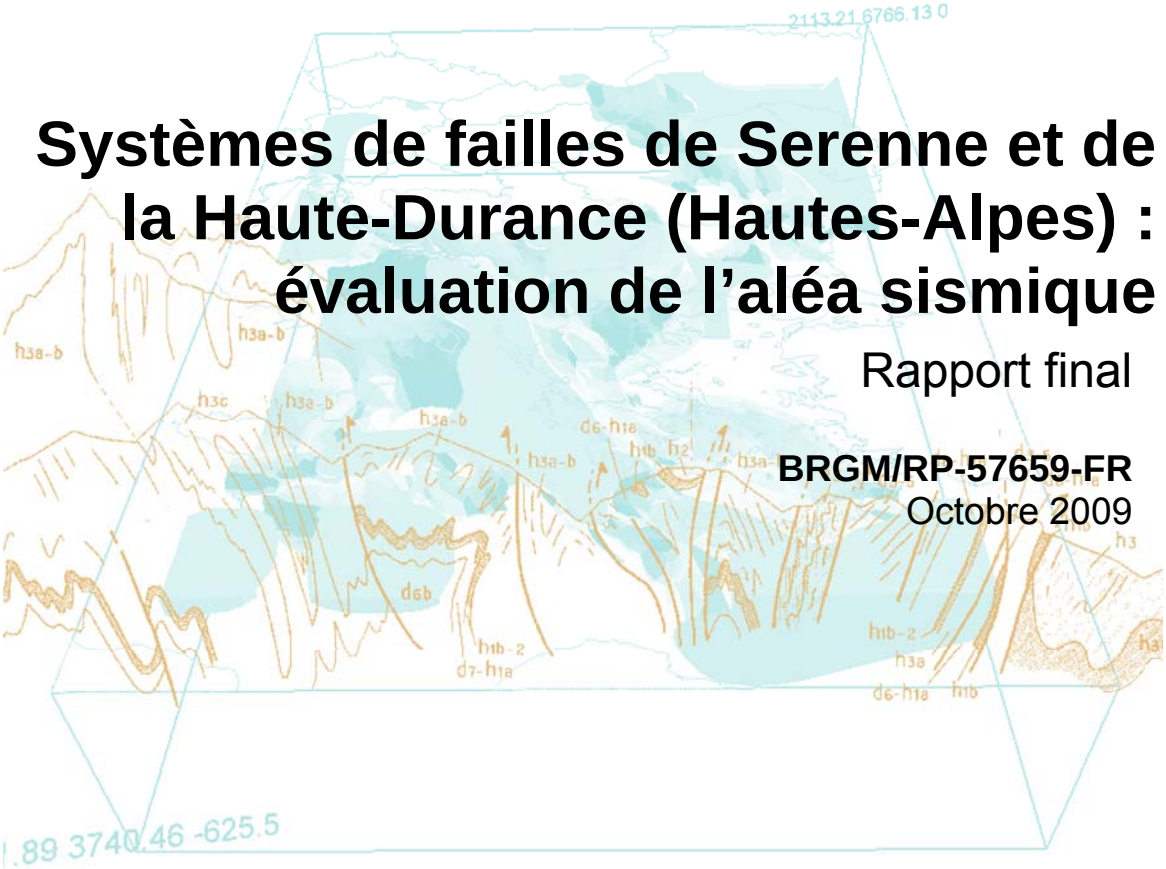
Document public



Systèmes de failles de Serenne et de la Haute-Durance (Hautes-Alpes) : évaluation de l'aléa sismique

Rapport final

BRGM/RP-57659-FR
Octobre 2009

alcotra

Liberté • Égalité • Fraternité
RÉPUBLIQUE FRANÇAISE

Direction régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement
PROVENCE ALPES-CÔTE D'AZUR

Région
Provence-Alpes-Côte d'Azur

Géosciences pour une Terre durable
brgm

Document public

Systèmes de failles de Serenne et de la Haute-Durance (Hautes-Alpes) : évaluation de l'aléa sismique

Rapport final

BRGM/RP-57659-FR
Octobre 2009

Étude réalisée dans le cadre des projets de Service public du BRGM

B. Le Goff, D. Bertil, A. Lemoine, M. Terrier

alcotra

Vérificateur :	**Approbateur :**
Original signé par T. Winter	Original signé par H. Modaressi
Date : 16 novembre 2009	Date : 16 novembre 2009

En l'absence de signature, notamment pour les rapports diffusés en version numérique, l'original signé est disponible aux Archives du BRGM.

Le système de management de la qualité du BRGM est certifié AFAQ ISO 9001:2000.

Liberté • Égalité • Fraternité
RÉPUBLIQUE FRANÇAISE

Direction régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement
PROVENCE ALPES-CÔTE D'AZUR

Région Provence-Alpes-Côte d'Azur

Géosciences pour une Terre durable
brgm

Mots clés : faille, Alpes, aléa , séisme

En bibliographie, ce rapport sera cité de la façon suivante :

Le Goff B., Bertil D., Lemoine A ., Terrier M., 2009 - Systèmes de failles de Serenne et de la Haute-Durance (Hautes-Alpes) : évaluation de l'aléa sismique. Rapport BRGM RP-57659-FR, 242 p, 85 ill., 15 Tab, 10Ann.

© BRGM, 2009, ce document ne peut être reproduit en totalité ou en partie sans l'autorisation expresse du BRGM.

Synthèse

L'étude d'identification et de hiérarchisation des failles actives de la région Provence-Alpes-Côte d'Azur (rapport BRGM, Terrier, 2006) a souligné l'importance des systèmes de failles de Serenne et de la Haute-Durance dans le contexte sismotectonique du Sud-est de la France. C'est pour cela que dans le cadre du CPER, le Conseil Régional PACA, la DREAL PACA et le BRGM ont décidé d'approfondir les connaissances sur le potentiel sismogénique de ces deux systèmes de failles. Cette étude est aussi rattachée au projet Interreg RiskNat, projet stratégique pour la gestion des risques naturels du programme Alcotra transfrontalier Franco-Italien Suisse 2009-2011.

Les systèmes de failles de Serenne et de la Haute-Durance se situent, pour l'essentiel de leur tracé, dans le sud-est de la France, au niveau de la région PACA. Elles sont issues du régime d'extension exercé durant la période plio-quaternaire. Toujours actives, le plus fort séisme connu qui leur soit lié est celui du 05/04/1959, situé à St-Paul-sur-Ubaye, d'intensité épicentrale VII-VIII et de magnitude ML LDG calculée à 5.6.

❖ Dans un premier temps, sur la base des travaux de recherche en sismotectonique réalisés depuis une dizaine d'années dans les Alpes sud-occidentales d'une part, et de la compilation des cartes géologiques à 1/50 000 couvrant la zone d'étude, le tracé à 1/50 000 de ces systèmes de failles et de leur activité actuelle sont présentés.

La collecte de données géologiques et structurales a été complétée par le calcul d'une soixantaine de mécanismes au foyer de séismes issus du catalogue Sismalp ainsi que par la réalisation de plusieurs coupes sismiques situées à l'aplomb des systèmes de failles de Serenne et de la Haute-Durance.

Ces deux systèmes de failles sont caractérisés par un réseau de failles relativement nombreuses, au tracé généralement masqué ou supposé. Ces deux réseaux de failles atteignent au total une cinquantaine de kilomètres de longueur, pour 10 km de large en moyenne. La direction des failles du système de Haute Durance est N165°E, tandis que celle du système de Serenne est plutôt N130°E. D'après les coupes sismiques, le plongement des principaux segments de failles sismogènes serait de l'ordre de 80°W. La profondeur des séismes est limitée à la dizaine de kilomètres. Les mécanismes au foyer des séismes indiquent un mouvement normal à composante dextre de ces failles.

❖ Dans un second temps, dans le but de disposer d'une information la plus homogène et complète possible de la sismicité de la zone d'étude, plusieurs catalogues de sismicité ont été consultés et exploités en vue de la constitution d'un catalogue homogène de sismicité. Les données utilisées sont issues des catalogues de sismicité Sismalp, du LDG, ReNaSS et Sisfrance.

Tout d'abord, le travail a consisté à unifier ces catalogues en homogénéisant les magnitudes en Ml_{LDG} puis en Ms par la relation de Nicolas (2000) et en éliminant les doublons. En outre, pour disposer d'un catalogue avec des évènements considérés indépendants les uns des autres (caractéristique nécessaire pour l'évaluation probabiliste), le catalogue a été filtré de ses répliques et précurseurs. Des classes de magnitudes ont ensuite été définies afin d'obtenir l'année à partir de laquelle le catalogue pouvait être considéré complet pour une magnitude donnée. Ce travail a permis l'obtention d'un catalogue homogène sur la période 1494-2008.

Puis, une étude d'aléa probabiliste a été conduite sur cette partie des Alpes sud-occidentales. Pour cela, sur la base du catalogue homogène de la sismicité, et des données géologiques et sismotectoniques rassemblées dans la première partie de l'étude, un zonage sismotectonique a été réalisé. Quatorze zones ont été identifiées.

Pour chacune des 14 unités identifiées, le calcul des paramètres d'activité (taux annuel λ0 de séismes de magnitude supérieure à Mo = 4 et pente β de la relation fréquence-magnitude) a été réalisé par la méthode de Weichert (1980). Ces paramètres ont été entrés dans le logiciel CRISIS (Ordaz et al., 2003) pour calculer l'aléa probabiliste.

Des cartes d'aléa ont été réalisées pour l'accélération horizontale maximale de sol (PGA). Le détail des calculs est précisé sous la forme de courbes d'aléa pour les périodes 0.05, 0.1, 0.2, 0.3, 0.5 et 1s (associant une valeur du taux annuel de dépassement à une accélération) et de spectres d'aléa uniforme (spectres de réponse en période et en fréquence définis pour une période de retour de 475 ans) pour 5 communes de la zone d'étude : Briançon, Barcelonnette, Embrun, Modane, St-Jean de Maurienne.

En reprenant les niveaux d'aléa faible, modéré, moyen et fort de carte d'aléa sismique de la France proposée en 2005 par le Groupe d'Etude et de Proposition pour la Prévention du risque sismique (GEPP), l'aléa sismique probabiliste à 475 ans pour la région d'étude est faible (70mg < accélération <110mg) à moyen (160mg < accélération < 300mg). Il est en concordance avec le zonage réglementaire.

En outre, l''estimation des périodes de retour de séismes de magnitude 4, 5 ou 6 calculée pour les systèmes de failles de Serenne et de la Haute-Durance sont :

- de l'ordre de 130 (+- 10) ans pour un séisme de magnitude 4,
- de l'ordre de 300 (+- 20) ans pour un séisme de magnitude 5,
- de l'ordre de 1700 (+- 50) ans pour un séisme de magnitude 6.

Des tests de sensibilité ont été réalisés sur plusieurs des paramètres nécessaires au calcul de l'aléa. En conclusion, des pistes d'amélioration sont données concernant la diminution de la marge d'incertitude des résultats.

Sommaire

1. Introduction 15

2. Notions d'aléa sismique 19

2.1. FAILLE ACTIVE SISMOGENE 19

2.2. ZONAGE SISMOTECTONIQUE 23

2.3. EVALUATION DE L'ALEA SISMIQUE REGIONAL 23

3. Contexte géologique régional 27

3.1. ÉVOLUTION GEOLOGIQUE REGIONALE 28
3.1.1. Fin de l'ère Paléozoïque 28
3.1.2. Trias à Fin Jurassique 30
3.1.3. Crétacé supérieur et Cénozoïque 33

3.2. LES GRANDES UNITES STRUCTURALES 34
3.2.1. La zone alpine externe 34
3.2.2. La zone alpine interne 35

3.3. EPAISSEUR DE LA CROÛTE (OU PROFONDEUR DU MOHO) 40

3.4. CHAMP DE CONTRAINTE ACTUEL DANS LES ALPES OCCIDENTALES 46

Données sismiques 46

Données de la géodésie 47

Quantification de la déformation sismique 48

Données néotectoniques 49

3.5. CADRE SISMOTECTONIQUE 54

4. Systèmes de failles de Serenne et de la Haute-Durance 57

4.1. CARTOGRAPHIE 57
4.1.1. Synthèse des cartes géologiques à 1/50 000 57
4.1.2. Cartographie à 1/50 000 des failles tardi-alpines 61
4.1.3. Interprétation du système à l'échelle régionale 70

4.2. ACTIVITE TECTONIQUE ACTUELLE 74

5. Sismicité..... 81

5.1. DONNEES DE BASE UTILISEES..... 81
5.1.1. Données macrosismiques ou de la sismicité historique..... 81
5.1.2. Données microsismiques ou des séismes enregistrés 81

5.2. SISMICITE REGIONALE 83

5.3. SEISME MAJEUR ASSOCIE AU JEU DU SYSTEME DE FAILLES DE SERENNE 88

5.4. SEISMES MAJEURS ASSOCIES AU JEU SYSTEME DE FAILLES DE LA HAUTE-DURANCE 89

5.5. CRISES SISMIQUES A PROXIMITE DES SYSTEMES DE FAILLES DE SERENNE OU HAUTE DURANCE..... 91

6. Construction d'un catalogue homogène de sismicité pour le calcul d'aléa 95

6.1. HOMOGENEISATION DES MAGNITUDES 95

6.2. FILTRAGE DES REPLIQUES ET DES PRECURSEURS 101

6.3. CLASSES DE MAGNITUDES POUR LESQUELLES LE CATALOGUE PEUT-ETRE CONSIDERE COMPLET 102

6.4. RELOCALISATION DES EPICENTRES DE SISMALP 107

6.5. COMMENTAIRE SUR LE CATALOGUE OBTENU 108

7. Coupes sismiques et calcul de mécanismes au foyer des séismes à proximité des systèmes de failles de l'Ubaye et de la Haute Durance..... 109

7.1. COUPES SISMIQUES 109

7.2. MECANISMES AU FOYER..... 112

8. Evaluation de l'aléa selon une approche probabiliste..... 119

8.1. IDENTIFICATION DES UNITES SISMOTECTONIQUES..... 119

8.2. CALCUL D'ALEA PROBABILISTE..... 123
8.2.1. Méthodologie..... 123
8.2.2. Délimitation des zones sources 124
8.2.3. Magnitude minimale 125
8.2.4. Magnitude maximale 125

8.3. ACTIVITE DES ZONES SOURCES 126

8.4. RELATIONS D'ATTENUATION DES MOUVEMENTS SISMIQUES 130

9. Résultats d'évaluation de l'aléa sismique au niveau de la zone d'étude 133

9.1. CARTE D'EVALUATION DE L'ACCELERATION 133
Influences des systèmes de failles de Serenne et de la Haute-Durance 136

9.2. COURBES D'ALEA 137

9.3. SPECTRES D'ALEA UNIFORME 140

9.4. CONTRIBUTION DES SOURCES 146

9.5. TESTS DE SENSIBILITE AUX PARAMETRES 147

Relations d'atténuation 147

Paramètres d'activité 149

Position du site 151

9.6. COMPARAISON PAR RAPPORT AU ZONAGE PROBABILISTE DE LA FRANCE 151
9.6.1. Réglementation 151
9.6.2. Comparaison avec l'étude d'aléa probabiliste (GEOTER, 2002) 154

10.1. RESULTATS 159

10.2. ANALYSE ET DISCUSSION 161

10.3. LIMITES ET PERSPECTIVES 162

Références bibliographiques 163

Liste des illustrations

Illustration 1 - Localisation de la zone d'étude 16

Illustration 2 - Localisation des systèmes de failles de Serenne et Haute Durance sur la carte de classification des failles actives de la région PACA (Terrier, 2006) 17

Illustration 3 - Représentation schématique de la rupture sismique d'une faille (Extrait du Classeur « Le risque sismique en Provence », edit. BRGM, DIREN-PACA, Conseil régional-PACA, 2006, coord. M. Terrier) 20

Illustration 4 - Les équivalences de l'échelle de Richter : magnitude, énergie, durée, rejet, longueur du plan de faille rompu, fréquence mondiale annuelle. 21

Illustration 5 - Le cycle sismique : accumulation progressive des contraintes jusqu'à la rupture du plan et l'apparition du séisme 22

Illustration 6 - Principe de l'approche probabiliste (d'après Reiter, 1990) : A) identification des différentes sources sismiques, B) analyse du catalogue de sismicité (fréquence, magnitude), C) combinaison des différentes sources, D) calcul de la probabilité de dépasser la valeur du pic d'accélération 26

Illustration 7 - Principe de l'approche déterministe (d'après Reiter, 1990) : A) prise en compte un séisme de référence défini pour la région, B) calcul en chaque point, des pics d'accélération attendus en fonction de la distance à cette source et des lois d'atténuation 26

Illustration 8 - Représentation schématique de l'évolution alpine de la plaque européenne par rapport aux plaques Apulie et Ibérie (d'après Schwartz (2000), modifié Lagabrielle (1987)) 27

Illustration 9 - Evolution schématique et hypothétique de la chaîne hercynienne au niveau du massif des Ecrins (d'après Debelmas et al., 2002) 29

Illustration 10 – Situation des systèmes de failles de Haute Durance et de Serenne sur la carte géologique (D'après la carte géologique de France à 1 : 1 000 000, BGRM, 1996) 31

Illustration 11 - Coupe des Alpes occidentales franco-italiennes à la latitude de Grenoble et reconstitution de l'état des choses au Jurassique supérieur (d'après Lemoine, 1990) 32

Illustration 12 – Situation des systèmes de failles de Haute Durance et de Serenne sur la carte des principales zones structurales (D'après la carte géologique de France à 1 : 1 000 000, BGRM, 1996) 38

Illustration 13 - Coupe interprétative à travers les Alpes occidentales, passant entre les massifs cristallins du Pelvoux et de l'Argentera (d'après Tricart, 1984, in Sue et al., 1999) 39

Illustration 14 - Carte de la profondeur du Moho ((limite croûte-manteau) en Europe (d'après Tesauro et al., 2008) 42

Illustration 15 - Carte de la profondeur du Moho au niveau du SE de la France, (compilée par Ziegler et Dèzes pour le projet EUCOR-URGENT, in Nocquet, 2002) 42

Illustration 16 : Profil sismique réflexion profonde ECORS-CROP Alpes et interprétations structurales du profil de : A) Tardy et al. (1990) : Modèle d'écaillage lithosphérique, le corps d'Ivrée est relié au front pennique ; B) Polino et al. (1990), Modèle d'écaillage de la lithosphère européenne sous les zones internes ; C) Roure et al. (1996), Modèle de poinçon mantellique apulien et écaillage de la croûte inférieure européenne 43

Illustration 17 - Coupe schématique des Alpes occidentales à l'échelle de la lithosphère (d'après Faure, 2004) 44

Illustration 18 – Précision de la profondeur du Moho : en noir, ancienne interprétation, en rouge précision apportée par le traitement des tirs sismiques (d'après Thouvenot et al., 2007) 45

Illustration 19 – Carte de la sismicité et des mécanismes au foyer dans les Alpes (d'après Sue et al, 1999) 46

Illustration 20 - Mesure des déformations par GPS dans les Alpes Occidentales (d'après Calais et al.,2002) 47

Illustration 21 - Contraintes tectoniques dans les Alpes occidentales, d'après les données sismologiques et les données géodésiques (in Sue et al., 2007) 48

Illustration 22 - Localisation des principaux sackungs alpins (d'après Hippolyte, 2009) 50

Illustration 23 – Carte synthétique de structures actives dans les Alpes (d'après Sue et al., 2007) 52

Illustration 24 - Failles normales affectant les dépôts fluvio-glaciaires du Quaternaire supérieur en Maurienne (Carrière des Contamines), d'après Champagnac (2004) 53

Illustration 25 – Bloc 3D synthétique représentant la tectonique active et le régime géodynamique actuel de l'arc alpin (in Champagnac, 2004) 55

Illustration 26 – Assemblage des cartes géologiques à 1/50 000 couvrant les systèmes de failles de la Haute Durance et de Serenne 58

Illustration 27 - Carte du susbstratum Anté-Quaternaire et des failles, d'après les cartes géologiques à 1/50 000 (edit. BRGM) 59

Illustration 28 - Carte des formations Quaternaires et actuelles et des failles, d'après les cartes géologiques à 1/50 000 (edit. BRGM) 60

Illustration 29 – Localisation de la faille de la Haute Durance (f.D), sur la coupe longitudinale très schématique, le long de la vallée de la Durance en

Embrunais et de la vallée du Guil (Queyras) (d'après Gidon, 1996, in http://www.geol-alp.com/h_ubaye/index_ubaye.html)..... 62

Illustration 30 – Faille de la Haute Durance (f.D), vue depuis le Sud de Montdauphin et la vallée de la Durance en amont du confluent du Guil (d'après Gidon, http://www.geol-alp.com/h_ubaye/pages_escreins/guillestre.html) 62

Illustration 31 – Faille de Ruburent, vue d'avion, rive droite de l'Ubaye à l'est du col de Vars (d'après Gidon, http://www.geol-alp.com/h_ubaye/pages_ubaye_haute/st_paul_Serennes.html). 63

Illustration 32 – Localisation de la faille Argentera-Bersezio et de la faille Fremamorta-colle sur les images SPOT, des indices morpho-néotectoniques et de mécanismes au foyer de séismes (d'après Godel, 2003, modifié Larroque, 2009) 64

Illustration 33 – Schéma interprétatif général, des mouvements de chevauchements, rétrochevauchements alpins et du jeu post-chevauchement des failles des Houerts et de Ceillac (d'après Gidon, feuille du Chambeyron)..... 65

Illustration 34 - Vue de la vallée de la Clarée, avec indication du tracé de la faille de la Clarée (tracé en rouge) (d'après Gidon, http://www.geol-alp.com/brianconnais/index_briancon.html)..... 66

Illustration 35 - Vue du sud, depuis la Croix du Signal du Mélezet, avec interprétation du tracé de la faille de Ceillac (tracé en rouge, f.C) (d'après Gidon, http://www.geol-alp.com/brianconnais/index_briancon.html)..... 67

Illustration 36 – Carte schématique des failles longitudinales NNE-SSW et transverses NE-SW entre le Pelvoux et l'Argentera (d'après Tricart, 2004)..... 68

Illustration 37 – Systèmes de failles NNW-SSE de Serennes et tansverses NE-SW de Font Sancte, localisation et indices néotectoniques (d'après Sue et al., 2007)..... 69

Illustration 38 - Le chevauchement frontal briançonnais repris en faille de détachement, et le système de failles normales de la Haute Durance (d'après Tricart, 2004)..... 71

Illustration 39 – Carte des failles tardives entre les massifs cristallins externes du Pelvoux et de l'Argentera (d'après Sue et Tricart, 2003) : (a) Réseau de failles localisées à partir des observations terrain et des photo aériennes, satellites et MNT ; (b) Interpolation du réseau de failles localisées en (a)..... 71

Illustration 40 - Graben du Chenaillet, localisation, coupe et vue panoramique (vue vers le SSW prise du sommet du Chaberton) (d'après Tricart et Sue, 2006) 73

Illustration 41 – Tectoglyphes visibles le long de la faille de la haute Durance, au sud d'Argentière (d'après Tricart, 2004) 75

Illustration 42 – Failles normales secondaires observées dans le versant nord de la montagne dîte du Rocher-du-Baron, au nord de Saint-Martin-de-Queyrières (d'après Sue et Tricart, 2003) 76

Illustration 43 - Rupture de pente observée dans le versant de la Croix-de-la-Salcette, attribuée au jeu normal de failles NNW-SSE (Sue et Tricart, 2003) 77

Illustration 44 – Résultats des calculs de mécanismes au foyer et coupes sismiques réalisés le long des systèmes de failles longitudinales tardialpines, Haute Durance, Serenne et Est Briançonnais (d'après Sue et al., 2007) 79

Illustration 45 - Répartition des stations sismiques des différents réseaux de surveillance en France 82

Illustration 46 - Carte des événements historiques dans la zone d'étude (base Sisfrance, BRGM, EDF et IRSN)....84

Illustration 47 - Carte de la répartition de la sismicité instrumentale dans la zone d'étude, d'après les catalogues de sismicité LDG, RENASS et SISMALP (voir le chapitre suivant pour l'homogénéisation des catalogues et la suppression des doublons) 86

Illustration 48 - Représentation de la sismicité instrumentale en fonction de la profondeur, d'après les catalogues de sismicité LDG, RENASS et SISMALP (voir le chapitre suivant pour l'homogénéisation des catalogues et la suppression des doublons) 87

Illustration 49 - Carte d'isoséistes pour le séisme du 05/04/1959 à St-Paul (d'après la base Sisfrance, BRGM, EDF et IRSN) 88

Illustration 50 - Carte d'isoséistes pour le séisme du 27/11/1884 à Guillestre (d'après la base Sisfrance, BRGM, EDF et IRSN) 89

Illustration 51 - Carte d'isoséistes pour le séisme du 19/03/1935 à St-Clément (d'après la base Sisfrance, BRGM, EDF et IRSN) 90

Illustration 52 - Crise sismique de 2003-224 dans l'Ubaye (d'après Jenatton et al., 2007) : A) localisation des épicentres, B) coupe sismique SW-NE, C) Evolution temporelle de la crise sismique (d'après Jenatton et al. 2007....93

Illustration 53 - Comparaison entre les magnitudes locales LDG et ReNaSS....97

Illustration 54 - Comparaison entre les magnitudes locales Sismalp et ReNaSS 98

Illustration 55 - Comparaison entre intensités macrosismiques et magnitude 99

Illustration 56 - Nombre cumulé de séismes par classe de magnitude ML LDG....104

Illustration 57 - Relocalisation des épicentres de séismes Sismalp 107

Illustration 58 - Carte de la sismicité du catalogue relocalisé Sismalp (ML >1.5) 1989-2006 et localisation des coupes sismiques de la Illustration 59..... 110

Illustration 59 - Coupes réalisées à partir de la sismicité du catalogue Sismalp (ML >1.5) 1989-2006. La localisation des coupes est donnée sur l'Illustration 58 111

Illustration 60 - Solutions focales avec nombre de polarités et sens de premier mouvement 113

Illustration 61 - Mécanismes au foyer déterminés dans cette étude et représentation Stéréographique des axes P et T (projection à aire égale et dans l'hémisphère inférieur) 114

Illustration 62 - Carte des mécanismes au foyer calculés dans cette étude 115

Illustration 63 - Coupes verticales réalisées sur les mécanismes au foyer calculés à partir des données Sismalp . Localisation des coupes sur l'Illustration 62. 116

Illustration 64 - Mécanismes au foyer calculés dans cette étude ou issus de la littérature (en haut) ; représentation stéréographique des axes P et T des mécanismes Sismalp et de la littérature à proximité des failles (projection à aire égale et dans l'hémisphère inférieur), en rouge : mécanismes Sismalp, en vert : mécanismes de la littérature..... 118

Illustration 65 - Zonage sismotectonique 120

Illustration 66 : Démarche pour le calcul d'aléasismique probabliste 123

Illustration 67 - Représentation des différentes relations d'atténuation pour les magnitudes 5 pour le PGA et pour un jeu inverse de la faille 131

Illustration 68 - Carte des accélérations maximales PGA (p50%) pour la période de retour 475 ans 134

Illustration 69 - Carte des iso-accélérations (p50%) pour le PGA et pour la période de retour 475 ans 135

Illustration 70 - Représentation de l'influence des systèmes de failles de Serenne, Haute-Durance et Est-briançonnais sur le calcul d'aléa 136

Illustration 71 - Courbe d'aléa pour la commune de Briançon et pour la période spectrale correspondant au PGA 137

Illustration 72 - Courbe d'aléa pour la commune de Barcelonnette et pour la période spectrale correspondant au PGA 138

Illustration 73 - Courbe d'aléa pour la commune de Embrun et pour la période spectrale correspondant au PGA 138

Illustration 74 - Courbe d'aléa pour la commune de Modane et pour la période spectrale correspondant au PGA 139

Illustration 75 - Courbe d'aléa pour la commune de St-Jean de Maurienne et pour la période spectrale correspondant au PGA 139

Illustration 76 - Spectres en période et en fréquence définis à Briançon pour une période de retour de 475 ans et tableau récapitulatif 141

Illustration 77 : Spectres en période et en fréquence définis à Barcelonnette pour une période de retour de 475 ans et tableau récapitulatif 142

Illustration 78 : Spectres en période et en fréquence définis à Embrun pour une période de retour de 475 ans et tableau récapitulatif 143

Illustration 79 : Spectres en période et en fréquence définis à Modane pour une période de retour de 475 ans et tableau récapitulatif 144

Illustration 80 : Spectres en période et en fréquence définis à St-Jean de Maurienne pour une période de retour de 475 ans et tableau récapitulatif 145

Illustration 81 - Contribution des sources sismiques sur l'aléa pour une période spectrale de 0.2s 146

Illustration 82 - Contribution des sources sismiques sur l'aléa pour une période spectrale de 1s 146

Illustration 83 - Futur zonage réglementaire 153

Illustration 84 - Arbre logique utilisé par Geo-Ter 156

Illustration 85 - Exemple de courbe d'aléa sismique obtenu sur un point de la zone briançonnaise avec le modéle de sources sismique en 52 zones de GEO-TER et la relation d'atténuation Berge-Thierry et al. (2003). La courbe noire en gras represente la courbe d'aléa obtenue avec les contributions des 52 zones. Les contributions de chaque zone sont représentées en couleur. Le trait rouge correspond à la période de retour 475 ans 157

Liste des tableaux

Tableau 1 – Liste des séismes historiques référencés dans la zone d'étude et d'intensité au moins égale à VII (cf Figure 47) 85

Tableau 2 - Classes de magnitude LDG et dates à partir desquelles le catalogue est considéré complet 104

Tableau 3 - Classes de magnitude Ms et dates à partir desquelles le catalogue est considéré complet 105

Tableau 4 - Classes de magnitude Mw et dates à partir desquelles le catalogue est complet 106

Tableau 5 – Principales caractéristiques des unités sismotectoniques indiquées en Figure 65 122

Tableau 6 - Superficie et profondeur des zones sources 124

Tableau 7 - Séismes principaux et magnitude maximale considérée dans la zone source 126
Tableau 8 - Paramètres d'activité des zones sources 129
Tableau 9 - Accélérations spectrales et erreurs associées (pga et PR 475 ans) pour les différentes lois d'atténuation avec attribution du jeu propre des failles ou seulement en régime inverse. 148
Tableau 10 - Influence de la variabilité de l'incertitude liée à la relation d'atténuation Ambraseys et al. 2005 149
Tableau 11 - Influence de la profondeur focale sur l'estimation de l'aléa 150
Tableau 12 - Influence de la valeur de marge de sécurité sur l'aléa 150
Tableau 13 - Niveaux de sismicité pour la nouvelle réglementation 152
Tableau 14 - Les séismes historiques les plus forts connus associés aux principaux systèmes de failles actives identifiés au niveau de la zone d'étude 160
Tableau 15 - Taux d'activité des zones sources proches des deux systèmes de failles 160

Liste des annexes

Annexe 1 – Localisation des failles tardi alpines sur les orthophotos IGN et le MNT (IGN, pas de 50 m) 173
Annexe 2 – Témoignages sur le séisme du 5 avril 1959 à Saint-Paul-sur-Ubaye 185
Annexe 3 – Graphe représentant la date à partir de laquelle le catalogue peut être considéré comme exhaustif 187
Annexe 4 - Relocalisation des données Sismalp 189
Annexe 5 - Calcul de mécanismes au foyer 193
Annexe 6 - Mécanismes au foyer calculés dans cette étude 195
Annexe 7 - Ensemble des mécanismes au foyer calculés ou issus de la littérature 225
Annexe 8 - Méthodologie de calcul d'aléa sismique probabiliste 227
Annexe 9 - Méthodologie de calcul des paramètres d'activité 233
Annexe 10 - Cartes d'aléa 237

1. Introduction

Les systèmes de failles de Serenne et de la Haute-Durance se situent au Sud-est de la France dans les Alpes occidentales (Illustration 1).

L'étude d'identification et de hiérarchisation des failles actives de la région Provence-Alpes-Côte d'Azur (rapport BRGM, Terrier, 2006) a souligné l'importance des systèmes de failles de Serenne et de la Haute Durance dans le contexte sismotectonique du Sud-est de la France.

Ces deux systèmes sont ainsi classés parmi les plus actifs de la région PACA. Ils disposent d'un niveau de connaissance jugé moyen au regard des données disponibles et des critères de classification retenus. Ainsi pour ces deux systèmes de failles, le tracé des failles est assez mal connu au niveau régional, par contre il existe des déformations néotectoniques ou des données sismiques qui démontrent de façon indubitable l'activité actuelle ou récente des deux systèmes.

Par ailleurs, sur la base des connaissances géologiques et cartographiques, et en appliquant les relations empiriques de Wells et Coppersmith (1994), des estimations de la magnitude maximale ont été calculées pour ces deux systèmes de failles. Elles indiquent des valeurs extrêmes de l'ordre de 6.5 (±0.2). Dans ce calcul, il est considéré que la longueur totale du segment de faille ou de la faille considérés rompt. Il s'agit d'une magnitude d'un séisme maximal physiquement possible.

Vue les valeurs de magnitude maximale obtenues et le niveau d'activité présumé, le rapport de 2006 concluait sur la nécessité de disposer d'une meilleure évaluation du potentiel sismogène de ces deux systèmes de failles.

C'est dans ce contexte que le Conseil Régional PACA, la DREAL PACA et le BRGM ont décidé d'approfondir les connaissances sur le potentiel sismogénique de ces deux systèmes de failles.

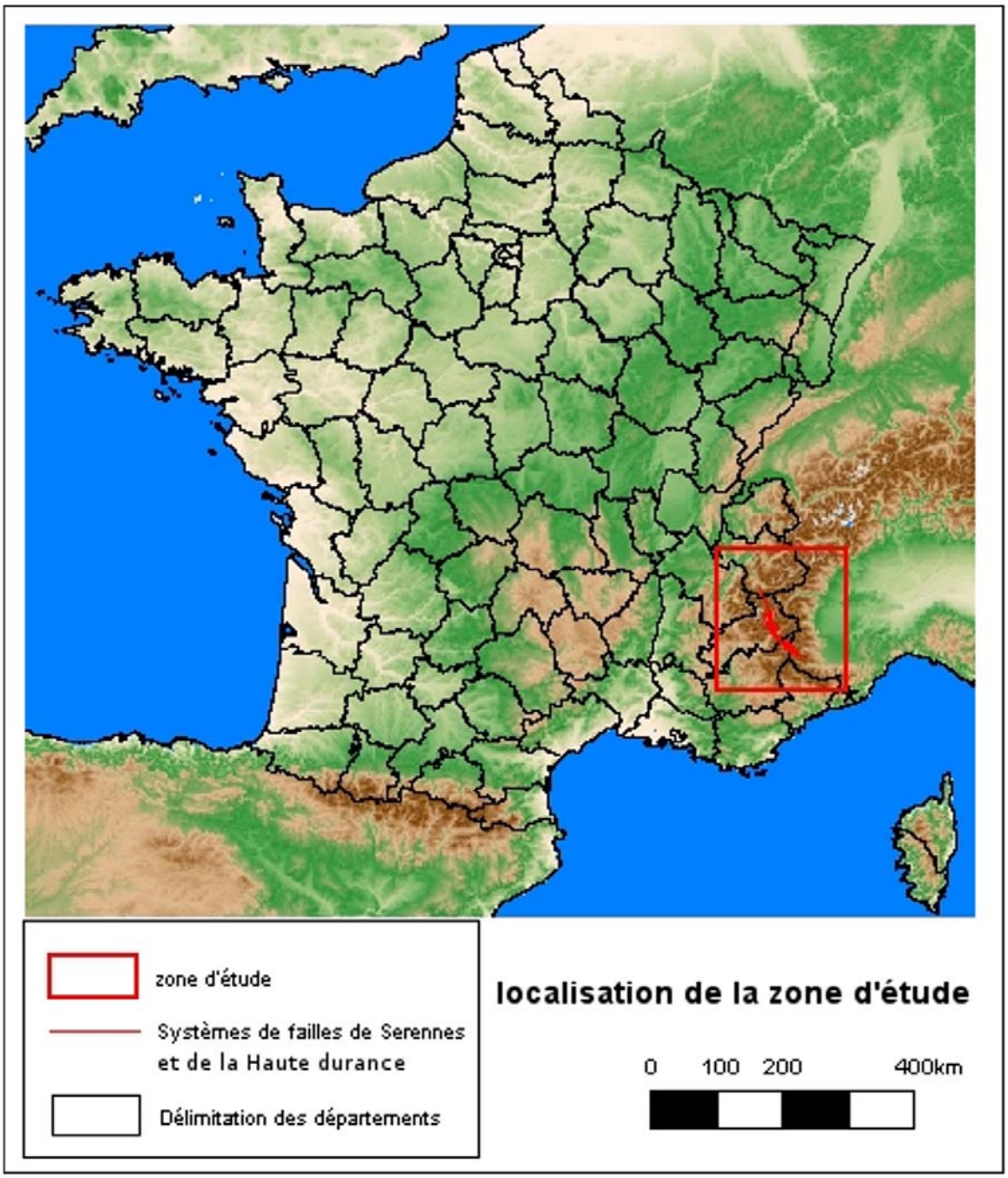


Illustration 1 - Localisation de la zone d'étude

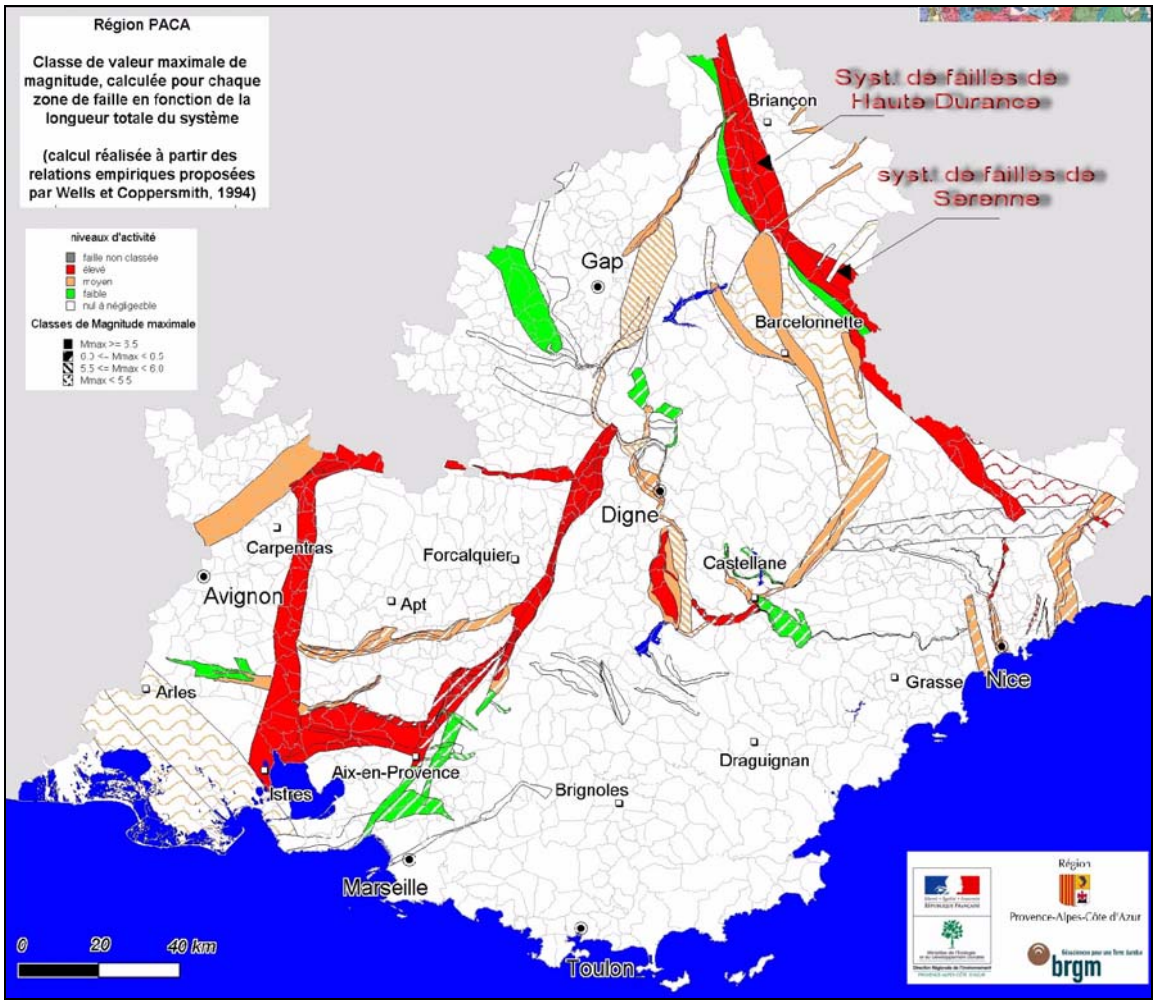


Illustration 2 - Localisation des systèmes de failles de Serenne et Haute Durance sur la carte de classification des failles actives de la région PACA (Terrier, 2006)

2. Notions d'aléa sismique

L'aléa sismique est défini comme la probabilité, en une région et une période de temps données, qu'une secousse sismique atteigne ou dépasse une certaine intensité.

L'évaluation de l'aléa se fait à deux échelles d'étude successives :

- une échelle régionale, où le milieu est considéré comme géologiquement homogène
- une échelle locale, où sont pris en compte les effets de site (lithologiques et topographiques), les effets induits (stabilité des pentes, liquéfaction des sols) et éventuellement les déformations cosismiques.

Cette présente étude se situe à une échelle régionale, ce qui implique l'identification et la localisation des sources sismiques, la caractérisation de leur activité et la quantification de la décroissance de l'énergie libérée par ces sources avec la distance.

2.1. FAILLE ACTIVE SISMOGENE

En premier lieu, l'étude d'aléa sismique d'une région doit rechercher et caractériser les failles actives potentiellement sismogènes, c'est-à-dire capable de générer des séismes.

Définition de la faille

Une faille est une cassure avec déplacement de masse dans les matériaux rigides de l'écorce terrestre, en réaction à une contrainte (Illustration 3). Ces cassures existent depuis l'échelle microscopique (millimétrique) jusqu'à celle des plaques tectoniques (plusieurs centaines de kilomètres). Les forces qui génèrent cette contrainte peuvent agir en compression, en extension ou en couple, définissant autant de types de failles. Les contraintes en extension produisent les failles dites "normales" et les contraintes en compression produisent les failles dites "inverses".

La détermination de l'activité actuelle et/ou de la déformation cumulée et du comportement dans le temps ainsi que l'âge des derniers séismes produits par une faille sont des éléments fondamentaux pour évaluer l'activité de la faille, son potentiel sismogène et son importance par rapport à l'évaluation régionale.

De façon simplifiée, on distingue les failles inactives, les failles actives asismiques, et les failles actives sismogènes.

- Une **faille inactive** est une faille qui n'a subit aucun mouvement depuis plusieurs milliers d'années et qui a priori n'en engendrera pas de nouveau.
- Une faille peut être active mais ne générer aucun séisme (ou bien une sismicité diffuse de très faible magnitude) ; il s'agit alors d'une **faille active asismique**.

Le mouvement sur la faille se fait alors très lentement (vitesse annuelle d'ordre millimétrique à infra millimétrique) et de façon continue.

- Dans le cas d'une **faille active sismogène**, on considère que le prochain glissement du plan de faille peut donner lieu à une rupture brutale, c'est-à-dire à un séisme.

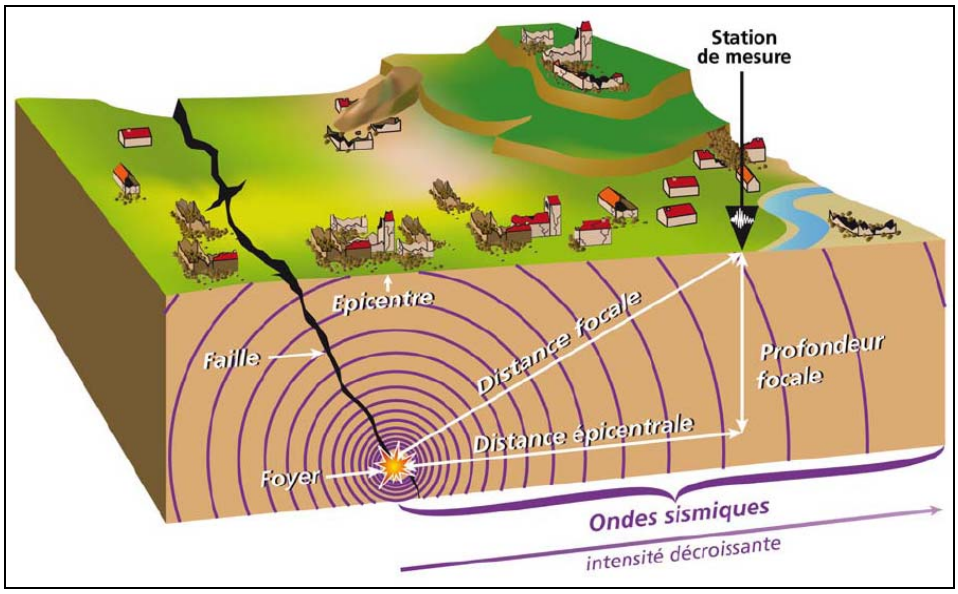


Illustration 3 - Représentation schématique de la rupture sismique d'une faille (Extrait du Classeur « Le risque sismique en Provence », edit. BRGM, DREAL-PACA, Conseil régional-PACA, 2006, coord. M. Terrier)

Les séismes ou tremblements de terre

A l'échelle des temps géologiques, les tremblements de terre représentent des phénomènes instantanés qui résultent du glissement instable de deux compartiments de la partie supérieure de la croûte terrestre le long d'une zone de faille, dite sismogène. La surface de faille affectée peut varier, de quelques m² pour les tremblements de terre les plus faibles, à plusieurs milliers de km² pour les séismes les plus importants.

Pour qualifier la puissance d'un séisme on utilise la magnitude, c'est-à-dire une mesure indirecte de l'énergie libérée sous la forme de mouvement sur le plan de faille. Plus la magnitude est élevée, plus le séisme a libéré d'énergie. L'échelle de magnitude la plus connue est celle de Richter. Sur cette échelle, augmenter la magnitude d'une unité équivaut à multiplier par 30 l'énergie libérée par la rupture (Illustration 4). Cette échelle permet aussi d'apprécier les dimensions de la faille activée (coulissage moyen ou rejet, et longueur du coulissage).

La fréquence annuelle des séismes enregistrés dans le monde varie en fonction de leur magnitude. Ainsi, plusieurs centaines de milliers de secousses de magnitude égale à 3,0 sont enregistrées annuellement pour en moyenne une centaine de séismes

de magnitude proche de 6,0, et un séisme de magnitude voisine de 8,0. En France, on dénombre en moyenne une vingtaine de séismes de magnitude supérieure à 3,5 par an.

Magnitude	Énergie libérée	Durée de la rupture	Valeur moyenne du rejet	Longueur moyenne du coulissage	Nombre de séismes par an dans le monde (ordre de grandeur)
9	E x 30^5	250 s	8 m	800 km	1 tous les 10 ans
8	E x 30^4	85 s	5 m	250 km	1
7	E x 30^3	15 s	1 m	50 km	10
6	E x 30^2	3 s	20 cm	10 km	100
5	E X 30	1 s	5 cm	3 km	1 000
4	E	0,3 s	2 cm	1 km	10 000
3	E / 30				> 100 000
2	E / 30^2				
1	E / 30^3				

Illustration 4 - Les équivalences de l'échelle de Richter : magnitude, énergie, durée, rejet, longueur du plan de faille rompu, fréquence mondiale annuelle.

Le cycle sismique : mouvement de la faille, vibration sismique, période de retour des séismes majeurs

Le plan de faille entre deux compartiments (ou blocs) est une zone "rugueuse" sur laquelle le glissement ne s'effectue pas facilement. En raison de mouvement tectonique inexorable dans la lithosphère, les deux blocs veulent glisser le long l'un de l'autre, mais la géométrie de la faille peut bloquer le mouvement. Il se produit alors une accumulation d'énergie mécanique dans cette zone de cassure. Les blocs bougent bien l'un par rapport à l'autre, mais loin de la faille. L'accumulation des contraintes se poursuit jusqu'à atteindre une valeur critique que les roches ne peuvent plus supporter. Il se produit alors une rupture brutale. Les roches se détendent : le séisme se produit et l'énergie mécanique emmagasinée est libérée. Lors de chaque évènement sismique, les ruptures le long du plan de faille ne représentent que quelques pour cent à pour mille de la rupture totale généralement accumulée depuis des centaines à millions d'années le long d'une faille préexistante. A la fin du tremblement de terre, les contraintes s'accumulent de nouveau le long de la faille jusqu'à atteindre un nouveau seuil provoquant une nouvelle rupture. Ces successions de phase d'activité et d'accalmie constituent le cycle sismique (Illustration 5).

Le cycle sismique le long d'une faille sismogène active définit ainsi le cycle complexe des déformations (pré-, co- et post-sismiques) liées à l'activité tectonique de la faille qui se 'réinitialise' après chaque grand tremblement de terre. Sa durée correspond à l'intervalle de temps écoulé entre deux grands tremblements de terre.

Les nombreuses études dans les zones actives à la limite des plaques lithosphériques montrent que la période de retour des grands tremblements de terre y est de l'ordre de 100 à 1 000 ans le long des failles actives.

Dans les zones à déformation intracontinentale, considérées plus stables, l'activité y est sporadique, caractérisée : 1) parfois par des périodes d'activité incluant quelques

grands événements (deux ou trois) durant une période de temps relativement courte (10.000 à 20.000 ans), suivies de longues périodes d'inactivité pouvant atteindre plusieurs centaines de milliers d'années, 2) et dans d'autres cas par une activité « plus régulière » avec une rupture sismique majeure de période de retour de quelques à plusieurs dizaines de milliers d'années.

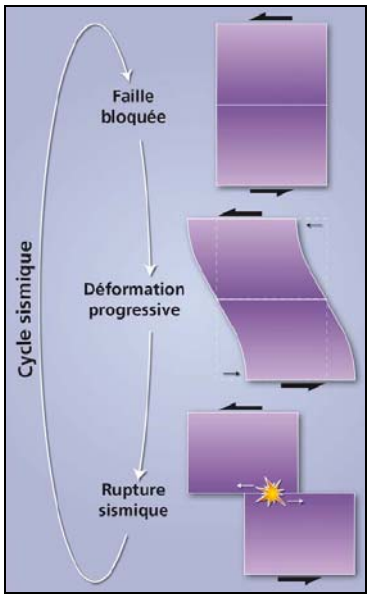


Illustration 5 - Le cycle sismique : accumulation progressive des contraintes jusqu'à la rupture du plan et l'apparition du séisme

Néotectonique et paléosismicité

Dans les contextes de déformation intracontinentale, une analyse la plus complète possible de l'activité sismique ne peut donc être obtenue sans la collecte d'informations sur les tremblements de terre et les déformations tectoniques au cours des quelques dernières dizaines de milliers d'années. C'est l'objet d'étude de néotectonique et de paléosismologie. La néotectonique correspond à l'étude des déformations au cours de la période Quaternaire (actuel à -2 millions d'années), tandis que la paléosismologie s'attache à la recherche et l'analyse des traces laissées par les séismes antérieurs à la période contemporaine.

Les exemples mondiaux de forts séismes ayant donné lieu à des ruptures en surface indiquent d'une façon générale, qu'il peut y avoir propagation de la rupture du plan de faille jusqu'à la surface du sol pour des évènements de magnitude au moins égale à 5,5.

La survenance de tels séismes sur certaines failles a pu être démontrée en PACA (cf. base nationale française des informations néotectoniques et de la paléosismicité, NEOPAL). Il s'agit en particulier :

- du système de failles de la Moyenne Durance (Ghafiri, 1995 ; Terrier, 1991),
- du système de failles de Nîmes (Carbon et *al.*, 1993 ; Combes et *al.*, 1993),

- de la faille de la Trévaresse (Chardon et *al.*, 2005),
- de la faille de la Fare (Gabert, 1965),
- de la faille du Ventoux, (Dutour et *al.*, 2002)

Les paléoséismes correspondant aux ruptures de surface observées dans les terrains quaternaires correspondent à une magnitude de l'ordre de 6,0 à 6,5. On estime que la période de retour de ces forts séismes est supérieure à 10 000 ans, voire peut-être de l'ordre de 100 000 ans pour la faille de Nîmes d'après Blès et *al.* (1995).

2.2. ZONAGE SISMOTECTONIQUE

L'identification des failles actives d'une région se fait au travers d'une étude sismotectonique. La sismotectonique étudie les relations entre mouvements tectoniques et activité sismique. Elle prend en compte des informations issues de différentes disciplines, telles que : les connaissances sur la structure de la croûte (épaisseur de la couverture sédimentaire, évolution des déformations tectoniques, champs de contraintes, etc.) et la profondeur du Moho (interface croûte/manteau supérieur), les informations sismologiques (répartition des épicentres, profondeur focale, magnitude, mécanismes focaux), les données géodésiques, altimétriques, satellitaires.

Cependant, concernant les domaines tectoniques où le taux de déformation est faible voire modérée (déformation d'ordre mm/an ou inférieure), ce travail d'identification et de caractérisation de l'activité des failles est très difficile dans la mesure où la sismicité est faible ou modérée et les déformations morphotectoniques mal exprimées.

Dans la pratique, dans le cadre d'une évaluation régionale de l'aléa, l'analyse détaillée des données géologiques et sismologiques aboutit à la réalisation d'un zonage sismotectonique, c'est-à-dire la délimitation de surfaces géographiques pour lesquelles on considère qu'en tout point de l'unité ou zone sismique, la probabilité d'occurrence d'un séisme de caractéristiques données (magnitude ou intensité, profondeur focale, période de retour) est homogène.

Les différentes unités ou zones, ainsi prédéfinies, sont ensuite utilisées comme sources potentielles dans l'évaluation de l'aléa.

2.3. EVALUATION DE L'ALEA SISMIQUE REGIONAL

A ce stade, on suppose un milieu avec des conditions de sol homogènes et une topographie horizontale. C'est-à-dire que l'on impose une hypothèse simplificatrice de la géologie en considérant que les couches géologiques sont horizontales et consolidées. En outre, on exclut la présence d'une topographie et de formations superficielles non consolidées qui seront prises en compte lors de l'évaluation de l'aléa à l'échelle dite locale. Le mouvement sismique est évalué dans des conditions dites « au rocher ». Ces mouvements sismiques au rocher dépendent à la fois des paramètres du séisme de référence déduit du zonage sismique et de l'atténuation des mouvements du sol avec la distance.

Il existe deux approches principales pour l'évaluation du mouvement sismique de référence. Chacune d'elles repose sur une analyse de la sismicité et sur des études sismotectoniques et géologiques. Elles diffèrent par le mode d'exploitation de ces données et la représentation des résultats.

L'approche probabiliste nécessite une connaissance des différentes sources régionales et d'un catalogue de sismicité le plus complet possible à l'échelle de la région. On s'affranchit de la dépendance à un seul évènement (séisme de référence), par contre, il est tenu compte de la fréquence d'occurrence des évènements en fonction de la magnitude. Les modèles probabilistes permettent de combiner l'influence de toutes les sources répertoriées pour calculer les mouvements du sol. In fine, une évaluation probabiliste de l'aléa exprime en tout point de la région étudiée, le niveau d'accélération du sol susceptible d'être atteint (m/s^2) pour une période de temps donnée (Illustration 6).

En France, bénéficiant d'une quarantaine d'années d'enregistrement sismique et grâce aux connaissances géologiques et sismologiques acquises entre 1980 et 2000, un zonage sismotectonique puis une analyse probabiliste des évènements sismiques ont pu être réalisés sur l'ensemble du territoire nation*al.* Cette étude a fait l'objet d'un rapport spécifique édité en 2002 (rapport GEOTER, Martin et *al.*). L'évaluation probabiliste a conduit à plusieurs cartes d'iso-accélération correspondant à différents niveaux de probabilités annuelles, exprimées en périodes de retour (100, 475, 975 et 1975 ans). Concernant les ouvrages à risque normal, la période de retour retenue est de 475 ans. Elle correspond à une probabilité d'occurrence de l'événement sismique de 10% d'ici 50 ans. L'événement sismique de référence est traduit en termes d'accélération du sol. C'est cette accélération nominale qui sera prise en compte pour l'application des futures règles de constructions parasismiques.

L'approche déterministe met l'accent sur une analyse détaillée des différentes sources sismiques régionales, sur les contraintes régissant la déformation et sur une étude la plus complète possible de la sismicité historique. In fine, elle associe à chaque unité sismique, une « valeur maximale raisonnable ». Celle-ci correspond à un séisme dit de référence, caractérisé par des paramètres spécifiques (profondeur focale, magnitude, mécanisme à la source). Classiquement, dans une démarche déterministe, chaque zone sismotectonique est caractérisée par une intensité épicentrale maximale connue dans la zone (SMHV ou séisme maximal historiquement vraisemblable) et ce indépendamment de sa période de retour. Puis généralement, il est défini un séisme majoré de sécurité (SMS), pour lequel 0,5 degré de magnitude est ajouté à la magnitude du SMHV, sous réserve que cette majoration reste compatible avec les données géologiques et sismiques. L'ajout de 0,5 degré de magnitude permet de mieux tenir compte des incertitudes sur les données sismiques (on ne dispose que de quelques décennies d'enregistrement pour la sismicité instrumentale, et quelques siècles d'archives pour la sismicité historique) et géologiques.

A partir du séisme de référence et des modèles empiriques de mouvement du sol, les pics d'accélération attendus sont calculés en chaque point en fonction de la distance aux différentes sources sismiques et des lois d'atténuation (Illustration 7).

Concernant le calcul d'atténuation des mouvements du sol avec la distance, on utilise généralement des équations prédictives du mouvement du sol, plus communément appelées « lois d'atténuation ». Ces équations sont des modèles de régressions calculés à partir d'enregistrement réels. Les modèles d'Ambraseys et *al.* (1996, 2005) et de Berge-Thierry et *al.* (2003), par exemple, sont construits à partir des accélérogrammes de séismes européens (base de données de mouvements forts).

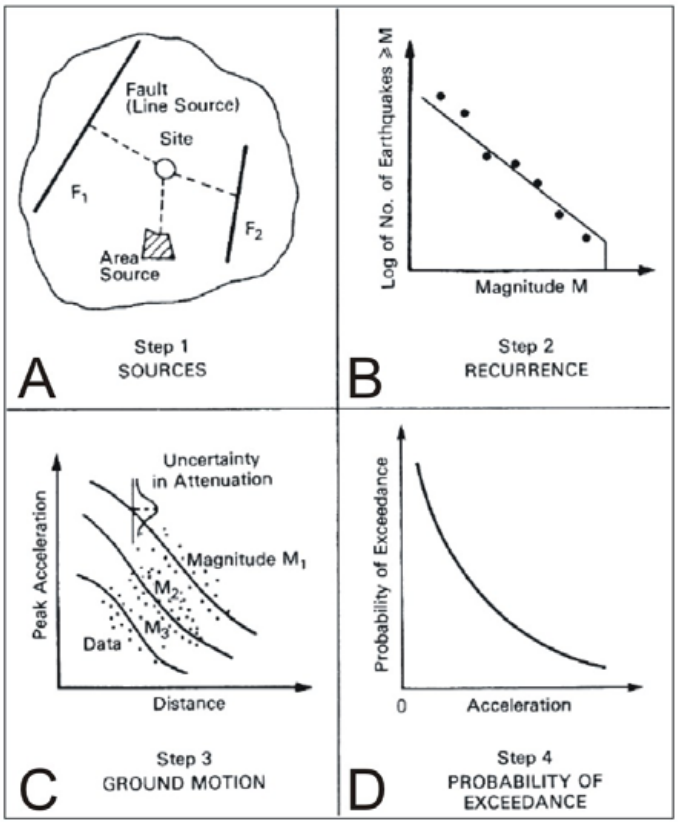


Illustration 6 - Principe de l'approche probabiliste (d'après Reiter, 1990) : A) identification des différentes sources sismiques, B) analyse du catalogue de sismicité (fréquence, magnitude), C) combinaison des différentes sources, D) calcul de la probabilité de dépasser la valeur du pic d'accélération

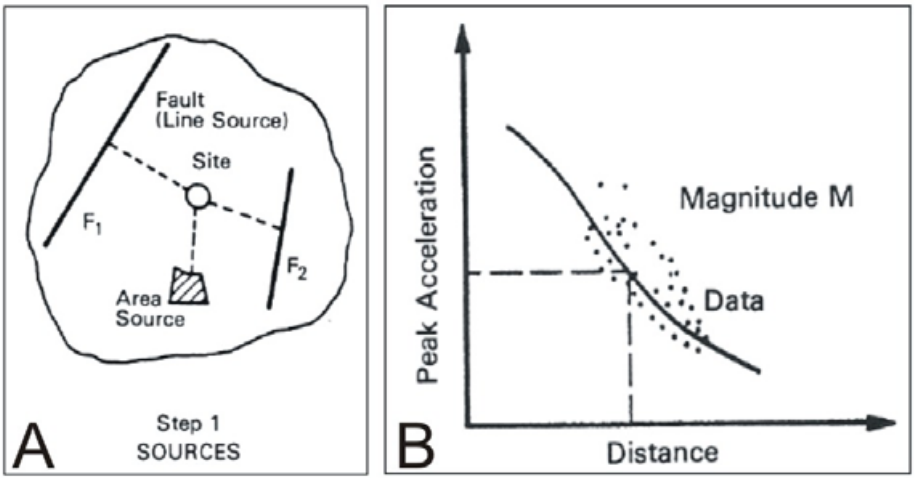


Illustration 7 - Principe de l'approche déterministe (d'après Reiter, 1990) : A) prise en compte un séisme de référence défini pour la région, B) calcul en chaque point, des pics d'accélération attendus en fonction de la distance à cette source et des lois d'atténuation

3. Contexte géologique régional

Les Alpes font partie de la ceinture montagneuse qui borde sur 1 000 km et de façon presque continue la Méditerranée occidentale. Les Alpes sont classiquement divisées en 3 parties : la partie de l'arc alpin des Alpes Maritimes jusqu'à Genève constitue les Alpes occidentales; les parties suisses et italiennes sont appelées Alpes centrales; la partie autrichienne faisant la jonction avec les Carpathes constitue les Alpes orientales. La zone d'étude se trouve au sein des Alpes occidentales.

Les Alpes sont le produit d'une histoire géodynamique complexe et pluriphasée qui a commencé à l'ère Secondaire (ou Mésozoïque) par un épisode d'ouverture océanique, suivie à la fin du Crétacé, d'une compression qui durera tout le long du Tertiaire (ou Cénozoïque), Illustration 8. Le raccourcissement total lié à cette collision serait de 300 à 400 km (Savostin et *al.*, 1985; Ménard, 1988; Dewey et *al.*, 1989).

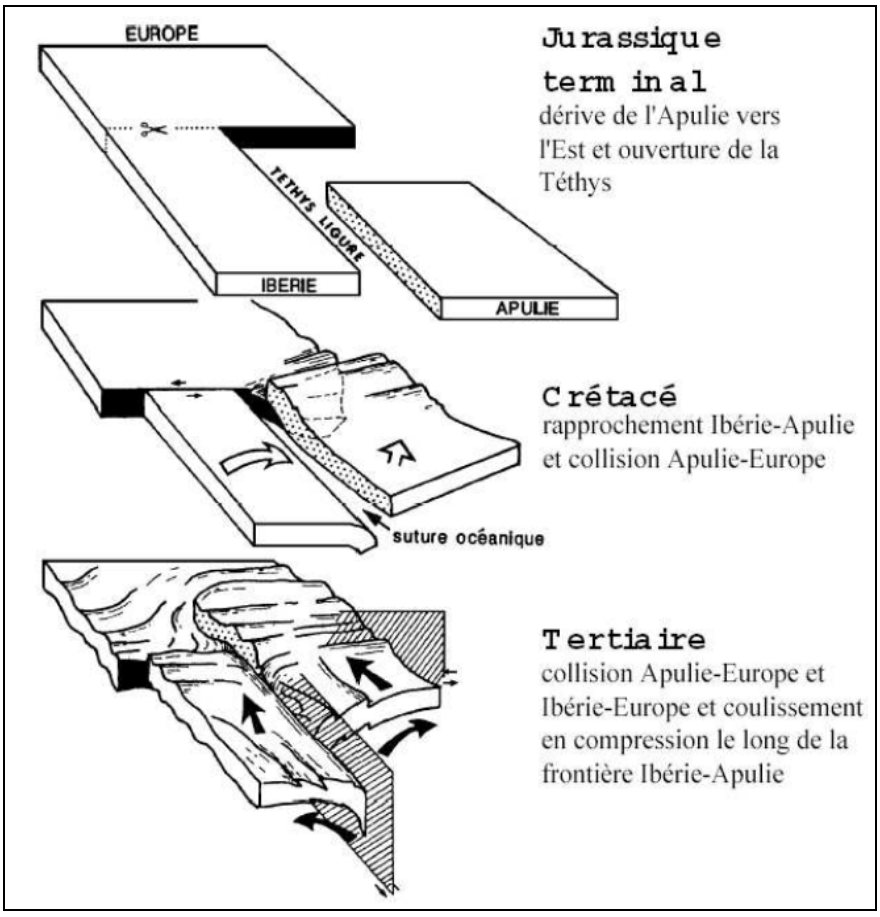


Illustration 8 - Représentation schématique de l'évolution alpine de la plaque européenne par rapport aux plaques Apulie et Ibérie (d'après Schwartz (2000), modifié Lagabrielle (1987))

La chaîne des Alpes s'est donc édifiée à l'emplacement d'un ancien océan dit alpin ou thétysien. Le dispositif structural actuel des zones alpines internes est hérité d'un gigantesque chevauchement produit entre la plaque européenne et la microplaque sud-alpine lors de la convergence Afrique-Europe, débutée il y a -80 millions d'années (Ma).

3.1. ÉVOLUTION GEOLOGIQUE REGIONALE

L'Illustration *10* présente les différentes formations géologiques affleurantes au niveau des Alpes occidentales. Avec des degrés de métamorphisme et de déformation tectonique différents, tous les étages de la colonne stratigraphique depuis la fin du Primaire à aujourd'hui y sont représentés, et ont permis de reconstituer l'histoire géologique de la région (cf. les cartes géologiques à 1/50 000 couvrant la région, edit. BRGM).

Le texte ci-après est tiré de travaux réalisés par plusieurs générations de géologues. On cite plus particulièrement les références des cartes géologiques concernées par les systèmes de failles de Serenne et de Haute Durance : Barféty et *al.* (1996), Debelmas et *al.* (1966), Schneegans D. et *al.* (1969), Gidon et *al.* (1994), Bogdanoff S., et *al.* (1978).

3.1.1. Fin de l'ère Paléozoïque

Le socle de la chaîne alpine appartient à la zone axiale de la chaîne hercynienne, c'est-à-dire à la zone de collision Primaire du continent nord Atlantique sur le continent Gondwana. Les différents épisodes de compression ou distension qui ont marqué la fin du Primaire transparaissent dans la structuration du socle (Illustration 9).

Ainsi, après la fermeture de l'océan varisque au Silurien (-435 Ma – 410 Ma) puis la collision des deux marges continentales au Dévonien (-410 Ma à -360 Ma), la montée des magmas granitiques au Carbonifère (-360 Ma à -285 ma) est très probablement favorisée, du moins en partie, par le régime distensif post – collision. Ce type de déformation distensive traduit un phénomène de ré-amincissement habituel dans les grandes chaînes après les périodes d'épaississement intense (régime de compression avec mise en place de la chaîne du Silurien au début du Carbonifère).

Cet état distensif carbonifère moyen et supérieur permet aussi en surface des affaissements locaux de la chaîne, donnant lieux à l'installation de bassins houillers fini-carbonifères à permiens (dont en particulier ceux des Aiguilles-Rouges et du sud de Belledonne).

Le Carbonifère se termine par de nouveaux mouvements tectoniques, avec la mise en place de grands accidents décrochants tardi-hercyniens, qui découpent la chaîne hercynienne en lanières et blocs, et déforment les sédiments houillers.

Le Permien (-285 Ma à -250 Ma) correspond à une période d'aplanissement des reliefs hercyniens (érosion des massifs et comblements des dépressions).

Aussi, après l'intense érosion qui a nivelé la chaîne orogénique hercynienne édifiée durant le Paléozoïque (ou ère Primaire), au début du Mésozoïque (ou ère secondaire), à l'emplacement actuel des Alpes, s'étend une mer plus ou moins profonde dont les rivages sont constitués par les anciens reliefs hercyniens.

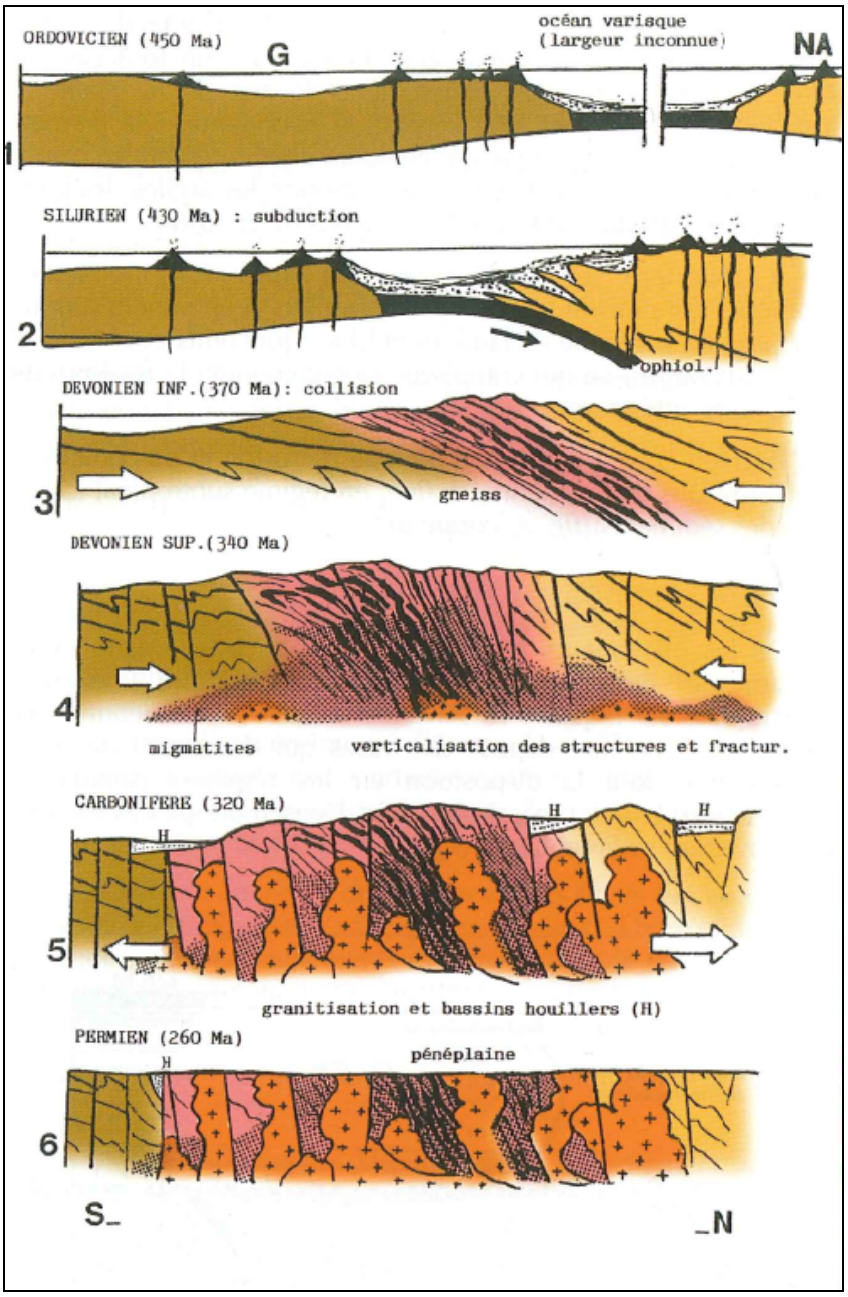


Illustration 9 - Evolution schématique et hypothétique de la chaîne hercynienne au niveau du massif des Ecrins (d'après Debelmas et al., 2002)

3.1.2. Trias à Fin Jurassique

Au Trias (-250 Ma à --210 Ma), les reliefs hercyniens ont pratiquement disparu. Les sédiments triasiques sont constitués de roches sédimentaires dont la disposition en lits réguliers contraste avec l'aspect massif du socle. Il s'agit généralement de grès, de calcaire ou dolomie déposés en eau de mer peu profonde, et de gypse. La fin du Trias est marquée par un nouvel épisode volcanique avec la mise en place de coulées très fluides à tendance basaltique.

Du début du Trias jusqu'à la fin du Jurassique, la croûte continentale alpine, formée lors de l'orogénèse hercynienne, est fortement étirée. C'est l'ouverture de la mer alpine. Cette distension de la croûte est accompagnée du jeu normal de failles, **individualisant ainsi des blocs qui correspondront aux futures grandes unités alpines, briançonnaise, sub-briançonnaise, piémontaise. (**Illustration 11**)**

L'extension (alors au stade de **rifting continental)** se poursuit durant le Jurassique jusqu'à atteindre le stade de **rifting océanique**, avec l'ouverture de l'océan Alpin (ou Liguro-Piémontais) au Jurassique moyen et la mise en place de matériel d'origine mantellique (ophiolites) au niveau des Alpes internes au Jurassique supérieur.

Au Lias (Jurassique inférieur, -210 à -179 Ma), la distension atteint les futures zones internes alpines, et donne lieu à un fossé d'effondrement (rift) dit piémontais. Des sédiments marins d'eau plus profonde s'y accumulent.

Les bordures du rift piémontais correspondent plutôt à des horsts. C'est le cas du horst briançonnais qui restera émergé jusqu'à la fin du Jurassique moyen. Coincé entre le horst briançonnais, à l'est, et la plateforme continentale que constitue la future zone externe, à l'ouest, il s'agit d'un fossé d'effondrement, le Bassin sub-briançonnais. La mise en place des fossés d'effondrement et des horsts traduisent la dislocation des deux marges du rift en blocs juxtaposés, qui soulevés ou abaissés, vont commander la paléogéographie du futur domaine alpin.

A la fin du Jurassique moyen (-149 Ma), l'évolution du rift continental piémontais en rift océanique délimite alors deux marges continentales, l'une dite européenne, l'autre sudalpine (ou apulienne, adriatique, insubrienne, selon les auteurs). La fissure crustale apparue se développe en dorsale océanique pendant tout le Jurassique supérieur (-149 à -135 Ma) puis Crétacé inférieur (-135 à -100 Ma).

L'existence de cet océan est attestée par celles de massifs d'ophiolites visibles le long de l'arc alpin. Il s'agit pour l'essentiel de roches péridotites serpentinisées, rarement des gabbros. Ces faciès correspondent à ceux de dorsales océaniques lentes, expansion inférieure à 2 cm/an). L'expansion s'est poursuivie jusqu'à la fin du Crétacé inférieur. Elle aura donc duré 50 Ma environ. L'espace océanique créé a donc atteint une largeur de 250 à 1000 km (D'après Debelmas, inédit).

Selon certains auteurs, les massifs cristallins externes du Pelvoux et de l'Argentera seraient bordés au nord-est par un accident transverse dit Pelvoux-Argentera, probablement d'origine hercynienne et repris lors de l'ouverture de l'océan thétysien, au Jurassique en tant que faille transformante.

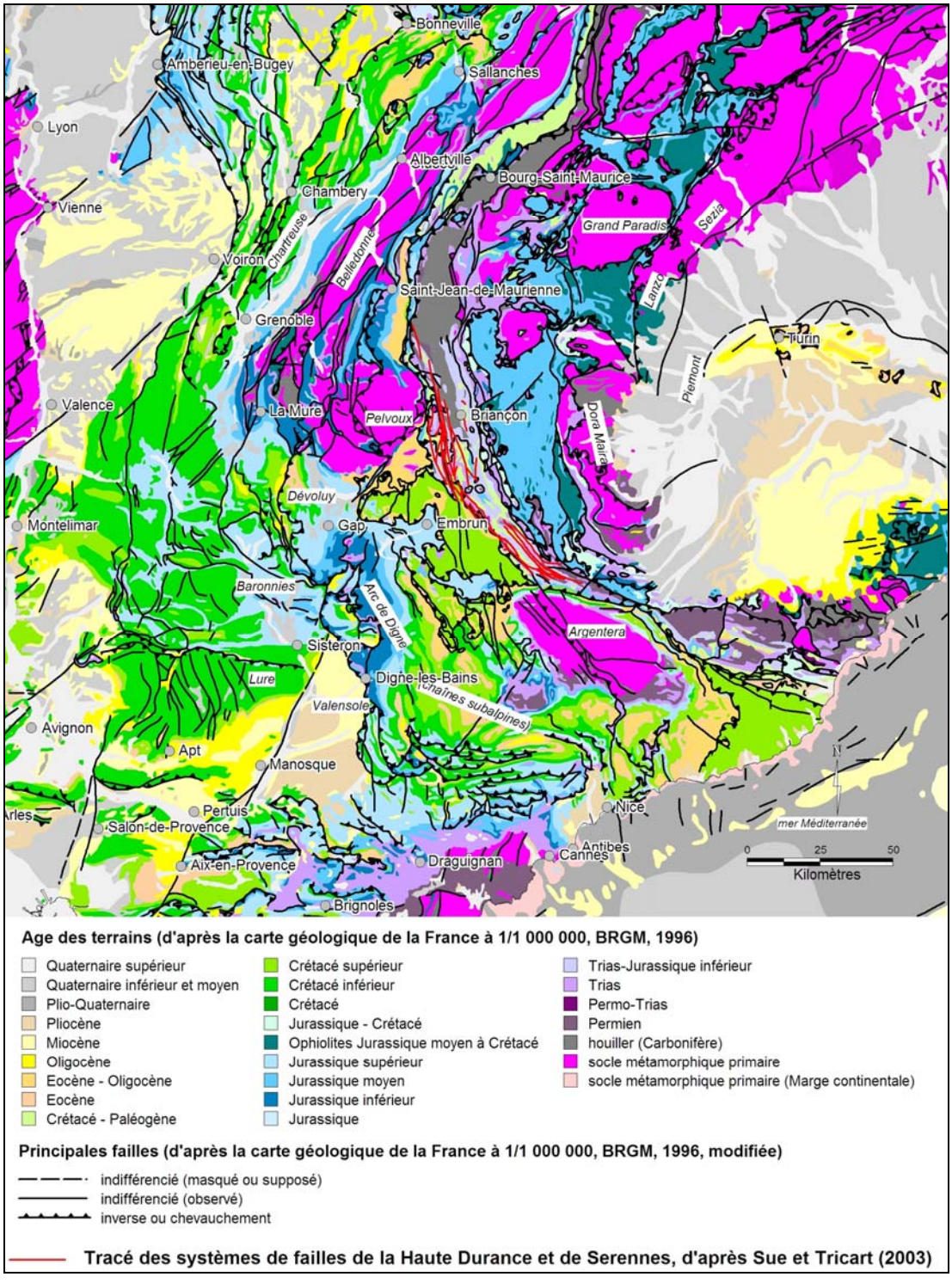


Illustration 10 – Situation des systèmes de failles de Haute Durance et de Serenne sur la carte géologique (D'après la carte géologique de France à 1 : 1 000 000, BGRM, 1996)

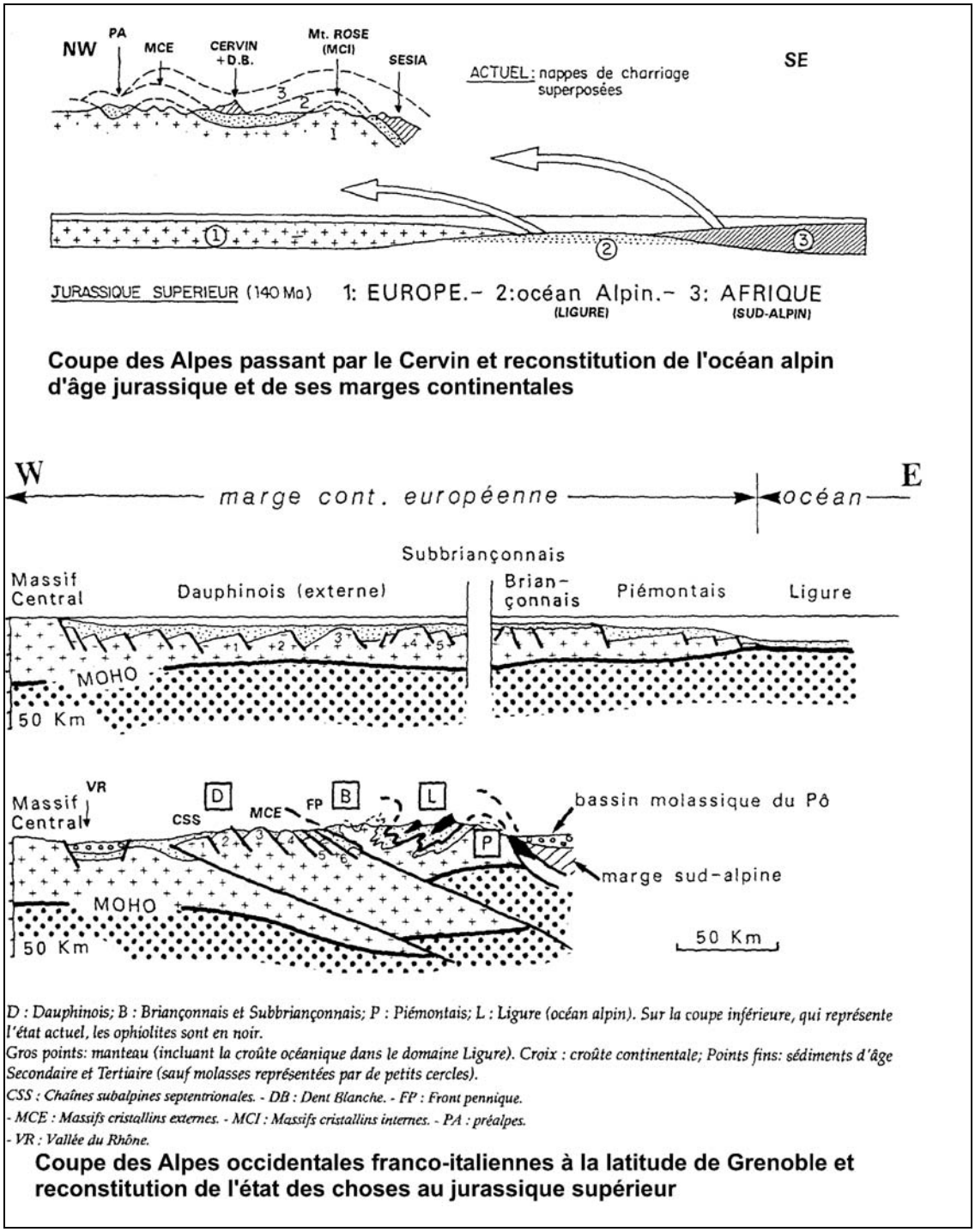


Illustration 11 - Coupe des Alpes occidentales franco-italiennes à la latitude de Grenoble et reconstitution de l'état des choses au Jurassique supérieur (d'après Lemoine, 1990)

3.1.3. Crétacé supérieur et Cénozoïque

Au Crétacé supérieur (-100 à -66,4 Ma), l'ouverture de l'océan Atlantique a des conséquences directes sur la tectonique alpine.

Ainsi l'ouverture de l'océan Atlantique sud provoque le déplacement de l'Afrique vers le Nord. Ce qui induit alors le rapprochement de la microplaque Apulie sur la plateforme ouest européenne donnant lieu à la **fermeture de l'océan alpin**, avec une tectonique intra-océanique, des processus d'écaillage de la croûte océanique et d'obduction.

La convergence se poursuit par le démarrage d'une subduction de la lithosphère vers l'est ou le sud du bord nord de la Téthys. **La croûte océanique liguro-piémontaise disparaît sous la marge sud-alpine.**

A contrario, l'ouverture de l'Atlantique nord ouvre le golfe de Gascogne, faisant alors coulisser l'Espagne par rapport au reste de l'Europe, entraînant une fracturation importante du SE de la France, et par suite **l'évolution de rift valaisan en golfe océanique** au niveau des Alpes suisses (depuis le Lias à l'état de rift continental marquant la limite des zones internes et externes dans le nord des Alpes occidentales). Ce rift océanique relativement éphémère disparaît à la fin du Crétacé ou début du Tertiaire.

A l'Eocène (-57 à -35,7 Ma), la marge passive européenne commence à être subductée.

Ainsi, à l'Eocène inférieur, l'entrée en collision des deux marges Européenne et Apulienne s'initie et se caractérise par la formation des **nappes des zones piémontaises et briançonnaises.**

A partir de l'Oligocène (34 Ma), la déformation atteint les parties externes de l'arc alpin. L'édifice briançonnais est découpé et transporté vers les zones externes. **Le front de chevauchement pennique est activé.**

A son pied se déposent les **séries molassiques d'avant-pays**. Il s'agit d'une épaisse série gréseuse, bien stratifiée, tels que les « grès du Champsaur » et les « grès d'Annot ». Ces grès ont un caractère sédimentologique assez particulier qui traduit une mise en place rythmique d'avalanches sableuses sur des pentes situées à assez grande profondeur. Après le dépôt de ces grès ou flyschs, la mer quitte la région alors en cours de plissement ou de soulèvement.

En même temps, en arrière du front de déformation, la marge européenne s'épaissit par la superposition d'unités crustales.

Par contre, les zones internes sont soumises à de la distension.

A partir du Miocène inférieur (-23 Ma), le prisme de collision alpin est en pleine structuration. La déformation atteint l'avant pays dauphinois, tectonisant les molasses oligocènes. Les **massifs cristallins externes** commencent à se soulever

Selon plusieurs auteurs (Mugnier et al, 1990, Ménard, 1979, Bigot-Cormier, 2002), l'extension des zones internes serait synchrone de la propagation radiale des chevauchements en zone externe au front de la chaîne et au développement de rampes crustales sous les massifs cristallins externes responsables de leur surrection au Miocène.

Au même moment se développe un coulissage dextre avec la formation de grandes structures décrochantes dans les zones internes.

A partir du Miocène moyen, la migration de la compression alpine vers les chaînes externes donnent lieu à la mise en place de bassins molassiques d'avant chaîne à caractère subalpin (ou bassins péri alpins).

A la fin du Miocène, le front de déformation gagne la couverture de l'avant-pays alpin (Nappe de Digne, zone helvétique et Jura) et le nord-ouest des Préalpes. Les massifs subalpins Bornes, Bauges, Chartreuse chevauchent les bassins molassiques. Les raccourcissements calculés pour ces massifs sont de l'ordre de 15 à 30 km.

L'extension qui a débuté à la fin de l'Oligocène dans la zone piémontaise atteint la zone briançonnaise. **Le chevauchement briançonnais joue alors en faille de détachement** (faille normale d'importance régionale présentant un faible pendage). C'est à cette époque que les **failles normales de la Haute Durance et de Serenne** se mettent en place. Ces failles se branchent en profondeur sur la surface de détachement briançonnaise (Sue et Tricart, 2003).

A la fin du Pliocène, la chaîne des Alpes cesse de fonctionner en tant qu'arc.

Les Alpes internes sont actuellement soumises à un régime distensif donnant lieu au jeu normal à décrochant dextre de failles NS à NW-SE.

3.2. LES GRANDES UNITES STRUCTURALES

La couverture alpine est fortement tributaire de l'emplacement des anciennes zones paléogéographiques mésozoïques (marge continentale, bassin océanique), directement liée au faciès et à l'épaisseur des dépôts au cours du Mésozoïque en particulier, et à l'orogénèse alpine (métamorphisme et tectogénèse d'une part, dépôts de flyschs et formation des bassins périalpins d'autre part). (Illustration 12)

3.2.1. La zone alpine externe

Les unités externes représentent les domaines : **dauphinois** dans les Alpes franco-italiennes, et **helvétique** dans les alpes suisses et autrichiennes.

La série sédimentaire des zones externes est constitué par des formations calcareo-marneuses déposés dans des structures de blocs basculés, de plus en plus profond en direction du rift alpin.

La zone alpine externe représente le domaine peu aminci de la marge passive. Une série mésozoïque épaisse repose sur le socle ancien antétriasique affleurant au niveau des **massifs cristallins externes**.

Ces derniers correspondent, du nord au sud, aux massifs granitiques de l'Aar, du Mont Blanc, d'Aiguilles-Rouges, de Belledonne-Grandes Rousses-Pelvoux, et enfin d'Argentera-Mercantour. La fracturation de ce socle se fait selon des accidents verticaux ou selon des grandes failles chevauchantes à vergence occidentales, délimitant des écailles.

Au sud du Pelvoux, la couverture sédimentaire secondaire à oligocène, décollée au-dessus des évaporites du Keuper, s'est déplacée vers le sud-sud-ouest suivant un système de plis écailles et nappes. Ces structures forment les arcs de Castellane et Nice.

3.2.2. La zone alpine interne

Le chevauchement pennique (ou front sub-briançonnais) constitue la limite entre les unités internes chevauchantes et les unités externes dans les Alpes occidentales (

Illustration 13).

La zone interne correspond à un domaine beaucoup plus déformé et complexe que le précédent. Il est constitué d'unités lithologiques fortement métamorphisées qui proviennent :

(1) de la marge amincie de l'océan Alpin pour les unités Briançonnaises et les Massifs cristallins internes de Dora Maira, du Grand Paradis et du Mont Rose,

Les **unités briançonnaises** sont de toutes les zones alpines celles qui dessinent le mieux l'arc des Alpes occidentales. Le substratum ancien comprend à l'ouest la zone Houillère non métamorphique et à l'est un alignement de massifs cristallins.

Au niveau de la zone briançonnaise, le socle affleure surtout au nord des Alpes occidentales (en Vanoise, haute Tarentaise et Suisse).

Au front de la zone briançonnaise, le permo-houiller est largement affleurant. Il se caractérise par une épaisse série sédimentaire (près de 3 000 m) à faciès détritique avec intercalations de couches de houille datées début Carbonifère supérieur. Des manifestations volcaniques sont notées durant le Carbonifère et le Permien. Le passage avec les formations du Trias est progressif.

Le bord ouest de la zone Houillère briançonnaise chevauche les unités penniques (briançonnaises et subbriançonnaises) frontales, et le bord interne est partout rétro-déversé à rétrochevauchant vers l'est, dessinant "l'éventail briançonnais".

Ce domaine alpin briançonnais, principalement structuré par des chevauchements et des rétrochevauchements, est recoupé par de grands décrochements qui suivent des directions variant progressivement d'une direction subméridienne à une direction nord-

ouest sud-est (cf. chapitre 4, du nord au sud, la faille de la Haute-Durance et la faille est Briançonnaise, puis la faille de Serenne et enfin la faille d'Argentera-Bersezio).

Durant le rifting alpin, la zone briançonnaise correspondait à une zone haute (horst) dans la marge durant tout le Jurassique jusqu'au Crétacé inférieur, les séries secondaires y sont donc absentes ou peu épaisses. Le domaine ultra-briançonnais (originellement appelé « zone d'Acceglio ») correspond à la partie la plus interne du domaine briançonnais. La réduction des séries y est maximale (principalement sous l'effet des lacunes dues aux érosions jurassiques). On y distingue les « écailles intermédiaires », lesquelles correspondent à un chapelet d'unités tectoniques discontinues qui jalonnent le contact structural entre les zones briançonnaise et piémontaise.

A l'inverse, située à l'ouest de la zone briançonnaise, la zone sub-briançonnaise correspondait à une zone subsidente (fossé d'effondrement), donnant lieu à la formation de séries secondaires plus épaisses. Par ailleurs, chevauchées par les unités briançonnaises et elles-mêmes chevauchantes la zone externe, les **unités subbriançonnaises** correspondent par contre à un ensemble de couverture (triasique à éocène) précocement décollé d'un socle mal connu.

Située dans la partie nord des Alpes occidentales, l'actuelle zone valaisanne, marque la création d'un second océan durant le Crétacé supérieur, situé entre la zone interne briançonnaise et la zone externe dauphinoise (cf. § 3.1.3).

L'actuelle **zone valaisanne** marque la création d'un second océan océanique durant le Jurassique moyen, située en arrière de l'océan Alpin, entre la zone interne briançonnaise et la zone externe dauphinoise.

(2) du domaine océanique alpin pour ce qui concerne la zone Piémontaise,

Il s'agit de la partie sud-orientale des zones internes, constitué de **l'unité piémontaise** *s.s.,* à croûte continentale et de **l'unité liguro-piémontaise**, à substratum océanique (ophiolites), recouverts tous deux d'un complexe méta-sédimentaire de schistes et calcschistes déposés au Jurassique-Crétacé (schistes lustrés). Cet ensemble repose sur les massifs cristallins internes du Mont Rose, du Grand Paradis et de Dora Maira.

Les schistes lustrés des zones piémontaises correspondent à des calcaires pélagiques, finement détritiques, datés du Crétacé supérieur (Cénomanien à Sénonien inférieur). Ces formations ont été métamorphisées lors du plissement alpin pour donner les schistes lustrés.

Situés à l'ouest des unités briançonnaises, sur la zone externe, Les flyschs à helminthoïdes appartiennent aux séries piémontaises. Il s'agit de faciès détritique et rythmique (alternances de calcaires, pélites, grés). L'origine détritique de son matériel détritique montre que cette formation provient de la marge sudalpine. Selon Debelmas (inédit), c'est probablement du fait de cette position très interne, que cette formation a échappé au métamorphisme en se décollant très tôt et en glissant vers l'extérieur de la chaîne, pour créer les nappes superficielles et gravitaires de l'Embrunais. Ces

formations ont été par la suite impliquées dans le chevauchement pennique, chevauchées à leur tour par les unités briançonnaises.

(3) du domaine Austro-Alpin, aujourd'hui en majeure partie masquée sous les alluvions de la plaine du Pô, il s'agit de l'ancienne marge continentale sud-alpine (ou Apulienne), qui bordait à l'est et au sud l'ancien océan alpin. Actuellement, il affleure au niveau de la **zone Sesia** et de la nappe de la Dent Blanche.

Les systèmes de failles de Haute Durance et de Serenne se trouvent au sein des Alpes internes. Ils déforment la zone structurale briançonnaise, et plus localement, les zones sub-briançonnaise et piémontaise. Ces deux systèmes de failles sont interprétés comme des failles conjuguées à l'ancien chevauchement alpin briançonnais, ou chevauchement pennique, lequel correspond au chevauchement frontal alpin de la zone interne sur la zone externe à l'Oligo-Miocène.

