>2</sup> wide area, to investigate the surface deformation field. The horizontal velocity field computed from these three surveys showed an east–west extension in the network. A fourth campaign was led in 2016, creating a 20 yr observation span, resulting in measurements which reach a sufficient accuracy to assess whether extension found within the Briançon network is localized onto any particular tectonic feature. Several faults in this area are known to be active normal faults. Assessing the localization of the deformation may lead to a better understanding of the active tectonics of the Alpine belt. To address this issue, a robust velocity field was computed from the combination of the different campaign and permanent GNSS data. Strain rate tensors were derived for the first time in this area on a  $0.1 \times 0.1$  deg grid to assess the distribution of the deformation. The regional deformation appears localized in the Briançon area and reaches up to  $20 \pm 5$  nanostrain yr<sup>-1</sup> in the centre of the network. The observed velocities were projected on a profile across the network and compared with modelled interseismic deformation to characterize the behaviour of the major active faults known in the study zone. While a two-fault model provides the best fit to the data, a single fault model has only marginally higher residuals, with parameters which are more consistent with the seismotectonics of the region. The localization of the single modelled fault is consistent with the location of the High Durance Fault (HDF). Therefore, we used the known geological location of this structure as *a priori* information in a block model to compute a fault slip rate at the interface between the two blocks. The velocities on the interface indicate  $0.4\text{--}0.5$  mm yr<sup>-1</sup> of extension, and therefore strain accumulates along the HDF throughout the seismic cycle. The geodetically derived fault slip rate is converted into an equivalent seismic moment release rate, which is consistent within its uncertainty bounds with the known historical and instrumental seismicity of the Briançon area.

**Key words:** Geodetic instrumentation; Transient deformation; Seismicity and tectonics; Continental tectonics: extensional; Dynamics and mechanics of faulting; Neotectonics.

## 1 INTRODUCTION

The Western Alps are one of the most seismically active areas of France (Fig. 1a). Due to its regular moderate seismicity, it was one of the first areas instrumented with GNSS in Europe (Chéry *et al.* 1995). The Western Alps thus provide an exceptional long time span of permanent and survey GNSS data. The first stations of the RENAG network (French national permanent GNSS network for research purposes, RESIF 2017) were installed in the French Alps' region in the late 1990s. Four temporary surveys took place in the

southern part of the Briançonnais seismic arc, in an exceptionally dense network, during the summers of 1996, 2006, 2011 and 2016. The first three surveys, combined with permanent GNSS (Fig. 1b) data, revealed a deformation pattern with an east–west extension in the network (Walpersdorf *et al.* 2015). This geodetic strain rate tensor is in agreement with some of the kinematic models derived for the Adriatic–Eurasia relative plate motion, which localize the westernmost plate boundary of the Adriatic microplate in the south-western Alps (Calais *et al.* 2002; d'Agostino *et al.* 2008). However, plate tectonics cannot be the sole origin of the deformation in the



**Figure 1.** Location map and tectonic context of the study area. (a) Seismicity of south eastern France from FCAT-17 between 1965 and 2009 (Manchuel *et al.* 2018). (b) Major faults in the Briançon area modified from Sue & Tricart (2003): PF = Penninic Front, HD = High Durance Fault, EBF = East Briançonnais Fault and SR = Serennes Fault. Geological units are shown by thin grey lines: dark grey areas = external zones, light grey areas = internal zones. Black line is the location of the cross-section (c) vertical cross-section of the seismicity showing three extensional focal mechanisms and uncharacterized events (grey circles), as well as main faults (CPF = Penninic Front), modified from Sue & Tricart (2003).

Western Alps, as uplift is also observed in addition to extension, as noted by several studies (Delacou *et al.* 2005; Champagnac *et al.* 2007; Vernant *et al.* 2013; Nocquet *et al.* 2016, Walpersdorf *et al.* 2018, Sternai *et al.* 2019). The mechanisms driving the vertical motions in the Western Alps are still debated, and are probably associated with processes operating over longer wavelengths than

the network under consideration here. They are thus beyond the scope of this paper.

The present study focuses on the horizontal component of the deformation field to better constrain the active tectonics of the area. We seek to analyse the motion of one or two local faults that could play a major role in the regional tectonics. The fourth campaign, led

in 2016, results in a 20-yr span of observations. The measurements have now reached a sufficient accuracy to precisely assess on which tectonic structures the regional deformation is accommodated. The final objective of our study is to estimate slip rates for these faults, and compare the corresponding rate of geodetic moment release with that estimated from the seismicity catalogue. Such a comparison can be used to develop seismic hazard assessment models, in particular in the context of low-strain continental interiors such as in the Western Alps, which feature low levels of seismicity and long return periods.

## 2 TECTONIC SETTINGS

The Alps formed in response to the collision between Europe and Africa, which began in the Late Cretaceous. In the Western Alps, the Penninic Front, active during the Oligocene (Tricart 1984), is nowadays the major feature related to this episode. This former thrust fault strikes roughly north–south through the range, dividing it into the so-called ‘internal’ and ‘external’ zones. The external part consists of crystalline massifs and their Mesozoic cover (belonging to the European margin), while the internal zone is made of metamorphic sheets derived from the Briançonnais microcontinent (Stampfli *et al.* 2002), and the remains of the Ligurian ocean (Schwartz *et al.* 2012). Sue and Tricart (1999) and Sue *et al.* (1999, 2007a) show that this major thrust fault has been reactivated as a normal fault, with smaller normal faults locally connected to it at depth (Sue & Tricart 2003; Tricart *et al.* 2006). This extensional inversion, and associated normal faults, is still seismically active (Sue *et al.* 1999; Sue & Tricart 2002; Delacou *et al.* 2004). Seismicity and deformation are indeed persistent (although weak) across the Western Alps despite the end of Europe–Africa collision (e.g. Delacou *et al.* 2004, 2008).

The Briançon GNSS network area is located in the south-western French Alps and represents a  $50 \times 60$  km<sup>2</sup> wide area straddling the internal and external parts of the chain. The area is characterized by structures belonging to two major tectonic episodes (Sue & Tricart 2003). The first set of faults includes fold and thrust structures which date from Oligocene time, when the internal zones were thrust onto the external zone along the Penninic Front. These structures are overprinted by a second transtensive phase of deformation (Neogene-present), resulting in Late Alpine faulting within the internal zones of the arc. The major faults of this episode in the Briançonnais area include the High Durance fault (HDF), running roughly north–south, and the Serennes fault (SF), which is a continuation of the HDF (Fig. 1b). The East Briançonnais Fault (EBF) is a secondary, shorter fault, located east of the HDF and is less well documented. The HDF is a normal fault, and may be connected at depth to the Penninic Front, which is also actively extending (Sue & Tricart 2003; Sue *et al.* 2007a), while the EBF may be associated with a dextral strike slip regime (Sue & Tricart 2003). Both faults have steep dips to the east ( $\sim 60^\circ$ – $80^\circ$ ), deduced from their surface structural expression, and microseismicity focal mechanisms (as shown for the HDF in Fig. 1c).

## 3 GNSS DATA ANALYSIS

A temporary GNSS network of 30 stations (Fig. 1b) was installed in 1996 in an area of  $50 \times 60$  km<sup>2</sup> using classical ‘bolt marks’ (Sue *et al.* 2000). The corresponding antenna setup is a tripod with an optical tribrach. Forced centring markers (screw marks) were installed in 2006 near each of these original sites. Screw marks were

drilled into bedrock, thus allowing installation of an observation mast, which provides forced centring of the antenna. This type of marker creates fewer setup errors compared to classical markers, which need a vertical adjustment of the antenna. A full measurement campaign took place on the classical marks in 1996 and 2016, while the screw marks were reoccupied in 2006, 2011 and 2016. Additionally, in 2006, short measurements were made on the classical marks in order to establish local ties between the old and new monuments.

In addition to these campaign surveys, the French RENAG permanent network (RESIF 2017, <http://renag.resif.fr>) provides a good spatial coverage of the French Alps. About 40 stations were installed and measured since 1998 covering the entire Western Alps. Six stations of this national network lie in the Briançonnais area (Fig. 1b). These six stations were installed between 1998 and 2011.

At a larger spatial scale, 36 IGS (International GNSS Service) stations were included in our analysis to constrain the stabilization frame (ITRF2014, Altamimi *et al.* 2016). The stabilization stations have been selected depending on their observation span and geographical location.

Daily positions of the stations are computed with the GAMIT/GLOBK software (Herring *et al.* 2015). The data are processed using double differences, with precise IGS orbits and up-to-date ocean and atmospheric loading models (Tregoning & Van Dam 2005; Lyard *et al.* 2006), as well as tropospheric mapping functions and *a priori* values (Vienna Mapping Function version 1, Böhm *et al.* 2006).

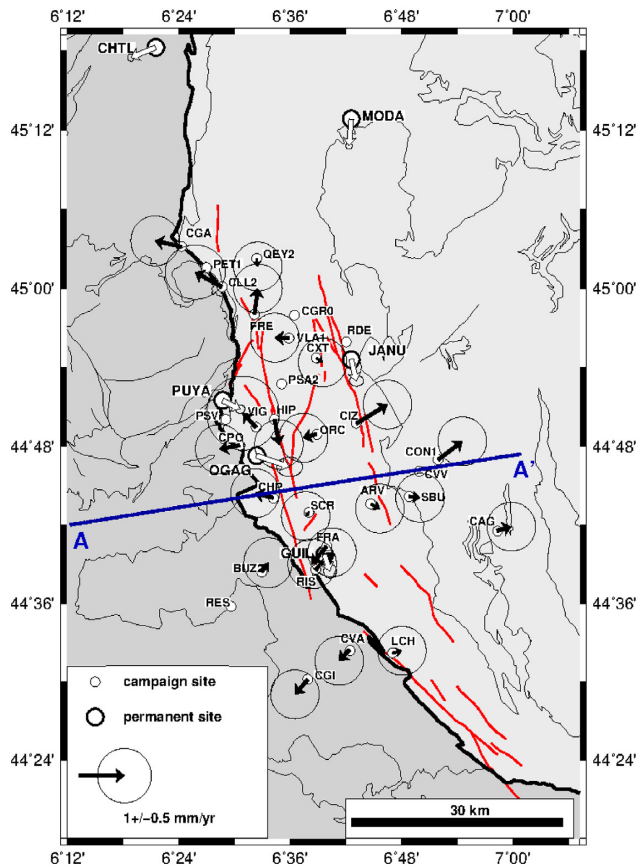
The velocities were estimated using the Kalman filter GLOBK. To evaluate meaningful velocity uncertainties, the real sigma strategy has been applied (Reilinger *et al.* 2006). This strategy evaluates the amount of Markov noise individually for the three position components of each of the permanent stations. A conservative amount of Markov noise was attributed to the survey stations with 4 and 8 mm<sup>2</sup> yr<sup>-1</sup> on the horizontal and vertical components, respectively (Vernant *et al.* 2004). The uncertainties output by GLOBK on the velocity estimates depend mostly on the amount of Markov noise attributed to the stations. Therefore, the uncertainties of campaign sites are systematically larger than permanent sites, while otherwise both campaign and permanent site uncertainties depend mostly on the time span of instrumentation of the site (Supporting Information 1 and 2).

The stabilization frame ITRF2014 is defined by 36 IGS stations. Horizontal velocities are calculated with respect to stable Eurasia by determining the rigid plate motion using 46 Eurasian stations. The Euler pole for the Eurasian plate with respect to ITRF2014 is found at  $55.378 \pm 0.176^\circ$ N and  $-97.946 \pm 0.387^\circ$ E with a corresponding rotation rate of  $0.263^\circ$  My<sup>-1</sup> (Cartesian rotation components and their covariance are available in Supporting Information 2), which is consistent with previous studies (Walpersdorf *et al.* 2015; Altamimi *et al.* 2016). The resulting velocity field and their uncertainties are presented and discussed in the following Section 4.

## 4 RESULTS

### 4.1 Velocity field

Thanks to the long observation span, almost all horizontal site velocities have converged to values below 1 mm yr<sup>-1</sup>, which was considered as a velocity threshold for tectonic significance in this slowly deforming region (Walpersdorf *et al.* 2015, 2018; Nguyen *et al.* 2016; Nocquet *et al.* 2016). Exceptions are sites RES, CVV,



**Figure 2.** Velocity field with respect to Eurasia obtained by the local tie solution (black vectors). White vectors are the permanent stations located within the Briançon network. GPS velocities are projected on profile AA' (see Section 4.3 for details). See Fig. 1 for underlying geological units and fault traces.

PSA, CGR, PET, PSV and RDE with velocities at least one and a half-times higher than the maximum expected tectonic signal. Field investigations confirmed that they were not installed on bedrock. These stations were thus excluded from the velocity field presented in this study.

The processed GNSS data set combines measurements made over 20 yr (for the bolt markers installed in 1996), and 10 yr (for the forced centring markers), together with local tie measurements between the two benchmarks of each site. Given the richness of the measurements, which display a high degree of redundancy, we conduct methodological tests to identify the optimal use of the final data set. These tests, based on a dispersion criterion of the velocities (Pinget 2016), are presented in Supporting Information 3. The results indicate that the most coherent velocity field combines the velocity derived from (1) two campaigns on the old markers (1996 and 2006), and (2) three campaigns on the new markers (2006, 2011 and 2016). This solution uses the local tie data of 2006 and excludes the position data of the 2016 survey on classical bolt marks. This velocity field, shown in Fig. 2, identified in the tests as the 'local tie solution', forms the basis of the following analysis.

The velocity amplitudes with respect to stable Eurasia range from 0.2 to 0.9 mm yr<sup>-1</sup>. The uncertainties are  $\pm 0.45$  mm yr<sup>-1</sup> for campaign sites instrumented during four surveys. The uncertainties are higher for several sites that were not instrumented during each survey, such as VIG1 ( $\pm 0.8$  mm yr<sup>-1</sup>). The uncertainties of the permanent stations range from  $\pm 0.06$  mm yr<sup>-1</sup> for MODA (which

is the oldest station of the network) to  $\pm 0.25$  mm yr<sup>-1</sup> for OGAG (which is the youngest).

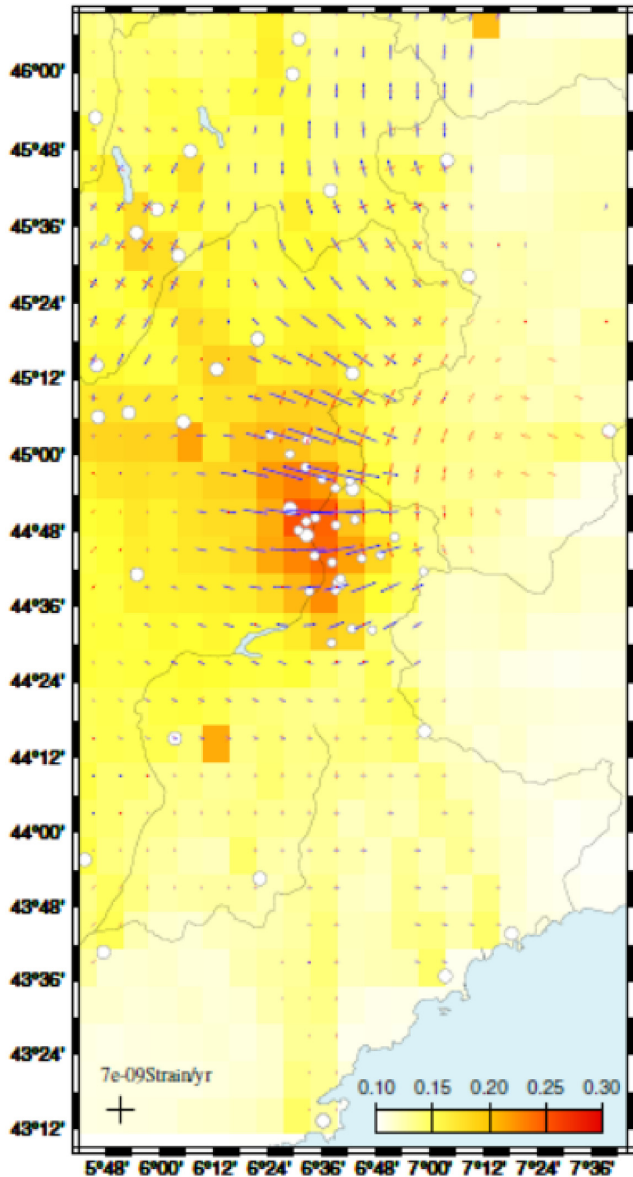
The velocity field reveals a coherent pattern. The majority of the stations located west of the HDF are moving westward, while those to the east are moving eastward. This pattern was a feature of the velocity field previously derived by Walpersdorf *et al.* (2015). With respect to this preliminary solution, our velocity field is more coherent, with only PUYA, OGAG, VLA1, ORC and SCR not following this pattern. Also, the general northward motion previously seen for the campaign stations, and which was thought to result from limited ties between the classical and the new markers, is now attenuated following inclusion of the 2016 measurements. Based on the observation of a general east-west extension in the network, and on the evidence of the HDF being the major active fault in the region (see Section 2), we make the basic first-order hypothesis that the regional deformation is dominated by the relative extensional motion of two tectonic blocks separated by the HDF. We use this hypothesis as a criterion to evaluate the quality of the different velocity solutions. We computed the average absolute deviation to the mean velocity on each side of the fault (Supporting Information 3), and used this dispersion measurement to classify the velocity solutions. For the 'local tie' solution, the dispersions of the east and north velocity components are 0.06 and 0.08 mm yr<sup>-1</sup> on the western block, and 0.03 and 0.18 mm yr<sup>-1</sup> on the eastern block. The dispersion on each side of the main active fault is small, thereby supporting our initial hypothesis that deformation of the Briançon region is well characterized by two blocks along the HDF.

#### 4.2 Strain rate field

The evaluation of strain rate tensors allows us to further analyse the deformation field, since they make use of redundancies between nearby stations. Large-scale geodetic strain rate fields have been successfully derived from permanent stations throughout the Western Alps (Walpersdorf *et al.* 2018) and Europe (Sanchez *et al.* 2018). Both studies confirm the extension in the Briançon area that has previously been reported (Walpersdorf *et al.* 2015). Our study aims at exploiting the enhanced precision brought by the re-measurement of the dense local network in 2016, with the aim of increasing spatial resolution of the strain rate field, thereby allowing us to better characterize the zone of extension inside the Briançon region. For that purpose, the strain rate field will be used to validate our initial hypothesis of two microblocks separated by an active fault (the HDF).

The first strain rate introduced here corresponds to a single rate for the entire local network. It reveals (1) an east-west extension rate of  $20 \pm 2$  nanostrain yr<sup>-1</sup> (azimuth of  $118 \pm 3^\circ$  from north), equivalent to a velocity difference of 2 mm yr<sup>-1</sup> over 100 km, and (2) a smaller north-south compressive component of  $8 \pm 2$  nanostrain yr<sup>-1</sup>. This strain tensor is consistent with the one determined by Walpersdorf *et al.* (2015), yielding an extension rate of  $16 \pm 8$  nanostrain yr<sup>-1</sup>.

Our data are too noisy, with respect to the weak total deformation, to determine strain rates based on a simple triangulation method (e.g. Delaunay triangulation, Shewchuk 1996). Therefore, we applied a smoothing filter between nearby stations of the network to estimate the strain rate tensors. The baseline length variation approach uses the distance changes between all pairs of stations (Masson *et al.* 2014). This strategy reduces the dependency on a single station's velocity with respect to the neighbouring stations by cumulating the deformation of all baselines where they cross a grid cell. The impact of an outlier velocity at one station is thus



**Figure 3.** Strain rates in the Western Alps, based on permanent and survey GPS station velocities. Extension = blue arrows, compression = red arrows. Circles = permanent and survey GPS stations. Cells of  $0.1^\circ \times 0.1^\circ$  are coloured according to the model resolution of the strain rate (dimensionless criterion, defined in Masson *et al.* 2014).

reduced, and does not create an inaccurate local strain patch. In our study, horizontal strain rate tensors are estimated from variations in geodetic distance (‘baseline length’) using this STIB code (Masson *et al.* 2014). To do so, we embed our study area in a much larger one (from  $3^\circ$  to  $10^\circ$ E and  $41^\circ$  to  $49^\circ$ N, Fig. 3). The strain tensors are computed on a  $0.1^\circ \times 0.1^\circ$  grid, with a constant 15 km smoothing distance throughout the network. The accuracy of the model is given through the diagonal term of the model resolution matrix in each cell (color density in Fig. 3).

The strain rate field confirms the existence of an E-W extension pattern spread over the whole campaign network. The extension amplitude decreases north of our area and turns to a more N-S orientation, coherent with both the geodetic analysis by Walpersdorf *et al.* (2018) and the overall seismotectonic framework (Sue *et al.* 1999; Delacou *et al.* 2004). The maximum extension is found in

the centre of the local Briançon network on the cells of  $44^\circ 51'$  N. Strain rate tensors summed between  $6^\circ 24'$  and  $7^\circ$ E on this parallel reach 23 nanostrain  $\text{yr}^{-1}$ . However, the extension is distributed over the whole network and thus is not localized within a single cell. The model resolution, given by the diagonal term of the resolution matrix in each cell (Masson *et al.* 2014), depends mainly on the density and distribution of the baselines crossing the cell. This dimensionless quantity ranges from 0.12 to 0.27 in our network, and decreases below 0.1 in the other parts of the map. Only tensors having a resolution term over 0.1 are shown in this strain field. Following Masson *et al.* (2014), who propose a more conservative value of 0.5 as a minimum threshold while applying STIB to a more actively deforming area, we acknowledge that one must be careful when interpreting our results.

#### 4.3 Localization of the deformation on a velocity profile: elastic dislocation modelling

An alternative method is to investigate the localization of the extensional motion by fitting the surface velocities by a dislocation model (Segall 2010). This modelling method has recently been used in various deformation contexts (e.g. Mousavi *et al.* 2013; Daout *et al.* 2016; Marinier *et al.* 2019). This first-order approach considers a screw dislocation propagating along an infinite buried line to model interseismic locking on a dip-slip fault.

The velocities along the profile are predicted by the following equation:

$$V_{mod} = -\frac{s}{\pi} \left( \cos \delta \left( \tan^{-1}(\zeta) - \frac{\pi}{2} \text{sgn}(x) \right) + \frac{\sin \delta - \zeta \cos \delta}{1 + \zeta^2} \right)$$

$$\text{where } \zeta = \frac{x - \frac{z}{\tan \delta}}{z}$$
(1)

With:

- $s$  = slip on the fault ( $\text{mm yr}^{-1}$ )
- $x$  = distance between the modelled velocity and the fault (km)
- $z$  = depth of fault bottom (km)
- $\delta$  = dip of the fault (radians)

We define a fault perpendicular profile AA' (Fig. 2) in the centre of the dense campaign network. We then project all station velocities (except the most distant ones: CHTL, MODA, CGI, CVA and LCH) onto this profile, to retrieve fault-perpendicular velocities. Models are computed investigating every possible combination of the four following parameters:

- (i) longitude of surface trace varying between  $6.4^\circ$  and  $7.5^\circ$  with  $0.1^\circ$  steps in longitude;
- (ii) dip varying from  $20^\circ$  to  $90^\circ$  with  $1^\circ$  steps;
- (iii) slip rate varying between 0 and  $2 \text{ mm yr}^{-1}$ , in  $0.1 \text{ mm yr}^{-1}$  steps; thus we explore three fault models: no faults (both slip rates equal 0), one fault (one slip rate equals 0 and the other  $> 0$ ), or two faults (both slip rates  $> 0$ );
- (iv) locking depth varying from 0 km for free-slipping faults to 15 km.

This parametric study provides constraints on the geometry of the fault as well as its location.

The depth of the bottom of the fault is fixed to 300 km in order to model an infinite fault. For each model, the root mean square (rms) residual is computed between the observed projected velocities and the modelled velocities:

$$\text{rms} = \sqrt{\frac{\sum (V_{obs} - V_{mod})^2}{N}}$$
(2)

Where:

$V_{obs}$  = observed fault perpendicular velocity component at one station

$V_{mod}$  = modelled fault perpendicular velocity at one station

$N$  = number of stations

As explained in Section 3, formal uncertainties associated with each station velocity may not be representative, especially for survey stations. Thus we do not take into account velocity uncertainties, which amounts to an equal weighting of all stations. The model showing the smallest rms is considered as the best-fitting model (Fig. 4).

We tested models with a single or two dislocations to compare the effect of one or two faults, respectively. The model computed for a single fault (dashed curve in the upper part of Fig. 4, and black line in the lower part) yields an rms value of  $0.27 \text{ mm yr}^{-1}$ . The best-fitting single-fault model is located 35 km along the profile. The associated parameters (a dip of  $55^\circ$ , a locking depth of 10 km and a slip rate of  $1.9 \text{ mm yr}^{-1}$ ) are consistent with the seismotectonic setting, and indicate a steep fault with a moderate locking depth (Section 2; Sue & Tricart 2003). The two-fault model does not significantly reduce the rms value below that of the single fault model (blue curve in the upper part of Fig. 4, and blue lines in the lower part). Therefore, we only consider the single fault model for our subsequent analysis; this fault represents the HDF, with the associated parameters derived from our unique fault model.

Fig. 5 shows the rms related to the one fault model grid search for a given pair of parameters. Two of the four parameters are free to vary, while the others are fixed to the values deduced from the best-fitting one fault model. Two examples are presented here: (1) varying slip rate with varying location of the fault (Fig. 5a), and (2) varying slip rate with varying locking depth (Fig. 5b). The first plot indicates that the fault longitude is well constrained. The second plot indicates that both fault slip rate and locking depth should increase together for rms values to remain low. However, both plots show that the slip rate of the fault is less well constrained, which may contribute to the relatively high slip rate in the best-fitting fault model.

Our results suggest that the westernmost fault (i.e. the HDF) acts as the major regional structure accommodating most of the measured deformation. This deformation is consistent with interseismic locking, as the observations fit the overall shape of a profile expected for a locked fault.

However, while our forward modelling highlights the variability and correlation between the different fault parameters, the amount of horizontal extension remains poorly constrained, probably due to block rotations which are not taken into account on the velocity profile. We therefore apply a complementary block rotation model based on our single fault model. Our aim is to estimate the fault slip rate that takes into account the rotation of tectonic units each side of the fault.

#### 4.4 Fault slip rate estimates: block model

We use a block model approach to reassess the horizontal fault slip velocities, following the approach of McCaffrey (2009, based on the DEFNODE code). The GPS velocity field is interpreted within the context of the regional tectonic framework, that is active faults separating non-deforming blocks, the motion of which are described by rotations about their Euler poles. This approach

allows an evaluation of the fault slip rate for the various faults in the model. The deformation field at the block boundaries due to fault locking is computed using the back-slip approach (Segall 2010). This strategy has the advantage that fewer parameters need to be tested compared with the elastic dislocation model.

Two blocks are defined at each side of the geological surface trace of the HDF. Fig. 6 shows the limits of the blocks used, with the observed GPS velocities in Fig. 6a and the velocities predicted by DEFNODE at each GPS site in Fig. 6b. The borders of the blocks which are not the HDF are slip freely. The computed velocities include the block rotation, plus a back-slip contribution due to interseismic fault locking close to the fault. The locking depth is here imposed (to prevent solving an underdetermined problem). The locking is constant along the strike. The interface is fully locked from 0 to 10 km and freely slipping below 10 km, the maximum depth of seismicity in the Briançon area (from seismic catalogues, e.g. FCAT-17, Manchuel *et al.* 2018). However, locking depths of 2, 5, 10, 15 and 20 km were tested and show similar fits to the observations. Stable Eurasia, considered as the reference frame of the computed velocities, is modelled by a block with null velocities west of the system.

The Euler poles describing the two block motions are found at  $6.7^\circ\text{E}$ ,  $43.9^\circ\text{N}$  for the western block and  $6.9^\circ\text{E}$ ,  $45.2^\circ\text{N}$  for the eastern one, with rotation rates of  $0.16 \pm 0.3$  and  $0.33 \pm 0.4 \text{ }^\circ\text{My}^{-1}$ , respectively. The values of the relative horizontal velocities perpendicular to the limit between the two blocks vary from 0.4 to  $0.5 \pm 0.3 \text{ mm yr}^{-1}$ . These velocities correspond to the extensional component of the deformation. The model also gives a smaller, fault parallel, dextral strike-slip component of  $0.1$  to  $0.2 \pm 0.3 \text{ mm yr}^{-1}$  along the fault.

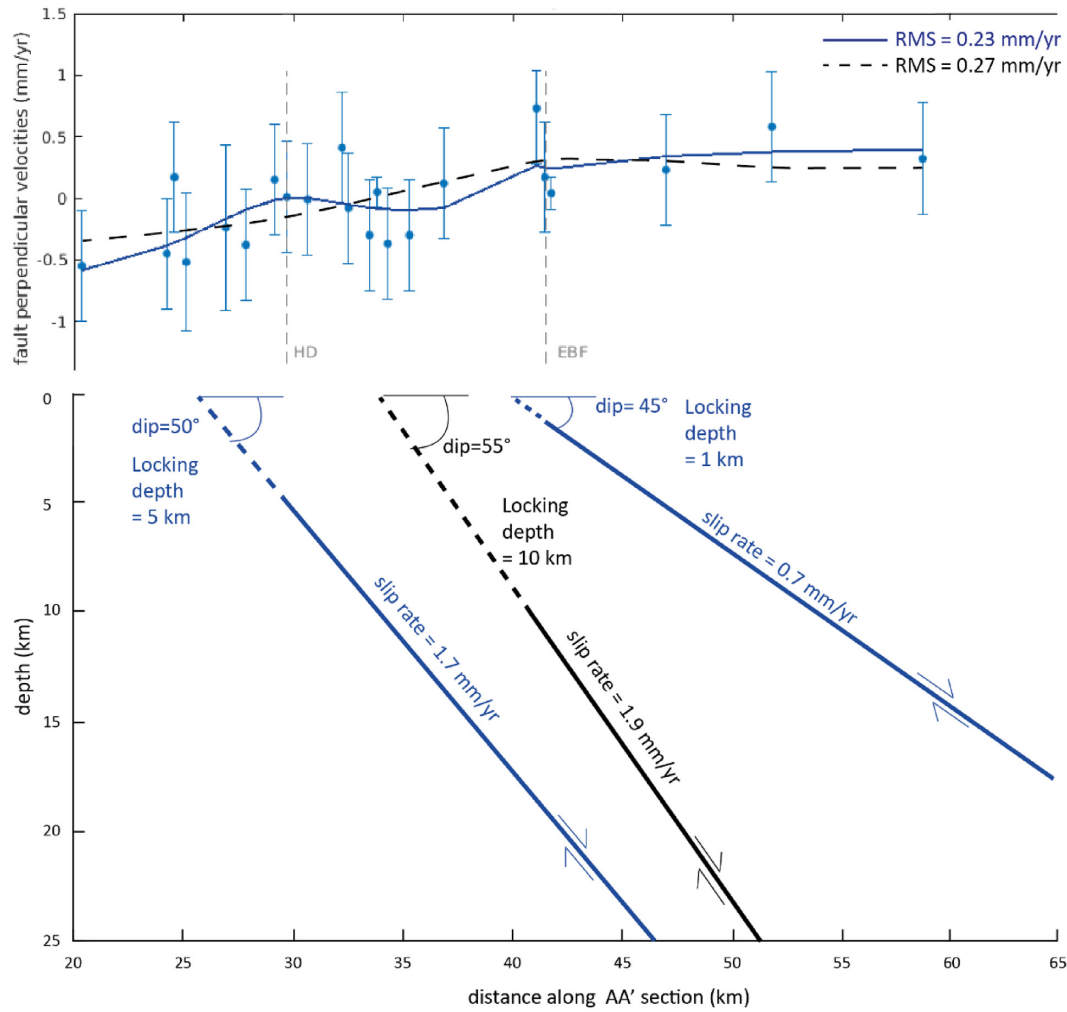
The normalized rms between modelled and observed (Fig. 6a, observed velocities from local tie solution, see Section 4.1 and Fig. 2) GPS velocities at each station reaches  $0.560 \text{ mm yr}^{-1}$ . The predicted velocities are small compared to the observed ones, but are nevertheless consistent with an E-W extension at plausible rates in this area of slow deformation.

The Euler poles, and therefore the predicted fault slip rates, are strongly dependent on the model parameters, such as the locking ratio (ratio of locked to total width of the fault), and uncertainties in GPS velocities. In particular, the software fits Euler poles to the stations with the smallest uncertainties. Therefore, the modelled velocities presented in Fig. 6b have been obtained by weighting equally each observed GPS velocity (in particular weighting equally both permanent and campaign stations).

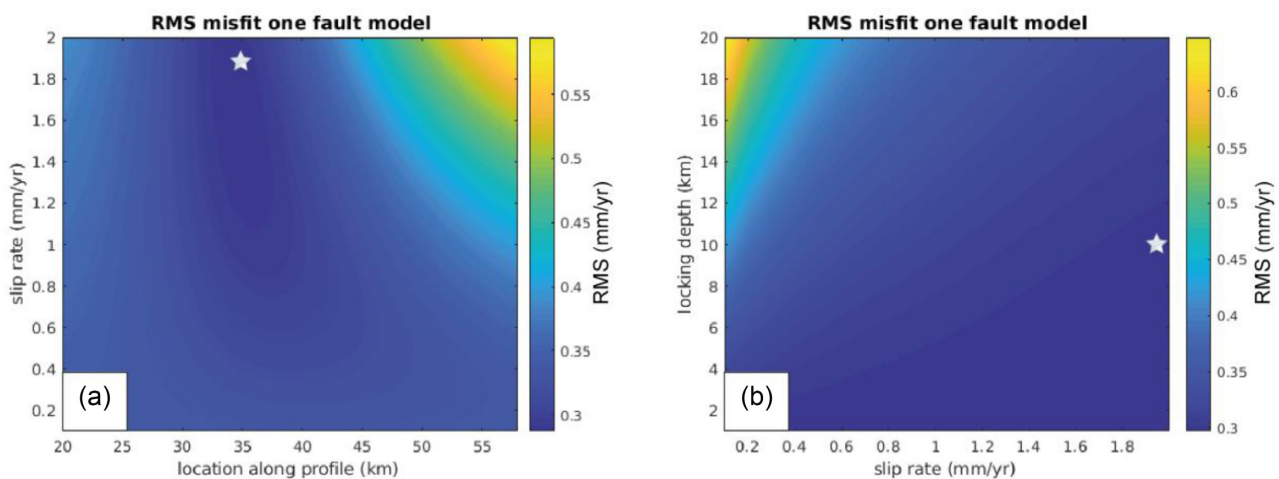
To evaluate the impact of fault locking, we run the same block modelling with a freely slipping fault. In this case, DEFNODE solves only for the block rotations. The total velocity at the freely slipping interface between the two blocks is  $0.2$  to  $0.3 \pm 0.2 \text{ mm yr}^{-1}$ . The normalized rms for this model is 0.628, which is higher than with fault locking. While the model fit cannot distinguish between different locking depths, it still favours a locked rather than a freely slipping fault interface.

The residuals remain high largely because of noise in the data, which is somewhat attenuated by the fourth survey (after 20 yr), but nevertheless still persistent. This noise is mainly due to the different motions of the permanent stations with respect to the survey stations. These differences may be explained both by the different time spans of observation leading to reference frame issues, and by the individual geological units in which the stations are located. Although we identified several outlier stations that were removed due to site

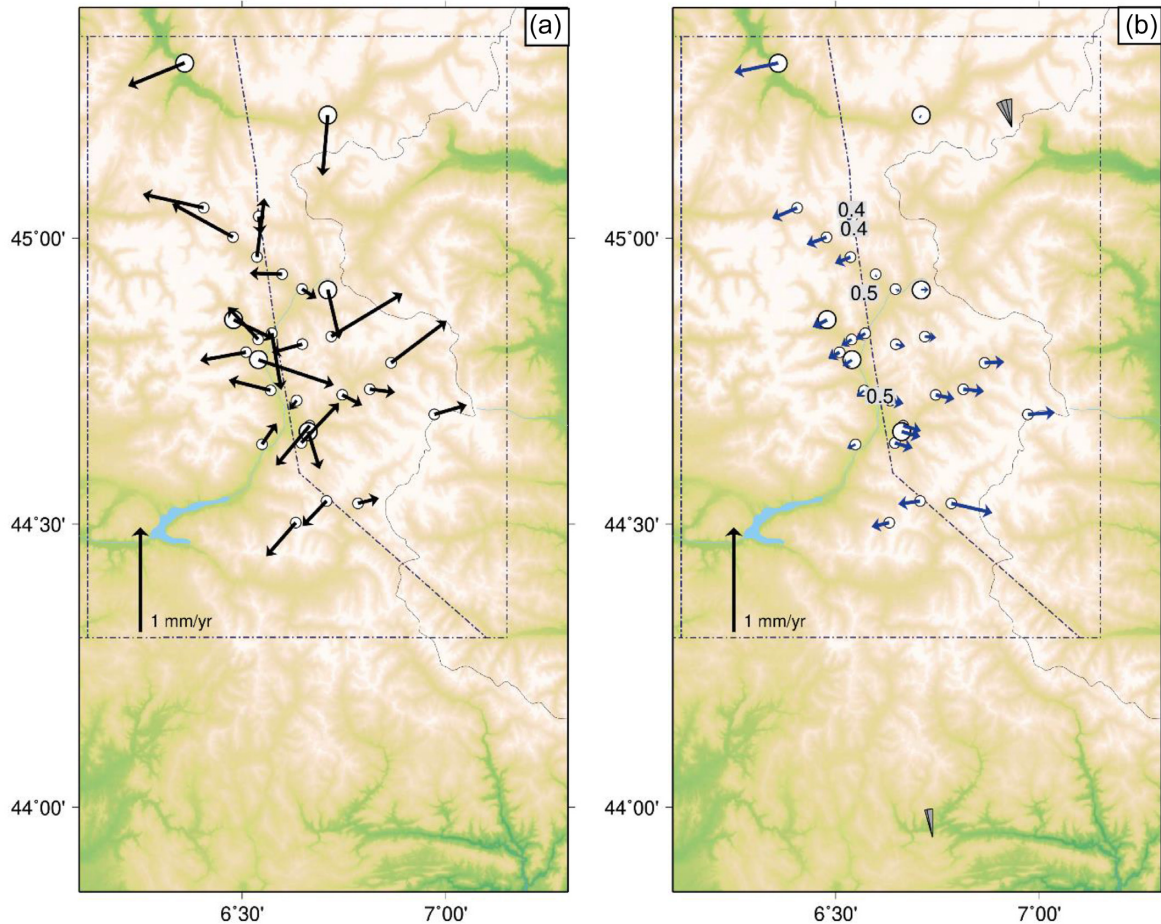




**Figure 4.** Upper plot: best-fitting one-fault (dashed curve) and two-fault (blue curve) models corresponding to the observed velocities (blue dots). Grey dashed lines mark the emplacement of surface geological evidence of the HDF and EBF, respectively. Lower plot: fault locations, dips and slip rates are indicated by black (one-fault model) and blue lines (two-fault model). X-axis indicates the distance along the profile AA' (location shown in Fig. 2). Y-axis shows the fault-perpendicular projected velocity in  $\text{mm yr}^{-1}$  (upper plot), and depth (bottom plot).



**Figure 5.** Grid search of the rms residual of the best one fault model for two parameters varying together: (a) slip rate of the fault varying from 0 to  $2 \text{ mm yr}^{-1}$ , location of the fault at the surface varying from 20 to 60 km along AA' profile (Fig. 2), all other parameters fixed; and (b) slip rate of the fault varying from 0 to  $2 \text{ mm yr}^{-1}$ , locking depth varying from 0 to 20 km, all other parameters fixed. Stars indicate parameter values retrieved from the preferred one fault model (Fig. 4).



**Figure 6.** Block model. Dashed blue lines define the block limits. The line between the two blocks represents the HDF. Values along the interface give the computed fault velocity (fault perpendicular, extensive component) in  $\text{mm yr}^{-1}$ . (a) Observed GPS velocities from the velocity field identified as the best solution (local tie solution, see Section 4.1 and Fig. 2). (b) Velocities computed from the model accounting for both block rotation and interseismic fault locking. The Euler poles of each block are represented by grey fans (upper one for the eastern block and lower one for the western block).

instabilities (Section 3), some additional corrupted stations likely remain in our analysis; stations which are subject to slope instabilities at velocities similar to the tectonic motion. Indeed, the study of the time-series show that there is no random noise associated with the unstable stations. This slope instability bias may therefore affect survey as well as permanent stations. Thus, if some stations measure a gravitational phenomenon at velocities close to the expected tectonic signal, we are unable (through GLOBK processing) to distinguish between stations valid for tectonic interpretation, and ones that are not.

Despite the scatter between the velocities estimated for survey and permanent stations, extension is found to be the principal slip component along the fault HDF interface, along with a minor component of right-lateral strike-slip. The block modelling takes into account more GPS station velocities than elastic dislocation modelling along a profile. In addition to evaluating the extent of fault locking while also considering block rotations, block modelling also enables us to derive complete slip rates on the fault, which take into account both strike-slip and dip-slip components. The residuals remain high; however the retrieved slip rates are consistent with the expected tectonic signal. Eventually, we estimate that the uncertainties on the geodetic slip rates are coherent with the lower bound of the seismic potential of the HDF based on its historical seismicity (Section 5.2).

## 5 DISCUSSION

### 5.1 Resolution limits of strain rate fields

The first part of our work consisted in assessing whether the deformation in the Briançon region was distributed or localized onto a specific fault. Strain rate estimation using the STIB method (Section 4.2) did not enable us to identify the location of any particular fault. However, the general pattern is in good agreement with larger scale strain fields, such as the one evaluated by STIB on the Western Alps (which includes the same permanent data as in our computation, see Walpersdorf *et al.* 2018). In the large-scale strain field ( $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  grid) of Walpersdorf *et al.* (2018), extension is localized in our study area, with the diagonal term of the resolution matrix larger than 0.5 in the cells encompassing the Briançon area. The change of scale from a regional to a local network appears to be difficult to realize with the STIB software, which is limited to the use of a constant smoothing distance throughout the network.

As the GPS stations are not equally distributed over the area, allowing the smoothing distance to vary may reduce the uncertainties, while increasing both spatial and model resolution. We therefore implemented another strain rate computation software (VISR, from Shen *et al.* 2015) to compute strain rates based on a smoothing distance which depends on the density of stations in the vicinity

of a given cell. However, no sufficient model resolution could be reached in each individual cell.

One explanation for the difficulty to establish a high spatial resolution strain rate field is that the dense local velocities are slow and not yet coherent enough to constrain a relevant strain rate field over the short distances in our network. Indeed, over distances below a few hundred meters, the resolution of individual velocity estimates must be still better than the one obtained by 10–20 yr of campaign measurements, or some 10 yr of permanent data (of the order of  $0.2 \text{ mm yr}^{-1}$ , Tarayoun 2018). Given the strain rate value is a difference of velocities integrated over a given distance, the signal-to-noise ratio is still too low inside the width of our network ( $\sim 50 \text{ km}$ ).

## 5.2 Implications of geodetic slip rate on seismogenic potential

The next part of our study (elastic modelling on a profile, Section 4.3) has shown that the GPS observations in the Briançon region are most compatible with the existence of a single active fault at the location of the HDF. Assessing the distribution of the deformation around a given fault by block modelling (Section 4.4) enables us to evaluate a range of possible slip rates along the fault. The best model thus corresponds to values projected along the interface between  $0.3$  and  $1.4 \text{ mm yr}^{-1}$  of total slip rate, which takes into account both fault-parallel and fault-perpendicular components (and their uncertainties), with a locking depth of  $10 \text{ km}$  (consistent with seismic catalogues and compatible with the GPS observations). Interseismic slip rates on faults and associated locking depths can be a useful input to quantify the hazard related to a specific fault or to a fault network. The relatively shallow locking depth of  $10 \text{ km}$  retrieved from seismic catalogues and consistent with GPS velocities could suggest low-to-moderate moment accumulation. This value, along with the estimated slip rate of the fault, can be used to compute a geodetic equivalent moment rate (e.g. Brune 1968; Ward 1994):

$$\dot{M}_0 = \mu s A \quad (3)$$

Where  $\mu$  is the rigidity modulus in  $\text{N}\cdot\text{m}^{-2}$ ,  $s$  is the slip rate in  $\text{m yr}^{-1}$  and  $A$  is the locked area of the fault in  $\text{m}^2$ .

The area depends on the length of the segment along-strike that is considered capable of rupturing in a single event. Assuming a single-segment rupture scenario, and taking into account the longest segment of the fault, we consider a rupture length of  $30 \text{ km}$ . (We do not investigate the effect of uncertainties on  $\mu$  or maximum  $A$ , which falls into the scope of seismic hazard assessment). For this maximum single-segment scenario, and considering a fault rupture area of  $30 \times 10 \text{ km} = 300 \times 10^6 \text{ m}^2$ ; with  $\mu = 3.2 \times 10^{10} \text{ N}\cdot\text{m}^{-2}$ , we obtain a minimum estimate of  $\dot{M}_0 = 2.9 \times 10^{15} \text{ N}\cdot\text{m yr}^{-1}$  (for a slip rate on the fault of  $0.3 \text{ mm yr}^{-1}$ ), and a maximum  $\dot{M}_0 = 1.4 \times 10^{16} \text{ N}\cdot\text{m yr}^{-1}$  (for a slip rate on the fault of  $1.4 \text{ mm yr}^{-1}$ ), considering minimum and maximum values of slip rate respectively, which take into account both along-strike and along-dip components of the slip and their lowest and highest uncertainty bounds, respectively.

The equivalent moment rate accumulated by fault locking can be compared with the actual moment rate released annually in the area based on seismic catalogues. We use the FCAT-17 catalogue (Manchuel *et al.* 2018), which is the first database encompassing both historical and instrumental events for the whole of France. The summation of event moments in a given area, divided by the time

span of a given period, allows us to obtain annual seismic moment rates. We compare the geodetic and seismic rates for the same area. First, we summed event moments in the area covered by our local geodetic network, from  $6.0^\circ$  to  $7.0^\circ\text{E}$  and  $44.3^\circ$  to  $45.3^\circ\text{N}$ . The annual seismic moment rate derived in the area of interest from the FCAT-17 catalogue corresponds to  $7.71 \times 10^{13} \text{ N}\cdot\text{m yr}^{-1}$  (when only instrumental seismicity from 1965 + is taken into account), which is two orders of magnitude less than the geodetic rate. However, the seismic moment rate reaches  $2.67 \times 10^{15} \text{ N}\cdot\text{m yr}^{-1}$  if we also consider historical seismicity of the Briançon area. Thus, the moment rate difference can be explained by a few historical events representing most of the moment release. Instrumental seismicity in the area indeed reaches only  $M_w$  3.5, while seven historical events have associated moment magnitudes ranging from 4.3 to 5.6. Therefore, the rate estimate largely depends on the uncertainties on the biggest historical earthquakes. These seven events have a mean magnitude uncertainty of 0.4 (Manchuel *et al.* 2018), with an inversion flag of 3 over 4 (flag 1 corresponding to the less well-constrained inversions, Manchuel *et al.* 2018).

The value of moment per year accounting for both historical and instrumental seismicity is of the same order as the minimum moment rate derived from geodetic slip rates on the modelled HDF. This would suggest that all or the main part of the geodetic deformation measured in the Briançon area could be released by the current seismic activity. The current geodetic deformation could be representative of the mid-term (historical and instrumental) seismicity rate, which corresponds to about one  $M_w$  4 event each year. This result clarifies the comparison between geodetic and seismic strain rates developed by Sue *et al.* (2007b), and reworked by Walpersdorf *et al.* (2015). On the other hand, the discrepancy we obtain between the maximum estimate of moment rate from geodesy and the maximum estimate from seismic catalogues could be representative of the part of aseismic processes measured by geodesy. Another explanation could also stand in the completeness of the historical catalogues, which is not reached before 1625 for  $M_w > 5.0$  earthquakes in the region (Hannouz 2019).

Some processes not linked to plate tectonics (e.g. erosion, glacial isostatic adjustment and mantle upwelling) could also induce extension at the surface as well as uplift. It has been proposed that more than one of these processes contributes to the present day uplift and extension of the Western Alps (see review and discussion in Sternai *et al.* 2019). However, there is still no consensus on the relative contribution of each process on the observed uplift values. Given the magnitude of horizontal velocities is one order of magnitude smaller than the vertical velocities, it would be challenging to determine the role of fault loading and far-field plate tectonics with respect to surface and deep intrinsic processes from the horizontal component of deformation.

## 6 CONCLUSION

This study takes advantage of a dense and highly redundant GPS network in the south western Alps to (1) constrain the strain field of this low deformation region, (2) identify which tectonic structures contribute to the accommodation of regional tectonic motion and (3) characterize the seismogenic potential of active faults in the region.

By incorporating a new (fourth) GPS campaign, we first extend the period of GPS observation in the south western Alps to 20 yr. This considerably increases the spatial resolution of the slow

deformation pattern compared to earlier studies (based on three surveys over 15 yr). The spatial resolution is now good enough to link the strain field to known tectonic structures, and characterize the seismogenic potential of individual faults.

The general pattern of E-W extension was previously identified in the Briançon area by seismotectonic and geodetic studies, albeit without knowing whether the deformation was diffuse or localized onto one or more active faults. Through a combination of different analysis methods, we determine the characteristics of active faulting in the Briançon region. Exploiting redundancy of the GPS velocities in the dense network, we better locate where extensional deformation is accommodated in the region using an elastic dislocation modelling approach. Extension is largely accommodated on a single active N-S trending normal fault. The location and geometry of the fault is consistent with a known geological fault, the HDF, which is a major active structure within a dense network of smaller range-parallel faults located within the eastern French Alps.

We develop a kinematic block model for the region, incorporating the observed velocity field, along with information on known geological structures, to retrieve details on the tectonic behavior of the HDF. Despite substantial slip rate uncertainty, the lower bound of moment accumulation rate predicted for the HDF is found to be consistent with the seismic moment released during the historical and instrumental periods (corresponding to  $\sim 1 M_w 4$  event each year).

Future re-measurement of the French Alps GPS network will likely yield further improvements in the precision of station velocities, such that both the horizontal and the vertical components will allow a robust assessment of the origin and significance of extension in the Western European Alps. Furthermore, a combined analysis of higher quality horizontal and vertical deformation would also help to address the issues commonly raised in the Alps, such as the way these components are linked, their relative impacts on the current seismicity, as well as the way they are related to the chain's topography and deep structure.

## ACKNOWLEDGEMENTS

This work was funded by both the IRSN (Institut de Radioprotection et de Sûreté Nucléaire) and the LabEx OSUG@2020 (Investissements d'avenir - ANR10LABX56). We first thank the Editor, Pr Duncan Agnew, as well as Pr Kurt Feigl and an anonymous reviewer for their constructive comments. We are particularly thankful to James Hollingsworth who was of great help in improving our manuscript. Instruments used during the 2016 GNSS survey were provided by GPSmob, which is a RESIF (Réseau Sismologique et Géodésique Français) targeted action. We would also like to thank all the operators of the 2016 GNSS survey: C. Berthier, M. Deheuvels, A. Déprez, A. Esparel, G. Ferhat, J. Forner, R. Gahéry, G. Gibert, L. Harel, G. Jolain, A. Laurin, E. Lewin, M. Maret, A. Mercier, E. Poirier, A. Potier, A. Replumaz, M. San-Jose, C. Sue, P. Talour and I. Tavel-Besson, without whom this study would not have been possible.

## REFERENCES

Altamimi, Z., Rebischung, P., Metivier, L. & Collilioux, X., 2016. ITRF2014: a new release of the International Terrestrial Reference Frame modeling nonlinear station motions, *J. geophys. Res.*, **121**, doi:10.1002/2016JB013098.

- Brune, J.N., 1968. Seismic moment, seismicity, and rate of slip along major fault zones, *J. geophys. Res.*, **73**(2), 777–784.
- Böhm, J., Niell, A., Tregoning, P. & Schuh, H., 2006. Global Mapping Function (GMF): a new empirical mapping function based on numerical weather model data, *Geophys. Res. Lett.*, **33**(7), doi:10.1029/2005GL025546.
- Calais, E., Nocquet, J.M., Jouanne, F. & Tardy, M., 2002. Current strain regime in the Western Alps from continuous Global Positioning System measurements, 1996–2001, *Geology*, **30**(7), 651–654.
- Champagnac, J.D., Molnar, P., Anderson, R.S., Sue, C. & Delacou, B., 2007. Quaternary erosion-induced isostatic rebound in the western Alps, *Geology*, **35**(3), 195–198.
- Chéry, J., Vigny, C., Meyer, B., Ferhat, G., Anzidei, M., Bayer, R. & Gamond, J.-F., 1995. Global Positioning System network monitors the western Alps, *EOS, Trans. Am. geophys. Un.*, **76**(48), 489–489.
- D'Agostino, N., Avallone, A., Cheloni, D., D'Anastasio, E., Mantenuto, S. & Selvaggi, G., 2008. Active tectonics of the Adriatic region from GPS and earthquake slip vectors, *J. geophys. Res.*, **113**(B12), 12, doi:10.1029/2008JB005860.
- Daout, S., Barbot, S., Peltzer, G., Doin, M.-P., Liu, Z. & Jolivet, R., 2016. Constraining the kinematics of metropolitan Los Angeles faults with a slip-partitioning model, *Geophys. Res. Lett.*, **43**, 11 192–111 201.
- Delacou, B., Sue, C., Champagnac, J.-D. & Burkhard, M., 2004. Present-day geodynamics in the bend of the western and central Alps as constrained by earthquake analysis, *Geophys. J. Int.*, **158**(2), 753–774.
- Delacou, B., Sue, C., Champagnac, J.D. & Burkhard, M., 2005. Origin of the current stress field in the western/central Alps: role of gravitational re-equilibration constrained by numerical modelling, *Geol. Soc. Lond., Spec. Publ.*, **243**(1), 295–310.
- Delacou, B., Sue, C., Nocquet, J.M., Champagnac, J.D., Allanic, C. & Burkhard, M., 2008. Quantification of strain rate in the Western Alps using geodesy: comparisons with seismotectonics, *Swiss J. Geosci.*, **101**(2), 377–385.
- Hannouz, E., 2019. *Quantification des taux de déformation sismique dans la zone de transfert tectonique des Alpes à la Vallée du Rhône*, Master thesis, University Grenoble Alpes, Grenoble.
- Herring, T.A., King, R.W., Floyd, M.A. & McClusky, S.C., 2015. *Introduction to GAMIT/GLOBK, Release 10.6*, Mass. Institute of Technology, Cambridge.
- Lyard, F., Lefevre, F., Letellier, T. & Francis, O., 2006. Modelling the global ocean tides: modern insights from FES2004, *Ocean Dyn.*, **56**(5–6), 394–415.
- Manchuel, K., Traversa, P., Baumont, D., Cara, M., Nayman, E. & Durouchoux, C., 2018. The French seismic CATalogue (FCAT-17), *Bull. Earthq. Eng.*, **16**(6), 2227–2251.
- Marinière, J., Nocquet, J.-M., Beauval, C., Champenois, J., Audin, L., Alvarado, A., Baize, S. & Socquet, A., 2019. Geodetic evidence for shallow creep along the Quito fault, Ecuador, *Geophys. J. Int.*, doi:10.1093/gji/ggz564.
- Masson, F., Lehejue, M., Ziegler, Y. & Doubre, C., 2014. Strain rate tensor in Iran from a new GPS velocity field, *Geophys. J. Int.*, **197**(1), 10–21.
- McCaffrey, R., 2009. Time-dependent inversion of three-component continuous GPS for steady and transient sources in northern Cascadia, *Geophys. Res. Lett.*, **36**, doi:10.1029/2008GL036784.
- Mousavi, Z., Walpersdorf, A., Walker, R.T., Tavakoli, F., Pathier, E., Nankali, H.R.E.A. & Djamour, Y., 2013. Global Positioning System constraints on the active tectonics of NE Iran and the South Caspian region, *Earth planet. Sci. Lett.*, **377**, 287–298.
- Nguyen, H., Vernant, P., Mazzotti, S., Khazaradze, G. & Asensio Ferreira, E., 2016. 3D GPS velocity field and its implications on the present-day postorogenic deformation of the Western Alps and Pyrenees, *Solid Earth*, **7**, 1349–1363.
- Nocquet, J.M. *et al.*, 2016. Present-day uplift of the western Alps, *Sci. Rep.*, **6**, 28404. doi:10.1038/srep28404.
- Pinget, L., 2016. *Le champ de déformation 3D des Alpes occidentales par 20 ans de données GNSS*, Master thesis, University Grenoble Alpes, Grenoble.

- Reilinger, R. *et al.*, 2006. GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions, *J. geophys. Res.*, **11**(B5), doi:10.1029/2005JB004051.
- RESIF, 2017. RESIF-RENAG French national Geodetic Network. RESIF—Réseau Sismologique et géodésique français. Available at: <https://doi.org/10.15778/resif.org>, (last accessed 05/06/2020).
- Sánchez, L., Ch, V., Sokolov, A., Arenz, H. & Seitz, F., 2018. Present-day surface deformation of the Alpine region inferred from geodetic techniques, *Earth Syst. Sci. Data*, **10**(3), 1503–1526.
- Segall, P., 2010. *Earthquake and Volcano Deformation*, Princeton Univ. Press, 456pp.
- Shen, Z.K., Wang, M., Zeng, Y. & Wang, F., 2015. Optimal interpolation of spatially discretized geodetic data, *Bull. seism. Soc. Am.*, **105**(4), 2117–2127.
- Shewchuk, J.R., 1996. Triangle: Engineering a 2D quality mesh generator and Delaunay triangulator, in *Workshop on Applied Computational Geometry*, pp. 203–222, Springer, Berlin, Heidelberg.
- Stampfli, G.M., Borel, G.D., Marchant, R. & Mosar, J., 2002. Western Alps geological constraints on western Tethyan reconstructions, *J. Virtual Explorer*, **8**, pp. 75–104.
- Sternaï, P., Sue, C., Husson, L., Serpelloni, E., Becker, T.W., Willett, S.D. & Valla, P., 2019. Present-day uplift of the European Alps: evaluating mechanisms and models of their relative contributions, *Earth Sci. Rev.*, vol. 190, pp. 589–604, doi:10.1016/j.earscirev.2019.01.005.
- Sue, C. & Tricart, P., 1999. Late alpine brittle extension above the Frontal Pennine Thrust near Briançon, western Alps, *Eclogae Geol. Helv.*, **92**(2), 171–181.
- Sue, C., Thouvenot, F., Fréchet, J. & Tricart, P., 1999. Widespread extension in the core of the western Alps revealed by earthquake analysis, *J. geophys. Res.: Solid Earth*, **104**(B11), 25611–25622.
- Sue, C., Martinod, J., Tricart, P., Thouvenot, F., Gamond, J.F., Fréchet, J. & Grasso, J.R., 2000. Active deformation in the inner western Alps inferred from comparison between 1972-classical and 1996-GPS geodetic surveys, *Tectonophysics*, **320**(1), 17–29.
- Sue, C. & Tricart, P., 2002. Widespread post-nappe normal faulting in the Internal Western Alps: a new constraint on arc dynamics, *J. geol. Soc.*, **159**(1), 61–70.
- Sue, C. & Tricart, P., 2003. Neogene to ongoing normal faulting in the inner western Alps: a major evolution of the alpine tectonics, *Tectonics*, **22**, 1–25.
- Sue, C., Delacou, B., Champagnac, J.D., Allanic, C., Tricart, P. & Burkhard, M., 2007a. Extensional neotectonics around the bend of the Western/Central Alps: an overview, *Int. J. Earth Sci.*, **96**(6), 1101–1129.
- Sue, C., Delacou, B., Champagnac, J.D., Allanic, C. & Burkhard, M., 2007b. Aseismic deformation in the Alps: GPS vs. seismic strain quantification, *Terra Nova*, **19**(3), 182–188.
- Schwartz, S., Guillot, S., Tricart, P., Bernet, M., Jourdan, S., Dumont, T. & Montagnac, G., 2012. Source tracing of detrital serpentinite in the Oligocene molasse deposits from the western Alps (Barrême basin): implications for relief formation in the internal zone, *Geol. Mag.*, **149**(5), 841–856.
- Tarayoun, A., 2018. *Localisation de la déformation et de la sismicité en domaine intraplaque: réactivation des paléo-structures crustales et lithosphériques*, PhD thesis, Université de Montpellier, Montpellier.
- Tregoning, P. & van Dam, T., 2005. Atmospheric pressure loading corrections applied to GPS data at the observation level, *Geophys. Res. Lett.*, **32**(22), doi:10.1029/2005GL024104.
- Tricart, P., Lardeaux, J.M., Schwartz, S. & Sue, C., 2006. The late extension in the inner western Alps: a synthesis along the south-Pelvoux transect, *Bull. géol. Soc. France*, **177**(6), 299–310.
- Tricart, P., 1984. From passive margin to continental collision: a tectonic scenario for the Western Alps, *Am. J. Sci.*, **284**(2), 97–120.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M.R., Vigny, C., Masson, F. & Tavakoli, F., 2004. Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman, *Geophys. J. Int.*, **157**(1), 381–398.
- Vernant, P., Hivert, F., Chery, J., Steer, P., Cattin, R. & Rigo, A., 2013. Erosion-induced isostatic rebound triggers extension in low convergent mountain ranges, *Geology*, **41**(4), 467–470.
- Walpersdorf, A. *et al.*, 2015. Coherence between geodetic and seismic deformation in a context of slow tectonic activity (SW Alps, France), *J. Geodyn.*, **85**, 58–65.
- Walpersdorf, A., Pinget, L., Vernant, P., Sue, C. & Deprez, A. RENAG team, 2018. Does long-term GPS in the Western Alps finally confirm earthquake mechanisms?, *Tectonics*, **37**(10), 3721–3737.
- Ward, S.N., 1994. A multidisciplinary approach to seismic hazard in southern California, *Bull. seism. Soc. Am.*, **84**(5), 1293–1309.

