

L'ACTIVITE SEISMIQUE ACTUELLE (1985-1988) EN BELGIQUE. COMPARAISON AVEC LES DONNEES DE SEISMICITE HISTORIQUE ET INSTRUMENTALE. ANALYSE SEISMOTECTONIQUE.

par

T. CAMELBEECK

(17 figures, 2 tableaux)

RESUME.- Les informations fiables concernant la sismicité historique et instrumentale de la Belgique sont discutées en parallèle avec les données les plus récentes de microsismicité.

Le Massif du Brabant et le Nord de la France sont caractérisés par une sismicité historique importante. Depuis le Moyen Age, quatre tremblements de terre ont provoqué des dégâts conséquents dans cette région. L'activité sismique actuelle est mal connue à cause du manque de stations sismologiques et de tremblements de terre d'importance suffisante. Il est de ce fait impossible d'en définir le cadre tectonique à l'aide des données sismologiques.

L'activité sismique dans le Hainaut est analysée avec les données de la séquence sismique de Dour en 1987 et le réexamen de tremblements de terre plus importants survenus après 1965. La zone séismogénique est limitée aux 8 premiers kilomètres de la croûte terrestre. L'occurrence sous forme d'essaims ou de séquences sismiques est une évidence de son importante fracturation. L'analyse du tremblement de terre de Dour en 1987 indique une extension quasi Nord-Sud à cet endroit du Bassin de Mons. Le mécanisme au foyer de 5 tremblements de terre dans la région du Centre indique une contrainte compressive horizontale maximale orientée Nord-Ouest Sud-Est. Ces informations sont en accord avec le décrochement dextre de la zone de cisaillement Nord-Artois mis en évidence par la géologie.

Des informations importantes sur la séismotectonique dans la partie Est de la Belgique sont apportées par l'étude de la microsismicité actuelle à l'aide d'un réseau dense de stations sismologiques. Le mécanisme au foyer du séisme de Malmedy (12 mai 1985, $M_L = 2.5$) indique une extension Sud-Ouest Nord-Est de la zone focale le long d'une faille d'orientation rhénane. C'est un élément en faveur de l'hypothèse de la continuation à travers les Ardennes des grandes failles quaternaires du Graben du Rhin Inférieur. L'analyse des tremblements de terre de Bilzen (16 juillet 1985, $M_L = 3.0$), de Gulpen (17 octobre 1988, $M_L = 3.5$) et de Sprimont (27 décembre 1988, $M_L = 3.6$) donne des informations nouvelles sur la tectonique complexe de la région liègeoise.

ABSTRACT.- The reliable informations concerning the historical and instrumental seismicity in Belgium are discussed in comparison with the more recent data of microseismicity.

The Brabant Massif and the North of France are characterized by an important historical seismicity. Since the Middle Ages, four earthquakes caused considerable concern in that region. The actual seismic activity is not well known due to the lack of seismological stations. It is thus impossible to base the tectonic pattern on seismological data.

The seismic activity in Hainaut has been analysed with the data of the seismic sequence near Dour in 1987 and the reexamination of the bigger earthquakes having occurred since 1965. The seismogenic layer is limited to the 8 first kilometers of the crust. The occurrence under the form of swarms or sequences is an evidence of its strong fracturation. The fault-plane solution of the Dour earthquake in 1987 indicates an

almost North-South extension at this place of the Mons Basin. The focal mechanism of 5 earthquakes in the Centre region shows a North-West South-East oriented maximal horizontal compressive stress. These informations are in agreement with the dextral strike-slip of the «zone de cisaillement Nord-Artois» made conspicuous by geology.

Important informations about the seismotectonics in the eastern part of Belgium are given by the study of the actual microseismicity with a dense network of seismological stations. The fault-plane solution of the Malmedy (1985 may 12, $M_L = 2.5$) earthquake indicates a South-West North-East extension along a fault of rhenish orientation. This is a favourable argument to the hypothesis of the prolongation across the Ardennes of the quaternary faults of the Lower Rhine Embayment. The analysis of the Bilzen (1985 july 16, $M_L = 3.0$), Gulpen (1988 october 17, $M_L = 3.5$) and Sprimont (1988 december 27, $M_L = 3.6$) earthquakes supplies new information on the complex tectonics of the Liège region.