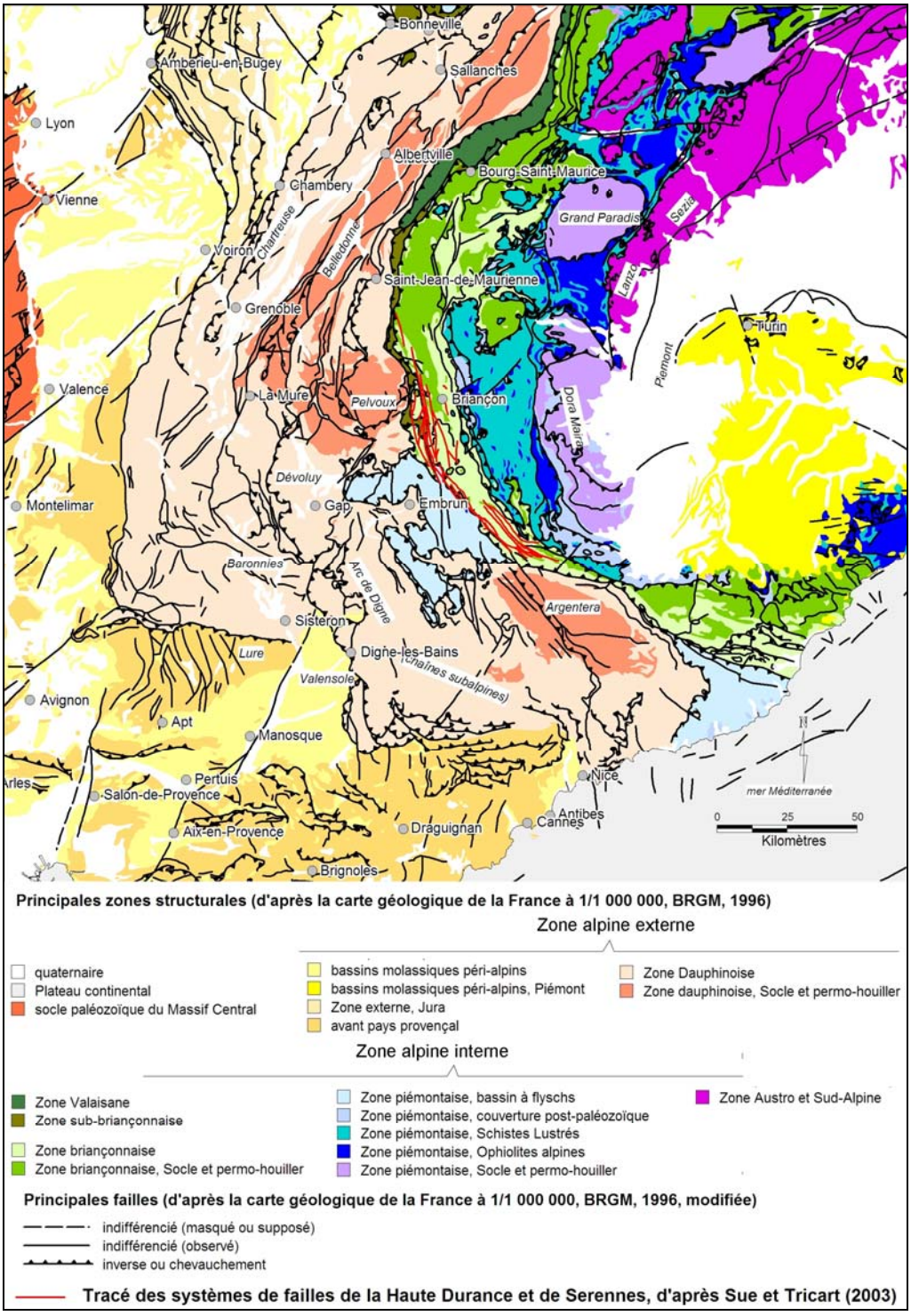


Illustration 12 – Situation des systèmes de failles de Haute Durance et de Serenne sur la carte des principales zones structurales (D'après la carte géologique de France à 1 : 1 000 000, BGRM, 1996)

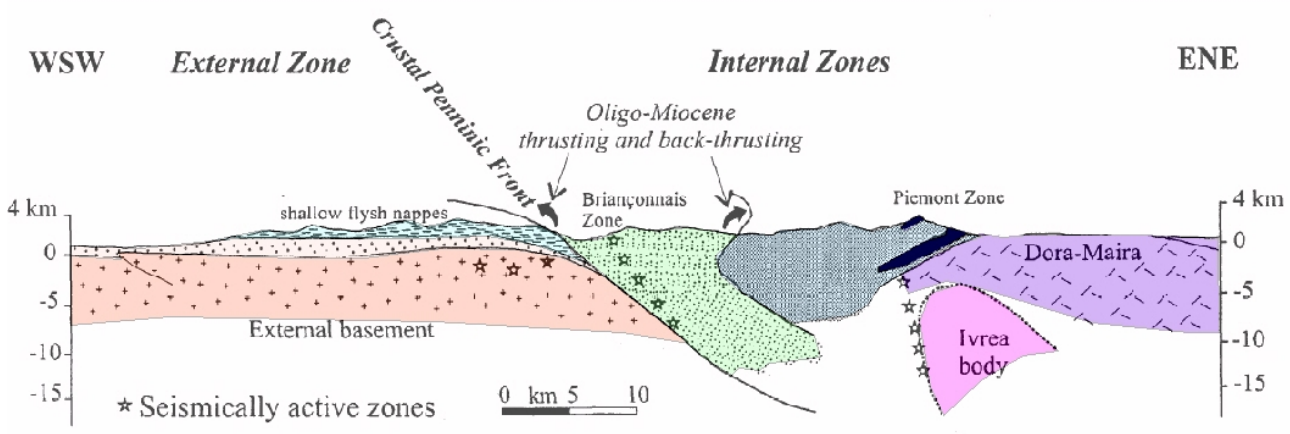


Illustration 13 - Coupe interprétative à travers les Alpes occidentales, passant entre les massifs cristallins du Pelvoux et de l'Argentera (d'après Tricart, 1984, in Sue et al., 1999)

3.3. EPAISSEUR DE LA CROÛTE (OU PROFONDEUR DU MOHO)

L'épaisseur crustale est donnée par la profondeur de la discontinuité des vitesses de propagation des ondes sismiques (discontinuité de Mohorovicic ou plus simplement Moho). Cette discontinuité est interprétée comme la limite physique et chimique entre la croûte et le manteau supérieur.

La plus grande partie de l'Europe de l'ouest se caractérise par des profondeurs de Moho de l'ordre de 30 à 35 km. Cette profondeur crustale représente très généralement des régions géodynamiquement stables. Mais la croûte continentale Européenne présente régionalement de forts contrastes d'épaisseur directement liés aux déformations induites par les phases tectoniques cénozoïques (amincie le long du rift ouest-Européen, épaissie sous les chaînes alpines, étirement au niveau des bassins d'arrière arc miocènes), Illustration 14.

Ainsi, un amincissement de l'ordre de 5 à 10 km en moyenne (l'épaisseur de la croûte pouvant atteindre localement moins de 24 km) sépare l'Europe de l'ouest du reste du continent. Il s'agit du rift ouest-européen, généré lors de l'extension européenne oligocène. Concernant le Sud-est de la France, cette zone d'amincissement crustal correspond au bassin de la Bresse, à la vallée du Rhône et la plaine de Camargue.

Au sud des Alpes occidentales, le Moho a une profondeur de l'ordre de 15 km (jusqu'à 10 km localement). Il s'agit des bassins Liguro-provençal et Tyrrhénien, formés en arrière de la zone de collision des Apennins et des Maghrébines à l'Oligo-Miocène, et caractérisés par une croûte océanique jeune.

A l'inverse, tout comme les autres zones internes de collision cénozoïques (telles que les Bétiques en Espagne, les Dinarides en Italie), les Alpes sont caractérisées par une zone d'épaisseur crustale importante (jusqu'à plus de 55 km) correspondant à la racine de la chaîne.

Ces fortes hétérogénéités crustales jouent sans doute un rôle important dans la transmission des contraintes liées à la convergence Afrique/Europe, en favorisant la localisation de la déformation dans certaines zones.

Profondeur du Moho au niveau des Alpes occidentales :

La principale caractéristique du Moho sous les Alpes est son asymétrie (résumé extrait de Nocquet, 2002) : « Le Moho européen descend à une profondeur moyenne de 30 km sous l'avant-pays européen (excepté pour les fossés rhénan et de Bresse) jusqu'à 55 km sous la partie sud-est des parties penniques. Plusieurs résultats suggèrent que la partie la plus profonde forme une structure allongée sous les Alpes occidentales. Dans la plaine du Pô, le Moho a une pente dirigée vers le nord pour sa partie nord et une pente vers le sud pour la partie située en arrière du front pennique (au sud de Turin). Il semble donc que la frontière croûte-manteau de la plaque adriatique ait la forme d'un anticlinal d'axe est-ouest. Cette forme pourrait être connectée avec le corps d'Ivrée, situé au nord-ouest de l'arc dans les zones internes. Même si un contact entre

le Moho adriatique et le Moho européen semble improbable, d'autres surfaces de discontinuité sismologique peuvent s'être formées. Les résultats de l'imagerie sismique dans l'est et le sud-ouest de la chaîne ne sont pas encore clairs. » (Illustration 14)

Données gravimétriques

D'une façon générale, les zones internes sont caractérisées par une anomalie gravimétrique négative importante, qui traduit directement l'épaisseur crustale importante de la zone interne, et de fait, la racine crustale des Alpes (sur épaississement durant la collision).

Néanmoins, parallèlement au front pennique, il existe une anomalie de gravité positive notable. Celle-ci est classiquement appelée « Corps d'Ivrée » (à ne pas confondre avec la zone d'Ivrée formées de granulites de la base de la croûte apulienne, cf. Illustration 16). La plupart des auteurs considèrent que le Corps d'Ivrée traduirait la présence d'une écaille du manteau supérieur de l'océan alpin pris dans la croûte supérieure sous les massifs cristallins internes (cf. Illustration 16). Une autre interprétation (Faure, 2004) est de considérer que le Corps d'Ivrée est constitué de roches très denses (pour expliquer les anomalies de gravité positive), mais crustales, éclogitisées lors de la subduction continentale de l'Europe. Le corps d'Ivrée serait alors un équivalent plus profond donc plus métamorphique du massif de Dora Maira (Illustration 17).

Les interprétations du profil sismique réflexion profonde ECORS-CROP

Le profil sismique réalisée en transversale, sous les Alpes occidentales franco-italiennes confirme la remontée du manteau vers la surface, ce qui est en cohérence avec les affleurements de péridotites du massif de Lanzo, au nord de Turin d'une part, mais aussi l'anomalie gravimétrique d'Ivrée d'autre part.

Le profil ECORS-CROP indique un Moho européen jusqu'à l'aplomb du massif de Belledonne à une profondeur de 45 km (Illustration 16). Il montre l'existence d'une écaille mantellique chevauchante vers l'ouest sous les zones internes, et une écaille mantellique chevauchante vers l'est du manteau sous-apulien. Un édifice complexe d'écailles crustales est observé. La croûte inférieure litée participe à l'écaillage du manteau, tandis que la croûte supérieure se clive en donnant des structures encore difficilement interprétable aujourd'hui.

Précision au niveau du front pennique (vallée de la Haute Durance)

A partir de données sismologiques spécifiques (enregistrement de tirs sismiques), l'interface croûte – manteau a pu être précisée entre la zone interne briançonnaise et la zone externe dauphinoise, et pour la région située entre les massifs du Pelvoux et de l'Argentera (Thouvenot et al, 2007). Ces reconnaissances spécifiques indiquent qu'en fait la discontinuité de Moho ne constitue pas une surface régulière comme il était jusqu'alors imaginé, mais présente une forte asymétrie au niveau de la vallée de la haute Durance. En effet, à l'ouest du front pennique, le Moho se trouve à une quarantaine de kilomètres jusqu'à atteindre 30 km environ au front de l'arc de Digne.

Par contre, à l'est, il plonge brutalement à plus de 50 km sous les Alpes internes (Illustration 18).

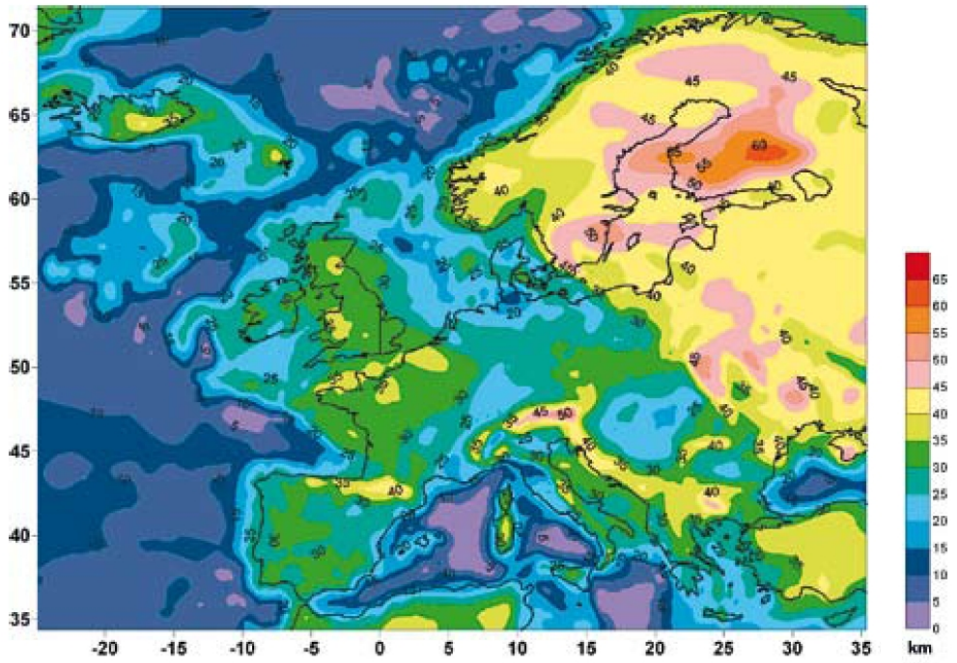


Illustration 14 - Carte de la profondeur du Moho ((limite croûte-manteau) en Europe (d'après Tesauro et al., 2008)

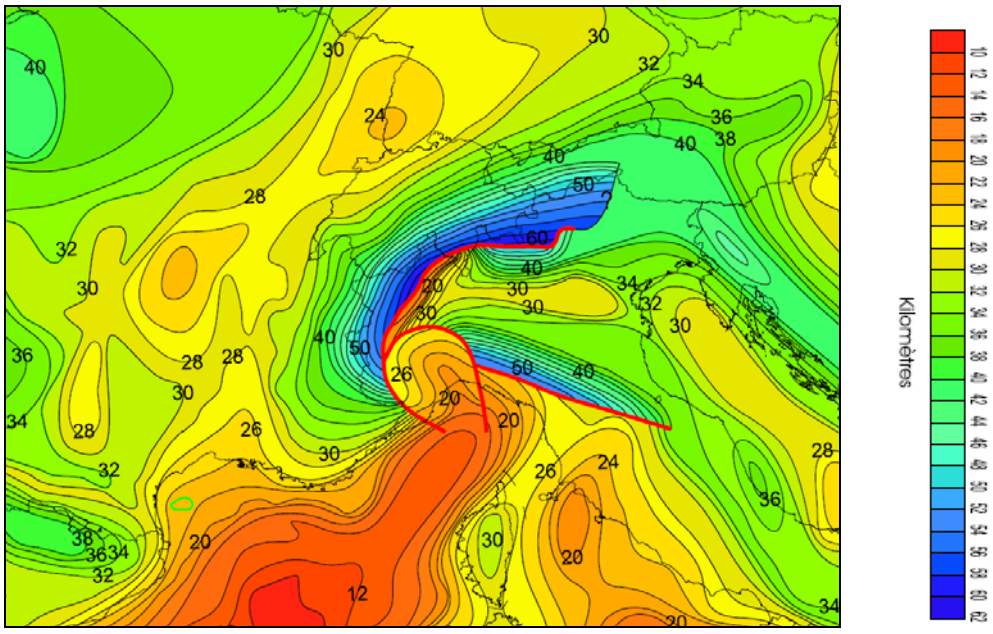


Illustration 15 - Carte de la profondeur du Moho au niveau du SE de la France, (compilée par Ziegler et Dèzes pour le projet EUCOR-URGENT, in Nocquet, 2002)

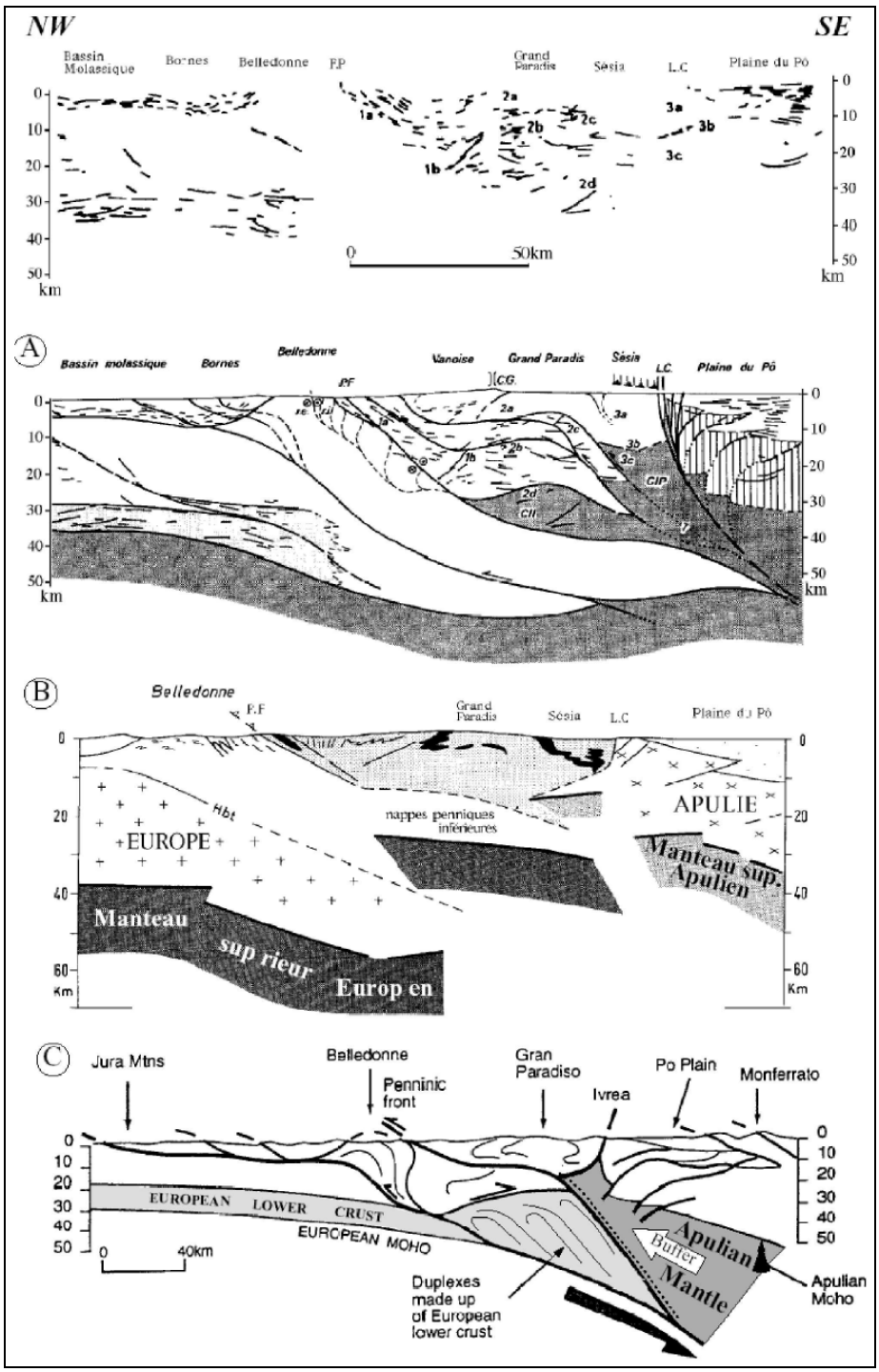
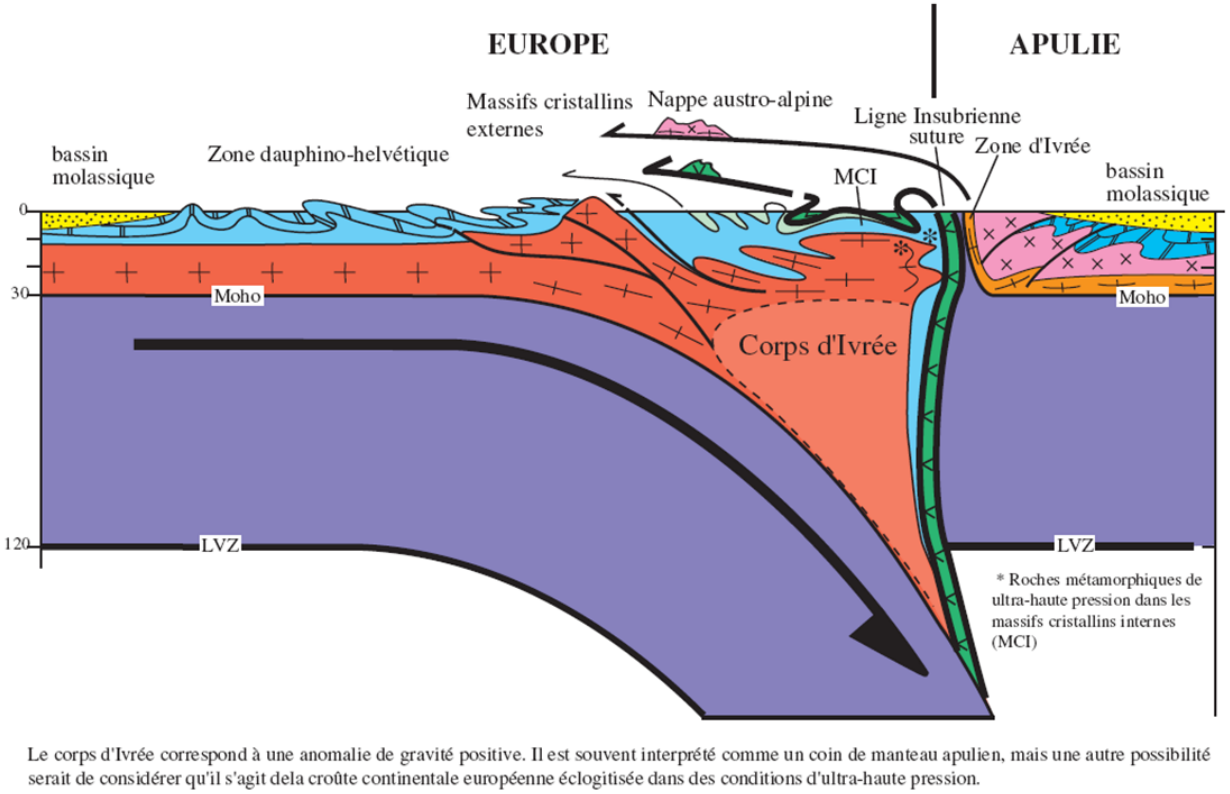


Illustration 16 : Profil sismique réflexion profonde ECORS-CROP Alpes et interprétations structurales du profil de : A) Tardy et al. (1990) : Modèle d'écaillage lithosphérique, le corps d'Ivrée est relié au front pennique ; B) Polino et al. (1990), Modèle d'écaillage de la lithosphère européenne sous les zones internes ; C) Roure et al. (1996), Modèle de poinçon mantellique apulien et écaillage de la croûte inférieure européenne



Le corps d'Ivrée correspond à une anomalie de gravité positive. Il est souvent interprété comme un coin de manteau apulien, mais une autre possibilité serait de considérer qu'il s'agit dela croûte continentale européenne éclogitisée dans des conditions d'ultra-haute pression.

Illustration 17 - Coupe schématique des Alpes occidentales à l'échelle de la lithosphère (d'après Faure, 2004)

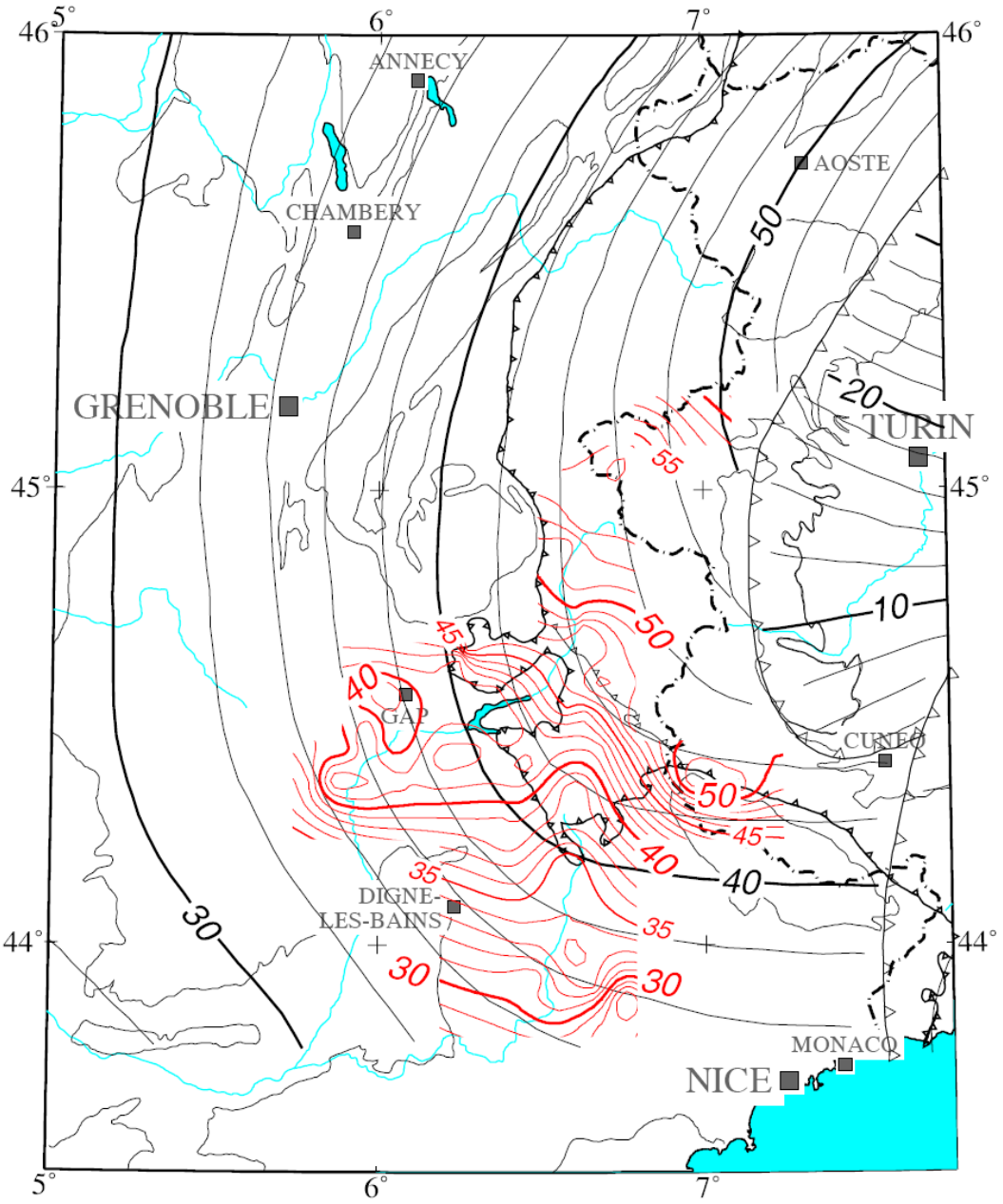


Illustration 18 – Précision de la profondeur du Moho : en noir, ancienne interprétation, en rouge précision apportée par le traitement des tirs sismiques (d'après Thouvenot et al., 2007)

3.4. CHAMP DE CONTRAINTE ACTUEL DANS LES ALPES OCCIDENTALES

Données sismiques

Sur la base des mécanismes au foyer des séismes répartis sur l'ensemble des Alpes occidentales, Sue et *al.* (1999, 2003), puis Delacou (2004) indiquent un régime extensif généralisé à l'ensemble des zones internes des Alpes occidentales. Caractérisant les «zones hautes» de la chaîne, cette extension présente des directions perpendiculaires à l'axe d'allongement structural de l'arc (Illustration 19).

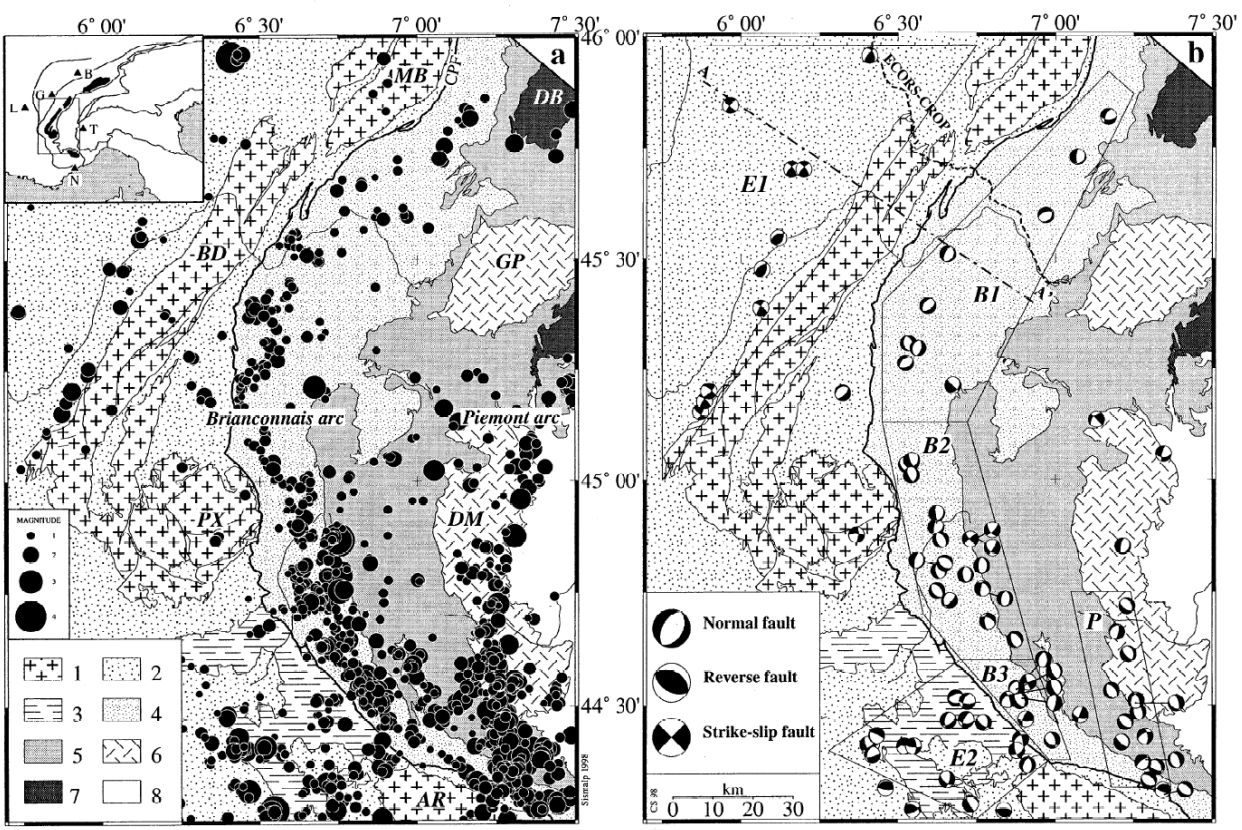


Illustration 19 – Carte de la sismicité et des mécanismes au foyer dans les Alpes (d'après Sue et al, 1999)

Par contre, au niveau des Alpes externes d'une part et entre le bord interne des Alpes occidentales et la plaine du Pô, d'autre part, le régime de déformation est dominé par la compression, dont la direction semble s'organiser de façon radiale, perpendiculairement à l'axe de la chaîne, formant ainsi un éventail, centré sur la plaine du Pô (déjà reconnu par Fréchet, 1978, puis Pavoni, 1986).

Données de la géodésie

Les stations GPS fournissent des données permettant d'accéder à la déformation dans des régions de faible état de contrainte.

Les données GPS montrent une extension globalement NW-SE perpendiculaire à l'axe des structures alpines, de l'ordre de 1 à 1,5 mm/an (Calais et *al.*, 2002). Aux abords de la plaine du Pô et au front de l'arc de Digne, il s'agit par contre de zones en raccourcissement (de l'ordre du mm/an).

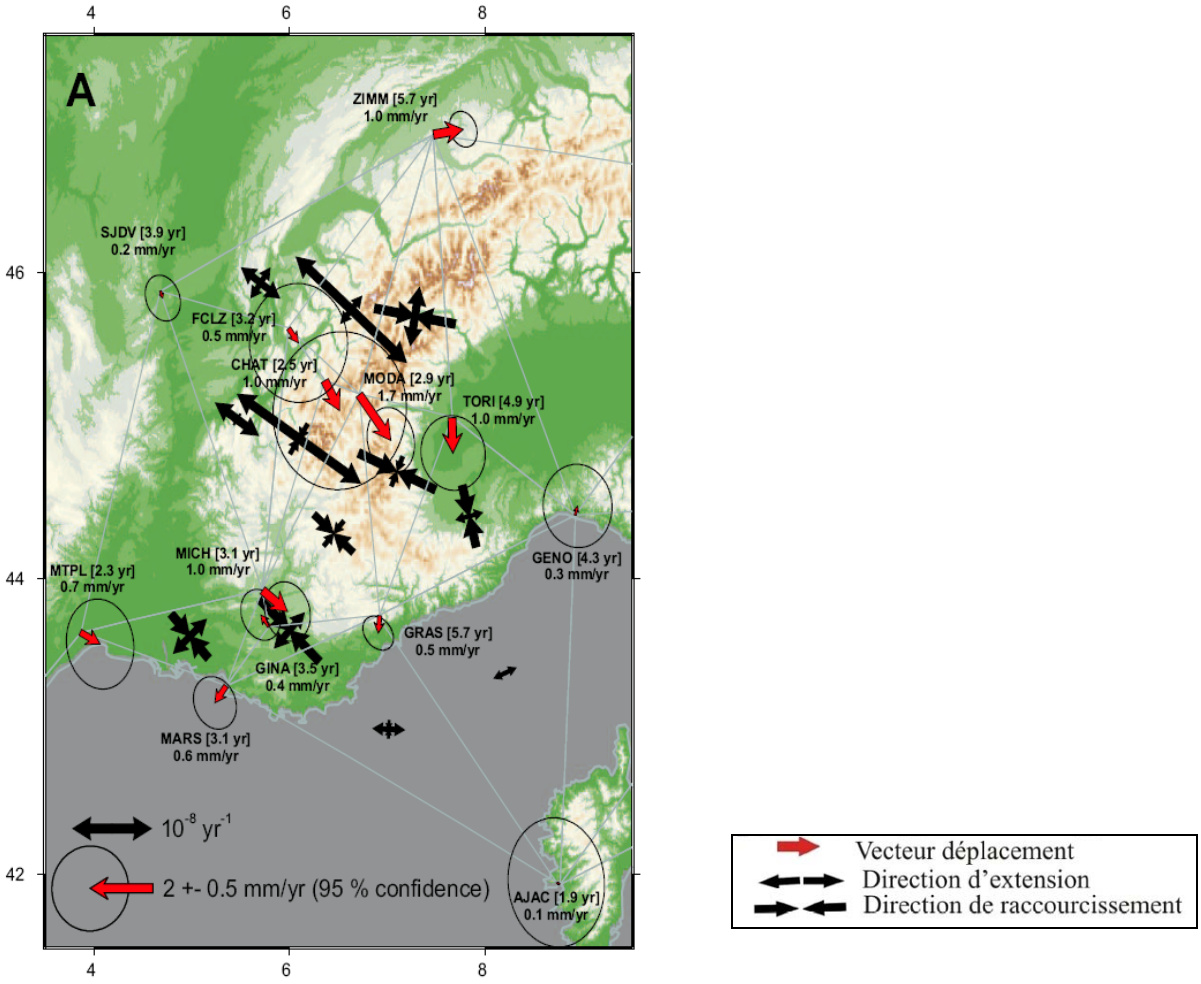


Illustration 20 - Mesure des déformations par GPS dans les Alpes Occidentales (d'après Calais et al.,2002).

Concernant la direction des axes de déformation, ces données sont cohérentes avec les données de la sismicité (Illustration 21).

Quantification de la déformation sismique

Delacou (2004) et Sue et al (2007) ont comparé les mesures de déformations indiquées par la géodésie, avec la contrainte sismique quantifiée à partir d'un catalogue de sismicité (considéré complet depuis 1990 pour les magnitudes Ml >3), et de 389 mécanismes au foyer des séismes répartis sur les Alpes occidentales.

Les auteurs indiquent une bonne cohérence sur l'orientation des axes de déformation entre les données géodésiques GPS et sismiques. Par contre, ils soulignent que seuls quelques % à 20 % maximum peuvent-être expliqués par l'activité sismique des Alpes occidentales.

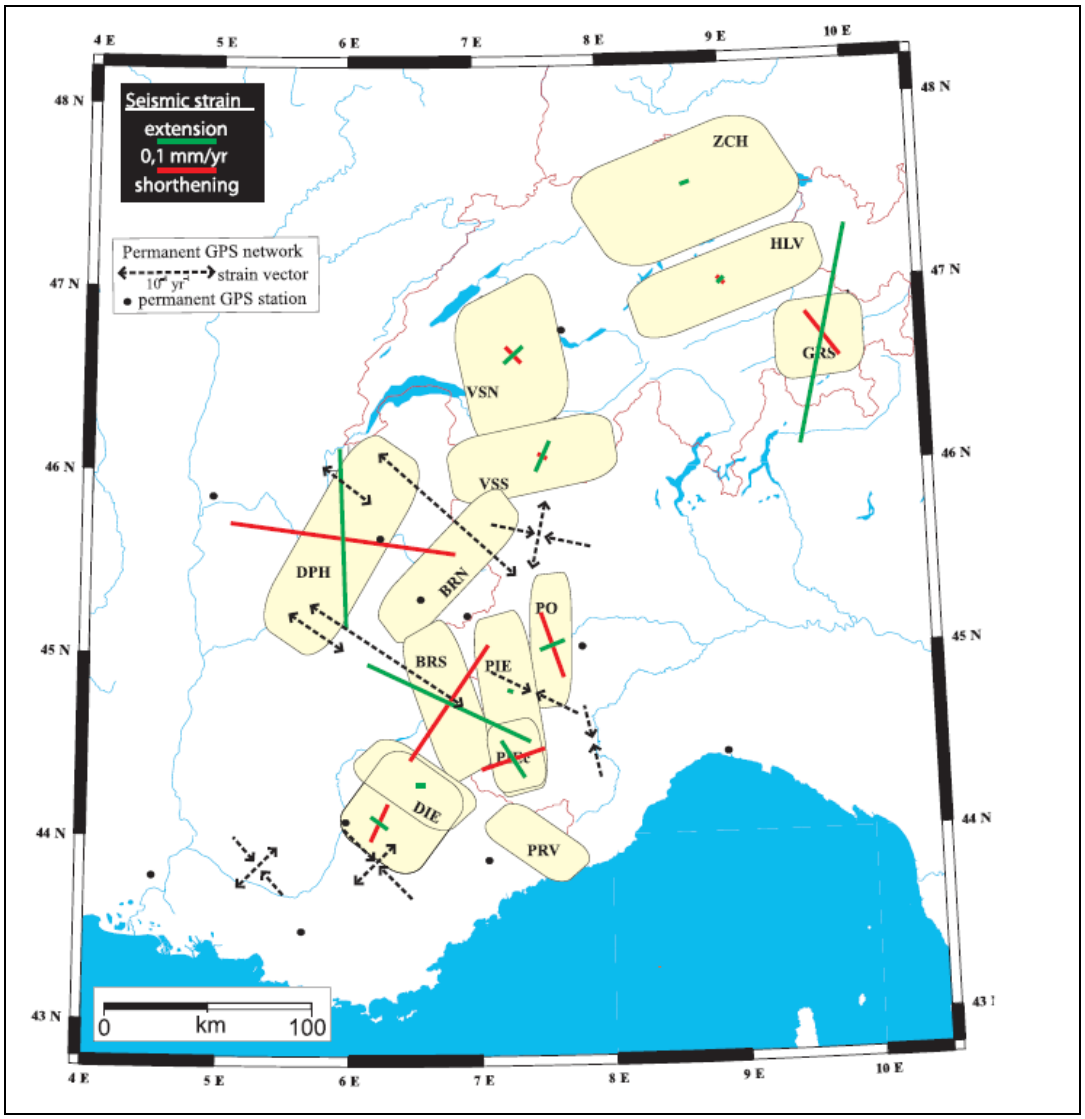


Illustration 21 - Contraintes tectoniques dans les Alpes occidentales, d'après les données sismologiques et les données géodésiques (in Sue et al., 2007)

Les données GPS indiquent une déformation de l'ordre de 1 à 3 mm/an, tandis que à partir des données sismiques, le taux sismique maximal calculé est de 0,2 à 0,4 mm/an.

Sue et al (2007) remarquent que les plus forts taux sismiques sont obtenus au niveau du Briançonnais (0.3 mm/an), du Dauphinois (0.3 mm/an) et du Grison (0.39 mm/an), zones, respectivement, BRS, DPH et GRS de la Illustration 21.

Le problème des processus de déformation asismique dans la chaîne est donc posé. Pour ce qui concerne le « surplus » de déformation mesuré par le réseau géodésique GPS, trois hypothèses sont posées :

- déformation liée à une charge élastique (qui pourra être libérée dans le futur) ?

- déformation asismique impliquant une déformation de style ductile (du type, glissements très lents accommodés par la dissolution des aspérités s'opposant au glissement (analogue aux stylolithes) et la recristallisation dans les ouvertures induites par le glissement avec développement de fibres minérales en escalier sur les surfaces de failles) ?

- déformation tectonique lente (« creeping » de faille, cohérent avec les faibles (données GPS) ou très faibles (données sismiques) taux mesurés) ?

Données néotectoniques

Au niveau des Alpes occidentales, l'origine tectonique d'un certain nombre de déformations affectant les terrains quaternaires a été interprétée (Ghafiri, 1996 ; Meghraoui et *al.*, 2001 ; Sue et Tricart 2003 ; Champagnac, 2004). Mais l'origine tectonique de la plupart de ces indices reste souvent controversée. D'une règle générale, la difficulté réside dans le fait de pouvoir différencier l'origine tectonique ou gravitaire (glissement de versant, surcharge des glaciers) de ces structures tectoniques cassantes.

Ainsi, selon Hippolyte (2009), dans les Alpes internes, une partie des déformations tectoniques normales aujourd'hui observées serait en fait la trace de mouvements gravitaires profonds, appelés sackungs (du mot « tassement » en allemand), générés suite à la décompression post-glaciaire des versants. Cet auteur décrit : « Dans les *Sackungs*, les mouvements de failles sont purement normaux et n'ont généralement pas de composante décrochante ou en raccourcissement comme on peut le trouver dans le cas des failles de déformation crustale. Les failles normales à contrepente, abaissant la partie haute du versant, dominent largement. (…) A la différence des mouvements tectoniques, ou des failles de rebond post-glaciaire, les escarpements de *Sackungs* n'affectent pas les fonds de vallées et leur remplissage alluvi*al.* Ils sont surtout présents dans la partie supérieure des reliefs. Par ailleurs, les escarpements sont toujours sub-parallèles aux courbes de niveaux ou à la ligne de crête et changent de direction avec elle. Cette géométrie démontre qu'ils sont contrôlés par le relief, ce qui confirme leur origine gravitaire ». Hippolyte souligne néanmoins que « L'âge post-glaciaire des escarpements s'accorde avec l'hypothèse d'une déstabilisation des

versants du fait du retrait des glaciers. Toutefois, des secousses sismiques peuvent déclencher et/ou entretenir ces mouvements gravitaires comme cela a été observé en Californie ou en Alaska (séisme de Denali en 2000…).

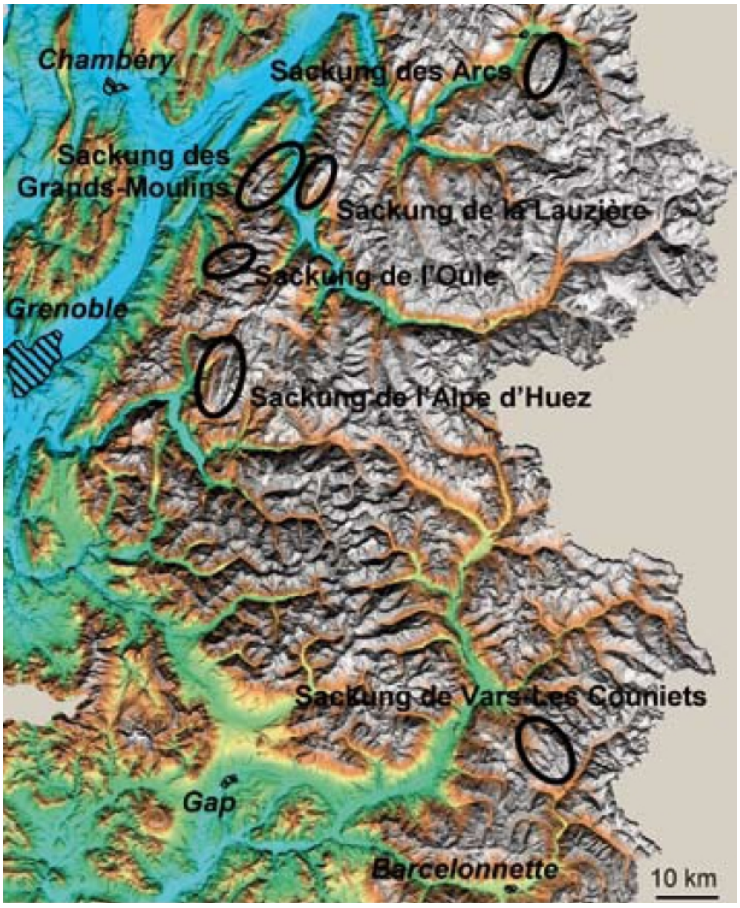


Illustration 22 - Localisation des principaux sackungs alpins (d'après Hippolyte, 2009)

En dépit de ces incertitudes, Delacou (2004) puis Sue et al (2007) proposent une carte néotectonique des Alpes occidentales (Illustration 23), au niveau de laquelle ils distinguent :

- Les failles actives probables : c'est-à-dire celles dont l'orientation est cohérente avec le régime de déformation déduit de l'analyse sismotectonique

- Les failles actives possibles : il s'agit de structures régionales importantes, mais le régime tectonique associé reste à définir.

Par ailleurs, concernant l'interprétation de l'activité des failles, l'origine des informations est indiquée, à savoir :

- failles actives d'après l'analyse des crises sismiques par relocalisations relatives (localisation des évènements les uns par rapport aux autres avec une

précision de l'ordre de la dizaine de mètres) : il est dans ce cas possible de définir le plan de faille à l'origine de la crise sismique (indices dessinés en rouge sur l'Illustration 23).

- faille active d'après les alignements d'épicentres de séismes, dans ce cas, la précision est moindre, il s'agit plus de la localisation d'une zone de fracturation plutôt que d'un plan de faille unique. (indices dessinés en bleu sur l'Illustration 23).

- Faille active d'après la déformation de terrains quaternaires, d'origine tectonique probable. (indices dessinés en orange sur l'Illustration 23).

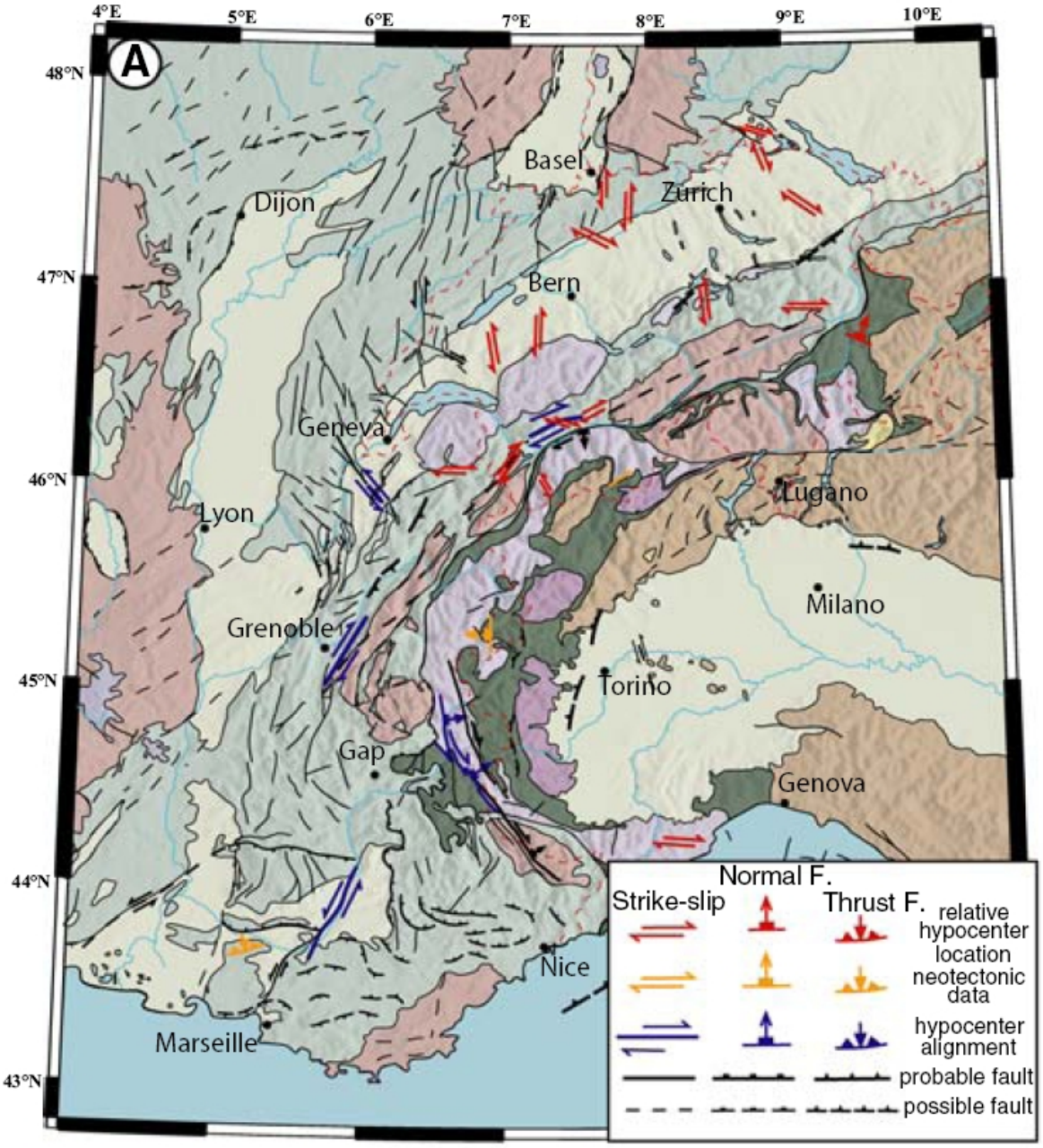


Illustration 23 – Carte synthétique de structures actives dans les Alpes (d'après Sue et al., 2007)

A noter que plusieurs indices néotectoniques localisés notamment en Provence (cf. base national NEOPAL) ne sont pas localisés sur la carte néotectonique proposée par Sue et *al.*, (2007). D'après cette carte, seul l'indice de la carrière des Contamines en Maurienne concerne les Alpes occidentales. Il s'agit d'un réseau de failles normales conjuguées (direction NNE-SSW et NW-SE) qui découpent la moraine glaciaire. La déformation est datée du Quaternaire supérieur. Néanmoins Champagnac (2004)

conclut sur la difficulté de déterminer l'origine des déformations mesurées. Pour cet auteur, elles résulteraient d'une origine conjointe tectonique et déformation glaciaire : « Les arguments en faveurs d'une origine tectonique de la fracturation n'excluent pas la possibilité d'une déformation sous-glaciaire liée aux poids et aux mouvements de la glace, ainsi qu'à des déformations liées à la croissance de loupes de glace dans le sédiment. Dans ce cas, l'orientation de la fracturation serait liée aux champs de contrainte régional. »

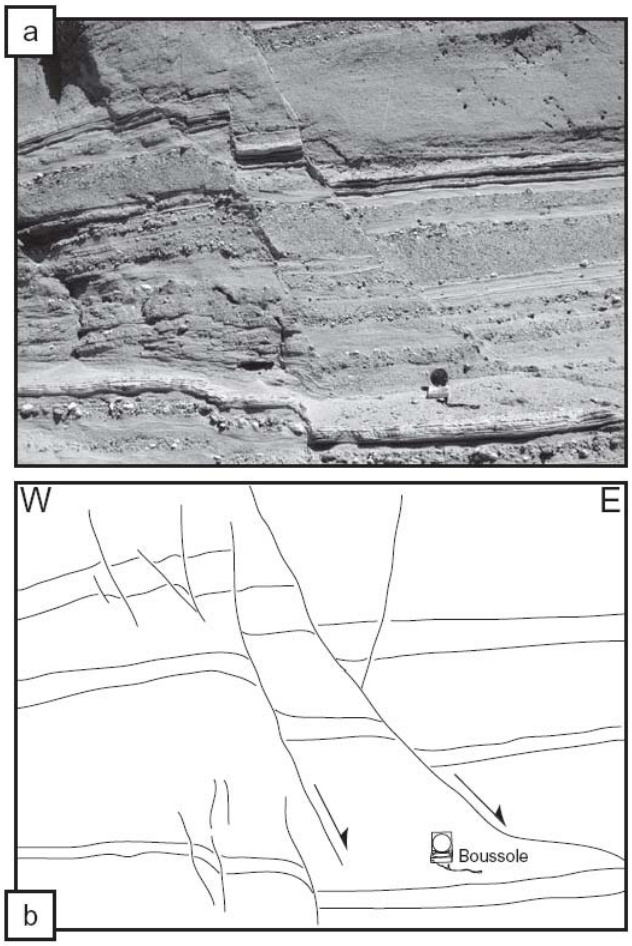


Illustration 24 - Failles normales affectant les dépôts fluvio-glaciaires du Quaternaire supérieur en Maurienne (Carrière des Contamines), d'après Champagnac (2004)

En 2003, Sue et Tricart décrivaient plusieurs indices néotectoniques dans Briançonnais, le Queyras et la Haute-Ubaye. Ces indices sont rappelés dans le chapitre suivant.

3.5. CADRE SISMOTECTONIQUE

Il est aujourd'hui admis que la chaîne alpine est soumise à un régime extensif, de direction perpendiculaire à l'arc alpin, c'est-à-dire aux principales et anciennes structures compressives alpines.

De part et d'autre de la zone en extension, c'est-à-dire à l'Est sous la plaine du Pô et à l'Ouest au front des massifs cristallins externes, le champ de contraintes est compressif. L'extension affecterait donc une zone de 400 km de long et de 50 km de large au cœur d'une chaîne de collision toujours en convergence active.

Selon Sue et Tricart (2003), puis Delacou (2004) et Champagnac (2004), l'évolution néogène à actuelle des Alpes occidentales serait caractérisée par deux phases successives :

(1) Au cours du Miocène la collision alpine est active. Sous l'effet du poinçonnement apulo-adriatique, il y a propagation des chevauchements dans l'arc externe au front de la chaîne. Dans le même temps, l'arc interne subit une extrusion vers le sud et la mer ligure en ouverture, combinée à des mouvements longitudinaux dextres sous l'effet de la rotation de l'Apulie. Cette extrusion latérale, probablement associée à des phénomènes de réajustements gravitaires dans la croûte alpine épaissie, s'exprime par une extension ductile puis cassante parallèle à l'axe de la chaîne alpine.

(2) Dans un deuxième temps, du Pliocène à l'actuel, la collision alpine s'arrête dans l'arc alpin occident*al.* La rotation antihoraire de l'Apulie perdure, expliquant la part décrochante de la déformation. La dynamique alpine est alors contrôlée principalement par les forces de volume agissant dans la racine crustale. Elle s'exprime par une extension généralisée des zones surépaissies, perpendiculairement à l'axe de la chaîne.

Autrement dit, le régime extensif radial dans la zone interne alpine, à tendance décrochante en périphérie puis inverse dans les zones externes, mais en exergue la compétition entre les forces de volume internes à la chaîne[1] et les forces aux limites de l'arc (Sue et Tricart, 2003, Delacou et *al.*, 2004).

Concernant le mouvement décrochant dextre de grands accidents NS à NW-SE visibles à l'Ouest de l'arc, ce mouvement pourrait trouver une part de son origine dans la rotation antihoraire du poinçon apulo-adriatique encore active aujourd'hui.

[1] Forces de volume dans la racine orogénique : il s'agit d'un modèle d'extension syn à post orogénique qui fait appel à un réajustement isostatique d'une croûte continentale surépaissie impliquant un amincissement crustal lorsque la contrainte horrizontale due aux forces tectoniques (régime compressif, de collision) devient inférieure à la contrainte verticale lithostatique (Molnar et Lyon-Caen, 1988).

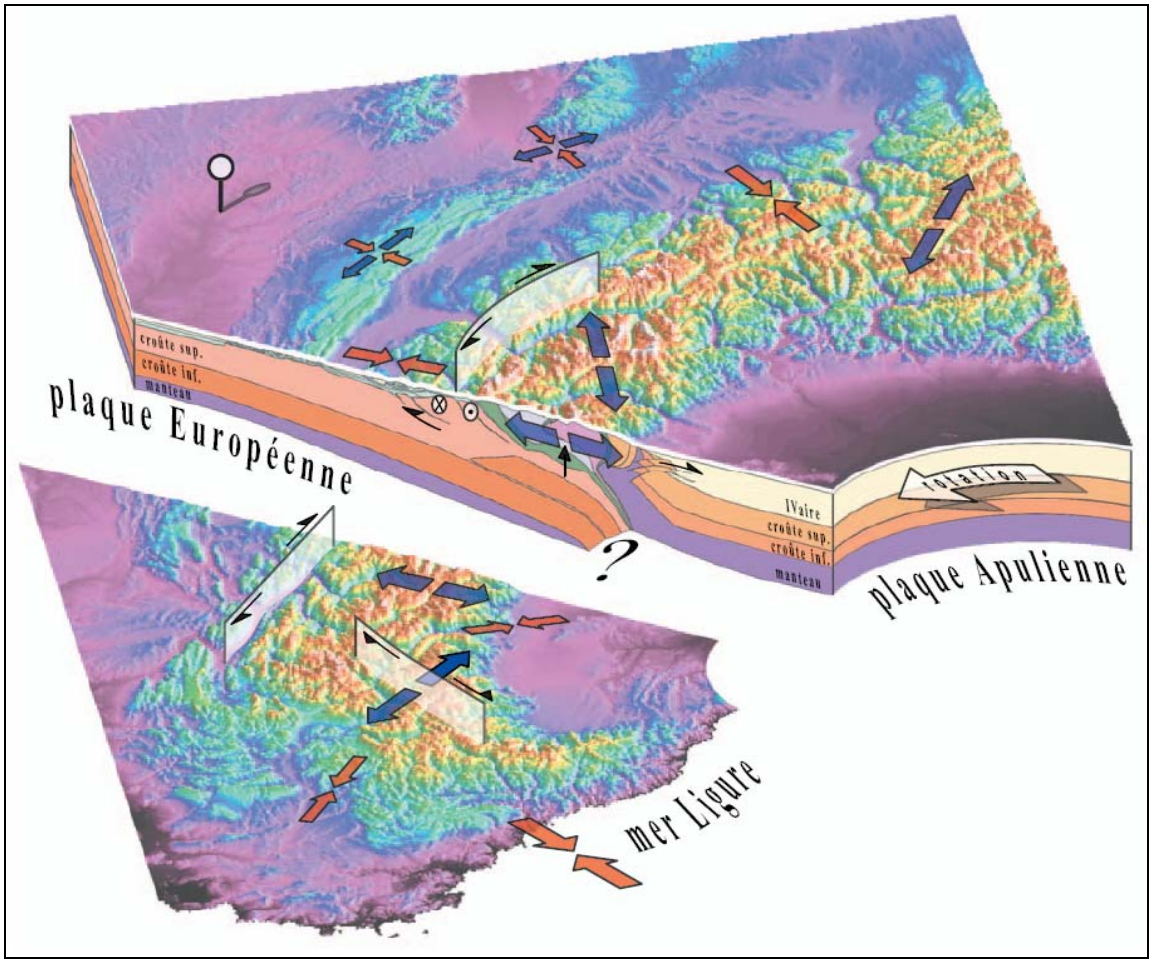


Illustration 25 – Bloc 3D synthétique représentant la tectonique active et le régime géodynamique actuel de l'arc alpin (in Champagnac, 2004)

4. Systèmes de failles de Serenne et de la Haute-Durance

4.1. CARTOGRAPHIE

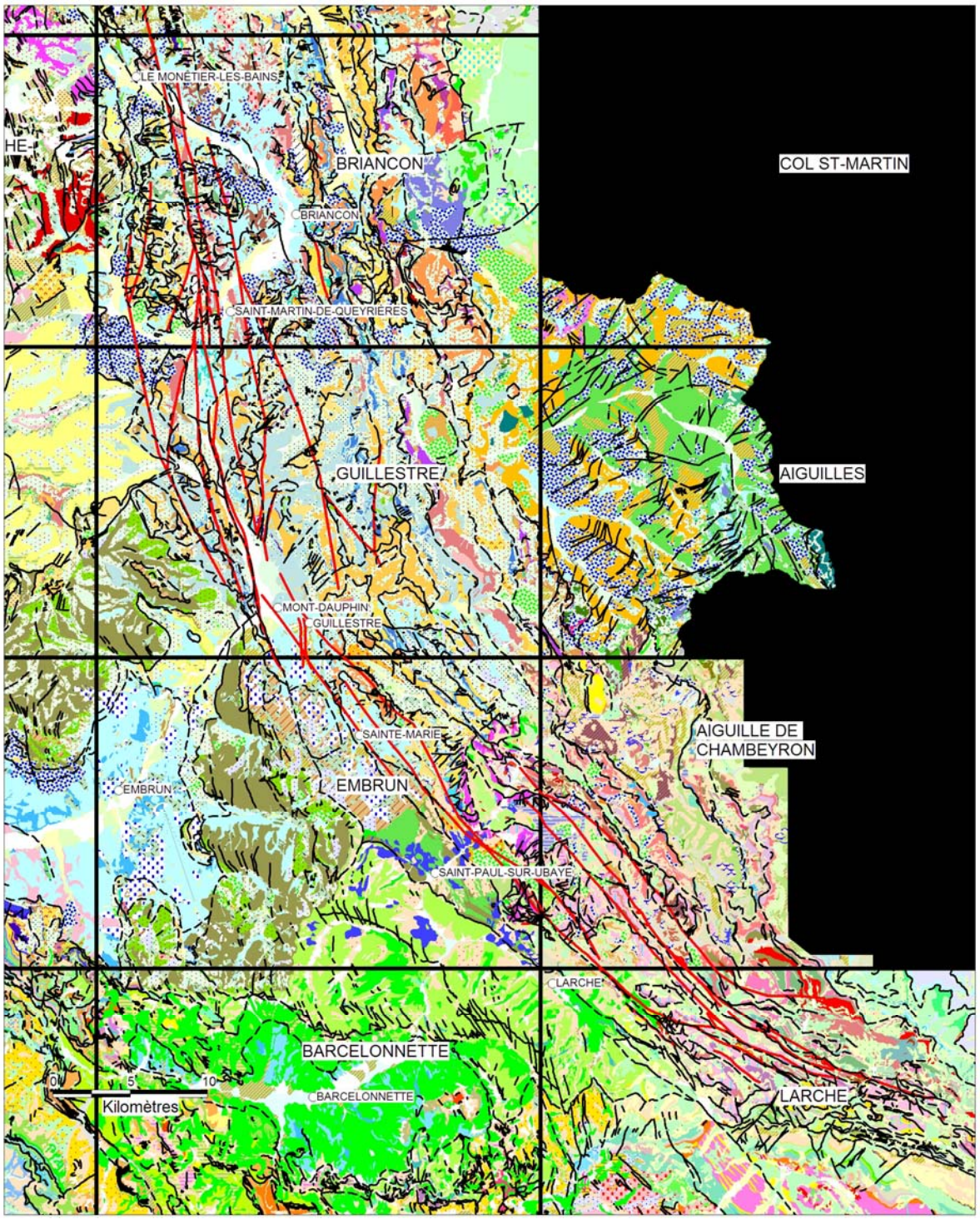
4.1.1. Synthèse des cartes géologiques à 1/50 000

D'un point de vue géographique, les domaines concernés sont ceux du Briançonnais et de la Haute Ubaye. Le Briançonnais, correspond en gros au "Bassin de la Haute Durance" : en effet il se limite au nord à la ligne de partage des eaux avec la Maurienne (vallée de l'Arc) et vers le sud à celle séparant, en amont de Montdauphin, le bassin de la Durance de celui de la Haute Ubaye. Tandis que le domaine de la Haute Ubaye correspond aux bassins hydrographiques de la Haute Ubaye, de son affluent l'Ubayette et des vallées supérieures de la Maira et de la Stura qui en sont les pendants au delà de la crête frontière, en territoire italien. La limite entre les deux domaines géographiques correspond à une ligne NW-SE, joignant le sud du massif du Pelvoux au Mont Viso, ligne qui passe peu au nord du coude que décrit la Durance à la latitude de Guillestre et qui laisse plus au nord-ouest le bassin versant du Guil.

D'un point de vue géologique, la cartographie de ces deux systèmes concerne au minimum 5 cartes géologiques à 1/50 000, les feuilles de Briançon (Barféty et *al.*, 1996), Guillestre (Debelmas et *al.*, 1966), Embrun (Schneegans D. et *al.*, 1969), Aiguille-de-Chambeyron (Gidon et *al.*, 1994), Larche (Bogdanoff S., et *al.*, 1978).

Situé au Sud-Est du Pelvoux et Nord-Est de l'Argentera, à quelques kilomètres à l'Est de l'ancien front de chevauchement pennique, les systèmes de failles de Serenne et de la Haute Durance recoupent la pile des nappes métamorphiques briançonnaises et subbriançonnaises charriées durant l'Eocène à début Oligocène, et constituent des couloirs NNW-SSE de fracturation tardi-alpine, Illustration 26 et Illustration 27. La plupart des failles cartographiées présente un tracé discontinu, supposé et en majeure partie masqué sous les formations récentes alluviales, éboulis ou moraines, Illustration 28. On souligne par ailleurs, la fréquence particulièrement élevée de glissements de terrain cartographiés entre Guillestre et Embrun, les formations du substratum correspondant pour l'essentiel à des flyschs à Helminthoïdes de la zone interne piémontaise (flyschs de la zone internes non métamorphisés, mais chevauchant les unités briançonnaises et la zone externe).

La comparaison du tracé des failles à 1/50 000 (Illustration 26 à Illustration 28) avec l'interprétation de Sue et Tricart (2003) confirme la caractérisation de ces systèmes par une structuration en plusieurs failles, dessinant pour chacun des deux systèmes un réseau de failles au tracé cartographique en forme d'amygdale, de longueur d'environ une cinquantaine de kilomètres et de largeur pouvant atteindre jusqu'à 10 km. La direction moyenne des failles relatives au système de haute Durance est N165°E, tandis que celle du système de Serenne est plutôt N130°E.



Tracé en rouge : systèmes de failles de la Haute Durance et de Serenne d'après Sue et Tricart (2003), cf Illustration 39 ; Tracé en tireté noir : faille supposée d'après la carte géologique ; Tracé en noir : faille observée

Illustration 26 – Assemblage des cartes géologiques à 1/50 000 couvrant les systèmes de failles de la Haute Durance et de Serenne

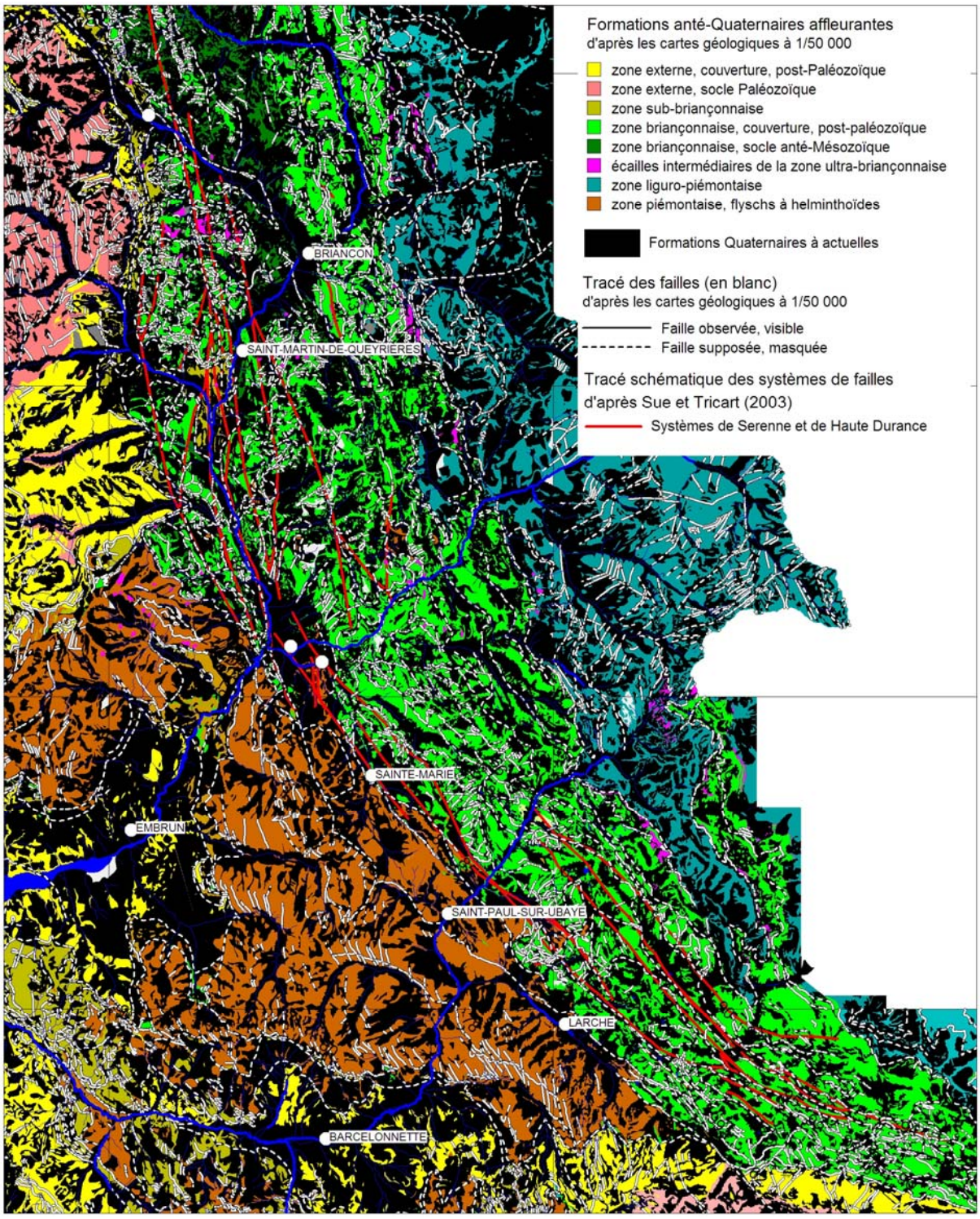


Illustration 27 - Carte du susbstratum Anté-Quaternaire et des failles, d'après les cartes géologiques à 1/50 000 (edit. BRGM)

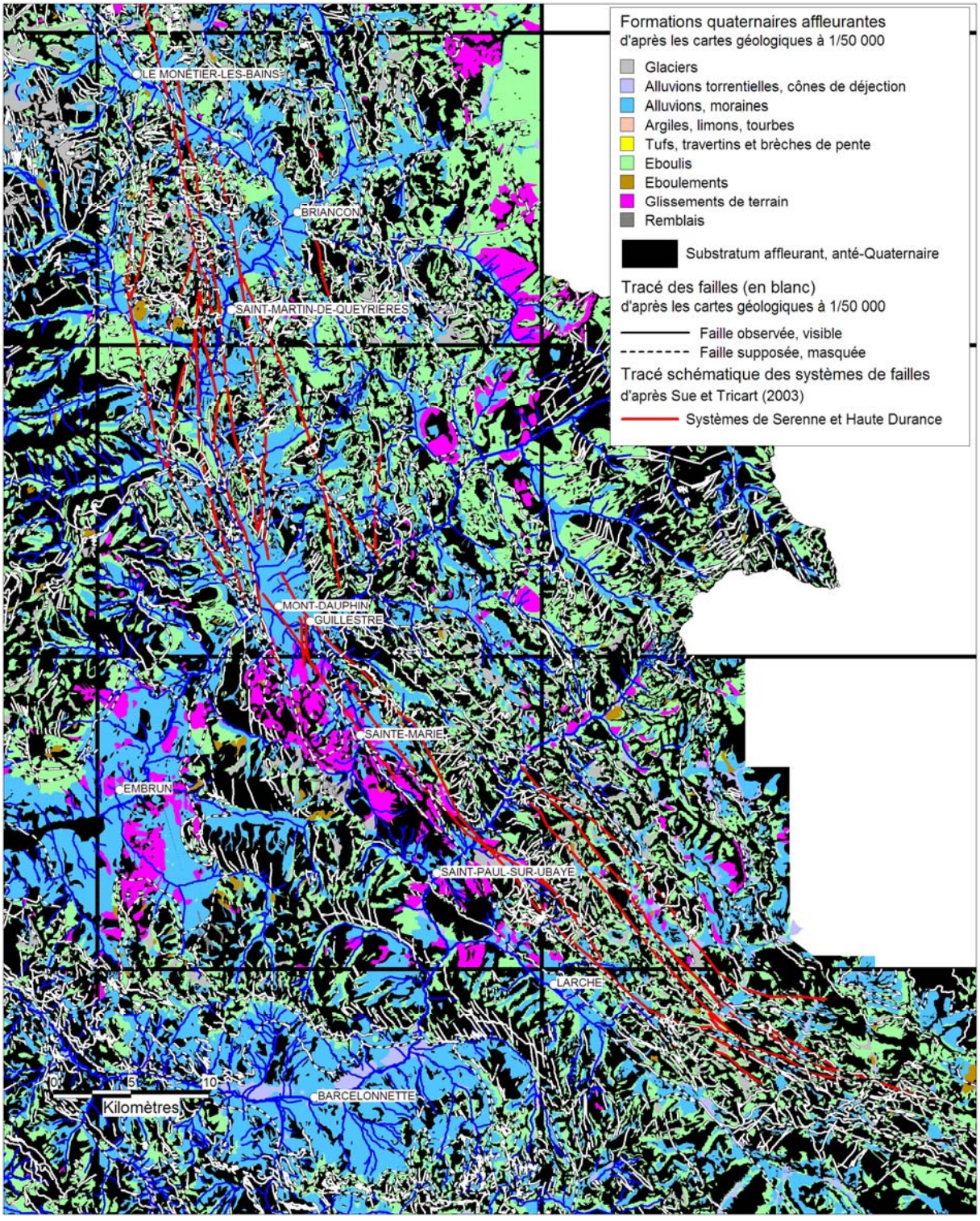


Illustration 28 - Carte des formations Quaternaires et actuelles et des failles, d'après les cartes géologiques à 1/50 000 (edit. BRGM)

4.1.2. Cartographie à 1/50 000 des failles tardi-alpines

La structuration des terrains est marquée par l'imbrication de nappes de chevauchement de toutes tailles, accompagnées de plis et de microplis. La géométrie de cet empilement est très complexe, caractérisée à la fois par des mouvements chevauchants de vergence NE vers le SW, et des rétrocharriages orientés vers le NE. A ces phases de compression, se superposent des plis tardifs généralisés à tous les ensembles structuraux. La région a ensuite subi un découpage par de grandes failles, de rejet pour la plupart hectométrique à plurihectométrique, et longitudinales par rapport à ces plis.

C'est le tracé cartographique de ces grandes failles tardi-alpines qui est décrit ci-après. En, les différents systèmes de failles localisés sur les fonds géologiques à 1/50 000, sont reportés sur les orthophotos et le MNT. Une grande partie des descriptions et illustrations sont tirées de l'exposé de Gidon disponible sur le site WEB http://www.geol-alp.com.

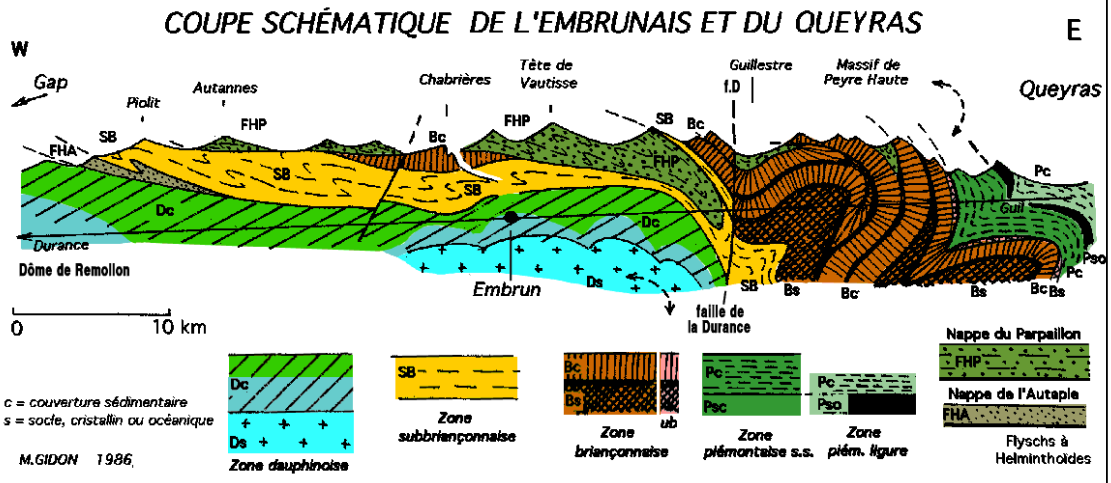
Les failles longitudinales tardives, recoupent les nappes et les plis de rétrodéversement. Elles sont parallèles à l'allongement de la zone briançonnaise, donc à ces plis et ses surfaces de chevauchement. Ces failles ont un rejet surtout extensif à dextre.

Système de failles de la Haute Durance

Le système de failles de la Haute Durance a un tracé parallèle au cours de la Durance en aval de l'Argentière. Bien défini au niveau de Guillestre, ce système de failles semble s'amortir vers le nord. Toutefois, il se pourrait que la faille de la Trancoulette puisse représenter son prolongement septentrional, cette faille se suit à travers les massifs de Montbrison et de Serre Chevalier.

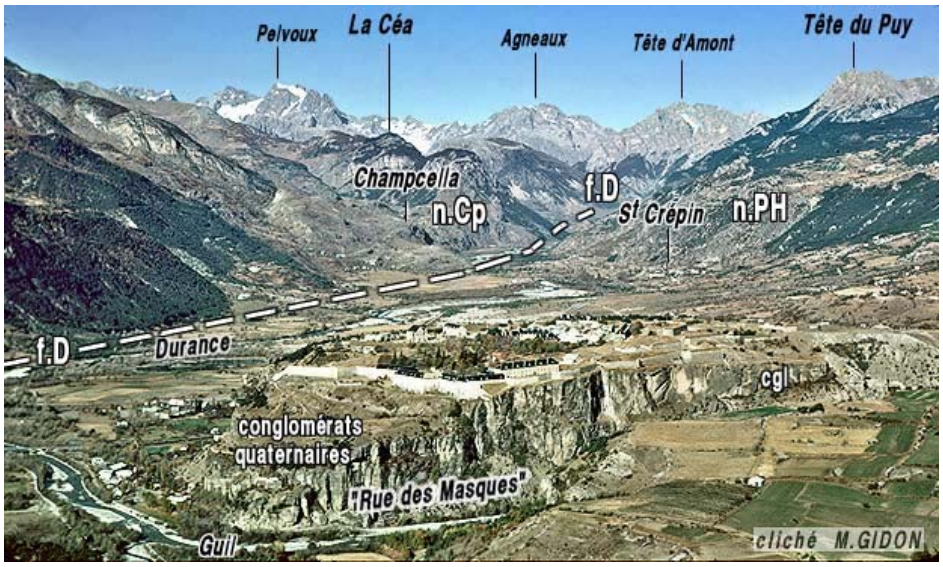
Au nord, le prolongement du système est interrompu par des failles NE-SW, telle que celle du Grand Tabuc au niveau de Monêtier-les-Bains. Celle-ci n'est pas indiquée sur la carte géologique à 1/50 000, mais elle se trouverait à l'aplomb du vallon Saint Joseph (rive gauche de la Guisanne), et du cours inférieur du Grand Tabuc (rive droite de la Guisanne), par ailleurs, elle décalerait la surface de chevauchement briançonnais.

Au sud, la portion de la vallée de la Durance qui se trouve en amont de Montdauphin correspond à un synclinal de nappes, mais sa bordure occidentale est en outre accidentée par une grande fracture (en réalité un faisceau de failles), dite "faille de la Durance". Elle est injectée de gypses triasiques (ce qui est à l'origine de la source minérale de Plan de Phasy).



Cette coupe, très schématique, montre les rapports entre l'Embrunais, pays de nappes simplement empilées, avec le Queyras au sens large (incluant les Gorges du Guil) où ces nappes, déformées par reploiement, s'enfoncent en profondeur vers l'est (où elles s'"enracinent").

Illustration 29 – Localisation de la faille de la Haute Durance (f.D), sur la coupe longitudinale très schématique, le long de la vallée de la Durance en Embrunais et de la vallée du Guil (Queyras) (d'après Gidon, 1996, in http://www.geol-alp.com/h_ubaye/index_ubaye.html)

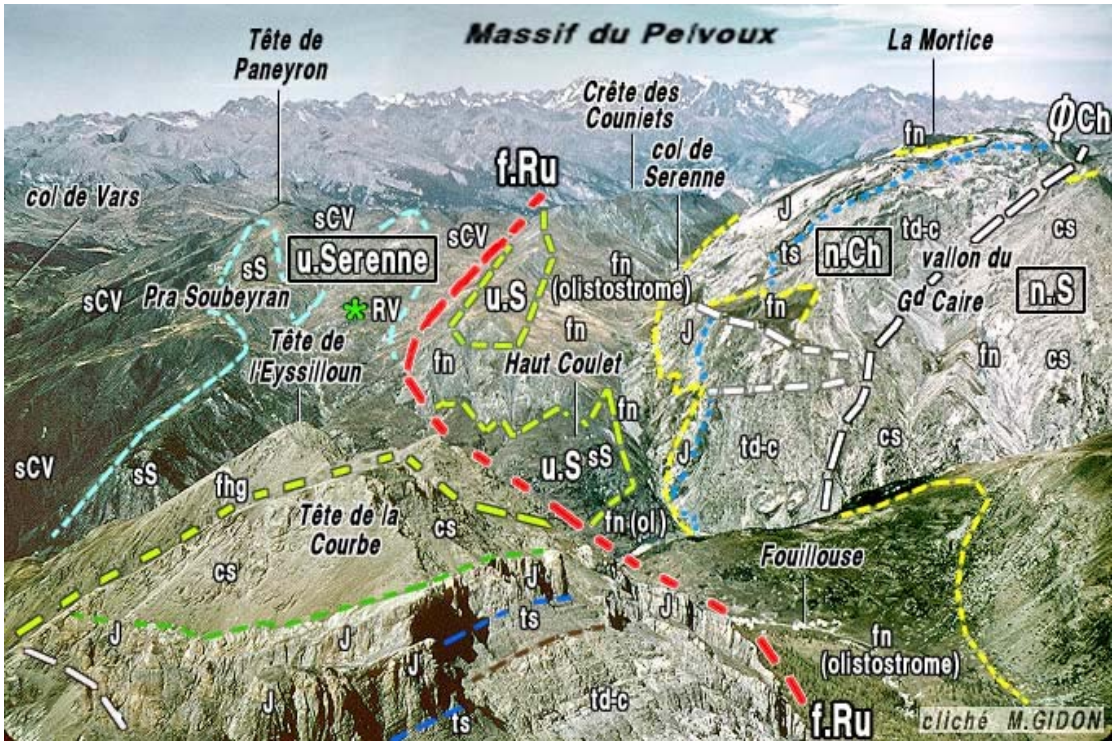


n.Cp = nappe de Champcella ; **n.PH** = nappe de Peyre Haute ; **f.D** = faille de la Durance.

Illustration 30 – Faille de la Haute Durance (f.D), vue depuis le Sud de Montdauphin et la vallée de la Durance en amont du confluent du Guil (d'après Gidon, http://www.geol-alp.com/h_ubaye/pages_escreins/guillestre.html)

Système de failles de Serenne

La principale faille du système de Serenne correspond à la faille du Ruburent. Elle se trouve dans le prolongement méridional de la faille de la Durance. Cette faille, subverticale et dotée d'un rejet à la fois normal et coulissant dextre, sectionne longitudinalement, à la marge W de la zone briançonnaise, l'anticlinal du Rouchouze. Elle est relayée du coté W par la faille de Bersezio qui pénètre jusque dans le massif cristallin de l'Argentera.



Les croupes herbeuses qui courent depuis le col de Vars jusqu'au sommet de la Mortice sont celles de la crête de partage des eaux entre Durance et Ubaye.
La nappe du Châtelet, ployée en demi-voûte, s'enfonce, de la droite (est) vers la gauche (ouest), sous les schistes de l'unité de Serenne, qui forment le Paneyron. La ligne de **tirets jaunes** situe la base du "complexe olistolitique"à matrice de flysch noir qui sépare ces deux unités.
L'**astérisque vert** situe (au lieu-dit ***Le Peyron***) les brèches à matériel de roches vertes (**RV** = ophiolites) qui se trouvent incluses dans la formation de Serenne. **f.Ru** = faille du Ruburent (tracé présumé)

Illustration 31 – Faille de Ruburent, vue d'avion, rive droite de l'Ubaye à l'est du col de Vars (d'après Gidon, http://www.geol-alp.com/h_ubaye/pages_ubaye_haute/st_paul_Serennes.html).

Système de failles de Argentera - Bersezio

Le système de failles de Bersezio prolonge vers le SW celui de Serenne. Il affecte le socle primaire des Alpes externes (massif de l'Argentera-Mercantour) et au moins la partie basse de l'édifice des nappes. Il présente une composante horizontale dextre majeure, d'ampleur kilométrique. Le tracé de la faille n'est pas continu, on le perd en de nombreux endroits où il est soit recouvert par des colluvions, soit masqué par les variations lithologiques. Néanmoins, selon Larroque (2009), au sud ce systèmes de failles semble se connecter à la faille de Fremamorta-colle del Sabbione de direction ~E-W. L'Illustration 32 présente une synthèse des observations néotectoniques et des épicentres de séismes localisés à proximité du tracé supposé du système de failles.

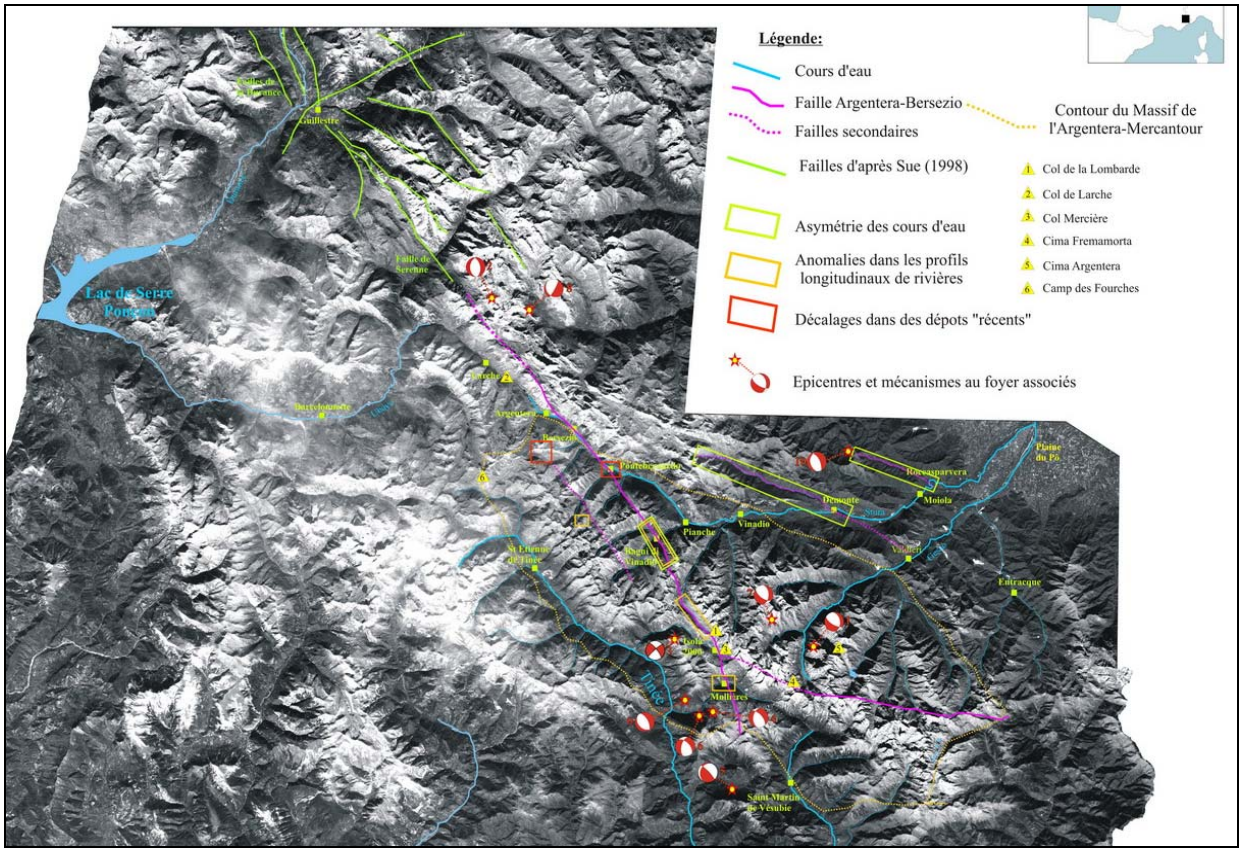
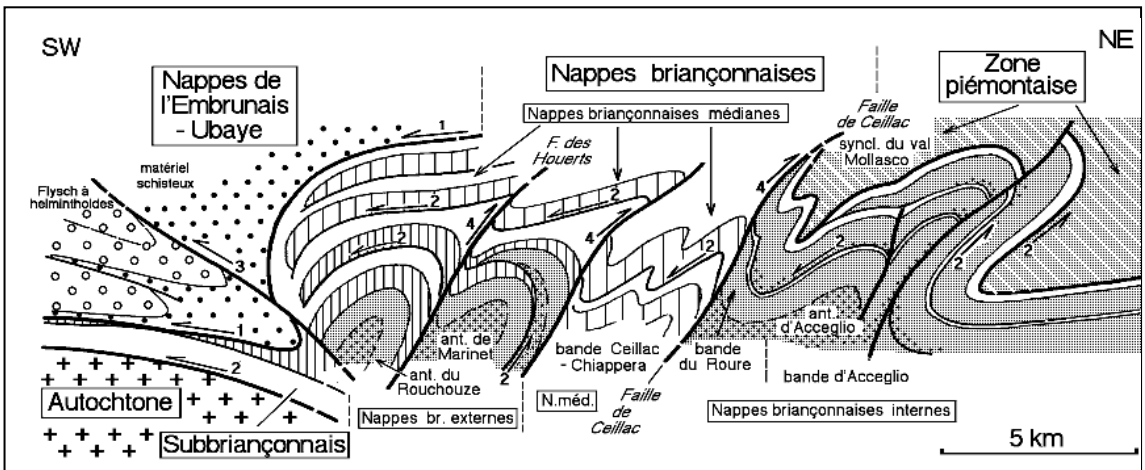


Illustration 32 – Localisation de la faille Argentera-Bersezio et de la faille Fremamorta-colle sur les images SPOT, des indices morpho-néotectoniques et de mécanismes au foyer de séismes (d'après Godel, 2003, modifié Larroque, 2009)

Système de failles du Briançonnais oriental

Avec les systèmes de failles de la haute Durance et de Serenne, le système de failles du Briançonnais oriental fait partie des failles longitudinales tardi-alpines. Ce système semble néanmoins avoir une histoire géologique plus complexe. Déformant la partie orientale de la zone briançonnaise, le système de faille du Briançonnais oriental est représenté par trois accidents principaux, les failles de la Clarée (et son prolongement sud, la faille de Ceillac), du Lenlon et des Ascles, accompagnés par de nombreuses failles satellites.

Selon Gidon (notice feuille de Chambeyron), le linéament briançonnais oriental correspondrait à une paléofaille hercynienne majeure, réactivée à diverses reprises et de différentes manières au cours de l'histoire alpine, en fonction des contraintes qu'elle a été amenée à subir. Ancien système de failles extensives qui limitait du côté oriental le bassin houiller hercynien, ce système a dû rejouer d'abord en extension en délimitant des micro-bassins lors des épisodes extensifs synsédimentaires du Jurassique et début Crétacé, puis en compression de la fin du crétacé au début de l'Oligocène, en pinçant les sédiments alpins qui ont pu s'appuyer sur ses lèvres, et occasionnellement en coulissement.



Légende des figurés : grisé léger hachuré de blanc = Schistes lustrés (sans distinction) ; grisé sombre = socle siliceux briançonnais (surcharge de points = houiller et volcano-sédimentaire permien) ; hachures verticales = couverture calcaire briançonnaise (Trias-Jurassique) ; blanc = Néocrétacé - Éocène briançonnais ; points et ronds = schistes et flyschs de l'Embrunais-Ubaye.
Les étapes successives de déformation :
1 = mouvements de charriage précoces proverses (vers le SW)
2 = étape de généralisation des charriages proverses
3 = chevauchements proverses tardifs
4 = chevauchements rétroverses (vers le NE), par failles tardives.
Les failles de Bersezio et du Ruburent, postérieures aux mouvements de rétrodéversement, ne sont pas indiquées dans ce schéma.

