



Ministère de l'Environnement

Direction de la Recherche
et des Affaires Economiques
et Internationales

Recherche sur la sismotectonique du Sud-Ouest de la France (Pyrénées et Bassin aquitain)

1^{ère} Partie : Réalisation et informatisation de cartes de données de base : Sismicité, Structures et Néotectonique

par BLES J.L.*, DOMINIQUE P.* ET GRELLET B.**

Février 1993
R 36712 GEO-SGN 93

*BRGM SGN/GEO/RNG
117 Av. de Luminy
13009 Marseille

**GEOTER
Cap Alpha
Montpellier L.R. Technopole
34830 Clapiers

RESUME

Cette recherche a bénéficié d'une subvention du Ministère de l'Environnement attribuée par la Direction de la Recherche et des Affaires Economiques et Internationales (D.R.A.E.I. ; numéro SRETIE/MERE/92050).

Elle correspond à la première partie d'une recherche sismotectonique destinée à définir les sources sismiques permettant d'évaluer l'aléa sismique dans le bassin d'Aquitaine et les Pyrénées .

Cette première partie avait pour but de rassembler, d'analyser et de mettre en forme des données de base concernant la sismicité historique et instrumentale, les structures tectoniques reconnues en surface et en profondeur et les indices de rejeu néotectonique des grandes failles.

L'analyse des données sélectionnées est exposée dans le texte de ce rapport; elle aboutit à la constitution de six cartes informatisées présentées à l'échelle de 1/1 000 000 (planches I à VI, hors-texte).

La sismicité du Bassin Aquitain est en général très faible si l'on excepte le secteur très localisé de l'Entre-Deux-Mers. Les confins nord-ouest ou nord-est de la zone étudiée pourraient subir les effets des séismes des Charentes ou d'Auvergne, respectivement. Les Pyrénées centrales et occidentales montrent une sismicité importante, vraisemblablement liée à la réactivation des failles E-W de la zone nord-pyrénéenne, alors que dans la partie orientale des Pyrénées, les plus forts séismes sont situés sur le versant sud de la chaîne.

TABLE DES MATIERES

1.	INTRODUCTION.....	1
2.	BILAN DE SISMICITE	2
2.1.	Données macrosismiques historiques et contemporaines	2
2.1.1.	Données utilisées; présentation des cartes macrosismiques	2
2.1.2.	Bilan de sismicité des régions étudiées.....	2
2.1.2.1.	Bassin Aquitain	2
2.1.2.2.	Sud-ouest du Massif Central	3
2.1.2.3.	Pyrénées.....	3
2.1.2.4.	Bassin de l'Ebre et Cordillère Ibérique	10
2.1.3.	Zones sismiques situées en dehors de la zone de recherche.....	12
2.1.3.1.	Vendée et Charentes	12
2.1.3.2.	Monts d'Auvergne	12
2.2.	Données instrumentales	14
2.2.1.	Données utilisées	14
2.2.2.	Distribution des zones sismiques	14
2.2.3.	Mécanismes au foyer des séismes	20
2.3.	Conclusion.....	20
3.	STRUCTURES TECTONIQUES.....	22
3.1.	Les structures et leur histoire	22
3.1.1.	Domaines et blocs structuraux hérités de l'Hercynien	22
3.1.2.	Structures mésozoïques et cénozoïques	24
3.2.	Présentation et apport des cartes des structures tectoniques et géophysiques.....	31
3.2.1.	Cartes des failles reconnues en surface.....	31
3.2.2.	Carte des discontinuités géophysiques.....	32

Sismotectonique du Sud-Ouest de la France
1ère partie : cartes de données de base

4.	DONNEES NEOTECTONIQUES	36
4.1.	Introduction.....	36
4.2.	Pyrénées orientales	37
4.2.1.	Catalogne	37
4.2.2.	Roussillon.....	40
4.3.	Languedoc	44
4.3.1.	Corbières, Narbonnais, Minervois	44
4.3.2.	Languedoc central	45
4.4.	Montagne Noire et Albigeois	46
4.5.	Pyrénées centrales	48
4.6.	Pyrénées occidentales	49
4.7.	Bassin Aquitain	51
4.7.1.	Nord et Centre du bassin	51
4.7.2.	Landes et Chalosse.....	53
4.8.	Massif Central	56
4.9.	Conclusion.....	58
5.	CONCLUSIONS.....	60
	REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	61

ANNEXES

Annexe I - Liste des épicentres macrosismiques fiables à relativement fiables et d'intensité épicentrales $I_0 > VI$ MSK.

Annexe II - Liste des épicentres instrumentaux fiables de magnitude $M > 3,5$.

TABLE DES ILLUSTRATIONS

LISTE DES FIGURES

- Figure 2.1.** Carte macrosismique du tremblement de terre de l'Entre-Deux-Mers du 10 août 1759 (d'après GODEFROY et al., 1990)
- Figure 2.2.** Carte macrosismique du séisme du 28 juin 1950 dans l'Aude (d'après GODEFROY, 1987).
- Figure 2.3.** Carte macrosismique du tremblement de terre du 21 juin 1660 du Pic du Midi de Bigorre (d'après LAMBERT, 1991)
- Figure 2.4.** Carte macrosismique du séisme du 13 août 1967 à Arette.
- Figure 2.5.** Carte macrosismique du séisme d'Arudy du 29 février 1980 (d'après GODEFROY et al., 1982).
- Figure 2.6.** Carte macrosismique du tremblement de terre catalan du 2 février 1428 (d'après BANDA et CORREIG, 1984).
- Figure 2.7.** Carte macrosismique simplifiée du séisme d'Oléron du 7 septembre 1972 (d'après ROTHE, 1983).
- Figure 2.8.** Les réseaux sismologiques pyrénéens et la sismicité (d'après MARTEL et VADELL, 1990).
- Figure 2.9.A** Sismicité de la région d'Arette de janvier 1978 à juin 1979 (d'après GAGNEPAIN et al., 1980).
- Figure 2.9.B** Répartition des séismes de la figure 2.9. A en fonction de la profondeur suivant une coupe N-S (d'après GAGNEPAIN et al., 1980).
- Figure 2.10A** Schéma géologique de la région d'Arette (d'après GAGNEPAIN-BEYNEIX, 1987).
- Figure 2.10B** Réseau sismique d'Arette/et sismicité régionale de 1978 à 1983 (d'après GAGNEPAIN-BEYNEIX, 1985).
- Figure 2.11** Résultats de mécanismes aux foyers de séismes sélectionnés : (d'après SUZZONI, 1991)
- Figure 3.1.** Domaines et blocs structuraux hérités de la chaîne hercynienne (d'après AUTRAN et DERCOURT, 1980).

- Figure 3.2.** Un modèle d'évolution des Pyrénées (d'après MATTAUER, 1990).
- Figure 3.3.** Carte structurale du sud-ouest du bassin d'Aquitaine et du bassin de Parentis (d'après DESELGAULX et BRUNET, 1990).
- Figure 3.4.** Profil Ecors-Biscaye et coupes interprétatives du bassin de Parentis (d'après BOIS et al., 1990 et CHOUKROUNE et al., 1990).
- Figure 3.5.** Deux interprétations du profil Ecors-Pyrénées (d'après MATTAUER, 1990).
- Figure 3.6.** Carte de l'anomalie isostatique des Pyrénées (d'après de CABISSOLE, 1990).
- Figure 3.7.** Modèle gravimétrique de la coupe prédictive du profil Ecors-Pyrénées ouest (d'après de CABISSOLE, 1990).
- Figure 3.8.** Schéma structural des Pyrénées (d'après ROURE et al., 1989).
- Figure 4.1.** Faille inverse quaternaire du rio Sert (d'après PHILIP et al., 1992).
- Figure 4.2.** Failles normales plio-quaternaires à Sorède : coupe du chemin d'Utrera (d'après CALVET, 1982 et 1985).
- Figure 4.3.** Faille inverse quaternaire du massif de l'AGLY (d'après PHILIP et al., 1992).
- Figure 4.4.** Coupe de la faille inverse de Saint-Chipoli, près de Dourgne.
- Figure 4.5.** Profils en long des terrasses du Saison (A) et du gave d'Oloron (B) (d'après THOMAS et PAILHE, 1984).
- Figure 4.6.** Disposition schématique des cailloutis villafranchiens sur la côte basque (d'après VIERS, 1961).
- Figure 4.7.** Coupes des affleurements d'Horsarrieu (d'après THIBAUT, 1969).

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 2.1. Caractéristiques focales de 3 séismes instrumentaux des Pyrénées centrales et occidentales.

Tableau 4.1. Liste des indices néotectoniques du quart sud-ouest de la France.

LISTE DES PLANCHES (Hors-texte)

Planche I. Carte des épicentres macrosismiques : toutes données.

Planche II. Carte des épicentres macrosismiques : séismes de localisation fiable (qualité A, B, C, ou D) et intensité épicentrale $> VI$.

Planche III. Carte des épicentres microsismiques de magnitude $> 3,5$.

Planche IV. Carte des failles reconnues en surface.

Planche V. Carte des discontinuités géophysiques

Planche VI. Carte néotectonique.

1 - INTRODUCTION

SITUATION ET BUT DE LA RECHERCHE

Cette recherche a été réalisée grâce à une subvention de la Direction de la Recherche et des Affaires Economiques et Internationales du Ministère de l'Environnement, référencée sous le numéro SRETIE/MERE/92050.

Elle correspond à la première partie d'une recherche sur la sismotectonique du sud-ouest de la France, incluant les Pyrénées, le Bassin Aquitain et une partie du Massif Central et du Languedoc occidental. Les limites est et ouest de la zone étudiée correspondent aux méridiens 3°30'E et 2°30'W, respectivement, et les limites nord et sud sont représentées par les parallèles 45°30'N et 41°30'N.

La synthèse sismotectonique qui se terminera avec la seconde partie de la recherche, servira de base aux détermination et évaluation de l'aléa sismique dans les Pyrénées ou le Bassin Aquitain.

Par une analyse sismotectonique, on recherche les diverses sources sismiques (unités, domaines, structures sismogènes) et les séismes maximum historiquement vraisemblables (S.M.H.V.) susceptibles d'affecter les constructions ou leur environnement proche ou lointain.

Les résultats de cette recherche pourront être utilisés par la suite pour l'évaluation de l'aléa sismique sur des sites particuliers.

Le but de la première partie de la recherche, objet de ce rapport, est de rassembler, analyser et mettre en forme les données de base nécessaires à la synthèse sismotectonique; à savoir : celles concernant la sismicité historique et instrumentale, le repérage des structures tectoniques de la croûte, en surface et en profondeur, ainsi que les données néotectoniques permettant de connaître l'activité récente de certaines de ces structures tectoniques.

La présente recherche est effectuée à partir de données publiées par divers auteurs et de rapport d'études effectués par le BRGM à l'intérieur ou au voisinage de la zone étudiée. B. GRELLET (GEOTER) a participé à la réalisation de l'analyse des données néotectoniques.

2 - BILAN DE SISMICITE

2.1.DONNEES MACROSISMIQUES HISTORIQUES ET CONTEMPORAINES

2.1.1. - Données utilisées ; présentation des cartes macrosismiques

Les données utilisées dans cette recherche sont issues du fichier informatisé SIRENE, lequel rassemble l'ensemble des informations à caractère macrosismique pour la France et ses confins, acquis depuis l'an 1000 jusqu'à nos jours.

Cette banque de données est gérée et actualisée en permanence par le BRGM avec le concours d'autres organismes (CEA, EDF,...) en vue d'obtenir un état des connaissances toujours plus approfondi et satisfaisant à la fois.

Dans cette optique, de récents travaux de révision (LAMBERT, 1990) ont fait le point sur l'état des connaissances et la vérification des caractéristiques focales d'un certain nombre d'événements parmi lesquels figurent plusieurs séismes du versant nord des Pyrénées centrales et occidentales (Arette, 1967 ; Arudy, 1814 ; Campan-Bigorre, 1660 et Lourdes, 1750).

La planche I indique l'emplacement de l'ensemble des données macrosismiques, des épicentres les plus fiables jusqu'aux informations isolées.

Sur la planche II, parmi les épicentres d'intensité et de localisation très fiable à relativement fiable (catégories A à D), n'ont été retenus que ceux dont l'intensité est égale ou supérieure à VI et on a indiqué la date (année) de ces événements.

L'annexe I fournit la liste de ces séismes fiables et d'intensité égale ou supérieure à VI, extraite du fichier SIRENE.

2.1.2. Bilan de sismicité des régions étudiées

Les planches I et II, élaborées à partir des données macrosismiques, permettent de distinguer, d'une part, des régions à sismicité notable ou relativement forte et, d'autre part, des régions où, à de rares exceptions près, la sismicité est pratiquement inexistante.

2.1.2.1. Bassin Aquitain

Ce bassin situé entre les Pyrénées, le Massif Central et la Vendée est pratiquement asismique exceptées, d'une part, une zone très localisée dans l'Entre-Deux-Mers, entre Bordeaux et Libourne et, d'autre part, la région des Charentes Maritimes dans l'extrême nord du bassin, qui sera traitée dans le paragraphe 2.1.3.

Le secteur de l'Entre-Deux-Mers a connu deux séismes d'intensité épicentrale (I_0) supérieure à $VI_{M.S.K.}^*$; ce sont ceux du 10 août 1759 et du 26 janvier 1852 dont les intensités épicentrales étaient respectivement : +VII et +VI. Le séisme du 10 août 1759 a été ressenti jusqu'à Limoges, au Nord-Est, et Aire-sur-Adour, au sud (fig. 2.1).

2.1.2.2. Sud-Ouest du Massif Central et Languedoc occidental

La sismicité du Sud-Ouest du Massif Central se développe essentiellement dans une zone allongée selon la direction N-S qui prolonge au Sud celle des monts d'Auvergne. A l'intérieur de la zone d'étude, cette zone s'étend depuis les plateaux du Cézallier, à l'Ouest de Brioude, jusqu'au delà des Monts d'Aubrac, vers Millau.

Les séismes les plus forts sont ceux du 18 octobre 1833 et du 26 août 1892 d'intensité épicentrale +VII et VII respectivement, dans le Cézallier, ($3^{\circ}12'E$; $45^{\circ}20'N$ et $3^{\circ}13'E$; $45^{\circ}13'N$) et celui du 16 mai 1939 dont l'épicentre, situé au Nord de Millau ($3^{\circ}06'E$, $44^{\circ}22'N$), présentait une intensité de degré VI.

En dehors de cette zone N-S, la sismicité est pratiquement inexistante, sauf à l'approche des Pyrénées, à l'Ouest de Carcassonne ($2^{\circ}38'E$, $43^{\circ}08'N$), où s'est produit le 28 juin 1950 un séisme d'intensité épicentrale +VI (fig. 2.2) qui pourrait être lié à la présence de l'une des failles NE - SW du Languedoc.

2.1.2.3. Pyrénées

Les Pyrénées centrales et occidentales, d'une part, et les Pyrénées orientales, d'autre part, correspondent et de loin, aux régions les plus sismiques de la zone étudiée.

a) Pyrénées centrales et occidentales

Les Pyrénées centrales et occidentales, entre les méridiens $2^{\circ}W$ et $1^{\circ}E$ montrent une forte concentration d'épicentres correspondant à une activité sismique assez régulièrement répartie dans le temps.

On dénombre dans cette zone près de 20 séismes historiques d'intensité épicentrale VII et VII-VIII (dommages significatifs aux constructions) et 4 séismes d'intensité VIII ou +VIII (destruction de bâtiments). Dans cette partie des Pyrénées, l'intensité IX, autrefois admise, a été réévaluée récemment par J. LAMBERT (1990) et abaissée à VIII ou VIII-IX.

C'est notamment le cas des séismes réputés les plus intenses des Pyrénées centrales et occidentales, à savoir :

- Le séisme du 21 juin 1660, d'intensité épicentrale +VIII MSK (fig. 2.3), situé dans la région du Pic du Midi de Bigorre, près de Campan et Barèges ($0^{\circ}04'E$; $42^{\circ}58'N$) ;

* Dans cette recherche, comme dans le fichier SIRENE, toutes les intensités des séismes sont données selon l'échelle M.S.K. dont on trouvera la définition dans l'annexe I.

sismotectonique du Sud-Ouest de la France
1ère partie : cartes de données de base

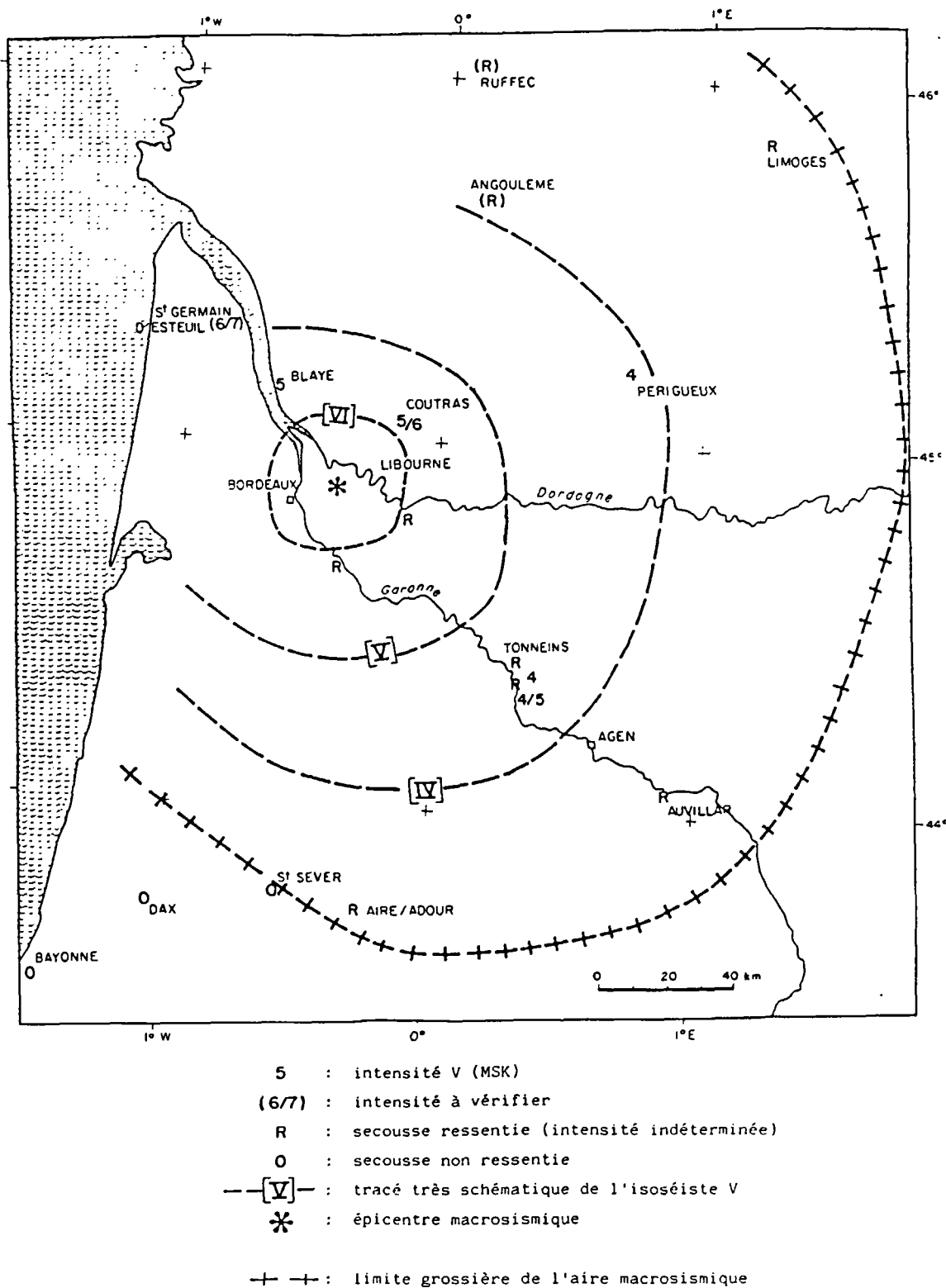


FIGURE 2.1 - CARTE MACROSISMIQUE DU TREMBLEMENT DE TERRE DE L'ENTRE-DEUX-MERS DU 10 AOUT 1759 (D'après GODEFROY et al.,1990)

sismotectonique du Sud-Ouest de la France
1ère partie : cartes de données de base

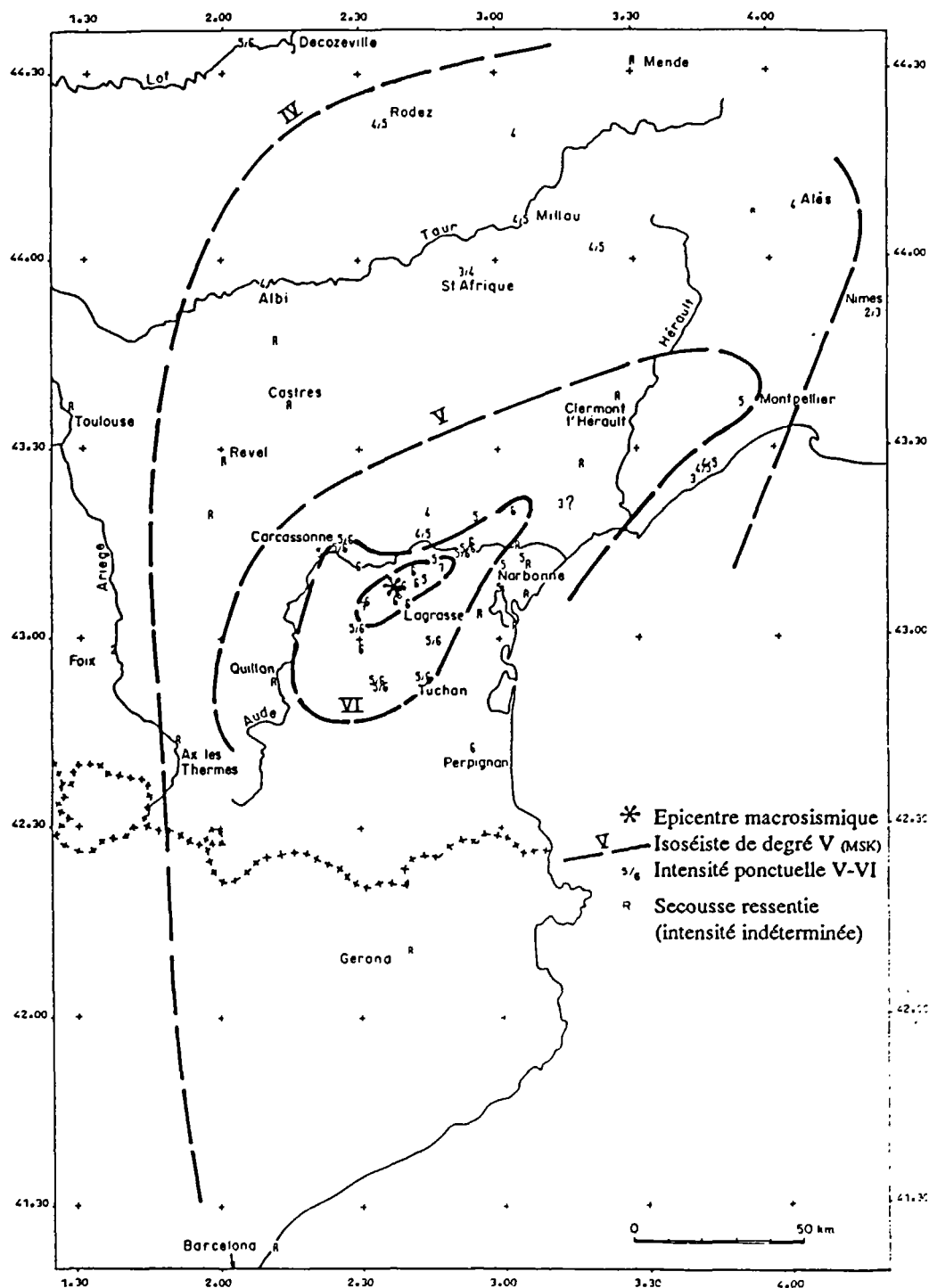


FIGURE 2.2 - CARTE MACROSISMIQUE DU SEISME DU 28 JUIN 1950 DANS L'AUDE
(D'après GODEFROY, 1987)

Seisme pyreneen du 21 Juin 1660: esquisse d'isoseistes

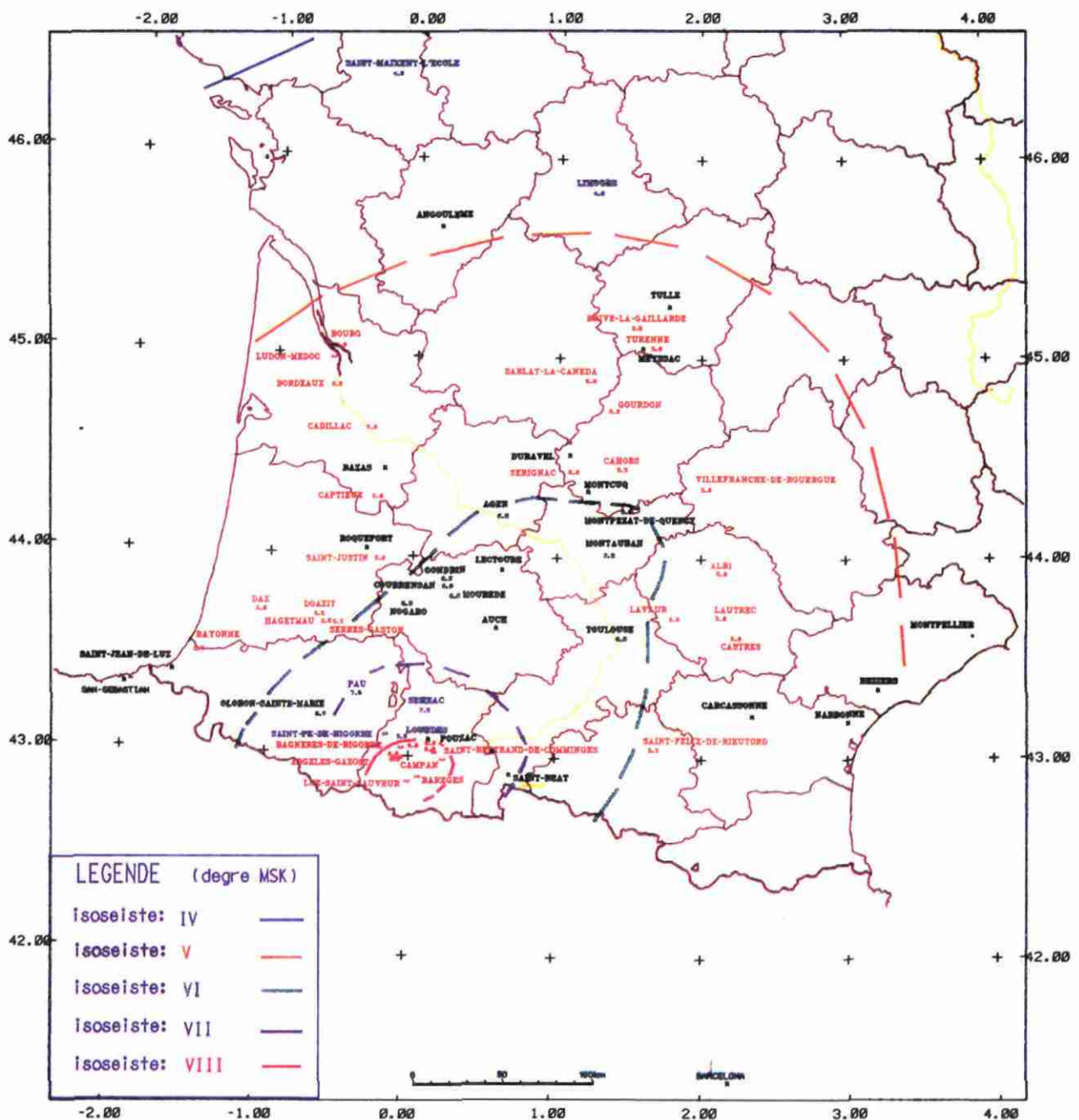


FIGURE 2.3 - CARTE MACROSISMIQUE DU TREMBLEMENT DE TERRE DU 21 JUIN 1660 DU PIC DU MIDI DE BIGORRE (D'après LAMBERT, 1991)

- le séisme du 24 mai 1750, d'intensité épicentrale VIII MSK, situé à moins de 5 km au Sud-Est de Lourdes (0°02'W ; 43°04'N).

Les deux autres tremblements de terre qui ont atteint l'intensité épicentrale VIII dans cette partie des Pyrénées, sont :

- Le séisme du 13 août 1967 (fig. 2.4), situé près d'Arette (0°47'W ; 43°05'N);
- le séisme du 19 novembre 1923, situé dans le Val d'Aran (0°50'E ; 42°42'N), à quelques kilomètres à l'Est de Viella et à 45 km au Sud de Saint-Gaudens.

Quant au séisme du 22 mai 1814, dont l'épicentre est situé près d'Arudy et de Louvie-Juzon (0°24'W; 43°08'N), son intensité épicentrale, réputée auparavant +VII-VIII, a été ramenée à +VII par J. LAMBERT (1990).

Par ailleurs, dans ce secteur des Pyrénées centrales et occidentales, en raison des enregistrements microsismiques auxquels ils ont donné lieu, on citera les séismes récents suivants :

- le séisme du 29 février 1980, d'intensité épicentrale +VII-VIII MSK et situé à moins de 10 km au Sud-Est d'Arudy (0°20'W ; 43°04'N), soit à 25 km environ au Sud de Pau (Fig. 2.5.).
- le séisme du 6 janvier 1982, d'intensité épicentrale +VI-VII MSK et situé dans le massif de la forêt des Arbailles, à 55 km au Sud-Est de Bayonne et à 60 km au Sud-Ouest de Pau (1°02'W ; 43°07'N).

Presque tous ces séismes sont concentrés dans une zone allongée suivant une direction sensiblement E-W occupant le versant nord des Pyrénées centrales et occidentales. Cette zone se développe, au Sud de Pau et Tarbes jusqu'à la bordure nord de la Haute-Chaîne Pyrénéenne (ou zone axiale) et elle s'étend d'Ouest en Est depuis le méridien 1°30'W et le secteur de Saint-Jean-Pied-de-Port, jusqu'au méridien 1°00'E passant entre Saint-Gaudens et Saint-Girons (planches I et II).

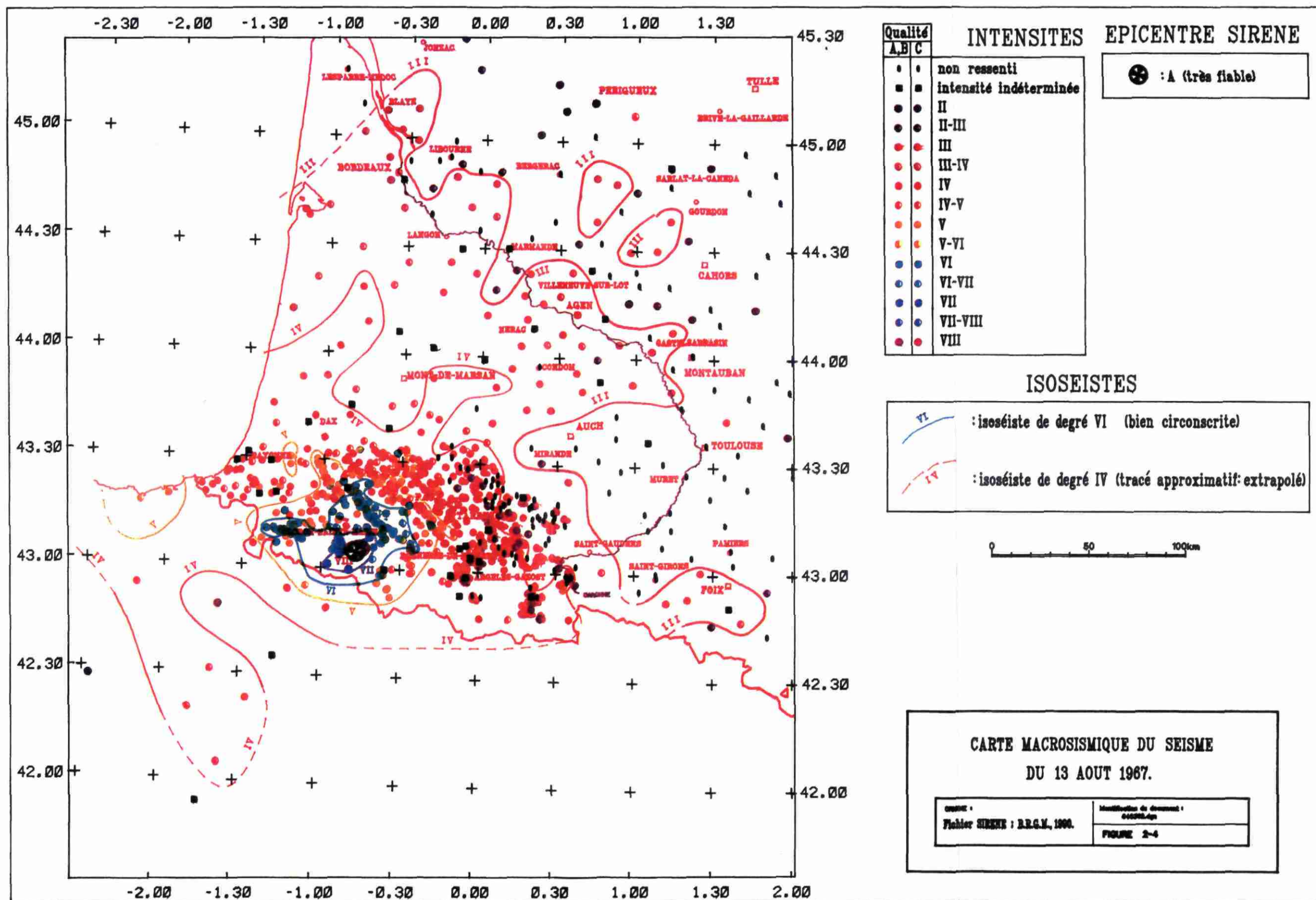
Les autres séismes sont situés dans la Haute-Chaîne pyrénéenne; ceci est particulièrement vrai pour les Pyrénées centrales où l'activité sismique se développe dans le massif de la Maladetta et le Val d'Aran avec notamment le séisme de Viella du 19 novembre 1923, déjà cité.

Au Sud, dans les Pyrénées espagnoles aragonaises, il faut souligner l'existence du séisme du 10 juillet 1923, d'intensité épicentrale +VII-VIII M.S.K., dont l'épicentre est situé à 30 km à l'Ouest de Jaca (0°55'W ; 42°38'N), soit à 40 km environ au Sud du Port de Larrau qui marque la frontière franco-espagnole.

Au front septentrional des Pyrénées centrales et occidentales, la sismicité historique s'atténue peu à peu pour devenir très faible ou pratiquement inexistante dans le Bassin Aquitain.

Néanmoins, sur la bordure sud de ce bassin, près de l'usine de Lacq, s'est produit le 5 février 1981, un séisme d'intensité VI (0° 43'W ; 43° 23'N).

De plus, au front nord de la zone sismique E-W des Pyrénées centrales et occidentales, là où la sismicité s'atténue progressivement vers le Nord, on peut citer :



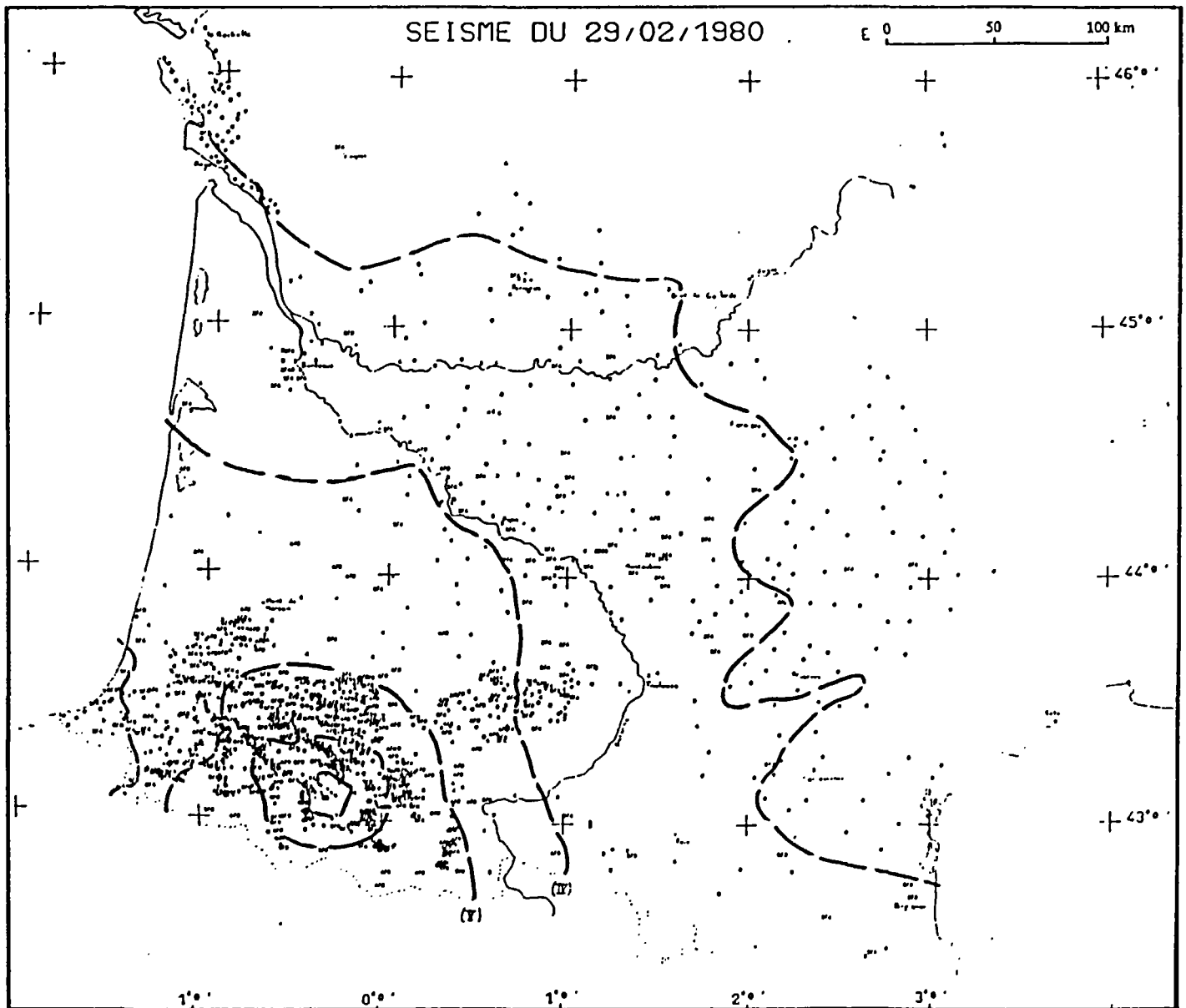


FIGURE 2.5 - CARTE MACROSISMIQUE DU SEISME D'ARUDY (PYRENEES ATLANTIQUES)
DU 29 FEVRIER 1980 (D'après GODEFROY et al., 1982)

- le séisme du 8 septembre 1902, d'intensité épacentrale +VII MSK, situé près d'Oloron-Sainte-Marie (0°36'W ; 43°11'N);
- le séisme du 24 juillet 1911, d'intensité épacentrale de degré VII, ce séisme est situé entre Pau et Lourdes (près de Coarraze et Benejacq à une quinzaine de kilomètres au Sud-Est de Pau (0°14'W; 43°11'N);
- le séisme du 13 juillet 1904, d'intensité épacentrale de degré VII MSK et situé à 20 km environ au Sud de Tarbes (0°07'E ; 43°04'N).

b) Pyrénées orientales (s.l.)