## SUPPORTING INFORMATION

Supplementary data are available at [GJI](https://doi.org/10.1111/gji.12221) online.

**Supplementary 1.** Table of data acquisitions.

**Supplementary 2.** Table of velocities and uncertainties used in the study.

**Supplementary 3.** Data combination to derive the velocity field.

**Table S3.** Mean east ( $V_e$ ), north ( $V_n$ ) and total differences of stations' velocities on each side of the Durance fault for the four velocity fields.

**Figure S3.**  $\Delta v$  per station (red dots) and  $X\Delta v$  (grey line) representing global coherence between two velocity fields. The green line stands for the standard deviation ( $1\sigma$ ). (a) Coherence between local tie and equated solutions. (b) Coherence between local tie and bolt marks solutions. (c) Coherence between local tie and screw marks solutions.

Please note: Oxford University Press is not responsible for the content or functionality of any supporting materials supplied by the authors. Any queries (other than missing material) should be directed to the corresponding author for the paper.

## 5.2 Supporting Information

**Supplementary 1: table of data acquisitions**

station name	distance (m)	1996	2006	2011	2016
CON1	/	12h-48h	6-12h	/	48h
VLA1	/	12h-48h	6-12h	48h	48h
PET1	/	12h-48h	6-12h	48h	48h
CGR0	/	12h-48h	6-12h	48h	48h
VIG1	/	12h-48h	6-12h	/	/
CVV1	65.6	12h-18h	6-12h	/	48h
CVV2		/	6-12h	48h	48h
SBU0	71.7	12h-18h	6-12h	/	48h
SBU2		/	6-12h	48h	48h
LCH0	2.6	12h-18h	6-12h	/	48h
LCH2		/	6-12h	48h	48h
ARV0	8.4	12h-18h	6-12h	/	48h
ARV2		/	6-12h	96h/4d	30h/1.5d
CIZ0	6	12h-18h	6-12h	/	48h
CIZ2		/	6-12h	48h	48h
CVA0	84.2	12h-18h	6-12h	/	48h
CVA2		/	6-12h	48h	48h
RDE0	2.9	12h-18h	6-12h	/	48h
RDE2		/	6-12h	48h	48h
FRA0	166.2	12h-18h	6-12h	48h	48h
FRA2		/	6-12h	48h	48h
ORC0	11.6	12h-18h	6-12h	/	48h
ORC2		/	6-12h	48h	48h
CXT0	3.7	12h-18h	6-12h	/	48h
CXT2		/	6-12h	48h	48h
RIS0	26.9	12h-18h	6-12h	/	/
RIS2		/	6-12h	48h	48h
SCR0	4.7	12h-18h	6-12h	/	48h
SCR2		/	6-12h	48h	48h
CGI0	9.3	12h-18h	6-12h	/	48h
CGI2		/	6-12h	48h	48h
PSA0	7.2	12h-18h	6-12h	/	48h
PSA2		/	6-12h	48h	48h
CAG0	59	12h-18h	6-12h	/	48h
CAG2		/	6-12h	48h	48h
HIP0	5.7	12h-18h	6-12h	/	48h
HIP2		/	6-12h	48h	48h

CHP0	3.1	12h-18h	6-12h	/	96h/4d
CHP2		/	6-12h	96h/4d	96h/4d
BUZ0	14	12h-18h	6-12h	/	48h
BUZ2		/	6-12h	48h	48h
QEY0	50.5	12h-18h	6-12h	/	48h
QEY2		/	6-12h	48h	48h
FRE1	34.5	12h-18h	6-12h	/	48h
FRE2		/	6-12h	48h	48h
CPO0	4.4	12h-18h	6-12h	/	48h
CPO2		/	6-12h	48h	48h
PSV1	1659.8	12h-18h	6-12h	/	48h
PSV2		/	6-12h	48h	48h
RES0	3.4	12h-18h	6-12h	/	48h
RES2		/	6-12h	48h	48h
CLL1	100.2	12h-18h	6-12h	/	48h
CLL2		/	6-12h	48h	48h
CGA0	4.4	12h-18h	6-12h	48h	48h
CGA2		/	6-12h	48h	48h
station name	Installed				
	in				
MODA	1998				
JANU	2005				
PUYA	2005				
OGAG	2011				
CHTL	1999				
GUIL	2007				



**Supplementary 2: table of velocities and uncertainties used in the study**

Campaign stations	Longitude	Latitude	Ve (mm/yr)	sigma Ve (mm/yr)	Vn (mm/yr)	sigma Vn (mm/yr)
CAG	6.97216	44.69235	0.31	0.45	0.09	0.45
CON1	6.86573	44.78264	0.53	0.45	0.40	0.45
CVV	6.83157	44.76791	0.44	0.45	-1.47	0.46
SBU	6.81377	44.73628	0.24	0.45	-0.03	0.45
LCH	6.78442	44.53667	0.20	0.45	0.05	0.45
ARV	6.74550	44.72661	0.19	0.45	-0.10	0.45
CIZ	6.71892	44.82876	0.68	0.45	0.41	0.45
CVA	6.70716	44.54094	-0.23	0.45	-0.24	0.45
RDE	6.70061	44.93172	1.67	0.45	-1.14	0.45
FRA	6.66583	44.67262	-0.32	0.45	-0.38	0.46
ORC	6.64785	44.81538	-0.29	0.45	-0.08	0.45
CXT	6.64708	44.91155	0.14	0.45	-0.09	0.45
RIS	6.64560	44.64272	0.36	0.45	0.38	0.45
SCR	6.63356	44.71646	-0.07	0.45	-0.09	0.45
CGI	6.63183	44.50281	-0.28	0.45	-0.32	0.45
CGR	6.60805	44.96579	-0.26	0.45	-1.24	0.45
VLA1	6.59825	44.93699	-0.31	0.45	0.01	0.45
PSA	6.58524	44.87885	-1.20	0.45	-2.51	0.45

HIP	6.57238	44.83410	0.09	0.45	-0.54	0.45
CHP	6.57003	44.73445	-0.40	0.45	0.10	0.45
BUZ	6.54901	44.64002	0.14	0.45	0.20	0.46
QEY	6.54035	45.03763	0.02	0.45	-0.17	0.45
VIG1	6.53916	44.82369	-0.29	0.67	0.31	0.68
FRE1	6.53634	44.96720	0.07	0.45	0.56	0.45
CPO	6.50974	44.80112	-0.44	0.45	-0.08	0.45
PSV1	6.50188	44.82569	9.90	0.46	9.88	0.47
RES2	6.49366	44.59563	31.23	0.45	4.43	0.46
RES0	6.49365	44.59566	31.23	0.45	4.43	0.46
PSV2	6.48445	44.83401	-9.30	0.46	-6.73	0.47
CLL	6.47723	45.00193	-0.58	0.56	0.32	0.50
PET1	6.45047	45.02613	-1.94	0.45	-1.74	0.45
CGA	6.40510	45.05258	-0.58	0.45	0.13	0.46
Permanent stations	Longitude	Latitude	Ve (mm/yr)	sigma Ve (mm/yr)	Vn (mm/yr)	sigma Vn (mm/yr)
CHTL	6.35856	45.30414	-0.54	0.06	-0.22	0.07
MODA	6.71009	45.21378	-0.05	0.06	-0.58	0.06
JANU	6.71004	44.91036	0.11	0.13	-0.47	0.10
GUIL	6.66187	44.66225	0.11	0.12	-0.36	0.13
OGAG	6.53967	44.78780	0.72	0.24	-0.24	0.18

PUYA	6.47896	44.85767	0.38	0.09	-0.18	0.08
Plate	Wx (deg/My)	Wy (deg/My)	Wz (deg/My)	RhoXY	RhoXZ	RhoYZ
Eurasia	-0.020643 +/- 0.001034	-0.147897 +/- 0.000141	0.216292 +/- 0.001057	0.731	0.992	0.732

### Supplementary 3: data combination to derive the velocity field

The Briançon GPS measurements form nowadays a rich and redundant data set with an observation span of 20 years on the classical bolt marks and 10 years on the forced centering markers, together with local tie measurements between the two benchmarks of each site. This exceptional data set led us to conduct methodological tests to identify the optimal use of the data to extract the weak velocity signal.

Since the 2016 campaign measurement, we disposed for this study of at least two full surveys on each of the two types of markers. This allowed for the first time to assess an individual velocity for each type of marker. Moreover, we deciphered which combination of the survey data corresponds to the most coherent velocity field by a statistical comparison. To this aim, a total of four velocity fields were computed, two for the individual marker types and two combined ones. All velocity fields include the same permanent data.

1) The first velocity field corresponds to classical bolt marks only. The short 2006 dataset (local ties) was removed from the velocity computation since it does not constrain the site positions precisely enough.

2) The second velocity field corresponds to screw marks only. All 3 surveys (2006, 2011 and 2016) were used.

3) The third velocity field simulates the abandonment of the old, classical markers once the new markers were installed (which is generally the case in campaign networks). To do so, the local tie data of 2006 were used and the position data of the 2016 survey on classical bolt marks were excluded. This velocity field is named “local tie solution” and is the one later selected for further analysis.

4) The fourth velocity field combines all campaign measurements from 1996 to 2016 to constrain a single station velocity by a maximum of available data. To do so, we imposed that the velocities on both markers of a same site are estimated to a same value (equated). This solution is named “equated solution” thereafter. Only station PSV velocity was excluded from this solution as the vectors associated to each marker showed to be incompatible with a combination. A good solution should show similar velocities for a group of nearby stations on the same rigid block. We propose to evaluate which solution has the most similar velocity vectors between the stations on each side of the fault. In order to do this we computed the average absolute deviation to the mean velocity, east and west from the fault, in each solution (**Table S3**).

Mean difference (mm/yr) :		Ve	Vn	vector's norm
Bolt mark solution	West block	0,10	0,24	0.27
	East block	0.46	0.25	0.53
Screw mark solution	West block	0.13	0.38	0.40
	East block	0.44	0.13	0.46
Local tie solution	West block	0.06	0.08	0.1
	East block	0.03	0.18	0.18
Equated solution	West block	0.01	0.20	0.20
	East block	0.47	0.22	0.52

**Table S3.** Mean east (Ve), north (Vn), and total differences of stations' velocities on each side of the Durance fault for the four velocity fields.

The solution revealing the least dispersion among the vectors at each side of the fault is the third one (local tie procedure, **Table S3**). We therefore consider in the following this local tie solution as our reference solution. This solution has similarities in the global pattern with the three other solutions, but also important differences in amplitudes and orientations at some sites. We evaluate the similarity of the three other solutions with the reference solution to establish a ranking that will indicate which type of monumentation and analysis strategy is more relevant for the quantification of slow deformation than another one.

To quantify the differences between two velocity solutions one can use a coherence index  $\bar{X}\Delta v$ . This index is defined as the mean of the two solutions' velocity global difference,  $\Delta v$ , of all the stations of the network.

$$\bar{X}\Delta v = (\sum_{i=1 \text{ to } n} (\Delta v_{STAi}))/n ; \text{ with } n = \text{nb of stations in the network.} \quad (\text{S3.1})$$

For one station (STAi), the global velocity difference between the two solutions ( $\Delta v$ ) is the sum of the two solutions velocity difference between this station and all the other stations:

$$\Delta v_{STAi} = \sum_{j=1 \text{ to } n-1} (\Delta v_{STAi/STAj}) \quad (\text{S3.2})$$

Where  $\Delta v_{STAi/STAj}$  is the two solutions' velocity difference between a station i and a station j of the network.  $\Delta v_{STAi/STAj}$  is computed as:

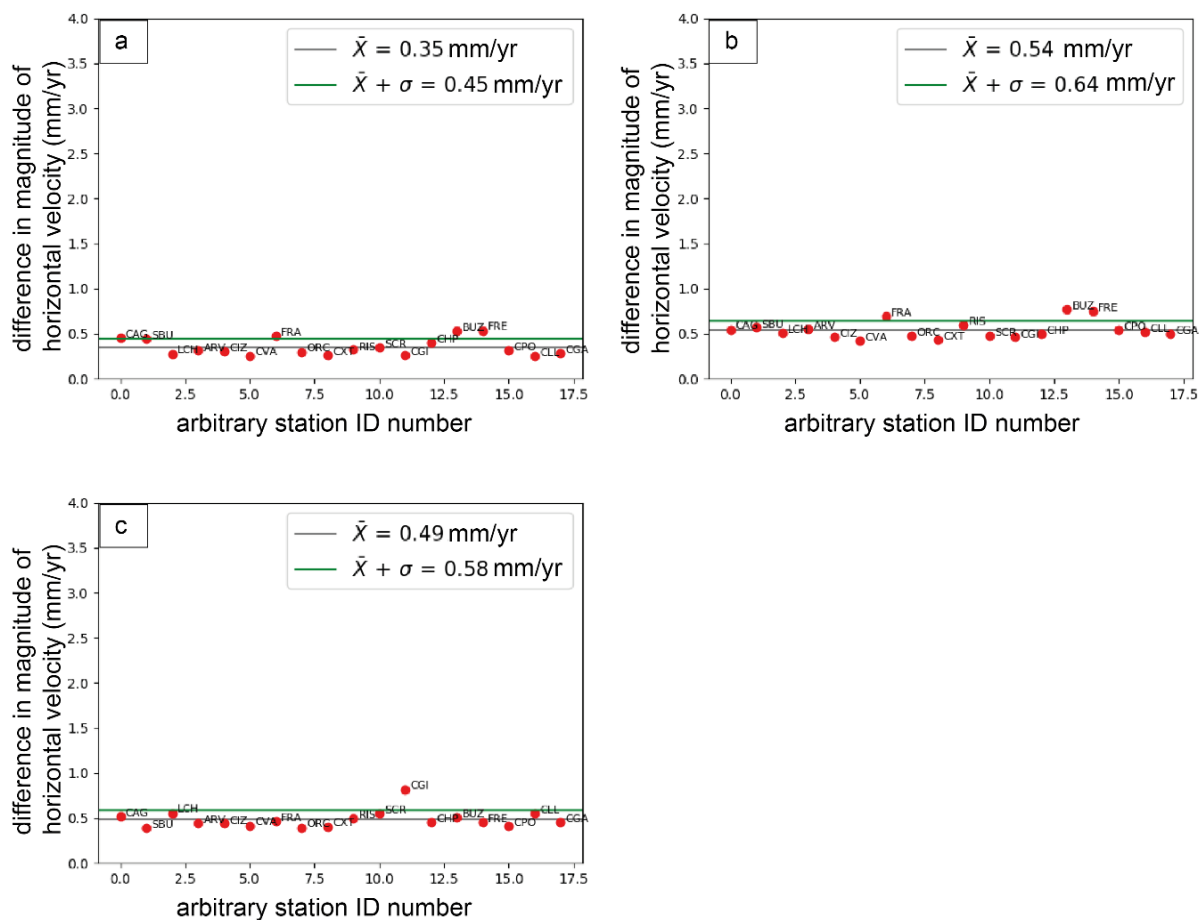
$$\Delta v_{\text{STAI}/\text{STAJ}} = \sqrt{\{[(V_{e\text{STAJ}2} - V_{e\text{STAI}2}) - (V_{e\text{STAJ}0} - V_{e\text{STAI}0})]^2 + [(V_{n\text{STAJ}2} - V_{n\text{STAI}2}) - (V_{n\text{STAJ}0} - V_{n\text{STAI}0})]^2\}}, \quad (\text{S3.3})$$

$V_e$  and  $V_n$  being the east and north component of a given velocity vector respectively, with the indices 0 and 2 referring to bolt marks and screw marks velocity solutions respectively.

If  $\bar{\Delta v}$  (in mm/yr) is near zero, the two velocity fields are almost identical.

$\Delta v_{\text{STAI}}$  (in mm/yr) gives the coherence of one particular station's -STAI- velocity in the two velocity solutions.

They are here computed to analyze the coherence between the local tie velocity field and the three other fields. **Fig S3** reports their values.



**Figure S3.**  $\Delta v$  per station (red dots) and  $\bar{\Delta v}$  (grey line) representing global coherence between two velocity fields. The green line stands for the standard deviation ( $1\sigma$ ). a) coherence between local tie and equated solutions. b) coherence between local tie and bolt marks solutions. c) coherence between local tie and screw marks solutions.

The mean of the differences in velocities of all station between the local tie solutions and the solutions “equated”, “bolt marks” and “screw marks” is 0.35, 0.54, and 0.49 mm/yr, respectively. These coherence indexes reflect the amplitude differences as well as the direction differences of velocity vectors since they are computed based on east and north components. The local tie

solution then has more similarities with the equated solution. According to **Pinget (2017)**, the value  $\text{mean}+1\sigma$  can be taken as the limit to define which stations are incoherent, though the mean coherence index has conservative values as the worst stations contaminate all other stations. This method of coherence indexes enables us to evaluate the general coherence between two velocity solutions, and helps identifying individual station outliers. We use it together with the computation of velocity dispersion on rigid blocks to classify the velocity solutions computed with the two different marker types and following different combination strategies:

- 1) The local tie solution can be considered as the best of the four computed solutions as it represents the lowest dispersion on each side of the main active fault of the area.
- 2) The equated solution has the second lowest dispersion, even if the east block motion is far less uniform than the west one. It is also the solution having the best global coherence with the local tie solution.
- 3) The screw marks solution seems slightly better constrained than the bolt marks one as the eastward/westward pattern appears clearer and as it has a smaller  $\Delta v$ , showing thus more similarities with the reference velocity field.

## 5.3 Additional velocity and strain fields

### 5.3.1 Vertical velocity field in the Briançonnais area

Thanks to the 2016 measurements, we are now able for the first time to derive velocities based on the sole screw marks, providing 10 years of observation time span (see section 3 in Mathey et al., 2020). In the last Briançonnais study (Walpersdorf et al., 2015), the precision required to infer significant vertical rates was still not reached based on the data set available at that time. Indeed, to cover a significant time span, bolt mark measurements had to be linked to screw mark measurements by local ties that lasted only a few hours. This proved to constrain reasonably well the horizontal motions, but the local tie measurement span was too short to resolve the bolt marks vertical positions, leading to badly constrained vertical velocities. Today, the bolt marks vertical velocities obtained from the 1996-2016 measurements still differ from the screw marks velocities 2006-2016 and the permanent stations velocities by 0.45 to 2.5 mm/yr. We therefore chose to discard the less precise bolt marks measurements and to only present here the velocities derived from the 10 years of measurements (2006, 2011 and 2016) on the screw marks (see section 5.2 supplementary 3). Figure 5.1 shows the corresponding vertical velocity field.

For the first time at the local scale of the Briançonnais area we obtain a coherent vertical velocity field. All the stations except RES2 are showing positive vertical values. RES was already discarded from the horizontal field as it was identified as an unstable site. The negative vertical displacement confirms a gravity instability. On the contrary, OGAG reaches 3.7 mm/yr. This station has only been monitored since 2012, which may not provide enough constraints on the vertical component. Once these stations are removed, the mean velocity for permanent stations is 1.5 mm/yr and the one for campaign sites is 0.78 mm/yr. The mean permanent stations velocity is the same as the one found prior to the 2016 survey. However, the campaign stations velocity computed only over 2006 and 2011 surveys was 0.4 mm/yr. It thus seems that screw marks velocities are slowly converging toward the stable permanent stations rate. The dispersion of the vertical velocities is indeed much smaller than prior to 2016. The standard deviation is now of 0.5 mm/yr if only the campaign data are taken into account, and 0.8 mm/yr if the permanent data are included, versus 1.4 and 1.8 mm/yr respectively before the 2016 survey.

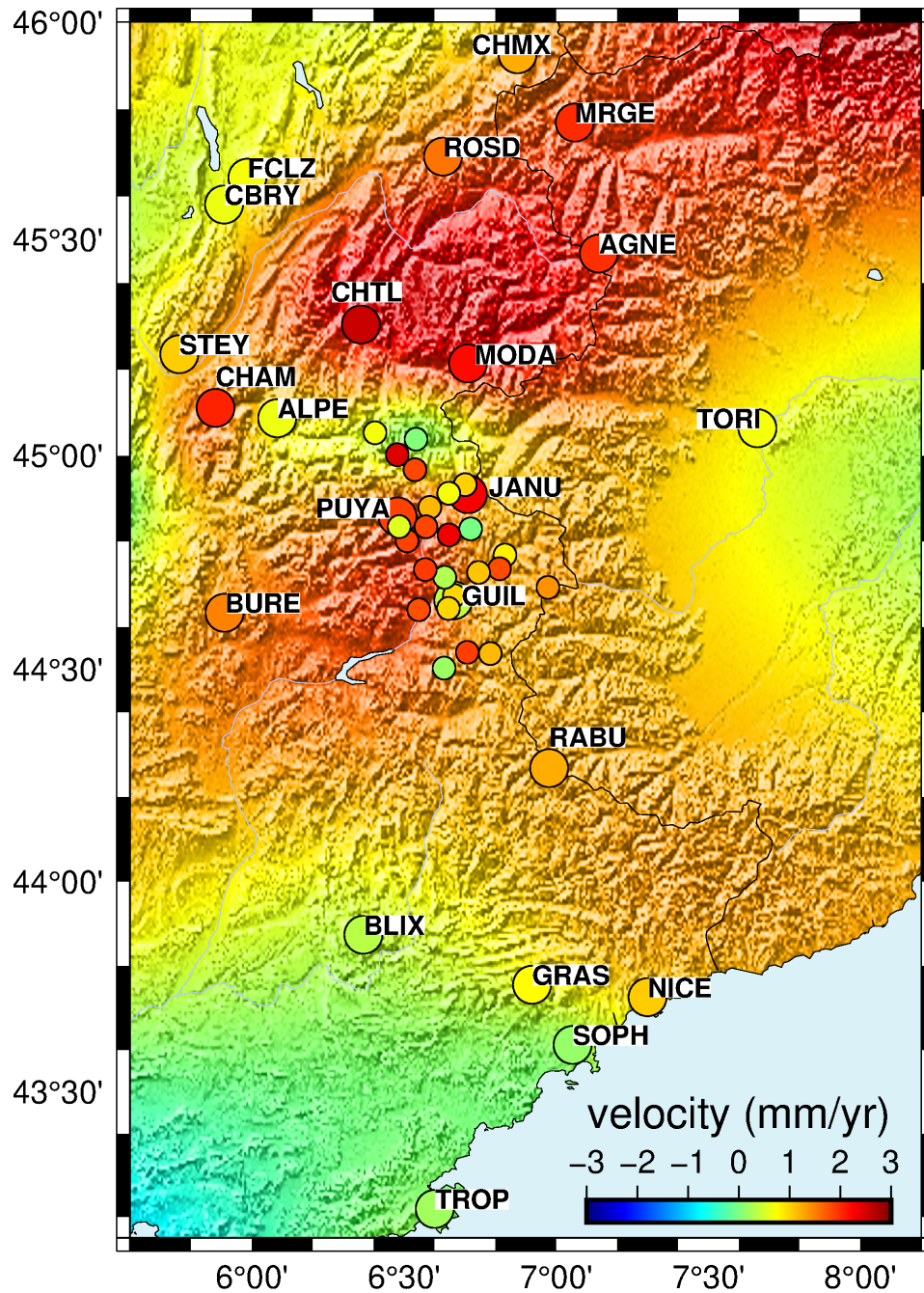


FIGURE 5.1 – Vertical velocities derived from 10 years of measurements on screw marks (small circles) and from permanent stations measurements (large circles) in reference to the stable Rhône valley (SJDV station). The background shows the interpolated velocity field based on both campaign and Renag stations (same color scale as individual velocities). The interpolation was implemented using the GMT blockmean and surface algorithms at a spatial resolution of 18 km and with a tension factor of 0 (minimum curvature solution) following Sternai et al. (2019).



The general uplift observed in the Briançon area is in good agreement with large scale studies, e.g, Nocquet et al. (2016) based on permanent GPS and levelling data. These studies reveal a maximum of uplift of 2.5 mm/yr north of our area, between Modane (MODA) and Le Châtel (CHTL), a minimum of 0 in the south of the chain, and intermediate values from 0.5 mm/yr to 1.5 mm/yr in our area. A similar uplift pattern is given by Walpersdorf et al. (2018) (based on permanent and survey GPS data), which also shows that the maximum of uplift is not exactly correlated with the maximum of horizontal extension. Finally, this local velocity field is in good agreement with the large scale one of Sternai et al. (2019) on the whole Alpine range. The only major discrepancy with this latter study is the strong subsidence pattern, inferred from the regional ItalPoS stations south of Torino, which we do not retrieve, probably due to missing stations in this Italian part of the network.

In addition to this first-order agreement, the vertical velocity field based on both Briançonnais campaign stations and Renag permanent stations allowed us to increase the spatial resolution of the regional western Alps velocity field. We are imaging spatial variations of the uplift pattern at a shorter spatial scale than the ones observed in the aforementioned studies.

Nevertheless, we are aware that campaign station velocities over ten years might not be converging yet to a stable rate and we believe that the next measurement of the screw marks, which will provide 15 years of monitoring, will bring enough constraints to derive vertical displacement rates comparable to those constrained by permanent stations. Moreover, vertical geodetic velocity fields are strongly dependent on the interpolation method used. Thus, the use of a statistical approach (e.g. Husson et al., 2018) could allow one to decipher which spatial variations appear robust in the next vertical velocity field derived from the upcoming monitoring campaign.

### 5.3.2 Strain rate field computed from VISR

As our horizontal velocity data are not equally distributed over the area, a code calculating a continuous strain rate field allowing the smoothing distance to vary, as is the case with VISR (Shen et al., 2015), could appear more suitable for our heterogeneously dense network, as compared to STIB strain computation method. The strain rates computed with the VISR code, on the same 0.1x0.1 degree cells as for STIB (section 5.1, Figure 3 of Mathey et al., 2020), are shown in Figure 5.2.

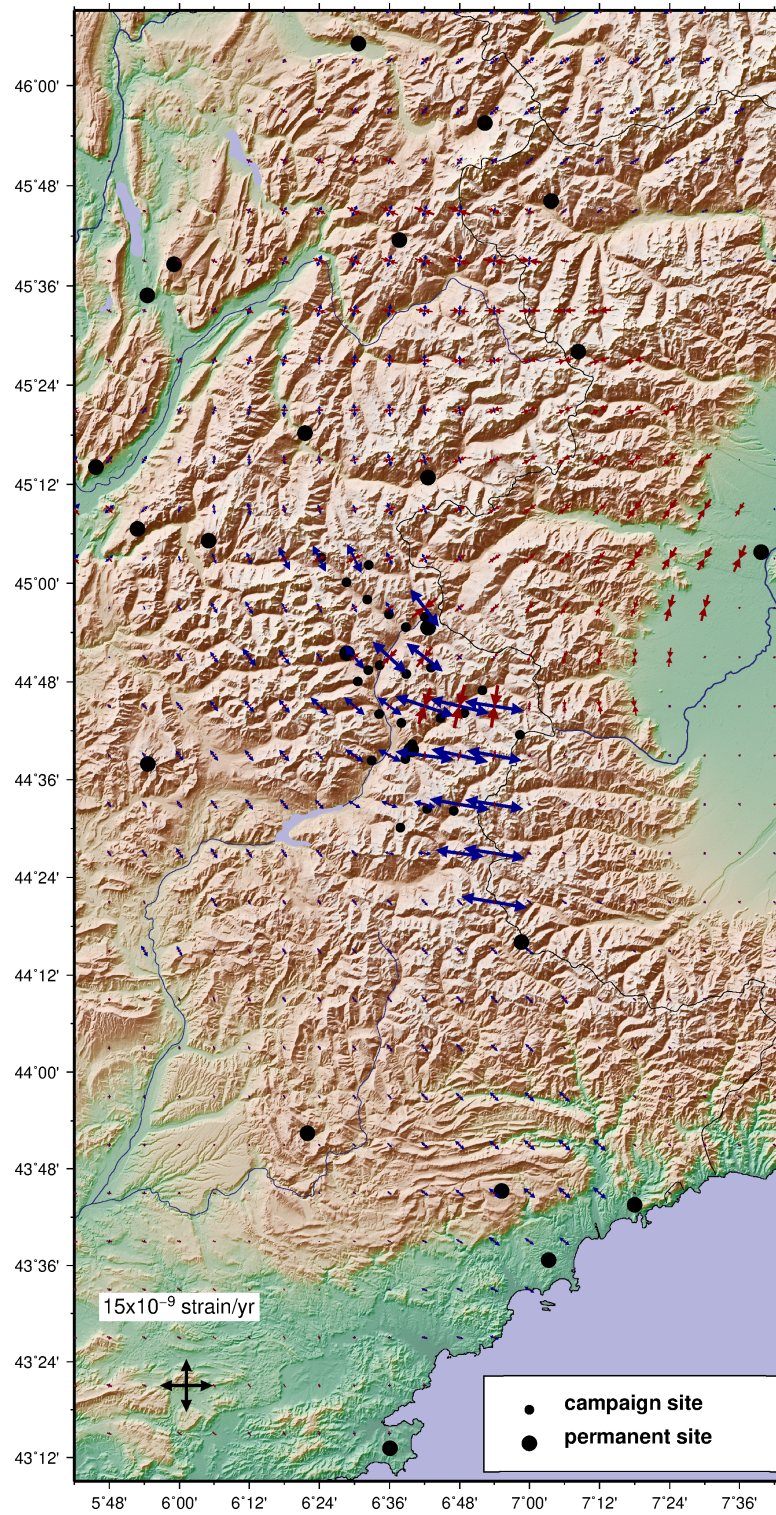


FIGURE 5.2 – Horizontal strain rate tensors derived using VISR (Shen et al., 2015) every  $0.1^\circ$ . Extension is given in blue and compression in red. The stations whose velocities are used in the vicinity of the Briançon area are displayed as black circles.

The smoothing distance used to compute the tensor in a cell is here allowed to range between 10 and 300 km, depending on the density of data in the vicinity of the cell. The average smoothing distance used within the campaign network area is 50 km.

The results with VISR implementation are quite close to the ones obtained with STIB in terms of deformation distribution. However, the eigenvalues of strain tensors in the center of the local network are much larger. Extension can indeed be observed in the Briançon area, with a maximum at 44.7°N reaching 13.5 nanostrain/yr at 6.7°E and totalizing  $\sim 7.46 \times 10^{-8}$  strain/yr over the width of the network ( $\sim 50$ km), which is one order of magnitude above the extension rate expected from previous studies (Walpersdorf et al., 2015).

In average,  $1-\sigma$  uncertainties are twice as large as the eigenvalues themselves at the center of the network. However, according to Shen and collaborators (Shen et al, 2015), the value of smoothing derived in each cell is a better indicator of the strain-rate quality than the formal uncertainty deduced in the least-squares estimation. The corresponding smoothing distance is around 50 km at the center of the network, which is approximately the width of the network. Another configuration of the smoothing parameters was also tested, so that the smoothing distance for the cells in our network area reaches 15 km as in STIB implementation. This choice of parameters also results in strain rates one order of magnitude larger than evaluated with the STIB method or than expected from previous works. Anyway, in these last VISR results, amplitudes differ from STIB but not the extension or compression patterns nor their orientations. The orientation of the extensive pattern at the center of the network seems robust with associated uncertainties on the azimuth angle varying between 35° and 52°. The comparison between STIB and VISR results lead us to conclude that there is no strongly incoherent velocity at any of our network stations ; would it be the case, we would notice a patch with a deformation pattern strongly different between the VISR and the STIB strain fields. If we are not able to derive significant strain rates with a spatial resolution of  $0.1^\circ \times 0.1^\circ$  up to now, the orientation of the corresponding horizontal rates seems robust. Additional surveys appear necessary in order to be able to increase the spatial resolution of the strain field over the Briançon area while keeping uncertainties smaller than the derived rates.

### 6.1 Synthèse : champ de déformation crustale 3D des Alpes occidentales

Cette section vise tout d'abord à rappeler les résultats majeurs issus de chaque analyse indépendante, afin d'obtenir ensuite une vue d'ensemble des (dé)corrélations des signaux identifiés par chaque méthode. Les attributs de la déformation décrits dans cette section constituent les caractéristiques du champ de déformation crustale 3D haute résolution des Alpes occidentales.

#### Déformation sismique

- *Distribution de la sismicité*

L'analyse de la sismicité à partir des événements relocalisés ayant été enregistrés pendant 25 ans par les réseaux régionaux et nationaux montre que la sismicité projetée en surface est majoritairement localisée le long de deux arcs principaux, qui sont l'arc Briançonnais et l'arc Piémontais. Au second ordre, la sismicité s'aligne en outre le long de la faille de Belledonne, et se concentre en essaims dans le Valais suisse et la plaine du Pô. Au troisième ordre, la sismicité apparaît diffuse autour

de ces structures, en particulier dans la partie méridionale de l'arc alpin. La sismicité projetée en coupes révèle une augmentation progressive de la profondeur des hypocentres à la fois d'ouest en est et du nord au sud (Figure 6.1). Si la distribution de la sismicité en profondeur apparaît plus ou moins continue au premier ordre le long de coupes transverses à la chaîne, des clusters de quelques kilomètres de profondeur et de large apparaissent sur les coupes à l'emplacement de la faille de Belledonne, des arcs Briançonnais et Piémontais, et de la plaine du Pô. En revanche, l'identification de plans de failles en profondeur reste difficile à l'échelle spatiale considérée.

- *Mode de déformation sismique*

Le mode de déformation dérivé des événements pour lesquels un mécanisme au foyer a été calculé révèle une prédominance du régime décrochant à l'échelle de l'arc alpin occidental, auquel se surimposent des clusters d'extension au centre de la chaîne. Une zone purement compressive, située à l'aplomb de la plaine du Pô, se trouve directement juxtaposée, en carte et en coupe, à l'extension localisée le long de l'arc sismique Piémontais. D'après les mécanismes au foyer projetés en coupe, l'extension apparaît le plus souvent distribuée en clusters dont la profondeur atteint rarement la surface.

- *Orientation de la déformation*

L'orientation des contraintes principales constitue un proxy, projetée à la surface, de l'orientation du mode de déformation. Les tenseurs de contraintes apparaissent cohérents de proche en proche bien qu'inversés indépendamment (Figure 6.1). Ainsi l'extension, qui apparaît localisée le long des arcs Piémontais et Briançonnais, se trouve systématiquement défléchie d'environ  $30^\circ$  par rapport à l'axe normal à l'arc alpin occidental. L'orientation des tenseurs de décrochement révèle que le fonctionnement dextre est parallèle à l'axe de la chaîne et ainsi cohérent avec le fonctionnement dextre préétabli dans plusieurs études locales de failles actives (telles que Belledonne, Bersezio). Le tenseur de contraintes compressif de la plaine du Pô est quant à lui orienté NO-SE à N-S.

- *Amplitude de la déformation*

L'amplitude de la déformation établie sur la base de 25 années de sismicité instrumentale montre que les zones les plus déformées sont le Briançonnais sud, le Piémontais et le Dauphiné respectivement. En revanche, les taux de déformation sismique établis sur la base de la sismicité historique et instrumentale révèlent que les amplitudes maximales sont localisées dans les régions du Piémontais, du Mer-

cantour nord et du Valais Suisse nord respectivement. Les tenseurs de déformation obtenus pour une même zone en intégrant la sismicité historique sont en moyenne un ordre de grandeur supérieurs (environ  $10^{-8}$ /an) à ceux obtenus sur la base de la sismicité instrumentale seule (environ  $10^{-9}$ /an). Le moment sismique annuel relâché au travers des Alpes occidentales est estimé à  $0.3 \times 10^{17}$  N.m/an en prenant en compte la sismicité historique et instrumentale, équivalent à environ 1 séisme de  $M_w=3.5$  par an. Enfin, on peut noter que les orientations de déformation obtenues avec (somme de Kostrov) ou sans (inversion de contraintes) pondération des mécanismes par leur magnitude sont relativement similaires.

- *Périmètre d'interprétation*

L'analyse de la base de données Sismalp apporte une résolution inégalée du champ de déformation sismique, ce dernier devant cependant être considéré en prenant en compte les éléments suivants (chapitres 2 et 3) :

- incertitudes sur la localisation des hypocentres, plus importantes pour la période historique (Manchuel et al., 2018) ;
- incertitudes sur les conversions de  $M_l$  à  $M_w$  (sismicité instrumentale) et sur l'inversion de  $M_w$  historique à partir des intensités historiques (Cara et al., 2017 ; Laurendeau et al., 2019) ;
- limite de résolution du réseau sismologique ne permettant pas d'interpréter les résultats en mer Ligure ;
- dépendance des taux de déformation au volume et donc à la profondeur considérée comme représentative du volume crustal déformé sismiquement.

## Déformation horizontale (mesurée en surface)

- *Variations spatiales du mode de déformation*

L'utilisation des données GPS des campagnes Briançonnais en complément des stations des réseaux permanents a permis d'obtenir des tenseurs de déformation sur une grille de  $0.1^\circ$  pour la première fois à l'échelle locale du Briançonnais. Ces tenseurs révèlent que le maximum de déformation préalablement localisé dans le Briançonnais par les études antérieures semble localisé sur au moins une faille normale (avec une légère composante décrochante), la Faille de la Haute Durance. Le champ de déformation régional identifie également une cinématique décrochante en périphérie ouest de l'arc alpin occidental et compressive en périphérie est.

- *Orientation de la déformation*

L'orientation de l'extension apparaît E-O à NO-SE au cœur de la chaîne (Briançonnais) où l'axe de la chaîne est globalement orienté N-S. L'extension apparaît également défléchie par rapport à l'axe normale à la chaîne le long de l'arc alpin occidental. Le régime décrochant identifié dans la bordure nord-ouest de la chaîne donne une orientation dextre alignée avec l'axe de la chaîne. La compression identifiée en bordure ouest de la plaine du Pô apparaît N-S à NO-SE.

- *Amplitude de la déformation*

Le maximum d'extension au cœur du Briançonnais atteint environ  $20 \times 10^{-9}$  strain/an. En faisant l'hypothèse que toute la déformation mesurée à l'échelle du Briançonnais est accommodée par la Faille de la Haute Durance, le taux de glissement le long de l'interface varie entre 0.3 mm/an et 1.4 mm/an, ce qui correspond à un moment sismique équivalent de  $\sim 10^{15}$  à  $\sim 10^{16}$  N.m/an. A plus grande échelle spatiale (arc alpin occidental), en convertissant le taux de déformation horizontale de plusieurs études géodésiques en moment sismique équivalent, ce dernier varie entre  $\sim 10^{16}$  et  $\sim 10^{18}$  N.m/an.

- *Périmètre d'interprétation*

L'analyse conjointe des données GPS permanentes et de campagnes apporte une résolution inégalée du champ de déformation de surface horizontal, permettant une localisation fine du maximum d'extension. Le champ de déformation correspondant doit être utilisé en prenant en considération les éléments suivants (chapitres 3 et 5) :

- taux de déformation et orientation similaires entre plusieurs méthodes mais demeurant du même ordre de grandeur que les incertitudes fournies par chaque méthode ;
- conversion du taux de déformation en moment sismique équivalent fortement dépendante de la profondeur considérée.

## Vitesses verticales

- *Variations spatiales*

- Le champ de vitesses GPS présente pour la première fois une cohérence en termes de vitesses verticales du réseau local Briançonnais par rapport aux stations permanentes du reste des Alpes occidentales. Le champ de vitesses intégrant les données de campagne et les données des réseaux permanents, exprimé en référence à la vallée du Rhône, présente ainsi des vitesses verticales positives avec un maximum

localisé dans la partie nord des Alpes occidentales. Les vitesses décroissent progressivement vers le sud et l'est de la chaîne pour atteindre une vitesse nulle dans la plaine du Pô et montrer une légère subsidence le long de la Côte d'Azur. Un minimum local est également observé dans l'extrémité nord du réseau Briançonnais, localisé au nord d'une zone de forte surrection centrée sur le massif du Pelvoux.

- Dans le cas particulier des Alpes occidentales, le champ de vitesses en ligne de visée du satellite Sentinel-1 est considéré comme un proxy du champ de vitesses verticales (4). Le champ de vitesses InSAR correspondant, exprimé par rapport aux pixels de plus forte cohérence distribués à travers la zone, fournit des vitesses spatialement continues le long de l'arc alpin occidental, hormis dans quelques zones masquées selon plusieurs critères de qualité, comme une partie de la plaine du Pô. Le champ de vitesses InSAR lissé met en lumière des variations spatiales de la surrection de longueur d'onde de quelques dizaines de kilomètres (Figure 6.1). La surrection semble ainsi concerner majoritairement les massifs cristallins externes, à l'ouest du front Pennique : massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles rouges, chaîne de Belledonne, massif du Pelvoux et massif de l'Argentera-Mercantour ; mais également le massif interne de Dora Maira sur le pourtour ouest de la plaine du Pô, ainsi que la zone de socle de l'avant-pays provençal. L'avant-pays niçois apparaît au contraire affecté par de la subsidence, tandis que la région de Turin présente des vitesses proches de zéro.

- *Amplitude de la surrection*

- Le champ de vitesses GPS, exprimé en référence à la vallée du Rhône, présente des vitesses verticales de surrection comprises entre 0.1 et 2.5 mm/an, le maximum étant mesuré par la station de Châtel (CHTL). La subsidence de long de la côte d'Azur atteint  $\sim 1$  mm/an.

- Le champ de vitesses InSAR en ligne de visée (LOS) exprimé en référence aux zones stables (villes et avant-pays alpin) présente quant à lui des vitesses de surrection atteignant localement plus de 3 mm/an, avec notamment  $\sim 2.5$  mm/an dans la chaîne de Belledonne. La subsidence atteint des valeurs de  $\sim 2$  mm/an le long de la côte niçoise.

- *Périmètre d'interprétation*

Les mesures GPS et InSAR sont complémentaires et permettent ensemble d'augmenter la précision (GPS) et la résolution (InSAR) du champ de vitesses vertical de l'arc alpin, chacune des méthodes présentant des limites qui doivent être prises en compte lors de l'interprétation du champ correspondant :



- mesures verticales GPS nécessitant une interpolation pour obtenir un champ vertical spatialement continu ;
- composante horizontale des vitesses LOS considérée négligeable dans les acquisitions Sentinel-1 des Alpes occidentales ;
- masque sur le biais MLDI (*network Misclosure of Low Duration Interferograms*) appliqué sur les données InSAR affecté par le choix de la référence spatiale lors de l'inversion en séries temporelles ;
- présence d'atmosphère résiduelle dans le champ InSAR, en particulier le long des vallées les plus incisées.

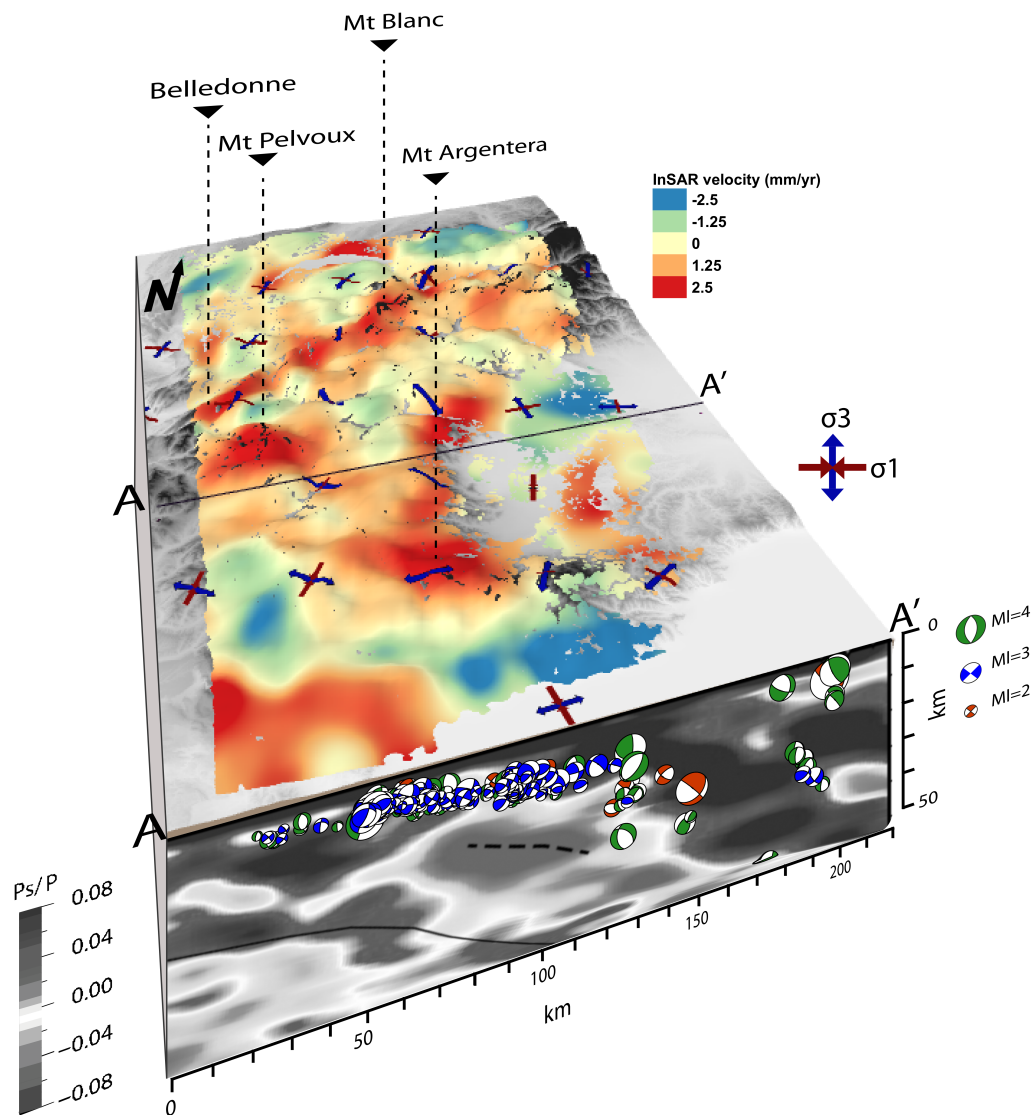


FIGURE 6.1 – Bloc diagramme synthétique des observations verticales (InSAR), horizontales (contraintes principales projetées à la surface), et sismiques (mécanismes au foyer) en regard de la structure lithosphérique des Alpes occidentales (tomographie de fonctions récepteurs le long du profil CIFALPS, modifiée d'après Zhao et al., 2016).

Les caractéristiques des déformations horizontale, verticale et sismique mettent ainsi en évidence des corrélations entre les différentes composantes. Tout d'abord, les orientations des contraintes principales dérivées de l'approche sismotectonique sont parfaitement cohérentes avec les tenseurs de déformations GPS horizontaux. De plus, la distribution

de la sismicité semble corrélée spatialement avec les zones de plus forte déformation géodésique (composante horizontale). En revanche, l'amplitude des déformations sismique et géodésique (composante horizontale) montre un écart d'un ordre de grandeur environ, aussi bien en termes d'amplitude des tenseurs de déformation régionaux qu'en termes de moment sismique total à l'échelle des Alpes occidentales, suggérant qu'une partie de la déformation mesurée par géodésie se relâche de manière asismique et/ou que la durée du catalogue sismique est insuffisante pour être représentative de l'environnement sismotectonique régional. Par ailleurs, la distribution de la sismicité, son mode de déformation et son amplitude semblent totalement décorrélés des variations spatiales des vitesses verticales imagées à la fois par les mesures GPS et InSAR, ces dernières apparaissant cohérentes entre elles au premier ordre. Enfin, les variations spatiales verticales imagées apparaissent au moins partiellement corrélées à la topographie ainsi qu'aux unités géologiques principales.

## **6.2 Discussion : interprétations tectoniques et apports à l'aléa sismique**

### **6.2.1 Contraintes sur la tectonique et la géodynamique alpine**

Cette section vise à répondre aux questions résultant de l'observation du champ de déformation 3D des Alpes occidentales. Ces questions portent sur les liens entre les différentes composantes du champ de déformation, en particulier en ce qui concerne la représentativité des mesures de surface par rapport à la déformation en profondeur, et en ce qui concerne les composantes ayant pour origine des processus géodynamiques communs.

#### **Relations entre déformations de surface et structures profondes**

L'un des objectifs de cette thèse était d'établir les liens entre déformations de surface et déformation profonde. Cependant, plusieurs profondeurs différentes peuvent être considérées. En effet, les données géodésiques et sismologiques ont permis d'établir les caractéristiques des déformations superficielles et de la croûte supérieure (jusqu'à environ 25 km). Les résultats ont montré que la déformation de surface horizontale mesurée par la géodésie est représentative de la déformation sismique, en particulier entre  $\sim 5$  et

25 km de profondeur (voir chapitres 2 et 3 pour la corrélation des modes de déformation, chapitres 3 et 5 pour la comparaison des taux de déformation). De plus, les tenseurs de contraintes sismiques sont cohérents en orientation avec les tenseurs de déformation horizontale GPS. Toutefois, les structures composant les Alpes occidentales sont aussi caractérisées par des profondeurs bien plus importantes.

- La géométrie du Moho a été établie par plusieurs études depuis les années 2000 (*e.g.* Waldhauser et al., 2002; Di Stefano et al., 2009; Schreiber et al., 2010; Wagner et al., 2012) et précisée récemment (*e.g.* Spada et al., 2013; Zhao et al., 2016; Beller et al., 2018; Kästle et al., 2018; Lu et al. 2018, 2020). Ces études indiquent une géométrie du Moho européen variant d'environ 30 km de profondeur dans l'avant pays alpin et plongeant d'ouest en est pour atteindre un maximum d'environ 55 km à l'aplomb du Moho adriatique (zone de redoublement de Mohos, Figure 6.2). Le Moho adriatique est quant à lui très superficiel au-dessus du Moho européen (environ 20 km).

- Si l'on considère un transect perpendiculaire aux Alpes occidentales, les lithosphères européenne et adriatique s'épaississent d'ouest en est, reflétant les variations de profondeur des Mohos. Cela se traduit par une augmentation de l'anomalie de Bouguer négative identifiée dans les études gravimétriques (par exemple Vernant et al., 2002). Cependant, plusieurs études ont déterminé très tôt une importante anomalie gravitaire positive environnant la bordure Est de la chaîne (Holliger et Kissling 1992; Lyon-Caen et Molnar, 1989). Cette anomalie gravitaire dénommée "Corps d'Ivrée" a été identifiée par une anomalie de vitesses dans plusieurs tomographies sismiques et interprétée comme une écaille de manteau adriatique imbriquée dans la croûte européenne (par exemple Schmid et Kissling 2000; Paul et al., 2001; Diehl et al., 2009; Solarino et al., 2018), qui borde le pourtour ouest de la plaine du Pô à une profondeur approximative entre 10 et 30 km (Figure 6.2).

- L'état du panneau plongeant européen sous la plaque adriatique est actuellement discuté, en raison de structures profondes différentes imagées par les études de tomographie sismique. Plusieurs modèles de tomographie sismique ont été interprétés comme imageant un panneau lithosphérique européen plongeant de manière continue et abrupte sous les Alpes occidentales (par exemple Piromallo et Morelli, 1997; Piromallo et Faccenna, 2004; Zhao et al., 2015). Par la suite, Zhao et al. (2016) ont montré que le panneau plongeant européen peut être suivi jusqu'à environ 300 km de profondeur à l'est du front Pennique sous le corps d'Ivrée. Cependant, selon le type de données et la stratégie d'inversion tomographique sélectionnée, d'autres études (Lippitsch et al., 2003; Spakman et Wortel, 2004; Kissling et al., 2006; Beller et al., 2018; Kästle et al., 2018) suggèrent un

panneau lithosphérique discontinu et s'étant possiblement détaché récemment ( $< 5$  Ma) de la plaque européenne. L'extrémité détachée se situerait actuellement sous la marge Est des Alpes occidentales.

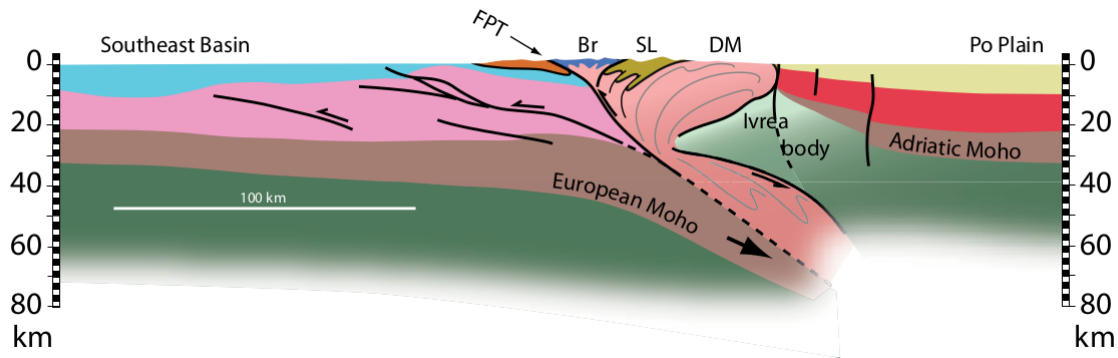


FIGURE 6.2 – Coupe interprétative de la structure à l'échelle lithosphérique des Alpes occidentales le long du profil CIFALPS (voir localisation chapitre 2). FPT = Front Pennique, Br=Briançonnais, SL=schistes lustrés, DM= Dora Maira. D'après Zhao et al. (2016).

- Enfin, les tomographies d'anisotropie sismique ont permis d'étudier la structure de la racine crustale alpine et du manteau supérieur (par exemple Fry et al., 2010 ; Kissling et al., 2006). Les développements en sismologie, notamment concernant l'analyse de la biréfringence des ondes subverticales SKS, ont permis d'établir le motif d'anisotropie sismique à la base de la lithosphère. Le motif correspondant indique des directions d'anisotropie qui suivent de près l'orientation de l'arc alpin, associé à une amplitude maximale de l'anisotropie sous les massifs alpin externes (Figure 6.4). Barruol et al. (2011) interprètent ces données comme reflétant une déformation sublithosphérique liée à un flux mantellique récent à actuel autour du panneau européen. L'étude complémentaire de Salimbeni (2018) le long du profil CIFALPS confirme l'orientation de l'anisotropie attribuée au manteau asthénosphérique et l'interprète comme indiquant la direction d'un flux mantellique anti-horaire en réponse au retrait du panneau plongeant européen des Apennins, suggérant également une composante verticale de ce flux, toutefois plus incertaine. Cette cohérence entre les déformations crustales et mantelliques a été observée dans plusieurs autres régions du pourtour méditerranéen, notamment en contexte de subduction et de bassins arrière-arcs. Jolivet et al. (2009) ont établi une compilation dans

le pourtour méditerranéen de données de biréfringence d'ondes SKS, ainsi qu'une comparaison des orientations correspondantes avec les orientations des déformations crustales. Les deux jeux d'orientations, à l'échelle crustale et à l'échelle mantellique, apparaissent cohérents dans plusieurs régions du pourtour méditerranéen, y compris dans la zone Tyrrhénienne/Liguro-provençale. Les auteurs interprètent ces corrélations comme reflétant une déformation commune à l'intégralité de la lithosphère dans chacune de ces régions, proposant une origine de la déformation liée au retrait d'un panneau plongeant dans chacune de ces régions.

Quelle cohérence apparaît alors entre les déformations de proche surface et crustales et ces contraintes sur la structure lithosphérique à sub-lithosphérique de l'arc alpin occidental ?

- *Distribution de la sismicité sur les structures profondes*

Nos résultats ont montré (chapitre 2) que la sismicité relocalisée par Potin (2016), et formant les arcs sismiques Briançonnais et Piémontais, semble se localiser sur les réflecteurs sismiques identifiés comme appartenant aux structures héritées du chevauchement Pennique (pour l'arc Briançonnais) et de la bordure ouest du corps d'Ivrée (pour l'arc Piémontais). Toutefois cette sismicité ne représente pas des alignements nets mais plusieurs essais centrés sur ces réflecteurs. Ceci suggère que la sismicité se localise sur les nombreuses failles qui créent des systèmes parallèles au front Pennique et au corps d'Ivrée et accommodent leur réactivation en extension (Sue et al. 1999 ; Sue et Tricart, 2003 ; Sue et Grasso, 2002). En profondeur, le front Pennique semble s'enraciner sur les réflecteurs subhorizontaux identifiés par le profil sismique ECORS-CROP migré selon Marchant et Stampfli (1997), tandis que la sismicité des zones internes, à l'est du Front Pennique semble suivre cette série de réflecteurs. Si la sismicité avait déjà pu être localisée sur ces réflecteurs, des mécanismes au foyer sont imagés pour la première fois de manière systématique autour de ces structures. La sismicité localisée sous l'arc briançonnais semble ainsi limitée en profondeur par une écaille de croûte inférieure européenne ou de manteau adriatique identifiée par plusieurs études sous la zone briançonnaise (Schmid et Kissling, 2000 ; Thouvenot et al., 2007). Le long des coupes transverses à la chaîne réalisées dans le chapitre 2, la sismicité apparaît ainsi distribuée dans la limite des croûtes supérieures européenne et adriatique, hormis au contact des deux Mohos correspondants où le seul motif compressif robuste a pu être établi (voir chapitre 2).

- *Essaim compressif en bordure de plaine du Pô*

D'après les résultats sismotectoniques présentés au chapitre 2, une seule zone est statistiquement établie comme compressive parmi tout le pourtour de l'arc alpin occidentale. Le motif compressif correspondant est située juste à l'aplomb du Moho adriatique. Il est dominé par des séismes plus profonds que dans le reste de l'arc, associés à des mécanismes décrochants et compressifs, indiquant un mode de déformation transpressif. Cependant, si les mécanismes calculés se trouvent entre 20 et 30 km de profondeur, la distribution de la totalité de la sismicité relocalisée par Potin (2016) indique un essaim à cet emplacement descendant jusqu'à 45 km de profondeur environ. L'extension apparaît quant à elle limitée en profondeur à la croûte européenne. Ces résultats sont ainsi cohérents avec l'analyse spécifique qui a été faite de ces séismes localisés dans le manteau (Figure 6.3; Malusa et al. 2017; Eva et al., 2015). Ces études ont révélé, à l'instar des présents travaux, des mécanismes transpressifs dans le coin mantellique du corps d'Ivrée. Eva et al. (2015) et Malusa et al. (2017) concluent que ces événements forment ensemble la faille dite de Rivoli-Marene, alignement que nos résultats ne permettent pas d'imager. Ces auteurs distinguent un deuxième essaim de sismicité plus profond (70 km), uniquement décrochant, situé à l'aplomb de celui évoqué ci-dessus. Il est probable que ces événements, très profonds, n'aient pas pu être relocalisés par le modèle de Potin (2016) qui ne cibait pas cette zone spécifiquement, alors que le modèle utilisé par Eva et al. (2015) visait à obtenir la meilleure relocalisation possible dans cette zone particulière à des profondeurs supérieures à  $\sim 30$  km. Malusa et al. (2017) proposent un contrôle thermique et rhéologique pour expliquer la distribution de la sismicité en profondeur sous le Moho adriatique. Même si l'origine du mode de déformation transpressif spécifiquement localisé sous la croûte adriatique reste mal comprise à ce jour, Malusa et al. (2017) suggèrent que, si ces séismes peuvent résulter des mêmes contraintes que celles appliquées en surface, celles-ci seraient accommodées différemment avec la profondeur et le changement de pendage le long des failles profondes identifiées.