Illustration 33 – Schéma interprétatif général, des mouvements de chevauchements, rétrochevauchements alpins et du jeu post-chevauchement des failles des Houerts et de Ceillac (d'après Gidon, feuille du Chambeyron)

Concernant la faille de la Clarée (Illustration 34) puis la faille de Ceillac (Illustration 35), cet accident parcourt longitudinalement toute la zone briançonnaise à sa marge orientale, depuis Pralognan en passant par la vallée de la Clarée et le col d'Izoard. Il a eu un jeu relativement tardif car il recoupe des unités déjà rétrodéversées (toutefois il n'est pas exclu qu'il ait encore rejoué dans les étapes de rétrocharriage les plus tardives), Illustration 33. Il montre en plusieurs endroits un pendage sud-ouest moyen à fort, plus important que celui des différentes unités empilées, qui se biseautent donc contre lui.

Il pénètre sur la marge N de la feuille par le Col Tronchet puis passe à Maljasset, au col de Mary et atteint, au S d'Acceglio, la région de Preit (il s'y prolonge, ou y est relayé, au S des limites de la feuille de Chambeyron, par une faille très similaire qui y a été qualifiée de "cicatrice de Preit"). Dans ce dernier secteur il sectionne les anticlinaux de Marinet et d'Acceglio, dont il juxtapose, en les biseautant, les unités empilées (d'après Gidon, feuilles de Chambeyron et de Briançon).

L'Illustration 34 représente une vue de la vallée de Val-des-Près avec localisation de la faille de la Clarée.

Illustration 34 - Vue de la vallée de la Clarée, avec indication du tracé de la faille de la Clarée (tracé en rouge) (d'après Gidon, http://www.geol-alp.com/brianconnais/index_briancon.html)

La faille des Houerts pourrait aussi appartenir à ce système de failles du Briançonnais orient*al.* Elle passe peu à l'E du col de ce nom et traverse la vallée de l'Ubaye aux abords du débouché du vallon du même nom. Elle se suit ensuite vers le S en rive droite de la haute vallée de la Maira, à la limite des affleurements calcaires à l'W et siliceux à l'E, au moins jusqu'à la latitude d'Acceglio. Elle ne semble guère se poursuivre, vers le N, au delà de la limite N de la feuille (vallon d'Escreins). Elle tranche tout l'empilement des nappes. Son pendage, dirigé vers le SW, est en général fort mais s'atténue vers le haut. Son rejet possède une nette composante de chevauchement vers le NE, attestée par des crochons hectométriques (Jurassique du flanc W du Pic de Panestrel, Permo-Trias du flanc W de l'anticlinal de Marinet, sur les deux rives de l'Ubaye, à La Blachière), ce qui porte à la ranger dans les structures de rétrodéversement les plus tardives (d'après Gidon, feuilles de Chambeyron et de Briançon).

Illustration 35 - Vue du sud, depuis la Croix du Signal du Mélezet, avec interprétation du tracé de la faille de Ceillac (tracé en rouge, f.C) (d'après Gidon, http://www.geol-alp.com/brianconnais/index_briancon.html)

Système de failles transverses NE-SW

Au niveau de la vallée du Guil, au SE de Guillestre, plusieurs failles NE-SW, de longueur kilométrique à quelques kilomètres, sont observées. Visibles au sein de la zone interne, il n'est pas exclu qu'elles puisent trouver un prolongement dans la zone externe, au niveau du système de failles NE-SW de l'Embrunais (Tricart, 2004), Illustration 36.

Plus au sud, au niveau du système de failles de Serenne, Sue et *al.* (2007) décrivent le système de failles transverses NE-SW (N50° à N80°E) de Font Sancte - Houerts - Col Vieux visibles dans le Queyras et la Haute Ubaye. La faille principale de ce système, dite de Font Sancte, peut être suivie sur au moins 15 km de longueur, Illustration 37.

Selon Tricart et Sue (2006), Sue et *al.* (2007), les failles NE-SW à jeu décrochant senestre, transverses par rapport aux systèmes de failles NNW-SSE de la Haute Durance et de Serenne joueraient un rôle actif dans le cadre sismotectonique actuel de cette partie des Alpes.

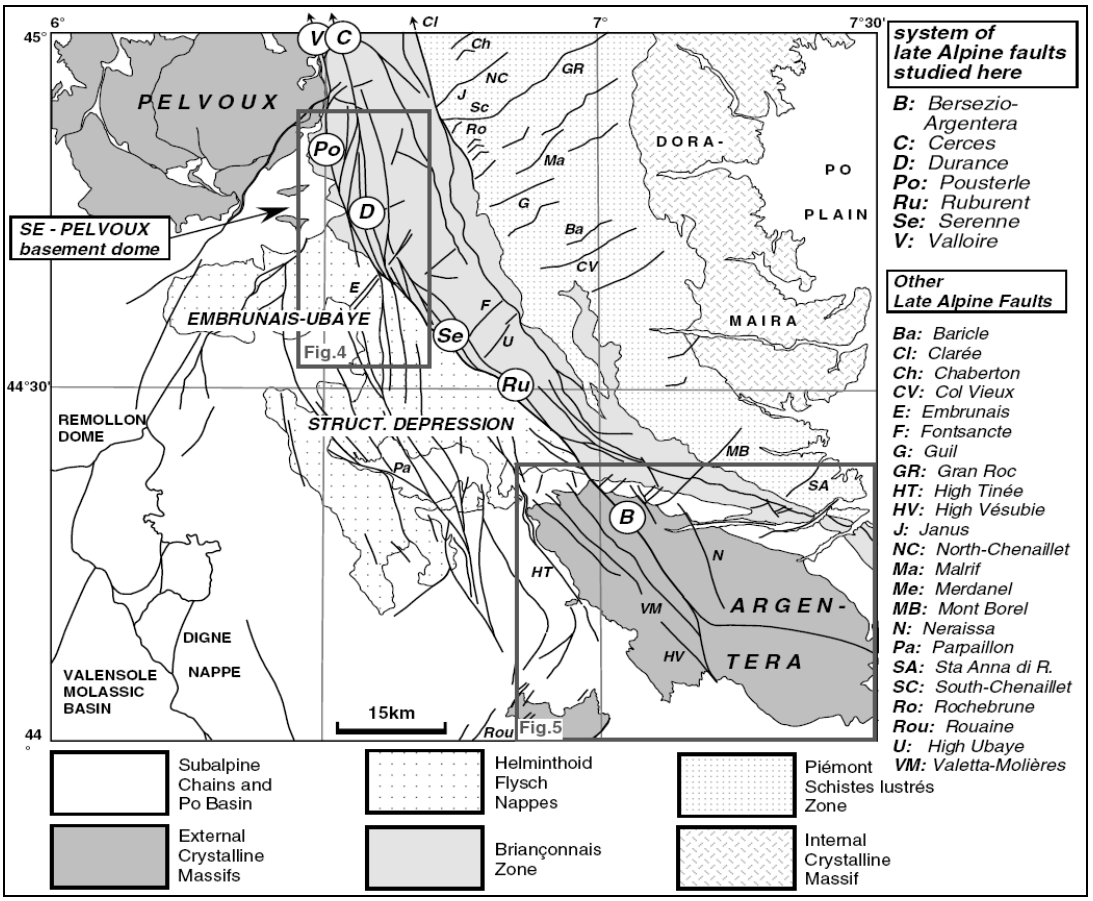
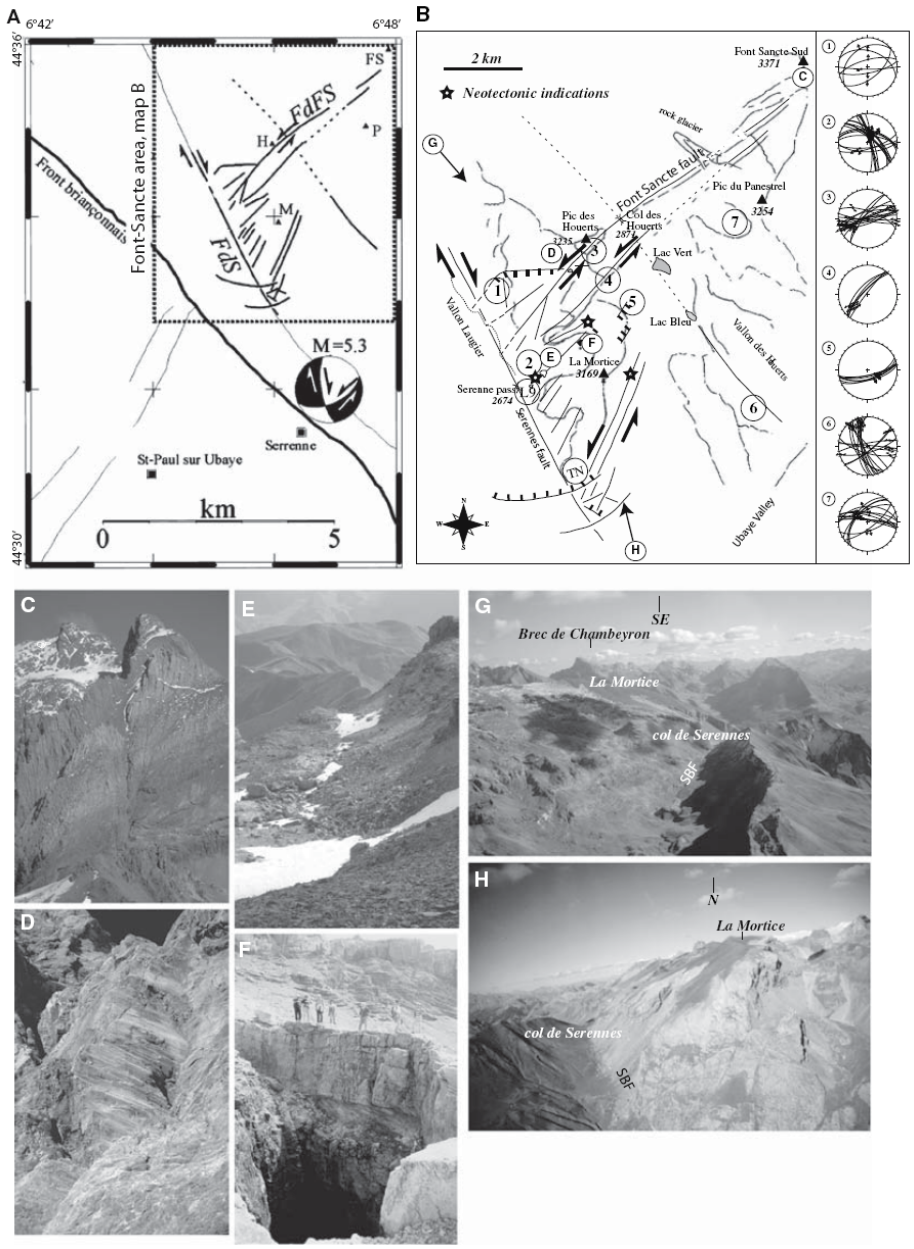


Illustration 36 – Carte schématique des failles longitudinales NNE-SSW et transverses NE-SW entre le Pelvoux et l'Argentera (d'après Tricart, 2004)



FdFS Faille senestre de Font-Sancte, FdS Faille dextre de Serenne
a) Localisation du séisme de Serenne (1959, Ml = 5.3)
b) Cartographie interprétative des failles, avec localisation des illustrations c à h. Les étoiles indiquent les observations néotectoniques (telles que les ruptures de pente observées dans les moraines, cf. exemple e))
c) Vue vers l'est de la faille senestre de Font Sancte.
d) Plan strié (30m de haut) relatif à la faille de Font Sancte et visible au Col des Houerts
e) Contre-pente observée dans les éboulis et moraines le long d'une faille transverse
f) Vue du gouffre de la Mortice, développé le long d'une faille transverse.
g et h, vues aériennes, respectivement vers le sud-est et le nord, de la faille de Serenne et montrant sont intersection avec la faille de Font-Sancte

Illustration 37 – Systèmes de failles NNW-SSE de Serennes et tansverses NE-SW de Font Sancte, localisation et indices néotectoniques (d'après Sue et al., 2007)

4.1.3. Interprétation du système à l'échelle régionale

A partir des cartes géologiques à 1/50 000, complétées par des études sur le terrain et des analyse de photos aériennes, satellites et modèle numérique de terrain, Sue (1998) puis Sue et Tricart (2003) proposent une synthèse cartographique des systèmes de failles longitudinales tardi-alpines de haute Durance et de Serenne.

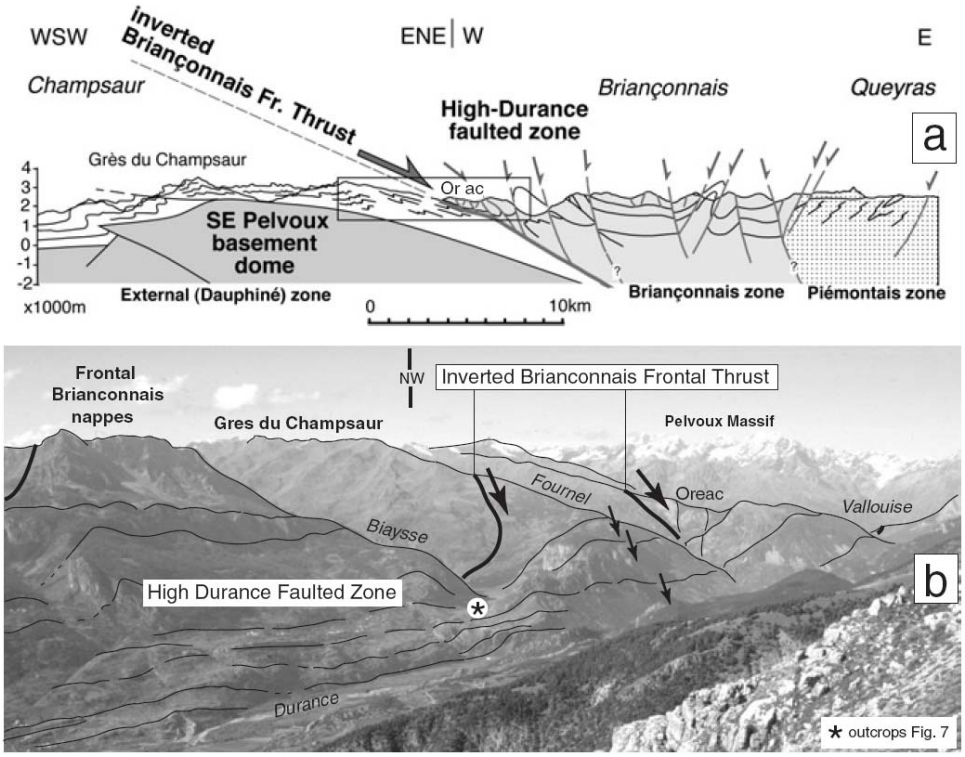
La cartographie du système de failles de Haute Durance montre une largeur de la bande de failles de 6 à 7 km, d''orientation N160°, avec un agencement des failles en forme d'amygdales. La géométrie des failles caractérise un système de fracturation en extension : ce sont des failles normales plus ou moins raides, conjuguées ou limitant des blocs effondrés et généralement basculés. Les failles à regard est dominent (Illustration 38).

Sue et Tricart (2003) puis Tricart (2004) proposent une carte schématique des failles qui constituent ce système, avec la nomenclature correspondante (Illustration 39). Les systèmes de failles de la Haute Durance rejoignent au sud le système de failles NS du Parpaillon, visible d'abord dans la nappe de flyschs à Helminthoïdes du massif du Parpaillon et se prolongeant jusque dans la nappe de Digne. Tandis que le système de la Haute Ubaye ou Serenne *s.l.*, de direction NW-SE, parallèle au chevauchement frontal briançonnais, se raccorde au sud au décrochement dextre de Bersezio, dans le massif de l'Argentera.

Selon Tricart (2004), l'arrangement des failles des systèmes de Haute Durance et de la Haute Ubaye avec, respectivement, les systèmes de failles du Parpaillon et de l'Argentera-Bersezio, représenterait la terminaison d'accidents décrochants dextres en structure de type « queue de cheval » (ou *horsetail*).

Cette interprétation est différente de celle proposée récemment par Sanchez et *al.* (2009), pour qui les systèmes de failles de Serenne et de Bersezio-Argentera correspondraient à une structure de type pull apart, avec les accidents NW-SE décrochants dextres majeurs, et des failles NS normales secondaires. Il s'agit d'un schéma qui néanmoins reste encore très interprétatif.

La direction de fracturation subméridienne (NNW-SSE) est indissociable d'une autre direction de fracturation, transverse sur la chaîne : NE-SW à presque EW. Ces deux directions correspondent à des failles normales, ce qui pourrait laisser croire à un régime extensif radial (Sue et Tricart, 2003).



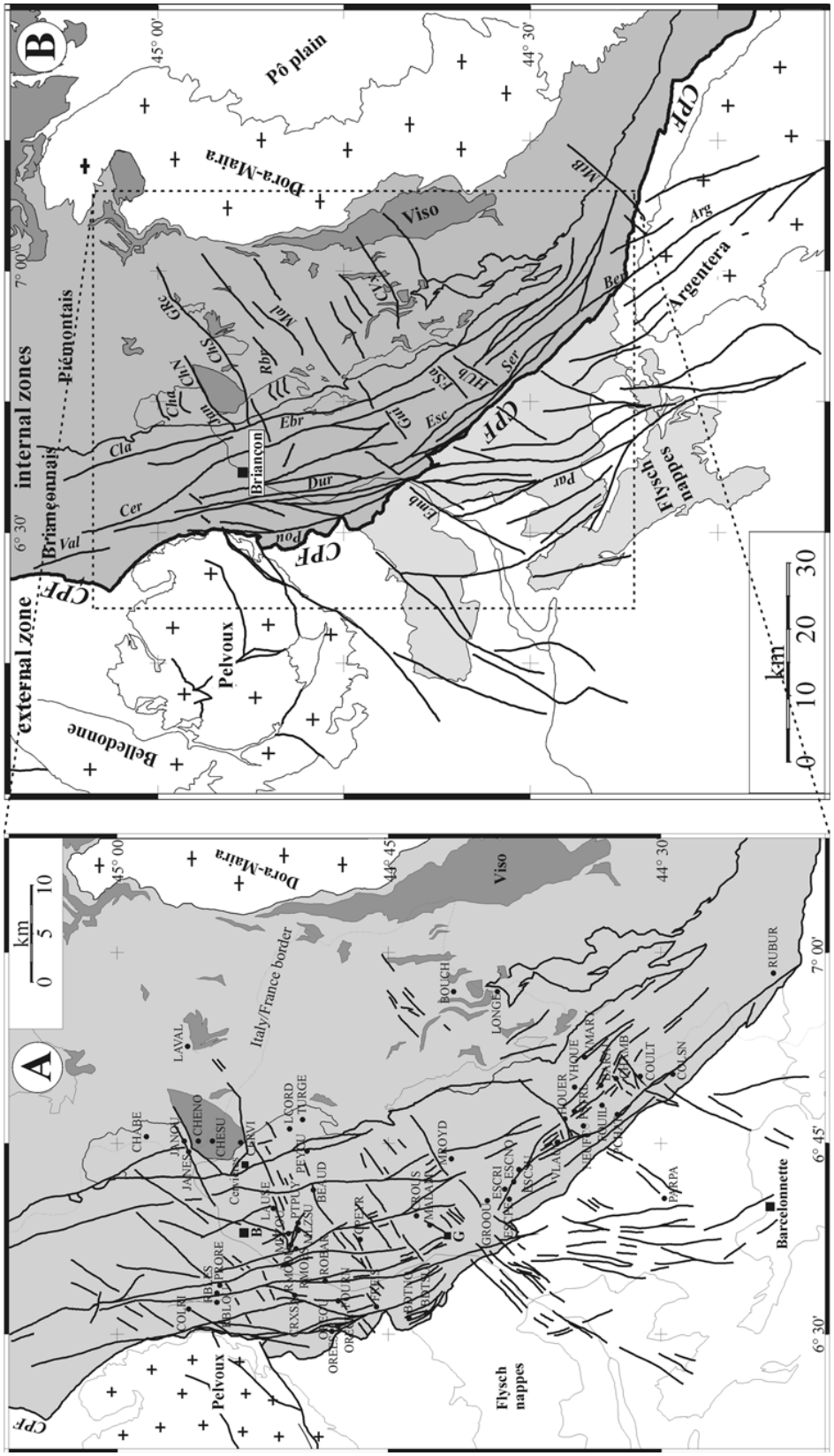
En illustration a, coupe schématique au niveau de la vallée du Fournel (Ouest de l'Argentière) ; le rectangle indique le lieu de vue panoramique de l'illustration b ; l'astérisque (sur illustration b) indique le lieu où ont été observés les tectoglyphes décrits en Illustration 41.

Illustration 38 - Le chevauchement frontal briançonnais repris en faille de détachement, et le système de failles normales de la Haute Durance (d'après Tricart, 2004)

Page suivante :

Illustration 39 – Carte des failles tardives entre les massifs cristallins externes du Pelvoux et de l'Argentera (d'après Sue et Tricart, 2003) : (a) Réseau de failles localisées à partir des observations terrain et des photo aériennes, satellites et MNT ; (b) Interpolation du réseau de failles localisées en (a)

Nom des principales failles tardi-alpines : Arg, Argentera ; Ber, Bersezio ; Cer, Cervières ; Cha, Chaberton ; ChN, nord Chenaillet ; ChS, sud Chenaillet ; Cla, Clarée ; CVx, Col Vieux ; Dur, Durance ; Ebr, Est Briançonnais ; Emb, Embrunais ; Esc, Escreins ; Fsa, Font Sancte ; Gui, Guil ; GRc, Gran Roc ; Hub, Haute Ubaye ; Jan, Janus ; Mal, Malrif ; Par, Parpaillon , Pou, Pousterle ; Rbr, Roche Brune ; Ser, Serenne ; Val, Valloire .


B
Pô plain
Dora-Maira
Viso
internal zones
Piémontais
Briançonnais
external zone
Briançon
Argentera
Flysch nappes
Pelvoux
Belledonne
CPF
km
0 10 20 30
A
Italy/France border
Flysch nappes
Barcelonnette
km
0 5 10

Champagnac et *al.* (2004) puis, Tricart et Sue (2006) concluent à la coexistence de deux directions extensives : 1) parallèle à l'axe de la chaîne, dans le cœur des Alpes occidentales, c'est-à-dire au niveau des nappes internes piémontaises, 2) perpendiculaire à l'axe de la chaîne, en bordure ouest des Alpes internes, au niveau de la zone briançonnaise.

Localement, la direction de contrainte peut varier brutalement, elle dépend étroitement de la préexistence de structures tectoniques majeures héritées de l'orogénèse alpine, et de leur capacité à être réactivées aujourd'hui. C'est notamment le cas de la région du graben du Chenaillet, celui correspond à une structure limitée par des failles NE-SW, à jeu normal à la fin du Miocène, puis composante senestre majeure au Pliocène, et probablement normal aujourd'hui (Tricart, 2004 ; Tricart et Sue, 2006).

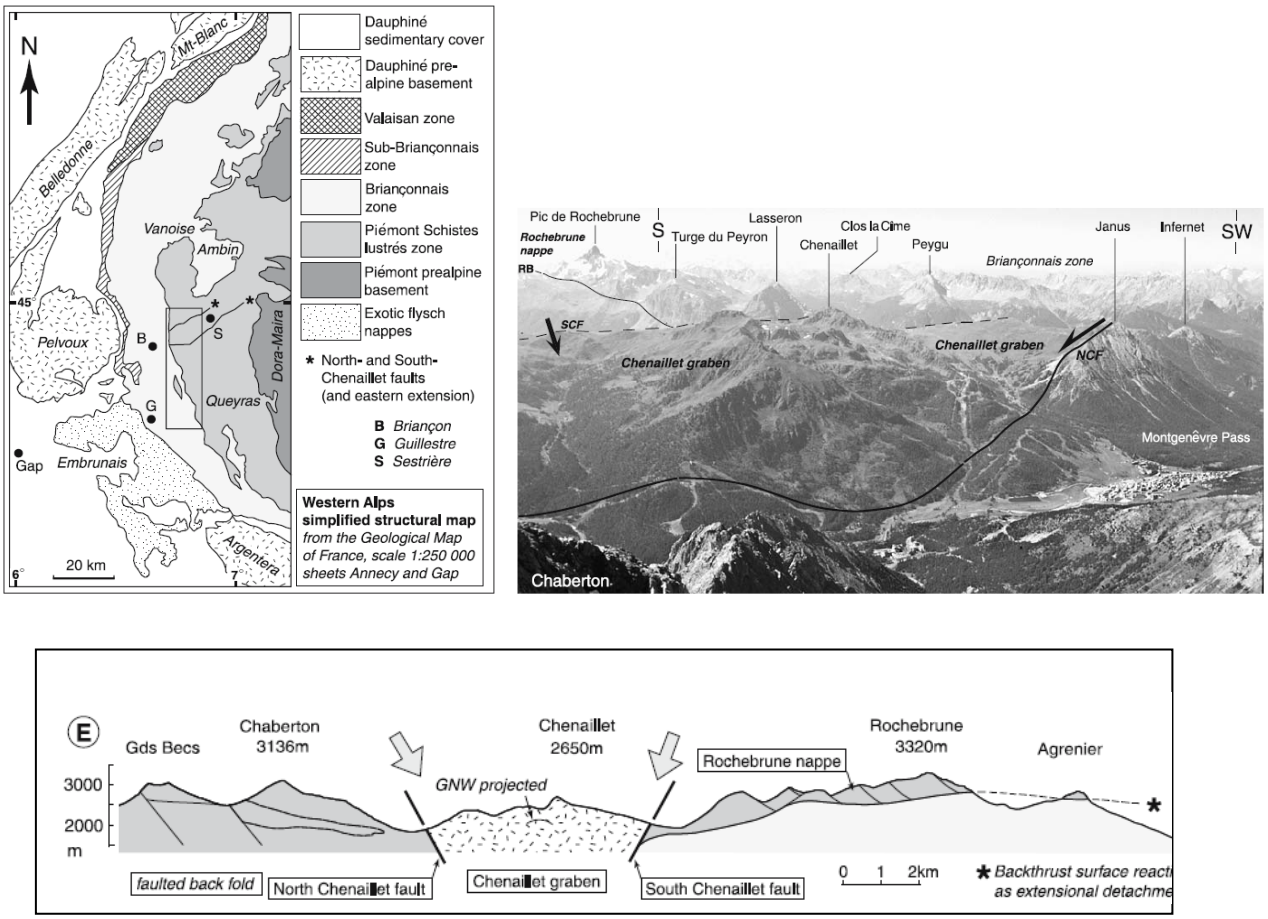


Illustration 40 - Graben du Chenaillet, localisation, coupe et vue panoramique (vue vers le SSW prise du sommet du Chaberton) (d'après Tricart et Sue, 2006)

4.2. ACTIVITE TECTONIQUE ACTUELLE

Depuis, le milieu des années 90, les systèmes de failles NNW-SSE visibles à l'est du front de chevauchement pennique, dans le Briançonnais, le Queyras, et la Haute Ubaye font l'objet de recherche spécifique concernant l'analyse des déformations post-nappes qu'ils présentent.

Ainsi, en 1996, Tricart et *al.* publiaient une première synthèse des déformations tectoniques récentes découvertes le long du système de failles de la Haute-Durance. Ils indiquaient notamment des failles métriques au sein de sédiments würmiens à Villard-Meyer et Montdauphin. Sue (1998) met cependant en doute l'origine des failles normales observées dans les formations fluvio-glaciaires würmiennes de Mont-Dauphin, lesquelles pourraient résultaient d'une compaction différentielle des terrains sous retour glaciaire. Concernant le site de Villard-Meyer, ces indices néotectoniques ne seront pas repris dans les travaux ultérieurs relatifs à l'analyse sismotectonique de cette région (avec notamment ceux de Sue, 2003 ; Champagnac, 2004 ; Sue et Tricart, 2003).

Jeu mixte ou successif Normal et Décrochant des failles NNW-SSE :

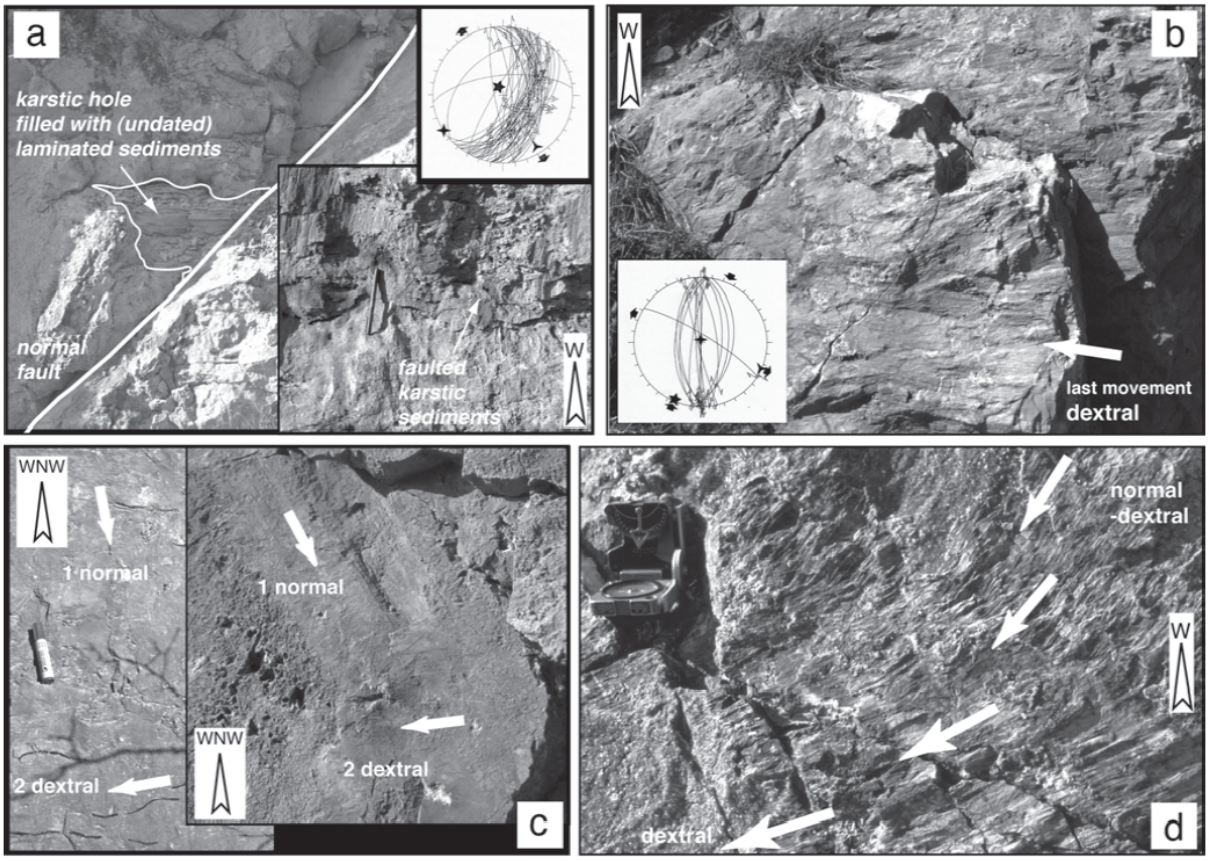
Dès 1955, que Debelmas indique à partir de la cartographie des nappes briançonnaises, le jeu dextro-normal de la faille de la Haute Durance, avec affaissement du compartiment est, marqué par 1 000 m de rejet environ. Cette double composante de mouvement sera confirmée par Tricart et *al.* en 1996, mais ces auteurs interprèteront par contre deux mouvements successifs, d'abord à composante principale normale, puis à composante principale dextre.

Tricart et *al.* (1996) appuient leur interprétation notamment sur les observations de tectoglyphes réalisées au Sud de l'Argentière, lesquels indiquent le jeu normal puis dextre du système de failles de la Haute Durance (Tricart, 2004), Illustration 41. Ce changement serait progressif, au moins localement. Il n'est à ce jour pas encore daté, cependant il aurait pu ce produire dès le début du Pliocène (Tricart, 2004).

Sur cette base, Tricart (2004) interprète l'exhumation des massifs cristallins externes, tels que ceux du Pelvoux et de l'Argentera, comme le résultat d'un soulèvement majeur tardif du socle périalpin juste en avant des nappes internes, lié au régime extensif affectant la partie interne de l'Arc au Miocène et Miocène supérieur, le chevauchement pennique frontal jouant alors en faille de détachement, avec affaissement des Alpes internes situées à l'est, et au contraire exhaussement des Alpes externes, situées à l'ouest. Au Pliocène, le socle de l'Argentera présente des déformations compressives orientées vers le sud. Selon Tricart (2004), le régime transpressif décrit au niveau du Massif de l'Argentera pourrait être commun à l'histoire tectonique de tous les massifs cristallins externes des Alpes occidentales, et aurait lui aussi contribué au soulèvement des massifs cristallins externes à la fin du Tertiaire.

Aujourd'hui, tant les mesures géodésiques que les données sismologiques, indiquent que le mouvement des failles NNW-SSE est cohérent avec un régime extensif E-W.

Cela implique donc un récent changement de régime tectonique régional, qui de décrochement redeviendrait plutôt à nouveau normal-décrochant.



a) poches karstiques, montrant des sédiments continentaux, post-karst affectés par des mouvements de failles normaux
b) stries horizontales et cannelures visibles sur un plan de faille N160°, attribuées au dernier mouvement de la faille, soit un mouvement dextre
c) deux directions de stries visibles sur un seul plan de faille, elles indiquent un premier jeu normal suivi d'un jeu dextre
d) la trace incurvée de stries montrent une évolution continue depuis un régime de déformation extensif vers un régime transtensif

Illustration 41 – Tectoglyphes visibles le long de la faille de la haute Durance, au sud d'Argentière (d'après Tricart, 2004)

Rupture de pente au niveau des versants :

Au nord de Saint-Martin-de-Queyrières, dans la vallée de la Haute Durance, les versants montrent localement des ruptures de pente très marquées, attribuées par Sue et Tricart (2003) à des failles normales du système de la Haute Durance, dont le rejet cumulé atteindrait le millier de mètres, Illustration 42. Ces ruptures de pente sont particulièrement bien visibles au niveau du Rocher-du-Baron, dans les quartzites du Trias affleurants à la base de la série de nappes briançonnaises.

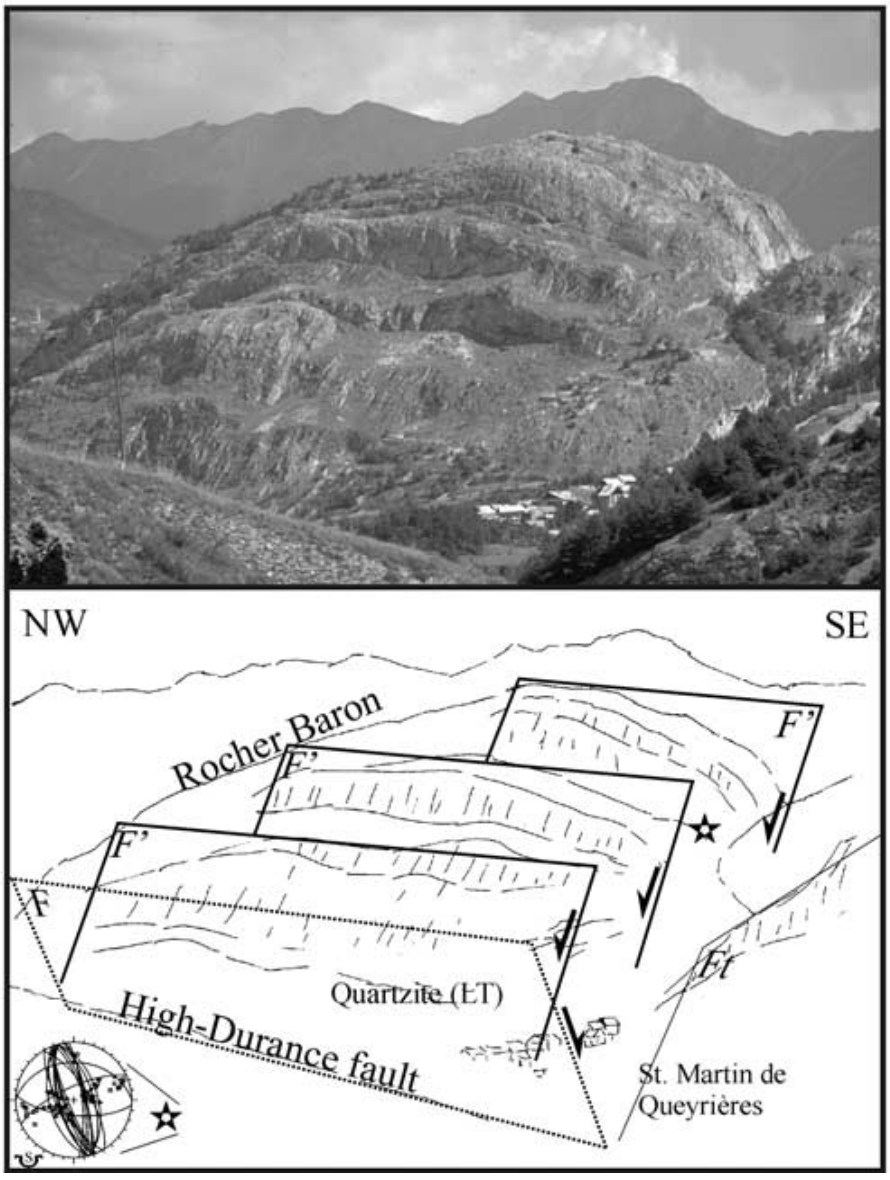


Illustration 42 – Failles normales secondaires observées dans le versant nord de la montagne dîte du Rocher-du-Baron, au nord de Saint-Martin-de-Queyrières (d'après Sue et Tricart, 2003)

Selon Sue et Tricart (2003), les failles normales NNW-SSE, à pendage Ouest, visibles au niveau du Rocher-du-Baron, c'est-à-dire en rive droite de la Durance, correspondraient à des failles normales secondaires du système de failles de la Haute Durance, le tracé du plan principal de la structure serait par contre plutôt au niveau de la vallée, et à pendage Est. Les mesures à l'affleurement des plans de failles striés indiquent principalement des failles normales NNW-SSE à pendage Ouest ou Est, mais aussi la présence d'une fracturation transverse ENE-WSW (telle que la faille notée FT à proximité de Saint-Martin-De-Queyrières).

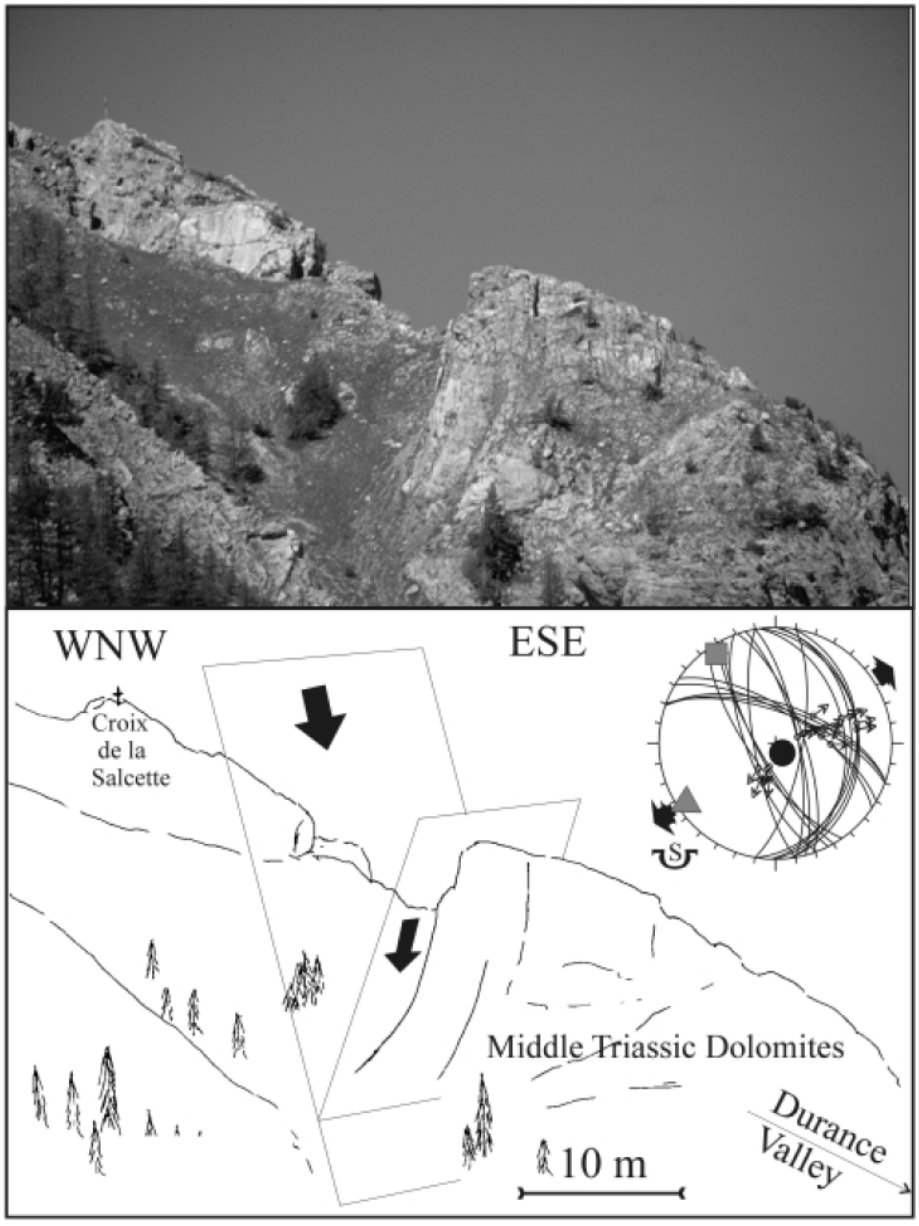


Illustration 43 - Rupture de pente observée dans le versant de la Croix-de-la-Salcette, attribuée au jeu normal de failles NNW-SSE (Sue et Tricart, 2003)

Entre Guillestre et Briançon, au niveau de versant dit « Croix-de-la-Salcette », une contre pente est observée dans les dolomies triasiques qui forment l'ossature du versant, Illustration 43. Au niveau de cette contre pente, les plans striés mesurés indiquent une direction de fracturation NNW-SSE à pendage E ou W. Sue et Tricart (2002) attribuent alors les déformations de la Croix-de-la-Salcette à deux failles conjuguées NNW-SSE, avec un jeu normal compatible avec une extension NW-SE.

Les travaux les plus récents (Champagnac, 2004 ; Hippolyte, 2009) portant sur l'analyse des indices néotectoniques tendent à montrer que la plupart des déformations observées pourrait être d'origine glaciaire. Ainsi, selon les descriptions faites par Hippolyte 2009, il n'est pas exclu que la rupture de pente de la Croix-de-la-Salcette présente en fait une structure e type Sackung. Un certain recul doit aussi être pris en ce qui concerne l'interprétation donnée aux ruptures de pente du Rocher-du-Baron, Illustration 42.

Interprétation de la sismicité

Sur la base de calculs de mécanismes au foyer de séismes et de coupes sismiques réalisées dans la partie sud occidentale des Alpes, au niveau des zones internes, Sue et Tricart (2003) distinguaient 3 segments sismiquement actifs des systèmes de failles NNW-SSE tardi-alpines, à savoir :

- la faille de la Durance, étendue entre Briançon et le Nord de Guillestre, (indexée « Dur », Illustration 39)

- la faille longeant à l'est la zone briançonnaise et étendue au sud du graben du Chenaillet, dénommée faille est briançonnaise, (indexée « Ebr », Illustration 39)

- la faille des Escreins-Serenne, de direction plutôt NW-SE, visible au sud de Guillestre et tracée sur 30 km de longueur environ (indexée « Esc « puis « Ser », Illustration 39).

Cette analyse sera par la suite complétée par Sue et *al.* (2007), Illustration 44. Confirmant une concentration des foyers de séismes au-dessus de l'ancien chevauchement pennique, des mécanismes au foyer qui indiquent pour la majorité un jeu normal des failles, mais aussi quelques mécanismes décrochants (dextres pour les plans NW-SE à NNW-SE et senestres pour les plans de direction transverse, NE-SW à E-W).

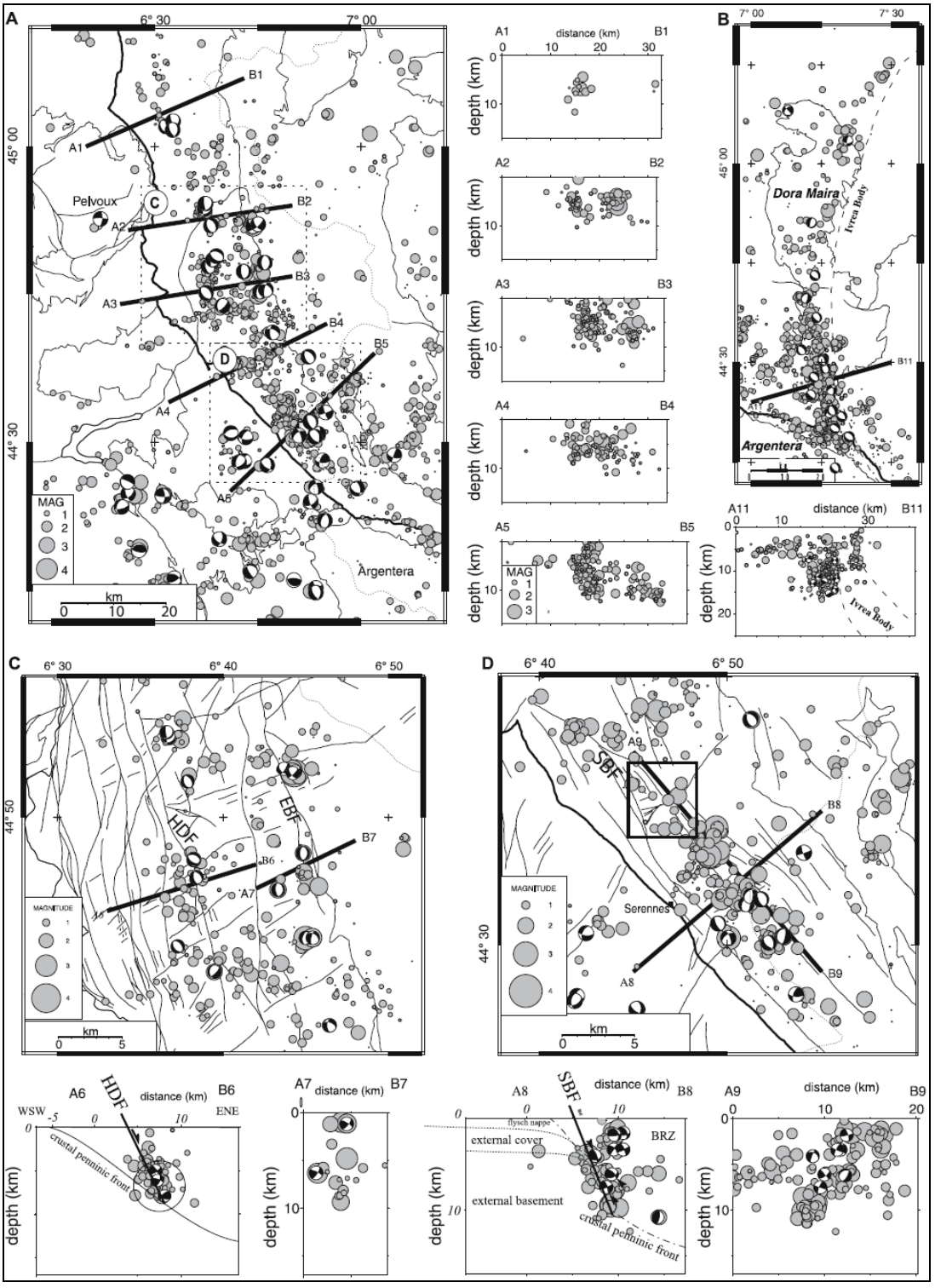


Illustration 44 – Résultats des calculs de mécanismes au foyer et coupes sismiques réalisés le long des systèmes de failles longitudinales tardialpines, Haute Durance, Serenne et Est Briançonnais (d'après Sue et al., 2007)

5. Sismicité

5.1. DONNEES DE BASE UTILISEES

5.1.1. Données macrosismiques ou de la sismicité historique

Lors d'un séisme, une intensité peut être qualifiée à partir des témoignages et des dégâts observés. Pour les événements historiques, la principale source d'information consiste en une compilation des témoignages, écrits et observations, permettant l'estimation de cette intensité. L'échelle EMS-98 (European Macroseismic scale), qui remplace l'échelle MSK (Medvedev, Sponheuer et Karnik) depuis le 1er janvier 2000, décrit les effets d'un tremblement de terre en termes de destructions des installations humaines mais également d'effets psychologiques sur la population (sentiment de peur, de panique, panique généralisée). Cette échelle comporte 12 unités. Les intensités déterminées en différents lieux permettent de définir des courbes de même intensité sismique, les courbes isoséistes. Elles permettent notamment de définir l'épicentre du séisme à partir de la courbe ayant le degré le plus élevé et, éventuellement, la profondeur focale à partir de l'écartement et de la forme de ces mêmes isoséistes.

Depuis 1975, le Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM), l'Électricité de France (EDF) et l'institut de Radioprotection et de Sûreté Nucléaire (IRSN) ont développé un programme de caractérisation de la sismicité historique en France en cherchant et en analysant les témoignages et observations sur les tremblements de terre de la littérature. Cette base de données macrosismiques (SisFrance) bénéficie d'une actualisation permanente. Sous l'influence du Ministère de l'Écologie et du Développement durable, celle-ci est accessible sur internet depuis 2002 (http://www.sisfrance.net).

La base de données, utilisée dans notre étude et concernant la sismicité historique, a été récupérée à partir de SisFrance et réduite à notre zone d'étude. Chaque événement, identifiable par un numéro, est décrit avec ses coordonnées (latitude/longitude et Lambert) accompagnées d'un indice de qualité sur cette localisation, sa date et son intensité associée à un nouvel indice de qualité.

5.1.2. Données microsismiques ou des séismes enregistrés

Complément indispensable aux catalogues de sismicité historique, les réseaux d'enregistrements de séismes (sismogrammes) permettent de mesurer la magnitude des séismes, c'est-à-dire l'énergie dissipée au foyer sous forme d'ondes sismiques. Cette grandeur donne aussi une indication sur la taille de la surface de la faille qui a rompu. La magnitude d'un séisme (notée M) est un chiffre sans dimension représentant l'énergie libérée lors de la rupture. La magnitude est unique pour un séisme et indépendante du lieu d'observation.

L'échelle de magnitude la plus connue est celle de Richter. Sur cette échelle, augmenter la magnitude d'une unité équivaut à multiplier par 30 l'énergie libérée par la rupture (Illustration 4). Ainsi, un séisme de magnitude 6 équivaut à la libération de l'énergie de trente séismes de magnitude 5. Cette échelle permet aussi d'apprécier les dimensions de la faille activée (coulissage moyen ou rejet, et longueur du coulissage). Dans la pratique, aucune magnitude mesurée n'a dépassé 9,5 (au Chili, le 22 mai 1960).

Les sismogrammes enregistrés par différentes stations sismiques réparties autour d'un séisme permettent d'en apprécier ses caractéristiques physiques, telles que : ses coordonnées épicentrales, sa profondeur (cette variable étant rarement très bien contrainte), sa magnitude. En outre, à partir de ces sismogrammes, il est parfois possible de définir le mécanisme au foyer du séisme, c'est-à-dire le type de faille mise en jeu.

Les données utilisées proviennent de trois réseaux d'enregistrement, dont 2 réseaux à couverture nationale (LDG et RENASS) et un réseau local (SISMALP), Illustration 45.

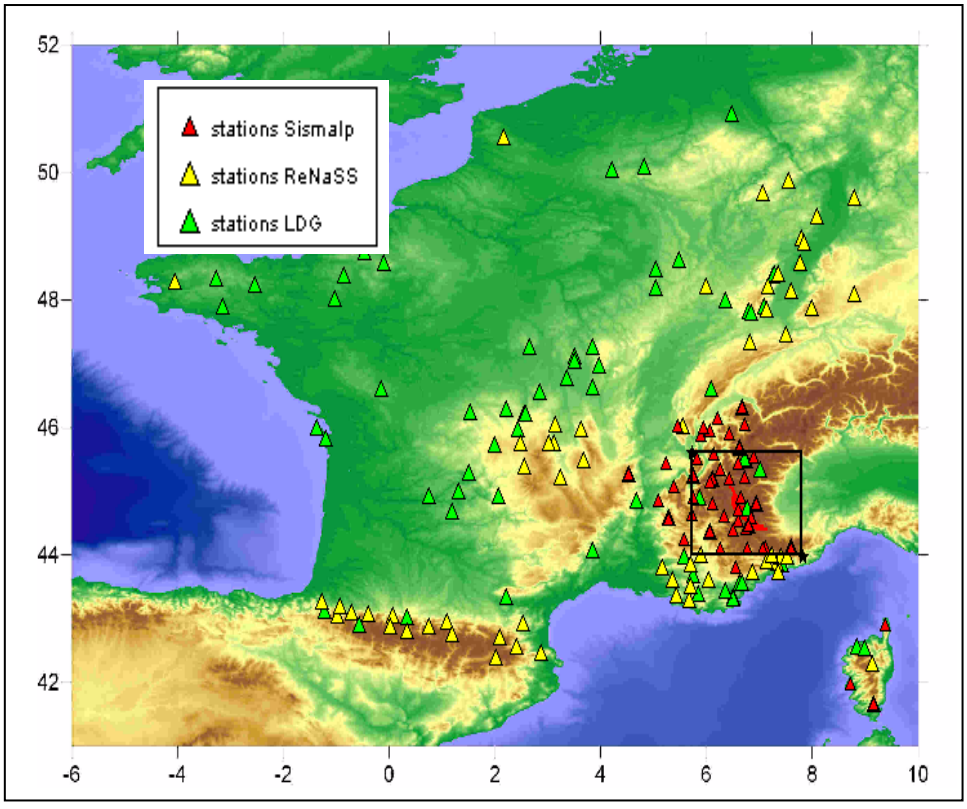


Illustration 45 - Répartition des stations sismiques des différents réseaux de surveillance en France

Le réseau national du Laboratoire de Détection Géophysique (LDG) du Commissariat à l'Energie Atomique, créé en 1962 correspond au premier réseau national français. Il est constitué de 30 stations.

Le Réseau National de Surveillance Sismique (RéNASS) est géré par l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg et le CNRS-INSU (*http://renass.u-strasbg.fr/*). 112 stations mesurent les trains d'ondes émises par les séismes.

Sismalp est un réseau local destiné à enregistrer avec le plus de précision possible la sismicité du SE de la France. Depuis 1994, il dispose de 44 stations d'enregistrement réparties sur l'ensemble du Sud-Est de la France, du lac Léman à la Corse. Les événements enregistrés par Sismalp couvrent une période de temps comprise entre 1989 et 2006. Les données LDG sont disponibles pour la période 1962-1979. Les magnitudes inférieures à 1,8 ne sont pas renseignées dans ce catalogue. Les positions des stations Sismalp permettent d'avoir une bonne couverture de la région d'étude. De plus les localisations réalisées par ce même réseau utilisent les stations italiennes, qui ne sont pas représentées sur l'Illustration 45, permettant d'obtenir une meilleure précision. Les autres réseaux sont répartis sur toute la France mais n'offrent pas la même couverture que Sismalp.

5.2. SISMICITE REGIONALE

L'Illustration 46 et le Tableau 1 présentent les épicentres de séismes historiques référencés par Sisfrance dans le Sud-Est de la France. On remarque que les événements macrosismiques d'intensités les plus importantes sont localisés dans le piémont italien et dans les alpes niçoises. Le long ou à proximité des systèmes de failles de la Haute-Durance et de Serenne, plusieurs séismes historiques ayant engendrés des dégâts prononcés sont toutefois localisés. Il s'agit notamment, par ordre chronologique, des séismes du :

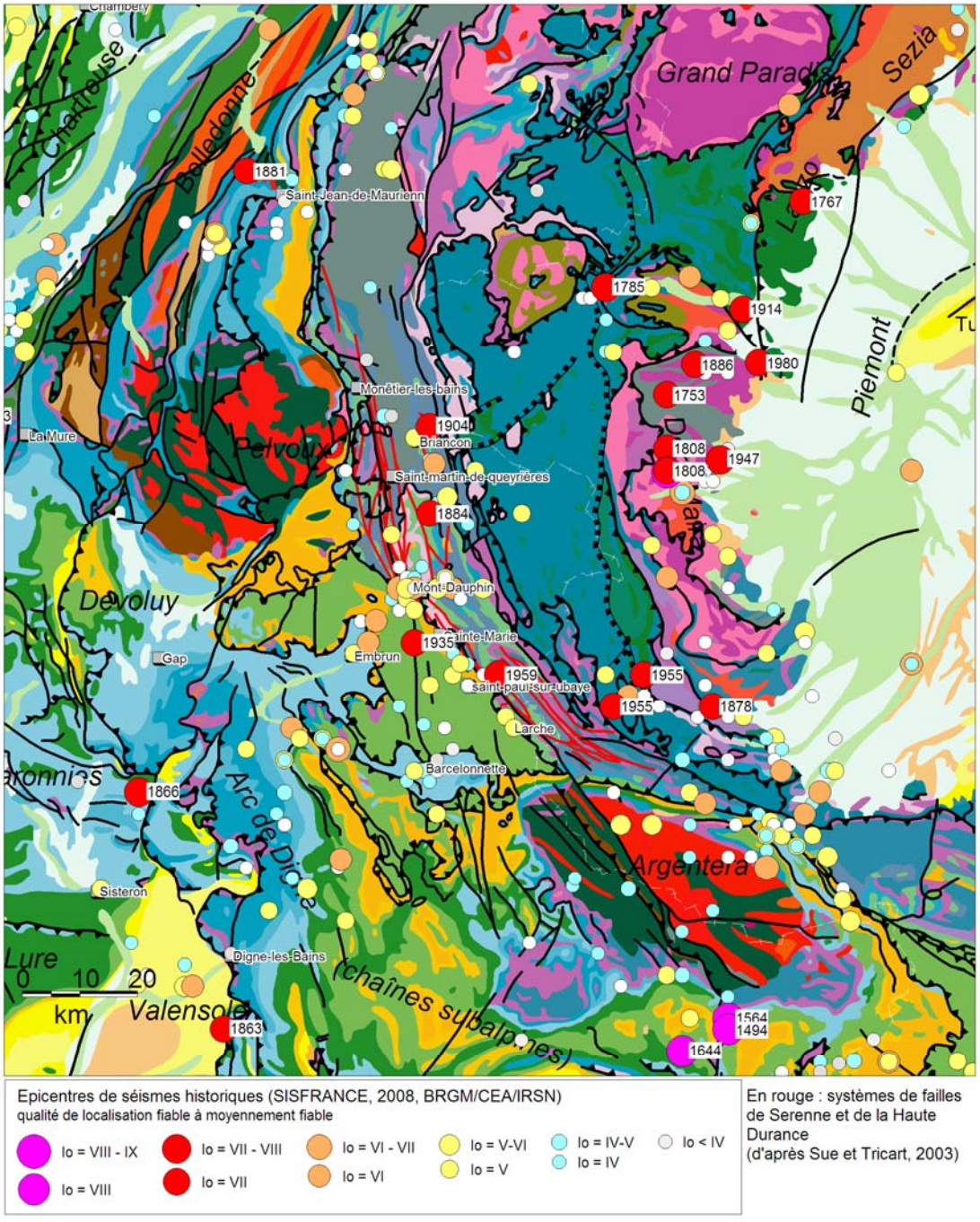
- 27 novembre 1884, d'intensité VII, localisé à mi-distance entre Guillestre et Briançon,
- 12 juillet 1904 à Briançon, d'intensité VII, localisé à Briançon,
- le 19 mars 1935 à St-Clément, d'intensité VII, localisé entre Guillestre et Saint-Paul-sur-Ubaye,
- avril 1959, d'intensité VII-VIII, localisé à St-Paul-sur-Ubaye.

Les Illustration 47 et Illustration 48 présentent les épicentres de séismes enregistrées dans cette partie des Alpes. L'arc interne liguro-piémontais ainsi que l'arc interne briançonnais se caractérisent par la concentration particulièrement élevée des épicentres. Une représentation des séismes en fonction de la profondeur de leurs hypocentres permet de constater qu'ils se sont majoritairement produits entre 5 et 10 kilomètres.

A proximité des systèmes de failles de Serenne et de la Haute Durance, 4 séismes de magnitude au moins égale à 4 ont été enregistrés depuis 1962 :

- 3 séismes de magnitude LDG 4, datés du 12 avril 1962, du 6 juin 1971, et du 3 juillet 1977 (source LDG),
- 1 séisme de magnitude 4.2, daté du 10 octobre 1980 (source RENASS).

A l'est, au niveau du massif de Dora Maira, on relève en particulier le séisme du 5 janvier 1980, de magnitude LDG 5.3 (source RENASS).

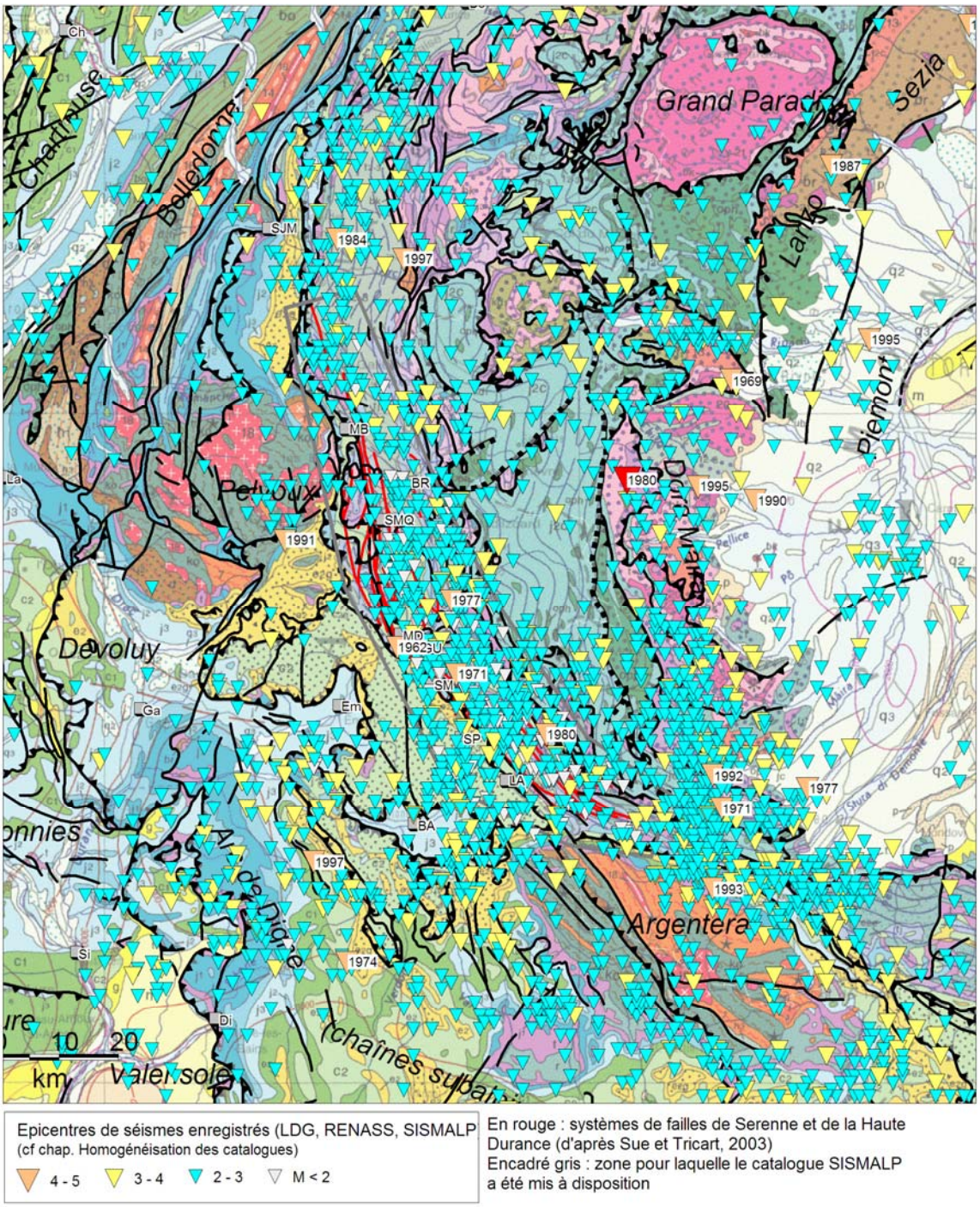


Fond de carte : carte géologique de la France à 1/1 000 000

Illustration 46 - Carte des événements historiques dans la zone d'étude (base Sisfrance, BRGM, EDF et IRSN)

Numéro de l'évènement	An	Mois	Jour	Intensité	Latitude	Longitude
1130112	1808	4	2	VIII	44.51	7.11
60028	1644	2	15	VIII	43.57	7.13
60018	1618	1	18	VIII	43.53	7.17
60010	1564	7	20	VIII	44.00	7.19
60006	1494	6	23	VIII	43.59	7.19
1130012	1831	5	26	VIII	43.51	7.50
40045	1866	5	19	VII-VIII	44.21	6.02
40109	1959	4	5	VII-VIII	44.32	6.49
1130111	1785	9	12	VII-VIII	45.08	7.03
1130122	1947	2	17	VII-VIII	44.52	7.18
730122	1881	7	22	VII	45.19	6.16
40044	1863	6	9	VII	43.59	6.13
50043	1935	3	19	VII	44.35	6.38
50032	1904	7	12	VII	44.55	6.40
50025	1884	11	27	VII	44.47	6.40
1130108	1955	6	20	VII	44.29	7.04
1130107	1955	5	12	VII	44.32	7.08
1130110	1753	3	9	VII	44.58	7.11
1130562	1808	4	18	VII	44.53	7.11
1130128	1886	9	5	VII	45.00	7.14
1130039	1878	6	7	VII	44.29	7.17
1130121	1914	10	26	VII	45.06	7.21
1130135	1980	1	5	VII	45.01	7.23
1130573	1767	5	26	VII	45.16	7.29
1130116	1808	4	16	VII	44.51	7.11

Tableau 1 – Liste des séismes historiques référencés dans la zone d'étude et d'intensité au moins égale à VII (cf Illustration 47)



Epicentres de séismes enregistrés (LDG, RENASS, SISMALP)
(cf chap. Homogénéisation des catalogues)
4 - 5 | 3 - 4 | 2 - 3 | M < 2

En rouge : systèmes de failles de Serenne et de la Haute Durance (d'après Sue et Tricart, 2003)
Encadré gris : zone pour laquelle le catalogue SISMALP a été mis à disposition

Illustration 47 - Carte de la répartition de la sismicité instrumentale dans la zone d'étude, d'après les catalogues de sismicité LDG, RENASS et SISMALP (voir le chapitre suivant pour l'homogénéisation des catalogues et la suppression des doublons)

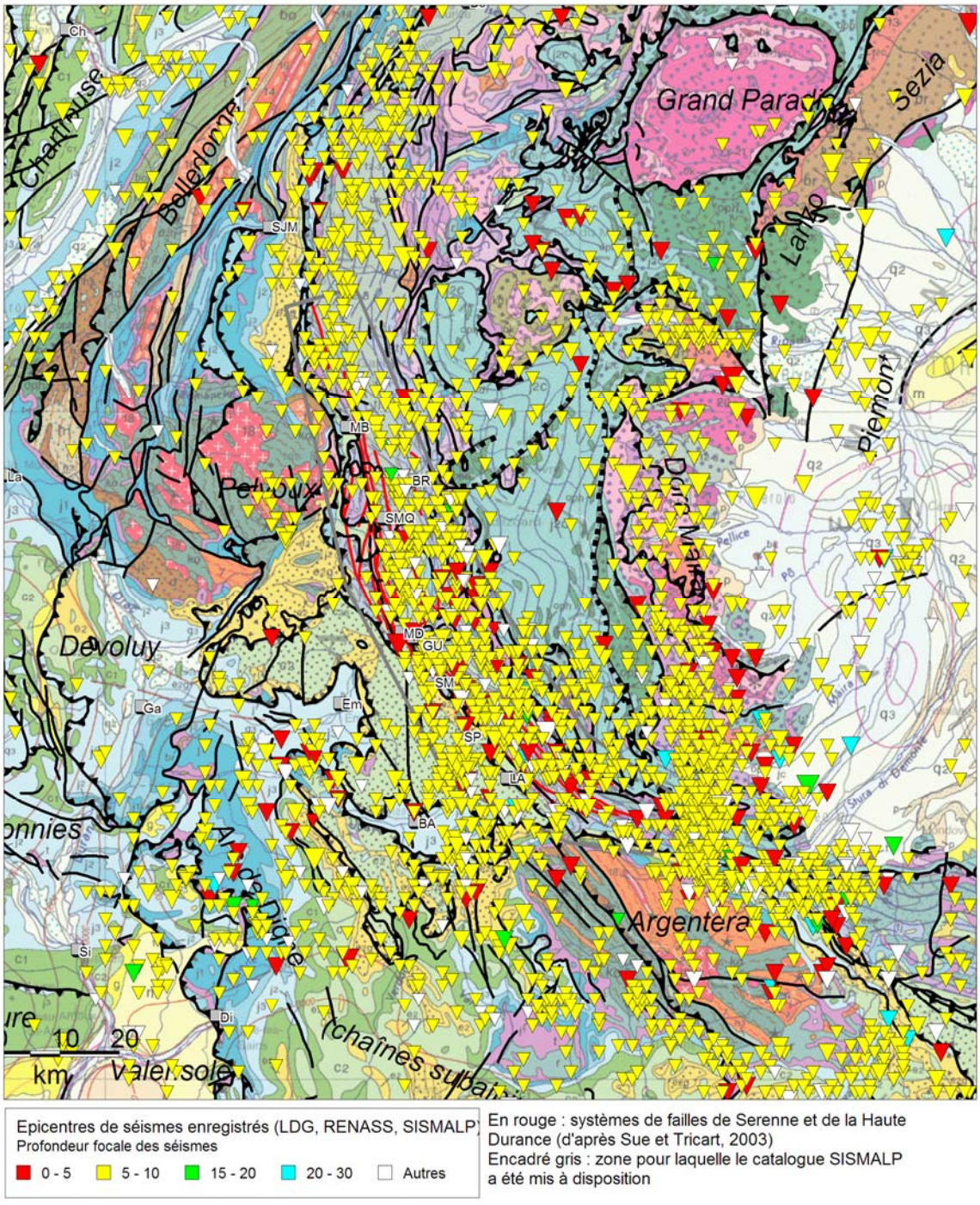


Illustration 48 - Représentation de la sismicité instrumentale en fonction de la profondeur, d'après les catalogues de sismicité LDG, RENASS et SISMALP (voir le chapitre suivant pour l'homogénéisation des catalogues et la suppression des doublons)

5.3. SEISME MAJEUR ASSOCIE AU JEU DU SYSTEME DE FAILLES DE SERENNE

Le séisme le plus fort connu localisé à proximité du système de failles de Serenne correspond à l'événement du 5 avril 1959 dans la région de l'Ubaye. L'épicentre se situe à St-Paul-sur-Ubaye. Sisfrance évalue l'intensité macrosismique maximale entre VII et VIII.

Les courbes d'isoséistes s'étendent sur une partie du sud-est et le séisme est ressenti jusqu'à Grenoble, St-Jean de Maurienne, Manosque et Nice (Illustration 49). En utilisant la relation de Sponheuer (1960), une profondeur focale d'environ 7 km est estimée.

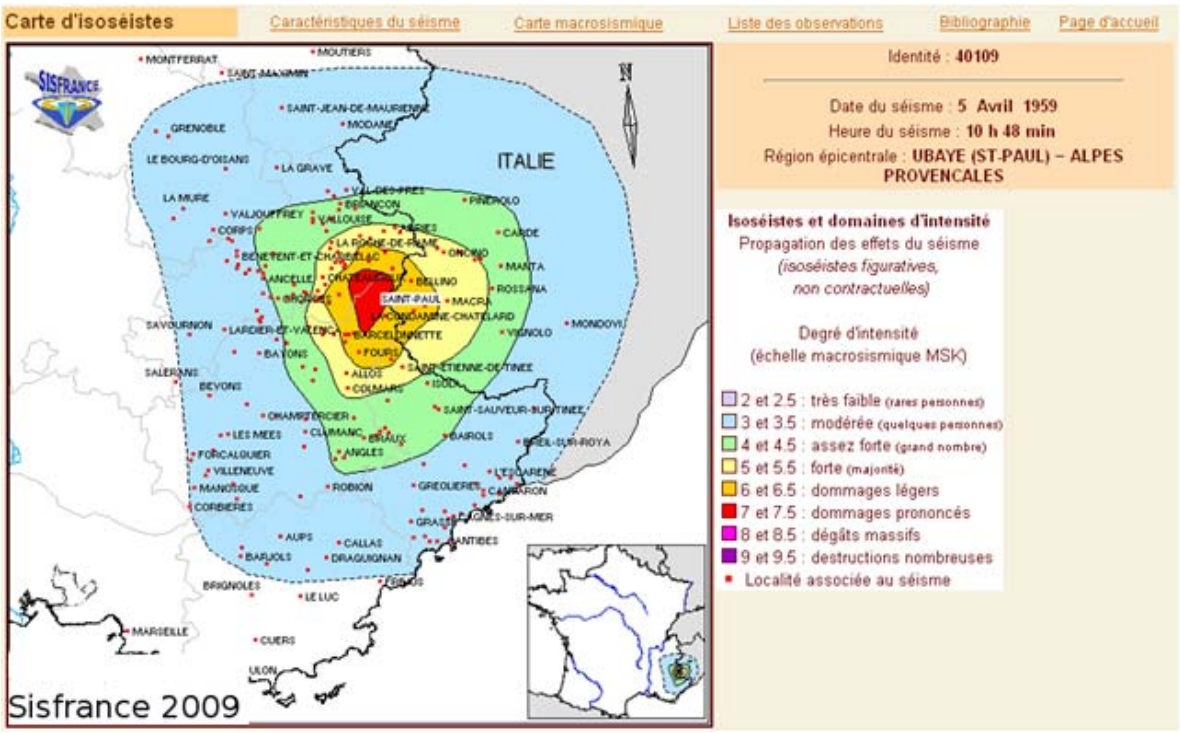


Illustration 49 - Carte d'isoséistes pour le séisme du 05/04/1959 à St-Paul (d'après la base Sisfrance, BRGM, EDF et IRSN)

Concernant ce séisme, on cite le témoignage d'un habitant de St-Paul, extrait de La Marseillaise, édition du mardi 7 avril 1959 : « *[...] je ne voyais plus rien au milieu de la poussière soulevée par le plâtras. La cheminée s'est écroulée là, juste où venait de reposer mon bébé. J'ai voulu sortir mais la porte, qui avait joué, ne pouvait plus s'ouvrir. [...]* ».

Par ailleurs, l'intensité du séisme ressentie dans la plupart des communes près de St-Paul a pu être établie notamment grâce à la description détaillée d'un rapport de gendarmerie. Celui-ci est présenté en Annexe 2.

5.4. SEISMES MAJEURS ASSOCIES AU JEU SYSTEME DE FAILLES DE LA HAUTE-DURANCE

Trois événements majeurs connus sont localisés à proximité du système de failles de la Haute-Durance. Un premier séisme a eu lieu à Guillestre le 27 novembre 1884, un second le 12 juillet 1904 à Briançon et le dernier le 19 mars 1935 à St-Clément (Illustration 46).

L'Illustration 50 présente les isoséistes du séisme de 1884, de Guillestre. Son intensité épicentrale estimée à VII. La profondeur focale du séisme paraît par contre plus importante que pour le séisme de 1959 (supérieure à 10 km ?).

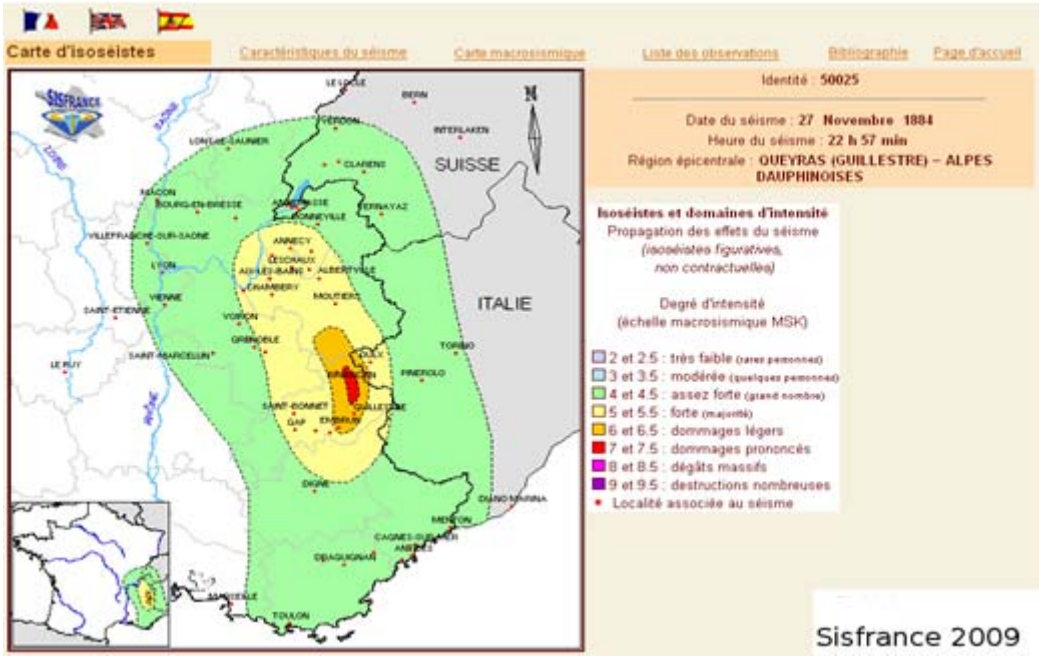


Illustration 50 - Carte d'isoséistes pour le séisme du 27/11/1884 à Guillestre (d'après la base Sisfrance, BRGM, EDF et IRSN)

Concernant le séisme du 12 juillet 1904, d'intensité épicentrale VII, localisé à Briançon, les observations macrosismiques ne sont pas suffisamment nombreuses et fiables pour tracer les isoséistes.

Les courbes isoséistes du séisme du 19 mars 1935, d'intensité épicentrale VII, et d'épicentre localisé à St-Clément, Illustration 51, montrent que le séisme a été ressenti jusqu'à Nice, Fréjus, Manosque ou encore Allevard. Les résultats sur le calcul de profondeur focale permettent d'estimer celle-ci à environ 8 km.

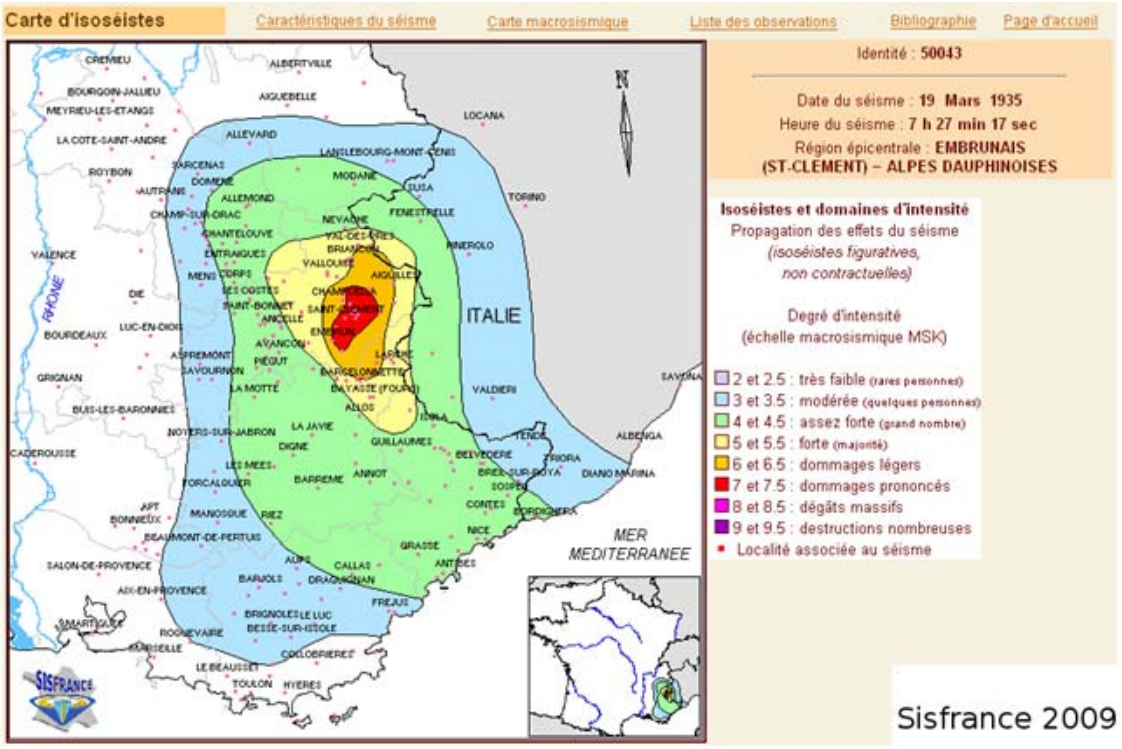


Illustration 51 - Carte d'isoséistes pour le séisme du 19/03/1935 à St-Clément (d'après la base Sisfrance, BRGM, EDF et IRSN)

A propos du séisme de 1935, l'édition de juillet 1935 du journal L'astronomie, présente le témoignage d'un résident de Beaulieu-sur-Mer :

« De Beaulieu-sur-Mer (Alpes Maritimes), M. Neujahr, membre de la société, nous adresse la lettre suivante :

> *Ce matin 19 mars, à 7h35 (d'après le temps donné par une émission de T.S.F), une secousse séismique s'est fait sentir.*
> *Le phénomène me paraît avoir duré 10 secondes.*
> *Dans la villa et celle voisine, diverses personnes qui étaient encore couchées, ont été réveillées brusquement. Un enfant qui dormait s'est réveillé en pleurant.*
> *Ma mère, qui était assise, a eu l'impression que sa chaise lui échappait.*
> *A ce moment je regardais vers la mer et je vis une vague, genre de lame de fond, qui barrait toute la baie. Cette vague paraissait venir de la direction est, quoique le vent fût nettement sud-ouest.*
> *Le tremblement de terre a été ressenti à Marseille, Toulon, Gap, Draguignan, ainsi qu'en d'autres localités des Bouches-du-Rhône, du Var, des Alpes-Maritimes et des Hautes-Alpes. »*

5.5. CRISES SISMIQUES A PROXIMITE DES SYSTEMES DE FAILLES DE SERENNE OU HAUTE DURANCE

Une crise sismique en essaim est une succession de séismes en un endroit donné et pour une période plus ou moins longue. Ce phénomène est très différent de la séquence habituelle « séisme principal et répliques » et est caractérisé par l'absence d'un séisme de beaucoup plus forte magnitude.

La vallée de l'Ubaye est marquée par des crises sismiques régulières (quasi annuelles), mais celles-ci ne durent que quelques semaines, n'attirant ainsi guère l'attention (Sismalp, http://sismalp.obs.ujf-grenoble.fr/cases/ubaye/ubaye.html). On retient cependant 3 grandes crises ayant eu lieu en : 1976-1977, puis 1989, et 2003-2004.

Les deux plus anciennes sont situées sous le massif du Chambeyron. La troisième dans la région de l'Ubaye.

Concernant les séismes de la crise de 1976, la précision de leurs localisations est faible à cette époque. Cette crise reste mal connue, hormis les résultats obtenus par un réseau sismologique temporaire sur une courte durée (mi-septembre à mi-octobre 1977).

Concernant la crise sismique de 1989, celle-ci s'est produite en janvier. Entre le 22 et le 26 janvier sept événements de magnitude ML comprises entre 2,4 et 3,4 ont été localisées (Guyoton et *al.*, 1990).

L'étude menée par Jenatton et *al.* (2007) sur la crise sismique en 2003-2004 a permis de localiser environ 16.000 événements près de Condamine-Châtelard. Leur magnitude oscille entre -1 et 3 (ML Sismalp) et le plus fort séisme enregistré eut lieu le 16 octobre 2003 à Condamine-Châtelard avec une magnitude égale à 2,7 (ML Sismalp).

Cette crise peut-être décomposée en 5 phases (Sismalp, http://sismalp.obs.ujf-grenoble.fr/cases/ubaye/ubaye.html) :

- Une première phase se situe entre janvier et fin avril 2003 : l'activité sismique est modérée, avec 8 événements par jour.
- A partir de mai et jusqu'au 20 juin 2003 : l'activité augmente (24 séismes par jour) mais les magnitudes ne dépassent pas 1,5.
- La période entre le 21 juin et le 5 octobre 2003 : la crise sismique est la plus active, avec en moyenne 80 événements par jour et un pic à 361 séismes le 23 juin. 9 événements ont une magnitude supérieure à 2.
- Une quatrième phase entre le 6 et le 30 octobre 2003 : elle montre une diminution de l'activité sismique avec la présence d'événements dont la magnitude est supérieure à 2,5.
- La dernière phase entre novembre 2003 et décembre 2004 : elle traduit une diminution significative du nombre de séisme par jour avec quelques périodes plus actives.

Les épicentres de séismes de la crise 2003-2004 présentent un alignement régulier N135° à 150°E. Cet alignement est situé, dans le prolongement NW du système de failles de l'Argentera-Bersezio. Selon les auteurs (Jenatton et *al.*, 2007), il n'est donc pas directement lié au jeu du système de failles de Serenne. Pour Sanchez et *al.* (2009), il s'agirait de la faille de Jausier. La coupe sismique indique par ailleurs, un plongement du plan de faille d'environ 80° vers le SW, tandis que la profondeur des séismes est limitée à 12 km. Les mécanismes au foyer montrent un jeu décrochant dextre à normal de la faille.

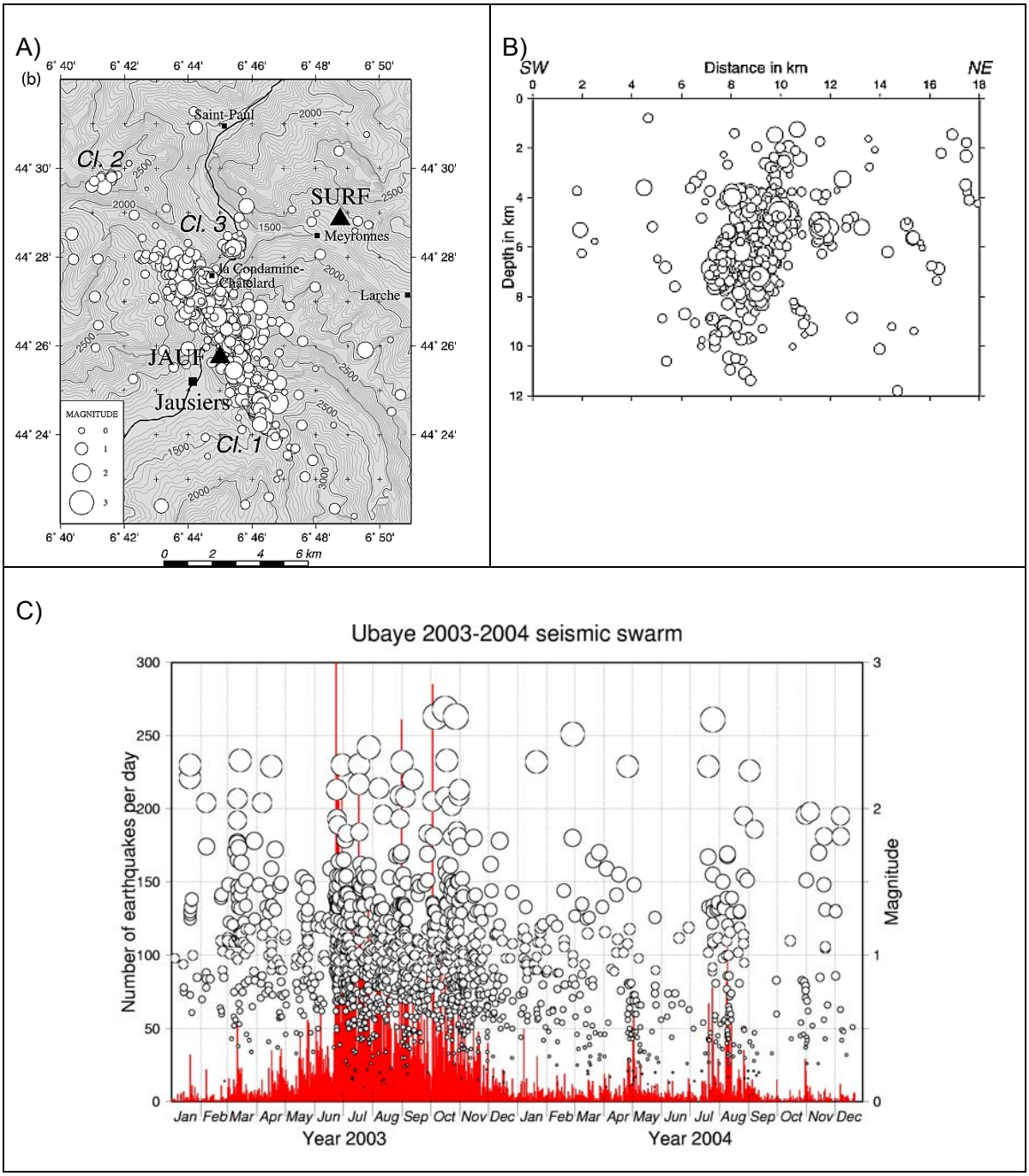


Illustration 52 - Crise sismique de 2003-224 dans l'Ubaye (d'après Jenatton et al., 2007) : A) localisation des épicentres, B) coupe sismique SW-NE, C) Evolution temporelle de la crise sismique (d'après Jenatton et al. 2007

6. Construction d'un catalogue homogène de sismicité pour le calcul d'aléa

Les données utilisées ont été fournies par le réseau de surveillance des Alpes Sismalp ou récupérées pour les données LDG, ReNaSS et Sisfrance.

Les événements enregistrés par Sismalp couvrent une période de temps comprise entre 1989 et 2006. Sismalp est un réseau local offrant la meilleure précision sur les localisations parmi les différentes bases de données. Afin d'améliorer cette précision, une mission de relocalisation sismique a été réalisée à Sismalp. Dans le cadre de cette étude, les données fournies par Sismalp ont une magnitude supérieure à 1.5 et concernent une zone étroite autour des systèmes de failles de Serenne et de la Haute-Durance.

Les données LDG sont disponibles pour la période 1962-1979. Les magnitudes inférieures à 1,8 ne sont pas renseignées dans ce catalogue.

Les informations obtenues grâce au catalogue ReNaSS incluent des données entre 1980 et 2008. Elles nous renseignent sur des événements dont la magnitude est supérieure à 2.

Les magnitudes de ces trois précédents catalogues expriment des enregistrements instrumentaux. Les données Sisfrance, fournissent quant à elles, des événements historiques entre 1494 et 2007 et les intensités macrosismiques qui leurs sont associées.

L'ensemble des données couvre donc la période entre 1494 et 2008 et les magnitudes inférieures à 1,5 ne sont pas présentes dans ce catalogue.

6.1. HOMOGENEISATION DES MAGNITUDES

Plusieurs magnitudes existent et s'expriment à travers des méthodes de calcul différentes. On distingue notamment les magnitudes liées aux ondes de surface (Ms), aux ondes de volume (Mb), à la durée du signal (Md) ou encore les magnitudes de séismes locaux calculées à partir de l'amplitude maximale des ondes (ML) et les magnitudes liées à l'énergie relâchée lors d'un événement et calculées à partir du moment sismique (Mw).

L'homogénéisation du catalogue consiste à rendre les magnitudes comparables entre elles. En effet, bien que les magnitudes des catalogues Sismalp, ReNaSS et LDG soient des magnitudes locales, chaque réseau a ses spécificités et obtient des valeurs différentes. De plus des effets d'amplification locaux ou des méthodes de calcul légèrement différentes peuvent expliquer ces écarts de magnitude. De nombreuses

lois de conversion existent reliant les magnitudes locales, magnitudes de moment, magnitudes de surface, magnitudes locales LDG et intensités macrosismiques.

Avant de sélectionner les lois de conversion à utiliser, on va, dans un premier temps, individualiser tous les doublons. Les doublons sont les événements similaires, enregistrés par plusieurs réseaux différents. On se base alors sur des critères de reconnaissance de la date et de la localisation. Selon la nature de la donnée (séisme historique ou instrumental) les distances de référence et l'intervalle de temps sont différents. Ainsi pour un événement historique la distance à partir de laquelle il ne peut pas être défini comme un doublon est de l'ordre de 40 km. Pour les séismes instrumentaux un intervalle de durée de 30 secondes est considéré ainsi qu'une distance de 3 km.

L'outil informatique MapInfo permet, à partir d'une requête SQL, de sélectionner les événements correspondant aux critères de sélection des doublons définis précédemment. Ces données ainsi obtenues, nous avons donc accès à des informations sur les magnitudes offrant la possibilité de faire le lien entre les catalogues. En effet pour un même événement, plusieurs magnitudes sont disponibles permettant de comparer ou établir des lois de conversion.

Dans le cadre de notre étude d'aléa probabiliste, les magnitudes utilisées sont Ms ou Mw. Le choix d'une homogénéisation préliminaire à la magnitude ML LDG a été effectué car celle-ci est une référence en France. En effet, les précédentes études d'homogénéisation de catalogue pour cette zone d'étude ont utilisé ces mêmes magnitudes ML LDG (Grünthal, 2009; Étude zonage sismique de la France GEOTER, 2002; Nicolas, 2000). Une comparaison sera alors possible avec ces différents travaux. De plus les changements entre ML LDG et les magnitudes Ms ou Mw présentent le moins de conversion. Cette caractéristique est importante car elle évite l'accumulation des erreurs.

Le problème réside maintenant dans les conversions des magnitudes ReNaSS et Sismalp ainsi que les intensités macrosismiques en magnitude locale LDG. Aucune loi de conversion n'existe à ce jour entre les magnitudes (ce qui n'est pas le cas des intensités) et il est donc nécessaire de réaliser une analyse de ces données.

La représentation graphique des magnitudes LDG en fonction de celles du ReNaSS, pour les doublons de notre catalogue, souligne deux tendances (Illustration 53) :

- Il y a une grande disparité pour les magnitudes inférieures à 3,
- Les magnitudes semblent s'homogénéiser au-delà de cette valeur.