La sismicité historique des Pyrénées orientales et de la Catalogne est dominée par les séismes de 1427 dont la localisation dans les environs d'Olot est imprécise mais qui ont dépassé l'intensité VIII et, surtout, par le séisme du 2 février 1428 ; celui-ci est situé en Espagne à 35 km au Sud de Prades et à moins de 10 km de la frontière franco-espagnole, soit près de Camprodon (2°21'E ; 42°19'N, selon le fichier SIRENE) ou bien, plus à l'Ouest, près de Caralp et Ribas-de-Freser, selon BANDA et CORREIG (1984 ; Fig. 2.6) soit à une vingtaine de kilomètres au Sud-Est de Puigcerda et Bourg-Madame (frontière franco-espagnole de Cerdagne). L'intensité épacentrale de ce dernier séisme serait +X selon SIRENE ou égale à IX-X selon BANDA et CORREIG (1984).

Plus au Sud, dans la cordillère Catalane, près de Barcelonne, le séisme du 25 mai 1448 (2°24'E ; 41°38'N) est catalogué dans le fichier SIRENE avec une intensité épacentrale de degré VIII MSK.

Dans le département des Pyrénées orientales, les séismes du Roussillon et de la Cerdagne du 27 décembre 1755, du 25 décembre 1772 et du 4 février 1876 d'intensité épacentrale VI ou +VI paraissent jalonner les failles de la Têt (secteur de Prades), de Mantet-Filhols (secteur de Canigou) ou de la Cerdagne.

Plus au Nord, quelques séismes dont le plus important est celui du 23 septembre 1922, près de Saint-Paul-de-Fenouillet (2°30'E ; 42°50'N) se situent à proximité de l'extrémité orientale de la faille nord-pyrénéenne ; ce séisme du 23 septembre 1922 a atteint l'intensité VI-VII.

Enfin, au Nord des Corbières, près de l'anticlinal de la Montagne d'Alaric (2°38'E ; 43°08'N), soit 25 km au Sud-Est de Carcassonne, le séisme du 28 juin 1950 a dépassé l'intensité VI (+VI).

2.1.2.4. Bassin de l'Ebre et Cordillère Ibérique :

Au Sud-Est des Pyrénées et du Bassin de l'Ebre, sur la bordure nord-est de la Cordillère Ibérique, à 80 km au Sud-Est de Pampelona (2°10'W ; 42°12'N), s'est produit le 18 mars 1817 un séisme d'intensité épacentrale VIII-IX MSK. Toutefois, ce séisme est situé à plus de 100 km au Sud de la frontière franco-espagnole.

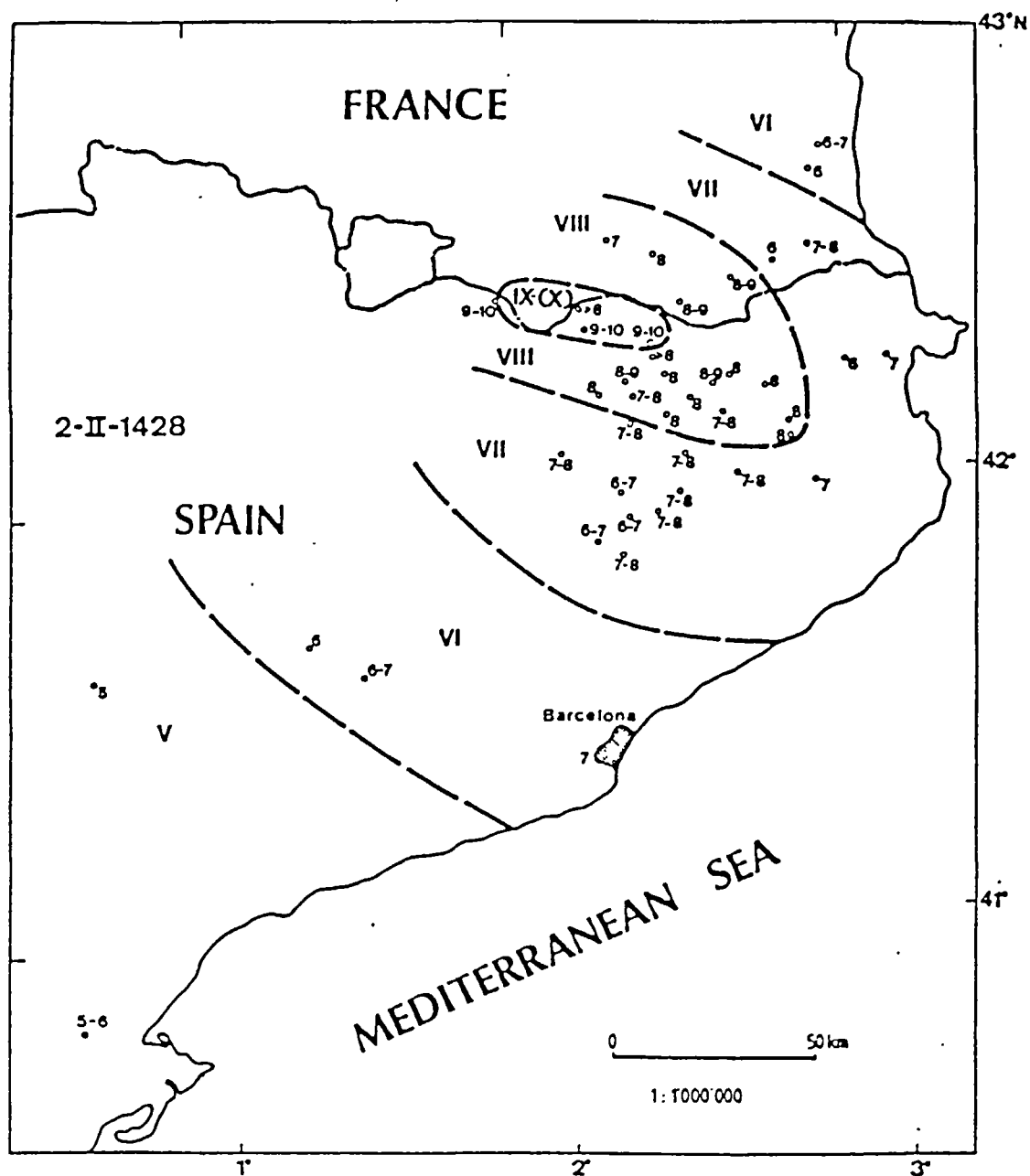


FIGURE 2.6 - CARTE MACROSISMIQUE DU TREMBLEMENT DE TERRE CATALAN DU 2 FEVRIER 1428 (D'après BANDA ET CORREIG, 1984)

2.1.3. Zones sismiques situées en dehors de la zone d'étude

Ces zones sismiques situées au nord de la limite septentrionale de la zone étudiée, sont susceptibles d'intervenir dans l'évaluation de l'aléa sismique des secteurs nord-est et nord-ouest de la zone étudiée.

2.1.3.1. Vendée et Charentes

La Vendée et les Charentes montrent une sismicité relativement bien développée qui culmine avec le séisme du 25 janvier 1799 d'intensité épicentrale VIII, localisé au Sud-Ouest de Nantes.

Les séismes de cette région paraissent généralement liés à l'activité des grandes failles NW-SE sud-armoricaines et, plus rarement, à des failles NNW-SSE apparues à la fin de l'orogénèse hercynienne.

Les séismes notables les plus proches des parties nord de la zone étudiée sont :

- celui du 7 septembre 1972 situé dans l'île d'Oléron (1°13'W ; 45°55'N) et d'intensité épicentrale + VII MSK (Fig. 2.7);
- Celui du 26 juillet 1882, localisé à Saintes (0°38'W ; 45°45'N) et d'intensité épicentrale de degré VI M.S.K.;
- le séisme des Charentes dont le choc principal, localisé à 20 km au Nord-Ouest d'Angoulême (0°02'W ; 45°46'N), s'est produit 28 septembre 1935 avec une intensité épicentrale de degré VII MSK.

2.1.3.2. Monts d'Auvergne

Les Monts d'Auvergne ont connu les plus forts séismes du Massif Central.

Ces séismes paraissent situés à l'intersection de la faille de Saint-Sauves, branche nord occidentale du Grand Sillon Houiller et de la ligne de failles N-S qui traverse le Massif Central, correspond à la limite ouest de la Limagne d'Allier, dans la région de Clermont-Ferrand, et se prolonge vers le Sud, à travers le plateau du Cézallier.

Les plus forts séismes des Monts d'Auvergne sont :

- celui de l'an 1450, situé à une dizaine de kilomètres au Nord de Clermont-Ferrand (3°07'E ; 45°53'N) et d'intensité épicentrale VII M.S.K.;
- celui du 6 août 1477, survenu à quelques kilomètres au Nord de cette même ville (3°06'E ; 45°50'N) avec une intensité épicentrale de degré VII - VIII MSK;
- celui du 1er mars 1490, situé à 10 km environ au Nord-Ouest de Clermont-Ferrand (2°58'E; 45°50'N) et dont l'intensité épicentrale est cataloguée + VIII, dans le fichier SIRENE.

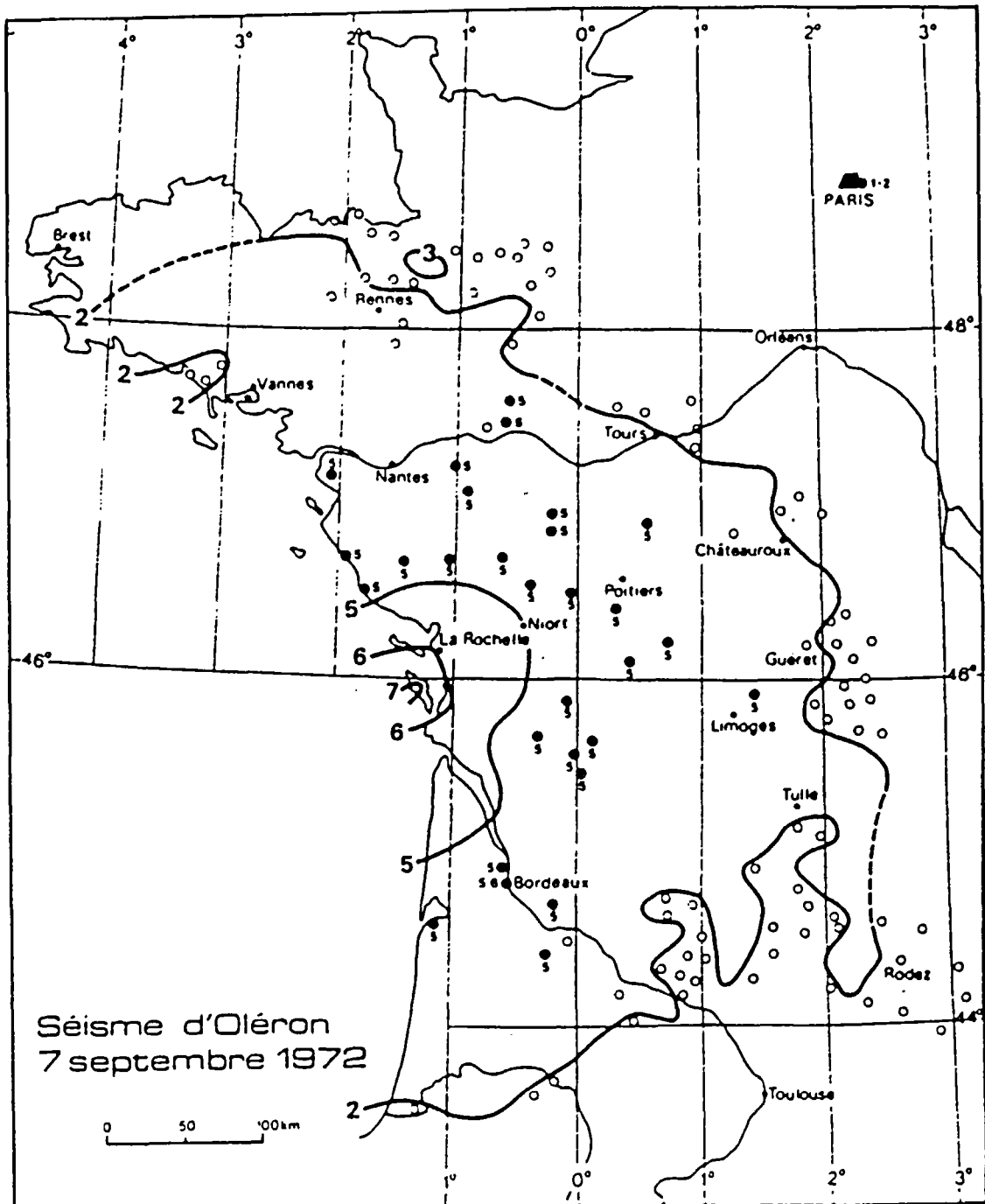


FIGURE 2.7 - CARTE MACROSISMIQUE SIMPLIFIEE DU SEISME D'OLERON DU 7 SEPTEMBRE 1972 (D'après ROTHE, 1983)

2.2 DONNEES INSTRUMENTALES

2.2.1. Données utilisées; présentation de la carte des séismes

Les données utilisées proviennent principalement du fichier régionalisé de sismicité instrumentale de la France établi par le Laboratoire de Détection Géophysique (L.D.G.) du Commissariat à l'Energie Atomique.

La planche III indique la répartition des séismes de magnitude égale ou supérieure à 3,5 enregistrés par le L.D.G., entre 1962 et 1991. Une sélection y a été effectuée en fonction de l'incertitude dont est entachée la localisation des épicentres. Cette notion de précision de localisation est très importante, car si le réseau national du C.E.A. - L.D.G. est très performant pour les séismes se produisant dans le centre de la France, il n'en est pas de même dans le Sud-Ouest et les Pyrénées où l'erreur peut dépasser 10 et même 20 km. C'est pourquoi sur cette planche III, les séismes dont l'imprécision de localisation est supérieure à 20 km ont été éliminés ; de plus, ont été distingués les séismes dont la localisation est précise à moins de 10 km près et ceux dont l'incertitude est comprise entre 10 et 20 km. La liste des événements correspondants est donnée en annexe II.

Les résultats fournis par le réseau d'Arette de l'Institut de Physique du Globe de Paris (IPGP), ont été pris en compte dans cette étude et en particulier, ceux exposés par GAGNEPAIN-BEYNEIX et al. (1982), GALLART et al. (1985) et GAGNEPAIN-BEYNEIX (1987).

2.2.2. Distribution des zones sismiques

Suivant les régions considérées, les données de sismicité instrumentale confirment ou complètent les données macrosismiques historiques et contemporaines.

a) Pyrénées

Les données microsismiques confirment notamment l'existence de la zone fortement sismique du versant Nord des Pyrénées centrales et occidentales s'étendant depuis Saint-Jean-Pied-de-Port, à l'Ouest, jusqu'au Sud de Saint-Gaudens, à l'Est. Dans cette zone, les séismes présentant les plus fortes magnitudes sont ceux d'Arette (1967), d'Arudy (1980) et des Arbailles (1982). Ces données confirment également la sismicité de la Haute-Chaîne pyrénéenne à savoir : au Sud de Foix (en Andorre), avec deux séismes de magnitude comprise entre 4,5 et 5,0, au Sud de Saint-Gaudens (dans le massif de la Maladetta) et dans les Pyrénées aragonaises, au Sud du Port-de-Larrau, bien que la sismicité de cette zone soit plus modérée que celle de la précédente.

Dans la partie orientale des Pyrénées, les séismes du 20 juillet 1983 et du 26 septembre 1984 de magnitude 3,9 et 4,4, respectivement, se sont produits dans le dôme anticlinal du Canigou et, plus au Sud, à proximité de l'épicentre du séisme de 1428.

Un séisme de magnitude 4,5 s'est produit le 23 avril 1981 à proximité de Quillan (35 km au Sud-Est de Foix), pratiquement sur le trajet de la faille nord-pyrénéenne.

Les données instrumentales confirment également l'atténuation progressive de la sismicité au Nord de la zone sismique E-W du versant nord des Pyrénées et sa quasi-disparition dans le sud du Bassin Aquitain qui n'a connu, depuis 1962, que trois séismes de magnitude comprise entre 3,0 et 4,0. Une exception doit être faite pour le secteur du Champ de Lacq qui développe une sismicité particulière avec plusieurs séismes ayant atteint des magnitudes comprises entre 4,0 et 4,5.

En Espagne, les enregistrements révèlent également un foyer sismique situé à une trentaine de kilomètres de Pampelona, aux alentours d'Estella, avec deux séismes ayant dépassé la magnitude 4,5.

Les enregistrements du réseau IPGP d'Arette entre 1978 et 1983, montrent clairement que la sismicité de la zone nord-pyrénéenne E-W des Pyrénées centrales et occidentales apparaît presque toujours liée à de grandes failles de direction proche d'E-W comme la faille de Lourdes - Bielle - Lurbe à laquelle peut être attribué le séisme d'Arudy de 1980; cette faille, située au Nord de la faille nord-pyrénéenne, a un tracé complexe comportant des inflexions et des relais, mais elle reste subverticale ou fortement inclinée vers le Nord (fig. 2.8 à 2.10).

Cette sismicité instrumentale se prolonge vers l'Ouest jusqu'au Massif de Arbailles où elle paraît être due à des failles de direction proche d'E-W qui pourraient correspondre à la terminaison vers l'Ouest de la faille nord-pyrénéenne, comme cela semble être le cas de la faille bordant au Nord le Massif d'Igounce.

La sismicité instrumentale apporte des renseignements utiles, sur la magnitude et la profondeur des séismes. Par exemple, le tableau 2.1 résume ce type de données concernant les séismes de magnitude supérieure ou égale à 5,0 de cette partie des Pyrénées. Les séismes d'Arette et d'Arudy ont une profondeur proche de 5 km alors que celle du séisme des Arbailles est proche de 15 km.

b) Confins méridionaux des Charentes

Au Nord de Bordeaux, l'estuaire de la Gironde et le Sud des Charentes ont connu quelques microséismes de magnitude comprise entre 3,0 et 3,5 notamment à l'Est de Jonzac où l'un d'eux montre une magnitude comprise entre 3,5 et 4,0. Ces petits séismes sont manifestement liés à l'activité des failles NW-SE à WNW-ESE du Sud de l'Armorique et de la partie nord de la marge du Golfe de Gascogne.

Le séisme d'Oléron du 10 octobre 1977, situé plus au Nord-Ouest, avait une magnitude de durée (M_D) de 5,2. Dans ce secteur les profondeurs des foyers des séismes sont comprises entre 5 et 15 km.

c) Sud-Ouest du Massif Central et Languedoc occidental

Des séismes dont la magnitude est comprise entre 3,0 et 4,5 ont été enregistrés dans les environs de Saint-Flour (au Sud du Cézallier), au Nord de Rodez et entre Lodève et Millau d'une part, et entre Lodève et Carcassonne d'autre part.

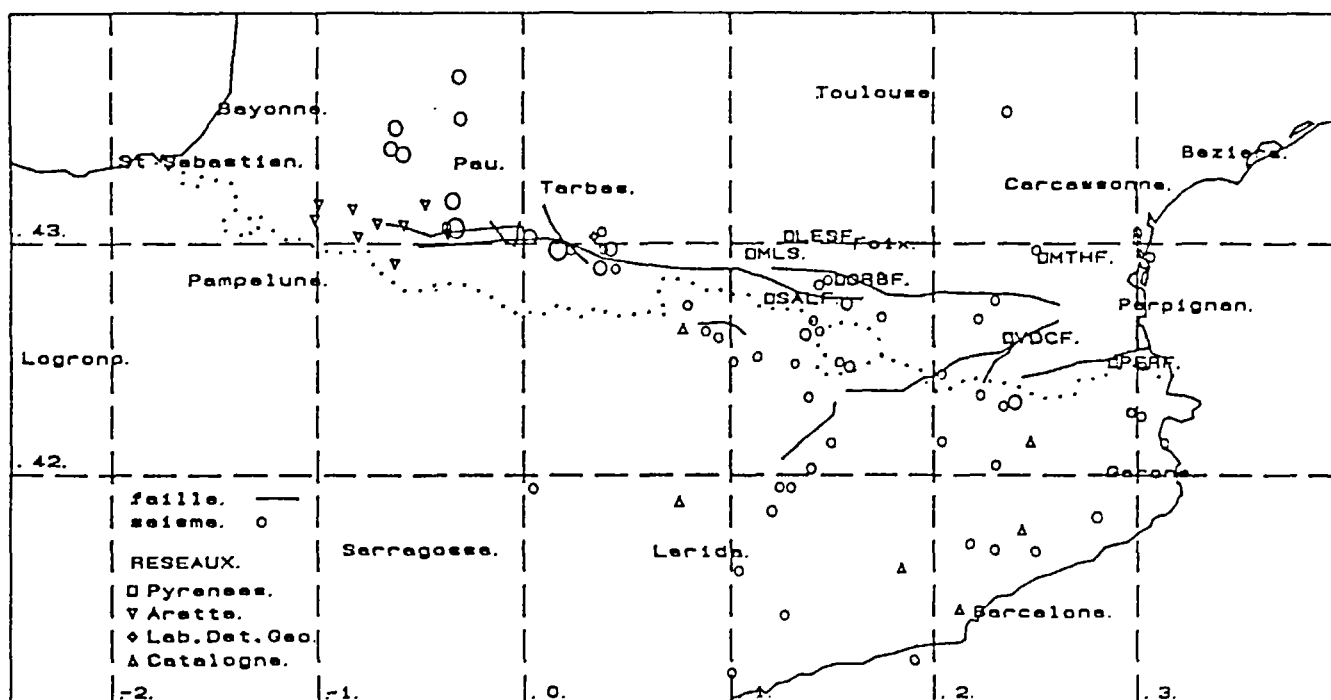


FIGURE 2.8 - LES RESEAUX SISMOLOGIQUES PYRENEENS ET LA SISMICITE

Les épicentres (01/01/89 au 31/06/89) sont représentés par des cercles ouverts
dont la taille augmente avec la magnitude

(D'après MARTEL et VADELL, 1990)

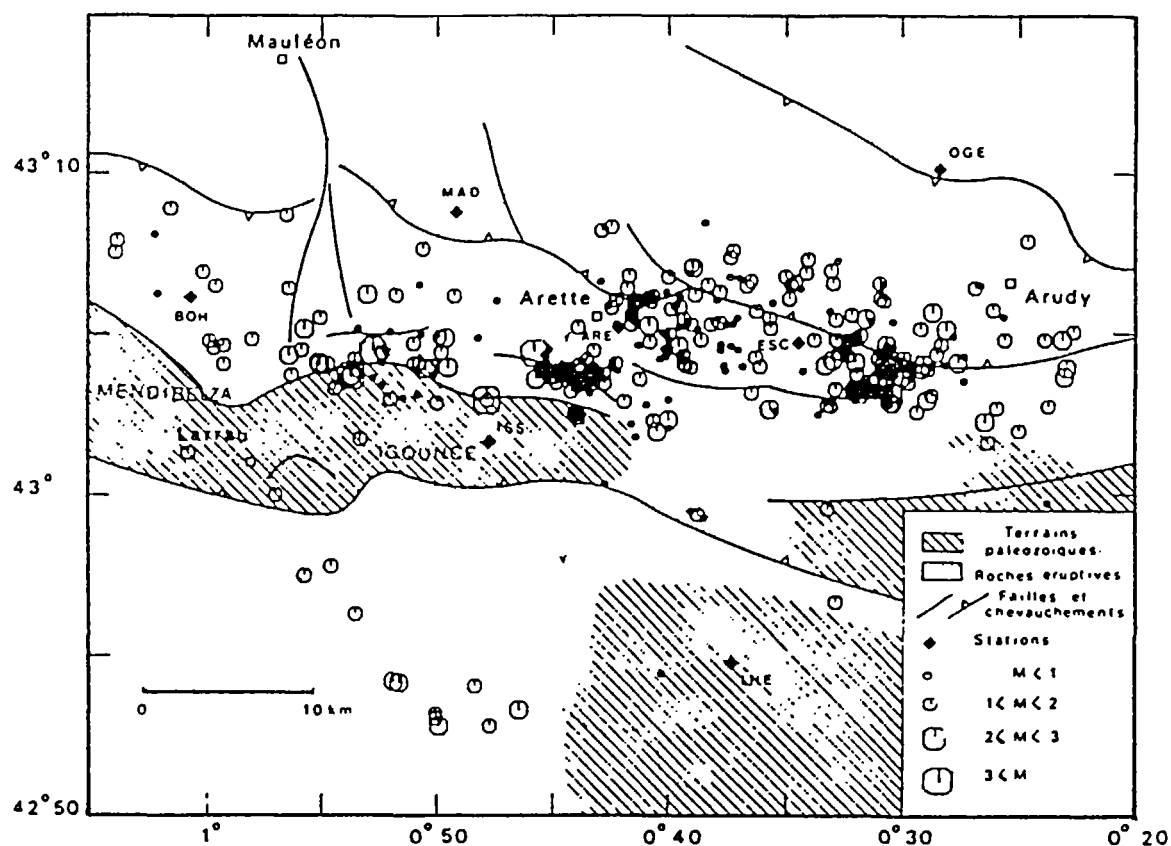


FIGURE 2.9A - SISMICITE DE LA REGION D'ARETTE DE JANVIER 1978 A JUIN 1979

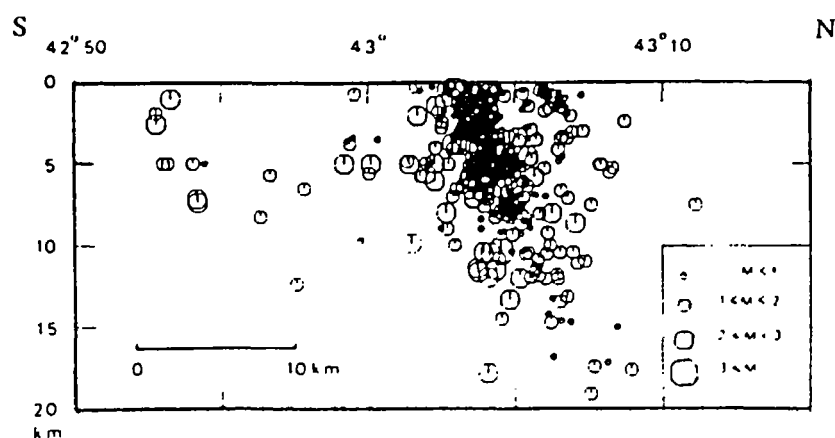


FIGURE 2.9B - REPARTITION DES SEISMES DE LA FIGURE 2.9A EN FONCTION DE LA PROFONDEUR SUIVANT UNE COUPE N-S (JANVIER 1978 - JUIN 1979)
(FIG. 2A et 2B, D'après GAGNEPAIN et al., 1980)

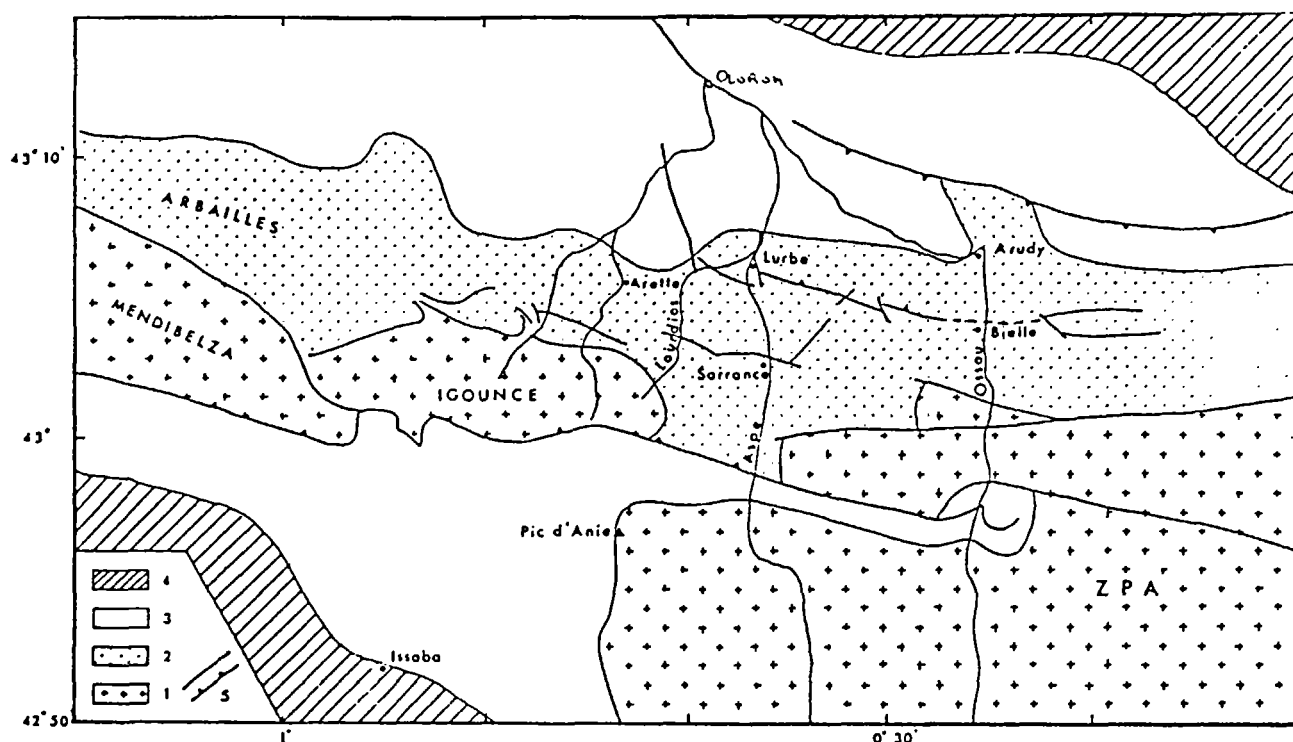


FIGURE 2.10A - SCHEMA GEOLOGIQUE DE LA REGION D'ARETTE
(D'après GAGNEPAIN-BEYNEIX, 1987)

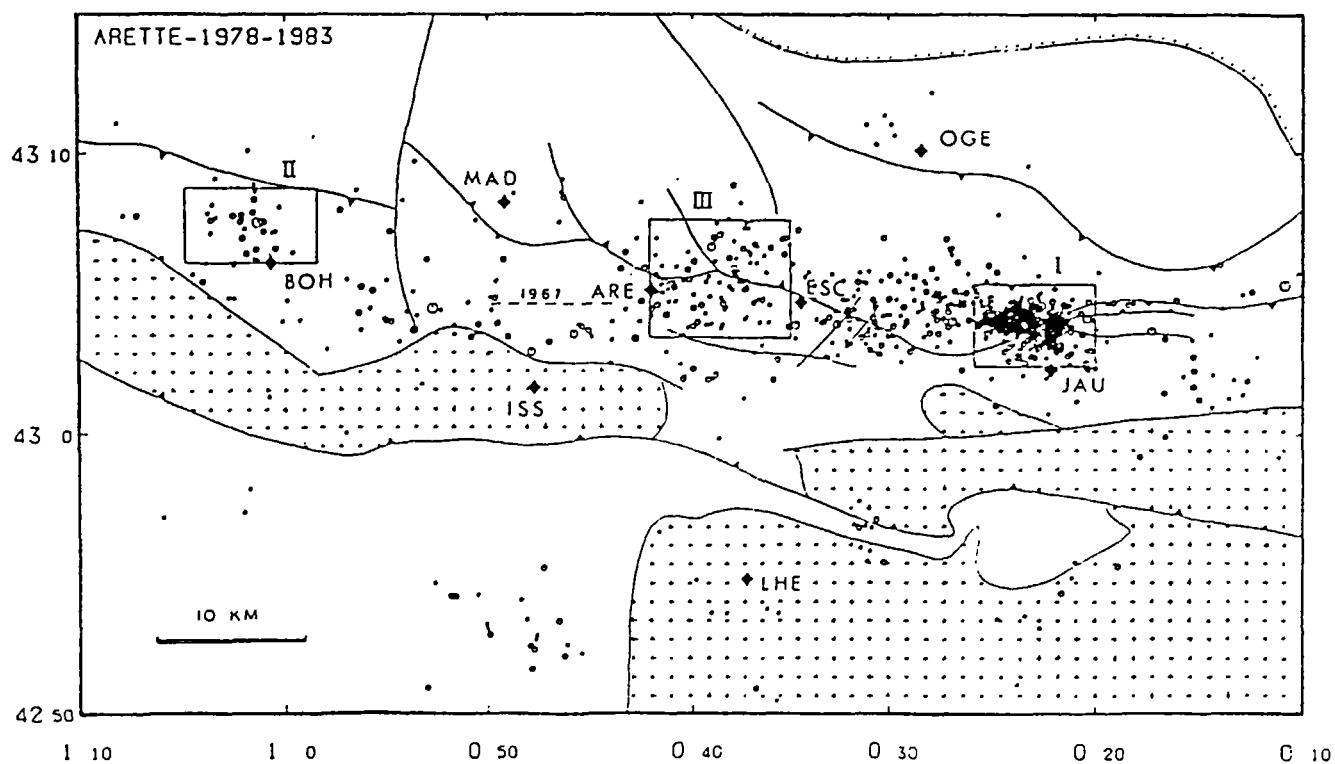


FIGURE 2.10B - RESEAU SISMIQUE D'ARETTE ET SISMICITE REGIONALE DE 1978 A 1983
(D'après GAGNEPAIN-BEYNEIX, 1985)

Séisme	Epicentre	Profondeur focale	Magnitude	Origine des données
Arette 13 août 1967	Lat. 43° 09' N Long. 0° 50' W	7 km	M _D = 5,3	fichier LDG + HOANG-TRONG et ROULAND (1971)
Arudy 29 février 1980	Lat. 43° 4,21' N Long. 0° 24,59' W	4 km	M _b = 5,1 M _D = 5,0	GAGNEPAIN et al. (1982) et fichier LDG
Arbailles 6 janvier 1982	Lat. 43° 7,5' N Long. 1° 1,7' W	16 km	M _{LDG} = 5,0 M = 4,8 M _D = 4,5	GALLART et al. (1985) et fichier LDG

M_D = magnitude de durée du signal
M_b = magnitude d'ondes de volume
M = magnitude d'ondes de surface
M_{LDG} = magnitude locale du LDG

TABLEAU 2.1 - CARACTERISTIQUES FOCALES DE 3 SEISMES INSTRUMENTAUX DES
PYRENEES CENTRALES ET OCCIDENTALES

d) Parties centrales du Bassin Aquitain

Le coeur du Bassin Aquitain, entre Bordeaux, Brive, Carcassonne et Mont de Marsan n'a connu aucun séisme instrumental de magnitude égale ou supérieure à 3,0 entre 1962 et 1991.

2.2.3. Mécanismes au foyer des séismes

Une sélection des mécanismes au foyer des séismes a été effectuée à partir des données exposées par NICOLAS et al. (1990), DELOUIS (1988), GALLART et al. (1985) et GODEFROY (1980), sur des critères d'importance des séismes (magnitude supérieure ou égale à 4,0) et de concordance des résultats obtenus par plusieurs auteurs.

Le schéma de la figure 2.11 fournit une représentation des résultats sélectionnés. Ceux-ci et ceux obtenus par GAGNEPAIN-BEYNEIX (1987) montrent que les Pyrénées sont actuellement soumises à une compression de direction moyenne NW-SE (N-S à E-W) engendrant des ruptures, le plus souvent par coulissage horizontaux dextres sur des failles E-W à NW-SE; mais parfois, les ruptures peuvent se faire en mode inverse sur des failles NE-SW ou en mode normal sur des failles NW-SE.

La réactivation de type normal des failles NW-SE est décelée également dans le Sud-Ouest du Massif Central, au Nord de Rodez où les failles de cette direction sont nombreuses et pour les failles sud-armoricaines de même direction, notamment au niveau de l'île l'Oléron au Nord de Bordeaux, à proximité de la limite septentrionale de la zone étudiée.

2.3. CONCLUSION

Les données macrosismiques historiques et contemporaines complétées par les données instrumentales font ressortir la sismicité des régions suivantes susceptibles de jouer un rôle dans l'évaluation de l'aléa sismique de la zone étudiée :

- Zone nord-pyrénéenne au Sud de Tarbes et Pau, entre Saint-Jean-Pied-de-Port et Saint-Gaudens,
- Zone sud-pyrénéenne comprenant l'essentiel de la Haute-Chaîne et les Pyrénées aragonaises jusqu'au bassin de l'Ebre,
- Pyrénées orientales et versant espagnol des Pyrénées catalanes,
- Zone nord et sous-pyrénéenne situées au Nord de la zone axiale et au Sud du Bassin Aquitain.
- Confins méridionaux de la Vendée et des Charentes,
- Zone N-S des Monts d'Auvergne jusqu'à Millau,
- localement, secteur de l'Entre-Deux-Mers.