INTRODUCTION

Ahorner (1975) explique l'activité sismique de la région comprise entre les Alpes et la Mer du Nord essentiellement par l'intervention de deux facteurs :

- le champ de contrainte actuel caractérisé par une orientation uniforme Nord-Ouest Sud-Est de la contrainte compressive horizontale maximale.
- la mosaïque de blocs géologiques post-Hercynien et l'existence de structures faillées majeures formant des zones de faiblesse dans la croûte.

Les mouvements sont des décrochements le long des zones de fractures orientées NNE ou WNW (Fossé Rhénan au Sud de Heidelberg, Jura Souabe, Vosges et zone belge). Les zones de fractures orientées NW montrent principalement des dislocations du type faille normale (Graben du Rhin Inférieur, vallée moyenne du Rhin). La figure 1 schématise ce modèle régional.

L'analyse des tremblements de terre dans le fossé Rhénan (Bonjer *et al* - 1984, Ahorner *et al* - 1983), dans les Vosges (Haessler et Hoang Trong - 1985), en Forêt Noire, dans le Jura Souabe (Haessler *et al* - 1980), le long de la vallée du Rhin dans le Massif Rhénan (Ahorner *et al* - 1983) ainsi que dans le Graben du Rhin Inférieur (Ahorner et Pelzing - 1983, Ahorner - 1985) confirme dans les grandes lignes cette hypothèse.

Les données récentes de sismicité en Angleterre montrent un accord avec cette orientation de la contrainte horizontale compressive maximale (Marrow et Walker - 1988).

Ahorner (1975 - 1983), Ahorner et Pelzing (1983) et Ahorner *et al* (1983) ont étudié de manière détaillée les tremblements de terre récents dans le Graben du Rhin Inférieur et ont montré le lien entre les données de néotectonique et l'activité sismique.

Ahorner (1983) subdivise en deux zones l'activité sismique à l'Ouest du Graben du Rhin Infé-

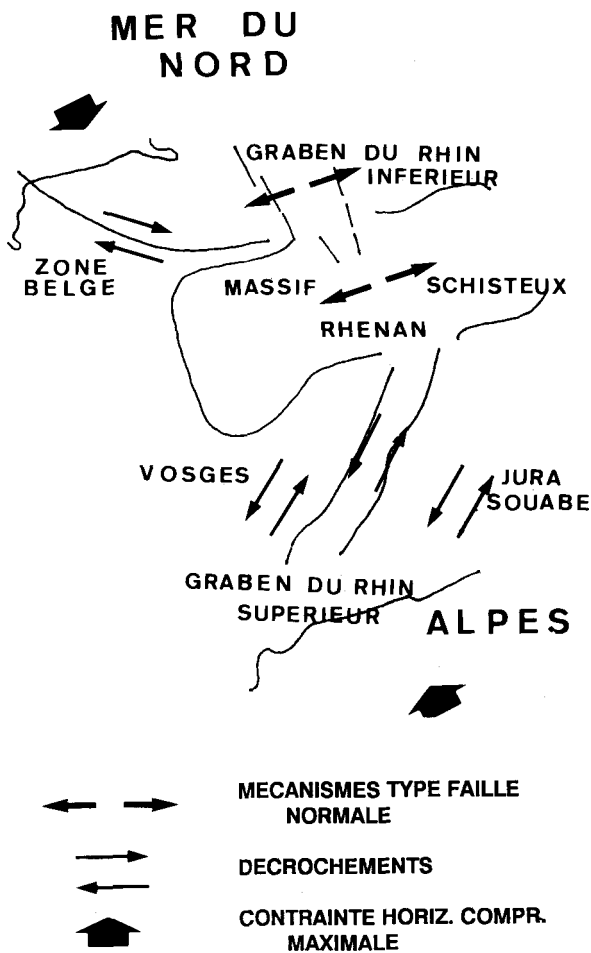


Fig. 1.- Modèle séismotectonique entre les Alpes et la Mer du Nord (d'après Ahorner - 1975).

rieur: la zone belge et la zone des Hautes Fagnes - Eifel.

Cette analyse basée sur des données antérieures à 1983 est nécessairement incomplète étant donné la faible couverture du territoire belge en stations sismologiques et le peu d'informations disponibles réellement fiables.