Ces deux comportements se retrouvent statistiquement. En effet pour des magnitudes inférieures à 3, la différence entre celles obtenues par le ReNaSS et celles du LDG est, en moyenne, de 0,27 avec un écart type important, de l'ordre de 0,37. Concernant les magnitudes supérieures ou égales à 3, on retrouve l'approximation de la magnitude ReNaSS à celle du LDG, avec une différence moyenne de 0,06 pour un écart type proche de 0,20. Il est alors possible d’établir les lois empiriques suivantes :

$$M_{L,LDG} = M_{L,ReNaSS} + 0,27 \qquad pour\ M_{L,ReNaSS} < 3$$

$$M_{L,LDG} = M_{L,ReNaSS} \qquad pour\ M_{L,ReNaSS} \geq 3$$

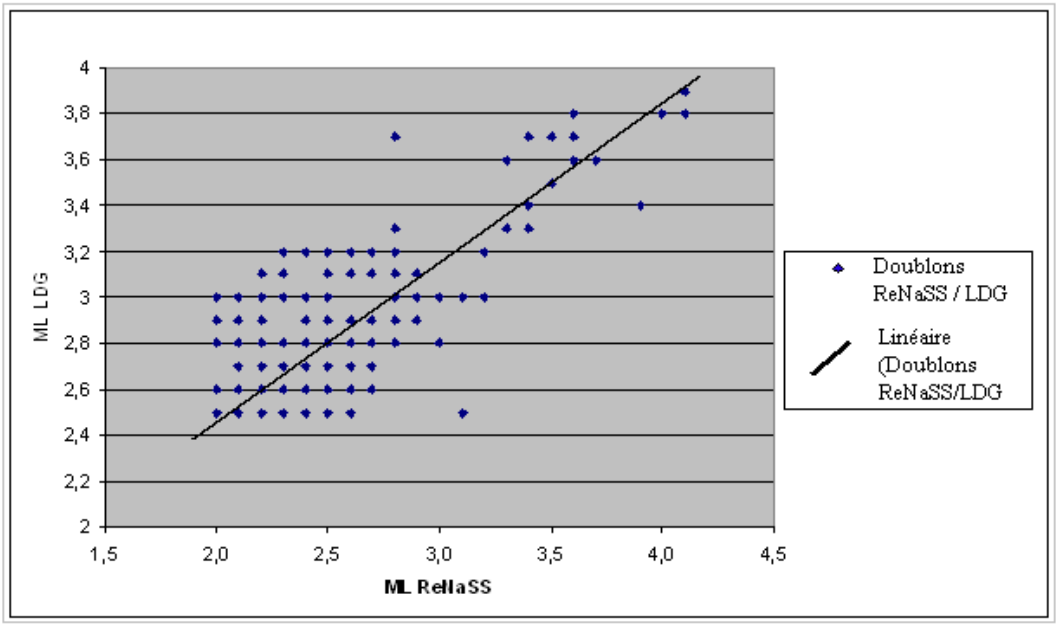


Illustration 53 - Comparaison entre les magnitudes locales LDG et ReNaSS

De la même manière, il est possible de faire le lien entre les magnitudes Sismalp et ReNaSS. Il n'est pas possible de comparer directement les données Sismalp et LDG car les périodes que le catalogue disponible couvre ne se superposent pas. On passe alors par une étape intermédiaire, la magnitude locale ReNaSS. D'un point de vue général, on ne distingue qu'une seule tendance, visible sur la représentation graphique (Illustration 54).

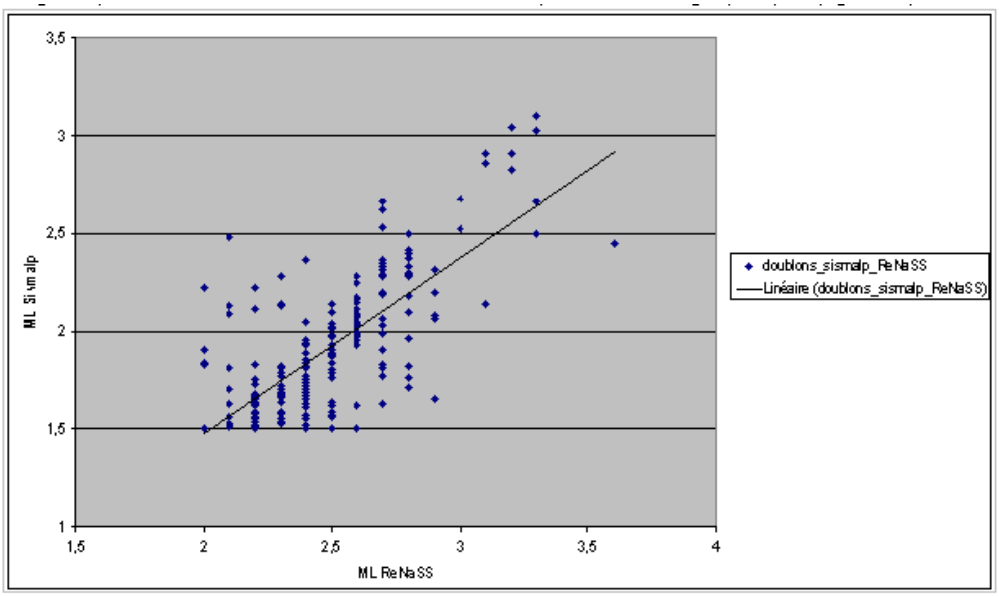


Illustration 54 - Comparaison entre les magnitudes locales Sismalp et ReNaSS

En moyenne on s'aperçoit que les magnitudes ReNaSS sont plus élevées de 0,57 que les magnitudes Sismalp. On obtient aussi un écart type de l'ordre de 0,22. En appliquant les lois de conversion précédemment définies on peut déterminer une loi empirique liant la magnitude Sismalp à la magnitude LDG. Elle est de la forme :

$$M_{L,LDG} = M_{L,Sismalp} + 0,84 \qquad pour\ M_{L,Sismalp} < 3$$

$$M_{L,LDG} = M_{L,Sismalp} + 0,57 \qquad pour\ M_{L,Sismalp} \geq 3$$

Concernant la conversion des intensités macrosismiques en magnitudes locales LDG, des lois ont déjà étaient établies. Deux formules sont particulièrement utilisées en France : la relation de Levret et *al.* (1996) utilisée lors de la révision du zonage sismique de la France par GEOTER et celle d'Ambraseys (1985) qui lie l'intensité à la magnitude des ondes de surface. Ces deux relations s'expriment de la façon suivante :

$M_L = 0,45\ I_0 + 1,6$ (formulation de Levret, 1996)
$M_s = 0,61\ I_0 + 0,49$ (formulation d'Ambraseys, 1985)

L'analyse des données issues de ces relations nous permet d'abandonner la relation d'Ambraseys qui présente de grandes différences avec les résultats du LDG pour des faibles intensités, données prépondérantes dans notre catalogue. La relation de Levret suit la même tendance avec un écart relativement constant.

En travaillant sur les données macrosismiques du catalogue, on s'aperçoit que les valeurs de magnitude obtenues pour les fortes intensités ne sont pas très élevées. Les doublons entre les catalogues Sisfrance et LDG montrent que la relation de Levret ne

correspond pas exactement dans le cas de notre étude, et notamment pour les fortes intensités (Illustration 55). Une régression linéaire permet alors d'obtenir une relation empirique s'ajustant mieux à nos valeurs. Notons que cette loi est définie avec les 13 événements les plus importants (répertoriés en Annexe 3), d'intensité supérieure à 5. En effet les événements d'intensités inférieures sont trop dépendants de la profondeur focale et seront, de plus, éliminés lors de l'étude de la période où le catalogue est complet (voir paragraphe 6.3).

La relation empirique, issue de la régression linéaire, qui sera utilisé dans la suite de cette étude pour la conversion des données historiques en magnitudes, dîtes LDG, est de la forme :

$$M_{L,LDG} = 0,71xI_0 + 0,25$$

Il est important de noter que les lois ainsi définies s'appliquent uniquement dans le cadre de cette étude et pour la zone concernée. En effet les événements utilisés pour obtenir les régressions linéaires concernent uniquement la région étudiée.

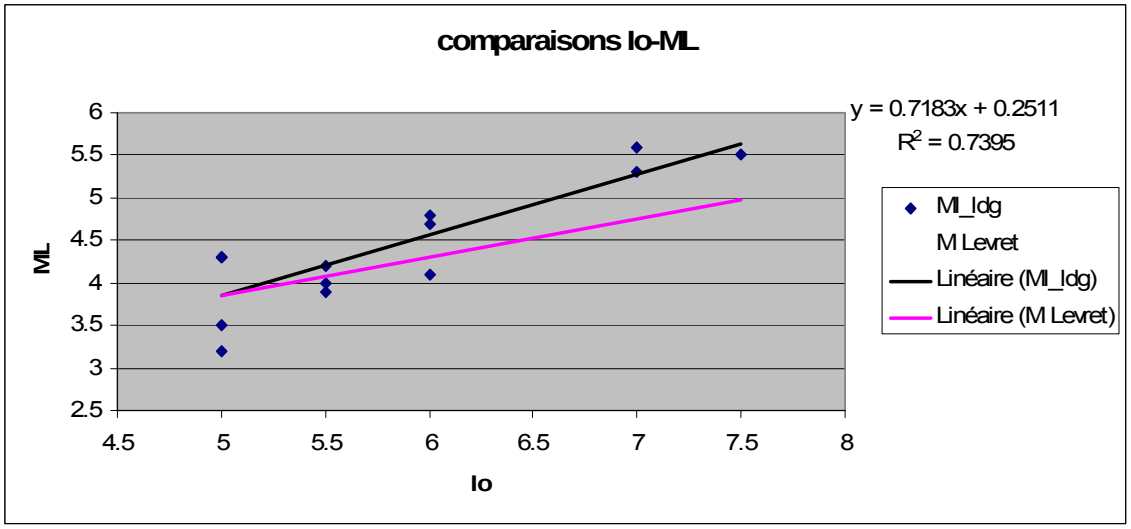


Illustration 55 - Comparaison entre intensités macrosismiques et magnitude

Le choix d'homogénéisation à la magnitude locale LDG ainsi que les lois de conversion engendrent de nombreuses erreurs. Ces dernières sont augmentées par des problèmes au niveau de ces lois. En effet des magnitudes ReNaSS ou Sismalp légèrement inférieures à 3 se retrouvent supérieures à des enregistrements de cette magnitude après conversion. Il y a donc de grandes incertitudes pour les enregistrements instrumentaux proches de 3. Une autre source d'erreur concerne les séismes historiques. L'intensité étant directement lié au ressenti des gens, il est important mais difficile d'introduire une notion de profondeur focale. En effet un fort

événement en profondeur peut être confondu avec un autre, moins important en surface, entraînant des erreurs sur les intensités calculées.

L'approche probabiliste s'effectue sur des événements indépendants entre eux. Il est alors nécessaire d'éliminer les doublons précédemment définis afin de garder une seule localisation par événement. On retiendra alors en priorité les événements Sismalp pour leurs meilleures précisions de localisation, contrairement aux données SisFrance.

Un dernier travail de conversion est enfin réalisé. Il concerne l'homogénéisation de la magnitude du catalogue à celle des lois d'atténuation. Les magnitudes de moment (Mw) et des ondes S (Ms) sont généralement utilisées pour les lois d'atténuation.

Mw ne présente pas de saturation car il s'agit d'une mesure directe de l'énergie libérée par le séisme. C'est le problème de Ms qui est associée à la période à laquelle s'effectue la mesure. Ce phénomène a été mis en évidence durant l'estimation de la magnitude du séisme du Chili en 1960, où la magnitude dépassait les 9,0. Il faut donc que celle-ci soit faite à une période qui soit supérieure à la durée d'émission de la source sismique. Or pour les grands séismes, ce temps peut être très long. C'est le cas, par exemple, du tremblement de terre de Sumatra en 2004 où l'émission de la source a duré plus de 200 secondes.

La magnitude de moment permet aussi la comparaison avec d'autres événements dans le monde. Le fait qu'elle fasse appel au moment sismique permet de passer outre les problèmes de sensibilité des capteurs, prédominants dans la divergence des magnitudes locales. Mw permet aussi l'utilisation de la loi d'atténuation d'Ambraseys (2005), qui est considérée comme la plus stable.

Cependant il n'existe que très peu de travaux permettant de faire le lien entre les magnitudes locales LDG et les magnitudes de moment. Au contraire il existe plusieurs lois de conversion entre les magnitudes des ondes de surfaces et les magnitudes du LDG. Ces opérations de conversion peuvent être importantes dans la suite de l'étude car elles influent sur la stabilité de la solution. De plus il est remarquable que ces lois aient été définies à partir d'études dont la sismicité était beaucoup plus importante.

Les conversions en Mw ont été réalisées à partir des lois utilisées pour l'établissement d'un catalogue unifié pour l'Europe centrale, du nord et du nord-ouest (Grünthal et *al.*, 2009). Elles passent par une étape intermédiaire de conversion en magnitude locale, dîtes de Grünth*al.* Elles s'expriment de la façon suivante :

$$M_{L,Grünthal} = 1{,}310\, M_{L,LDG} - 1{,}44 \quad pour \quad M_{L,LDG} < 4{,}65$$

$$M_{L,Grünthal} = M_{L,LDG} \quad pour \quad M_{L,LDG} \geq 4{,}65$$

$$M_{W,Grünthal} = 0{,}0376\, M^2_{L,Grünthal} + 0{,}646\, M_{L,Grünthal} + 0{,}53$$

Les magnitudes Ms sont obtenues grâce aux travaux de Nicolas sur la relation entre magnitude Ms et ML(LDG) pour des séismes localisés en France métropolitaine (Nicolas, 2000). La relation utilisée est celle qui est préconisée, à savoir celle avec une marge supplémentaire correspondant à l'écart-type de la loi, de la forme :

$$M_{S,Nicolas} = (M_{L,LDG} - 2,12)/0,64$$

Le choix entre ces deux types de magnitude se fera à la suite de l'analyse des paramètres d'activités. Les magnitudes de moment semblent les mieux adaptées pour ce type d'étude mais les multiples conversions peuvent engendrer des erreurs importantes.

Après le calage des événements en magnitudes ML LDG, Ms et Mw, et le filtrage des doublons, on obtient un catalogue comprenant 4402 séismes sur une période comprise entre 1494 et 2008.

6.2. FILTRAGE DES REPLIQUES ET DES PRECURSEURS

Une des hypothèses de calcul de l'aléa probabiliste suppose que la sismicité suit une loi statistique de Poisson. Les événements doivent alors être indépendants entre eux, ce qui signifie qu'il ne doit avoir aucuns liens entre eux. Il est donc nécessaire d'éliminer les précurseurs et les répliques de notre catalogue. L'ensemble des répliques et des précurseurs d'un événement est désigné sous le terme de cluster (essaim en français).

Dans ce but, on utilise le programme CLUSTER2000x qui reconnaît des " groupes " d'événements dans l'espace et le temps. Il a été développé à partir de la méthodologie de Reasenberg (1985). La version originale, récupérée sur le site de l'USGS, ne permet pas d'effectuer un filtrage des répliques et précurseurs sur plus de 100 ans. Une modification de ce programme (codage de l'année sur 4 chiffres au lieu de 2) a donc été nécessaire pour réaliser ce filtrage sur la période couverte par le catalogue de sismicité. Des changements sur la lecture des fichiers d'entrée et la restitution de fichiers de sortie ont aussi été effectués afin de simplifier la reconstitution du catalogue.

L'algorithme de Reasenberg utilise plusieurs paramètres qui définissent les précurseurs et répliques. On distingue les filtres spatiaux, définis par le rayon d'interaction, et temporels, caractérisés par l'intervalle de temps entre deux événements.

Le rayon d'interaction est fonction du rayon de fracturation (fixé à 10 km par défaut dans le programme) et d'une variable dépendante à la fois de la magnitude et du relâchement des contraintes lié au séisme. Il est possible d'introduire les erreurs sur les localisations. Une mission de relocalisation sismique est alors réalisée au sein du réseau de surveillance Sismalp (voir paragraphe IV.IV) afin d'affiner la précision de ces valeurs car elles vont influer sur le rayon d'interaction.

L'intervalle de temps, τ, détermine la durée d'attente nécessaire pour que le prochain événement de la séquence ne soit plus considéré dans l'essaim. La formule analytique de cet intervalle est de la forme :

$$\tau = \frac{-\ln(1-P)t}{10^{2(\Delta M-1)/3}}$$

avec P : probabilité d'observer au moins un événement; t : temps écoulé depuis le choc principal; ΔM : la différence entre la magnitude minimale et maximale.

La probabilité P suit un modèle poissonien dépendant du temps et est fixée à 0,95. Les paramètres ont été calibrés sur les données californiennes, sauf pour les τmin et τmax . τmin représente l'intervalle de temps dans lequel l'événement qui suit le choc principal doit être compris pour être considéré comme une réplique. Par la suite plus on s'éloigne, en temps (t), de l'événement principal plus l'intervalle de temps (τ) augmente. Les répliques vont alors être cherchées sur un intervalle de temps de plus en plus grand jusqu'à atteindre un intervalle maximal définit par τmax. Ces valeurs ont été fixées à 20 jours pour le τmin et à 200 jours pour le τmax.

Un événement est alors considéré comme une réplique ou un précurseur si son rayon d'interaction se superpose à celui du choc principal et s'il est compris dans l'intervalle de temps τ. L'essaim est ensuite individualisé en un événement équivalent dont la magnitude correspond à l'énergie qu'aurait relâché un seul séisme.

L'application de cet algorithme de Reasenberg, à travers le programme CLUSTER2000x, restitue 4 fichiers de sortie. Le premier fichier, cluster.ano, exprime les opérations effectuées par le programme sur chaque événement. Un second fichier, cluster.clu, liste l'ensemble des essaims détectés dans le catalogue. Le fichier cluster.out donne l'ensemble des événements équivalents pour chaque essaim répertorié. Enfin le fichier cluster.dec reconstitue le catalogue avec les séismes qui n'ont pas été associés dans un essaim et les événements équivalents.

On aboutit à un catalogue filtré des répliques et des précurseurs et qui contient 3781 événements sur la période 1494-2008.

6.3. CLASSES DE MAGNITUDES POUR LESQUELLES LE CATALOGUE PEUT-ETRE CONSIDERE COMPLET

A partir du catalogue obtenu après le filtrage des répliques et précurseurs, on va définir des classes de magnitudes pour lesquelles le catalogue est dit complet quand à l'intérieur de chaque classe de magnitude, la distribution dans le temps du nombre de séisme est homogène. A chaque classe, on associe la date à partir de laquelle on

observe cette homogénéité. Pour cela, on représente graphiquement le nombre cumulé d'événements sismiques en fonction de la date. Pour chaque classe de magnitude, il est alors possible de définir la date à partir de laquelle le catalogue est complet en déterminant le moment à partir duquel la pente de la courbe est approximativement constante. L'évaluation est effectuée sur le catalogue filtré des répliques et précurseurs, et réalisée pour les magnitudes ML LDG, Mw Grünthal et Ms Nicolas car les classes de magnitude pour lesquelles le catalogue est complet sont différentes. L'analyse s'effectue sur ces trois catalogues différents afin de pouvoir comparer leurs paramètres d'activité et définir quelle sera la conversion la plus adaptée.

Ainsi les résultats obtenus pour les magnitudes LDG sont présentés dans le Tableau 2 et la Illustration 56 :

Classe de magnitude LDG	Complet depuis
2,0 – 2,5	1997
2,5 – 3,0	1986
3,0 – 3,5	1965
3,5 – 4,0	1959
4,0 – 4,5	1875
4,5 – 5,0	1840
5,0 – 5,5	1750
5,5 – 6,0	1494

Tableau 2 - Classes de magnitude LDG et dates à partir desquelles le catalogue est considéré complet

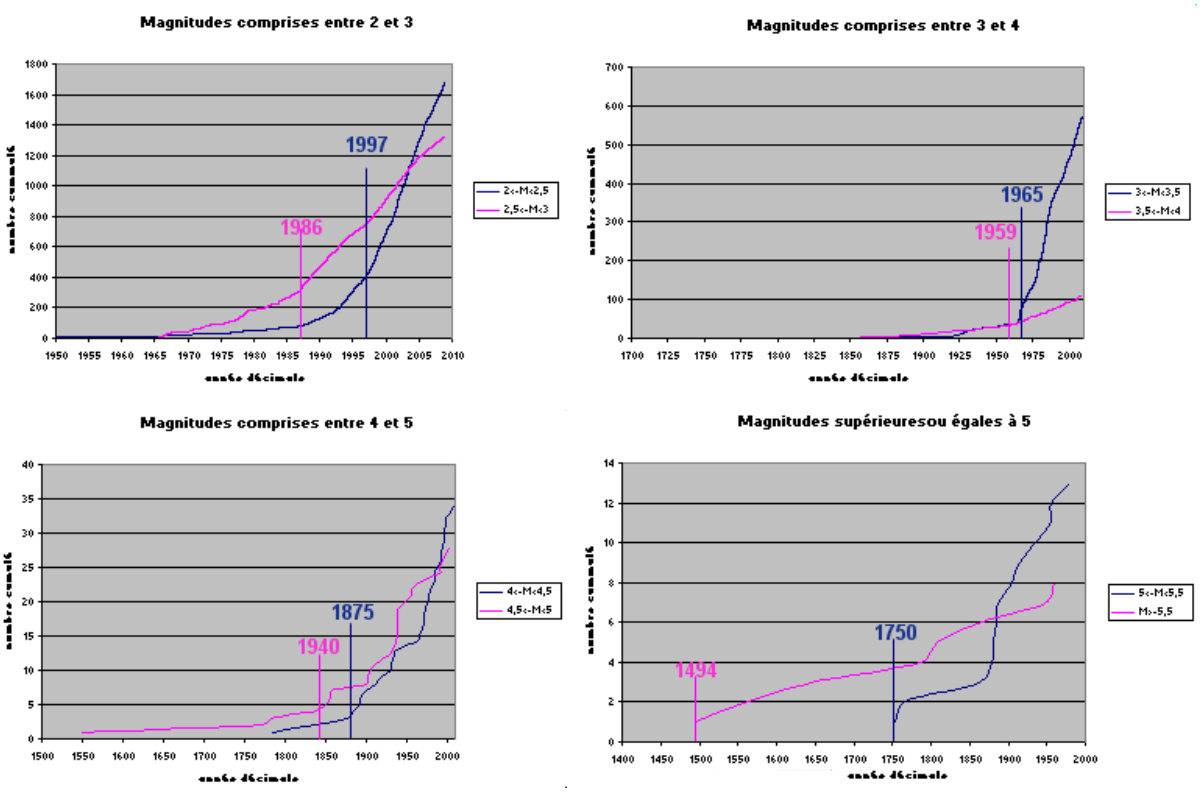


Illustration 56 - Nombre cumulé de séismes par classe de magnitude ML LDG

Il est important de noter que le faible nombre de valeurs inférieures à une magnitude de 2 ne permet pas de définir une date à partir de laquelle le catalogue est complet. Les données ne figurant pas dans la période complète du catalogue sont alors supprimées de celui-ci.

De la même façon, on définit les dates pour lesquelles le catalogue convertit en Ms, par la relation de Nicolas (2000), est complet. On retrouve ces résultats dans le Tableau 3 et les courbes dont ils sont issus en Annexe 3.

Classes de magnitude Ms	Complet depuis
1.5-2.0	1984
2.0-2.5	1964
2.5-3.0	1882
3,0-3.5	1878
3.5-4.0	1849
4,0-4.5	1849
4.5-5.0	1753
>5.0	1494

Tableau 3 - Classes de magnitude Ms et dates à partir desquelles le catalogue est considéré complet

Les magnitudes inférieures à 1,5 ne sont pas conservées car elles sont considérées hors du domaine de validité de la loi de conversion (Nicolas et *al.*, 2000). Les droites permettant d'obtenir ces dates figurent dans l'Annexe 3.

En augmentant dans les classes de magnitude on trouve un catalogue qui devient complet de plus en plus tôt. Il est évident que les événements de faible magnitude ont commencé à être enregistrés après ceux de plus forte magnitude par le développement de l'instrumentation et des réseaux. L'année où le catalogue sera complet aura alors un lien avec l'apparition de la sismicité instrumentale et son développement.

Enfin on réalise le même calcul pour définir le Tableau 4, en Mw.

De nouveau l'absence de données pour les faibles magnitudes (M<1,5) ne nous permet pas de définir une date où le catalogue est complet.

Classes de magnitude Mw	Complet depuis
1,5 - 2,0	1997
2,0 – 2,5	1987
2,5 – 3,0	1965
3,0 – 3,5	1960
3,5 – 4,0	1934
4,0 – 4,5	1852
4,5 – 5,0	1852
>= 5,0	1494

Tableau 4 - Classes de magnitude Mw et dates à partir desquelles le catalogue est complet

La classe 4,5-5.0 contient peu de données et permet difficilement de définir une date où le catalogue est complet. Cette date est au moins égale à celle définie dans la classe inférieure. En effet nous avons vu que le catalogue était complet de plus en plus tôt dès lors que les classes de magnitude augmentait. Par le manque d'événements de forte magnitude, le début du catalogue complet pour cette classe (4,5-5) ne peut être défini, mais l'on sait néanmoins qu'il se situe après celui de la classe supérieure (M>=5). Dans cette étude et particulièrement dans cet exemple, le choix a été pris de faire correspondre l'année de début du catalogue complet pour la classe où il manque des valeurs à celle de classe inférieure. C'est pourquoi l'année où le catalogue est complet pour la classe de magnitude 4,5-5 est 1.

Les années ainsi définies pour chaque classe permettent de réaliser les catalogues dits complets. On élimine alors tous les événements dont la date précède cette année là. On obtient alors des catalogues complets, exploitables, que l'on va pouvoir comparer entre eux afin d'obtenir celui qui représente le mieux nos données.

Un problème intervient dans la conversion des données macrosismiques en magnitude. En effet ces données sont fournies en intensité puis converties en magnitude. Cette échelle n'est pas continue, ce qui entraine, par conversion, une discontinuité des variables magnitudes. Cela peut expliquer le manque de données pour certaines classes de magnitude.

Nous avons maintenant à notre disposition un catalogue unique et homogène, utilisable pour le calcul d'aléa probabiliste, et contenant 3006 événements pour la période 1494-2008.

6.4. RELOCALISATION DES EPICENTRES DE SISMALP

Des relocalisations sismiques ont été réalisées au sein de Sismalp dans le but d'avoir une meilleure précision sur les données et en particulier sur la profondeur focale. Cette précision permettra par la suite une meilleure caractérisation des systèmes de failles. Nous verrons par la suite que la précision sur la localisation d'un événement est une donnée très importante pour l'estimation de l'aléa sismique. La méthodologie utilisée pour la relocalisation est détaillée en Annexe 4. Les différentes relocalisations sont illustrées sur l'Illustration 57.

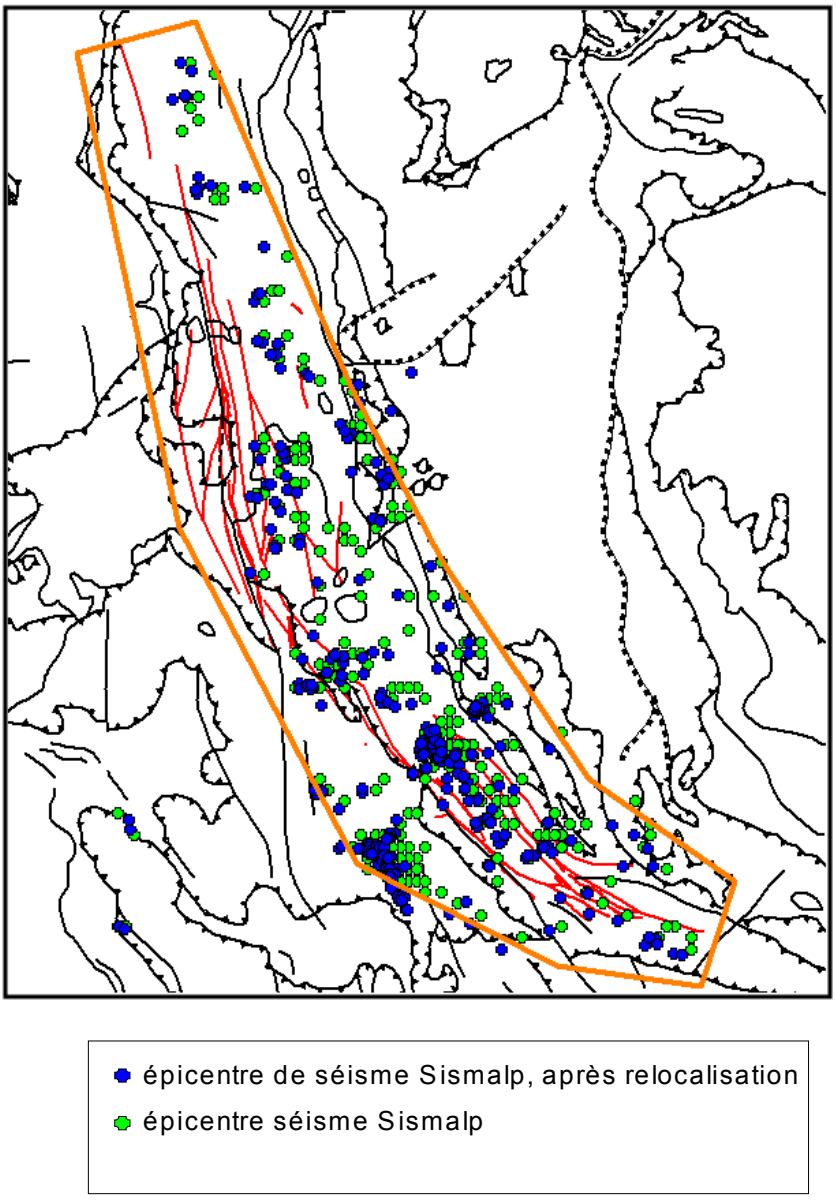


Illustration 57 - Relocalisation des épicentres de séismes Sismalp

On remarque, après relocalisation, que les séismes sont déplacés vers les systèmes de failles. On note aussi, au sud ouest du système de Serenne, une concentration des événements dans une zone sismogène plus active, il s'agit de la même zone que celle relative à la crise sismique de Jausier en 2003-2004.

Cette relocalisation permet donc une meilleure caractérisation des différentes zones sismogènes.

6.5. COMMENTAIRE SUR LE CATALOGUE OBTENU

L'analyse et les travaux effectués sur les différentes données de sismicité a permis d'obtenir un catalogue unique avec des magnitudes homogènes en ML LDG, Ms et Mw. Le filtrage des répliques et précurseurs permet d'avoir une distribution de la sismicité qui suit une loi de Poisson. Afin d'avoir une sismicité observée représentative de la sismicité, des événements sont éliminés. Ils correspondent à ceux qui sont antérieurs à la date définie pour chaque classe de magnitude, pour laquelle le catalogue est complet.

Au final 32% des données initiales sont éliminées pour rendre ce catalogue utilisable pour le calcul d'aléa probabiliste. Il contient environ 3000 séismes couvrant la période comprise entre 1494 et 2008. Les précisions sur les localisations épicentrales dépendent du réseau, mais de relativement faibles incertitudes sont obtenues avec les relocalisations effectuées à Sismalp.

7. Coupes sismiques et calcul de mécanismes au foyer des séismes à proximité des systèmes de failles de l'Ubaye et de la Haute Durance

7.1. COUPES SISMIQUES

Dans la mesure où la localisation d'un événement est un paramètre clef pour comprendre le comportement sismogène d'une faille, nous avons cherché à affiner ces localisations à partir des données locales disponibles. En effet, plus les stations d'un réseau seront bien réparties localement, meilleures seront les localisations. Afin d'affiner ces localisations fournies par le réseau local Sismalp, nous avons retravaillé les données en réalisant des relocalisations. Elles permettent de mieux connaître la répartition en 3D des séismes autour des deux systèmes de failles.

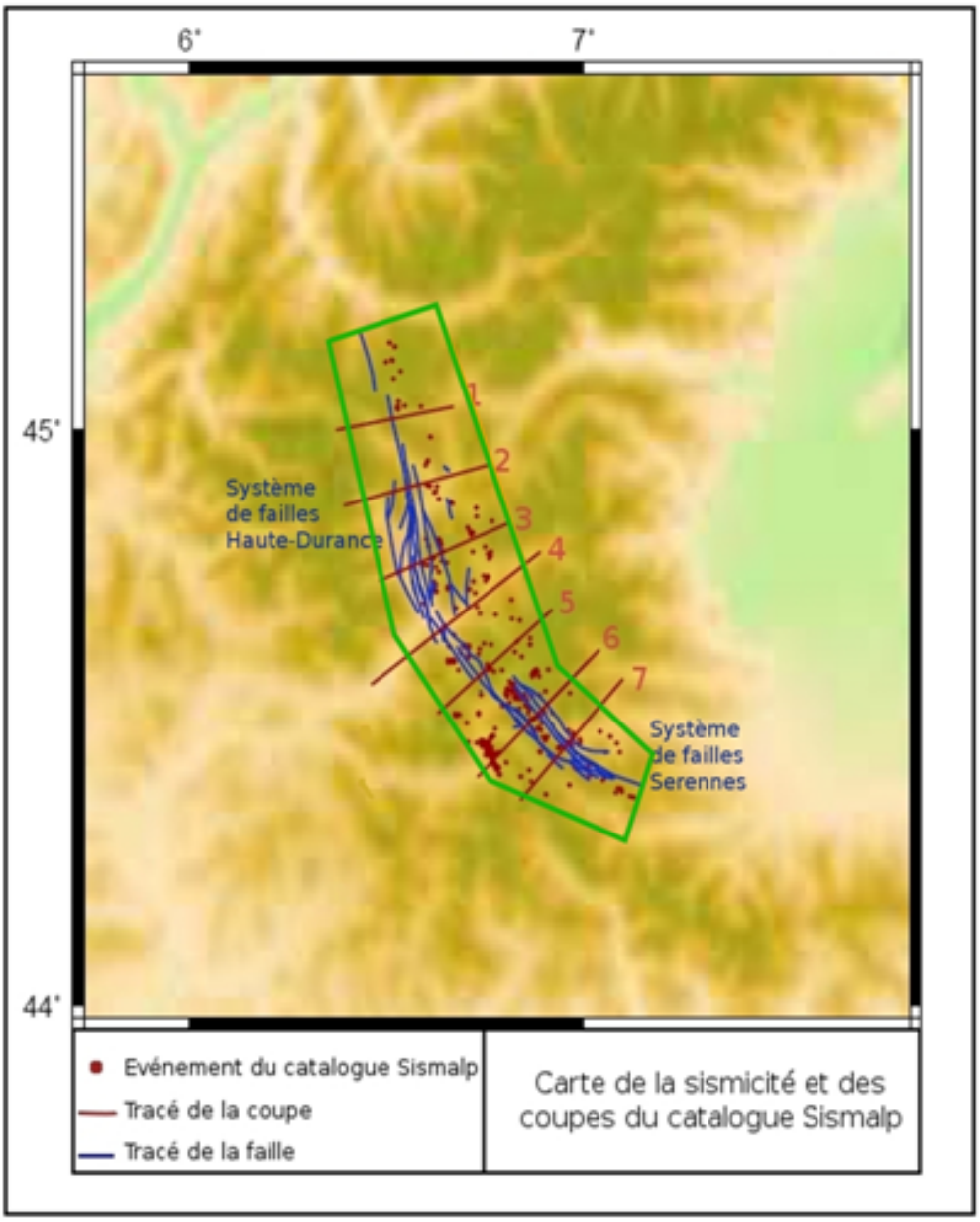
La réalisation de coupes verticales, grâce à l'outil GMT (Generic Mapping Tools, Wessel, 1991, http://gmt.soest.hawaii.edu/), permet d'obtenir des informations sur le plan de faille sismique en profondeur, Illustration 58 et Illustration 59.

Ces coupes sont uniquement effectuées sur les données Sismalp relocalisées car l'ajout des autres catalogues, dont l'incertitude sur la profondeur focale est importante, vient nuire à la caractérisation de la faille en profondeur. Les données Sismalp dont nous disposons sont limitées aux systèmes de failles de Serenne et de la Haute-Durance, ce qui explique que la sismicité soit concentrée autour de ces deux systèmes, Illustration 58.

Il semble que la sismicité sur le système de la Haute-Durance se concentre à l'Est de ces accidents. Par contre les séismes du système de Serenne se situent sur les failles et sur leur partie ouest. On remarque aussi que, sur cette période d'observation, les événements sont plus profonds au nord qu'au sud. Cette observation est cohérente avec celles effectuées sur l'Illustration 48.

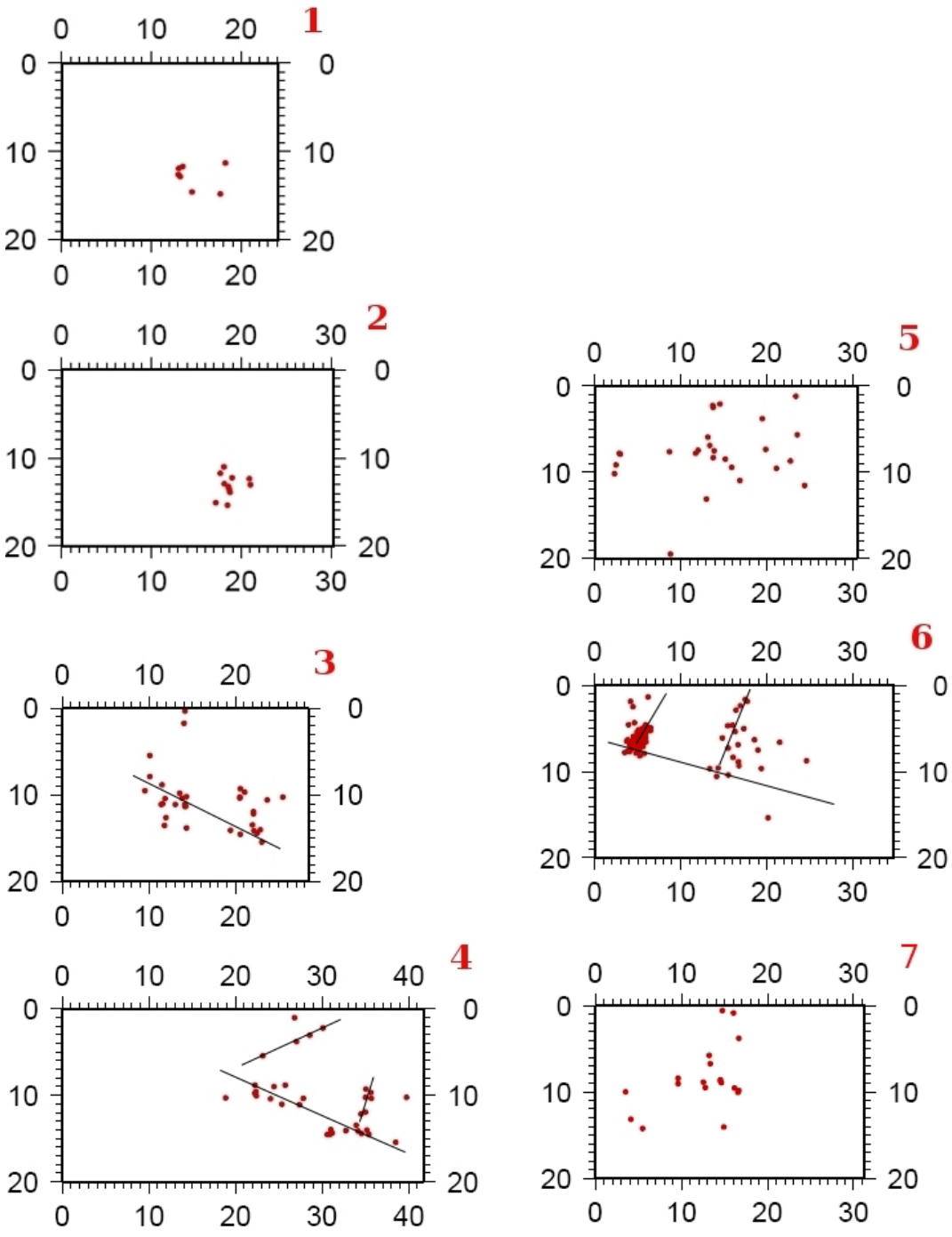
Il semblerait aussi que l'activité sismique, en termes de nombre de séisme et pour le période d'observation d'environ 20 ans, soit plus importante au sud qu'au nord.

Ces coupes verticales, et particulièrement la 3, 4 et 6, permettent de donner une interprétation de la structure du système de faille en profondeur. En effet il est possible de distinguer une faille principale subhorizontale en profondeur, tracée en noir ayant un pendage de l'ordre de 25°. Par exemple, sur la coupe 6, il est possible d'identifier deux failles subverticales qui sont représentées par des traits noirs, allant de la subsurface jusqu'à la faille principale subhorizontale (surtout observable sur les coupes 3 et 4). A noter néanmoins que l'incertitude sur la localisation (de l'ordre de 1,8 km pour la profondeur focale et de 1km horizontalement) et la faible durée d'observation nous oblige à considérer avec précaution cette valeur de pendage.



Le cadre vert correspond à la zone pour laquelle nous disposons de données du catalogue loc*al.*

Illustration 58 - Carte de la sismicité du catalogue relocalisé Sismalp (ML >1.5) 1989-2006 et localisation des coupes sismiques de l'Illustration 59



Les traits noirs représentent les failles supposées.

Illustration 59 - Coupes réalisées à partir de la sismicité du catalogue Sismalp (ML >1.5) 1989-2006. La localisation des coupes est donnée sur l'Illustration 58

Il est communément admis par la plupart des auteurs (Sue et *al.* 1999, 2003, 2007) que le plan de faille sismique principal correspond à l'ancien chevauchement pennique frontal, et que les failles sismiques qui s'y rattachent en profondeur constituent des failles secondaires à ce système.

On peut alors interpréter que la sismicité au niveau du système de failles de la Haute-Durance serait liée à l'ancien chevauchement pennique alors que la sismicité que, plus au sud, l'activité sismique est directement liée au système de failles de Serenne.

Il est cependant regrettable de ne pas avoir de données pour des séismes de magnitude inférieure à 1.5. Les coupes auraient été plus fines et la caractérisation des failles en profondeur se serait, sans doute, révélée plus précise. Par ailleurs, ce type de carte pourrait être remise à jour au fil des ans : plus la période d'observation sera longue, plus elle pourra être représentative du comportement sismique de la faille.

7.2. MECANISMES AU FOYER

La localisation d'un séisme sur une faille permet de savoir où la rupture a eu lieu. Mais lors d'un séisme le mouvement entre les bords d'une faille peut se faire dans toutes les directions. La caractérisation mécanique du mouvement sur une faille dû à un séisme est importante pour comprendre le comportement de cette faille et ses effets potentiels en termes d'aléa.

Une façon de caractériser le comportement sismogène d'une région passe par l'étude des mécanismes au foyer. Les mécanismes au foyer représentent graphiquement le déplacement se produisant au niveau d'une faille lors de la rupture sismique. Pour représenter ce phénomène se produisant dans 3 dimensions, les sismologues utilisent communément la représentation stéréographique qui permet de connaître l'orientation d'un plan de faille ainsi que la direction du glissement s'étant produit sur la faille (Illustration 60).

Une deuxième mission au sein de Sismalp (LGIT Grenoble) a permis de déterminer une cinquantaine de mécanismes. La méthode consiste à analyser le sens de premier mouvement du signal sismique à une station. En effet si les premières arrivées présentent une amplitude qui commence vers le haut (« up ») alors la région proche de la station est en compression. Inversement, si le premier mouvement débute vers le bas (« down »), les terrains sous la station sont en dilatation.

L'ensemble de la méthodologie est détaillée en Annexe 5. Par ailleurs, les différents mécanismes calculés sont représentés, grâce à GMT (Generic Mapping Tools, Wessel et *al.* 1991), sur l'Illustration 61. Le détail des solutions focales est fourni en Annexe 6.

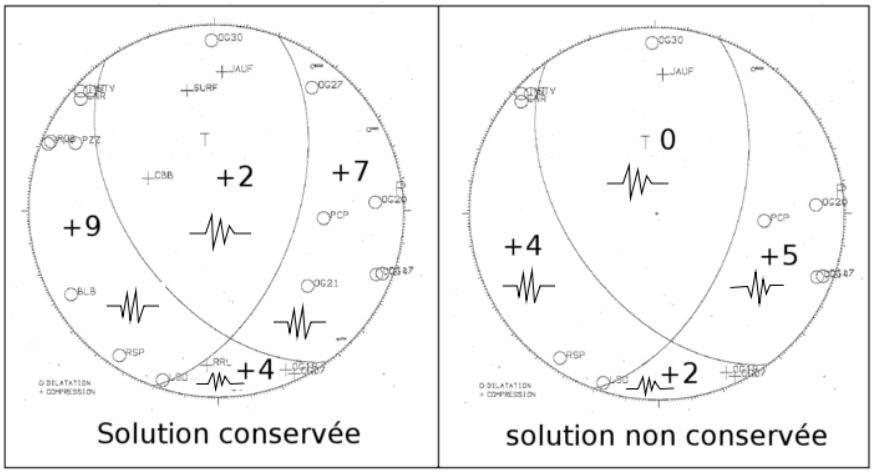


Illustration 60 - Solutions focales avec nombre de polarités et sens de premier mouvement

Le régime extensif E-W décrit par Sue et Tricart (2003) est conforté ici par les mécanismes au foyer calculés dans cette étude. En effet la majorité de ceux-ci mettent en évidence des failles normales d'orientation N-S à NNW-SSE. Cette direction d'extension est soulignée par la représentation des axes P et surtout T, grâce à l'outil Stereonett (Duyster, 2000) (haut de l'Illustration 61). Les axes P représentent l'orientation de plus grande pression (compression) alors que les axes T expriment l'orientation de plus grande tension (extension).

La dispersion visible sur la carte des mécanismes au foyer permet de mettre en évidence une composante décrochante au niveau du système de failles de Serenne.

Des coupes, Illustration 62 et Illustration 63, sont réalisées sur les mécanismes au foyer compilés au sein de Sismalp afin de caractériser le comportement en profondeur des systèmes de failles. En raison de données mal contraintes, les mécanismes au foyer n'ont pas pu être définis pour tous les séismes ce qui explique le décalage de ces coupes par rapport à celles effectuées sur la sismicité (Illustration 59).

60 mécanismes sur les 168 événements ont été calculés à Sismalp et sont représentés sur la carte Illustration 62 en fonction de leur profondeur.

Les coupes 1 et 2 de l'Illustration 63, localisées dans la partie nord de la zone d'étude, montrent des événements plus profonds que ceux représentés plus au sud sur les coupes 4 et 5. Cette observation peut être mise en relation avec celles effectuées sur les coupes réalisées sur la sismicité (Illustration 59).

La coupe 5 sur les mécanismes au foyer (Illustration 62) se situe environ entre les coupes 6 et 7 sur la sismicité (Illustration 59). Elle permet de supposer la présence de deux failles secondaires subverticales, tracées en noir, compatible avec celles observées sur les coupes des hypocentres.

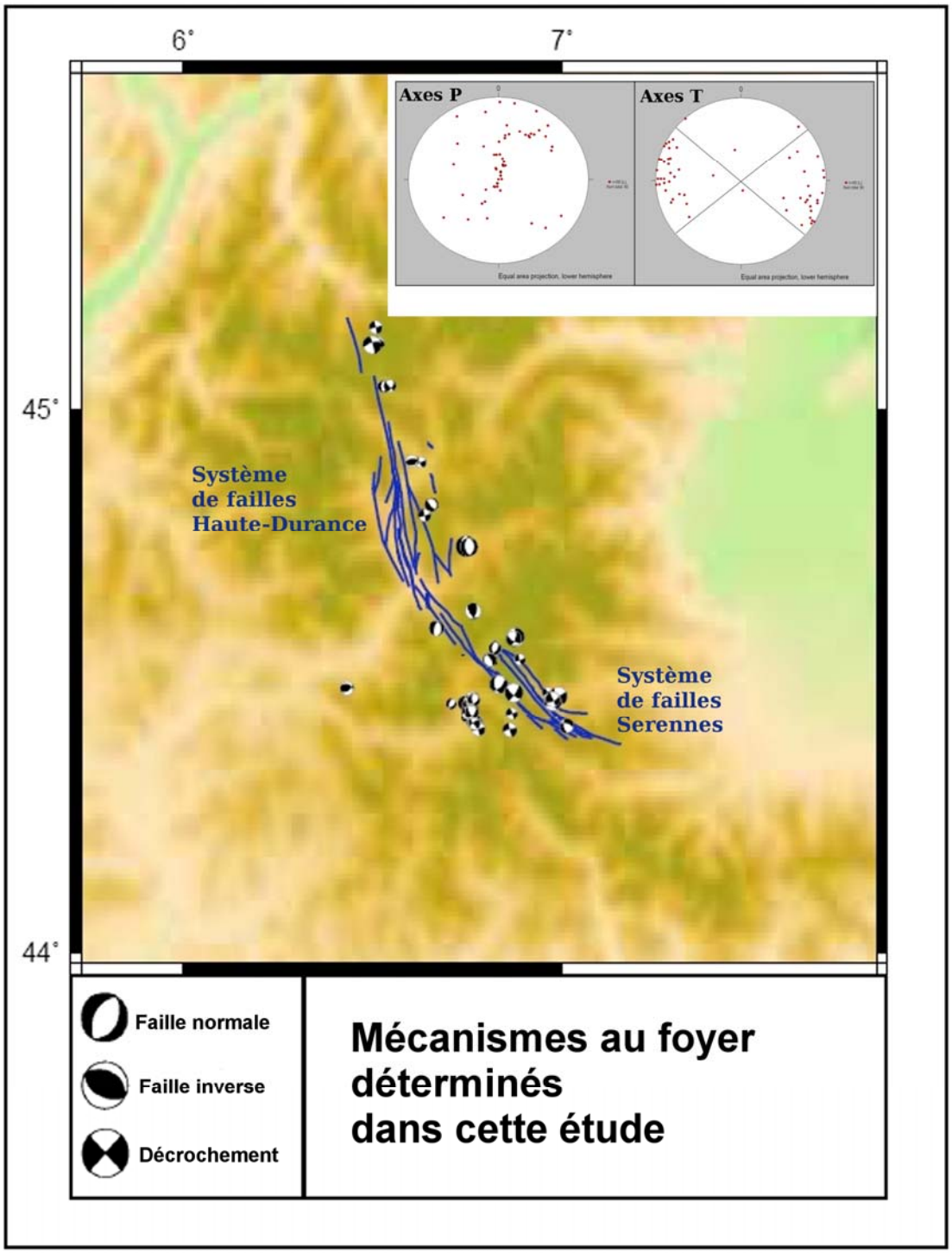


Illustration 61 - Mécanismes au foyer déterminés dans cette étude et représentation Stéréographique des axes P et T (projection à aire égale et dans l'hémisphère inférieur)

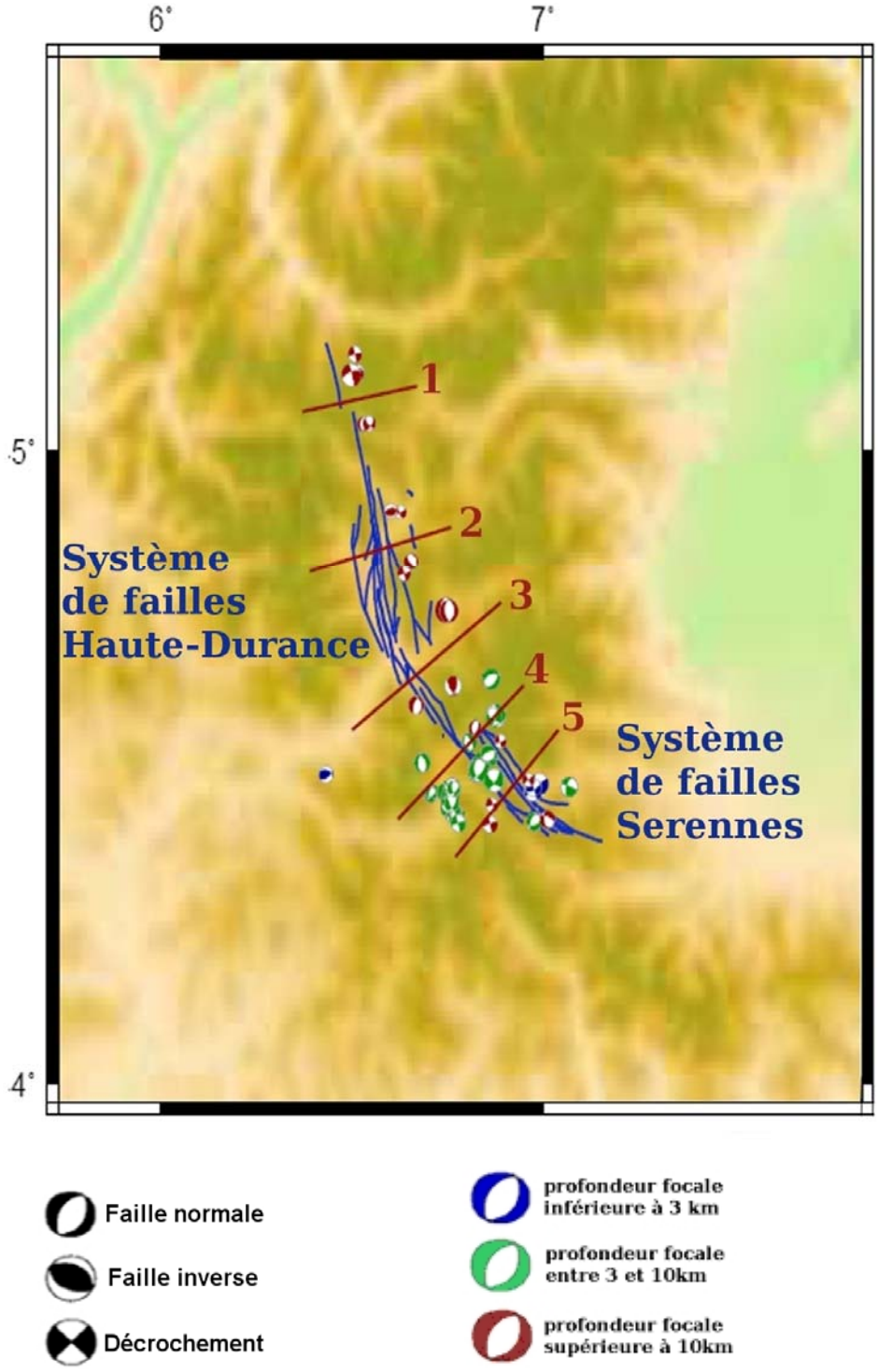


Illustration 62 - Carte des mécanismes au foyer calculés dans cette étude

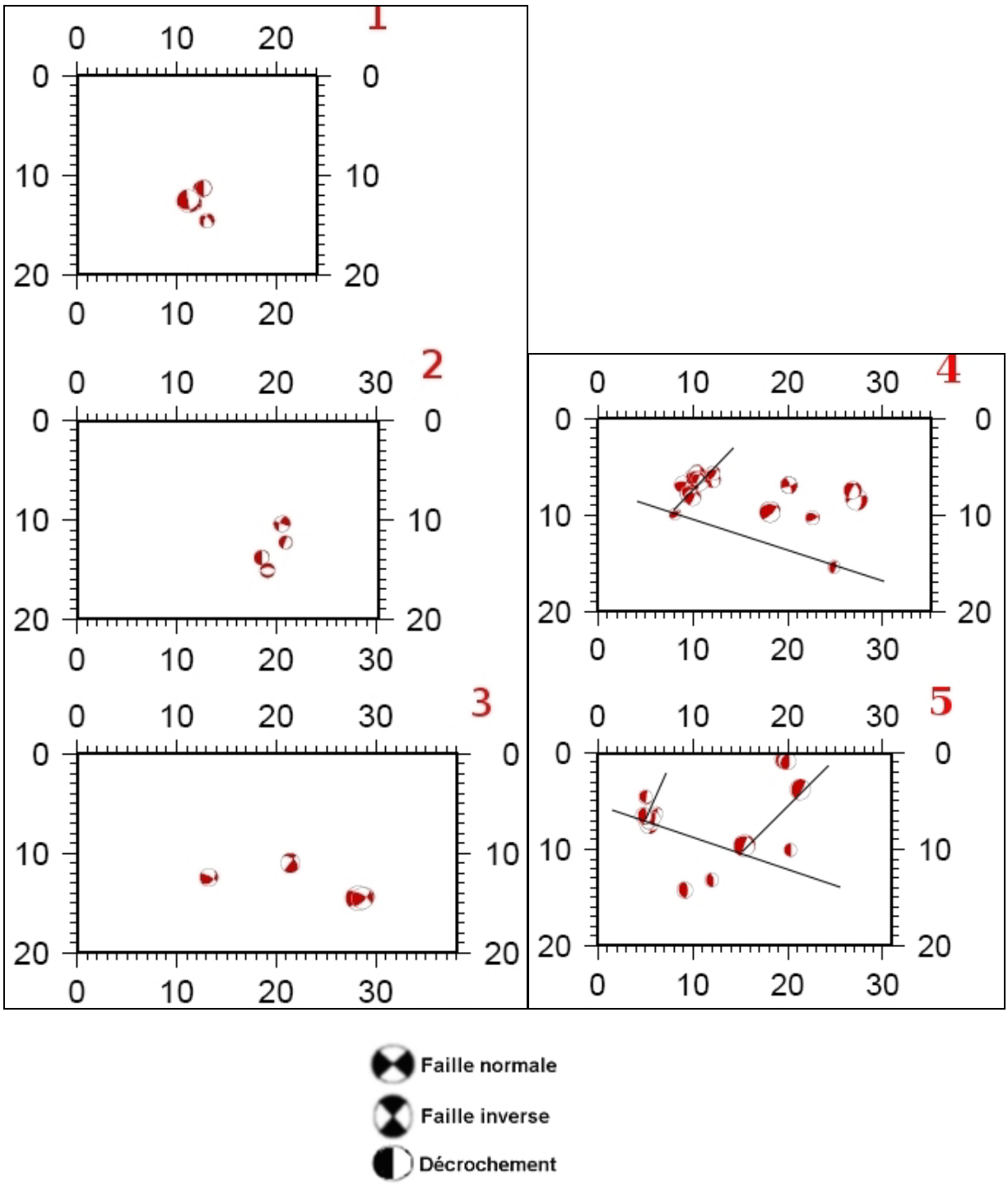


Illustration 63 - Coupes verticales réalisées sur les mécanismes au foyer calculés à partir des données Sismalp . Localisation des coupes sur l'Illustration 62.

Les correspondances avec les coupes sur la sismicité et les profondeurs des mécanismes au foyer permettent de mettre en relation les failles secondaires avec les failles du système de Serenne. Du fait que le nombre de mécanisme soit réduit, il s'avère assez difficile d'identifier l'ancien chevauchement pennique. Les profondeurs des mécanismes, sur les coupes 1 et 2, semblent cependant correspondre avec ce dernier.

La coupe 5 permet de caractériser le mouvement décrochant que subit le système de failles de Serenne. Le nombre de mécanismes illustrés ne permet pas de définir le régime de contrainte associé à l'ancien chevauchement pennique.

Une fois de plus il est important de noter que l'incertitude sur les localisations nous permet seulement d'émettre des hypothèses sur les caractéristiques de ces failles.

Ces mécanismes fournissent un régime de contrainte local (le long des failles ciblées dans cette étude) mais il est nécessaire de les connaître pour l'ensemble de la zone d'étude afin d'effectuer un zonage sismotectonique de la région et de choisir les lois d'atténuation, en fonction du mécanisme dominant dans chaque zone.

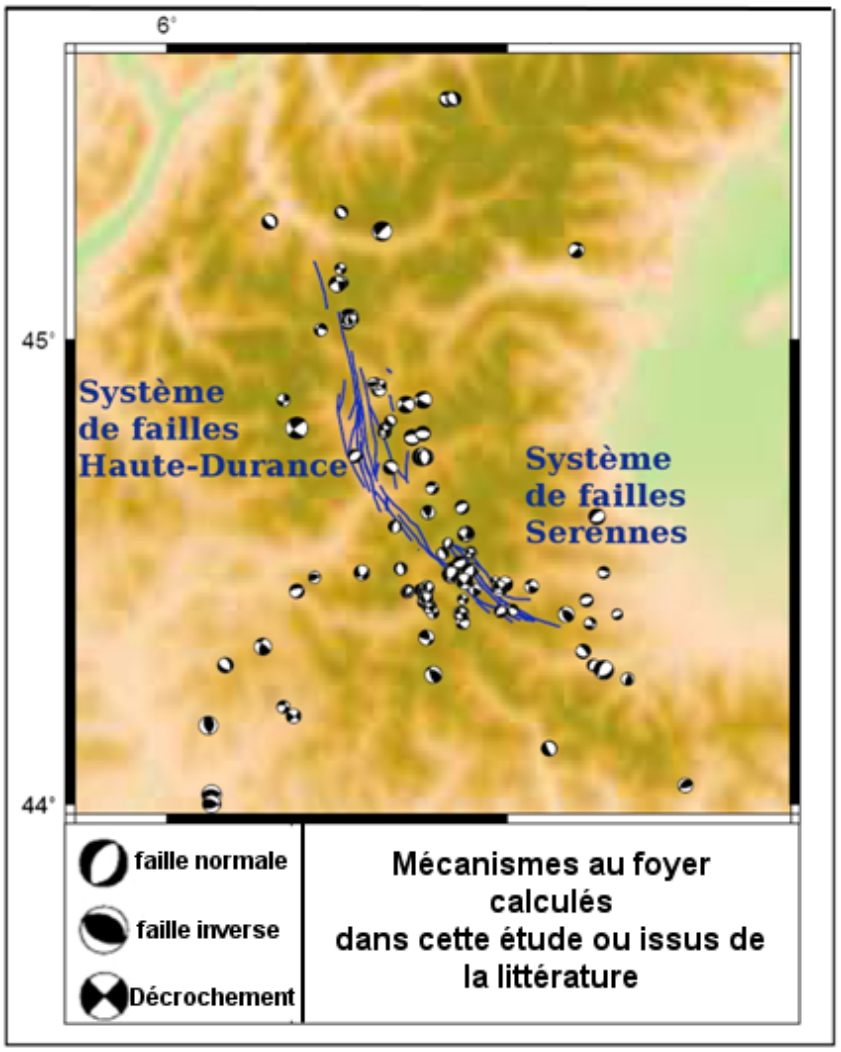
On utilise pour cela les solutions focales fournies par la littérature (Nicolas et *al.*, 1998; Sue et *al.*, 1999; Baroux et *al.*, 2000). La représentation de ces mécanismes est fournie dans l'Illustration 64.

Une dizaine de mécanismes de la littérature ne sont pas symbolisés car la représentation obtenue avec GMT est différente de celle fournie dans les publications. L'hypothèse d'un problème lié à l'utilisation de conventions différentes (Aki dans le cadre de cette étude) a été émise. On retrouve l'ensemble de ces mécanismes en Annexe 7.

Au niveau de l'Illustration 64, globalement, l'extension E-W avec une majorité de failles normales est retrouvée. Plus localement, la représentation des axes P et T, faites à partir des mécanismes proches des systèmes, confirme ce régime de contrainte. On distingue pourtant que la représentation stéréographique est plus diffuse après l'ajout des mécanismes de la littérature. Cependant on peut remarquer des régions en compression, notamment dans les parties SE et SW de la zone d'étude.

Finalement on remarque que les épicentres sont plus profonds au nord des systèmes de faille. Cette observation est illustrée sur les coupes réalisées sur la sismicité (Illustration 59) et sur les mécanismes au foyer (Illustration 63). Il est possible d'associer la sismicité au nord à l'ancien chevauchement pennique alors que celle au sud serait plutôt liée au système de failles de Serenne.

Au niveau des régimes de déformation, les systèmes subissent, en moyenne, une extension est-ouest, illustrée par les représentations stéréographiques de l'illustration 18 et de l'Illustration 64. Cependant, la coupe 5 de l'Illustration 63 montre que le système de Serenne subit aussi des mouvements décrochants dextres.



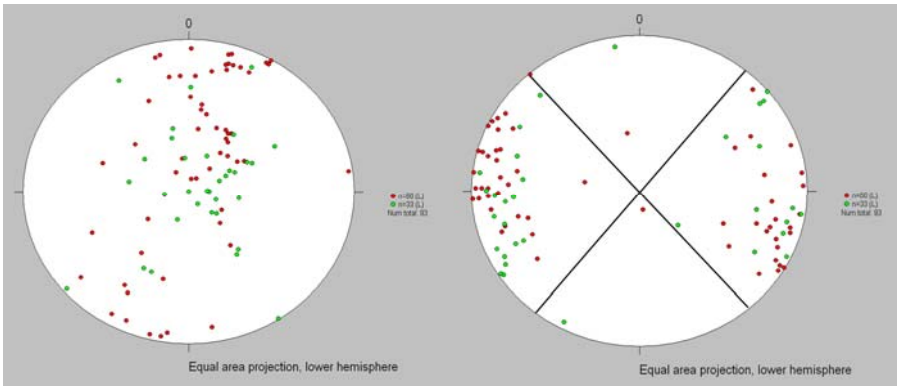


Illustration 64 - Mécanismes au foyer calculés dans cette étude ou issus de la littérature (en haut) ; représentation stéréographique des axes P et T des mécanismes Sismalp et de la littérature à proximité des failles (projection à aire égale et dans l'hémisphère inférieur), en rouge : mécanismes Sismalp, en vert : mécanismes de la littérature

8. Evaluation de l'aléa selon une approche probabiliste

La sismicité des systèmes de failles de la zone d'étude est relativement faible en comparaison d'autres régions sismiques mondiales. Malgré tout, l'aléa sismique dans la région n'est pas négligeable. Les événements peuvent atteindre des magnitudes maximales de l'ordre de Ms=6 avec des foyers superficiels (profondeur moyenne de l'ordre de 5 km).

Il a été indiqué au chapitre 2.3 que l'évaluation de l'aléa pouvait suivre deux approches différentes, à savoir probabiliste et déterministe. La première consiste à estimer la probabilité de dépassement d'un seuil d'accélération spectrale, tenant compte de toutes les sources sismiques possibles et de la probabilité d'occurrence de séisme dans chaque source. La deuxième permet d'exprimer l'accélération attendue pour un événement de magnitude donnée et en un lieu précis.

C'est l'approche probabiliste qui est mise en œuvre dans cette présente étude. Elle passe par une étape de découpage en zones sismotectoniques homogènes (cf. chapitre 2.2). Celles-ci définiront des zones dîtes sources dans l'évaluation de l'aléa probabiliste. Chacune de ces zones sources est ensuite caractérisée en fonction d'une valeur de magnitude et de sa période de retour.

8.1. IDENTIFICATION DES UNITES SISMOTECTONIQUES

L'individualisation de différentes unités sismotectoniques est possible à partir de la compilation de données géologiques, géodynamiques et sismologiques. L'apport des structures tectoniques permettra par la suite de préciser ce découpage.

Sur la base :

- des données structurales (cf. chapitres 3.2 - Les grandes unités structurales et 3.3 - Epaisseur de la croÛte (ou profondeur du Moho)),
- de la tectonique récente (cf. chapitres 3.4 - Champ de contrainte actuel dans les Alpes occidentales et 3.5 - Cadre sismotectonique),
- de la sismicité (cf. chapitres 5.2 - Sismicité régionale, 7.1 - Coupes sismiques et 7.2 - Mécanismes au foyer).

14 unités sont individualisées au niveau de la zone d'étude, Illustration 65. Les principales caractéristiques de ces unités sont indiquées dans le Tableau 5.

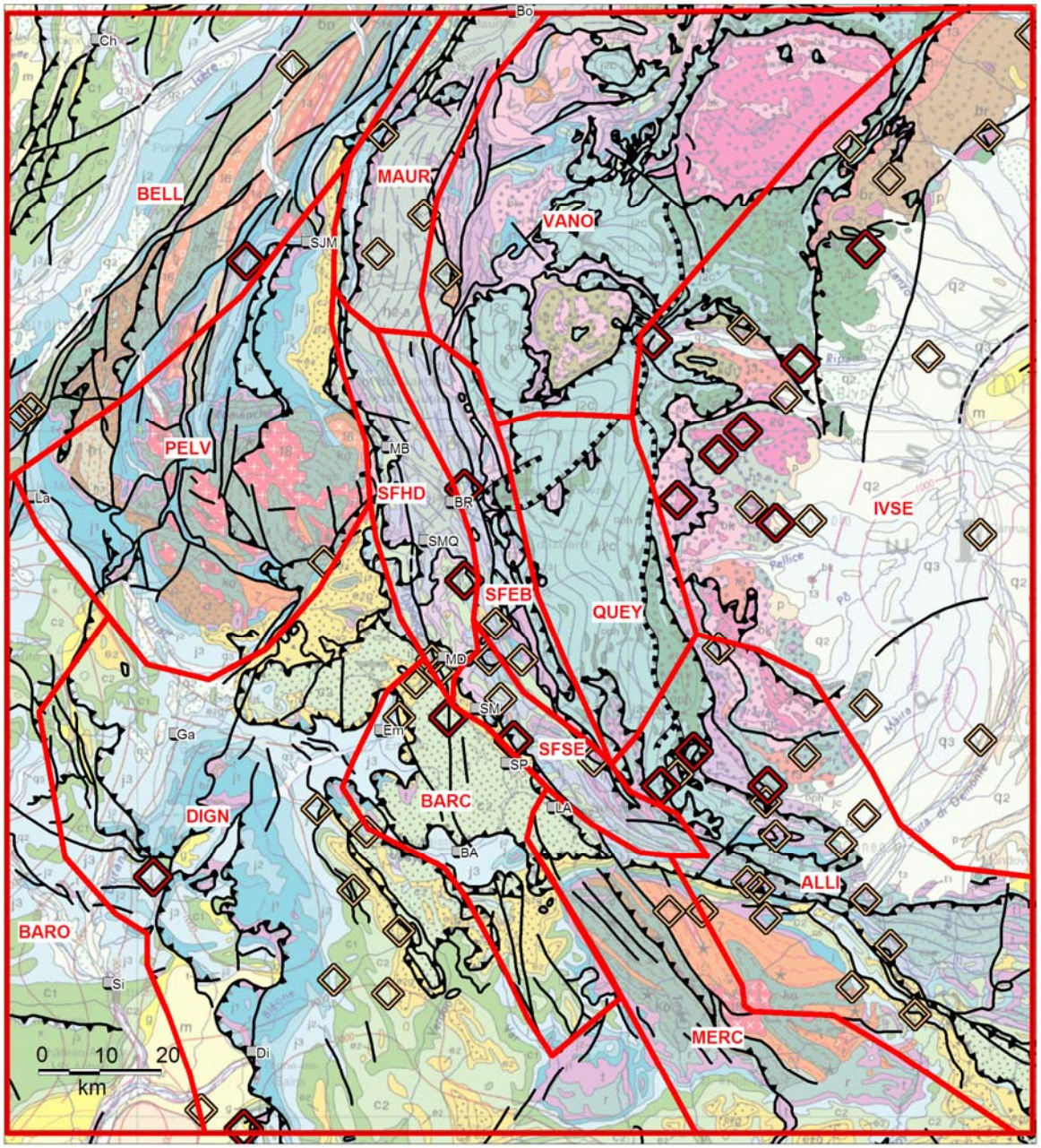


Illustration 65 - Zonage sismotectonique

INDEX	NOM	CARACTERISTIQUES	Séisme majeur connu et Borne Magnitude maximale	Profondeur maximale des séismes
SFHD	**système de failles de la Haute Durance**	extension E-W, jeu normal du système de failles NNW-SSE	SMHV 27/11/1884 (Io VII), M > 5,2 + 0.5	5km en moyenne, 10km max d'après coupe sismique
BARO	**Baronnies**	compression NS	M > 4.5 (+-0.5), d'après catalogue de sismicité historique et instrumentale	5 km (+- 3km) d'après catalogue
BELL	**Belledonne et front sub-alpin occidental**	décrochement NE-SW dextre de Belledonne et inverse au front subalpin	séisme du 29/04/1905 (Io VII-VIII), M > 5.5 +0.5	10 (+-5) km
MAUR	**Maurienne, zone nord briançonnaise**	extension WNW-ESE, déformation normale à décrochante dextre NE-SW	séisme du 13/02/1855 (Io VI), M > 4;6 +0.5	5km en moyenne, 10km max d'après coupe sismique
SFEB	**Système de failles de l'Est Briançonnais et de la Clarée**	failles NNE-SSW à NS, dextre-normal	SMHV 12/07/1904 (Io VIII), M > 5,2 + 0.5	5km en moyenne, 10km max d'après coupe sismique
PELV	**massif cristallin externe du Pelvoux**	décrochement NE-SW et NW-SE	séisme du 11/02/1991, M > 4.6 +0.5	5km
SFSE	**système de failles de Serenne**	extension E-W, jeu dextre du système de failles NW-SE, et normal des failles NS	SMHV 05/04/1959 (Io VII-VIII), M > 5,5 + 0.5	8km en moyenne, 15 km max d'après coupe sismique
BARC	**Barcelonnette**	régime extensif, ENE-WSW, jeu dextre à normal des failles NS	séismes du 19/03/1935 (Io=VII), M > 5.2 +0.5	prof moyenne 5km, jusqu'à 10 km d'après catalogue

IVSE	**front nord Apennin, corps d'Ivrée**	régime compressif E-W à N-S, forte anomalie gravimétrique marquant la remontée du manteau (corps d'Ivrée) relatif à la collision post-obduction et chevauchement de l'Apulie sur la plaque Europe	SMHV 02/04/1808 (Io VIII), M > 5.8 + 0.5 soit 6.3	15 km en moyenne, jusqu'à 30 km
VANO	**Vanoise**	régime d'extension WNW-ESE à décrochant	séisme du séisme du 13/02/1855, M > 4;1 +0.5	5km en moyenne, 10km max d'après coupe sismique
QUEY	**Queyras**	extension NW-SE, failles normales NE-SW	SMHV 03/05/1921 (Io VIII), M > 4.0 + 0.5 (+.5 d'incertitude) soit 5.5	5km en moyenne, jusqu'à 10 km d'après catalogue de
MERC	**Mercantour**	régime décrochant, failles NW-SE dextre	séismes du 15/02/1644, 20/07/1564, 23/06/1494 (Io=VIII), M > 5.8 +0.5	prof moyenne 5km, jusqu'à 10 km d'après catalogue
ALLI	**Alpes ligures**	déformation compressive, NE-SW, jeu dextre à inverse des failles NW-SE	SMHV 20/06 et 12/05/1955, 07/06/1878 (Io VII), M > 5,2 + 0.5 (à 6.3 en	prof moyenne 7km, jusqu'à 15 km d'après catalogue
DIGN	**nappe de Digne**	déformation compressive NE-SW à NS, failles inverses NW-SE et décrochantes dextres NS	séisme du 19/05/1866 (Io=VII-VIII), M > 5.5 +0.5	5 km (+- 3km) d'après catalogue et épaisseur couverture sédimentaire

Tableau 5 – Principales caractéristiques des unités sismotectoniques indiquées en Illustration 65

8.2. CALCUL D'ALEA PROBABILISTE

8.2.1. Méthodologie

L'évaluation de l'aléa sismique par l'approche probabiliste consiste à calculer le taux annuel de dépassement d'une intensité (ou d'une accélération) en un site pour une période de retour donnée.

L'ensemble de la démarche utilisée est résumée dans le schéma suivant :

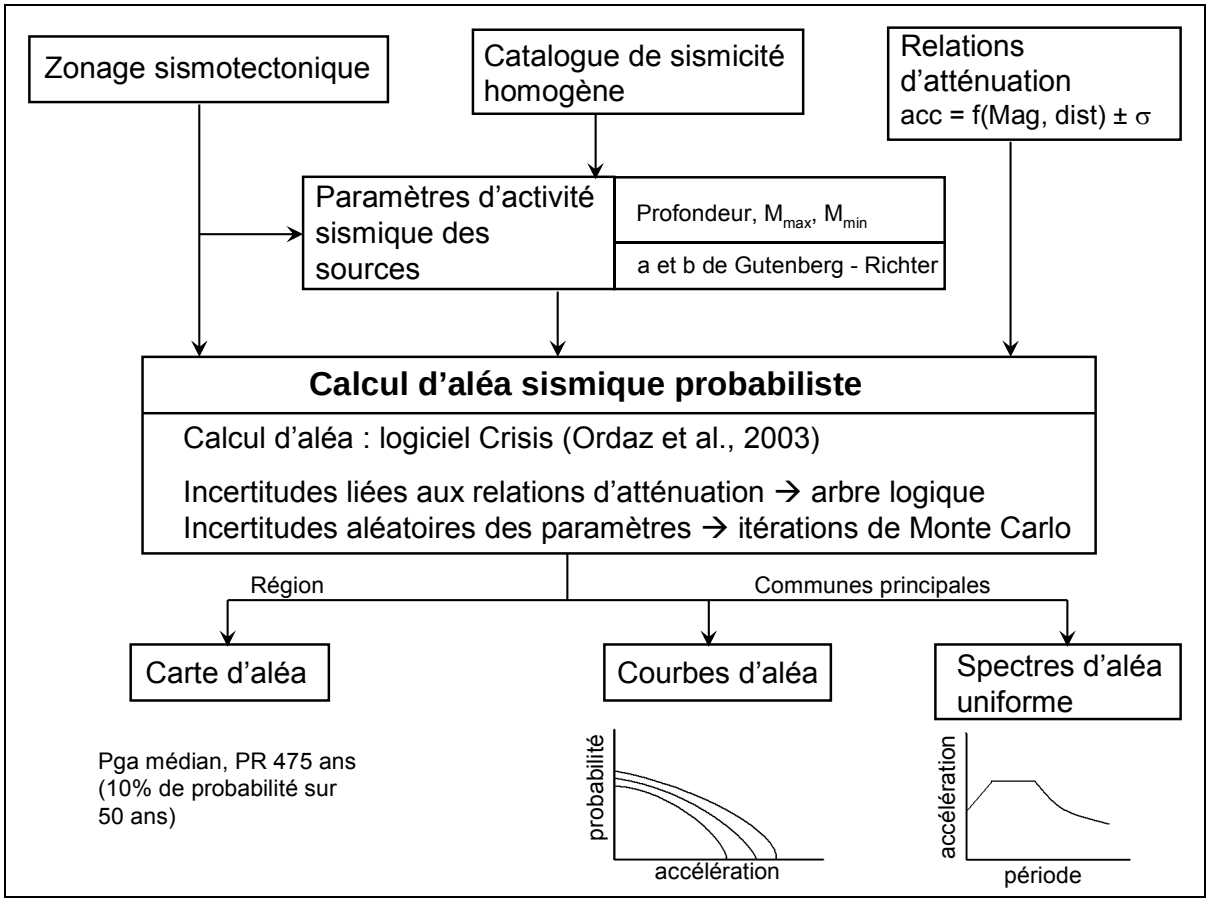


Illustration 66 : Démarche pour le calcul d'aléasismique probabliste

Afin d'évaluer l'aléa sismique probabiliste, il est nécessaire de définir, comme données d'entrée, des zones sources à partir d'un zonage sismotectonique. A partir du catalogue homogène de sismicité et de ce meme zonage sismotectonique, il est possible de calculer les paramètres d'activité pour chaque zone source. Ces paramètres concernent la profondeur focale, les magnitudes maximales et minimales ainsi que les coefficient de la relation fréquence-magnitude de Gutenberg-Richter. Les

relations d'atténuation, qui expriment l'accélération en fonction de la magnitude et de la distance, sont les troisièmes paramètres d'entrée.

Ces relations d'atténuation, les différentes zones sources ainsi que leurs paramètres d'activité sont introduites dans le logiciel de calcul d'aléa sismique probabiliste CRISIS2003, développé par Ordaz et *al.* (2003). Les incertitudes épistémiques liées au choix de la relation d'atténuation sont prises en compte avec un arbre logique. La propagation des incertitudes aléatoires propres à chaque paramètre s'effectue avec une méthode de Monte Carlo.

Les résultats sont ensuite exprimés sous différentes formes. Au niveau de la région, une carte d'aléa est réalisée pour les valeurs d'accélération horizontale maximale du sol (PGA) et pour une période de retour de 475 ans, ce qui correspond à une probabilité de 10% que ces valeurs soient atteintes ou dépassées en 50 ans. Au niveau des 5 communes les plus peuplées de la région d'étude des courbes d'aléa et des spectres d'aléa uniforme ont été calculés.

Par une méthode de désagrégation, il sera ensuite possible de savoir quels types de sources (couples distance-magnitude) contribuent le plus à ces valeurs d'aléa. Des tests de sensibilités seront ensuite effectués afin de définir quels sont les paramètres les plus influents sur nos résultats. L'ensemble de la méthodologie de calcul d'aléa sismique probabiliste se trouve en Annexe 8.

8.2.2. Délimitation des zones sources

Le zonage établi dans le § 8.1 a permis de délimiter 14 zones. Chacune d'elles est ensuite caractérisée par la valeur de sa superficie ainsi que la profondeur moyenne des séismes calculée sur la base du catalogue unifiée (Tableau 6).

Code	Région	Superficie (km²)	Profondeur (km)
SFHD	Système de failles Haute-Durance	660.6	6
BARO	Baronnies	1582.4	6
BELL	Belledonne	3075.3	6
MAUR	Maurienne	766.8	5
SFEB	Système de failles Est Briançonnais	655	6
PELV	Massif du Pelvoux	2403.4	5
SFSE	Système de failles Serenne	417.7	6
BARC	Système de failles Barcelonnette	1101.6	5
IVSE	zone du corps d'Ivrée	6072.5	6
VANO	Vanoise	3062.9	5
QUEY	Queyras	1056.5	5
MERC	Mercantour	1463.4	7
ALLI	Alpes Ligures	2727.1	7
DIGN	Nappe de Digne	4890.6	6

Tableau 6 - Superficie et profondeur des zones sources

8.2.3. Magnitude minimale

Toutes les magnitudes, utilisées dans l'étude de calcul d'aléa probabiliste, sont exprimées en Ms. En effet les conversions en Mw engendrent des erreurs importantes sur le calcul d'aléa.

La magnitude minimale, Mo prise en compte dans les études d'aléa est définie arbitrairement. Elle doit cependant être suffisamment élevée pour répondre à deux critères:

- un séisme de cette magnitude peut produire des dommages légers;
- la magnitude est au-dessus du seuil de détection des catalogues de sismicité utilisés

On prend ici Mo=4,0 qui correspond aux deux critères prédéfinis et au cadre de notre étude.

8.2.4. Magnitude maximale

Pour chaque source sismique, on définit une magnitude maximale Mmax qui est supposée ne pas pouvoir être dépassée (Tableau 7). Le manque d'expression en surface des systèmes de failles et le problème de définition des différents segments ne permet pas de définir la magnitude maximale à partir de la longueur de la faille. Celle-ci sera alors déterminée à partir de la magnitude du plus fort séisme observé dans la zone et appartenant au catalogue instrumental ou historique. Afin de compenser le manque d'observations et de ne pas exclure la possibilité que des événements plus forts que ceux connus peuvent avoir lieu, cette magnitude est ensuite majorée pour obtenir la magnitude Mmax de la zone source.

Pour certaines sources sismiques, les magnitudes maximales observées sont faibles (de l'ordre de 2,70-3). Cette faiblesse peut être liée à l'activité réelle de la zone source ou à la période d'observation trop courte. Afin d'effectuer un choix conservatif, il a était décidé de prendre en compte qu'un séisme de magnitude maximale supérieure ou égale à 5 restait possible, et cela même si la période d'occurrence est très longue.

On remarque 5 zones sources dont la magnitude maximale observée est inférieure à 4. Cela confirme, encore une fois, que nous sommes dans une région relativement peu sismique et qu'il est nécessaire de considérer une magnitude Mmax=5,0 pour ces unités. Les unités du corps d'Ivrée et du Mercantour contiennent les séismes dont les magnitudes sont les plus grandes.

Code	Région	Date	lat.	long	Ms obs.	Mmax
SFHD	Système de failles Haute-Durance	27/11/1884	44.7833	6.6667	4.95	5.5
BARO	Baronnies	10/02/2001	44.05	6.1	2.70	5.0
BELL	Belledonne	22/07/1881	45.25	6.2222	4.95	5.5
MAUR	Maurienne	13/02/1855	45.4333	6.5	3.83	5.0
SFEB	Système de failles Est Briançonnais	12/07/1904	44.9167	6.6667	4.95	5.5
PELV	Massif du Pelvoux	11/02/1991	44.81	6.38	3.88	5.0
SFSE	Système de failles Serenne	05/04/1959	44.55	6.7667	5.52	6.0
BARC	Système de failles Barcelonnette	19/03/1935	44.5833	6.6333	4.95	5.5
IVSE	zone du corps d'Ivrée	02/04/1808	44.85	7.1917	6.08	6.5
VANO	Vanoise	15/05/1997	45.23	6.63	3.09	5.0
QUEY	Queyras	17/12/1973	44.85	6.95	2.70	5.0
MERC	Mercantour	20/07/1564 23/06/1494	44 43.9833	7.3167 7.3167	6.08	6.5
ALLI	Alpes Ligures	20/06/1955 12/05/1955 07/061878	44.4833 44.5333 44.4833	7,0667 7,1333 7.2833	4.95	5.5
DIGN	Nappe de Digne	19/05/1866	44.35	6.0333	5.52	6.0

Tableau 7 - Séismes principaux et magnitude maximale considérée dans la zone source

8.3. ACTIVITE DES ZONES SOURCES

Afin de définir les activités sismiques des zones sources, un premier travail consiste à rendre les magnitudes uniformes. Le choix de convertir ces magnitudes en Ms, avec la relation de Nicolas (2000), a été fait car la double conversion pour obtenir un catalogue uniforme en Mw engendre de trop nombreuses erreurs (voir annexe 6). Dans le but de ne prendre en compte que les des séismes « indépendants les uns des autres » (loi statistique de Poisson) un filtrage des répliques et des précurseurs a été réalisé grâce au programme CLUSTER2000x (Reasenberg, 1985). De plus il a été défini des classes de magnitudes pour lesquelles le catalogue est complet.

Dans chaque unité, la sismicité peut être caractérisée par la relation fréquence-magnitude de Gutenberg et Richter (1944) :

$$\text{Log } N(m \geq M) = a - bM$$

avec N le nombre de séismes de magnitude supérieure ou égale à M; a le taux annuel de sismicité; b le rapport entre les grands et petits séismes; M la magnitude considérée

Si b a une valeur assez peu variable autour de 1, a peut avoir des variations très importantes suivant la région étudiée.

Dans les études d'estimation de l'aléa probabiliste on utilise plutôt les paramètres λo(M) et β. Ils sont directement liés à a et b par les relations suivantes:

$$\lambda o(M) = \exp(\alpha - \beta M) = 10^{a-bM}$$

avec λo*(M) le taux annuel de séismes de magnitude supérieure ou égale à M et*

$$\beta = b \ln 10$$

Pour le calcul des paramètres d'activité on utilise la méthode de Weichert (1980). C'est une méthode de maximum de vraisemblance, tirée d'une généralisation des méthodes d'Aki (1965) et Utsu (1965) et capable de gérer des taux calculés sur des périodes de temps qui varient avec la magnitude. Elle tient compte du poids (nombre d'événements) appliquée à chaque magnitude.

L'ensemble de la méthodologie de calcul des paramètres d'activité se trouve en Annexe 9.

En inversant le taux d'activité d'une magnitude donnée, il est possible d'obtenir les périodes d'occurrence des séismes pour cette même magnitude. On obtient pour cette région d'étude une période d'occurrence d'un séisme de magnitude 6 de l'ordre de 200 ans. Mais, en considérant indépendamment les unités sismiques capables de produire un séisme de magnitude 6, cette période de retour est évidement bien plus grande (cf. Tableau 8, colonne PR M6). Dans l'étude d'aléa probabiliste il est important d'avoir ces paramètres pour chacune de nos unités sismotectoniques, afin d'estimer l'influence de chacune d'elles sur l'aléa.

La relation fréquence-magnitude n'est pas représentée pour les unités où les données sont peu nombreuses et de faible magnitude (Baronnies, Vanoise et Queyras). Le choix des paramètres d'activité pour ces zones est alors arbitraire. Concernant la région des Baronnies, où l'on a seulement 25 valeurs de magnitudes comprises entre 2 et 3, on prend pour b la valeur moyenne de l'ensemble de la zone. On calcule ensuite les autres paramètres à partir de b. On regroupe les zones de Vanoise et Queyras afin de définir les caractéristiques de ces zones. Leurs répartition s'effectuera ensuite en fonction de leurs surfaces.

L'observation de ces différentes courbes peut, éventuellement, permettre d'émettre des hypothèses sur la prévision des séismes. En effet le taux annuel des séismes, de magnitude comprise entre 3,5 et 5,5 pour la région du Mercantour, est plus bas que l'estimation faite avec la méthode de Weichter (1980), ce qui laisse présager qu'un événement pourrait se produire. Ces suppositions sont à considérer avec précaution car les incertitudes liées aux conversions et à la méthode en elle-même peuvent fausser ces données.

L'ensemble des paramètres d'activité que l'on va considérer pour l'étude d'aléa probabiliste sont résumés dans le Tableau 8.

Acro	Région	Surface (km²)	β	err β	b	err b	λ0 (pour M >= 4)	err λ0	λ / km2	nb	PR M6 (période de retour d'un séisme de M 6)
SFSE	S.F. Serenne	417.7	1.78	0.44	0.77	0.44	0.0085	0.001	2.0E-05	226	1700
SFEB	S.F. Est Briançonnais	655	1.66	0.40	0.72	0.40	0.0113	0.001	1.7E-05	212	1070
ALLI	Alpes Ligures	2727.1	1.67	0.37	0.72	0.37	0.0414	0.001	1.5E-05	771	300
BARC	Barcelonnette	1101.6	1.61	0.38	0.70	0.38	0.0144	0.001	1.3E-05	220	780
ARO	Baronnies	1582.4	1.63	0.36	0.71	0.16	0.0198		1.2E-05	25	
SFHD	S.F. Haute-Durance	660.6	1.71	0.43	0.74	0.43	0.0074	0.001	1.1E-05	200	1700
MAUR	Maurienne	766.8	1.73	0.44	0.75	0.44	0.0077	0.001	1.0E-05	148	
MERC	Mercantour	1463.4	1.67	0.41	0.73	0.41	0.0093	0.001	6.3E-06	210	1320

Acro	Région	Surface (km²)	β	err β	b	err b	λ0 (pour M >= 4)	err λ0	λ / km2	nb	PR M6 (période de retour d'un séisme de M 6)
IVSE	Zone d'Ivrée	6072.5	1.54	0.36	0.67	0.36	0.0287	0.002	4.7E-06	316	350
VANO	Queyras-Vanoise	3062.9	1.53	0.35	0.66	0.35	0.0145	0.001	4.7E-06	213	
QUEY	Queyras-Vanoise	1056.5	1.53	0.35	0.66	0.35	0.0050	0.001	4.7E-06	213	
DIGN	Digne	4890.6	1.56	0.36	0.68	0.36	0.0226	0.001	4.6E-06	280	460
BELL	Belledonne	3075.3	1.44	0.35	0.63	0.35	0.0136	0.001	4.4E-06	123	640
PELV	Pelvoux	2403.4	1.81	0.38	0.79	0.38	0.0030	0,000	1.2E-06	59	

Tableau 8 - Paramètres d'activité des zones sources

λo représente le taux annuel de séismes dont la magnitude est supérieure ou égale à la magnitude minimale (4 en Ms). Dans ce tableau figure aussi le nombre d'événements ayant servi au calcul des paramètres d'activité (colonne nb). Il nous renseigne aussi sur les périodes d'occurrence d'un séisme de magnitude supérieure ou égale à 6 (colonne PR M6). Cette donnée est obtenue en inversant le taux annuel de séismes dont la magnitude est supérieure ou égale à 6. On remarque alors que la période la plus courte correspond à la région des Alpes Ligures. L'absence de calcul d'occurrence d'un séisme de magnitude 6 dans certaines régions se justifie par l'absence d'observations d'événements de forte magnitude. En effet il n'est pas pertinent de calculer la période d'occurrence d'un séisme de magnitude 6 dans une

région, comme le Queyras, où les magnitudes maximales observées ne dépassent pas 3.

D'un point de vue de l'activité sismique, représentée par le rapport entre le taux annuel de séismes de magnitude supérieure ou égale à 4 et la surface, on remarque que les systèmes de failles étudiés (SFHD et SFSE) et ceux qu'y leurs sont proches (SFEB et BARC) présentent les activités les plus fortes. Il est important de noter que ces activités sont très dépendantes du zonage sismotectonique préétablit car le rapport s'effectue sur la superficie de l'unité considérée.

Concernant les systèmes de failles étudiées (SFSE, SFHD et SFEB) les taux d'activité sont les plus importants de la région. Les magnitudes maximales observées sont de l'ordre de 5,5-6,0 et la période d'occurrence d'un événement de magnitude supérieure ou égale à 6 est de l'ordre de 1500 ans.

8.4. RELATIONS D'ATTENUATION DES MOUVEMENTS SISMIQUES

Il n'a pas été établi de lois d'atténuation spécifique dans cette région des Alpes. Pour cette étude d'estimation de l'aléa probabiliste les relations d'Ambraseys et *al.* (1996), Ambraseys et *al.* (2005) et Berge-Thierry et *al.* (2003) ont été choisies arbitrairement. Chaque modèle présente trois versions différentes correspondant aux trois types de failles (inverse, normal et décrochement). En effet on enregistre les accélérations les plus importantes pour les mouvements de failles inverses. Ces relations varient en fonction de trois facteurs principaux: la magnitude, la distance et la fréquence du sign*al.*

Les relations d'Ambraseys (1996, 2005) sont réalisées à partir de données sur des événements européens et leur utilisation pourrait être intéressante dans notre approche. La loi de Berge-Thierry et *al.* (2003) est généralement utilisée en France et notamment pour les études de sûreté nucléaire.

La représentation de ces différentes relations pour l'accélération horizontale maximale du sol (PGA), pour la magnitude 5 et pour un jeu inverse de la faille est faite sur la .

La relation de Berge-Thierry et *al.* présente une atténuation plus marquée que celles d'Ambraseys et *al.* (1996, 2005). De plus cette décroissance est continue tandis que sur les relations d'Ambraseys et *al.* (1996 et 2005) on observe une valeur relativement constante entre 0 et 10 km.

Il faut remarquer qu'il y a d'importantes incertitudes liées à ces lois, notamment dues à la sismicité et aux magnitudes qui sont modérées dans la zone d'étude. Seule la relation d'Ambraseys et al (2005) présente une variation de l'incertitude en fonction de la magnitude. La grande incertitude en champ proche et pour les petites magnitudes de la loi Ambraseys et *al.* (2005) est liée à la grande variabilité de la chute de contraintes et des erreurs sur la localisation des épicentres. Cela explique la diminution des incertitudes avec l'augmentation de magnitude. De plus cette loi est établie pour des magnitudes Mw et sa conversion pour des Ms, grâce à la loi d'Ambraseys et Free, engendre des erreurs supplémentaires.