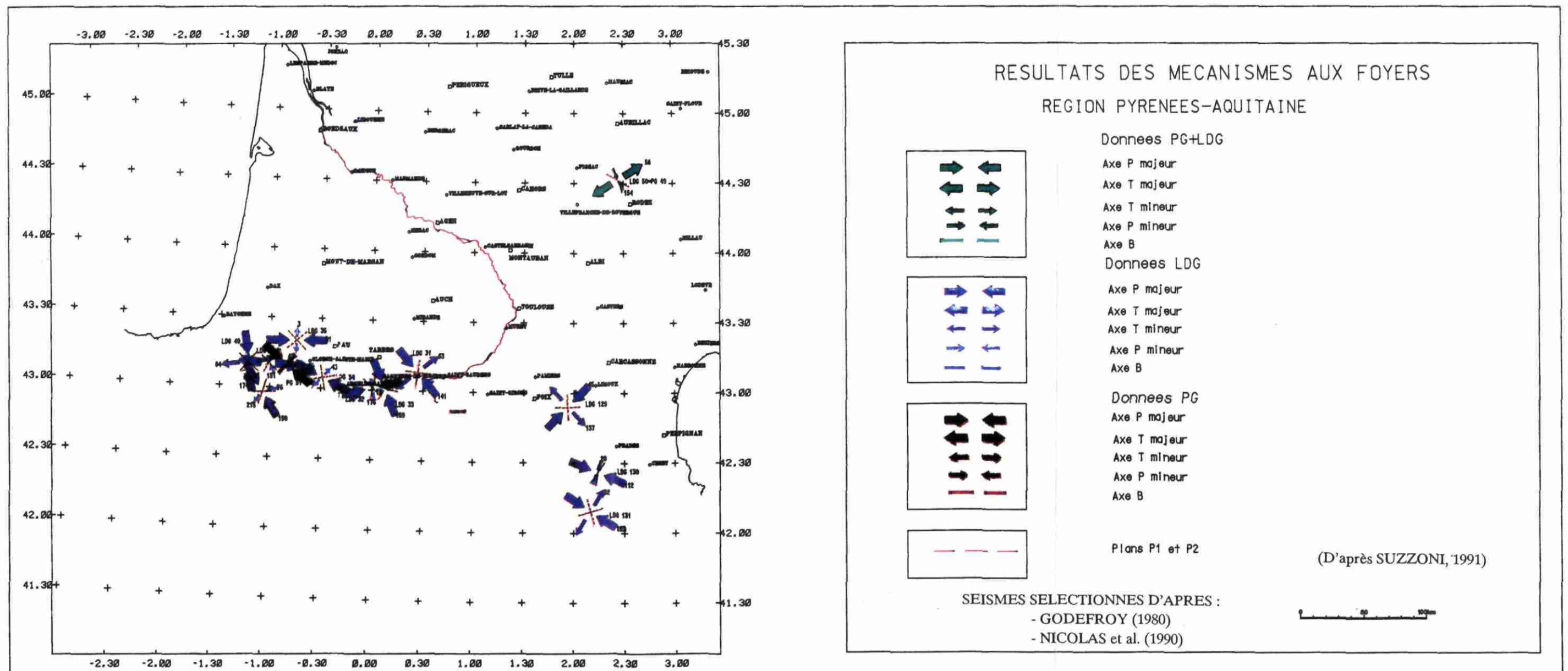


FIGURE 2.11 - RESULTATS DES MECANISMES AUX FOYERS :
REGION PYRENEES-AQUITAINE

3. STRUCTURES TECTONIQUES

Le domaine étudié se superpose à diverses grandes unités géologiques et structurales qui sont :

- au Nord-Est, le Massif Central,
- au centre et au Nord-Ouest, le Bassin Aquitain,
- du Golfe de Gascogne, à l'Ouest, jusqu'au golfe du Lion, à l'Est, la chaîne des Pyrénées,
- au Sud, le bassin de l'Ebre.

3.1. LES STRUCTURES ET LEUR HISTOIRE

3.1.1. Domaines et blocs structuraux hérités de l'Hercynien :

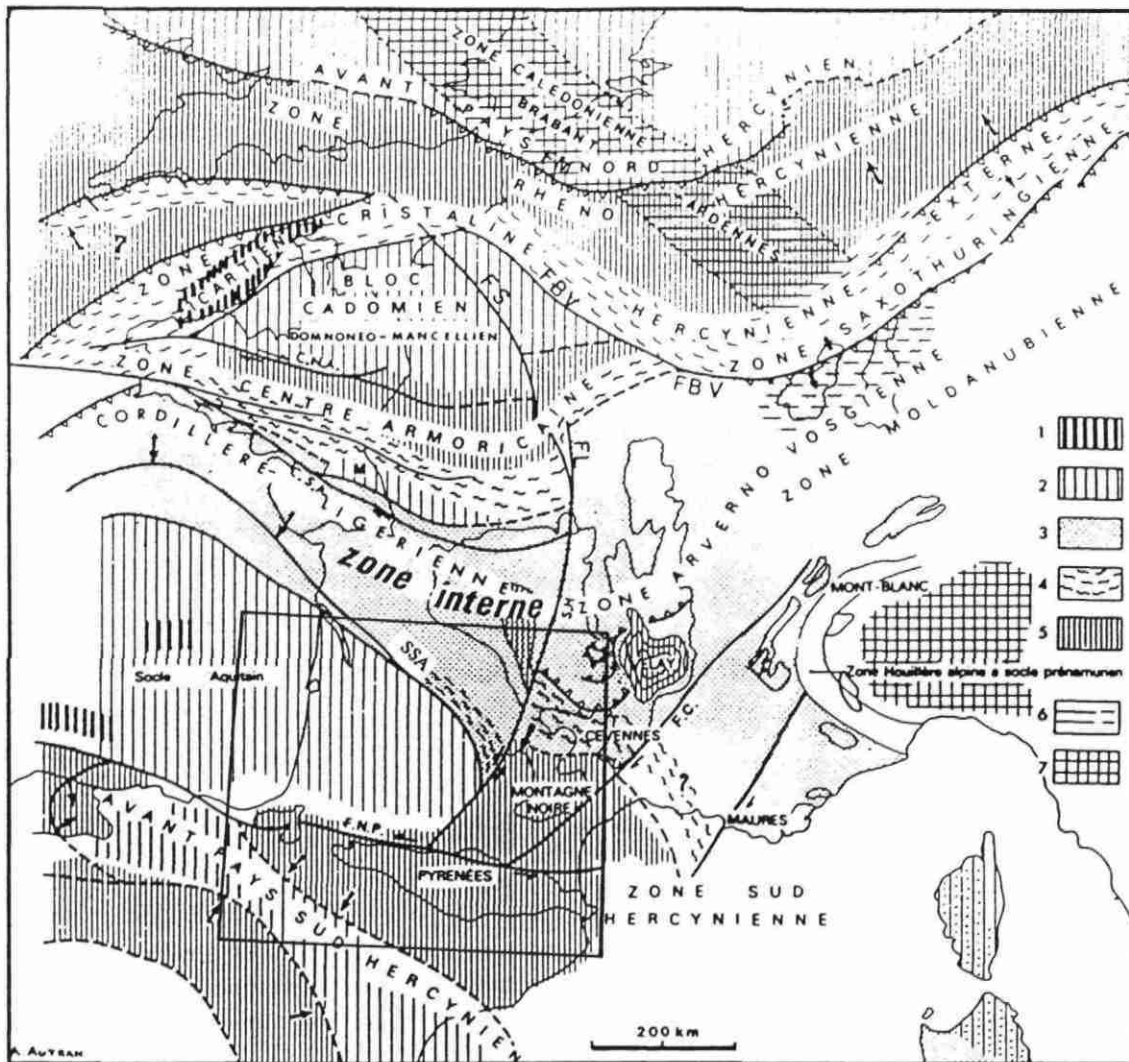
Si l'on considère d'abord les seules unités et structures héritées de la chaîne hercynienne qui constitue le socle du domaine étudié, ce dernier s'étend sur (fig.3.1) :

- au Nord et au Nord-Est : la zone interne hercynienne qui correspond d'Ouest en Est à la cordillère ligérienne et à la zone arverno-vosgienne qui ont été structurées au Dévonien, il y a plus de 350 Ma*.
- au centre et à l'Ouest : le socle aquitain qui n'a été que faiblement déformé pendant l'orogénèse hercynienne,
- à l'Est : la zone hercynienne externe de la Montagne Noire et de ses pourtours qui ont été déformés modérément au Carbonifère supérieur vers 330 Ma,
- à l'emplacement des Pyrénées actuelles et dans le Nord du bassin de l'Ebre : la continuation de la zone externe hercynienne, laquelle dans les Pyrénées comme dans la Montagne Noire n'a été que modérément déformée pendant le Carbonifère supérieur,
- à l'emplacement du bassin de l'Ebre : l'avant-pays méridional de la chaîne hercynienne, peu déformé comme le socle du Bassin Aquitain.

De très grandes failles découpent ces grandes unités hercyniennes ou les limitent et constituent ainsi de grands blocs structuraux; ce sont :

- ∅ - la suture sud-armoricaine de direction NW-SE, laquelle sépare, au nord-ouest, les nappes de la zone interne ligérienne du socle aquitain,
- Le sillon houiller, grande faille NNE-SSW ayant joué en décrochement sénestre à la fin de l'Hercynien, vers 300 Ma, et dont la prolongation vers le Sud, par la faille de Villefranche-de-

* Ma = million d'années.



(d'après AUTRAN et DER COURT, 1980)

1. Reliques de socle d'âge protérozoïque inférieur (~ 2 000 MA). 2. Domaines de socle prévarisque, non affecté au nord, ou très faiblement déformés par l'orogénèse varisque. 3. Zone interne de l'orogénèse varisque à déformations très polyphasées, majeures au Devonien. 4. Zones à déformations majeures pendant le Dinantien (phases bretonne et sudeite). 5. Zones à déformations d'âge carbonifère supérieur : zones externes et partie nord de la zone centre-armoricaine. 6. Domaine orogénique calédonien médio-européen : Brabant-Ardennes et métamorphisme ordovicien des Vosges-Forté Noire. 7. Domaine du socle prévarisque austro-alpin cadoméo-calédonien. Principales failles crustales : C.S.A. et C.S.N. : cisaillements dextres sud et nord-armoricains ; F.N.P. : failles de décrochement nord-pyrénéennes ; S.H. : décrochement du Sillon Houiller ; F.C. : Faille des Cévennes ; FBV : faille Bray-Vittel ; FL : faille de la Loire ; FM : faille du Midi ; FS : faille de la Seine ; SH : sillon bouiller
SSA : suture sud-armoricaine

Nota : Sous les bassins mésozoïques et tertiaires, l'identification des domaines a été faite partir des données géophysiques régionales qui permettent l'interpolation entre les nombreux sondages ayant atteint le socle sous ces bassins.

 limites approximatives de la zone étudiée

FIGURE 3.1 - DOMAINES ET BLOCS STRUCTURAUX HERITES DE LA CHAÎNE HERCYNienne (D'après AUTRAN et DERCOURT, 1980)

Rouergue et de Toulouse, sépare le socle aquitain de la zone hercynienne externe de la Montagne Noire,

- le prolongement probable, au Sud de la Montagne Noire, entre Carcassonne et Narbonne, de la faille des Cévennes orientée NE-SW et correspondant à un ancien grand décrochement dextre de la fin de l'Hercynien,
- la faille nord-pyrénéenne qui fut également un très grand décrochement dextre tardi-hercynien; on pense que cette très grande structure constitue la limite entre la plaque ouest-européenne et la micro-plaque ibérique.

3.1.2. Structures secondaires tertiaires

Pendant le Crétacé, la bordure sud de la plaque ouest-européenne, au Nord de la zone axiale et de la faille nord-pyrénéenne, a été le siège d'un amincissement important de la croûte continentale, accompagné de la mise en place de roches basiques pendant que se déposaient en surface d'épaisses séries détritiques rythmiques, les flyschs crétacés de la zone nord-pyrénéenne (Fig. 3.2).

Les failles normales contemporaines de la sédimentation de ces flyschs étaient vraisemblablement orientées selon une direction proche d'E-W (Fig. 3.3. DEREGNAUCOURT et BOILLOT, 1982) mais l'extension responsable du jeu de ces failles s'est faite en même temps qu'un coulissage important sénestre de la faille nord-pyrénéenne (CHOUKROUNE et MATTAUER, 1978).

C'est à cette époque et au cours de ce coulissage que se sont effectuées l'ouverture océanique du Golfe de Gascogne et la formation du bassin de Parentis, au Sud d'Arcachon (Fig.3.4).

A la fin du Crétacé et pendant l'Eocène, entre 80 et 40 Ma, la chaîne des Pyrénées s'est constituée de part et d'autre de la limite entre les plaques ibérique et ouest-européenne; limite bien marquée dans les Pyrénées-orientales et centrales, par la faille nord-pyrénéenne qui borde au Nord la zone axiale, ou haute-chaîne, où affleurent actuellement des terrains primaires (Fig. 3.2).

A la fin du Crétacé et au début de l'Eocène, un premier serrage a engendré des plis accompagnés de schistosité et de métamorphisme; ces déformations se sont développées dans la zone où l'amincissement crustal avait été le plus développé, c'est à dire au Nord de la zone axiale et de la faille nord-pyrénéenne.

Ensuite, à l'Eocène supérieur, l'ensemble de la chaîne a été déformé sous l'action d'une compression N-S engendrant plis, failles inverses et chevauchements accompagnés, par endroit, de failles décrochantes transverses et parfois du développement d'une schistosité secondaire.

Dans la zone nord-pyrénéenne, au Nord de la zone métamorphique, les plis et les chevauchements sont déversés vers le Nord, comme le chevauchement frontal nord-pyrénéen. Par contre, dans la zone axiale et dans la zone sud-pyrénéenne, les chevauchements se font vers le Sud (Fig.3.5). Dans la zone métamorphique qui correspond au maximum de l'amincissement crustal crétacé et à une grande anomalie gravimétrique positive (Figs. 3.6. et 3.7), les grandes failles E-W comme la faille nord-pyrénéenne sont restées proches de la verticale et ont joué en failles inverses, tantôt vers le Nord et tantôt vers le Sud.

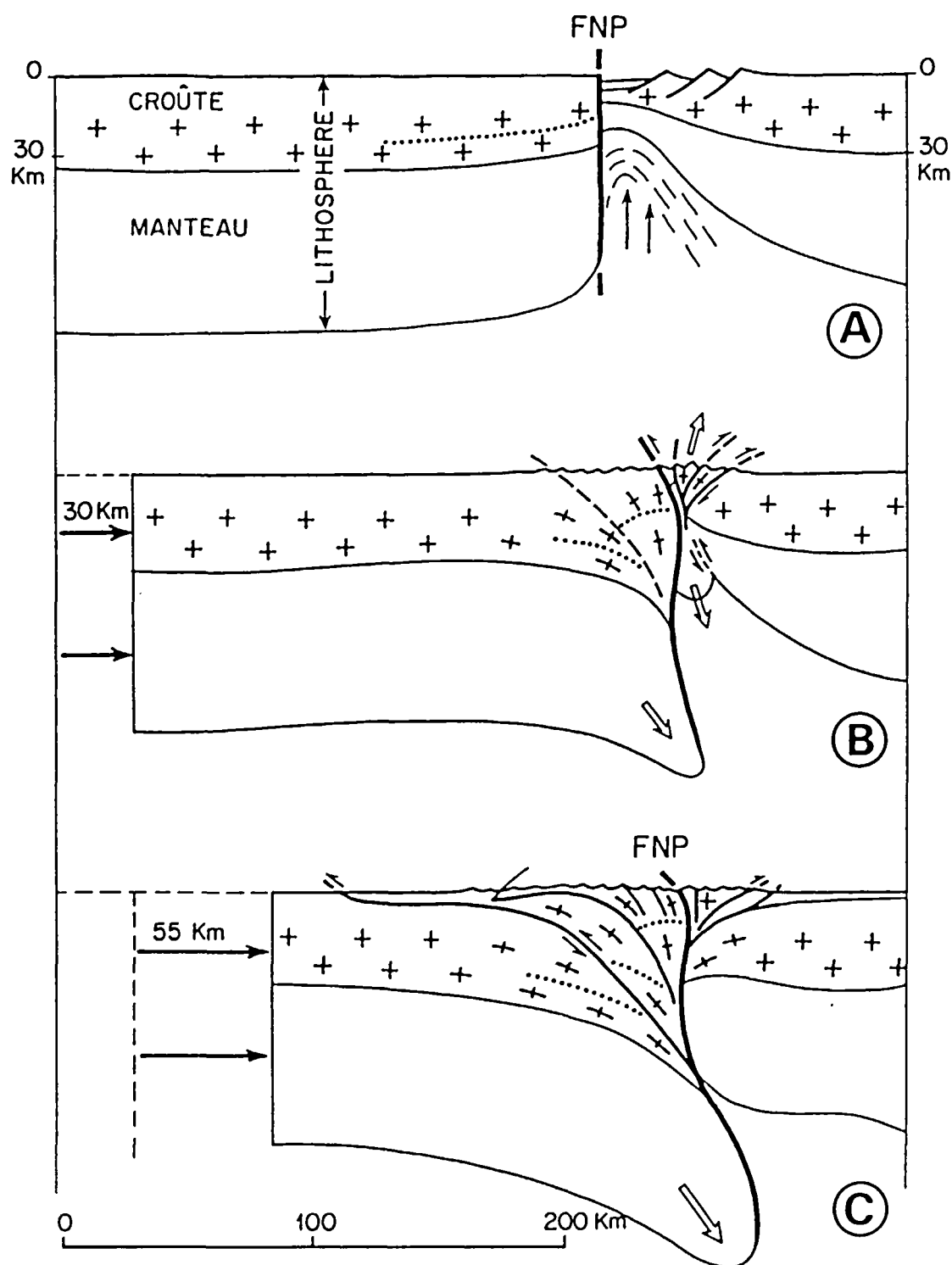


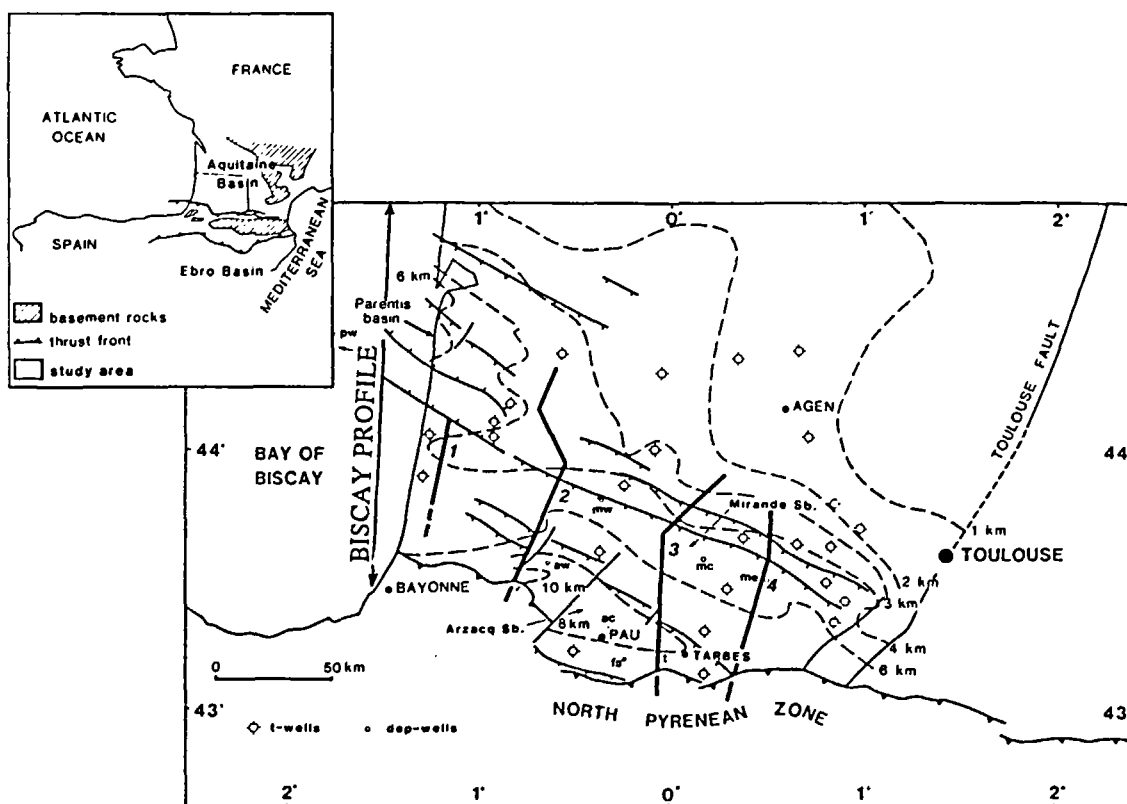
FIGURE 3.2 - UN MODELE D'EVOLUTION DES PYRENEES (D'après MATTAUER, 1990)

A : situation vers le milieu du Crétacé (95-100 Ma)

B et C : situation après 30 et 85 km de raccourcissement

60

sismotectonique du Sud-Ouest de la France
1ère partie : cartes de données de base



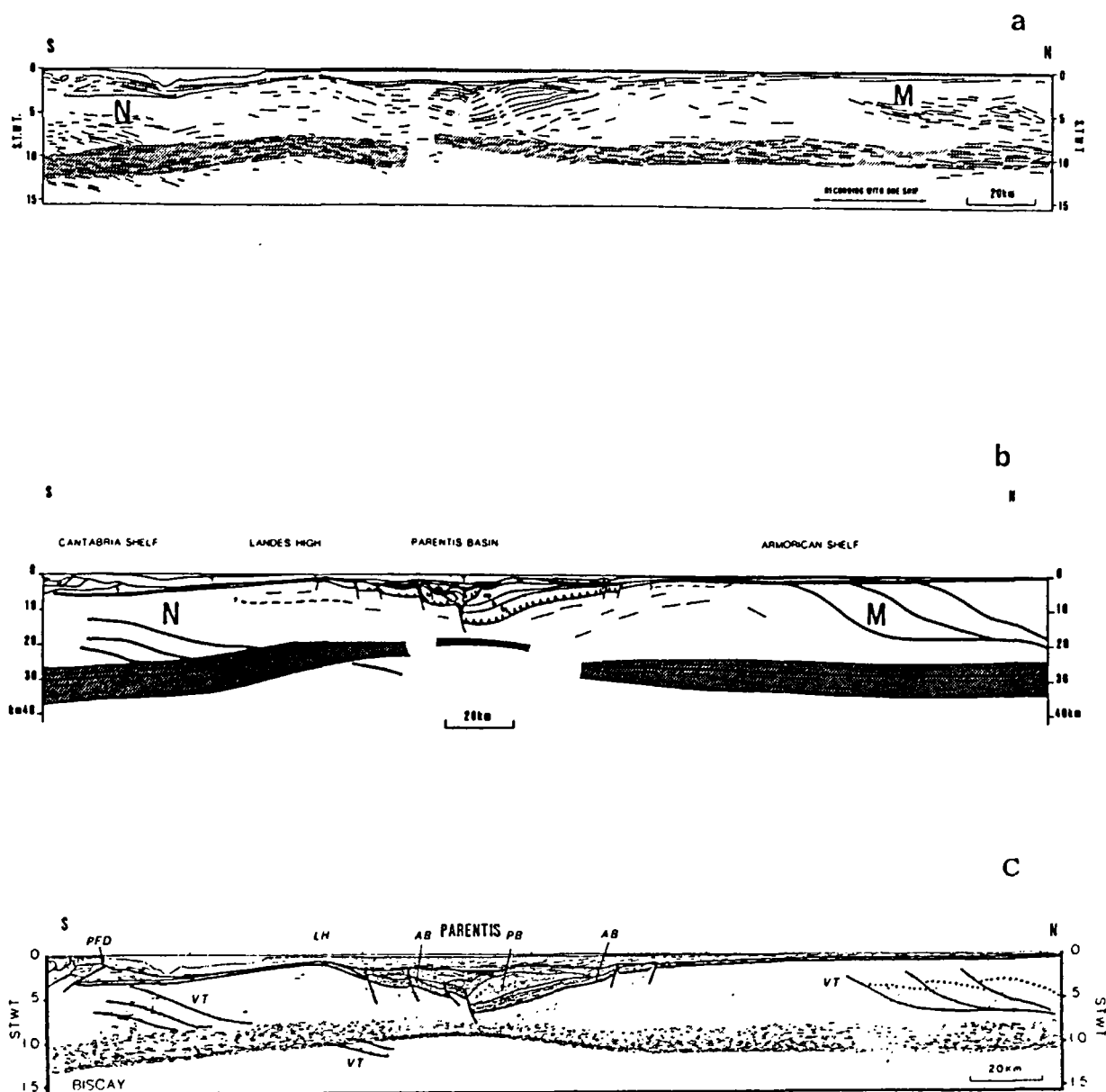
La profondeur du socle Paléozoïque (en tiretés) (D'après B.R.G.M. et al., 1974) montre l'approfondissement de la croûte vers le Sud.

t-wells : puits utilisés pour les cartes de subsidence tectonique; dep-wells : puits situés à proximité des dépôt-centres des sous-bassins; ac,aw : centre et ouest du sous-bassin de l'Adour; fs : fossé sud; mc, me, mw : centre, est et ouest du sous-bassin de Parentis; t : sous-bassin de Tarbes.

La localisation du profil ECORS-BISCAYE est indiquée.

FIGURE 3.3 - CARTE STRUCTURALE DU SUD-OUEST DU BASSIN D'AQUITAINE ET DU BASSIN DE PARENTIS (D'après DESELGAUX et BRUNET, 1990)

sismotectonique du Sud-Ouest de la France
1ère partie : cartes de données de base



(C) main structures displayed in the seismic sections. Legend AB = Aquitaine Basin, LH = Landes high, PB = Parentis Basin, PFD = Pyrenean front of deformation, VT = Variscan thrust. Dotted lines outline shallow crustal layering; shaded areas = layered lower crust.

FIGURE 3.4 - PROFIL ECORS-BISCAYE ET COUPES INTERPRETATIVES DU BASSIN DE PARENTIS (a et b, d'après CHOUKROUNE et al., 1990; c, d'après BOIS et al., 1990)

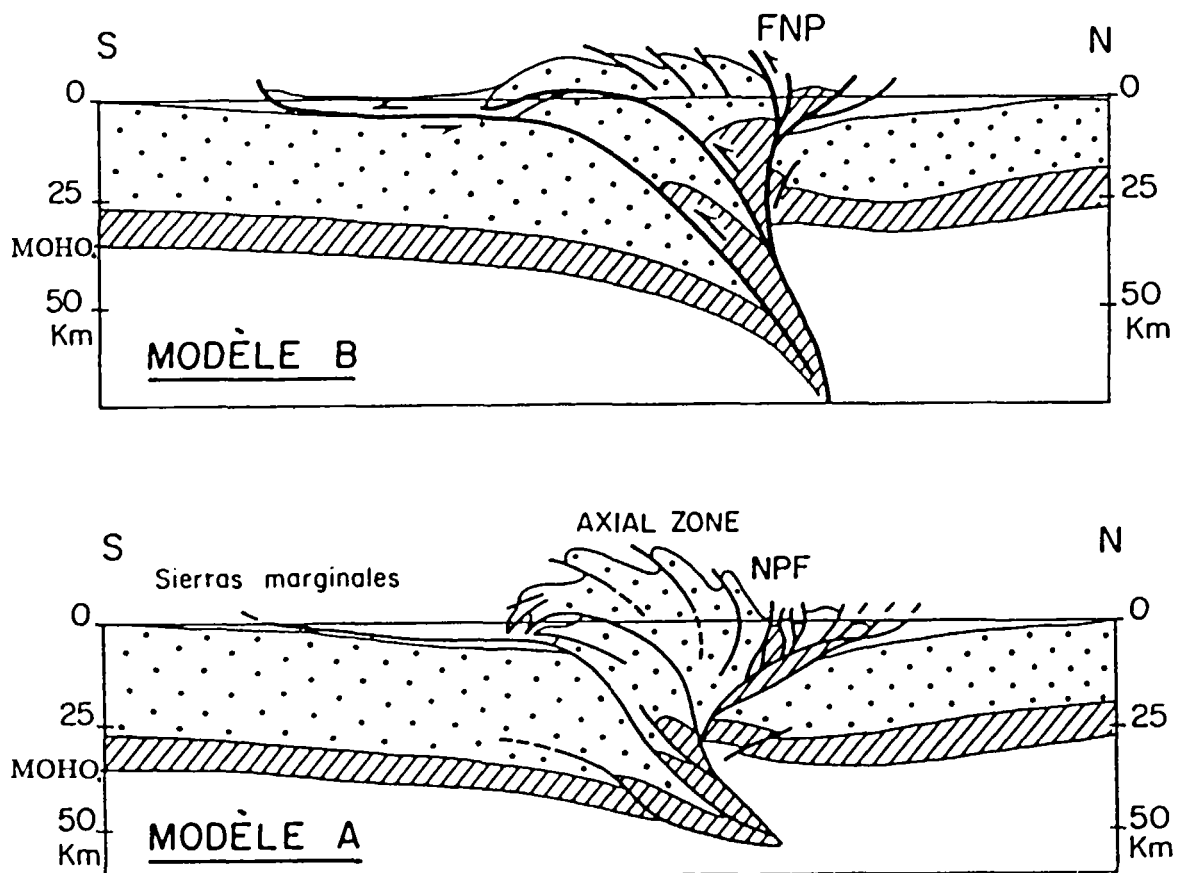
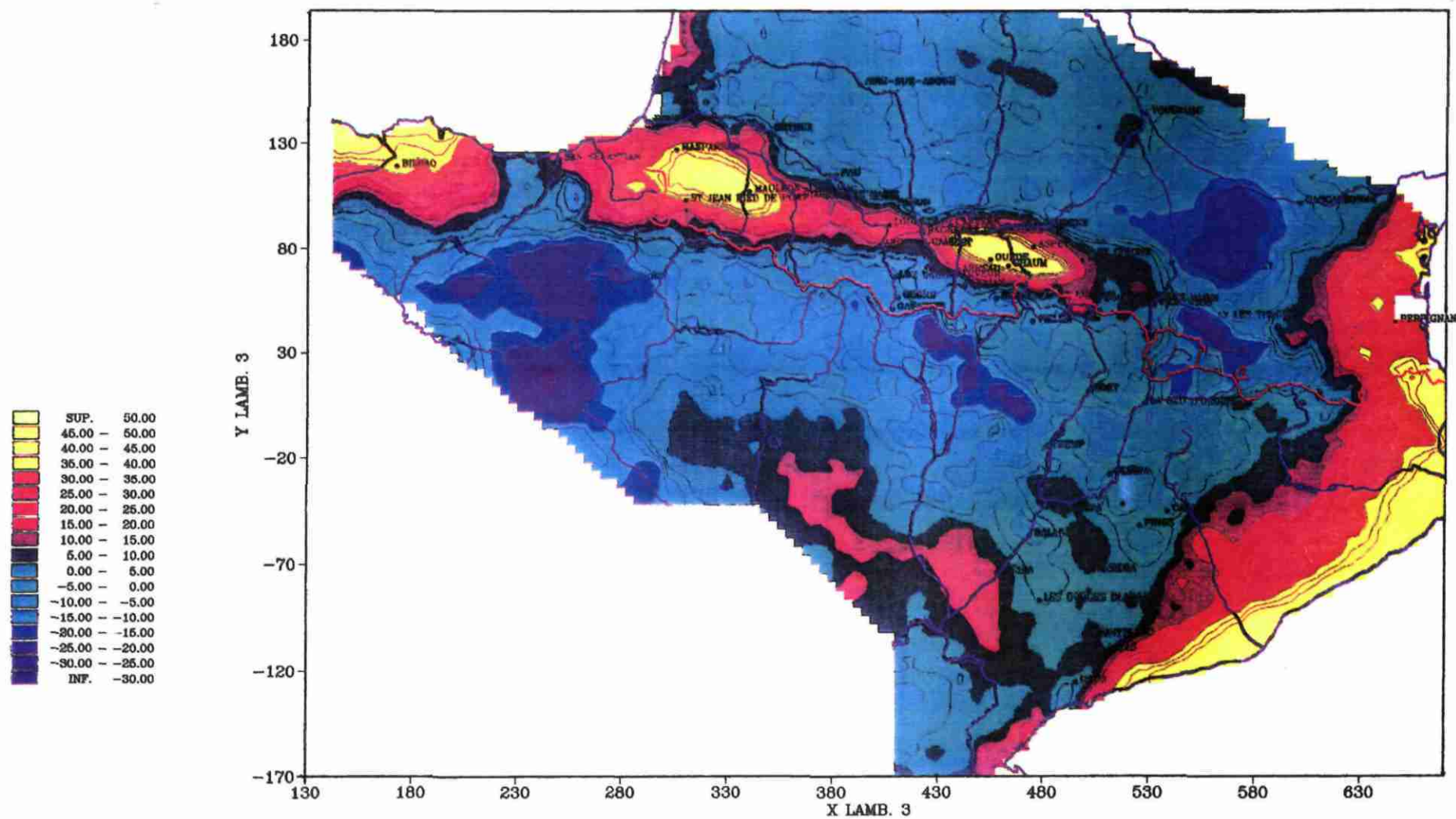


FIGURE 3.5 - DEUX INTERPRETATIONS DU PROFIL ECORS-PYRENEES
(D'après MATTAUER, 1990)

6b



sismotectonique du Sud-Ouest de la France
1ère partie : cartes de données de base

FIGURE 3.6 - CARTE DE L'ANOMALIE ISOSTATIQUE DES PYRENEES (AIRY 32)
(D'après de CABISSOLE, 1990)

sismotectonique du Sud-Ouest de la France
1ère partie : cartes de données de base

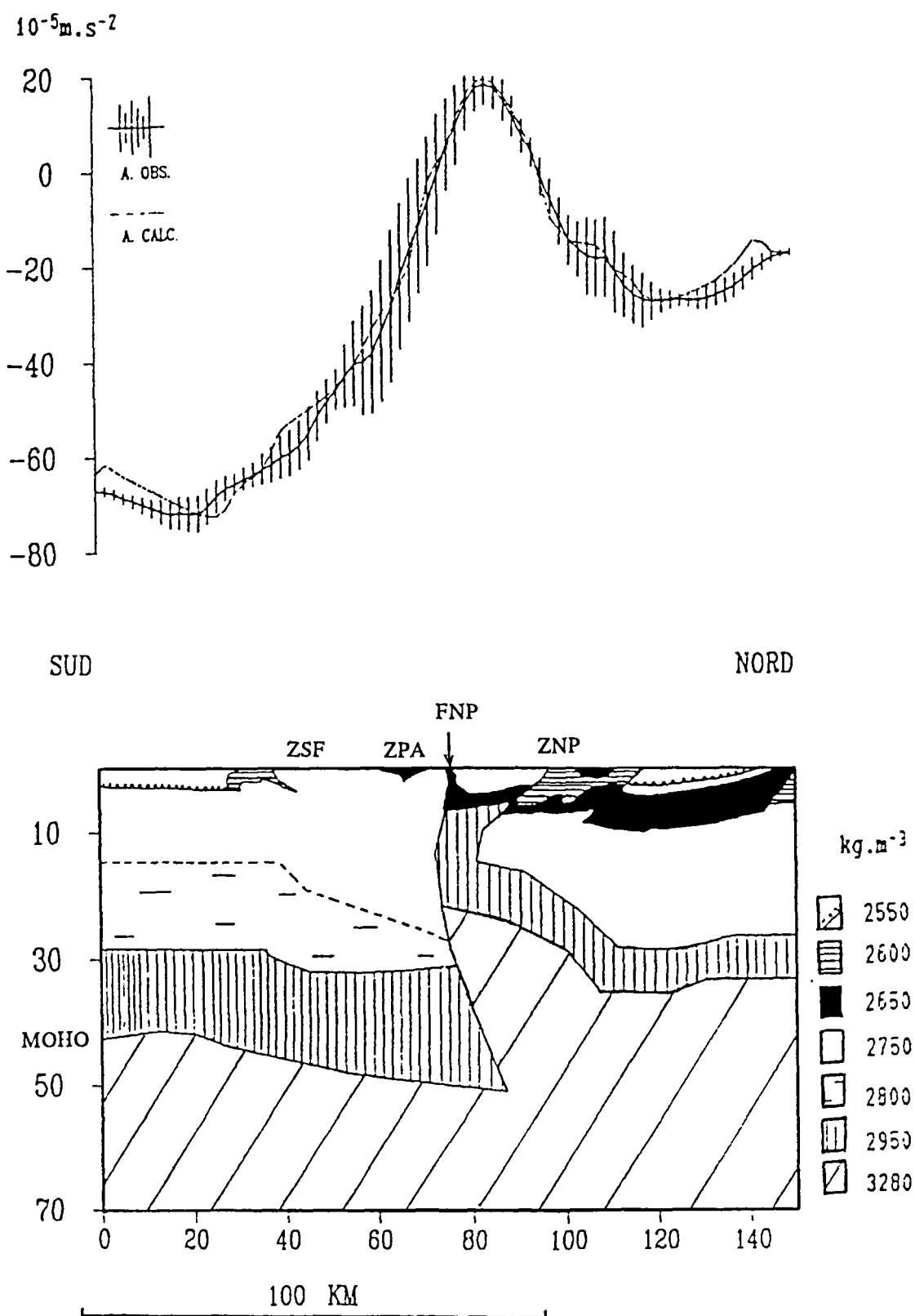


FIGURE 3.7 - MODELE GRAVIMETRIQUE DE LA COUPE PREDICTIVE DU PROFIL ECORS PYRENEES OUEST passant par ORTHEZ et ST-JEAN-PIED-DE-PORT. (D'après de CABISSOLE, 1990)

Au cours de l'Oligocène et parfois du Miocène se mettent en place les fossés d'effondrement NE-SW du Languedoc et de Camargue ainsi que la fosse oligo-miocène du bassin de l'Ebre.

Au Miocène, quelques fossés ou demi-fossés se développent, en Cerdagne et dans la Cordillère catalane près de Barcelonne, toujours avec une direction NE-SW, pendant que se réalise plus à l'Est l'ouverture de l'Océan liguro-provençal.

A la fin du Miocène quelques mouvements compressifs font rejouer les chevauchements du versant espagnol des Pyrénées catalanes (DURAND-DELGA et al., 1989); ces mouvements sont contemporains des dernières phases de compression des Alpes externes occidentales.

Actuellement, les Pyrénées sont soumises à une compression, orientée NW-SE à N-S, résultant du rapprochement de l'Europe et de l'Afrique. Cette compression fait jouer les failles E-W en décrochements dextres et parfois en failles inverses; les failles transverses NW-SE jouent le plus souvent en décrochements dextres mais certaines d'entre elles jouent également en failles normales; les failles NE-SW, plus rares, jouent en décrochements sénestres et parfois en failles inverses.

3.2 PRESENTATION ET APPORT DES CARTES DES STRUCTURES TECTONIQUES ET GEOPHYSIQUES

3.2.1. Carte des failles reconnues en surface

Cette carte a été réalisée essentiellement à partir de la carte tectonique de la France à 1/1 000 000 par AUTRAN et al. (1980).

Sur cette carte (planche IV) ont été distinguées :

- les failles et chevauchements hérités de l'orogénèse hercynienne et qui n'ont pas rejoué de façon significative depuis le Paléozoïque;
- les failles et flexures décelées au niveau de la couverture mésozoïque ou cénozoïque des massifs anciens; ce sont pour l'essentiel des failles normales contemporaines de la sédimentation secondaire ou tertiaire et, en général, elles n'ont pas rejoué depuis leur jeu normal ou bien leur jeu ultérieur est faible comparé au jeu normal initial;
- les failles et chevauchements des phases de compression crétacée et "pyrénéenne" (éocène);
- les failles post-pyrénéennes qui ont joué de façon notable à l'Oligocène, ou au Miocène ou encore plus récemment.