Depuis mars 1985, un nouveau réseau sismologique a été implanté en Belgique. En janvier 1989, il était composé de quinze stations dont la plupart sont équipées de systèmes d'acquisition

LE RESEAU SEISMOLOGIQUE BELGE

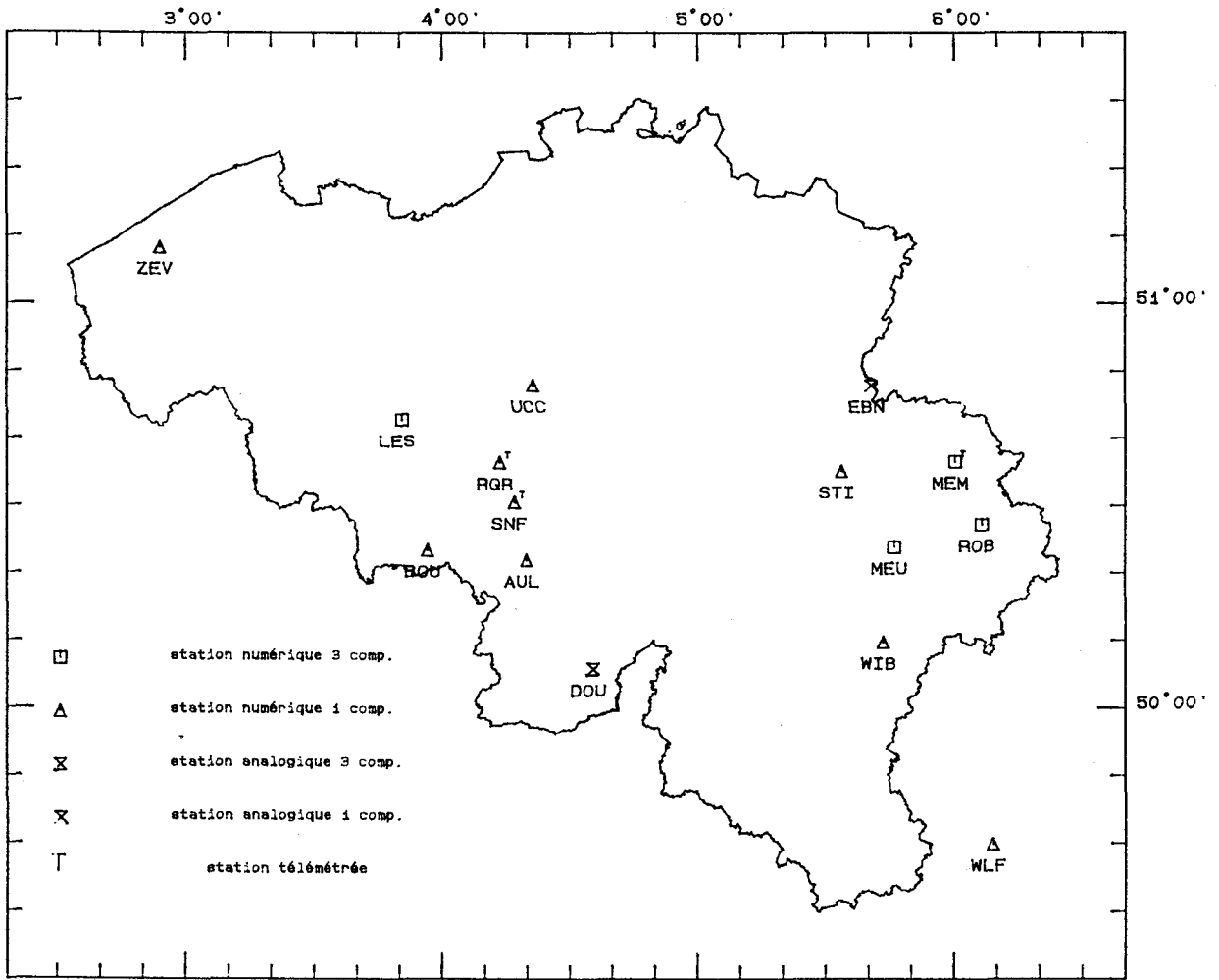


Fig. 2.- Localisation des stations du réseau sismologique belge (au 1er janvier 1989).

numérique. Leur localisation est reprise sur la figure 2. Les données collectées à l'aide de ce réseau ont déjà apporté des informations nouvelles sur l'activité sismique dans la partie Est de la Belgique.