L'utilisation d'arbres logiques permettra d'utiliser ces trois lois. Cependant, concernant les cartes d'aléa, on effectuera le choix de les utiliser pour la période spectrale 0,01s (PGA), car elle permettra la comparaison avec les études déjà réalisées, et pour un même jeu de faille inverse, dans le but d'avoir des résultats assez conservateurs.

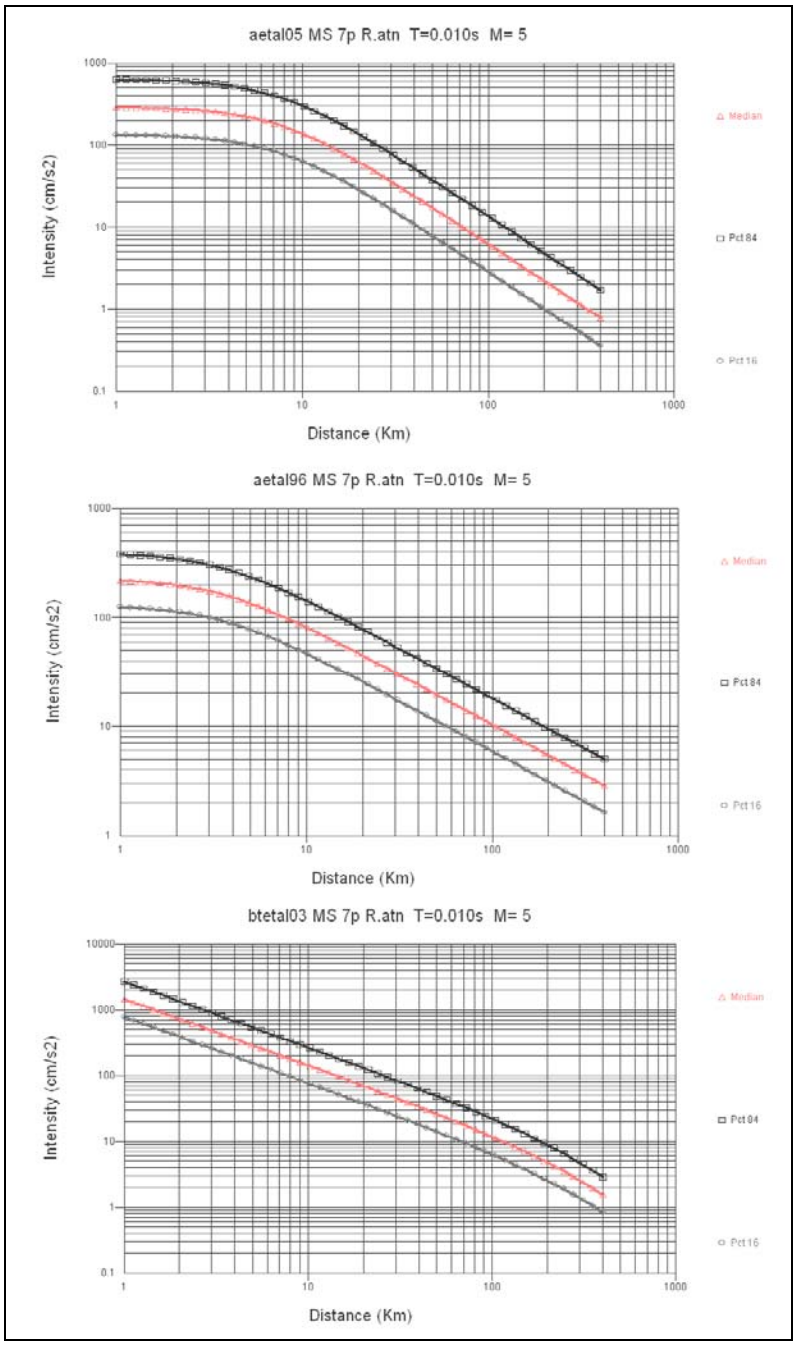


Illustration 67 - Représentation des différentes relations d'atténuation pour les magnitudes 5 pour le PGA et pour un jeu inverse de la faille

9. Résultats d'évaluation de l'aléa sismique au niveau de la zone d'étude

9.1. CARTE D'EVALUATION DE L'ACCELERATION

Le calcul d'aléa probabiliste est réalisé sur une grille de points espacés de 0,03° entre les latitudes 44,10°N et 45,48°N et entre les longitudes 6,00°W et 7,50°W.

Seule l'accélération maximale horizontale pga a été utilisée pour la représentation des cartes d'aléa. En effet le temps de calcul étant long il n'a pas été possible d'effectuer les calculs sur cette grille pour les autres périodes spectrales.

La distance maximale de prise en compte des sources est fixée à 100km. Cette valeur est liée à l'extension de la zone d'étude qui est relativement faible.

Les valeurs d'accélérations spectrales horizontales sont données pour une période de retour égale à 475 ans, c'est-à-dire que la probabilité qu'elles soient dépassées en 50 ans est de 10 %.

La représentation illustrée sur l'iIllustration 68 présente les valeurs d'accélération horizontale maximum du sol (PGA) (percentile 50%) pour une période de retour de 475 ans. Le percentile correspond à l'écart type pour une distribution non gaussienne. Les cartes d'aléa des percentiles 15% et 85% figurent en annexe 10. L'augmentation d'aléa se traduit par l'évolution du bleu vers le vert.

L'Illustration 69 est une autre représentation, en contours d'iso-accélération, de la carte définie en Illustration 68.

On observe l'aléa le plus fort au niveau de la région de Serenne, où les valeurs d'accélération PGA sont de l'ordre de 0,2g. Étant la région la plus active, ce résultat n'est pas surprenant. De même l'aléa est relativement important dans les autres zones actives (BARC, SFEB, ALLI et SFHD).

Les régions Ouest et Nord-Est de la zone d'étude présente un aléa est faible. En effet les valeurs d'accélération d'excédent pas 0,11g.

On remarque cependant que le zonage sismotectonique joue un rôle important sur l'aléa. En effet les changements d'accélération spectrale se fait assez brusquement aux limites d'unités. De plus on observe que les zones en bordure de la grille de calcul ont, pour la plupart, un aléa faible.

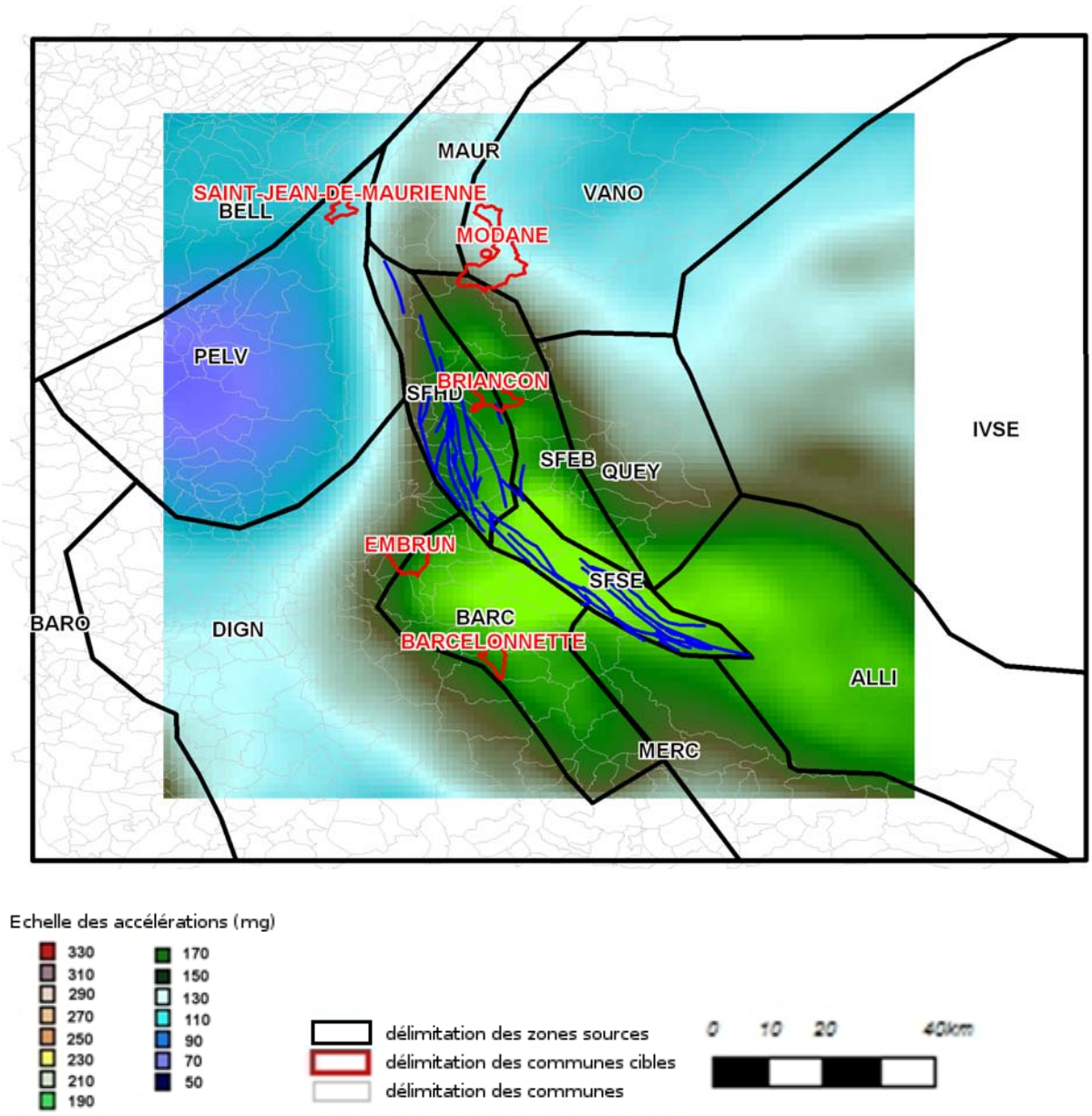


Illustration 68 - Carte des accélérations maximales PGA (p50%) pour la période de retour 475 ans

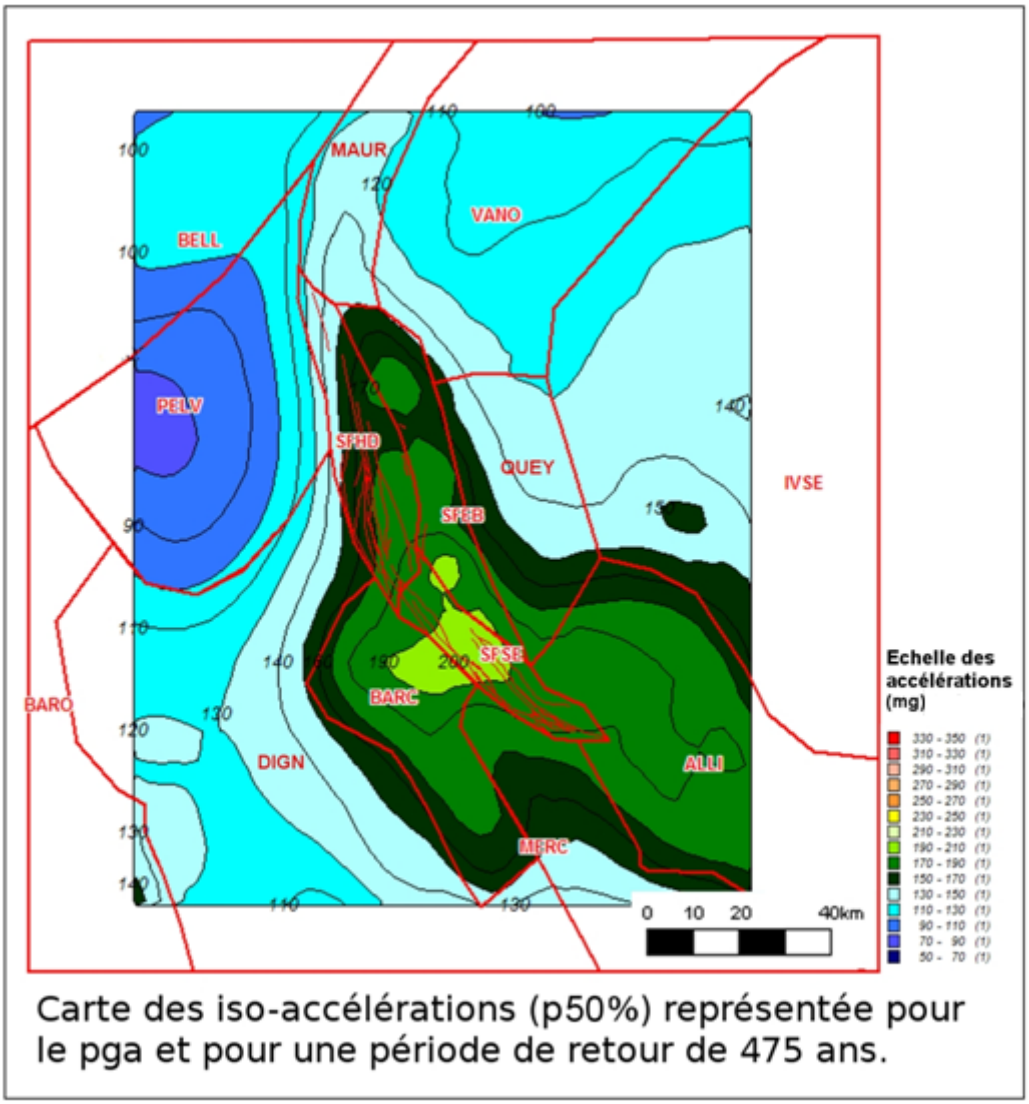


Illustration 69 - Carte des iso-accélérations (p50%) pour le PGA et pour la période de retour 475 ans

Influences des systèmes de failles de Serenne et de la Haute-Durance

Il peut aussi être intéressant d'étudier l'influence des 3 zones contenant les 2 systèmes de failles étudiées. On considère alors seulement ces trois régions comme source. Les résultats obtenus pour le percentile 50% des accélérations maximales horizontales du sol (PGA) et pour une période de retour de 475 ans sont illustrés sur la *Illustration 70*.

Cette carte nous permet d'estimer les valeurs d'aléa attendues si un séisme, dont les caractéristiques sont propres à l'unité sismotectonique dans laquelle il se situe, se produit sur les systèmes de failles de Serenne ou de la Haute-Durance. Les valeurs les plus grandes se trouvent logiquement à proximité de celles-ci. Cependant on distingue que la propagation des fortes valeurs d'accélération est plutôt orientée Est-Ouest.

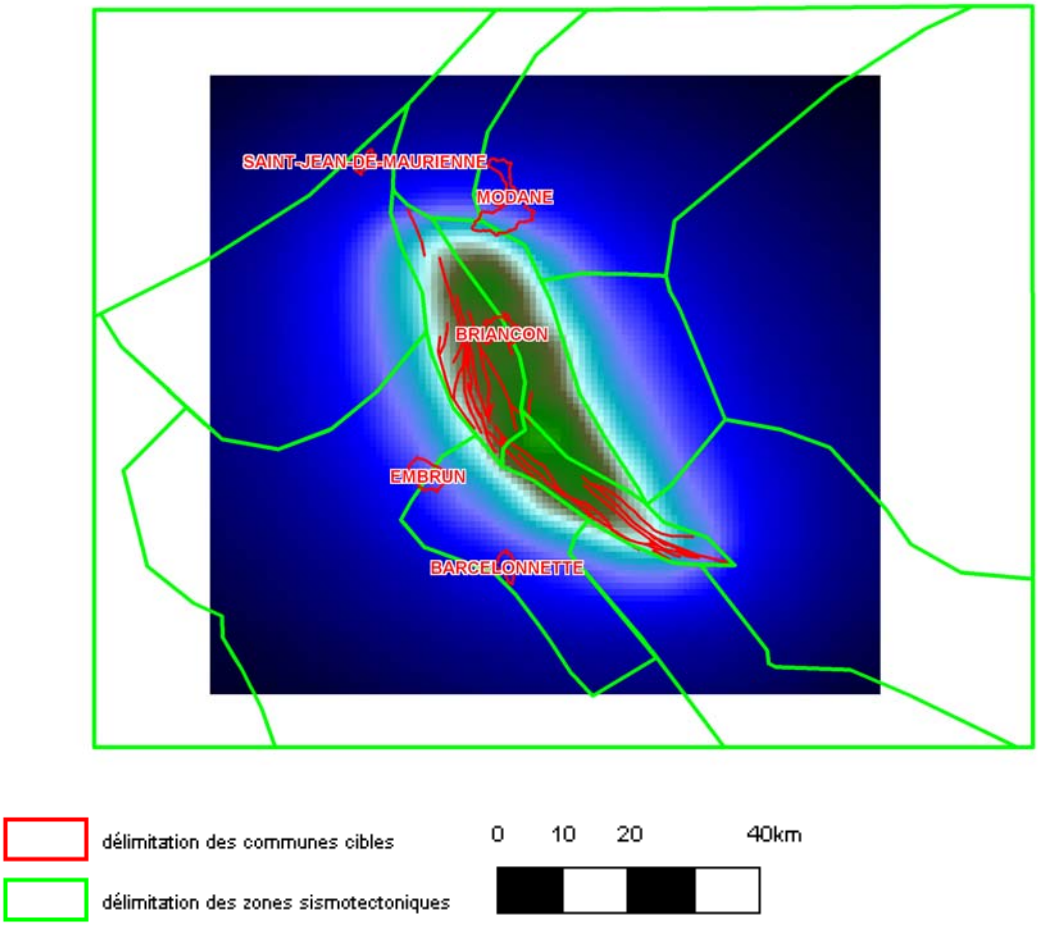


Illustration 70 - Représentation de l'influence des systèmes de failles de Serenne, Haute-Durance et Est-briançonnais sur le calcul d'aléa

9.2. COURBES D'ALEA

A partir des accélérations obtenues il est possible d'obtenir des courbes d'aléa en tout point. Celles-ci associent une valeur du taux annuel de dépassement à une accélération. Par inversion de ce taux, on peut ainsi connaître la période de retour d'une accélération supérieure ou égale à une valeur donnée. Les courbes d'aléa ont été réalisées pour les 5 principales communes de la région, délimitées en rouge sur la Illustration 68 et Illustration 70, respectivement :

- Briançon, Illustration 71

- Barcelonnette, Illustration 72

- Embrun, Illustration 73

- Modane, Illustration 74

- St-Jean de Maurienne, Illustration 75.

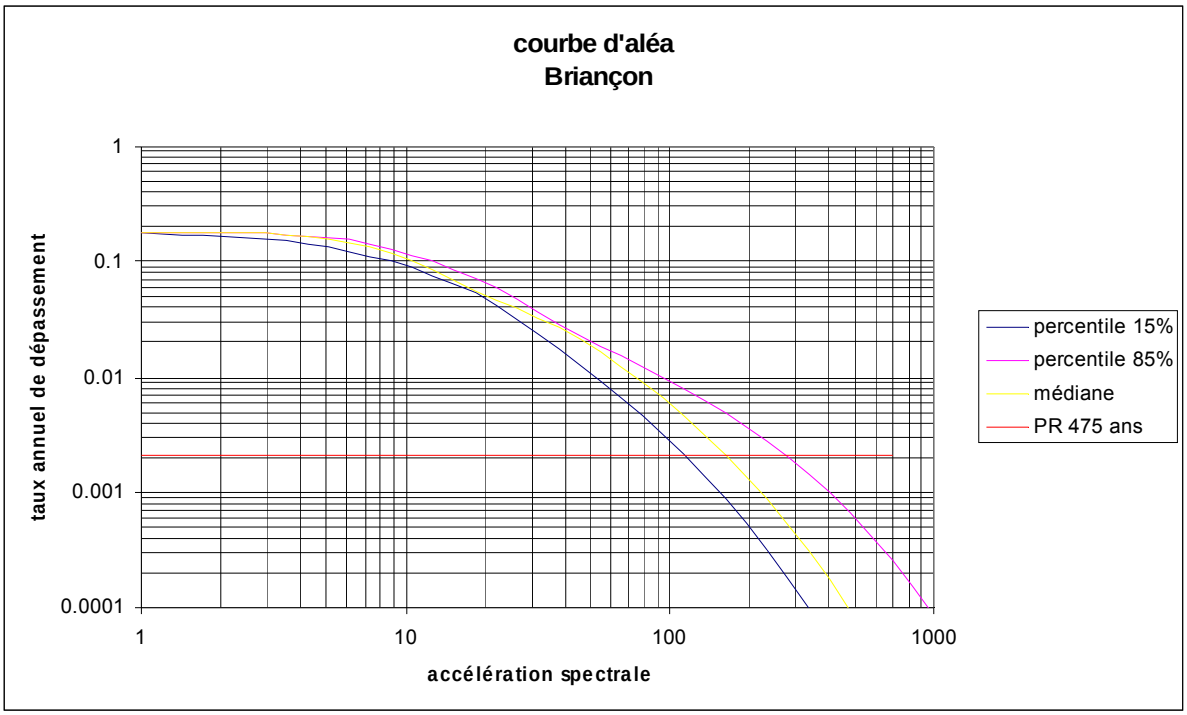


*Illustration 71 - Courbe d'aléa pour la commune de **Briançon** et pour la période spectrale correspondant au PGA*

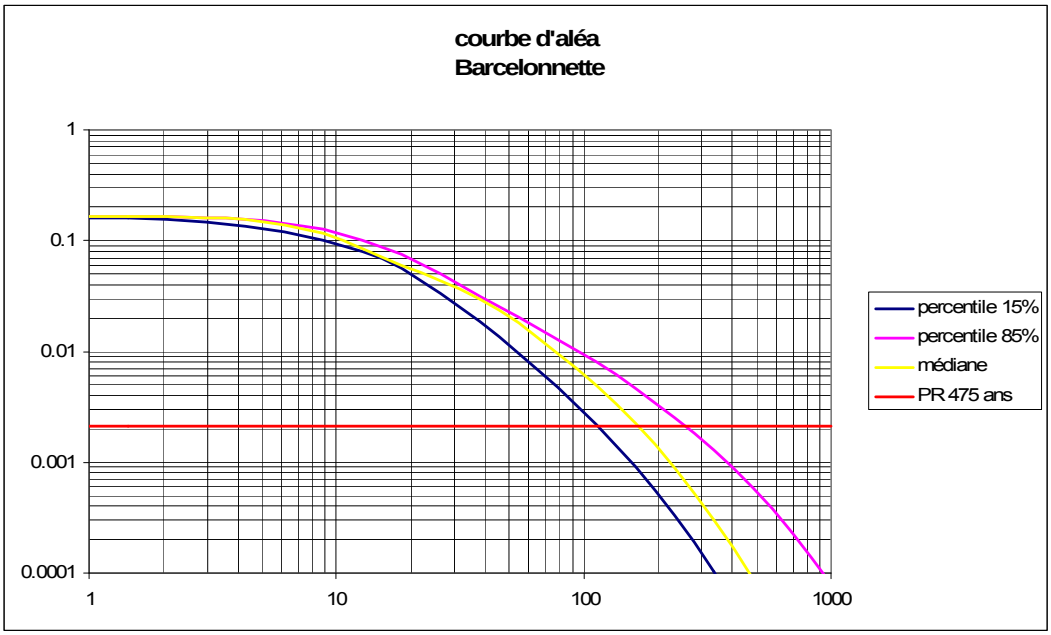


*Illustration 72 - Courbe d'aléa pour la commune de **Barcelonnette** et pour la période spectrale correspondant au PGA*

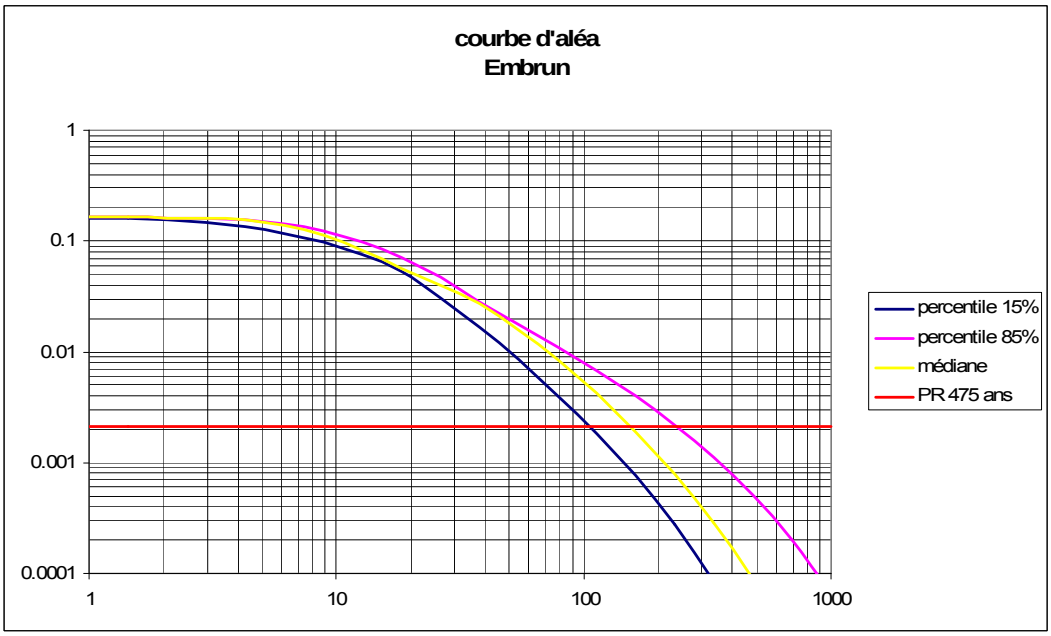


*Illustration 73 - Courbe d'aléa pour la commune de **Embrun** et pour la période spectrale correspondant au PGA*

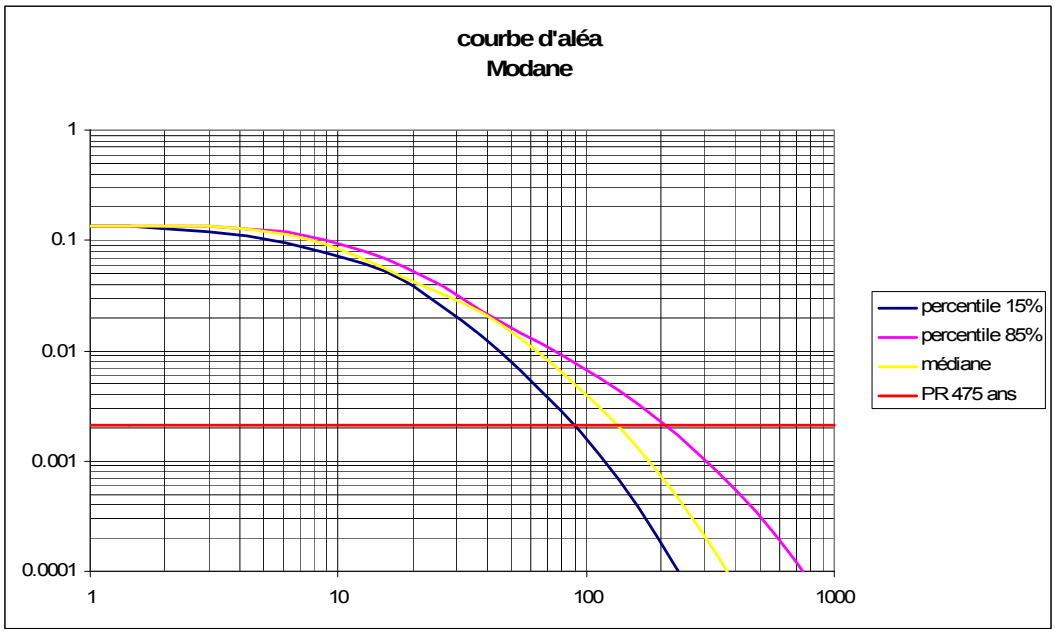


*Illustration 74 - Courbe d'aléa pour la commune de **Modane** et pour la période spectrale correspondant au PGA*

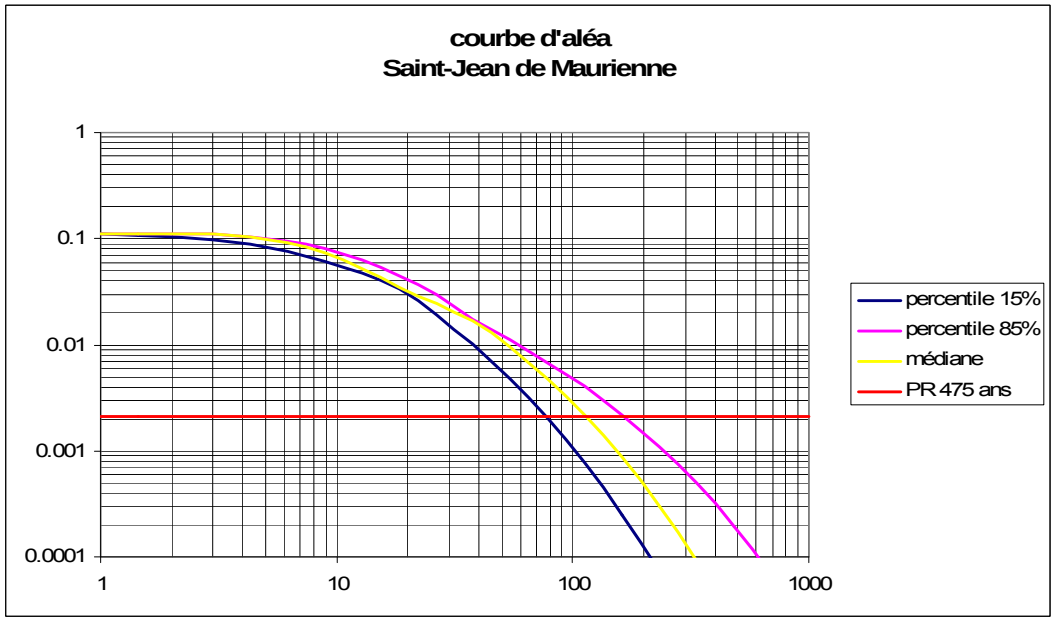


*Illustration 75 - Courbe d'aléa pour la commune de **St-Jean de Maurienne** et pour la période spectrale correspondant au PGA*

9.3. SPECTRES D'ALEA UNIFORME

Avec les valeurs d'accélérations calculées pour différentes périodes on trace les spectres d'aléa uniforme. Ils associent une valeur d'accélération à une période donnée. Ils ne représentent pas le spectre d'un séisme réel mais les niveaux d'accélérations qui peuvent être atteints ou dépassés pour une période de retour de 475 ans et pour chaque période spectrale.

Les spectres en période et en fréquence définis pour une période de retour de 475 ans et calculés pour les 5 principales communes de la région sont présentés, respectivement :

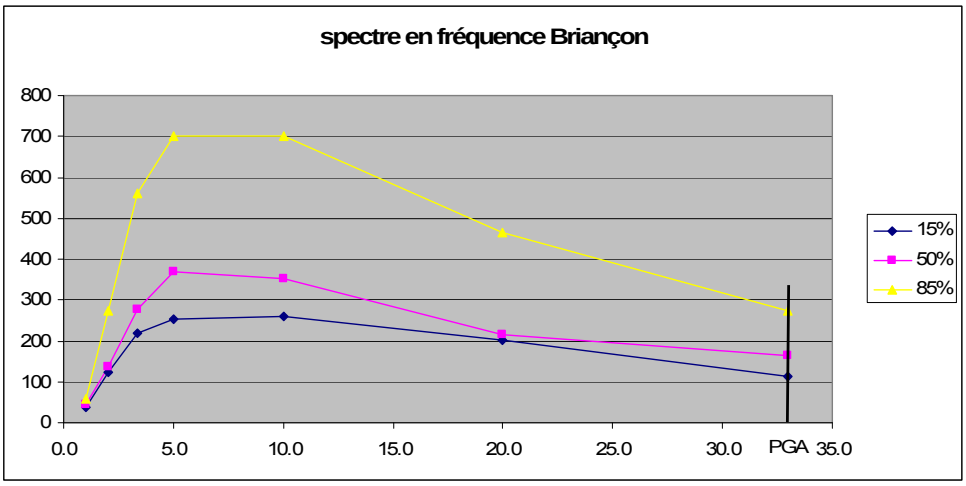
- Briançon, Illustration 76

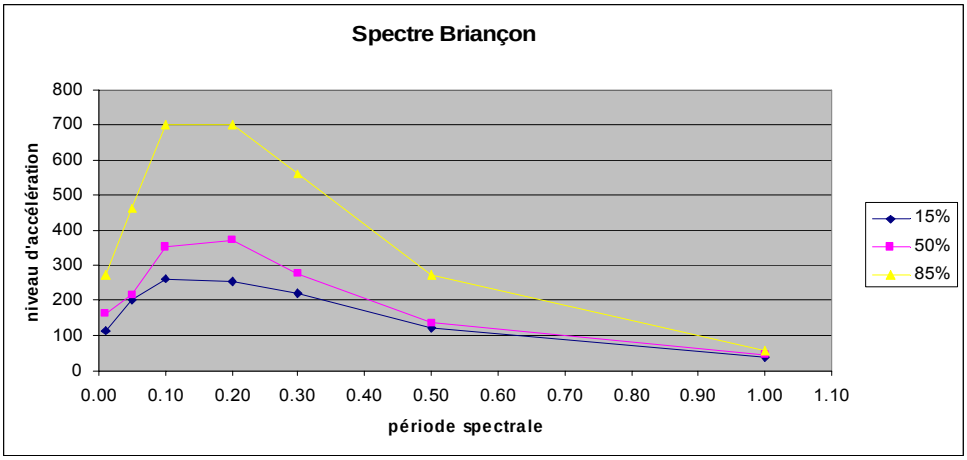
- Barcelonnette, Illustration 77

- Embrun, Illustration 78

- Modane, Illustration 79

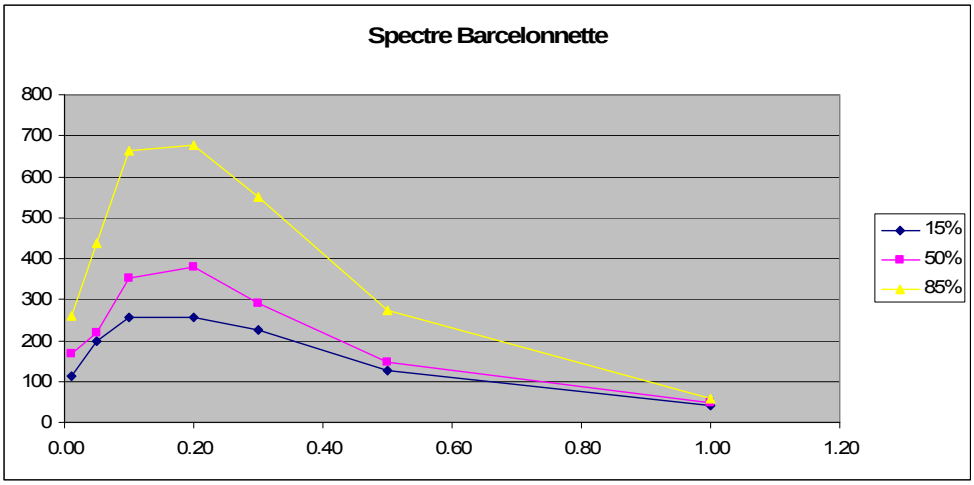
- St-Jean de Maurienne, Illustration 80.

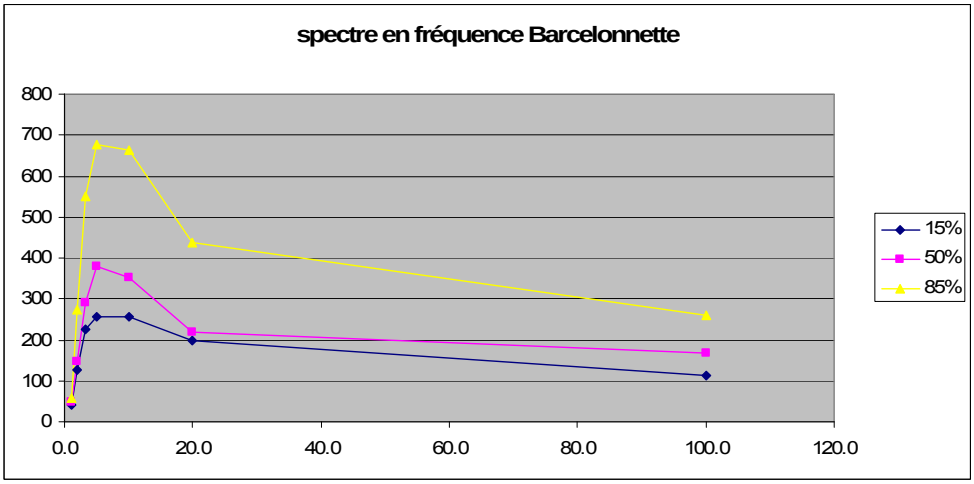




PR 475	période	fréquence	niveau d'accélération		
			15%	50%	85%
	0.01	100.0	114.1	163.2446	271.95
	0.05	20.0	200.45	214.4838	464.42
	0.10	10.0	259.97	350.9358	699.82
	0.20	5.0	253.61	370.2439	699.98
	0.30	3.3	219.3	277.4736	561.51
	0.50	2.0	122.38	137.1494	273.35
	1.00	1.0	38.94	45.5118	56.51

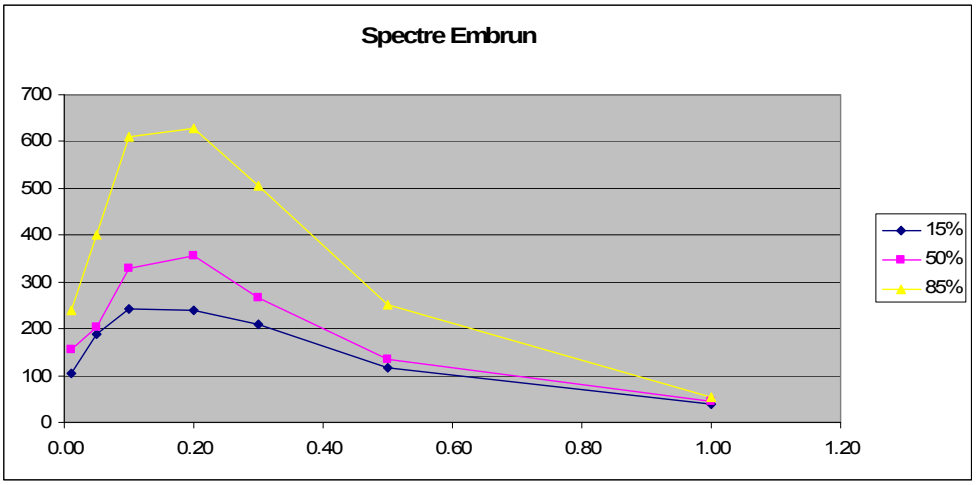
*Illustration 76 - Spectres en période et en fréquence définis à **Briançon** pour une période de retour de 475 ans et tableau récapitulatif*

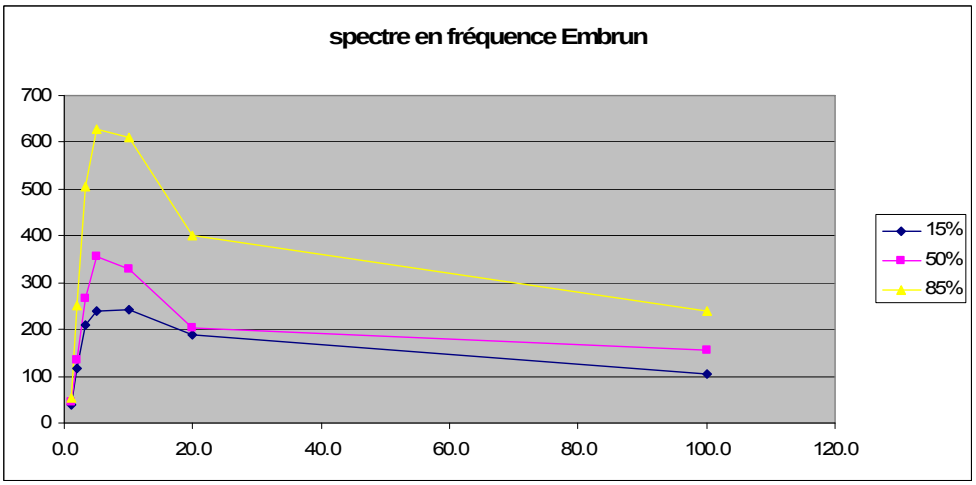




PR 475	période	fréquence	Niveau d'accélération		
			15%	50%	85%
	0.01	100.0	114.05	165.918	258.46
	0.05	20.0	199.68	217.1656	438.69
	0.10	10.0	257.62	352.6754	661.9501
	0.20	5.0	256.07	380.7818	677.4701
	0.30	3.3	224.35	289.4504	550.5201
	0.50	2.0	126.81	145.8608	272.71
	1.00	1.0	40.84	48.3514	58.19

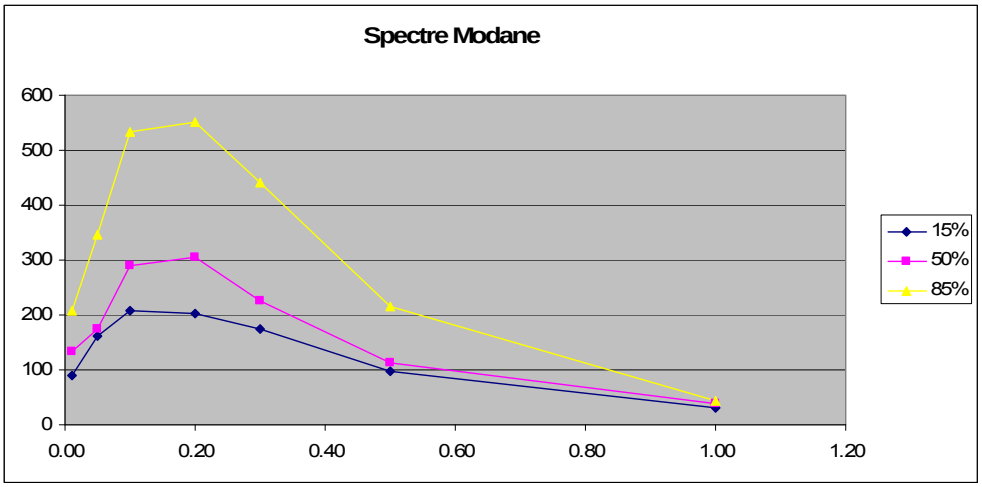
*Illustration 77 : Spectres en période et en fréquence définis à **Barcelonnette** pour une période de retour de 475 ans et tableau récapitulatif*

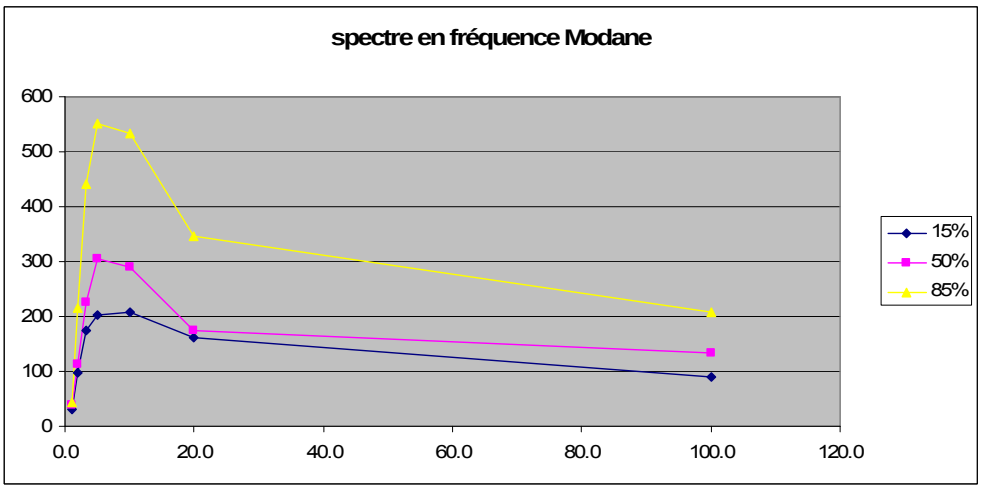




PR 475	période	fréquence	Niveau d'accélération		
			15%	50%	85%
	0.01	100.0	105.93	154.9861	238.85
	0.05	20.0	188.12	204.826	402.03
	0.10	10.0	241.12	329.8581	610.43
	0.20	5.0	238.6	355.2365	626.9
	0.30	3.3	208.84	267.123	506.6
	0.50	2.0	117.13	133.9866	251.03
	1.00	1.0	37.95	44.75502	53.34

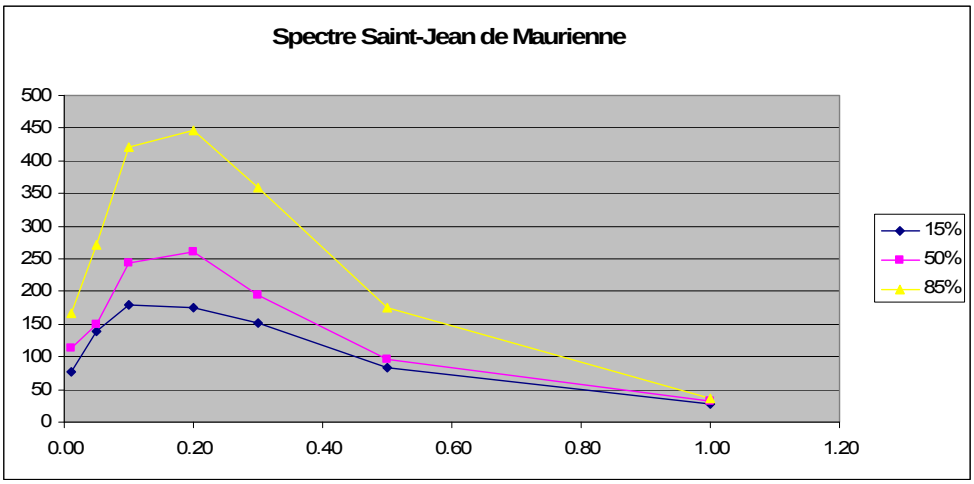
*Illustration 78 : Spectres en période et en fréquence définis à **Embrun** pour une période de retour de 475 ans et tableau récapitulatif*

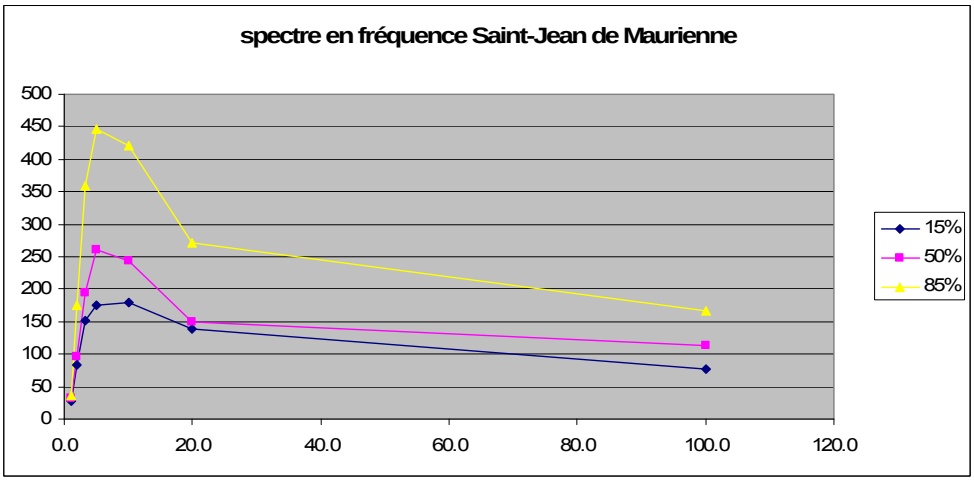




PR 475	période	fréquence	Niveau d'accélération		
			15%	50%	85%
	0.01	100.0	89.09	132.3948	207.45
	0.05	20.0	160.45	174.461	347.03
	0.10	10.0	208.22	288.494	533.52
	0.20	5.0	203.38	304.5343	550.25
	0.30	3.3	175.49	226.4742	441.6
	0.50	2.0	96.85	113.8402	214.67
	1.00	1.0	31.34	37.7502	44.26

*Illustration 79 : Spectres en période et en fréquence définis à **Modane** pour une période de retour de 475 ans et tableau récapitulatif*





PR 475	période	fréquence	Niveau d'accélération		
			15%	50%	85%
	0.01	100.0	77.11	114.2308	166.14
	0.05	20.0	139.09	148.9006	271.73
	0.10	10.0	178.82	243.6438	421.96
	0.20	5.0	176.06	261.4868	446.14
	0.30	3.3	152.36	195.2054	357.95
	0.50	2.0	83.79	97.14361	176.05
	1.00	1.0	27.24	32.45361	37.39001

Illustration 80 : Spectres en période et en fréquence définis à St-Jean de Maurienne pour une période de retour de 475 ans et tableau récapitulatif

9.4. CONTRIBUTION DES SOURCES

Par une méthode de désagrégation on peut savoir quel type de source contribue le plus à l'aléa. Elle indique quelles sont les magnitudes et les distances qui influent le plus sur l'aléa sismique calculé. Les résultats sont obtenus en calculant séparément la contribution à l'aléa issue de chaque couple magnitude-distance. L'Illustration 81 et la Illustration 82, illustrées par des histogrammes, présentent les contributions de différents couples magnitude-distance pour la commune de Briançon et pour les périodes spectrales 0.2 et 1s.

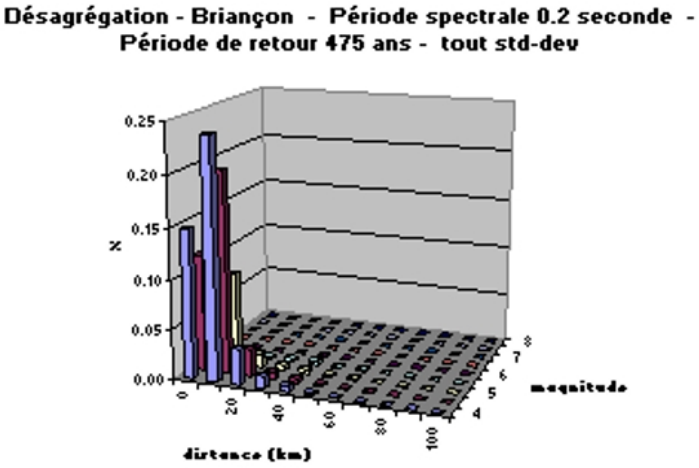


Illustration 81 - Contribution des sources sismiques sur l'aléa pour une période spectrale de 0.2s

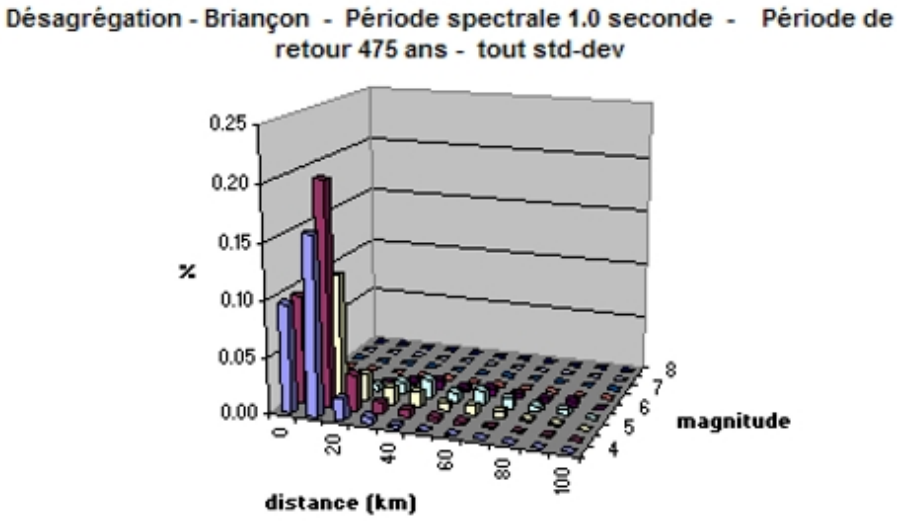


Illustration 82 - Contribution des sources sismiques sur l'aléa pour une période spectrale de 1s

On remarque, pour les deux périodes spectrales représentées (0.2 et 1s), que les sources proches (inférieures à 20km) et de magnitude 4 à 5.5 contribuent le plus sur les résultats d'aléa pour la commune de Briançon. Pour une période spectrale de 1s, la contribution des sources lointaines (supérieures à 20km) est légèrement plus importante que celle correspondant à une période spectrale de 0.2s.

9.5. TESTS DE SENSIBILITE AUX PARAMETRES

Lors de cette étude de nombreux choix ont été faits sur différents paramètres. Afin d'apprécier l'influence qu'engendre ces décisions, une étude de leur sensibilité sur le calcul d'aléa a été réalisé.

Relations d'atténuation

Les erreurs épistémiques sur le choix de la relation d'atténuation utilisée sont prises en compte par l'utilisation d'un arbre logique. Cependant, dans le but de garder des résultats conservatifs, on a opté pour l'utilisation de ces lois pour un jeu inverse des failles (accélérations plus importantes) plutôt que l'association du régime propre à chaque zone source. Les erreurs associées à ce choix sont calculées (pga et période de retour 475 ans) pour l'ensemble des communes cibles et sont ensuite répertoriées dans le Tableau 9.

L'erreur liée au choix du modèle d'atténuation en régime inverse ou propre à chaque unité sismotectonique est, en moyenne, de l'ordre de 18%. Ce paramètre est le plus influent de notre modèle après le choix de la relation d'atténuation, elle-même. L'aléa est grandement amplifié en prenant les relations d'atténuation pour des régimes inverses. Dans le but d'avoir une vision sécuritaire, l'étude est alors menée avec ce même type de régime pour chaque zone source. Remarquons que les erreurs obtenues pour la commune de Gap sont très faibles, traduisant le fait qu'elle se trouve dans une unité sismotectonique dont les contraintes sont compressives.

Nous avons vu précédemment que l'incertitude associée aux petites magnitudes était importante pour le modèle d'Ambraseys et *al.* 2005. On va chercher à estimer l'erreur induite par ce paramètre avec un test de sensibilité. On compare alors les résultats obtenus pour la ville de Briançon à partir de la relation d'Ambraseys et *al.* 2005 présentant une variabilité des incertitudes avec ceux acquis avec cette même loi mais avec une incertitude fixée arbitrairement à celle correspondant à M=6,0. Le Tableau 10 résume l'ensemble des résultats.

L'erreur associée à la prise en compte ou non de la variation d'incertitude de cette relation en fonction de la magnitude n'est représentative que pour le percentile 85%. Cela s'explique par l'utilisation de l'arbre logique pour ce test de sensibilité. En effet les résultats d'aléa obtenus avec la relation d'atténuation d'Ambraseys et *al.* (2005) sont plus forts que ceux acquis avec les deux autres relations. Le percentile 85% est donc en grande partie influencé par es résultats. Elle est alors environ égale à 15%, ce qui

est de l'ordre de grandeur de l'erreur sur le choix d'association du régime de contrainte. En considérant une incertitude constante on diminue l'aléa. Selon la proportion des données analysées, le modèle sera plus ou moins sensible à ce paramètre.

PGA/PR 475 ans	Long	Lat.	Aetal05 NRS	Betal03 NRS	Aetal96 NRS	Aetal05 R	Betal03 R	Aetal96 R
Bourg d'Oisans	6.05	45.03	91.47	74.43	50.67	105.7	87.78	59.73
St-Jean-de-Maurienne	6.35	45.27	132.13	93.04	62.65	166.62	115.43	77.68
Moutiers	6.53	45.49	153.7	100.91	69.49	197.25	125.67	86.64
Gap	6.07	44.57	158.69	112.82	78.28	160.5	115.57	79.97
Modane	6.66	45.16	171.55	109.27	73.66	207.77	132.06	89.16
Embrun	6.48	44.58	210.31	136.4	93.18	238.72	157.04	106.98
Briançon	6.65	44.90	219.27	131.53	92.78	272.18	161.72	114.29
Barcelonnette	6.65	44.38	227.22	144.5	97.96	257.72	169.12	114.88

PGA/PR 475 ans	Long.	Lat.	aetal05	aetal96	betal03
Bourg d'Oisans	6.05	45.03	15.56%	17.88%	17.94%
St-Jean-de-Maurienne	6.35	45.27	26.10%	23.99%	24.06%
Moutiers	6.53	45.49	28.33%	24.68%	24.54%
Gap	6.07	44.57	1.14%	2.16%	2.44%
Modane	6.66	45.16	21.11%	21.04%	20.86%
Embrun	6.48	44.58	13.51%	14.81%	15.13%
Briançon	6.65	44.90	24.13%	23.18%	22.95%
Barcelonnette	6.65	44.38	13.42%	17.27%	17.04%

aetal05. : relation d'Ambraseys et al. (2005) ; aetal.96 : relation d'Ambraseys et al. (1996) ; betal.03 : relation de Berge-Thierry et al. (2003) ; NRS : choix des relations d'atténuation pour un régime de déformation propre à chaque région ; N : normal ; R : Reverse ; S : Strike slip

Tableau 9 - Accélérations spectrales et erreurs associées (pga et PR 475 ans) pour les différentes lois d'atténuation avec attribution du jeu propre des failles ou seulement en régime inverse.

Briançon	long	lat.	σ variable	σ constant	erreur
p15%	6.649	44.901	114.1	114.11	0.01%
p50%	6.649	44.901	163.2446	160.9418	1.43%
p85%	6.649	44.901	271.95	236.09	15.19%

Tableau 10 - Influence de la variabilité de l'incertitude liée à la relation d'atténuation Ambraseys et al. 2005

Cette loi d'atténuation étant réalisée à partir de séismes dont les magnitudes sont comprises entre 5 et 7, il peut être intéressant d'effectuer un test de sensibilité pour un modèle dont l'incertitude est uniquement variable dans cette gamme de magnitude.

Paramètres d'activité

La profondeur focale d'un événement sismique est un paramètre difficile à évaluer. Les profondeurs moyennes définies pour chaque zone source sont estimées à partir des données fournies par les catalogues de sismicité.

La réalisation d'un test de sensibilité de ce paramètre permet d'estimer son erreur pour une variation de profondeur focale de 4km (Tableau 11).

L'erreur induite par une incertitude de 4km sur la profondeur de l'hypocentre est de l'ordre de 11%. Elle souligne l'importance d'avoir une bonne précision sur les localisations.

La valeur obtenue pour la commune de Briançon est un peu surestimée car le calcul d'erreur devrait être réalisé pour une variation de profondeur focale inférieure à 4km. En effet celle-ci se situe dans une région où des relocalisations hypocentrales ont été réalisées dans cette étude (mission Sismalp), permettant, pour ces données, d'obtenir une incertitude de l'ordre de 1,8km.

On remarque logiquement que l'aléa est d'autant plus important que les sources sont superficielles.

PGA_PR475	Long.	Lat.	accélérations spectrales			erreurs		
			Pmoy	Pmoy - 4km	Pmoy +4km	Pmoy - 4km	Pmoy +4km	err moy
Moutiers	6.533	45.487	100.91	112.09	87.02	11.08%	13.76%	12.42%
St-Jean-de-Maurienne	6.346	45.271	93.04	98.3	85.16	5.65%	-8.47%	7.06%
Modane	6.663	45.164	109.27	118.08	96.76	8.06%	11.45%	9.76%
Bourg-d'Oisans	6.053	45.032	74.43	76.85	70.34	3.25%	-5.50%	4.37%
Briançon	6.649	44.901	131.53	154.9	113.07	17.77%	14.03%	15.90%
Gap	6.073	44.573	112.82	123.95	100.64	9.87%	10.80%	10.33%
Embrun	6.476	44.578	136.4	152.93	118.32	12.12%	13.26%	12.69%
Barcelonnette	6.653	44.381	144.5	163.42	124.13	13.09%	14.10%	13.60%

Tableau 11 - Influence de la profondeur focale sur l'estimation de l'aléa

L'estimation de la magnitude maximale d'une unité sismotectonique est aussi un autre paramètre influant sur l'aléa. Au sein d'une unité, celle-ci est déterminée à partir du séisme observé ayant la plus grande magnitude. Le choix arbitraire de la valeur de marge de sécurité, ajoutée à cette valeur de magnitude maximale, a un rôle important sur les résultats. Dans cette étude elle a été définie à 0,5 et le Tableau 12 montre les erreurs associées à une augmentation de cette magnitude maximale de 0,5.

PGA_PR475	Long.	Lat.	accélérations		erreurs
			Ms,obs +0.5	Ms,obs +1	
Moutiers	6.533	45.487	100.91	104.94	3.99%
St-Jean-de-Maurienne	6.346	45.271	93.04	98.97	6.37%
Modane	6.663	45.164	109.27	116.05	6.20%
Bourg d'Oisans	6.053	45.032	74.43	80.32	7.91%
Briançon	6.649	44.901	131.53	143.48	9.09%
Gap	6.073	44.573	112.82	119.53	5.95%
Embrun	6.476	44.578	136.4	149.42	9.55%
Barcelonnette	6.653	44.381	144.5	159.45	10.35%

Tableau 12 - Influence de la valeur de marge de sécurité sur l'aléa

L'erreur moyenne, associée au choix d'une valeur 0,5 ou 1 pour la majoration apportée à la magnitude maximale, est de l'ordre de 7,5%.

Le choix d'utiliser une marge de 0,5 semble adapté pour cette étude. En effet un seuil inférieur des Mmax a été fixé à 5,0 alors qu'elles ne dépassent pas 3,0 pour certaines unités. De plus la sismicité de la région d'étude est modérée.

Des tests de sensibilité des taux d'activité et des pentes des relations de Gutenberg-Richter ont aussi été réalisés (annexe 10). Ces paramètres ont moins d'impact sur l'estimation de l'aléa. Des erreurs de l'ordre de 3% sur β et de 4% sur λ sont obtenues.

Position du site

L'importance des localisations sismiques et donc du zonage sismotectonique est soulignée, une fois de plus, par le positionnement du point de calcul. En effet certaines communes (Embrun, Bourg d'Oisans, Briançon et Modane) s'étendent sur plusieurs zones sources. L'exemple d'Embrun, situé dans les zones BARC et DIGN, illustre parfaitement l'importance de son positionnement dans une zone ou l'autre. Les accélérations spectrales obtenues pour cette commune sont de l'ordre de 161mg dans l'unité BARC et de 149mg, ce qui représente une erreur d'environ 8,5%.

9.6. COMPARAISON PAR RAPPORT AU ZONAGE PROBABILISTE DE LA FRANCE

9.6.1. Réglementation

Dans le cadre de l'application des règles parasismiques de construction destinées aux ouvrages courants, un zonage sismique réglementaire de la France est défini (décret n° 91-461 du 14 mai 1991). Ce zonage est basé sur une démarche empirico-statistique, datant des années 80.

Ce zonage sismique est appelé à être substitué par un nouveau zonage basé sur des données plus récentes et une approche probabiliste. Il est destiné à l'application des règles parasismiques de construction selon les normes européenne Eurocode 8.

La cartographie de ce nouveau zonage (Illustration 83) repose sur une étude d'aléa sismique probabiliste réalisée par Geoter (2002)

Le zonage est établi par commune. Le territoire national y est divisé en 5 zones de niveau de sismicité croissant I, II, III, IV, V :

Type de zone	Niveau	Mouvement du sol
V	Sismicité forte	accélération > 300 mg
IV	Sismicité moyenne	160 mg < accélération < 300 mg
III	Sismicité modérée	110 mg < accélération < 160 mg
II	Sismicité faible	70 mg < accélération < 110 mg
I	Sismicité très faible	accélération < 70 mg

Tableau 13 - Niveaux de sismicité pour la nouvelle réglementation

A noter que ce zonage ne concerne pas les installations classées mais uniquement le bâti courant.

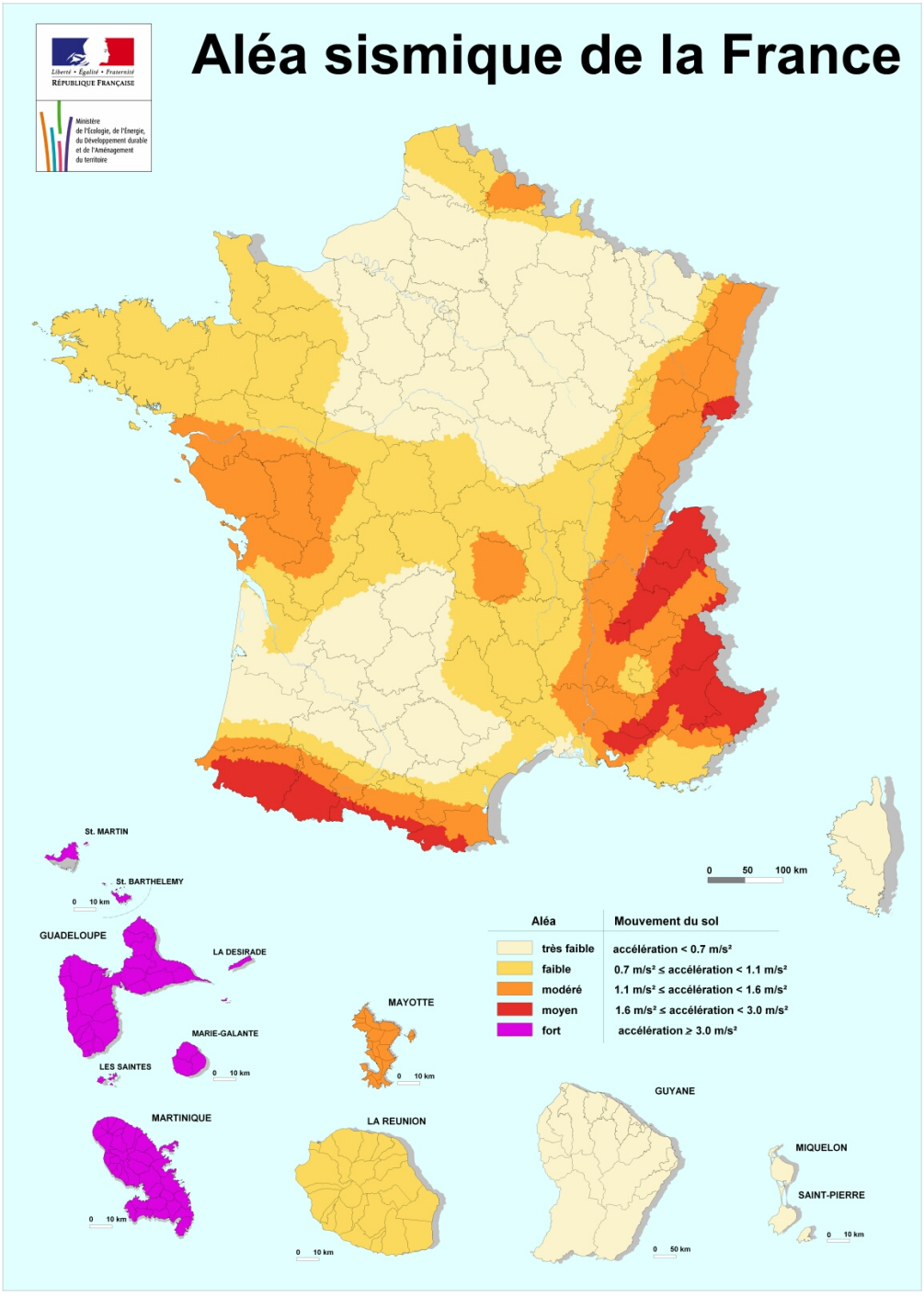


Illustration 83 - Futur zonage réglementaire

9.6.2. Comparaison avec l'étude d'aléa probabiliste (GEOTER, 2002)

En 2002, le bureau d'étude GEOTER a réalisé, pour le compte du Ministère de l'Aménagement du Territoire et de l'Environnement (MATE), une étude d'aléa probabiliste couvrant l'ensemble du territoire français. Cette étude a servi de base à la carte nationale d'aléa sismique présentée sur la figure et qui sera prochainement transposée en zonage sismique règlementaire accompagnant la future réglementation de construction parasismique basée sur les règles EC8.

Dans ce paragraphe, nous exposons les différences entre l'étude GEOTER et la méthodologie utilisée dans notre étude pour évaluer l'aléa sismique.

Catalogue de sismicité

GEOTER utilise un catalogue de sismicité tenant compte du catalogue de sismicité historique SISFRANCE et du catalogue de sismicité instrumentale du LDG jusqu'en 1999 pour des magnitudes supérieures à 3.0.

Notre catalogue contient, en plus, la micro-sismicité locale (Ml jusqu'à 1.5) et des localisations du réseau SISMALP, beaucoup plus précises.

Le catalogue GEOTER est homogénéisé en magnitude locale $M_{L\ LDG}$, comme le notre. Par contre GEOTER émet comme hypothèse que cette magnitude locale Mldg est égale à la magnitude de surface Ms. C'est une hypothèse très conservatrice. En effet l'association d'une $M_{L\ LDG}$ à une Ms engendre une augmentation du taux d'activité. La valeur du paramètre b de la relation de Gutenberg et Richter est, elle aussi, modifiée.

Nous avons choisi de convertir $M_{L\ LDG}$ en Ms en utilisant la relation de conversion de Nicolas (2000). Bien que cette relation ait un domaine de validité très étroit (magnitude 4 à 6 environ), nous l'avons utilisé jusqu'à Ms= 2.0, ce qui a aussi des conséquences sur le calcul des paramètres d'activité (paramètre b de la relation GR peut être trop bas).

Ce problème des conversions de magnitude M_L vers Ms et Mw est important pour le calcul d'alea sismique et il n'existe pas à l'heure actuelle en France de solution satisfaisante. On est obligé de fixer arbitrairement des hypothèses.

Dans l'étude GEOTER, la conversion entre Intensité macrosismique (du catalogue Sisfrance) et magnitude $M_{L\ LDG}$ est effectué avec la relation de Levret (1994). Nous avons préféré utilisé une relation empirique spécifique à la région. L'application de la relation de Levret (1994) donnait des magnitudes $M_{L\ LDG}$ plus bas et des incohérences entre catalogue instrumental et historique. Cette remarque ne concerne que les séismes de cette région, sans remettre en cause l'utilisation de Levret (1994) sur d'autres régions en France.

Zonage

Les zonages établis par GEOTER traitent de l'ensemble de la France et la région étudiée dans ce rapport n'est couverte que par 3 ou 4 zones. Les systèmes de failles de Haute-Durance et de Serenne sont englobés dans des zones plus larges ne permettant pas d'étudier la contribution spécifique de ces failles à l'aléa régional. Le zonage sismotectonique réalisée ici délimite 14 zones, permettant de connaître plus précisément les caractéristiques de cette partie des Alpes.

Paramètres d'activité sismique

Nous avons utilisé la même méthode que GEOTER pour calculer le taux annuel d'activité sismique et la pente b de la relation Gutenberg-Richter : Weichert (1980) mais en tenant compte d'une conversion $M_{L\ LDG}$ en Ms, à partir de la relation de Nicolas (2000).

La profondeur moyenne des séismes dans notre étude est de l'ordre de 5- 6 km. GEOTER fixe cette profondeur moyenne vers 10 km ce qui augmente la distance des sources et, à magnitude égale, fait diminuer les valeurs d'accélération calculée.

GEOTER fixe une magnitude maximale de 6.0 à 6.5 pour les Alpes Internes Briançonnaises en cohérence avec la magnitude maximale fixée dans la même région pour notre étude. L'étude de sensibilité des paramètres a montré que, pour une période de retour de 475 ans, ce paramètre a une influence mineure sur le résultat final.

A noter que nous avons fixé arbitrairement à 5.0, la magnitude maximale dans les zones de faible sismicité pour prendre en compte des éventuelles lacunes d'observation. Les zones de l'étude GEOTER sont beaucoup plus larges et le problème ne se pose pas pour cette région des Alpes.

Relations d'atténuation

Dans notre étude nous avons repris les mêmes relations d'atténuation que celles utilisées par GEOTER, à savoir les relations d'Ambraseys et *al.* (1996) et Berge-Thierry et *al.* (2003). Nous avons choisi ici de tester une troisième relation, celle d'Ambraseys et *al.* (2005) applicable aux zones sismiques actives crustales de l'Europe et du Moyen Orient et donc à fortiori à cette région des Alpes. Elle introduit, dans le calcul d'aléa, des valeurs d'accélération significativement supérieures aux deux autres. Cela s'explique en partie par les fortes incertitudes associées à cette relation pour les magnitudes modérées (4 à 5) qui contribuent très fortement à l'aléa de notre région

Ces modèles d'atténuation donnent des valeurs d'accélération différentes selon le mécanisme au foyer associé au séisme (faille normale, décrochement, faille inverse), le fonctionnement en faille inverse donnant les accélérations les plus fortes.

L'étude Géo-ter utilise les relations avec un régime de contrainte inverse pour toutes les zones. Nous avons vu, pour notre modèle sismotectonique, que la prise en compte des régimes spécifiques à chaque zone pouvait donner un aléa plus faible.

Arbre logique

Les choix de méthodologie de calcul, zonage sismotectonique, modèles d'atténuations introduisent des incertitudes dites 'épistémiques'. La méthodologie d'arbre logique permet de prendre en compte plusieurs choix possibles et de leur associer une pondération en fonction du niveau de confiance qu'on accorde à ces choix. Une méthode itérative de type Monte-Carlo permet de prendre aussi en compte les incertitudes aléatoires des paramètres des zones sources. L'arbre logique établi par GEOTER est représenté ci-dessous :

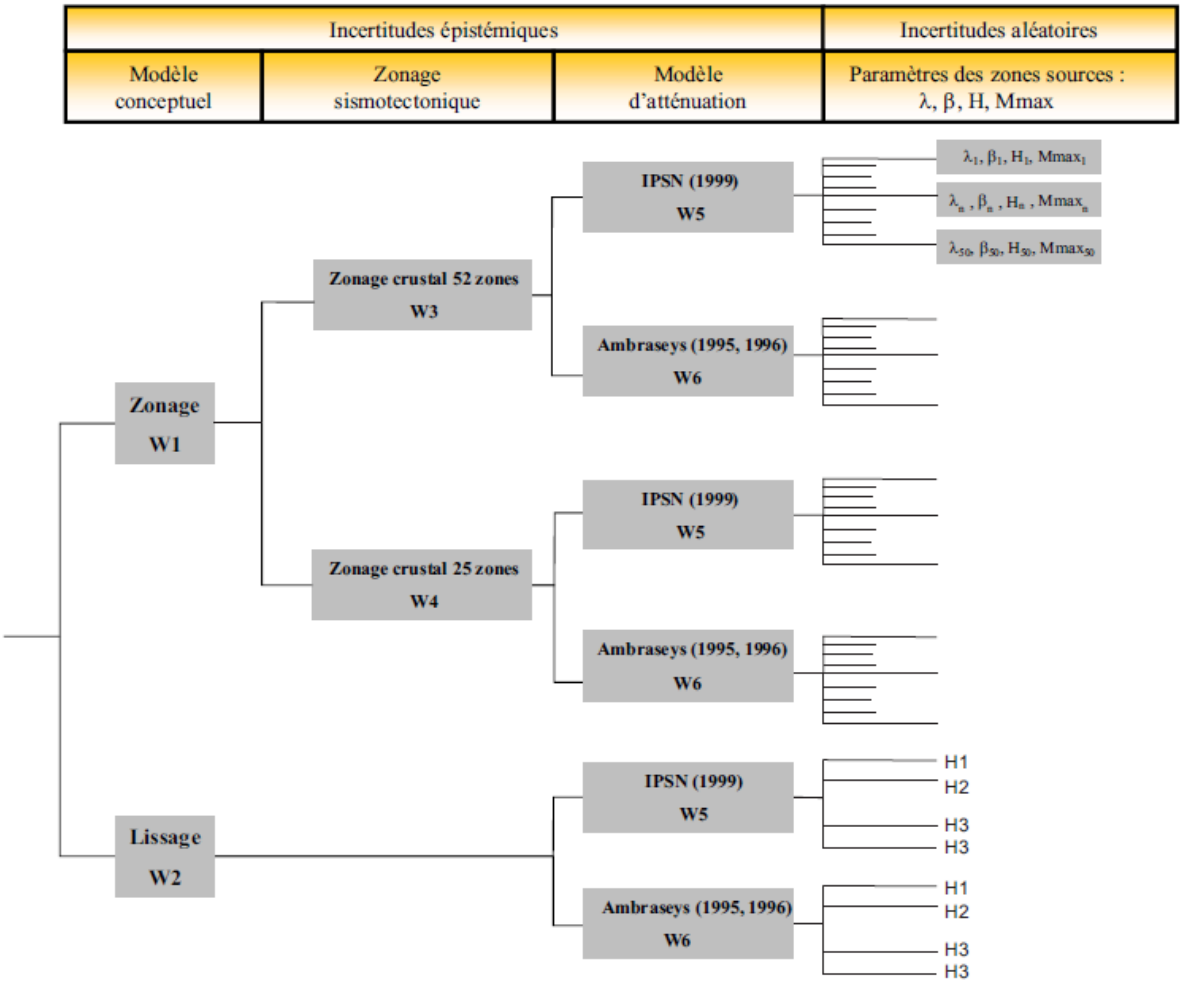


Illustration 84 - Arbre logique utilisé par GEOTER

Il comporte deux méthodes de calcul d'alea (zonage/lissage), deux modèles différents de zonage crustal et deux modèles d'atténuation différents.

Pour notre étude, il n'a pas été possible de faire un arbre logique aussi complexe. Nous n'utilisons qu'une seul méthode de calcul (avec le logiciel Crisis), un seul modèle de zonage. Par contre nous avons utilisé 3 modèles d'atténuation au lieu de 2 et conservé le calcul des incertitudes aléatoires par itération de Monte-Carlo. Ceci permet d'associer aux résultats des marges d'incertitudes.

Distance maximale de prise en compte des sources sismiques

GEOTER prend en compte les sources sismiques jusqu'à 400 km de distance. Pour notre étude, la distance limite n'est que de 100 km. Nous considérons que les sources situées à plus de 100 km de distance ont un impact négligeable pour la zone d'étude et les périodes de retour proches de 475 ans.

L'illlustration 85 montre un exemple de calcul d'aléa sismique pour l'accélération maximale horizontale (pga) sur un point de la zone briançonnaise avec le zonage sismotectonique de GEOTER et une seule relation d'atténuation. A 475 ans de période de retour (ligne rouge sur la) , une seule source représente à elle seule 99 % de la contribution totale à l'aléa : celle de la zone interne briançonnaise. Les sources lointaines au-delà de 100 km de distance ont peu d'impact. Nos résultats ne sont pas sous-estimés dans la zone des failles de Serenne et Haute Durance par la prise en compte d'un modèle de zonage régional moins étendu que celui de GEOTER.

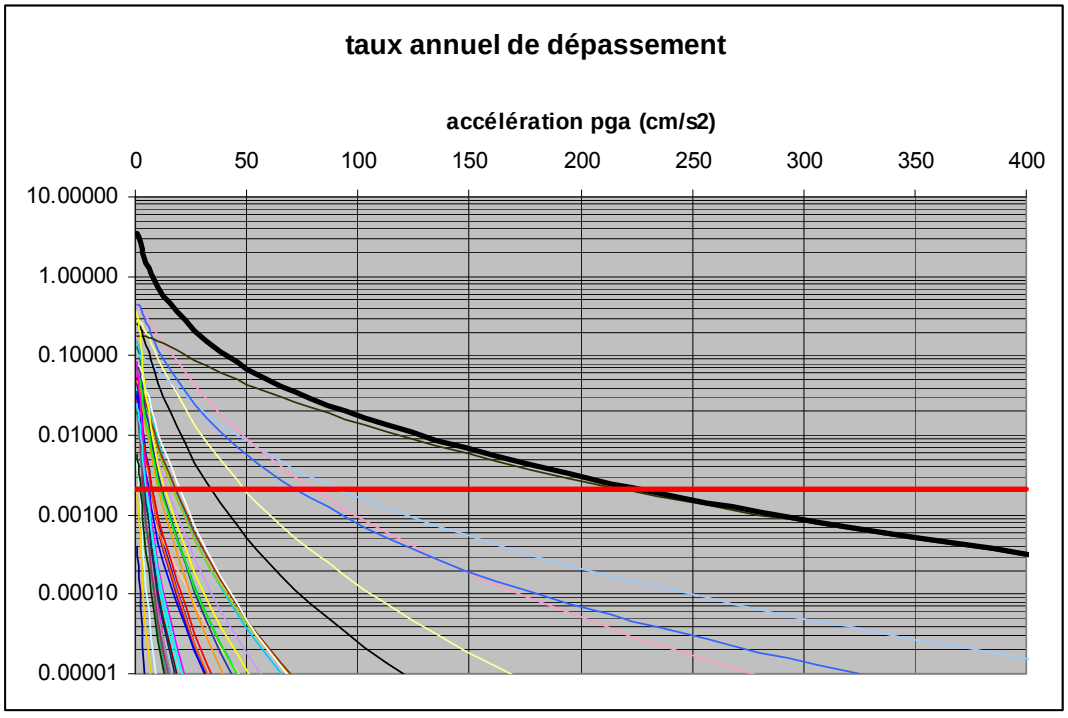


Illustration 85 - Exemple de courbe d'aléa sismique obtenue sur un point de la zone briançonnaise avec le modéle de sources sismique en 52 zones de GEOTER et la relation d'atténuation Berge-Thierry et al. (2003). La courbe noire en gras represente la courbe d'aléa obtenue avec les contributions des 52 zones. Les contributions de chaque zone sont représentées en couleur. Le trait rouge correspond à la période de retour 475 ans

10. Conclusion

10.1. RESULTATS

Le contexte géologique (imbrication de plusieurs unités lithostratigraphiques d'origine diverse, formations quaternaires largement affleurantes et tectonique superposée complexe) rend extrêmement difficile la cartographie des systèmes de failles tardi alpines de Serenne et de la Haute Durance. L'essentiel de leur tracé est masqué par les formations quaternaires (alluvions, moraines, éboulis).

De plus de nombreux indices morphostructuraux qui pourraient être attribués à leur activité tectonique récente se confondent avec les déformations induites par la tectonique syn ou post glaciaire. Néanmoins, au niveau du Briançonnais et du Queyras, les taux de déformation seraient de l'ordre de 0,2 à 0,3 mm/an (Sue et *al.*, 2007).

La synthèse cartographique des systèmes de failles de Haute Durance et de Serenne (Annexe 1) indique pour chacun de deux systèmes de failles un réseau de failles relativement nombreuses, au tracé pour l'essentiel supposé ou masqué sous les formations récentes, et de longueur d'ordre kilométrique à plurikilométrique. Chacun des deux systèmes dessine un réseau de failles en forme d'amygdale de longueur totale d'environ une cinquantaine de kilomètres et de largeur pouvant atteindre jusqu'à 10 km. La direction moyenne des failles relatives au système de Haute Durance est N165°E, tandis que celle du système de Serenne est plutôt N130°E. D'après les coupes sismiques, le plongement des principaux segments de failles sismogènes serait de l'ordre de 80°W. La profondeur des séismes est limitée à la dizaine de kilomètres. Les mécanismes au foyer des séismes indiquent un mouvement normal à composante dextre de ces failles.

La constitution d'un catalogue homogène de sismicité a été réalisée pour une zone située entre les latitudes 44°N et 45.5°N et les longitudes 6°E et 7.5°E. Le plus ancien séisme est daté de 1494, les plus récents de 2008. La magnitude de référence est la magnitude $M_{L\ LDG}$. Ce catalogue contient 4400 événements, avec des magnitudes à partir de Ml=2.0 pour les années les plus récentes.

Le catalogue contient pour cette zone, 53 séismes de magnitude $M_{L\ LDG}$ entre 4.5 et 6 dont 7 produits sur les 50 dernières années. Ils correspondent à des intensités hypocentrales supérieures ou égales à VI.

En plus des systèmes de failles de la Haute Durance et de Serenne, deux autres systèmes de failles montrent une activité sismique relativement soutenue ; il s'agit des systèmes de l'Est Briançonnais et du système de Barcelonnette.

Le zonage sismotectonique en 14 zones et le calcul des paramètres sismiques associés à chacune d'elle (cf. Tableau 8) permet de hiérarchiser ces 4 systèmes de failles en fonction du taux d'activité sismique observé (Tableau 14 et Tableau 15).

Région	Date	Lat.	Long.	Intensité Max	M_L LDG	MS
Système de failles de Haute Durance	27/11/1884	44.78	6.67	VII	5.3	5.0
Système de failles Est Briançonnais	12/07/1904	44.92	6.67	VII	5.3	5.0
Système de failles Serenne	05/04/1959	44.55	6.77	VII-VIII	5.7	5.5
Système de failles Barcelonnette	19/03/1935	44.58	6.63	VII	5.3	5.0

Tableau 14 - Les séismes historiques les plus forts connus associés aux principaux systèmes de failles actives identifiés au niveau de la zone d'étude

Le système de failles de Barcelonnette est celui qui a le taux annuel d'activité sismique le plus élevé. La période d'occurrence d'une magnitude 6.0 est la plus courte (775 ans).

Code	Région	Surface (km²)	b	err b	λ0 (Ms ≥4.0)	err λ0	λ / km2	PR MS =6
SFHD	S.F. Haute-Durance	661	0.74	0.43	0.0074	0.001	1.1E-05	1750
SFEB	S.F. Est Briançonnais	655	0.72	0.40	0.0113	0.001	1.7E-05	1050
SFSE	S.F. Serenne	418	0.77	0.44	0.0085	0.001	**2.0E-05**	1700
BARC	Barcelonnette	1102	0.70	0.38	**0.0144**	0.001	1.3E-05	775

Tableau 15 - Taux d'activité des zones sources proches des deux systèmes de failles

Si on considère un taux d'activité par unité de surface, c'est le système de faille de Serenne qui est le plus actif. La période de retour d'une magnitude 6.0 est de l'ordre de 1700 ans. Aujourd'hui, le plus fort séisme connu associé à cette structure est celui de 1959, de magnitude Ms= 5.5.

Sur les systèmes de failles de Serenne et de la Haute-Durance, les périodes d'occurrence d'un séisme sont, respectivement, de l'ordre de 120 et 135 ans pour un

événement de magnitude 4 et de l'ordre de 285 et 320 ans pour un événement de magnitude 5.0

A partir de ces données, un calcul d'alea sismique probabiliste a été effectué pour évaluer le niveau d'accélération susceptible d'être atteint ou dépassé pour une période de retour de 475 ans (probabilité de 10 % sur les 50 prochaines années). Sur les 4 zones citées au dessus, l'accélération maximale du sol (pga) varie entre 150 et 200 cm/S^2. La valeur de PGA obtenue pour la commune de Briançon est de l'ordre de 165mg. Une carte d'aléa régionale est proposée. Le spectre d'aléa uniforme sur 5 villes principales proches de ces systèmes de faille est également fourni.

La désagrégation de l'aléa sismique permet d'estimer les sources sismiques qui contribuent le plus à l'aléa sismique. Pour 475 ans de période de retour, ce sont des sources proches (distances inférieures à 20 km) et de magnitude 4 à 5.5.

En reprenant les niveaux d'aléa faible, modérée, moyen et fort de carte d'aléa sismique de la France proposée en 2005 par le Groupe d'Etude et de Proposition pour la Prévention du risque sismique (GEPP), l'aléa sismique probabiliste à 475 ans pour la région d'étude est faible (70mg < accélération <110mg) à moyen (160mg < accélération < 300mg). Il est en concordance avec le zonage réglementaire.

10.2. ANALYSE ET DISCUSSION

Dans le cadre de cette présente étude, une étude d'aléa sismique probabiliste sur une région particulière, et suivant une méthodologie proche de celle que GEOTER (2002) a employée à l'échelle de la France, a été conduite.

Cette présente étude a pu bénéficier de données plus précises que celles utilisées par GEOTER, notamment avec les données du réseau local Sismalp, et de catalogues fournissant des magnitudes inférieures à 3. Il a aussi été possible de proposer un zonage sismotectonique plus fin et mieux adapté à la région.

Cette étude montre qu'une évaluation de l'aléa sismique probabiliste à cette échelle est possible. Par contre, une telle analyse réalisée sur un zonage encore plus détaillé ne peut se faire vu le niveau de sismicité de la région, et donc la représentativité du catalogue de sismicité pour le calcul de probabilité.

Le résultat dépend fortement de la disponibilité de ces données sismiques observées, mais aussi du choix des modèles d'atténuation à utiliser, des relations de conversions entre les échelles de magnitudes ou entre magnitude et intensité. L'influence liée à la considération de différents zonages est, elle-aussi, importante.

La précision et la fiabilité des résultats pourraient néanmoins être améliorées en tenant compte des catalogues de sismicité italiens et des modèles d'atténuations utilisés en Italie sur cette zone frontière. Il serait aussi possible d'affiner ces résultats à partir d'un arbre logique plus complexe prenant en compte les hypothèses alternatives possibles aux choix faits dans cette étude.

10.3. LIMITES ET PERSPECTIVES

Les tests de sensibilité des paramètres montrent que l'aléa est très influencé par les modèles d'atténuation. Outre le choix de la relation en elle-même, le mécanisme qui lui est associé est important car il engendre une erreur de l'ordre de 18%.

L'estimation de la profondeur focale joue aussi un rôle majeur sur l'estimation de l'aléa car l'erreur associée à une variation de plus ou moins 4km est de l'ordre de 11%.

L'évaluation de la magnitude maximale est aussi un paramètre important, dépendante de la méthode utilisée pour la définir et de la valeur de majoration.

Par ailleurs, les incertitudes associées aux conversions de magnitude doivent être prises en compte. Dans le cadre de cette étude, ces incertitudes ont été appréciées à partir de calcul de propagation d'erreurs, traduisant des erreurs atteignant plus de 100% pour les conversions Io-Mw et 70% pour les conversions Io-Ms.

La précision sur les localisations est une donnée importante qui influence plusieurs paramètres. On a vu en particulier l'importance de l'estimation de la profondeur focale. De plus le zonage sismotectonique, issu en partie des localisations épicentrales, détermine le positionnement d'un événement à forte magnitude dans une unité ou une autre, influençant donc directement les paramètres d'activité. Afin de réduire ces incertitudes, des relocalisations sismiques ont alors été réalisées au sein de Sismalp.

Dans l'approche que nous avons adoptée ici, les choix de modèles ont été systématiquement des choix conservatifs pour éviter autant que possible une sous-estimation de l'aléa.

L'arbre logique utilisé dans cette étude a uniquement considéré le choix de la relation d'atténuation. Afin d'avoir une meilleure estimation de l'aléa, l'ensemble des choix effectués pourrait être inséré dans un arbre logique avec plusieurs branches. En effet les résultats tiendraient compte des erreurs épistémiques liées aux différentes lois de conversion de magnitude, aux éventuels autres zonages sismotectoniques, à la majoration de la magnitude maximale et aux différents modèles d'atténuation.

Références bibliographiques

Aki K. (1965) - Maximum likelihood estimate of b in the formula logN=a-bm and its confidence limits. Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo, 43, p. 237-239.

Ambraseys N.N., Douglas J., Sarma S.K., Smit P. (2005) - Equations for the estimation of strong ground motions from shallow crustal earthquakes using data from Europe and the Middle East: Horizontal peak ground acceleration and spectral acceleration. Bull. Earthquake Engineering, 3(1), p. 1-53.

Ambraseys, N. N., Simpson, K. A. and Bommer, J. J. (1996), "Prediction of horizontal response spectra in Europe". Earthquake Engineering and Structural Dynamics 25, pp. 371-400.

Ambraseys, N. : (1985), Intensity attenuation and magnitude-intensity relationships for northwest, European Earthquakes, Earthquake Engineering and Structural Dynamics 13, 733-788

Baroux, E., N. Béthoux, and O. Bellier (2000), Analyses of the stress field in southeastern France from earthquake focal mechanisms, Geophys. J. Int., 145, 336 – 348, 2001.

Berge-Thierry, C., Griot-Pommera, D. A., Cotton, F. and Fukushima, Y. [2003] \New empirical response spectral attenuation laws for moderate European earthquakes," J. Earthq Engrg.

Bertil D., Lemoine A., Rey J., Auclair S., Dominique P., avec la collaboration de Th. Winter (2008) – Évaluation probabiliste de l'aléa sismique des îles Wallis et Futuna. Rapport final, BRGM/RP-54936-FR, 108 p., 56 fig., 12 tabl., 4 ann.

Bertil D., Lemoine A., Rey J. Auclair S. (2006) – Evaluation probabiliste de l'aléa sismique de la Nouvelle-Calédonie. 114 p., 75 fig., 11 tabl., Rapport BRGM/RP-54935-FR.

Bertil D., (2005) – Logiciel de calcul d'aléa sismique probabiliste, notice technique.

Bigot-Cormier F. (2002) – La surrection du massif cristallin externe de l'Argentera (France-Italie) et ses relations avec la déformation pliocène de la marge nord-ligure. Thèse Univ. Nice Sophia-Antipolis.

Blès J.L., Ghafiri A., Sébrier M., Sauret B., Godefroy P., Martin C. (1995) – Neotectonics and paleosismicity in Provence contribution to the evaluation of seismic hazard. Fifth International conference on Seismic Zonation, October 17-19, 1995, Nice, 1461-1472.

BRGM (1996), Carte géologique de la France à 1/1000000

Calais E, Nocquet J.-M, Jouanne F, & Tardy M. (2002).- Current strain regime in the Western Alps from continous Global Positioning System measurements 1996-2001. Geology., 30, 651-654.

Carbon D., Combes P., Cushing M., Granier T. (1993) – Enregistrement d'un paléoséisme dans des sédiments du Pléistocène supérieur dans la vallée du Rhône : quantification de la déformation. Géologie alpine, t69, p33-48

Champagnac J.-D. (2004). Tectonique cassante de l'arc interne des Alpes occidentales, implications géodyamiques. Thése univ. Grenoble I , Neuchâtel, 240 p. .

Chardon D., Hermitte D., Nguyen F. & Bellier O. (2005) – First paleoseismological contraints on the strongest earthquake in France (Provence) in the twentieth century. Geology; nov. 2005, v.33, n°11, 901-904.

Classeur "Le risque sismique en PACA", co-édition Région PACA, BRGM, DREAL PACA avec la collaboration du CETE Méditerranée, décembre 2006. (Coordinateur de la rédaction, M. Terrier)

Combes P., Carbon D., Cushing M., Granier T., Vaskou P. (1993) – Mise en évidence d'un paléoséisme pléistocène supérieur dans la vallée du Rhône : implications sur les connaissances de la sismicité en France. C.R. Acad. Sci. Paris, t317, Série II, p689-696

Cornell, C. A. (1968), Engineering Seismic Risk Analysis, Bull. Seism. Soc. Am. 58, 1583-1606.