Sur cette carte ressortent principalement, au Nord des Pyrénées :

- dans le Massif central : la faille de Villefranche-de-Rouergue qui prolonge vers le Sud, le sillon houiller et montre une direction NNE-SSW, et la faille d'Argentat de direction subméridienne et passant à l'Est de Tulle;

- sur la bordure nord du Bassin Aquitain et dans la couverture mésozoïque des Causses, des failles NW-SE à E-W, celles au Nord de Bordeaux, de Jonzac à Périgueux et Figeac, se situant dans le prolongement des failles sud-armoricaines et de la Vendée;
- dans la couverture du sud du Bassin Aquitain, ont été décelées des flexures, de direction E-W à NW-SE, telle la flexure celtaquitaine, passant par Arcachon, Condom et Muret; ces flexures doivent correspondre au prolongement sur le continent des failles normales du bassin de Parentis, installé à la verticale d'un amincissement de la croûte continentale.

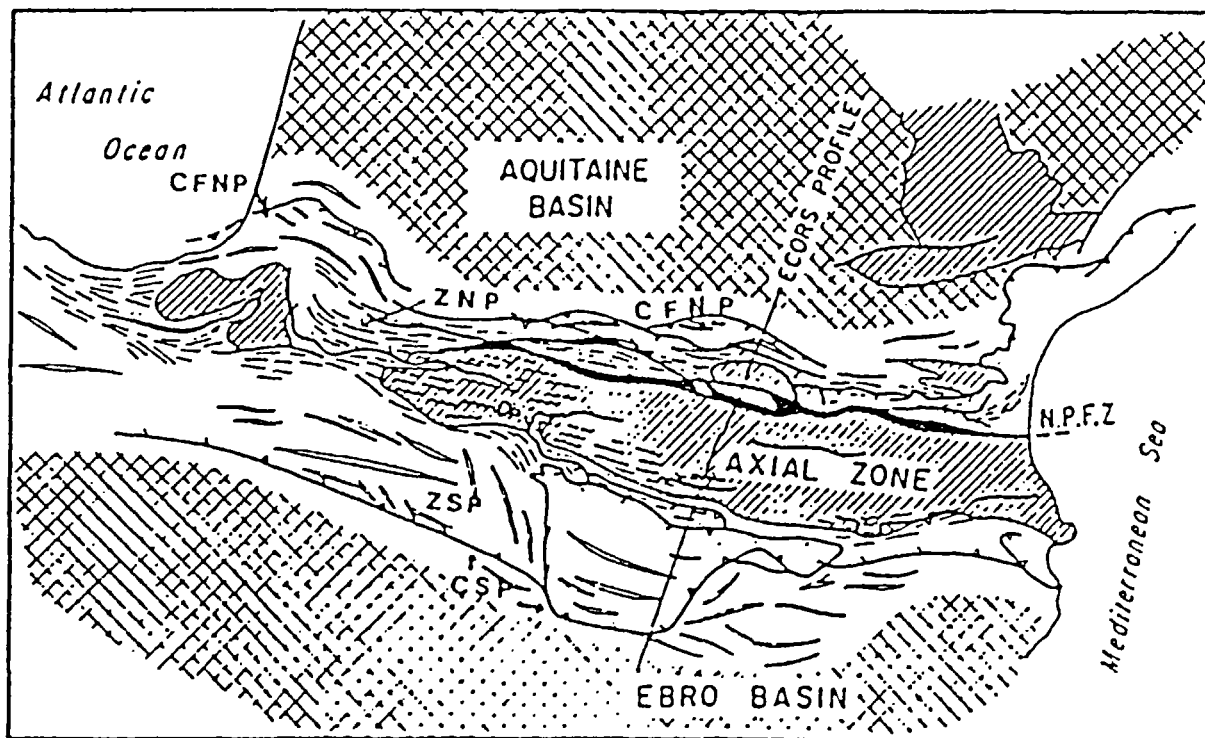
Dans les Pyrénées et leurs abords, les grandes failles délimitent 5 grands domaines structuraux, à savoir, du Nord au Sud (fig. 3.8) :

- au Nord du chevauchement frontal nord-pyrénéen (C.F.N.P.) et jusqu'à la flexure celtaquitaine, s'étend l'avant-pays plissé septentrional qui correspond à la partie sud du Bassin Aquitain et est affecté de plis à larges rayons de courbure, compliqués par des massifs salifères triasiques intrusifs ou diapirs;
- la zone nord-pyrénéenne (Z.N.P.) chevauche l'avant-pays plissé septentrional, le long du chevauchement frontal nord-pyrénéen; cette zone est composée de matériel mésozoïque plissé, incluant du flysch crétacé supérieur et des blocs paléozoïques déracinés : les massifs cristallins nord-pyrénéens. La zone nord-pyrénéenne est limitée, au Sud, par une étroite bande de terrains verticaux métamorphisés (métamorphisme basse pression, haute température) et intensément déformés. Cette zone interne métamorphique (SOUQUET et al., 1975) jouxte au Nord, la faille nord-pyrénéenne (Z.F.N.P.); elle est généralement considérée comme l'axe tectonique de la chaîne. C'est à l'aplomb de cette zone qu'a été mis en évidence un décalage brutal du Moho qui est abaissé, au Sud, d'une dizaine de kilomètres (DAIGNERES et al., 1982);
- plus au Sud, la zone axiale, ou haute chaîne primaire, est constituée par du matériel hercynien affecté par une succession de chevauchements "alpins" ce qui pourrait expliquer, en partie, cette culmination antiforme et l'épaississement de la croûte dans cette zone;
- la zone sud-pyrénéenne (Z.S.P.), au Sud de la zone axiale, est composée d'une couverture mésozoïque ou cénozoïque décollée, dont les éléments du substratum se retrouvent en bordure méridionale de la zone axiale, impliquée dans des nappes de recouvrement (Gavarnie) et de petites unités déracinées et structurées en têtes plongeantes de nappes (Nogueras).

La faille nord-pyrénéenne, accident majeur subvertical en surface, délimite pour beaucoup d'auteurs, au Nord, la plaque européenne et sa couverture méso-cénozoïque et, au Sud, la plaque ibérique correspondant près de cette limite à un socle paléozoïque avec sa couverture réduite. Cet accident cesse d'affleurer à l'Ouest de Lourdes, tandis que la zone axiale s'ennoie définitivement au niveau de la Pierre-Saint-Martin.

3.2.2. Carte des discontinuités géophysiques

La planche V a été réalisée à l'aide des résultats gravimétriques et magnétiques obtenus par CORPEL et DEBGLIA (1989) et représentés sur leurs planches 16, 17 et 23 (schémas structuraux en gravimétrie et en magnétisme et corrélations ponctuelles gravimétrie-magnétisme).



En noir, zone métamorphique HT, BP. En hachuré, matériel anté-alpin.
CFNP : chevauchement frontal nord-pyrénéen ZNP : zone nord-pyrénéenne
CSP : chevauchements sud-pyrénéens ZSP : zone sud-pyrénéenne
NPFZ : zone de la faille nord-pyrénéenne

FIGURE 3.8 - SCHEMA STRUCTURAL DES PYRENEES (D'après ROURE et al., 1989)

Sur ces cartes ont été représentées :

- les discontinuités gravimétriques et magnétiques : principales, secondaires et transversales,
- les discontinuités communes aux deux méthodes,
- les axes magnétiques superposés à une discontinuité gravimétrique qui correspondent à une intrusion dans une faille,
- les axes gravimétriques lourds associés à une discontinuité magnétique qui sont interprétés comme des structures magnétiques chevauchantes.

Les structures et anomalies gravimétriques et/ou magnétiques qui ressortent le mieux sont les suivantes:

- la zone nord-pyrénéenne est caractérisée par l'existence d'une anomalie gravimétrique positive (Fig.s 3.6 et 3.7) qui se superpose à une anomalie magnétique également positive; ces anomalies sont induites par ce qui subsiste de l'amincissement crustal crétacé et vraisemblablement de la remontée vers la surface de roches situées à la base de la croûte continentale ou au sommet du manteau (fig.3.2A);
- Ces anomalies sont bordées, au Sud, par un axe magnétique superposé à une discontinuité gravimétrique qui correspond à la faille nord-pyrénéenne et, au Nord, par un axe gravimétrique lourd associé à une discontinuité magnétique à pendage sud qui paraît correspondre à la racine des chevauchements nord-pyrénéens;
- la faille de Toulouse qui prolonge vers le Sud la faille de Villefranche-de-Rouergue et le sillon houiller est soulignée par une discontinuité transversale à la fois magnétique et gravimétrique;
- dans la partie nord du Bassin Aquitain, des anomalies et des discontinuités NW-SE, gravimétriques et magnétiques, souvent à pendage nord, doivent correspondre à la continuation vers le sud-est, et ce jusque dans la région de Montauban et Toulouse, des chevauchements et décrochements hercyniens du Sud du Massif armoricain et de la Vendée;
- Au Nord de Mont-de-Marsan, un axe dense et magnétique, d'orientation E-W à WNW-ESE se situe dans le prolongement vers l'Est de l'amincissement crustal situé sous le bassin de Parentis.

Ces résultats gravimétriques et magnétiques ont permis à CORPEL et DEBGLIA de distinguer plusieurs grands domaines structuraux, à savoir :

- un domaine limousin d'extension restreinte, entre Limoges et Périgueux mais se prolongeant par une bande étroite jusqu'à la faille de Villefranche-de-Rouergue, à l'Est de Cahors; ce domaine est caractérisé par des "anomalies gravimétriques positives bien corrélées avec les anomalies magnétiques" qui correspondraient à des affleurements connus de roches riches en minéraux ferro-magnésiens;
- un domaine "Massif Central" caractérisé par une anomalie régionale fortement négative et dans lequel les anomalies gravimétriques et magnétiques sont en général peu corrélées;
- un domaine sud-aquitain dont la limite nord-est qui le sépare du domaine limousin passe au Nord de Bordeaux, Agen et Toulouse, tandis que sa limite méridionale paraît correspondre au

chevauchement frontal nord-pyrénéen; ce domaine est caractérisé par "une anomalie gravimétrique régionale positive et par les faibles intensités des anomalies gravimétriques et magnétiques locales".

- un domaine pyrénéen, situé au Sud du précédent et caractérisé par "un axe structural magnétique et dense, superficiel et à pendage sud, au niveau de la zone nord-pyrénéenne, et par des anomalies gravimétriques et magnétiques négatives à l'aplomb de la zone axiale";
- Enfin, un domaine languedocien s'étendant au Sud de la faille des Cévennes et qui englobe une grande partie de la Catalogne située à l'Est du massif de l'Arize; ce domaine est caractérisé par une anomalie gravimétrique régionale positive et l'absence d'anomalies magnétiques prononcées.

4. DONNEES NEOTECTONIQUES

4.1. INTRODUCTION : présentation de la carte et de la synthèse néotectonique

Les données néotectoniques concernant la zone de recherche sont résumées sur la planche VI hors-texte.

Cette carte est accompagnée, ci-après, d'une description synthétique des indices effectuée à partir de diverses publications, de travaux inédits synthétisés dans la notice de la carte néotectonique à 1/1 000 000 de FOURNIQUET (1978), du travail de D.E.A. de COINTRE (1987), de la base de données PALEOSIS de GEOTER et de divers rapports du BRGM.

Cette synthèse des données néotectoniques se veut la plus exhaustive possible au niveau de la description des différents indices connus. Par contre, le report sur la carte de ces indices n'est pas systématique et une place importante est laissée au "jugement d'expert" pour retenir ou non une information.

En règle générale sont retenus en priorité les indices correspondant à une rupture effective observée dans des niveaux plio-quaternaires. L'origine tectonique de la rupture doit être relativement certaine ce qui exclut les mouvements d'origine gravitaire. Par rapport aux Pyrénées orientales et au Languedoc, le problème est plus compliqué en Aquitaine et dans les Pyrénées occidentales où seule une minorité d'indices correspond aux critères de choix retenus. Dans ce cas, nous avons privilégié, parmi les indices que nous avons effectivement reconnus sur le terrain, ceux pour lesquels l'anomalie géomorphologique est cohérente avec le contexte tectonique plio-quaternaire du secteur considéré.

Comme dans toute représentation cartographique, le choix des reports est subjectif, mais ce document étant censé servir de base aux évaluations d'aléa sismique, la prédominance donnée à la rupture nous semble complètement justifiée.

Sur la carte néotectonique de la planche VI, ont été distinguées :

- les structures à jeu holocène et/ou pléistocène supérieur : âges inférieurs à 120 000 ans,
- les structures à jeu pléistocène inférieur et moyen : âges compris entre 1 800 000 et 120 000 ans
- les structures à jeu pliocène : âges compris entre 5 300 000 et 1 800 000 ans,
- les structures à jeu plio-quaternaire indifférencié : âges inférieurs à 5 300 000 ans.

4.2. Pyrénées-Orientales

Deux hypothèses sont avancées pour caractériser l'activité néotectonique du secteur :

La première, proposée par Briais et al. (1990) envisage une continuité d'un champ de contraintes en distension depuis le Miocène. Des mouvements en failles normales post-pliocènes sont décrits le long des structures majeures (faille du Tech et faille de Prades) essentiellement sur des critères morphologiques. Ces failles normales seraient encore actives actuellement. La surrection des surfaces d'érosion miocènes est d'environ 0,2 à 0,3mm par an sur les dix derniers millions d'années pour la faille Conflent-Cerdagne et d'environ 0,1mm/an pour la faille du Tech. Ces auteurs concluent que la surrection moyenne le long de la faille Conflent-Cerdagne est de 0,8mm sur les derniers 120 000 ans, soit, pendant cette période récente, une vitesse de surrection environ 4 fois plus rapide que pendant les 10 derniers millions d'années.

L'autre hypothèse, défendue par Philip et al. (1992), propose une variation du champ de contrainte dans cette partie des Pyrénées, entre la fin du Miocène et le Pléistocène inférieur. La distension oligo-miocène est bien connue dans cette partie de la chaîne. Elle est liée à la dérive du bloc corso-sarde et à la formation du bassin océanique algéro-provençal, dont le golfe du Lion et la côte catalane constituent la marge passive. Elle se manifeste dans les Pyrénées orientales par l'individualisation des bassins du Roussillon, de Cerdagne et d'Ampurdan.

Depuis le Pliocène, la convergence Europe-Afrique s'exprime à nouveau, comme dans l'ensemble de la chaîne, par une compression N-S et/ou une extension orthogonale.

Les études de terrains visant à contrôler les indices néotectoniques décrits dans la littérature tendent à confirmer l'hypothèse d'une reprise de la compression au plio-quatenaire.

4.2.1.: Catalogne

Les quatre premiers indices se situent au nord de la ville de Lerida à proximité de la partie orientale de l'anticlinal de Barbastre.

Les terrasses quaternaires du Segre et du Noguera-Ribagorzana montrent, en plusieurs sites, des déformations dont l'origine est clairement tectonique :

- Au niveau du barrage de Canelles (Indice n°1; planche VI et tableau 4.1), le Keuper de la semelle de l'unité centrale sud-pyrénéenne chevauche une terrasse quaternaire du rio Noguera-Ribagorzana. Cette faille inverse WNW-ESE à pendage nord présente un rejet apparent pluri-métrique. L'importance de ce rejet le long d'un plan de faille impliquant des conglomérats du Würm peut, en partie, s'expliquer par la présence du trias salifère qui a pu jouer, localement, un rôle de niveau de décollement.
- Prés du village d'Alfarras (Indice n° 2), à quelques hectomètres au sud du précédent indice, des petites failles normales subméridiennes affectent les faciès détritiques des terrasses würmiennes du Noguera-Ribagorzana. Ces failles décalent de plusieurs dizaines de centimètres les alternances de conglomérats indurés et de niveaux argilo-limoneux.

sismotectonique du Sud-Ouest de la France
1ère partie : cartes de données de base

TABLEAU 4.1 - LISTE DES INDICES NEOTECTONIQUES DU QUART SUD-OUEST DE LA FRANCE

N°	Nom du site	Situation régionale	Type de structure	Age de la formation la plus récente affectée	Expression de la déformation	Qualité de l'indice	Principales références bibliographiques
1	Canelles	Nord de Lerida	Faïlle inverse	Pléistocène sup.	T	A	Philip et al. 1992
2	Alfarras	Nord de Lerida	Faïlle normale	Pléistocène sup.	T	A	Philip et al. 1992
3	Ager	Nord de Lerida	Faïlle inverse	Pléistocène sup.	T	A	Philip et al. 1992
4	Balaguer	Nord de Lerida	Faïlle inverse	Pléistocène sup.	T	A	Philip et al. 1992
5	Tortella	Vallée Fluvia	Pli et faïlle inverse	Pliocène sup.	T	A-B	Philip et al. 1992
6	Rajolús-Büro	Vallée Fluvia	FI et décrochements	Pliocène sup.	T ?	A-B	Philip et al. 1992
7	Serinya	Vallée Fluvia	Pli et faïlle inverse	Pléistocène sup.	T	A	Philip et al. 1992
8	Incarnal	Ampurdan	Faïlle normale	Pliocène	T	A	S.G.C comm.orale
9	Pontos	Ampurdan	Faïlle normale	Pliocène	T	B	Calvet 1982
10	Haut Ampurdan	Ampurdan	Faïlle normale	Pliocène	T	B	Calvet 1982
11	Saint Clément	Ampurdan	Faïlle normale	Pliocène	G	B	S.G.C comm.orale
12	Soreda	Albères	Faïlle normale	Pléistocène sup.	T	A-B	Calvet 1982
13	Tronillas	Roussillon	Faïlle normale	Pliocène	T	A	Salvayre et al. 1975
14	Perpignan	Roussillon	Faïlle normale	Pliocène	T	B	Cointre 1987
15	Nefiach	Roussillon	Décrochement	Pliocène sup.	T	A	Calvet comm.orale
16	Ille sur Tet	Roussillon	FI et décrochement	Pléistocène inf.	T	A	Cointre 1987
17	Caramany	Agly	Faïlle inverse	Pléistocène sup.	T	A	Philip et al. 1992
18	Estavar	Cerdagne	Faïlle inverse	Pléistocène sup.	T	A-B	Philip et al. 1992
19	Osseja	Cerdagne	Faïlle normale	Pléistocène sup.	T	A	Cointre 1987
20	Nas	Cerdagne	Faïlle inverse	Mio-pliocène	T	A	Cointre 1987
21	Fabreza	Corbières	Faïlle normale	Pléistocène moyen	T	B	Ellenberger et al. 1967
22	Bize minervois	Languedoc	Faïlle normale	Pléistocène moyen	T	C	Ambert 1977
23	Rièges	Languedoc	Faïlle inverse	Pléistocène	T	A	Combes 1981
24	Escandorgue	Massif central	Faïlle inverse	Pléistocène inf.	T	A	Bousquet comm.orale
25	Saint Chppli	Montagne noire	Faïlle inverse	Pléistocène moyen	T	A	Briot et al 1968
26	Vielha	Val d'Aran	FN et décrochement	Pléistocène	T ou G?	B-C	Bordonau et al. 1986
27	Isaba	Val de Roncal	FI et décrochement	Pléistocène sup.	T	A	Labanne comm.orale
28	Argeles-Gazost	Bigorre	Faïlle?	Pléistocène?	T,G?	C	Fourniguet 1978
29	Col de Faout	Arudît	Flexure?	-	N	C	Ruegg et al. 1983
30	Lèche	Pic d'Anie	Linéaments	Pliocène	G	C	Viers 1977
31	Arlas	Pic d'Anie	Linéaments	Pliocène	G	C	Viers 1977
32	Gave d'Oloron	Gaves	Faïlle inverse?	Pléistocène moyen	G,T	C	Capdeville 1977
33	Laas	Gaves	Faïlle inverse?	Pléistocène moyen	G,T	C	Capdeville 1977
34	Mauléon	Gaves	Faïlle?	Villafranchien	G	C	Viers 1977
35	Laccary	Gaves	Faïlle?	Villafranchien	G,T	C	Viers 1977
36	Bardos	Pays basque	FN ,décrochement	Villafranchien	T?	C	Viers 1977
37	Basse Nive	Pays basque	Faïlle?	-	G	C	Viers 1977
38	Ustaritz	Pays basque	Faïlle?	Villafranchien	T	C	Viers 1977
39	Côte basque	Pays basque	Faïlle?	-	N	C	Lenotre comm.orale
40	St.Jean de Luz	Pays basque	Pli et faïlle	Villafranchien	T	B	Viers 1961
41	St.Palais	Gaves	Faïlle	Pléistocène moyen	G	C	Fourniguet 1978
42	Heugas	Chalosse	Pli?	Pléistocène moyen	G	C	Thibault 1969
43	Bastennes	Chalosse	Pli	Pléistocène moyen	T	A-B	Thibault 1969
44	Horsarrieu	Chalosse	Pli	Pléistocène moyen	T	A	Thibault 1969
45	Montaut-Banos	Chalosse	Faïlle?	Pléistocène moyen	G	B	Thibault 1969
46	Hauriet	Chalosse	Faïlle inverse?	Pléistocène moyen	G	B	Thibault 1969
47	Meilhan	Landes	Faïlle inverse	Pléistocène moyen	T	A	Capdeville 1977
48	Ousse-Suzan	Landes	Faïlle?	Pléistocène moyen	G	B	Thibault 1969
49	Ardes / Couze	Massif central	Faïlle ou linéament	Pléistocène moyen	?	C	Feybesse 1985

Expression de la déformation: T: rupture ou plissement d'origine tectonique, G: anomalie géomorphologique; N: anomalie le long d'un profil de nivellement.

Qualité de l'indice: A: observation contrôlée sur le terrain d'une rupture ou d'un pli en surface affectant des terrains plio-quaternaires dont l'origine tectonique ne laisse aucun doute; B: observation d'une rupture en surface affectant des terrains plio-quaternaires dont l'origine tectonique est vraisemblable mais pas certaine; C: Observation directe ou déduite d'une approche morphologique d'anomalies dans des niveaux plio-quaternaires dont l'origine tectonique est douteuse.

- Au nord-ouest de la ville de Balaguer, sur la route en direction d'Ager, à la faveur d'une exploitation de graviers aujourd'hui abandonnée le long du rio Segre, une coupe permet d'observer une faille inverse N110°E à pendage sud qui décale l'ensemble de la série quaternaire visible à l'affleurement (**Indice n° 3**).
- Au nord-est de Balaguer, à proximité de la confluence entre le rio Segre et le rio le Sio (**Indice n° 4**), les fronts de taille d'une carrière permettait d'observer, il y a quelques années, de grandes failles inverses à rejets plurimétriques recoupées localement par des failles normales de moindre amplitude (comm.orale Munoz SGC). A l'heure actuelle, cet affleurement a été détérioré par l'exploitation des graves et seule une partie réduite des déformations affectant cette terrasse würmienne est encore visible.

Les trois indices suivants ont été étudiés le long du rio Fluvia en bordure occidentale de l'Ampurdan à proximité d'Olot, de Castelfullit de la roca et de Besalu qui font partie des villes et villages profondément endommagés par les crises sismiques de 1427 et de 1428. Ce secteur se caractérise par la présence d'un volcanisme alcalin quaternaire dont les manifestations les plus récentes datent d'à peine 8000 ans et par la présence du chevauchement E-W de Vallfogona, le plus externe de la chaîne.

- A Tortella plusieurs petites failles inverses et des plis de faible amplitude affectent les dépôts détritiques du Pliocène supérieur (**Indice n° 5**). L'orientation des divers plans de failles et des axes des plis varie de N010° à 140°E. Cet affleurement se situe sur la partie chevauchante de l'accident du Vallfogona.
- Les torrents Rajolins et Buro (affluents du rio Fluvia) qui entaillent la série plio-quaternaire de la dépression de Tortella-Besalu épaisse de plusieurs dizaines de mètres, ont mis à jour une série de coupes qui permettent d'observer des déformations récentes spectaculaires (**Indice n° 6**). Des failles subverticales N130°E affectent les niveaux de base du Pliocène et des failles inverses à pendage vers le nord affectent les niveaux de terrasses de l'ancienne Fluvia. Des mesures microtectoniques ont été effectuées sur des galets striés et tronçonnés par une des failles principales. Le tenseur obtenu donne une contrainte maximum σ_1 , horizontale, orientée NW-SE.

Au Nord du chevauchement de Vallfogona, la part réellement liée à la tectonique dans certaines de ces déformations est difficilement quantifiable du fait de la présence, sous les faciès néogènes, d'une épaisse série gypseuse éocène (plus de 1000m par endroit). On sait que des phénomènes de fluage et de lessivage des gypses et des anhydrites peuvent entraîner des anomalies dans l'agencement des séries susjacentes (collapses, effondrements etc.).

- Le long du rio Sert, autre affluent du Fluvia, en bordure de la route entre Besalu et Banyolés, une coupe récente permet d'observer une faille inverse de direction E-W à pendage sud qui met en contact une haute terrasse du Sert et une formation bréchique attribuée au Néogène (**Indice n° 7**). La terrasse quaternaire qui passe à des faciès lacustres près de l'escarpement de faille, présente des figures de liquéfaction fossiles ainsi que des déformations d'échelle métrique dont certaines sont en failles inverses. Dans le compartiment sud, la formation bréchique dessine un pli anticlinal surmonté par un lambeau de terrasse. Un petit compartiment constitué par un banc de la formation bréchique est en position renversée dans la zone de la faille (fig.4.1).

Le fossé d'Ampurdan s'est individualisé au cours du Miocène à la faveur du jeu des grandes failles NW-SE de Figueras et de Rosas en particulier. A partir du Pliocène moyen, la transgression marine s'accompagne d'un phénomène de subsidence du bassin comme en témoigne la puissance des faciès marin et surtout continentaux du Pliocène supérieur (plus de 200m par endroit). De nombreux indices montrent que l'activité tectonique ne s'est pas arrêtée à la fin du Miocène mais qu'elle perdure au cours du Pliocène et jusqu'au Quaternaire ancien.

- Une coupe récente sur la route entre Figueras et Besalu, sur la bordure occidentale du bassin, permet d'observer toute une série de petites failles à jeu normal d'échelle métrique qui affectent les sédiments détritiques du Pliocène supérieur. La série elle-même est basculée de plus de 15 degrés vers l'Ouest (Indice n° 8).
- Dans les collines de Pontos, toujours sur la bordure occidentale du fossé et à proximité du village du même nom, les fronts de taille d'une ancienne carrière dans les conglomérats du Pliocène supérieur ont mis à jour de beaux exemples de galets striés le long de failles normales subméridiennes (Indice n° 9).
- Certains sondages dans la série pliocène ont montré des décalages de plus de 40m du toit du faciès marin de part et d'autre de la faille majeure de Gigueras, en particulier au niveau de Saint-Michel-de-Fluvia (Indice n° 10). Ce décalage est aussi observé de part et d'autre du même accident entre Vilafant à l'Ouest et la plaine de la Muga à l'Est.
- Le long de la bordure orientale du bassin, des observations équivalentes ont été faites, en particulier dans le village de Saint-Clément-de-Sescebes où le Pliocène repose directement sur le socle granitique. Les conglomérats sont affectés par des failles normales NNW-SSE à regard ouest et à rejets métriques (Indice n° 11).

4.2.2. Roussillon

Le bassin néogène du Roussillon est limité au Nord et au Sud par deux systèmes de failles majeures de cette partie de la chaîne de Pyrénées:

- Au Sud, le système des failles E-W du Tech qui, d'Argelès à Céret met en contact le socle hercynien schisteux et gneissique des Albères et du Roc de France avec les sédiments mio-plio-quaternaires du fossé. Le jeu principal de ces accidents bordiers est un jeu normal au cours du Miocène supérieur et du Pliocène inférieur et moyen. Cependant, entre Montesquieu et Le Boulou, un affleurement, dégagé lors de la réalisation d'un sentier de montagne, a montré un contact chevauchant entre le paléozoïque et les argiles rouges du Miocène verticalisées et localement renversées (Calvet, 1985).

Cette structure se suit sur plusieurs centaines de mètres parallèlement aux grandes failles normales qui limitent le massif.

- Le seul indice de déformation affectant des niveaux quaternaires a été observé aux environs du village de Sorède sur le chemin en direction du château d'Oltrera (Indice n° 12).

Ce sont de petites failles normales qui décalent en gradins la série pliocène de plus de 30m et les colluvions du cône de déjection rissien de 1 à 2m au passage de la faille principale orientée NE-SW soit une direction oblique par rapport aux failles bordières du massif des Albères (fig. 4.2).

Au coeur du bassin, les sédiments plio-quaternaires peuvent être localement affectés par des failles normales proches de N-S ou par des flexures ou des gauchissements mis en évidence par des anomalies dans les altitudes des surfaces d'érosion ou encore par des convergences de niveaux de terrasses. Ces phénomènes peuvent être liés à des basculements d'ensemble le long d'accidents profond comme cela semble être le cas dans la partie inférieure du cours du Tech.

- Salvayre et al. (1975) ont étudié le Pliocène de la Canteranne en bordure du massif des Aspres. Ils ont montré l'existence de failles normales orientées NNE-SSW à pendage est, décalant le Pliocène supérieur. Un accident en particulier se suit de Fourques à Ponteilla par Trouillas. Il a un rejeu de près de 70m confirmé par sondage (Indice n° 13). Par contre, ils réfutent l'existence des grands plis cités par J. Bourcart (1945).
- Dans l'agglomération même de Perpignan, en bordure du parking du supermarché Auchan, les conglomérats du Pliocène continental sont affectés par une série de petites failles normales subméridiennes dont le rejet cumulé atteint 2,5m (Indice n° 14).
- Au Nord, la bordure du bassin du Roussillon se caractérise par la présence d'un accident majeur qui peut se suivre le long de ses différents segments sur plus de 60 km entre la côte méditerranéenne au nord-est et le fossé de Cerdagne au sud-ouest. Baptisé faille de Prades, de la Têt, de Villefranche-de-Conflent, de Cerdagne et autres, cet accident marque, dans sa partie orientale, la limite entre le socle hercynien au Nord et le remplissage néogène du Roussillon. Plusieurs indices de déformations récentes sont répertoriés le long de cette structure dont le jeu principal est un jeu normal au Miocène et sans doute au cours du Pliocène inférieur. Les indices les plus récents (post-villafranchiens) sont par contre clairement décrochants et décrochants inverses.
- A la hauteur du village de Nèfiach, le long de la Têt, les dépôts détritiques plio-villafranchiens sont en contact par faille avec le massif granitique de Montalba. Ce site est remarquable car il correspond à l'intersection entre la faille de la Têt et une des failles satellites de la faille nord-pyrénéenne. Des plans de faille subverticaux sont visibles dans les niveaux sablo-argileux du Pliocène supérieur. Les plans orientés NW-SE proches de la direction nord-pyrénéenne, montrent des stries horizontales compatibles avec un jeu décrochant dextre de l'accident (Indice n° 15).
- Quelques kilomètres plus à l'ouest, dans les "bad-lands" plio-villafranchiens de Ile-sur-Têt, on peut observer, à la faveur d'une ravine, un plan strié de faille inverse-décrochante qui affecte l'ensemble de la série et qui est cacheté en surface par la terrasse ancienne de la Têt (Indice n° 16).

En ce qui concerne les mouvements verticaux en Roussillon, Birot (1937) comme Mengez (1935) ont considéré comme certaine une tendance générale à l'élévation (en particulier du Canigou) au cours du Mio-Plio-Quaternaire. Cette surrection est admise par tous les auteurs (Huard et Pelissonnier., 1969; Huard, 1971; Y. Gourinard, comm. orale). Les récentes mesures de nivellement dans le secteur confirment cette tendance (Lenotre, comm. orale).

Au Nord du bassin du Roussillon, le système de failles nord-pyrénéen d'échelle crustale est la structure majeure du versant nord de la chaîne. Ces accidents présentent une expression morphologique très marquée.

sismotectonique du Sud-Ouest de la France
1ère partie : cartes de données de base

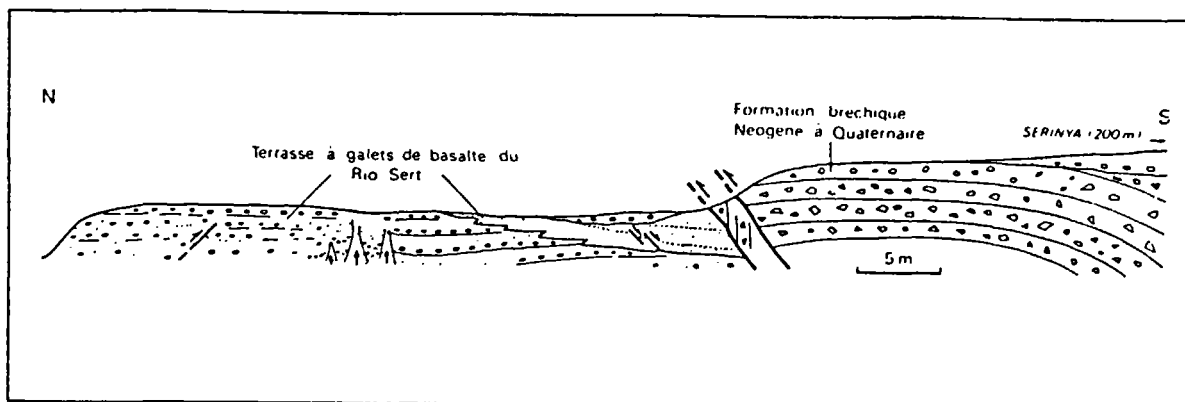


FIGURE 4.1 - FAILLE INVERSE QUATERNAIRE DU RIO SERT (D'après PHILIP et al., 1992)

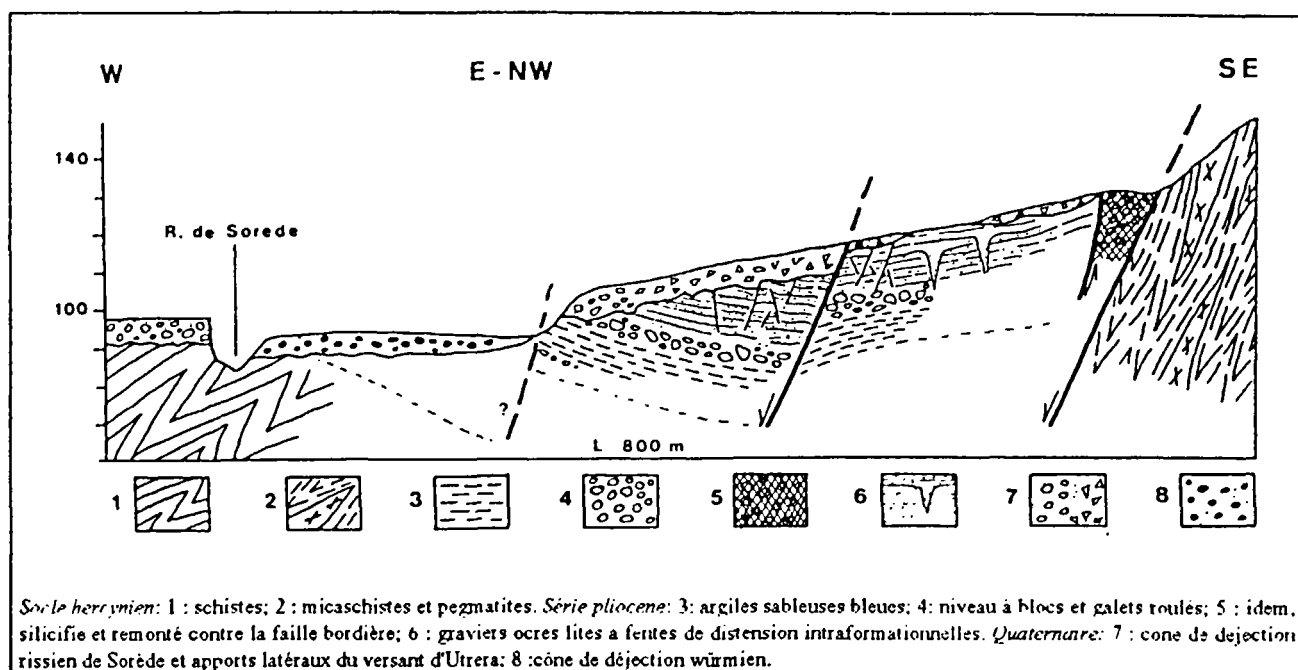


FIGURE 4.2 - FAILLES NORMALES PLIO-QUATERNAIRE A SOREDE : COUPE DU CHEMIN D'UTRERA (D'après CALVET, 1982 et 1985)

- Au sein du massif de l'Agly, entre les villages de Caramany et d'Ansignan, des travaux routiers viennent de mettre en évidence une faille inverse qui fait chevaucher les roches métamorphiques du socle hercynien sur des colluvions quaternaires contenant plusieurs niveaux de paléosols et de brèches (fig. 4.3). Le rejet inverse apparent est d'une dizaine de mètres le long d'un plan de faille principal souligné par une brèche feuilletée sur une bande d'environ 50cm de large (**Indice n° 17**). Les stries, mesurées sur un plan annexe N60°E - 24°SE, montrent un mouvement inverse-sénestre. L'étude des photographies aériennes et des images-satellites de ce secteur montre qu'un accident d'échelle plurikilométrique d'orientation WNW-ESE semble guider la vallée de l'Agly dans ce secteur. Sur le terrain, cette faille se manifeste par une zone broyée de plusieurs mètres de large dans les séries métamorphiques. La faille quaternaire a une orientation conjuguée NE-SW.

Plus à l'Ouest, en Cerdagne, les indices de mouvements récents le long des accidents majeurs sont relativement nombreux. Ce graben dissymétrique intramontagneux est bordé dans sa partie sud-est par la terminaison occidentale du système de failles de la Têt. Deux directions principales prévalent pour les différents segments: NE-SW et E-W. Aucun indice de déformation très récente (post-pliocène inférieur) n'a été repéré sur les segments NE-SW. Le bassin est, dans sa partie nord, traversé par des accidents plurikilométriques dont la faille crustale de Llo-Bajande qui marque la limite du remplissage néogène.

- Sur la commune d'Estavar, quelques hectomètres au sud de la faille de Llo-Bajande, des failles inverses ENE-WSW affectent un lambeau de terrasse würmienne du Sègre. La terrasse est localement chevauchée par des argiles et altérites du Miocène. Le long des plans de failles, les galets sont verticalisés et rebroussés. Le rejet cumulé dépasse 2 mètres (**Indice n° 18**). Ces observations sont faites dans le compartiment élevé d'une faille plus importante qui fait chevaucher la série miocène par le socle cambrien. La présence massive d'argiles saturées dans la série miocène peut favoriser les glissements et, en l'état actuel des connaissances, une origine partiellement gravitaire du phénomène n'est pas à exclure.

- A quelques kilomètres au sud-est, en bordure de la route forestière entre Osséja et Valcebollère, deux petites failles antithétiques mettent en contact les schistes cambriens du socle et un lambeau de terrasse würmienne perchée du rio Faitou. Ce petit graben nord-sud, d'une dizaine de mètres de large, présente sur ces bords des galets redressés et tronçonnés (**Indice n° 19**).