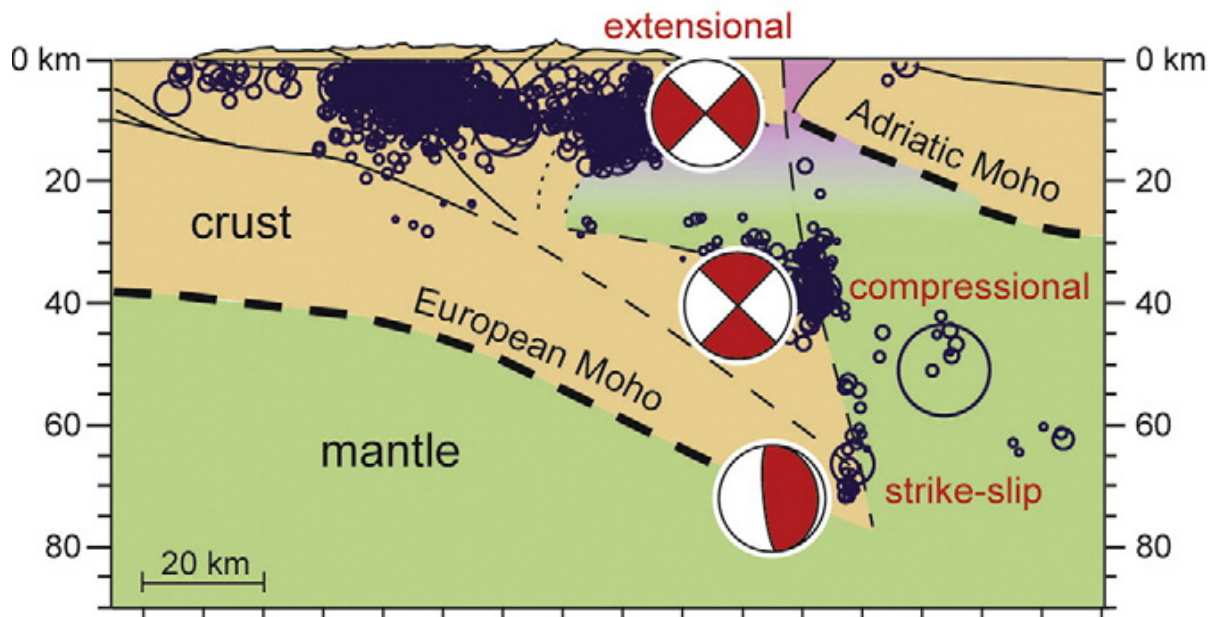


FIGURE 6.3 – Localisation de la sismicité (cercles foncés) en fonction de la magnitude ( $M_I < 4$ ) et du mécanisme au foyer représentatif (vue en coupe en rouge) le long du profil CIFALPS (voir localisation chapitre 2) d'après Eva et al., 2015 et Malusa et al., 2017.

- *Direction du flux mantellique et contraintes dans la croûte*

L'orientation de l'extension dans la croûte déduite de l'analyse sismotectonique et des données GPS se trouve très proche de l'orientation de l'anisotropie mantellique révélée par l'étude des ondes SKS (Wüstefeld et al., 2009; Barruol et al., 2011; Salimbeni et al., 2018). Cependant on peut noter que la résolution latérale de cette méthode est bien meilleure que la résolution verticale, ne permettant pas aisément d'identifier l'origine mantellique supérieure ou inférieure de l'anisotropie. Par ailleurs, les orientations des contraintes principales extensives et décrochantes que nous obtenons dans la partie nord-ouest de la chaîne, sur la base des mécanismes au foyer, sont cohérentes également avec les orientations d'anisotropie obtenues par plusieurs études de tomographie de bruit ambiant pour des profondeurs entre 6 et 22 km, entre 18 et 38, et entre 30 et 65 km (Kästle, 2020; Soergel et al., 2020). Si la profondeur exacte de l'anisotropie mesurée par la biréfringence des ondes SKS peut être débattue, celle mesurée par les ondes de surface dans les tomographies de bruit ambiant présente une bonne résolution ver-



ticale. La déformation observée en proche surface apparaît donc représentative de la déformation à l'échelle de toute la croûte, y compris la croûte inférieure, voire de celle du manteau supérieur.

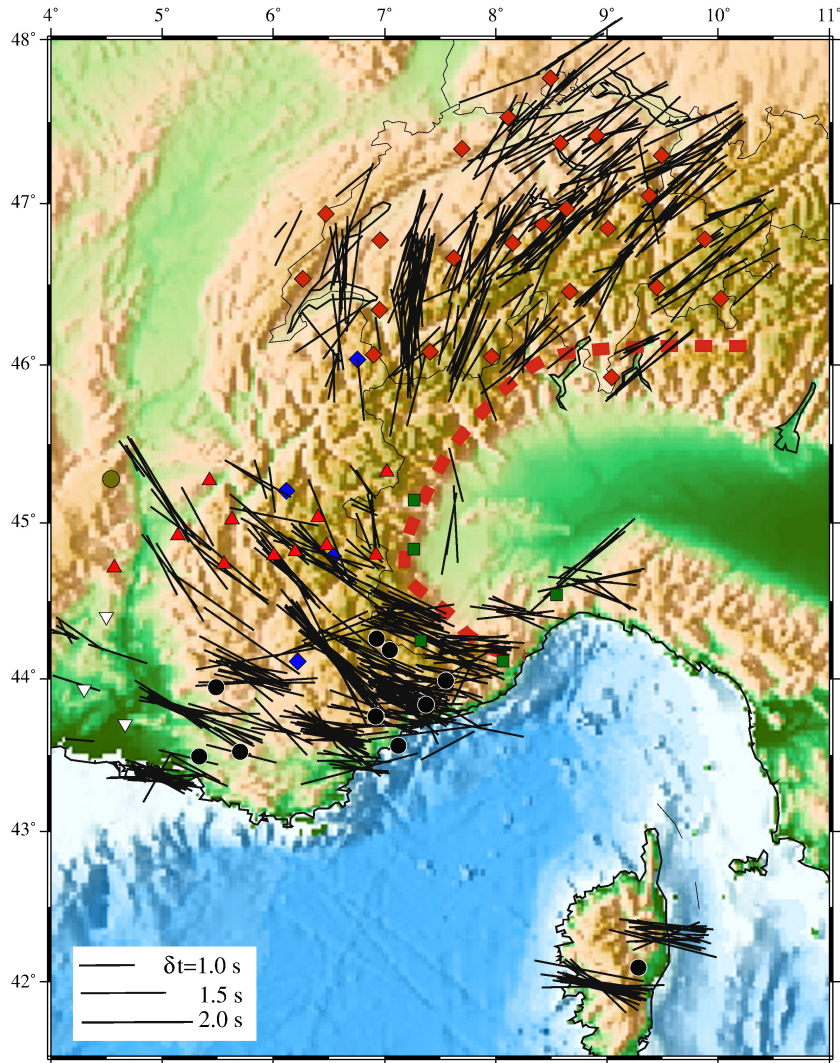


FIGURE 6.4 – Carte des orientations de l’anisotropie azimutale déduite de la biréfringence des ondes SKS. L’azimut/la longueur de chaque ligne noire donne l’orientation/l’amplitude de l’anisotropie respectivement. Les pointillés rouges délimitent la frontière approximative avec la plaque Adriatique. D’après Barruol et al., 2011.

Nous apportons ainsi une résolution inédite de la distribution de la sismicité et de son mode de déformation dans la croûte supérieure. Cette résolution inégalée permet pour la première fois d’établir précisément l’emprise spatiale des arcs sismiques Briançonnais et

Piémontais en profondeur sur les structures du front Pennique et du corps d'Ivrée sur la base de mécanismes au foyer. Les résultats présentés ici révèlent également une extension superficielle à intermédiaire en termes de profondeur. Ainsi la profondeur de l'extension en bordure Est de la croûte européenne apparaît plus importante qu'estimée auparavant (par exemple Gardi et al., 2010). La distribution spatiale du mode de déformation est discutée à ce jour. La déformation observée semble se relâcher de manière sismique uniquement dans la croûte supérieure (à l'exception de l'essaim du coin mantellique évoqué ci-dessus). Pourtant, elle apparaît cohérente en orientation avec la déformation mantellique ductile, inférée par les études de tomographie. Cette cohérence pourrait suggérer un couplage au moins partiel de la lithosphère et de l'asthénosphère ; cependant les transferts de contraintes de l'asthénosphère à la lithosphère et leur réponse en surface sont sujets à débats (Coltice et al., 2017).

### **Processus géodynamiques à l'origine du champ de déformation**

L'une des questions qui découle de l'observation du champ de déformation 3D des Alpes occidentales est la suivante : Quels sont les processus néotectoniques à l'origine de la sismicité active et de la déformation actuelle horizontale et verticale observée dans les Alpes occidentales ?

Cette question est au cœur des débats concernant les Alpes occidentales depuis les premières mesures ayant révélé une surrection au cœur de la chaîne, et a été réactivée avec les premières mesures mettant en évidence une extension dans la chaîne et non une convergence dans cette partie des Alpes. Ainsi, plusieurs processus ont été proposés pour expliquer soit la surrection observée seule (*i.e.* sans raccourcissement correspondant), soit à la fois l'observation de surrection et d'extension (Sternai et al., 2019 et références incluses). L'objectif étant de donner ici les éléments clés permettant de comprendre l'apport des travaux de cette thèse par rapport à l'existant, le lecteur invité à se référer à Sternai et al. (2019) pour une discussion détaillée concernant les contributions respectives des processus évoqués ici (Figure 6.5).

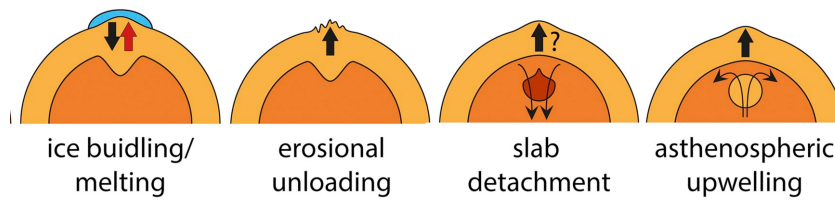


FIGURE 6.5 – Représentation schématique des principaux processus géodynamiques pouvant impacter la surrection alpine occidentale. Les couleurs claires/foncées désignent des matériaux moins/plus denses respectivement. D’après Sternai et al., 2019.

- Processus de surface, ”externes”

#### *Ajustement isostatique en réponse à la déglaciation*

Les études géomorphologiques et géochronologiques datent le début de la déglaciation suivant le dernier maximum glaciaire (LGM, c.a. 18-20 ka) à 21 000 ans au maximum (Ehlers and Gibbard, 2004; Ivy-Ochs et al., 2006). La calotte glaciaire couvrait alors la majorité des Alpes occidentales avec une épaisseur moyenne de 500 m, pouvant atteindre 1.5 km dans certaines vallées (Mey et al., 2016). En modélisant la lithosphère par un milieu viscoélastique (par exemple Stocchi et al., 2005; Turcotte et Schubert, 2002; Watts, 2009) les temps de relaxation caractéristiques correspondants varient entre quelques milliers d’années et quelques dizaines de milliers d’années selon les paramètres rhéologiques imposés. Ainsi le temps de relaxation viscoélastique de la lithosphère alpine est du même ordre de grandeur que la durée de la période post-LGM, et des effets viscoélastiques produisant encore une surrection aujourd’hui sont possibles. L’Europe a par ailleurs été sujette à une période dite de ”petit âge glaciaire” (LIA) au 18<sup>e</sup>-19<sup>e</sup> siècle. La fin de ce petit âge glaciaire est datée aux alentours de 1850 et Haeberli et Beniston (1998) estiment une perte de volume glaciaire d’environ 130 km<sup>3</sup> entre 1850 et 1970. En outre, la fonte des glaciers s’est accélérée depuis plusieurs décennies. Ainsi, Paul et al. (2004) estiment qu’environ 25 km<sup>3</sup> de masse glaciaire a disparu dans les Alpes européennes depuis 1973. Au total 155 km<sup>3</sup> de glace auraient fondu sur les massifs alpins depuis la fin du LIA (Barletta et al., 2006). Les modèles de rebond post-glaciaire dépendant largement de la rhéologie et de ses variations appliquées en entrée, les valeurs de surrection prédites varient en conséquence selon les modèles et selon la région des Alpes considérée (*e.g.* Mey et al., 2016; Chéry et al., 2016). Sternai et al. (2019) estiment que dans les Alpes occidentales la contribution du rebond post-glaciaire (LGM et LIA) aux valeurs de surrection observées peut raisonnablement

être considérée entre 10 et 30 % (Figure 6.6). Les travaux de Barletta et al. (2006) montrent en outre qu'une contribution faible ( $\sim 10\%$ ) peut résulter de la fonte des glaciers depuis les années 1990, bien que l'amplitude de cette contribution soit moins bien résolue que son emprise spatiale (chapitre 4). Sternai et al. (2019) ne prennent ainsi pas en compte cette dernière contribution, l'impact de cette dernière étant très localisé par rapport à l'échelle spatiale de leur étude, qui concerne les Alpes dans leur intégralité.

#### *Ajustement isostatique en réponse à la décharge érosionnelle*

La densité de la croûte et des sédiments dérivés étant environ trois fois plus importante que celle de la glace, un effet d'isostasie important est attendu également du fait de l'érosion. Cette dernière peut produire des variations de charges en surface comparables à celles induites par les cycles de glaciation/déglaciation, en considérant des taux de l'ordre du mm/an maintenus sur des échelles de temps suffisamment longues (Champagnac et al., 2009; Sternai et al., 2013, 2016; Sternai et al., 2019). Cette érosion est en outre amplifiée par la fonte des glaciers depuis le dernier maximum glaciaire (Kuhle et al., 2002; Mancin et al., 2009; Fox et al., 2015). Les taux d'érosion et leur variabilité spatiale apparaissent globalement cohérents avec les taux de surrection observés dans les Alpes occidentales, en particulier sur les derniers 2 Ma (Fox et al., 2015). Cependant, les taux de surrection dus à l'érosion quaternaire sont difficiles à modéliser en raison des incertitudes majeures sur la distribution spatiale des sédiments érodés, sur l'atténuation de la décharge érosionnelle liée à la dépose de ces sédiments en fond de vallées, et sur les paramètres rhéologiques de la lithosphère et leurs variations spatiales. Les modèles les plus récents prennent en compte des variations latérales de l'épaisseur élastique de la croûte (e.g. Vernant et al. 2013, Champagnac et al., 2007; Mey et al., 2016) et livrent des valeurs de surrection maximum dans les Alpes centrales, y atteignant jusqu'à 0.5 mm/an (suivant l'hypothèse que tous les sédiments déposés dans les vallées sont d'âge post-glaciaire). Sternai et al. (2019) en revanche prennent en compte l'atténuation due au remplissage des vallées, et à travers une modélisation élastique basée sur une épaisseur lithosphérique homogène, obtiennent des taux de surrection dus à l'érosion tardi-quaternaire de l'ordre de 0.25 mm/an, montrant que le dépôt des sédiments érodés influencent davantage les variations spatiales de cette surrection que son amplitude maximale. Ainsi, Sternai et al. (2019) proposent une contribution à la surrection de l'ordre de 10 à 20% dans les Alpes occidentales due à l'érosion et la redistribution sédimentaire post-glaciaire et tardi-quaternaire

(Figure 6.6).

Enfin, même les modèles les plus complexes de rebond lié aux processus de surface, par exemple prenant en compte la redistribution des sédiments aussi bien que l'hétérogénéité de la lithosphère (e.g. Mey et al., 2016) montrent des résidus importants avec les observations géodésiques de surrection (Sternai et al., 2019). Ainsi, des processus "internes", liés à la structure profonde des Alpes doivent nécessairement être en action également.

- Processus profonds, "internes"

*Rebond dû à un détachement du panneau plongeant*

Un détachement récent du panneau plongeant européen sous les Alpes occidentales induirait un rebond élastique lithosphérique et pourrait entraîner une surrection présentant des taux proches de ceux observés dans les Alpes occidentales. La corrélation spatiale observée entre les taux de surrection et les taux d'érosion pourrait ainsi traduire une réponse superficielle à ce processus interne (Fox et al., 2015 ; Nocquet et al., 2016 ; Sternai et al., 2019). Le détachement du panneau européen aurait à la fois un effet de flexure lithosphérique dû au déchargement d'une masse dense et à la fois un effet visqueux dû à l'enfoncement du panneau détaché dans un matériau beaucoup moins dense (provoquant un flux asthénosphérique vertical). Ces effets potentiels sont corroborés par les tomographies sismiques qui montrent des anomalies de vitesses correspondant au panneau plongeant européen ainsi qu'à au moins une poche de matériau asthénosphérique profond sous la lithosphère européenne. Toutefois, le détachement du panneau plongeant européen sous la partie occidentale des Alpes reste controversé. Sternai et al. (2019) suggèrent ainsi que dans l'hypothèse où le panneau européen est actuellement détaché de la lithosphère européenne, les phénomènes relatifs pourraient entraîner jusqu'à 50% de la surrection observée dans les Alpes occidentales (Figure 6.6).

*Remontée mantellique*

La contribution potentielle de la convection mantellique sur les taux de surrection peut provenir de la traction exercée sur la base de la lithosphère. Cette contribution se traduit par un taux de changement de la topographie dynamique (e.g. Husson, 2006 ; Sternai et al., 2019). Cette contribution a été estimée par Sternai et al. (2019) sur la base des anomalies de vitesses (converties en températures) identifiées dans plusieurs modèles de tomographie sismique intégrés entre 100 et 1200 km de profondeur. Les résultats correspondants basés sur le modèle de Zhao et al.

(2016) suggèrent jusqu'à 2 mm/an de surrection centrée sur la plaine du Pô et les Alpes centrales, en raison d'une zone de faible vitesse pouvant correspondre à une remontée de matériau moins dense sous le panneau plongeant européen. Cependant, sur la base du modèle de vitesses de Lippitsch et al. (2003), les valeurs maximum de surrection prédites n'atteignent que 0.1 mm/an, bien que les variations spatiales soient cohérentes avec la modélisation précédente. Sternai et al. (2019) suggèrent ainsi que la contribution de convection mantellique à la surrection dans les Alpes occidentales ne dépassent pas environ 30%.

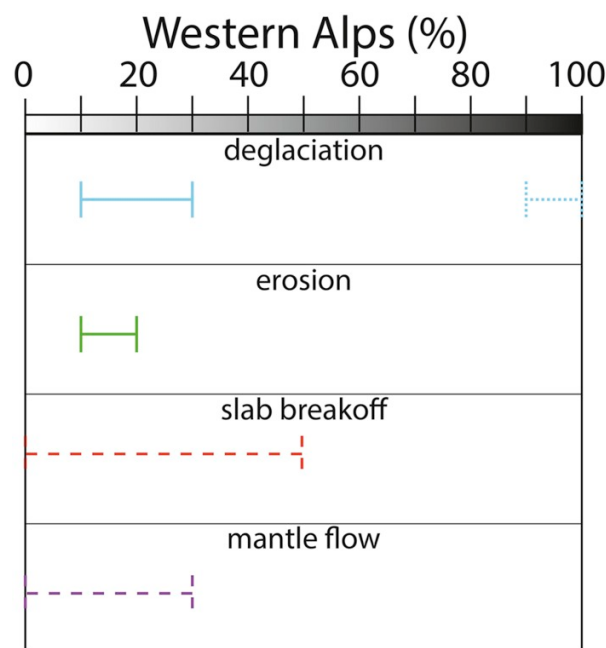


FIGURE 6.6 – Résumé interprété des contributions de rebond post-glaciaire (bleu), de décharge érosionnelle (vert), de structure lithosphérique (rouge) et de convection mantellique (violet) pouvant contribuer à la surrection des Alpes occidentales mesurée par géodésie. Les lignes traitillées représentent les processus les moins étayés et les lignes pointillées les moins probables. D'après Sternai et al., 2019.

Ainsi, si l'action de processus externes, de surface, est certaine à l'échelle des Alpes occidentales, l'action de phénomènes internes liés à la structure profonde est davantage incertaine, bien qu'ils semblent nécessaires pour expliquer les forts taux de surrection observés par géodésie (Nocquet et al., 2016 ; Sternai et al., 2019). Tous les forçages internes et externes décrits dans cette section doivent générer à la fois de la surrection et de l'extension (Walpersdorf et al., 2018). Concernant le lien entre processus de déformation et sismicité en revanche, seul le rebond post-glaciaire a à ce jour été démontré comme

pouvant être à l'origine de la sismicité dans certains contextes tectoniques (par exemple séismes Holocène de Mw 7-8 en Scandinavie et en Allemagne suite à la décharge de la calotte glaciaire fennoscandinave, Steffen et al., 2014; Brandes et al., 2015). D'autre part, des études se sont également récemment intéressées à l'impact du détachement du panneau plongeant des Apennins sur la déformation de la lithosphère alpine et sur sa sismicité (Salimbeni et al., 2018; Eva et al., 2020).

Les travaux présentés dans cette thèse permettent désormais d'apporter des contraintes supplémentaires sur les processus à l'origine de la déformation et de la sismicité crustales actuelles de la chaîne alpine occidentale.

Ces apports nouveaux concernent d'une part l'influence certaine de la tectonique de plaques sur la déformation actuelle des Alpes occidentales, en plus des effets liés à l'action des processus géodynamiques précédemment détaillés. L'action de la plaque adriatique en rotation anti-horaire par rapport à l'Europe, due à l'indentation en champ lointain de l'Eurasie par l'Afrique se traduit dans les tenseurs de déformation et de contrainte horizontaux observés en géodésie et sismotectonique. Les résultats de cette thèse ont par ailleurs confirmé, avec une résolution plus fine qu'auparavant, la décorrélation spatiale entre une surrection localisée sur les massifs externes et l'extension localisée sur les arcs Briançonnais et Piémontais. Comment expliquer alors les liens entre les processus néotectoniques à l'œuvre, les cinématiques observées et leur localisation, et la sismicité?

L'observation de la décorrélation spatiale entre la surrection et l'extension, ainsi que de la sismicité décorrélée à la surrection a conduit par le passé à proposer des déformations horizontales et verticales totalement découplées, les premières étant liées à la rotation de la micro-plaque adriatique induite par la cinématique de plaques actuelle, et se relâchant totalement sismiquement; les secondes liées aux processus isostatiques de surface et profonds et se relâchant de manière totalement asismique (par exemple Sternai et al., 2019).

Toutefois, il faudrait alors expliquer toute la déformation extensive par la rotation de plaque. Cependant, si certains modèles cinématiques pour l'Adriatique basés sur les champs de vitesses géodésiques prédisent une extension orientée globalement E-W localisée dans les Alpes occidentales (Calais et al., 2002; Nocquet et Calais, 2004; D'Agostino 2008), rien n'indique que la tectonique de plaques actuelle puisse créer une extension présente dans toute la partie interne des Alpes occidentales, du nord au sud, et d'autant plus sous forme discontinue. De plus ce modèle géodynamique ne permet pas de prendre en compte que la déformation verticale est environ 10 fois plus importante que la déformation horizontale, proposée comme seul moteur sismique. Enfin, comme établi

précédemment, que faire de la composante horizontale nécessairement induite par les processus d'isostasie ?

Des interactions entre tectonique de plaques, processus isostatiques d'origine superficielle et profonde et sismicité doivent donc être envisagées.

### **Scénario géodynamique : des processus agissant à plusieurs longueurs d'onde, des réponses différentielles**

Les observations faites dans cette thèse apportent des nuances supplémentaires aux motifs de déformation géodésique et sismique suggérées au cours de la dernière décennie. Ces observations nous conduisent à proposer un scénario géodynamique complexe, impliquant des processus internes et externes agissant à plusieurs longueurs d'onde et provoquant, à la fois par leur emprise spatiale et par des contrôles rhéologiques et structuraux, une extension et une surrection localisées se surimposant aux champs de déformation horizontaux et verticaux de grande longueur d'onde.

#### *Processus expliquant la localisation de la déformation horizontale*

La déformation horizontale serait contrôlée au premier ordre par la tectonique de plaques Europe/Adriatique, provoquant un champ de déformation uniforme décrochant, de grande longueur d'onde, auquel s'ajouterait une contribution extensive due aux processus d'isostasie et profonds. La contribution d'extension due aux processus profonds se localiserait préférentiellement dans les zones internes, les processus correspondants semblant avoir un impact plus important sur la partie interne de la chaîne que externe (Sternai et al., 2019), bien que leur contribution horizontale n'ait pas été explorée dans les modèles numériques à ce jour. La croûte étant épaissie dans les zones internes, celles-ci localiseraient préférentiellement l'extension due aux processus sus-mentionnés.

Ainsi l'extension résulterait de l'action conjointe des processus externes (dégliaciations, érosion) et internes (détachement du panneau plongeant, remontée de matériau mantellique moins dense), se localiserait préférentiellement sur des structures tectoniques héritées en raison d'un contrôle structural (front Pennique et système de failles parallèles), et serait défléchi par rapport à l'axe de la chaîne en raison de la rotation de la micro-plaque adriatique. La rotation de plaque défléchirait à la fois l'extension ainsi que l'unique zone de compression ponctuelle à l'est de l'arc Piémontais, l'origine de cette dernière restant à approfondir.

#### *Processus expliquant la localisation de la déformation verticale*

Les processus externes et internes agissant sur la chaîne peuvent contrôler la surrection à des longueurs d'ondes variables. Le rebond isostatique correspondant à la dernière



glaciation ne peut pas induire a priori les variations spatiales imagées à l'échelle de massifs voisins. Le rebond post-glaciaire, de grande longueur d'onde, induirait un taux de surrection uniforme à l'échelle de l'arc alpin occidental. A cet effet s'ajouteraient des contributions plus courtes longueurs d'onde de relaxation lithosphérique récente (post-LIA et fonte actuelle), et d'érosion différentielle qui, elles, créeraient une surrection plus forte sur les massifs externes. La fonte des glaciers renforcerait ainsi la surrection par la diminution de la charge en surface mais aussi par une érosion accrue. L'érosion, plus intense sur les reliefs les plus hauts et raides, localiserait également préférentiellement la surrection.

La déformation verticale induite par ces mêmes processus externes (déglaciation, érosion) et internes (détachement du panneau plongeant, remontée de matériau mantellique moins dense), doit également se localiser différemment et préférentiellement sur des massifs cristallins externes en raison d'un contrôle structural et/ou rhéologique entre les différentes unités crustales européennes. En effet, les données thermo-chronologiques montrent une exhumation des Alpes occidentales depuis environ 10 Ma (Fox et al., 2015), ce qui correspond à la mise en place des massifs cristallins externes, ceux-ci se décollant de la croûte européenne tandis que le reste de la chaîne s'enfonce dans le prisme de subduction (Schmid et al., 2004). Ces données jouent en faveur d'un contrôle structural donc. De plus, un contrôle rhéologique de la surrection est possible, les massifs cristallins externes étant moins denses (schistes verts) que la partie interne de la chaîne présentant un faciès éclogites (*e.g* Goffé et al., 2004), plus dense et limitant la surrection. Cette hypothèse est soutenue par le caractère peu sismique de ces massifs cristallins externes (hormis sismicité en essaims, par exemple de Vallorcine/Aiguilles Rouges) plaidant pour une accommodation de la déformation et une rhéologie différentes de ces zones par rapport aux zones internes. De plus les zones internes, qui apparaissent davantage sismiques, ont été davantage affectées par l'exhumation de roches profondes et donc par des conditions rhéologiques, de température et de pression différentes (Solarino et al., 2018 ; Eva et al., 2020).

#### *Processus à l'origine de la sismicité*

Dans le scénario que nous proposons pour expliquer la localisation différentielle des déformations sur la base de nos observations, la sismicité proviendrait en partie du mouvement de rotation de la plaque Adriatique. Les processus isostatiques de surface (érosionnel et post-glaciaire) et gravitaires profonds (détachement de panneau plongeant et ou/remontée mantellique) généreraient ainsi de la déformation accommodée à la fois sismiquement sur la composante horizontale, et à la fois asismiquement, sur la compo-

sante verticale, en raison des contrôles tectonique et rhéologique de la localisation de la déformation. Cette hypothèse est corroborée par la sismicité se localisant à la séparation d'unités géologiques différentes (par exemple le long du massif de Belledonne, du Pelvoux et de l'Argentera).

	Processus
<b>Déformation horizontale</b>	Rotation adriatique > champ décrochement Processus isostatiques + contrôle structural > extension localisée Processus profonds asymétriques > extension localisée
<b>Déformation verticale</b>	Processus grande $\lambda$ > champ de surrection diffus Processus grande $\lambda$ + réponses différentielles > surrection localisée Processus courte $\lambda$ > surrection localisée
<b>Sismicité</b>	Rotation adriatique Processus isostatiques et profonds relâchés sismiquement sur la composante horizontale

FIGURE 6.7 – Résumé des phénomènes proposés pour expliquer les déformations horizontale et verticale localisées mises en avant par les travaux de thèse, en lien avec distribution de la sismicité. Chaque contribution est détaillée dans le texte principal.

Dans le scénario géodynamique proposé en accord avec nos observations, deux phénomènes (surimpositions de processus de différentes longueur d'ondes et réponse différentielle à ces forçages en raison de rhéologie ou d'héritage structural différents) coexistent et influent sur la localisation différentielle des déformations. Ce scénario permet pour la première fois de proposer une interprétation suggérant des déformations horizontale et verticale couplées au moins partiellement entre elles et avec la sismicité. Ce scénario s'appuie sur les nombreuses observations inédites du mode de déformation et de sa localisation. Il présente plusieurs arguments liés à la littérature en sa faveur, mais ne permet pas de répondre à toutes les interrogations sur les interactions entre sismicité, déformation horizontale et verticale dans la chaîne alpine occidentale, telles que :

- pourquoi l'extension, localisée sur les structures héritées au sein de la zone interne, n'est-elle pas continue le long de l'arc ?
- comment expliquer le fonctionnement en essais spatiaux-temporels de la sismicité dans certaines zones ?
- quel(s) processus profond(s) internes à la chaîne, nécessaires pour expliquer l'amplitude des taux de surrection observés, vien(nen)t compléter l'effet de l'érosion et de la déglaciation ? Est-il/sont-ils compatibles en amplitude et en localisation/variations spatiales avec l'extension ?
- quelle origine pour l'anomalie de compression à l'ouest de la plaine du Pô ?

- que traduit la cohérence entre la déformation lithosphérique et l'orientation du flux mantellique? Quelle place dans notre scénario géodynamique?

- Le mode de déformation sismique variable correspond-il à des forçages différents, ou bien à une réponse différentielle à un même processus, dictée par des variations latérales ou verticales des caractéristiques crustales et mantelliques (épaisseur, composition, géothermie, histoire tectonique)?

Plusieurs questions restent ainsi en suspens, et nécessiteraient des modélisations numériques de la réponse horizontale (amplitude et répartition) des différents processus évoqués ici afin de pouvoir établir un bilan des contributions envisageables, comme cela a été fait par Sternai et al. (2019) pour la composante verticale. Ceci n'était pas possible jusqu'ici en raison de la très faible déformation horizontale, mais le sera peut-être prochainement avec l'amélioration de la précision des mesures géodésiques récemment atteinte. Répondre à ces questions et établir un scénario expliquant toutes les observations nécessiterait également d'implémenter des modèles de la déformation sismique afin de reproduire les nouvelles observations faites dans cette étude du mode de déformation sismique et de sa localisation.

## 6.2.2 Contraintes apportées aux modèles d'aléa sismique

### Principes de l'aléa sismique probabiliste

Les études d'aléa sismique visent à estimer les mouvements du sol dus à de futurs séismes, pour un site ou une zone donnée, au travers de différents indicateurs (accélération, vitesse, durée, etc). Cette estimation peut par la suite être utilisée par des instances publiques ou privées afin d'évaluer des enjeux sociétaux ou économiques. En ce sens un modèle d'aléa diffère d'un modèle de risque, n'exprimant qu'une probabilité liée au phénomène naturel sismique et non une probabilité liée à l'interaction entre ce phénomène et des vulnérabilités sociétales (par exemple présence ou non d'installations humaines, type de bâti). Les modèles d'aléa sont également un outil scientifique important, permettant d'interroger nos connaissances sur les processus de rupture sismique et leurs effets en surface. Deux familles distinctes de modèles existent, basées sur une prise en compte différente des incertitudes liées au phénomène sismique : les modèles déterministes et les modèles probabilistes. Leur différence majeure réside dans la manière dont sont considérés les prochains séismes à venir. L'approche dite déterministe, si elle prend parfois en compte les incertitudes liées à l'estimation des mouvements du sol, ne considère qu'un seul scénario de source sismique par site, ou au mieux un jeu

déterminé de sources sismiques tel que le séisme maximum envisagé pour chaque source. Cette approche ne prend donc pas en compte la probabilité d'occurrence des séismes. Au contraire, un modèle probabiliste d'aléa sismique (PSHA) prend en compte tous les séismes possibles et leurs probabilités spatiales et temporelle d'occurrence en fonction de la magnitude. La plupart des modèles d'aléa produits aujourd'hui à travers le monde sont des modèles PSHA. Ces modèles se présentent sous forme de carte(s) d'une probabilité relative à l'indicateur de mouvement, sur une période de temps donnée à l'échelle régionale, nationale ou internationale. Cette carte peut soit représenter la probabilité en chaque point de dépasser une valeur de mouvement du sol donnée, soit représenter en chaque point la valeur de mouvement du sol qui a une probabilité donnée d'être dépassée (Figure 6.8). Ces valeurs de mouvement du sol est le plus souvent son accélération à fréquence infinie (PGA), mais peut également être exprimée comme son déplacement, sa vitesse ou d'autres mesures d'intensité à la fréquence choisie.

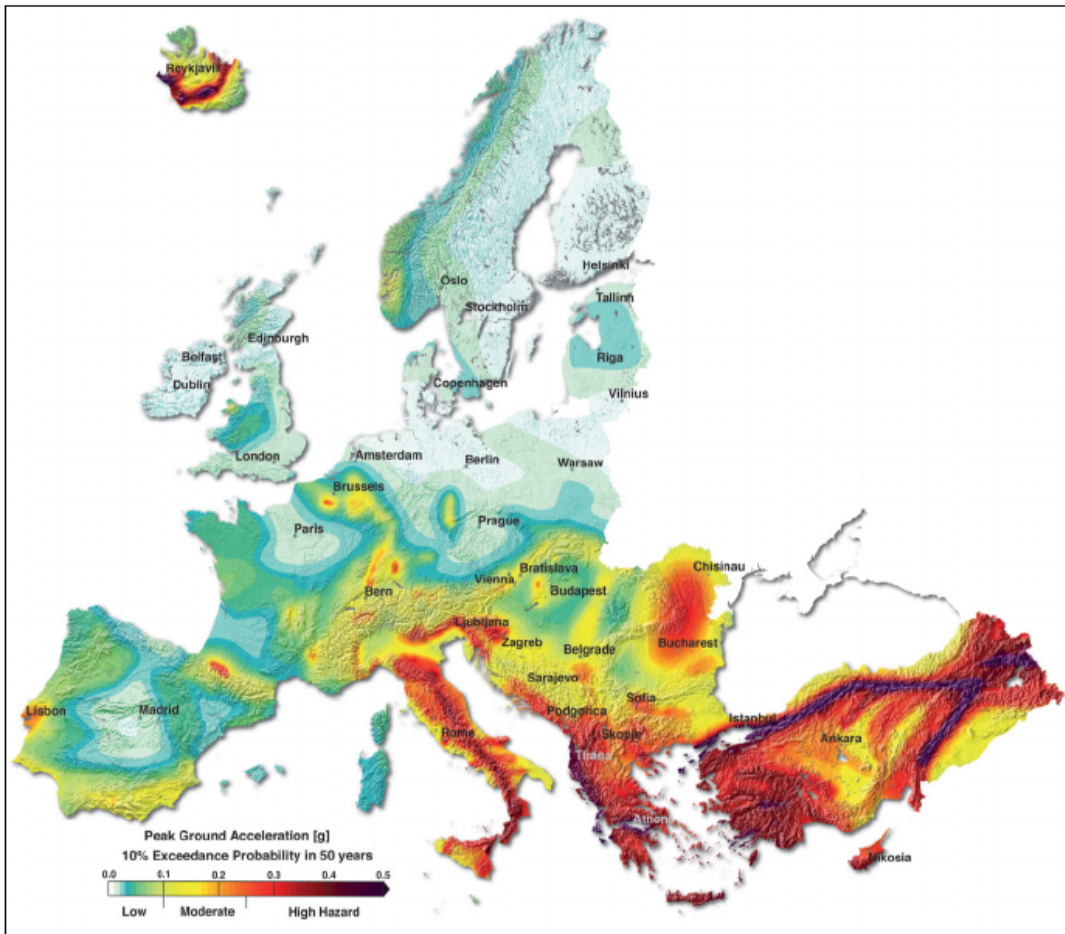


FIGURE 6.8 – Carte du niveau d'aléa sismique en Europe (ESHM13) représentant 10% de probabilité de dépasser une gamme d'accélération du sol (PGA) sur 50 ans. Les Alpes occidentales présentent une probabilité de 10% de dépasser une accélération du sol au PGA de 0.25 g dans les cinquante prochaines années. D'après Giardini et al., 2014.

Les modèles PSHA combinent eux-mêmes des modèles à plusieurs composantes et leurs incertitudes afin de produire un niveau d'aléa final. Chaque modèle présente ainsi ses spécificités, les composantes d'entrée pouvant être regroupées en trois catégories (Figure 6.9) : un modèle de source sismique, un modèle de récurrence sismique, et un modèle de caractérisation des mouvements du sol.

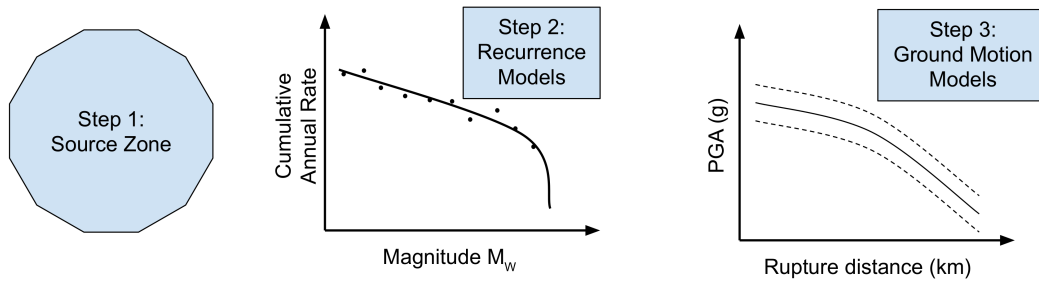


FIGURE 6.9 – Schéma d’illustration des 3 principaux types de modèles d’entrée pour estimer les niveaux d’aléa dans un modèle PSHA. D’après Marinière, 2020.

Le modèle de sources définit la variable spatiale pour laquelle le modèle de récurrence sera construit, et pour laquelle seront également définis certains autres paramètres de la source comme le mécanisme au foyer dominant par exemple, dont dépendent certaines autres étapes du calcul (paramétrage des équations de prédiction du mouvement du sol). Le modèle de récurrence est la plupart du temps exprimé en taux de sismicité en fonction de la magnitude. Le modèle de mouvements du sol estime l’intensité du mouvement en un site donné pour un séisme donné, les caractéristiques de ce dernier ayant été définies dans les modèles de source et de récurrence. Cette estimation est souvent réalisée via des lois empiriques reliant les paramètres de source sismique, de trajet d’ondes et de site à, par exemple, l’accélération du sol dans une certaine gamme de fréquences. Dans l’approche probabiliste, plusieurs modèles sont souvent considérés au sein de chacune de ces trois catégories afin de prendre en compte les incertitudes de modélisation du phénomène sismique, le plus souvent à travers une exploration de toutes les possibilités envisagées via un arbre logique. La construction de ces modèles d’entrée au PSHA s’appuie sur des données multidisciplinaires (géologie, tectonique, géodésie, sismologie...). Les résultats tectoniques et géodésiques présentés dans cette thèse peuvent ainsi constituer des contraintes importantes en termes de modèles de source et de récurrence.

### Apports aux modèles de sources

L’approche PSHA se base sur la sismicité passée, et sa répartition en temps, en espace et en magnitude, pour estimer la sismicité future. Ainsi, la variable spatiale d’un modèle PSHA est définie par un modèle de sources sismogènes. Les modèles de sources peuvent être construits sur la base de modèles de failles lorsque leur documentation est suffisante,

et/ou sur la base d'un modèle de zones sismotectoniques. Dans tous les types de modèles, tout le volume crustal doit être défini par un modèle de source, y compris les zones les moins actives comme le Bassin parisien en France, par exemple.

Dans un modèle de sources "failles" (par exemple, Bird, 2003 ; Christophersen et al., 2015 ; Haller et Basili, 2011), les failles actives cartographiées et les données géologiques et paléosismologiques correspondantes sont utilisées pour définir des taux de glissement long-terme sur ces failles, et éventuellement pour dater et estimer la magnitude de leurs séismes antérieurs, dans l'objectif *in fine* d'estimer des taux de sismicité sur ces failles. La définition d'un modèle de sources "failles" pose donc la problématique de la notion de faille "active", en particulier pour les régions de faible taux de sismicité comme la France et les Alpes. Gerstenberger et al. (2020) définissent par exemple les failles actives comme donnant des indices d'activité jusqu'à 125 000 ans. Cependant, dans le cas de la France, aucun séisme instrumental n'a montré de rupture de surface avant 2019 (séisme du Teil 2019), bien que plusieurs failles aient pu être identifiées comme actives par la sismicité localisée depuis les années 70-80 (par exemple faille de Belledonne, faille de la moyenne Durance, faille de Serenne, faille de la Montagne du Vuache) ou par la reconnaissance d'indices néotectoniques ou paléosismiques (faille de Nîmes, faille de la Trévaresse, failles Marcel, etc). Inversement, des séismes forts peuvent se produire sur des failles non considérées actives ou simplement non ou mal répertoriées, et ce même dans les régions les mieux documentées du monde (par exemple, séismes Mw=6,4 et 7,1 de Ridgecrest en 2019 en Californie), souvent par manque d'investigations géologiques préalables poussées (*e.g.* Thompson-Jobe et al., 2020 pour le cas de Ridgecrest). Les modèles de sources "failles" sont en général utilisés pour caractériser l'occurrence spatiale des séismes de magnitude importante et donc les mieux documentés.

Dans les zones moins documentées, des modèles de sources surfaciques, ou zonages sismotectoniques, ont été développés en complément pour prendre en compte les incertitudes liées à l'occurrence spatio-temporelle des séismes de faible magnitude et de la micro-sismicité. Ces zones permettent ainsi de prendre en compte la sismicité diffuse de fond (*background seismicity*) regroupant les séismes qui ne sont pas associés à des failles bien identifiées et/ou suffisamment documentées. Une zone sismotectonique est définie par une aire polygonale (en carte) au sein de laquelle on considère la sismicité comme distribuée de manière homogène et présentant des séismes de type similaire. Ce zonage servira ainsi dans le modèle de récurrence à définir un taux de sismicité, le taux associé à chaque zone étant obtenu en moyennant le taux des séismes au sein de celle-ci. La construction d'un zonage sismotectonique pose la question de l'homogénéité du

potentiel et de la définition des limites de zones, qui sont déterminées à partir des observations géologiques (données structurales, néotectonique) et géophysiques (données de sismicité, rhéologie) disponibles. Plusieurs zonages peuvent ainsi coexister pour une région donnée, et les choix des zones qui y sont faits sont souvent variables. En effet, le choix du zonage autour d'un site peut significativement impacter le niveau d'aléa obtenu en ce site. Beauval et al. (2020) montrent que le choix entre deux zonages sismotectoniques différents en France (Baize et al., 2013 et Woessner et al., 2015) peut impacter jusqu'à 30% la valeur médiane du niveau d'aléa estimé, selon le site, la période spectrale et la période de retour considérés. On peut noter cependant que le zonage de Baize et al. (2013) était essentiellement à vocation déterministe, initialement basé sur 66 zones, sur la base d'arguments géologiques et sismologiques pour caractériser la sismotectonique, bien que la version agrégée (38 zones) ait été utilisée dans des calculs probabilistes. En effet la taille de la zone considérée déterminera l'échantillon de séismes qui sera utilisé pour estimer un niveau de sismicité associé. L'équilibre entre la taille des zones et les taux de sismicité est fragile. Par exemple des zones très petites qui concentrent beaucoup de sismicité donnent un aléa élevé pour des sites proches. Dans des limites plus larges, la sismicité se retrouve diluée dans une grande zone et l'aléa est diminué. À l'inverse une zone trop petite risque de ne pas regrouper assez de séismes pour estimer les paramètres de récurrence dans une région de sismicité modérée. Plusieurs zonages ou niveaux de zonages peuvent alors être explorés au sein du modèle de sources dans un modèle PSHA, afin de prendre en compte les incertitudes sur la définition des zones.

Martin et al. (2018) quant à eux explorent dans leur modèle PSHA pour le sud-est de la France trois modèles de sources différents à travers l'exploration d'un arbre logique où chaque branche correspond à un modèle de sources différent (Figure 6.10).

Le premier modèle (modèle "SM1" de la Figure 6.10) est une version réactualisée du modèle Géoter prévu pour l'estimation du niveau d'aléa dans le sud-est de la France (Martin et al., 2002 ; Carbon et al., 2012), où les zones sont basées sur des limites structurales (unités géologiques, failles cartées), la distribution de sismicité, et la cinématique de la déformation actuelle (mécanismes au foyer). Martin et al. (2018) incluent également un modèle spécifiquement développé pour leur étude (modèle "SM2" de la Figure 6.10). Les zones y sont définies à partir de modèles préexistants (Blès et al., 1998 ; Baize et al., 2011) et modifiées autour de la faille de Belledonne, des failles de Nîmes et de la Moyenne Durance, et de l'essaim de Tricastin. Martin et al. (2018) incluent enfin le zonage Baize et al. (2013) le plus large (38 zones). Ce zonage présente une géométrie de zones en général plus larges (modèle "SM3" Figure 6.10), basée d'après Martin et al. (2018) sur un schéma



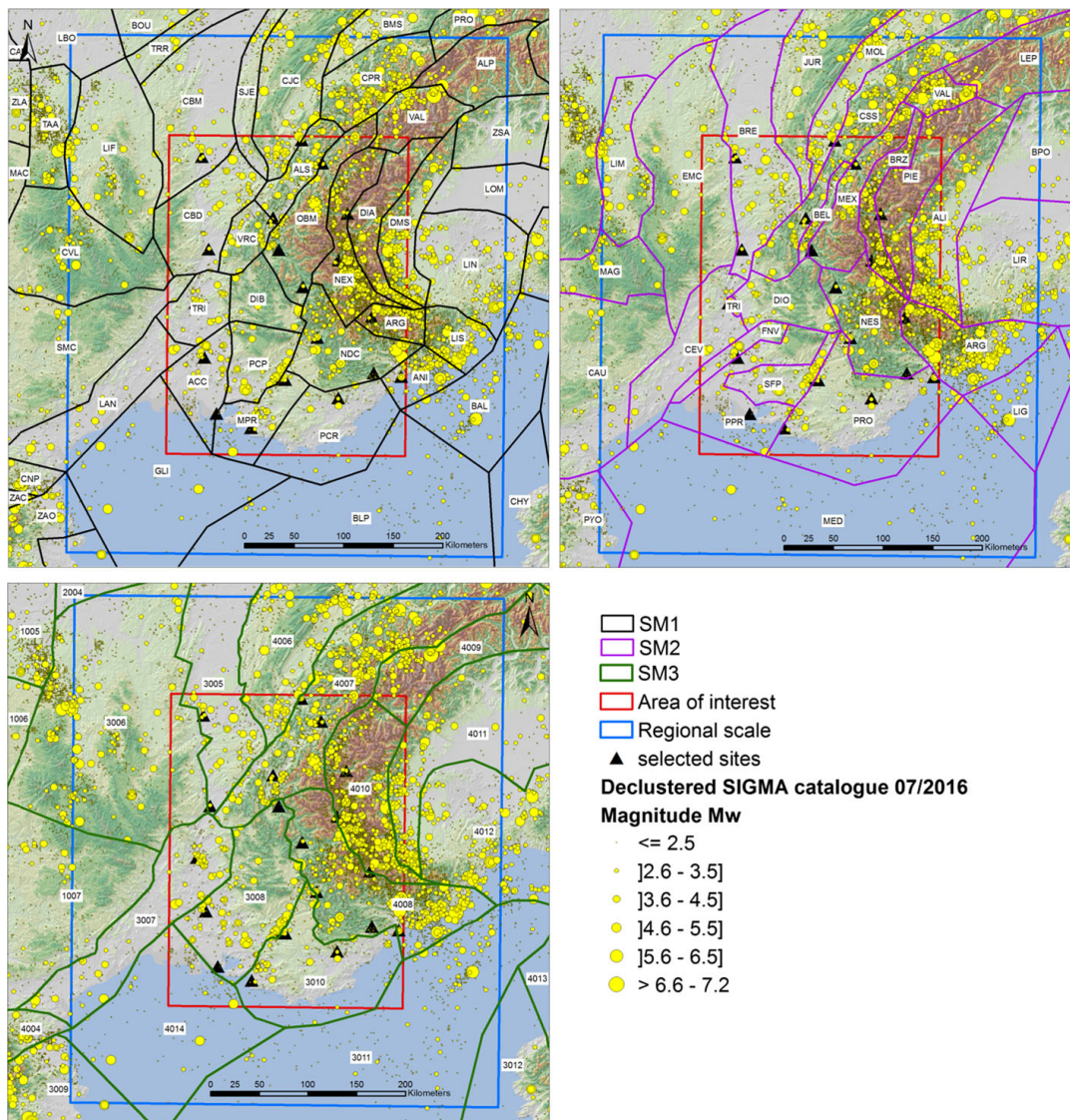


FIGURE 6.10 – Trois modèles de sources "zones" (SM1, SM2 et SM3) utilisés pour l'estimation du niveau d'aléa dans le sud-est de la France. D'après Martin et al., 2018.

structural et de déformation davantage cohérent avec l'état de contraintes actuel régional.

Martin et al. (2018) complètent leur approche de l'incertitude liée au modèle de sources en explorant également un modèle de failles ainsi qu'un modèle dit de sismicité lissée (*smoothed seismicity*). Le modèle de sources "failles" correspond en réalité à l'inclusion d'un seul système de failles, englobé dans leur modèle SM1. Ils incluent ainsi la géométrie 3D de la faille de la moyenne Durance et des failles alentours sur la base d'études spécifiques définissant leurs caractéristiques structurales et cinématiques (Cu-

shing et al. 2008 ; Guyonnet-Benaize 2011 ; Guyonnet-Benaize et al., 2015), argumentant qu'il s'agit alors du seul système de failles suffisamment documenté (profondeur, pendage, taux de glissement, cinématique) pour établir un modèle de sources "failles". L'approche par sismicité lissée a quant à elle été développée pour pallier l'incertitude épistémique liée au choix des limites de zones (Kagan et Jackson, 1994 ; Frankel 1995 ; Helmstetter et al., 2007 ; Helmstetter et Werner, 2012, Akinci et al., 2018). Cette approche utilise la distribution spatio-temporelle des séismes passés pour modéliser sa variabilité future. La méthode de lissage choisie peut soit correspondre à une distance de lissage fixe (*e.g.* Frankel, 1995) soit être fonction de la densité de séismes (*e.g.* Helmstetter et al., 2007 ; Akinci et al., 2018). La robustesse du modèle dépend dans cette approche surtout de la durée du catalogue utilisé et requiert donc davantage d'observations pour contraindre les taux de sismicité ensuite que l'approche basée sur les modèles de sources.

Les travaux de thèse développés ici présentent donc un intérêt majeur pour l'estimation de l'aléa probabiliste dans le sud-est de la France. Comme le montre l'étude de Martin et al. (2018), les caractéristiques des failles du sud-est de la France ne sont pas suffisamment connues encore pour apporter des contraintes à la définition des zones dans les différents modèles de sources "failles". Ces zonages sont réalisés à partir de la distribution de sismicité, les cartes géologiques et failles cartées, actives ou non, car peu de données de cinématique (mécanismes au foyer surtout) sont disponibles pour la plupart des zones. L'étude de la déformation sismique développée ici apporte des contraintes supplémentaires majeures d'un point de vue sismotectonique, car elles permettent de définir des zones homogènes en termes de mode de déformation sismique pour l'ensemble de l'arc alpin occidental. Le zonage sismotectonique établi à partir des mécanismes au foyer prend ainsi également en compte l'orientation de la déformation, les zones ayant été établies à la fois à partir de la structure de la chaîne (courbure de l'arc alpin, zones internes/externes) et à partir de l'évolution spatiale de l'azimut des plans nodaux. Un mécanisme représentatif a également pu être proposé de manière robuste pour chaque zone définie. Le mécanisme au foyer est une donnée importante puisque certaines lois empiriques d'estimation du mouvement du sol prennent en compte les paramètres de pendage et de sens du glissement correspondants ; ces paramètres influent alors sur la variabilité des mouvements du sol, dans certains cas jusqu'à 50 % (Mathey, 2017). Les contraintes apportées offrent une nouvelle opportunité de définir un ensemble de zones présentant des caractéristiques de déformation sismique actuelle communes (chapitre 2). Au final, le zonage proposé ici est proche des zonages existants, ce qui permet de les vali-

der sur la base de critères sismotectoniques supplémentaires. Le zonage sismotectonique proposé dans cette thèse (chapitre 2) est ainsi complémentaire des zonages préexistants couvrant les Alpes occidentales comme celui de Baize et al., (2013). En effet le catalogue sismique n'est pas toujours représentatif de l'état de contraintes et de déformation d'une région, même active dans les plus actives, en raison de sa trop courte période d'échantillonnage. Ainsi les indices géologiques permettent de "prolonger" l'expression du catalogue en supposant que les structures qui ont créé les événements de ce catalogue peuvent reproduire ces événements latéralement si elles présentent une continuité latérale de leurs caractéristiques. Ce principe permet notamment de définir des zones cohérentes en termes de sismotectonique y compris dans les régions où le catalogue montre très peu de sismicité, permettant ainsi d'obtenir un zonage continu spatialement (*i.e.* sans "vides"), ce qui est un prérequis du calcul d'aléa.

L'approche sismotectonique de la déformation développée dans cette thèse a également permis de montrer qu'en termes de contraintes actuelles dans la croûte alpine, les résultats sont cohérents entre l'état de contraintes obtenu sur la base du zonage sismotectonique qui y est développé et l'état de contraintes révélé par l'analyse des mécanismes au foyer voisins par cellules de 0.5 degrés (environ 40x55 km<sup>2</sup>) sans lissage. Ceci pourrait suggérer que pour les Alpes occidentales, l'implémentation d'un modèle de sources "zones" ne représente pas un biais majeur par rapport à l'implémentation d'un modèle basé sur l'approche de sismicité lissée.

Enfin, les travaux géodésiques établis dans cette thèse à l'échelle locale du Briançonnais fournissent pour la première fois des caractéristiques géométriques et cinématiques pour la faille de la Haute Durance (orientation, pendage, profondeur sismogénique et taux de glissement). Ceci pourra permettre dans le futur d'implémenter un modèle mixte de zones et de failles pour la région du Briançonnais comme cela a été fait par Martin et al. (2018) pour la région provençale et le réseau de failles de la moyenne Durance. Le projet SERA (Danciu et al., 2019), visant à mettre à jour le modèle d'aléa européen SHARE, a entre autres pour objectif d'intégrer les données disponibles permettant de caractériser le maximum de failles actives en Europe.

### **Modèles de récurrence : perspectives**

Dans les modèles probabilistes d'aléa, un des enjeux est de tenir compte de toute la gamme des séismes possibles dans une même zone sismotectonique, avec leur fréquence d'occurrence. Or, les catalogues de sismicité disponibles concernent une période d'ob-

servation limitée (au mieux entre 500 et 1000 ans dans les Alpes). Dans la gamme des magnitudes faibles, on considère que les catalogues sont complets depuis  $\sim 1980$  (chapitre 3; Beauval et al., 2020), en revanche le taux de de récurrence des fortes magnitudes est parfois inconnu, faute de données paléosismologiques tirées de la géologie. L'estimation du taux de sismicité est donc généralement réalisée en interpolant la sismicité observée dans le(s) catalogue(s) vers d'autres gammes de magnitudes à partir d'une distribution fréquence-magnitude (MFD) donnée. Ce type de distribution permet de décrire la variabilité de la récurrence des séismes en fonction de la magnitude pour une région ou une faille donnée. Ces distributions sont basées sur plusieurs hypothèses nécessitant des étapes de préparation du catalogue sismique utilisé (*declustering*, estimation des périodes de complétudes, voir chapitre 3). Ces distributions sont toutes basées sur les paramètres de pente, d'ordonnée à l'origine, de magnitude maximum et minimum, et sur les paramètres des lois reliant le moment sismique et la magnitude. Toutefois, elles présentent chacune leur spécificité. Les formes plus utilisées pour décrire les taux de sismicité des modèles de sources-zones sont celles de Gutenberg-Richter (Gutenberg et Richter, 1944), de Ward (1994) et de Kagan (2002). Elles sont parfois également utilisées pour les modèles de sources-failles, pour lesquelles d'autres relations entre la magnitude et la récurrence sont parfois utilisées, comme par exemple celle où le séisme dit caractéristique est introduit : une gamme particulière de magnitudes peut présenter des taux d'occurrence supérieurs à une loi de type Gutenberg-Richter (Wesnousky, 1999; Youngs et Coppersmith, 1985).

Les MFD basées sur la sismicité instrumentale et historique dépendent donc largement de la complétude et de la représentativité du catalogue considéré pour la période de temps d'intérêt, qui peuvent être considérées insuffisantes surtout dans les zones de faible sismicité (en contexte intraplaque par exemple). Il est ainsi devenu de plus en plus fréquent d'incorporer d'autres observations dans les modèles de récurrence en plus des observations de sismicité, telles que les observations géodésiques. Les données géodésiques (champs de vitesses ou taux de déformation horizontaux) peuvent ainsi être utilisées pour obtenir des taux de récurrence sismique sur une faille ou à l'échelle d'une région. Plusieurs méthodes peuvent être utilisées pour intégrer les données géodésiques, bien que leur représentativité temporelle soit sujette à débats. Le plus souvent, les taux de déformation géodésiques sont convertis en taux de moment sismique équivalent. Les vitesses obtenues en surface peuvent également être inversées pour estimer un taux de glissement le long d'une interface donnée (faille, frontière de plaques). L'utilisation des données géodésiques n'est donc pas directe et est soumise à plusieurs sources d'incertitudes qui seront alors

propagées dans le modèle de récurrence. Ces incertitudes concernent la mesure géodésique elle-même (vitesses ou taux de déformations) mais également les paramètres la reliant au moment sismique, tels que le taux de déformation asismique ou la profondeur considérée (profondeur affectée par la déformation sismique, chapitre 3, ou profondeur de blocage, voir chapitre 5).

Les travaux de thèses ont montré la nécessité de prendre en compte une partie de déformation asismique dans les taux mesurés par géodésie dans les Alpes. Ils ont également montré la variabilité du moment sismique liée à la profondeur considérée ainsi que celle liée à l'utilisation de la partie instrumentale ou historique d'un catalogue de sismicité donné.

Une fois le taux de moment sismique équivalent calculé, on peut estimer une MFD basée sur la géodésie en fixant certains paramètres de la distribution et en laissant un autre de libre (exemple Figure 6.11). Une possibilité est alors de fixer tous les paramètres et d'explorer la magnitude maximum atteinte par la MFD à partir du moment sismique équivalent disponible.

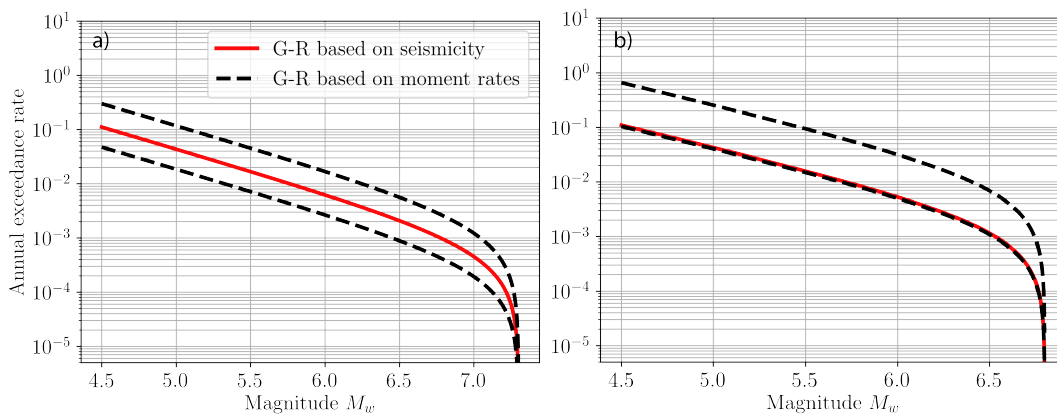


FIGURE 6.11 – Modèles de récurrence pour la faille de Quito (Équateur) basés d'une part sur la catalogue sismique (courbes rouges) et d'autre part sur le moment géodésique (courbes pointillées). a)  $M_{\max}$  fixée (7.3) à partir de lois d'échelles, b-value fixée (0.81) à partir du catalogue, a-value investiguée pour la distribution basée sur le catalogue et celle basée sur les moments géodésiques minimum et maximum (incertitude sur le moment géodésique). b) a-values et b-values fixées,  $M_{\max}$  investiguée ( $M_{\max} = 6.8$  nécessaire pour obtenir les même taux de sismicité entre le catalogue et le moment géodésique minimum). D'après Marinière et al., 2020.