Dewey, J. F., M. L. Helman, E. Turco, D. H. W. Hutton et S. D. Knott. Kinematics of the western mediterraanean. Alpine Tectonics, 45 : 265{283, 1989.

Debelmas J. (1955). - Les zones subbriançonnaises et briançonnaises occidentales entre Vallouise et Guillestre (Hautes-Alpes) . Mém. Serv. Carte Géol. France, 171 p., 37 fig., 7 pl., 1 carte géol. et 1 schéma struct.

Debelmas J., Pêcher A. et Barféty J.C. 2002.Découverte de la géologie du Parc National des Ecrins et carte géologique à 1/100 000, éditions BRGM

Delacou B. 2004 Tectonique et géodynamique actuelle de l'arc alpin - Approche sismotectonique et modélisation numérique –Thèse l'Université de Neuchâtel et de l'Université de Nice Sophia-Antipolis

Dercourt (2002) : Géologie et géodynamique de la France. Dunod

Dutour A., Philip H., Jaurand E., Combes P. (2002) – Mise en évidence de déformations en faille inverse avec ruptures de surface cosismique dans des dépôts colluviaux würmiens du versant nord du Mont Ventoux. C. R.Géosciences 334 (2002), 849-856

Duyster J., (2000), Shareware Stereonett

Faure M. 2002 - La collision continentale – Une convergence lithosphérique à l'origine d'un épaississement crustal, Biologie Géologie n° 4-2004

Fréchet J. (1978) - Sismicité du Sud-Est de la France, une nouvelle méthode de zonage sismique. Thèse de 3ème cycle , Univ Grenoble, 159p

Fréchet J. et F. Thouvenot (2000), PICKEV, http:/sismalp.obs.ujf-grenoble.fr/ftpsismalp/msdos/.

Fréchet J et Glot J-P, (1973), programme HypRef

GEOTER (Martin Ch., Secanell R., Combes Ph., lignon G., Fioravanti A., 2002), Révision du zonage sismique de la France, Etude probabiliste,. Rapport GRT/MATE/0701 et annexes

Gabert P. (1965) – Phénomènes périglaciaires du Quaternaire supérieur et néotectonique dans la région de l'Etang de Berre (Basse Provence occidentale). 90ème congrès des Sociétés savantes, Nice 1965, tome II

Ghafiri A. (1995) – Paléosismicité de failles actives en contexte de sismicité modérée : application à l'évaluation de l'aléa sismique dans le Sud-Est de la France. Thèse Univ. Paris-Sud, Orsay.

Gidon M., Kerckhove C., Michard A., et al. 1994 - Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille 872 Aiguille de Chambeyron,(projection Lambert conique conforme). - Orléans, BRGM, 1 feuille, notice 90 p.

Grünthal G., Wahlstöm R., Stromeyer D., (2009) The unified catalogue of earthquakes in central, northern, and northwestern Europ (CENEC)-updated and expanded to the last millennium. J Seismol doi: 10.1007/s10950-008-9144-9

Gutenberg B., Richter C. (1944) - Frequency of earthquakes in California. Bull. Seismol. Soc. Amer., 34, p. 185-188.

Guyoton, F., J. Fréchet, and F. Thouvenot (1990), La crise sismique de Janvier 1989 en Haute-Ubaye (Alpes-de-Haute-Provence, France): Etude fine de la sismicité par le nouveau réseau Sismalp, C. R. Acad. Sci., Ser. II, 311, 985– 991

Hippolyte, J.C. (2009) - Failles normales post-glaciaires dans les Alpes françaises. In : "Terre active, Terre en mouvement, les systèmes d'observation d'une Terre dynamique". : Géosciences, la revue du BRGM pour une Terre durable, n°9, avril 2009. http://www.brgm.fr - [09040]

Jenatton, L., R. Guiguet, F. Thouvenot, and N. Daix (2007), The 16,000-event 2003–2004 earthquake swarm in Ubaye (French Alps), J. Geophys. Res., 112, B11304, doi:10.1029/2006JB004878.

Lagabrielle, Y. Les ophiolites, marqueurs de l'histoire tectonique des domaines océaniques. Le cas des Alpes franco-italiennes (Queyras, Piémont). Comparaison

avec les ophiolites d'Antalya (Turquie) et du Coast Range de Californie. Thèse de Doctorat, Université de Bretagne Occidentale, France, 1987.

Larroque C. 2009 - Aléa sismique dans une région intraplaque à sismicité modérée : la jonction Alpes – Bassin Ligure. Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches, UMR 6526 Géosciences Azur, CNRS - Observatoire de la Côte d'Azur, Sophia Antipolis

Lee, W. H. K., and J. E. Lahr (1975), HYPO71: A computer program for determining hypocenter, magnitude, and first-motion pattern of local earthquakes, U. S. Geol. Surv. Open File Rep., 75–331, 110 pp.

Lemoine M. 1990 – La tectonique des Plaques et les Alpes. Publ. A.P.B.G.

Lemoine M., Bas T., Arnaud-Vanneau A., Arnaud H., Dumont T., Gidon M., Bourbon M., Graciansky de P.c., Rudkiewcz J.L., Mégard-Galli J., Tricard P. (1986) – The continental margin of the Mésozoic Tethys in the Western Alps. Marine and Petroleum Geology, 3, 179-199

Levret, A., M. Cushing, and G. Peyridieu. Recherche des caractéristiques de séismes historiques en France. Atlas de 140 cartes macrosismiques, vol. 1 & 2. Institut de protection et de sûreté nucléaire, (1996).

Meghraoui M., Delouis B., Ferry M., Giardini D., Huggenberger P., Spottke I. and M. Granet (2000). Active normal faulting in the upper Rhine graben and paleoseismic identification of the 1356 Basel earthquake. Science, 293, 2070-2073.

Ménard, 1988 G. Structure et cinématique d'une cha^³ne de collision : les Alpes occidentales et centrales. Thµese de Doctorat, Univ. Grenoble, France.

Ménard G. (1979). - Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le sud-est de la France, Essai d'utilisation de données géophysiques. Thèse, Univ. de Grenoble.

Molnar, P. et H. Lyon-Caen. Some simple physical aspects of the support, structure, and evolution of mountain belts. Spec. Pap. Geol. Soc. Ame, 218 :179{297, 1988.

Mugnier J.-L., Guellec S., Ménard G., Roure F., Tardy M. et Vialon P. (1990). - Crustal balanced cross-sections through the external Alps deduced from ECORS profile. in Deep Structure of the Alps, edited by P. Heitzman, F. Roure, and R. Polino, Mém. Soc. Géol. Fr., 156, 203-216.

Neopal – Base nationale française de déformations récentes et de paléosismicité, version 2008, http://www.neopal.net/

Nicolas M., (2000) relation entre magnitude Ms et ML(LDG) pour les séismes localisés en France métropolitaine, CEA/DIF/DASE/LDG DO 145, inédit

Nicolas M., Bethoux N., Madeddu B., (1998) Instrumental seismicity of the western Alps : A revised catalogue, Pure appl. Geophys. 152 (1998) 707–731 0033–4553/98/040707–25 $ 1.50+0.20/0

Nocquet, J.-M., Mesure de la déformation crustale en Europe occidentale par Géodésie spatiale, Ph.D. thesis, 307 pp., Université de Nice, 2002.

Ordaz M., Aguilar A., Arboleda J. (2003) - Program for computing seismic hazard, CRISIS 2003 Ver.3.02. UNAM University.

Pavoni, N., Regularities in the pattern of major fault zones of the earth and the origin of arcs. In : Wezel, F.C. ed. - Origin of Arcs, Elsevier, Amsterdam, 63-78, 1986.

Polino, R., G. V. D. Piaz et G. Gosso. Tectonic erosion at the adria margin and accretionary processes for the cretaceous orogeny of the Alps. Mémoires de la Société géologique de France, 156 : 345{367, 1990.

Reasenberg P. (1985) - Second-order moment of central California seismicity. J. Geophys. Res. 90, p. 5479-5496.

Reasenberg, P. A., and D. H. Oppenheimer (1985), FPFIT, FPPLOT and FPPAGE: FORTRAN computer programs for calculating and displaying earthquake -plane solutions, U. S. Geol. Surv. Open File Rep., 85– 739, 109 pp.

Reiter L. (1990). Earthquake hazard analysis : issues and insights. Columbia University Press, New York, 253 pp.

Roure, F., P. Choukroune et R. Polino. Deep seismic re°exion data and new insights on the bulk geometry of mountain ranges. C.R. Acad. Sci. Ser. II , 322 : 345{359, 1996.

Sanchez G., Rolland Y., Corsini M., Braucher R., Bourlès D., Arnold M., and Aumaître G. 2009 Cosmic ray exposure dating of active faults and landslides in the SW Alps: Relationships between tectonics, slope instabilities and climate changes. Geophysical Research Abstracts, EGU General Assembly 2009

Savostin, L., J. Sibuet, L. Zonenshain, X. L. Pichon et M. J. Roulet. Kinematic evolution of the Tethys belt from the Atlantic ocean to the Pamirs since the Triassic. Tectonophysics, 123: 1{35, 1985.

Schwartz, S. 2000 La zone piémontaise des Alpes occidentales : un paléo-complexe de subduction. Arguments métamorphiques, géochronologiques et structuraux. Thèse de Doctorat, Université Claude Bernard, Lyon I, France.

Sismalp (2004) – www.sismalp.obs.ujf-grenoble.fr

Sisfrance/BRGM-EDF-IRSN – Base nationale française de sismicité historique, version 2008, http://www.sisfrance.net/

Sponheuer W. 1960 - Methoden zur Herdtiefenbestimmung in der Makroseismik. Freiberger Forschungsh. C 88

Sue C., Thouvenot F., Fréchet J., Tricart P. (1999) – Earthquake analysis reveals widespread extension in the core of the westerne Alps, J. geophys. Res., 104, 25 611 – 25 622.

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. Int J Earth Sci DOI 10.1007//s00531-007-0181-3

Sue C., Martinod J., Tricart P., Thouvenot F., Gamond J.F., Fréchet J., Marinier D., Glot J.P., Grasso J.R. (2000) – Active deformation in the inner western Alps inferred from comparison between 1972-classical and 1996-GPS geodetic surveys. Tectonophysics, 320, 17-29

Sue, C., F. Thouvenot, J. Fréchet, and P. Tricart (1999), Widespread extension in the core of the western Alps revealed by earthquake analysis, J. Geophys. Res., 104, 25,611 – 25,622, 1999.

Sue C, Tricart P (2003) Neogene to ongoing normal ing in the inner Western Alps: a major evolution of the late alpine tectonics. Tectonics 22:1–25

Tardy, M., E. Deville, S. Fudral, S. Guellec, G. Ménard, F. Thouvenot et P. Vialon. Interprétation des données du profil sismique-réflexion profonde ECORS-CROP Alpes entre le front pennique et la ligne insubrienne. Mémoires de la Société géologique de France, 156 : 217{226, 1990.

Terrier M., 1991 – Néotectonique de la Provence occidentale (France) : Vers une analyse multicritère des déformations récentes ; application à la classification des structures sismogènes. Thèse Univ. Aix-Marseille 1, doc. BRGM n° 207.

Terrier M. (2004) – Identification et classification des failles actives de la Région Provence-Alpes-Côte d'Azur - Phase 2 : Analyse et synthèse des connaissances actuelles sous la forme de fiches descriptives des failles. Rapport BRGM/RP-53151 – FR

Terrier M. (2006) – Identification et classification des failles actives de la Région Provence-Alpes-Côte d'Azur - Phase 3 : hiérarchisation des failles actives. Rapport BRGM/RP-53930 –FR

Tesauro, M., Kaban, M. K. and Cloetingh, S. A. P. L., 2008. EuCRUST-07: A new reference model for the European crust. Geophysical Research Letters, 35: L05313, doi: 10.1029/2007GL032244.

Thouvenot F, 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. Geophys. J. Int., 170(3), 1180-1194.

Thouvenot (2008) – Chapitre 3 cours de risque sismique, techniques de localisation des séismes

Tricart P. (1984). - From passive Margin to continental collision: a tectonic scenario for the Western Alps. American Journal of Science, 284, 97-120.

Tricart P (2004) From extension to transpression during the final exhumation of the Pelvoux and Argentera massifs, Western Alps. Eclogae Geol Helv 97:429–439

Tricart P., Bouillin JP, Dick P., Moutier L., Chengoi Xing (1996) – Le faisceau de failles de haute-Durance et le rejeu distensif du briançonnais au SE du Pelvoux (Alpes occidentales). C. R. Acad. Sc. Paris, t.323, série Iia, p251 à 257

Tricart, P., Schwartz, S., Sue, C., Poupeau, G. & Lardeaux, J.M. (2001). – La dénudation tectonique de la zone ultradauphinoise et l'inversion du front briançonnais au SE du Pelvoux (Alpes occidentales) : une dynamique miocène à actuelle. Bull. Soc. Géol. France, 172, n°1., p. 49-58.

Tricart P. et Sue C 2006 - Faulted backfold versus reactivated backthrust: the role of inherited structures during late extension in the frontal Piemont nappes east of Pelvoux (Western Alps) Int J Earth Sci (Geol Rundsch) (2006) 95: 827–840, DOI 10.1007/s00531-006-0074-x

Utsu T. (1965) - A method for determining the value of b in a formula logn=a-bm showing the magnitude-frequency relation for earthquakes. Geophys. Bull. Hokkaido. Univ., 13, p. 99-103.

Waldhauser, F. (2001), HYPODD—A program to compute double difference hypocenter locations, U.S. Geol. Surv. Open File Rep., 01– 113, 25 pp.

Waldhauser, F., and W. L. Ellsworth (2000), A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the northern Hayward , California, Bull. Seismol. Soc. Am., 90, 1353– 1368.

Weichert D.H. (1980) - Estimation of the earthquake recurrence parameters for unequal observational periods for different magnitudes. Bull. Seismol. Soc. Amer., 70, p. 1337-1346.

Wells, D.L. and Coppersmith, K.J., 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. Bull. Seismol. Soc.Am., 84: 974-1002.

Wessel, P., and W. H. F. Smith (1998), New, improved version of Generic Mapping Tools released, http://gmt.soest.hawaii.edu/, Eos Trans. AGU, 79(47), 579.

Cartes géologiques de la France à 1/50 000 concernées par la zone d'étude :

Barbier R., Barféty J.C., Bordet P., et *al.* - Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille 798 La Grave, (projection Lambert conique conforme). - Orléans, BRGM, 1976, 1 feuille, notice 44 p.

Barféty J.C., Lemoine M., Mercier D., et *al.* - Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille 823 Briançon, (projection Lambert conique conforme). Orléans, BRGM, 1996, 1 feuille, notice 180 p.

Barféty J.C., Debelmas J., Gidon P., et *al.* - Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille 822 St-Christophe-en-Oisans,(projection Lambert conique conforme). - Orléans, BRGM, 1984, 1 feuille, notice 64 p.

Debelmas J., Lemoine M., Kerckhove C., et *al.* - Carte géologique détaillée de la France à 1/50 000, feuille [847] Guillestre, (projection Lambert conique conforme). - Paris, Service de la carte géologique de la France, 1966, 1 feuille, notice 19 p.

Gidon M., Kerckhove C., Michard A., et *al.* - Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille 872 Aiguille de Chambeyron,(projection Lambert conique conforme). - Orléans, BRGM, 1994, 1 feuille, notice 90 p.

Schneegans D., Kerckhove C., Pairis J.L., et *al.* - Carte géologique détaillée de la France à 1/50 000, feuille [871] Embrun,(projection Lambert conique conforme). - Orléans, BRGM, 1969, 1 feuille, notice 18 p.

Gidon M., Aprahamian J., Arnaud H., et *al.* - Carte géologique détaillée de la France à 1/50 000, feuille [869] Gap, (projection Lambert conique conforme). - Orléans, BRGM, 1971, 1 feuille, notice 15 p.

Bogdanoff S., Gidon M. (coord.), Kerckhove C., et *al.* - Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille 896 Larche, (projection Lambert conique conforme). - Orléans, BRGM, 1978, 1 feuille, notice 28 p.

Kerckhove C. (coord.), Pairis J.L., Plan J., Schneegans D. - Carte géologique détaillée de la France à 1/50 000, feuille 895 Barcelonnette,(projection Lambert conique conforme). - Orléans, BRGM, 1974, 1 feuille, notice 21 p.

Arlhac P., Beaudoin B., Kerckhove C., Rouire J., Rousset C. - Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille 894 Seyne,(projection Lambert conique conforme). - Orléans, BRGM, 1983, 1 feuille, notice 34 p.

Faure-Muret A., Fallot P., Bordet P. - Carte géologique détaillée de la France à 1/50 000, feuille [920] St-Etienne-de-Tinée,(projection Lambert conique conforme). - Paris, Service de la carte géologique de la France, 1954, 1 feuille, notice 12 p. (Réimprimée sans modifications par le BRGM en 1970).

Gubler Y. (coord.), Héritier F., Schlund J.M., et *al.* - Carte géologique détaillée de la France à 1/50 000, feuille [919] Allos,(projection Lambert conique conforme). - Paris, Service de la carte géologique de la France, 1967, 1 feuille, notice 24 p.

Faure-Muret A., Fallot P., Kuntz P., et *al.* - Carte géologique détaillée de la France à 1/50 000, feuille [921-947] St-Martin-Vésubie - Le Boréon,(projection Lambert conique conforme). - Paris, Service de la carte géologique de la France, 1967, 1 feuille, notice 29 p.

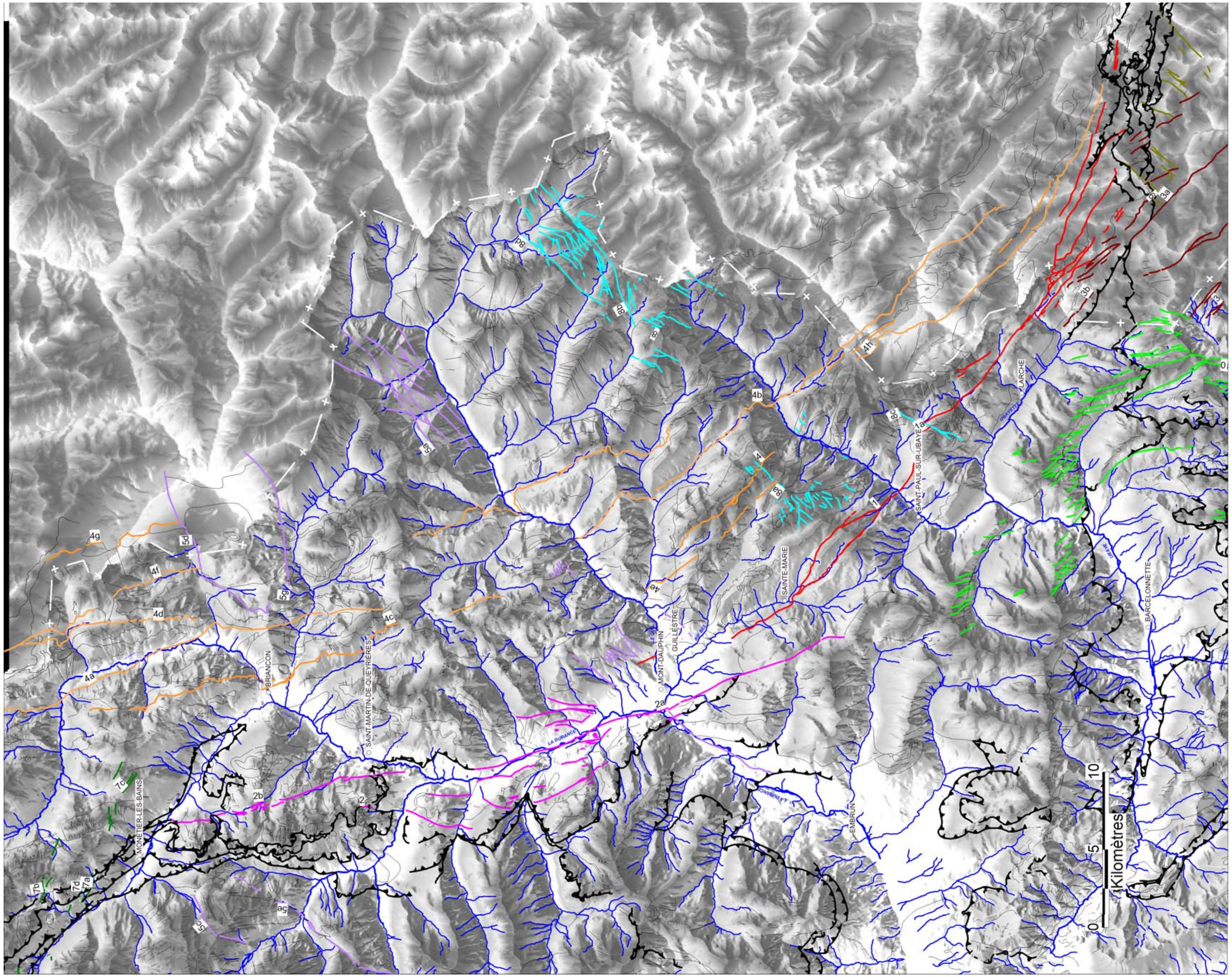
Annexe 1 – Localisation des failles tardi alpines sur les orthophotos IGN et le MNT (IGN, pas de 50 m)

Nom des failles numérotées sur les figures suivantes

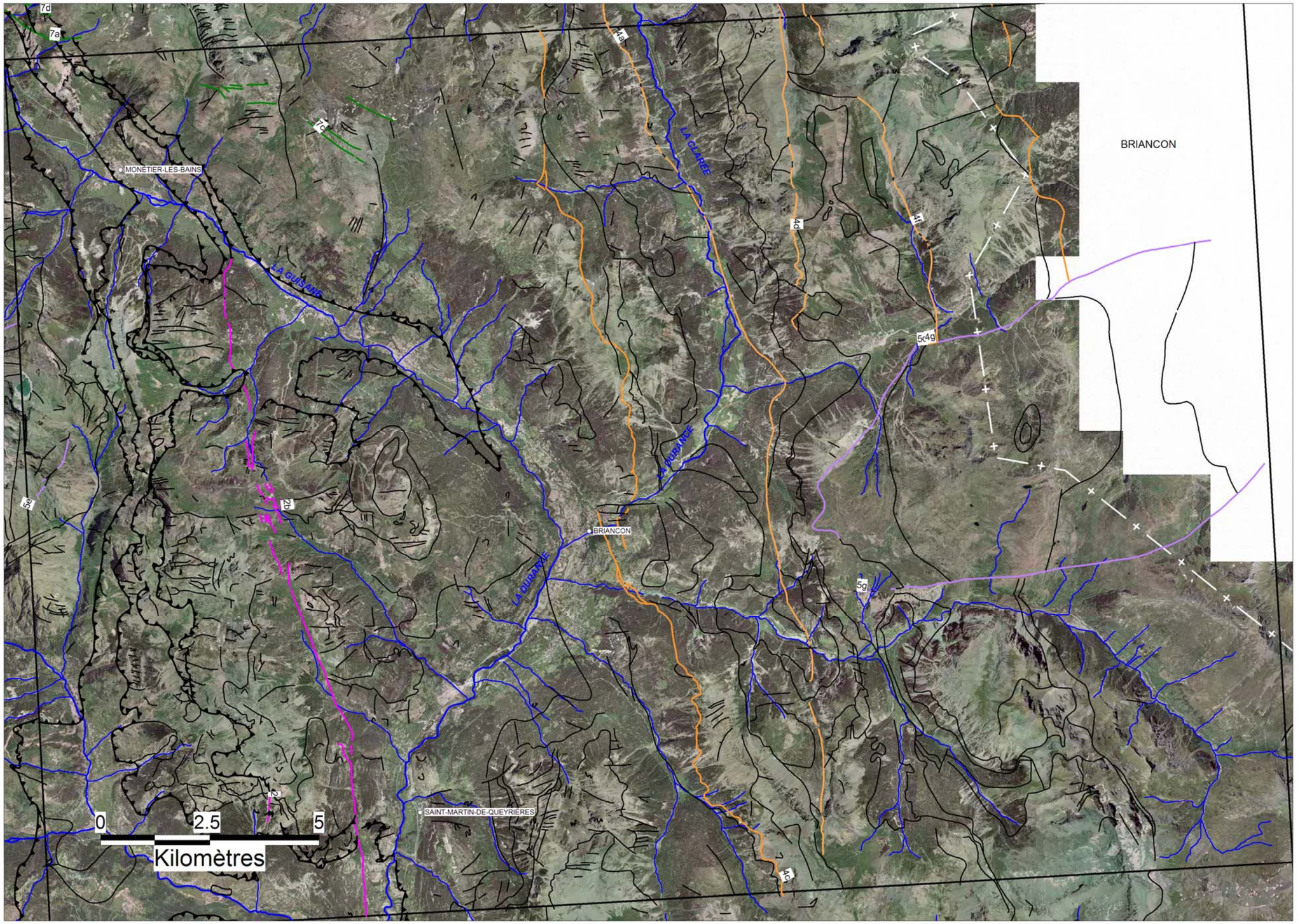
1a Faille de Ruburent
2 Système de failles de la Haute Durance
2a Faille de la Haute Durance
2b Faille de la Trancoulette
3 Système de failles de l'Argentera
3a Faille de Bersezio
3b Faille Jausiers
3c Faille Neraissa
4 Système de failles orientales briançonnaises
4a Faille de la Clarée
4b Faille de Ceillac
4c Faille de Lenlon
4d Faille des Ascles
4e Faille du Haut Rif Bel
4f Faille du vallon des Baisses
4g Faille de la Rocca d'Aiglière
4h Faille NW-SE des Houerts
5a Faille NE-SW Embrunais
5c Faille du Grand Tabuc
5d Faille NE-SW Nord Chenaillet
5e Faille NE-SW d'Ailefroide
5f Faille de la Maison du Roy
5g Faille NE-SW Sud Chenaillet
7a Faille de la Liche et du Lauzet
7b Faille du Chardonnet
7c Faille du col de la BuffÞre
7d Faille du Lautaret
8 Faille NE-SW Font Sancte - Houerts - Col Vieux
8a Faille NE-SW Font Sancte
8b Faille NE-SW Col Vieux
8c Faille NE-SW Haute Ubaye
8d Faille NE-SW Baricle
9 Système de failles NE-SW Argentera - Mont Borel
10 Système de failles NS du Parpaillon

Pour l’assemblage des coupures de cartes à 1/50 000, voir Illustration 26

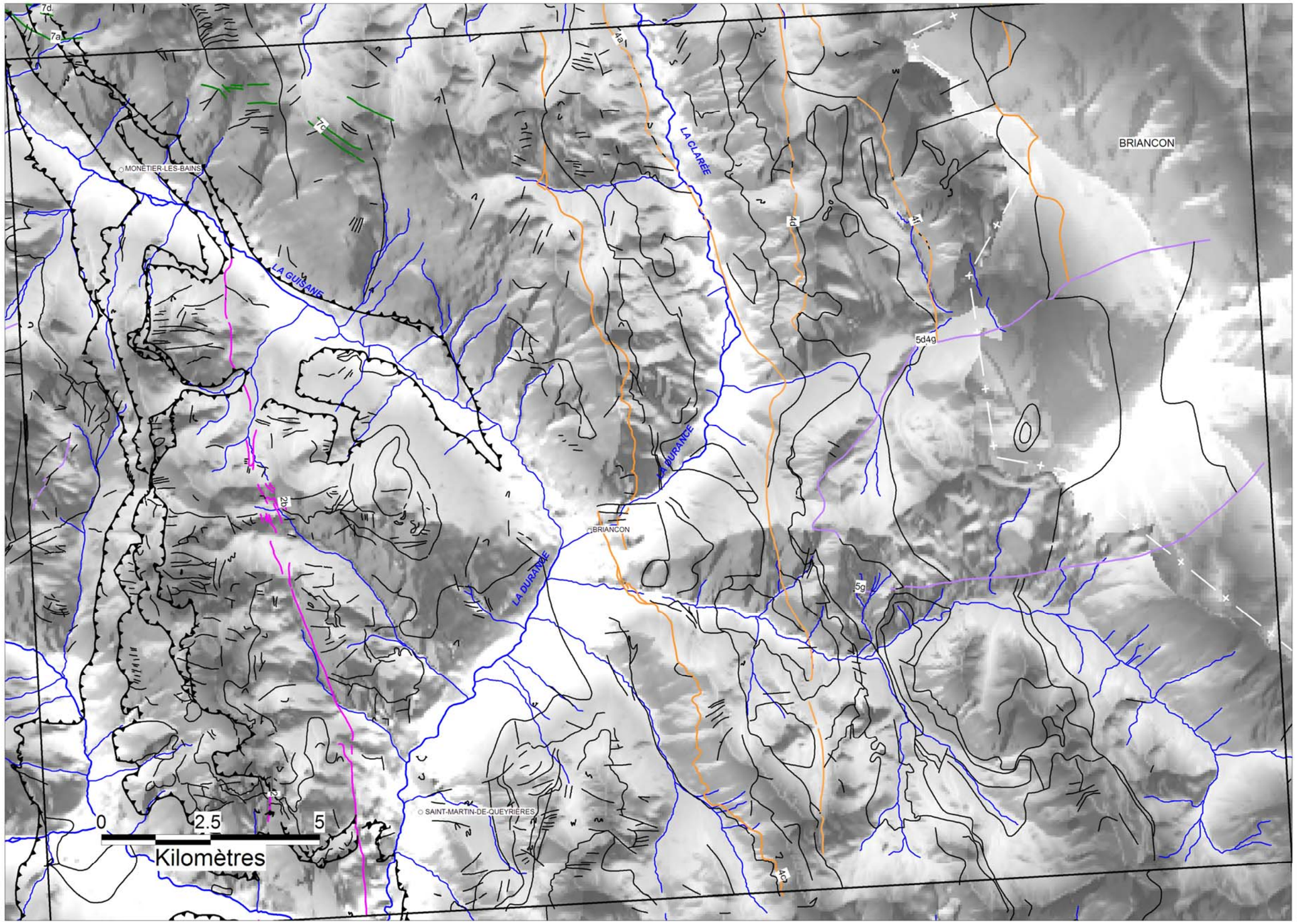
Localisation de l'ensemble des failles numérotées



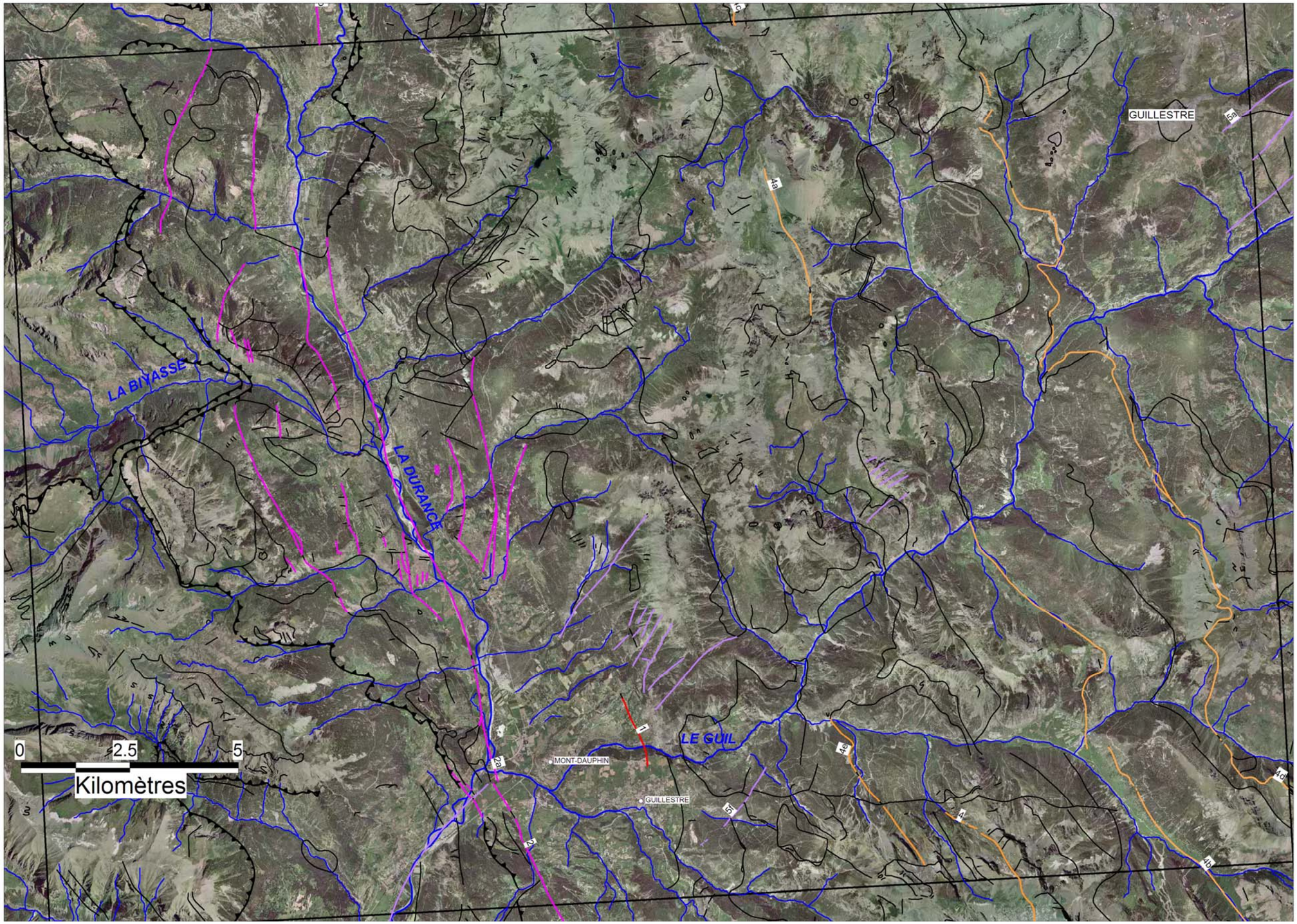
Cadre correspondant à la celui de la carte 1/50 000 de Briançon



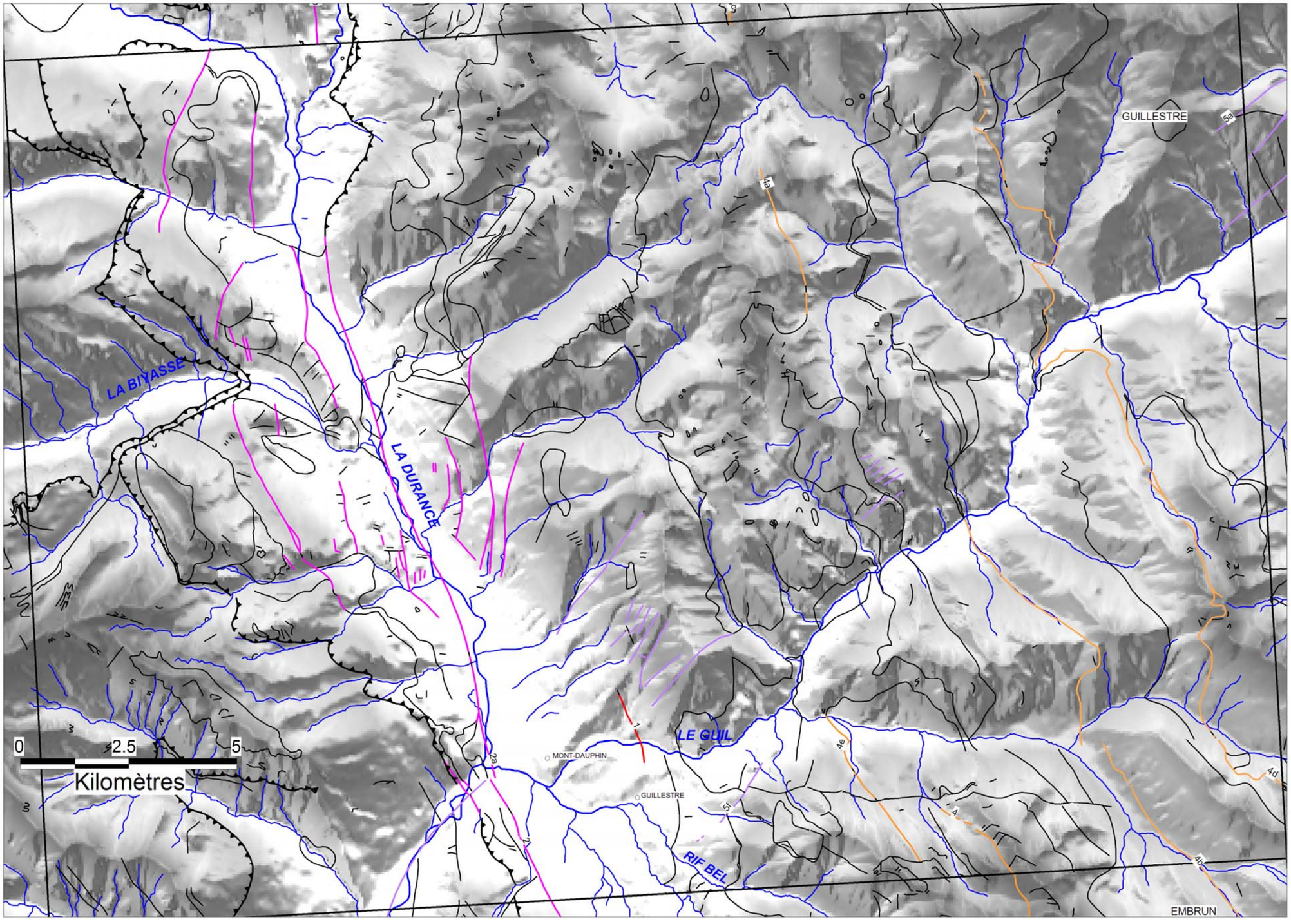
Cadre correspondant à la celui de la carte 1/50 000 de Briançon



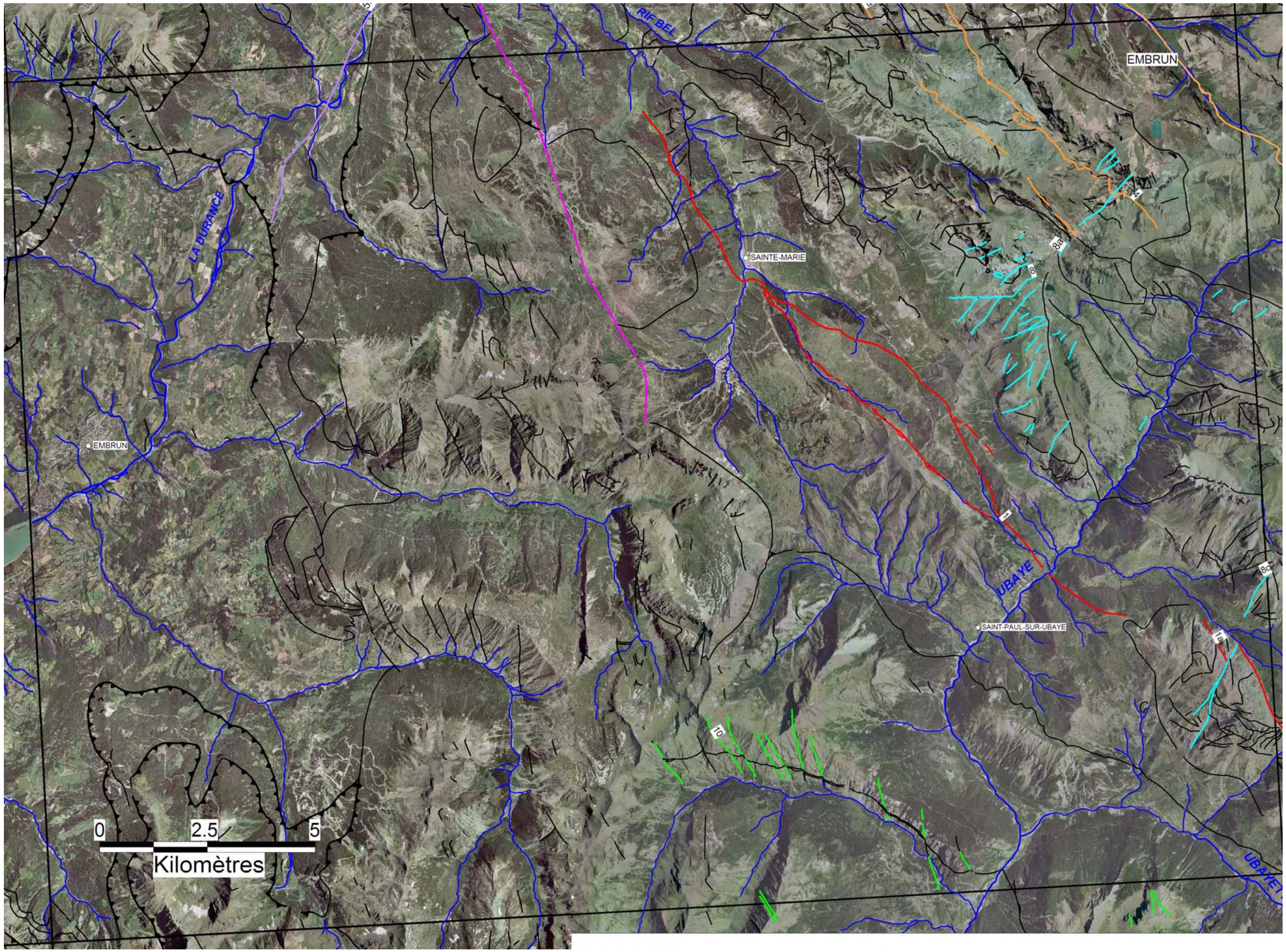
Cadre correspondant à la celui de la carte 1/50 000 de Guillestre



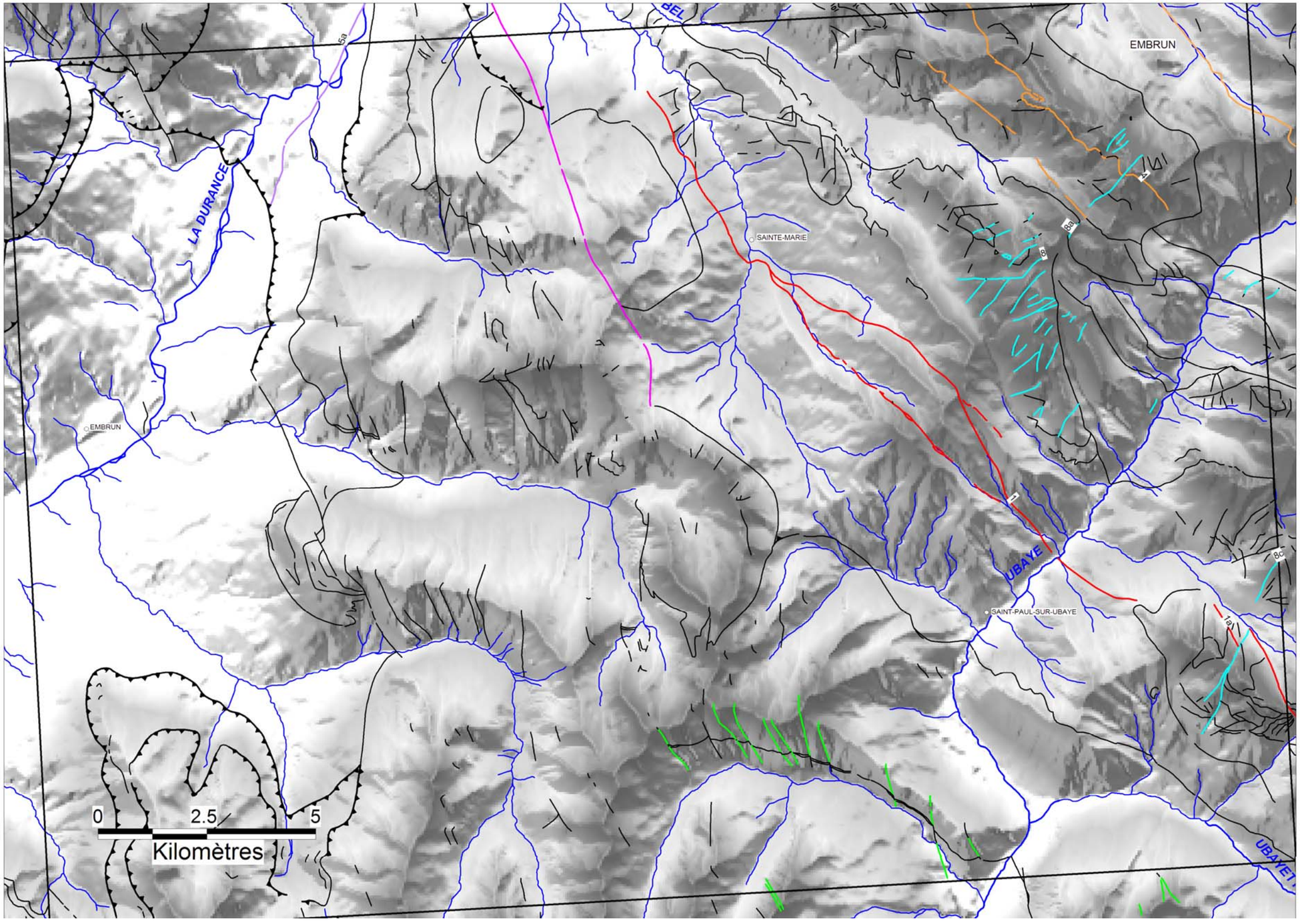
Cadre correspondant à la celui de la carte 1/50 000 de Guillestre



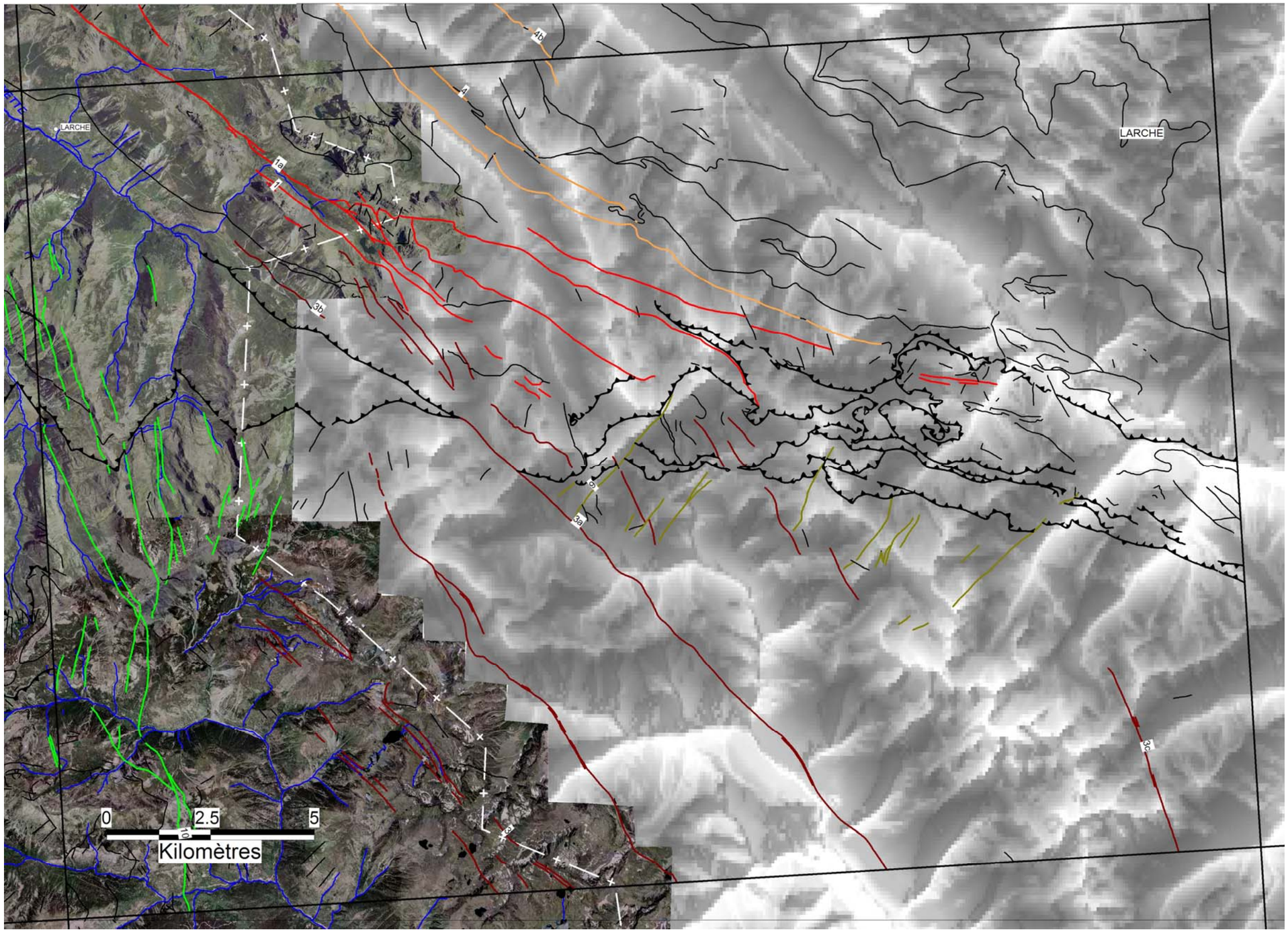
Cadre correspondant à la celui de la carte 1/50 000 d'Embrun



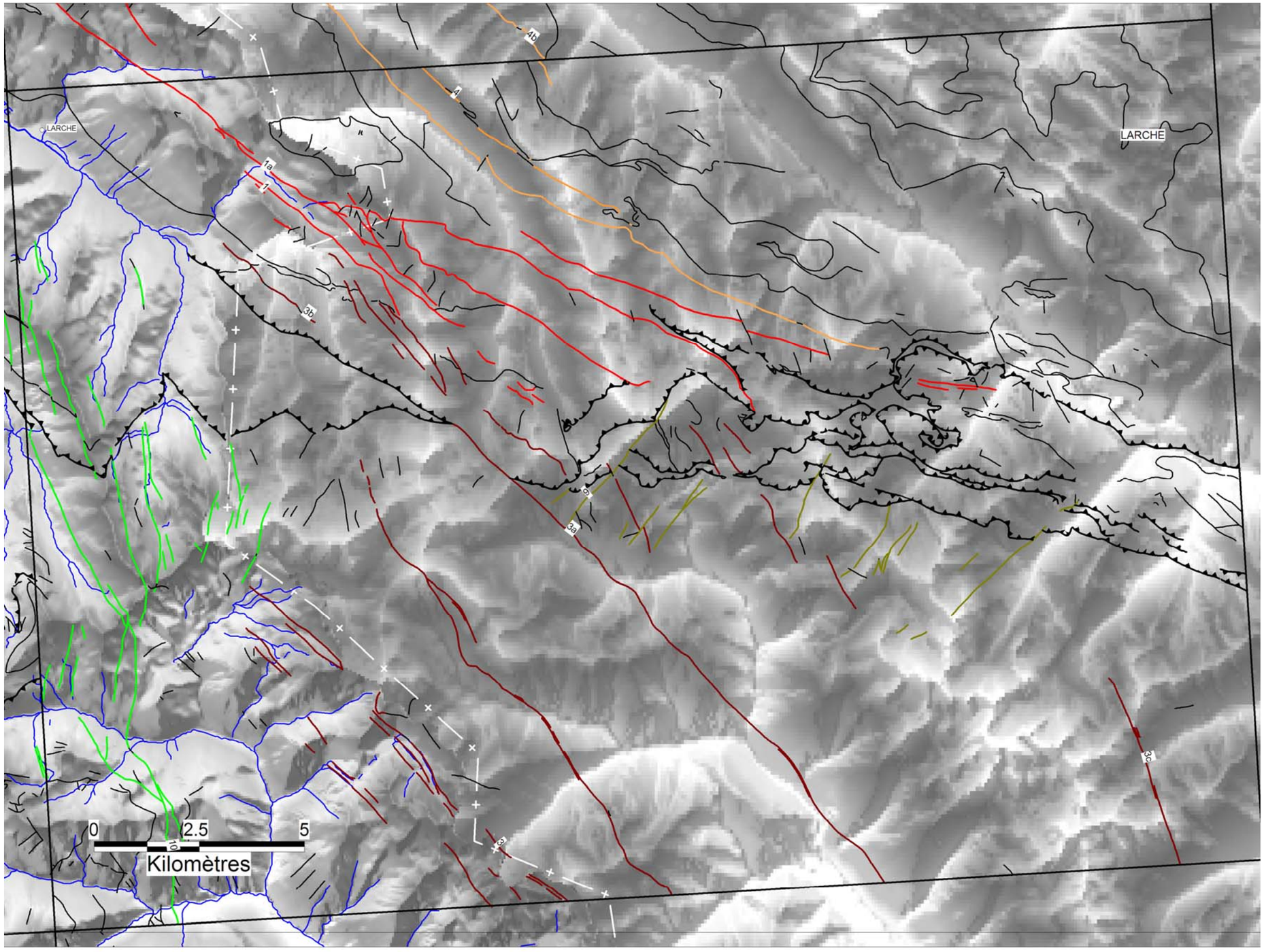
Cadre correspondant à la celui de la carte 1/50 000 d'Embrun



Cadre correspondant à la celui de la carte 1/50 000 de Larche



Cadre correspondant à la celui de la carte 1/50 000 de Larche



Annexe 2 – Témoignages sur le séisme du 5 avril 1959 à Saint-Paul-sur-Ubaye

Extrait du Rapport de gendarmerie :

« Le dimanche 5 Avril 1959, vers 11 heures 50, un tremblement de terre d'une certaine violence a été ressenti dans la région.

Des renseignements recueillis, il résulte que ce séisme n'a occasionné que peu de dégâts aux propriétés privées ou aux propriétés publiques, dégâts énumérés ci-après :

A Guillestre : Aucun bâtiment n'a souffert. Quelques blocs ébranlés par le séisme se sont détachés de la montagne et ont roulé sur la R.N. 202, entre les hameaux de Montgovie et de la Maison du Roi.

Ces blocs qui n'ont occasionné aucun dégât, ont été enlevés par l'entreprise ENSELMO qui a un chantier dans ce quartier. La circulation n'a pas été interrompue.

A Vars : Dans cette localité, la secousse a été plus violente et quelques vieilles maisons dont la liste figure ci-après, lézardées depuis le tremblement de terre du 19 Mars 1934 et dont les fissures avaient été colmatées, se sont lézardées à nouveau et aux mêmes endroits.

Aucun de ces immeubles ne menace de s'écrouler.

Liste des maisons lézardées :

a) Maison appartenant à Monsieur DAVID, Adjoint au Maire de Vars porte quelques fissures sur la façade Sud-Ouest, la cheminée très vétuste s'est écroulée.

b) Maison BRUN Paul, façade Sud-Ouest fissurée, plafonds de la cuisine située au rez de chaussée et d'une chambre du premier étage lézardés.

c) Maison LITEL Noël, voûte de cuisine du rez de chaussée et cloison de deux chambres du premier étage lézardées.

d) Maison GUILLAUME, quelques petites fissures dans les murs.

e) Maison ROSTAN (Hôtel), cloison d'une chambre fissurée.

f) Maison CAFAREL Léa, fissure ancienne sur la façade Sud-Ouest légèrement agrandie.

g) Hôtel REISSENT, à Ste-Marie, quelques petites lézardes dans les murs, ainsi que dans une chambre de l'annexe.

Contrairement à ce qui est paru dans la presse, le clocher de l'Eglise St-Marcellin, n'a nullement souffert du séisme.

Monsieur DAVID, Adjoint au Maire nous a déclaré qu'un projet de réparation de cet ouvrage qui menace depuis plusieurs années, avait été discuté au cours de la séance du Conseil Municipal, qui a eu lieu le 5 Avril dans la matinée, c'est-à-dire avant le tremblement de terre. Le clocher ne semble pas avoir souffert de la secousse.

Monsieur DAVID nous a également déclaré que pendant les premiers jours qui ont suivis le tremblement de terre, les habitants n'avaient signalé aucun dégât, mais que par la suite, ayant appris par la presse que des secours étaient susceptibles d'être accordés aux sinistrés, ils signalaient maintenant les fissures récentes et anciennes de leurs maisons.

A Ceillac : quelques platras sont tombés de la voute de l'église ne blessant heureusement aucun des fidèles qui assistaient à la messe. Un tableau accroché au mur est tombé à terre.

A l'école, le plâtre du plafond d'une chambre s'est fissuré et est tombé en partie.

Une voiture automobile appartenant à Monsieur FAVIER, transporteur à Ceillac, a eu son capot endommagé par un platras qui s'est détaché du plafond du local où elle était garée.

A Saint-Veran : A la demande de Monsieur le Curé, Monsieur le Maire a écrit à la Préfecture pour signaler l'insécurité de l'Eglise deux lézardes existant dans la voûte. Elles ne proviennent pas du dernier tremblement de terre mais existaient déjà il ya 8 ans lors de l'arrivée du prêtre. Dimanche, le tremblement de terre a simplement fait tomber des grains de sable et une fissure se serait légèrement élargie. Cette église est à refaire mais ceci n'a rien à voir avec le tremblement de terre.

A Meyries : La cheminée de l'école est tombée à la suite de la secousse sismique.

Aux Orres : A la suite du tremblement deux cheminées ont été détériorées. Il s'agit de cheminées d'immeubles inhabités et tombants en ruine. Une partie du clocher de la chapelle a également souffert.

Pas d'autres dégâts n'ont été signalés.

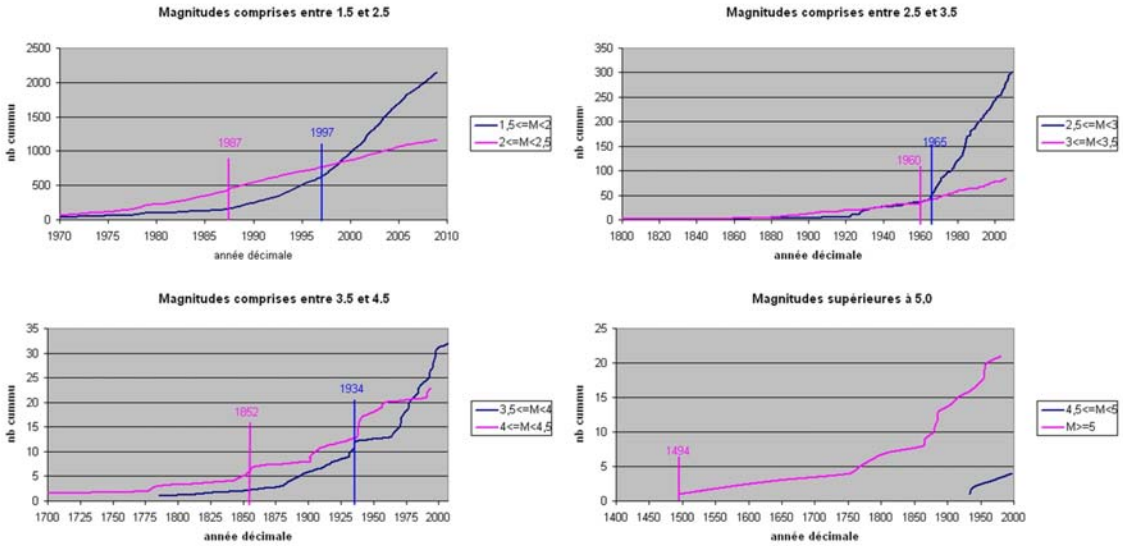
Conclusion : Dégâts peu importants qui ne peuvent être chiffrés.

La population de Vars est inquiète ou parait-il d'autres secousses de moindre importance ont été ressenties depuis le 5 courant.

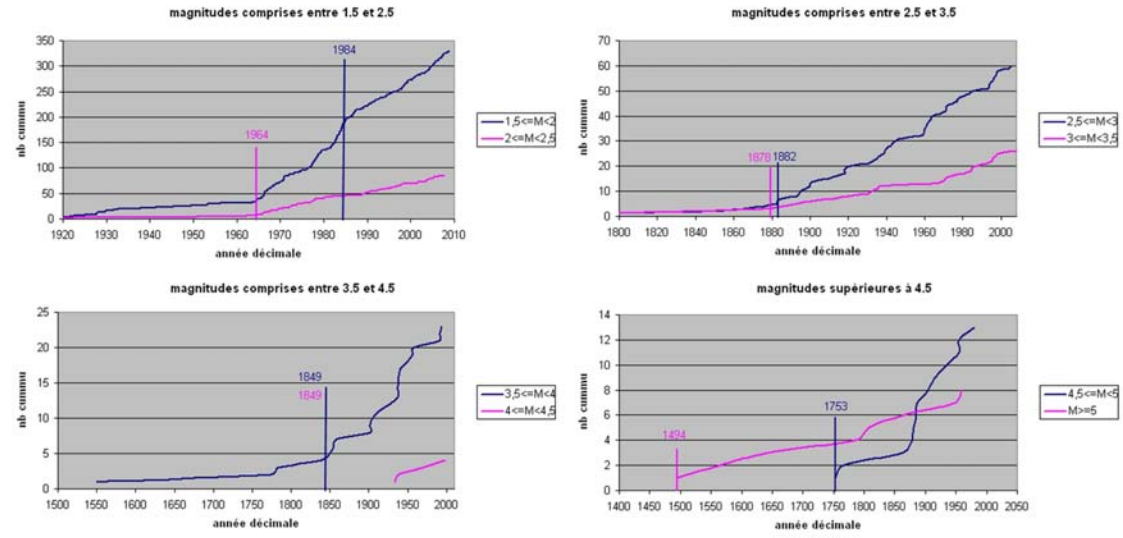
Il ne semble pas y avoir de danger pour l'instant, mais compte tenu de l'état de vétusté certains immeubles supporteraient difficilement des secousses violentes. »

Annexe 3 – Graphe représentant la date à partir de laquelle le catalogue peut être considéré comme exhaustif

Classes de magnitudes Mw pour lesquelles le catalogue est complet



Classes de magnitudes Ms pour lesquelles le catalogue est complet



Annexe 4 - Relocalisation des données Sismalp

Extraction des événements

Dans un premier temps on extrait les séismes correspondant à notre zone d'étude de la base de données Sismalp. Un fichier de sortie est alors composé des différents événements avec les noms des stations ayant enregistré un signal ainsi que les natures (P ou S), pondérations et temps d'arrivées qui lui sont attribuées lors du dépouillement.

Localisation

La détermination de l'hypocentre, le calcul de magnitude et les paramètres du premier mouvement pour nos séismes locaux s'effectue grâce au programme HypRef (Fréchet J et Glot J-P, 1973). Ce programme est une version modifiée de Hypo71 (Lee and Lahr, 1972). En effet il gère, en plus de Hypo71, les ondes en seconde arrivée et les corrections d'altitude (augmentation de l'épaisseur de la première couche dans le modèle de vitesse). L'ensemble de ces calculs sont effectués suite à un travail de dépouillement réalisé à partir du logiciel PICKEV (J. Fréchet et F. Thouvenot, 2000, http:/sismalp.obs.ujf-grenoble.fr/ftpsismalp/msdos/).

La méthode de localisation d'un séisme se présente, comme la plupart des méthodes géophysiques, comme un problème d'inversion. En effet il est nécessaire d' « ajuster » un modèle aux données acquises. On peut convertir l'expression sous forme vectorielle :

$$\mathcal{F}(\vec{m}) = \vec{d}$$

avec $\vec{m}$ *: paramètres du modèle ;* $\vec{d}$ *: données acquises; F : opérateur de passage*

On va alors regarder la variation de **d** quand on fait varier très légèrement **m**. On aboutit alors à un système de n équations à m inconnues que l'on peut retranscrire sous la forme

$$\delta d_i = \sum_{j=1}^{m} G_{ij} \delta m_j$$

avec

$$\vec{\delta m} = \overline{\overline{G}}^{-1} \vec{\delta d}$$

Si cette matrice n'est pas singulière, on peut déterminer G^{-1}.

Malheureusement il y a en général beaucoup de données redondantes et G n'est pas carrée et donc pas inversible. La meilleure correction possible pour faire coller le

modèle aux données a été démontré par le sismologue suisse Ludwig Geiger et suit la relation suivante :

$$\overrightarrow{\delta m} = \left[\overline{\overline{G}}^{T}\overline{\overline{G}}\right]^{-1}\overline{\overline{G}}^{T}\overrightarrow{\delta d}$$

$$\left[\overline{\overline{G}}^{T}\overline{\overline{G}}\right]^{-1}$$

est appelée l'inverse généralisée de G ou encore inverse de G au sens des moindres carrés.

Vérification des données

Cette étape de la relocalisation consiste à vérifier si l'on a extrait les bons séismes de la base de données. En effet des erreurs sont possibles lors de la présence de précurseurs ou de répliques du séisme considéré. Notons que la méthode de calcul étant relancée il est possible d'observer de très légères différences entre les temps d'arrivées ainsi que dans les localisations.

Paramétrisation, poids et modèle de vitesse

Lors du traitement des données sismiques des poids sont attribués à partir de différents critères. On distingue notamment les poids liés à la qualité des données, au résidu à la station et à la distance au séisme.

Les poids associés à la qualité des données sont affectés lors du dépouillement des séismes. Selon la qualité du signal et la capacité de distinction des ondes, on adjuge un poids qui se repartit de la manière suivante :

0 = poids de 1.00 (poids total), signal de bonne qualité

1 = poids de 0.75

2 = poids de 0.5

3 = poids de 0.25

4 = poids de 0, signal de mauvaise qualité

9 = lecture de la différence de temps d'arrivée des ondes P et S (lors de problèmes d'horloge, grande incertitude sur l'heure)

Les poids liés au résidu tiennent comptes des erreurs sur les différentes stations. Le poids diminue quand le résidu augmente et celui-ci est compris entre 0 et 1.

Des poids sont aussi attribués en fonction de la distance à l'épicentre. Ceux-ci diminuent au fur et à mesure que l'on s'éloigne du séisme. Les différents poids attribués sont visibles sur le graphique suivant :

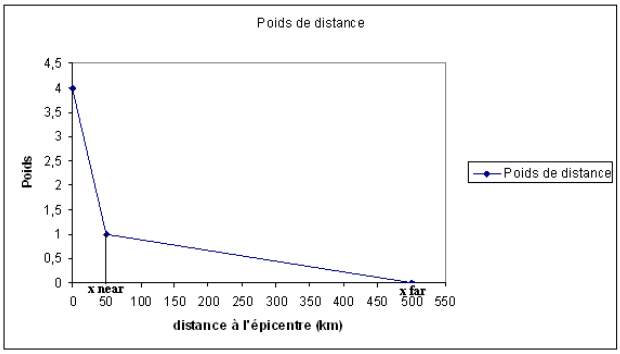


Illustration : Répartition du poids lié à la distance

On définit alors, dans les options, les distances caractéristiques qui définissent les poids: le Xnear qui correspond à la distance où le poids est de 1 et le Xfar où le poids est nul.

Concernant le modèle de vitesse, plusieurs configurations peuvent être considérées. En effet il est possible de faire varier le nombre de couches ainsi que leurs vitesses respectives. Dans cette étude nous considérerons un modèle à trois couches coiffant un demi espace. Les profondeurs des différentes interfaces seront situées respectivement à 0, 3, 27 et 35 kilomètres et la vitesse dans les couches seront de l'ordre de 5.30, 5.92, 6.60, 8.00 km/s.

L'augmentation d'altitude se traduit avec Hypref par un épaississement de la première couche, ce qui peut entrainer des erreurs d'hypocentres positionnés "en l'air".

Relocalisation

La technique de relocalisations utilise la méthode des doubles différences (Waldhauser and L.Ellsworth, 2000) à travers le logiciel hypoDD (Waldhauser, F, 2001). On peut introduire un seuil de poids sur la qualité des données en dessous duquel elles sont ignorées. Il est aussi possible de définir la distance maximale entre le centroïde et les stations (ici 150 km) ou encore la distance d'association de séismes proches (c'est-à-dire rayon de recherche choisi ici à 10 km). On peut aussi choisir le nombre maximum d'événements à l'intérieur d'un essaim (configuré à 10). On peut caractériser le nombre de liens minimum entre les stations et les événements (8 dans notre étude) ainsi que le nombre d'observations minimum et maximum (respectivement 5 et 50).

Il est possible d'introduire les phases à utiliser, P et S dans notre cas. On entre aussi la méthode de résolution qui est, ici, la méthode des moindres carrés pondérés. Il

faut paramétrer le poids attribué aux pointés des ondes P et S (respectivement 1 et 0.5), le seuil de résidu en secondes ainsi que les « sous-poids » définis pour éviter les erreurs possibles dues à la localisation absolue initiale. La dernière caractéristique à introduire est le modèle de vitesse.

Annexe 5 - Calcul de mécanismes au foyer

En paramétrant le programme FPFIT, FPPLOT and FPPAGE (Reasenberg, P. A. et D. H. Oppenheimer, 1985) de façon à prendre uniquement les séismes dont le nombre de pointés de premier mouvement est supérieur à 16, on trie les meilleurs mécanismes. En les analysants, on ne conserve que les solutions pour lesquelles il y a :

- soit les 4 quadrants occupés avec, respectivement, au moins 1, 2 et 3 polarités dans les 3 quadrants les moins remplis.
- soit seulement 3 quadrants occupés avec, respectivement 2, 3 et 4 polarités dans les 3 quadrants

En cas de solution double, on garde les solutions focales où:

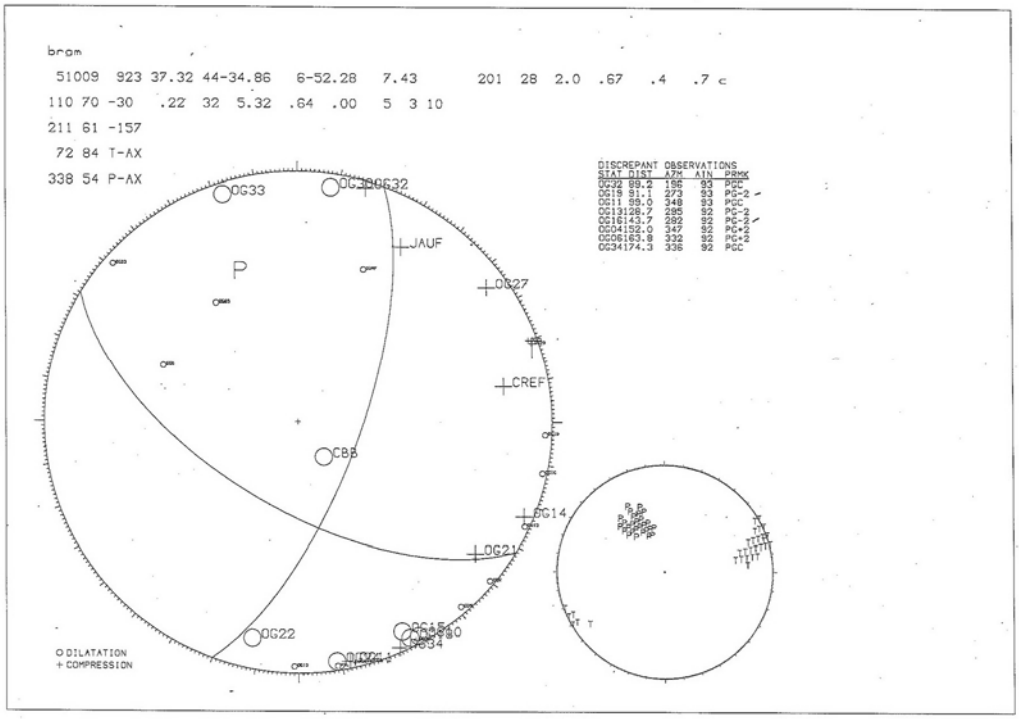
- soit 4 quadrants occupés avec, respectivement, 2, 3 et 4 polarités dans les 3 quadrants les moins remplis
- soit 3 quadrants occupés avec, respectivement, 3, 4 et 5 polarités dans les 3 quadrants

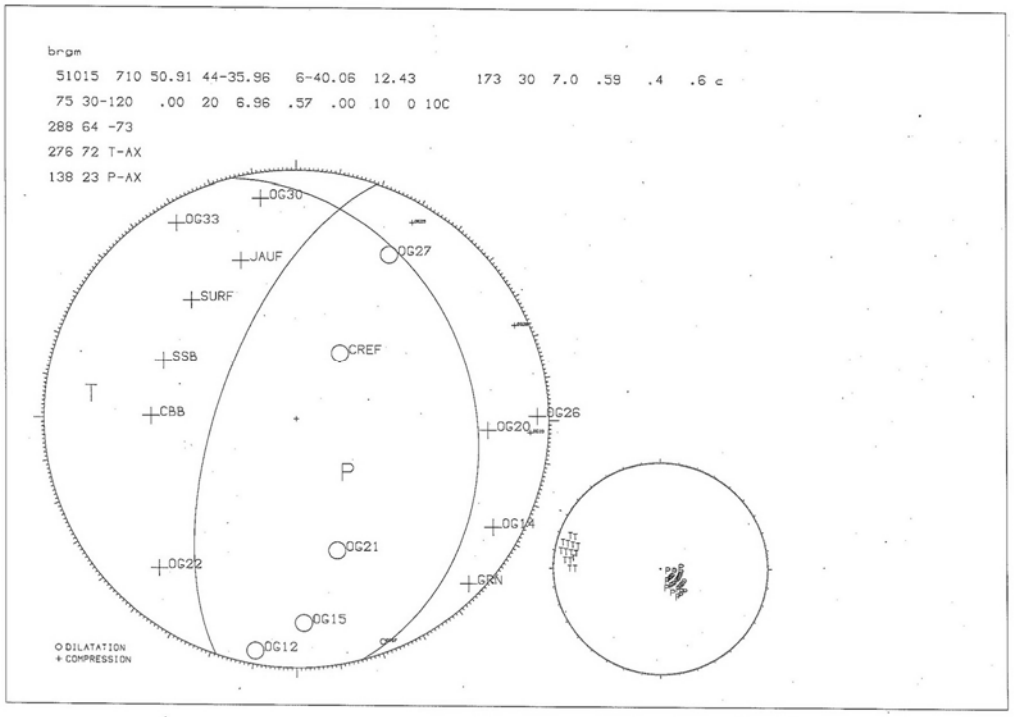
En cas de solution triple, on garde les solutions focales où:

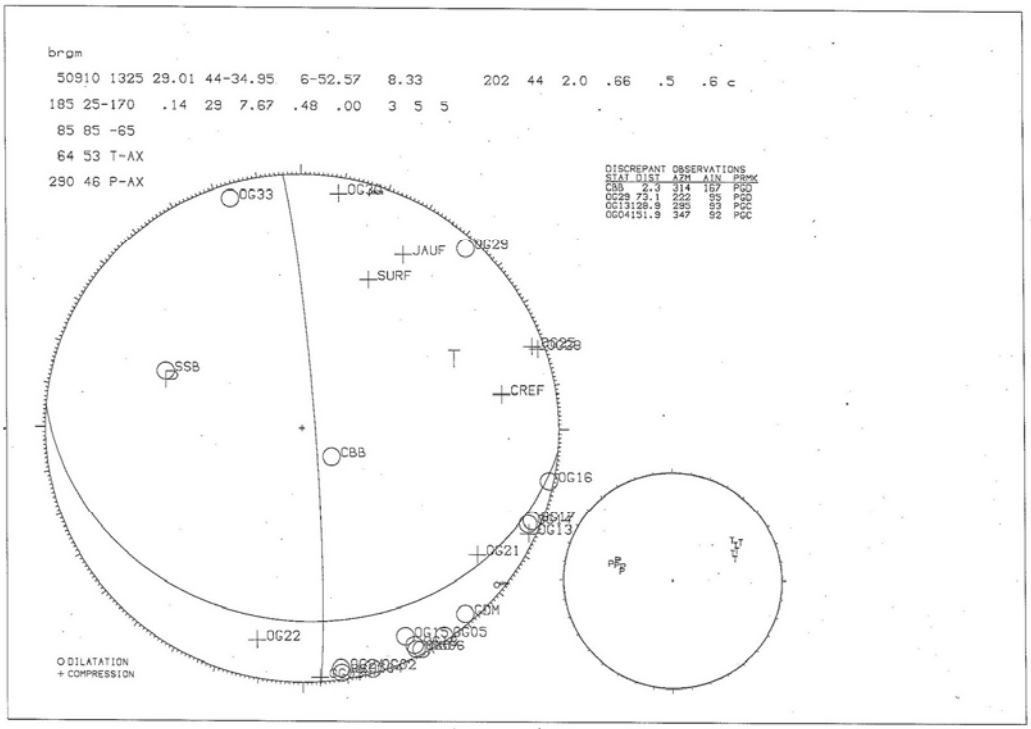
- soit 4 quadrants occupés avec, respectivement, 3, 4 et 5 polarités dans les 3 quadrants les moins remplis
- soit 3 quadrants occupés avec, respectivement, 4, 5 et 6 polarités dans les 3 quadrants

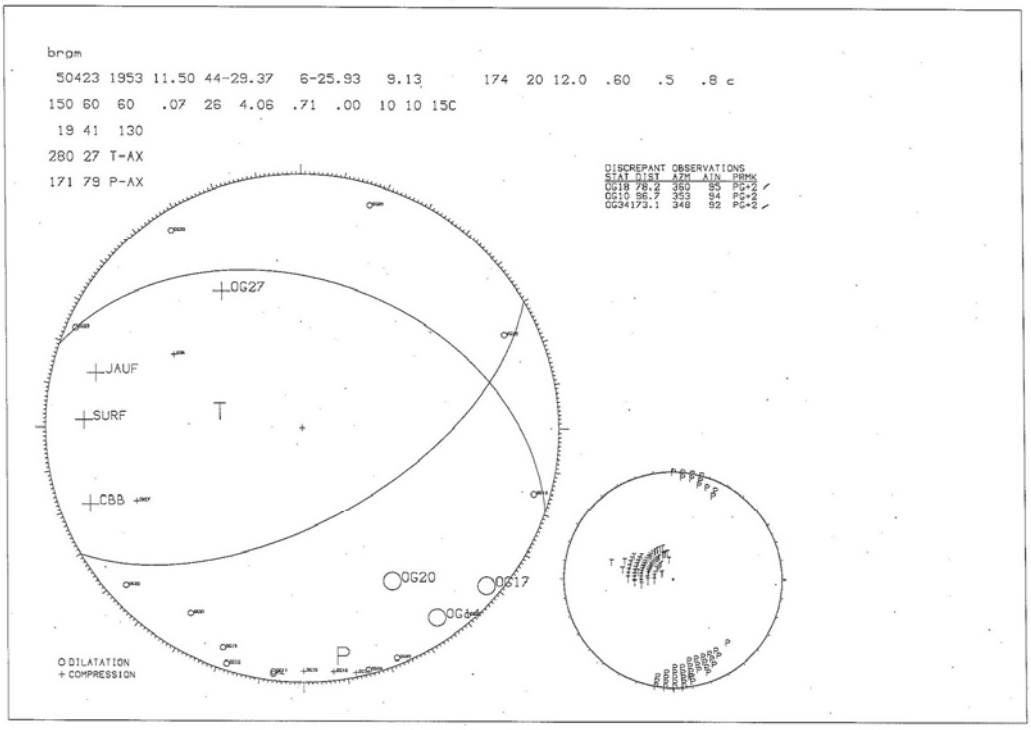
Pour les différents mécanismes il est possible de vérifier les signaux avec le software PICKEV (J. Fréchet et F. Thouvenot, 2000, http://sismalp.obs.ujf-grenoble.fr/ftp-sismalp/msdos/) afin de compléter et vérifier les sens de premier mouvement. On contrôle alors les points qui ne se trouvent pas dans les bons quadrants, les points proches des plans nodaux et les différentes traces pour obtenir de nouveaux sens de déviation.

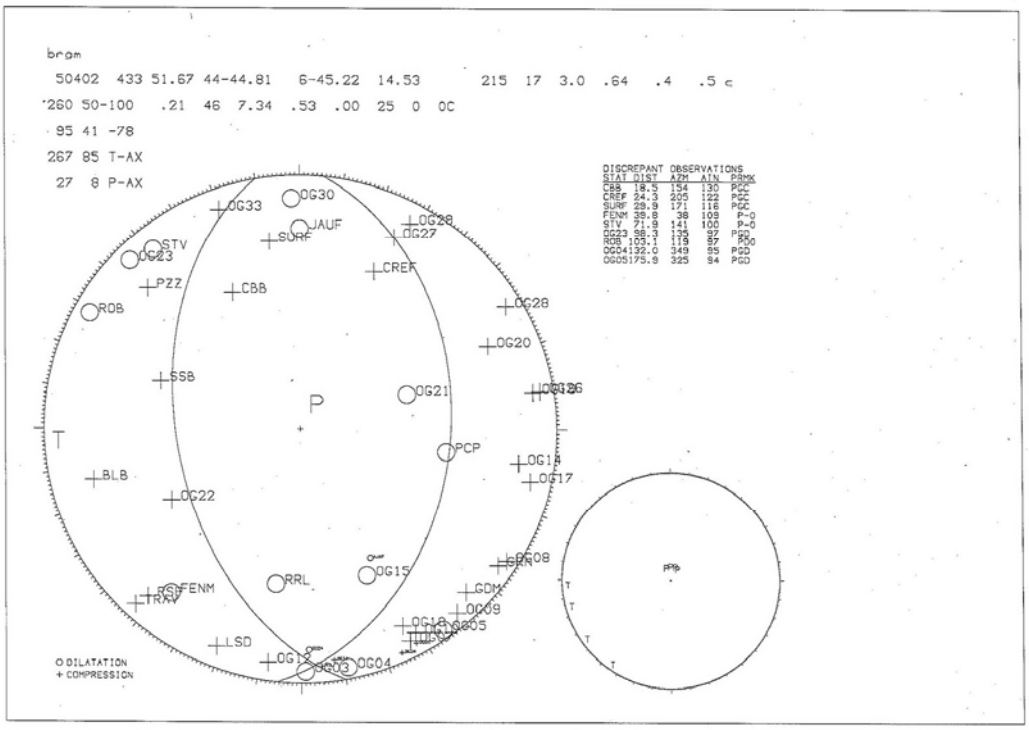
Annexe 6 - Mécanismes au foyer calculés dans cette étude

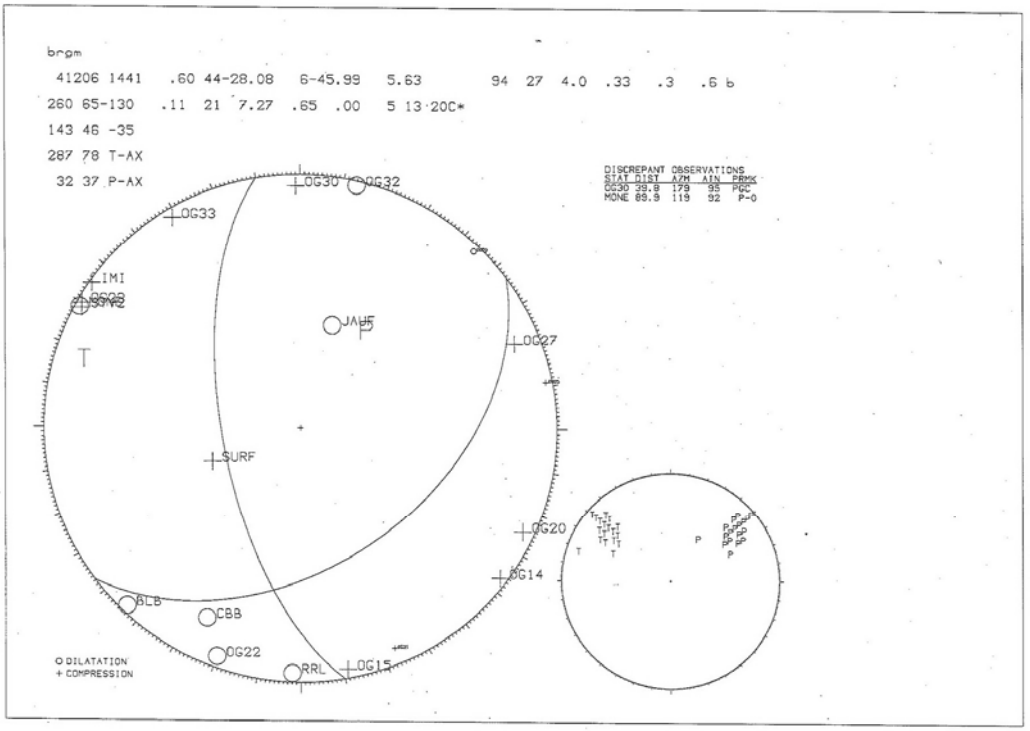


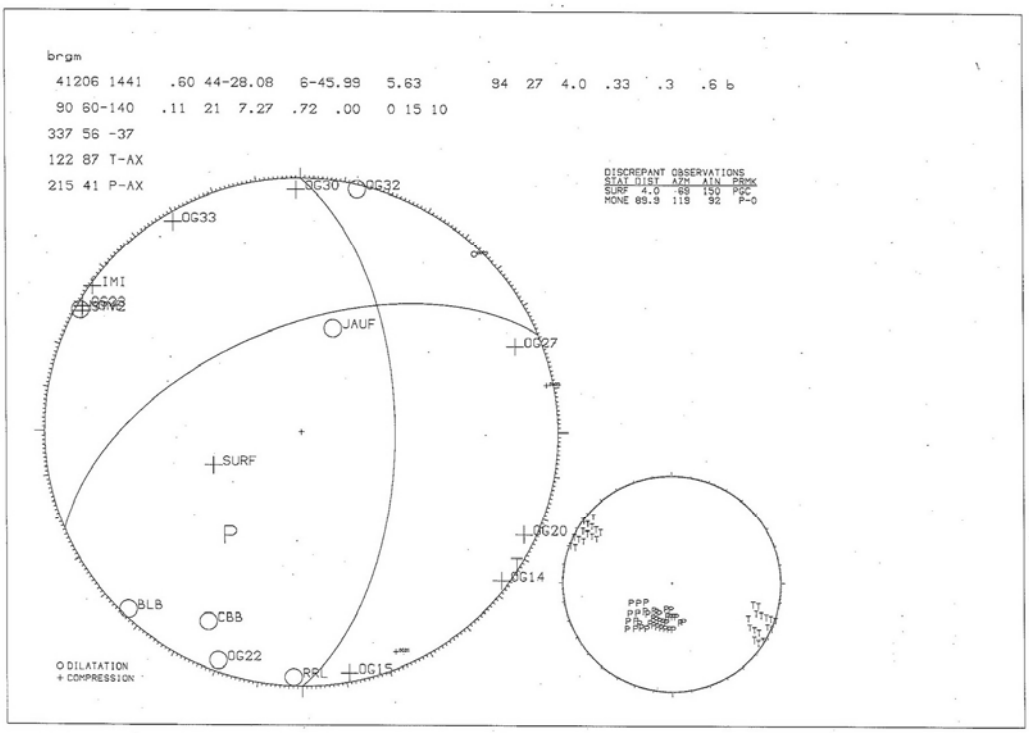


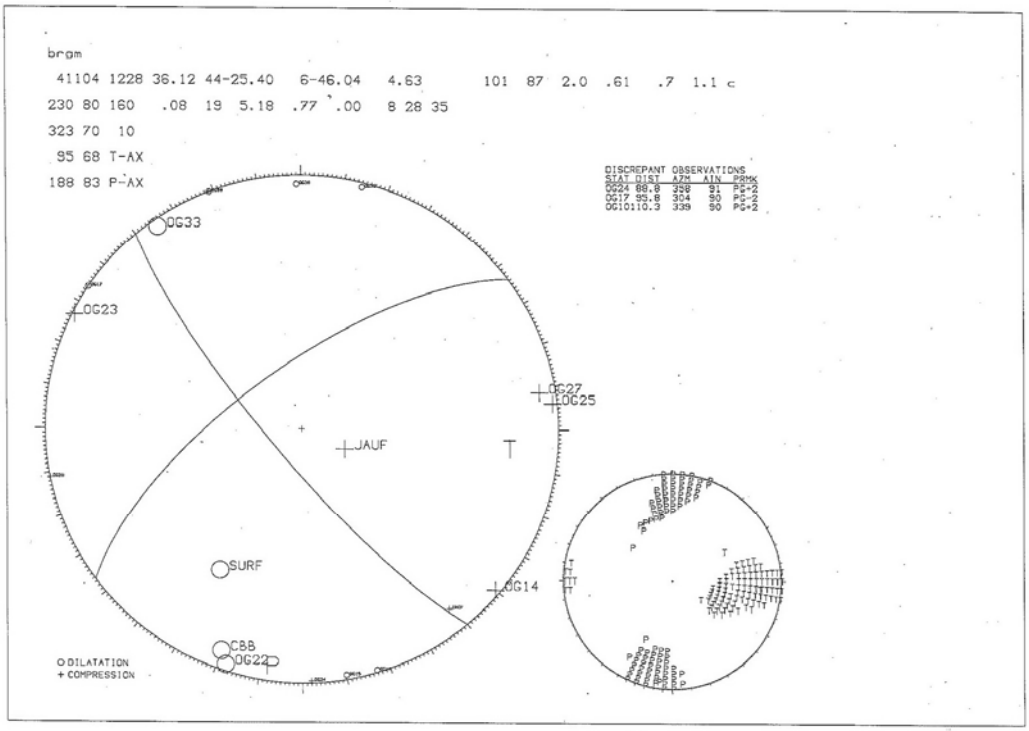

brgm
50910 1325 29.01 44-34.95 6-52.57 8.33 202 44 2.0 .66 .5 .6 c
185 25-170 .14 29 7.67 .48 .00 3 5 5
85 85 -65
64 53 T-AX
290 46 P-AX
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
CBB 2.3 314 167 PGD
OG29 73.1 222 85 PGD
OG13128.9 295 93 PGC
OG04151.9 347 92 PGC
OG33
JAUF
OG29
SURF
SSB
CREF
CBB
OG16
OG13
OG21
CDM
OG22
OG05
T
P
O DILATATION
+ COMPRESSION

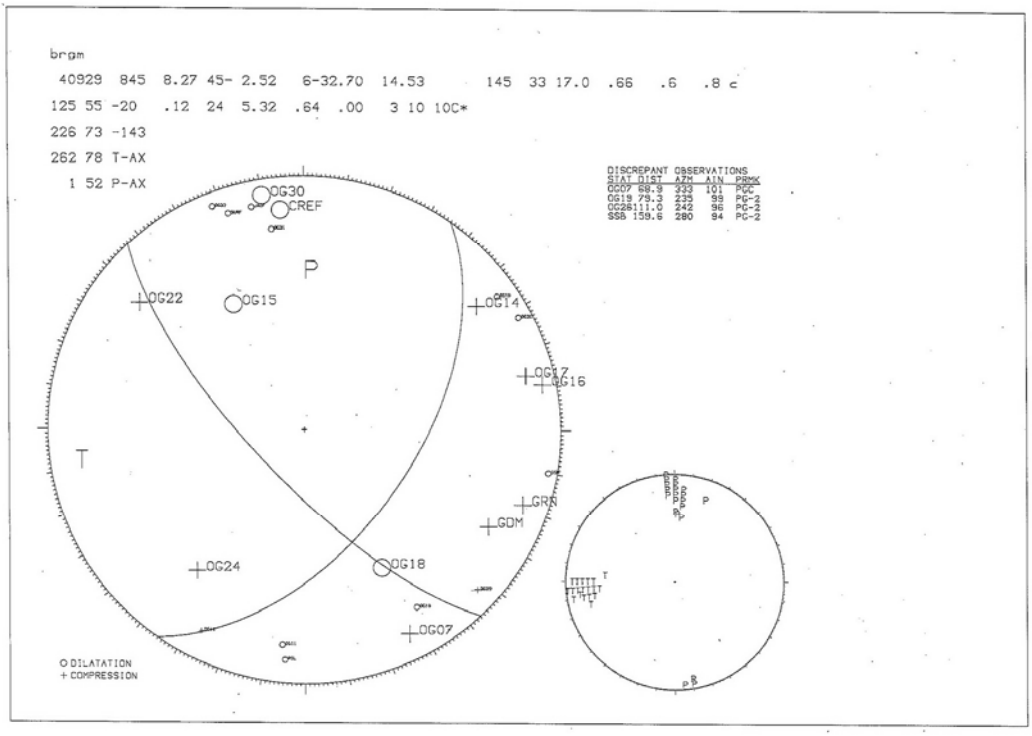

brgm
50423 1953 11.50 44-29.37 6-25.93 9.13 174 20 12.0 .60 .5 .8 c
150 60 60 .07 26 4.06 .71 .00 10 10 15C
19 41 130
280 27 T-AX
171 79 P-AX
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
OG18 78.2 360 85 PG*2
OG10 96.7 353 94 PG*2
OG34173.1 348 92 PG*2
OG27
JAUF
SURF
CBB
OG20
OG17
T
P
O DILATATION
+ COMPRESSION

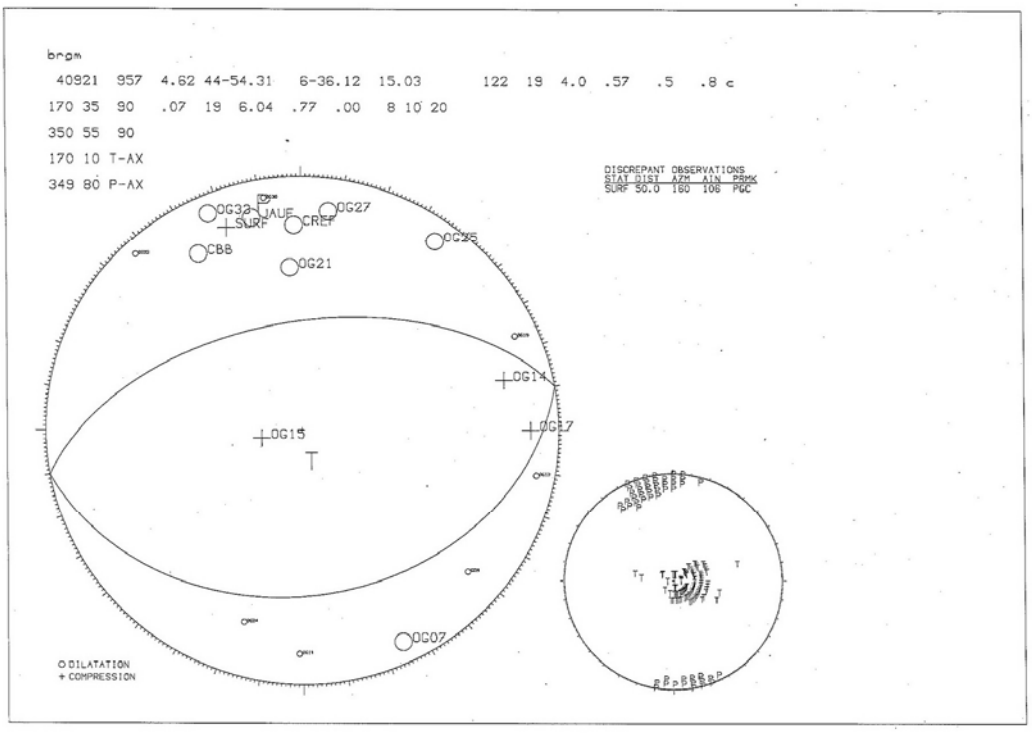

brgm
50402 433 51.67 44-44.81 6-45.22 14.53 215 17 3.0 .64 .4 .5 c
260 50-100 .21 46 7.34 .53 .00 25 0 0C
95 41 -78
267 85 T-AX
27 8 P-AX
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
CBB 18.5 154 130 PGC
CREF 24.3 205 122 PGC
SURF 29.9 171 116 PGC
FENM 39.8 38 109 P-G
STV 71.3 141 100 P-G
OG23 86.3 139 97 PGD
ROB 103.1 119 97 PGD
OG24122.0 349 95 PGD
OG05175.9 325 94 PGD
OG30
OG33
JAUF
OG28
STV
SURF
OG27
OG23
CREF
PZZ
CBB
ROB
OG28
OG20
SSB
OG21
P
T
PCP
OG18
BLB
OG17
OG22
OG08
OG15
RRL
FENM
TRAV
GDM
OG09
OG05
LSD
OG04
DILATATION
COMPRESSION