- La fermeture sud du bassin de Cerdagne correspond au dernier segment E-W de la faille de la Têt. La morphologie de cet accident est typique d'une morphologie de faille normale avec crochon et rebroussement des strates mio-pliocènes le long du plan de faille. Le jeu principal de cet accident est effectivement un jeu normal au cours du Miocène et du Pliocène inférieur. Cependant, ces mêmes plans sont remobilisés depuis le Pliocène inférieur par un jeu inverse (**Indice n° 20**). Les galets le long des plans de faille sont tronçonnés et striés. L'analyse des microstructures confirme une reprise en compression de ces accidents postérieurement au remplissage néogène du fossé cerdan.

4.3. Languedoc

4.3.1. Corbières-Narbonnais-Minervois

De nombreuses informations concernant l'activité néotectonique de ce secteur sont disponibles dans la littérature. Nous les citons de manière exhaustive sachant que la plupart d'entre elles datent déjà de plus de 20 ans et que leur observation directe sur le terrain est devenue problématique et, de ce fait, ne sont donc pas forcément reprises au niveau de la carte.

Ellenberger (1961), signale des zones de flexures "multifaillées" en relais ou en échelons ayant constitué au cours du Néogène des lignes plus ou moins permanentes de paléoreliefs, en général modestes. Il admet qu'une phase très récente de rejeux de failles et de gauchissement monoclinaux a affecté toute la région de l'ouest narbonnais. Il admet que le rejet intéressant les formations pliocènes (limons jaunes à galets) est une modeste fraction du rejet total. Ces accidents ont pour la plupart une orientation NE-SW : la faille du bassin monoclinal de Thézan-Tournissan (bordure nord-ouest), la faille du bord nord-ouest du fossé de Camplong-Fabrezean, les failles verticales qui marquent le contact entre le Pliocène et l'Eocène près de Ginestas ou encore la faille de Lézignan. Le contrôle de terrain de ces structures montre qu'il y a parfois confusion entre escarpement de faille et escarpement de ligne de faille dégagé par érosion différentielle.

Ellenberger et Houlez (1964) décrivent un dénivelé dans la formation pliocène au sud de Cruzy. Benest et Gottis (1965) repris par Ellenberger et Gottis (1967) ont décrit les accidents affectant les tufs récents de Ferrals-Corbières (Aude) et les formations de cailloutis quaternaires.

Le fossé de Fabrezean est un graben symétrique orienté NE-SW qui se suit sur une dizaine de kilomètres. La bordure nord-ouest se caractérise par une série de failles normales à regard sud-est parallèles entre elles et qui décalent la série des tufs de Ferrals d'âge quaternaire (datation de gastéropodes et de végétaux). Deux sites permettent d'observer le basculement et l'étagement en gradin des tufs :

- A la Peyrouse Basse où on peut observer un plan de faille strié dans un petit niveau de marnes intercalé entre deux niveaux de tufs (Indice n° 21).
- A Estagnol où s'observe le décalage vertical de la base des tufs qui forment l'entablement de la butte du Mourel de la Borie.

Ces tufs seraient latéralement imbriqués dans la haute terrasse de l'Orbieu, elle-même basculée vers l'est. Les auteurs estiment que la remobilisation de la grande structure anticlinale transverse de la montagne d'Alaric serait responsable de la déformation de cette haute terrasse.

Plus à l'Ouest, Gottis et al.(1972) ont étudié toute une série d'anomalies dans l'agencement des terrasses de l'Aude et de ses affluents et concluent (sur des critères essentiellement topographiques) à l'existence de failles NE-SW que nous citons ici pour information mais que nous ne retenons pas au niveau de la carte: Carcassonne-La Flageole, Villemoustossou, Villedubert, Trèbes, Argens, etc.

De même, ces auteurs interprètent des phénomènes de défluviations de l'Aude au niveau de la gouttière de Carcassonne comme liés à un jeu décrochant-sénestre de failles NE-SW.

Plus au Nord, dans le minervois, une faille normale affectant une terrasse quaternaire est décrite par Ambert (1977).

Au Sud du village de Bize-minervois, une faille orientée NNE-SSW met en contact les grèzes d'une haute terrasse de la Cesse et les calcaires éocènes du Pech de Bize. L'ensemble de la terrasse dont l'âge est mindélien est basculé de plus de 10 degrés vers le relief (**Indice n° 22**). Cette faille dite faille de Cacau se prolonge au nord vers les sources hydrothermales de la Douze et au Sud se raccorde à l'accident post-miocène plurikilométrique du Pech de Bize.

4.3.2 Languedoc Central

La région de la basse vallée de l'Hérault et des Causses a fait l'objet d'un certain nombre d'études néotectoniques à travers, la plupart du temps, l'analyse d'anomalies morphologiques. Certaines sont reprises dans le texte mais, dans l'optique de la carte et de son découpage, seuls deux indices de ruptures observables dans des niveaux quaternaires sont retenus.

George (1942), explique la position anormale des surfaces d'aplanissement pliocènes et la surimposition du réseau hydrographique par un ennoyage néogène à l'intérieur d'un faisceau de dislocations de direction hercynienne (NE-SW), ces dislocations étant remobilisées postérieurement (probablement jusqu'au Quaternaire).

Denizot (1950) signale que l'horizon à *Potamides Basterots* daté du Pliocène moyen (ou Pliocène supérieur pour Bonnet (1977)) et déposé en milieu lacustre, est basculé vers le sud-est dans tout le secteur du bas Languedoc, en particulier aux environs de Sète et de Frontignan. Mattei (1955) quant à lui, décrit un basculement de ces mêmes niveaux vers le nord-ouest dans la région de Vic-la-Gardiole aux environs de Montpellier.

Combes (1965) signale l'existence d'un accident NE-SW qui affecte les dépôts miocènes en bordure du fossé de Montbazin-Gigean au nord-ouest du massif de la Gardiole.

Combes (1981) parle de failles normales à rejeu post-miocène à Arboras, Rabieux, Saint Saturnin, Peret, Lieuran, Ceyras et Clermont-l'Hérault. La plupart de ces accidents sont scellés par les formations pléistocènes ou par les tufs et basaltes plio-quaternaires. L'auteur propose une succession de deux épisodes tectoniques à partir de l'analyse des microstructures des différentes failles à jeu post-miocène de la région: une phase distensive à la fin du Miocène et un (ou deux) épisode(s) compressif(s) au cours du Plio-Quaternaire.

Au Nord du village de Tourbes, les tufs volcano sédimentaires quaternaires du Rièges sont affectés par une série de plans de fracturations conjugués qui décollent les strates en formant des crochons caractéristiques de mouvements inverses. Des failles inverses qui ont évolué en failles-plis affectent également les dépôts de tufs ainsi que de petits niveaux de calcaires fins lacustres (**Indice n° 23**). L'orientation NNE-SSW des axes des micro-plis et des plans de faille est cohérent avec la direction NW-SE de la compression la plus récente connue dans le secteur.

Par ailleurs, au Nord de Clermont-l'Hérault, l'analyse du profil longitudinal de la rivière Lergue permet à Bishop et Bousquet (1989) de conclure que ces terrasses à hauteur de Rabieux seraient affectées par une faille normale au passage du tracé d'un des segments de la faille des Cévennes.

Le volcanisme plio-quaternaire de l'Escandorgue et du bassin Iodévois s'est mis en place d'une manière continue entre le Pliocène terminal et le Quaternaire ancien (1,9 à 1,1 Ma). Ce volcanisme largement fissural se caractérise par une remarquable constance dans l'orientation subméridienne des dykes et des filons.

Dans le secteur septentrional de l'Escandorgue, le long de la route du Col Rouge, affleure une épaisse série volcano-sédimentaire fossilisée latéralement par une coulée de basalte massif. Un des dykes alimentant cette coulée traverse cette formation sur toute son épaisseur. A proximité du dyke, on peut observer une série de failles inverses à rejets centimétriques à décimétriques et orientées N070° à 100°E pour un pendage variant entre 70° et 85° vers le sud. Ces failles à stries subverticales décalent nettement les bancs stratifiés volcano-sédimentaires ainsi qu'une bombe volcanique emballée dans ce même niveau (Indice n° 24).

4.4. Montagne Noire et Albigeois

La Montagne Noire est limitée au Nord par un accident inverse de plus de 60km (faille de Mazamet) sujet à de nombreuses interprétations. David (1920) a été le premier à signaler son existence à partir de considérations morphologiques assez probantes. Ellenberger (1938) la décrit comme étant un accident marquant le contact entre les terrains anciens au Sud et les formations tertiaires au Nord. Ce contact serait masqué par des arènes et des éboulis de pente ou par des déjections torrentielles. Au niveau d'Aussillon, il parle d'un contact entre les calcaires de Castres et un filon de quartz marqué par une brèche tectonique sur plusieurs mètres d'épaisseur. Ellenberger (1938) et Gèze (1949) sont d'accord pour y voir une faille inverse.

Birot et al. (1968) ont démontré que la formation chevauchée était nettement quaternaire; les flores identifiées indiqueraient même un climat froid de type Mindel ou Riss. A Aussillon, Escoussens, Gaux, Sorèze, ces auteurs décrivent une brèche quaternaire (brèche mortadelle) qui serait impliquée dans le chevauchement des marbres cambriens sur les séries du Bartonien.

Près de Dourgne entre Revel et Mazamet, la carrière en exploitation de Saint Chipoli permet une observation remarquable de ce contact. La brèche mortadelle composée d'éléments schisteux emballés dans une matrice argileuse est chevauchée par des calcaires (marbres) du cambrien supérieur (Indice n° 25). Le dernier rejeu du contact chevauchant apparaît être synchrone à postérieur à la mise en place de la brèche mais antérieur au dépôt d'un éboulis cryoclastique à éléments de marbre qui cache le contact (fig.4.4).

En outre, on admet que ce relief a subi récemment un mouvement vertical positif (Philip, 1977) complété par un basculement. Ce dernier a été proposé par Gèze (1951) qui se fondait sur l'étude du remplissage de certaines grottes; il montrait ainsi un enfoncement rapide et important des rivières en particulier la Cesse, depuis l'Aurignacien; pour lui, cet enfoncement est attribuable à une remontée générale du massif. Brum-Ferreira (1975) arrive à des conclusions voisines et relie le basculement récent du versant sud de la Montagne Noire au rejeu de la faille de Mazamet. Mouline (1976) confirme ce mouvement et pense qu'il s'est poursuivi depuis le Néogène jusqu'au Quaternaire moyen.

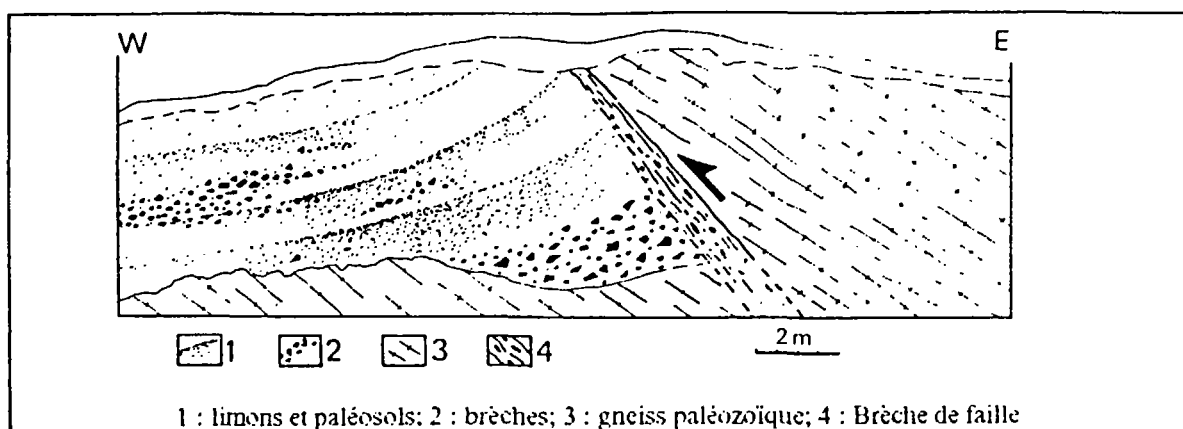


FIGURE 4.3 - FAILLE INVERSE QUATERNAIRE DU MASSIF DE L'AGLY
(D'après PHILIP et al., 1992)

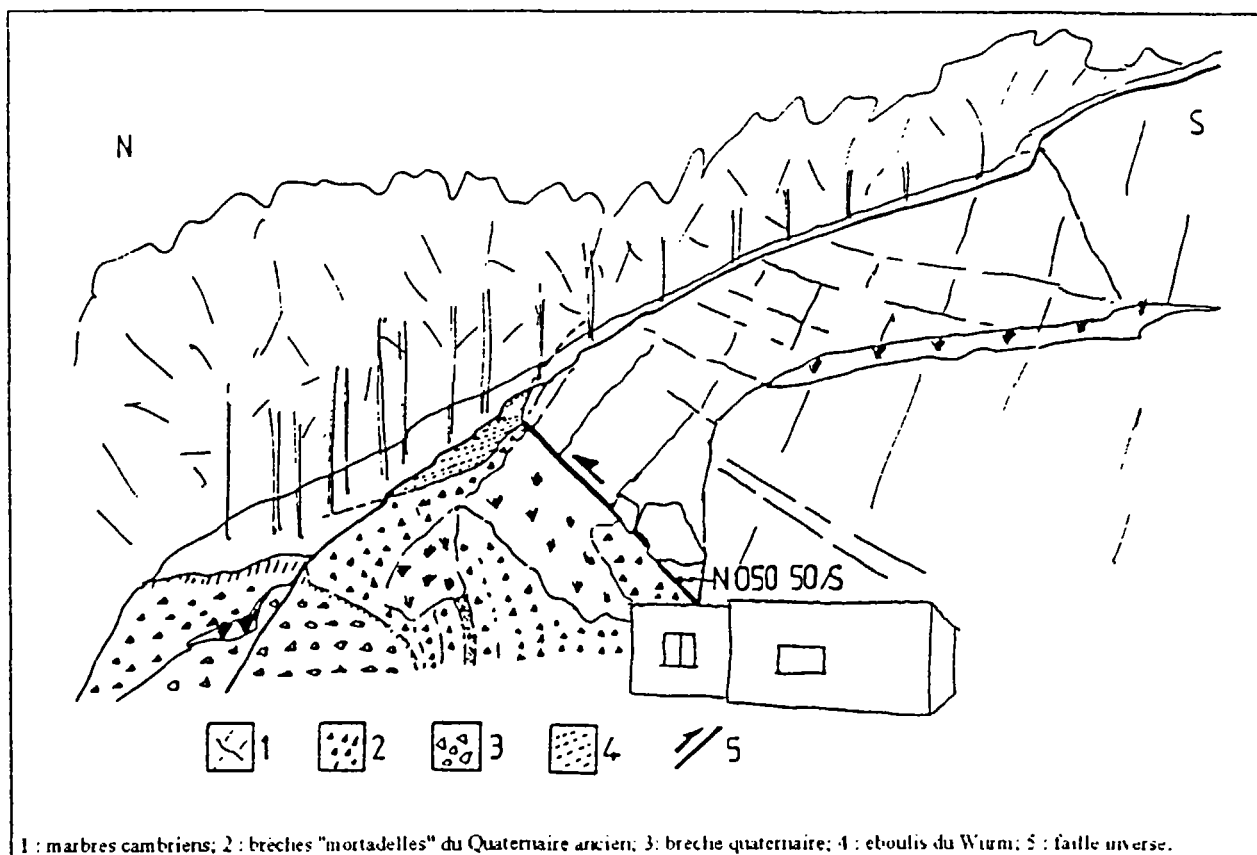


FIGURE 4.4 - COUPE DE LA FAILLE INVERSE DE SAINT-CHIPOLI, PRES DE DOURGNE

En première analyse, les discontinuités limitent des panneaux dont l'évolution géodynamique est variable. Ainsi, les Monts de Lacane, l'est de Castres et l'est de l'Albigeois auraient été le siège d'un mouvement général de surrection au cours du Quaternaire, mouvement attesté par des reprises d'érosion intense. Mouline (op.cit.) montre, en outre, l'existence d'un axe d'élévation quaternaire grossièrement ENE-WSW devenant NE-SW, à hauteur de Castres. Il décrit aussi une faille NW-SE de Viterbe à Montaud, ayant provoqué un engorgement de la vallée de l'Agout.

La région de Revel est caractérisée par des dépressions marécageuses que Mouline (op.cit.) estime être engendrées par une subsidence pléistocène supérieure à holocène. Ce fait concorderait avec le jeu inverse de la faille de Mazamet et inciterait à la rajeunir encore ou à étendre la durée du mouvement.

La vallée du Tarn, de Rabastens à Carmaux, emprunterait une zone intensément fracturée, soupçonnée d'avoir été active au Riss; une bande symétrique relierait Castres à Saint-Sulpice.

Nous pouvons ainsi constater à travers ces exemples que la néotectonique de cette région est assez active, même s'il reste beaucoup à faire pour expliquer les anomalies géomorphologiques locales et les irrégularités du réseau hydrographique.

4.5. Pyrénées-Centrales

Dans les Pyrénées-centrales, d'une manière générale, les informations néotectoniques précises sont très rares. L'absence de niveaux marqueurs et le peu d'études spécifiques sur cette région particulière, expliquent en partie ce manque. Seules quelques considérations morphologiques soulignent l'importance des mouvements verticaux confirmés par les mesures de nivellements.

Un des seuls secteur où des manifestations claires d'une activité tectonique récente ont été décrites est la zone du val d'Aran.

Dans la zone de Port-de-Viella, au coeur de la zone axiale, Bordonau et Vilaplana (1986) décrivent des fractures le long de la faille de la Maladetta qu'ils attribuent à des rejeux néotectoniques (**Indice n° 26**). Ces fractures orientées WNW-ESE et agencées en relais, présentent des plans striés verticalement et auraient, d'après photo-interprétation, un jeu normal avec des rejets décimétriques à métriques. Les auteurs estiment que le mouvement relatif le long de l'accident majeur sur lequel se juxtaposent les petites fractures a été d'un millimètre par an depuis le début de la déglaciation soit depuis environ 30000 ans.

Plus à l'Ouest, sur le versant sud de la chaîne, au Sud du chevauchement dit des Eaux chaudes, la zone sud-pyrénéenne est principalement constituée par l'unité de Gavarnie. Cette unité est décollée par l'intermédiaire d'un grand chevauchement plat intra-socle dans son enracinement nord et qui, au niveau du Trias supérieur, décolle et déplace la série méso-cénozoïque vers le Sud. Au-dessus du chevauchement principal, un deuxième niveau de décollement intra-calcschistes crétacés permet le raccourcissement de la couverture post-paléocène. Ce niveau de décollement s'exprime par des chevauchements superficiels et des plis d'orientation N100° à 120°E. Dans la vallée du Roncal, les formations détritiques quaternaires sont déformées à l'aplomb d'une de ces failles inverses.

A 2 km à la sortie du village d'Isaba, on observe, à la faveur d'une ancienne carrière, une formation alluvionnaire constituée d'une succession de niveaux de sables et galets surmontée d'un

matériel à blocs. De nombreuses failles inverses dont les plans sont orientés en moyenne WNW-ESE décalent les formations fluviatiles (ou fluvioglacières). Les pendages sont compris entre 65° et 85° indifféremment au Nord ou au Sud (**Indice n° 27**). Les stries ne sont pas visibles dans ce matériau peu induré, daté du Würm. Le rejet est métrique à plurimétrique le long des fractures.

Par ailleurs, certains accidents sont supposés actifs au Quaternaire sans qu'on puisse souvent préciser la nature exacte du mouvement.

C'est le cas des accidents N 20° à 30°E du Sud d'Argelès-Gazost (**Indice n°28**), des failles N 160° à 170°E situées au sud-ouest du Pic-du-Midi-de-Bigorre, de la faille E-W de Lourdes et de celle de Bagnères-de-Bigorre. Cette dernière est orientée NW-SE au Nord, devient E-W plus au Sud et est relayée par d'autres failles NW-SE dans les Pyrénées-espagnoles.

Pour Gottis (1972), le Pliocène n'offre jamais de traces compatibles avec une compression généralisée; une telle phase remonterait, pour lui, à la fin du Miocène au plus tard. Il conclut à une remontée plio-quaternaire de la chaîne par simple compensation isostatique. Zolnai (1975) confirme l'importance majeure des structures transversales dont l'orientation varie de N 160°E à N 40°E.

4.6. Pyrénées-Occidentales

Autant les Pyrénées-centrales sont pauvres en études néotectoniques, autant les Pyrénées-occidentales ont attiré les auteurs pour des résultats qui, le plus souvent, font intervenir essentiellement des considérations morphologiques. Le contrôle de terrain montre que l'on n'est que très rarement en présence de ruptures effectives dans les formations plio-quaternaires. Les crises sismiques d'Arette et d'Arudy ont favorisé l'intérêt que les scientifiques ont porté à ce secteur:

La reprise en 1982 d'un itinéraire de nivellement mis en place en 1949 (**Indice n° 29**) a permis de mettre en évidence un soulèvement de l'ordre de 25cm de la région du Col de Faout, à proximité de l'épicentre du séisme d'Arudy du 29/02/1980 (Ruegg et Kassler, 1983). Selon ces auteurs, bien que le séisme en question ne puisse être entièrement responsable de l'importance des mouvements constatés, ceux-ci pourraient être liés à l'accumulation des contraintes sur la bordure nord du massif pyrénéen; pour les vallées avoisinantes, la comparaison des nivellements effectués ces dernières années avec des nivellements réalisés au début du siècle indique des mouvements dans le même sens, mais de moindre importance (1mm/an en moyenne).

A noter, par ailleurs, qu'au niveau d'Arudy (Fourniguet, 1978), le Gave d'Ossau fait un coude apparemment inexplicable dans le contexte géomorphologique environnant: au lieu d'emprunter une large vallée, il emprunte des gorges sinueuses plus à l'Ouest. La modification du tracé s'est produite au Würm, au cours duquel a eu lieu un événement géodynamique important. Thibault (1977) y voit une cause néotectonique sans pouvoir la préciser.

Plus à l'Ouest, dans la zone axiale, certaines études géomorphologiques ont tenté de corréliser les différentes surfaces d'aplanissement. Viers (1977), en particulier, estime que, la plupart du temps, ces lambeaux d'aplanissement ne forment pas des ensembles cohérents. Il avance deux hypothèses classiques pour expliquer ce phénomène :

- les différences d'altitude sont imputables à la dégradation par érosion et les crêtes émoussées ne sont plus au niveau des aplanissements anciens que leur allure suggère;

- les différences d'altitude constatées résultent de dislocations postérieures à un aplanissement généralisé.

Nous aurions tendance à envisager une troisième hypothèse qui impliquerait les deux processus cités par Viers.

De ce fait, nous ne conservons comme indices que les deux sites au niveau desquels sont connues des failles majeures susceptibles d'avoir décalé les hautes surfaces d'aplanissement miocènes.

Les hautes surfaces miocènes, très dégradées, fournissent peu d'éléments. A titre d'hypothèse, on peut évoquer sur le plateau des Arres des abrupts rectilignes pouvant correspondre à des dislocations pliocènes : versant sud de la montagne de Lèche (**Indice n° 30**), fossé d'Arlas (**Indice n° 31**) et éventuellement les bordures nord et sud du horst d'Eraizé. Viers (op.cit.) décrit aussi des fractures qu'il estime post-miocènes dans le massif des Arbailles.

Sur le piedmont des Pyrénées-occidentales la recherche d'éventuels rejeux de structures anciennes utilise des anomalies dans les agencements des terrasses récentes comme indices de déformation. C'est ce que mettent en évidence les études réalisées par Thomas et Pailhe (1984) le long des vallées du Saison et du Gave d'Oloron, au Sud de Sauveterre-de-Béarn :

- L'accident inverse à plongement sud du gave d'Oloron appartient aux structures NW-SE qui assurent le relais du chevauchement frontal entre l'anticlinal de Sainte-Suzanne et le pic de Rebenac. Dans le secteur considéré, il met en contact anormal les séries flyschoides du Crétacé supérieur. Il est ensuite cacheté par les alluvions du Saison et du Gave d'Oloron. Les alluvions sont agencées en un système de terrasses étagées rapportées au Riss et au Würm.

Le profil en long établi le long de la haute terrasse du gave d'Oloron montre, entre Castelnau et Susmiou, une rupture de pente qui coïncide avec le tracé de l'accident de substratum dont l'orientation est N110° à 140°E (**Indices n° 32 et n° 33**).

- Au Nord de Mauléon, entre Lichos et Usquain (vallée du Saison), la pente générale du sommet de la moyenne terrasse est perturbée par deux ruptures de pentes (**Indice n° 34**) interprétées elles-aussi comme l'expression superficielle du rejeu récent du chevauchement sous-jacent (fig.4.5). L'âge de cette déformation est difficile à estimer. Viers (1960, 1977) propose un âge mindélien pour la terrasse, le jeu serait donc rissien ou plus récent. Par contre, la carte géologique Mauléon-Licharre à 1/50 000 propose un âge Riss II pour cette même terrasse. Quoiqu'il en soit, on a affaire à un jeu pléistocène moyen à supérieur.

Une visite sur le terrain ne permet pas d'observer ces "ruptures" tectoniques dans les terrasses de ces deux cours d'eau.

- Plus au sud, la vallée de l'Aphoura, affluent du Saison, est guidée par un accident NE-SW. Pailhe (1984) montre que, entre les villages de Lacarry et de Tardets, le piémont pyrénéen attribué au Villafranchien paraît décalé verticalement d'environ 200m par une faille (**Indice n° 35**).
- De même, sur le horst de Bardos, les cailloutis villafranchiens seraient décalés et les pentes sommitales basculées de part et d'autre (**Indice n° 36**).

- Vers Saint-Palais, la vallée de la Bidouze orientée N-S à cet endroit recoupe l'anticlinal de Mauléon. Cette vallée montre une dissymétrie inverse de celle des autres vallées gasconnes (Indice n° 41). Cette anomalie pourrait être liée au rejeu récent d'un accident sous-jacent.
- La basse Nive entre Cambo et l'Adour serait contrôlée par une faille. Des rivières coulant vers le nord-ouest ont une pente contraire à celle du relief qui pourrait s'expliquer par un basculement récent vers le nord-est (Indice n° 37).
- Le flysch crétacé aux environs d'Ustaritz dessine des plis larges et nets. L'un d'eux, orthogonal au cours de la Nive et orienté ENE-WSW, pourrait avoir eu un rejeu post-villafranchien. En effet, le réseau hydrographique montre une ligne de partage des eaux axée sur l'anticlinal, ce qui provoque un écoulement partiel du nord-ouest vers le sud-est, contraire à la pente générale de la topographie régionale qui est dirigée du sud vers le nord (Indice n° 38).

En pays Basque, c'est surtout l'allure et la répartition des nappes de cailloutis villafranchiens qui servent de repère à de supposés mouvements tectoniques récents.

- L'étude de la position des affleurements de cailloutis villafranchiens situés entre Guetary et Saint-Jean-de-Luz (Indice n° 40) conduit Viers (1961) à envisager un affaissement de ceux-ci d'une quarantaine de mètres par rapport au niveau d'érosion villafranchien qui prolonge vers l'amont les nappes de cailloutis de Biarritz-Bidart; ce type de déformation est associé à un mouvement post-villafranchien de déversement vers le nord-ouest d'anticlinaux ENE-WSW exprimés dans les niveaux de flysch crétacé de la côte. Il est également associé à des failles NE-SW décrochantes (Fig. 4.6).

Fourniguet (1978) rappelle que ces déformations doivent être liées au diapirisme, mais que le lien avec des accidents actifs profonds n'est pas exclu (faille Bidard-Saint-Jean-de-Luz en particulier).

- La comparaison des nivellements entre Bayonne et Saint-Jean-de-Luz (Indice n° 39) atteste d'importants mouvements verticaux actuels (N. Lenotre, comm. orale).

4.7. Bassin-Aquitain

4.7.1. Nord et Centre du bassin

Au nord-est de Bordeaux, Capdeville et al. (1972) supposent, d'après des critères stratigraphiques, l'existence d'accidents NE-SW. La nature exacte en est mal définie : failles ou flexures à regard est. La présence de formations de type alluvial à l'Ouest de Coutras et à Libourne, les coudes brutaux de la Dronne et de l'Isle semblent indiquer des détournements de ces cours d'eau sous contrôle tectonique.

Divers autres arguments discutés par ces auteurs tendraient à accréditer cette hypothèse; les changements de cours de la Dordogne et de la Garonne, également invoqués, paraissent moins bien argumentés, du moins actuellement, bien que cette opinion soit en accord avec celle de Dubreuilh (1976). Le mouvement daterait du Pléistocène inférieur.

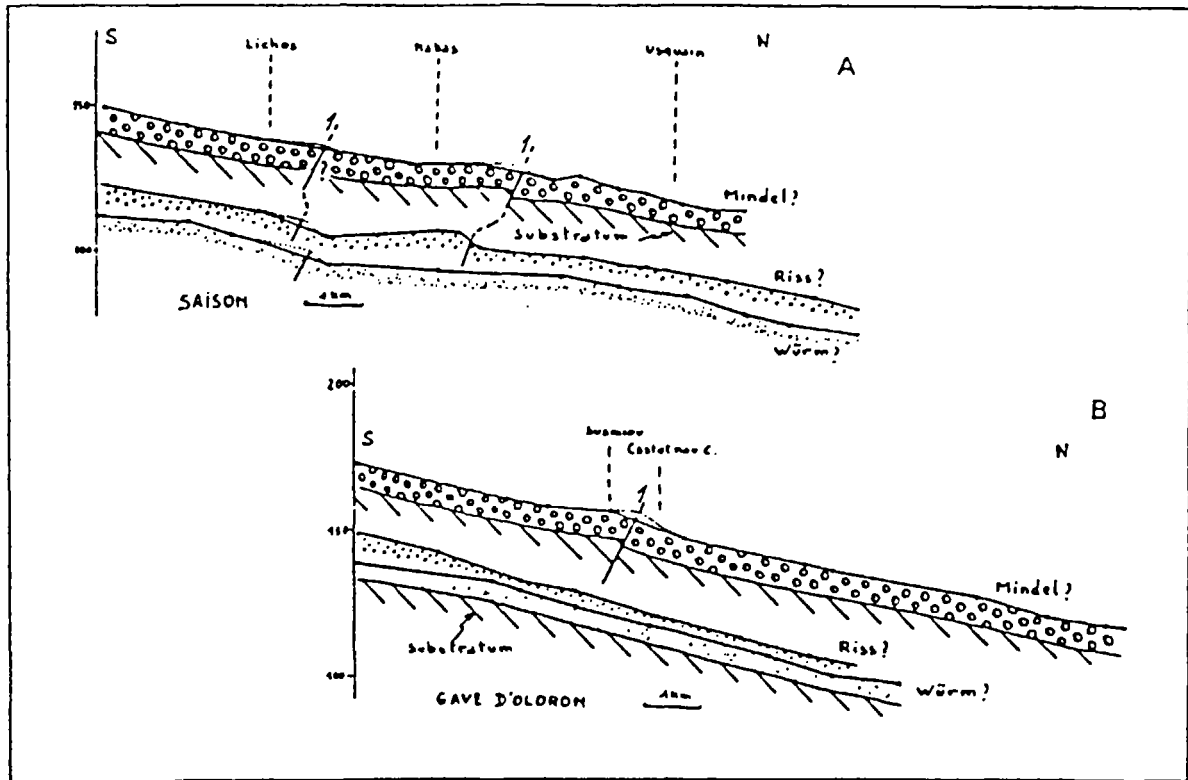


FIGURE 4.5 - PROFIL EN LONG DES TERRASSES DU SAISON (A) ET DU GAVE D'OLORON (B)
(D'après THOMAS et PAILHE, 1984)

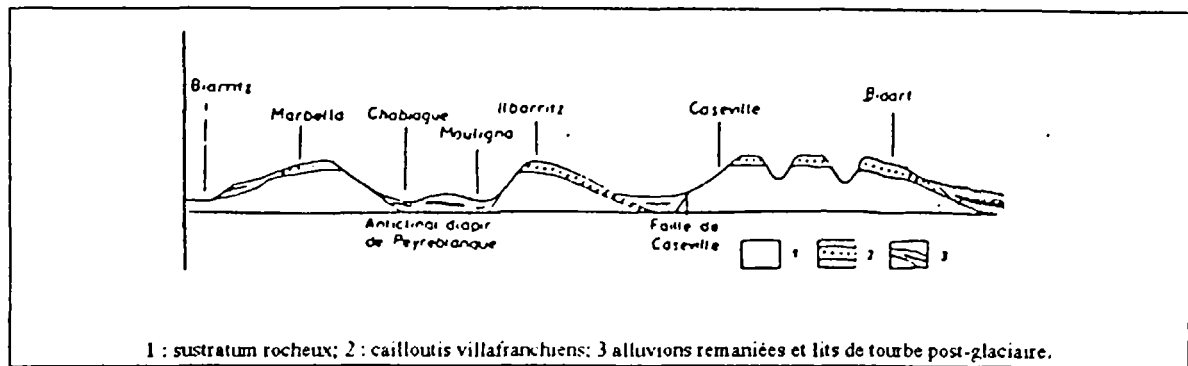


FIGURE 4.6 - DISPOSITION SCHEMATIQUE DES CAILLOUTIS VILLAFRANCHIENS SUR LA COTE BASQUE (D'après VIERS, 1961)

En se basant sur une étude très serrée du réseau hydrographique et de la morphologie bordelaise, Prud'homme et Vigneaux (1970) semblent mettre en évidence plusieurs déformations. L'analyse de la surface constituant l'enveloppe des points topographiques hauts conduit ces auteurs à proposer l'image d'une surface post-pliocène, inclinée vers l'Atlantique et déformée par des rejeux de la faille de la Garonne et de la flexure de l'Engranne.

L'étude des versants et des thalwegs confirme ces conclusions et permet de supposer une composante horizontale du jeu de la faille de la Garonne. En outre, à titre d'hypothèse, ces auteurs suggèrent l'existence d'une nouvelle faille passant par Langon.

Plus au sud-ouest, de nombreux indices incitent à croire à un rejeu pléistocène de l'"anticlinal" (zone élevée) de Villagrains (au Sud de Bordeaux, et à l'Ouest de Langon). Rabier (1958) estime que de petits plis relevés dans les lignites d'Hostens pourraient correspondre à cette déformation. Gottis et al. (1977) soutiennent également cette hypothèse.

S'il se confirmait, ce rejeu serait à relier à celui de l'accident NW-SE du bassin d'Arcachon. Celui-ci, faille ou flexure, est proposé par Rabier (1958) sur une argumentation sédimentologique, puis repris par Gottis (1963). Prud'homme (1972) conclut à l'existence d'un "linéament majeur" dans la structure du bassin, passant par Arcachon.

Le cours de l'Eyre, influencé par la tectonique, matérialiserait la direction et la position de cette structure. Il semble qu'on ait affaire là à un trait essentiel de l'Aquitaine, ayant une influence sur la disposition du réseau hydrographique à terre et même en mer. Cette structure paraît correspondre à la "flexure celtaquitaine".

Suite à une étude stratigraphique, Enjalbert (1960) propose l'existence d'une grande flexure NW-SE, bordant au Sud la zone élevée de Lomagne. Un peu plus au Sud, il révèle l'existence d'une flexure pouvant même avoir joué au Pléistocène supérieur. Des arguments morphologiques et hydrographiques sont invoqués pour expliquer la zone basse située à l'Ouest.

Les "structures" de l'Aquitaine mises à jour se groupent en plusieurs familles, en fonction de leur situation géographique.

Au Sud de la Garonne, on retrouve des directions armoricaines, passant à N120°E au Sud de la grande structure d'Arcachon. Au Nord et au nord-est de la Garonne, la situation est moins claire : l'influence armoricaine existe encore, mais on trouve des orientations varisques et même est-ouest.

4.7.2. Piedmont des Pyrénées : Landes et Chalosse

Les évidences les plus spectaculaires de déformations tectoniques quaternaires sont décrites en Chalosse sur le flanc sud de l'anticlinal d'Audignon.

Près d'Heugas, (Indice n° 42), des terrasses d'âge Mindel-Riss se trouvent normalement en position basse par rapport à leurs homologues de l'autre rive, ce qui est interprété par Thibault (1969) comme une reprise d'activité du diapirisme, elle-même induite par la tectonique, supposée en compression, au cours du Pléistocène moyen.

Le dôme de Bastennes-Gaujacq (**Indice n° 43**) fournit d'autres preuves d'une activité néotectonique. Des argiles sableuses litées du Pléistocène inférieur montrent des pendages anormaux, les sables fauves y sont faillés; un accident assez important, orienté N 20°E affecte les colluvions qui en dérivent; la composante horizontale sénestre est même supérieure au rejet vertical (communication de G.Le Pochat, B.R.G.M. Bordeaux). Cette manifestation néotectonique correspond à un accident jurassique profond, ayant joué dans le même sens et semblant avoir conditionné la paléogéographie de l'époque.

A Horsarrieu (fig.4.7), des niveaux quaternaires d'âge Mindel-Riss sont affectés de plis sub?-droits ou faiblement déjetés vers le haut du versant et de micro-failles (**Indice n° 44**). La série est affectée jusqu'au riss II inclus. Des intrusions d'argile tertiaire (datation des pollens) ont injecté et redressé des sables, argiles et limons jusqu'aux restes de paléosols rissiens. Le Riss II débute ensuite par une coulée de solifluxion à peine ondulée et parallèle à la surface du sol actuel (des silex taillés provenant de l'intérieur de cette coulée et de la base des limons würmiens y ont été trouvés). La phase principale de plissement se situe donc au cours du Riss II ou au plus tard à l'interstade Riss II-Riss III (-300 000 à -100 000 ans).

A Banos, l'intense érosion des formations quaternaires antérieures au Riss est attribuée à un mouvement du versant lié au jeu tectonique rissien d'une faille.

A Montaut, l'existence d'une flexure accentuée est révélée par sondages. Elle se trouve sur le cours actuel de l'Adour (Thibault, 1969 et 1977), ce dernier étant l'aboutissement d'une migration du Nord vers le Sud au cours du Quaternaire (**Indice n° 45**).

D'autres indices de ce type ont été découverts au voisinage d'Hauriet (**Indice n° 46**).

Le contrôle de terrain de ces indices de Chalosse a permis de mesurer des plans E-W de failles inverses à rejets décimétriques à métriques dans les environs d'Horsarrieu, de Doazit et d'Hagetmau. Les affleurements décrits par Thibault (op.cit.) ne sont plus visibles dans l'état actuel. Les talus de route au niveaux desquels ces observations avaient été effectuées sont ravinés et recouverts d'une abondante végétation.