Une autre possibilité peut être d’explorer la partie de déformation asismique incluse dans le moment obtenu à partir de la géodésie. Tous les paramètres de MFD sont alors fixés à partir d’autres données (distribution du catalogue par exemple), et la différence entre les taux du catalogue et ceux de la géodésie est considérée comme la partie asismique de la déformation géodésique.

Les taux de sismicité obtenus par géodésie étant indirectement influencés par la profondeur de la sismicité, qui conditionne le moment sismique, les travaux présentés dans cette thèse permettent de diminuer l’incertitude épistémique liée à ce paramètre dans la région alpine occidentale (grâce à une meilleure localisation des séismes). Ces travaux ont montré que la distribution de la sismicité en profondeur est inégale entre les différentes zones des Alpes occidentales, et que la variabilité spatiale des profondeurs hypocentrales doit si possible être prise en compte (chapitres 2 et 3). Cependant une incertitude majeure concerne la profondeur qui doit être utilisée à partir de la distribution des profondeurs hypocentrales. Cette incertitude est en partie aléatoire, c’est à dire liée au phénomène physique lui même (deux séismes de suite ne se produiront à la même profondeur sur la même faille), des statistiques sur la distribution des hypocentres par rapport aux plans de rupture existant toutefois dans certaines régions du monde (*e.g.* Mai et al., 2005 ). Enfin, dans le cadre des problèmes d’homogénéisation des magnitudes historiques et instrumentales qui ont été mis en avant par cette étude (chapitre 3) et d’autres (Beauval et al., 2020 ; Mazzotti et al., 2020 ; Laurendeau et al., 2019), il pourrait être intéressant de comparer des distributions fréquence-magnitude basées sur la géodésie avec celles obtenues via la partie instrumentale d’une part et historique d’autre part du catalogue FCAT (Manchuel et al., 2018) afin de voir la cohérence de la géodésie avec les taux de sismicité observés sur les périodes instrumentale et/ou historique (approche développée dans d’autres régions du monde par exemple Chartier et al., 2017 ; d’Agostino et al., 2017 ; Marinière et al., 2020). Cette étape requiert cependant d’avoir estimé la partie de déformation asismique mesurée par la géodésie auparavant.



---

## Conclusions et perspectives

---

Cette thèse visait à établir le champ de déformation 3D des Alpes occidentales afin d'y établir les liens entre déformations de surface et sismicité et ainsi d'apporter des contraintes sur les processus géodynamiques contrôlant l'évolution post-orogénique de la chaîne alpine occidentale et sur les paramètres d'entrée des modèles d'aléa sismique. Le champ de déformation haute résolution correspondant a ainsi pu être établi grâce à plus de 20 années d'enregistrement de données géodésiques et sismiques, grâce auxquelles le faible signal tectonique a pu être extrait du bruit caractérisant les zones de faible déformation, en particulier montagneuses. Les séismes enregistrés par les réseaux nationaux français, suisse et italien complétés par le réseau régional transfrontalier Sismalp depuis 1989 ont permis d'établir avec une résolution spatiale inégalée les variations spatiales des champs de contraintes et de déformation sismique actuelle des Alpes occidentales. 20 années d'enregistrements temporaires du réseau d'instrumentation GPS du Briançonnais, couplées aux données permanentes du réseau national RENAG ont permis d'établir les caractéristiques de déformation de surface à l'échelle locale d'une faille active. Enfin, quatre années d'acquisitions satellitaires Sentinel-1 ont rendu possible pour la première fois de mesurer la déformation lente des Alpes occidentales par interférométrie radar. Le champ de déformation résultant de ces trois types de données complémentaires a mis en avant une cohérence des données de déformation géodésique horizontale et de déformation crustale sismique, révélant une majorité de décrochement dextre le long de l'arc alpin occidental associée à une extension oblique à l'axe de la chaîne, et localisée dans les zones internes de manière discontinue le long des arcs sismiques Briançonnais et



Piémontais. Les vitesses verticales mesurées par InSAR ont révélé une bonne cohérence au premier ordre avec les motifs de surrection et de subsidence imagés par les différentes méthodes d'interpolation GPS, ainsi que des variations spatiales de la surrection haute fréquence insoupçonnées, ces dernières se localisant sur les unités cristallines externes. Le champ de déformations 3D ainsi établi montre donc la cohérence des mesures de déformations superficielle et crustale, elles-mêmes cohérentes avec la déformation observée à l'échelle lithosphérique par les études géophysiques. Le champ de déformation correspondant a également permis d'apporter des éléments novateurs concernant la dynamique actuelle de la chaîne alpine occidentale, comme l'importance majeure de la tectonique de plaque sur la déformation sismique en addition à celle des processus isostatiques de surface et gravitaires profonds. Ces observations conduisent pour la première fois à proposer un scénario géodynamique de la chaîne alpine occidentale montrant un couplage au moins partiel des déformations horizontales, verticales et de la sismicité. La caractérisation extrêmement fine de la déformation sismique et géodésique constitue en outre un jeu de données de première importance pour l'implémentation de modèles d'aléa sismique probabilistes régionaux. L'analyse de la déformation sismique permet ainsi d'apporter des contraintes sur les zonages simotectoniques utilisés dans les modèles d'aléa sismique. Les données géodésiques pourront être utilisées pour être intégrées dans des modèles de taux de sismicité.

Plusieurs perspectives peuvent être envisagées pour parachever le champ de déformation 3D des Alpes occidentales et apporter des éléments de réponse aux questions en suspens. Le champ de vitesses de surface obtenu par imagerie satellitaire (chapitre 4) bénéficiera de la fauchée Sentinel-1 complémentaire (D139), afin de pouvoir quantifier les contributions horizontale et verticale et afin d'étendre la couverture spatiale vers l'avant pays alpin au sud-ouest de la chaîne. Le traitement de cette fauchée complémentaire est actuellement en cours dans le cadre des travaux de P. André (André, 2020).

Le champ de vitesses GPS bénéficiera quant à lui de la prochaine campagne d'instrumentation du réseau Briançonnais, qui devrait révéler une convergence des vitesses individuelles à la fois horizontales et verticales. Ces données nouvelles permettront alors d'envisager d'augmenter la résolution du champ de vitesses et de déformation à l'échelle de l'arc alpin occidental via une interpolation bayésienne des vitesses et du second invariant du tenseur de déformation, de manière similaire à celle établie pour le mode de déformation sismique (chapitre 2). Enfin, ce champ de déformation bénéficierait du développement d'une méthode permettant d'intégrer la composante verticale aux taux de déformation géodésique mesurés (par exemple Shen et al., 2015), les vitesses verticales

étant environ 10 fois plus importantes que les vitesses horizontales et pouvant potentiellement se relâcher en partie sismiquement (chapitre 6).

Enfin, ces travaux ont mis en avant la difficulté de comparer les taux de déformation géodésiques et sismiques (chapitre 3) en raison de la différence de volume sur lesquels ils sont estimés. Afin d'obtenir des quantités comparables, on pourrait envisager d'estimer les taux de déformation non au sein du zonage sismotectonique mais au sein de cellules similaires à celles utilisées pour dériver les tenseurs de déformation GPS. Ultimement, les taux de déformation sismique pourraient être interpolés et lissés afin d'être comparés avec l'amplitude du second invariant du tenseur de déformation GPS.

Ainsi, les présents travaux ont conduit à l'obtention d'un champ de déformation 3D des Alpes occidentales à une résolution inégalée, permettant de mieux comprendre le fonctionnement actuel des Alpes occidentales, d'apporter des contraintes inédites sur les modèles géodynamiques et d'aléa sismique, et d'envisager de nouvelles perspectives d'intégration de données géodésiques et sismiques (par exemple modélisation numérique des processus géodynamiques, ou création de modèles de failles plus complets).

- Agliardi, F., Crosta, G., & Zanchi, A. (2001). Structural constraints on deep-seated slope deformation kinematics. *Engineering Geology*, 59(1-2), 83–102.
- Ahorner, L., Murawski, H., & Schneider, G. (1972). Seismotektonische traverse von der nordsee bis zum apennin. *Geologische Rundschau*, 61(3), 915–942.
- Akinci, A., Moschetti, M. P., & Taroni, M. (2018). Ensemble smoothed seismicity models for the new Italian probabilistic seismic hazard map. *Seismological Research Letters*, 89(4), 1277–1287.
- Albarello, D., Camassi, R., & Rebez, A. (2001). Detection of space and time heterogeneity in the completeness of a seismic catalog by a statistical approach: An application to the Italian area. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 91(6), 1694–1703.
- Alvarez-Gómez, J. A. (2019). FMC—Earthquake focal mechanisms data management, cluster and classification. *SoftwareX*, 9, 299-307. <https://doi.org/10.1016/j.softx.2019.03.008>
- Anderson, H., & Jackson, J. (1987). Active tectonics of the Adriatic region. *Geophysical Journal International*, 91(3), 937–983.
- Andre, P. (2020). *Measurement of the Alps deformation by radar interferometry: Large-scale inventory of deep-seated gravitational slope deformations*. ISTERre, Grenoble University; Master thesis.
- Ansari, H., De Zan, F., & Parizzi, A. (2020). *Study of systematic bias in measuring surface deformation with SAR interferometry*.
- Aslan, G., Foumelis, M., Raucoules, D., De Michele, M., Bernardie, S., & Cakir, Z. (2020). Landslide mapping and monitoring using persistent scatterer interferometry (PSI) technique in the french alps. *Remote Sensing*, 12(8), 1305.
- Avouac, J.-P., & Tapponnier, P. (1993). Kinematic model of active deformation in central Asia. *Geophysical Research Letters*, 20(10), 895–898.
- Baize, S., Cushing, E. M., Lemeille, F., & Jomard, H. (2013). Updated seismotectonic zoning scheme of Metropolitan France, with reference to geologic and seismotectonic data. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 184(3), 225–259.
- Baize, S., Cushing, M., Lemeille, F., Gelis, C., Texier, D., Nicoud, G., & Schwenninger, J.-L. (2011). Contribution to the seismic hazard assessment of a slow active fault, the Vuache fault in the southern Molasse basin (France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 182(4), 347–365.

- Baran, R., Friedrich, A. M., & Schlunegger, F. (2014). The late Miocene to Holocene erosion pattern of the Alpine foreland basin reflects Eurasian slab unloading beneath the western Alps rather than global climate change. *Lithosphere*, 6(2), 124–131.
- Barletta, V. R., Ferrari, C., Diolaiuti, G., Carnielli, T., Sabadini, R., & Smiraglia, C. (2006). Glacier shrinkage and modeled uplift of the Alps. *Geophysical Research Letters*, 33(14). <https://doi.org/10.1029/2006GL026490>
- Baroux, E., Béthoux, N., & Bellier, O. (2001). Analyses of the stress field in southeastern France from earthquake focal mechanisms. *Geophysical Journal International*, 145(2), 336–348. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.2001.01362.x>
- Barruol, G., Bonnin, M., Pedersen, H., Bokelmann, G. H., & Tiberi, C. (2011). Belt-parallel mantle flow beneath a halted continental collision : The Western Alps. *Earth and Planetary Science Letters*, 302(3-4), 429–438.
- Battaglia, M., Murray, M. H., Serpelloni, E., & Bürgmann, R. (2004). The Adriatic region : An independent microplate within the Africa-Eurasia collision zone. *Geophysical Research Letters*, 31(9). <https://doi.org/10.1029/2004GL019723>
- Baumont, D., & Scotti, O. (2011). *The French Parametric Earthquake Catalogue (FPEC) based on the best events of the SisFrance macroseismic database-version 1.1*. IRSN/DEI/2011-012.
- Baumont, David, Manchuel, K., Traversa, P., Durouchoux, C., Nayman, E., & Ameri, G. (2018). Intensity predictive attenuation models calibrated in Mw for metropolitan France. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 16(6), 2285–2310.
- Bauve, V., Plateaux, R., Rolland, Y., Sanchez, G., Bethoux, N., Delouis, B., & Darnault, R. (2014). Long-lasting transcurrent tectonics in SW Alps evidenced by Neogene to present-day stress fields. *Tectonophysics*, 621, 85–100. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.02.006>
- Beaucé, E., Frank, W. B., Paul, A., Campillo, M., & van der Hilst, R. D. (2019). Systematic detection of clustered seismicity beneath the Southwestern Alps. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124(11), 11531–11548.
- Beauval, C., Bard, P.-Y., & Danciu, L. (2020). The influence of source-and ground-motion model choices on probabilistic seismic hazard levels at 6 sites in France. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 18(10), 4551–4580.
- Beller, S., Monteiller, V., Operto, S., Nolet, G., Paul, A., & Zhao, L. (2018). Lithospheric architecture of the South-Western Alps revealed by multiparameter teleseismic full-waveform inversion. *Geophysical Journal International*, 212(2), 1369–1388.
- Berardino, P., Fornaro, G., Lanari, R., & Sansosti, E. (2002). A new algorithm for surface deformation monitoring based on small baseline differential SAR interferograms. *IEEE Transactions on geoscience and remote sensing*, 40(11), 2375–2383.
- Bertrand, A., & Sue, C. (2017). Reconciling late faulting over the whole Alpine belt : From structural analysis to geochronological constrains. *Swiss Journal of Geosciences*, 110(2), 565–580.
- Bethoux, N., Fréchet, J., Guyoton, F., Thouvenot, F., Cattaneo, M., Eva, C., Nicolas, M., & Granet, M. (1992). A closing Ligurian Sea? *Pure and Applied Geophysics*, 139(2), 179–194. <https://doi.org/10.1007/BF00876326>

- Beucher, R., Sue, C., & Tricart, P. (2017). Orogen-parallel brittle extension as a major tectonic imprint in the Neogene evolution of the south-western Alpine arc. *International Journal of Earth Sciences*, 106(8), 2973–2990.
- Bilau, A., Rolland, Y., Schwartz, S., Godeau, N., Guihou, A., Deschamps, P., Brigaud, B., Noret, A., Dumont, T., & Gautheron, C. (2020). Extensional reactivation of the Penninic Frontal Thrust 3 Ma ago as evidenced by U-Pb dating on calcite in fault zone cataclasite. *Solid Earth Discussions*, 1–24.
- Billant, J., Hippolyte, J.-C., & Bellier, O. (2015). Tectonic and geomorphic analysis of the Belledonne border fault and its extensions, Western Alps. *Tectonophysics*, 659, 31-52. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.07.025>
- Bird, P. (2003). An updated digital model of plate boundaries. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(3).
- Bistacchi, A., & Massironi, M. (2000). Post-nappe brittle tectonics and kinematic evolution of the north-western Alps : An integrated approach. *Tectonophysics*, 327(3-4), 267–292.
- Blès, J., Bour, M., Dominique, P., Godefroy, P., & Martin, C. (1998). Zonage sismique de la France métropolitaine pour l’application des règles parasismiques aux installations classées. *Documents du BRGM. Eau-Aménagement-Environnement*, 279.
- Bodin, T., Salmon, M., Kennett, B. L. N., & Sambridge, M. (2012). Probabilistic surface reconstruction from multiple data sets : An example for the Australian Moho. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B10). <https://doi.org/10.1029/2012JB009547>
- Brandes, C., Steffen, H., Steffen, R., & Wu, P. (2015). Intraplate seismicity in northern Central Europe is induced by the last glaciation. *Geology*, 43(7), 611–614.
- Brockmann, E., Ineichen, D., Marti, U., Schaer, S., Schlatter, A., & Villiger, A. (2012). Determination of tectonic movements in the Swiss Alps using GNSS and levelling. In *Geodesy for planet earth* (p. 689–695). Springer.
- Bruyninx, Carine, Altamimi, Z., Caporali, A., Kenyeres, A., Lidberg, M., Stangl, G., & Torres, J. (2013). Guidelines for EUREF densifications. *Available electronically at ftp://epncb.oma.be/pub/general/*. Downloaded on, 18, 2016.
- Bruyninx, CHWAGCS, Habrich, H., Söhne, W., Kenyeres, A., Stangl, G., & Völksen, C. (2012). Enhancement of the EUREF permanent network services and products. In *Geodesy for planet earth* (p. 27–34). Springer.
- Calais, E., Nocquet, J.-M., Jouanne, F., & Tardy, M. (2002). Current strain regime in the Western Alps from continuous Global Positioning System measurements, 1996–2001. *Geology*, 30(7), 651-654. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2002\)030<0651:CSRITW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<0651:CSRITW>2.0.CO;2)
- Cara, M., Cansi, Y., Schlupp, A., Arroucau, P., Béthoux, N., Beucler, E., Bruno, S., Calvet, M., Chevrot, S., Deboissy, A., Delouis, B., Denieul, M., Deschamps, A., Doubre, C., Fréchet, J., Godey, S., Golle, O., Grunberg, M., Guilbert, J., ... Woerd, K. V. D. (2015). SI-Hex : A new catalogue of instrumental seismicity for metropolitan France. *Bulletin de La Société Géologique de France*, 186(1), 3-19. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.186.1.3>

- Cara, M., Denieul, M., Sèbe, O., Delouis, B., Cansi, Y., & Schlupp, A. (2017). Magnitude  $m_w$  in metropolitan France. *Journal of Seismology*, 21(3), 551–565.
- Carbon, D., Drouet, S., Gomes, C., Leon, A., Martin, C., & Secanell, R. (2012). *Initial probabilistic seismic hazard model for France's southeast 1/4. Inputs to sigma project for tests and improvements*. Technical Report Ref: SIGMA-2012-D4-41, Seismic.
- Cauzzi, C., & Clinton, J. (2013). A high- and low-noise model for high-quality strong-motion accelerometer stations. *Earthquake Spectra*, 29(1), 85–102. <https://doi.org/10.1193/1.4000107>
- Cavalié, O., Doin, M.-P., Lasserre, C., & Briole, P. (2007). Ground motion measurement in the Lake Mead area, Nevada, by differential synthetic aperture radar interferometry time series analysis : Probing the lithosphere rheological structure. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(B3). <https://doi.org/10.1029/2006JB004344>
- Cavalié, O., Sladen, A., & Kelner, M. (2015). *Detailed quantification of delta subsidence, compaction and interaction with man-made structures : The case of the NCA airport, France*.
- Cavalié, Olivier. (2007). *Mesures InSAR et modélisation de faibles déformations d'origine anthropique (lac Mead, USA) ou tectonique (faille de Haiyuan, Chine)*.
- Cavalié, Olivier, & Jónsson, S. (2014). Block-like plate movements in eastern Anatolia observed by InSAR. *Geophysical Research Letters*, 41(1), 26–31. <https://doi.org/10.1002/2013GL058170>
- Champagnac, J. D., Molnar, P., Anderson, R. S., Sue, C., & Delacou, B. (2007). Quaternary erosion-induced isostatic rebound in the western Alps. *Geology*, 35(3), 195–198. <https://doi.org/10.1130/G23053A.1>
- Champagnac, J.-D., Delacou, B., Tricart, P., Sue\*, C., Burkhard, M., & Allanic, C. (2006). Regional brittle extension in Quaternary sediments of Lanslebourg (Haute-Maurienne valley, western Alps). *Bulletin de La Société Géologique de France*, 177(4), 215–223. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.177.4.215>
- Champagnac, J.-D., Molnar, P., Sue, C., & Herman, F. (2012). Tectonics, climate, and mountain topography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B2).
- Champagnac, J.-D., Schlunegger, F., Norton, K., von Blanckenburg, F., Abbühl, L. M., & Schwab, M. (2009). Erosion-driven uplift of the modern Central Alps. *Tectonophysics*, 474(1), 236–249. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.02.024>
- Champagnac, J.-D., Sue, C., Delacou, B., & Burkhard, M. (2004). Brittle deformation in the inner NW Alps : From early orogen-parallel extrusion to late orogen-perpendicular collapse. *Terra Nova*, 16(4), 232–242.
- Champagnac, J.-D., Sue, C., Delacou, B., & Burkhard, M. (2003). Brittle orogen-parallel extension in the internal zones of the Swiss Alps (south Valais). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 96, 1–14.
- Chartier, T., Scotti, O., Lyon-Caen, H., & Boiselet, A. (2017). Methodology for earthquake rupture rate estimates of fault networks : Example for the western Corinth rift, Greece. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 17(10), 1857–1869. <https://doi.org/10.5194/nhess-17-1857-2017>

- Chéry, J., Genti, M., & Vernant, P. (2016). Ice cap melting and low-viscosity crustal root explain the narrow geodetic uplift of the Western Alps. *Geophysical Research Letters*, *43*(7), 3193-3200. <https://doi.org/10.1002/2016GL067821>
- Christophersen, A., Litchfield, N., Berryman, K., Thomas, R., Basili, R., Wallace, L., Ries, W., Hayes, G. P., Haller, K. M., Yoshioka, T., & others. (2015). Development of the global earthquake model's neotectonic fault database. *Natural Hazards*, *79*(1), 111–135.
- Collombet, M., Thomas, J. C., Chauvin, A., Tricart, P., Bouillin, J. P., & Gratier, J. P. (2002). Counterclockwise rotation of the western Alps since the Oligocene : New insights from paleomagnetic data. *Tectonics*, *21*(4), 14-1-14-15. <https://doi.org/10.1029/2001TC901016>
- Coltice, N., Gèrault, M., & Ulvrová, M. (2017). A mantle convection perspective on global tectonics. *Earth-science reviews*, *165*, 120–150.
- Coward, M., & Dietrich, D. (1989). Alpine tectonics—An overview. *Geological Society, London, Special Publications*, *45*(1), 1–29.
- Cushing, E., Bellier, O., Nechtschein, S., Sébrier, M., Lomax, A., Volant, P., Dervin, P., Guignard, P., & Bove, L. (2008). A multidisciplinary study of a slow-slipping fault for seismic hazard assessment : The example of the Middle Durance Fault (SE France). *Geophysical Journal International*, *172*(3), 1163–1178.
- D'Agostino, N. (2014). Complete seismic release of tectonic strain and earthquake recurrence in the Apennines (Italy). *Geophysical Research Letters*, *41*(4), 1155–1162.
- D'Agostino, N. (2017). A new geodetically-derived seismicity model for Italy. *Seismological Research Letters*, *88*(2B), 604.
- D'Agostino, N., Avallone, A., Cheloni, D., D'Anastasio, E., Mantenuto, S., & Selvaggi, G. (2008). Active tectonics of the Adriatic region from GPS and earthquake slip vectors. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *113*(B12). <https://doi.org/10.1029/2008JB005860>
- D'Agostino, N., Mantenuto, S., D'Anastasio, E., Avallone, A., Barchi, M., Collettini, C., Radicioni, F., Stoppini, A., & Fastellini, G. (2009). Contemporary crustal extension in the Umbria–Marche Apennines from regional CGPS networks and comparison between geodetic and seismic deformation. *Tectonophysics*, *476*(1), 3-12. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.09.033>
- D'Amico, S. (2018). *Moment Tensor Solutions : A Useful Tool for Seismotectonics*. Springer.
- Danciu, L., Hiemer, S., Nandan, S., Weatherill, G., Lammers, S., Rovida, A., Antonucci, A., Basili, R., Carafa, M., Kastelic, V., & others. (2019). Status, milestones and next activities on the development of the 2020 european seismic hazard model (ESHM20). *Geophysical research abstracts*, *21*.
- Daout, S., Jolivet, R., Lasserre, C., Doin, M.-P., Barbot, S., Tapponnier, P., Peltzer, G., Socquet, A., & Sun, J. (2016). Along-strike variations of the partitioning of convergence across the Haiyuan fault system detected by InSAR. *Geophysical Journal International*, *205*(1), 536-547. <https://doi.org/10.1093/gji/ggw028>

- Daout, S. (2016). *Mesures géodésiques et modélisation de la convergence oblique au travers de failles transformantes. Application au bord Nord du Plateau Tibétain et à la Californie du Sud*. Grenoble Alpes.
- Daout, S., Barbot, S., Peltzer, G., Doin, M.-P., Liu, Z., & Jolivet, R. (2016). Constraining the kinematics of metropolitan Los Angeles faults with a slip-partitioning model. *Geophysical research letters*, *43*(21), 11–192.
- Daout, S., Doin, M.-P., Peltzer, G., Lasserre, C., Socquet, A., Volat, M., & Sudhaus, H. (2018). Strain Partitioning and Present-Day Fault Kinematics in NW Tibet From Envisat SAR Interferometry. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *123*(3), 2462-2483. <https://doi.org/10.1002/2017JB015020>
- Daout, S., Doin, M.-P., Peltzer, G., Socquet, A., & Lasserre, C. (2017). Large-scale InSAR monitoring of permafrost freeze-thaw cycles on the Tibetan Plateau. *Geophysical Research Letters*, *44*(2), 901-909. <https://doi.org/10.1002/2016GL070781>
- Daout, S., Sudhaus, H., Kausch, T., Steinberg, A., & Dini, B. (2019). Interseismic and Post-seismic Shallow Creep of the North Qaidam Thrust Faults Detected with a Multitemporal InSAR Analysis. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *124*(7), 7259-7279. <https://doi.org/10.1029/2019JB017692>
- De Barros, L., Baques, M., Godano, M., Helmstetter, A., Deschamps, A., Larroque, C., & Courboux, F. (2019). Fluid-induced swarms and coseismic stress transfer : A dual process highlighted in the aftershock sequence of the 7 April 2014 earthquake (M<sub>L</sub> 4.8, Ubaye, France). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *124*(4), 3918–3932.
- De Graciansky, P.-C., Roberts, D. G., & Tricart, P. (2010). *The Western Alps, from rift to passive margin to orogenic belt : An integrated geoscience overview*. Elsevier.
- De Zan, F., & Monti Guarnieri, A. (2006). TOPSAR : Terrain Observation by Progressive Scans. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, *44*(9), 2352-2360. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2006.873853>
- Delacou, B., Sue, C., Champagnac, J.-D., & Burkhard, M. (2004). Present-day geodynamics in the bend of the western and central Alps as constrained by earthquake analysis. *Geophysical Journal International*, *158*(2), 753-774. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02320.x>
- Delacou, B., Sue, C., Champagnac, J.-D., & Burkhard, M. (2005). Origin of the current stress field in the western/central Alps : Role of gravitational re-equilibration constrained by numerical modelling. *Geological Society, London, Special Publications*, *243*(1), 295–310.
- Delacou, B., Sue, C., Nocquet, J.-M., Champagnac, J.-D., Allanic, C., & Burkhard, M. (2008). Quantification of strain rate in the Western Alps using geodesy : Comparisons with seismotectonics. *Swiss Journal of Geosciences*, *101*(2), 377-385. <https://doi.org/10.1007/s00015-008-1271-3>
- Devoti, R., Riguzzi, F., Cuffaro, M., & Doglioni, C. (2008). New GPS constraints on the kinematics of the Apennines subduction. *Earth and Planetary Science Letters*, *273*(1), 163-174. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.06.031>



- Dewey, J. F., Pitman, W. C., Ryan, W. B. F., & Bonnin, J. (1973). Plate Tectonics and the Evolution of the Alpine System. *GSA Bulletin*, 84(10), 3137-3180. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1973\)84<3137:PTATEO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1973)84<3137:PTATEO>2.0.CO;2)
- Dèzes, P., Schmid, S., & Ziegler, P. (2004). Evolution of the European Cenozoic Rift System : Interaction of the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere. *Tectonophysics*, 389(1-2), 1–33.
- Di Stefano, R., Kissling, E., Chiarabba, C., Amato, A., & Giardini, D. (2009). Shallow subduction beneath Italy : Three-dimensional images of the Adriatic-European-Tyrrhenian lithosphere system based on high-quality P wave arrival times. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114(B5).
- Diehl, T., Husen, S., Kissling, E., & Deichmann, N. (2009). High-resolution 3-DP-wave model of the Alpine crust. *Geophysical Journal International*, 179(2), 1133–1147.
- Doin, M. P., Lasserre, C., Peltzer, G., Cavalié, O., & Doubre, C. (2009). Corrections of stratified tropospheric delays in SAR interferometry : Validation with global atmospheric models. *Journal of Applied Geophysics*, 69(1), 35–50.
- Doin, M.-P., Guillaso, S., Jolivet, R., Lasserre, C., Lodge, F., Ducret, G., & Grandin, R. (2011). Presentation of the small baseline NSBAS processing chain on a case example : The Etna deformation monitoring from 2003 to 2010 using Envisat data. *Proceedings of the Fringe symposium*, 3434–3437.
- Doin, M.-P., Twardzik, C., Ducret, G., Lasserre, C., Guillaso, S., & Jianbao, S. (2015). InSAR measurement of the deformation around Siling Co Lake : Inferences on the lower crust viscosity in central Tibet. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(7), 5290-5310. <https://doi.org/10.1002/2014JB011768>
- Dow, J. M., Neilan, R. E., & Rizos, C. (2009). The international GNSS service in a changing landscape of global navigation satellite systems. *Journal of geodesy*, 83(3-4), 191–198.
- Drouet, S., Ameri, G., Le Dortz, K., Secanell, R., & Senfaute, G. (2020). A probabilistic seismic hazard map for the metropolitan France. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 18(5), 1865-1898. <https://doi.org/10.1007/s10518-020-00790-7>
- Drouillas, Y., Lebourg, T., Zerathe, S., Hippolyte, J. C., Chochon, R., Vidal, M., & Besso, R. (2020). Alpine deep-seated gravitational slope deformation and the Messinian Salinity Crisis. *Landslides*. <https://doi.org/10.1007/s10346-020-01504-5>
- Ducret, G., Doin, M.-P., Grandin, R., Lasserre, C., & Guillaso, S. (2013). DEM corrections before unwrapping in a small baseline strategy for InSAR time series analysis. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 11(3), 696–700.
- Ehlers, J., & Gibbard, P. L. (2004). *Quaternary glaciations-extent and chronology : Part I: Europe*. Elsevier.
- England, P., & Molnar, P. (1990). Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks. *Geology*, 18(12), 1173-1177. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1990\)018<1173:SUUORA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1990)018<1173:SUUORA>2.3.CO;2)
- Eva, E., Malusà, M., & Solarino, S. (2020). Seismotectonics at the transition between opposite-dipping slabs (western Alpine region). *Tectonics*, e2020TC006086.

- Eva, E., & Solarino, S. (1998). Variations of stress directions in the western Alpine arc. *Geophysical Journal International*, 135(2), 438-448. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.1998.00649.x>
- Eva, E., Solarino, S., Eva, C., & Neri, G. (1997). Stress tensor orientation derived from fault plane solutions in the southwestern Alps. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B4), 8171-8185. <https://doi.org/10.1029/96JB02725>
- Eva, Elena, Malusà, M. G., & Solarino, S. (2015). A seismotectonic picture of the inner southern Western Alps based on the analysis of anomalously deep earthquakes. *Tectonophysics*, 661, 190-199. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.08.040>
- Eva, Elena, Pastore, S., & Deichmann, N. (1998). Evidence for ongoing extensional deformation in the western Swiss Alps and thrust-faulting in the southwestern Alpine foreland. *Journal of Geodynamics*, 26(1), 27-43. [https://doi.org/10.1016/S0264-3707\(97\)00022-7](https://doi.org/10.1016/S0264-3707(97)00022-7)
- Faccenna, C., Becker, T. W., Auer, L., Billi, A., Boschi, L., Brun, J. P., Capitanio, F. A., Funicello, F., Horvath, F., Jolivet, L., & others. (2014). Mantle dynamics in the Mediterranean. *Reviews of Geophysics*, 52(3), 283-332.
- Fäh, D., Giardini, D., Kästli, P., Deichmann, N., Gisler, M., Schwarz-Zanetti, G., Alvarez-Rubio, S., Sellami, S., Edwards, B., Allmann, B., & others. (2011). ECOS-09 earthquake catalogue of Switzerland release 2011 report and database. Public catalogue, 17. 4. 2011. Swiss Seismological Service ETH Zurich. *RISK*.
- Farr, T. G., Rosen, P. A., Caro, E., Crippen, R., Duren, R., Hensley, S., Kobrick, M., Paller, M., Rodriguez, E., Roth, L., & others. (2007). The shuttle radar topography mission. *Reviews of geophysics*, 45(2).
- Flament, N., Gurnis, M., & Müller, R. D. (2013). A review of observations and models of dynamic topography. *Lithosphere*, 5(2), 189-210.
- Ferretti, A., Prati, C., & Rocca, F. (2000). Nonlinear subsidence rate estimation using permanent scatterers in differential SAR interferometry. *IEEE Transactions on geoscience and remote sensing*, 38(5), 2202-2212.
- Ferretti, A., Fumagalli, A., Novali, F., Prati, C., Rocca, F., & Rucci, A. (2011). A new algorithm for processing interferometric data-stacks: SqueeSAR. *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*, 49(9), 3460-3470.
- Ford, M., Duchêne, S., Gasquet, D., & Vanderhaeghe, O. (2006). Two-phase orogenic convergence in the external and internal SW Alps. *Journal of the Geological Society*, 163(5), 815-826.
- Fox, M., Herman, F., Kissling, E., & Willett, S. D. (2015). Rapid exhumation in the Western Alps driven by slab detachment and glacial erosion. *Geology*, 43(5), 379-382.
- Frankel, A. (1995). Mapping seismic hazard in the central and eastern United States. *Seismological Research Letters*, 66(4), 8-21.
- Frohlich, C. (1992). Triangle diagrams : Ternary graphs to display similarity and diversity of earthquake focal mechanisms. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 75(1-3), 193-198.
- Fry, B., Deschamps, F., Kissling, E., Stehly, L., & Giardini, D. (2010). Layered azimuthal anisotropy of Rayleigh wave phase velocities in the European Alpine lithosphere

- inferred from ambient noise. *Earth and Planetary Science Letters*, 297(1-2), 95–102.
- Gardi, A., Baize, S., & Scotti, O. (2010). Present-day vertical isostatic readjustment of the Western Alps revealed by numerical modelling and geodetic and seismotectonic data. *Geological Society, London, Special Publications*, 332(1), 115–128.
- Gardner, J., & Knopoff, L. (1974). Is the sequence of earthquakes in Southern California, with aftershocks removed, Poissonian? *Bulletin of the Seismological Society of America*, 64(5), 1363–1367.
- Gephart, J. W. (1990). FMSI: A fortran program for inverting fault/slickenside and earthquake focal mechanism data to obtain the regional stress tensor. *Computers & Geosciences*, 16(7), 953-989. [https://doi.org/10.1016/0098-3004\(90\)90105-3](https://doi.org/10.1016/0098-3004(90)90105-3)
- Gerstenberger, M. C., Marzocchi, W., Allen, T., Pagani, M., Adams, J., Danciu, L., Field, E. H., Fujiwara, H., Luco, N., Ma, K.-F., Meletti, C., & Petersen, M. D. (2020). Probabilistic Seismic Hazard Analysis at Regional and National Scales : State of the Art and Future Challenges. *Reviews of Geophysics*, 58(2), e2019RG000653. <https://doi.org/10.1029/2019RG000653>
- Giardini, D., Woessner, J., Danciu, L., Crowley, H., Cotton, F., Grünthal, G., Pinho, R., Valensise, G., Akkar, S., Arvidsson, R., & others. (2013). *Seismic hazard harmonization in europe (SHARE) : Online data resource, doi : 10.12686. SED-00000001-SHARE*.
- Goffé, B., & Bousquet, R. (2004). Metamorphic structure of the alps : Western and ligurian alps. *Nature*, 387, 586–589.
- Grandin, R., Doin, M.-P., Bollinger, L., Pinel-Puysségur, B., Ducret, G., Jolivet, R., & Sapkota, S. N. (2012). Long-term growth of the Himalaya inferred from interseismic InSAR measurement. *Geology*, 40(12), 1059-1062. <https://doi.org/10.1130/G33154.1>
- Grünthal, G., & Wahlström, R. (2012). The European-Mediterranean earthquake catalogue (EMEC) for the last millennium. *Journal of Seismology*, 16(3), 535–570.
- Grünthal, G., Wahlström, R., & Stromeyer, D. (2013). The SHARE european earthquake catalogue (SHEEC) for the time period 1900–2006 and its comparison to the european-mediterranean earthquake catalogue (EMEC). *Journal of seismology*, 17(4), 1339–1344.
- Gudmundsson, G. (1994). An order-of-magnitude estimate of the current uplift-rates in Switzerland caused by the Würm Alpine deglaciation. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 87(2), 545–557.
- Gutenberg, B., & Richter, C. F. (1944). Frequency of earthquakes in California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 34(4), 185–188.
- Guyonnet-Benaize, C. (2011). *Modélisation 3D multi-échelle des structures géologiques de la région de la faille de la Moyenne Durance (SE France)*. Aix-Marseille 1.
- Guyonnet-Benaize, C., Lamarche, J., Hollender, F., Viseur, S., Münch, P., & Borgomano, J. (2015). Three-dimensional structural modeling of an active fault zone based on complex outcrop and subsurface data : The Middle Durance Fault Zone inherited

- from polyphase Meso-Cenozoic tectonics (southeastern France). *Tectonics*, 34(2), 265–289.
- Gvirtzman, Z., Faccenna, C., & Becker, T. W. (2016). Isostasy, flexure, and dynamic topography. *Tectonophysics*, 683, 255–271. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.05.041>
- Haerberli, W., & Beniston, M. (1998). Climate change and its impacts on glaciers and permafrost in the Alps. *Ambio*, 258–265.
- Haller, K. M., & Basili, R. (2011). Developing seismogenic source models based on geologic fault data. *Seismological Research Letters*, 82(4), 519–525.
- Hammond, W. C., Blewitt, G., Li, Z., Plag, H.-P., & Kreemer, C. (2012). Contemporary uplift of the Sierra Nevada, western United States, from GPS and InSAR measurements. *Geology*, 40(7), 667–670. <https://doi.org/10.1130/G32968.1>
- Handy, M. R., Schmid, S., Bousquet, R., Kissling, E., & Bernoulli, D. (2010). Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological–geophysical record of spreading and subduction in the Alps. *Earth-Science Reviews*, 102(3), 121–158. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.06.002>
- Hanks, T. C., & Kanamori, H. (1979). A moment magnitude scale. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84(B5), 2348–2350. <https://doi.org/10.1029/JB084iB05p02348>
- Hannouz, E. (2019). *Quantification des taux de déformation sismique dans la zone de transfert tectonique des Alpes à la Vallée du Rhône*. University Grenoble Alpes, Grenoble.
- Hardebeck, J. L., & Hauksson, E. (2001). Stress Orientations Obtained from Earthquake Focal Mechanisms : What Are Appropriate Uncertainty Estimates? *Bulletin of the Seismological Society of America*, 91(2), 250–262. <https://doi.org/10.1785/0120000032>
- Hardebeck, J. L., & Michael, A. J. (2006). Damped regional-scale stress inversions : Methodology and examples for southern California and the Coalinga aftershock sequence. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B11). <https://doi.org/10.1029/2005JB004144>
- Hardebeck, J. L., & Shearer, P. M. (2002). A new method for determining first-motion focal mechanisms. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(6), 2264–2276.
- Helmstetter, Agnes, Kagan, Y. Y., & Jackson, D. D. (2007). High-resolution time-independent grid-based forecast for  $M \geq 5$  earthquakes in California. *Seismological Research Letters*, 78(1), 78–86.
- Helmstetter, Agnès, & Werner, M. J. (2012). Adaptive spatiotemporal smoothing of seismicity for long-term earthquake forecasts in California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 102(6), 2518–2529.
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Schepers, D., & others. (2020). The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*.

- Herwegh, M., Berger, A., Glotzbach, C., Wangenheim, C., Mock, S., Wehrens, P., Baumberger, R., Egli, D., & Kissling, E. (2020). Late stages of continent-continent collision : Timing, kinematic evolution, and exhumation of the Northern rim (Aar Massif) of the Alps. *Earth-science reviews*, 200, 102959.
- Hetland, E. A., Musé, P., Simons, M., Lin, Y. N., Agram, P. S., & DiCaprio, C. J. (2012). Multiscale InSAR Time Series (MInTS) analysis of surface deformation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B2). <https://doi.org/10.1029/2011JB008731>
- Hippolyte, J.-C., Tardy, M., & Nicoud, G. (2006). Recent fault scarps at the Grands-Moulins (Savoy) reveal a major deep seated gravitational spreading (Sackung) in the French Alps. *Comptes Rendus Geoscience*, 338(10), 734–741.
- Holliger, K., & Kissling, E. (1992). Gravity interpretation of a unified 2-D acoustic image of the central Alpine collision zone. *Geophysical Journal International*, 111(2), 213–225.
- Hooper, A. (2008). A multi-temporal InSAR method incorporating both persistent scatterer and small baseline approaches. *Geophysical Research Letters*, 35(16).
- Hooper, A., Zebker, H., Segall, P., & Kampes, B. (2004). A new method for measuring deformation on volcanoes and other natural terrains using InSAR persistent scatterers. *Geophysical research letters*, 31(23).  
<https://renass.unistra.fr/>. (s. d.). Consulté 3 mars 2020, à l'adresse <https://renass.unistra.fr/>  
<http://www.distav.unige.it/rsni/>. (s. d.). Consulté 27 février 2020, à l'adresse <http://www.distav.unige.it/rsni/>
- Hungr, O., Leroueil, S., & Picarelli, L. (2014). The Varnes classification of landslide types, an update. *Landslides*, 11(2), 167–194.
- Husson, L. (2006). Dynamic topography above retreating subduction zones. *Geology*, 34(9), 741–744.
- Husson, L., Bodin, T., Spada, G., Choblet, G., & Kreemer, C. (2018). Bayesian surface reconstruction of geodetic uplift rates : Mapping the global fingerprint of Glacial Isostatic Adjustment. *Journal of Geodynamics*, 122, 25-40. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2018.10.002>
- Hyndman, R., & Weichert, D. (1983). Seismicity and rates of relative motion on the plate boundaries of western North America. *Geophysical Journal International*, 72(1), 59–82.
- Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., Reuther, A., Maisch, M., Sailer, R., Schaefer, J., Kubik, P. W., Synal, H., & Schluchter, C. (2006). The timing of glacier advances in the northern European Alps based on surface exposure dating with cosmogenic  $^{10}\text{Be}$ ,  $^{26}\text{Al}$ ,  $^{36}\text{Cl}$ , and  $^{21}\text{Ne}$ . *Special Papers-Geological Society of America*, 415, 43.
- Jolivet, L., Faccenna, C., & Piromallo, C. (2009). From mantle to crust : Stretching the Mediterranean. *Earth and Planetary Science Letters*, 285(1-2), 198–209.
- Jolivet, R., Grandin, R., Lasserre, C., Doin, M.-P., & Peltzer, G. (2011). Systematic InSAR tropospheric phase delay corrections from global meteorological reanalysis data. *Geophysical Research Letters*, 38(17). <https://doi.org/10.1029/2011GL048757>

- Jolivet, R., Lasserre, C., Doin, M.-P., Guillaso, S., Peltzer, G., Dailu, R., Sun, J., Shen, Z.-K., & Xu, X. (2012). Shallow creep on the Haiyuan Fault (Gansu, China) revealed by SAR Interferometry. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B6). <https://doi.org/10.1029/2011JB008732>
- Jolivet, R., & Simons, M. (2018). A Multipixel Time Series Analysis Method Accounting for Ground Motion, Atmospheric Noise, and Orbital Errors. *Geophysical Research Letters*, 45(4), 1814-1824. <https://doi.org/10.1002/2017GL076533>
- Jouanne, F., Ménard, G., & Darmendrail, X. (1995). Present-day vertical displacements in the north-western Alps and southern Jura Mountains : Data from leveling comparisons. *Tectonics*, 14(3), 606-616. <https://doi.org/10.1029/94TC03336>
- Jouanne, François, Genaudeau, N., Ménard, G., & Darmendrail, X. (1998). Estimating present-day displacement fields and tectonic deformation in active mountain belts : An example from the Chartreuse Massif and the southern Jura Mountains, western Alps. *Tectonophysics*, 296(3-4), 403-419.
- Kagan, Y., & Jackson, D. (1994). Long-term probabilistic forecasting of earthquakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B7), 13685-13700.
- Kagan, Y. Y. (2002). Seismic moment distribution revisited : I. Statistical results. *Geophysical Journal International*, 148(3), 520-541.
- Kästle, E. D., El-Sharkawy, A., Boschi, L., Meier, T., Rosenberg, C., Bellahsen, N., Cristiano, L., & Weidle, C. (2018). Surface Wave Tomography of the Alps Using Ambient-Noise and Earthquake Phase Velocity Measurements. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(2), 1770-1792. <https://doi.org/10.1002/2017JB014698>
- Kästle, E., Molinari, I., Boschi, L., Group, A. W., & others. (2020). Azimuthally anisotropic ambient-noise tomography using the AlpArray seismic network. *EGU general assembly conference abstracts*, 18008.
- Kastrup, U., Zoback, M. L., Deichmann, N., Evans, K. F., Giardini, D., & Michael, A. J. (2004). Stress field variations in the Swiss Alps and the northern Alpine foreland derived from inversion of fault plane solutions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109(B1). <https://doi.org/10.1029/2003JB002550>
- Kissling, E., Schmid, S. M., Lippitsch, R., Ansorge, J., & Fügenschuh, B. (2006). Lithosphere structure and tectonic evolution of the Alpine arc : New evidence from high-resolution teleseismic tomography. *Geological Society, London, Memoirs*, 32(1), 129-145. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.08>
- Kostrov, V. V. (1974). Seismic moment and energy of earthquakes, and seismic flow of rock. *Izv. Acad. Sci. USSR Phys. Solid Earth, Engl. Transl.*, 1, 23-44.
- Kuhlemann, J., Frisch, W., Székely, B., Dunkl, I., & Kazmer, M. (2002). Post-collisional sediment budget history of the Alps : Tectonic versus climatic control. *International Journal of Earth Sciences*, 91(5), 818-837.
- Lamb, S. H. (1987). A model for tectonic rotations about a vertical axis. *Earth and Planetary Science Letters*, 84(1), 75-86. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(87\)90178-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(87)90178-6)
- Larroque, C., Delouis, B., Sage, F., Régnier, M., Béthoux, N., Courboulex, F., & Deschamps, A. (2016). The sequence of moderate-size earthquakes at the junction of the Ligurian basin and the Corsica margin (western Mediterranean) : The initiation of an

- active deformation zone revealed? *Tectonophysics*, 676, 135-147. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.03.027>
- Lauer, B., Grandin, R., & Klinger, Y. (2020). Fault Geometry and Slip Distribution of the 2013 Mw 7.7 Balochistan Earthquake From Inversions of SAR and Optical Data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 125(7), e2019JB018380. <https://doi.org/10.1029/2019JB018380>
- Laurendeau, A., Clement, C., & Scotti, O. (2019, juillet). *A unified Mw-based earthquake catalog for metropolitan France consistent with European catalogs*. 27ème Assemblée Générale de l'Union Générale de Géodésie et de Géophysique, IUGG, Montréal. <https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-02635592>
- Lemoine, M., De Graciansky, P. C., & Tricart, P. (2000). *De l'océan à la chaîne de montagnes : Tectonique des plaques dans les Alpes*. Editions scientifiques GB.
- Lenôtre, N., Thierry, P., Blanchin, R., & Brochard, G. (1999). Current vertical movement demonstrated by comparative levelling in Brittany (northwestern France). *Tectonophysics*, 301(3-4), 333–344.
- Leonard, M. (2010). Earthquake fault scaling: Self-consistent relating of rupture length, width, average displacement, and moment release. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100(5A), 1971–1988.
- Lippitsch, R., Kissling, E., & Ansorge, J. (2003). Upper mantle structure beneath the Alpine orogen from high-resolution teleseismic tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B8). <https://doi.org/10.1029/2002JB002016>
- López-Quiroz, P., Doin, M.-P., Tupin, F., Briole, P., & Nicolas, J.-M. (2009). Time series analysis of Mexico City subsidence constrained by radar interferometry. *Journal of Applied Geophysics*, 69(1), 1–15.
- Lu, Y., Stehly, L., Brossier, R., Paul, A., & Group, A. W. (2020). Imaging Alpine crust using ambient noise wave-equation tomography. *Geophysical Journal International*, 222(1), 69–85.
- Lu, Y., Stehly, L., & Paul, A. (2018). High-resolution surface wave tomography of the European crust and uppermost mantle from ambient seismic noise. *Geophysical Journal International*, 214(2), 1136-1150. <https://doi.org/10.1093/gji/ggy188>
- Lund, B., & Townend, J. (2007). Calculating horizontal stress orientations with full or partial knowledge of the tectonic stress tensor. *Geophysical Journal International*, 170(3), 1328-1335. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03468.x>
- Lyon-Caen, H., & Molnar, P. (1989). Constraints on the deep structure and dynamic processes beneath the Alps and adjacent regions from an analysis of gravity anomalies. *Geophysical Journal International*, 99(1), 19–32.
- Mai, P. M., Spudich, P., & Boatwright, J. (2005). Hypocenter locations in finite-source rupture models. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95(3), 965–980.
- Malusà, M. G., Zhao, L., Eva, E., Solarino, S., Paul, A., Guillot, S., Schwartz, S., Dumont, T., Aubert, C., Salimbeni, S., Pondrelli, S., Wang, Q., & Zhu, R. (2017). Earthquakes in the western Alpine mantle wedge. *Gondwana Research*, 44, 89-95. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.11.012>

- Manchuel, K., Traversa, P., Baumont, D., Cara, M., Nayman, E., & Durouchoux, C. (2018). The french seismic CATalogue (FCAT-17). *Bulletin of Earthquake Engineering*, 16(6), 2227–2251.
- Mancin, N., Di Giulio, A., & Cobianchi, M. (2009). Tectonic vs. Climate forcing in the Cenozoic sedimentary evolution of a foreland basin (Eastern Southalpine system, Italy). *Basin Research*, 21(6), 799–823.
- Marchant, R. H., & Stampfli, G. M. (1997). Subduction of continental crust in the Western Alps. *Tectonophysics*, 269(3), 217–235. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(96\)00170-9](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00170-9)
- Mariniere, J. (2020, octobre 8). *Amélioration des modèles prédictifs de séismes pour le PSHA grâce aux données géodésiques : Application en Equateur*. <http://www.theses.fr>. <http://www.theses.fr/s167277>
- Marinière, J., Nocquet, J., Beauval, C., Champenois, J., Audin, L., Alvarado, A., Baize, S., & Socquet, A. (2020). Geodetic evidence for shallow creep along the Quito fault, Ecuador. *Geophysical Journal International*, 220(3), 2039–2055.
- Martin, C., Secanell, R., Combes, P., & Lignon, G. (2002). Preliminary probabilistic seismic hazard assessment of France. *Proceedings of the 12th ECEE, Paper Reference 870, Septembre, London, England*.
- Martin, C., Ameri, G., Baumont, D., Carbon, D., Senfaute, G., Thiry, J.-M., Faccioli, E., & Savy, J. (2018). Probabilistic seismic hazard assessment for South-Eastern France. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 16(6), 2477–2511. <https://doi.org/10.1007/s10518-017-0249-9>
- Martínez-Garzón, P., Kwiatek, G., Ickrath, M., & Bohnhoff, M. (2014). MSATSI: A MATLAB Package for Stress Inversion Combining Solid Classic Methodology, a New Simplified User-Handling, and a Visualization Tool. *Seismological Research Letters*, 85(4), 896–904. <https://doi.org/10.1785/0220130189>
- Martinod, J., Jouanne, F., Taverna, J., Ménard, G., Gamond, J.-F., Darmendrail, X., Notter, J.-C., & Basile, C. (1996). Present-day deformation of the Dauphine Alpine and Subalpine massifs (SE France). *Geophysical Journal International*, 127(1), 189–200. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1996.tb01544.x>
- Masson, C., Mazzotti, S., Vernant, P., & Doerflinger, E. (2019). Extracting small deformation beyond individual station precision from dense Global Navigation Satellite System (GNSS) networks in France and western Europe. *Solid Earth*, 10(6), 1905–1920. <https://doi.org/10.5194/se-10-1905-2019>
- Massonnet, D., Rossi, M., Carmona, C., Adragna, F., Peltzer, G., Feigl, K., & Rabaute, T. (1993). The displacement field of the Landers earthquake mapped by radar interferometry. *Nature*, 364(6433), 138–142.
- Mathey M., Sue C., Potin B., Pagani C., Bodin T., Baize S., Walpersdorf A., Husson L., Hannouz E., in prep., "High resolution imaging of the active deformation in the Western Alps from new earthquakes analysis", *Solid Earth*.
- Mathey, M., Walpersdorf, A., Sue, C., Baize, S., & Deprez, A. (2020). Seismogenic potential of the High Durance Fault constrained by 20 yr of GNSS measurements in the Western European Alps. *Geophysical Journal International*, 222(3), 2136–2146. <https://doi.org/10.1093/gji/ggaa292>



- Maubant, L., Pathier, E., Daout, S., Radiguet, M., Doin, M.-P., Kazachkina, E., Kostoglodov, V., Cotte, N., & Walpersdorf, A. (2020). Independent Component Analysis and Parametric Approach for Source Separation in InSAR Time Series at Regional Scale : Application to the 2017–2018 Slow Slip Event in Guerrero (Mexico). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 125(3), e2019JB018187. <https://doi.org/10.1029/2019JB018187>
- Maurer, H. R., Burkhard, M., Deichmann, N., & Green, A. G. (1997). Active tectonism in the central Alps : Contrasting stress regimes north and south of the Rhone Valley. *Terra Nova*, 9(2), 91-94. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.1997.tb00010.x>
- Mayor, J., Calvet, M., Margerin, L., Vanderhaeghe, O., & Traversa, P. (2016). Crustal structure of the Alps as seen by attenuation tomography. *Earth and Planetary Science Letters*, 439, 71–80.
- Mazzotti, Stéphane, & Adams, J. (2005). Rates and uncertainties on seismic moment and deformation in eastern Canada. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 110(B9).
- Mazzotti, Stéphane, Jomard, H., & Masson, F. (2020). Processes and deformation rates generating seismicity in metropolitan France and conterminous Western Europe. *BSGF - Earth Sciences Bulletin*, 191, 19. <https://doi.org/10.1051/bsgf/2020019>
- Mazzotti, Stéphane, Leonard, L., Cassidy, J., Rogers, G., & Halchuk, S. (2011). Seismic hazard in western Canada from GPS strain rates versus earthquake catalog. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 116(B12).
- Mey, J., Scherler, D., Wickert, A. D., Egholm, D. L., Tesauro, M., Schildgen, T. F., & Strecker, M. R. (2016). Glacial isostatic uplift of the European Alps. *Nature Communications*, 7(1), 13382. <https://doi.org/10.1038/ncomms13382>
- Molinari, I., & Morelli, A. (2011). EPcrust : A reference crustal model for the European Plate. *Geophysical Journal International*, 185(1), 352-364. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.04940.x>
- Molnar, P., & Lyon-Caen, H. (1988). Some simple physical aspects of the support, structure, and evolution of mountain belts. In *Processes in Continental Lithospheric Deformation*. Geological Society of America.
- Molnar, Peter. (1983). Average regional strain due to slip on numerous faults of different orientations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 88(B8), 6430-6432. <https://doi.org/10.1029/JB088iB08p06430>
- Nguyen, H., Vernant, P., Mazzotti, S., Khazaradze, G., & Asensio Ferreira, E. (2016). 3D GPS velocity field and its implications on the present-day postorogenic deformation of the Western Alps and Pyrenees. *Solid Earth*, 2016, vol. 7, p. 1349-1363.
- Nocquet, Jean-Mathieu. (2011). Géodésie spatiale et géodynamique. Habilitation à Diriger des Recherches (HDR), *CNRS-UMR Géosciences Azur, Sophia Antipolis–France*.
- Nocquet, Jean-Mathieu. (2012). Present-day kinematics of the Mediterranean : A comprehensive overview of GPS results. *Tectonophysics*, 579, 220–242.
- Nocquet, J.-M., & Calais, E. (2004). Geodetic Measurements of Crustal Deformation in the Western Mediterranean and Europe. *Pure and Applied Geophysics*, 161(3), 661-681. <https://doi.org/10.1007/s00024-003-2468-z>

- Nocquet, J.-M., Sue, C., Walpersdorf, A., Tran, T., Lenôtre, N., Vernant, P., Cushing, M., Jouanne, F., Masson, F., Baize, S., Chéry, J., & van der Beek, P. A. (2016). Present-day uplift of the western Alps. *Scientific Reports*, 6(1), 28404. <https://doi.org/10.1038/srep28404>
- Nocquet, J.-M., Willis, P., & Garcia, S. (2006). Plate kinematics of Nubia–Somalia using a combined DORIS and GPS solution. *Journal of Geodesy*, 80(8-11), 591–607.
- Paul, A., Cattaneo, M., Thouvenot, F., Spallarossa, D., Béthoux, N., & Fréchet, J. (2001). A three-dimensional crustal velocity model of the southwestern Alps from local earthquake tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 106(B9), 19367–19389. <https://doi.org/10.1029/2001JB000388>
- Paul, F., Kääb, A., Maisch, M., Kellenberger, T., & Haeberli, W. (2004). Rapid disintegration of Alpine glaciers observed with satellite data. *Geophysical research letters*, 31(21).
- Perrone, G., Eva, E., Cadoppi, P., Solarino, S., & Fioraso, G. (2011). Seismotectonics of a low-deformation area : The central Western Alps (Italy). *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 52(2).
- Persaud, M., & Pfiffner, O.-A. (2004). Active deformation in the eastern Swiss Alps : Post-glacial faults, seismicity and surface uplift. *Tectonophysics*, 385(1-4), 59–84.
- Pinel-Puysségur, B., Michel, R., & Avouac, J.-P. (2012). Multi-link InSAR time series : Enhancement of a wrapped interferometric database. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 5(3), 784–794.
- Piomallo, C., & Faccenna, C. (2004). How deep can we find the traces of Alpine subduction? *Geophysical Research Letters*, 31(6).
- Piomallo, C., & Morelli, A. (1997). Imaging the Mediterranean upper mantle by P-wave travel time tomography. *Annals of Geophysics*, 40(4).
- Potin, B. (2016). *Les Alpes occidentales : Tomographie, localisation de séismes et topographie du Moho* [Thesis, Grenoble Alpes]. <http://www.theses.fr/2016GREAU022>
- Puysségur, B., Michel, R., & Avouac, J.-P. (2007). Tropospheric phase delay in interferometric synthetic aperture radar estimated from meteorological model and multispectral imagery. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(B5).
- RESIF. (2017). RESIF-RENAG french national geodetic network. *RESIF-Réseau Sismologique et géodésique Français*. <https://doi.org/10.15778/resif.rg>
- RESIF. (2018). *CEA/DASE broad-band permanent network in metropolitan France*. <https://doi.org/10.15778/RESIF.RD>
- Richter, B., Zerbini, S., Matonti, F., Simon, D. (2004). Long-term crustal deformation monitored by gravity and space techniques at Medicina, Italy and Wettzell, Germany. *Journal of Geodynamics*, 38(3-5), 281–292. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2004.07.013>
- Ricou, L. (1981). Sinistral Strike Slip Motion of the Penninic Nappes Along the Northern Edge of the Argentera Massif—Influence on the Genesis of the Alpine Belt. *Comptes Rendus De L Academie Des Sciences Serie Ii*, 292(18), 1305–1308.