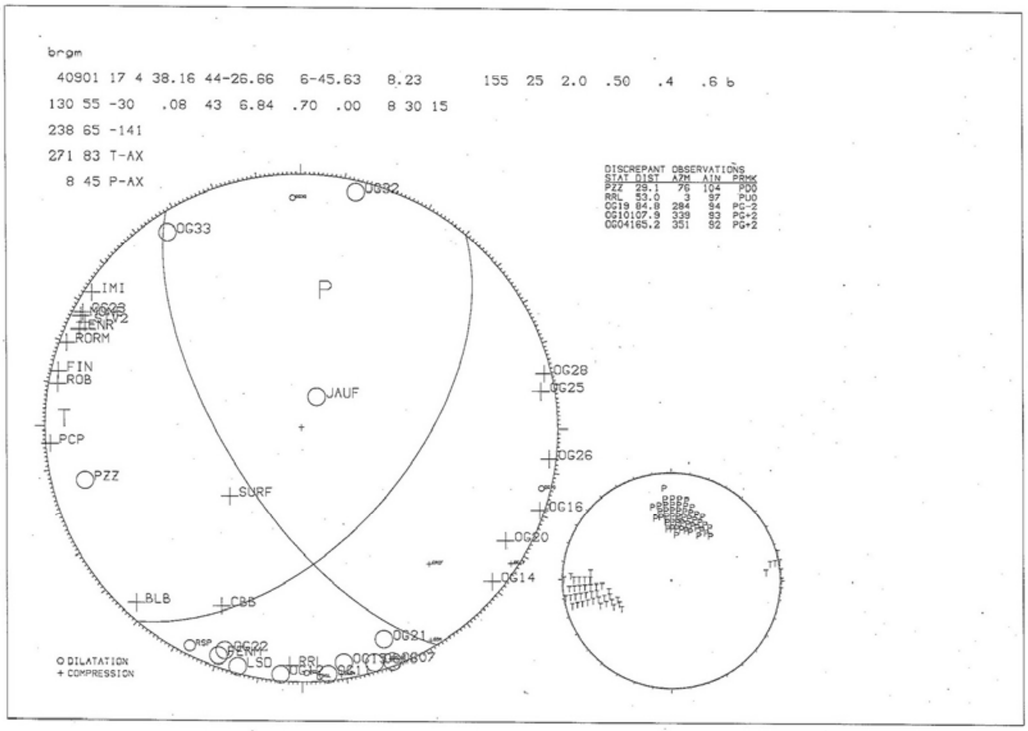

brgm
41206 1441 .60 44-28.08 6-45.99 5.63 94 27 4.0 .33 .3 .6 b
260 65-130 .11 21 7.27 .65 .00 5 13 20C*
143 46 -35
287 78 T-AX
32 37 P-AX
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
OG30 39.8 179 95 PGC
MONE 69.9 119 92 P-G
OG30
OG32
OG33
IMI
JAUF
P
T
OG27
SURF
OG20
OG14
BLB
CBB
OG22
RRL
OG15
DILATATION
COMPRESSION

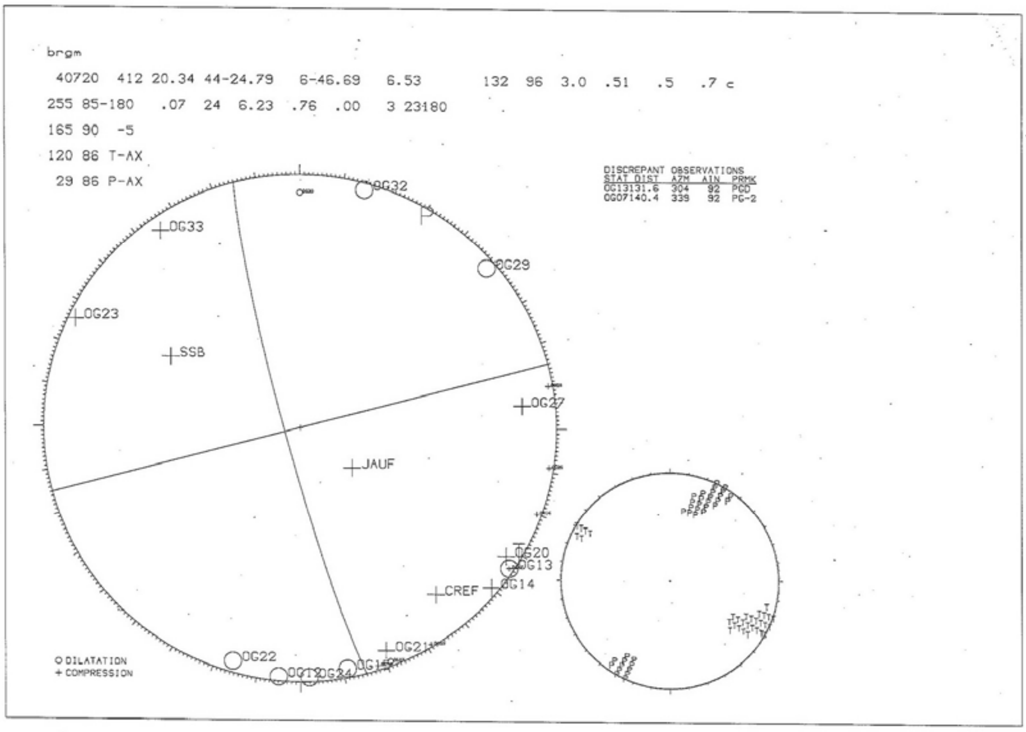

brgm
41206 1441 .60 44-28.08 6-45.99 5.63 94 27 4.0 .33 .3 .6 b
90 60-140 .11 21 7.27 .72 .00 0 15 10
337 56 -37
122 87 T-AX
215 41 P-AX
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
SURF 4.0 69 150 PPC
MONE 89.9 119 92 P-0
OG30
OG32
OG33
IMI
JAUF
OG27
SURF
P
OG20
OG14
BLB
CBB
OG22
RRL
OG15
O DILATATION
+ COMPRESSION

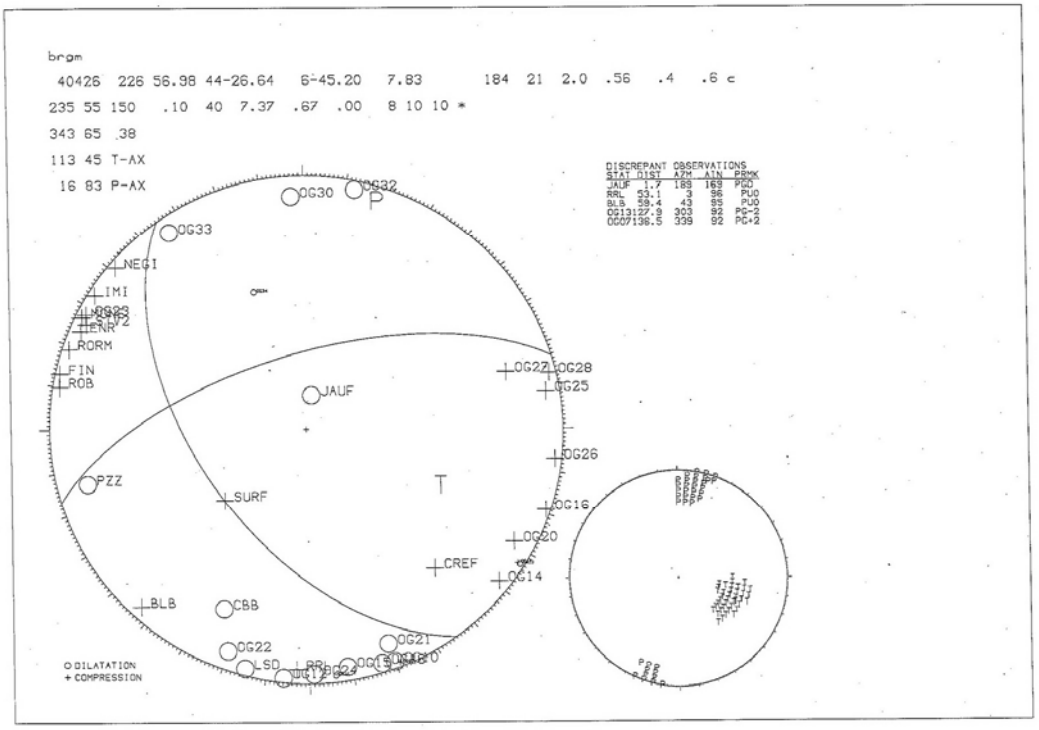

brgm
41104 1228 36.12 44-25.40 6-46.04 4.63 101 87 2.0 .61 .7 1.1 c
230 80 160 .08 19 5.18 .77 .00 8 28 35
323 70 10
95 68 T-AX
188 83 P-AX
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
OG24 88.8 358 91 P0+2
OG17 95.8 354 90 P0+2
OG10110.3 339 90 P0+2
OG33
OG23
OG27
OG25
JAUF
T
SURF
OG14
CBB
OG22
O DILATATION
+ COMPRESSION

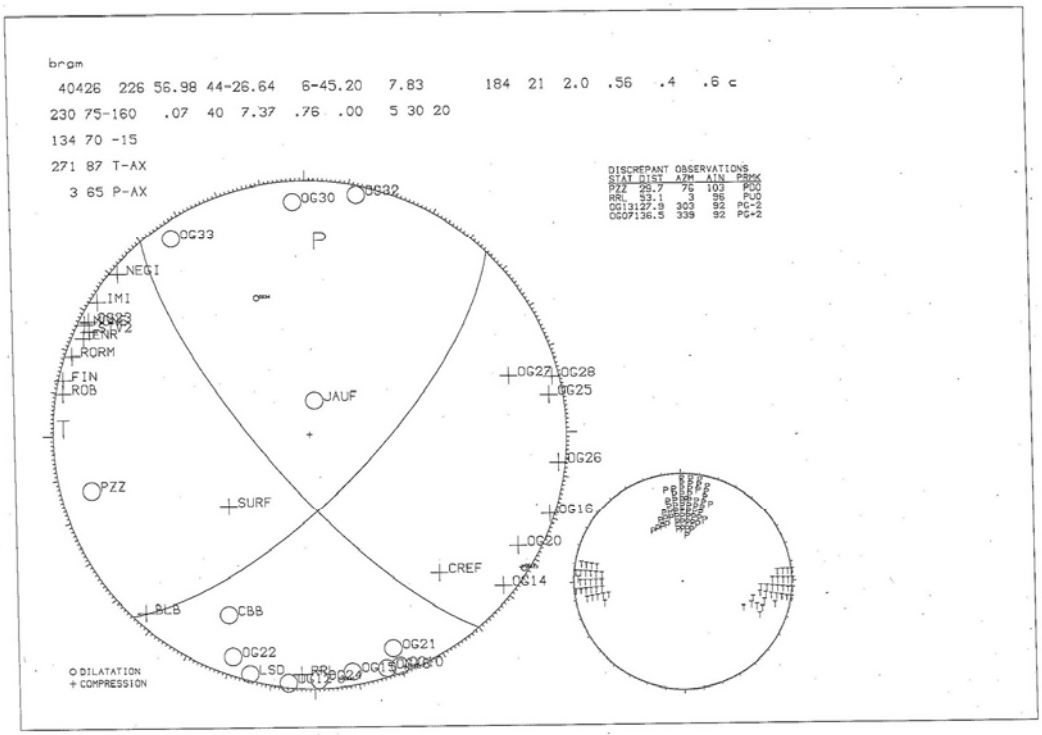

brgm
40929 845 8.27 45- 2.52 6-32.70 14.53 145 33 17.0 .66 .6 .8 c
125 55 -20 .12 24 5.32 .64 .00 3 10 10C*
226 73 -143
262 78 T-AX
1 52 P-AX
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
OG07 68.9 333 101 PGC
OG18 79.3 235 98 PG-2
OG28111.0 242 96 PG-2
SSB 159.6 280 94 PG-2
OG30
CREF
P
OG22
OG15
OG14
OG17
OG16
T
GRN
GDM
OG24
OG18
OG07
DILATATION
COMPRESSION

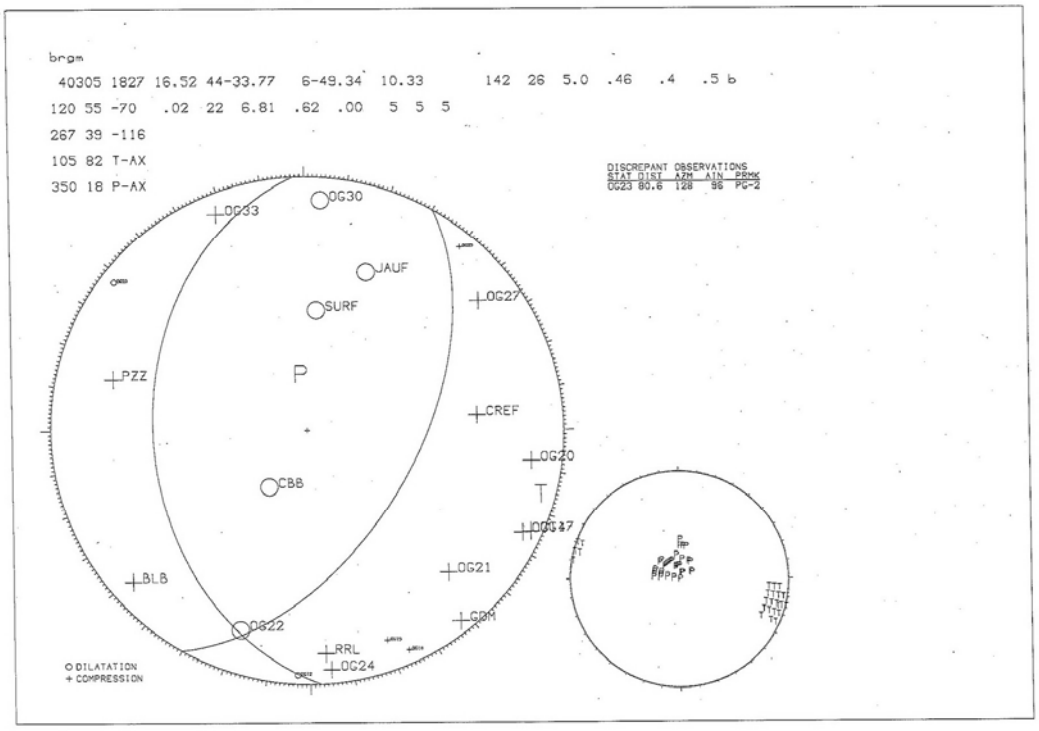

brgm
40921 957 4.62 44-54.31 6-36.12 15.03 122 19 4.0 .57 .5 .8 c
170 35 90 .07 19 6.04 .77 .00 8 10 20
350 55 90
170 10 T-AX
349 80 P-AX
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
SURF 50.0 180 108 PGC
OG33
VALE
SURF
CREF
OG27
OG25
CBB
OG21
OG14
OG15
OG17
T
OG07
DILATATION
COMPRESSION

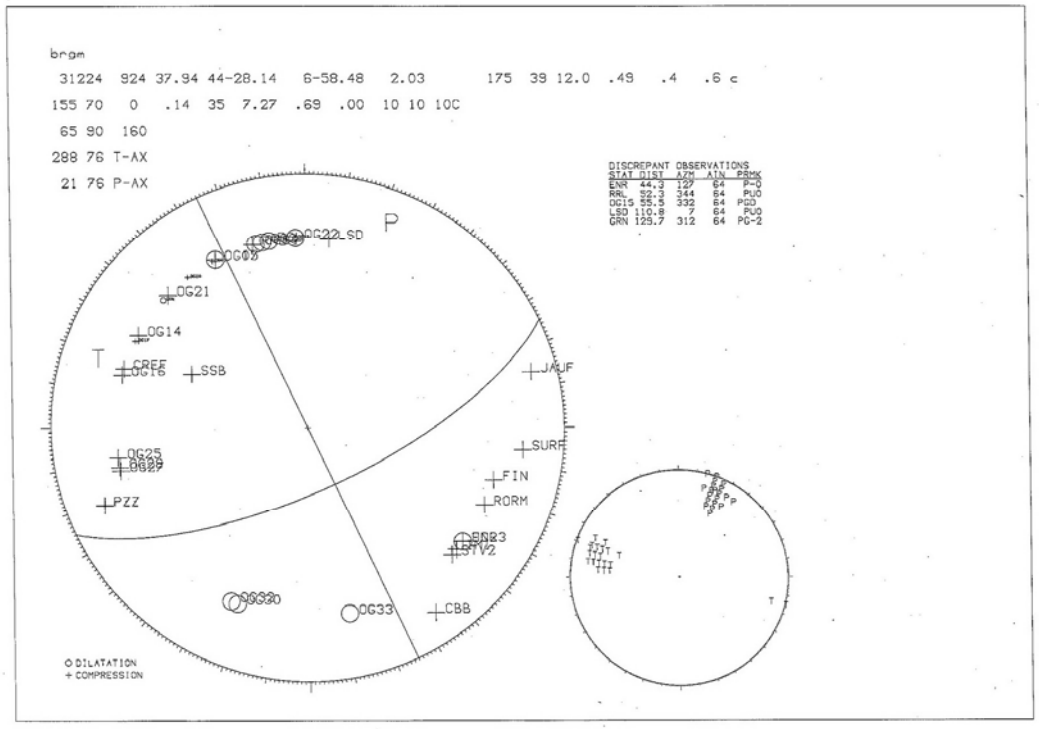

brgm
40901 17 4 38.16 44-26.66 6-45.63 8.23 155 25 2.0 .50 .4 .6 b
130 55 -30 .08 43 6.84 .70 .00 8 30 15
238 65 -141
271 83 T-AX
8 45 P-AX
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
PZZ 29.1 76 104 PD0
RRL 53.0 3 97 PU0
OG19 84.8 284 94 PG-2
OG10107.9 339 93 PG+2
OG04165.2 351 92 PG+2
OG33
IMI
RORM
FIN
ROB
PCP
PZZ
JAUF
SURF
OG28
OG25
OG26
OG16
OG20
OG14
BLB
CBB
OG21
LSD
P
T
O DILATATION
+ COMPRESSION

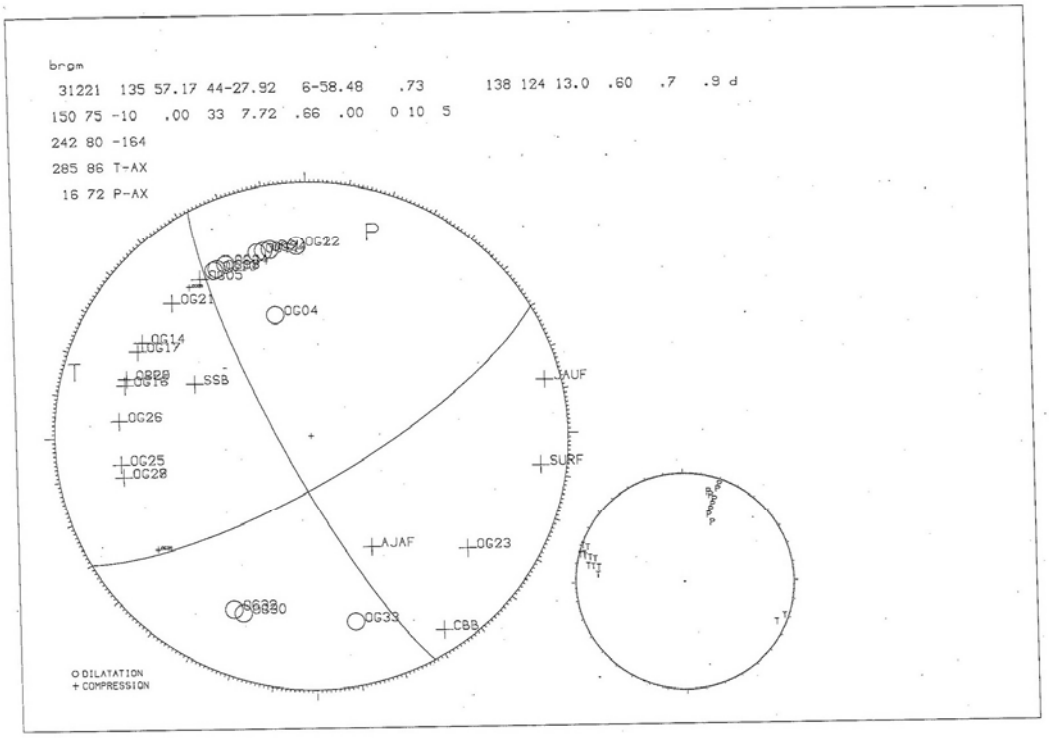

brgm
40720 412 20.34 44-24.79 6-46.69 6.53 132 96 3.0 .51 .5 .7 c
255 85-180 .07 24 6.23 .76 .00 3 23180
165 90 -5
120 86 T-AX
29 86 P-AX
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
OG13131.6 304 92 PGD
OG07140.4 339 92 PG-2
OG32
OG33
OG29
OG23
SSB
OG27
JAUF
OG20
OG13
CREF
OG14
OG22
P
O DILATATION
+ COMPRESSION

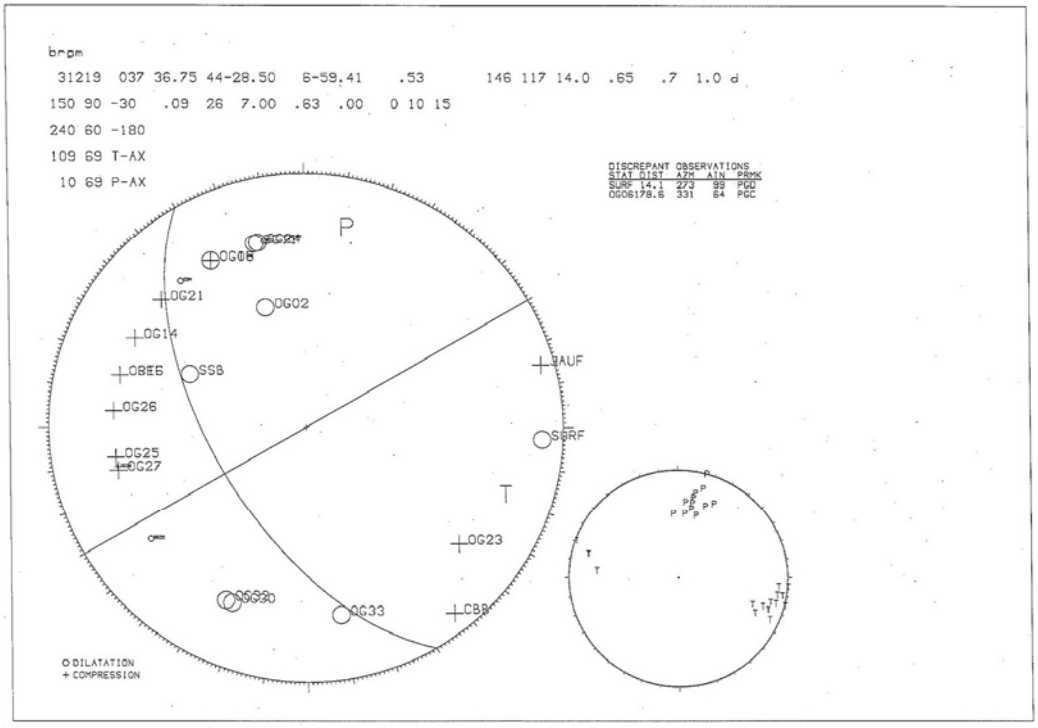

brgm
40426 226 56.98 44-26.64 6-45.20 7.83 184 21 2.0 .56 .4 .6 c
235 55 150 .10 40 7.37 .67 .00 8 10 10 *
343 65 .38
113 45 T-AX
16 83 P-AX
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
JAUF 1.7 189 169 PGD
RRL 53.1 3 96 PUD
BLB 59.4 43 95 PUD
OG13127.9 303 92 PG-2
OG07136.5 339 92 PG-2
OG30
OG32
OG33
NEGI
IMI
RORM
FIN
ROB
JAUF
OG27
OG28
OG25
OG26
PZZ
SURF
OG16
OG20
CREF
OG14
BLB
CBB
OG22
OG21
LSD
P
T
DILATATION
COMPRESSION

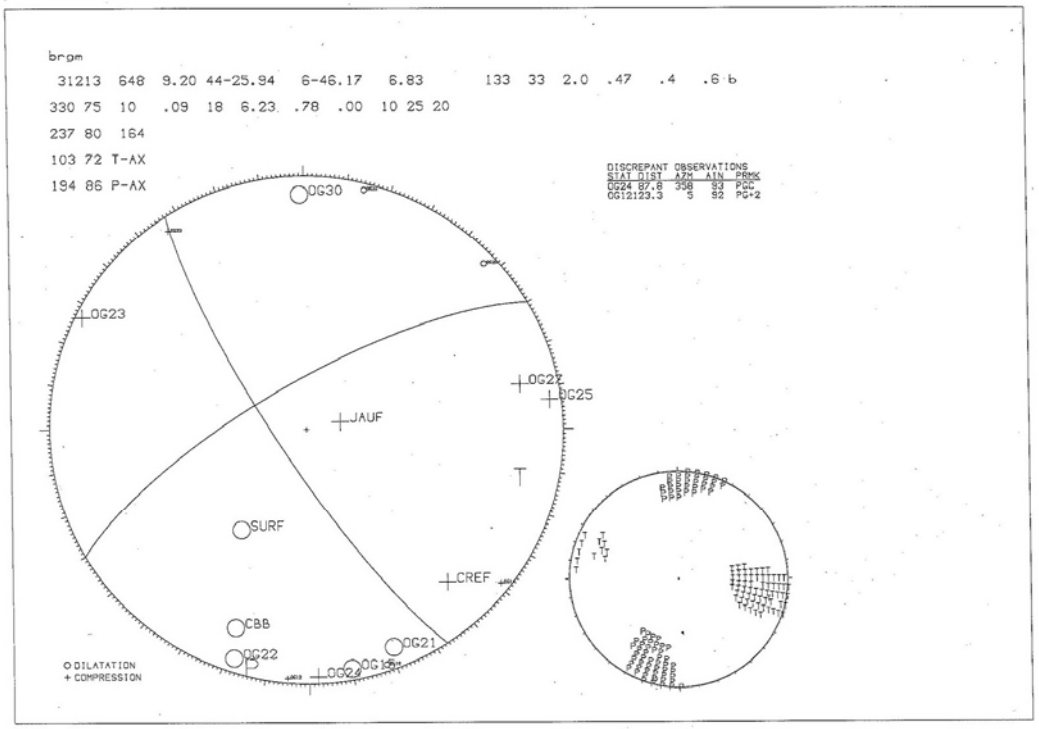

brgm
40426 226 56.98 44-26.64 6-45.20 7.83 184 21 2.0 .56 .4 .6 c
230 75-160 .07 40 7.37 .76 .00 5 30 20
134 70 -15
271 87 T-AX
3 65 P-AX
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
PZZ 29.7 76 103 PGD
RRL 53.1 3 96 PUD
OG13127.9 303 92 PG-2
OG07136.5 339 92 PG-2
OG30
OG32
OG33
NEGI
IMI
RORM
FIN
ROB
JAUF
OG27
OG28
OG25
OG26
PZZ
SURF
OG16
OG20
CREF
OG14
BLB
CBB
OG22
OG21
LSD
P
T
DILATATION
COMPRESSION

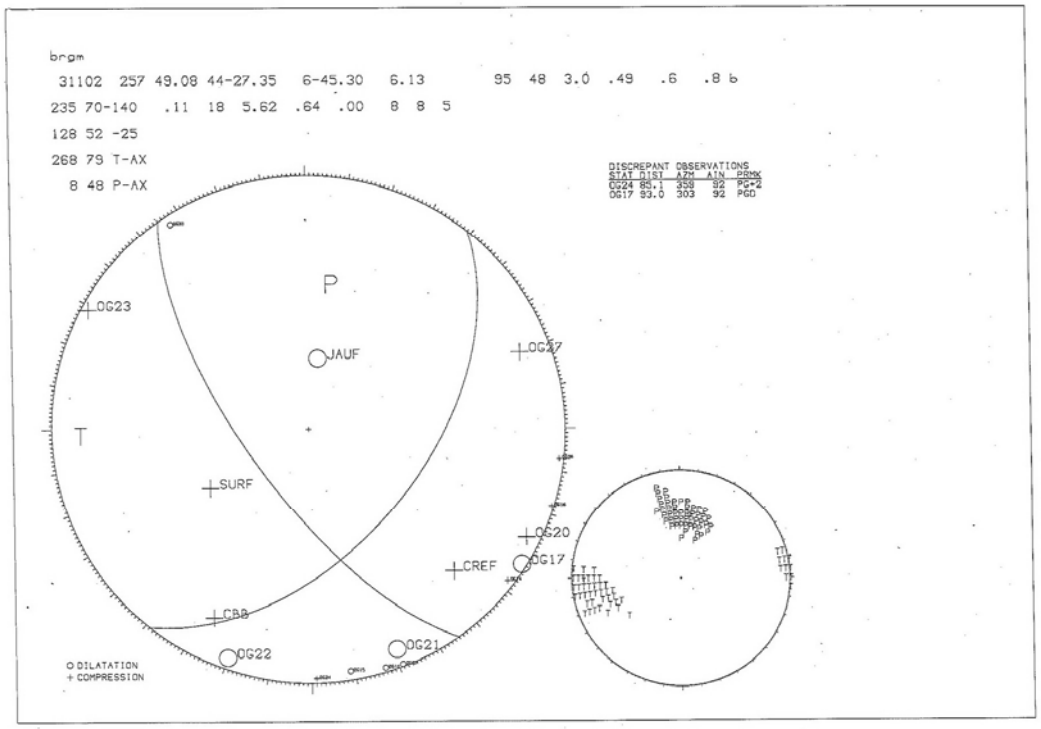

brgm
40305 1827 16.52 44-33.77 6-49.34 10.33 142 26 5.0 .46 .4 .5 b
120 55 -70 .02 22 6.81 .62 .00 5 5 5
267 39 -116
105 82 T-AX
350 18 P-AX
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
OG23 80.6 128 96 PG-2
OG30
OG33
JAUF
SURF
OG27
PZZ
P
CREF
OG20
CBB
T
OG21
BLB
OG22
GRM
RRL
OG24
DILATATION
COMPRESSION

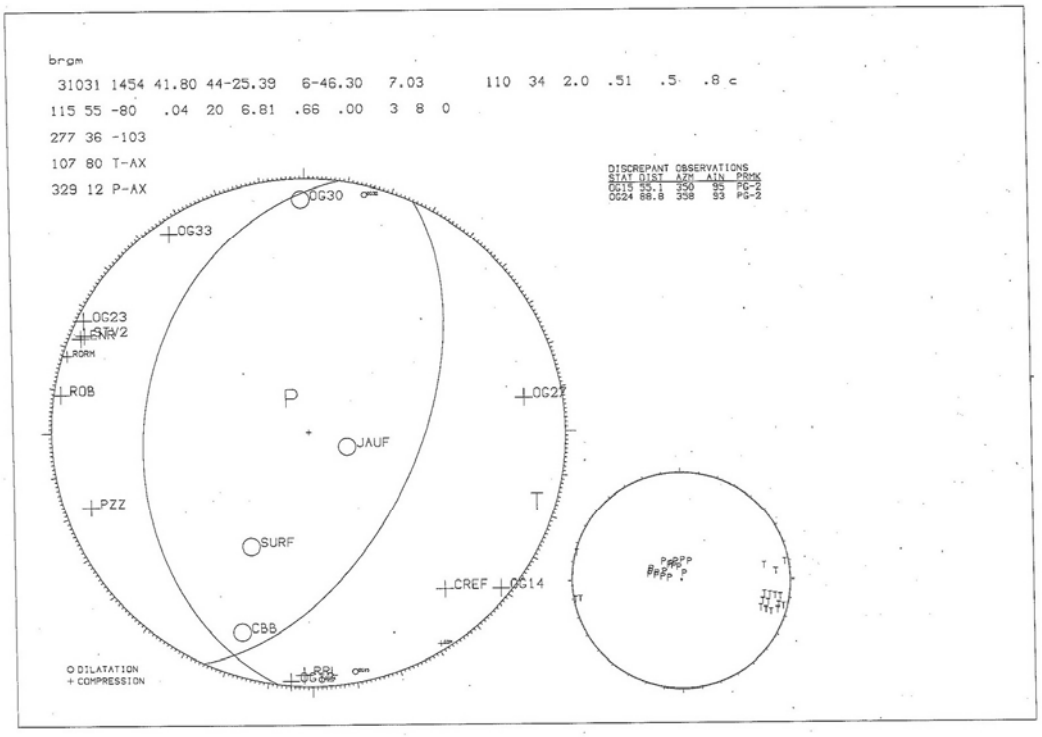

brgm
31224 924 37.94 44-28.14 6-58.48 2.03 175 39 12.0 .49 .4 .6 c
155 70 0 .14 35 7.27 .69 .00 10 10 10C
65 90 160
288 76 T-AX
21 76 P-AX
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
ENR 44.3 127 64 P-O
RRL 52.3 344 64 PUO
OG15 55.5 332 64 PUO
LSD 110.8 7 64 PUO
GRN 125.7 312 64 PG-2
P
OG22
LSD
OG21
OG14
T
CREF
SSB
JAUF
SURF
FIN
PZZ
RORM
OG30
OG33
CBB
DILATATION
COMPRESSION

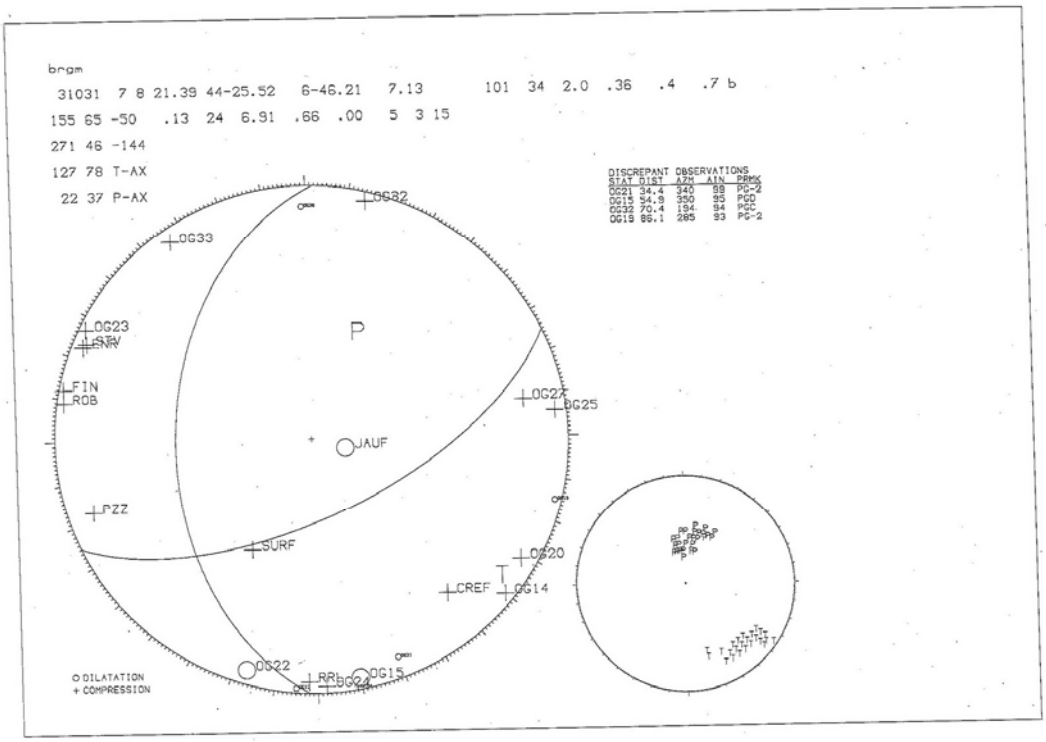

brgm
31221 135 57.17 44-27.92 6-58.48 .73 138 124 13.0 .60 .7 .9 d
150 75 -10 .00 33 7.72 .66 .00 0 10 5
242 80 -164
285 86 T-AX
16 72 P-AX
P
T
OG22
OG21
OG04
OG14
OG17
SSB
OG26
OG25
OG28
AUF
SURF
AJAF
OG23
OG33
CBB
DILATATION
COMPRESSION

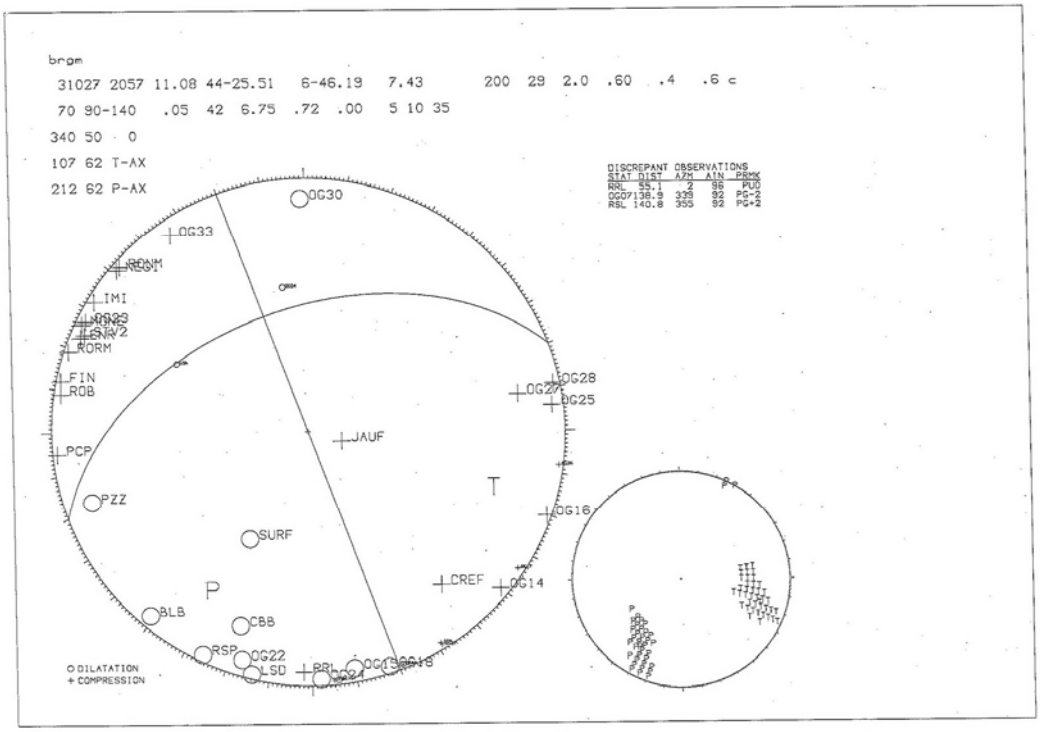

brgm
31219 037 36.75 44-28.50 6-59.41 .53 146 117 14.0 .65 .7 1.0 d
150 90 -30 .09 26 7.00 .63 .00 0 10 15
240 60 -180
109 69 T-AX
10 69 P-AX
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
SURF 14.1 273 99 PGD
OG06 18.6 331 64 PGC
P
T
OG06
OG21
OG02
OG14
SSB
OG26
OG25
OG27
AUF
SURF
OG23
OG33
CBB
DILATATION
COMPRESSION

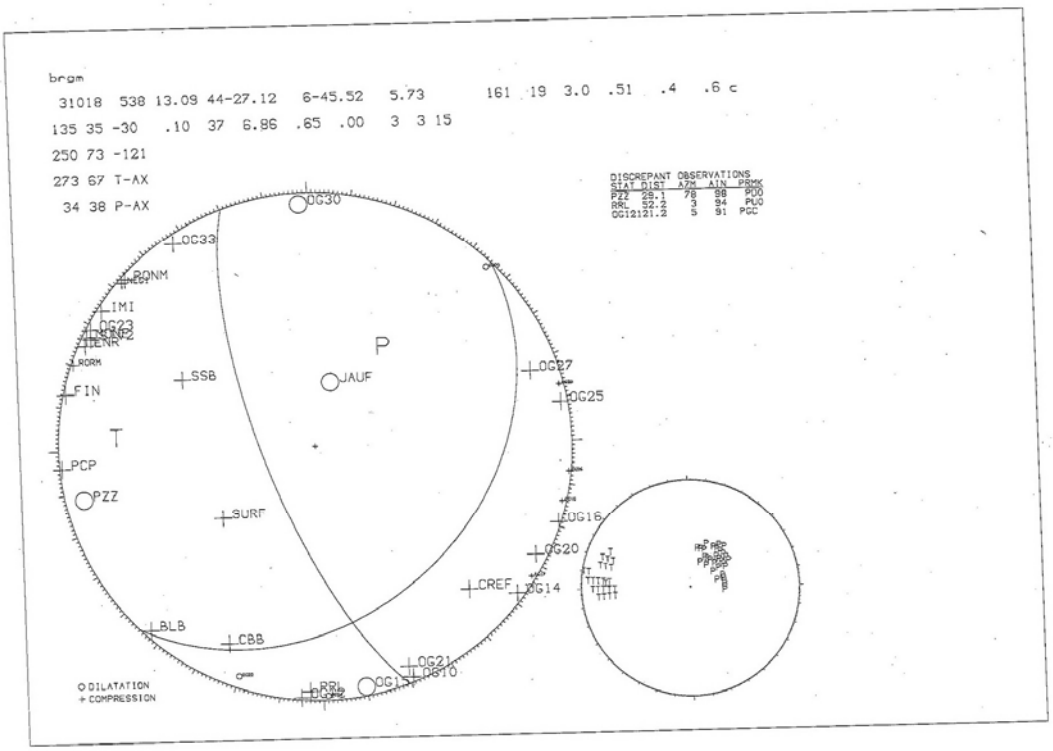

brgm
31213 648 9.20 44-25.94 6-46.17 6.83 133 33 2.0 .47 .4 .6 b
330 75 10 .09 18 6.23 .78 .00 10 25 20
237 80 164
103 72 T-AX
194 86 P-AX
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
OG24 87.8 358 93 PGD
OG12123.3 5 92 PG+2
OG30
OG23
OG25
JAUF
T
SURF
CREF
CBB
OG22
OG21
P
DILATATION
+ COMPRESSION

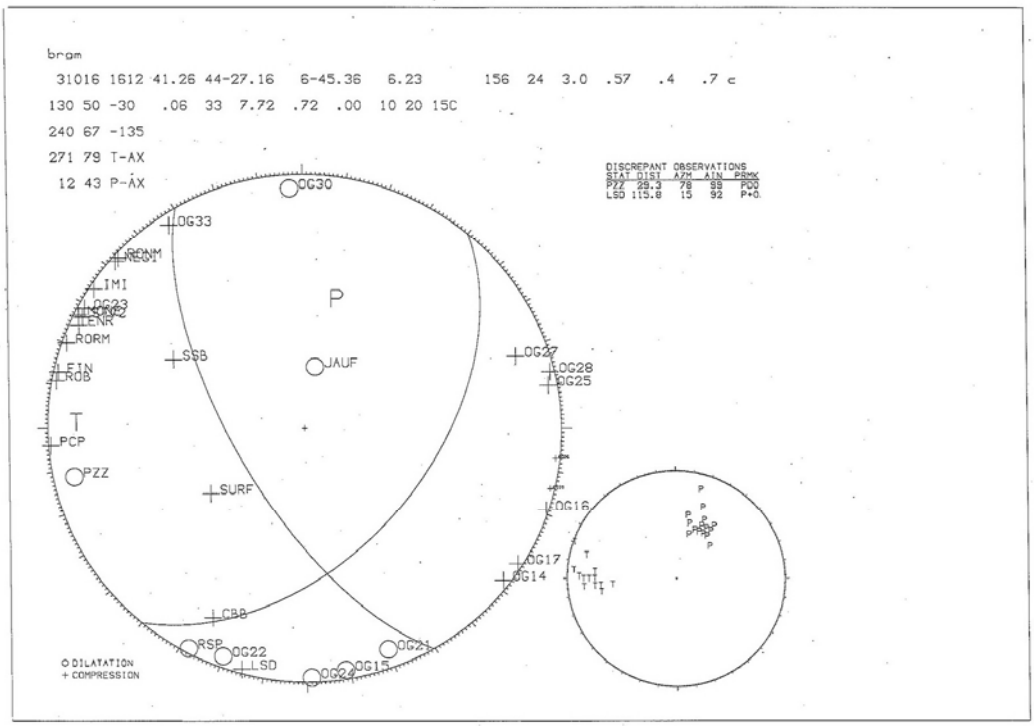

brgm
31102 257 49.08 44-27.35 6-45.30 6.13 95 48 3.0 .49 .6 .8 b
235 70-140 .11 18 5.62 .64 .00 8 8 5
128 52 -25
268 79 T-AX
8 48 P-AX
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
OG24 85.1 358 92 PG+2
OG17 93.0 303 92 PGD
P
OG23
JAUF
OG17
T
SURF
OG20
CREF
OG17
CBB
OG22
OG21
DILATATION
+ COMPRESSION

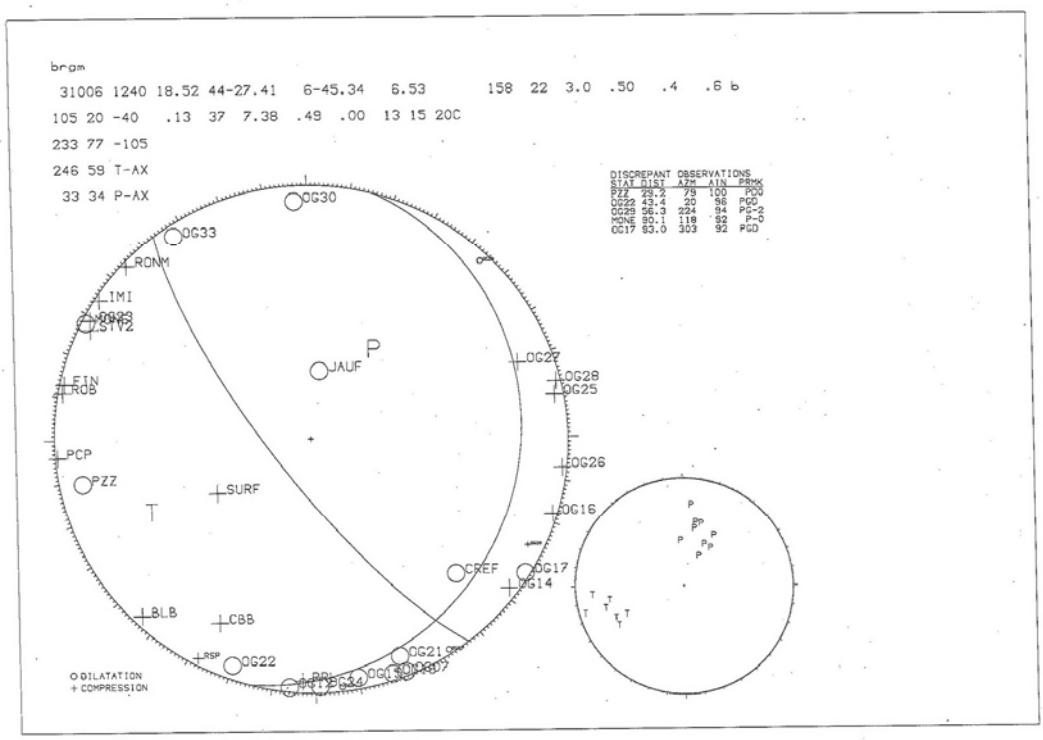

brgm
31031 1454 41.80 44-25.39 6-46.30 7.03 110 34 2.0 .51 .5 .8 c
115 55 -80 .04 20 6.81 .66 .00 3 8 0
277 36 -103
107 80 T-AX
329 12 P-AX
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
OG15 55.1 350 95 PG-2
OG24 88.8 358 93 PG-2
OG30
OG33
OG23
STV2
ROB
P
OG27
JAUF
PZZ
T
SURF
CREF
OG14
CBB
O DILATATION
+ COMPRESSION


brgm
31031 7 8 21.39 44-25.52 6-46.21 7.13 101 34 2.0 .36 .4 .7 b
155 65 -50 .13 24 6.91 .66 .00 5 3 15
271 46 -144
127 78 T-AX
22 37 P-AX
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
OG21 34.4 340 99 PG-2
OG15 54.9 350 95 PGD
OG32 70.4 194 94 PGC
OG19 86.1 285 93 PG-2
OG32
OG33
OG23
FIN
ROB
P
OG27
OG25
JAUF
PZZ
SURF
OG20
T
CREF
OG14
OG22
OG15
O DILATATION
+ COMPRESSION

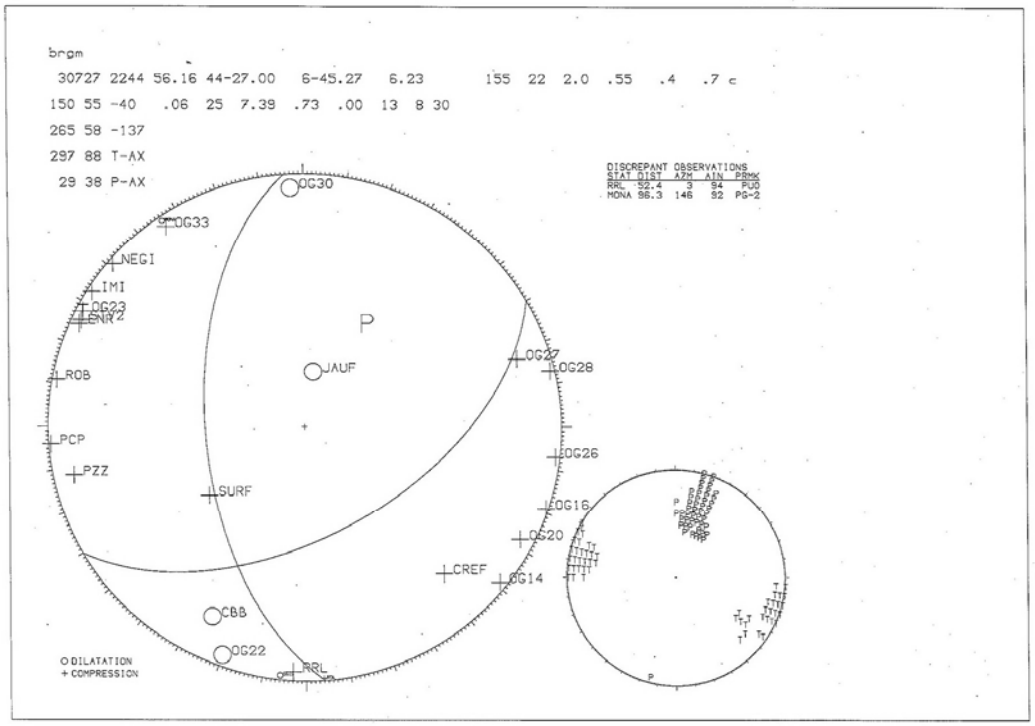

brgm
31027 2057 11.08 44-25.51 6-46.19 7.43 200 29 2.0 .60 .4 .6 c
70 90-140 .05 42 6.75 .72 .00 5 10 35
340 50 0
107 62 T-AX
212 62 P-AX
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
RRL 55.1 2 96 PUO
OG07 136.9 339 92 PG-2
RBL 140.8 355 92 PG-2
OG30
OG33
RONM
IMI
RORM
FIN
ROB
OG28
OG27
OG25
JAUF
PCP
PZZ
T
OG16
SURF
P
CREF
OG14
BLB
CBB
RSP
OG22
LSD
RRL
OG21
OG19
DILATATION
+ COMPRESSION

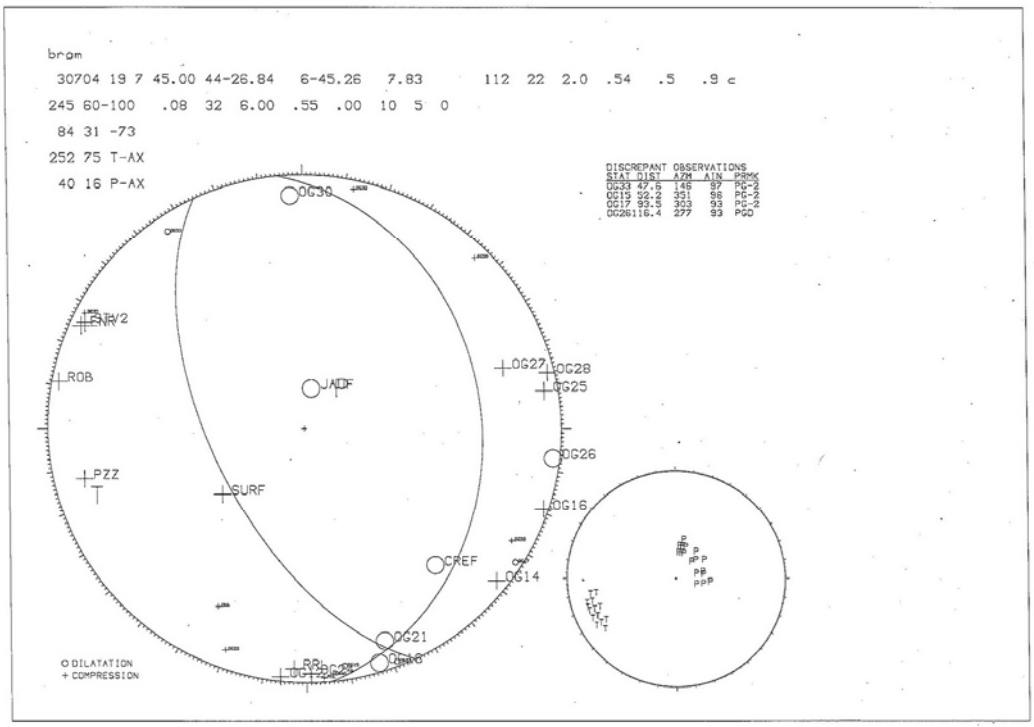

brgm
31018 538 13.09 44-27.12 6-45.52 5.73 161 19 3.0 .51 .4 .6 c
135 35 -30 .10 37 6.86 .65 .00 3 3 15
250 73 -121
273 67 T-AX
34 38 P-AX
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
PZZ 29.1 78 98 PUO
RRL 52.2 3 94 PUO
OG12 121.2 5 91 PGC
OG30
OG33
RONM
IMI
RORM
FIN
SSB
JAUF
P
T
OG27
OG25
PCP
PZZ
SURF
OG16
OG20
CREF
OG14
BLB
CBB
OG21
OG10
OG15
RRL
DILATATION
+ COMPRESSION

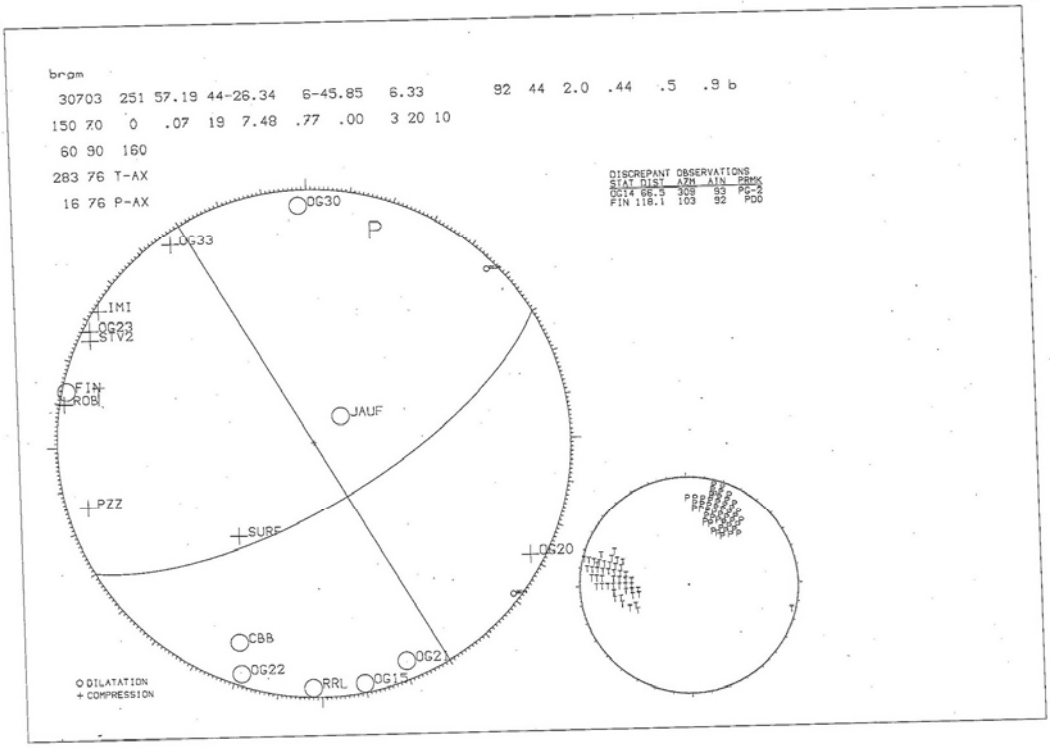

brgm
31016 1612 41.26 44-27.16 6-45.36 6.23 156 24 3.0 .57 .4 .7 c
130 50 -30 .06 33 7.72 .72 .00 10 20 15C
240 67 -135
271 79 T-AX
12 43 P-AX
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
PZZ 29.3 78 99 PDD
LSD 115.8 15 92 P+0
OG30
OG33
RONM
IMI
ENR
RORM
EIN
ROB
SSB
JAUF
OG27
OG28
OG25
PCP
PZZ
SURF
OG16
OG17
OG14
CBB
RSP
OG22
LSD
OG24
OG15
OG21
DILATATION
COMPRESSION

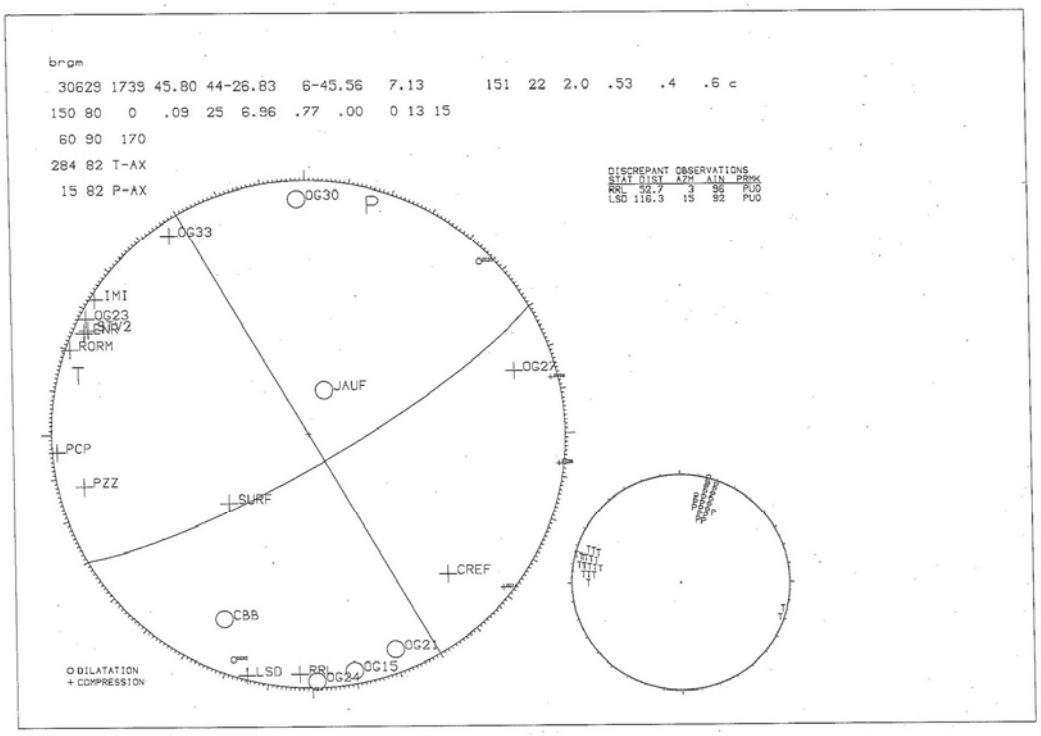

brgm
31006 1240 18.52 44-27.41 6-45.34 6.53 158 22 3.0 .50 .4 .6 b
105 20 -40 .13 37 7.38 .49 .00 13 15 20C
233 77 -105
246 59 T-AX
33 34 P-AX
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
PZZ 29.2 79 100 PDD
OG22 43.4 20 96 PDD
OG25 56.3 224 94 P-2
MONE 90.1 118 92 P-0
OG17 93.0 303 92 PGD
OG30
OG33
RONM
IMI
JAUF
OG27
OG28
OG25
EIN
ROB
PCP
PZZ
SURF
OG26
OG16
CREF
OG17
OG14
BLB
CBB
OG22
OG21
DILATATION
COMPRESSION

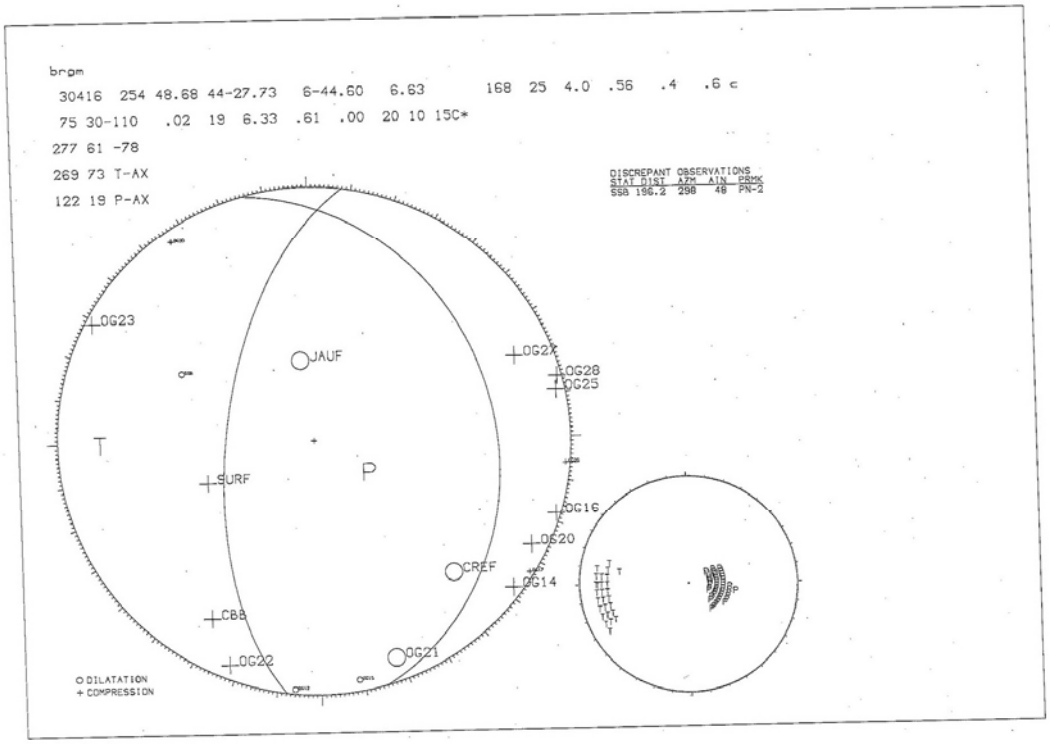
y

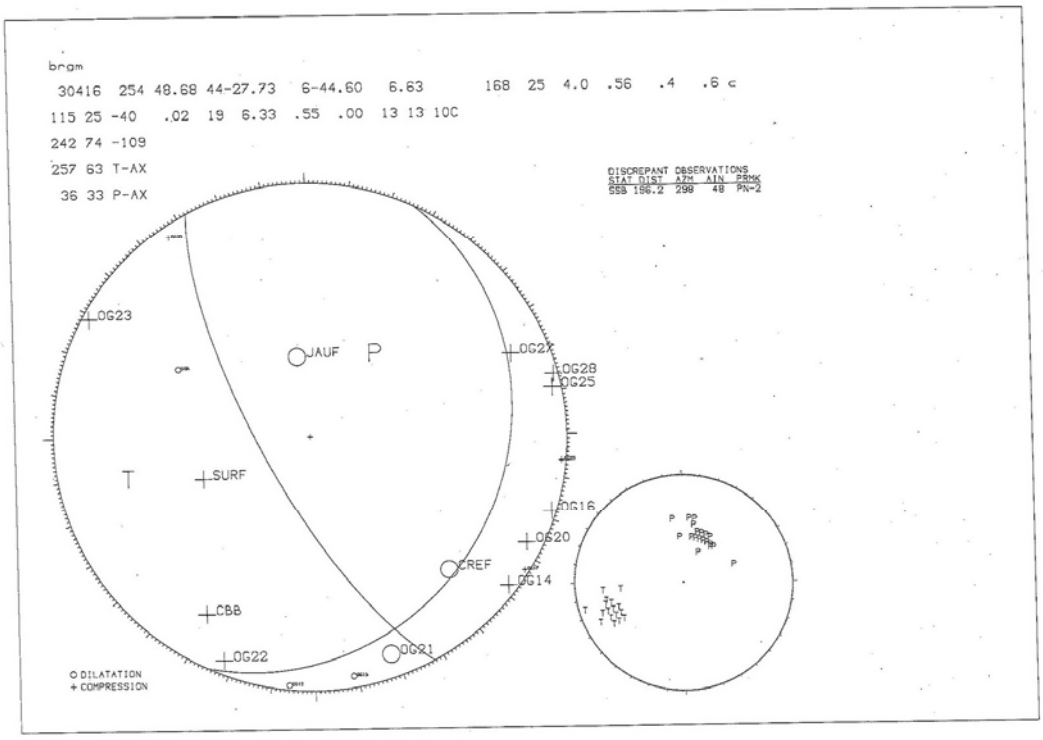

brgm
30727 2244 56.16 44-27.00 6-45.27 6.23 155 22 2.0 .55 .4 .7 c
150 55 -40 .06 25 7.39 .73 .00 13 8 30
265 58 -137
297 88 T-AX
29 38 P-AX
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
RRL 52.4 3 94 PU0
MONA 98.3 146 92 PG-2
OG30
OG33
NEGI
IMI
OG23
ENR 2
ROB
PCP
PZZ
SURF
JAUF
P
OG27
OG28
OG26
OG16
OG20
OG14
CREF
CBB
OG22
RRL
O DILATATION
+ COMPRESSION

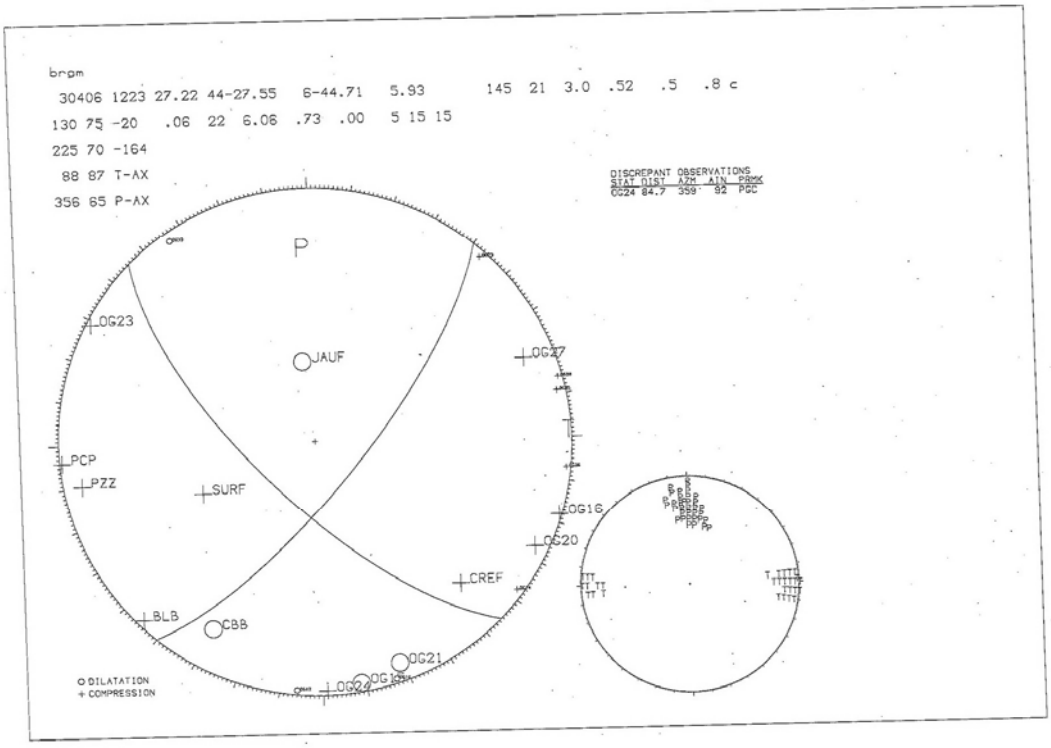

bram
30704 19 7 45.00 44-26.84 6-45.26 7.83 112 22 2.0 .54 .5 .9 c
245 60-100 .08 32 6.00 .55 .00 10 5 0
84 31 -73
252 75 T-AX
40 16 P-AX
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
OG33 47.6 146 97 PG-2
OG15 52.2 351 56 PG-2
OG17 93.5 303 93 PG-2
OG26116.4 277 93 PGD
OG30
ENV2
ROB
JAUF
OG27
OG28
OG25
OG26
PZZ
SURF
OG16
CREF
OG14
OG21
RRL
DILATATION
COMPRESSION

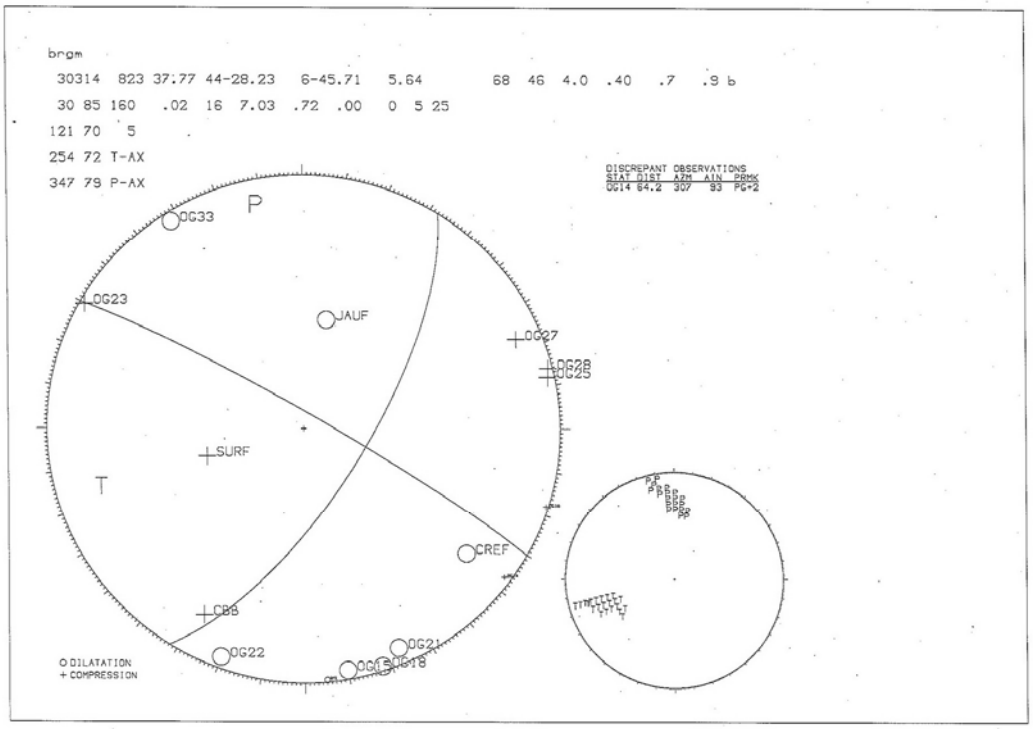

bram
30703 251 57.19 44-26.34 6-45.85 6.33 92 44 2.0 .44 .5 .9 b
150 70 0 .07 19 7.48 .77 .00 3 20 10
60 90 160
283 76 T-AX
16 76 P-AX
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
OG14 68.5 309 93 PG-2
FIN 118.1 109 92 PGD
OG30
P
OG33
IMI
OG23
ST02
FIN
ROB
JAUF
PZZ
SURF
OG20
CBB
OG22
RRL
OG15
OG21
DILATATION
COMPRESSION

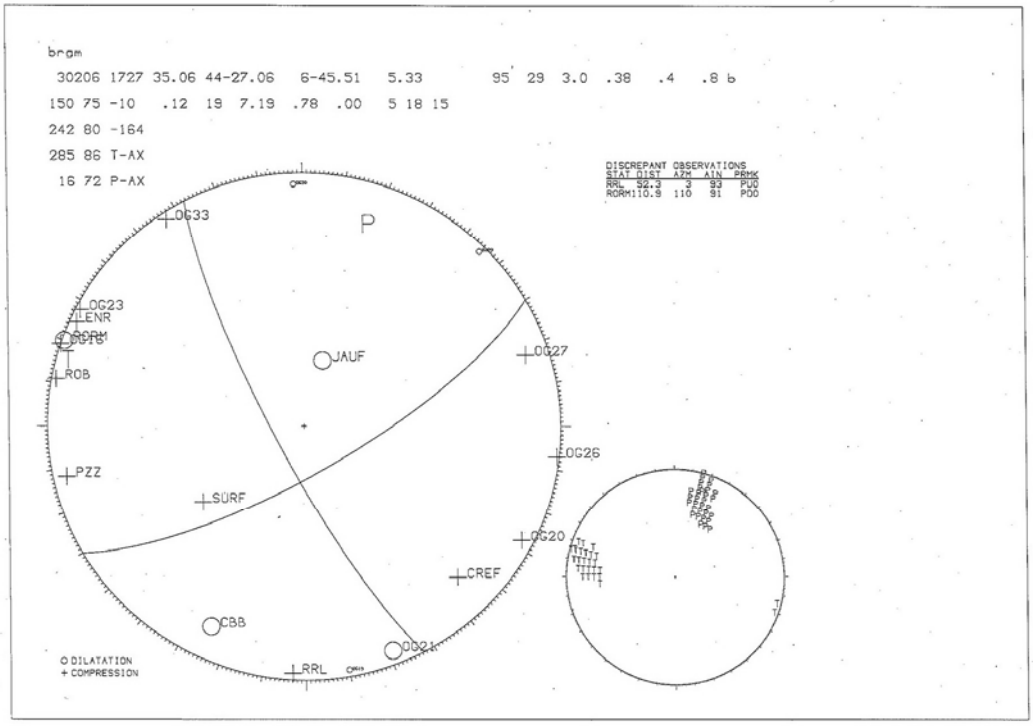

brgm
30629 1739 45.80 44-26.83 6-45.56 7.13 151 22 2.0 .53 .4 .6 c
150 80 0 .09 25 6.96 .77 .00 0 13 15
60 90 170
284 82 T-AX
15 82 P-AX
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
RRL 52.7 3 96 PUD
LSD 116.3 15 92 PUD
OG30
P
OG33
IMI
OG23
RORM
T
JAUF
OG27
PCP
PZZ
SURF
CREF
CBB
OG21
LSD
RRL
OG24
OG15
O DILATATION
+ COMPRESSION

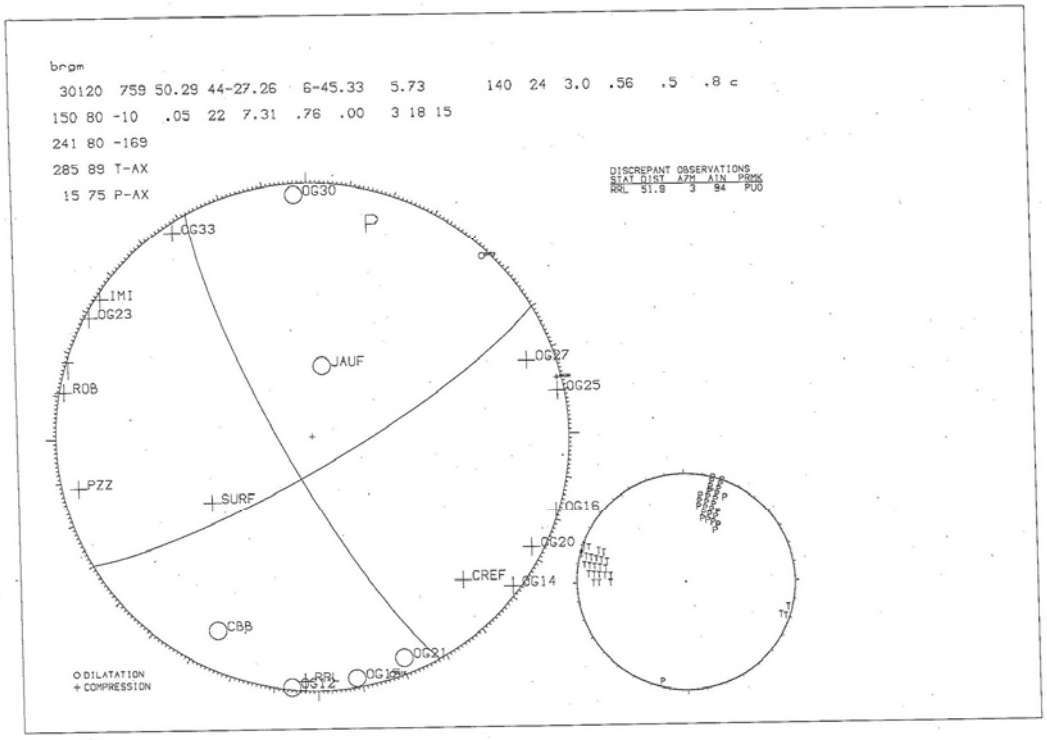

brgm
30416 254 48.68 44-27.73 6-44.60 6.83 168 25 4.0 .56 .4 .6 c
75 30-110 .02 19 6.33 .61 .00 20 10 15C*
277 61 -78
269 73 T-AX
122 19 P-AX
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
SSB 196.2 298 48 PN-2
OG23
JAUF
OG27
OG28
OG25
T
SURF
P
OG16
OG20
CREF
OG14
CBB
OG22
OG21
O DILATATION
+ COMPRESSION

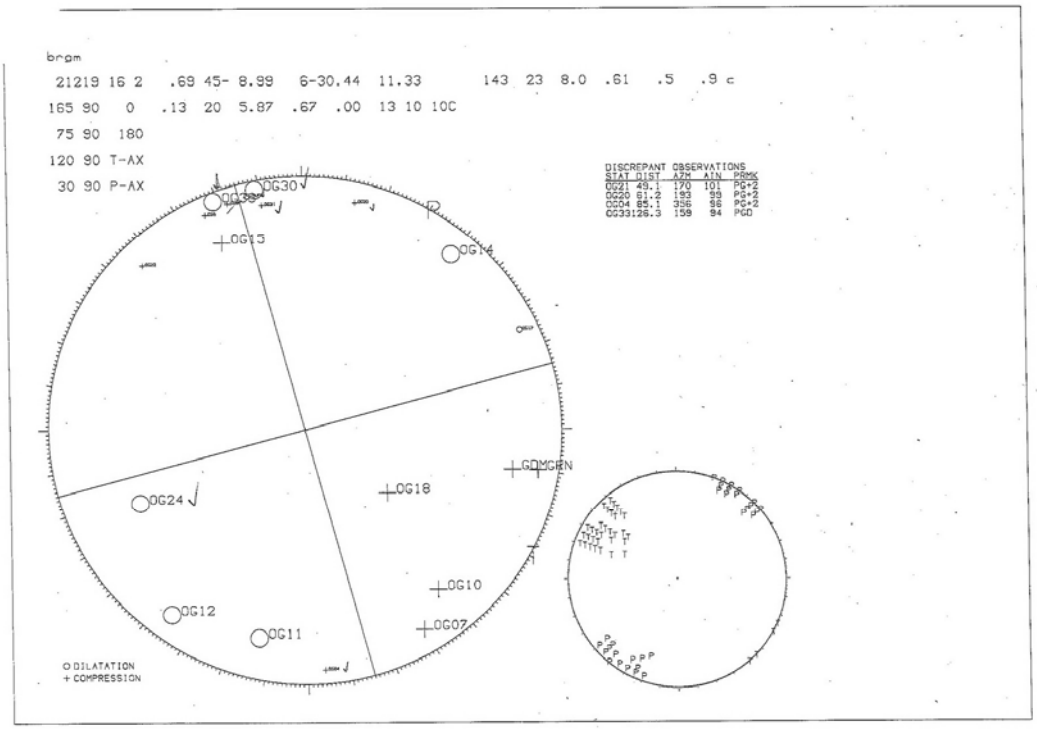

brgm
30416 254 48.68 44-27.73 6-44.60 6.63 168 25 4.0 .56 .4 .6 c
115 25 -40 .02 19 6.33 .55 .00 13 13 10C
242 74 -109
257 63 T-AX
36 33 P-AX
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
OSB 196.2 298 48 PN-2
OG23
JAUF
P
OG27
OG28
OG25
T
SURF
OG16
OG20
CREF
OG14
CBB
OG22
OG21
DILATATION
COMPRESSION

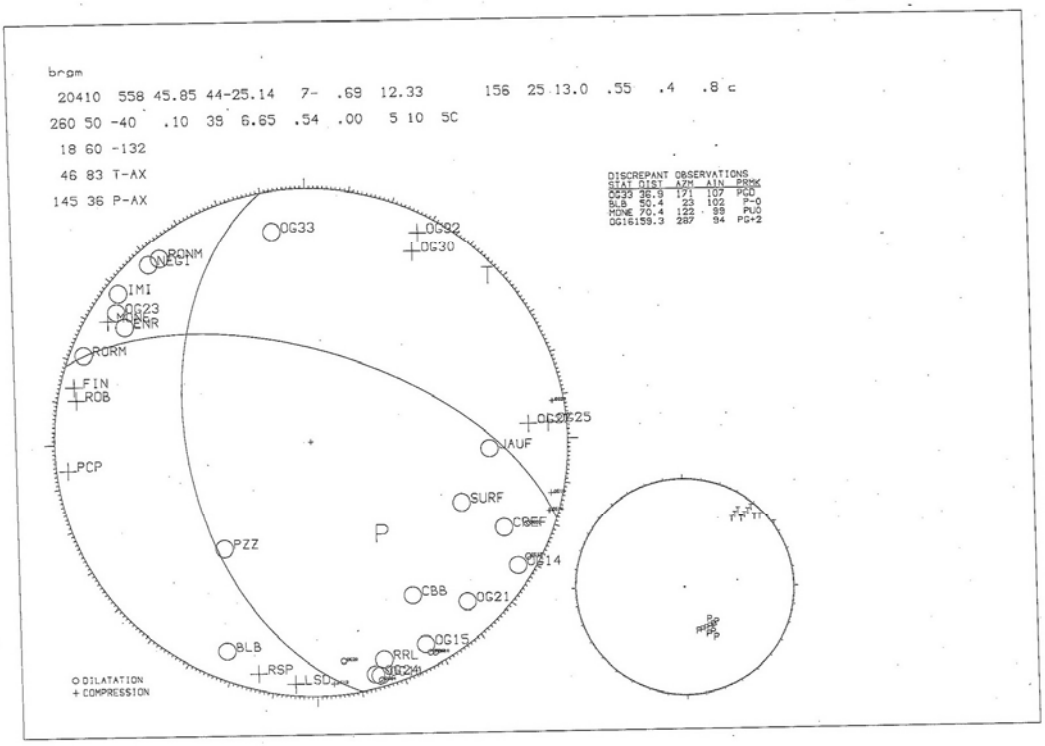

brgm
30406 1223 27.22 44-27.55 6-44.71 5.93 145 21 3.0 .52 .5 .8 c
130 75 -20 .06 22 6.06 .73 .00 5 15 15
225 70 -164
88 87 T-AX
356 65 P-AX
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
OG24 84.7 359 92 PDC
P
OG23
JAUF
OG27
PCP
PZZ
SURF
OG16
OG20
CREF
BLB
CBB
OG21
OG22
OG14
DILATATION
COMPRESSION

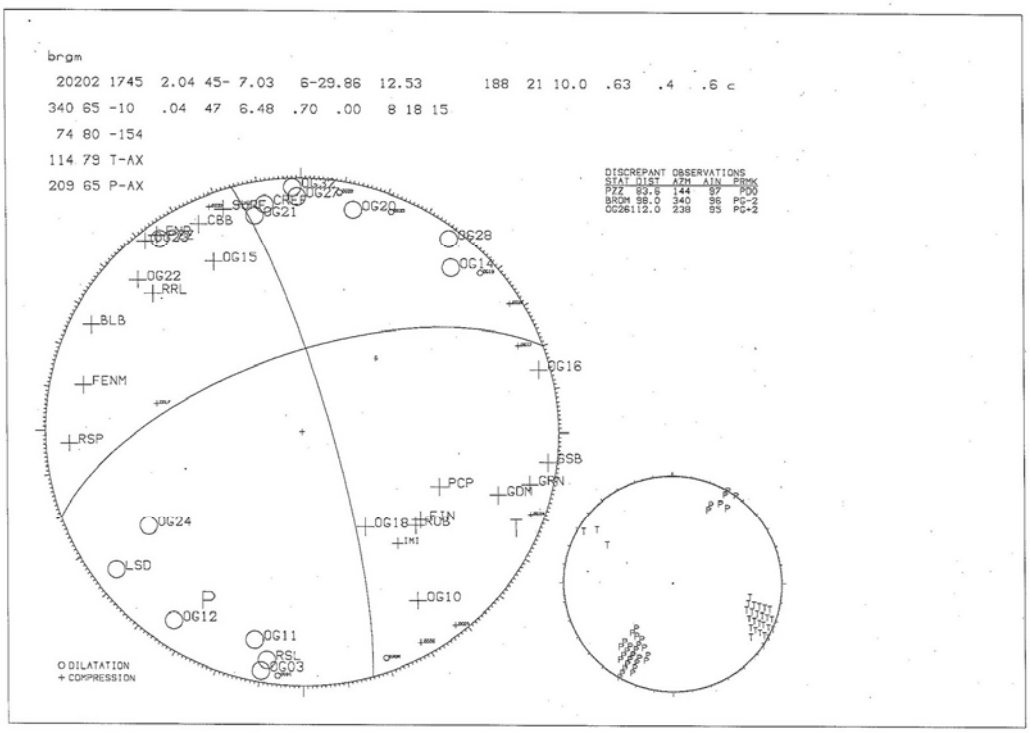

brgm
30314 823 37.77 44-28.23 6-45.71 5.64 68 46 4.0 .40 .7 .9 b
30 85 160 .02 16 7.03 .72 .00 0 5 25
121 70 5
254 72 T-AX
347 79 P-AX
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
OG14 64.2 307 93 PG+2
P
T
OG33
OG23
JAUF
OG27
OG28
OG25
SURF
CREF
CBB
OG22
OG21
OG18
O DILATATION
+ COMPRESSION

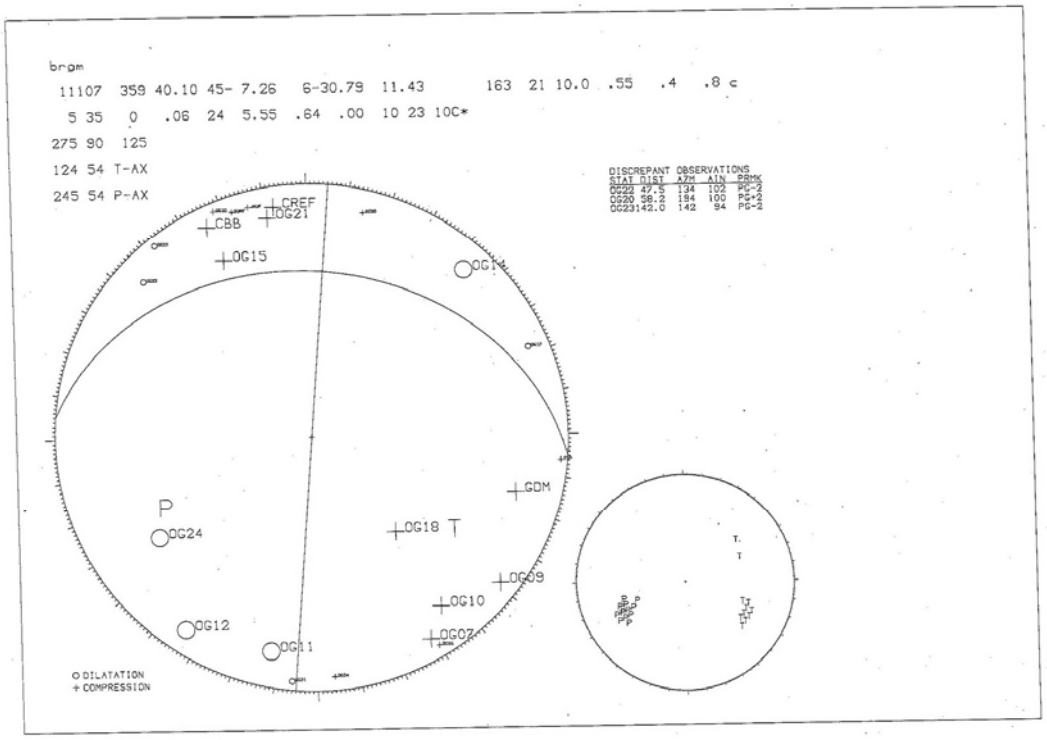

brgm
30206 1727 35.06 44-27.06 6-45.51 5.33 95 29 3.0 .38 .4 .8 b
150 75 -10 .12 19 7.19 .78 .00 5 18 15
242 80 -164
285 86 T-AX
16 72 P-AX
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
RRL 52.3 3 93 PUO
RORM110.9 110 91 PDO
P
OG33
OG23
LENR
RORM
ROB
JAUF
OG27
OG26
PZZ
SURF
OG20
CREF
CBB
OG21
RRL
O DILATATION
+ COMPRESSION

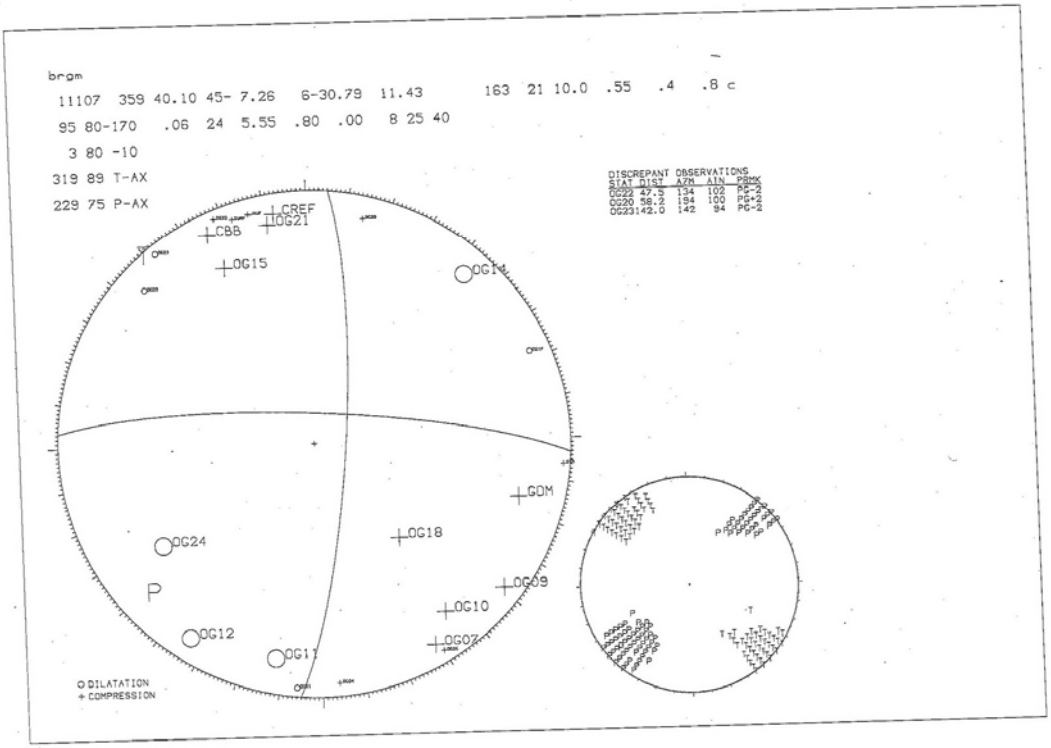

brgm
30120 759 50.29 44-27.26 6-45.33 5.73 140 24 3.0 .56 .5 .8 c
150 80 -10 .05 22 7.31 .76 .00 3 18 15
241 80 -169
285 89 T-AX
15 75 P-AX
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
RRL 51.9 3 94 PU0
OG30
OG33
P
IMI
OG23
JAUF
OG27
OG25
R08
PZZ
SURF
OG16
OG20
CREF
OG14
CBB
OG21
RRL
OG12
OG15
O DILATATION
+ COMPRESSION