Selon Thibault (1969), le Pléistocène supérieur serait marqué par de nombreux changements d'orientation des cours d'eau. Ceux-ci prendraient à cette époque une orientation N 20°E. Cette orientation est effectivement celle de l'accident de Gaujacq, de celui de la Baïse plus au Nord, de ceux de la Dronne et de l'Isle, indiquée également par Prud'homme et al. (1962).

D'autres observations sont répertoriées plus au Nord, dans la région de Mont-de-Marsan. Les épandages fluviaux s'étendent sur tout ce secteur selon une disposition sensiblement E-W. Ces formations alluviales, au débouché du cône de Lannemezan, remanient les dépôts sableux récents (sables fauves en particulier). Les dépôts du Pléistocène inférieur constituent la haute de terrasse de l'Adour. Le niveau de creusement maximum inscrit dans les sables fauves helvétiques atteint la côte de +70m NGF.

Au Nord du village de Meilhan, près du cours de la Midouze, le talus de la route de Cabannus permet d'observer un épandage de graviers et galets de taille décimétrique, formé de quartz blancs, quartzites et quelques rares feldspaths décomposés. Le sable grossier jaune et blanc, argileux, qui enrobe les gros éléments peut présenter des stratifications obliques. A la base, le contact avec les sables fauves helvétiques s'opère par l'intermédiaire d'une croûte ferrugineuse dure, variant de 2 à 10 cm d'épaisseur. Cette croûte emprisonne sables et galets et montre un aspect scoriacé. De plus,

sismotectonique du Sud-Ouest de la France
1ère partie : cartes de données de base

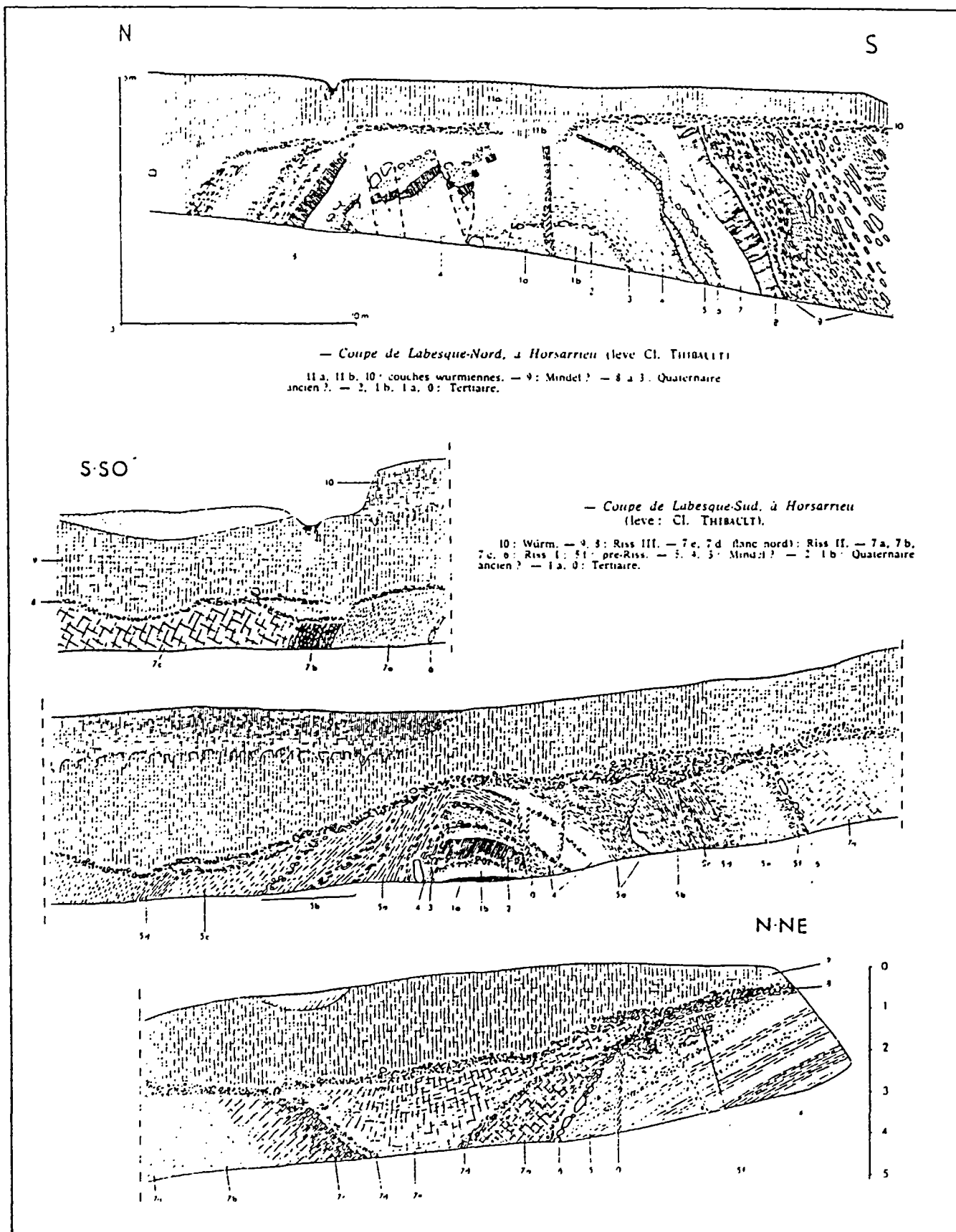


FIGURE 4.7 - COUPES DES AFFLEUREMENTS D'HORSARRIEU (D'après THIBAUT, 1969)

elle fossilise des déplacements verticaux d'une amplitude d'environ 40 cm selon un plan N140°E incliné à 84° vers le nord-ouest, la partie nord étant le compartiment affaissé. Un contrôle de terrain de cet indice (Indice n° 47) permet d'observer plusieurs failles à composantes inverses. Le rejet vertical maximal mesuré est de 40 cm à la base de la série. Dans les niveaux supérieurs de la haute terrasse les rejets inverses sont de l'ordre de 20 cm. L'origine tectonique de ces failles inverses ne semble pas faire de doute et une étude détaillée de l'affleurement permet de différencier deux épisodes de ruptures successifs le long des plans de faille. Par ailleurs, l'existence de failles de même orientation dans la couverture sédimentaire limitant un pli anticlinal d'axe N130°E situé à la verticale de ces ruptures de surface est un argument supplémentaire pour une origine tectonique de ces déformations.

Au nord-ouest de Mont-de-Marsan, près de Labastide, certains auteurs envisagent un mouvement positif récent du dôme de Ousse-Suzan. Thibault (1969, 1970, 1977) y décrit une faille empruntant la vallée du Bez, de direction NW-SE, décalant des bancs de tourbe datés, par la palynologie, des interstades Riss II-III, Riss I-Riss II et de l'inter-glaciaire Riss-Würm, la rive droite étant abaissée (Indice n° 48).

On peut toutefois s'interroger sur la validité de l'interprétation : les bancs, situés sur les deux flancs de la vallée, appartiennent-ils à un dépôt de même âge; ne peut-on imaginer des bassins sub-contemporains et situés à des altitudes légèrement différentes d'un flanc de la vallée à l'autre. Dès 1965, le même auteur décrit des accidents tectoniques datant vraisemblablement de l'interglaciaire Riss-Würm et affectant des sables argilo-limoneux à industries préhistoriques, sur le flanc méridional de l'anticlinal d'Audignon (failles bordières sud et même mouvement positif d'ensemble, peut-être induit par le diapirisme).

A l'Est de Lannemezan, Enjalbert (1962) estime qu'un accident postérieur à la formation du cône de Lanemezan a dénivélé tout le secteur occidental du cône de la Neste. Ainsi, le secteur drainé par l'Adour et l'Anos, de Tarbes à Montbourguet et de Tournay à Plaisance, se trouve abaissé par rapport au compartiment oriental. Il pourrait s'agir d'une flexure NE-SW.

4.8. Massif Central

Dans le cadre géographique de la carte de la planche VI, un seul indice de déformation récente a été répertorié au cœur du Massif Central dans le secteur du bloc de Rentières (Feybesse, 1987). Dans cette région, les terrains post-oligocènes, au sein desquels peuvent être mises en évidence des déformations récentes, sont d'origine volcanique. Ce sont les appareils stromboliens de Mazoires, de Zanières et de la chapelle Marcousse, ainsi que la coulée de Rentières et les dépôts des maars d'Ardes et de la chapelle Marcousse, datés du Quaternaire.

Deux épisodes tectoniques quaternaires ont été déterminés par Feybesse (1985) : une compression rissienne (200 000 ans) de direction NNE-SSW et une distension N-S à NE-SW Holocène.

La compression NNE-SSW Rissienne (200 000 ans) :

Cette compression a été définie à partir d'observations effectuées au sein du cône strombolien de Mazoires et des dépôts des maars de Zanières et d'Ardes.

L'appareil de Mazoires est caractérisé par une phase précoce explosive (maar) suivie d'une phase strombolienne responsable de l'édifice actuel. Pendant la seconde phase se mettent en place les coulées de Rentières et des dykes recoupant les dépôts de maar ainsi que les scories des cônes. Deux origines sont proposées pour expliquer la réactivation au niveau de l'appareil de Mazoires et aux alentours :

- Une origine liée à l'activité volcanique (Contraintes internes centrifuges liées aux explosions et au gonflement du cône lors de l'éruption) expliquerait la réactivation des fractures N100° à 118°E et N140° à 155°E.
- Une origine tectonique qui peut expliquer différentes structures observés dans la région. Des dykes occupent de grandes structures rectilignes et tangentes au cône. Celles-ci, beaucoup plus continues que les précédentes et de direction N25° à 30°E apparaissent sur le flanc ouest et surtout sur le flanc est du cône. La plus importante s'étend de Cuzol jusqu'au nord-nord-est de Vèze.

Plus au Nord, elle est relayée par une structure N30°E, très nette sur les photographies aériennes à en particulier près de Zanières (où elle est soulignée par un dyke recoupant les dépôts du maar de Zanières) et aux Granges (où la rupture de pente perturbe la surface tabulaire de la coulée de Rentières).

Dans les dépôts du maar d'Ardes qui sont antérieurs à la coulée de Rentières, des diaclases N20°E et N40° à 80°E ainsi qu'une faille sénestre N80°E sont visibles.

Dans le socle (vallée de la Couze), des décrochements dextres N20°E décalent une faille normale oligocène N-S (elle-même réactivée en faille dextre) et sont probablement synchrones de la mise en place des dykes N25° à 30°E.

En résumé, l'éruption strombolienne de Mazoires a été synchrone, d'une part, d'une compression NNE-SSW (S1 parallèle aux dykes N25° à 30°E) définie par des décrochements dextres N20°E et sénestres N80°E et, d'autre part, de l'apparition de fractures de traction N25° à 30°E (dykes). L'âge de l'édifice strombolien de Mazoires étant d'environ 200 000 ans, cet épisode est daté du Quaternaire moyen (Riss).

Il apparaît donc que les structures, observées au sein de l'appareil de Mazoires, résultent de la coexistence de contraintes régionales (dykes N30°E) et de contraintes internes à l'édifice (fractures et dykes N100° à 180°E et N140° à 155°E).

La distension holocène N-S à NE-SW :

Cette distension a été définie dans les dépôts des maars d'Ardes-sur-Couze et dans la coulée de Rentières. Elle est caractérisée par les failles normales N80° à 90°E et N135°E affectant la coulée de Rentières et les dépôts du maar d'Ardes.

Les dépôts du maar d'Ardes sont affectés par un réseau de diaclases N130° à 150°E -50° à 85°W d'environ 250 m de continuité, sécantes sur la stratification et rectilignes (**Indice n° 49**). Ce dernier point exclut la possibilité que ce réseau de fractures soit lié à des glissements de terrains car dans ce cas les fractures seraient courbes.

Ces diaclases, sont situées au toit d'une faille normale N130°E - 60°N ayant provoqué une cataclase et une hyperfissuration des dépôts de maar sur 2 à 3 m de puissance.

Les failles normales N80°E à N135°E définissent une distension N-S à NE-SW. Celles-ci , affectant la coulée de Rentières (datée à 200 000 ans), la distension N-S à NE-SW est donc, à l'évidence, postérieure à la compression rissienne. Ainsi, un âge holocène a-t-il été attribué à la distension N-S à NE-SW.

Il apparaît donc que la région du Cézallier s'inscrit dans une zone où deux champs de contraintes coexistent au Quaternaire. L'un correspond à une compression NNE-SSW liée à la dynamique des plaques, l'autre à une extension N-S à NE-SW résultant du bombement général du socle, provoqué par la remontée du manteau à l'est du sillon houiller. Cette dualité de la déformation permet une alternance relativement rapide de régimes compressifs et de régimes distensifs suivant le champ de contrainte qui prédomine.

Une visite sur le terrain n'a pas permis d'observer toutes ces déformations. Seules, des failles normales d'origine gravitaire ont été observées dans des dépôts de maar sur le versant Est du cône de Mazoires. Il est délicat d'interpréter des déformations en tant que résultat d'une tectonique récente et régionale, lorsque celle-ci est associée à une activité volcanique contemporaine. Il est clair que les manifestations volcaniques dans le Massif Central sont le résultat d'un amincissement lithosphérique sous les Limagnes. Mais le Massif-Central est aussi le siège d'un champ de contraintes issu de la convergence entre les plaques africaine et européenne. Le volcanisme dans le Massif Central reflète ce champ de contraintes, notamment dans l'orientation de certaines structures rectilignes (dykes, alignement de cônes volcaniques de même nature...). Hormis le volcanisme de type ponctuel représenté surtout par le Cantal et le Mont-Dore, le volcanisme du Massif Central est essentiellement de type fissural et témoigne d'une relation étroite entre la tectonique et l'activité volcanique, tout au moins au niveau de son expression en surface.

4.9. Conclusion

Cette synthèse des données disponibles sur les indices de déformations tectoniques récentes dans les Pyrénées et le sud-ouest de la France permet de proposer une esquisse d'évolution géodynamique plio-quaternaire de ce secteur. Après les phases majeures de la tectogenèse des Pyrénées, l'évolution de la partie orientale de la chaîne connaît une histoire bien distincte des parties centrales et occidentales.

L'Est de la chaîne subit tout d'abord une tectonique distensive oligo-miocène commune à toute la marge du bassin algéro-provençal depuis le golfe de Valencia, au Sud, jusqu'au Languedoc-méditerranéen, au Nord. Cette marge est structurée par un système de failles normales principalement NE-SW, parfois recoupées par des failles NW-SE (Ampurdan et Cordillères catalanes). Le long des failles majeures, des bassins miocènes s'ouvrent, succédant aux fossés oligocènes. Les mesures microtectoniques indiquent pour cet épisode une extension NW-SE à WNW-ESE.

Par la suite et depuis la fin du Miocène, la tectonique beaucoup plus discrète est révélée soit par des déformations compressives avec une direction de raccourcissement proche de N-S, soit par des failles normales avec une direction d'extension orthogonale. Les grandes failles qui fonctionnent alors sont des failles normales en Languedoc méditerranéen (direction NNE-SSW) et en Ampurdan (direction NW-SE), régions qui connaissent en outre un volcanisme alcalin. De part et d'autre de

l'axe de la chaîne ce sont plutôt des failles inverses et des chevauchements E-W qui sont actifs à cette même période. L'âge de cette tectonique est bien établie lorsque les déformations sont observées dans les terrains pliocènes ou quaternaires.

Dans ce secteur oriental des Pyrénées, la tectonique actuelle peut être appréhendée à travers l'étude des quelques mesures de contraintes in situ disponibles et les mécanismes au foyer des séismes malheureusement trop peu nombreux. Les premières indiquent dans l'Est de la chaîne comme dans l'avant-pays languedocien une direction N-S de la contrainte horizontale maxima, cohérente avec les données néotectoniques précédemment décrites.

En ce qui concerne les seconds, ils ont été calculés pour des séismes de magnitude comprise entre 4 et 4,9 et sont a priori assez incohérents entre eux surtout au coeur de la chaîne. On retiendra seulement que de part et d'autre des Pyrénées, les mécanismes au foyer des séismes récents sont en bon accord avec les données géologiques: côté espagnol, les séismes "offshore" de 1981 et 1987 correspondent aux jeux de failles inverses avec une direction de compression proche de N-S alors que, du côté français, deux mécanismes au foyer sont en décrochement avec un axe P proche de NE-SW et un mécanisme, situé en Languedoc, indiquant un jeu en faille normale avec une extension NW-SE.

L'évolution des parties centrales et occidentales des Pyrénées est beaucoup plus continue depuis le Miocène. Il semble que la compression N-S à NW-SE se poursuive depuis cette époque, favorisant le jeu inverse des accidents E-W et les jeux décrochants des failles NE-SW et NW-SE comme le confirment les quelques indices de rupture dans les terrains plio-quaternaires disponibles dans le secteur et les mécanismes au foyer des séismes principaux.

5. CONCLUSIONS

Cette recherche a permis de rassembler, d'analyser et de mettre en forme les données de base concernant le sud-ouest de la France, en vue de la réalisation d'une synthèse sismotectonique incluant les Pyrénées, le bassin d'Aquitaine et leurs abords.

Les données compilées et analysées sont les suivantes :

- sismicité historique et instrumentale,
- structures tectoniques définies en surface,
- discontinuités décelées en profondeur par géophysique,
- indices néotectoniques.

Un logiciel de cartographie assistée par ordinateur a été utilisé pour établir à l'échelle de 1/1 000 000 les planches hors-texte I à VI, sur lesquelles sont consignés les résultats de la compilation critique effectuée.

Ces données ainsi traitées permettront ultérieurement d'effectuer une synthèse sismotectonique qui constituera la deuxième partie de l'étude. Cette synthèse consistera à :

- définir la continuité des structures tectoniques en surface et en profondeur,
- déterminer l'activité récente et le caractère sismogène, ou non, de ces structures,
- définir les unités et structures sismotectoniques correspondant aux principales sources sismiques qui seront caractérisées par un séisme de référence.

Cette synthèse sismotectonique pourra être ensuite utilisée pour évaluer l'aléa sismique de sites particuliers des régions pyrénéennes et du Bassin Aquitain.

Il apparaît dès à présent que le bassin d'Aquitaine ne présente qu'une sismicité très faible à inexistante si l'on excepte le secteur de l'Entre-Deux-Mers où elle reste cependant modérée.

Les régions septentrionales de ce bassin pourraient toutefois subir l'influence des séismes du Sud de la Vendée et des Charentes, d'une part, et des séismes d'Auvergne et du Cézallier, d'autre part.

Quant aux Pyrénées, cette étude révèle une différence, soulignée aussi bien par la sismicité que par les données néotectoniques, entre : la région orientale où la sismicité est surtout développée dans le versant sud de la chaîne, et les Pyrénées centrales et occidentales où la sismicité paraît liée principalement aux grandes structures E-W de la zone nord-pyrénéenne.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

CHAPITRE 2 : BILAN DE SISMICITE

BANDA E., et CORREIG A.M., (1984). The Catalan earthquake of February 2, 1428. *Engineering Geology*, 20, p 89-97.

DELOUIS B., (1988). Essai de régionalisation du champ de contrainte en France à partir des mécanismes au foyer. D.E.A. Géophys. interne, Univ. L. Pasteur, Strasbourg, 101 p. et annexes.

GAGNEPAIN-BEYNEIX J., (1985). Variation of source parameters of small western Pyrenean earthquakes and their relation to main shock occurrence. *Annales Geophysicae*, 3, 3, p. 381-394.

GAGNEPAIN-BEYNEIX J., (1987). Etude expérimentale des tremblements de terre. Exemple de la région d'Arette (France). Thèse, Univ. Paris VII.

GAGNEPAIN J., MODIANO T., CISTERNAS A., RUEG J.C., VADELL M., HATZFELD D., MEZCUA J., (1980). Sismicité de la région d'Arette (Pyrénées-Atlantiques) et mécanismes au foyer. *Ann geophys.*, t. 36, fasc. 4, p. 499-508.

GAGNEPAIN-BEYNEIX J., HAESSLER H., MODIANO T., (1982). The pyrenean earthquake of february 29, 1980 : an example of complex faulting. *Tectonophysics*, 85, p. 273-290.

GALLART J., DAIGNIERES M., GAGNEPAIN-BEYNEIX J., HIRN A., (1985 a). Relationship between deep structure and seismicity in the western Pyrenees. *Ann. Geophys.*, 3 (2), p. 239-248.

GALLART J., DAIGNIERES M., GAGNEPAIN-BEYNEIX J., HIRN A., OLIVERA C., (1985b). Seismostructural studies in the Pyrenees : evolution and recent results. *Pure Appl. Geophys.*, 122, p. 713-724.

GODEFROY P., (1980). Apport des mécanismes au foyer à l'étude sismotectonique de la France : un exemple de distribution des contraintes en domaine intraplaque. *Rapp. Bur. Rech. Geol. Min. n° 80 SGN 032 GEG* et *Bull. BRGM IV (2) : 119-128 (1981)*.

GODEDROY P. (1987). Barrage de Carcassonne (Aude) : sismicité régionale. *Rapport BRGM n° 87 SGN 513 GEG*.

GODEFROY P. et al., (1990). Centre d'ionisation de Bouglon (Lot-et-Garonne) : prise en compte de l'aléa sismique. *Rapp. BRGM n° R 30389 AQI 4S 90*.

GODEFROY P., LAMBERT J. (1982). Bilan macrosismique en France pour l'année 1980. *Rapp. BRGM n° 82 SGN 595 GEG*, Orléans, août 1982.

HOANG-TRONG P., ROULAND D., (1971). Mécanisme au foyer du séisme d'Arette, Pyrénées Atlantiques. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 272, série D, p. 3249-3251.

LAMBERT J., (1990). Macrosismicité de la France ; fiches signalétiques des séismes de forte intensité ; vérification et mise à jour des caractéristiques épicentrales (fichier SIRENE, version 1989). Rapp. BRGM n° 30545 SP SGN 90.

LAMBERT J., (1991). Carte macrosismique du tremblement de terre du 21 juin 1660 du Pic-du-Midi-de-Bigorre (inédiée).

MARTEL L., VADELL M., (1990). Réseau sismologique Est-Pyrénées : transmission des données par le satellite Météosat. in : "Seismic networks and rapid digital data transmission and exchange", CAMELBEEK et al. ed., ECGS, oct. 2nd to 4th 1989, WALFERDANG (Luxembourg), p. 131-138.

NICOLAS M., SANTOIRE J.P., DELPECH P.Y., (1990). Intraplate seismicity : new seismotectonic data in Western Europe. Tectonophysics, 179, p. 27-53.

ROTHER J.P., (1983). La sismicité de la France de 1971 à 1977 in : observation sismologiques, publ. B.C.S.F., IPG/INAG, Strasbourg.

ROTHER J.P., VITART M., (1969). Le séisme d'Arette et la sismicité des Pyrénées. 94ème congr. nat. Soc. Sav., Pau, 1969, Sciences, t. II, p. 305-319.

CHAPITRE 3 : STRUCTURES TECTONIQUES

AUTRAN A., BRETON J.P., CHANTRAINE J., CHIRON J.C., GROS Y., ROGER P., (1980). Carte tectonique de la France et notice explicative. Publ. EDF/CEA/BRGM et mém. BRGM France, n° 110.

AUTRAN A., DERCOURT J., (1980). Evolutions géologiques de la France. Colloque C7 du 26ème C.G.I., Paris 1980, Mém. BRGM n° 107, p. 7-23.

BOILLOT G., (1981). De la subduction à la collision, l'exemple des Pyrénées. Bull. BRGM 2ème série, sect. 1, n° 2, p. 33-101.

BOIS C., ECORS SCIENTIFIC PARTY (1990). Major geodynamic process studied from the ECORS deep seismic profiles in France and adjacent areas. Tectonophysics, 173, p. 397-410.

CABISSOLLE de B., (1990). Apport des données gravimétriques à la connaissance de la chaîne des Pyrénées le long du profil Ecors. Doc. et travaux C.G.G. Montpellier, n° 25 et thèse USTL (1989).

CHOUKROUNE P., MATTAUER M., (1978). Tectonique des plaques et Pyrénées : sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyrénéenne; comparaison avec les modèles actuels. BSGF, 1978 (7), t. XX, n° 5, p. 683-700.

- CHOUKROUNE P., PINET B., ROURE F., CAZES M., (1990). Major Hercynian thrusts along the ECORS Pyrénées and BISCAY lines Bull. Soc. géol. France, (8) VI, n° 2, p. 313-320.
- CORON S., GUILLAUME A. (1971). Etude gravimétrique sur le golfe de Gascogne et les Pyrénées. in : Histoire structurale du golfe de Gascogne. Edit. Technip, IV, 9.
- CORPEL J., DEBEGLIA N. (1989). Réinterprétation de données géophysiques sur le territoire français. Rapport BRGM n° 88 DT 046 GPH.
- DAIGNERES M. (1978). Géophysique et faille nord-pyrénéenne. B.S.G.F., t. XX, n° 5, p. 677-680.
- DAIGNERES M., GALLART J., BANDA E., HIRN A. (1982). Implication of seismic structure for the orogenic evolution of the pyrenean range. Earth Planet. Sc. lett. n° 57, p. 88-100.
- DEREGNAUCOURT D., BOILLOT G. (1982). Structure géologique du Golfe de Gascogne. Bull. BRGM (2), I, n° 3, p. 149-178 (avec carte à 1/2400 000).
- DESELGAULX P., BRUNET M.F. (1990). Tectonic subsidence of the Aquitaine basin since cretaceous times. Bull. Soc.géol. France, (8) VI, n° 2, p. 295-306.
- DURAND-DELGA M., MEON H., MASRIERA A., ULLASTRE J. (1989). Effets d'une phase tectonique compressive, affectant du Miocène supérieur, daté palynologiquement, dans la zone de la Pedraforca (Pyrénées catalanes, Espagne). C.R. Acad. Sci. Paris, t. 308, II, p. 1091-1098.
- FLAMENT J.M., GAGNEPAIN-BEYNEIX J. (1988). Pyrenean evolution of the western part of the Northern Pyrenean zone. Seismological data and hypothesis relation to deformation process. Symp. of the Pyrenees of Betics. Barcelona, abstract 68.
- GALDEANO A., MENVIELLE M., MERINO DEL RIO J., ROSSIGNOL J.C., TESSIER C. (1980). Sur l'existence d'accidents transversaux à la chaîne pyrénéenne : apport des sondages géomagnétiques profonds dans le Pays Basque. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 290, série B, p. 227-229.
- MATTAUER M. (1990). Une autre interprétation du profil Ecors Pyrénées. Bull. Soc. géol. France, (8), VI, n° 2, p. 307-311.
- ROURE F., CHOUKROUNE P., BERAESTEGUI X., MUNOZ J.R., VILLIEN A., MATHERON P., BAREYT M., SEGURET M., LAMARA P., DERAMOND J. (1989). Ecors deep seismic data and balances cross sections : geometric constraint on the evolution of Pyrénées. Tectonics, Washington 1.8, p. 51-50.
- SEGURET M., DAIGNERES M. (1985). Coupes balancées d'échelle crustale des Pyrénées. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 301, série II, n° 5, 1985.
- SEGURET M., DAIGNERES M. (1986). Crustal balance cross sections of the Pyrenees; discussion. Tectonophysics, 129, p. 303-318.

SOUQUET P., BILLOTTE M., CANEROT J., DEBROAS E.J., PEYBERNES B., REY J. (1975). Nouvelle interprétation de la structure des Pyrénées. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 281, série D, p. 609.

ZOLNAI G. (1975). Sur l'existence d'un réseau de failles de décrochement dans l'avant-pays nord des Pyrénées-occidentales. Rev. Geol. Dynam., Paris (2), XVII, 3, p. 219-238.

CHAPITRE 4 : DONNEES NEOTECTONIQUES

AMBERT P., (1977) - Déformation tectonique d'une terrasse quaternaire de la Cesse à Bize (Aude). Bull. soc. Hist. Nat. Toulouse, t.113, 1-2, p.147-151

BENEST M., GOTTIS M. (1965). A propos de mouvements tectoniques récents dans les Corbières. Actes Soc.Linéenne Bordeaux, t.102, n°2, série B, p.1-6.

BIROT P. (1937). Recherches sur la morphologie des Pyrénées orientales franco-espagnoles. Baillières éditions, Paris, 318p.

BIROT P. (1937). Recherches sur la morphologie des Pyrénées-orientales franco-espagnoles. Thèse Paris, Bailleres ad., p. 259-274.

BIROT P., GOTTIS M., MOULINE M. PAQUEREAU M. (1968). Néotectonique sur le versant nord-ouest de la Montagne Noire. C.R.Acad Sc. Paris, t. 267, série D, p.1815-1816

BISHOP P. et BOUSQUET J.C. , 1989 - The quaternary terraces of the Lergue river and activity af the Cevennes fault in the lower Hérault valley (Languedoc), southern France. Z.Geomorph.N.F.,33, 4, p.405-415.

BONNET A. (1977) Stratigraphie et tectonique du Plio-Quaternaire du Languedoc oriental. Bull.Soc.Et.Nat.Nimes, t.55, p.71 - 132.

BORDONAU J., VILAPLANA J.M. (1986) Géomorphologie et tectonique récente dans le val d'Aran (zone axiale des Pyrénées centrales, Espagne). Revue de Géologie dynamique et de géographie physique, Vol. 27, Fasc. 5, p. 303-310, Paris.

BRIAIS A., ARMIJO R., WINTER T., TAPPONNIER P. HERBECQ A. (1990). Morphological evidence for Quaternary normal faulting and seismic hazard in the Eastern Pyrénées, Annales Tectonicae, vol. IV, n°1 : 19-42.

BRUM-FERREIRA de A. (1975) Le relief du versant sud de la Montagne Noire. Rev. Géogr. des Pyrénées et du Sud-Ouest, t.46, fasc. 1,p.27-54.

BOURCART J. (1945). Etude des sédiments pliocènes et quaternaires du Roussillon. Bull.Serv.Carte géol. France, n°218, p.395-476.

CALVET M. (1982). Etude géomorphologique des massifs des Albères - Roc de France et de leurs piemonts (Pyrénées orientales catalanes). Thèse 3ème cycle, Univ. de Paris I, 2t., 502p.

CALVET M. (1985). Néotectonique et mise en place des reliefs dans l'Est des Pyrénées ; l'exemple du horst des Albères. *Revue de Géologie dynamique et de géographie physique*, Vol. 26, Fasc. 2, p. 119-130, Paris.

CAPDEVILLE J.P. (1977). Néotectonique du Bassin Aquitain et Pyrénées basco-béarnaises. Contribution à la carte néotectonique de la France. Rapport BRGM, inédit.

CAPDEVILLE J.P., CASSOUDEBAT M. PLATEL J.P. (1972). Quelques observations en faveur de défluviations d'origine tectonique en Aquitaine centrale, *Bull. Soc. Linnéenne Bordeaux*, tome II, n°2, p.43-48.

COINTRE M. (1988). Etude néotectonique des Pyrénées orientales. D.E.A Univ. Montpellier.

COMBES Ph. (1981). Néotectonique de la basse vallée de l'Hérault (rive droite) et de la faille des Cévennes. D.E.A Univ. Montpellier.

COMBES P.J. (1965) Remarques sur un type particulier de failles normales dans le massif de la Gardiole (Hérault).

DAVID A. (1920). Le relief de la Montagne Noire. *Ann. de Géographie*, n°160, XXIX^e année, p.241-260.

DENIZOT G. (1950). - Le sous sol de Frontignan. *Bull. Soc. Languedoc.Géogr.* (2), fasc.1, p.123-134.

DUBREUILH J. (1976). Contribution à l'étude sédimentologique du système fluvial Dordogne-Garonne dans la région bordelaise. Tèse Univ. Bordeaux I.

ELLENBERGER F. (1938). Problèmes de tectonique et de morphologie tertiaires. Grésigne et Montagne Noire. *Bull.Soc. Hist. Nat.* ,Toulouse, 52, p.327-364.

ELLENBERGER F. (1961). Age pliocène probable des limons jaunes à galets du narbonnais occidental et jeux de failles tardifs. *C.R.Somm.Soc.Géol.France*,n°7,p.183-184.

ELLENBERGER F., HOULEZ F. (1964). Sur une zone de failles néogènes prolongeant la flexure cévenole dans le pays narbonnais interne. *C.R.Acad.Sc.Paris*, t.258, p.3526-3529.

ELLENBERGER F., GOTTIS M. (1967). Sur les jeux de failles pliocènes et quaternaires dans l'arrière pays narbonnais. *Rev. Géogr.phys.et Géol. dynamique*, (2), vol. IX, fasc. 2, p.153-159.

- ENJALBERT H. (1960). Les Pays aquitains. Le modelé et les sols. Thèse Bordeaux, 1970, t. 1.
- FEYBESSE J.L. (1985). La tectonique post-métamorphique du bloc de Rentières. Les épisodes de fracturation tardi-hercyniens oligocènes et quaternaires (série du Cézallier, Massif Central). Doc. BRGM n°95-10, p.307-323.
- FOURNIGUET J. (1978). Notice de la carte néotectonique de la France à 1/1000000ème. Rapport BRGM-78 SGN-GEO, inédit.
- GEORGE P. (1942). A propos d'indices de déformations dans la région du bas-Rhone. Bull.Assoc. Geogr. Fr. ;144-145, p.41-43.
- GEZE B. (1949). Etude géologique de la Montagne Noire et des Cévennes méridionales . Mém.Soc.Géol.Fr., n°62, 215p.
- GOTTIS M. (1972). Morphologie et déformations mio-plio-quaternaires des Pyrénées. C.R.Acad. Sc.Paris, t.275, série D, p.1199-1202.
- GOTTIS M, LENGUIN M., SELIER E., TAVOSO A. (1972). Hypothèses sur les causes et la chronologie des défluviations dans la gouttière de Carcassonne entre Toulouse et Narbonne. Bull. Soc. Linn. Bordeaux, t. II, n° 6, 1972, p. 125-132.
- GOTTIS et al. (1977). Essais d'identification de mouvements néotectoniques à partir du traitement des données topographiques. Rapports et cartes inédits (1977).
- HUARD M. (1972). Etude du district à fluorine et sidérite de la bordure septentrionale du massif Canigou-Carança (Pyrénées-Orientales). Bull.BRGM SectionII, n°4, p.1-43.
- HUARD M., PELISSONNIER H. (1969). Tectonique pliocène à la bordure du massif du Canigou (Pyrénées orientales). C.R.Acad.Sc.Paris, t.269, série D, p.127-130.
- MATTEI J. (1955). Le sous sol de Vic la Gardiole. Bull.Soc.Languedocienne Géogr., 26 (2), p.127-130.
- MENGEL O. (1921). Mouvements tectoniques interglaciaires et post glaciaires de l'extrémité orientales des Pyrénées. C.R.Acad.Sc. t.172, p.165-167.
- MOULINE M. (1976). La néotectonique entre le dôme de la Grésigne et la Montagne Noire. Rapport BRGM inédit, avec cartes.
- PHILIP H. (1977). Notice explicative de la carte néotectonique du Languedoc Roussillon. Rapport inédit.

PHILIP H. (1983). La tectonique actuelle et récente dans le domaine méditerranéen et ses bordures, ses relations avec la sismicité. Thèse Univ. Montpellier.

PHILIP H., BOUSQUET J.C., ESCUER J., FLETA J., GOULA X., GRELLET B. (1992) Présence de failles inverses d'âge quaternaire dans l'Est des Pyrénées: implications sismotectoniques, C.R.Acad.Sci.Paris, t.314, Série II, p.1239-1245.

PRUD'HOMME R., GOTTIS M. (1962). Considérations sur la géomorphologie des pays aquitains. Configurations hydrographiques et déformations structurales récentes. Mémoire du BRGM, colloque sur le Paléogène, Bordeaux, p.479-482

PRUD'HOMME R., VIGNEAUX M. (1970). Méthodes morphologiques et structurales appliquées à l'étude des réseaux hydrographiques du Bordelais. Rev. Géogr. Pyrénées et Sud-Ouest, t.41, fasc.1, p.5-14.

PRUD'HOMME R. (1972) - Analyse morphostructurale appliquée à l'Aquitaine occidentale. Thèse de doctorat, Univ. Bordeaux.

RUEGG J.C., KASSER M. (1983) Mouvements verticaux dans la région d'Arudy (Pyrénées occidentales). C.R.Acad.Sc.Paris, t.296, série II, p.443-448.

SALVAYRE H., SOLA C. (1975). Observations sur la stratigraphie et la néotectonique du Pliocène de la vallée de la Canteranne (Pyrénées orientales), BSGF, (7), XVII, n° 6. p.1121 à 1125.

SUZZONI P. (1991). Etude structuralen néotectonique et sismotectonique de la région Pyrénées-Aquitaine. Rapport de stage BRGM n° 33593 4S-ENV 91.

THIBAUT Cl. (1965). Sur l'existence probable d'accidents tectoniques dans le Quaternaire de Chalosse. Bull. Soc. de Bordeaux, 1965, p. 3-12.

THIBAUT Cl. (1969). Eléments de tectonique dans le Quaternaire du Bassin de l'Adour, communication faite au VIIIème congrès INQUA, Paris, septembre 1969, (section 8, néotectonique).

THIBAUT Cl. (1970). Recherches sur les terrains quaternaires du bassin de l'Adour. Thèse, Doct. Sc. Nat. Bordeaux, 1970.

THIBAUT Cl. (1977). Néotectonique -Adour. Rapport BRGM inédit, avec cartes.

THOMAS G., PAILHE P. (1984). Déformations néotectoniques des terrasses fluviales (Saison, Gave d'Oloron) de la zone du flysch au Sud de Sauveterre de Béarn, Université de Pau et des Pays de l'Adour.

VIERS G. (1954). Le prolongement de l'anticlinal de St Palais (Basse-Pyrénées) vers le Sud. 20 décembre 1954, communication écrite.

VIERS G. (1961). La tectonique post-pliocène sur le littoral atlantique entre Biarritz et Hendaye (Basse-Pyrénées, France). VIème cong. INQUA, Varsovie, t. 1, 1961, pp. 539-544.

VIERS G. (1977). Rapport inédit repris par FOURNIGUET J. (1978) - Notice de la carte néotectonique de France à 1/1 000 000. Rapport BRGM, juin 1978.

ZOLNAI G. (1975). Sur l'existence d'un réseau de failles de décrochement dans l'avant-pays nord des Pyrénées occidentales. Revue de géographie physique et de géologie dynamique (2), Vol. XVII, Fasc.3, pp. 219-238, Paris.

ANNEXE I

LISTE DES EPICENTRES MACROSISMiques FIABLES A RELATIVEMENT FIABLES

(catégories A à D)

D'INTENSITE EPICENTRALE $I_0 \geq VI$ M.S.K.

**extraits du fichier SIRENE et localisés
entre 2°30'W et 3°30'E et entre 41°30'N et 45°30'N**

1 - LE FICHER SIRENE :

Les données macrosismiques sont établies par le BRGM (Bureau de Recherches Géologiques et Minières) à partir d'enquêtes macrosismiques, d'archives, de coupures de presse ... Elles sont gérées par la chaîne de traitement SIRENE (Système Informatique de Rassemblement des Evénements Naturels Existants).