De plus, l'implantation de réseaux temporaires de stations a permis l'étude détaillée de deux séquences sismiques dans le Hainaut, à Dour de février à juin 1987 (Camelbeeck - 1988) et dans la région de Charleroi en octobre et novembre 1987.

Ces nouveaux résultats ainsi que le réexamen des données historiques et instrumentales fiables sont synthétisés dans cet article, permettant d'affiner le modèle sismotectonique de la région située à l'Ouest du Graben du Rhin Inférieur.

L'ACTIVITE SEISMIQUE EN BELGIQUE.

Trois aspects différents de l'activité sismique en Belgique sont présentés :

- la microsismicité actuelle (de mars 1985 à décembre 1988) reprise sur la figure 3 donne une information de grande qualité, mais nécessairement incomplète à cause de sa durée limitée dans le temps.

- la sismicité instrumentale propose des données (figure 4) étalées sur une période d'environ 75 ans.

- les données historiques (figure 5) montrent une image de l'activité sismique sur la période 800 AC - 1900. Elles sont essentielles pour l'analyse de l'aléa sismique dans les régions peu sismiques comme les nôtres parce qu'elles fournissent des informations sur les tremblements de terre les plus importants et sur leur temps de récurrence.

La qualité des informations est évidemment très différente suivant leur ancienneté et la localisation des tremblements de terre. L'analyse sismotectonique en impose une évaluation correcte.