- Romagnoli, C., Zerbini, S., Lago, L., Richter, B., Simon, D., Domenichini, F., Elmi, C., & Ghirotti, M. (2003). Influence of soil consolidation and thermal expansion effects on height and gravity variations. *Journal of Geodynamics*, 35(4), 521-539. [https://doi.org/10.1016/S0264-3707\(03\)00012-7](https://doi.org/10.1016/S0264-3707(03)00012-7)
- Rosen, P. A., Hensley, S., Peltzer, G., & Simons, M. (2004). Updated repeat orbit interferometry package released. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 85(5), 47-47.
- Rothé, J. (1941). Les séismes des alpes françaises en 1938 : Ann. *Inst. Geophys. du Globe, III, Strasbourg (Clermont-Ferrand)*.
- Rousset, B. (2016). *Le couplage intersismique et les glissements lents vus par la géodésie spatiale : Applications à la subduction mexicaine et à la faille décrochante nord anatolienne*. Grenoble Alpes.
- Rovida, A., Locati, M., Camassi, R., Lolli, B., & Gasperini, P. (2019). *Italian parametric earthquake catalogue CPT115, version 2.0*.
- Salimbeni, S., Malusà, M. G., Zhao, L., Guillot, S., Pondrelli, S., Margheriti, L., Paul, A., Solarino, S., Aubert, C., Dumont, T., & others. (2018). Active and fossil mantle flows in the western Alpine region unravelled by seismic anisotropy analysis and high-resolution P wave tomography. *Tectonophysics*, 731, 35-47.
- Sánchez, L., Völksen, C., Sokolov, A., Arenz, H., & Seitz, F. (2018). Present-day surface deformation of the Alpine region inferred from geodetic techniques. *Earth System Science Data*, 10(3), 1503-1526. <https://doi.org/10.5194/essd-10-1503-2018>
- Savage, J. C. (1983). A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 88(B6), 4984-4996.
- Savage, J. C., & Simpson, R. W. (1997). Surface strain accumulation and the seismic moment tensor. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 87(5), 1345-1353.
- Schaer, J. P., & Jeanrichard, F. (1974). *Mouvements verticaux anciens et actuels dans les Alpes suisses*. 67(1), 101-119.
- Scheiber, R., & Moreira, A. (2000). Coregistration of interferometric SAR images using spectral diversity. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 38(5), 2179-2191.
- Schlatter, A., Schneider, D., Geiger, A., & Kahle, H.-G. (2005). Recent vertical movements from precise levelling in the vicinity of the city of Basel, Switzerland. *International Journal of Earth Sciences*, 94(4), 507-514.
- Schmid, S., & Kissling, E. (2000). The arc of the western Alps in the light of geophysical data on deep crustal structure. *Tectonics*, 19(1), 62-85.
- Schmid, S. M., Fügenschuh, B., Kissling, E., & Schuster, R. (2004). Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 97(1), 93-117. <https://doi.org/10.1007/s00015-004-1113-x>
- Schreiber, D., Lardeaux, J.-M., Martelet, G., Courrioux, G., & Guillen, A. (2010). 3-D modelling of Alpine mohos in southwestern Alps. *Geophysical Journal International*, 180(3), 961-975.

- Schwartz, S., Guillot, S., Tricart, P., Bernet, M., Jourdan, S., Dumont, T., & Montagnac, G. (2012). Source tracing of detrital serpentinite in the Oligocene molasse deposits from the western Alps (Barrême basin): Implications for relief formation in the internal zone. *Geological Magazine*, *149*(5), 841-856. <https://doi.org/10.1017/S0016756811001105>
- Scotti, O., Baumont, D., Quenet, G., Levret, A., & others. (2004). The French macroseismic database SISFRANCE: objectives, results and perspectives. *Annals of geophysics*.
- Selverstone, J. (2004). Ophiolites in Earth History. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, *85*(44), 456-457. <https://doi.org/10.1029/2004EO440009>
- Serpelloni, E., Anzidei, M., Baldi, P., Casula, G., & Galvani, A. (2005). Crustal velocity and strain-rate fields in Italy and surrounding regions: New results from the analysis of permanent and non-permanent GPS networks. *Geophysical Journal International*, *161*(3), 861-880. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02618.x>
- Serpelloni, E., Vannucci, G., Pondrelli, S., Argnani, A., Casula, G., Anzidei, M., Baldi, P., & Gasperini, P. (2007). Kinematics of the Western Africa-Eurasia plate boundary from focal mechanisms and GPS data. *Geophysical Journal International*, *169*(3), 1180-1200. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03367.x>
- Serpelloni, Enrico, Faccenna, C., Spada, G., Dong, D., & Williams, S. D. P. (2013). Vertical GPS ground motion rates in the Euro-Mediterranean region: New evidence of velocity gradients at different spatial scales along the Nubia-Eurasia plate boundary. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *118*(11), 6003-6024. <https://doi.org/10.1002/2013JB010102>
- Serpelloni, Enrico, Pintori, F., Gualandi, A., Scoccimarro, E., Cavaliere, A., Anderlini, L., Belardinelli, M. E., & Todesco, M. (2018). Hydrologically induced karst deformation: Insights from GPS measurements in the adria- Eurasia plate boundary zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *123*(5), 4413-4430.
- Serpelloni, Enrico, Vannucci, G., Anderlini, L., & Bennett, R. A. (2016). Kinematics, seismotectonics and seismic potential of the eastern sector of the European Alps from GPS and seismic deformation data. *Tectonophysics*, *688*, 157-181.
- Shen, Z.-K., Wang, M., Zeng, Y., & Wang, F. (2015). Optimal interpolation of spatially discretized geodetic data. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *105*(4), 2117-2127.
- Soergel, D., Pedersen, H., Paul, A., & Stehly, L. (2020). Imaging azimuthal anisotropy in the alpine crust using noise cross-correlations. *EGU general assembly conference abstracts*, 10085.
- Solarino, S., Malusà, M. G., Eva, E., Guillot, S., Paul, A., Schwartz, S., Zhao, L., Aubert, C., Dumont, T., Pondrelli, S., Salimbeni, S., Wang, Q., Xu, X., Zheng, T., & Zhu, R. (2018). Mantle wedge exhumation beneath the Dora-Maira (U)HP dome unravelled by local earthquake tomography (Western Alps). *Lithos*, *296-299*, 623-636. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.11.035>
- Spada, M., Bianchi, I., Kissling, E., Agostinetti, N. P., & Wiemer, S. (2013). Combining controlled-source seismology and receiver function information to derive 3-D Moho topography for Italy. *Geophysical Journal International*, *194*(2), 1050-1068. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt148>

- Spakman, W., & Wortel, R. (2004). A tomographic view on western Mediterranean geodynamics. In *The TRANSMED atlas. The Mediterranean region from crust to mantle* (p. 31–52). Springer.
- Stampfli, G. M., Borel, G. D., Marchant, R., & Mosar, J. (2002). Western Alps geological constraints on western Tethyan reconstructions. *Journal of the Virtual Explorer*, 8, 77.
- Stampfli, G., Mosar, J., Marquer, D., Marchant, R., Baudin, T., & Borel, G. (1998). Subduction and obduction processes in the Swiss Alps. *Tectonophysics*, 296(1-2), 159–204.
- Steffen, R., Wu, P., Steffen, H., & Eaton, D. W. (2014). The effect of earth rheology and ice-sheet size on fault slip and magnitude of postglacial earthquakes. *Earth and Planetary Science Letters*, 388, 71–80.
- Stein, S., & Wysession, M. (2009). *An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure*. John Wiley & Sons.
- Sternai, P., Caricchi, L., Castelltort, S., & Champagnac, J.-D. (2016). Deglaciation and glacial erosion : A joint control on magma productivity by continental unloading. *Geophysical Research Letters*, 43(4), 1632–1641.
- Sternai, P., Herman, F., Champagnac, J.-D., Fox, M., Salcher, B., & Willett, S. D. (2012). Pre-glacial topography of the European Alps. *Geology*, 40(12), 1067-1070. <https://doi.org/10.1130/G33540.1>
- Sternai, P., Herman, F., Valla, P. G., & Champagnac, J.-D. (2013). Spatial and temporal variations of glacial erosion in the Rhône valley (Swiss Alps) : Insights from numerical modeling. *Earth and Planetary Science Letters*, 368, 119-131. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.02.039>
- Sternai, P., Sue, C., Husson, L., Serpelloni, E., Becker, T. W., Willett, S. D., Faccenna, C., Di Giulio, A., Spada, G., Jolivet, L., Valla, P., Petit, C., Nocquet, J.-M., Walpersdorf, A., & Castelltort, S. (2019). Present-day uplift of the European Alps : Evaluating mechanisms and models of their relative contributions. *Earth-Science Reviews*, 190, 589-604. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.01.005>
- Stocchi, P., Spada, G., & Cianetti, S. (2005). Isostatic rebound following the Alpine deglaciation : Impact on the sea level variations and vertical movements in the Mediterranean region. *Geophysical Journal International*, 162(1), 137-147. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02653.x>
- Stucchi, M., Rovida, A., Capera, A. G., Alexandre, P., Camelbeeck, T., Demircioglu, M., Gasperini, P., Kouskouna, V., Musson, R., Radulian, M., & others. (2013). The SHARE european earthquake catalogue (SHEEC) 1000–1899. *Journal of Seismology*, 17(2), 523–544.
- Sue, C. (2020). *Late-Orogenic Extension and Current Tectonics in the Western and Central Alps : A Review*.
- Sue, C., & Tricart, P. (1999). Late alpine brittle extension above the Frontal Pennine Thrust near Briançon, western Alps. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 92(2), 171–181.

- Sue, C., & Tricart, P. (2002). Widespread post-nappe normal faulting in the Internal Western Alps : A new constraint on arc dynamics. *Journal of the Geological Society*, 159(1), 61–70.
- Sue, C., Delacou, B., Champagnac, J.-D., Allanic, C., Tricart, P., & Burkhard, M. (2007). Extensional neotectonics around the bend of the Western/Central Alps : An overview. *International Journal of Earth Sciences*, 96(6), 1101-1129. <https://doi.org/10.1007/s00531-007-0181-3>
- Sue, C., Delacou, B., Champagnac, J.-D., Allanic, C., & Burkhard, M. (2007). Aseismic deformation in the Alps : GPS vs. seismic strain quantification. *Terra Nova*, 19(3), 182-188. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2007.00732.x>
- Sue, C., Grasso, J. R., Lahaie, F., & Amitrano, D. (2002). Mechanical behavior of western alpine structures inferred from statistical analysis of seismicity. *Geophysical Research Letters*, 29(8), 65-1-65-4. <https://doi.org/10.1029/2001GL014050>
- Sue, C., Thouvenot, F., Fréchet, J., & Tricart, P. (1999). Widespread extension in the core of the western Alps revealed by earthquake analysis. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B11), 25611-25622. <https://doi.org/10.1029/1999JB900249>
- Sue, C., & Tricart, P. (2003). Neogene to ongoing normal faulting in the inner western Alps : A major evolution of the late alpine tectonics. *Tectonics*, 22(5). <https://doi.org/10.1029/2002TC001426>
- Tapponnier, P. (1977). Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée; poinçonnement et écrasement rigide-plastique. *Bulletin de la Société géologique de France*, 7(3), 437–460.
- Tarayoun, A. (2018). *Localisation de la déformation et de la sismicité en domaine intra-plaque : Réactivation des paléo-structures crustales et lithosphériques*. Montpellier.
- Thompson Jobe, J. A., Philibosian, B., Chupik, C., Dawson, T., K. Bennett, S. E., Gold, R., DuRoss, C., Ladinsky, T., Kendrick, K., Haddon, E., & others. (2020). Evidence of previous faulting along the 2019 Ridgecrest, California, earthquake ruptures. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 110(4), 1427–1456.
- Thouvenot, F., Fréchet, J., Guyoton, F., Guiguet, R., & Jenatton, L. (1990). Sismalp : An automatic phone-interrogated seismic network for the western Alps. *Cahiers du Centre européen de géodynamique et de sismologie*, 1(1), 10.
- Thouvenot, F., Jenatton, L., & Sanchez, O. (2013). *Région Alpes : Contribution OSUG (Annexe A-V, 94-123. Annexe A-V, 94-123.; Rapport final SI-Hex)*. Document en dépôt à la bibliothèque de l'EOST.
- Thouvenot, François, & Fréchet, J. (2006). SEISMICITY ALONG THE NORTHWESTERN EDGE OF THE ADRIA MICROPLATE. In N. Pinter, G. Gyula, J. Weber, S. Stein, & D. Medak (Éds.), *The Adria Microplate : GPS Geodesy, Tectonics and Hazards* (p. 335-349). Springer Netherlands. [https://doi.org/10.1007/1-4020-4235-3\\_23](https://doi.org/10.1007/1-4020-4235-3_23)
- Thouvenot, François, Fréchet, J., Jenatton, L., & Gamond, J.-F. (2003). The Belledonne Border Fault : Identification of an active seismic strike-slip fault in the western Alps. *Geophysical Journal International*, 155(1), 174-192. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2003.02033.x> 221

- Thouvenot, François, Fréchet, J., Tapponnier, P., Thomas, J.-C., Le Brun, B., Ménard, G., Lacassin, R., Jenatton, L., Grasso, J.-R., Coutant, O., & others. (1998). The ML 5.3 epagny (french alps) earthquake of 1996 july 15 : A long-awaited event on the vuache fault. *Geophysical Journal International*, 135(3), 876–892.
- Thouvenot, François, Jenatton, L., Guiguet, R., Gamond, J.-F., Glot, J.-P., & Escorne, G. (2009). Seismicity of the Grenoble area. *ESG 2006, third intl. Symposium on the effects of surface geology on seismic motion*, 2, 1563–1567.
- Thouvenot, François, Paul, A., Frechet, J., Béthoux, N., Jenatton, L., & Guiguet, R. (2007). Are there really superposed Mohos in the southwestern Alps ? New seismic data from fan-profiling reflections. *Geophysical Journal International*, 170(3), 1180–1194.
- Tinti, S., & Mulargia, F. (1984). Probability of occurrence of large earthquakes in Calabria and eastern Sicily on the basis of extreme value theory. *Annales geophysicae (1983)*, 2, 529–535.
- Torres, R., Snoeij, P., Geudtner, D., Bibby, D., Davidson, M., Attema, E., Potin, P., Rommen, B., Floury, N., Brown, M., Traver, I. N., Deghaye, P., Duesmann, B., Rosich, B., Miranda, N., Bruno, C., L'Abbate, M., Croci, R., Pietropaolo, A., ... Rostan, F. (2012). GMES Sentinel-1 mission. *Remote Sensing of Environment*, 120, 9-24. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2011.05.028>
- Traversa, P., Baumont, D., Manchuel, K., Nayman, E., & Durouchoux, C. (2018). Exploration tree approach to estimate historical earthquakes Mw and depth, test cases from the French past seismicity. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 16(6), 2169–2193.
- Tricart, P. (1984). From passive margin to continental collision; a tectonic scenario for the Western Alps. *American Journal of Science*, 284(2), 97–120.
- Tricart, P., Lardeaux, J.-M., Schwartz, S., & Sue, C. (2006). The late extension in the inner western Alps : A synthesis along the south-Pelvoux transect. *Bulletin de la Société géologique de France*, 177(6), 299–310.
- Trullenque, G. (2005). *Tectonic and microfabric studies along the penninic front between pelvoux and argentera massifs (western alps, france)*.
- Turcotte, D. L., & Schubert, G. (2002). *Geodynamics* (Cambridge University Press).
- Vavryčuk, V. (2014). Iterative joint inversion for stress and fault orientations from focal mechanisms. *Geophysical Journal International*, 199(1), 69-77. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu224>
- Vernant, P., Hivert, F., Chéry, J., Steer, P., Cattin, R., & Rigo, A. (2013). Erosion-induced isostatic rebound triggers extension in low convergent mountain ranges. *Geology*, 41(4), 467-470. <https://doi.org/10.1130/G33942.1>
- Vernant, Philippe, Masson, F., Bayer, R., & Paul, A. (2002). Sequential inversion of local earthquake traveltimes and gravity anomaly—The example of the western Alps. *Geophysical Journal International*, 150(1), 79–90.
- Vigny, C., Chery, J., Duquesnoy, T., Jouanne, F., Ammann, J., Anzidei, M., Avouac, J.-P., Barlier, F., Bayer, R., Briole, P., & others. (2002). GPS network monitors the Western Alps' deformation over a five-year period : 1993–1998. *Journal of Geodesy*, 76(2), 63–76.

- Visini, F., Scotti, O. (2020). IRSN-INGV PSHA\_MATLAB V1.0: Research in the field of probabilistic seismic hazard methodologies between IRSN and INGV in the framework of the existing cooperation agreement. Rapport IRSN/2020-xxx.
- Wagner, M., Kissling, E., & Husen, S. (2012). Combining controlled-source seismology and local earthquake tomography to derive a 3-D crustal model of the western Alpine region. *Geophysical Journal International*, 191(2), 789–802.
- Waldhauser, F., Lippitsch, R., Kissling, E., & Ansorge, J. (2002). High-resolution teleseismic tomography of upper-mantle structure using an a priori three-dimensional crustal model. *Geophysical Journal International*, 150(2), 403–414.
- Walpersdorf, A., Pinget, L., Vernant, P., Sue, C., Deprez, A., & the RENAG team. (2018). Does Long-Term GPS in the Western Alps Finally Confirm Earthquake Mechanisms? *Tectonics*, 37(10), 3721-3737. <https://doi.org/10.1029/2018TC005054>
- Walpersdorf, A., Sue, C., Baize, S., Cotte, N., Bascou, P., Beauval, C., Collard, P., Daniel, G., Dyer, H., Grasso, J.-R., Hauteceur, O., Helmstetter, A., Hok, S., Langlais, M., Menard, G., Mousavi, Z., Ponton, F., Rizza, M., Rolland, L., ... Martinod, J. (2015). Coherence between geodetic and seismic deformation in a context of slow tectonic activity (SW Alps, France). *Journal of Geodynamics*, 85, 58-65. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2015.02.001>
- Ward, S. N. (1994). A multidisciplinary approach to seismic hazard in southern California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(5), 1293–1309.
- Ward, S. N. (1998). On the consistency of earthquake moment rates, geological fault data, and space geodetic strain : The United States. *Geophysical Journal International*, 134(1), 172-186. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.1998.00556.x>
- Watts, A. B. (2009). *Isostasy and flexure of the lithosphere* (Cambridge University Press).
- Weber, J., Vrabec, M., Pavlovčič-Prešeren, P., Dixon, T., Jiang, Y., & Stopar, B. (2010). GPS-derived motion of the Adriatic microplate from Istria Peninsula and Po Plain sites, and geodynamic implications. *Tectonophysics*, 483(3), 214-222. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.09.001>
- Weichert, D. H. (1980). Estimation of the earthquake recurrence parameters for unequal observation periods for different magnitudes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 70(4), 1337–1346.
- Wells, D. L., & Coppersmith, K. J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(4), 974-1002.
- Wesnousky, S. G. (1999). Crustal deformation processes and the stability of the Gutenberg-Richter relationship. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89(4), 1131–1137.
- Wesnousky, S. G. (2008). Displacement and geometrical characteristics of earthquake surface ruptures : Issues and implications for seismic-hazard analysis and the process of earthquake rupture. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98(4), 1609–1632.



- Woessner, J., Laurentiu, D., Giardini, D., Crowley, H., Cotton, F., Grünthal, G., Valensise, G., Arvidsson, R., Basili, R., Demircioglu, M. B., & others. (2015). The 2013 European seismic hazard model : Key components and results. *Bulletin of Earthquake Engineering*, *13*(12), 3553–3596.
- Wüstefeld, A., Bokelmann, G., Barruol, G., & Montagner, J.-P. (2009). Identifying global seismic anisotropy patterns by correlating shear-wave splitting and surface-wave data. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, *176*(3), 198–212. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2009.05.006>
- Youngs, R. R., & Coppersmith, K. J. (1985). Implications of fault slip rates and earthquake recurrence models to probabilistic seismic hazard estimates. *Bulletin of the Seismological society of America*, *75*(4), 939–964.
- Zerbini, S., Matonti, F., Raicich, F., Richter, B., & Dam, T. van. (2004). Observing and assessing nontidal ocean loading using ocean, continuous GPS and gravity data in the Adriatic area. *Geophysical Research Letters*, *31*(23). <https://doi.org/10.1029/2004GL021185>
- Zerbini, S., Negusini, M., Romagnoli, C., Domenichini, F., Richter, B., & Simon, D. (2002). Multi-parameter continuous observations to detect ground deformation and to study environmental variability impacts. *Global and Planetary Change*, *34*(1), 37–58. [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(02\)00105-4](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(02)00105-4)
- Zerbini, Susanna, Raicich, F., Errico, M., & Cappello, G. (2013). An EOF and SVD analysis of interannual variability of GPS coordinates, environmental parameters and space gravity data. *Journal of Geodynamics*, *67*, 111–124.
- Zerbini, Susanna, Raicich, F., Richter, B., Gorini, V., & Errico, M. (2010). Hydrological signals in height and gravity in northeastern Italy inferred from principal components analysis. *Journal of Geodynamics*, *49*(3), 190–204. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2009.11.001>
- Zerbini, Susanna, Richter, B., Rocca, F., Dam, T. van, & Matonti, F. (2007). A Combination of Space and Terrestrial Geodetic Techniques to Monitor Land Subsidence : Case Study, the Southeastern Po Plain, Italy. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *112*(B5). <https://doi.org/10.1029/2006JB004338>
- Zhao, L., Paul, A., Guillot, S., Solarino, S., Malusà, M. G., Zheng, T., Aubert, C., Salimbeni, S., Dumont, T., Schwartz, S., Zhu, R., & Wang, Q. (2015). First seismic evidence for continental subduction beneath the Western Alps. *Geology*, *43*(9), 815–818. <https://doi.org/10.1130/G36833.1>
- Zhao, L., Paul, A., Malusà, M. G., Xu, X., Zheng, T., Solarino, S., Guillot, S., Schwartz, S., Dumont, T., Salimbeni, S., & others. (2016). Continuity of the Alpine slab unraveled by high-resolution P wave tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *121*(12), 8720–8737.
- Zhao, L., Paul, A., Solarino, S., Aubert, C., Zheng, T., Salimbeni, S., Guillot, S., Wang, Q., Ai, Y., Zangelmi, P., He, Y., Lainé, R., Chen, L., Xu, W., Lin, W., Margheriti, L., Pondrelli, S., & Zhu, R. (2013). *First results of a new seismic profile across the southwestern Alps, CIFALPS*. *15*, EGU2013-6436.
- Zwingmann, H., & Mancktelow, N. (2004). Timing of Alpine fault gouges. *Earth and Planetary Science Letters*, *223*(3–4), 415–425.





## ANNEXE A

---

Liste des mécanismes au foyer calculés (chapitre 2)

---

YEAR	MM	DD	HH	MN	SEC	MI	Lat	Lon	Depth	Strike	Dip	Rake	Flag
1989	1	7	2	29	40.820	3,3	46.34017	7.54483	8.650	241	77	-144	D
1989	3	10	9	56	39.030	1.7	46.17117	7.45000	8.820	49	46	-111	D
1989	4	10	21	22	19.790	2,6	46.50433	6.39050	-0.400	327	38	-130	D
1989	8	6	4	38	15.130	2,6	46.19700	7.73783	6.570	4	53	-104	D
1989	8	19	0	20	50.980	2,2	46.19733	7.73867	8.350	176	48	-107	D
1989	9	24	16	50	9.860	2.1	44.57267	6.86300	13.830	319	62	-155	D
1989	9	29	8	39	46.110	2,2	44.47517	7.30250	11.070	18	77	-133	D
1989	9	30	4	41	1.600	3,4	46.32516	7.39750	9.560	301	88	-167	D
1989	9	30	5	26	42.830	2,2	46.31833	7.40950	9.480	290	87	117	D
1989	10	5	12	32	15.300	2,5	46.19783	6.95967	10.350	93	64	-140	D
1989	10	26	4	44	40.290	1.9	44.32084	7.26667	10.030	88	84	157	D
1989	10	30	11	24	5.390	3,2	44.62350	7.25000	12.790	318	74	-132	D
1989	11	17	13	39	13.530	1.6	46.31267	7.40183	7.310	268	73	-178	D
1989	11	18	1	50	9.130	1.5	45.93467	7.20233	8.460	23	67	-117	D
1989	11	26	12	10	11.070	2,5	46.31167	6.70700	7.500	250	76	120	D
1989	11	28	2	52	30.230	2.1	46.32450	7.40983	9.300	333	64	-84	D
1989	12	2	8	56	30.540	2.1	44.72550	7.23617	16.360	205	42	-89	D
1989	12	3	20	13	20.320	1.3	46.32433	7.60483	9.480	262	87	-172	D
1989	12	13	8	8	13.240	2,6	44.81000	6.73150	8.840	189	44	-115	D
1989	12	16	5	0	27.780	2,3	44.14783	6.81683	13.070	319	90	159	D
1990	1	4	2	30	49.140	1.9	46.04317	7.23333	7.440	61	23	-108	D
1990	1	10	14	13	20.050	2	44.52183	7.28400	17.390	14	77	-120	D
1990	1	20	19	25	19.380	2,7	45.15883	7.11117	9.140	317	86	-157	D
1990	2	11	7	0	37.000	3,9	44.92867	7.58783	12.270	175	86	141	D
1990	3	2	16	20	32.860	2,2	46.32600	7.41817	7.170	288	51	-89	C
1990	3	4	0	22	34.300	2,4	44.86950	6.65000	9.700	46	32	-95	D
1990	3	10	19	6	54.160	2.1	45.03367	6.76950	11.780	96	75	163	D
1990	3	11	9	5	21.650	2,5	44.97550	7.34783	14.460	246	10	-48	D
1990	3	26	1	51	27.860	2.1	44.75100	6.68817	6.730	288	70	-163	D
1990	4	15	7	50	36.070	3,8	43.61383	7.76350	19.450	309	69	-159	D
1990	6	3	19	27	25.270	2	46.29833	7.29833	7.140	96	56	160	D
1990	6	4	8	30	33.620	2,5	44.60800	7.23050	15.680	202	51	-86	D
1990	7	19	23	38	34.630	1	46.32550	7.41433	7.980	300	82	-143	D
1990	7	26	12	30	13.680	2,2	46.32817	7.40083	10.160	292	89	-140	B
1990	7	31	16	35	3.080	2,5	44.56283	7.32167	14.000	26	39	-119	D
1990	8	13	10	52	46.070	1.2	46.32733	7.39883	8.590	296	84	-123	D
1990	8	23	5	42	18.280	2	46.25383	7.40817	8.740	262	88	-156	D
1990	8	24	5	12	57.890	2	43.93983	7.26883	10.010	208	80	65	D
1990	8	31	10	57	5.400	1.6	46.27850	7.46400	11.170	82	85	151	D
1990	10	29	2	13	0.050	2	44.58833	6.89783	9.660	310	48	-134	D
1990	11	22	15	51	18.710	3	46.91217	9.01583	7.550	249	81	150	D
1990	11	22	22	10	53.380	2.1	44.49483	7.28550	15.760	3	77	-149	D
1990	12	11	16	45	13.530	2,3	45.04333	7.36817	21.190	31	45	-83	D
1990	12	16	14	7	41.410	2,2	46.80867	7.56450	11.890	110	83	180	D
1990	12	17	23	34	45.070	1.3	46.22417	7.65067	9.080	103	50	-106	B
1990	12	20	0	18	59.520	2	46.12000	6.87200	7.460	78	84	108	D
1990	12	30	10	11	50.320	1.9	44.83117	7.27383	17.540	99	69	-138	D
1991	1	14	3	23	46.620	1.7	46.32150	7.40650	9.480	136	66	-139	D
1991	2	1	15	20	20.340	2,2	44.73617	6.70800	6.660	205	22	15	D
1991	2	7	0	46	54.160	2,4	44.43350	6.91567	11.380	344	76	-158	D
1991	2	11	15	43	42.380	3,9	44.88433	6.76983	7.590	318	85	160	D

1991	2	13	12	54	41.740	2,9	44.87667	6.75617	7.560	137	71	-156	D
1991	2	13	15	49	38.480	3.1	44.87350	6.75950	7.190	145	90	-168	C
1991	2	19	15	17	16.850	2,2	44.44050	7.33183	7.310	165	85	138	D
1991	2	20	4	31	10.790	1.9	45.90100	7.16983	9.510	181	84	-162	D
1991	2	25	11	30	10.760	2,8	44.05567	7.67050	7.810	93	44	-156	D
1991	3	19	5	19	18.780	1.9	46.35966	6.98100	9.190	225	63	135	D
1991	4	20	18	14	0.010	1.2	44.96117	6.98933	11.320	180	82	-168	D
1991	4	23	5	52	37.870	1.8	44.47317	6.72550	11.430	198	87	-118	D
1991	5	6	16	41	17.910	2,2	46.86417	6.76967	26.660	110	82	-159	D
1991	5	29	20	24	40.750	3,2	44.98050	8.16967	5.950	310	36	-174	D
1991	6	18	23	49	52.320	2,2	44.31116	7.24967	11.460	77	32	131	D
1991	7	29	8	46	16.380	1.7	44.85383	7.21817	14.260	194	61	-120	D
1991	8	12	22	56	8.640	2,3	44.81000	6.75183	9.070	176	55	-102	D
1991	9	7	18	9	20.550	2,3	46.22933	7.93583	11.750	53	84	128	C
1991	9	10	3	5	13.980	1.9	46.32450	7.46433	4.210	14	81	106	D
1991	9	16	21	28	45.260	1.7	45.91350	6.93583	5.740	23	88	-145	D
1991	11	10	12	55	9.190	1.8	46.29683	7.32750	5.950	87	79	132	D
1991	11	21	11	46	49.000	2,5	46.27683	7.49950	9.760	267	72	-152	D
1991	11	27	12	18	25.060	1.7	44.52783	6.87767	10.090	20	45	-96	D
1991	12	1	9	19	36.620	2	44.48000	6.92700	8.790	129	90	164	D
1991	12	2	3	22	9.410	1.9	44.62050	6.94550	14.230	305	87	-142	D
1992	1	2	2	12	25.670	2,3	44.42850	6.47750	8.110	147	89	168	D
1992	1	9	4	51	9.810	1.9	43.97317	7.70683	10.780	269	75	157	D
1992	1	10	1	52	43.580	2,3	43.93933	7.72700	10.620	186	73	-113	D
1992	1	21	1	21	45.370	2,5	43.59417	8.14650	32.890	98	73	168	D
1992	1	23	3	16	2.260	1.8	44.58783	7.23783	15.520	186	26	-99	D
1992	2	6	22	28	26.960	1.9	44.87183	7.28650	16.730	23	74	-126	D
1992	2	17	19	23	12.710	3,3	46.72733	9.53217	6.990	88	83	-102	D
1992	3	9	1	54	33.910	2,3	45.16083	5.87250	8.600	207	73	151	D
1992	3	17	11	31	44.730	2	44.50217	7.25783	14.590	208	43	-85	D
1992	3	18	14	28	41.430	2.1	44.61533	7.23767	14.100	20	39	-101	D
1992	3	19	15	47	44.320	2,5	44.58200	7.25700	13.490	200	51	-98	D
1992	3	28	19	24	15.570	3,2	46.73800	9.52083	8.700	141	40	-95	D
1992	3	29	16	24	26.480	2,7	46.73900	9.52067	8.700	334	43	-90	D
1992	4	3	5	20	34.700	1.7	44.54233	7.04150	11.770	8	64	144	D
1992	4	11	6	56	51.340	1.7	44.47300	6.71933	11.360	56	37	-52	D
1992	4	19	22	24	52.330	2,4	44.27850	6.22467	5.320	349	73	122	D
1992	4	27	13	22	36.370	2,3	44.46717	7.30367	12.710	42	47	-101	D
1992	5	4	2	2	49.080	2,3	43.65933	7.80000	18.080	91	67	165	D
1992	6	3	0	50	23.080	2,2	44.30333	7.35983	16.730	330	38	-70	D
1992	6	17	0	47	10.230	2,6	45.20483	7.46333	15.190	245	87	-166	D
1992	9	6	14	19	43.170	2,3	45.12850	7.63067	23.350	208	53	147	D
1992	9	13	5	0	36.530	3.1	45.13700	7.66617	23.600	25	90	161	D
1992	9	14	13	20	8.820	2,2	44.90500	6.63167	6.840	19	26	-88	D
1992	10	8	2	7	30.070	1.8	44.60350	7.23000	13.580	189	35	-53	D
1992	10	27	3	12	30.790	2.1	44.50100	7.25883	14.590	137	88	-180	D
1992	11	1	11	45	14.890	2,7	44.64734	6.79467	8.300	15	58	122	B
1992	11	9	13	11	38.560	1.8	44.30467	7.35200	16.220	112	89	136	D
1992	11	11	0	59	52.530	2,2	44.49933	7.26683	14.160	336	49	-89	D
1992	11	27	2	53	33.820	2.1	44.52783	7.25800	14.850	212	37	-99	D
1992	12	1	1	41	58.150	2,5	44.06683	7.68017	7.470	194	83	-122	D
1992	12	1	3	26	16.130	2	44.06833	7.68083	8.000	178	85	172	D

1992	12	1	19	41	34.830	2.1	44.53933	6.86833	8.200	135	29	-127	D
1992	12	28	3	14	43.340	2,7	45.77067	5.52567	10.700	81	90	-158	D
1993	2	1	2	58	14.980	1.7	44.12417	6.94950	6.840	263	87	102	D
1993	2	15	12	15	2.380	2	44.34017	7.30817	15.100	324	54	-82	B
1993	2	21	12	13	0.380	2,4	45.41967	5.15283	13.600	90	89	-176	D
1993	3	7	6	0	28.930	1.6	45.77217	6.27050	5.180	51	54	88	D
1993	3	15	6	37	10.830	2,7	43.91350	7.84867	8.960	92	82	-145	D
1993	3	15	23	43	29.170	3,4	44.36617	7.31450	14.550	114	51	-128	C
1993	3	16	0	34	58.080	1.4	44.35067	7.30733	15.350	72	86	-141	D
1993	3	22	4	27	2.240	1.6	44.47417	6.91717	10.210	138	81	169	D
1993	3	29	15	57	20.900	1.3	44.40067	7.27333	16.670	132	85	-156	D
1993	4	7	16	36	2.940	1.7	44.42000	7.21967	11.460	291	58	132	D
1993	4	10	17	54	25.160	1.9	44.44217	7.30283	14.680	158	72	178	D
1993	4	14	10	32	6.180	2,5	44.25917	6.24867	6.250	270	3	65	D
1993	4	14	10	33	6.140	2,3	44.25367	6.25933	6.860	31	83	121	D
1993	4	16	9	12	25.670	1.4	44.25950	6.25350	6.460	7	39	-97	D
1993	4	19	21	59	31.120	2	44.43133	7.29583	15.660	260	40	-73	D
1993	5	5	4	34	0.710	1.4	44.27583	6.85650	12.210	324	78	-171	D
1993	5	7	8	4	12.430	1.8	44.34566	7.27817	10.280	88	52	-169	D
1993	5	8	20	50	29.610	1.7	44.56750	6.99300	12.520	190	69	-122	D
1993	6	1	1	8	1.620	1.3	44.41983	7.21983	11.060	144	80	-111	D
1993	6	15	15	0	21.260	1.6	44.52733	6.85233	9.590	30	50	-96	D
1993	6	25	11	16	47.130	1.7	45.39650	6.49717	8.280	301	37	-119	D
1993	6	25	15	32	40.860	2	45.38550	6.50650	4.920	203	78	-140	D
1993	7	11	14	5	32.400	1.7	45.33100	6.68117	8.010	261	53	-163	D
1993	7	12	12	12	24.340	1.6	45.17567	5.42817	9.000	57	35	-110	D
1993	7	13	9	53	22.810	2,6	44.26833	8.19033	6.620	255	83	-157	D
1993	7	13	16	11	8.530	2,3	44.24233	8.19783	8.930	90	75	-168	D
1993	7	14	15	11	41.460	2,8	44.25333	8.20050	8.750	253	88	-143	D
1993	7	14	23	40	12.660	2,6	44.23317	8.22633	10.400	78	79	166	D
1993	7	15	3	8	34.330	2.1	44.24733	8.21733	10.350	289	42	-157	D
1993	7	17	5	46	4.400	3,4	44.24217	8.26517	10.400	71	74	-176	D
1993	7	17	10	35	0.190	3,7	44.22633	8.24783	11.680	67	85	-142	D
1993	7	17	11	8	22.780	3.1	44.24017	8.25717	12.380	78	78	-177	D
1993	7	21	1	59	16.410	2,4	45.48667	6.65150	7.440	147	68	-104	D
1993	7	26	4	57	47.130	2,8	44.34650	7.27683	9.980	79	83	-166	D
1993	7	26	20	31	7.020	2	45.64233	6.73633	9.600	219	37	-141	D
1993	7	31	19	50	9.320	1.5	45.05333	7.30967	14.730	32	88	-159	D
1993	8	5	4	20	46.350	1.2	45.83933	6.95250	10.020	18	87	172	D
1993	8	13	1	19	20.820	1.5	44.52050	6.76333	7.680	139	64	-89	D
1993	8	30	8	19	34.600	1.9	44.36683	7.29417	14.370	22	41	-88	D
1993	9	3	0	31	22.200	1.8	44.44250	7.25550	14.090	245	18	-112	D
1993	9	16	13	48	32.370	1.6	44.86417	7.18867	12.930	330	26	-131	D
1993	9	28	9	33	39.090	2.1	44.13017	7.40667	12.670	326	52	-104	D
1993	10	1	5	11	12.780	2.1	44.53467	7.26733	13.460	227	47	-89	C
1993	10	9	17	37	20.650	1.9	44.34533	7.27717	10.150	35	66	121	D
1993	10	9	22	28	12.770	1.7	45.26233	6.53767	5.340	336	16	-167	D
1993	10	11	4	33	5.590	1.4	44.59283	6.33833	7.600	2	58	-125	D
1993	10	21	15	30	16.710	2	44.40583	6.88933	12.300	151	73	-170	D
1993	10	23	4	26	42.500	2,2	45.03550	7.28400	13.650	203	76	-153	D
1993	10	30	5	45	11.630	1.3	44.79750	6.63983	9.700	7	21	-58	D
1993	11	2	21	34	28.950	1.7	44.69117	7.37050	17.160	273	86	-123	D

1993	11	6	7	24	35.470	2,2	46.01883	6.60483	2.760	331	90	-141	D
1993	11	10	19	13	16.730	1.5	44.75017	6.63883	10.360	149	45	-89	D
1993	11	15	0	20	1.250	2,6	44.76900	7.85650	39.230	25	90	142	D
1993	11	21	20	27	57.730	2.1	44.64233	6.77367	7.830	77	24	-46	D
1993	11	22	3	28	54.320	1.8	45.59033	6.95317	9.560	211	71	-128	D
1993	11	29	14	15	2.150	2	44.63950	6.70750	8.480	117	5	-39	D
1993	12	3	0	47	35.240	2,4	44.73783	6.75550	5.180	202	28	107	D
1993	12	4	8	36	1.580	2,6	46.27767	7.48367	7.890	89	90	152	D
1993	12	11	13	50	56.860	2,9	44.06233	7.67933	7.390	7	87	116	D
1993	12	14	3	7	6.820	2	45.04583	6.55067	7.640	161	72	-135	C
1993	12	24	8	32	42.090	2,7	43.67350	7.88633	12.770	132	80	-151	D
1993	12	25	10	52	36.490	2,4	44.26383	8.19917	9.030	264	62	-143	D
1993	12	25	22	50	38.060	2,4	44.23450	8.20983	11.010	334	28	-109	D
1993	12	27	19	58	17.590	1.9	44.34633	7.31550	16.160	248	67	-84	D
1994	1	6	3	31	1.320	1.9	44.84067	7.58883	25.640	174	87	171	D
1994	1	9	5	28	12.080	1.8	44.51467	7.27633	15.760	337	78	-147	D
1994	1	20	6	59	13.170	3,6	44.56367	7.35283	2.860	62	85	-171	C
1994	1	20	7	5	42.300	3,4	44.56233	7.35100	6.080	63	85	-170	D
1994	1	20	11	28	59.890	2,4	44.54950	7.33533	7.930	235	78	-170	C
1994	1	20	11	38	35.610	2.1	44.55533	7.33217	9.140	22	83	133	D
1994	1	21	23	27	32.800	2,6	44.55517	7.34217	6.160	60	79	180	D
1994	1	22	1	29	41.680	1.6	44.55416	7.32483	9.690	52	84	-141	D
1994	1	23	9	10	46.530	1.7	44.55767	7.31200	9.760	258	72	-169	D
1994	1	24	3	43	48.570	1.8	44.55800	7.32300	9.650	210	80	114	D
1994	2	3	3	46	0.430	2,8	45.63700	5.71033	8.620	75	86	-175	D
1994	2	4	22	19	46.080	2.1	45.40450	6.07567	9.630	218	55	-148	D
1994	2	5	0	52	11.370	3,2	45.09417	7.38883	21.120	221	44	-91	C
1994	2	8	11	17	34.770	1.7	44.97300	6.67400	11.120	218	62	-87	D
1994	2	9	8	33	22.830	1.9	45.06367	7.33000	16.160	189	84	-133	D
1994	2	11	9	28	1.480	1.8	44.41233	6.86150	11.090	150	71	178	D
1994	2	11	11	35	22.140	1.5	44.37967	6.92583	9.290	3	34	-110	D
1994	3	2	16	50	10.690	1.9	44.12883	6.98600	5.220	319	46	-123	D
1994	3	5	8	12	1.530	1.4	44.46867	7.22833	16.160	123	56	-100	D
1994	3	15	8	6	26.070	2.1	44.02283	8.50583	16.300	134	77	-125	D
1994	3	19	22	11	13.070	1.4	45.98300	7.56100	8.310	198	86	146	D
1994	4	15	2	58	12.620	1.9	44.28350	6.75817	7.600	120	59	-97	D
1994	4	18	11	36	13.650	2	44.67600	7.21967	11.240	11	47	-107	D
1994	4	18	11	49	18.360	1.6	44.66317	7.19067	13.380	339	61	-98	D
1994	4	27	13	22	32.270	1.6	45.03650	6.26650	10.290	295	85	130	D
1994	4	29	0	20	28.640	2.1	45.53417	7.74567	10.570	55	64	-152	D
1994	4	29	22	33	25.340	1.3	44.67017	7.19683	12.840	38	38	-111	D
1994	5	17	2	59	0.290	1.4	45.04250	7.11433	11.440	347	79	137	D
1994	6	22	23	8	35.510	1.8	44.56083	6.92867	13.470	151	84	-157	D
1994	6	27	17	48	47.890	2,7	44.43700	6.46867	7.490	131	35	-103	B
1994	7	8	0	15	29.180	2,4	44.45550	7.29250	12.720	198	42	-101	D
1994	7	25	0	18	56.440	1.8	45.19350	5.89900	9.550	40	87	-145	D
1994	8	1	21	39	26.040	2.1	45.19883	6.32933	7.410	213	83	-167	D
1994	8	13	18	28	40.370	1.9	44.66900	7.21000	14.360	13	44	-108	D
1994	8	14	4	4	47.010	1.8	44.19683	6.96550	12.990	311	80	-129	D
1994	8	28	6	4	44.220	3,5	46.88600	8.78050	8.590	251	81	172	D
1994	9	1	6	2	27.830	2.1	45.40133	5.73967	4.050	295	86	-147	D
1994	9	3	15	56	48.580	1.6	45.01600	7.37883	17.330	31	63	-93	D



1994	9	16	17	58	10.230	2.1	44.64917	6.87217	8.700	326	47	-83	D
1994	9	17	11	46	59.430	1.5	45.03967	6.54950	11.050	302	54	-137	D
1994	9	22	8	47	13.480	1.8	44.44700	7.27633	16.030	17	82	176	D
1994	9	24	4	18	17.320	2,4	44.53400	6.87217	7.220	349	72	-142	D
1994	9	28	12	43	34.750	1.7	44.24450	7.31283	12.380	9	54	-92	D
1994	10	19	23	48	33.390	2	45.39483	5.74067	5.440	67	78	-163	D
1994	10	22	18	58	38.670	1.6	45.78283	5.87133	10.030	80	82	131	D
1994	11	11	14	32	50.470	1.8	44.43200	7.25733	15.350	133	54	-157	D
1994	11	13	0	36	4.560	1.4	44.33050	6.47617	9.910	171	87	140	D
1994	11	15	11	36	13.080	1.6	44.33083	7.29867	9.820	255	76	-169	D
1994	11	28	8	28	13.830	1.8	44.34383	6.66667	11.250	123	46	173	D
1994	12	2	10	5	51.530	1.4	45.00650	7.17967	15.160	14	74	169	D
1994	12	3	21	15	23.870	2,2	44.52767	6.87800	8.110	346	55	-99	D
1994	12	7	21	45	36.630	1.8	44.53500	7.18133	15.550	11	38	-97	D
1994	12	14	8	55	58.870	4	45.97133	6.42900	10.880	238	87	146	D
1994	12	22	15	45	30.830	1.5	45.88717	6.89283	9.390	37	81	-178	D
1995	1	4	0	47	2.690	3,2	44.88017	7.31383	16.030	26	60	-127	B
1995	2	26	12	35	38.910	1.7	44.20250	6.62017	7.290	332	85	156	D
1995	3	4	1	58	13.370	2,3	44.70850	7.65733	18.990	346	32	146	D
1995	4	14	16	13	37.460	2	44.56667	7.18200	11.330	115	82	128	D
1995	4	18	2	28	27.280	1.8	44.66084	6.68783	7.840	305	77	148	D
1995	4	21	8	2	56.750	4,2	43.81617	7.56767	12.260	286	44	162	B
1995	4	21	18	19	30.800	2,2	45.72583	7.05050	10.460	4	78	150	D
1995	4	24	0	39	39.440	1.8	44.66267	7.19083	14.120	9	54	-102	D
1995	4	25	13	2	57.480	2.1	45.85617	5.98667	6.470	221	72	-171	D
1995	5	26	12	45	13.970	1.5	46.06600	6.85317	10.560	78	73	-171	D
1995	6	20	4	38	16.840	1.8	44.40550	7.29517	15.510	204	51	-97	D
1995	8	2	3	5	16.590	2	45.94683	6.08317	4.260	63	77	-144	D
1995	8	28	12	42	29.060	2,4	45.55617	6.13100	9.790	54	45	127	D
1995	9	4	17	2	53.940	2,8	45.71333	6.21050	8.300	239	88	155	D
1995	9	4	21	1	39.300	2,8	45.71250	6.20150	8.890	231	85	170	D
1995	9	5	17	29	47.190	1.3	45.80533	7.15867	11.290	178	88	142	D
1995	9	8	16	46	56.610	2,5	45.20917	5.90867	8.790	214	83	162	D
1995	9	11	22	55	52.730	1.8	44.68884	6.79333	7.460	278	68	166	D
1995	9	17	6	46	37.220	1.4	45.38567	6.21867	11.020	241	77	163	D
1995	9	20	8	23	22.810	3.1	43.44017	8.15150	22.080	85	37	135	D
1995	9	22	8	6	3.050	2	44.52750	6.90950	6.670	18	79	99	D
1995	10	7	19	15	1.120	2.1	44.38483	7.28633	12.950	9	45	-102	D
1995	10	7	22	12	26.740	2.1	44.38100	7.27483	14.830	345	49	-144	D
1995	10	8	6	7	46.340	2,2	44.51417	6.90450	7.080	146	80	160	D
1995	10	13	22	7	41.730	2,9	44.51400	6.86017	8.030	339	68	-139	C
1995	10	16	11	4	22.800	2,5	44.78550	6.77183	11.050	3	8	-91	C
1995	10	18	2	13	8.890	2,2	44.51367	6.89533	7.910	127	52	-120	D
1995	10	18	8	47	15.310	1.5	44.51333	6.88733	7.740	315	69	-88	D
1995	10	18	12	52	58.380	1.8	44.31900	7.35883	16.940	310	51	-95	D
1995	10	18	13	49	47.930	1.8	44.51367	6.88967	7.770	111	40	-92	D
1995	10	29	3	57	5.710	2,3	46.21850	7.21350	7.190	266	82	123	D
1995	11	9	16	20	50.430	1.9	45.82533	5.53633	5.420	251	43	-161	D
1995	11	10	22	4	12.880	2,7	44.48667	7.23800	11.630	154	48	-116	D
1995	11	17	0	48	43.820	1.8	44.51950	6.69367	10.030	58	27	-84	D
1995	11	18	18	41	51.030	1.3	44.81800	7.14883	16.090	152	29	-118	D
1995	11	21	4	4	34.620	3,6	45.01750	7.57100	17.550	92	66	145	B

1995	11	22	11	12	52.190	2.1	45.04617	6.54350	8.090	132	87	-160	D
1995	11	24	5	50	16.060	1.7	44.38517	7.29533	15.910	140	52	-153	D
1995	11	25	6	27	38.670	1.6	44.51900	6.69067	10.660	18	40	-101	D
1995	12	22	7	46	54.730	1.5	44.77583	7.87717	37.580	244	64	-149	D
1995	12	24	4	5	5.930	1.8	45.49317	6.07367	10.770	250	47	124	D
1995	12	29	2	20	52.200	1.2	44.51400	6.73500	10.180	213	26	-138	D
1996	1	1	21	3	32.890	2,4	44.41417	7.29433	12.500	51	63	165	D
1996	1	3	5	18	28.640	2	44.41317	7.29500	14.510	40	48	-111	D
1996	1	22	16	41	44.700	2	44.47050	6.77683	9.270	132	75	-153	D
1996	1	26	1	0	49.710	1.6	44.51467	7.25733	16.090	131	82	-169	D
1996	1	26	2	19	45.600	2	44.50933	7.25800	16.570	300	90	-122	D
1996	1	26	19	1	14.850	2	45.97650	6.45150	6.750	78	73	170	D
1996	2	18	4	16	32.650	3,3	44.75050	6.76983	9.540	338	16	-137	B
1996	2	21	18	57	27.360	2,6	46.36234	7.59417	8.470	256	49	178	D
1996	3	5	9	35	33.630	2	44.47383	7.29650	15.330	48	51	-89	D
1996	3	23	21	29	28.750	1.7	45.22517	7.45317	15.880	246	64	-107	D
1996	3	31	5	43	7.480	1.2	45.40300	6.59533	12.080	230	55	-113	D
1996	4	2	10	37	0.700	1.9	46.16483	6.98783	6.660	258	84	-141	D
1996	4	4	23	55	23.080	1.8	45.24383	5.96333	9.900	209	82	158	D
1996	4	5	2	4	5.420	2	45.26467	5.96400	10.220	226	39	-143	D
1996	4	6	13	7	38.410	1.2	44.90367	6.56850	8.900	332	69	171	D
1996	4	12	6	44	49.990	1.8	44.56167	7.26333	15.450	198	48	-94	D
1996	4	14	4	22	42.320	1.7	44.35217	7.26500	13.700	226	51	-93	D
1996	4	18	5	31	40.430	2,8	44.26317	6.91033	10.120	328	82	161	D
1996	4	18	5	39	43.980	1.5	44.25700	6.90183	12.580	150	81	-143	D
1996	5	20	19	15	1.580	1.6	46.36000	7.59383	8.490	263	80	-167	D
1996	6	2	10	40	25.820	1.7	45.28233	6.29817	6.650	297	53	-64	D
1996	6	10	9	2	55.300	1.8	44.53600	6.88117	8.270	178	58	-105	D
1996	6	23	4	46	9.390	1.8	46.82433	6.91450	7.810	309	18	-12	D
1996	6	25	12	32	20.400	1.5	46.07400	6.86317	9.970	83	72	-160	D
1996	6	27	22	39	59.240	2,4	46.67567	7.22117	1.700	221	86	105	D
1996	7	15	0	13	29.350	4,5	45.94617	6.10400	1.810	234	66	161	D
1996	7	15	5	46	12.230	2,9	45.95367	6.10133	6.210	242	83	152	D
1996	7	15	6	44	9.800	2	45.94683	6.10300	3.360	220	76	176	D
1996	7	19	0	27	27.540	1.4	44.42667	7.45717	12.980	265	65	124	D
1996	7	20	22	4	33.450	2,6	45.95400	6.10050	3.900	227	78	136	D
1996	7	23	2	50	30.390	2,3	45.94083	6.11200	3.350	218	83	130	D
1996	7	23	4	8	40.080	3,3	45.95867	6.08267	0.130	229	85	147	D
1996	7	31	16	18	1.800	1.2	46.33000	7.54300	5.600	299	36	-122	D
1996	8	1	0	13	2.820	1.7	45.27950	6.29833	5.900	108	84	-110	D
1996	8	1	6	0	10.660	2.1	45.95450	6.09450	5.690	209	43	-145	D
1996	8	3	10	48	27.320	2,4	46.33417	7.53617	7.970	93	87	180	D
1996	8	9	17	31	15.950	1.7	44.41000	6.43750	7.730	229	41	-78	D
1996	8	11	8	25	11.300	1.5	44.56883	7.18300	11.910	308	85	-150	D
1996	9	14	22	54	53.510	2,7	46.02050	6.78850	5.200	234	88	178	D
1996	9	17	0	25	42.740	1.8	46.02067	6.82317	4.580	45	54	160	D
1996	9	20	17	37	26.990	2,2	46.06367	6.85517	9.680	196	76	175	D
1996	9	26	11	5	39.800	1.5	44.88334	6.38233	8.640	184	74	-141	D
1996	9	27	16	50	47.450	1.1	45.11950	5.83417	8.140	53	37	-148	D
1996	9	30	18	16	59.720	1.7	44.87350	6.37167	8.610	341	64	-133	D
1996	10	7	2	13	24.550	2,3	44.22883	6.82633	6.670	179	87	-165	D
1996	10	9	3	2	57.140	1.9	45.96700	6.91333	9.870	239	81	-162	D

1996	10	11	4	36	6.720	2	45.93767	6.07150	7.860	203	74	140	D
1996	10	25	8	37	7.470	2	45.31467	6.53867	8.950	208	40	-82	D
1996	11	5	3	32	20.050	1.3	45.26750	6.53817	9.820	230	60	-107	D
1996	11	10	18	26	10.130	2.1	46.41417	7.49967	7.660	71	85	159	D
1996	11	23	10	49	26.200	1.4	44.66350	7.19850	14.310	12	42	-94	D
1996	11	24	0	27	7.610	2,9	44.05633	7.68067	8.110	265	89	176	D
1996	12	7	5	34	28.010	2,4	46.90200	8.43517	7.560	67	64	159	D
1996	12	9	14	25	1.240	2,2	45.36350	5.33650	6.930	268	86	-143	D
1996	12	11	17	50	41.070	1.5	44.85400	7.26333	18.060	91	41	-88	D
1996	12	25	12	39	24.740	2,5	46.21817	7.21417	8.010	259	80	162	D
1996	12	26	19	33	49.080	2,5	44.36700	7.33150	14.800	142	76	123	C
1997	1	26	11	31	59.790	1.5	44.04183	7.68017	8.870	229	70	-119	D
1997	1	31	12	48	31.010	1.5	45.20033	5.93833	9.920	47	83	-148	D
1997	2	19	5	12	53.350	1.6	45.29800	6.56650	11.630	297	54	-93	D
1997	2	21	19	51	32.380	1.8	44.81033	6.64017	10.320	172	77	-121	D
1997	2	21	20	1	44.700	1.9	44.81700	6.65633	9.730	191	71	-101	D
1997	2	24	12	6	17.920	3,8	43.75683	8.45583	23.550	77	86	176	D
1997	3	1	11	23	19.520	1.7	44.43217	7.00217	12.200	271	88	-169	D
1997	3	2	16	24	49.850	2,2	44.80533	7.56100	28.710	261	53	117	D
1997	3	5	16	37	14.090	1.4	45.95284	6.10250	6.890	194	89	-143	D
1997	3	9	19	7	7.600	1.7	44.37067	7.33317	14.460	54	46	-101	D
1997	3	13	7	8	51.060	2,2	45.04917	6.92350	10.890	157	90	-174	D
1997	3	18	13	30	32.920	2.1	44.66867	7.21867	12.150	223	35	-76	D
1997	3	18	16	42	7.950	1.8	46.20433	7.53600	5.360	127	48	-98	D
1997	3	23	2	24	27.870	1.3	44.78367	6.91333	14.250	318	51	-113	D
1997	4	14	6	35	24.110	1.8	44.77234	7.24783	14.450	208	60	-173	D
1997	4	19	16	23	37.890	1.7	44.55017	7.25717	15.740	138	61	-129	D
1997	4	25	10	14	44.770	2	44.68950	7.25567	16.600	169	78	-169	D
1997	4	26	8	24	11.810	2.1	46.21867	7.73183	8.770	42	58	-107	D
1997	4	27	17	1	13.090	2,5	46.21917	7.73000	7.880	282	76	-78	D
1997	5	13	8	18	20.950	1.6	44.55367	7.25917	15.670	200	39	-85	D
1997	5	13	9	23	1.860	1.8	45.03633	7.33383	18.290	159	34	-99	D
1997	5	14	17	23	0.610	2	44.48217	7.08817	10.770	296	35	-163	D
1997	5	15	0	24	3.260	3	45.21517	6.69300	6.890	305	88	165	D
1997	5	30	3	43	9.820	1.4	44.81450	6.63917	10.180	301	82	172	D
1997	6	16	12	47	59.010	1.6	45.17567	7.85750	36.680	307	63	94	D
1997	6	20	18	48	38.650	1.9	44.55350	7.16433	15.400	112	65	-127	D
1997	6	26	14	51	13.970	2	44.77150	7.64517	21.360	120	51	93	D
1997	6	27	19	0	34.620	2.1	45.76467	7.45983	6.510	245	47	-112	D
1997	7	2	17	39	16.670	1.9	44.22367	7.56833	10.510	215	76	-119	D
1997	7	3	4	34	50.110	1.6	45.56317	6.13617	10.510	54	47	128	D
1997	7	14	2	57	55.770	2,2	45.83150	7.14533	9.610	186	85	180	D
1997	7	19	1	25	42.070	2	45.02467	6.54933	9.700	317	84	173	D
1997	8	1	20	58	35.130	2,4	46.53617	7.26367	7.980	107	74	-104	D
1997	8	3	10	26	24.980	1.8	44.90417	6.62800	8.160	332	88	163	D
1997	8	16	11	20	14.270	2,4	43.93417	7.71583	8.550	123	86	-143	D
1997	8	19	19	47	58.250	1.4	45.00733	6.80650	11.280	331	72	-135	D
1997	8	30	6	56	35.920	2,2	44.72983	6.67667	8.550	339	31	-131	D
1997	9	3	14	49	49.540	1.7	45.38183	6.52567	9.010	71	70	150	D
1997	9	13	17	59	38.380	2,5	44.75067	6.78450	8.730	302	38	-160	A
1997	9	23	16	32	47.870	2,2	45.04450	5.73717	7.080	32	83	157	D
1997	9	26	12	23	14.450	2	43.89383	7.75200	7.840	282	87	-172	D

1997	10	3	15	3	34.680	3,2	44.32917	6.50417	10.310	141	89	-167	D
1997	10	22	4	42	32.120	2,3	44.41167	6.54250	9.660	352	41	-133	D
1997	10	22	4	51	8.250	2,2	44.40967	6.53200	7.790	353	43	-152	B
1997	10	31	4	23	42.140	4	44.26850	6.55400	7.460	94	33	108	D
1997	10	31	5	31	9.050	1.5	44.27400	6.55317	8.070	67	73	122	D
1997	10	31	7	13	44.700	1.6	44.26917	6.54350	7.870	19	57	-139	D
1997	10	31	7	15	19.220	2,8	44.28700	6.56233	8.080	336	68	-146	C
1997	11	6	12	39	47.660	3.1	44.41233	6.54033	8.220	179	57	160	D
1997	11	8	1	56	6.500	3,5	44.12400	7.92383	7.320	88	83	-158	D
1997	11	25	23	55	16.060	2	44.42167	6.53867	11.430	344	59	-113	D
1997	11	28	8	30	19.850	2,6	46.44050	7.89650	12.620	258	68	-156	D
1997	12	8	18	22	0.190	1	45.28383	5.99200	11.800	64	81	-132	D
1997	12	10	21	36	57.490	2,4	43.82700	7.58583	12.780	321	82	161	D
1997	12	18	13	9	35.340	1.9	44.27700	6.55150	7.360	24	30	-142	D
1997	12	30	9	3	10.200	1.8	44.27483	6.57200	8.430	26	83	155	D
1998	1	8	22	49	29.030	2.1	44.49434	7.29817	16.190	176	50	-97	D
1998	1	10	21	22	9.060	2,8	44.86567	7.47583	14.280	107	74	-134	B
1998	1	14	0	19	47.250	1.4	45.80783	7.16033	13.830	355	82	174	D
1998	1	20	16	1	51.740	2	44.39333	7.24550	15.500	227	36	-110	D
1998	2	3	23	38	38.780	3.1	43.73700	8.48517	25.330	233	80	155	D
1998	2	11	23	46	24.050	1.6	44.21750	7.55883	9.150	28	50	-150	D
1998	2	27	10	34	0.690	2	43.90000	7.75533	7.020	279	78	163	D
1998	3	3	13	52	34.670	2,3	45.76883	5.90883	10.910	249	80	165	D
1998	3	7	9	26	42.190	2.1	45.18067	6.52167	9.520	174	48	-92	B
1998	3	20	12	9	46.490	2,6	44.71483	6.61050	7.460	348	28	-135	D
1998	3	30	20	48	59.000	2,5	46.58517	7.31150	10.420	257	44	145	D
1998	4	11	11	5	0.740	3,3	44.67267	7.22650	11.460	184	57	-107	C
1998	4	16	14	48	37.590	1.4	44.13583	7.14617	12.700	116	78	-156	D
1998	4	22	12	48	19.190	1.7	44.62267	7.24933	15.900	20	39	-87	D
1998	5	1	23	45	13.210	1.7	44.33217	7.22933	10.680	108	88	-132	D
1998	5	6	12	2	24.510	2,6	44.19033	6.14367	-0.510	177	89	-159	D
1998	5	11	9	1	9.390	2.1	44.77583	6.66817	8.310	342	35	144	D
1998	5	13	21	4	37.660	2,2	44.43600	6.35933	10.310	148	86	164	D
1998	5	13	21	11	53.980	2,3	44.42967	6.34017	9.750	315	85	-157	D
1998	5	21	5	15	50.970	1.2	44.51183	6.98333	10.530	314	87	-155	D
1998	6	6	1	23	13.350	2,4	44.54083	8.60233	11.320	181	76	-87	D
1998	6	6	11	21	4.160	1.6	44.30933	6.49633	9.530	301	62	-89	D
1998	6	13	22	20	48.560	2,4	44.27617	6.57150	6.770	120	59	126	D
1998	7	30	18	35	0.030	2,2	45.03217	6.69483	9.250	159	82	-131	D
1998	8	8	21	41	28.370	1.9	44.48017	6.91867	10.430	163	76	-149	D
1998	8	12	16	53	45.750	2	44.42417	6.68217	10.190	334	83	178	D
1998	8	15	11	54	32.080	1.2	44.95383	6.65467	9.570	203	88	-137	D
1998	8	28	20	51	19.830	2.1	44.55416	6.82217	8.810	300	90	153	D
1998	9	11	11	28	48.120	1.3	44.67017	7.19133	13.630	171	72	-128	D
1998	9	19	1	47	4.220	1.3	45.55633	6.13567	13.460	259	53	133	D
1998	9	20	19	42	27.740	1.4	44.59566	6.77583	10.140	292	83	162	D
1998	9	30	10	4	6.120	1.8	44.13633	7.14567	13.660	132	84	-156	D
1998	9	30	11	10	18.650	1.9	44.15117	7.15483	12.080	299	47	-140	D
1998	9	30	14	5	48.060	2	44.12950	7.14667	14.050	123	73	-173	D
1998	10	14	3	51	50.030	2,2	44.56100	7.25750	15.140	174	38	-124	D
1998	10	27	3	25	19.760	1.5	44.13517	7.14600	12.710	143	79	-121	D
1998	10	27	13	25	24.180	1.9	44.13683	7.14567	12.610	286	83	147	D