Les informations relatives à chaque séisme sont réparties en trois bordereaux.

- Le bordereau d'identification, qui contient le numéro d'identification du séisme, ses dates et heures d'occurrence, sa nature : vrai séisme, séisme douteux, faux séisme), sa spécification (séisme principal (Z ou blanc), précurseur (P), réplique (R), essaim (E), etc...),

- Le bordereau "épicentre", dans lequel figurent les coordonnées géographiques, définies comme celles du barycentre de l'aire pléistoséiste et l'intensité épicentrale, avec des indices de qualités :

- indices de qualité relatifs à la localisation :

A : aire pléistoséiste bien circonscrite : localisation très fiable

B : aire pléistoséiste moyennement circonscrite : localisation fiable

C : aire pléistoséiste non totalement circonscrite : localisation assez fiable

D : localisation présumée fiable : épicentres déterminés sans pouvoir tracer d'isoséistes

E : localisation arbitraire (peu fiable)

I : information isolée

- indices de qualité relatifs à l'intensité épicentrale :

A : très fiable

B : fiable

C : peu fiable, à préciser

I : information isolée

Sont donnés parfois, le rayon moyen de perception du séisme, avec un indice de qualité, et le rayon d'une isoséiste bien définie.

- Le bordereau des localités ayant ressenti les secousses sismiques, avec, pour chacune, le code INSEE et le nom de la commune, ses coordonnées géographiques, l'intensité ressentie avec un indice de qualité sur sa détermination et, éventuellement, les effets naturels associés (mouvements de terrain, raz-de-marée, effets sur l'eau, phénomènes lumineux).

2 - L'INTENSITE MACROSISMIQUE ET L'ECHELLE M.S.K. :

L'intensité macrosismique, en un lieu donné, est évaluée à l'aide de l'échelle MSK (MEEDVEDEV, SPONHEUER, KARNIK) qui classe en 12 degrés les effets d'un séisme à partir des réactions de la population, des dommages sur les constructions, de la transformation de l'environnement.

L'échelle M.S.K. se résume ainsi :

Degré	1 ou I	:	secousse non perceptible
	2 ou II	:	secousse à peine perceptible
	3 ou III	:	secousse faiblement ressentie
	4 ou IV	:	secousse largement ressentie
	5 ou V	:	réveil des dormeurs
	6 ou VI	:	frayeur et premiers dommages
	7 ou VII	:	dommages aux constructions
	8 ou VIII	:	destruction de bâtiments
	9 ou IX	:	dommages généralisés aux constructions
	10 ou X	:	destruction générale des constructions
	11 ou XI	:	catastrophe
	12 ou XII	:	changement du paysage

Pratiquement, l'octroi des demi-degrés est devenu une habitude lorsqu'il est difficile de trancher en raison, soit d'un manque d'information, soit, au contraire, de la prolifération d'informations divergentes.

sismotectonique du Sud-Ouest de la France
1ère partie : cartes de données de base

L'indication d'une intensité épicentrale précédée du signe + (+ 8.0, par exemple), signifie que les localités où ont été observées les intensités VIII, dans le cas considéré, sont éloignées de l'épicentre (défini au barycentre de l'aire pleistoséiste) de telle sorte qu'il est probable que l'intensité épicentrale soit supérieure d'un 1/2 degré, voire même d'un degré, aux intensités observées, sans qu'il soit possible de déterminer cette intensité I_0 avec certitude, par manque d'information dans l'aire épicentrale (cas des séismes localisés en haute montagne ou en mer, notamment).

EPICENTRES MACROSISMQUES SELECTIONNES
 ENTRE 2°30'W ET 3°30'E, 41°30'N ET 45°30'N
 Intensité épicentrale supérieure ou égale à : 6
 qualité de la localisation comprise entre A et D

NUMEVT	JOUR	MOIS	ANNEE	Q	LONGITUDE	LATITUDE	Q I	INTENSITE
* 1140051 *	18	3	1817	* D	-2.10	42.12	* B	8.5 *
* 1140053 *	15	2	1888	* D	-1.20	42.59	* C +	7.0 *
* 0640462 *	25	2	1984	* B	-1.19	43.09	* B	6.0 *
* 0640238 *	29	11	1858	* B	-1.10	43.09	* B	6.5 *
* 0640431 *	6	1	1982	* B	-1.02	43.07	* A +	6.5 *
* 1140048 *	10	7	1923	* B	-0.55	42.38	* B +	7.5 *
* 0640385 *	12	9	1977	* D	-0.53	43.01	* C +	6.5 *
* 0640362 *	13	8	1967	* A	-0.47	43.05	* A	8.0 *
* 0640417 *	5	2	1981	* B	-0.43	43.23	* A	6.0 *
* 0640272 *	6	5	1902	* C	-0.40	43.06	* B	7.0 *
* 0640196 *	15	1	1807	* D	-0.39	43.14	* C +	6.0 *
* 0640160 *	3	7	1618	* D	-0.37	43.12	* B	6.5 *
* 0640284 *	8	9	1902	* D	-0.36	43.11	* C +	7.0 *
* 0640173 *	17	10	1773	* D	-0.33	43.09	* A +	6.0 *
* 0640188 *	10	8	1784	* D	-0.33	43.10	* A	6.0 *
* 0330013 *	26	1	1852	* B	-0.20	44.53	* A +	6.0 *
* 0330009 *	10	8	1759	* B	-0.25	44.53	* A +	7.0 *
* 0640204 *	22	5	1814	* C	-0.24	43.08	* B +	7.0 *
* 0640001 *	29	2	1980	* A	-0.20	43.04	* A +	7.5 *
* 0640444 *	25	8	1982	* B	-0.18	43.02	* C	6.0 *
* 0650287 *	22	2	1924	* A	-0.17	43.03	* A	7.0 *
* 0640375 *	13	12	1973	* A	-0.16	43.09	* B	6.5 *
* 0640292 *	24	7	1911	* B	-0.14	43.11	* B	7.0 *
* 0650412 *	7	6	1778	* D	-0.10	43.06	* B	7.0 *
* 0650072 *	17	11	1850	* B	-0.10	43.06	* A	7.0 *
* 0650087 *	20	7	1854	* A	-0.03	43.02	* A	7.5 *
* 0650106 *	26	10	1862	* D	-0.03	43.06	* C +	6.0 *
* 0650324 *	13	10	1930	* B	-0.02	43.02	* B	6.0 *
* 0650037 *	24	5	1750	* B	-0.02	43.04	* B	8.0 *
* 0650044 *	15	6	1750	* D	0.00	43.03	* C +	7.0 *
* 0650374 *	5	4	1952	* B	0.04	42.57	* B	6.0 *
* 0650009 *	21	6	1660	* B	0.04	42.58	* B +	8.0 *
* 0650196 *	8	1	1892	* D	0.04	43.03	* C +	6.0 *
* 0650244 *	28	7	1905	* D	0.06	43.00	* C +	6.5 *
* 0650221 *	13	7	1904	* B	0.07	43.04	* A	7.0 *
* 0650120 *	26	11	1873	* A	0.09	43.02	* A	7.0 *
* 0650366 *	31	1	1950	* C	0.10	42.58	* B	7.0 *
* 0650377 *	13	10	1953	* A	0.15	43.01	* B	6.0 *
* 0310011 *	28	10	1835	* D	0.16	42.58	* B +	6.0 *
* 0650382 *	25	11	1958	* B	0.18	42.59	* B +	6.0 *
* 0650398 *	20	5	1966	* B	0.28	42.56	* B +	6.0 *
* 1140043 *	11	8	1914	* D	0.29	42.35	* C +	6.5 *
* 0310014 *	5	12	1855	* C	0.30	42.50	* B +	7.0 *
* 1140044 *	28	3	1915	* D	0.32	42.30	* C +	7.0 *
* 1140074 *	7	8	1914	* D	0.32	42.36	* C	7.0 *
* 0650114 *	15	1	1870	* C	0.33	42.52	* B +	6.0 *
* 0310010 *	10	4	1813	* D	0.35	42.56	* B +	6.0 *

EPICENTRES MACROSISMiques SELECTIONNES
 ENTRE 2°30'W ET 3°30'E, 41°30'N ET 45°30'N
 Intensité épacentrale supérieure ou égale à : 6
 qualité de la localisation comprise entre A et D

NUMEVT	JOUR	MOIS	ANNEE	Q	LONGITUDE	LATITUDE	Q	I	INTENSITE
* 1140046 *	29	11	1919	* D	0.47	42.28	* C +		7.0 *
* 1140026 *	27	2	1924	* C	0.48	42.42	* B		6.0 *
* 1140024 *	19	11	1923	* C	0.50	42.42	* B		8.0 *
* 0090001 *	19	5	1765	* D	1.01	42.55	* C		6.0 *
* 1140027 *	21	6	1950	* D	1.05	42.40	* C +		6.0 *
* 0660033 *	4	2	1876	* D	1.53	42.22	* C		6.0 *
* 1140082 *	11	12	1151	* D	2.17	42.14	* C		7.0 *
* 1140086 *	25	1	1852	* D	2.17	42.14	* C		6.0 *
* 1140014 *	2	2	1428	* B	2.21	42.19	* C +		10.0 *
* 0660014 *	27	12	1755	* D	2.23	42.36	* C +		6.0 *
* 1140017 *	25	5	1448	* C	2.24	41.38	* C		8.0 *
* 0660021 *	25	12	1772	* D	2.24	42.30	* C +		6.0 *
* 0660009 *	27	12	1755	* D	2.26	42.35	* B +		6.0 *
* 0660068 *	23	9	1922	* C	2.30	42.50	* A		6.5 *
* 1140097 *	14	7	1912	* D	2.36	42.14	* C		6.5 *
* 0110005 *	28	6	1950	* A	2.38	43.08	* A +		6.0 *
* 0660073 *	28	12	1922	* B	2.45	42.37	* A +		6.0 *
* 0120003 *	16	5	1939	* D	3.06	44.22	* A		6.0 *
* 0630028 *	18	10	1833	* D	3.12	45.20	* C +		7.0 *
* 0030008 *	26	8	1892	* C	3.13	45.13	* A		7.0 *

67 records selected.

ANNEXE II

LISTE DES EPICENTRES INSTRUMENTAUX FIABLES DE MAGNITUDE $M \geq 3,5$

**extraits du fichier CEA/LDG (1962 à 1991) et localisés
entre 2°30'W et 3°30'E et entre 41°30'N et 45°30'N**

COORDON.

GEOGRAPHIQUES(SEX)* LAMBERT

-2.3000 41.3000 * 194.724 1622.825

3.3000 41.3000 * 697.478 1611.071

-2.3000 45.3000 * 222.103 2067.138

3.3000 45.3000 * 690.893 2056.178

XG : 194.724 XD : 697.478 YBAS : 1611.071 YHAUT : 2067.138

ECHELLE : 1000000.0

ESPACEMENT ENTRE LES CROIX : 1.0000 DEGRES.MINUTES SECONDES

PARAMETRES D EXTRACTION

REGION*MAGNITUDE*DATE *PRECISION LOCALISATION*ELIMINATION SUR PRECISION LOCALISATION
0 1 1 1 1

TITRE SUR TRACE * LEGENDE
1 1

BORNES INFERIEURE ET SUPERIEURE DE MAGNITUDE
LOCALE = 3.5 9.0
DUREE = 3.5 9.0

DATE INITIALE = 1960 DATE FINALE = 1993

NOMBRE DE STATIONS MINIMUM = 15
SURFACE DE L ELLIPSE DE CONFIANCE MAXIMALE =300.0
RAPPORT GRAND AXE SUR PETIT AXE MAXIMUM = 3.0

ELIMINATION SI SURFACE ELLIPSE SUPERIEURE A 1500.0
OU SI RAPPORT SUPERIEUR A 6.0
1LISTE DES SEISMES SELECTIONNES

DATE	*	HEURE	*	COORDONNEES	*PROF*	MAGNITUDE	*NREG*	NS	*SURFACE	* R
	*		*	*GEOGRAPHIQUES LAMBERT	*	* LOC DUR *	*	*	*	*
23 3 1963	*	20H 3M32.4S	*	43.00 -0.18 1781.1 383.7	*	0 * 3.5 0.0	*	75 * 15 *	408.	* 1
24 8 1963	*	11H41M44.9S	*	43.07 -0.03 1794.9 405.4	*	0 * 0.0 3.7	*	75 * 17 *	170.	* 2
13 9 1963	*	4H 4M 7.6S	*	42.23 1.32 1709.9 534.2	*	0 * 3.6 0.0	*	85 * 21 *	509.	* 2
29 9 1963	*	7H 8M46.6S	*	45.01 3.10 2003.6 665.7	*	0 * 3.3 3.7	*	59 * 14 *	330.	* 2

8	11	1963	*	13H14M40.3S	*	43.48	3.13	1866.9	671.9	*	5	*	0.0	4.0	*	77	*	10	*	1470.	*	:
22	1	1964	*	9H 8M39.9S	*	45.27	-0.01	2052.7	415.6	*	0	*	0.0	3.9	*	57	*	19	*	726.	*	:
12	3	1964	*	11H51M17.6S	*	43.08	-0.55	1798.5	334.6	*	25	*	3.4	4.0	*	75	*	9	*	449.	*	1
4	6	1964	*	16H54M24.3S	*	43.05	0.00	1790.3	408.5	*	0	*	3.6	0.0	*	75	*	18	*	352.	*	:
29	8	1964	*	2H45M25.7S	*	42.57	0.00	1775.8	408.9	*	0	*	0.0	4.4	*	85	*	23	*	126.	*	:
8	7	1965	*	3H21M34.5S	*	42.25	1.25	1713.3	525.1	*	0	*	3.9	0.0	*	85	*	18	*	942.	*	1
31	7	1965	*	8H59M37.0S	*	42.51	-2.25	1772.6	209.7	*	0	*	3.8	0.0	*	83	*	16	*	264.	*	:
13	8	1965	*	14H39M 3.4S	*	42.03	-0.10	1675.0	391.0	*	99	*	3.7	0.0	*	84	*	8	*	276.	*	6
14	1	1966	*	11H31M16.6S	*	42.16	1.59	1696.2	571.3	*	5	*	3.8	0.0	*	85	*	25	*	308.	*	:
27	1	1966	*	17H17M 4.0S	*	42.48	0.25	1757.1	442.8	*	25	*	3.6	0.0	*	85	*	15	*	1106.	*	1
28	3	1966	*	9H26M48.3S	*	45.00	3.15	2000.4	672.8	*	0	*	3.5	0.0	*	68	*	30	*	47.	*	:
20	5	1966	*	0H52M58.2S	*	43.08	0.08	1795.5	420.9	*	15	*	0.0	4.3	*	76	*	37	*	207.	*	:
13	8	1967	*	22H46M43.1S	*	43.10	-0.37	1800.9	358.3	*	5	*	3.8	0.0	*	75	*	16	*	327.	*	:
13	8	1967	*	22H 7M50.2S	*	43.09	-0.50	1800.5	341.2	*	10	*	0.0	5.3	*	75	*	65	*	565.	*	:
13	8	1967	*	23H35M11.9S	*	43.06	-0.39	1794.3	356.4	*	0	*	3.5	0.0	*	75	*	14	*	735.	*	1
15	8	1967	*	14H45M41.3S	*	43.01	-0.34	1784.1	362.6	*	10	*	3.5	0.0	*	75	*	12	*	327.	*	:
23	8	1967	*	20H48M 8.5S	*	42.54	-0.39	1771.0	354.7	*	25	*	3.8	0.0	*	84	*	20	*	471.	*	:
26	8	1967	*	9H 2M 9.4S	*	43.01	-0.36	1785.3	360.2	*	0	*	3.6	0.0	*	75	*	15	*	339.	*	1
19	9	1967	*	10H26M18.4S	*	43.34	-1.28	1849.5	292.2	*	25	*	3.6	0.0	*	75	*	14	*	817.	*	:
22	10	1967	*	20H42M31.4S	*	43.06	-0.37	1794.2	358.9	*	0	*	3.5	0.0	*	75	*	18	*	368.	*	1
12	3	1968	*	14H54M53.2S	*	43.05	-0.16	1791.0	387.3	*	0	*	4.1	0.0	*	75	*	37	*	352.	*	:
11	3	1969	*	16H14M 4.5S	*	42.41	1.22	1743.4	520.5	*	0	*	3.5	0.0	*	85	*	11	*	1178.	*	:
11	3	1969	*	18H18M14.0S	*	42.40	0.43	1742.1	467.1	*	0	*	0.0	4.0	*	85	*	19	*	207.	*	:
1	6	1969	*	7H 4M12.0S	*	43.31	-0.34	1839.7	364.6	*	0	*	3.6	0.0	*	75	*	24	*	330.	*	:
26	8	1969	*	4H50M56.4S	*	43.02	-0.05	1785.0	401.8	*	0	*	0.0	3.5	*	75	*	10	*	245.	*	:
14	3	1970	*	0H32M33.6S	*	42.30	1.37	1722.1	540.9	*	0	*	4.0	0.0	*	85	*	38	*	141.	*	:
14	3	1970	*	15H48M10.5S	*	42.28	1.41	1718.7	546.6	*	0	*	4.7	4.5	*	85	*	52	*	170.	*	:
14	3	1970	*	0H 9M45.6S	*	42.30	1.39	1722.0	543.4	*	0	*	3.6	0.0	*	85	*	27	*	402.	*	:
16	3	1970	*	6H53M47.0S	*	42.40	1.51	1742.0	560.0	*	0	*	3.5	0.0	*	85	*	14	*	836.	*	:
16	3	1970	*	6H26M42.7S	*	42.33	1.42	1727.6	548.4	*	0	*	0.0	4.3	*	85	*	49	*	141.	*	:

18	3	1970	*	2H47M16.0S	*	42.30	1.41	1722.0	546.7	*	0	*	3.7	0.0	*	85	*	26	*	308.	*	:
5	4	1970	*	6H49M58.5S	*	42.27	1.36	1716.5	539.2	*	0	*	4.9	4.3	*	85	*	48	*	198.	*	:
6	9	1970	*	6H50M 8.7S	*	42.40	1.56	1740.8	567.4	*	0	*	3.5	0.0	*	85	*	17	*	251.	*	:
4	12	1970	*	13H10M51.1S	*	43.02	0.18	1784.1	433.7	*	0	*	3.6	0.0	*	76	*	13	*	990.	*	4
9	1	1971	*	14H38M30.2S	*	43.07	0.18	1794.1	433.9	*	0	*	3.5	0.0	*	76	*	12	*	518.	*	:
4	9	1971	*	15H11M55.0S	*	42.32	1.40	1726.5	545.0	*	0	*	3.8	0.0	*	85	*	39	*	226.	*	2
7	9	1971	*	7H54M28.3S	*	42.59	0.06	1778.9	417.2	*	15	*	4.3	4.1	*	85	*	37	*	352.	*	2
16	11	1971	*	2H50M36.3S	*	43.00	0.12	1780.9	426.2	*	99	*	3.6	0.0	*	76	*	19	*	47.	*	2
14	12	1971	*	22H21M23.0S	*	43.09	-0.34	1799.7	362.4	*	0	*	3.8	0.0	*	75	*	50	*	311.	*	1
17	1	1972	*	19H37M19.5S	*	43.04	-0.22	1790.2	378.3	*	99	*	3.7	0.0	*	75	*	9	*	69.	*	6
6	3	1972	*	3H31M52.0S	*	43.04	-0.18	1790.0	384.0	*	0	*	3.6	0.0	*	75	*	14	*	264.	*	2
7	3	1972	*	0H36M54.4S	*	42.16	1.22	1697.8	520.8	*	0	*	3.9	0.0	*	85	*	27	*	302.	*	2
15	3	1972	*	0H36M52.5S	*	42.09	1.13	1683.4	508.2	*	0	*	4.0	0.0	*	85	*	18	*	377.	*	3
27	11	1972	*	8H 1M24.8S	*	43.06	-0.26	1793.7	373.6	*	5	*	3.6	0.0	*	75	*	28	*	66.	*	2
15	12	1972	*	9H 4M41.8S	*	43.10	-0.30	1800.6	368.9	*	0	*	3.7	0.0	*	75	*	29	*	157.	*	2
31	12	1972	*	7H16M57.6S	*	43.27	-0.44	1832.4	350.6	*	20	*	4.0	0.0	*	75	*	42	*	170.	*	2
11	4	1973	*	3H10M28.5S	*	43.18	-0.46	1817.0	346.7	*	15	*	3.8	0.0	*	75	*	28	*	204.	*	3
19	9	1973	*	23H29M 2.0S	*	43.07	-0.19	1794.5	383.4	*	0	*	0.0	4.1	*	75	*	55	*	88.	*	2
9	12	1973	*	21H48M12.8S	*	42.48	-1.06	1762.5	318.3	*	0	*	4.0	0.0	*	84	*	30	*	170.	*	2
13	12	1973	*	8H 8M43.5S	*	43.09	-0.20	1797.9	381.9	*	5	*	0.0	4.4	*	75	*	67	*	151.	*	1
12	1	1974	*	7H27M22.8S	*	43.11	-0.25	1802.6	374.7	*	0	*	3.6	0.0	*	75	*	21	*	66.	*	2
22	1	1974	*	10H11M 7.0S	*	42.39	0.42	1739.9	465.4	*	0	*	3.9	0.0	*	85	*	27	*	176.	*	1
1	2	1974	*	21H24M51.8S	*	42.59	0.13	1778.7	427.8	*	0	*	3.6	0.0	*	85	*	20	*	94.	*	1
18	4	1974	*	2H24M35.0S	*	44.31	2.27	1947.7	609.0	*	0	*	4.0	3.9	*	68	*	48	*	79.	*	1
27	6	1974	*	7H15M53.8S	*	42.21	1.42	1705.3	547.3	*	0	*	3.8	0.0	*	85	*	17	*	88.	*	2
6	8	1974	*	9H12M 6.4S	*	42.42	1.48	1745.3	556.7	*	5	*	3.8	0.0	*	85	*	24	*	170.	*	2
13	8	1974	*	12H52M13.2S	*	43.16	-1.51	1817.7	258.9	*	0	*	0.0	3.9	*	75	*	29	*	402.	*	2
31	10	1974	*	7H15M44.4S	*	43.16	-0.54	1812.9	336.8	*	20	*	4.2	0.0	*	75	*	46	*	66.	*	2
30	12	1974	*	4H21M20.8S	*	43.04	-0.37	1790.9	357.9	*	0	*	3.6	3.5	*	75	*	23	*	104.	*	4
9	1	1975	*	16H30M14.6S	*	43.03	-0.20	1787.9	381.5	*	0	*	3.6	0.0	*	75	*	16	*	57.	*	2

28	2	1975	*	18H49M32.7S	*	42.42	1.01	1745.0	491.8	*	0	*	3.6	0.0	*	85	*	18	*	286.	*	1
8	12	1975	*	18H44M42.6S	*	43.12	-1.00	1806.6	327.6	*	0	*	3.8	0.0	*	75	*	27	*	242.	*	1
3	6	1976	*	15H25M21.1S	*	42.28	1.30	1719.9	531.0	*	0	*	3.7	0.0	*	85	*	24	*	151.	*	1
27	6	1976	*	7H45M23.1S	*	43.13	-1.31	1809.6	286.2	*	0	*	3.5	0.0	*	75	*	18	*	707.	*	1
27	9	1976	*	4H13M35.2S	*	43.36	3.01	1845.6	656.0	*	5	*	3.5	0.0	*	77	*	34	*	57.	*	2
9	1	1977	*	19H16M 3.3S	*	43.05	-0.21	1791.2	380.8	*	15	*	3.7	3.7	*	75	*	22	*	176.	*	1
30	5	1977	*	14H36M28.8S	*	42.33	0.43	1729.8	466.9	*	0	*	3.5	0.0	*	85	*	28	*	75.	*	2
26	7	1977	*	22H 3M 5.8S	*	42.47	0.27	1755.9	446.1	*	0	*	3.5	0.0	*	85	*	29	*	264.	*	2
7	9	1977	*	22H50M35.0S	*	43.07	-0.25	1794.8	374.4	*	10	*	3.8	0.0	*	75	*	27	*	188.	*	2
12	9	1977	*	22H20M27.7S	*	42.57	-1.04	1779.1	320.7	*	0	*	4.5	4.1	*	84	*	38	*	283.	*	1
16	10	1977	*	19H34M59.4S	*	42.45	-0.36	1754.2	358.2	*	10	*	3.5	0.0	*	84	*	21	*	587.	*	2
21	10	1977	*	10H31M49.9S	*	42.25	1.49	1714.1	558.1	*	0	*	3.5	0.0	*	85	*	36	*	110.	*	1
17	2	1978	*	2H34M17.7S	*	43.10	-0.51	1802.8	339.6	*	10	*	4.1	4.2	*	75	*	35	*	188.	*	2
17	2	1978	*	4H33M41.2S	*	43.08	-0.45	1798.0	347.6	*	10	*	3.6	0.0	*	75	*	36	*	242.	*	2
11	6	1978	*	8H28M 9.9S	*	43.09	-0.37	1798.7	359.1	*	0	*	3.9	0.0	*	75	*	45	*	368.	*	1
19	8	1978	*	4H20M37.3S	*	43.24	-0.40	1827.8	356.1	*	5	*	3.6	3.6	*	75	*	40	*	110.	*	1
29	8	1978	*	22H23M48.4S	*	43.43	3.18	1858.1	677.7	*	10	*	4.0	3.8	*	77	*	86	*	38.	*	1
18	9	1978	*	18H14M34.0S	*	43.25	-0.31	1829.5	368.3	*	10	*	4.0	4.1	*	75	*	43	*	63.	*	1
23	9	1978	*	4H51M32.4S	*	43.06	-2.13	1799.4	227.7	*	0	*	3.7	0.0	*	74	*	45	*	141.	*	2
3	11	1978	*	6H37M59.5S	*	42.45	2.40	1749.7	628.1	*	5	*	4.3	3.9	*	86	*	62	*	47.	*	2
29	12	1978	*	0H19M36.0S	*	42.34	0.55	1730.6	483.3	*	0	*	3.7	0.0	*	85	*	52	*	151.	*	1
5	1	1979	*	17H20M12.8S	*	43.04	-0.30	1790.5	368.5	*	5	*	3.6	3.3	*	75	*	15	*	330.	*	2
8	5	1979	*	1H51M51.6S	*	43.22	-1.06	1824.7	321.0	*	20	*	3.6	3.5	*	75	*	49	*	79.	*	1
1	7	1979	*	10H47M12.8S	*	42.43	1.59	1747.5	571.5	*	5	*	3.5	0.0	*	85	*	45	*	38.	*	1
6	7	1979	*	11H59M48.9S	*	43.02	-0.24	1785.8	376.5	*	5	*	4.0	0.0	*	75	*	43	*	63.	*	1
18	8	1979	*	0H36M 5.6S	*	43.06	0.34	1790.2	456.7	*	15	*	3.7	0.0	*	76	*	44	*	151.	*	1
28	9	1979	*	5H28M45.9S	*	43.07	0.27	1793.8	446.2	*	10	*	4.0	4.0	*	76	*	48	*	113.	*	1
5	12	1979	*	23H 2M29.4S	*	42.26	2.28	1715.1	611.0	*	0	*	4.1	4.0	*	86	*	64	*	63.	*	1
17	12	1979	*	17H37M15.2S	*	43.27	-0.30	1831.7	370.0	*	10	*	3.5	0.0	*	75	*	31	*	94.	*	1
28	1	1980	*	9H25M36.6S	*	42.26	2.27	1715.1	609.3	*	0	*	3.6	0.0	*	86	*	50	*	47.	*	1

29	2	1980	*	20H40M49.5S	*	43.04	-0.29	1790.5	369.4	*	10	*	0.0	5.0	*	75	*	41	*	176.	*
29	2	1980	*	21H 1M57.6S	*	43.01	-0.25	1784.8	374.1	*	0	*	3.5	0.0	*	75	*	34	*	110.	*
29	2	1980	*	22H58M 1.8S	*	43.01	-0.23	1784.7	377.3	*	5	*	3.8	3.6	*	75	*	33	*	126.	*
1	3	1980	*	15H 3M39.9S	*	43.04	-0.25	1789.2	375.0	*	5	*	3.9	3.8	*	75	*	50	*	94.	*
2	3	1980	*	2H22M31.8S	*	43.07	-0.30	1796.1	368.7	*	0	*	4.4	4.2	*	75	*	58	*	110.	*
2	3	1980	*	22H46M14.2S	*	43.06	-0.22	1792.4	378.4	*	5	*	3.6	3.6	*	75	*	50	*	63.	*
3	3	1980	*	0H33M13.3S	*	43.12	-0.21	1804.6	381.3	*	0	*	4.6	0.0	*	75	*	35	*	188.	*
3	3	1980	*	0H39M34.4S	*	43.04	-0.22	1789.1	379.1	*	0	*	3.6	0.0	*	75	*	26	*	151.	*
3	3	1980	*	13H21M29.4S	*	43.01	-0.33	1784.0	363.4	*	0	*	4.0	3.9	*	75	*	45	*	377.	*
3	3	1980	*	16H38M36.9S	*	43.01	-0.26	1784.8	373.2	*	0	*	3.5	3.4	*	75	*	26	*	154.	*
4	3	1980	*	4H39M26.0S	*	43.02	-0.24	1785.8	376.5	*	0	*	4.1	3.9	*	75	*	57	*	110.	*
4	3	1980	*	15H 9M41.7S	*	43.03	-0.23	1786.9	377.4	*	5	*	3.7	3.6	*	75	*	33	*	151.	*
5	3	1980	*	8H 7M40.0S	*	43.03	-0.30	1787.2	368.4	*	0	*	4.0	3.9	*	75	*	53	*	132.	*
7	3	1980	*	15H 5M58.4S	*	43.07	-0.20	1794.5	381.7	*	5	*	3.8	3.6	*	75	*	40	*	132.	*
7	3	1980	*	15H23M48.6S	*	43.02	-0.24	1785.8	375.7	*	5	*	4.2	4.0	*	75	*	47	*	151.	*
10	3	1980	*	9H24M35.1S	*	43.04	-0.32	1790.7	365.3	*	0	*	4.0	3.9	*	75	*	60	*	94.	*
11	3	1980	*	14H15M48.0S	*	42.51	0.41	1762.2	465.1	*	15	*	3.9	3.9	*	85	*	65	*	38.	*
12	3	1980	*	10H29M53.0S	*	43.01	-0.22	1783.5	378.9	*	5	*	3.5	0.0	*	75	*	23	*	132.	*
18	3	1980	*	1H19M27.2S	*	43.09	-0.33	1799.6	364.8	*	0	*	3.6	3.6	*	75	*	50	*	368.	*
16	4	1980	*	13H10M15.9S	*	43.04	-0.27	1789.3	372.6	*	5	*	4.3	4.0	*	75	*	54	*	38.	*
17	5	1980	*	1H14M19.1S	*	42.26	2.25	1715.1	606.8	*	0	*	3.8	3.7	*	86	*	72	*	19.	*
19	7	1980	*	23H27M55.4S	*	42.46	0.17	1754.0	432.1	*	0	*	3.5	0.0	*	85	*	19	*	226.	*
27	7	1980	*	7H14M33.9S	*	43.06	-0.23	1793.6	377.6	*	5	*	3.9	3.7	*	75	*	45	*	220.	*
28	8	1980	*	8H40M45.2S	*	43.03	-0.27	1788.2	371.7	*	5	*	3.8	3.6	*	75	*	32	*	151.	*
20	10	1980	*	0H30M22.1S	*	43.03	-0.24	1788.0	376.6	*	5	*	3.8	3.6	*	75	*	38	*	110.	*
14	12	1980	*	19H 5M58.8S	*	41.40	2.29	1629.3	612.8	*	0	*	3.9	0.0	*	95	*	49	*	113.	*
31	1	1981	*	7H55M56.4S	*	42.39	1.03	1740.5	494.2	*	10	*	3.9	3.8	*	85	*	64	*	88.	*
5	2	1981	*	21H56M56.4S	*	43.20	-0.45	1820.2	349.3	*	10	*	4.4	4.1	*	75	*	55	*	94.	*
14	4	1981	*	21H59M52.2S	*	43.24	-0.30	1826.1	369.8	*	10	*	3.6	3.5	*	75	*	49	*	63.	*
23	4	1981	*	15H53M 1.4S	*	42.49	2.01	1758.6	574.0	*	0	*	4.5	4.2	*	86	*	79	*	38.	*

11	5	1981	*	1H52M57.5S	*	43.06	-0.20	1793.4	381.7	*	5	*	3.7	3.5	*	75	*	59	*	28.	*
11	5	1981	*	10H29M21.5S	*	41.30	-1.50	1619.7	250.0	*	99	*	3.5	0.0	*	93	*	28	*	88.	*
12	5	1981	*	17H42M51.7S	*	43.10	-0.41	1802.2	353.5	*	10	*	3.5	3.5	*	75	*	49	*	94.	*
19	5	1981	*	11H52M40.0S	*	41.45	2.34	1639.4	620.3	*	5	*	3.9	3.6	*	95	*	48	*	75.	*
29	6	1981	*	13H27M42.2S	*	43.04	-0.25	1789.2	374.2	*	5	*	3.9	3.7	*	75	*	44	*	38.	*
13	7	1981	*	17H42M41.8S	*	41.51	2.13	1649.4	591.1	*	5	*	3.7	3.5	*	95	*	49	*	75.	*
19	7	1981	*	19H58M33.7S	*	43.01	0.00	1783.6	410.0	*	5	*	4.6	4.1	*	76	*	58	*	63.	*
28	9	1981	*	1H41M51.0S	*	43.09	0.00	1798.1	408.8	*	15	*	4.3	4.1	*	75	*	44	*	44.	*
19	10	1981	*	19H18M 3.4S	*	41.42	2.22	1633.8	603.6	*	10	*	3.6	0.0	*	95	*	37	*	141.	*
1	12	1981	*	12H34M22.6S	*	43.00	0.12	1780.9	425.4	*	0	*	3.5	3.3	*	76	*	26	*	396.	*
6	1	1982	*	16H32M49.3S	*	43.10	-1.01	1802.2	326.6	*	10	*	5.0	4.5	*	75	*	46	*	63.	*
6	1	1982	*	17H22M11.5S	*	43.13	-0.58	1808.7	330.9	*	10	*	3.9	3.8	*	75	*	35	*	110.	*
11	3	1982	*	14H49M34.6S	*	42.39	-2.00	1749.4	243.7	*	5	*	3.9	4.0	*	84	*	39	*	201.	*
12	3	1982	*	6H52M31.0S	*	43.04	-0.23	1789.1	377.5	*	10	*	3.6	3.6	*	75	*	27	*	151.	*
14	3	1982	*	18H58M49.7S	*	42.58	0.14	1777.5	428.6	*	0	*	3.5	3.6	*	85	*	36	*	132.	*
24	4	1982	*	17H 5M30.4S	*	43.11	-0.37	1803.1	359.2	*	5	*	3.7	0.0	*	75	*	49	*	38.	*
22	5	1982	*	4H 3M 0.0S	*	42.40	-2.06	1751.0	235.6	*	0	*	4.7	4.5	*	83	*	45	*	226.	*
22	5	1982	*	4H37M49.0S	*	42.40	-2.00	1750.6	242.9	*	5	*	4.4	4.2	*	83	*	42	*	251.	*
22	5	1982	*	5H59M22.4S	*	42.45	-1.58	1760.4	246.8	*	0	*	3.8	0.0	*	84	*	29	*	346.	*
23	5	1982	*	20H45M42.7S	*	42.37	-2.04	1746.4	237.8	*	25	*	3.5	0.0	*	83	*	22	*	653.	*
24	5	1982	*	1H57M57.6S	*	42.34	-1.57	1739.2	247.3	*	5	*	3.8	0.0	*	84	*	29	*	679.	*
24	5	1982	*	21H 9M35.5S	*	42.37	-1.54	1744.5	251.7	*	0	*	3.7	0.0	*	84	*	31	*	408.	*
9	6	1982	*	10H 9M23.8S	*	43.03	-0.04	1786.1	402.7	*	0	*	3.7	3.4	*	75	*	33	*	94.	*
11	6	1982	*	19H48M45.8S	*	43.05	-0.29	1791.6	369.4	*	5	*	3.6	3.6	*	75	*	42	*	170.	*
12	6	1982	*	9H59M12.6S	*	43.01	-0.32	1785.1	365.1	*	0	*	4.3	4.1	*	75	*	49	*	63.	*
12	6	1982	*	17H23M51.7S	*	43.03	-0.29	1788.3	369.3	*	5	*	4.1	4.0	*	75	*	49	*	63.	*
22	6	1982	*	19H50M22.3S	*	42.43	-2.06	1757.7	235.9	*	10	*	4.7	4.4	*	83	*	47	*	242.	*
23	6	1982	*	22H14M40.2S	*	42.43	-1.48	1756.3	260.5	*	0	*	3.7	3.6	*	84	*	39	*	251.	*
25	8	1982	*	20H59M 1.6S	*	43.03	-0.18	1787.7	384.8	*	10	*	4.3	4.1	*	75	*	61	*	50.	*
24	12	1982	*	0H 6M18.5S	*	42.37	0.36	1737.8	457.2	*	0	*	4.0	3.8	*	85	*	50	*	198.	*