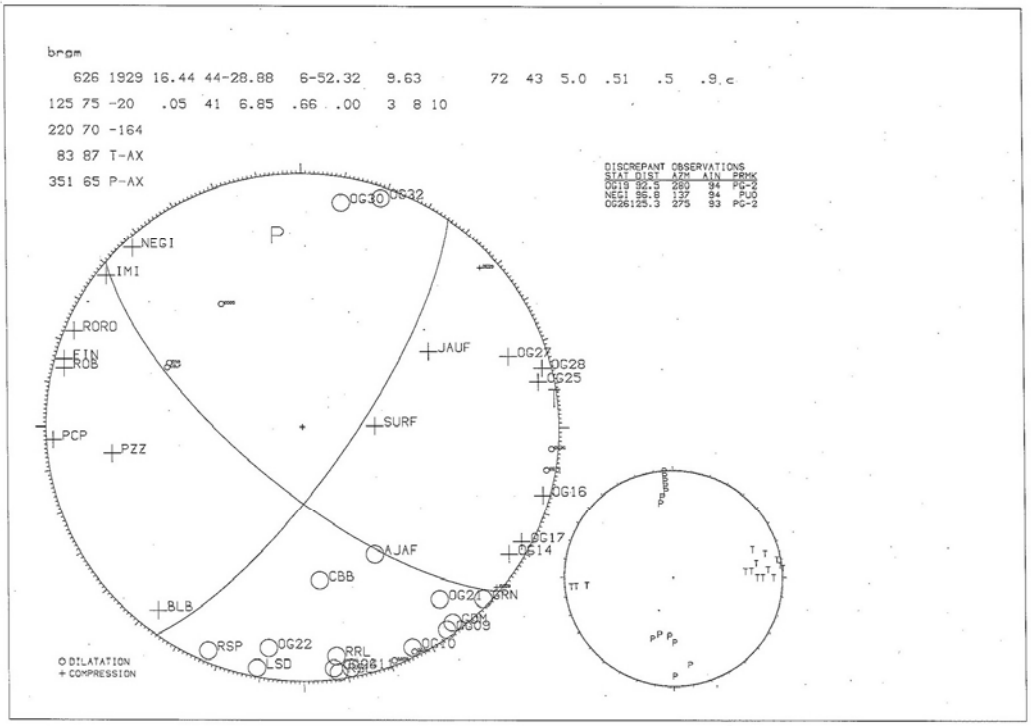

brgm
21219 16 2 .69 45- 8.99 6-30.44 11.33 143 23 8.0 .61 .5 .9 c
165 90 0 .13 20 5.87 .67 .00 13 10 10C
75 90 180
120 90 T-AX
30 90 P-AX
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
OG21 49.1 170 101 PG+2
OG20 61.2 193 99 PG+2
OG04 85.1 356 96 PG+2
OG33126.3 159 94 PGD
OG30
OG13
OG14
P
GOMGEN
OG24
OG18
OG10
OG12
OG11
OG07
O DILATATION
+ COMPRESSION

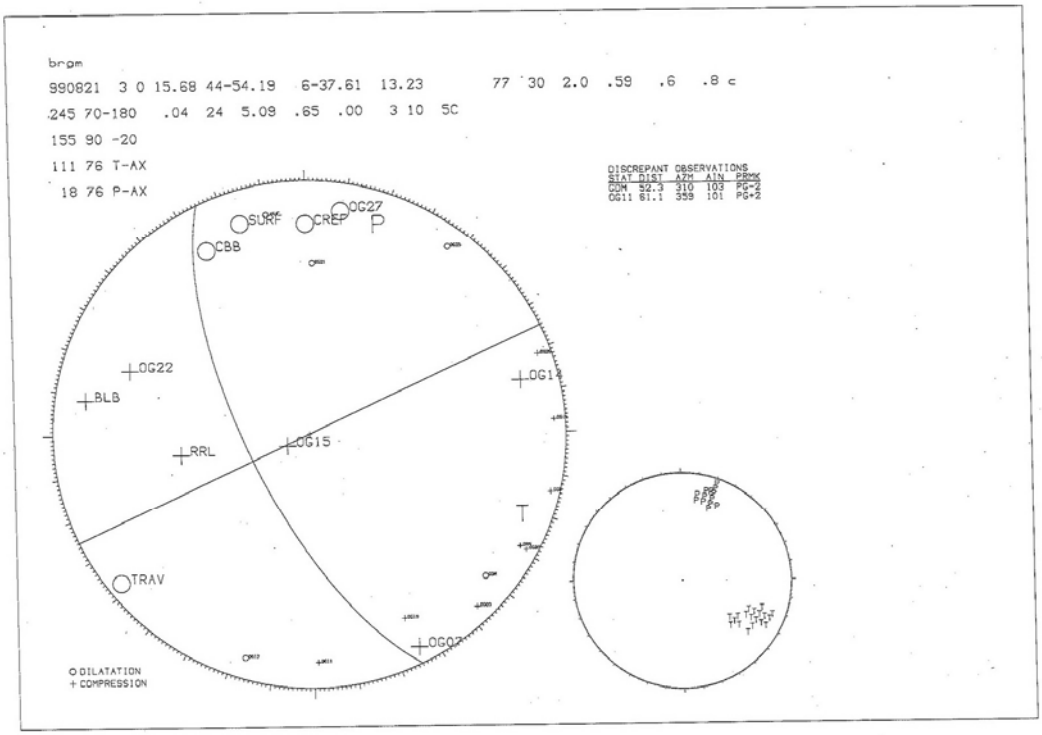

brgm
20410 558 45.85 44-25.14 7- .69 12.33 156 25 13.0 .55 .4 .8 c
260 50 -40 .10 39 6.65 .54 .00 5 10 5C
18 60 -132
46 83 T-AX
145 36 P-AX
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
OG33 36.9 171 107 PGD
BLB 50.4 23 102 P-0
MONE 70.4 122 99 PUO
OG16159.3 287 94 PG+2
OG33
OG32
OG30
RONM
NEGI
IMI
OG23
ERR
RORM
FIN
ROB
PCP
JAUF
SURF
CREF
PZZ
OG14
CBB
OG21
OG15
BLB
RRL
RSP
LSD
OG24
T
P
O DILATATION
+ COMPRESSION

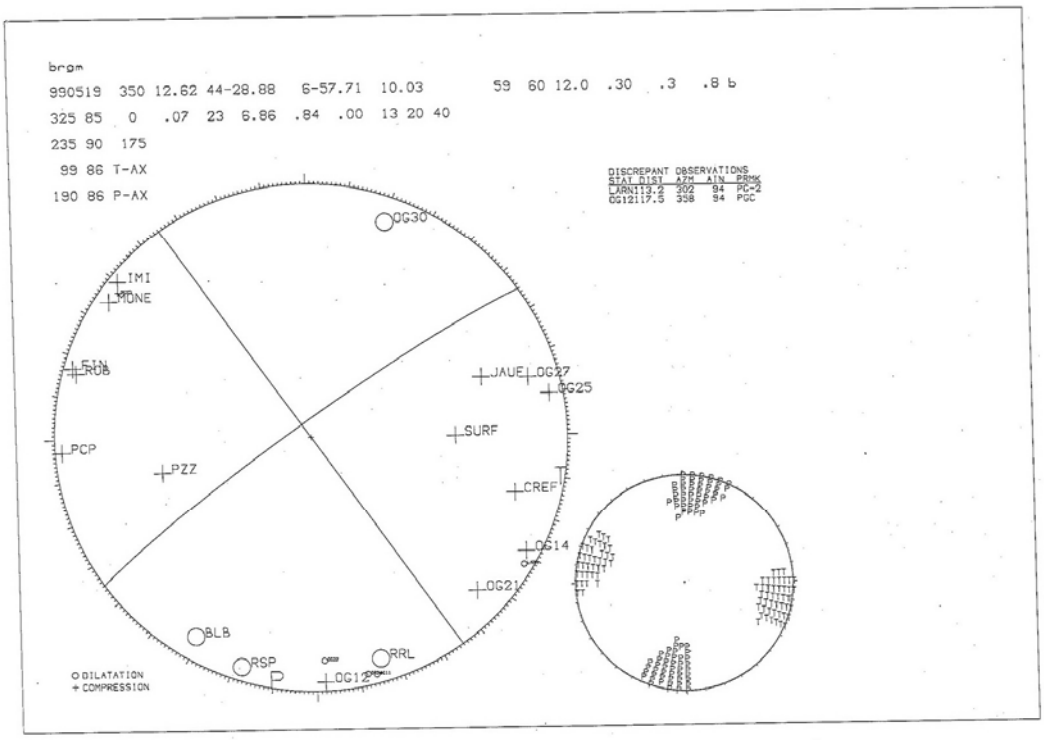

brgm
20202 1745 2.04 45- 7.03 6-29.86 12.53 188 21 10.0 .63 .4 .6 c
340 65 -10 .04 47 6.48 .70 .00 8 18 15
74 80 -154
114 79 T-AX
209 65 P-AX
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
PZZ 83.6 144 97 PDO
BRGM 98.0 340 96 PG-2
OG26112.0 238 95 PG+2
OG27
CREF
OG21
OG20
CBB
OG28
OG15
OG14
OG22
RRL
BLB
OG16
FENM
RSP
SSB
PCP
GDM
GRN
OG24
OG18
ROB
FIN
IMI
LSD
OG10
OG12
OG11
RSL
OG03
T
P
O DILATATION
+ COMPRESSION

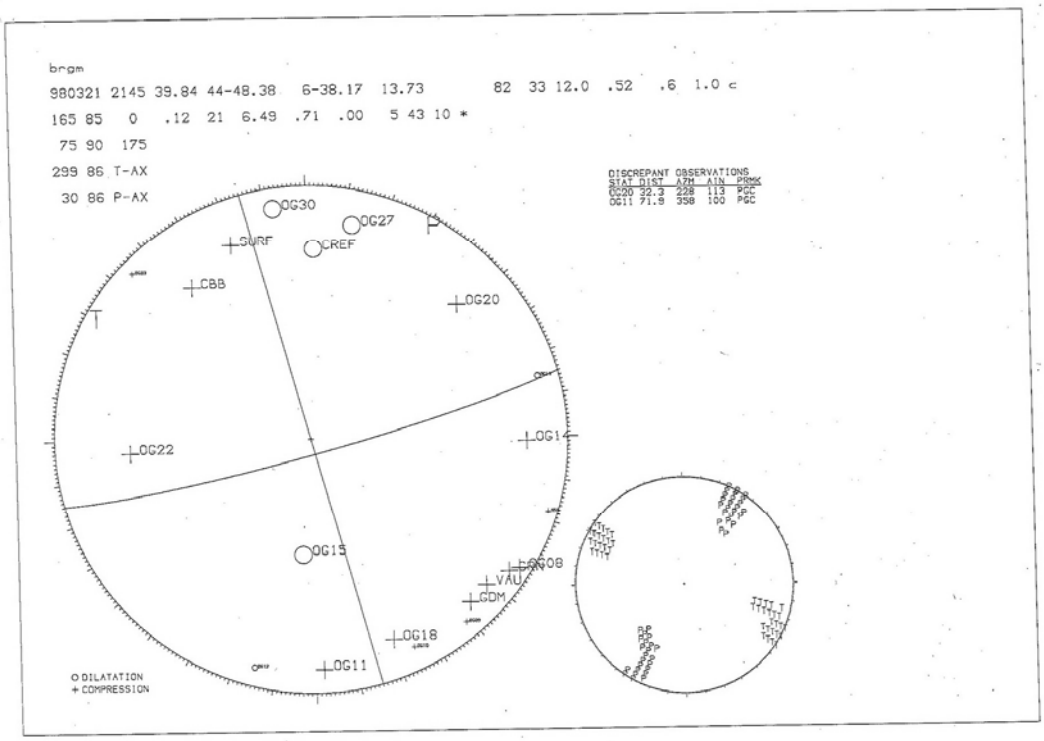

brgm
11107 359 40.10 45- 7.26 6-30.79 11.43 163 21 10.0 .55 .4 .8 c
5 35 0 .06 24 5.55 .64 .00 10 23 10C*
275 90 125
124 54 T-AX
245 54 P-AX
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
OG22 47.5 134 102 PC-2
OG20 38.2 184 100 PC+2
OG23142.0 142 94 PC-2
CREF
OG21
CBB
OG15
OG1
GDM
P
OG24
OG18
T
OG09
OG10
OG12
OG11
OG07
O DILATATION
+ COMPRESSION

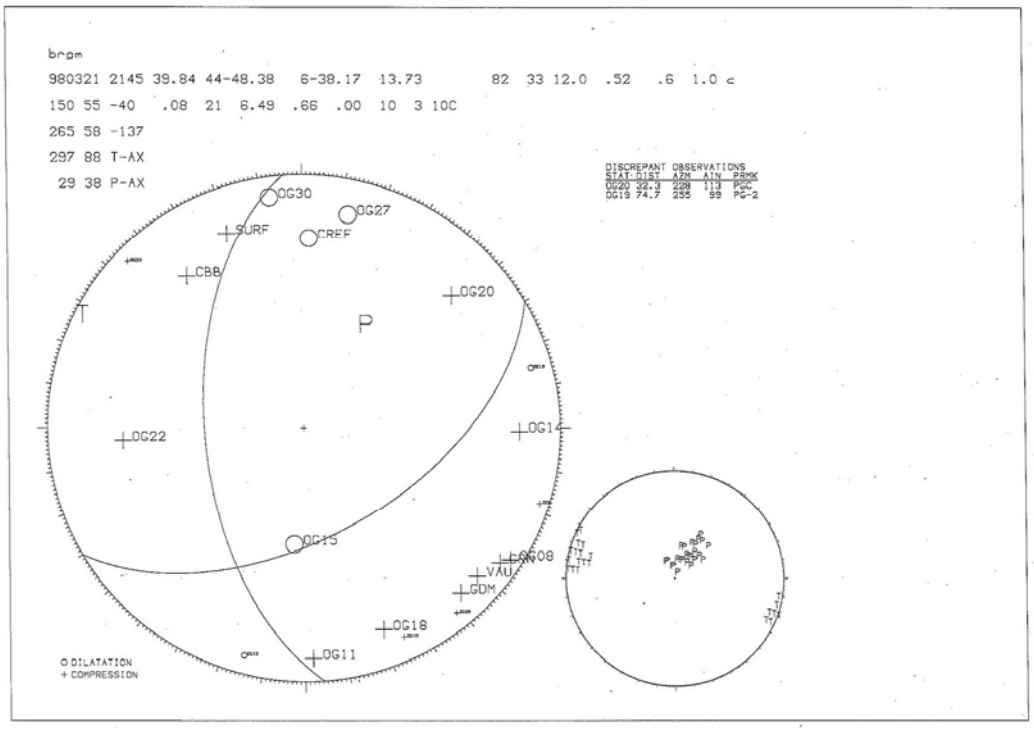

brgm
11107 359 40.10 45- 7.26 6-30.79 11.43 163 21 10.0 .55 .4 .8 c
95 80-170 .06 24 5.55 .80 .00 8 25 40
3 80 -10
319 89 T-AX
229 75 P-AX
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
OG22 47.5 134 102 PC-2
OG20 38.2 184 100 PC+2
OG23142.0 142 94 PC-2
CREF
OG21
CBB
OG15
OG1
GDM
OG24
OG18
P
OG09
OG10
OG12
OG11
OG07
O DILATATION
+ COMPRESSION

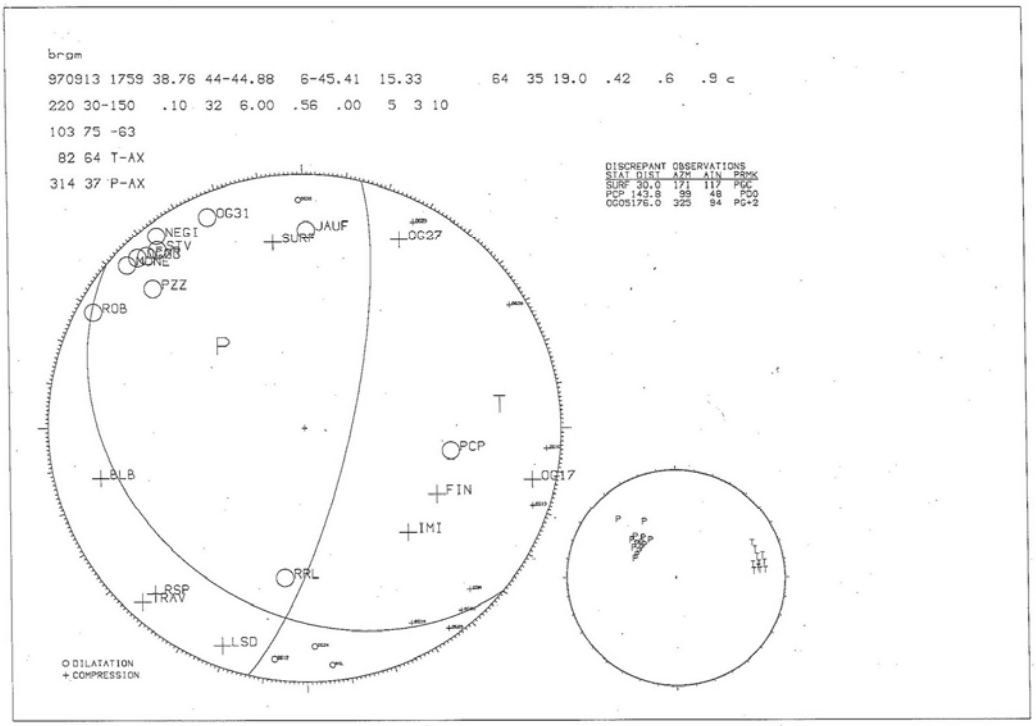

brgm
626 1929 16.44 44-28.88 6-52.32 9.63 72 43 5.0 .51 .5 .9 c
125 75 -20 .05 41 6.85 .66 .00 3 8 10
220 70 -164
83 87 T-AX
351 65 P-AX
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
OG19 92.5 280 94 PG-2
NEGI 95.8 137 94 PU
OG26125.3 275 93 PG-2
OG30
OG32
NEGI
IMI
RORO
EIN
ROB
JAUF
OG27
OG28
OG25
SURF
PCP
PZZ
OG16
OG17
OG14
AJAF
CBB
BLB
OG24
BRN
OG09
RSP
OG22
LSD
RRL
OG10
P
T
O DILATATION
+ COMPRESSION

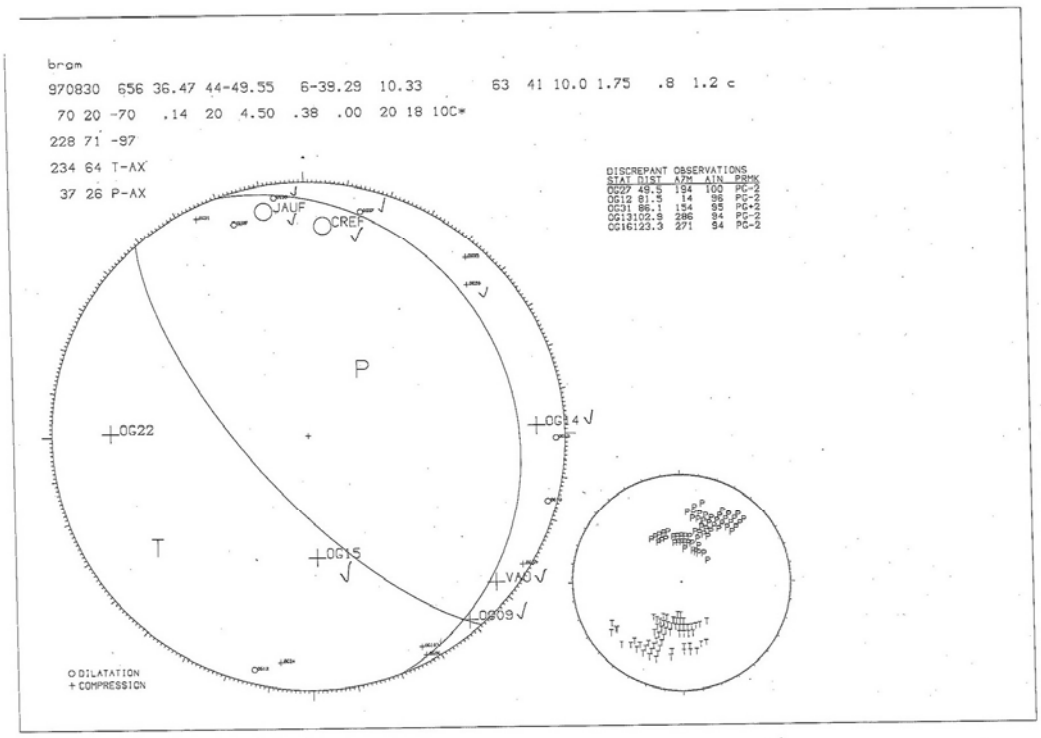

brgm
990821 3 0 15.68 44-54.19 6-37.61 13.23 77 30 2.0 .59 .6 .8 c
245 70-180 .04 24 5.09 .65 .00 3 10 5C
155 90 -20
111 76 T-AX
18 76 P-AX
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
COM 52.3 310 103 PG-2
OG11 61.1 359 101 PG-2
SURF
CREP
OG27
CBB
OG22
BLB
OG14
RRL
OG15
TRAV
OG07
P
T
O DILATATION
+ COMPRESSION

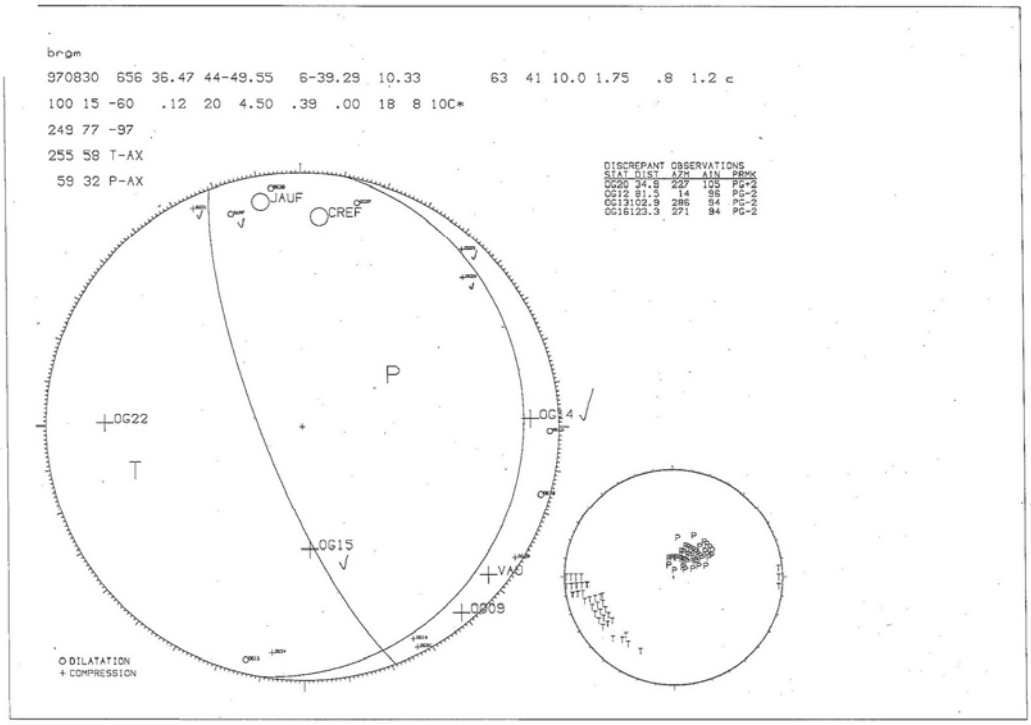

brgm
990519 350 12.62 44-28.88 6-57.71 10.03 59 60 12.0 .30 .3 .8 b
325 85 0 .07 23 6.86 .84 .00 13 20 40
235 90 175
99 86 T-AX
190 86 P-AX
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
LARN119.2 302 94 PC-2
OG12117.5 358 94 PGC
OG30
IMI
MONE
SIN
RUB
JAUE
OG27
OG25
SURF
PCP
PZZ
CREF
OG14
OG21
BLB
RSP
RRL
OG12
O DILATATION
+ COMPRESSION

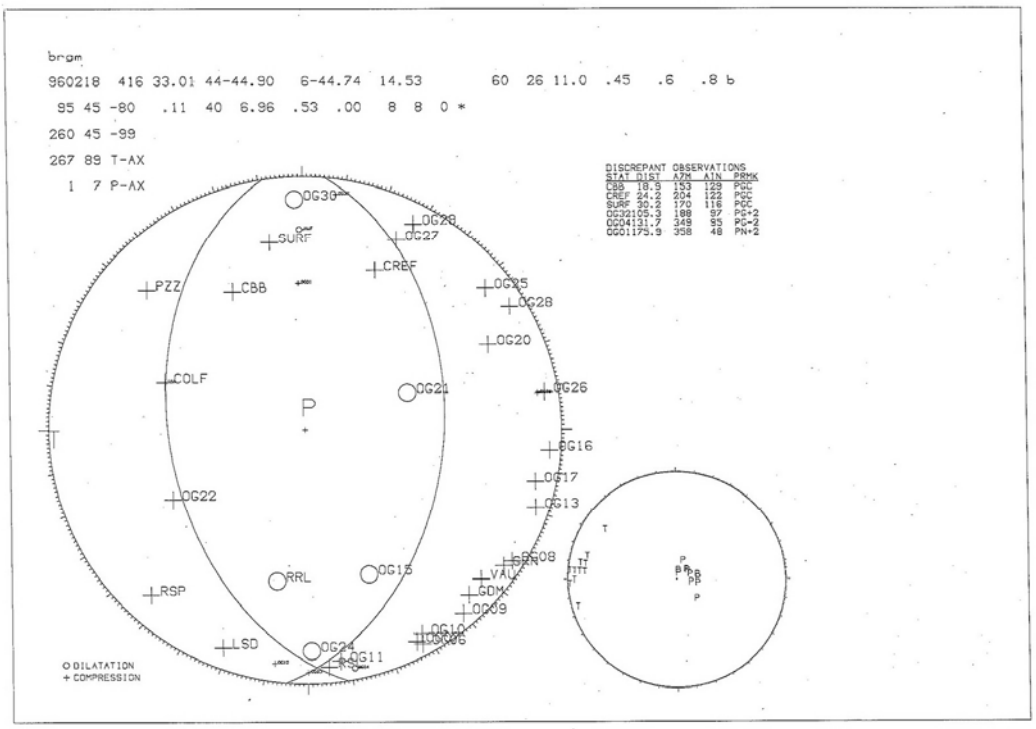

brgm
980321 2145 39.84 44-48.38 6-38.17 13.73 82 33 12.0 .52 .6 1.0 c
165 85 0 .12 21 6.49 .71 .00 5 43 10 *
75 90 175
299 86 T-AX
30 86 P-AX
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
OG20 32.3 228 113 PGC
OG11 71.9 358 100 PGC
OG30
OG27
SURF
CREF
CBB
OG20
OG22
OG1
OG15
OG08
VAU
GDM
OG18
OG11
O DILATATION
+ COMPRESSION

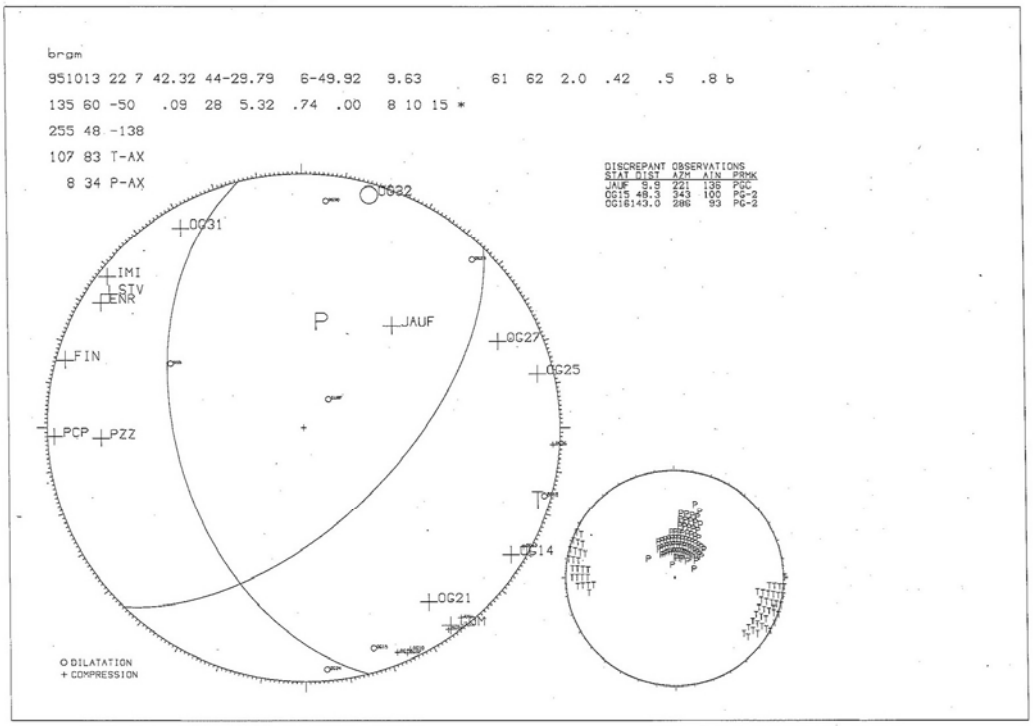

brgm
980321 2145 39.84 44-48.38 6-38.17 13.73 82 33 12.0 .52 .6 1.0 c
150 55 -40 .08 21 6.49 .66 .00 10 3 10C
265 58 -137
297 88 T-AX
29 38 P-AX
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
OG20 92.3 228 113 PDC
OG19 74.7 255 99 PG-2
OG30
OG27
SURF
CREF
CBB
OG20
T
P
OG22
OG14
OG15
OG08
VAU
GDM
OG18
OG11
O DILATATION
+ COMPRESSION

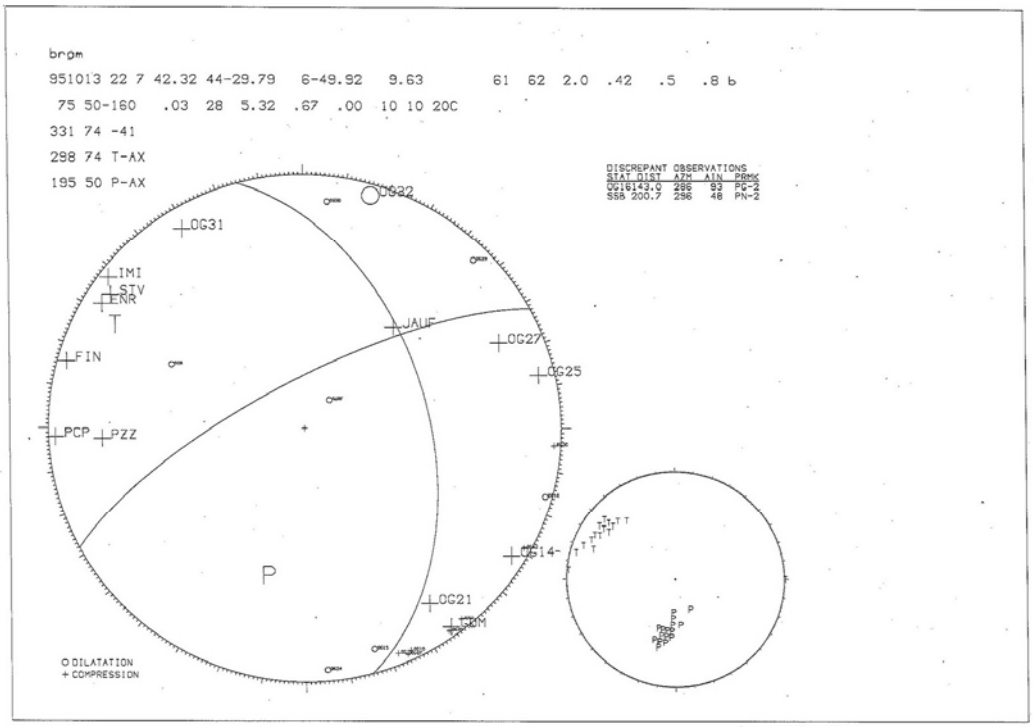

brgm
970913 1759 38.76 44-44.88 6-45.41 15.33 64 35 19.0 .42 .6 .9 c
220 30-150 .10 32 6.00 .56 .00 5 3 10
103 75 -63
82 64 T-AX
314 37 P-AX
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
SURF 30.0 171 117 PDC
PCP 143.8 99 48 PDC
OG05176.0 325 84 PG+2
OG31
JAUF
SURF
OG27
NEGI
PZZ
ROB
P
T
PCP
BLB
OG17
FIN
IMI
RRL
RSP
TRAV
LSD
O DILATATION
+ COMPRESSION

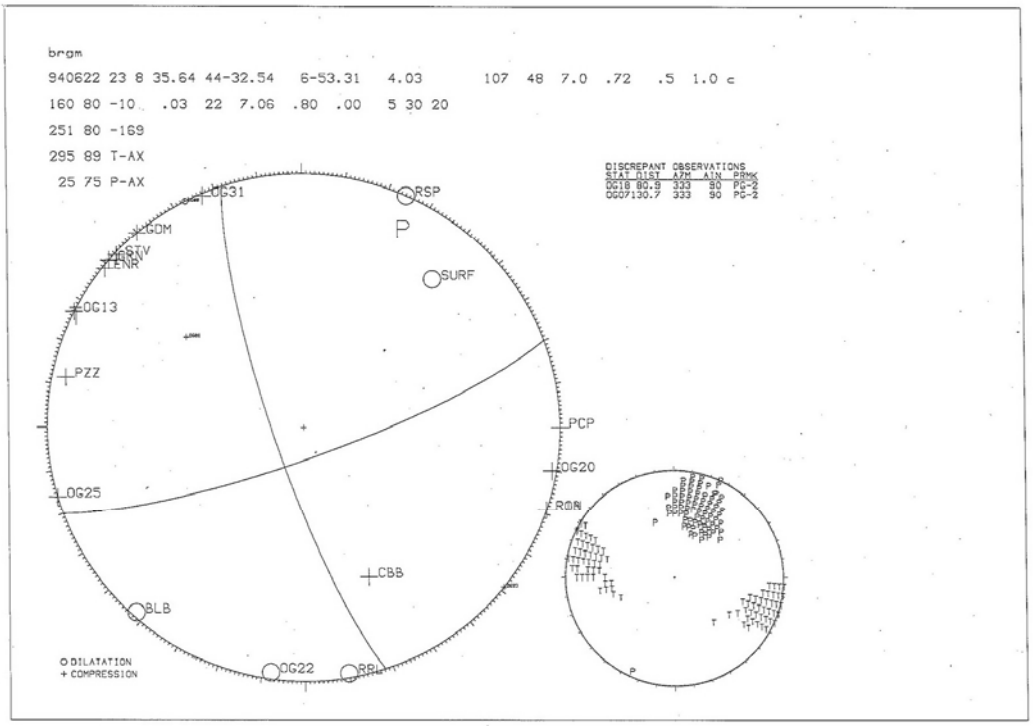

brgm
970830 656 36.47 44-49.55 6-39.29 10.33 63 41 10.0 1.75 .8 1.2 c
70 20 -70 .14 20 4.50 .38 .00 20 18 10C*
228 71 -97
234 64 T-AX
37 26 P-AX
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
OG27 49.5 194 100 PG-2
OG12 81.5 14 95 PG-2
OG31 86.1 154 95 PG-2
OG13102.9 286 94 PG-2
OG16123.3 271 94 PG-2
JAUF
CREF
P
T
OG22
OG14
OG15
VA0
OG09
DILATATION
COMPRESSION


brgm
970830 656 36.47 44-49.55 6-39.29 10.33 63 41 10.0 1.75 .8 1.2 c
100 15 -60 .12 20 4.50 .39 .00 18 8 10C*
249 77 -97
255 58 T-AX
59 32 P-AX
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
OG20 24.8 227 105 PG-2
OG12 81.5 14 95 PG-2
OG13102.9 286 94 PG-2
OG16123.3 271 94 PG-2
JAUF
CREF
P
T
OG22
OG14
OG15
VA0
OG09
DILATATION
COMPRESSION

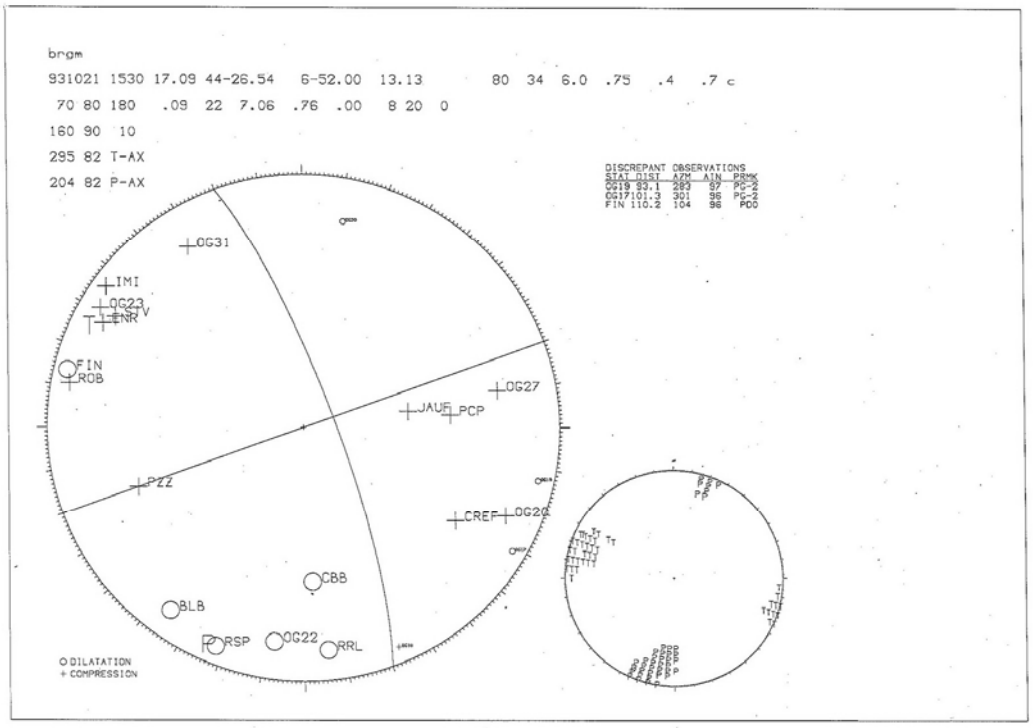

bram
960218 416 33.01 44-44.90 6-44.74 14.53 60 26 11.0 .45 .6 .8 b
95 45 -80 .11 40 6.96 .53 .00 8 8 0 *
260 45 -99
267 89 T-AX
1 7 P-AX
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
CBB 18.9 153 129 PGC
CREF 24.9 204 122 PGC
SURF 30.2 170 116 PGC
OG32105.3 188 97 PG+2
OG041311.7 348 55 PG+2
OG01175.9 358 48 PN+2
OG30
OG28
OG27
SURF
CREF
PZZ
CBB
OG25
OG28
OG20
COLF
OG21
OG26
OG16
OG17
OG22
OG13
OG08
RRL
OG15
VAL
RSP
GDM
OG09
OG10
LSD
OG24
OG11
DILATATION
COMPRESSION

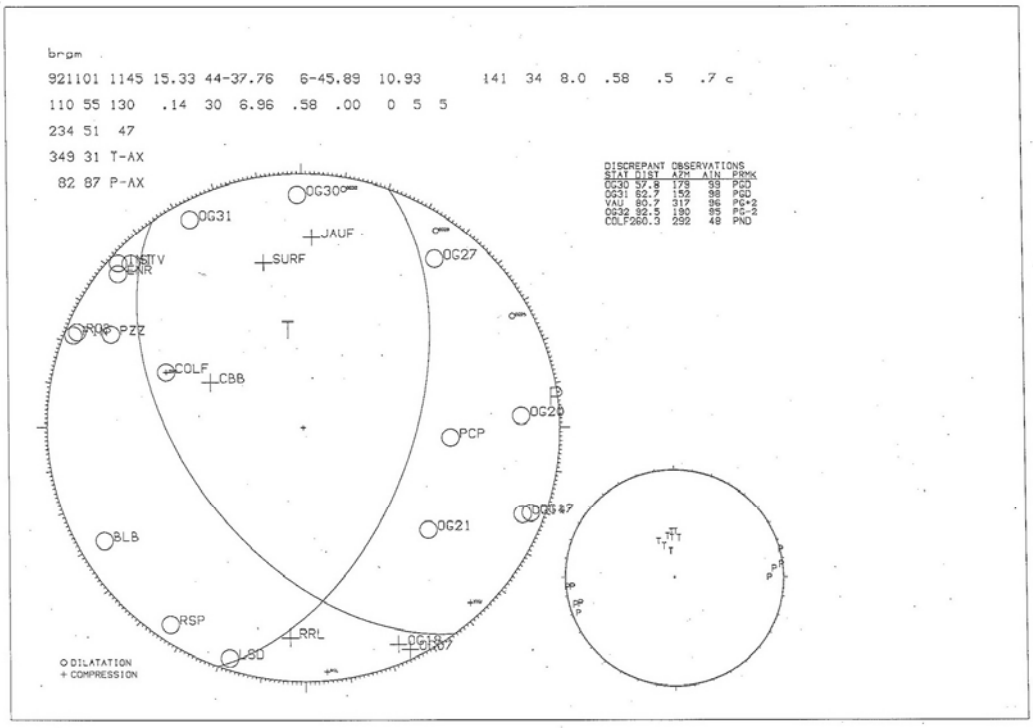

bram
951013 22 7 42.32 44-29.79 6-49.92 9.63 61 62 2.0 .42 .5 .8 b
135 60 -50 .09 28 5.32 .74 .00 8 10 15 *
255 48 -138
107 83 T-AX
8 34 P-AX
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
JAUF 9.9 221 136 PGC
OG15 49.3 343 100 PG+2
OG16143.0 286 93 PG-2
OG32
OG31
IMI
STV
ENR
JAUF
FIN
OG27
OG25
PCP
PZZ
OG14
OG21
DILATATION
COMPRESSION

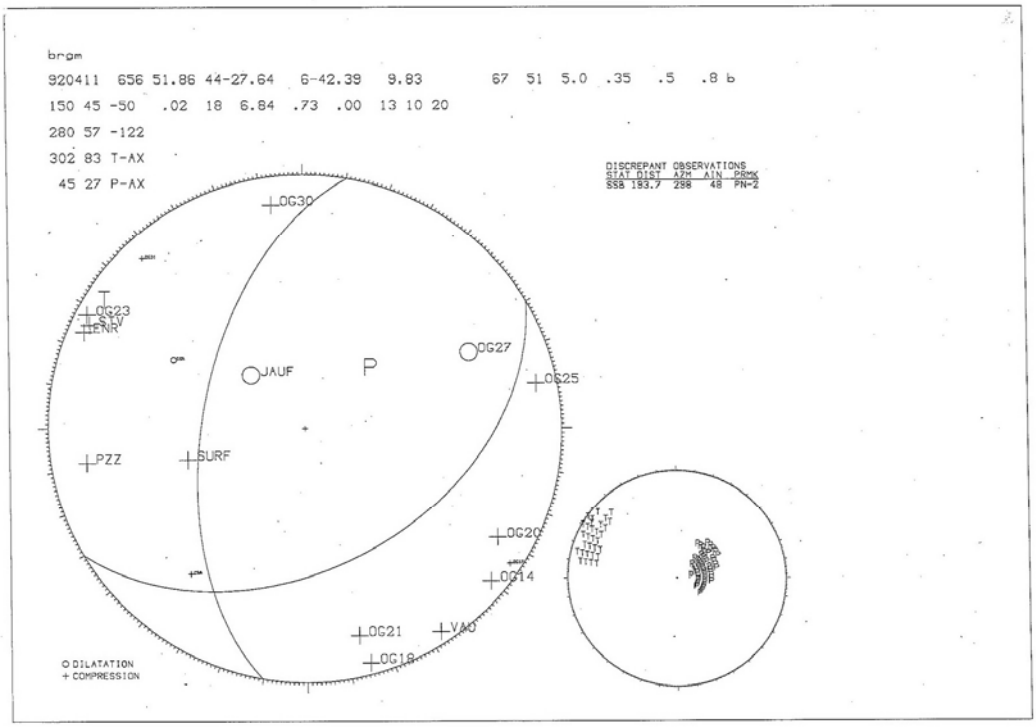

brgm
951013 22 7 42.32 44-29.79 6-49.92 9.63 61 62 2.0 .42 .5 .8 b
75 50-160 .03 28 5.32 .67 .00 10 10 20C
331 74 -41
298 74 T-AX
195 50 P-AX
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
OG16143.0 296 93 PG-2
SSB 200.7 296 48 PN-2
OG32
OG31
IMI
STV
ENR
T
JAUF
OG27
FIN
OG25
PCP
PZZ
P
OG14-
OG21
GDM
DILATATION
COMPRESSION

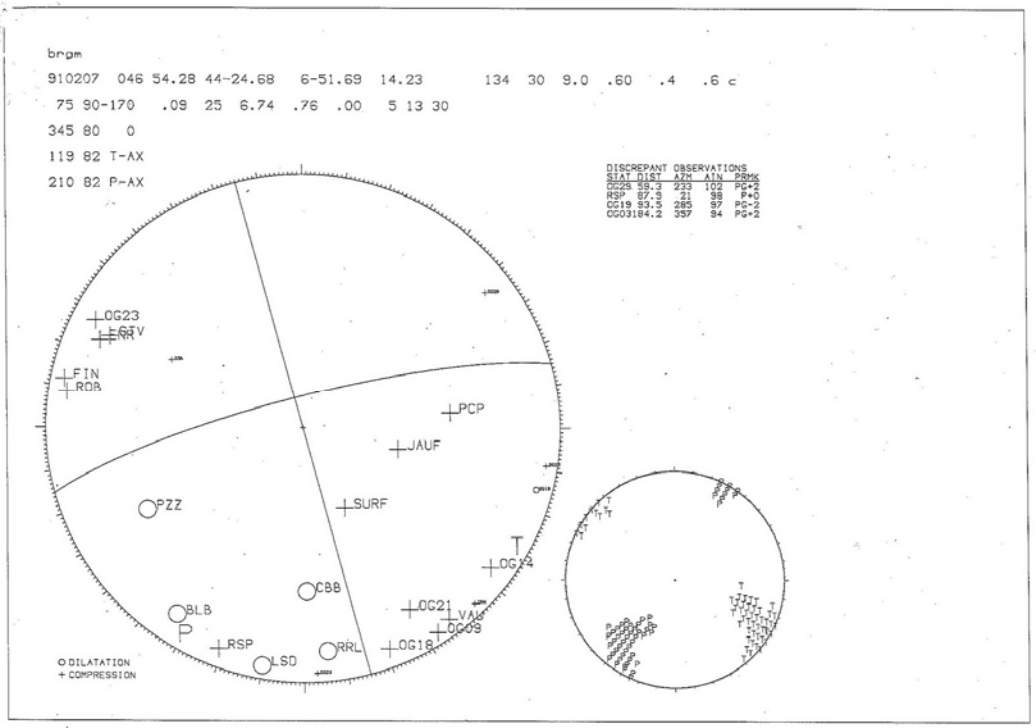

brgm
940622 23 8 35.64 44-32.54 6-53.31 4.03 107 48 7.0 .72 .5 1.0 c
160 80 -10 .03 22 7.06 .80 .00 5 30 20
251 80 -169
295 89 T-AX
25 75 P-AX
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
OG18 80.9 333 90 PG-2
OG07130.7 333 90 PG-2
OG31
RSP
P
GDM
STV
ENR
SURF
OG13
PZZ
PCP
OG20
RDN
OG25
CBB
BLB
OG22
RBL
DILATATION
COMPRESSION

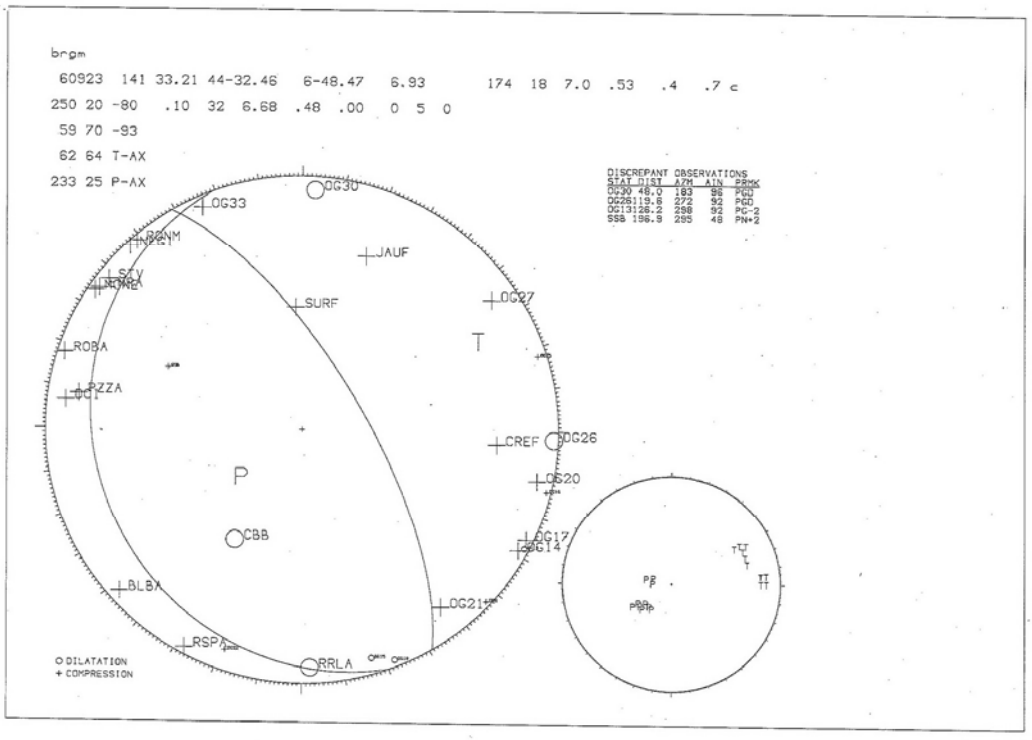
y


brgm
931021 1530 17.09 44-26.54 6-52.00 13.13 80 34 6.0 .75 .4 .7 c
70 80 180 .09 22 7.06 .76 .00 8 20 0
160 90 10
295 82 T-AX
204 82 P-AX
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
OG19 93.1 283 97 PG-2
OG17101.3 301 98 PG-2
FIN 110.2 104 98 PDO
OG31
IMI
OG23
ENR
FIN
ROB
OG27
JAUF
PCP
PZZ
CREF
OG20
CBB
BLB
RSP
OG22
RRL
O DILATATION
+ COMPRESSION

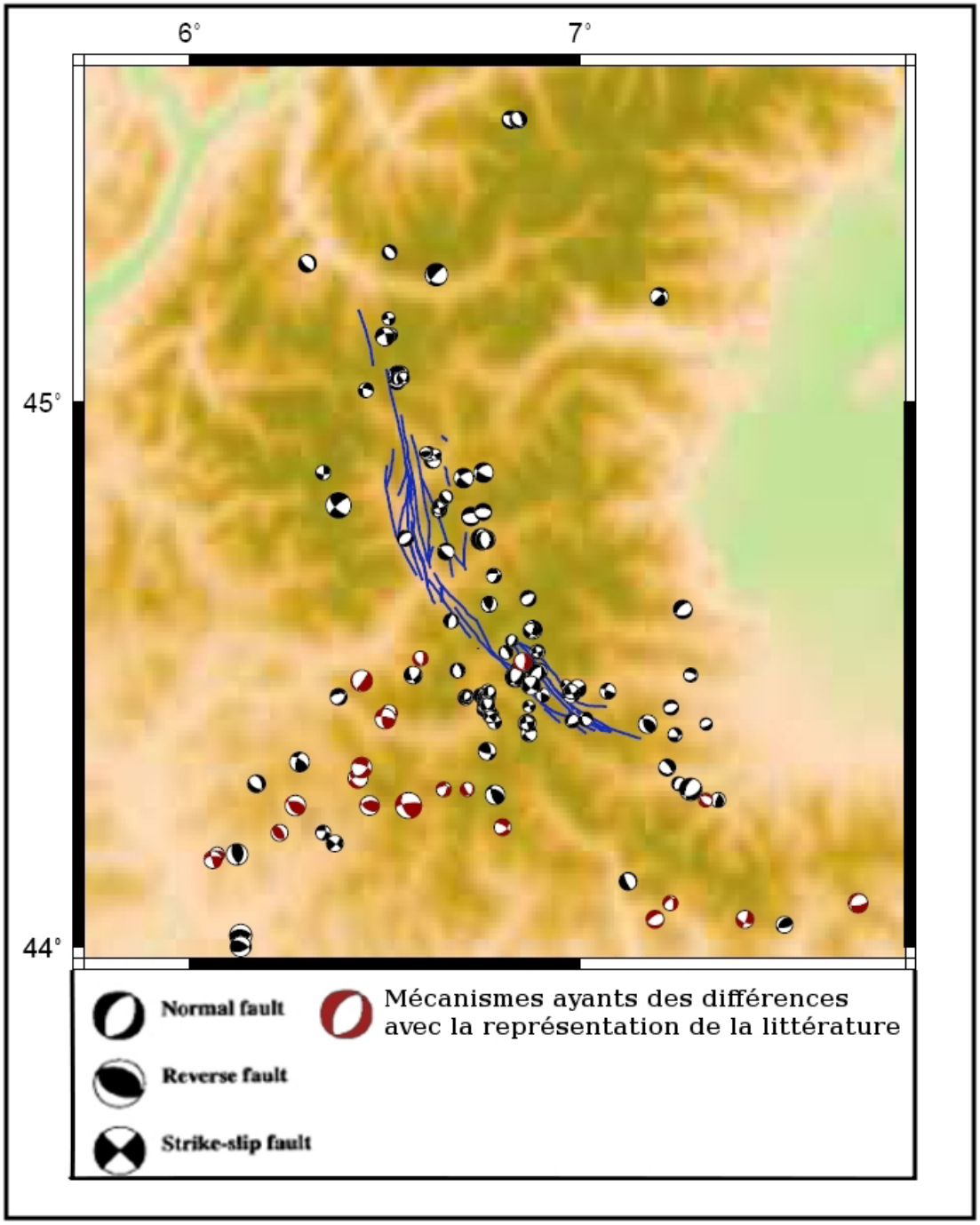

brgm
921101 1145 15.33 44-37.76 6-45.89 10.93 141 34 8.0 .58 .5 .7 c
110 55 130 .14 30 6.96 .58 .00 0 5 5
234 51 47
349 31 T-AX
82 87 P-AX
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
OG30 57.8 178 99 PSD
OG31 62.7 152 98 PSD
VAU 80.7 317 96 PG-2
OG32 92.5 180 85 PS-2
COLF260.3 292 48 PND
OG30
OG31
JAUF
SURF
OG27
PZZ
COLF
CBB
OG25
PCP
OG21
BLB
RSP
RRL
OG18
L80
DILATATION
COMPRESSION


brgm
920411 656 51.86 44-27.64 6-42.39 9.83 67 51 5.0 .35 .5 .8 b
150 45 -50 .02 18 6.84 .73 .00 13 10 20
280 57 -122
302 83 T-AX
45 27 P-AX
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
SSB 193.7 288 48 PN-2
OG30
OG23
OG27
JAUF
OG25
PZZ
SURF
OG20
OG14
OG21
VAO
OG18
DILATATION
COMPRESSION


brgm
910207 046 54.28 44-24.68 6-51.69 14.23 134 30 9.0 .60 .4 .6 c
75 90-170 .09 25 6.74 .76 .00 5 13 30
345 80 0
119 82 T-AX
210 82 P-AX
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
OG25 59.3 233 102 PC+2
RSP 67.3 21 98 P+0
OG19 93.5 285 97 PG-2
CG03184.2 357 94 PG+2
OG23
SZV
FIN
ROB
PCP
JAUF
PZZ
SURF
OG12
CBB
BLB
OG21
VAL
OG09
RSP
LSD
RRL
OG18
O DILATATION
+ COMPRESSION


brgm
60923 141 33.21 44-32.46 6-48.47 6.93 174 18 7.0 .53 .4 .7 c
250 20 -80 .10 32 6.68 .48 .00 0 5 0
59 70 -93
62 64 T-AX
233 25 P-AX
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
OG30 48.0 193 98 PGD
OG25119.6 272 92 PGD
OG13126.2 298 92 PC-2
SSB 196.9 295 48 PN+2
OG33
OG30
JAUF
SURF
OG27
ROBA
PZZA
CREF
OG26
OG20
CBB
OG17
OG14
BLBA
OG21
RSPA
RRLA
O DILATATION
+ COMPRESSION

Annexe 7 - Ensemble des mécanismes au foyer calculés ou isss de la littérature



Annexe 8 - Méthodologie de calcul d'aléa sismique probabiliste

Méthodologie et logiciel de calcul

L'évaluation de l'aléa sismique par l'approche probabiliste consiste à calculer le taux annuel de dépassement d'une intensité (ou d'une accélération) en un site pour une période de retour donnée.

Dans l'approche développée par Cornell (1968), l'activité sismique est supposée aléatoire à la fois dans le temps et dans l'espace. Elle est définie par la relation :

$$\lambda_i = \lambda_0(M_0)\int_r \int_{M_0}^{M_u} \int_\varepsilon f(M)\, f(r)\, f(\varepsilon) \Pr(A > a | M, R_{ij}, \varepsilon)\, dm\, dr\, d\varepsilon$$

Avec λ_i : activité sismique ; $\lambda 0$ taux annuel de séismes de magnitude supérieure à la magnitude minimale considérée M_0 ; r : distance source sismique-point de calcul ; M_0 et M_u : magnitudes minimale et maximale ; ε : nombre d'écart-type pris en compte à partir de l'accélération médiane ; Pr(A>a\|M, R_{ij}, ε) : probabilité de dépassement d'une accélération a sur le site, pour une distance R_{ij}, une magnitude M et un nombre d'écart-type ε.

On modélise des zones sources à l'intérieur desquelles la probabilité d'occurrence d'un séisme est la même en tout point de la zone et à tout moment. Les zones sources sont choisies sur la base de critères géologiques, tectoniques ou de données de sismicité instrumentale ou historique (voir paragraphe V).

Le calcul d'aléa sismique probabiliste est effectué avec le logiciel CRISIS version 2003 développé par M. Ordaz et *al.* (2003) à l'Université de Mexico.

Les sources sismiques sont représentées sous forme de surfaces polygonales. Une intégration spatiale est effectuée de manière à tenir compte de toutes les positions possibles des foyers à l'intérieur de la source.

Le taux annuel de dépassement d'une accélération a pour une source i est donnée par l'expression suivante :

$$\nu_i(a) = \sum_j w_{ij} \int_{M_0}^{M_u} \left(-\frac{d\lambda_i(M)}{dM} \right) \Pr(A > a | M, R_{ij}) dm$$

où :

- M_0 et M_u sont, respectivement, les plus petites et les plus grandes magnitudes considérées dans l'analyse,

- Pr(A > a | M, Rij)) est la probabilité qu'une accélération dépasse la valeur a sur le site, pour une distance R_{ij} et une magnitude M. R_{ij} sont les distances entre le site et tous les sous-éléments j pris en compte pour la source i,

- W_{ij} est une pondération associée à chaque sous-élément j de la source i ($\Sigma j\ W_{ij} = 1$)

La contribution de N sources est alors :

$$\nu(a) = \sum_{i=1}^{N} \nu_i(a)$$

La courbe d'aléa v(a) est obtenue en faisant ces calculs pour une série de valeurs de a.

Modèle de sismicité

Le modèle de sismicité pris en compte pour chaque zone source est une modèle statistique de Poisson : chaque séisme est indépendant des autres. Cette condition n'est respectée que si les catalogues de sismicité de référence ne contiennent pas les répliques ou précurseurs des séismes principaux.

A chaque point de la zone source est associée une probabilité identique d'occurrence d'un séisme de magnitude M fixée.

Le taux annuel de séismes de magnitude supérieure ou égale à M est donné par la formule suivante :

$$\lambda(M) = \lambda_0 \frac{e^{-\beta M} - e^{-\beta M_0}}{e^{-\beta M_u} - e^{-\beta M_0}}\ ,\ M_0 \le M \le M_u$$

Où :

- λ_0 est le taux annuel de séismes de magnitude supérieure à la magnitude minimale considérée M_0

- β est un paramètre équivalent à la pente b de la relation de Gutenberg et Richter

(1944) ($\beta = b^* \ln(10)$)

- Mu est la magnitude maximale possible pour cette zone source.

La densité de probabilité correspondante pour une magnitude M peut alors s'exprimer sous la forme :

$$p(M) = -\frac{d\lambda(M)}{dM} = \lambda_0 \beta \frac{e^{-\beta M}}{e^{-\beta M_u} - e^{-\beta M_0}} \quad M_0 \le M \le M_u$$

Les paramètres sismiques nécessaires au calcul pour chaque zone sont donc :

- les magnitudes minimales et maximales M_0 et M_u

- les taux annuels λ_0 de séismes de magnitude supérieure à M_0

- la pente β de la relation fréquence – magnitude

Interprétation probabiliste des relations d'atténuation

En général, pour une magnitude et une distance donnée, l'accélération A est une variable aléatoire qui suit une distribution log-normale avec une valeur médiane Amédian(m,r) et un écart-type du logarithme naturel σ. Un modèle d'atténuation peut donc être décrit de façon complète par une relation de la forme :

$$\text{(1)} \quad Log(A) = Log(A_{médian}(m,r)) + \varepsilon\sigma$$

Le paramètre ε décrit une fonction de probabilité gaussienne Φ caractérisée par

$$\text{(2)} \quad \Phi(\varepsilon) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{1}{2}\varepsilon^2} \quad \text{avec } \varepsilon = \frac{\log\left(A/A_{médian}\right)}{\sigma}$$

Amédian et l'écart type σ:

La probabilité qu'une intensité A dépasse une valeur a est donnée par la relation :

$$\text{(3)} \quad \Pr(A > a|M,R) = 1 - \Phi\left[\frac{1}{\sigma}\ln\frac{a}{Am(M,R)}\right], a \ge 0$$

Pour le calcul de cette probabilité, on tient compte de la gaussienne dans sa totalité. Parfois il est préférable de tronquer la gaussienne à 2 ou 3 écart-types. La probabilité est alors donnée par la relation:

$$\text{(4)} \quad \Pr(A > a|M,R) = \begin{cases} 1 - \dfrac{\Phi\left[\frac{1}{\sigma}\ln\frac{a}{Am(M,R)}\right]}{\Phi[K]} & 0 \le a \le Am(M,R)e^{K\sigma} \\ 0 & a > Am(M,R)e^{K\sigma} \end{cases}$$

où K est le nombre de déviations standards pris en compte.

Dans crisis2003, les relations d'atténuations sont introduites sous formes de tables contenant :

- des valeurs Am(M,R) pour des intervalles réguliers de distances et magnitude,

- les valeurs d'incertitudes σ de la loi log-normale,

- le paramètre K indiquant si le calcul doit tronquer la gaussienne à Kσ ou non

Les valeurs Am(M,R) sont interpolées à partir des tables, les probabilités Pr(A>a|M,R) sont calculées à partir de la relation (4). Dans cette étude, on a utilisé la totalité de la distribution pour toutes les lois d'atténuation.

Procédure d'intégration spatiale dans CRISIS

Chaque source sismique est ici représentée sous forme d'une surface polygonale en 3D. La surface est définie par des points de coordonnées longitude, latitude et profondeur. La source sera subdivisée en sous-éléments de forme triangulaire dont la taille dépendra de la distance entre le sous éléments et le point de calcul de l'aléa.

Une fois partagée en sous-sources triangulaires, CRISIS assimile la sismicité associée à ce sous élément comme une source ponctuelle. L'intégration spatiale d'une source est alors remplacée par la somme des contributions de chaque élément.

Deux paramètres permettent de limiter la subdivision de la source :

- la taille minimale du triangle (valeur par défaut 11 km)

- le rapport distance minimale/taille du triangle (valeur par défaut 3 km).

Autour d'un point de calcul donné, le nombre de sous-éléments sera élevé avec des surfaces petites à courte distance. La taille des sous-éléments sera de plus en plus grande lorsque la distance augmente. L'illustration 34 montre un exemple de subdivision pour une source carrée et un point de calcul situé au centre de la source.

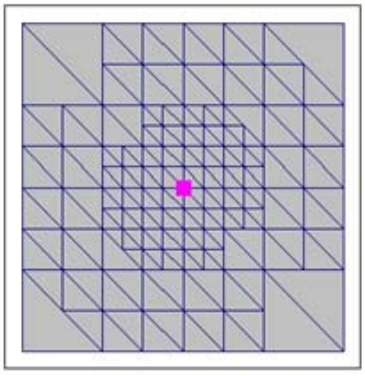


Illustration : Découpage des sources en sous-éléments triangulaires dans Crisis 2003

Pour notre étude nous avons conservée les valeurs par défauts du programme.

Procédure du calcul d'aléa probabiliste

Pour aboutir à des cartes d'aléa sismique probabiliste quatre principales étapes de calcul sont nécessaires :

Etape 1 : Description et délimitation spatiale de chaque zone source

A partir du contexte géodynamique et sismotectonique décrit dans les chapitres III et V, 14 zones ont été définies. Les caractéristiques utilisées pour le calcul sont résumées dans le paragraphe VI.III (Tableaux 6, 7 et 8)

Etape 2 : Evaluation des caractéristiques sismiques de chaque zone source

Cette évaluation nécessite un certain nombre de traitements :

- choix des catalogues de sismicité et homogénéisation des magnitudes

- filtrage des répliques et précurseurs

- évaluation des périodes de temps pour lesquels les catalogues sont complets

- calculs des paramètres d'activité $\lambda 0$ et β

Ces traitements sont décrits dans le chapitre IV et le paragraphe VI.IV

Etape 3 : Choix des modèles d'atténuation à utiliser

Une analyse des modèles est faite au paragraphe VI.V

Etape 4 : Calcul des accélérations spectrales

Les paramètres des étapes 1 à 3 sont introduits dans le logiciel de calcul. Des paramètres généraux de calculs indépendants des sources sont définis.

A l'issu du calcul, des cartes d'aléa sont produites pour chaque période spectrale et pour la période de retour de 475 ans.

Annexe 9 - Méthodologie de calcul des paramètres d'activité

L'estimation des paramètres sismiques λ0 et β de la relation λ = λ0 exp (- β ΔM) par la méthode de maximum de vraisemblance est étendu dans le cas d'événements regroupés par magnitudes. Des calculs ont été effectués par Weichert (1980) sur trois zones sources à l'ouest du Canada et indiquent que pour des données bien contraintes une résolution par moindre carrés mène à des résultats cohérents mais pour les données mal contraintes la méthode de représentation graphique faisant intervenir des poids semble plus appropriée pour apprécier les différents paramètres.

La représentation de la relation fréquence-magnitude ainsi que le calcul des erreurs permettent aussi d'analyser la qualité des conversions en magnitude homogène.

On remarque alors une grande disparité des valeurs de b pour les magnitudes Mw et surtout Ms (Illustration 35, selon la méthode de calcul (Weichert à partir de M=1,5, à partir de M=3,0 et par moindres carrés). De plus on devrait obtenir des valeurs de b pour Mw supérieure à celles pour ML LDG qui, elles-mêmes, devraient être plus grande que pour Ms, compte tenu des lois de conversion. Or on remarque que la valeur de b pour des magnitudes supérieures ou égales à 3 de la magnitude ML LDG est plus grande que celle de Mw.

Si on compare graphiquement les courbes obtenues avec la méthode de Weichert pour les magnitudes Ms et Mw, on constate que les deux droites (Weichert 1,5 et 3,0) ont des pentes différentes et se croisent aux alentours de la magnitude 3,5. Il n'y a pas de continuité entre ces deux droites ce qui montre qu'il y a un problème de stabilité. Cela peut s'expliquer par des problèmes au niveau des conversions. Cette hypothèse tend à se confirmer par le calcul de propagation des erreurs, pour des magnitudes inférieures à 4.65, qui présente une erreur sur les conversions de la magnitude ML LDG en Mw(Grünthal), avec un passage par la magnitude ML(Grünthal), de l'ordre de 70-80% (voir annexe 6). Si on ajoute à cette erreur, celle associée à la conversion intensité macrosismique ML LDG, on dépasse alors les 100% (annexe 6). Une seconde explication réside dans les conversions des intensités macrosismiques. En effet ces intensités sont des variables discontinues qui peuvent donner lieu à une surestimation ou une sousestimation du nombre d'événements dans une classe de magnitudes.

Les paramètres d'activité définis avec les magnitudes ML LDG présentent les résultats les plus cohérents. Les deux droites établies par la méthode de Weichert sont légèrement différentes mais tendent à se rejoindre pour des magnitudes plus élevées (vers la magnitude 5). De plus les magnitudes ML LDG présentent le moins de conversion ce qui limite l'accumulation d'erreur. Ces observations sont confirmées par la faible variabilité de la valeur de b (0,17).

La meilleure représentation des paramètres d'activité est donc celle réalisée avec les magnitudes ML LDG. Les études d'aléa probabiliste utilisent seulement des magnitudes Mw ou Ms, ce qui pose un problème.

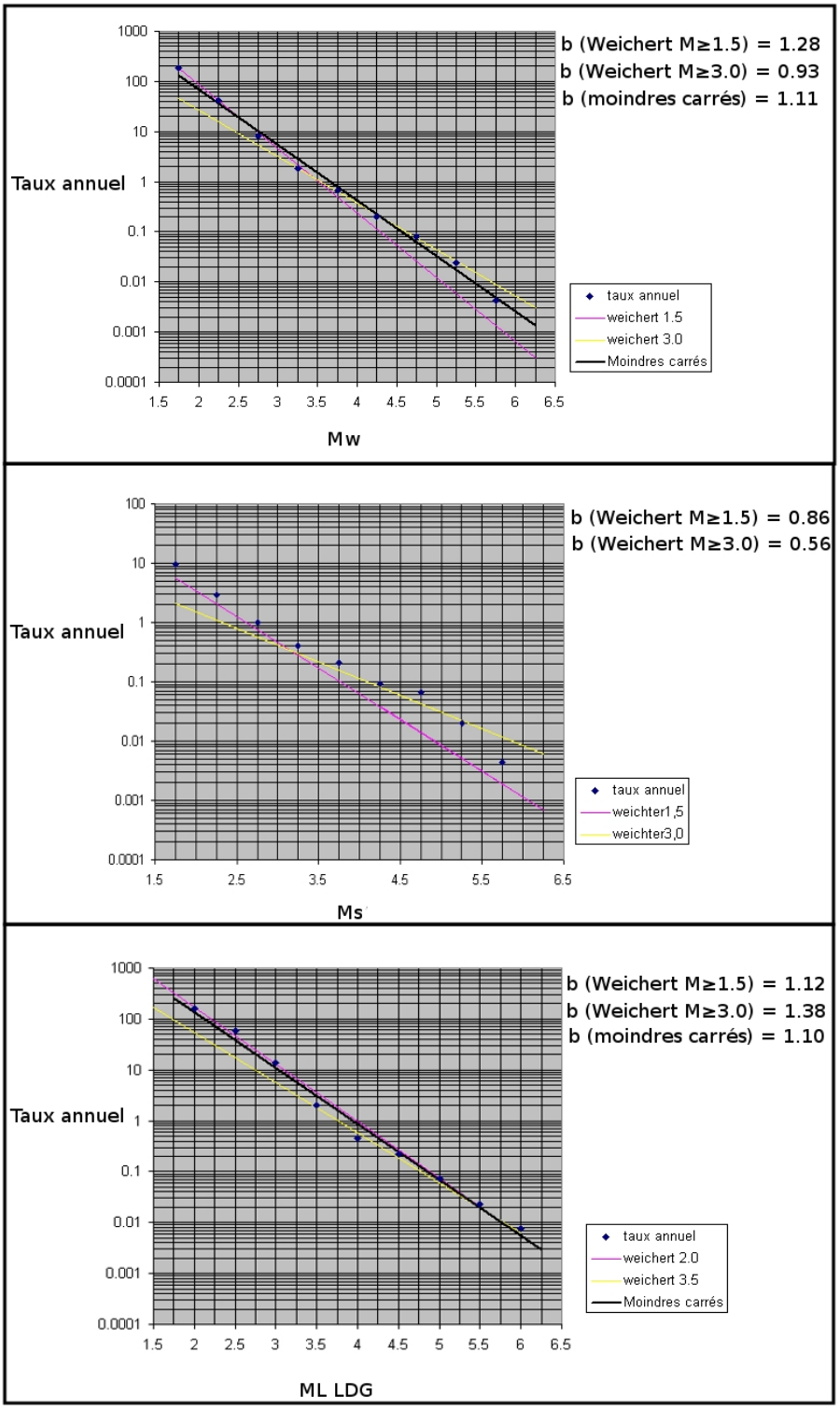


Illustration : Représentation de la relation fréquence-magnitude pour les magnitudes Mw, Ms et ML LDG et pour l'ensemble de la zone d'étude

La méthode, développée dans le cadre de cette étude, consiste à effectuer la conversion de magnitude après avoir calculer les paramètres d'activité au moyen des magnitudes ML LDG. L'erreur sera alors sur l'ensemble des données et non plus magnitude par magnitude. Aux vues des erreurs issues des diverses conversions liées au passage de la magnitude ML LDG en Mw (annexe 6), on effectuera ces différentes opérations sur les Ms.

On calcule donc ces paramètres d'activité grâce aux magnitudes ML LDG et on convertit ensuite en Ms en utilisant la relation de Nicolas (2000) avec les deux considérations suivantes :

- Les magnitudes ML LDG et Ms sont équivalentes pour la valeur 5,88

- Les taux annuels d'activité sont équivalent pour les magnitudes ML LDG et leurs conversions en Ms

Les opérations décrites sont résumées dans l'Illustration 36

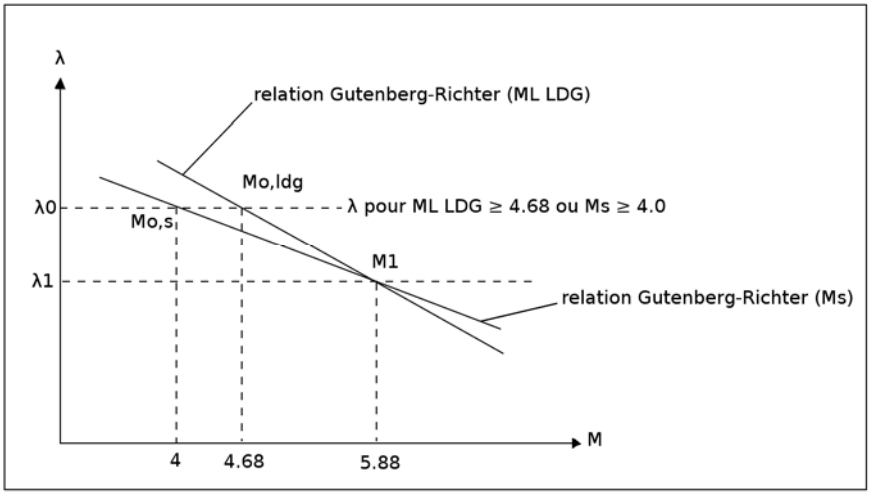


Illustration : Conversion des paramètres d'activités de la magnitude ML LDG en Ms

Ces opérations changent alors la pente de la droite et il est donc nécessaire de réévaluer la valeur de β. On utilise alors la relation suivante, issue de la formule de calcul du taux annuel de séismes de magnitude supérieure ou égale à M :

$$\beta = \frac{\ln\left(\frac{\lambda_0}{\lambda_1}\right)}{(M_1 - M_0)}$$

avec λ0 le taux annuel d'événements dont m ≥ M0; λ1 le taux annuel d'événements dont m ≥ M1

M0 est la magnitude minimale; M1 est la magnitude considérée

Avec les paramètres M0=4,68, M1=5,88 (en ML LDG) utilisés dans le programme Weichert2, permettant de calculer les taux d'activité, on obtient λ0 =0,1709 et λ1=0,0074. Et d'après la formule précédente on arrive à une valeur β=1,670 et donc b=0,73 pour l'ensemble de la zone d'étude et en magnitude Ms.

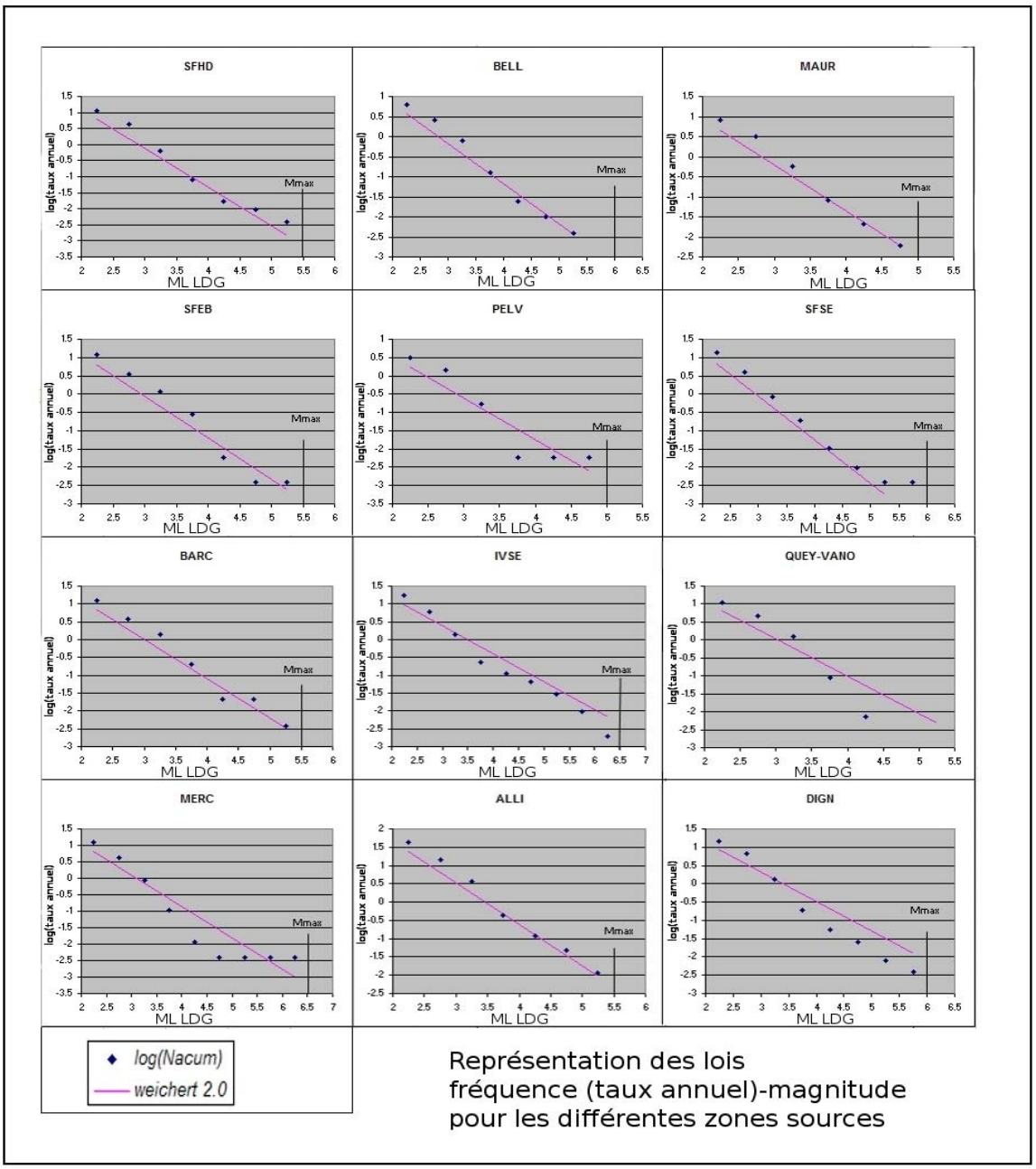
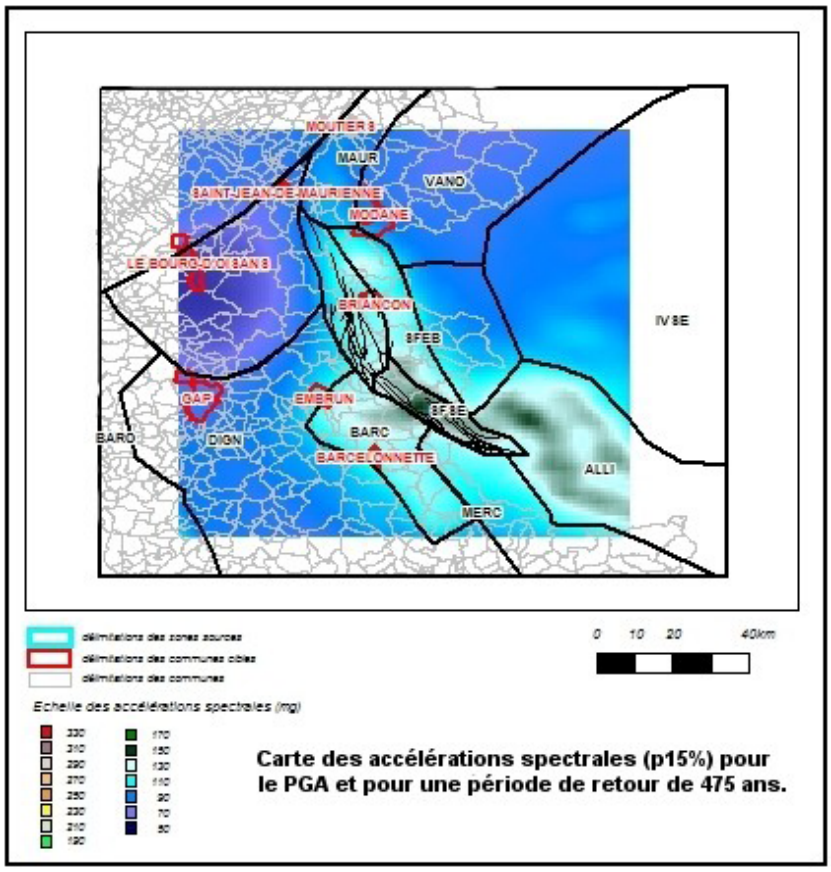
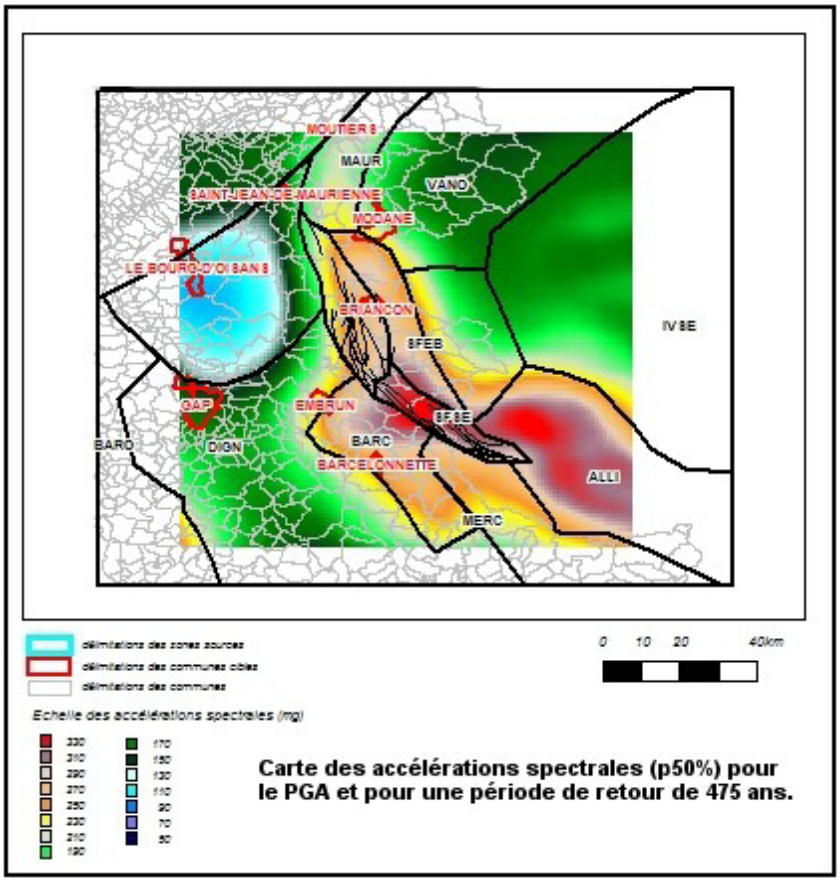


Illustration : Représentation des lois fréquence-magnitude pour les différentes unités sismotectoniques

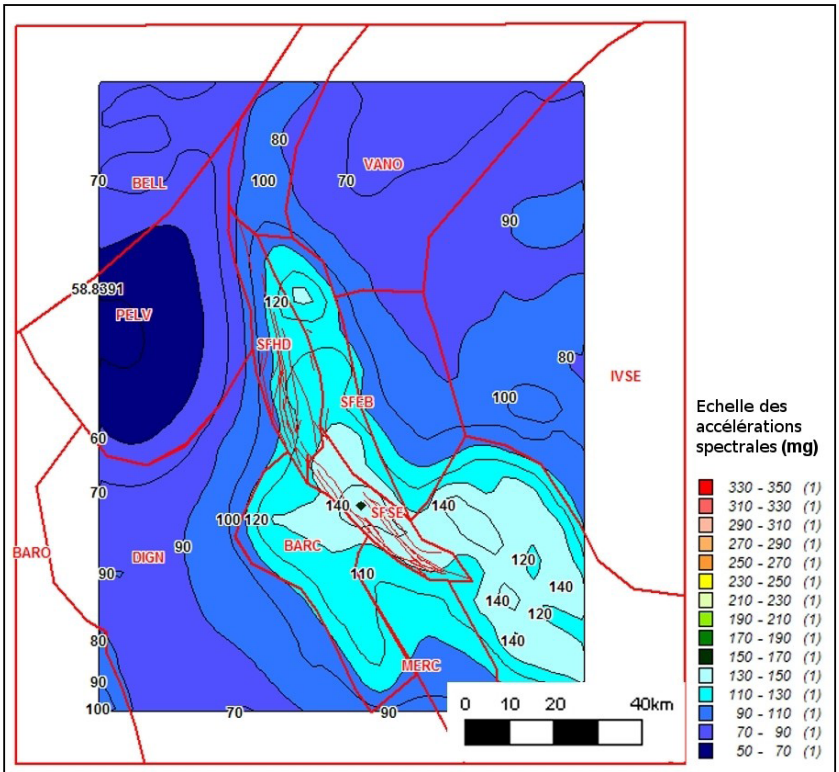
Annexe 10 - Cartes d'aléa



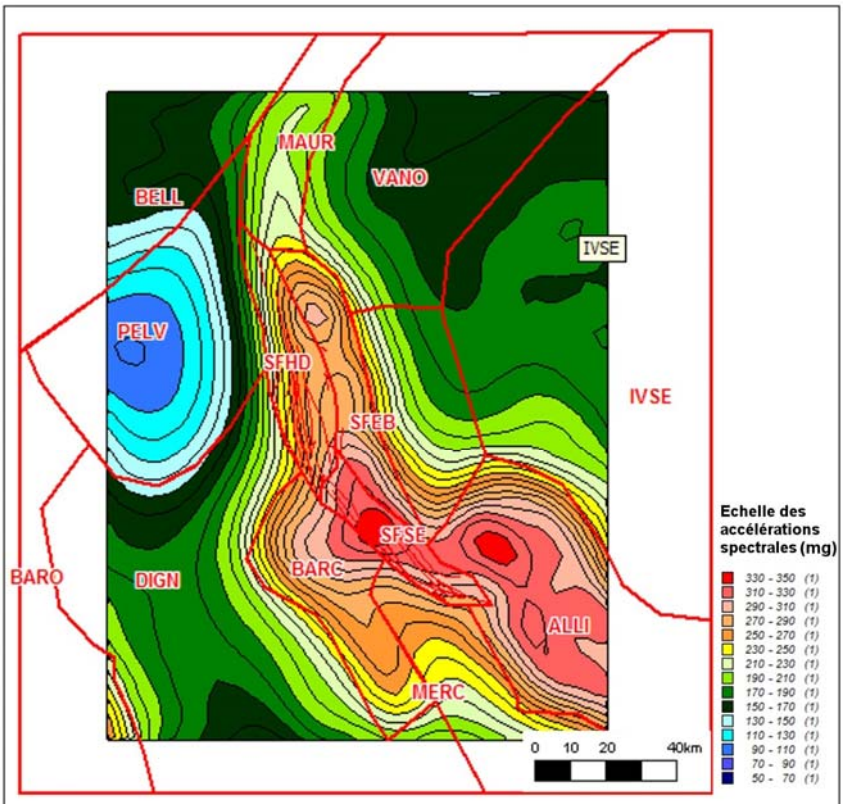
Carte des accélérations spectrales (p15%) pour le PGA et pour une période de retour de 475 ans.



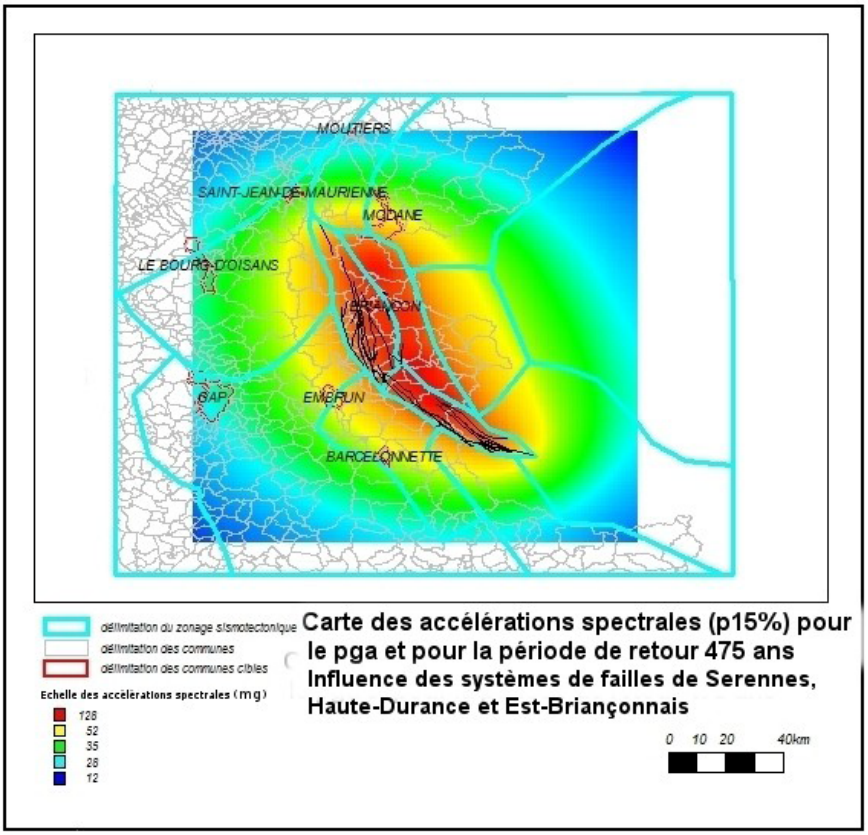
Carte des accélérations spectrales (p50%) pour le PGA et pour une période de retour de 475 ans.

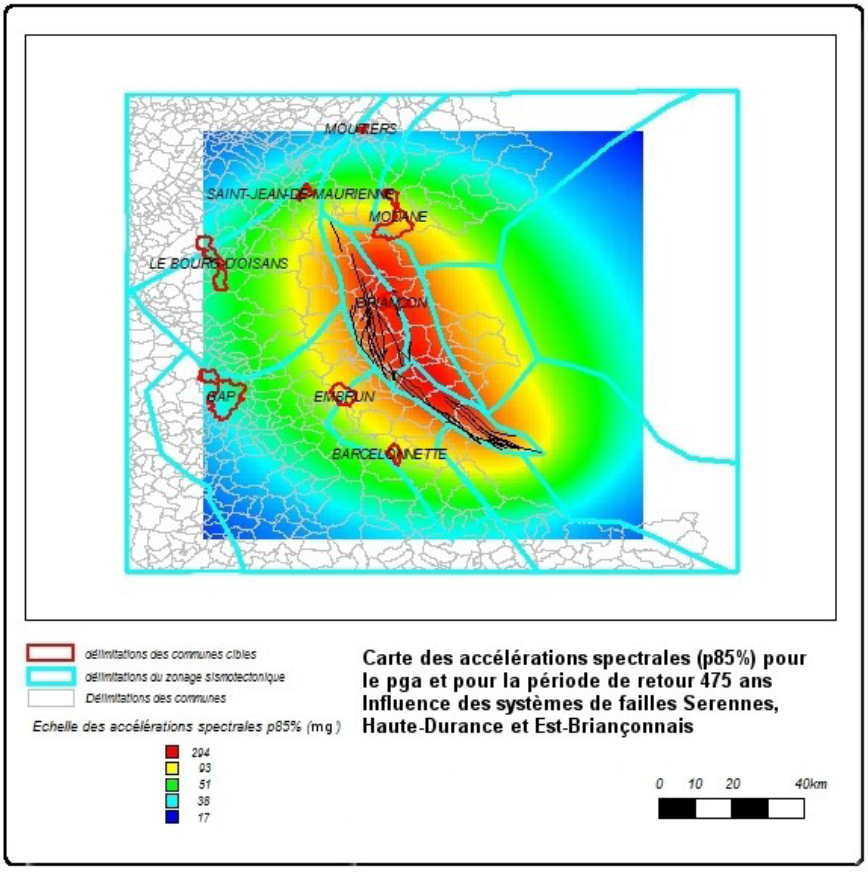


Carte des iso-accélérations (p15%) représentée pour le pga et pour une période de retour de 475 ans.



Carte des iso-accélérations (p85%) représentée pour le pga et pour une période de retour de 475 ans.


MOUTIERS
SAINT-JEAN-DE-MAURIENNE
MODANE
LE BOURG-D'OISANS
BRIANÇON
GAP
EMBRUN
BARCELONNETTE
délimitation du zonage sismotectonique
délimitation des communes
délimitation des communes cibles
Echelle des accélérations spectrales (mg)
126
52
35
28
12
Carte des accélérations spectrales (p15%) pour le pga et pour la période de retour 475 ans
Influence des systèmes de failles Serennes, Haute-Durance et Est-Briançonnais
0 10 20 40km


MOUTIERS
SAINT-JEAN-DE-MAURIENNE
MODANE
LE BOURG-D'OISANS
BRIANÇON
GAP
EMBRUN
BARCELONNETTE
délimitations des communes cibles
délimitations du zonage sismotectonique
Délimitations des communes
Echelle des accélérations spectrales p85% (mg)
294
93
51
36
17
Carte des accélérations spectrales (p85%) pour le pga et pour la période de retour 475 ans
Influence des systèmes de failles Serennes, Haute-Durance et Est-Briançonnais
0 10 20 40km

Centre scientifique et technique
3, avenue Claude-Guillemin
BP 36009
45060 – Orléans Cedex 2 – France
Tél. : 02 38 64 34 34

Service géologique régional PACA
117, avenue de Luminy
BP 167
13276 – Marseile Cedex 9 - France
Tél. : 04 91 17 74 74.