1998	10	27	18	34	12.670	1.8	44.41467	7.29167	15.480	119	53	-128	D
1998	10	31	19	57	20.360	1.8	45.28267	6.81467	8.260	47	88	-130	D
1998	11	24	11	46	2.690	1.7	45.01500	7.31283	18.810	330	71	-109	D
1998	11	25	16	4	34.650	1.9	46.31083	7.47350	5.470	269	34	-150	D
1998	11	27	2	57	45.250	1.2	44.48050	7.23833	10.510	103	33	128	D
1998	12	4	15	26	37.240	1.6	44.68417	7.34367	16.510	80	47	-138	D
1998	12	7	13	46	25.670	2,7	46.20333	7.54400	7.290	197	42	-93	D
1998	12	7	15	14	45.560	1.8	46.19700	7.57250	5.680	130	59	-85	D
1998	12	9	8	56	2.590	2,2	46.00317	6.62317	3.050	214	52	-113	D
1998	12	9	22	8	14.010	2,8	46.19617	7.58217	3.650	69	38	-96	D
1999	1	3	12	29	37.990	1.7	44.98734	6.78917	12.650	267	87	-170	D
1999	1	10	13	19	20.210	1.6	45.94550	6.94317	8.800	235	53	-136	D
1999	1	11	3	36	36.090	3,5	45.03733	5.77900	7.180	29	89	-143	D
1999	1	21	4	30	46.740	1.5	45.03067	5.77933	6.510	244	73	-136	D
1999	1	23	20	2	41.690	1.5	45.03083	5.78200	6.650	202	80	144	D
1999	1	26	23	31	41.070	1.7	45.03100	5.78200	6.610	208	88	173	D
1999	1	27	0	16	21.810	1.8	45.03033	5.77817	7.060	240	73	-164	D
1999	1	30	4	48	36.160	1.3	44.30483	7.35183	15.960	301	26	168	D
1999	2	3	16	20	24.380	2,4	45.03767	5.78683	4.050	219	65	134	B
1999	2	4	3	52	9.570	2	45.67583	7.08800	11.730	187	89	171	D
1999	2	7	20	7	39.840	1.4	44.83183	6.75100	8.800	176	88	-174	D
1999	2	8	21	5	23.960	1.8	43.92017	7.77550	7.470	101	72	147	D
1999	2	21	13	40	42.210	1.5	44.49300	6.88867	11.690	352	87	174	D
1999	2	25	14	39	9.080	2,4	44.76917	6.61917	7.270	197	46	-114	D
1999	2	26	9	50	41.210	1.4	44.48000	6.88017	12.250	171	90	-157	D
1999	2	28	9	40	12.450	1.7	44.87300	6.33733	8.620	298	63	-164	D
1999	4	4	20	18	35.450	1.6	44.44683	7.10717	10.240	307	86	-149	D
1999	4	10	0	4	30.370	1.8	44.85117	6.73083	11.260	153	58	-86	D
1999	4	11	15	8	37.220	1.6	44.42133	7.37967	11.760	30	61	175	D
1999	4	13	7	48	35.330	2.1	45.19733	5.36383	6.220	218	88	109	D
1999	4	18	15	4	23.060	2,5	44.91600	7.26583	13.780	213	49	-114	D
1999	4	21	22	0	8.340	1.7	46.22983	7.63333	7.980	279	38	-93	D
1999	4	23	6	25	58.490	1.7	45.03683	5.76767	6.230	267	76	-132	D
1999	4	23	18	57	8.680	1.7	44.59566	6.78267	8.860	182	85	-166	D
1999	4	30	20	59	8.320	2,9	44.06717	8.08233	9.300	85	89	-151	D
1999	5	1	11	45	44.990	1.6	45.33133	6.57150	11.130	313	42	131	D
1999	5	3	13	7	50.420	2	45.40900	5.74050	4.900	70	81	-168	D
1999	5	5	1	37	56.750	2.1	45.03700	5.77233	6.660	247	79	177	D
1999	5	6	17	50	24.090	1.9	44.78967	6.77050	10.330	286	77	-98	D
1999	5	6	23	0	39.160	1.8	46.35917	7.59200	8.630	254	85	179	D
1999	5	19	3	50	11.980	1.9	44.49150	6.97600	11.670	145	83	167	D
1999	5	20	17	56	40.930	2,6	46.64183	7.33117	8.810	73	44	-142	D
1999	6	7	18	21	9.660	2.1	44.66433	7.21067	14.250	19	45	-97	D
1999	6	9	3	28	14.610	1.6	45.41883	6.63100	8.920	255	53	-125	D
1999	6	10	16	16	10.520	2,4	45.57400	6.15767	12.840	80	83	151	D
1999	7	14	21	22	16.780	1.9	45.33867	6.66167	7.230	129	78	150	D
1999	8	12	0	32	41.670	2	45.22567	7.45300	13.720	93	70	-88	D
1999	8	14	15	50	53.140	1.8	44.58900	7.23817	12.760	355	76	-106	D
1999	8	15	2	50	6.640	1.4	44.68333	7.00317	11.220	168	79	-167	D
1999	8	15	21	46	42.500	1.7	46.08383	6.85650	10.650	264	88	-169	D
1999	8	16	14	43	59.150	1.7	44.66250	7.18283	14.930	196	26	-45	D
1999	8	17	16	1	14.670	1.6	43.87817	7.70817	10.670	273	88	157	D

1999	8	17	16	24	8.730	1.2	44.91300	6.74317	9.730	312	68	-170	D
1999	8	28	15	3	13.090	2,9	45.24883	6.55817	11.050	34	49	-97	A
1999	9	8	12	32	47.410	2	44.66967	7.20200	14.360	70	44	-76	D
1999	9	13	23	27	10.340	3.1	45.46417	5.45650	7.500	68	80	175	D
1999	10	25	15	41	57.730	2	45.05416	7.49450	25.940	342	78	128	D
1999	11	5	14	30	31.200	1.9	46.20967	7.65083	6.400	160	46	-92	D
1999	11	16	5	4	7.960	2	45.66250	5.11500	10.250	79	86	174	D
1999	11	20	2	59	34.460	1.3	44.45550	7.26667	16.840	344	82	-166	D
1999	11	30	19	25	1.890	2,4	44.50717	7.29317	13.110	183	74	135	D
1999	12	24	5	57	26.910	1.9	46.32567	7.42733	8.170	91	70	-146	D
1999	12	29	20	42	35.980	4,5	46.58317	10.08733	-1.940	241	30	161	D
2000	1	10	5	30	9.000	2,6	46.16933	7.36783	7.220	48	90	167	D
2000	1	14	20	44	10.810	1.5	44.64667	7.77400	57.910	102	87	117	D
2000	1	22	23	34	42.480	2	44.35966	7.35200	11.030	354	37	-141	D
2000	1	28	1	38	5.000	1.7	44.61650	6.72950	8.970	63	41	-96	D
2000	2	11	14	18	14.020	2.1	44.42533	7.27850	14.820	36	56	-103	C
2000	2	26	8	39	5.730	1.6	45.89350	6.73133	8.540	278	20	-121	D
2000	2	28	11	54	30.300	1.2	44.52117	6.95450	12.390	231	61	-102	D
2000	3	26	5	13	29.750	2,4	46.31950	7.39150	6.550	300	66	-92	D
2000	4	1	1	21	37.080	2,6	45.09583	7.37000	10.700	209	82	168	D
2000	4	5	8	38	21.980	2,4	45.49267	4.88067	11.080	265	81	166	D
2000	4	6	17	40	38.680	4.1	46.58167	10.08650	-1.960	300	24	-139	D
2000	4	8	4	18	36.250	2	45.84967	5.99683	7.220	219	88	138	D
2000	4	17	13	24	46.990	1.7	45.84533	5.99683	6.890	59	77	142	D
2000	5	31	7	46	6.100	2,9	44.80633	7.20050	15.010	27	45	-89	B
2000	6	1	2	31	8.510	1.6	45.50817	6.67617	15.530	44	72	155	D
2000	6	1	2	41	33.960	2	45.50650	6.65983	11.920	350	11	-91	D
2000	6	6	0	38	16.580	2,2	45.20233	7.09117	11.950	169	68	-107	D
2000	6	10	2	44	29.720	2,9	44.51433	7.33233	9.600	154	45	106	C
2000	6	15	7	7	34.020	1.7	44.39867	7.12550	8.120	92	88	152	D
2000	6	26	19	29	15.910	3	44.49467	6.89750	8.700	132	79	177	C
2000	7	31	22	57	36.010	1	44.34417	6.65433	12.120	125	88	-142	D
2000	8	13	4	2	55.800	2,2	44.82000	7.19767	12.130	41	43	-74	B
2000	8	17	7	14	7.220	2,7	46.95817	8.48567	10.540	264	57	161	D
2000	8	17	13	53	51.620	1.6	44.48050	7.24967	14.820	153	71	-151	D
2000	8	17	17	30	18.900	2,4	45.03833	5.77967	5.860	68	54	-160	D
2000	8	19	8	37	24.190	3,2	46.03217	6.65200	4.620	260	82	-157	D
2000	8	19	8	54	15.130	2	46.03367	6.68133	8.780	108	63	-113	D
2000	8	21	17	14	27.780	4,8	44.80200	8.41483	7.260	231	89	133	D
2000	8	26	7	0	9.730	2.1	46.03817	6.68083	9.050	107	74	-130	D
2000	9	3	16	2	15.010	2	46.34717	7.43917	9.430	150	36	-85	D
2000	9	8	21	18	2.600	1.7	44.19417	6.60933	4.910	336	85	-97	D
2000	9	23	1	46	52.320	1.8	44.47833	6.44800	8.840	0	54	-150	D
2000	11	30	8	34	21.530	2.1	46.59233	8.43933	14.840	267	77	172	D
2000	12	3	4	23	58.890	2,4	45.19950	5.89017	9.850	53	45	128	D
2000	12	4	16	24	26.140	2,4	44.62917	7.59900	15.240	294	74	133	D
2000	12	19	14	20	49.240	3,3	43.80617	7.39050	6.920	103	74	-154	D
2000	12	20	5	45	14.690	2,8	43.79883	7.38200	7.630	122	35	151	D
2000	12	25	10	18	1.840	2,5	46.72283	8.97000	11.840	249	44	-155	D
2000	12	26	8	47	41.100	1.9	45.00083	7.20833	15.760	5	88	147	D
2001	1	25	2	17	14.320	2,5	46.03300	6.73600	6.850	45	73	162	D
2001	2	6	22	28	45.370	4.1	44.10683	8.67700	17.980	227	77	-122	D

2001	2	9	16	18	45.670	1.5	45.00250	7.17983	10.880	1	81	169	D
2001	2	23	19	13	24.240	2,2	44.63817	7.26667	13.000	2	81	159	D
2001	2	23	20	7	35.650	1.8	44.63633	7.25917	15.930	203	87	147	D
2001	2	23	22	19	41.290	3,3	46.14200	7.04050	8.200	224	83	-144	A
2001	2	25	1	22	30.490	2,8	46.14267	7.04017	7.700	230	83	-159	B
2001	2	25	18	34	41.780	4,7	43.48500	7.55600	20.880	97	86	110	C
2001	2	28	9	26	27.750	2,4	46.13667	7.03800	8.040	223	88	156	D
2001	2	28	13	5	17.900	1.7	44.11483	7.25783	14.130	182	43	-77	D
2001	3	13	22	20	16.330	1.9	46.12983	7.04100	9.590	227	68	166	D
2001	3	17	0	29	59.490	3,4	46.92550	9.02617	8.660	262	79	-165	D
2001	3	28	3	42	27.340	2,4	46.33500	7.45583	8.510	133	31	-116	D
2001	3	29	22	14	46.560	2,4	45.02800	7.68767	22.670	316	48	96	D
2001	4	9	9	11	58.640	2,3	45.39050	6.49717	7.950	248	54	-93	D
2001	4	13	2	35	30.500	2,7	45.10183	6.83000	3.080	110	20	-180	D
2001	4	15	0	51	19.970	1.8	45.04633	6.55317	8.600	127	82	-156	D
2001	4	20	10	29	51.920	2.1	45.13617	7.04867	9.810	172	57	169	B
2001	4	30	8	4	50.500	2,4	44.88533	6.78217	8.840	12	85	162	D
2001	5	14	9	38	50.620	1.9	44.47050	6.53000	9.670	154	82	-132	D
2001	5	30	22	43	50.330	2,8	45.82383	6.48083	8.260	232	88	139	D
2001	6	2	23	8	28.570	1.6	45.01800	6.65683	9.840	123	89	126	D
2001	6	4	6	16	55.780	1.4	44.62133	6.68750	10.090	213	43	-82	D
2001	6	12	14	54	25.580	2,7	46.37533	9.22833	12.400	354	86	173	D
2001	6	12	14	58	30.610	2,6	46.37467	9.22700	13.220	173	82	163	D
2001	6	15	13	47	36.320	1.9	44.48600	7.28533	13.970	202	56	-106	D
2001	6	17	4	15	25.460	1.7	44.99300	6.79700	11.350	271	12	-166	D
2001	7	1	19	37	18.960	3,2	44.56133	6.99517	8.020	316	85	178	D
2001	7	3	20	46	21.870	1.9	44.56633	6.98550	10.310	325	86	-154	D
2001	7	9	22	50	1.890	2,8	46.17717	7.64200	6.040	307	49	-139	D
2001	7	11	6	49	6.720	1.9	44.39983	6.99100	9.300	221	49	-101	D
2001	7	18	22	47	9.340	3,8	44.84400	8.42267	4.990	63	72	-155	D
2001	7	28	11	1	15.150	1.7	44.75583	6.67683	8.100	351	89	164	D
2001	7	28	18	10	15.540	1.8	44.55583	6.87817	9.540	275	69	134	D
2001	7	28	18	11	13.890	1.7	44.56067	6.87550	10.100	311	84	-169	D
2001	7	28	18	28	8.860	1.7	44.56033	6.87550	10.200	303	84	169	D
2001	7	31	14	38	21.910	1.8	45.87217	6.87917	5.860	19	64	169	D
2001	8	2	4	36	43.620	2	44.67467	7.21000	11.770	170	50	-116	D
2001	8	5	10	16	7.540	1.9	46.90133	9.00683	7.830	269	69	180	D
2001	8	9	12	16	12.090	1.6	44.67183	7.27417	17.050	198	86	156	D
2001	8	9	22	28	5.510	1.9	44.74950	6.68167	8.910	134	64	-97	D
2001	8	13	4	4	36.710	1.7	44.17667	7.61667	7.500	50	81	149	D
2001	8	14	23	15	39.410	1.6	45.04800	7.57417	16.230	269	34	127	D
2001	8	19	22	16	15.580	2	45.11417	6.83717	6.620	207	68	-140	D
2001	9	6	18	20	46.820	1.6	44.57667	6.83050	7.290	72	30	-74	D
2001	9	8	6	59	31.070	1.5	44.53400	7.25833	14.890	258	78	146	D
2001	9	9	16	49	7.390	1.7	44.81750	6.65867	7.480	162	27	-142	D
2001	9	13	10	6	26.450	1.9	44.99450	7.19783	12.820	17	84	-154	D
2001	9	13	14	17	10.640	1	44.57516	6.82417	10.140	216	25	-168	D
2001	9	20	21	12	54.360	1.3	44.37217	6.82450	8.710	294	83	-151	D
2001	9	27	1	2	35.250	2	46.57917	9.35967	9.910	123	83	-80	D
2001	9	27	5	24	0.890	2.1	45.97000	6.42117	6.460	222	60	145	D
2001	9	27	21	4	47.880	1.8	44.35117	7.31517	16.770	2	41	-78	D
2001	10	10	1	56	48.870	1.5	44.82733	7.26600	14.560	190	74	-117	D

2001	10	11	22	47	45.460	2,2	46.68583	7.23150	6.920	88	52	-146	D
2001	10	15	14	58	17.840	1.7	44.71100	6.76483	9.410	230	87	-90	D
2001	10	16	4	18	28.460	2,7	45.11750	6.51367	7.380	245	44	-116	B
2001	10	16	23	41	13.850	1.4	44.78083	7.26300	11.920	56	90	-150	D
2001	10	17	4	57	41.770	1.9	45.11234	6.50983	6.460	253	54	-114	D
2001	10	17	5	2	36.260	1.7	45.10550	6.49167	7.100	264	51	-130	D
2001	10	22	19	34	34.670	1.8	44.29667	6.78867	12.940	182	54	-107	D
2001	10	23	7	10	1.960	2	46.00700	7.84483	6.720	275	76	-129	D
2001	10	23	13	24	38.770	2,4	44.01383	8.00750	11.100	278	37	-150	D
2001	11	1	2	39	5.960	1.7	44.33083	6.75067	9.740	342	81	-134	D
2001	11	2	9	4	7.500	2	45.62450	6.85850	10.240	258	57	-110	C
2001	11	6	7	37	47.330	2	44.76517	7.65450	26.140	11	68	125	D
2001	11	6	18	59	9.180	1.9	45.12733	6.54700	8.210	184	61	179	D
2001	11	7	4	8	50.150	1.2	45.12517	6.52950	9.750	343	88	-147	D
2001	11	9	22	11	39.560	1.6	45.89133	6.91533	8.380	320	74	136	D
2001	11	10	1	58	7.320	2,4	44.35317	7.31533	15.460	154	32	-108	D
2001	11	21	23	17	35.360	2	45.00467	6.67417	9.000	23	81	167	D
2001	11	22	1	54	15.450	1.6	44.78333	6.65950	8.980	318	15	-70	D
2001	12	21	16	44	47.210	1.6	45.55917	6.64600	10.360	332	50	147	D
2002	1	1	13	13	21.640	1.5	45.16050	6.64250	9.810	337	88	-124	D
2002	1	13	11	26	20.300	1.9	46.24400	7.19550	3.510	312	12	124	D
2002	1	18	11	14	55.090	3,3	46.58133	10.25800	6.540	292	82	-138	D
2002	1	24	19	35	45.950	1.3	45.18800	6.53000	9.450	168	60	-156	D
2002	1	26	7	35	46.730	2,9	44.37933	7.31300	16.380	14	38	-109	B
2002	1	27	13	39	12.910	2,2	44.37933	7.31083	16.930	20	38	-91	D
2002	1	30	21	60	5.550	2,4	43.85867	7.72667	12.090	270	85	144	D
2002	2	1	3	10	8.370	2	45.92683	6.95083	7.990	25	67	-140	D
2002	2	2	14	26	19.300	2,8	43.85117	7.73500	12.780	261	67	151	D
2002	2	2	17	45	1.530	3.1	45.11917	6.53100	8.310	163	87	-176	B
2002	2	3	1	53	12.140	1.4	45.12100	6.51083	9.350	354	75	140	D
2002	2	11	13	53	31.910	1.4	44.76266	6.74433	8.790	286	66	-119	D
2002	2	14	17	58	28.370	2	45.41000	6.55550	7.550	59	87	100	D
2002	2	25	14	9	51.430	2.1	44.60250	6.79300	7.250	259	52	-99	D
2002	2	28	14	28	17.560	1.8	43.85950	7.71900	11.530	247	47	154	D
2002	3	2	9	56	34.980	2.1	44.42683	7.37183	9.270	54	43	86	D
2002	3	6	8	40	0.530	1.5	44.56517	6.81333	8.880	47	71	117	D
2002	3	6	10	20	3.210	2	44.56533	6.81350	9.420	296	67	-131	D
2002	3	17	3	38	30.560	1.2	46.33450	7.47567	7.720	218	65	168	D
2002	3	20	14	44	12.810	2,8	46.20900	7.58133	8.320	289	60	-115	D
2002	3	31	19	39	26.890	2,4	46.89667	8.29367	5.680	68	80	165	D
2002	4	10	5	58	45.360	2,4	44.43350	7.04033	10.250	278	84	-161	C
2002	4	21	17	57	15.450	2,9	45.63783	7.81333	18.640	73	78	-172	D
2002	4	22	16	57	13.120	1.4	44.68250	6.75650	9.580	354	17	-98	D
2002	4	28	9	6	45.180	2,4	46.26067	6.63967	0.230	339	80	176	D
2002	5	6	6	42	52.640	2,9	44.50083	7.29467	14.610	165	69	-159	D
2002	5	10	19	55	1.770	2,7	46.98600	9.15550	9.000	301	29	-143	D
2002	5	18	0	42	44.970	1.6	45.38800	6.44800	8.750	72	77	173	D
2002	5	25	7	29	18.580	2	44.28233	6.58167	8.240	243	14	4	D
2002	6	7	11	38	45.150	2,2	44.34566	7.28617	15.110	108	82	-167	D
2002	6	25	1	30	1.650	1.9	44.33083	6.76133	9.650	351	70	-163	D
2002	6	30	17	15	40.730	1.5	44.57583	6.82050	10.250	179	65	-92	D
2002	7	4	20	13	3.430	1.8	44.48183	7.07783	10.330	336	69	-170	D



2002	7	16	5	10	46.040	1.6	44.83583	6.73583	11.360	78	50	-61	D
2002	7	21	3	57	35.150	1.9	44.97883	6.79550	10.450	332	48	-158	D
2002	7	21	21	46	29.000	2.1	45.38933	6.54467	13.910	86	83	-110	D
2002	7	24	3	10	4.210	1.6	44.70250	6.69550	8.790	126	82	-172	D
2002	7	27	15	23	33.100	2,3	43.86633	7.46583	10.180	278	78	-131	D
2002	7	31	5	21	50.120	1.8	44.99917	7.18183	14.380	164	72	129	D
2002	8	6	8	53	32.450	1.4	44.62317	7.12550	12.550	131	87	157	D
2002	8	7	2	23	16.010	1.6	45.12366	7.34117	14.710	159	50	132	D
2002	8	12	22	7	24.630	2,2	45.97467	7.93267	11.310	245	71	-163	D
2002	8	22	16	56	14.820	1.5	44.63017	6.82983	6.680	93	69	-172	D
2002	9	21	23	43	6.950	1.7	46.07367	5.84533	11.030	120	67	-112	D
2002	9	22	9	53	56.190	1.9	44.63483	6.74600	8.800	83	32	-84	D
2002	10	22	21	59	8.250	2,4	45.65200	6.33983	9.980	321	35	-144	D
2002	10	30	2	47	2.200	2	45.80483	6.12550	7.040	278	73	-158	D
2002	11	12	6	48	10.760	2,2	44.18450	7.71967	9.730	314	52	-93	C
2002	11	17	8	52	25.840	1.7	45.79883	6.13233	9.630	299	86	176	D
2002	11	24	10	52	56.850	2.1	44.21583	7.22933	13.670	126	89	152	D
2002	11	27	7	46	28.530	2	44.58916	6.88550	10.230	56	84	146	D
2002	12	5	2	36	12.340	1.5	45.80033	6.13183	10.060	285	72	-161	D
2002	12	19	16	2	0.140	2,2	45.15333	6.53800	10.240	19	53	-139	D
2003	1	12	4	13	35.220	1.4	45.80333	6.13217	10.210	320	73	-140	D
2003	1	20	7	59	49.680	2,2	44.47200	6.78517	8.750	148	83	-159	D
2003	1	20	11	22	38.580	2,3	44.47233	6.79517	8.430	148	86	-173	D
2003	1	21	23	27	11.720	1.8	44.66883	7.20067	14.490	319	87	162	D
2003	1	31	20	54	49.800	2,3	44.12167	6.83450	7.590	133	87	-179	D
2003	2	6	9	23	38.370	2	44.46600	6.77700	8.500	144	86	-155	D
2003	2	6	17	27	34.340	1.7	44.46533	6.77600	9.290	331	89	163	D
2003	2	7	18	8	3.560	1.2	45.41117	6.52750	10.180	0	22	-113	D
2003	2	15	8	28	13.530	2.1	45.71433	6.56883	11.750	89	82	-145	D
2003	3	1	3	48	17.010	1.2	44.46417	6.75683	8.720	337	43	-73	D
2003	3	8	3	36	59.030	0,9	44.49317	6.86817	10.850	330	84	155	D
2003	3	9	14	27	4.670	1.7	44.52067	6.70033	12.130	184	88	-141	D
2003	3	11	9	53	51.490	2.1	44.47250	6.76733	8.660	316	85	170	D
2003	3	11	10	1	13.440	1.9	44.47217	6.75483	8.440	316	45	-139	D
2003	3	11	13	4	50.170	1.8	44.46717	6.75583	8.610	216	44	-99	D
2003	3	12	23	47	14.320	1.8	44.52600	6.68700	9.860	59	50	-85	D
2003	3	14	8	23	37.160	2,3	44.47267	6.76417	7.810	300	86	135	D
2003	3	20	4	21	4.480	1.3	44.51400	6.69033	10.280	195	72	-122	D
2003	3	29	2	50	46.210	1.8	44.47150	6.76633	9.440	135	83	-145	D
2003	3	31	6	9	53.990	1.8	45.01567	7.33050	17.520	150	79	136	D
2003	4	2	9	9	33.640	2,2	44.35883	7.30667	14.080	349	38	-113	D
2003	4	4	19	44	30.380	1.3	44.51550	7.02933	10.950	352	58	-99	D
2003	4	6	12	23	26.630	2	44.47350	6.76767	8.670	310	79	161	D
2003	4	9	23	10	10.610	1.4	44.76200	6.76217	9.490	292	55	-172	D
2003	4	11	9	26	57.540	4,9	44.77383	8.91967	8.630	310	78	139	B
2003	4	13	8	5	19.780	1.3	44.46450	6.76783	8.840	114	65	-87	D
2003	4	16	2	54	48.060	2,3	44.47850	6.77750	8.130	136	90	-103	D
2003	4	16	2	57	2.520	1.6	44.47217	6.75750	9.430	143	51	-159	D
2003	4	22	22	28	38.810	1.2	44.62767	6.81267	6.480	73	67	-146	D
2003	4	26	3	54	9.870	2,3	45.22817	5.93517	6.620	212	84	178	D
2003	4	29	4	55	8.770	3,4	46.34683	7.57350	10.330	272	63	-163	C
2003	5	13	1	54	32.970	2	45.08467	7.33183	16.060	25	56	-101	D

2003	5	14	19	36	14.270	1.9	45.51333	5.11133	12.620	227	81	137	D
2003	5	20	13	12	2.770	1.5	44.58800	6.84933	10.210	55	69	122	D
2003	5	23	19	45	54.920	1.5	44.46533	6.78383	8.330	79	80	-101	D
2003	5	25	23	3	31.680	3,4	45.13150	6.53967	7.530	173	80	-157	B
2003	5	26	0	56	52.890	1.9	45.11800	6.52067	9.800	354	84	-138	D
2003	6	3	17	8	19.250	1.9	44.70900	7.25750	16.360	20	76	172	D
2003	6	10	22	59	47.900	3,2	44.78584	7.60900	38.340	302	87	144	D
2003	6	21	22	10	40.390	1.4	44.45300	6.78433	10.130	291	90	106	D
2003	6	23	22	54	53.850	1.3	44.44467	6.78533	8.760	222	20	-156	D
2003	6	23	23	40	44.740	2.1	44.44717	6.81550	8.450	196	33	169	D
2003	6	24	2	40	48.060	2.1	44.45967	6.81433	10.150	192	57	-106	D
2003	6	24	8	59	37.510	1.9	44.45167	6.80683	10.110	10	83	117	D
2003	6	29	17	39	45.360	2,3	44.46583	6.80200	8.360	147	85	-163	D
2003	6	30	22	24	51.120	1.3	44.45233	6.78617	7.920	145	73	-119	D
2003	7	1	13	4	49.310	1.7	44.45817	6.77650	8.500	154	66	-162	D
2003	7	3	2	51	56.570	1.8	44.44767	6.78450	8.620	148	79	-150	D
2003	7	4	19	7	44.460	1.8	44.46617	6.78483	8.590	172	40	-66	C
2003	7	4	20	18	12.540	1.3	44.45933	6.76817	10.270	143	89	-156	D
2003	7	5	4	9	6.000	1.2	44.46433	6.75817	9.910	295	87	165	D
2003	7	5	5	11	53.780	1.5	44.44683	6.78333	9.200	350	51	-104	D
2003	7	13	2	22	47.070	2	45.83133	7.14683	8.990	187	56	-171	D
2003	7	17	16	36	14.200	1.4	44.45317	6.79167	10.600	317	74	-150	D
2003	7	17	18	29	48.680	2,2	44.45783	6.81517	9.440	152	90	-153	D
2003	7	18	0	44	44.090	1.8	44.45217	6.78733	8.640	332	80	167	D
2003	7	18	11	1	35.300	3,6	46.69967	9.82167	2.100	167	45	-101	D
2003	7	19	7	7	28.790	1.6	44.45933	6.79667	9.370	161	84	-155	D
2003	7	19	11	1	23.230	1.4	44.46517	6.80517	10.690	150	87	-157	D
2003	7	20	14	40	38.070	2,3	44.56917	7.41733	13.660	309	89	177	D
2003	7	21	19	21	31.810	1.6	44.47250	6.79367	7.320	147	71	-133	D
2003	7	23	0	45	0.110	1.2	44.45250	6.79267	9.820	186	53	-112	D
2003	7	23	11	56	58.760	2,7	44.67167	7.21733	11.130	199	45	-109	B
2003	7	26	11	35	25.890	1	44.44584	6.77650	8.350	197	37	-102	D
2003	7	27	22	44	55.510	2,4	44.46467	6.78617	8.000	150	84	-169	D
2003	7	30	9	15	57.790	1.3	44.46000	6.76783	9.420	25	7	17	D
2003	8	1	13	35	57.020	1.5	44.45933	6.90050	10.250	137	86	163	D
2003	8	7	6	27	23.550	1.5	44.60117	6.70717	7.930	246	54	-97	D
2003	8	7	20	54	15.170	2.1	44.47433	6.79467	7.010	303	79	137	D
2003	8	8	19	47	34.330	1.2	44.44617	6.77683	9.560	139	82	-160	D
2003	8	9	2	18	57.180	2.1	44.10767	7.18583	10.940	134	83	158	D
2003	8	9	5	15	35.290	1.1	44.47217	6.76733	10.310	142	87	-155	D
2003	8	9	13	27	40.260	1.3	44.46067	6.75900	9.120	4	34	-91	D
2003	8	10	13	42	31.480	2,4	44.20317	6.85333	5.300	54	66	-130	D
2003	8	13	3	34	18.170	1.7	44.39867	7.30333	14.660	303	83	158	D
2003	8	13	13	24	42.630	1.5	44.42100	7.28733	16.470	179	44	-105	D
2003	8	14	6	39	3.010	1.2	44.52633	6.75683	10.160	247	83	-94	D
2003	8	15	11	57	20.090	0,9	44.46567	6.74950	8.730	169	56	-107	D
2003	8	16	1	50	16.030	1.2	44.56833	7.24083	14.330	151	59	-91	D
2003	8	17	19	12	0.390	2	44.50650	7.28683	14.060	199	88	141	D
2003	8	17	22	31	50.910	2,8	44.64233	6.86150	6.570	317	42	-124	C
2003	8	18	3	49	33.420	1.4	44.65400	6.84100	9.350	118	61	-96	D
2003	8	18	12	10	21.980	1.5	44.46117	6.77500	9.120	317	86	154	D
2003	8	18	12	28	36.820	2	44.70567	7.20767	12.130	161	89	-147	D

2003	8	22	9	21	31.740	3,6	46.32650	7.32083	8.380	258	61	-148	A
2003	8	22	9	30	8.890	3,5	46.32000	7.31983	7.280	251	63	-158	B
2003	8	22	10	0	46.740	2,3	46.31483	7.33167	7.750	297	59	-98	D
2003	8	22	10	16	49.040	2,2	46.32000	7.33917	8.070	317	67	-93	D
2003	8	24	7	55	22.770	2	46.32450	7.33067	8.570	319	62	-91	D
2003	8	26	10	39	37.560	1.7	44.47883	6.76617	9.460	154	85	-152	D
2003	8	30	2	2	41.480	1.9	44.47333	6.78617	9.130	289	75	142	D
2003	8	30	2	17	39.330	2.1	44.47950	6.78533	9.480	64	16	48	D
2003	8	30	3	24	27.200	1.5	44.46617	6.76733	9.390	299	83	142	D
2003	8	31	5	2	1.190	1.9	46.32000	7.34017	8.540	320	33	-95	D
2003	8	31	23	8	30.310	2,3	44.45267	6.82317	9.340	0	78	130	D
2003	9	1	19	28	10.910	3.1	44.27317	7.44667	6.840	42	88	-151	D
2003	9	2	5	0	50.790	1.4	44.46367	6.76500	10.240	301	90	138	D
2003	9	2	10	10	40.340	1.6	44.47100	6.75933	10.120	338	53	-102	D
2003	9	3	4	49	31.670	1.3	44.46033	6.77433	10.190	285	90	158	D
2003	9	4	16	17	4.030	2	44.45233	6.80267	9.330	2	70	168	D
2003	9	7	11	50	2.010	1.1	44.45850	6.76833	10.100	24	47	-111	D
2003	9	12	10	14	19.930	2,2	44.46550	6.78517	8.680	129	81	-146	D
2003	9	17	23	16	7.240	1.1	44.47083	6.76767	11.060	133	78	-153	D
2003	9	24	13	41	43.670	1.5	44.45317	6.77750	9.070	300	73	153	D
2003	9	27	23	0	34.100	1.8	44.45250	6.81300	9.850	147	84	174	D
2003	9	27	23	6	37.620	1.5	44.44683	6.79650	9.830	116	51	150	D
2003	10	3	1	38	5.330	1.3	44.45033	6.77917	9.510	145	45	143	D
2003	10	3	1	42	27.450	2	44.45217	6.78667	9.160	327	86	165	D
2003	10	3	1	44	21.400	1	44.44483	6.78500	8.560	325	80	137	D
2003	10	3	2	19	18.020	1	44.45000	6.78350	8.710	138	76	-127	D
2003	10	6	12	40	17.960	2,6	44.47267	6.78367	8.710	126	81	-163	D
2003	10	6	19	18	55.790	1.2	44.45817	6.78517	10.820	118	73	165	D
2003	10	9	7	1	33.130	1.8	44.31917	7.26667	9.160	262	84	-119	D
2003	10	16	14	37	16.980	2,3	44.60317	7.01100	13.230	206	61	-95	D
2003	10	16	15	21	47.170	1.4	44.60233	7.00117	14.680	8	38	-137	D
2003	10	16	15	46	41.590	2	44.60233	7.00250	13.950	358	45	-100	D
2003	10	16	16	12	40.760	2,7	44.46767	6.79383	9.140	153	83	-170	D
2003	10	16	16	23	25.720	2,8	44.60817	7.02983	12.620	24	41	-100	B
2003	10	17	3	10	39.700	1.4	44.79050	6.75600	11.320	129	68	118	D
2003	10	17	15	51	45.130	1.4	44.60733	7.01133	12.650	346	46	-102	D
2003	10	18	5	38	12.450	2,4	44.46617	6.79367	8.060	161	75	-155	D
2003	10	19	21	13	51.340	2,3	44.60833	7.01933	12.440	3	52	-118	B
2003	10	23	8	18	27.810	1.5	44.46650	6.75800	9.320	199	23	-144	D
2003	10	23	12	23	32.900	2	44.43850	6.80450	9.540	149	83	-151	D
2003	10	23	15	52	38.730	1.8	44.43717	6.79783	10.150	141	90	144	D
2003	10	24	12	6	10.910	1.4	44.44567	6.80117	9.850	180	19	-79	D
2003	10	25	18	36	4.280	1.2	44.45217	6.79350	9.420	2	47	-118	D
2003	10	27	20	57	10.500	2,6	44.43917	6.80467	9.590	336	81	-174	D
2003	10	28	22	8	2.010	1.8	44.43333	6.79533	9.820	155	59	176	D
2003	10	30	1	12	9.760	2,3	44.97967	6.65733	8.660	325	88	-148	D
2003	10	30	15	48	4.020	1.5	44.81883	6.60200	10.500	187	47	-61	D
2003	10	31	7	8	20.810	2	44.43900	6.79250	9.810	329	87	157	D
2003	10	31	14	54	41.100	2.1	44.43267	6.78917	9.540	349	59	-119	D
2003	11	2	2	57	48.440	1.7	44.46567	6.76550	9.280	136	79	-130	D
2003	11	2	3	51	57.570	1.8	44.47467	7.00167	11.550	208	33	-99	D
2003	11	2	8	37	57.030	2,2	44.43350	7.31333	14.130	5	26	139	D

2003	11	2	17	31	29.740	1.3	44.43333	6.78933	9.370	146	73	-121	D
2003	11	2	17	34	31.720	1.4	44.43767	6.78833	10.090	9	71	-98	D
2003	11	2	20	49	9.410	2	44.74233	8.87900	14.910	127	82	-119	D
2003	11	3	15	34	13.890	1.5	44.43817	6.79233	10.080	110	73	153	D
2003	11	11	14	1	29.470	2.1	44.41967	7.30750	13.220	131	66	153	D
2003	11	12	22	49	1.910	1.4	44.60783	7.00983	13.410	342	82	-107	D
2003	11	12	23	3	22.270	2.1	44.60833	7.01200	12.360	5	47	-106	D
2003	11	14	0	47	39.270	2,2	44.60817	7.02050	12.460	3	45	-114	B
2003	11	14	4	24	14.730	1.2	45.12017	6.52050	9.680	343	43	118	D
2003	11	15	16	48	26.850	1.8	44.46783	6.82167	9.410	322	78	159	D
2003	11	15	18	58	20.670	1.2	44.45900	6.78500	8.680	319	88	158	D
2003	11	17	17	20	52.270	1.4	44.43217	6.79550	9.410	163	85	147	D
2003	11	18	2	44	35.410	2,3	46.50333	9.09400	12.870	73	51	-151	D
2003	11	19	3	19	20.610	1.6	46.34700	7.52633	9.210	267	79	-176	D
2003	12	4	3	10	21.560	2,2	44.35917	7.29600	16.830	194	38	-115	D
2003	12	9	14	31	8.340	2,3	44.63050	7.26317	12.840	13	89	-98	D
2003	12	9	18	3	6.840	2,4	45.36400	6.04767	11.150	204	73	149	D
2003	12	13	6	48	8.570	1.8	44.44517	6.79517	9.990	325	74	-123	D
2003	12	14	0	11	56.830	1.5	44.84450	6.73267	11.720	348	83	139	D
2003	12	14	10	13	58.760	2.1	44.66300	7.04900	14.840	356	65	-114	D
2003	12	14	10	30	28.890	1.1	44.66250	7.04783	14.990	301	88	-127	D
2003	12	19	0	37	36.100	2,9	44.47317	6.99583	4.260	148	68	-171	D
2003	12	19	0	54	29.830	1.6	44.47567	6.96250	10.020	148	87	161	D
2003	12	19	0	56	51.740	1.7	44.47250	6.95583	10.010	157	65	-165	D
2003	12	20	3	29	40.810	3.1	44.48817	7.22717	8.070	181	69	-127	D
2003	12	21	1	35	56.420	2,9	44.46200	6.98433	4.450	143	85	-178	D
2003	12	24	9	24	37.300	2,4	44.47450	6.98300	7.750	156	72	-156	D
2003	12	25	14	42	37.400	1.4	44.47500	6.97333	9.450	143	71	151	D
2003	12	26	8	50	28.610	1.4	44.44500	6.80567	9.890	2	60	-133	D
2003	12	28	19	46	16.010	1.8	45.10833	7.58950	29.010	113	50	-80	D
2003	12	30	22	34	2.070	1.8	46.59483	6.99967	9.380	54	66	-118	D
2004	1	1	7	46	9.660	1.7	44.12967	6.94017	8.740	120	61	-101	D
2004	1	6	5	12	45.890	1.2	46.08167	6.90417	10.500	64	89	-174	D
2004	1	7	9	39	44.790	1.1	44.43900	6.78500	9.820	326	73	-178	D
2004	1	9	19	22	2.430	1	44.71667	6.80117	9.620	89	35	-93	D
2004	1	14	11	51	37.490	1.6	46.31733	6.78467	6.980	132	61	156	D
2004	1	16	1	31	28.610	1.9	44.60133	6.80050	9.560	314	41	158	D
2004	1	21	1	42	32.650	2,3	44.43283	6.81400	9.490	139	58	-163	D
2004	1	25	14	17	10.190	1.7	46.10183	7.11050	7.820	211	80	-158	D
2004	1	25	21	55	47.180	1.5	44.68333	7.37917	19.750	118	72	157	D
2004	1	28	20	9	23.000	2,9	45.47133	5.46850	7.510	65	74	-162	B
2004	1	28	22	20	27.430	2.1	45.46500	5.45800	9.640	60	73	-154	B
2004	2	2	10	39	16.900	1.9	44.33183	7.34333	16.010	206	25	-6	D
2004	2	5	0	42	59.830	1.3	46.12983	6.73050	10.580	63	68	-151	D
2004	2	6	2	24	55.390	1.3	44.43250	6.78600	8.730	329	86	-148	D
2004	2	11	21	27	31.400	0,8	44.45850	6.76783	12.110	153	82	-145	D
2004	2	12	1	13	16.140	1.1	45.41817	6.58433	10.300	220	75	-116	D
2004	2	18	14	26	1.380	2,8	46.59400	7.00800	7.250	61	69	-167	D
2004	2	18	14	31	57.750	3.1	46.59417	7.00683	5.790	63	73	-166	D
2004	2	18	15	29	35.580	2,3	46.58883	6.99600	6.600	236	83	165	D
2004	2	18	18	5	0.960	1.4	44.46717	6.76583	10.110	147	79	-152	D
2004	2	20	22	47	8.480	1.8	44.62200	6.74750	7.890	11	72	-108	D

2004	2	23	14	8	39.680	2,3	43.96233	7.25883	8.730	238	70	99	D
2004	2	26	20	34	30.620	1.8	44.79067	6.77333	10.440	50	62	91	D
2004	2	27	22	41	33.760	2,5	44.47300	6.79467	9.280	47	38	-87	D
2004	2	28	22	59	31.270	2,9	45.47183	5.44933	10.970	243	90	145	B
2004	2	29	3	45	34.850	1.2	45.52533	6.06233	11.930	251	83	-177	D
2004	3	1	0	47	41.290	1.5	44.62750	6.70667	10.890	183	89	-162	D
2004	3	2	9	23	47.110	2,3	44.75583	7.63683	23.290	29	58	80	D
2004	3	3	10	48	52.870	2,2	44.00350	6.27567	3.810	311	77	171	D
2004	3	5	18	26	32.800	1.5	44.58050	6.83167	10.410	12	42	-108	D
2004	3	5	18	27	15.990	2	44.58050	6.83433	10.410	194	51	-92	A
2004	3	8	12	2	13.780	2,8	43.44450	5.49633	0.140	322	70	101	D
2004	3	9	1	44	30.800	1.4	44.43800	6.79617	10.720	324	83	-168	D
2004	3	10	20	3	39.870	1.5	44.60050	6.91750	9.680	120	55	152	D
2004	3	14	22	48	51.540	1.3	44.52050	6.87333	10.340	221	56	-104	D
2004	3	16	10	45	14.900	1.3	44.50017	6.71233	11.460	160	58	-103	D
2004	3	18	3	8	3.590	1.5	44.85150	7.32267	18.340	91	34	-96	D
2004	3	20	19	40	43.800	1.9	44.41500	7.29467	14.770	119	43	-97	D
2004	3	20	22	12	5.030	1.6	44.50650	6.71883	9.460	7	82	175	D
2004	3	23	17	20	48.160	1.6	45.31017	6.52550	8.250	317	34	-110	D
2004	3	27	0	50	42.170	1.7	44.44550	6.77833	7.310	204	41	-96	D
2004	4	2	3	37	9.260	1.2	44.45200	6.78433	9.260	323	83	-129	D
2004	4	3	16	8	44.060	1.6	44.46650	6.75767	10.820	148	75	-162	D
2004	4	5	8	43	55.490	2.1	44.76400	7.67283	25.830	37	68	-156	D
2004	4	12	5	5	44.310	1.5	45.56116	6.14117	11.540	237	46	115	D
2004	4	16	21	36	56.420	1.6	44.43033	6.79483	10.290	194	50	-96	D
2004	4	17	20	56	5.040	1.5	46.29100	7.20283	10.750	60	90	-134	D
2004	4	17	23	15	44.090	1.6	46.29117	7.20333	11.010	241	78	-159	D
2004	4	21	7	53	27.280	1.7	46.28767	7.20400	10.280	268	56	155	D
2004	4	23	1	15	17.970	1.7	46.28133	7.21367	9.980	101	88	145	D
2004	4	24	15	35	17.560	2,4	44.82950	8.42567	12.380	59	79	-135	D
2004	4	26	2	26	56.420	2,3	44.45950	6.78617	9.320	143	79	-159	D
2004	4	26	2	31	54.560	1.1	44.45833	6.77433	9.940	315	75	142	D
2004	4	26	18	12	0.610	2,4	45.08350	7.37067	12.860	232	40	-114	A
2004	4	28	16	32	18.820	1.6	44.55567	6.84083	10.100	350	41	-113	D
2004	5	2	9	54	38.910	1.1	44.63483	6.86917	9.630	56	77	155	D
2004	5	2	20	2	17.010	1.4	44.46467	6.76983	10.700	155	81	-148	D
2004	5	3	23	26	39.710	1.6	46.29117	7.20333	11.010	72	87	-173	D
2004	5	8	6	52	21.450	1.8	44.81816	7.56350	15.840	110	78	-116	D
2004	5	8	12	38	42.800	2,3	44.63717	7.23000	9.010	162	57	-127	D
2004	5	14	0	30	34.230	3,4	45.09017	7.38700	9.800	210	90	174	D
2004	5	17	8	35	6.060	2,2	45.70150	6.93817	11.880	2	84	127	D
2004	5	22	18	39	39.600	1.6	44.46533	7.18450	11.720	133	44	116	D
2004	5	24	21	44	48.230	1.3	44.43200	6.80417	11.310	158	80	145	D
2004	5	25	18	39	8.950	2.1	46.00217	7.94200	12.160	62	78	132	D
2004	5	30	7	20	15.220	2,3	46.28667	7.20550	9.590	89	87	163	D
2004	5	30	9	46	17.210	2,5	46.28417	7.21300	9.370	85	82	-152	D
2004	6	12	1	4	43.230	2,2	44.19300	6.52750	7.140	152	80	-157	D
2004	6	12	1	28	2.350	1.5	46.28367	7.20133	8.020	56	85	-179	D
2004	6	12	4	44	33.010	3	45.71883	6.95617	9.660	10	78	-173	A
2004	6	12	16	47	23.800	2,3	46.28517	7.21000	9.600	274	88	-176	D
2004	6	17	11	28	20.960	2,4	44.82317	8.42617	13.950	91	77	-142	D
2004	6	17	17	1	15.620	1.7	45.69750	6.89767	10.390	360	75	110	D

2004	6	23	23	10	52.130	2,2	44.41533	7.31233	12.750	22	49	-93	D
2004	6	30	18	53	60.730	2,3	44.75817	6.78283	8.920	48	89	110	D
2004	7	4	16	41	11.690	1.6	45.18200	6.75933	8.500	2	90	160	D
2004	7	7	20	59	44.280	1.7	45.56333	6.14583	12.580	63	57	128	D
2004	7	11	11	12	48.590	1.5	45.00500	6.57700	10.500	245	49	-109	D
2004	7	12	20	45	11.400	1.8	45.66000	5.97200	8.220	63	70	-108	D
2004	7	16	23	59	41.740	2	44.47400	7.14400	8.890	239	75	-155	D
2004	7	17	12	32	29.210	2,2	46.01233	6.64033	7.650	166	74	-158	D
2004	7	19	6	26	30.670	2	44.95350	5.69583	9.160	19	56	120	D
2004	7	20	3	19	15.420	1.7	44.42667	6.78833	9.410	158	67	138	D
2004	7	20	3	32	11.280	1.3	44.42533	6.79600	9.190	180	23	-137	D
2004	7	20	4	12	19.760	2,3	44.42567	6.79433	8.410	161	81	-173	D
2004	7	21	12	20	18.260	2.1	44.39817	6.61550	9.750	23	84	84	D
2004	7	21	19	37	7.630	1.6	44.35767	7.22283	13.930	87	75	167	D
2004	7	22	10	44	30.670	1.1	44.56617	6.88900	9.280	190	80	-156	D
2004	7	24	21	3	1.400	2,5	44.42717	6.81267	7.890	153	89	148	D
2004	7	24	21	3	39.440	2,6	44.42533	6.80217	8.290	347	81	168	D
2004	7	24	22	7	49.270	1.6	44.42467	6.79450	8.720	145	79	160	D
2004	7	25	9	59	13.250	1.8	44.42600	6.81500	7.660	153	85	135	D
2004	7	28	8	32	36.460	1.5	44.82617	7.17350	14.110	141	70	-135	D
2004	7	28	13	27	13.780	1.3	44.42633	6.79533	9.580	125	72	136	D
2004	7	28	17	3	38.030	1.4	44.19883	6.55700	9.770	122	84	112	D
2004	7	30	8	31	30.000	1.2	44.41983	6.78483	9.110	160	81	167	D
2004	7	30	8	46	59.480	1.2	44.42600	6.78517	9.340	228	53	-88	D
2004	8	4	12	29	0.840	1.5	44.43800	6.79600	7.900	172	87	167	D
2004	8	4	22	4	30.900	1.3	44.44517	6.79483	9.150	158	72	140	D
2004	8	7	7	9	57.290	1	44.12817	6.70500	10.120	336	45	-88	D
2004	8	8	13	22	4.020	1.4	44.42484	6.80483	9.360	351	82	-131	D
2004	8	9	11	33	35.280	1.7	44.42550	6.80400	9.930	150	79	175	D
2004	8	10	6	59	12.340	1.5	44.49300	7.25783	15.610	352	87	-127	D
2004	8	10	18	8	35.950	1	44.41983	6.79667	9.370	19	74	-108	D
2004	8	12	22	16	46.720	1.8	45.55600	6.84967	9.660	244	43	-130	D
2004	8	13	21	37	26.050	1.3	44.42367	6.79600	9.960	138	79	-143	D
2004	8	26	9	38	11.750	2	44.41883	6.80517	10.760	200	82	-179	D
2004	8	30	2	23	2.310	1.5	44.41867	6.77050	10.810	170	48	172	D
2004	8	31	23	29	30.060	1.3	46.04333	6.88400	9.640	280	17	-143	D
2004	9	1	17	4	37.580	2,3	44.45917	6.78550	9.380	145	84	-163	D
2004	9	2	10	44	5.360	1.7	44.19767	7.22783	13.680	220	61	-99	D
2004	9	3	9	25	30.040	1.8	45.79550	6.51733	11.380	55	78	-156	D
2004	9	3	21	35	2.900	2.1	46.44167	8.09433	11.380	93	88	172	D
2004	9	6	22	1	25.990	1.9	44.49200	6.81517	8.550	345	82	136	D
2004	9	19	21	24	44.710	1.4	44.63433	6.75617	9.410	163	88	-158	D
2004	9	21	9	57	4.220	2	44.91283	6.61933	9.700	126	89	166	D
2004	9	23	15	19	55.340	2	44.42400	6.67917	10.800	158	76	111	D
2004	9	24	7	8	11.230	2.1	45.66750	5.50117	11.170	249	83	156	D
2004	9	29	8	45	8.000	2	45.04550	6.57717	11.920	312	73	-166	D
2004	9	29	9	49	22.670	1.9	44.57500	6.99017	12.510	3	56	-105	D
2004	9	30	10	6	14.120	2.1	44.40600	7.07017	9.960	281	84	176	D
2004	10	1	17	15	44.950	1.3	44.87217	6.72650	8.940	102	77	-98	D
2004	10	1	18	47	34.890	1.5	45.07950	6.49383	11.820	151	48	-150	D
2004	10	2	22	35	18.050	1.4	45.73700	7.08750	10.960	193	84	-131	D
2004	10	13	1	38	26.280	1.9	44.35250	7.30450	16.110	91	66	-86	D

2004	10	14	22	40	10.750	1.6	46.01283	7.51383	7.690	78	81	-175	D
2004	10	25	1	40	52.870	1.6	44.42250	6.48300	11.100	139	73	178	D
2004	10	25	16	35	24.090	1.2	45.32117	6.56383	10.310	6	77	152	D
2004	10	30	21	27	30.790	2	44.41250	6.80633	9.530	135	75	171	D
2004	10	31	14	25	51.300	1.5	44.41283	6.81167	9.780	140	67	141	D
2004	11	4	12	28	35.400	1.9	44.43300	6.78733	7.650	145	81	170	D
2004	11	8	0	37	23.690	1.4	44.55067	7.25633	15.620	7	54	-93	D
2004	11	13	21	15	8.010	1.7	44.47967	6.78500	9.340	20	49	-96	D
2004	11	15	0	13	39.030	1.6	45.02517	6.36967	10.270	291	26	99	D
2004	11	19	5	37	25.780	1.5	44.47267	6.77450	8.700	149	72	-138	D
2004	11	19	11	36	34.780	1.8	44.48600	6.78500	9.360	147	80	-121	D
2004	11	20	18	25	53.990	2,4	44.75867	7.64467	21.710	317	38	109	D
2004	11	24	22	59	41.220	5,4	45.68800	10.31133	49.770	152	66	-156	D
2004	11	30	13	14	10.040	2.1	45.08700	6.50333	8.150	268	48	-81	D
2004	12	1	6	18	1.320	1.9	46.35050	6.84383	8.470	246	60	153	D
2004	12	3	22	28	59.260	2,6	44.34433	7.31650	15.170	298	43	-115	B
2004	12	3	23	54	8.120	1.3	44.60100	7.22917	17.860	107	41	-107	D
2004	12	5	2	3	20.440	1.4	44.17700	6.74183	9.720	132	75	-163	D
2004	12	6	14	40	59.940	2	44.47967	6.78217	9.180	176	61	-141	D
2004	12	6	23	49	14.100	1.8	44.47950	6.78433	9.320	227	46	-84	D
2004	12	14	6	58	39.570	1.9	44.78267	7.65483	26.540	154	53	148	D
2005	1	4	1	13	18.610	1.8	44.52167	7.23750	16.540	343	52	-140	D
2005	1	18	5	55	14.660	1.5	44.60833	7.23500	18.430	311	84	-138	D
2005	1	23	2	30	11.520	1.9	45.06116	7.57367	22.730	359	86	-133	D
2005	1	23	11	19	11.620	2	44.48033	6.77667	9.350	164	81	-145	D
2005	1	23	13	20	32.720	1.2	44.62750	6.70733	10.190	181	85	-144	D
2005	3	2	3	40	0.400	1.5	45.72817	5.85283	7.910	221	72	140	D
2005	3	13	13	1	5.660	2,2	44.46850	6.98200	5.760	156	86	-154	D
2005	3	14	21	36	23.580	1.5	44.63533	6.72783	10.230	306	82	-137	D
2005	3	15	3	19	5.340	1.8	44.63583	6.85650	6.650	52	20	-79	D
2005	3	20	11	35	26.240	1.4	45.79367	6.33467	8.420	80	90	-128	D
2005	3	23	13	56	33.250	2	46.48950	7.51867	11.370	108	64	-148	D
2005	3	25	23	19	28.170	3,6	44.48734	7.28533	14.160	214	46	-77	B
2005	4	2	4	33	51.290	2,9	44.75683	6.77417	9.100	330	24	-134	C
2005	4	2	8	3	33.040	2.1	44.44800	7.28367	14.160	341	77	151	D
2005	4	8	2	5	52.060	2,2	44.40017	7.30133	16.290	164	38	-107	D
2005	4	9	2	21	8.470	1.5	44.51417	6.87967	10.970	299	88	-170	D
2005	4	9	21	51	36.890	2	44.50917	7.11333	10.930	341	38	-141	D
2005	4	10	8	4	37.870	3.1	45.35800	6.58167	9.540	255	46	-115	B
2005	4	10	12	1	15.230	2	45.35700	6.57467	9.780	253	52	-103	D
2005	4	10	13	46	34.060	2,4	45.35033	6.57717	8.900	271	52	-125	D
2005	4	18	11	49	13.360	1.5	44.52234	6.93517	10.890	304	87	-153	D
2005	4	18	12	13	10.700	0,9	44.52017	6.92617	10.880	334	79	-118	D
2005	4	22	22	12	20.180	1.2	44.51483	7.27417	11.680	319	88	-137	D
2005	4	23	9	29	47.350	1.3	44.46750	6.96567	8.770	34	54	-94	D
2005	4	23	19	53	10.870	2,2	44.49150	6.44800	6.590	126	87	-168	D
2005	5	3	0	50	8.630	1.2	44.46650	6.95517	10.260	117	42	-121	D
2005	5	3	11	37	32.280	1.7	44.40434	7.29633	16.890	164	55	-106	D
2005	5	4	15	57	33.570	2,3	44.23283	7.45500	12.940	355	41	-114	D
2005	5	17	4	59	27.230	2,2	44.48050	7.30233	14.130	17	29	-85	D
2005	5	17	21	8	42.200	1.8	45.73817	7.07233	11.380	12	75	154	D
2005	5	19	17	16	28.060	2,6	45.90600	8.20317	9.980	81	89	161	D