SEISMICITE 1985-1988

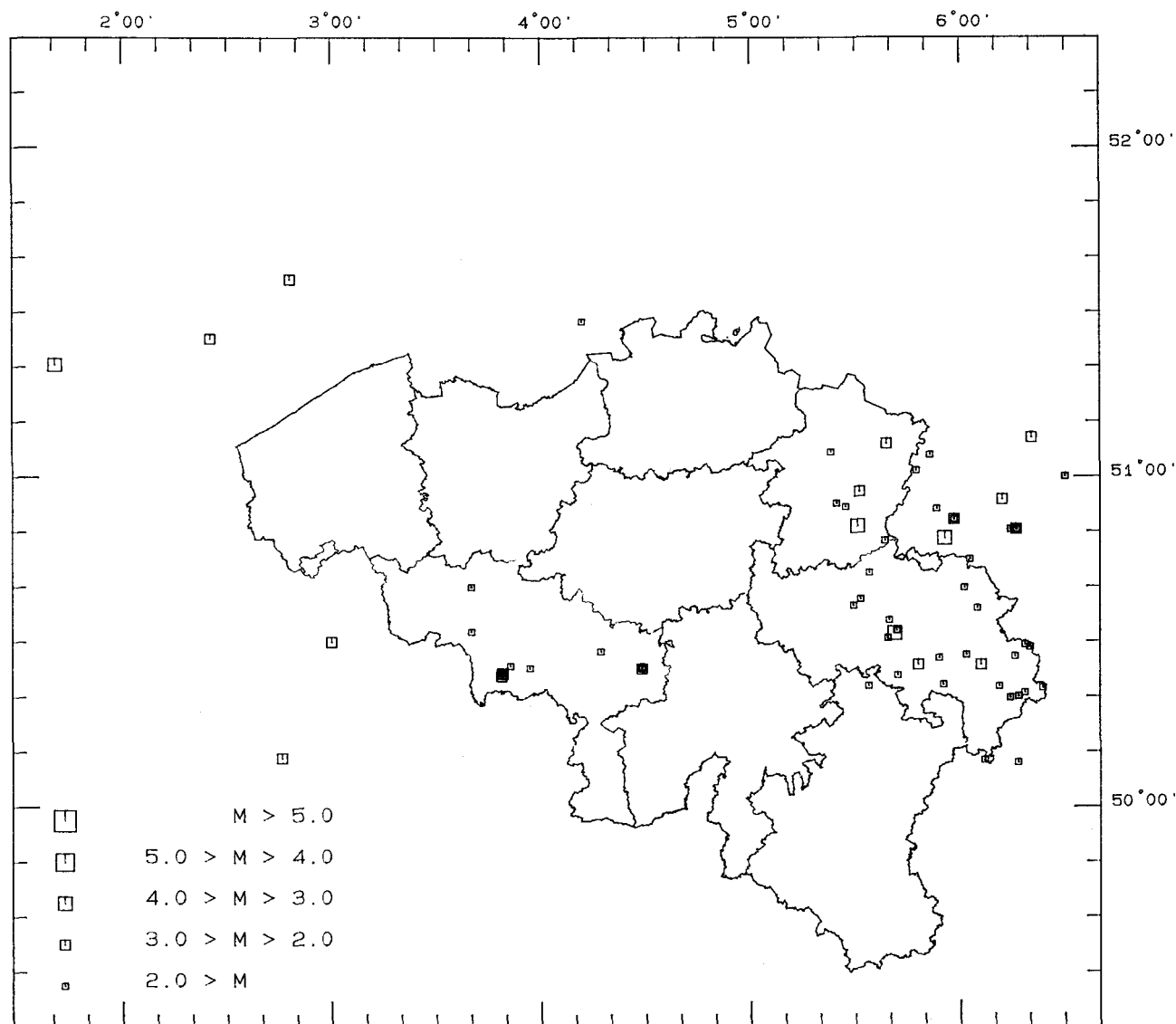


Fig. 3.- Activité sismique en Belgique du 1^{er} mars 1985 au 31 décembre 1988.

La carte de sismicité historique sur laquelle figurent les séismes de magnitude M_s supérieure à 4.5 donne une fausse impression de précision. Les épicentres des séismes historiques sont en effet très difficiles à cartographier. Pour les plus importants, la délimitation des zones de dégâts et de la limite de perceptibilité (permettant une estimation de la magnitude) est possible. Il paraît cependant délicat dans la plupart des cas d'affirmer que l'épicentre est connu mieux qu'à 25-50 km près. Les points figurés sur la carte sont le centre de la zone de perceptibilité des séismes et ne sont pas nécessairement représentatifs des épicentres réels.

Un catalogue des tremblements de terre répertoriés dans nos régions au Moyen Age est disponi-

ble (Alexandre - 1985) tandis que les tremblements de terre importants jusqu'en 1910 font l'objet de monographies (Ambraseys et Melville - 1983, Melville - 1981 - 1982, Vogt - 1984, Alexandre - 1989).

Les données instrumentales permettent de quantifier de manière beaucoup plus précise les tremblements de terre. Lorsque de nombreuses stations ont enregistré un séisme, la position du foyer sismique peut être déterminée avec précision. Dans les cas favorables, le champ de déformation provoqué par la source sismique peut être analysé en détail. Ce n'est malheureusement pas le cas pour les séismes ressentis en Belgique avant 1960.