31	12	1982	*	20H42M 2.1S	*	42.48	-2.00	1766.2	243.8	*	99	*	3.5	0.0	*	83	*	26	*	170.	*	2
24	1	1983	*	20H38M48.9S	*	43.03	-0.25	1788.1	375.0	*	5	*	3.7	3.3	*	75	*	28	*	63.	*	1
6	6	1983	*	1H29M48.3S	*	43.04	-0.28	1790.5	370.2	*	0	*	4.1	3.8	*	75	*	64	*	19.	*	2
18	7	1983	*	23H44M 0.3S	*	43.29	-0.37	1836.5	360.5	*	10	*	3.5	0.0	*	75	*	33	*	75.	*	2
20	7	1983	*	19H 8M13.9S	*	42.25	2.17	1712.9	596.1	*	0	*	3.9	3.9	*	86	*	62	*	47.	*	2
26	7	1983	*	20H 7M42.6S	*	42.43	1.05	1748.2	497.6	*	10	*	3.6	3.5	*	85	*	60	*	19.	*	2
10	12	1983	*	11H29M 0.5S	*	43.03	0.19	1785.1	436.2	*	5	*	3.5	3.3	*	76	*	32	*	157.	*	2
23	2	1984	*	5H51M43.7S	*	43.00	0.07	1781.1	419.7	*	10	*	4.5	4.2	*	76	*	69	*	19.	*	2
25	2	1984	*	2H 3M17.6S	*	43.10	-1.13	1802.9	310.3	*	6	*	4.7	4.3	*	75	*	66	*	28.	*	1
3	4	1984	*	5H40M20.5S	*	43.03	-0.26	1787.0	373.3	*	5	*	3.6	3.6	*	75	*	41	*	94.	*	1
3	4	1984	*	13H42M59.0S	*	43.00	-0.25	1782.5	374.8	*	6	*	3.5	3.6	*	75	*	30	*	38.	*	1
13	6	1984	*	12H24M 3.1S	*	42.49	-2.01	1767.4	242.2	*	2	*	3.7	3.7	*	83	*	29	*	75.	*	2
10	8	1984	*	4H14M36.8S	*	41.40	2.40	1629.4	628.7	*	2	*	3.5	0.0	*	95	*	30	*	31.	*	3
29	8	1984	*	23H30M12.5S	*	43.11	-0.58	1804.3	329.9	*	10	*	3.8	4.0	*	75	*	56	*	28.	*	1
26	9	1984	*	4H54M26.8S	*	42.21	2.14	1706.2	592.0	*	4	*	4.4	4.3	*	86	*	73	*	19.	*	2
26	9	1984	*	5H34M14.6S	*	42.25	2.12	1714.0	588.7	*	3	*	3.5	0.0	*	86	*	56	*	13.	*	1
17	11	1984	*	4H10M42.0S	*	43.03	0.05	1785.6	416.6	*	7	*	3.8	3.5	*	76	*	50	*	19.	*	2
2	12	1984	*	21H49M10.6S	*	42.48	2.29	1755.2	612.5	*	7	*	3.9	3.7	*	86	*	68	*	19.	*	2
8	2	1985	*	1H31M 4.2S	*	43.03	0.10	1785.4	423.9	*	10	*	4.0	3.8	*	76	*	54	*	19.	*	2
6	3	1985	*	22H59M41.3S	*	42.03	0.20	1674.9	434.2	*	2	*	3.5	0.0	*	85	*	25	*	1275.	*	2
30	9	1985	*	2H28M 0.7S	*	42.57	-0.28	1777.1	369.7	*	2	*	3.8	3.9	*	84	*	50	*	38.	*	1
2	10	1985	*	13H41M49.9S	*	42.57	1.21	1772.4	520.1	*	11	*	3.8	3.7	*	85	*	62	*	19.	*	2
21	11	1985	*	23H35M 8.6S	*	43.11	-0.20	1802.3	382.0	*	10	*	3.4	3.5	*	75	*	47	*	38.	*	1
7	1	1986	*	4H32M54.3S	*	42.55	-0.28	1773.8	370.4	*	2	*	3.5	3.4	*	84	*	25	*	110.	*	1
15	1	1986	*	22H19M17.4S	*	43.27	2.50	1827.7	640.8	*	2	*	3.7	3.5	*	77	*	57	*	19.	*	2
6	2	1986	*	1H 8M10.7S	*	43.25	-0.40	1828.9	355.3	*	10	*	3.7	3.7	*	75	*	53	*	19.	*	1
6	2	1986	*	18H43M25.6S	*	43.06	-1.10	1795.0	314.0	*	7	*	3.8	3.7	*	75	*	46	*	63.	*	1
9	3	1986	*	3H58M52.0S	*	42.54	-0.42	1772.3	350.7	*	99	*	3.6	3.6	*	84	*	33	*	176.	*	1
19	4	1986	*	9H 1M51.6S	*	43.04	-0.28	1789.3	370.9	*	13	*	3.9	3.6	*	75	*	40	*	28.	*	1
2	6	1986	*	22H 4M59.2S	*	43.22	-0.37	1823.2	359.2	*	13	*	3.7	4.0	*	75	*	57	*	19.	*	1

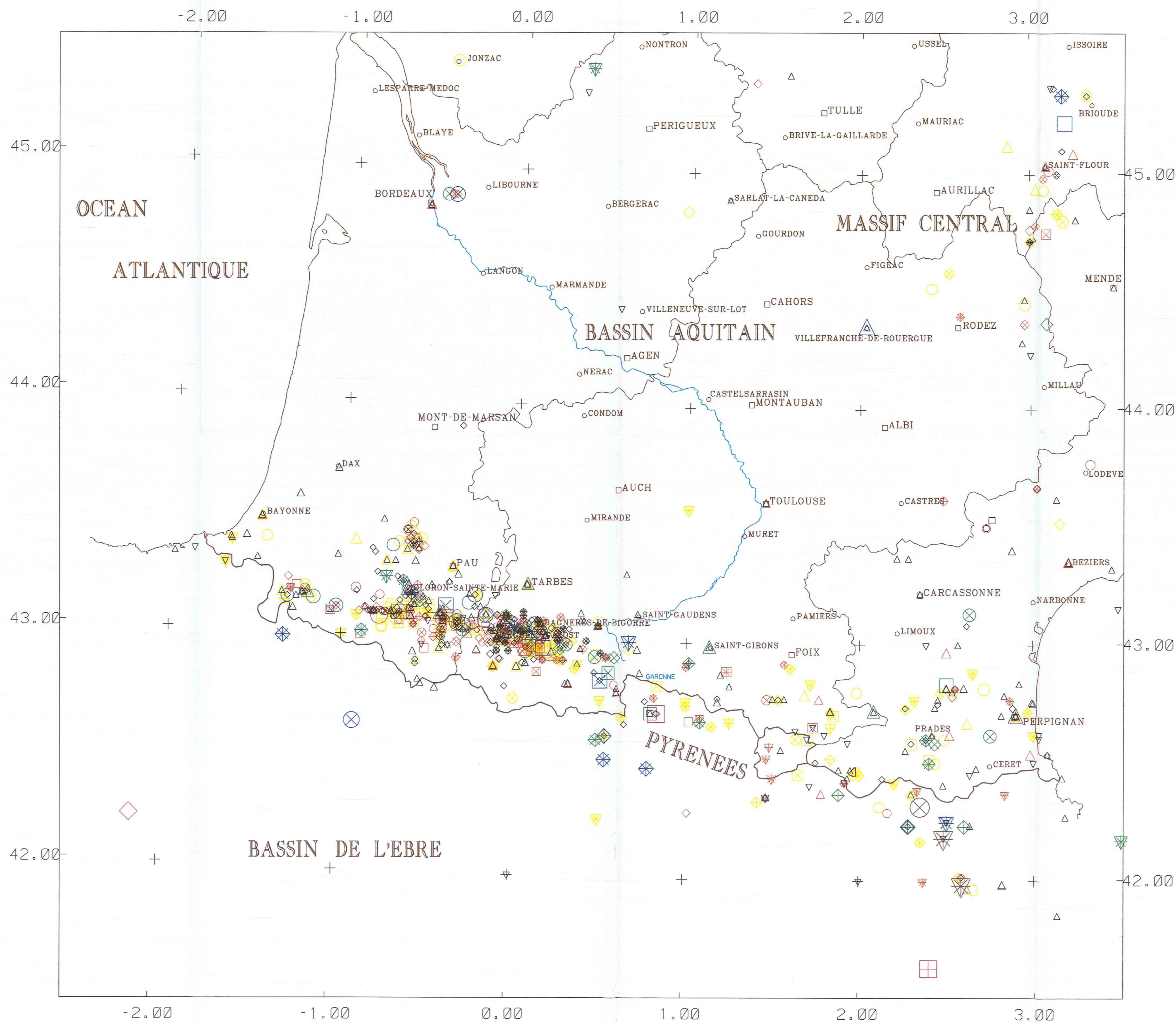
23	6	1986	*	18H16M 9.6S	*	44.33	2.38	1951.1	624.1	*	2	*	3.4	3.5	*	68	*	50	*	6.	*
3	12	1986	*	2H14M24.9S	*	43.06	-0.43	1794.6	350.7	*	5	*	3.6	3.4	*	75	*	42	*	63.	*
19	1	1987	*	10H21M41.3S	*	43.01	0.11	1782.1	424.6	*	2	*	3.5	3.3	*	76	*	33	*	75.	*
3	3	1987	*	10H41M55.2S	*	43.12	-0.38	1804.3	357.6	*	7	*	3.9	0.0	*	75	*	52	*	38.	*
3	3	1987	*	10H42M52.0S	*	43.10	-0.34	1800.8	363.2	*	6	*	3.6	0.0	*	75	*	25	*	57.	*
3	3	1987	*	17H37M44.0S	*	42.49	-2.06	1768.8	236.6	*	2	*	3.5	0.0	*	83	*	29	*	126.	*
13	4	1987	*	20H38M19.2S	*	43.02	0.08	1784.4	420.6	*	2	*	3.6	3.4	*	76	*	40	*	28.	*
26	5	1987	*	16H32M57.9S	*	43.04	-0.23	1789.1	377.5	*	7	*	3.8	3.8	*	75	*	55	*	50.	*
26	6	1987	*	17H13M40.5S	*	43.01	-0.27	1783.8	371.6	*	2	*	3.9	3.8	*	75	*	63	*	63.	*
20	9	1987	*	23H 9M38.5S	*	42.03	-2.21	1683.3	210.1	*	99	*	3.5	0.0	*	83	*	23	*	170.	*
5	11	1987	*	22H43M58.0S	*	42.58	-0.55	1779.7	333.0	*	2	*	3.9	3.9	*	84	*	61	*	94.	*
11	11	1987	*	7H15M23.0S	*	43.02	-0.12	1785.3	392.0	*	7	*	4.1	3.8	*	75	*	56	*	50.	*
12	11	1987	*	1H33M13.1S	*	43.01	-0.10	1783.0	394.4	*	10	*	3.8	3.5	*	75	*	42	*	38.	*
15	12	1987	*	7H35M27.5S	*	43.27	-0.36	1832.0	361.1	*	13	*	3.9	3.9	*	75	*	56	*	38.	*
11	2	1988	*	14H51M26.5S	*	43.22	-0.44	1824.6	350.3	*	9	*	3.5	3.5	*	75	*	41	*	38.	*
20	2	1988	*	13H33M 2.5S	*	42.25	1.27	1714.4	526.8	*	6	*	3.6	3.6	*	85	*	56	*	47.	*
20	2	1988	*	16H38M48.0S	*	42.25	1.24	1713.3	523.5	*	2	*	3.8	3.8	*	85	*	71	*	38.	*
20	2	1988	*	20H40M58.8S	*	42.26	1.28	1715.5	529.3	*	2	*	3.6	3.6	*	85	*	44	*	38.	*
16	3	1988	*	21H19M 2.0S	*	42.22	2.10	1708.4	586.2	*	2	*	3.8	3.8	*	86	*	70	*	13.	*
13	7	1988	*	12H47M13.9S	*	42.41	-1.54	1752.3	252.1	*	99	*	3.5	0.0	*	84	*	32	*	79.	*
19	12	1988	*	6H 5M33.2S	*	43.11	-0.40	1803.3	355.1	*	10	*	3.7	3.8	*	75	*	46	*	28.	*
6	1	1989	*	19H33M 9.2S	*	42.59	0.10	1778.8	422.9	*	11	*	4.9	4.5	*	85	*	18	*	13.	*
29	1	1989	*	15H20M23.2S	*	43.04	-0.18	1790.0	384.9	*	9	*	3.5	3.4	*	75	*	44	*	28.	*
11	2	1989	*	20H51M23.5S	*	43.00	0.19	1780.7	435.2	*	11	*	3.5	0.0	*	76	*	35	*	57.	*
25	2	1989	*	2H55M18.5S	*	43.27	-0.34	1831.9	363.5	*	13	*	3.6	3.6	*	75	*	52	*	19.	*
10	3	1989	*	13H52M23.7S	*	43.23	-0.43	1825.7	351.1	*	8	*	3.8	3.7	*	75	*	43	*	38.	*
10	3	1989	*	21H16M49.9S	*	43.24	-0.40	1827.8	356.1	*	9	*	3.5	3.2	*	75	*	43	*	63.	*
11	3	1989	*	10H57M36.2S	*	43.21	-0.35	1822.0	362.4	*	11	*	3.6	3.5	*	75	*	44	*	19.	*
21	3	1989	*	5H16M57.9S	*	43.00	0.04	1781.2	414.8	*	3	*	3.8	3.5	*	76	*	44	*	28.	*
28	4	1989	*	15H49M21.0S	*	43.05	-0.24	1791.4	376.7	*	12	*	3.7	3.7	*	75	*	38	*	28.	*

30	5	1989	*	6H28M 9.6S	*	43.08	-0.17	1796.6	385.9	*	7	*	4.5	4.2	*	75	*	75	*	13.	*
9	9	1989	*	4H45M14.0S	*	43.03	-0.11	1787.5	393.8	*	2	*	3.5	3.3	*	75	*	33	*	28.	*
22	11	1989	*	11H41M21.8S	*	43.01	-0.27	1784.8	372.4	*	2	*	3.5	3.3	*	75	*	37	*	38.	*
11	2	1990	*	20H13M 1.3S	*	43.02	-0.12	1785.3	392.9	*	2	*	3.7	3.5	*	75	*	32	*	94.	*
28	2	1990	*	13H23M44.3S	*	43.01	-0.56	1786.4	332.4	*	2	*	4.2	4.1	*	75	*	54	*	75.	*
13	3	1990	*	14H58M22.8S	*	43.05	-0.01	1790.4	406.9	*	4	*	3.8	3.6	*	75	*	39	*	47.	*
27	3	1990	*	3H32M13.0S	*	43.04	-0.42	1790.0	352.2	*	10	*	3.6	3.7	*	75	*	47	*	28.	*
1	4	1990	*	19H13M34.5S	*	43.10	-1.23	1803.6	296.5	*	9	*	3.8	3.9	*	75	*	59	*	50.	*
12	6	1990	*	18H48M58.3S	*	43.09	-0.19	1797.8	382.7	*	13	*	4.2	4.1	*	75	*	69	*	28.	*
19	6	1990	*	21H48M12.0S	*	42.52	-1.44	1771.6	266.3	*	2	*	3.8	3.9	*	84	*	46	*	132.	*
22	7	1990	*	3H24M37.5S	*	43.07	-0.21	1794.6	380.1	*	12	*	3.7	3.7	*	75	*	69	*	63.	*
24	7	1990	*	20H28M54.6S	*	43.03	-0.36	1787.5	360.3	*	2	*	3.6	3.7	*	75	*	59	*	38.	*
26	7	1990	*	16H29M32.5S	*	42.22	-1.17	1714.2	300.5	*	7	*	3.7	3.7	*	84	*	49	*	28.	*
5	8	1990	*	21H32M29.6S	*	42.21	1.09	1706.9	502.7	*	2	*	3.6	3.5	*	85	*	49	*	63.	*
13	8	1990	*	19H12M46.8S	*	43.06	-0.33	1792.9	364.5	*	4	*	3.5	3.5	*	75	*	48	*	50.	*
4	9	1990	*	19H16M49.0S	*	43.25	-0.42	1829.0	352.9	*	11	*	3.5	3.4	*	75	*	47	*	75.	*
2	10	1990	*	20H45M20.5S	*	43.28	-0.37	1835.4	359.6	*	6	*	3.5	3.5	*	75	*	46	*	28.	*
16	10	1990	*	14H25M30.9S	*	43.04	-0.01	1788.1	407.7	*	7	*	4.1	4.0	*	75	*	57	*	38.	*
31	10	1990	*	6H46M48.0S	*	43.24	-0.34	1826.4	363.3	*	10	*	4.1	3.9	*	75	*	64	*	38.	*
2	11	1990	*	21H25M27.0S	*	43.05	-0.32	1791.8	365.3	*	6	*	4.1	3.9	*	75	*	63	*	28.	*
10	11	1990	*	4H55M29.2S	*	43.22	-0.41	1823.4	354.3	*	9	*	3.5	3.5	*	75	*	58	*	28.	*
8	2	1991	*	18H35M56.8S	*	43.15	-0.44	1811.3	349.8	*	13	*	3.7	3.7	*	75	*	46	*	28.	*
1	4	1991	*	23H47M47.0S	*	43.05	-0.55	1793.0	333.5	*	12	*	4.2	4.0	*	75	*	55	*	50.	*
13	6	1991	*	4H 3M31.3S	*	43.03	-0.03	1786.0	404.3	*	14	*	3.8	3.7	*	75	*	48	*	38.	*
3	12	1991	*	13H53M35.2S	*	43.04	-0.27	1789.3	371.8	*	6	*	3.5	3.4	*	75	*	37	*	50.	*

NOMBRE TOTAL DE SEISMES SELECTIONNES = 239

MAGNITUDE MAXIMALE SELECTIONNEE = 5.3

MAGNITUDE MINIMALE SELECTIONNEE = 3.5



REPRESENTATION DES EPICENTRES

		Qualité de la localisation				
		A,B	C	D	E	I
Qualité de l'intensité épicentrale	A,B	○	□	◇	▽	
	C	⊕	⊞	⊠	⊡	
	I					△

Qualité de la localisation :

A : définition du barycentre de l'aire pléistocéiste : très fiable
B : fiable
C : assez fiable

D : localisation relativement fiable mais données insuffisantes pour tracer des isoséistes

E : localisation arbitraire

I : information isolée

Qualité de l'intensité épicentrale :

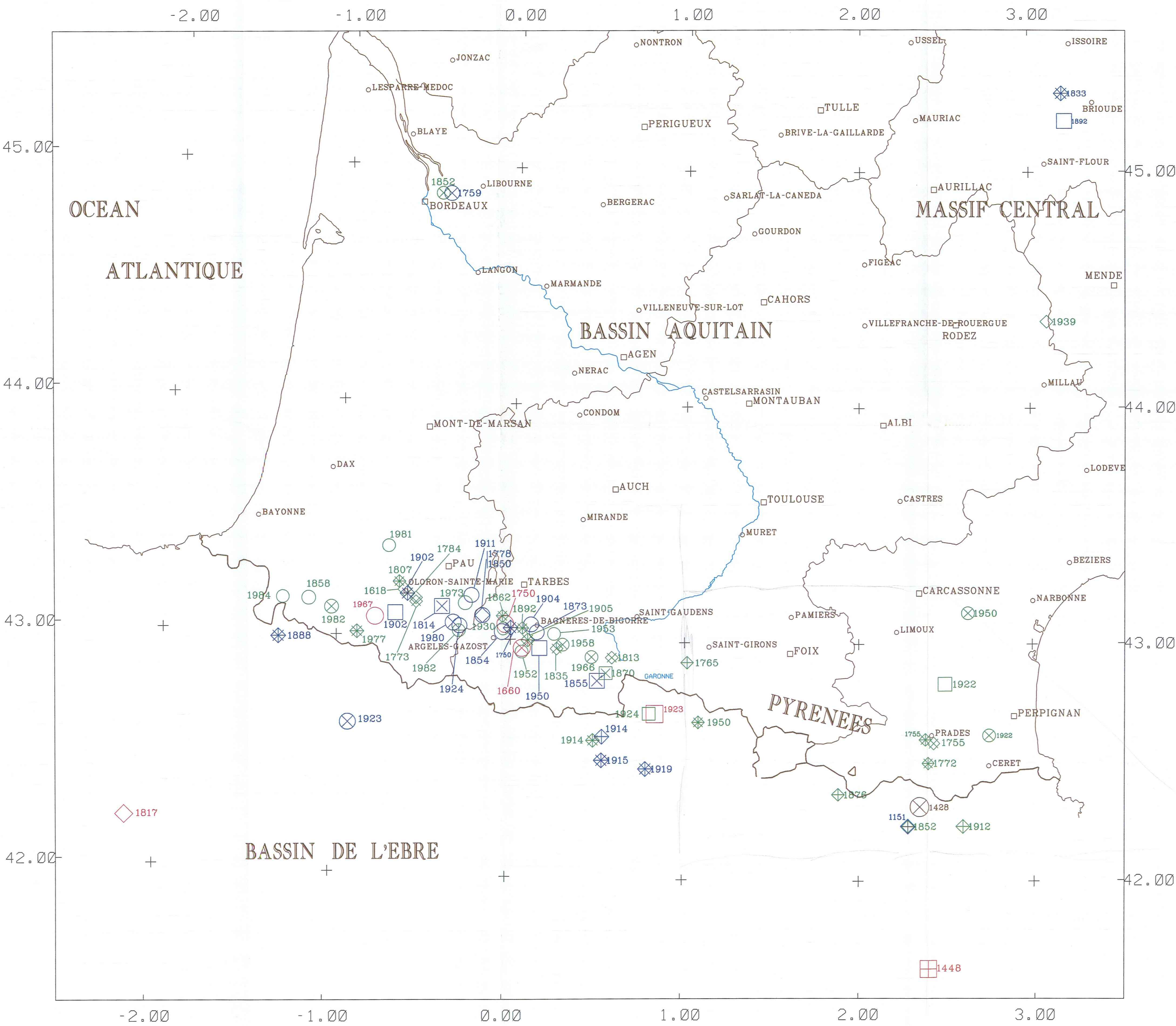
A : très fiable
B : fiable
C : à vérifier

INTENSITES EPICENTRALES

○	□	◇	▽	△	indéterminée
○	□	◇	▽	△	inférieure à IV
○	□	◇	▽	△	IV
○	□	◇	▽	△	IV-V
○	□	◇	▽	△	V
○	□	◇	▽	△	V-VI
○	□	◇	▽	△	VI
○	□	◇	▽	△	VI-VII
○	□	◇	▽	△	VII
○	□	◇	▽	△	VII-VIII
○	□	◇	▽	△	VIII
○	□	◇	▽	△	VIII-IX
○	□	◇	▽	△	supérieure ou égale à IX
⊗	⊞	⊠	⊡		supérieure ou égale à la valeur indiquée et de qualité A,B
⊗	⊞	⊠	⊡		C

0 50 100km

DRAEI-SRETIE	
ETUDE SISMOTECTONIQUE DU SUD-OUEST DE LA FRANCE	
CARTE DES EPICENTRES MACROSISMQUES (toutes données)	
Origine : Base de données SIRENE (BRGM, 1992)	Identification du document : R 36712 GEO/SGN 93
	PLANCHE I



REPRESENTATION DES EPICENTRES

		Qualité de la localisation		
		A,B	C	D
Qualité de l'intensité épicentrale	A,B			
	C			

Qualité de la localisation :

A) définition du barycentre : très fiable
B) de l'aire pléistossiste : fiable
C) : assez fiable

D : localisation relativement fiable mais données insuffisantes pour tracer des isoséistes

Qualité de l'intensité épicentrale :

A : très fiable
B : fiable
C : à vérifier

INTENSITES EPICENTRALES

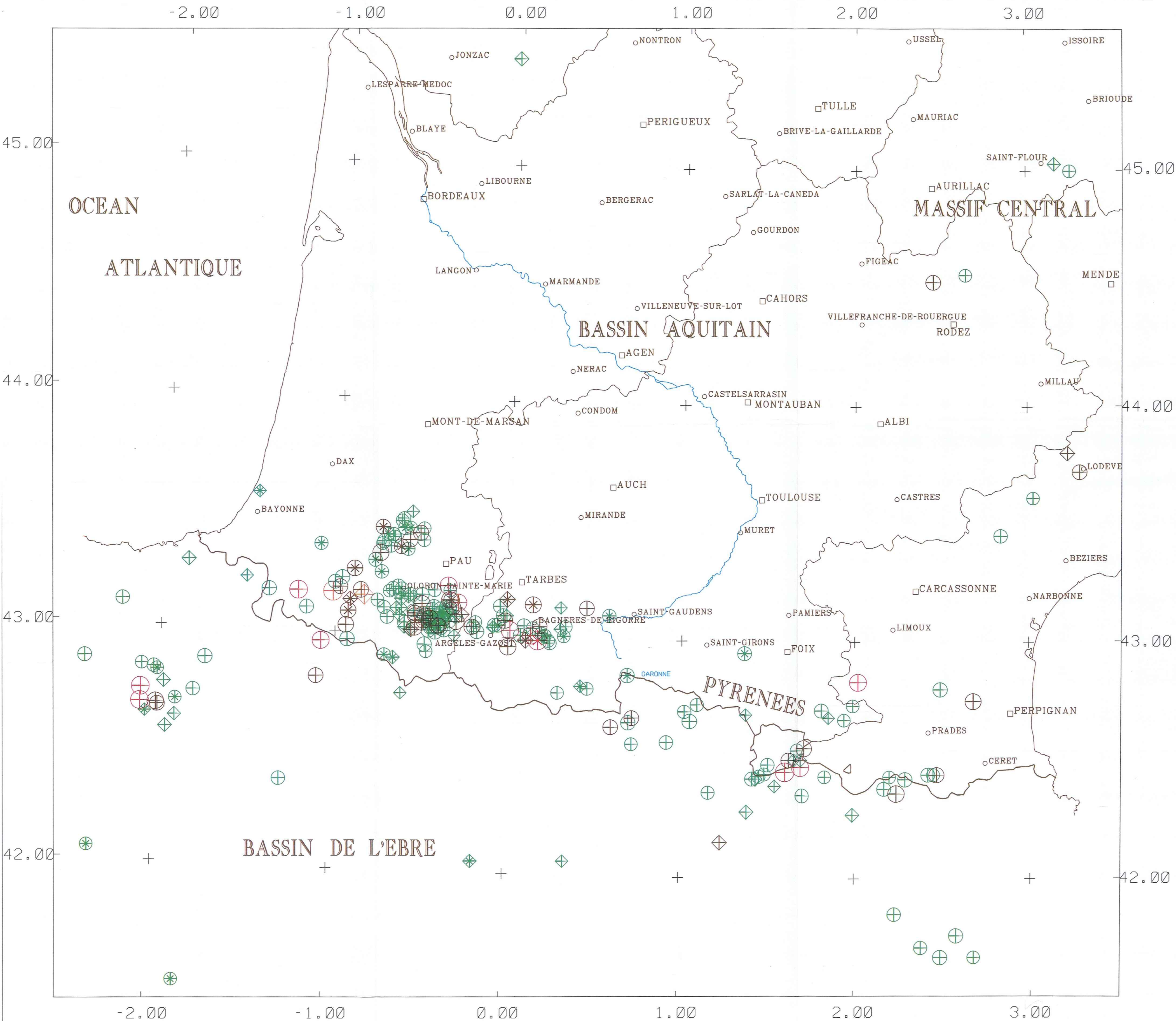
					VI
					VI-VII
					VII
					VII-VIII
					VIII
					VIII-IX
					supérieure ou égale à IX
					supérieure ou égale à la valeur indiquée et de qualité A,B C

TYPE DE SECOUSSE (lorsque la date est indiquée)

	1830	: choc principal
	1830	: secousse d'un essaim
	1830	: précurseur ou réplique

0 50 100km

DRAEI-SRETIE	
ETUDE SISMOTECTONIQUE DU SUD-OUEST DE LA FRANCE	
CARTE DES EPICENTRES MACROSISMQUES (localisation fiable: qualité A,B,C,D) (Intensité $\geq$ VI)	
Origine : Base de données SIRENE (BRGM, 1992)	Identification du document : R 36712 GEO/SGN 93
PLANCHE II	



REPRESENTATION DES FOYERS

		Qualité de la localisation épacentrale	
		(1) Fiable	(2) Assez fiable
Profondeur focale	Indéterminée	○	◇
	≤ 10 Km	⊕	⊞
	> 10 Km	⊗	⊠

(1) Nombre de phases utilisées pour le calcul : $N \geq 15$
et Surface de l'ellipse de confiance : $S \leq 300 \text{ Km}^2$
et Rapport du demi grand-axe au demi petit-axe de l'ellipse de confiance : $R \leq 3$

(2) $N < 15$
ou $300 < S \leq 1500 \text{ Km}^2$
ou $3 < R \leq 6$

MAGNITUDE

$M = 0.5 T + 0.5$ avec T : taille du symbole en Km

○	◇	$3.5 \leq M < 4.0$
○	◇	$4.0 \leq M < 4.5$
○	◇	$4.5 \leq M < 5.0$
○	◇	$5.0 \leq M < 5.5$
○	◇	$5.5 \leq M$

0 50 100km

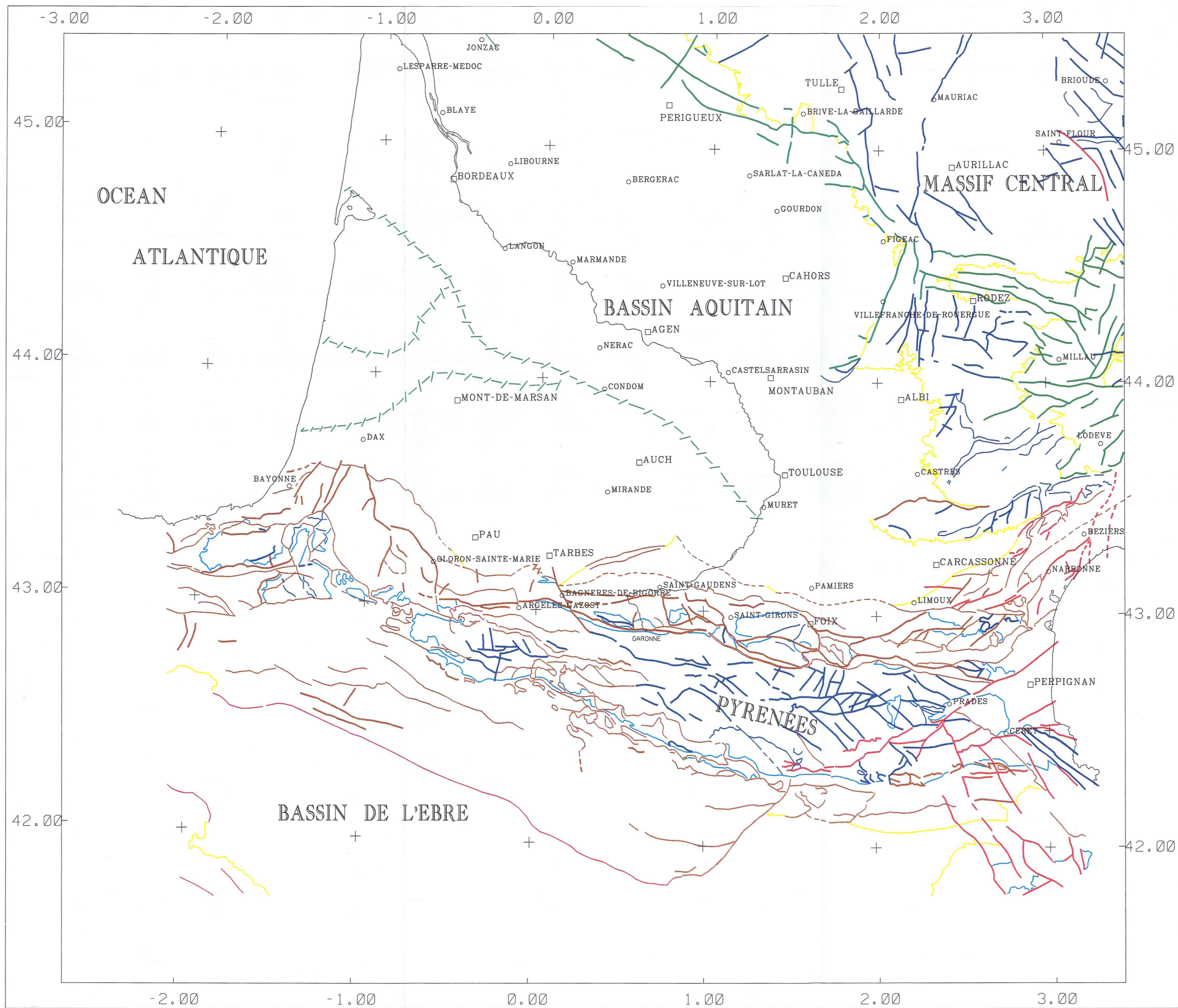
DRAEI-SRETIE

ETUDE SISMOTECTONIQUE DU SUD-OUEST DE LA FRANCE

CARTE DES EPICENTRES MICROSISMQUES DE MAGNITUDE $\geq 3,5$

Origine : Données LDG/CEA (1962-1991)

Identification du document : R 36712 GEO/SGN 93
PLANCHE III



LEGENDE

- Limite des couvertures des bassins d'Aquitaine et de l'Ebre
- Structure post-pyrénéenne
 - (a) Faille
 - (b) Chevauchement
- Ensemble des failles des phases crétacée et pyrénéenne
 - (a) Faille
 - (b) Chevauchement
- Structures dans la couverture post-hercynienne
 - (a) Faille
 - (b) Flexure
- Limite du Paléozoïque des Pyrénées et régions adjacentes
- Failles hercyniennes n'ayant pas rejoué
 - (a) Faille
 - (b) Chevauchement

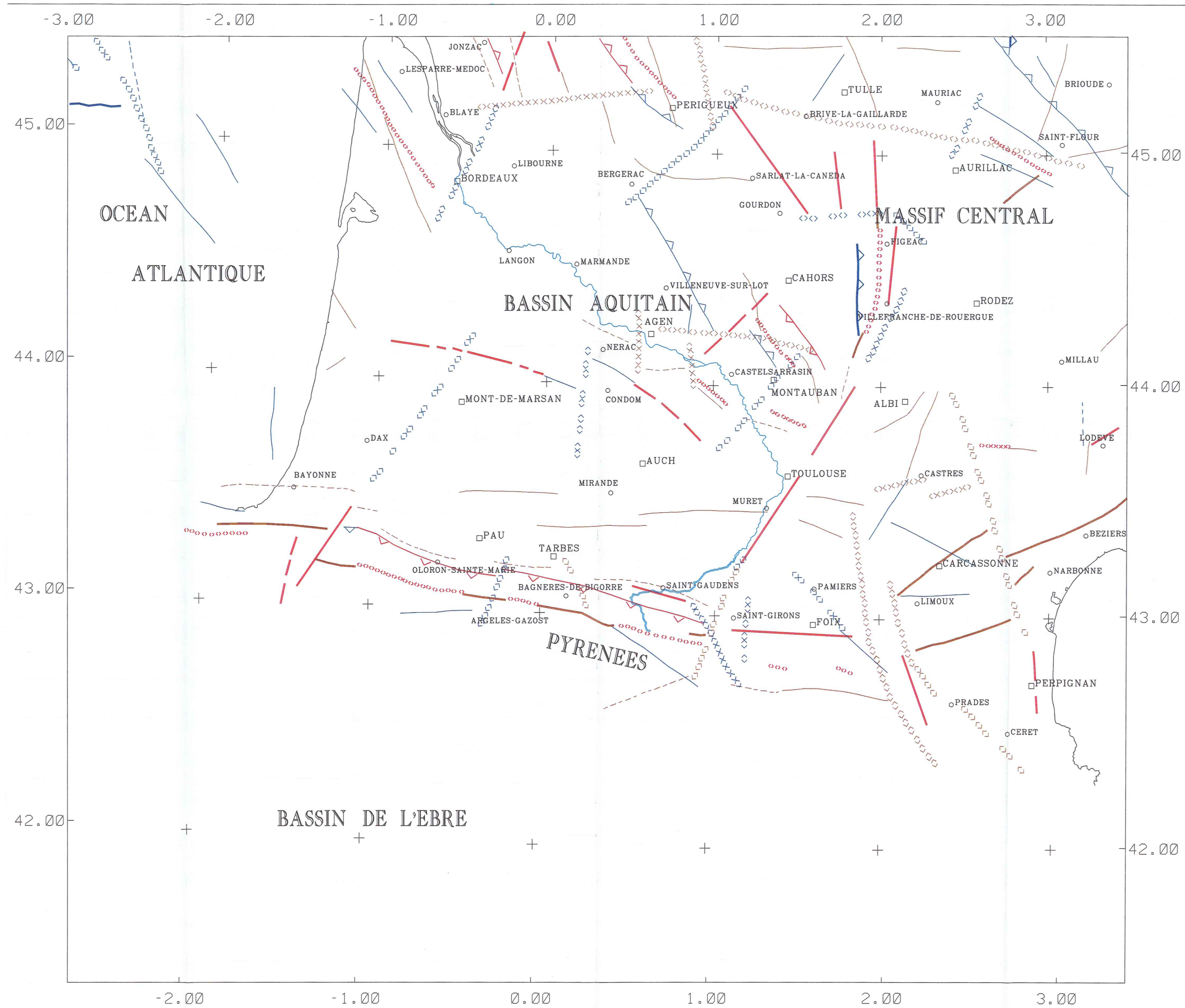
0 50 100km

DRAEI-SRETIE

ETUDE SISMOTECTONIQUE DU SUD-OUEST DE LA FRANCE

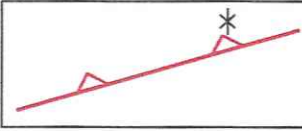
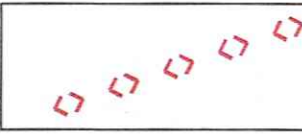
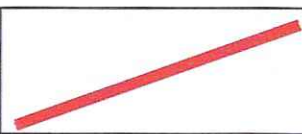
CARTE DES FAILLES RECONNUES EN SURFACE

Origine : d'après : (AUTRAN et al., 1980)	Identification du document : R 36712 GEO/SGN 93 PLANCHE IV
---	--

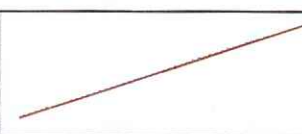
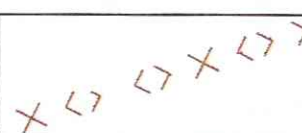


LEGENDE

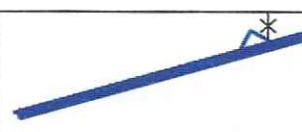
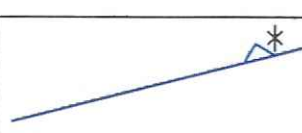
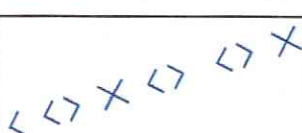
Discontinuités communes aux deux méthodes

-  Axe gravimétrique lourd, associé a une discontinuité magnétique : structure magnétique chevauchante
-  Axe magnétique superposé a une discontinuité gravimétrique
-  Discontinuité commune aux deux méthodes

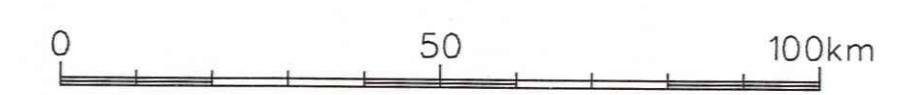
Discontinuités gravimétriques

-  Discontinuité principale
-  Discontinuité secondaire
-  Discontinuité transversale

Discontinuités magnétiques

-  Discontinuité principale
-  Discontinuité secondaire
-  Discontinuité transversale

* : Les flèches présentes sur certaines discontinuités principales et secondaires indiquent le sens du pendage probable de celles-ci.



DRAEI-SRETIE	
ETUDE SISMOTECTONIQUE DU SUD-OUEST DE LA FRANCE	
CARTE DES DISCONTINUITES GEOPHYSIQUES	
Origine :	Identification du document :
d'après :	R 36712 GEO/SGN 93
(CORPEL et DEBGLIA, 1989)	PLANCHE V