2005	5	20	15	44	44.050	1.8	44.66350	7.23600	16.430	154	45	-102	D
2005	5	20	16	8	56.420	2,5	44.37317	7.24650	10.830	315	53	-110	C
2005	5	25	11	15	55.450	1.2	45.56116	6.21817	11.440	27	68	178	D
2005	5	25	16	35	46.450	2,4	44.88550	6.73050	10.220	331	49	-167	D
2005	5	27	18	55	10.630	1.1	44.45767	6.77550	10.280	139	83	-133	D
2005	5	31	23	20	51.420	1.6	44.48650	6.93317	9.280	311	24	-154	D
2005	6	3	2	9	44.800	1.5	44.46750	6.95617	10.210	281	77	-148	D
2005	6	6	21	35	46.630	1.4	44.64034	6.91517	10.300	33	57	-128	D
2005	6	11	3	10	9.260	1.3	44.64267	6.92400	10.170	303	86	-102	D
2005	6	12	17	2	8.920	2	45.56317	6.21750	12.040	225	84	-154	D
2005	6	23	23	54	39.030	1.2	44.62883	6.71800	8.270	295	77	170	D
2005	7	6	17	40	10.200	2,4	44.30433	6.72917	11.480	326	90	171	D
2005	7	10	8	29	17.370	1	44.30950	6.73267	13.570	321	54	157	D
2005	7	10	18	44	20.770	2,5	46.85017	8.98467	6.860	256	88	-147	D
2005	7	10	20	53	10.820	1.6	44.35000	6.73017	12.900	157	83	159	D
2005	7	28	18	39	55.290	2,3	45.71217	7.05217	8.890	12	83	-179	D
2005	8	4	14	27	50.190	1.9	44.96500	6.66550	8.970	220	86	-97	D
2005	8	7	11	52	5.930	1.3	45.55483	6.22517	10.760	256	72	163	D
2005	8	27	15	48	38.000	1.6	44.70250	7.65433	27.880	51	58	-108	D
2005	9	3	19	32	12.400	1.1	46.03550	6.91600	9.680	60	88	167	D
2005	9	3	19	33	8.110	1.5	46.03367	6.92350	9.090	233	82	-133	D
2005	9	4	18	35	20.280	0,9	45.79133	7.02850	11.070	16	89	-163	D
2005	9	5	9	28	7.530	1.4	46.07550	6.85450	10.550	124	57	-83	D
2005	9	5	10	20	14.650	1.7	44.59617	6.89417	8.590	70	86	160	D
2005	9	8	11	27	17.230	4,6	46.04767	6.89567	8.090	62	81	-172	A
2005	9	8	11	53	10.020	2,8	46.03517	6.92233	7.760	55	78	-154	D
2005	9	8	14	10	1.710	2,7	46.03483	6.92217	9.170	234	74	155	D
2005	9	8	16	50	6.570	2	46.03417	6.92500	9.180	55	48	-165	D
2005	9	9	12	45	17.190	2,7	45.01383	6.65533	10.300	302	51	-160	D
2005	9	10	12	33	19.710	2,4	44.60283	6.90733	8.100	85	64	153	D
2005	9	10	13	25	28.430	3	44.60100	6.91050	8.090	264	78	161	D
2005	9	10	13	32	39.980	1.7	44.59600	6.88850	9.720	80	88	-169	D
2005	9	10	16	30	44.060	1.8	44.59533	6.88850	9.450	198	81	-143	D
2005	9	10	18	19	25.360	1.1	44.59517	6.88633	8.730	178	80	-133	D
2005	9	12	7	3	29.830	1.6	44.59633	6.89633	9.700	104	88	141	D
2005	9	13	12	40	17.440	1.4	44.59450	6.88883	9.650	79	73	-146	D
2005	9	16	0	44	41.940	1	46.04683	6.90467	8.570	56	81	164	D
2005	9	18	21	54	24.580	2.1	46.04767	6.90650	9.360	56	82	154	D
2005	10	1	23	19	33.030	2,8	45.04417	5.77950	7.320	70	71	-178	C
2005	10	4	6	8	16.240	2.1	44.13833	7.25983	11.450	342	50	-130	D
2005	10	4	13	37	14.680	2,6	44.42617	7.29650	14.800	353	85	-162	D
2005	10	4	19	54	29.160	1.8	46.35400	6.30567	1.290	106	57	-165	D
2005	10	5	19	55	3.540	1.5	46.05483	6.90400	9.120	63	82	-177	D
2005	10	6	1	37	13.630	1.2	46.04667	6.90383	9.270	76	86	-178	D
2005	10	6	21	39	40.760	0,2	46.05317	6.90350	9.090	247	63	-161	D
2005	10	6	22	17	29.440	1.6	44.47217	6.99350	9.660	327	68	-136	D
2005	10	7	5	32	40.860	1.4	46.04783	6.90400	9.080	250	85	145	D
2005	10	7	14	49	20.880	1.8	46.03283	6.91383	8.990	235	80	171	D
2005	10	8	23	13	5.190	1.9	44.59517	6.89767	8.680	129	88	-150	D
2005	10	8	23	22	55.210	1.8	44.59566	6.90733	8.200	81	60	148	D
2005	10	9	0	5	39.840	2	44.59566	6.90850	6.770	79	80	175	D
2005	10	9	1	26	5.260	2,2	44.59517	6.90667	8.230	105	38	-157	D



2005	10	9	4	59	47.310	1.6	44.62150	6.69550	10.870	347	87	150	D
2005	10	9	9	23	36.620	2,5	44.60050	6.91683	7.340	307	88	141	D
2005	10	9	9	26	43.300	1.8	44.60117	6.90917	8.190	336	30	-139	D
2005	10	9	23	32	18.380	1.5	44.59500	6.87933	9.500	336	62	-110	D
2005	10	11	1	57	8.780	1	44.61383	6.67717	10.800	174	80	-175	D
2005	10	11	21	31	30.040	1.3	44.61317	6.69017	11.940	76	49	-76	D
2005	10	13	11	1	12.130	1	46.05300	6.90200	9.790	236	88	-178	D
2005	10	15	7	10	50.710	2,4	44.62100	6.70767	9.990	174	82	-103	D
2005	10	16	6	49	1.320	2,3	44.62083	6.70800	11.480	232	60	-116	D
2005	10	17	7	45	32.870	0,8	44.61350	6.67017	9.360	342	90	165	D
2005	10	18	4	14	14.200	1.5	46.04367	6.91433	9.740	272	49	-106	D
2005	10	19	1	15	2.820	2	46.03483	6.91583	10.520	249	89	141	D
2005	10	21	5	14	30.820	1.1	44.61567	6.67850	10.240	204	42	-104	D
2005	10	25	21	17	51.840	2,2	44.47367	7.30550	14.070	178	54	-152	D
2005	10	26	1	5	16.270	0,9	44.61433	6.67300	10.130	143	82	-151	D
2005	10	26	2	17	26.200	2,2	44.62700	6.72533	10.190	53	20	-74	D
2005	10	30	2	4	14.940	1.2	46.03950	6.91417	9.900	46	90	136	D
2005	10	31	3	39	58.210	3,2	45.69850	6.37633	7.570	11	35	87	B
2005	10	31	11	57	54.190	1.3	46.03550	6.92217	10.650	228	77	144	D
2005	11	4	2	0	25.680	1.7	45.04633	6.60767	11.910	131	89	171	D
2005	11	5	15	17	52.790	2,5	45.69467	6.38733	12.200	29	84	-178	D
2005	11	7	7	14	27.190	1.9	46.11750	8.02250	12.730	327	64	-115	D
2005	11	7	20	42	37.980	1.3	46.03550	6.91517	9.850	278	48	-115	D
2005	11	8	6	13	13.470	1.2	44.62083	6.68050	11.450	199	48	-102	D
2005	11	8	19	24	29.190	1.3	44.61967	6.68883	11.120	189	87	-149	D
2005	11	19	6	42	46.790	1.4	46.03467	6.91300	9.260	247	81	156	D
2005	11	20	10	49	0.010	3,3	45.41767	9.00917	39.450	260	72	-101	D
2005	11	24	22	32	40.690	1.2	46.03417	6.91200	10.000	67	90	-171	D
2005	11	25	2	20	23.250	1.7	44.81017	6.61150	9.460	33	63	156	D
2005	11	25	22	34	50.730	2,2	43.99933	6.79167	7.820	315	75	-115	D
2005	11	26	23	20	0.600	1.5	44.47200	6.95583	9.570	111	53	-116	D
2005	11	28	11	26	4.120	1.9	46.02800	6.90733	9.260	54	85	-175	D
2005	12	19	17	34	29.710	1.5	44.61717	7.20983	14.360	174	75	-171	D
2005	12	20	23	57	33.740	3,3	44.12250	6.96817	3.610	59	40	136	D
2005	12	24	23	55	46.650	0,9	44.75517	6.67850	8.920	108	53	128	D
2005	12	26	2	44	39.600	1.7	45.73850	5.68733	12.190	241	42	134	D
2005	12	27	3	16	51.320	1.6	45.69267	6.37583	11.960	74	70	165	D
2006	1	1	17	55	51.470	2	45.68733	6.37800	13.430	64	49	173	D
2006	1	11	15	11	59.080	2,5	45.16867	7.11183	13.830	358	87	-157	D
2006	1	14	8	53	56.750	1.6	45.16867	7.08550	13.940	342	73	176	D
2006	1	20	20	52	58.830	1.8	44.42567	6.82283	11.060	140	84	176	D
2006	1	23	10	29	1.400	1.9	44.16183	6.75983	11.850	338	63	160	D
2006	1	25	1	40	18.980	2,2	44.42433	6.83400	8.070	122	83	140	D
2006	2	1	4	48	20.000	1.2	44.99583	6.53317	9.760	244	53	-93	D
2006	2	2	3	1	9.350	1.5	44.43233	7.21933	16.760	157	37	-101	D
2006	2	4	7	32	51.670	1.9	44.04933	7.29700	8.030	45	37	-100	D
2006	2	4	11	58	11.550	1.9	45.69250	6.38533	11.240	147	53	115	D
2006	2	10	3	10	24.470	1.8	45.08967	7.32467	17.350	126	48	116	D
2006	2	21	4	43	10.720	1.5	44.78500	6.75467	10.360	253	73	172	D
2006	2	26	1	19	59.050	1.3	46.03450	6.90350	9.730	226	89	-172	D
2006	2	28	2	56	33.080	2,2	44.46583	7.24967	15.650	167	44	-79	D
2006	3	6	4	31	59.200	1.6	44.86550	6.73250	9.470	269	71	-161	D

2006	3	7	0	56	53.680	2.1	44.23583	6.72233	7.680	159	87	119	D
2006	3	18	22	49	32.130	2,4	46.22483	7.49750	7.980	320	59	-87	D
2006	3	19	9	44	0.110	1.9	44.05300	7.01583	12.280	293	43	-171	D
2006	3	25	21	42	14.530	2,2	46.51383	8.81733	7.100	22	53	120	D
2006	4	1	21	33	39.540	1.4	44.63517	6.90967	8.890	154	88	142	D
2006	4	22	0	47	17.830	1.6	44.95233	6.62667	9.110	0	84	176	D
2006	4	23	7	57	14.070	1.6	44.47450	7.24533	15.630	312	73	151	D
2006	4	27	19	51	43.740	2,3	44.53950	6.82467	6.430	352	49	-101	D
2006	4	28	5	24	50.470	2	44.53450	6.81300	7.220	11	40	-122	D
2006	5	4	7	48	20.170	1.9	44.33383	6.43200	9.040	22	72	-130	D
2006	5	8	16	7	34.070	2	45.13367	5.87017	8.950	28	77	129	D
2006	5	9	0	23	31.310	1.9	45.28583	6.82300	7.510	191	69	93	D
2006	5	18	20	39	11.430	2,3	45.01350	6.92367	8.900	256	48	-91	D
2006	5	19	18	7	18.900	2,2	45.01400	6.91417	9.940	11	34	-140	D
2006	6	12	0	5	42.710	2,3	46.63117	9.60667	10.130	215	89	90	D
2006	6	12	20	39	18.740	1.3	44.71567	6.83183	11.280	247	89	-141	D
2006	6	16	4	8	44.580	1.3	45.10000	6.51350	10.580	195	68	-169	D
2006	6	19	1	28	5.140	1.6	46.84017	8.68850	10.950	222	84	176	D
2006	6	21	19	53	42.510	1.9	45.77550	6.64817	9.900	87	79	-145	D
2006	6	22	16	6	25.930	2.1	46.31983	7.29133	8.020	95	89	174	D
2006	6	26	21	50	53.200	1.7	44.26266	6.65800	7.600	1	74	-178	D
2006	6	30	0	34	44.830	2,2	45.69983	6.38467	9.220	75	49	-172	D
2006	7	4	13	52	39.780	2.1	46.28700	8.70567	12.470	243	78	150	D
2006	7	11	11	29	49.090	2	46.11167	6.38983	7.890	69	69	124	D
2006	7	17	3	6	33.680	1.7	46.56917	7.71250	11.210	280	68	-150	D
2006	8	7	0	39	31.680	2,4	44.58750	7.21117	10.920	309	89	-166	D
2006	8	8	13	12	22.770	2,3	44.95267	6.63833	8.390	159	28	37	D
2006	8	16	15	5	19.700	2,5	46.09633	7.09850	9.190	39	90	154	D
2006	8	20	2	54	15.720	1.3	44.42600	6.29500	7.440	138	77	-172	D
2006	9	2	1	21	30.280	4.1	43.93217	7.66417	10.850	108	84	-168	D
2006	9	10	3	8	5.600	1.9	44.18150	6.94883	11.750	311	79	178	D
2006	9	11	15	4	12.380	3.1	44.63167	7.78833	57.640	85	83	144	D
2006	9	13	13	47	25.340	2,2	44.70984	6.86950	9.860	33	85	-177	D
2006	9	21	6	57	32.250	1.9	44.55450	6.82217	8.670	234	64	-77	D
2006	9	21	11	35	42.290	1.8	44.51500	7.37117	18.090	148	57	-111	D
2006	9	23	1	41	32.630	2,3	44.55950	6.83333	8.580	177	34	-89	C
2006	10	7	7	48	48.130	1.8	46.07400	6.85567	11.230	243	84	133	D
2006	10	13	3	8	48.600	1.5	45.08700	6.67467	11.140	46	56	-144	D
2006	10	15	2	44	51.040	1	45.02567	6.57767	12.760	17	85	-96	D
2006	10	22	18	30	42.870	1.8	44.95400	7.38217	19.130	223	28	-110	D
2006	10	24	17	31	48.090	3,5	43.94017	7.66967	11.600	276	90	142	D
2006	10	24	20	5	28.650	2,8	46.75367	9.87650	10.060	344	23	-76	D
2006	10	24	20	11	4.400	2,4	46.75417	9.87867	9.800	157	55	-83	D
2006	10	25	3	58	24.990	2,4	46.76067	9.87800	10.580	6	36	-132	D
2006	10	31	3	8	6.570	2,8	46.74800	9.87733	9.090	348	25	-114	D
2006	10	31	20	10	28.600	1.9	44.67050	7.20817	12.790	301	44	173	D
2006	10	31	20	11	8.370	2,4	44.67583	7.22783	11.990	182	63	-88	D
2006	11	1	17	43	8.510	1.4	44.23717	6.89150	13.600	121	86	-126	D
2006	11	11	10	37	52.180	1.9	44.52083	7.23000	13.380	209	52	-98	D
2006	11	14	18	59	34.940	1.6	45.46267	6.13783	12.350	210	42	130	D
2006	11	14	20	5	42.800	1.7	46.31833	7.40867	8.170	115	62	-134	D
2006	11	22	15	54	31.720	2,6	45.84367	6.73000	12.970	62	83	-152	D

2006	11	24	21	30	59.800	2,2	46.06783	8.00800	12.780	273	49	-107	C
2006	11	30	19	55	47.090	1.3	44.50250	6.87850	9.560	315	83	161	D
2006	12	19	9	14	21.440	2,2	44.18900	6.97433	11.910	308	88	175	D
2006	12	24	11	52	35.830	1.6	45.01133	6.37183	9.520	275	84	178	D
2006	12	28	17	16	10.750	1.6	46.31350	7.28917	7.400	279	86	155	D
2006	12	30	19	11	35.280	2	45.27533	5.36817	10.240	58	87	-168	D
2006	12	31	17	59	11.920	1.3	44.70300	6.86167	11.400	2	73	-149	D
2007	1	3	13	14	18.030	2,9	45.42583	6.63867	11.310	188	87	-137	D
2007	1	3	14	20	22.990	2,2	46.23167	7.75117	12.440	318	42	-66	C
2007	1	17	11	19	35.650	1.1	44.75150	6.81817	14.090	167	62	-138	D
2007	2	7	6	44	59.250	1.6	44.53433	6.81367	8.770	328	67	-112	D
2007	2	25	14	9	2.990	1.6	44.41933	7.04167	11.720	251	29	166	D
2007	3	6	9	34	46.780	2.1	44.54750	7.04933	11.780	298	48	159	D
2007	3	9	23	26	16.080	1.5	45.34317	6.56683	10.320	54	26	-148	D
2007	3	10	1	6	2.710	1.9	45.34833	6.56483	10.570	16	40	-135	D
2007	3	13	20	28	17.840	1.4	44.40500	6.89050	14.450	161	74	176	D
2007	3	17	16	11	51.420	1.3	44.37317	7.38950	15.360	297	75	-126	D
2007	3	18	2	48	47.310	1.2	44.57583	7.26550	16.200	141	87	-126	D
2007	3	23	5	1	38.630	3,2	45.71383	9.86983	12.870	251	80	102	D
2007	3	24	10	5	17.980	0,8	46.04167	6.90567	9.600	60	81	165	D
2007	3	25	19	34	7.550	2	44.12900	6.98800	11.220	324	74	102	D
2007	3	26	3	21	8.790	1.5	44.83417	6.41217	8.530	26	60	-87	D
2007	3	26	3	44	3.410	2	44.85250	7.28783	10.790	249	86	120	D
2007	3	31	17	27	22.640	2	45.12550	5.42383	7.830	247	82	-163	D
2007	4	5	20	13	46.040	2,3	45.26367	6.68900	7.610	128	50	138	D
2007	4	6	16	11	35.300	1.4	44.28750	6.56967	12.940	301	86	-159	D
2007	4	9	11	14	38.220	1.8	44.34033	7.27383	13.880	333	81	142	D
2007	4	16	1	1	4.510	2	44.25167	8.66067	14.330	207	89	-120	D
2007	4	23	16	52	49.390	2,5	44.52183	6.88900	12.300	170	84	-149	D
2007	4	23	18	14	36.040	1.2	44.52083	6.88100	12.690	147	85	-155	D
2007	4	29	6	50	5.010	2	46.12850	6.73683	9.510	102	88	-170	D
2007	5	1	20	44	42.840	1.4	44.73583	6.80933	11.280	231	73	-164	D
2007	5	8	20	18	3.630	1.7	44.48083	7.11583	10.920	349	70	-123	D
2007	5	21	23	26	21.240	1.5	44.82650	6.43750	11.800	229	39	-91	D
2007	6	4	9	39	55.890	1.6	44.82800	6.43967	12.470	216	50	-85	D
2007	6	5	10	11	34.770	3.1	44.42033	7.29217	15.410	356	44	-103	D
2007	6	16	18	17	14.640	2,4	45.40967	6.58250	9.000	278	43	-128	D
2007	6	28	1	19	40.110	1.1	44.98417	6.62700	10.910	7	89	162	D
2007	7	9	18	12	31.580	2	45.06000	6.54933	10.950	303	86	-160	D
2007	7	9	18	27	23.420	1.7	45.05950	6.55817	14.100	340	83	-152	D
2007	7	9	22	24	2.510	2,3	45.54900	5.61950	11.500	57	86	144	D
2007	7	12	0	9	32.400	2,8	46.94617	8.77950	6.000	245	69	178	D
2007	7	24	12	-1	57.560	1.5	44.22817	6.52250	11.150	316	69	170	D
2007	7	25	10	31	7.170	2	45.14567	7.37800	14.980	355	87	-160	D
2007	8	7	5	5	9.540	2.1	46.02800	6.89483	9.270	250	84	151	D
2007	8	11	12	40	35.500	2,2	44.54283	7.24817	14.040	209	48	-105	D
2007	8	20	13	54	38.680	2.1	44.63150	7.04550	13.340	338	43	177	D
2007	8	20	14	12	7.990	1.7	44.62983	7.03883	14.080	355	56	-102	D
2007	8	20	14	20	37.170	1.8	44.62950	7.03967	14.180	132	86	127	D
2007	8	20	17	12	50.470	3.1	44.62933	7.04783	11.220	193	58	-88	D
2007	8	20	17	23	40.320	1.8	44.63000	7.03150	14.130	146	64	-94	D
2007	8	20	17	24	41.870	2.1	44.62950	7.03567	13.190	342	34	-77	D

2007	8	20	18	0	16.010	1.8	44.63483	7.03817	14.850	319	83	-138	D
2007	8	20	20	3	37.320	1.9	44.63483	7.03883	13.470	309	78	-140	D
2007	8	23	21	34	59.740	2,4	46.77417	9.45583	7.750	252	82	161	D
2007	8	27	12	15	0.440	1.5	44.23300	6.62817	11.910	93	36	-88	D
2007	8	28	15	57	42.010	2.1	45.16067	6.56783	11.730	24	22	-173	D
2007	8	31	16	21	14.760	2,4	44.31867	7.02233	9.820	147	43	-92	D
2007	9	7	13	9	15.530	1.6	44.93400	7.28167	15.840	191	74	159	D
2007	9	13	17	31	53.030	1.1	46.03633	6.89467	9.360	61	82	-137	D
2007	9	15	23	15	6.660	1.4	45.52583	6.66850	11.670	273	77	-160	D
2007	10	4	15	17	25.400	2,3	46.27817	7.97583	10.250	53	83	-145	D
2007	10	5	6	5	21.470	3,3	45.02800	6.55933	8.190	294	10	168	C
2007	10	5	12	33	27.740	1.7	45.66550	6.20217	10.450	218	21	-147	D
2007	10	7	14	39	14.410	2,2	44.46667	7.27867	15.670	9	32	-76	D
2007	10	8	15	51	30.240	1.6	44.62917	7.12683	14.180	113	73	-146	D
2007	10	8	23	18	46.030	1.7	44.62750	6.72617	10.410	40	14	-79	D
2007	10	13	5	44	17.360	1.9	46.07617	7.30350	11.210	166	86	133	D
2007	10	24	22	43	37.130	3,2	45.01534	7.34933	14.600	267	30	-97	C
2007	10	24	22	43	37.130	3,2	45.01534	7.34933	14.600	202	34	-108	D
2007	10	25	7	15	19.410	2,6	44.47433	7.27667	14.890	253	34	-86	D
2007	10	31	6	7	16.500	2,2	46.33233	7.36817	8.900	130	33	-85	D
2007	11	3	11	39	49.220	1.1	46.07800	7.44783	10.760	292	52	-81	D
2007	11	3	23	39	4.880	2,2	44.36633	7.29617	15.330	124	78	-136	D
2007	11	6	1	18	10.280	1.8	44.39917	7.31733	14.870	355	81	-146	D
2007	11	9	3	14	49.580	2,8	44.38766	7.33117	14.870	132	43	121	D
2007	11	13	20	13	26.670	2,4	44.38433	7.26783	13.850	345	44	-94	D
2007	11	25	13	57	11.460	0,9	46.04233	6.92083	9.720	235	83	170	D
2007	12	12	22	14	51.150	2.1	46.14283	6.62150	10.810	327	90	-98	D
2007	12	13	12	18	35.930	1.5	44.56683	6.89783	11.200	172	87	-127	D
2007	12	14	2	14	41.410	1.5	45.93317	6.94233	9.390	211	79	-132	D
2007	12	14	8	43	45.730	2	45.24434	7.67950	25.910	132	84	-108	D
2008	1	5	3	8	21.060	2,2	45.64067	5.11267	13.970	97	49	-161	D
2008	1	5	23	39	16.020	1.4	46.31816	7.57150	11.190	271	63	-131	D
2008	1	11	0	10	24.450	2,3	44.40650	7.30350	15.410	165	53	-78	D
2008	1	16	10	7	7.480	1.6	46.28750	7.47600	11.170	93	86	-163	D
2008	1	21	16	40	35.020	3,8	46.76950	9.47267	12.070	259	84	167	D
2008	1	28	23	59	3.290	1.8	46.08450	6.45433	9.390	51	86	-176	D
2008	2	2	20	40	31.250	1.7	46.19450	8.62550	21.980	111	65	-128	D
2008	2	4	5	16	43.690	1.8	44.80400	6.77217	9.890	227	85	-101	D
2008	2	17	12	41	30.760	3,4	45.92700	7.16700	8.400	359	70	159	C
2008	2	19	20	38	46.080	1.4	44.54200	7.25583	10.570	113	50	83	D
2008	2	20	4	5	5.680	2,8	43.89900	7.83950	9.060	265	84	112	D
2008	2	25	17	7	21.310	1.8	45.18750	5.84967	10.550	236	88	-149	D
2008	3	3	2	46	28.600	2	45.66883	6.20200	10.480	243	44	153	D
2008	3	9	5	52	57.100	1.6	45.16817	5.90083	8.650	21	88	-177	D
2008	4	17	1	7	36.440	2,8	46.66633	10.10817	8.220	334	23	-100	D
2008	4	17	21	42	4.130	2,4	46.41550	8.54333	13.080	55	83	-147	D
2008	4	18	7	38	11.280	2,4	44.35917	7.29433	14.040	159	56	-93	D
2008	4	20	1	35	40.430	1.7	44.50117	7.30400	15.560	198	70	149	D
2008	5	6	1	45	33.550	2,2	44.42450	7.30467	15.610	28	51	-102	D
2008	5	11	6	9	1.700	1.6	45.62983	6.95383	11.650	16	66	-143	D
2008	5	19	1	53	39.390	2,8	44.32483	7.36167	14.680	356	29	-133	D
2008	6	3	15	20	39.500	2.1	45.64850	6.93683	9.030	210	88	-176	D

2008	6	17	19	48	7.430	2,9	46.32583	7.33250	8.740	274	62	-111	C
2008	7	2	0	25	19.990	2.1	44.82084	7.60567	24.850	128	26	110	D
2008	7	24	4	13	43.970	2,3	46.04100	6.91433	10.480	71	82	-170	D
2008	7	24	4	14	7.280	2,6	46.03600	6.92117	9.770	235	80	-177	D
2008	7	27	22	50	33.200	1.2	46.18850	6.82250	10.380	84	86	-154	D
2008	8	9	19	16	28.080	1.5	44.62950	6.87833	11.860	334	77	-175	D
2008	8	10	11	49	39.270	1.9	44.20267	7.15583	12.990	336	76	-111	D
2008	8	14	3	32	52.490	2,8	44.45400	7.25600	10.300	177	65	-105	D
2008	8	17	5	1	39.220	1.5	46.32650	7.51500	9.350	118	79	-165	D
2008	8	20	16	42	13.290	2,5	44.82350	7.26700	10.690	74	43	-87	B
2008	8	21	14	2	1.090	2,2	44.89783	6.66950	9.000	157	86	-158	D
2008	8	29	15	24	3.070	2	44.55567	7.26650	16.150	7	56	-135	D
2008	8	30	2	33	6.030	1.7	45.99517	6.18750	8.390	261	82	-173	D
2008	9	18	2	59	48.080	1.4	44.58250	7.15217	13.640	24	54	-76	D
2008	9	19	12	28	51.380	1.4	44.53983	6.72550	8.720	241	71	-129	D
2008	9	23	6	14	10.410	2	43.97533	7.31567	9.510	127	87	-139	D
2008	10	8	23	8	31.070	2,4	44.79117	6.77167	9.800	19	82	96	B
2008	10	10	13	55	38.810	2,2	44.58033	6.83950	10.990	194	51	-112	C
2008	10	10	18	17	58.270	1.7	44.57967	6.83467	11.670	359	88	-135	D
2008	10	14	16	47	47.080	1.8	46.13617	7.04783	7.560	240	76	-177	D
2008	10	16	22	20	10.570	1.2	44.53233	6.67817	9.530	175	76	-92	D
2008	10	21	10	1	43.450	1.4	44.52433	6.57517	11.390	335	88	153	D
2008	10	24	3	6	39.370	4.1	44.36733	7.31250	14.470	213	68	-94	D
2008	10	24	3	47	29.610	2,8	44.37233	7.29817	13.210	200	64	-77	D
2008	10	24	4	22	34.500	2,4	44.36517	7.29650	14.110	193	45	-90	D
2008	10	24	7	6	10.360	2	44.36067	7.29367	13.990	179	53	-98	D
2008	10	27	11	51	3.230	1.8	44.35767	7.28567	13.840	329	53	-151	D
2008	10	28	9	36	7.290	1.5	44.79733	6.71733	11.730	283	61	180	D
2008	11	3	3	7	15.140	2	44.85333	7.25633	11.510	4	79	156	D
2008	11	3	18	7	24.790	2	44.59550	7.16183	10.330	325	44	91	D
2008	11	9	7	22	30.920	3,2	46.79333	9.21833	10.600	69	87	163	D
2008	11	11	15	33	49.230	2	45.79183	7.07250	8.880	222	88	-131	D
2008	11	20	13	20	18.420	2,8	46.04100	6.92367	9.140	231	90	-163	D
2008	11	26	9	46	14.480	2.1	44.54183	7.26450	14.900	349	36	-95	D
2008	11	29	0	22	30.130	1.7	45.74033	5.40867	10.870	255	80	168	D
2008	11	29	18	43	57.530	2,5	44.57683	6.83183	11.100	202	47	-110	D
2008	12	6	6	24	33.350	1.8	44.71416	6.66183	7.470	257	81	169	D
2008	12	6	23	34	47.920	1.9	44.55483	6.89933	10.980	330	76	173	D
2008	12	6	23	50	11.440	1.7	44.55583	6.89750	11.640	318	90	149	D
2008	12	7	11	40	59.760	2,3	44.55567	6.90517	10.820	333	75	171	D
2008	12	7	11	42	57.420	1.6	44.55433	6.89667	11.730	331	76	179	D
2008	12	7	11	53	0.480	1.9	44.55467	6.89783	11.560	157	80	-138	D
2008	12	7	22	36	37.680	2,4	44.55917	6.91883	10.390	6	25	-113	D
2008	12	8	0	43	5.360	1.5	44.56017	6.89867	11.600	331	74	143	D
2008	12	8	5	49	49.740	2,3	44.55416	6.89800	10.550	153	81	-141	D
2008	12	11	0	22	34.240	2,3	44.55416	6.87717	11.010	14	36	-90	D
2008	12	11	9	35	33.730	1.7	44.55300	6.89950	11.160	13	32	-78	D
2008	12	12	18	47	48.860	1.4	44.55450	6.89033	11.080	339	88	125	D
2008	12	13	0	47	18.900	1.8	44.70833	6.66817	10.220	37	84	-161	D
2008	12	13	5	46	38.050	2,2	44.55416	6.89850	11.140	142	83	-169	D
2008	12	13	6	2	23.380	3,3	46.51333	10.06433	9.150	77	77	-170	D
2008	12	14	2	23	23.760	2,4	44.55467	6.89767	11.180	359	37	-119	D

2008	12	20	15	48	1.320	1.3	44.55500	6.88917	11.540	314	81	147	D
2008	12	22	3	32	35.790	1.7	44.55483	6.88883	11.680	165	65	-129	D
2008	12	25	17	37	26.800	1.5	44.71433	6.64833	7.450	305	71	141	D
2008	12	29	2	17	20.220	1.9	44.70867	6.65100	7.550	199	83	128	D
2008	12	29	3	41	48.350	1.4	44.70950	6.65167	7.540	203	90	94	D
2008	12	30	12	51	4.780	2.1	45.59850	6.63867	9.510	247	53	-96	D
2009	1	18	5	9	30.980	1.5	44.63283	6.71850	9.690	219	89	-130	D
2009	1	19	13	12	24.170	3	46.61450	7.48450	5.500	101	56	-161	D
2009	1	23	18	-1	58.160	1.9	44.64034	6.80150	11.090	216	90	-93	D
2009	1	31	5	30	18.170	1.7	44.46717	7.29783	13.920	176	65	116	D
2009	2	8	7	21	42.960	1.6	44.58000	6.82467	11.630	339	82	-115	D
2009	2	9	14	18	13.800	2,8	44.35433	6.36167	7.520	150	83	146	D
2009	2	20	0	47	29.940	1.9	44.56850	7.20017	11.090	328	61	-154	D
2009	2	27	6	49	11.210	1.5	44.51450	6.86867	9.640	226	42	152	D
2009	3	4	9	59	6.760	1.8	44.28450	7.15533	12.370	316	88	-168	D
2009	3	31	10	2	31.800	1.4	44.42767	6.97400	10.050	184	39	-114	D
2009	4	2	11	57	21.100	2.1	44.30433	7.27733	14.730	337	80	-142	D
2009	4	19	12	39	50.410	4	44.74833	7.89167	29.180	230	63	130	C
2009	4	26	18	27	19.280	2,2	45.99883	6.97400	9.220	211	79	-151	D
2009	5	2	17	20	41.080	1.6	44.32017	6.47333	15.570	335	78	-166	D
2009	5	3	6	13	54.250	1.8	44.21567	6.90083	12.000	147	84	164	D
2009	5	7	7	23	54.150	1.7	45.63450	6.52250	13.670	241	60	-151	D
2009	6	27	18	57	25.470	1.7	44.38100	7.38800	14.700	57	80	139	D
2009	6	28	4	14	46.170	2,2	44.33267	7.20867	10.360	268	84	-133	D
2009	7	2	23	8	8.140	2,6	46.57233	9.34783	10.610	209	66	125	D
2009	7	4	4	4	15.480	2	44.54167	7.16033	9.610	334	77	133	D
2009	7	9	18	48	48.750	3,2	44.81833	6.64133	8.040	27	44	-117	C
2009	7	15	17	20	23.840	2,4	44.62250	6.89867	10.270	266	31	-158	D
2009	7	20	3	59	25.170	1.8	44.48567	6.93383	8.040	148	38	-112	D
2009	7	28	12	29	19.170	2	45.02100	6.92350	10.020	63	19	-27	D
2009	7	31	4	15	50.520	2	44.73517	6.83800	9.440	230	45	-103	D
2009	8	5	15	21	41.210	1.7	44.71617	6.72650	8.810	306	84	170	D
2009	8	11	4	7	21.180	1.8	44.45317	7.27950	16.130	323	87	-168	D
2009	8	13	17	35	25.740	2	44.46000	7.28717	15.040	179	64	-104	D
2009	8	16	22	52	6.770	2,4	44.85733	6.73217	5.150	217	81	121	D
2009	8	17	21	40	59.830	1.6	44.82333	6.69517	9.780	179	58	-98	D
2009	8	17	22	52	53.550	2	44.79683	6.76950	10.220	94	85	158	D
2009	8	18	3	23	19.020	1.1	46.23183	7.34983	10.210	233	79	-113	D
2009	8	19	23	58	17.960	2,6	44.34683	7.30233	16.800	325	56	-106	D
2009	8	21	7	28	0.090	1.5	45.41733	6.61217	10.280	42	84	150	D
2009	8	21	22	58	23.660	1.8	44.59750	7.26567	13.320	133	81	146	D
2009	8	22	17	22	4.120	2,6	44.73667	6.67217	8.560	330	43	-153	D
2009	8	23	14	34	27.510	3	44.64967	6.82983	8.930	245	35	161	B
2009	8	27	0	38	36.000	2,5	44.42667	6.88883	10.210	339	85	-178	D
2009	8	27	5	36	4.540	1.7	44.54800	6.85717	9.640	28	53	-171	D
2009	8	31	9	34	17.100	2,7	44.32450	7.43017	14.450	338	32	-136	D
2009	9	1	15	43	41.170	1.1	44.47933	6.84183	11.550	150	75	152	D
2009	9	2	6	15	0.920	1.7	45.33900	6.03117	11.190	224	84	136	D
2009	9	2	15	26	6.920	2,8	44.75733	6.77233	7.550	192	71	-69	A
2009	9	11	6	34	37.840	3,2	46.54117	9.70833	12.410	103	72	-145	D
2009	9	17	17	17	20.850	3	44.36617	7.28450	14.590	162	78	-109	D
2009	9	21	7	45	54.670	1.6	44.52367	6.64383	10.840	336	42	-172	D

2009	9	28	20	42	52.070	1.9	44.30567	7.34950	17.350	57	73	156	D
2009	9	29	23	20	0.820	2,4	44.77133	7.61783	23.550	204	54	120	D
2009	10	1	18	45	38.790	1.6	45.44033	6.05700	12.730	207	40	101	D
2009	10	1	20	52	25.250	2,2	45.44767	6.05450	11.110	296	40	104	D
2009	10	5	17	27	57.940	1	44.47283	6.92700	11.070	291	35	178	D
2009	10	8	17	45	33.300	2,3	46.31933	7.28250	9.190	92	83	-160	D
2009	10	10	14	9	20.100	2	46.31850	7.28067	8.660	110	40	-162	D
2009	10	21	16	10	58.390	2,8	46.14167	6.75017	8.230	55	71	-160	D
2009	10	24	22	43	42.150	1.9	44.71150	6.85683	9.450	72	44	-81	D
2009	11	17	8	4	51.210	1.5	44.49283	6.91550	8.660	340	88	110	D
2009	11	20	10	5	15.220	1.6	45.05800	6.20050	10.070	204	83	-148	D
2009	11	25	20	2	25.380	2,3	44.57567	7.21967	11.090	25	47	-95	D
2009	12	4	2	22	24.770	2,2	45.10966	7.34183	17.370	204	80	-171	D
2009	12	8	8	40	1.090	1.6	44.42567	6.86883	11.490	2	51	-95	D
2009	12	13	6	42	8.090	1.2	44.47333	6.92833	10.120	275	88	-174	D
2009	12	17	11	39	28.430	2,3	44.35700	7.29467	13.220	181	39	-86	D
2009	12	17	15	38	20.720	1.9	45.35817	6.69000	8.400	12	86	151	D
2009	12	17	22	0	31.800	1.9	44.36017	7.29267	13.700	2	30	-78	D
2009	12	17	23	18	38.130	3.1	44.35850	7.30483	13.160	335	38	-123	D
2009	12	18	1	35	5.630	2	44.35300	7.28800	13.280	208	60	-95	D
2009	12	25	6	24	15.470	2,2	44.58000	6.84100	11.580	322	83	-143	D
2009	12	29	3	45	39.020	1.7	44.83050	6.73433	9.620	293	83	-175	D
2009	12	31	10	49	35.610	2,6	46.23250	7.67117	10.850	75	63	-148	D
2010	1	2	14	21	0.820	1.9	44.39117	6.61617	10.350	287	73	109	D
2010	1	19	19	48	55.350	1.8	45.81217	7.10967	7.810	217	82	-107	D
2010	1	26	12	44	46.390	2	44.83050	6.74533	9.560	119	88	147	D
2010	1	31	14	22	3.970	2,4	46.34700	7.31050	7.170	90	88	-170	D
2010	2	1	10	53	25.560	2	45.11000	7.31200	14.020	331	48	-93	D
2010	2	1	11	21	34.010	1.7	46.34367	7.31000	6.560	255	60	134	D
2010	2	3	5	5	7.100	1.5	44.54883	6.82167	8.980	281	71	-94	D
2010	2	5	2	36	9.700	2,9	44.36600	7.26800	12.420	320	65	-115	D
2010	2	5	2	36	9.700	2,9	44.36600	7.26800	12.420	238	36	-111	D
2010	2	10	23	29	29.240	1.9	46.13283	7.20517	11.380	315	33	-59	D
2010	2	11	22	2	32.870	1.9	44.86433	6.74417	10.430	297	33	-116	D
2010	2	19	3	17	45.990	1.9	45.98750	8.29167	16.410	64	39	-97	D
2010	3	12	13	38	42.790	2,4	44.43250	7.32600	14.010	34	67	109	D
2010	3	17	20	14	36.480	1.8	44.39333	7.27033	14.480	151	50	-172	D
2010	3	22	17	2	21.210	1.7	44.32267	6.46700	10.590	1	77	-140	D
2010	3	22	22	26	3.680	2	44.32183	6.46800	9.780	354	89	160	D
2010	3	23	18	19	12.200	1.3	44.32784	6.46500	10.520	168	35	168	D
2010	3	24	17	11	28.270	1.2	44.32217	6.47567	10.220	141	39	-107	D
2010	3	25	5	37	4.110	1.4	45.77167	7.02000	10.240	346	88	-178	D
2010	4	4	21	16	28.170	3.1	45.86717	7.50617	6.450	34	60	-172	C
2010	4	7	8	36	13.590	1.6	44.48683	6.99000	11.150	133	71	-146	D
2010	4	19	11	33	36.940	2.1	43.52133	7.79900	26.840	283	87	-130	D
2010	4	20	23	3	31.670	1.8	45.42333	6.56533	10.980	232	57	-144	D
2010	4	22	3	0	46.930	1.4	44.55833	6.86067	11.120	322	87	-177	D
2010	4	23	7	19	57.980	1.8	44.35133	7.27767	13.720	193	64	-86	D
2010	5	1	3	48	25.940	2,3	46.30400	8.97783	13.730	120	86	143	D
2010	5	1	17	9	14.590	1.6	44.10183	7.07183	11.780	89	74	-131	D
2010	5	9	23	32	10.860	1.1	44.56150	6.86100	10.300	113	87	107	D
2010	5	21	17	9	17.140	2,4	44.58667	7.23167	12.860	323	78	-172	D

2010	5	26	20	14	42.270	2,4	45.10883	7.38750	15.450	244	53	-114	D
2010	5	29	6	42	24.520	1.8	44.35433	7.28383	15.280	164	37	-93	D
2010	5	29	12	13	43.370	2	44.35300	7.27617	13.170	336	48	-125	D
2010	6	2	5	12	31.430	1.8	45.77183	7.08600	10.130	55	17	-108	D
2010	6	7	13	19	26.740	2,3	46.42883	8.59183	12.060	61	78	-158	D
2010	6	9	2	33	27.970	1.7	44.79984	7.20250	11.940	340	43	-109	D
2010	6	13	18	53	9.680	1.6	44.98333	6.58833	9.740	340	50	-89	D
2010	6	14	3	11	22.530	2	44.22867	6.77000	12.490	150	25	152	D
2010	6	14	4	7	39.930	2	46.41983	6.71467	8.070	54	69	173	D
2010	6	16	9	52	21.830	2	44.49917	7.27583	16.320	129	49	-93	D
2010	6	23	6	50	27.270	1.8	44.79283	7.24850	16.370	161	58	-107	D
2010	6	24	11	46	23.930	2	44.98317	5.64617	9.910	45	74	176	D
2010	6	24	17	57	22.140	2.1	44.98767	5.64733	9.250	225	78	-178	D
2010	6	24	18	13	16.210	1.7	46.08233	6.65133	8.890	34	39	111	D
2010	6	26	0	37	3.140	1.1	44.98633	6.59950	10.660	174	90	-138	D
2010	6	30	11	53	43.330	3,7	45.39500	6.49733	6.600	234	46	-115	B
2010	7	8	20	20	50.270	2,5	43.80017	5.79583	4.680	119	88	104	D
2010	7	10	2	41	36.870	2,5	46.03983	7.67967	7.780	132	47	108	C
2010	7	29	8	48	35.880	2	44.97867	6.58783	8.920	5	31	-121	D
2010	7	31	7	30	6.690	1.4	44.52983	7.16333	17.100	17	61	-99	D
2010	8	10	5	35	59.130	1.4	44.41917	6.70183	12.730	224	49	-98	D
2010	8	11	1	28	54.870	3.1	45.54683	7.82233	7.550	254	75	154	D
2010	8	21	2	59	40.030	1.2	45.20483	7.00583	10.540	114	78	158	D
2010	8	22	11	14	10.840	2,4	46.33433	7.39683	8.650	93	45	-130	C
2010	8	22	18	40	32.240	1.2	44.81384	7.21667	14.440	163	28	-67	D
2010	8	22	20	48	38.660	1.2	45.01200	6.73400	11.270	108	78	-115	D
2010	8	24	1	15	49.230	2,3	44.47367	7.19250	13.460	2	38	-143	D
2010	8	28	21	59	24.470	1.8	44.70284	6.76350	9.330	202	63	-109	D
2010	8	29	8	11	37.580	1.2	45.26117	6.55800	9.790	135	87	117	D
2010	9	2	17	17	48.310	2.1	44.06267	7.26950	7.300	187	46	-158	D
2010	9	3	9	24	28.560	1.4	44.62117	6.83283	9.760	268	49	-93	D
2010	9	3	11	20	35.520	1.9	44.15733	7.48283	12.070	325	60	-144	D
2010	9	4	17	24	17.200	1	44.42733	7.01950	12.290	299	89	171	D
2010	9	6	14	34	59.900	1.8	44.56133	6.88817	10.550	325	78	-133	D
2010	9	16	17	38	18.720	1.1	44.62167	6.88883	11.740	80	88	-152	D
2010	9	17	13	34	55.980	1.2	44.30833	6.81733	12.170	142	71	163	D
2010	9	20	3	29	58.260	1.4	44.74500	7.62900	25.070	323	50	130	D
2010	9	22	2	43	39.420	1.1	44.45967	6.94733	11.670	118	87	-164	D
2010	9	22	4	10	10.740	2,4	44.78483	6.77433	10.290	293	10	-173	C
2010	9	27	23	31	59.070	1.3	45.10750	6.53817	11.020	340	71	161	D
2010	9	29	1	46	42.570	2,8	44.52067	7.27583	12.000	214	33	-110	B
2010	10	2	14	8	19.060	1.8	44.40717	7.36000	11.600	66	63	134	D
2010	10	6	21	54	46.310	1.8	45.73683	7.20767	9.670	246	53	-131	D
2010	10	10	11	23	12.330	2,2	44.46684	7.19017	14.640	358	38	-118	D
2010	10	14	3	16	42.740	1.2	44.60917	7.23083	13.990	296	35	-93	D
2010	10	17	10	7	23.190	2	44.61666	7.24683	14.330	266	43	-91	D
2010	10	17	20	25	46.790	1.6	44.61733	7.23083	13.940	171	19	-112	D
2010	10	20	7	9	56.930	2	44.60783	7.22950	14.060	183	76	177	D
2010	10	20	11	10	28.290	1.6	44.61567	7.22033	14.010	86	46	-106	D
2010	10	20	20	53	52.170	1.6	44.60833	7.21867	13.250	356	82	-176	D
2010	10	20	23	36	20.860	2.1	44.60067	7.22133	13.210	175	89	177	D
2010	10	21	1	21	17.300	1.8	44.59433	7.22267	12.400	357	47	143	D



2010	10	21	13	5	0.420	2	44.60317	7.24817	13.920	197	88	130	D
2010	10	21	13	38	18.360	1.8	44.60400	7.22083	14.060	176	87	167	D
2010	10	21	15	8	5.740	1.6	44.60217	7.23800	15.660	195	76	-132	D
2010	10	21	15	13	49.270	2,2	44.62183	7.23000	13.620	214	55	-84	D
2010	10	21	16	19	25.610	1.7	44.60900	7.22000	13.710	12	75	168	D
2010	10	21	17	10	44.550	1.3	44.62083	7.23167	14.860	221	50	-85	D
2010	10	21	23	12	6.520	1.5	44.59566	7.21300	13.440	24	89	-158	D
2010	10	22	0	29	7.730	0,2	44.60700	7.22817	14.950	201	87	-151	D
2010	10	22	8	27	33.650	1.9	44.60883	7.24000	14.070	187	84	178	D
2010	10	22	12	6	28.930	2	44.61067	7.24050	14.090	12	82	-168	D
2010	10	22	20	33	0.220	2	45.51033	7.08983	7.020	246	81	117	D
2010	10	22	22	29	26.340	2	45.51483	7.10683	8.320	216	89	-173	D
2010	10	23	2	26	2.270	1.5	44.60867	7.24500	15.670	32	74	124	D
2010	10	23	3	18	14.480	1.3	44.61067	7.23900	14.710	142	56	161	D
2010	10	23	3	19	11.670	2	44.60917	7.23183	13.920	28	80	-174	D
2010	10	23	16	9	8.470	1.6	44.60717	7.22017	14.140	176	71	119	D
2010	10	23	20	40	30.410	2,3	44.60883	7.25367	14.120	183	88	166	D
2010	10	23	21	13	51.860	2,2	44.61050	7.24900	12.900	181	80	149	D
2010	10	23	21	19	34.310	1.6	44.61517	7.23833	14.000	202	84	162	D
2010	10	23	22	24	6.720	1.4	44.60783	7.23933	15.650	2	76	-112	D
2010	10	23	23	0	28.640	1.6	44.61600	7.23683	13.540	137	51	106	D
2010	10	24	9	21	4.300	1.5	44.60383	7.23800	15.080	253	53	77	D
2010	10	24	10	57	2.820	1.6	44.60450	7.22667	14.450	21	54	173	D
2010	10	24	11	29	40.400	3,2	44.60300	7.23817	11.930	167	55	150	C
2010	10	24	11	57	48.490	1.4	44.62283	7.23017	13.580	216	25	-83	D
2010	10	24	12	10	42.090	1.5	44.61783	7.22850	14.180	184	45	-88	D
2010	10	25	17	54	28.750	1.9	44.60950	7.24400	15.670	193	87	164	D
2010	10	25	23	13	5.690	1.7	44.60800	7.23467	15.200	2	79	153	D
2010	10	26	2	28	38.960	1.7	44.60917	7.21833	14.210	42	66	-150	D
2010	10	26	3	13	34.800	1.7	44.60950	7.23667	14.470	41	74	-132	D
2010	10	26	4	53	20.700	1.6	44.60900	7.22867	14.120	34	83	-157	D
2010	10	26	4	58	41.550	2.1	44.60950	7.19050	17.920	200	57	-111	D
2010	10	26	7	28	40.610	2	44.60917	7.24050	14.900	184	90	169	D
2010	10	26	7	49	48.910	2,2	44.60900	7.25850	15.000	197	88	164	D
2010	10	26	9	3	32.390	2,6	44.60933	7.25550	14.000	30	53	-136	D
2010	10	26	9	4	6.710	2,5	44.60867	7.22133	12.720	32	88	-165	D
2010	10	26	11	2	3.600	1.7	44.60750	7.23050	14.760	168	83	-150	D
2010	10	27	2	31	16.520	1.9	44.61517	7.22833	13.670	10	79	-158	D
2010	10	27	3	28	13.060	1.8	44.61600	7.23100	13.980	31	87	-157	D
2010	10	31	21	52	30.670	2	45.13334	6.56783	8.970	221	88	-148	D
2010	10	31	22	14	15.550	2,2	45.12683	6.56000	8.830	39	85	173	D
2010	11	1	5	28	5.480	1.8	45.12917	6.53967	11.060	251	67	-131	D
2010	11	1	5	51	18.510	1.6	45.13350	6.54867	9.710	247	79	-173	D
2010	11	1	8	0	58.680	2,3	45.13217	6.56067	8.850	220	87	-154	D
2010	11	1	9	25	5.830	2,5	45.12200	6.54667	8.740	83	55	-139	D
2010	11	1	10	29	1.350	1.8	45.13350	6.56733	8.660	273	54	-96	D
2010	11	1	11	17	1.330	2,2	45.12517	6.54083	9.730	235	78	-156	D
2010	11	1	14	7	31.500	1.9	45.12667	6.55850	9.440	215	76	-148	D
2010	11	1	15	6	11.650	1.5	45.12883	6.56650	8.940	233	51	-131	D
2010	11	1	18	44	34.920	2.1	45.12100	6.54917	9.760	250	47	-112	D
2010	11	1	18	45	3.400	2.1	45.11767	6.53767	9.060	243	86	-127	D
2010	11	3	14	25	7.480	1.6	44.70250	6.66667	8.750	171	30	-144	D

2010	11	4	18	7	46.880	1.6	45.34833	5.78900	7.210	62	75	167	D
2010	11	9	10	43	40.800	1.8	44.61550	7.23667	15.030	103	68	-110	D
2010	11	11	4	41	33.830	1.5	44.60983	7.21033	13.380	30	36	-66	D
2010	11	11	13	37	46.910	2.1	44.61683	7.24050	14.220	26	46	-87	D
2010	11	11	17	48	47.910	1.6	44.61350	7.23067	13.980	239	30	-76	D
2010	11	11	18	24	18.460	2,3	44.61700	7.23550	13.590	209	51	-97	D
2010	11	11	19	58	25.870	1.6	44.61517	7.24683	15.590	209	42	-92	D
2010	11	11	20	2	15.780	1.8	44.61617	7.22783	13.580	197	37	-72	D
2010	11	11	21	57	29.850	1.7	44.61450	7.24650	14.900	331	59	-85	D
2010	11	11	22	0	51.950	2,6	44.61633	7.22900	11.450	182	62	-102	C
2010	11	11	22	30	9.210	1.8	44.61666	7.24567	14.860	161	44	-77	D
2010	11	11	22	36	27.300	2,6	44.61583	7.22917	13.270	255	51	-97	D
2010	11	11	22	44	39.920	2,2	44.61050	7.23783	13.420	192	49	-102	C
2010	11	11	23	2	46.240	1.6	44.62217	7.23500	14.330	30	43	-99	D
2010	11	12	4	46	3.370	2,8	44.62317	7.23517	11.700	41	53	-80	D
2010	11	12	7	31	38.390	1.7	44.62133	7.23583	14.840	352	36	-87	D
2010	11	12	14	6	52.040	1.6	44.61683	7.22617	14.280	281	47	-80	D
2010	11	14	0	45	1.390	2	44.62233	7.21850	13.570	229	50	-95	D
2010	11	14	18	16	16.590	1.5	44.85717	6.64883	10.580	313	86	-149	D
2010	11	17	13	2	1.720	1.6	45.01966	6.57833	9.610	151	64	-105	D
2010	11	18	23	50	55.930	1.7	44.69967	6.66900	8.200	188	38	-112	D
2010	11	20	12	27	47.150	1.2	44.79733	6.76350	11.220	209	76	-96	D
2010	11	24	22	34	5.480	1.3	46.02700	6.90217	9.260	237	86	-146	D
2010	11	26	9	41	23.020	1.6	45.61367	6.76983	10.940	236	55	-97	D
2010	11	26	22	57	30.210	1.3	45.60966	6.76517	10.220	225	28	-145	D
2010	11	27	16	13	57.840	1.7	46.61550	7.76017	12.250	40	88	150	D
2010	12	3	10	11	29.140	2,3	46.30317	8.08117	11.570	52	86	171	D
2010	12	6	6	41	23.600	2,8	46.03333	6.90317	9.810	76	86	165	B
2010	12	8	1	54	49.880	2	45.12550	6.54917	10.360	101	40	-70	D
2010	12	10	3	26	18.120	1.6	46.53333	7.34783	8.770	280	46	146	D
2010	12	11	13	48	51.470	1.6	46.07317	6.48633	11.610	74	79	164	D
2010	12	13	12	11	37.700	2	44.69633	6.76417	10.300	256	85	-81	D
2010	12	15	14	54	40.610	1.7	44.70183	6.66733	8.620	147	43	-165	D
2010	12	18	21	36	25.720	2,2	44.60233	7.19167	14.120	339	37	-140	D
2010	12	19	11	1	47.420	2,3	44.85317	7.21667	11.350	262	43	-73	A
2010	12	19	11	2	20.470	2,8	44.85817	7.20900	10.500	25	66	-119	D
2010	12	31	6	23	1.870	1.3	46.21300	7.71917	10.420	300	41	-89	D
2011	1	8	20	28	43.950	2	46.31933	7.51617	11.050	272	88	-178	D
2011	1	8	20	38	32.410	1.6	46.32084	7.51550	11.470	104	84	-166	D
2011	1	8	20	48	16.730	3	46.31433	7.51800	10.270	95	75	-160	B
2011	1	8	22	20	25.680	2,9	46.31400	7.51550	10.380	85	70	-165	C
2011	1	8	23	32	28.940	2,5	46.31867	7.51567	10.910	88	83	177	D
2011	1	9	10	0	29.850	1.8	45.45617	6.65050	8.340	235	67	-129	D
2011	1	17	0	55	9.430	1.3	46.04000	6.90567	9.090	232	83	-174	D
2011	1	18	14	49	13.440	1.7	46.31816	8.16883	13.610	80	89	153	D
2011	1	19	14	28	59.980	1.8	45.50217	6.69750	10.410	11	89	-177	D
2011	1	25	2	41	19.200	1.7	44.25900	6.22617	6.880	336	67	-143	D
2011	1	28	18	50	45.720	1.7	45.37017	6.50033	10.460	259	50	-82	D
2011	1	29	8	45	44.000	1.6	45.37600	6.51567	11.890	241	51	-121	D
2011	1	31	3	51	55.000	1.7	44.42633	7.03317	11.010	147	89	170	D
2011	2	6	7	39	28.610	1.6	46.33383	7.56550	10.810	276	90	-172	D
2011	2	22	10	47	16.160	2,7	44.15667	7.22200	9.720	191	60	-114	D

2011	2	28	11	0	56.700	2	45.30933	6.47867	8.930	71	40	-102	D
2011	3	6	21	2	11.550	1.7	46.23767	8.24733	13.250	240	83	-151	D
2011	3	7	8	39	36.790	0,9	46.03533	6.90150	10.420	123	43	-80	D
2011	3	10	17	53	46.650	1.3	44.60883	7.22733	14.880	347	40	-91	D
2011	3	15	8	2	52.900	1.5	46.02867	6.89517	10.000	59	80	155	D
2011	3	17	16	8	51.430	1.8	44.48667	6.91833	8.640	126	89	-157	D
2011	3	20	6	51	16.430	1.1	44.47567	6.93400	10.250	287	71	140	D
2011	4	1	16	32	4.950	1.5	46.18167	8.33150	10.880	205	87	177	D
2011	4	3	16	32	56.990	1.1	44.45300	6.98417	10.700	20	54	-100	D
2011	4	5	19	18	24.060	1.6	44.99217	6.73933	10.390	19	36	-84	D
2011	4	6	3	31	46.940	1.7	44.37267	7.29283	14.840	6	49	-97	D
2011	4	9	15	17	32.880	1.3	46.02950	6.88783	9.860	71	73	-114	D
2011	4	11	9	32	9.150	2.1	45.12500	7.38950	12.920	10	47	148	D
2011	4	12	19	40	47.540	1.6	46.22367	7.33867	11.340	211	50	167	D
2011	4	16	23	49	27.910	2,3	44.27200	6.25300	3.510	14	14	171	D
2011	4	19	20	4	41.920	2,7	44.31100	7.41667	17.500	13	27	-103	D
2011	4	21	11	36	38.150	2,6	46.70883	8.03667	8.980	246	68	165	D
2011	4	26	23	11	49.170	2,4	43.93967	7.72900	7.800	92	87	-158	D
2011	4	29	19	33	3.400	2,2	44.38766	7.32133	14.720	168	50	131	D
2011	4	29	23	19	32.650	1.4	44.37183	6.82417	8.580	267	82	139	D
2011	4	30	10	38	42.580	1.6	44.39317	7.24900	14.550	321	73	-106	D
2011	5	2	4	10	50.410	1	46.34683	7.43733	11.370	276	56	-142	D
2011	5	3	10	5	19.720	1.3	46.02850	6.88633	8.350	73	75	-137	D
2011	5	5	0	49	39.050	1.5	44.56033	6.96667	10.870	338	47	-133	D
2011	5	5	8	38	58.760	1.4	44.59617	7.21883	14.710	232	39	-62	D
2011	5	5	17	29	16.980	1.9	44.60250	7.24783	14.870	159	54	115	D
2011	5	6	9	28	53.270	1.4	44.60266	7.23033	14.390	340	74	-130	D
2011	5	7	16	34	41.210	1.5	44.60250	7.22933	15.460	198	42	-100	D
2011	5	13	17	9	28.120	1.3	46.02217	7.02883	9.840	51	88	173	D
2011	5	14	20	5	17.830	1.7	46.24733	7.75900	10.390	197	63	-103	D
2011	5	22	2	13	14.520	1.7	45.74117	6.51067	12.230	308	24	-63	D
2011	5	22	21	35	34.810	1.7	44.48567	7.26883	15.670	2	71	-138	D
2011	5	25	6	15	52.140	1.6	44.59483	6.77550	9.300	347	68	-131	D
2011	5	30	7	3	48.500	1.3	44.75483	6.87750	11.940	146	45	-98	D
2011	6	1	12	55	41.760	2,2	45.22017	6.38567	10.070	17	74	-172	D
2011	6	10	12	53	31.240	1.7	45.25333	6.55600	9.670	343	88	143	D
2011	6	15	3	37	53.520	1.6	44.46733	7.02967	9.580	298	88	-162	D
2011	6	15	17	21	17.540	2,2	44.48033	6.89117	7.940	114	77	154	D
2011	6	15	19	50	36.540	2	44.48017	6.88700	7.890	288	75	139	D
2011	6	16	1	52	50.840	0,8	46.21183	7.65850	8.070	102	41	-111	D
2011	6	16	17	33	7.140	1.1	44.47917	6.87983	8.440	187	13	2	D
2011	6	17	7	31	49.680	1.6	44.42800	6.33600	8.900	170	34	-94	D
2011	6	21	10	37	38.040	1.8	44.68317	7.24600	15.630	12	83	170	D
2011	6	29	22	27	13.550	1.4	46.43500	7.03700	8.830	133	75	138	D
2011	7	4	18	35	21.450	1	44.72983	6.75417	6.040	331	66	-142	D
2011	7	10	1	24	3.840	1.5	46.24033	7.75950	11.210	93	35	-103	D
2011	7	11	1	17	4.980	1.4	45.13517	7.34183	11.240	34	35	129	D
2011	7	14	10	38	42.670	1.8	45.76917	5.87933	11.640	35	79	145	D
2011	7	15	3	29	2.490	2	46.21833	7.73883	10.430	289	41	-96	C
2011	7	18	2	31	10.860	1.9	44.36483	7.30633	15.940	152	50	-93	D
2011	7	23	16	56	53.780	2	44.98200	7.14250	14.540	0	36	-123	D
2011	7	25	12	31	20.200	4,4	44.99317	7.38583	16.890	282	39	-74	B

2011	7	25	13	29	7.880	2	45.00183	7.37233	18.080	168	59	-134	D
2011	7	25	14	56	20.330	1.8	44.47933	6.92833	9.660	308	54	-129	D
2011	7	29	20	38	50.450	1	46.15717	7.20500	11.390	295	87	175	D
2011	8	14	3	22	32.780	1.8	44.33933	7.29417	14.870	25	42	-127	D
2011	8	19	17	27	45.030	1.4	46.03900	6.89517	9.010	246	77	172	D
2011	8	21	19	37	59.000	1.6	46.04167	6.89383	8.490	245	82	178	D
2011	8	21	19	39	44.290	2,7	46.03567	6.89433	8.280	246	83	132	D
2011	8	22	1	42	56.960	1.5	46.03233	6.89467	8.440	228	83	148	D
2011	8	22	11	20	34.200	1.6	44.51350	6.87267	8.730	95	78	145	D
2011	8	23	12	24	45.620	1.9	45.03500	7.33350	18.190	180	41	-124	D
2011	8	28	8	58	24.370	1.7	46.02717	6.89750	9.250	238	78	-142	D
2011	8	29	17	46	36.170	1.5	44.44433	6.45750	9.010	320	84	-152	D
2011	9	1	2	50	29.850	2.1	46.34450	8.54350	14.490	266	78	-180	D
2011	9	10	3	29	1.740	1.4	45.81000	6.68400	11.370	75	86	-162	D
2011	9	14	20	41	2.620	1.2	44.37233	6.80283	8.460	124	90	-146	D
2011	9	17	17	21	46.320	1.9	45.65950	6.34817	10.820	69	81	159	D
2011	9	20	15	48	43.730	1.5	44.61500	6.74517	9.240	332	63	-179	D
2011	10	1	4	11	7.110	1.4	46.16350	7.97383	11.210	221	73	-165	D
2011	10	4	12	32	1.730	1.1	44.72300	6.81050	10.410	42	51	-93	D
2011	10	4	14	8	20.780	2,2	44.43283	6.87750	9.950	198	54	-99	D
2011	10	8	12	3	25.820	1.9	46.16017	7.63333	12.880	73	79	-157	D
2011	10	11	3	38	13.020	1.6	45.19717	5.65917	10.670	93	82	-138	D
2011	10	17	21	41	51.290	1.5	46.02900	6.89383	9.180	244	52	-148	D
2011	10	17	22	8	2.580	1.8	46.02950	6.89583	9.100	237	83	174	D
2011	11	2	10	24	14.390	1.8	45.21300	5.66700	10.180	108	83	-150	D
2011	11	9	12	21	1.200	2.1	45.38483	6.52517	11.560	283	58	-98	D
2011	11	10	17	19	35.800	2,2	43.86733	7.41883	9.300	108	46	127	D
2011	11	12	0	37	58.450	1.5	46.11683	7.42850	9.890	81	66	-114	D
2011	11	12	2	4	27.560	1.2	46.11650	7.43617	10.360	105	57	-102	D
2011	12	9	22	20	50.990	1.5	46.03350	6.89217	9.070	233	84	154	D
2011	12	10	12	4	36.090	1.8	44.54117	7.26733	13.640	204	52	-97	D
2011	12	14	9	43	21.240	2,3	44.42050	7.36217	9.390	267	77	136	D
2011	12	21	7	37	14.050	1.9	44.46567	6.76650	9.460	141	77	-136	D
2011	12	24	12	33	33.560	1.2	44.54033	6.68983	10.070	14	48	-142	D
2011	12	25	1	26	35.660	1.8	45.86533	7.51517	10.790	105	50	-77	D
2011	12	29	6	5	56.570	1	44.57417	6.74750	10.710	288	28	-142	D
2011	12	30	23	21	26.660	2	44.41950	7.27750	16.200	128	77	123	D
2012	1	1	9	35	12.400	2,3	46.20650	6.42667	7.210	23	89	155	D
2012	1	1	11	51	27.830	0,9	46.31384	7.51433	12.450	93	89	179	D
2012	1	1	17	16	57.130	2,5	46.70850	9.74867	12.080	333	48	-132	D
2012	1	5	4	40	30.810	1.6	46.04317	7.70600	10.600	300	82	-144	D
2012	1	5	21	17	2.270	1.3	46.29400	7.21317	11.590	85	90	-173	D
2012	1	6	17	9	18.790	1.2	46.29933	7.20417	11.780	260	33	-153	D
2012	1	13	3	18	50.610	1.7	44.50733	7.24883	16.130	220	46	-85	D
2012	1	14	18	29	32.790	2.1	44.42083	7.27700	15.330	214	41	-113	D
2012	1	16	15	12	36.320	1.5	44.54016	6.82450	9.350	342	87	-169	D
2012	1	22	10	40	45.750	1.9	44.20133	6.80133	7.210	143	79	101	D
2012	2	1	20	27	8.190	1.6	45.72467	6.91900	11.650	269	48	-98	D
2012	2	17	17	59	45.490	1.7	45.72967	7.00033	12.070	211	77	-139	C
2012	2	24	6	59	54.780	1.4	44.97550	7.00750	14.210	225	48	-99	D
2012	2	24	18	51	8.600	1.8	45.42500	6.58417	10.350	249	47	-107	D
2012	2	24	19	13	50.390	0,8	44.50683	6.69017	11.320	234	34	-103	D

2012	2	24	20	24	58.180	0,9	44.51283	6.69250	11.090	300	26	-74	D
2012	2	26	0	49	11.090	1.6	44.60117	6.76667	8.700	332	56	-170	D
2012	2	26	22	37	55.270	4,3	44.51250	6.71083	8.510	354	46	-101	C
2012	2	26	22	50	32.670	1.3	44.50517	6.70833	10.130	3	81	160	D
2012	2	26	23	21	13.680	1.3	44.50017	6.70767	11.610	219	30	-130	D
2012	2	26	23	39	34.260	3,4	44.50134	6.70650	9.890	226	62	-107	D
2012	2	27	0	36	40.070	1.1	44.51300	6.68750	11.510	201	86	-138	D
2012	2	27	0	48	52.410	1.9	44.49950	6.71200	9.950	221	64	-120	D
2012	2	27	7	11	26.030	2,7	44.50583	6.71917	9.290	175	79	-160	D
2012	2	27	16	31	20.980	3,4	44.49833	6.71117	9.850	52	30	-84	D
2012	2	27	17	17	28.660	1.4	44.50083	6.70700	10.090	190	70	-137	D
2012	2	27	23	5	26.870	2,3	44.50600	6.70600	10.030	7	74	168	D
2012	2	28	3	20	11.460	2	44.50667	6.71000	10.180	57	31	-80	D
2012	2	28	7	19	37.170	1.2	44.50017	6.71083	10.100	216	89	125	D
2012	2	28	9	1	1.400	2,3	44.50033	6.71850	10.130	211	69	-131	D
2012	2	28	9	2	24.230	1.3	44.49866	6.70050	10.770	147	22	-80	D
2012	2	28	9	46	15.180	1.3	44.49866	6.70750	10.830	33	76	-110	D
2012	2	28	17	9	31.780	1.2	44.49383	6.70133	10.850	34	33	-106	D
2012	2	29	8	45	18.530	1.6	44.49900	6.70833	10.100	222	63	-103	D
2012	2	29	10	28	39.290	1.1	44.49850	6.70067	11.370	178	43	109	D
2012	2	29	17	21	7.760	1.3	44.49917	6.69983	10.660	213	87	-128	D
2012	3	1	17	18	7.280	0,9	44.51167	6.69933	10.790	360	80	-158	D
2012	3	1	17	44	49.150	1.6	44.50450	6.70233	10.760	359	87	172	D
2012	3	2	7	15	50.260	3,6	44.49283	6.71117	10.820	231	67	-94	C
2012	3	2	11	41	44.940	1.9	44.49866	6.71133	10.040	165	82	-128	D
2012	3	2	11	47	54.220	0,8	44.49750	6.70133	9.400	19	83	136	D
2012	3	2	21	51	17.920	1.9	44.49917	6.70900	10.660	348	78	156	D
2012	3	3	2	9	18.820	1.3	44.49333	6.70917	10.100	5	86	162	D
2012	3	3	4	15	35.280	1.2	44.49783	6.70833	10.160	179	87	-152	D
2012	3	3	8	0	4.400	1.5	44.49800	6.70883	10.090	174	88	-161	D
2012	3	3	12	23	42.010	1.1	44.51266	6.69217	9.550	291	57	125	D
2012	3	3	19	45	39.550	2,3	44.13567	6.88283	5.760	14	51	75	D
2012	3	3	20	48	25.710	1.8	44.49817	6.70967	10.770	218	66	-108	D
2012	3	4	8	4	28.510	1.5	44.51950	6.70183	11.550	91	45	-87	D
2012	3	4	10	19	45.090	1.4	44.49300	6.70217	10.690	191	76	-150	D
2012	3	4	17	48	50.050	1	44.51800	6.71067	10.750	211	81	-105	D
2012	3	5	14	56	48.880	2,8	44.51367	6.69367	8.080	344	27	-131	D
2012	3	5	16	27	22.380	1.7	44.51283	6.68367	9.950	319	86	131	D
2012	3	5	16	34	49.890	2,3	44.51800	6.69267	10.080	326	87	172	D
2012	3	6	9	27	1.010	2.1	44.51250	6.68433	9.370	337	85	179	D
2012	3	6	12	9	46.270	1.3	44.51250	6.68767	10.090	304	70	123	D
2012	3	6	17	44	3.710	1.8	44.50583	6.69817	10.340	1	82	179	D
2012	3	7	23	30	18.240	3,2	44.50800	6.68950	10.120	335	89	162	C
2012	3	8	2	10	50.420	1.3	44.50683	6.69100	10.850	99	47	102	D
2012	3	8	2	28	46.500	1.9	44.51483	6.69633	10.150	145	89	-148	D
2012	3	8	4	54	31.360	1.4	44.51417	6.69067	10.220	127	74	-163	D
2012	3	8	14	19	42.640	1.5	44.51350	6.69767	10.810	295	70	174	D
2012	3	8	15	24	31.550	1.3	44.51917	6.69867	10.170	141	80	-167	D
2012	3	8	18	26	21.550	3	44.49300	6.70917	10.100	347	87	152	D
2012	3	8	18	43	52.590	1.3	44.49733	6.70967	10.160	7	79	-180	D
2012	3	9	6	17	59.000	1.3	44.51283	6.69133	10.630	353	80	-171	D
2012	3	9	6	59	33.080	2,2	44.51283	6.69317	9.960	141	72	-146	D

2012	3	10	8	14	31.690	1.9	44.49317	6.70933	10.230	352	88	165	D
2012	3	10	17	11	40.420	1	44.49200	6.70950	11.370	6	80	157	D
2012	3	10	20	42	50.410	1.4	44.50633	6.70200	10.250	199	39	167	D
2012	3	11	16	58	29.140	1.2	44.49850	6.70117	10.250	185	71	-174	D
2012	3	11	18	2	23.540	1.4	46.24434	7.70233	10.450	67	61	-153	D
2012	3	12	3	52	28.030	1.6	44.49166	6.70917	10.550	142	90	-136	D
2012	3	12	5	23	42.770	1	44.49933	6.70000	10.810	345	84	177	D
2012	3	12	21	59	3.340	0,8	44.49717	6.69733	10.600	184	88	-174	D
2012	3	13	0	48	40.060	1	44.51400	6.69383	10.120	101	90	-177	D
2012	3	13	22	44	33.310	1.2	44.49800	6.70250	11.080	331	74	147	D
2012	3	14	7	3	37.030	2,8	44.51167	6.69250	9.420	150	80	-158	D
2012	3	14	8	1	40.130	2	44.51183	6.70150	10.150	323	81	147	D
2012	3	14	8	30	35.060	1.5	44.51017	6.69033	10.090	161	89	-180	D
2012	3	15	1	21	41.630	0,7	44.50750	6.67367	8.330	245	31	131	D
2012	3	15	3	38	22.060	0,7	44.51350	6.68117	8.460	313	73	127	D
2012	3	15	5	31	33.140	0,7	44.49866	6.70067	10.200	343	88	142	D
2012	3	15	5	47	42.350	1	44.49917	6.70017	10.010	163	87	-140	D
2012	3	15	10	0	18.390	1.4	44.51300	6.69033	10.140	192	12	153	D
2012	3	15	17	14	36.090	1	44.49350	6.70100	10.890	11	88	117	D
2012	3	15	19	27	54.230	1.2	44.51217	6.68200	9.870	251	45	137	D
2012	3	15	21	45	23.500	1.8	44.49850	6.70867	10.170	174	77	-123	D
2012	3	15	22	52	32.220	0,8	44.49200	6.70200	10.730	193	79	-107	D
2012	3	16	0	23	1.160	1.4	44.51233	6.68267	10.040	319	83	133	D
2012	3	16	1	32	40.630	1.4	44.51217	6.68850	10.100	322	87	-179	D
2012	3	16	2	22	55.060	1.3	44.50733	6.68850	10.180	338	87	164	D
2012	3	16	4	26	32.690	0,5	44.51167	6.67333	8.500	303	66	-176	D
2012	3	16	16	29	2.400	1.1	44.50617	6.67483	10.060	312	51	136	D
2012	3	16	16	56	28.620	1.1	44.49950	6.70633	10.770	180	90	-138	D
2012	3	16	23	0	47.730	1.3	44.58950	7.24767	17.860	160	66	151	D
2012	3	18	21	59	12.290	1.1	44.49933	6.69167	10.080	214	52	-108	D
2012	3	19	10	9	9.590	1.3	44.49017	6.68950	10.070	180	85	-148	D
2012	3	19	15	50	22.480	0,8	44.49967	6.68883	8.650	1	82	-156	D
2012	3	19	21	34	2.640	1.6	44.49333	6.69167	10.120	177	62	-142	C
2012	3	20	5	13	0.460	1.7	44.51350	6.68817	9.600	163	84	-158	D
2012	3	20	6	37	50.050	1.4	44.51200	6.68900	10.240	305	84	-174	D
2012	3	20	21	12	39.840	1.5	44.62333	7.25567	14.970	200	82	-161	D
2012	3	21	5	7	3.720	1.1	44.51150	6.68350	10.100	187	59	-131	D
2012	3	21	7	10	59.750	1.1	44.49817	6.70150	10.840	186	73	-133	D
2012	3	22	17	57	24.710	1.9	44.51300	6.69100	10.350	346	84	173	D
2012	3	22	18	20	26.830	1.2	44.49400	6.70033	10.920	160	82	-153	D
2012	3	22	20	26	54.710	1.3	44.51933	6.69833	10.200	126	73	-168	D
2012	3	23	17	17	32.190	0,8	44.48633	6.70117	10.780	179	88	-154	D
2012	3	24	17	24	47.210	0,9	44.51283	6.70800	10.050	219	65	-62	D
2012	3	25	1	30	55.780	0,9	44.50667	6.68883	12.300	24	27	-132	D
2012	3	25	8	5	30.080	3,4	44.49200	6.71000	10.060	335	90	135	B
2012	3	25	8	26	41.630	0,9	44.49400	6.71100	10.240	358	74	116	D
2012	3	25	9	40	1.310	1.1	44.49866	6.70667	10.780	350	84	162	D
2012	3	25	18	2	36.590	1	44.52083	6.69917	10.350	312	89	-177	D
2012	3	25	20	0	30.390	1.2	44.51250	6.69083	10.180	165	88	-172	D
2012	3	25	20	35	43.240	1.6	44.51867	6.70617	10.210	155	89	-162	D
2012	3	25	21	9	21.050	2,2	44.51917	6.71217	9.490	154	84	-175	D
2012	3	26	6	28	26.560	2,3	44.27067	7.27667	13.620	287	60	-178	D

2012	3	26	20	11	30.890	2,7	44.50500	6.69133	10.150	146	74	-149	D
2012	3	26	23	31	34.120	1.1	44.50566	6.68383	10.330	149	76	-149	D
2012	3	27	7	30	49.340	1.2	44.51283	6.68900	10.340	313	78	133	D
2012	3	27	17	37	5.290	0,8	44.49333	6.70133	11.020	181	75	-147	D
2012	3	28	16	15	4.620	1.3	44.49217	6.70950	10.750	183	50	-104	D
2012	3	29	2	43	51.080	0,7	44.50533	6.69683	10.900	327	88	141	D
2012	3	29	4	54	55.310	1.3	44.49933	6.68950	10.310	133	89	-136	D
2012	3	29	11	17	42.840	0,8	46.17933	6.95117	9.640	305	44	-104	D
2012	3	30	11	30	44.850	1.4	46.22733	7.66117	10.320	269	19	-19	D
2012	3	30	14	58	2.940	0,9	44.48533	6.71050	10.120	192	56	-168	D
2012	3	31	3	58	39.290	1.1	44.50050	6.69800	10.090	356	87	162	D
2012	3	31	22	53	6.850	1.1	45.39667	6.53533	12.530	296	28	-91	D
2012	4	2	21	27	30.080	1.1	44.49217	6.70933	10.680	148	84	-144	D
2012	4	3	2	45	3.140	2.1	46.23167	7.65950	9.000	79	83	-148	D
2012	4	3	2	47	31.690	1.2	46.22483	7.65900	10.310	35	86	-131	D
2012	4	3	3	39	57.110	2,4	44.51117	6.70983	10.680	339	89	168	C
2012	4	3	23	45	17.170	1.8	45.38517	7.35133	15.100	75	79	126	D
2012	4	5	12	5	34.420	1.1	44.48550	6.72050	9.870	62	41	-100	D
2012	4	5	19	30	6.410	1.8	46.06233	7.91283	12.020	299	36	150	D
2012	4	6	6	34	35.280	1.6	46.08950	7.51750	9.420	228	87	173	D
2012	4	6	21	33	37.680	0,9	44.49033	6.70133	10.320	134	58	-153	D
2012	4	7	12	59	16.120	1.7	45.45433	6.64200	9.590	189	67	-115	C
2012	4	9	1	22	3.290	0,8	44.51217	6.68400	9.980	103	72	-164	D
2012	4	9	21	7	13.750	2,2	46.63433	8.09383	9.840	145	67	135	D
2012	4	10	10	34	29.940	1.5	44.46983	6.37633	10.610	2	42	-98	D
2012	4	10	10	39	42.440	1.4	44.53817	6.85883	10.030	310	62	-178	D
2012	4	10	20	29	31.960	1.9	44.49367	6.69933	10.880	173	69	-154	C
2012	4	12	2	10	23.860	2.1	46.60883	8.40017	12.550	159	56	-85	D
2012	4	14	13	43	17.350	1.4	44.67017	7.23100	13.510	172	80	154	D
2012	4	14	20	51	29.330	1	44.48567	6.70217	10.820	325	3	38	D
2012	4	14	21	17	29.790	2	44.61550	7.24567	15.030	53	34	-111	D
2012	4	14	23	14	50.990	1.1	44.48567	6.70150	10.790	190	60	163	D
2012	4	16	17	24	42.190	1	46.19667	6.95133	8.660	100	66	-105	D
2012	4	17	3	37	14.030	1.2	44.48650	6.70083	10.800	235	53	-96	D
2012	4	18	13	5	21.530	2,5	44.95100	8.12650	57.010	84	89	155	D
2012	4	19	17	30	1.800	1.6	44.55433	7.24817	14.630	328	50	-93	D
2012	4	20	4	57	33.370	2,5	44.49250	6.71100	10.160	356	84	163	D
2012	4	20	5	35	50.120	1.7	44.48817	6.70650	10.810	185	76	-160	C
2012	4	20	9	51	27.450	1.2	44.48600	6.70817	10.780	195	36	114	D
2012	4	20	13	45	16.070	1.1	44.48633	6.70083	10.790	175	73	-141	D
2012	4	21	7	24	27.610	1.2	44.47850	6.69250	11.480	202	69	-172	D
2012	4	22	7	20	50.850	1.2	44.48633	6.70183	10.940	61	23	-49	D
2012	4	22	8	34	1.220	1.2	44.48517	6.70083	10.860	185	85	-176	D
2012	4	22	20	59	42.650	1.2	44.50750	6.69883	10.920	326	84	140	D
2012	4	23	0	29	10.400	1.4	44.49267	6.70633	10.840	280	56	103	D
2012	4	24	6	15	0.420	1.5	44.48583	6.69733	10.740	233	40	135	D
2012	4	26	2	6	31.720	1.7	44.44083	7.28300	16.850	4	69	-81	D
2012	4	27	15	26	16.560	1.2	44.49300	6.69933	10.940	319	86	131	D
2012	4	28	16	6	18.600	1.4	44.48500	6.70050	11.310	334	76	159	D
2012	4	28	18	15	11.980	1.8	46.60817	8.39983	12.620	320	46	-92	D
2012	4	28	22	30	37.700	1.8	46.25067	7.86633	9.250	282	68	-113	D
2012	4	29	1	30	20.090	1.8	44.49166	6.71150	10.100	134	83	-163	D

2012	5	2	7	21	52.290	1.3	44.49850	6.70033	10.870	173	75	-129	D
2012	5	2	7	26	13.570	2.1	44.49817	6.71083	10.110	161	88	-151	D
2012	5	2	10	52	33.570	1.4	44.49800	6.69750	10.800	182	86	-158	D
2012	5	2	10	59	22.710	1	44.49783	6.69883	10.780	186	85	-147	D
2012	5	2	16	25	32.150	0,8	44.51300	6.70000	10.780	146	89	172	D
2012	5	3	2	38	21.510	1.1	44.63033	7.25433	17.140	199	79	-174	D
2012	5	4	21	13	16.610	2,2	44.49417	6.71583	10.090	177	76	-146	D
2012	5	4	21	25	46.910	1.2	44.49233	6.70350	10.820	150	88	-130	D
2012	5	5	20	50	15.040	1.2	44.51767	6.69867	10.020	137	61	170	D
2012	5	9	7	7	3.860	0,9	44.48100	6.70033	10.850	194	55	-173	D
2012	5	10	18	55	41.190	2	44.49166	6.71767	10.090	134	70	157	D
2012	5	11	4	10	23.190	1.3	44.48433	6.70683	9.970	225	68	-100	D
2012	5	12	5	13	31.940	1.5	46.22000	7.77700	13.430	229	90	129	D
2012	5	12	14	56	4.700	1.4	44.65450	6.85700	9.530	297	83	-138	D
2012	5	14	2	34	50.380	1.4	44.48533	6.70183	10.630	167	89	-152	D
2012	5	16	15	26	28.790	1.6	46.31317	7.53433	11.790	113	74	-180	D
2012	5	16	18	34	25.950	1.3	46.31933	7.52550	12.430	259	90	142	D
2012	5	20	22	45	51.270	2,6	45.71083	7.83283	10.160	21	85	167	D
2012	5	23	4	11	10.970	1.2	44.48650	6.71233	10.140	342	87	172	D
2012	5	24	0	34	29.620	1.6	44.48650	6.71667	10.260	169	73	-123	D
2012	5	24	6	39	27.110	1	44.49900	6.70050	11.440	286	42	155	D
2012	5	24	14	2	42.400	1.4	44.49050	6.70817	10.910	359	89	166	D
2012	5	25	0	0	47.000	1	44.49283	6.71017	10.700	154	85	-139	D
2012	5	25	12	50	59.200	2,7	45.26683	6.56600	9.140	344	80	156	D
2012	5	25	15	28	2.550	1.8	44.62133	7.25833	17.430	148	90	-140	D
2012	5	26	16	32	29.800	1.4	44.47817	6.71667	10.670	354	84	147	D
2012	5	26	17	18	31.540	2,5	44.51283	6.71167	10.200	330	68	-135	D
2012	5	27	3	23	38.100	1.4	44.48500	6.72633	10.180	178	80	-160	D
2012	5	28	14	39	37.840	1	44.49083	6.71133	10.310	333	76	154	D
2012	5	29	13	1	35.300	1.2	44.48417	6.70317	11.420	1	89	99	D
2012	5	30	2	3	59.860	1.8	44.48750	6.70983	10.220	174	89	-161	D
2012	5	30	5	57	20.570	2,2	44.50100	6.71883	10.200	12	56	-82	D
2012	5	30	8	27	20.990	1.4	44.51033	6.68883	10.080	100	44	171	D
2012	5	30	16	49	9.100	2,3	44.75050	6.71833	7.550	324	75	139	D
2012	5	30	16	51	23.590	2.1	44.75050	6.72500	6.620	348	87	179	D
2012	5	30	21	20	27.000	1.3	44.51850	6.70850	10.110	135	57	177	D
2012	5	31	1	42	6.230	0,4	44.49883	6.69900	10.830	123	26	165	D
2012	5	31	9	33	40.530	1.8	45.19917	5.66783	10.830	249	87	175	D
2012	6	2	18	3	34.570	1.5	44.49983	6.70983	10.680	359	67	-96	D
2012	6	3	5	23	22.410	2	44.51350	6.88133	9.540	41	38	-113	D
2012	6	4	7	19	19.050	1.8	46.26933	8.11733	9.940	165	45	-96	D
2012	6	6	0	7	6.310	1.8	46.33200	7.28283	9.520	286	90	-161	D
2012	6	6	16	46	45.420	1.4	44.48683	6.71133	10.240	159	86	-146	D
2012	6	6	20	2	39.500	1.3	44.51917	6.70300	10.140	142	71	167	D
2012	6	7	6	21	31.650	1.3	44.51283	6.69067	10.180	110	57	104	D
2012	6	14	18	39	43.980	1.9	46.14283	7.04967	10.440	84	49	-118	D
2012	6	17	11	20	36.730	2,5	45.94133	6.11050	5.440	45	84	-143	D
2012	6	17	17	56	16.040	1.6	44.49783	6.71233	10.160	234	47	-92	D
2012	6	17	20	6	48.250	1.3	44.49250	6.71317	10.080	48	60	-99	D
2012	6	18	4	49	27.490	1.2	44.49917	6.70017	10.600	208	17	-117	D
2012	6	20	17	53	45.230	1.3	44.49983	6.69933	10.920	89	74	-88	D
2012	6	21	13	20	43.500	1.9	44.50000	6.69917	11.400	329	88	-157	D



2012	6	23	22	54	34.570	0,8	44.47917	6.70283	10.800	268	81	147	D
2012	7	3	21	50	3.290	1.4	44.48633	6.70883	10.240	185	73	-159	D
2012	7	4	21	11	15.920	2	44.71583	6.67000	4.910	176	51	-179	D
2012	7	4	22	18	0.220	1.3	44.72033	6.63100	8.020	311	82	124	D
2012	7	6	11	25	17.120	0,8	44.47983	6.88950	10.150	329	82	-126	D
2012	7	7	3	27	52.180	2,2	44.00017	7.45617	7.860	38	22	-87	D
2012	7	7	5	17	6.770	0,8	44.62733	6.69883	8.970	212	85	-114	D
2012	7	7	6	41	27.310	1.9	44.12850	6.94933	8.050	40	49	127	D
2012	7	7	17	8	29.750	1.7	44.54767	7.25533	15.820	355	63	-125	D
2012	7	13	6	9	49.940	2,3	44.49700	6.73833	9.350	4	87	172	D
2012	7	13	6	20	52.620	1	44.50633	6.68200	10.930	38	46	-130	D
2012	7	14	6	47	46.640	1.9	44.48033	7.25750	14.870	360	57	-105	D
2012	7	15	21	22	50.950	1.1	44.49217	6.70133	9.450	29	46	-90	D
2012	7	17	10	24	16.740	1.6	44.79683	6.75350	9.740	281	30	173	A
2012	7	19	0	20	12.370	1	44.51967	6.70000	9.890	41	34	-87	D
2012	7	19	2	20	37.640	1.4	44.51967	6.70000	10.130	8	44	-111	C
2012	7	21	13	44	52.740	1.4	44.48000	6.70017	10.830	10	82	-167	D
2012	7	24	13	10	3.940	2,8	44.46000	6.97567	8.770	143	87	-159	D
2012	7	25	16	4	26.350	1.2	44.50583	6.67350	6.470	217	42	-94	D
2012	7	26	17	5	11.370	1.5	44.46150	6.97300	10.270	153	73	-170	D
2012	7	27	8	59	41.090	2	44.77000	7.22900	13.700	118	39	-141	D
2012	7	28	1	30	56.950	1.3	44.74417	7.22967	14.360	150	33	-101	D
2012	7	29	16	25	25.120	1.7	44.48550	6.70083	10.130	180	74	-156	D
2012	7	29	19	44	11.460	1.5	44.47917	6.70050	10.710	179	72	-151	D
2012	8	1	2	55	0.450	1.6	44.71650	6.65250	7.300	146	68	177	D
2012	8	1	8	53	17.860	1.1	44.47983	6.70850	10.700	195	77	-178	D
2012	8	1	19	28	7.840	1.1	44.50583	6.69133	10.160	176	80	-170	D
2012	8	3	21	8	2.350	2,2	44.04133	7.67067	8.290	186	80	-137	D
2012	8	4	11	50	15.000	1.8	44.48567	6.70900	10.180	187	75	-162	D
2012	8	4	22	57	44.210	1.4	44.49983	6.69400	10.230	209	55	-103	B
2012	8	5	17	58	14.750	1.3	44.48583	6.69967	10.310	185	62	-132	D
2012	8	8	13	3	37.440	1.3	44.62833	6.78300	9.480	52	81	127	C
2012	8	11	17	15	10.730	2,4	44.49200	6.70867	9.920	152	76	-140	C
2012	8	11	22	23	25.020	0,9	44.49267	6.70050	9.370	334	75	-137	D
2012	8	12	0	30	47.460	0,9	44.48500	6.70900	10.240	180	76	-145	D
2012	8	15	11	44	47.140	1.2	44.42583	6.87017	10.800	179	85	129	D
2012	8	16	15	3	46.360	1.4	46.33067	7.50617	7.340	38	84	131	D
2012	8	18	23	39	2.300	1.3	44.49267	6.70933	9.950	170	82	178	D
2012	8	19	21	11	19.650	0,9	44.57150	6.66333	9.200	188	34	-133	D
2012	8	21	1	34	25.050	1.1	44.48550	6.70283	11.070	190	72	-128	D
2012	8	22	20	9	11.680	1.5	44.55550	7.25733	14.850	155	54	-155	D
2012	8	23	12	29	2.790	1.3	44.48133	6.70750	10.650	18	77	136	D
2012	8	24	0	37	54.090	1.5	44.48650	6.72100	10.650	349	75	152	D
2012	8	24	23	29	41.160	1.3	44.55583	7.25000	14.900	352	86	-156	D
2012	8	25	11	18	33.640	1.9	45.69183	6.17383	11.290	301	19	-8	D
2012	8	25	12	53	25.290	1.3	44.49166	6.70983	9.540	186	88	-144	D
2012	8	27	16	28	37.400	1.8	44.56767	6.82450	9.430	336	50	-150	D
2012	9	2	5	45	8.500	1.2	44.49950	6.69083	10.890	228	44	-96	D
2012	9	2	20	4	13.180	1.8	44.38567	7.31400	15.680	139	63	107	D
2012	9	4	1	6	14.500	1.9	46.92333	8.48433	10.790	78	88	-168	D
2012	9	4	5	13	24.400	2,6	46.92117	8.48417	10.280	271	72	-178	D
2012	9	4	20	47	7.610	1.3	44.54967	7.25500	16.330	180	44	-113	D

2012	9	4	21	32	32.150	1	44.37217	7.30683	16.090	161	81	-155	D
2012	9	5	2	47	42.380	0,8	44.50000	6.69100	10.310	221	56	-100	D
2012	9	9	16	41	50.950	1.4	44.79767	6.76367	10.170	244	83	-101	D
2012	9	10	1	56	4.790	1.5	44.50566	6.69133	10.350	1	52	-126	D
2012	9	13	8	25	14.140	1.5	44.47867	6.71917	10.850	197	45	-136	D
2012	9	14	23	32	50.140	1.5	44.43317	7.26733	14.820	248	37	-87	D
2012	9	18	15	59	43.650	1	44.46117	7.20983	16.750	111	76	-139	D
2012	9	19	15	46	16.540	1.4	45.03817	6.52983	10.890	114	33	-171	D
2012	9	19	20	3	33.940	1.2	44.48367	6.71967	9.270	224	36	152	D
2012	9	20	20	6	35.640	0,9	44.48150	6.71650	9.330	205	55	151	D
2012	9	20	23	7	43.170	1.3	44.46600	6.96567	10.130	325	57	-140	D
2012	9	21	5	20	30.980	1.8	44.45867	6.98400	9.380	327	81	179	D
2012	9	24	7	1	42.110	2,4	44.44667	7.27683	13.020	232	59	-89	D
2012	9	25	0	22	26.750	0,8	46.19717	6.94467	9.430	89	73	-107	D
2012	9	26	22	55	58.670	0,4	44.50500	6.68217	8.410	159	61	171	D
2012	9	29	21	6	31.540	1.9	44.69567	6.75467	9.490	314	39	-146	A
2012	10	2	9	46	30.790	1.1	44.49300	6.69100	11.390	199	40	-120	D
2012	10	3	9	20	43.550	4.1	44.57450	7.22083	10.370	132	39	-62	B
2012	10	4	3	33	40.280	1.1	44.62283	7.23633	15.760	359	73	-148	D
2012	10	4	6	39	11.010	1.4	44.62133	7.23900	14.920	195	25	-144	D
2012	10	4	6	40	53.970	1.8	44.62800	7.24733	13.380	75	72	-86	D
2012	10	4	6	44	45.650	1.6	44.62150	7.23667	15.970	35	74	-102	D
2012	10	4	6	45	8.240	1.6	44.62267	7.21867	13.680	204	29	-96	D
2012	10	4	6	45	43.840	1.3	44.62333	7.23617	15.920	183	23	-164	D
2012	10	4	7	39	4.450	1.4	44.62200	7.21983	14.220	42	68	-97	D
2012	10	4	12	39	24.740	1.8	44.58100	7.21967	11.060	109	76	109	D
2012	10	4	14	49	36.910	1	44.62200	7.22983	15.530	355	87	-165	D
2012	10	4	17	27	47.660	2,3	44.61717	7.22750	13.430	52	39	-83	D
2012	10	4	17	27	47.660	2,3	44.61717	7.22750	13.430	130	55	-98	D
2012	10	4	23	17	8.960	1.1	44.62300	7.23617	15.940	33	58	-91	D
2012	10	5	5	52	35.400	1.1	44.62967	7.22833	14.080	212	21	-84	D
2012	10	5	11	31	1.230	1.2	44.62933	7.22817	14.370	8	80	-117	D
2012	10	5	11	51	7.790	1.5	44.62233	7.22983	15.050	162	90	107	D
2012	10	5	14	46	5.370	2	44.62300	7.24500	16.300	355	53	-126	D
2012	10	5	14	53	19.070	1.8	44.62183	7.23967	16.340	342	87	-108	D
2012	10	5	15	9	1.520	2,6	44.62033	7.24600	15.190	355	64	-120	D
2012	10	5	15	34	0.970	1.8	44.62167	7.23733	15.780	22	49	-95	D
2012	10	5	17	40	53.880	0,9	44.62267	7.21917	14.200	231	24	-81	D
2012	10	5	17	41	21.320	1.4	44.62283	7.21100	12.600	5	63	-105	D
2012	10	5	19	10	41.470	3,4	44.61633	7.23967	13.550	341	80	-139	C
2012	10	5	19	20	58.710	1.3	44.62783	7.22883	11.990	159	84	-154	D
2012	10	5	19	23	11.330	1.7	44.62333	7.23817	15.640	189	88	122	D
2012	10	5	19	24	4.820	1	44.64333	7.20700	9.200	171	84	-129	D
2012	10	5	19	33	7.690	1.1	44.62250	7.22933	14.380	158	76	-141	D
2012	10	5	19	41	5.420	1	44.62300	7.21900	14.270	13	71	-101	D
2012	10	5	19	41	45.650	0,7	44.62267	7.21000	12.680	357	78	-117	D
2012	10	5	19	45	11.740	1.1	44.62900	7.22150	14.000	14	77	-106	D
2012	10	5	19	48	20.820	1.7	44.62317	7.23767	15.980	355	79	-159	D
2012	10	5	20	3	29.230	2.1	44.62283	7.23733	15.090	357	63	-118	D
2012	10	5	20	4	52.420	1.6	44.62267	7.23917	16.690	333	83	-170	D
2012	10	5	20	49	25.530	0,9	44.62317	7.21967	14.180	40	57	-93	D
2012	10	5	20	57	11.760	1.2	44.62200	7.21867	13.510	36	43	-103	D

2012	10	5	20	58	41.640	1.9	44.62167	7.24083	16.320	25	54	-97	D
2012	10	5	21	33	11.300	1.2	44.62333	7.22983	13.330	7	72	-102	D
2012	10	5	21	35	44.560	1.8	44.61600	7.23917	15.800	165	84	179	D
2012	10	5	22	17	48.190	1.2	44.62300	7.23733	16.250	344	90	-175	D
2012	10	5	22	53	46.630	1	44.62883	7.22017	13.450	179	39	-123	D
2012	10	6	0	5	0.730	1.4	44.62317	7.22867	15.110	171	86	127	D
2012	10	6	0	14	8.660	1.2	44.62283	7.22850	15.070	182	37	-123	D
2012	10	6	1	22	27.000	1.1	44.62150	7.22917	14.990	65	70	-91	D
2012	10	6	1	56	3.180	1.2	44.62200	7.24083	15.600	183	84	173	D
2012	10	6	2	10	30.200	1.1	44.62933	7.21933	12.910	211	30	-103	D
2012	10	6	2	14	52.790	1.5	45.30100	5.87583	10.830	249	83	-138	D
2012	10	6	2	36	32.970	1.7	44.62333	7.24650	15.850	216	41	-70	D
2012	10	6	2	46	1.820	1	44.62300	7.22050	14.870	359	69	-108	D
2012	10	6	2	54	11.920	1.2	44.62467	7.22983	15.110	178	31	-117	D
2012	10	6	3	7	20.710	0,8	44.62283	7.22733	15.890	258	25	-68	D
2012	10	6	4	49	29.160	1.7	44.62267	7.24667	16.410	355	89	-123	D
2012	10	6	5	6	32.820	0,9	44.62967	7.23017	14.920	58	39	-87	D
2012	10	6	5	30	7.480	2.1	44.62317	7.23900	15.580	154	53	-154	D
2012	10	6	7	3	20.840	1.7	44.62250	7.23767	16.630	167	35	-139	D
2012	10	6	7	23	30.470	1.4	44.62083	7.23933	16.620	173	21	-127	D
2012	10	6	8	22	26.640	1.1	44.62083	7.22083	14.000	49	47	-138	D
2012	10	6	9	8	11.100	1.5	44.62933	7.22017	13.490	37	78	-125	D
2012	10	6	10	47	24.410	1.4	44.62233	7.24717	15.170	14	84	-133	D
2012	10	6	20	4	53.680	1	44.62283	7.22917	14.920	247	51	-76	D
2012	10	6	22	1	36.640	1	44.62183	7.22867	15.690	187	26	-124	D
2012	10	6	23	37	57.920	0,9	44.62733	7.23783	16.660	217	21	-94	D
2012	10	7	0	49	59.530	1.2	44.62150	7.24583	16.450	347	83	-161	D
2012	10	7	6	40	10.530	2,4	44.97133	8.25833	29.170	152	86	174	D
2012	10	8	0	27	21.240	1.3	44.62250	7.21917	13.430	12	77	-105	D
2012	10	8	12	48	31.700	1.2	44.52133	7.21683	14.690	285	35	-140	D
2012	10	10	0	35	36.440	1.8	44.98033	8.25917	31.110	353	67	-137	D
2012	10	11	14	18	40.870	2,3	45.03350	6.61983	10.560	307	76	-142	D
2012	10	12	4	51	41.970	2,4	44.97150	8.22067	26.080	155	83	179	D
2012	10	12	6	44	25.550	1.4	44.62183	7.21850	14.330	162	86	177	D
2012	10	13	0	25	5.290	1	44.62833	7.22867	14.860	218	36	-99	D
2012	10	13	9	57	20.620	1.3	44.63567	7.21833	12.750	236	20	-57	D
2012	10	14	15	52	27.920	1.6	44.72933	6.66883	7.990	186	69	-118	D
2012	10	14	20	49	39.470	2,2	44.98367	8.26750	31.630	126	67	170	D
2012	10	14	21	56	4.180	1.8	46.08950	6.89433	9.120	246	73	174	D
2012	10	15	13	12	6.840	1.2	44.50566	6.68917	10.270	158	88	-173	D
2012	10	17	12	17	13.070	2	44.49967	6.69900	10.010	175	63	-144	C
2012	10	20	7	37	46.500	1.3	44.62333	7.20017	11.330	206	40	-143	D
2012	10	20	22	45	21.140	2,2	46.99883	7.22200	9.400	86	88	-158	D
2012	10	23	14	12	23.760	1.7	44.49933	7.25783	15.580	136	33	-95	D
2012	10	25	1	10	56.830	3,3	46.04683	6.92183	8.960	233	84	152	D
2012	10	29	2	32	35.830	2.1	44.97033	8.23050	27.560	145	86	164	D
2012	10	29	14	16	23.220	2,3	46.89017	8.27567	6.810	53	82	-170	D
2012	10	31	6	43	48.410	1.1	44.50683	6.69117	10.330	235	49	-83	D
2012	11	1	5	25	40.720	1.8	45.65450	5.99033	9.320	250	33	-132	D
2012	11	2	18	22	39.150	2,6	44.48633	6.72933	9.140	6	46	-103	C
2012	11	5	4	3	15.600	2,2	44.49500	7.25867	8.990	228	33	154	D
2012	11	6	20	45	6.040	1.5	44.63017	7.22767	14.420	3	86	-121	D

2012	11	9	0	50	26.840	1	44.48583	6.70900	10.790	220	78	-120	D
2012	11	11	20	13	43.110	2.1	44.79817	6.76317	9.750	342	62	-155	D
2012	11	13	9	3	28.320	1.4	44.62867	7.21867	13.640	267	34	-71	D
2012	11	15	14	55	48.480	1.3	44.62867	7.21833	12.970	177	38	-159	D
2012	11	16	23	59	37.240	1.6	44.49317	6.70000	9.460	160	80	-166	D
2012	11	17	2	25	43.930	1.4	44.48067	6.72717	8.740	194	50	-102	D
2012	11	17	5	41	10.120	1.6	44.48650	6.70017	10.620	167	78	-163	C
2012	11	20	1	33	56.060	1.8	44.97933	8.32783	37.910	146	80	-153	D
2012	11	20	16	17	22.790	2,3	44.99783	8.28950	35.140	319	61	-134	D
2012	11	21	1	56	54.060	1.9	44.62783	6.70833	8.980	266	33	-135	C
2012	11	21	3	35	29.400	1.1	44.47967	6.72100	9.320	175	68	-143	D
2012	11	21	7	9	3.110	0,9	44.78867	6.75150	10.260	208	80	-81	C
2012	11	22	10	27	9.020	2	44.98500	8.24850	33.500	216	50	-94	D
2012	11	22	11	8	4.470	2.1	44.48617	6.70033	10.780	177	61	-141	C
2012	11	22	14	57	48.670	1	44.49117	6.69767	10.710	161	82	-171	D
2012	11	25	14	56	45.650	2	44.49233	6.70033	10.090	2	52	-132	B
2012	12	1	13	22	6.890	1.7	45.16367	7.65017	29.740	17	57	159	D
2012	12	5	21	34	9.040	1.6	45.14000	6.52067	9.690	199	87	-163	D
2012	12	8	14	8	22.010	1.4	44.70284	6.80167	10.940	131	52	-100	D
2012	12	8	14	8	22.010	1.4	44.70284	6.80167	10.940	178	45	-110	D
2012	12	10	23	1	41.240	2.1	44.37333	7.25633	15.160	61	90	176	D
2012	12	12	7	55	46.530	2,6	45.25183	5.96483	9.730	209	82	157	D
2012	12	15	22	0	25.050	2	44.48067	7.27267	18.000	9	51	-90	D
2012	12	18	0	8	52.040	1.6	44.28600	6.23233	7.930	134	85	105	D
2012	12	20	17	40	15.750	0,9	44.51367	6.68333	9.520	138	66	146	D
2012	12	23	19	49	32.900	1.1	46.23333	7.13667	7.240	265	83	123	D
2012	12	24	14	29	51.780	2,4	44.29100	7.47417	11.580	106	61	-81	D
2012	12	24	17	37	49.100	1.6	44.47917	6.71917	9.350	187	55	-112	D
2012	12	24	17	54	26.260	1.4	44.68333	7.32133	18.940	190	28	-118	D
2012	12	25	14	31	32.710	2.1	44.48617	6.70050	10.770	172	73	-160	D
2012	12	29	1	39	7.730	1	44.62217	7.23767	16.410	58	52	-97	D
2012	12	30	9	53	3.530	1.6	44.84583	7.20717	12.150	190	43	-116	D
2012	12	30	21	25	33.730	1.3	44.46150	7.25767	14.590	332	88	-112	D
2012	12	31	0	59	1.760	2	45.12533	6.48300	8.200	93	58	-93	D
2012	12	31	12	48	6.390	2,6	44.50267	7.27650	16.570	347	41	-112	C
2013	1	2	23	56	15.620	2,9	44.71733	6.66000	5.150	195	74	-147	D
2013	1	5	7	46	50.400	2,4	46.21050	7.68033	11.650	325	41	-84	B
2013	1	7	4	20	23.260	3,7	44.76283	6.63967	8.120	208	56	-122	B
2013	1	7	5	15	8.680	1.1	44.76333	6.62950	8.700	222	41	-95	D
2013	1	7	9	10	11.300	2.1	44.76250	6.63233	8.200	61	35	-94	D
2013	1	9	21	59	28.670	1	44.56783	6.87783	9.550	82	34	73	D
2013	1	12	22	24	11.350	2,4	46.39783	6.49083	10.290	61	80	-126	D
2013	1	12	22	38	47.380	2.1	46.40333	6.49033	11.210	239	85	-171	D
2013	1	13	8	47	33.680	1.5	44.73300	6.62133	8.230	148	71	151	D
2013	1	13	8	48	45.520	1.6	44.72883	6.63200	8.230	162	79	152	D
2013	1	15	14	18	45.410	1.3	44.63450	6.90750	10.280	191	87	-168	D
2013	1	15	14	20	58.710	2	44.63500	6.90700	10.300	233	45	-86	D
2013	1	16	0	14	34.870	1.7	46.21150	7.67317	9.400	285	40	-109	D
2013	1	23	15	33	4.010	2	44.41950	7.25650	16.010	161	87	166	D
2013	1	26	8	34	10.480	1.6	44.09300	6.68683	8.430	33	43	180	D
2013	1	29	19	13	43.060	1.3	44.47850	6.69950	11.640	322	8	-70	D
2013	1	31	23	39	22.920	1.5	44.77067	7.21900	15.700	343	77	173	D

2013	2	2	6	16	58.040	2,4	45.93950	7.74800	8.650	50	84	-167	D
2013	2	6	16	23	18.280	2.1	44.41267	6.94800	9.550	321	77	178	D
2013	2	6	16	25	59.840	1.7	44.41217	6.94567	10.040	321	84	161	D
2013	2	8	1	15	1.490	2,2	44.53533	7.20100	10.420	297	82	-125	D
2013	2	10	23	14	19.230	2,2	44.51850	6.69300	10.910	190	68	-116	A
2013	2	11	14	7	53.900	1.6	44.50633	6.69733	11.570	65	34	-67	D
2013	2	12	0	1	47.400	1.2	44.51100	6.69933	10.900	334	87	156	D
2013	2	16	2	56	33.180	1.4	44.50100	6.69000	11.810	146	88	-139	D
2013	2	20	0	24	52.900	1	44.43367	6.76967	7.930	334	86	-171	D
2013	2	21	20	55	2.970	2	44.74400	7.18033	12.000	8	37	-89	D
2013	2	25	1	1	42.640	3,5	45.29933	7.41917	0.060	30	71	-131	D
2013	2	26	11	57	19.250	2,4	46.39650	8.55050	12.390	252	71	-165	C
2013	3	11	7	55	14.100	1.9	44.48900	7.08717	10.310	246	51	110	D
2013	3	12	22	8	2.760	1.2	44.48417	6.71217	10.620	3	84	-168	D
2013	3	17	11	16	28.840	1.9	44.51917	6.68217	11.010	56	36	-68	D
2013	3	20	22	32	5.780	1.4	44.98083	7.05850	13.040	353	79	123	D
2013	3	24	3	8	37.560	1.4	44.57367	6.76567	8.800	335	43	-97	D
2013	3	27	1	31	19.890	0,8	44.51867	6.70017	10.110	203	65	-106	D
2013	3	28	12	35	20.550	1.1	44.40933	6.49350	10.580	330	84	158	D
2013	3	29	8	32	59.970	1.4	46.35567	7.43833	11.370	149	50	-78	D
2013	3	29	13	50	34.390	1.7	46.36133	7.43900	12.200	305	63	-138	D
2013	3	29	20	19	52.320	1	46.19700	6.94400	9.640	220	86	146	D
2013	3	30	20	43	20.330	2,7	44.64983	7.46217	12.600	97	83	-178	D
2013	4	1	21	21	22.160	1.8	46.17350	7.46767	11.420	224	87	159	D
2013	4	2	8	3	0.580	1.8	44.59367	7.20250	13.700	22	53	-91	D
2013	4	6	20	49	4.910	2,7	45.93267	6.12900	3.230	54	77	150	B
2013	4	6	23	15	28.600	2,5	46.17017	7.40867	11.200	54	86	-172	B
2013	4	7	3	13	11.900	3,5	44.25817	7.38950	13.190	277	62	-127	A
2013	4	7	19	28	22.260	2,6	45.30583	7.47617	10.480	224	78	-154	C
2013	4	8	4	59	5.320	1.8	46.16350	7.42667	11.250	279	21	-58	D
2013	4	8	7	38	58.170	1.8	44.59033	7.19967	12.620	13	39	-103	D
2013	4	10	15	13	11.040	1.2	44.54633	6.68383	9.330	67	39	-93	D
2013	4	11	18	17	4.530	1.4	44.45300	6.94800	11.000	279	81	170	D
2013	4	13	17	30	37.870	2,2	44.78383	6.76267	10.900	208	81	-92	D
2013	4	13	19	15	37.650	2.1	44.76300	6.75483	10.400	341	35	-135	D
2013	4	14	20	20	43.540	2,2	44.57500	7.21950	10.920	87	42	-74	D
2013	4	15	14	49	11.180	1.7	44.52200	7.27383	15.610	25	21	-116	D
2013	4	15	15	12	25.400	2	46.33967	7.37017	9.370	49	89	154	D
2013	4	15	20	44	19.880	1.3	46.33983	7.36983	8.880	258	76	-133	D
2013	4	17	4	1	16.060	1	44.50800	6.69000	11.820	262	46	-108	D
2013	4	17	7	16	50.610	1.7	46.03517	6.89483	10.470	244	77	170	D
2013	4	17	13	32	48.560	1.8	45.56050	6.64633	10.320	62	45	-87	D
2013	4	17	13	37	39.140	2	44.50733	6.69050	11.640	168	76	-131	C
2013	4	17	22	1	7.090	1.1	46.03950	6.88333	9.110	73	82	143	D
2013	4	29	12	4	58.990	1.6	44.51250	6.70000	10.900	170	59	-105	D
2013	5	3	2	2	52.470	1.9	44.64167	6.82250	10.450	268	16	154	D
2013	5	3	11	24	25.170	1.4	44.61567	7.08850	12.100	130	31	-108	D
2013	5	3	20	16	27.600	1.5	44.88300	6.66667	10.250	112	55	176	D
2013	5	5	4	12	23.910	1.2	44.50017	6.67067	11.770	159	59	-114	D
2013	5	5	5	33	35.100	2.1	44.87733	6.66683	9.770	172	70	-155	D
2013	5	6	9	47	43.090	1.8	44.88383	6.66000	10.320	309	85	178	D
2013	5	6	9	52	39.900	1.7	44.87817	6.66400	9.590	132	90	-152	D

2013	5	6	9	54	55.030	2,2	44.87817	6.66817	9.680	324	83	129	D
2013	5	22	16	48	13.870	1.7	44.56833	7.20200	11.270	137	40	-91	D
2013	6	1	4	16	19.790	2,2	44.27950	6.26167	3.380	139	63	145	D
2013	6	1	16	31	56.630	3,3	44.28250	6.26150	3.310	336	83	166	D
2013	6	1	16	46	56.390	2,4	44.27950	6.25267	4.580	336	86	178	D
2013	6	1	19	12	31.640	2.1	44.27333	6.26000	3.260	328	72	-135	D
2013	6	1	22	21	48.020	2,6	44.28017	6.26300	2.530	338	86	166	D
2013	6	2	10	18	32.370	1.5	46.03500	6.89567	10.600	236	85	180	D
2013	6	8	19	34	3.370	1.8	44.49200	6.70850	10.860	155	84	-143	D
2013	6	11	3	29	31.190	1.6	44.84050	7.57917	28.420	314	71	152	D
2013	6	13	10	20	55.690	1.1	44.48667	6.70967	11.470	161	80	-147	D
2013	6	15	19	18	14.510	2	44.49200	6.70950	10.860	327	86	124	D
2013	6	17	3	32	28.620	1.6	44.55633	7.24783	15.610	326	54	-164	D
2013	6	25	2	46	1.680	1.6	45.12283	7.11067	12.460	242	41	-96	D
2013	6	25	20	50	31.490	1.6	46.36083	7.41767	7.580	72	19	106	D
2013	6	28	23	50	40.830	1.4	45.03933	6.58917	10.450	159	52	-113	D
2013	7	8	3	50	37.150	1.9	46.77250	8.03750	9.590	95	77	-143	D
2013	7	10	13	17	16.300	1.9	44.36367	6.73667	10.590	324	82	-156	D
2013	7	17	4	26	16.660	1.6	46.34600	7.42700	9.480	310	48	-98	D
2013	7	18	14	41	3.810	1.1	44.63600	6.79150	11.140	101	87	175	D
2013	7	19	22	10	46.960	1.9	44.51417	7.23850	15.490	219	49	-90	D
2013	7	23	7	8	50.830	1.9	45.44717	6.65200	9.560	185	85	-116	D
2013	7	24	19	3	34.020	2,3	45.65483	6.72483	7.960	40	41	-125	D
2013	7	25	19	51	19.980	1.1	45.04050	6.60833	11.200	331	74	-164	D
2013	7	27	14	30	35.900	1.5	46.17700	7.80533	12.080	20	64	-163	D
2013	7	30	1	58	32.680	2,3	45.90816	6.94217	10.680	299	84	164	D
2013	8	2	2	0	34.890	2	44.43267	7.00033	10.840	287	72	-163	D
2013	8	3	9	22	23.800	1.9	46.21684	7.56300	9.070	275	24	-78	D
2013	8	6	15	18	15.020	1.3	44.66217	6.86783	10.340	86	89	123	D
2013	8	10	11	10	56.130	1	45.43884	6.05200	11.870	51	83	121	D
2013	8	14	6	6	51.090	1.3	45.67500	6.83950	10.900	120	35	-76	D
2013	8	14	6	15	35.320	1.6	45.67633	6.84200	11.700	61	89	172	D
2013	8	23	20	4	28.950	2.1	44.54150	7.56700	17.360	277	71	-142	D
2013	8	27	1	18	54.720	2,2	45.33250	5.65317	5.480	59	90	167	D
2013	8	29	20	41	24.820	1.5	44.59517	7.22150	15.450	158	82	171	D
2013	9	3	2	34	6.320	1.8	44.96067	6.67717	9.760	222	69	-94	D
2013	9	14	12	54	27.080	1.9	45.20367	5.66633	9.990	270	83	-177	D
2013	9	14	18	8	17.740	1.2	45.23300	6.47183	7.570	46	46	-161	D
2013	9	14	22	15	47.360	1.3	45.22983	6.46900	7.480	105	53	87	D
2013	9	16	13	30	15.340	2,2	44.51900	6.68233	11.760	21	34	-102	D
2013	9	20	23	8	49.580	1.9	44.64150	6.74700	8.060	223	46	143	D
2013	9	21	23	3	18.710	1.6	44.84633	6.83917	13.550	187	53	-124	D
2013	9	24	23	29	56.320	1.2	44.81667	6.67800	10.440	186	64	-101	D
2013	9	25	16	25	47.830	1.9	44.51983	6.68883	10.930	225	60	-113	D
2013	9	25	16	50	30.060	1.1	44.51350	6.68250	11.530	5	84	140	D
2013	9	29	4	3	57.120	2,4	46.02583	6.62117	7.370	135	72	179	D
2013	10	1	6	13	24.680	1.8	44.62200	6.72700	10.050	299	20	148	D
2013	10	1	8	51	37.690	1.1	44.55367	6.67800	10.920	288	77	73	D
2013	10	2	0	8	42.020	1.1	44.70317	6.76633	10.350	158	82	-122	D
2013	10	15	2	47	13.840	3,7	44.42650	7.29483	15.330	355	84	-155	C
2013	10	19	7	34	55.300	1.4	44.26883	6.49617	10.490	143	78	-161	D
2013	10	23	20	42	10.010	2,3	46.20533	7.15467	11.320	86	82	-148	D

2013	10	26	18	57	6.280	1.8	44.42100	7.28633	15.400	3	87	-164	D
2013	10	31	22	9	35.110	3,2	43.99533	7.53750	10.350	309	80	156	D
2013	11	10	4	54	10.520	2.1	44.45333	7.28633	14.030	49	55	134	D
2013	11	11	16	9	42.040	1.5	44.51083	6.70033	10.880	115	42	108	D
2013	11	20	18	45	54.190	1.8	44.60767	6.91667	10.520	332	43	-110	D
2013	11	26	23	40	32.780	1.7	44.34450	6.74050	10.580	333	88	174	D
2013	12	3	14	38	23.250	2,5	44.50717	7.23017	10.290	175	58	121	D
2013	12	4	11	20	23.200	1.7	44.40550	6.82417	10.670	302	83	174	D
2013	12	4	22	57	43.830	1.5	44.52717	7.35150	16.550	62	86	174	D
2013	12	5	20	35	33.270	1.9	44.77650	7.24367	16.650	152	65	170	D
2013	12	8	6	56	23.440	1.3	44.52600	6.64417	11.000	338	79	180	D
2013	12	10	10	34	19.840	1.3	44.52617	6.64417	10.340	321	85	148	D
2013	12	11	10	4	24.050	1.8	44.48734	6.70683	11.430	163	88	-154	D
2013	12	12	10	34	20.990	2,3	46.21633	7.59400	6.420	337	39	-78	D
2013	12	12	16	48	44.330	1.4	44.51317	6.68167	11.480	197	73	-120	D
2013	12	17	11	30	56.130	2	44.36567	7.30350	17.700	326	41	-126	D
2013	12	18	22	49	49.730	2	46.32050	7.76050	11.620	277	67	-117	B
2013	12	18	23	43	5.720	1.2	44.50617	6.69233	11.700	173	87	-169	D
2013	12	19	8	59	32.670	2,6	44.74117	6.66917	8.220	243	53	-110	D
2013	12	21	2	44	3.840	1.4	44.50566	6.69150	11.610	317	84	147	D
2013	12	21	2	45	40.450	1.2	44.50500	6.69117	11.340	291	17	-164	D
2013	12	21	16	9	21.280	3.1	44.48100	6.72567	9.470	234	68	-120	D
2013	12	21	16	20	34.170	2,2	44.48633	6.72100	9.540	224	65	-137	D
2013	12	23	11	23	22.390	1.4	44.48583	6.72650	9.410	76	63	-102	D
2014	1	27	14	22	24.900	1.4	44.47766	6.69767	11.490	8	87	161	D
2014	4	7	19	26	58.970	4,8	44.50583	6.69133	12.140	160	66	-153	C
2014	4	8	0	25	21.270	2.1	44.48117	6.71100	8.730	167	29	126	D
2014	5	5	23	15	4.770	2,3	44.48017	6.71117	9.250	183	75	-167	C
2014	6	22	1	32	14.230	3,6	44.51033	6.68933	10.700	18	38	-69	A
2014	7	14	3	9	24.360	3,5	44.51266	6.68400	11.480	154	64	-121	B
2014	9	12	21	26	36.040	3.1	44.49900	6.70883	10.580	174	85	-131	D
2015	2	10	5	39	10.390	3	44.54583	6.67167	10.170	185	67	-132	D