La première station sismologique en Belgique

SEISMICITE INSTRUMENTALE

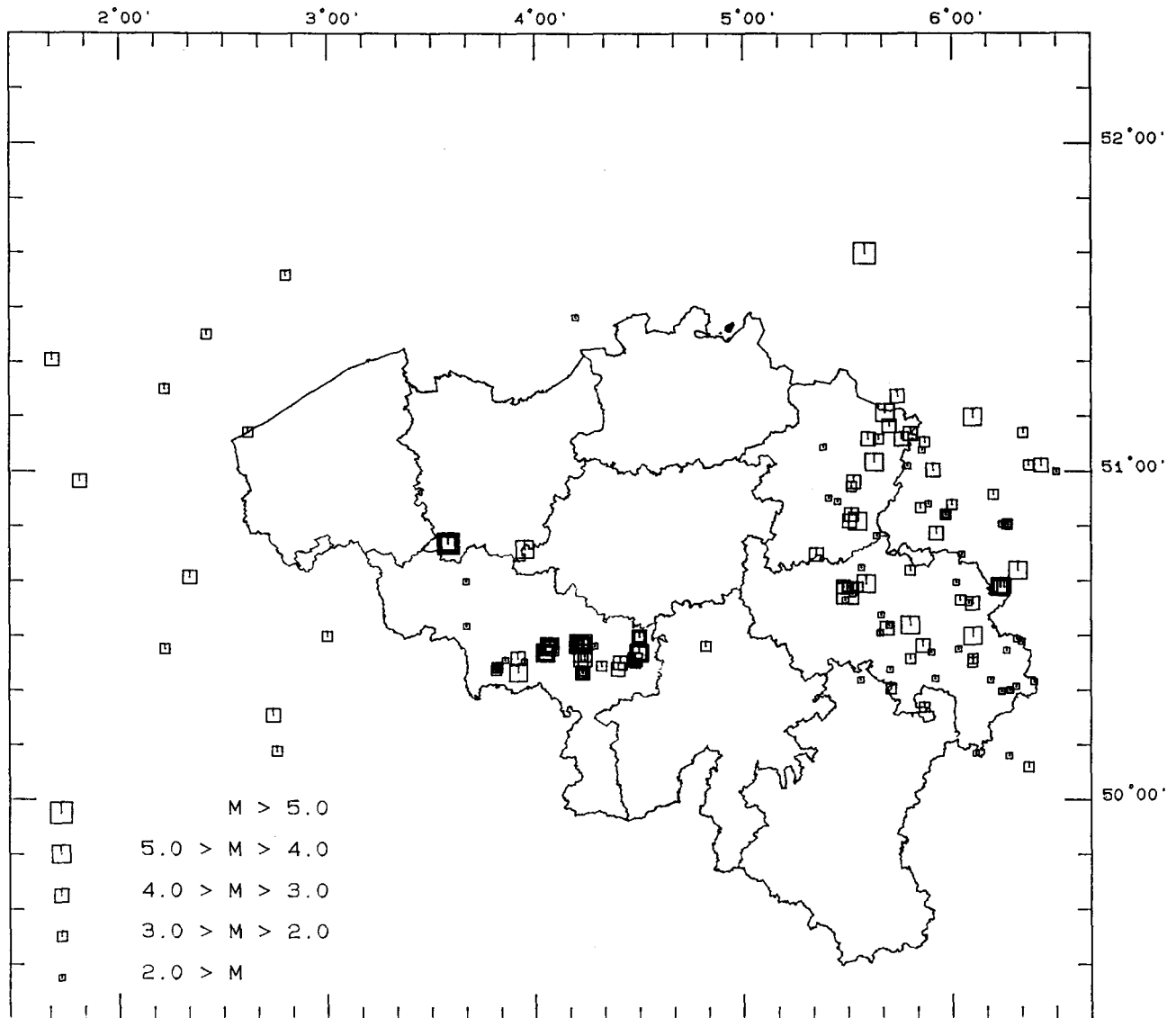


Fig. 4.- Séismicité instrumentale en Belgique (depuis 1910).

a été installée à Uccle en 1899. Le premier tremblement de terre belge enregistré à cette station date du 29 mars 1911. Son épicentre était situé dans la région de Gosselies.

La surveillance sismique s'est améliorée à partir de 1958 par l'adjonction de stations supplémentaires:

- en 1958 à Dourbes par l'Institut Royal Météorologique.
- en septembre 1964 à Warmifontaine (fermée en septembre 1970)
- en mai 1967 à Luxembourg (fermée en octobre 1972)
- en octobre 1968 à La Gileppe (fermée en avril 1970)
- en mars 1977 à Walferdange au Grand-Duché de Luxembourg
- en juin 1977 à Membach

Jusqu'en mars 1985, le réseau sismologique belge a donc été composé au maximum de 4 stations fonctionnant simultanément. Les données des stations étrangères sont donc essentielles pour un réexamen des tremblements de terre s'étant produits avant cette date.

Avant 1960, excepté pour les séismes du 11 juin 1938 ($M_L = 5.6$) dans le Massif du Brabant et du 3 avril 1949 ($M_L = 4.5$) dans la région d'Havré pour lesquels il a été possible de relocaliser le foyer avec une précision de l'ordre de 5 km, les données macroséismiques sont généralement plus fiables pour déterminer les épicentres que les mesures microséismiques.

De 1960 à 1985, la précision sur les localisations peut être estimée entre 3 et 5 km dans les cas favorables.

Les données du nouveau réseau sismologi-

SEISMICITE HISTORIQUE

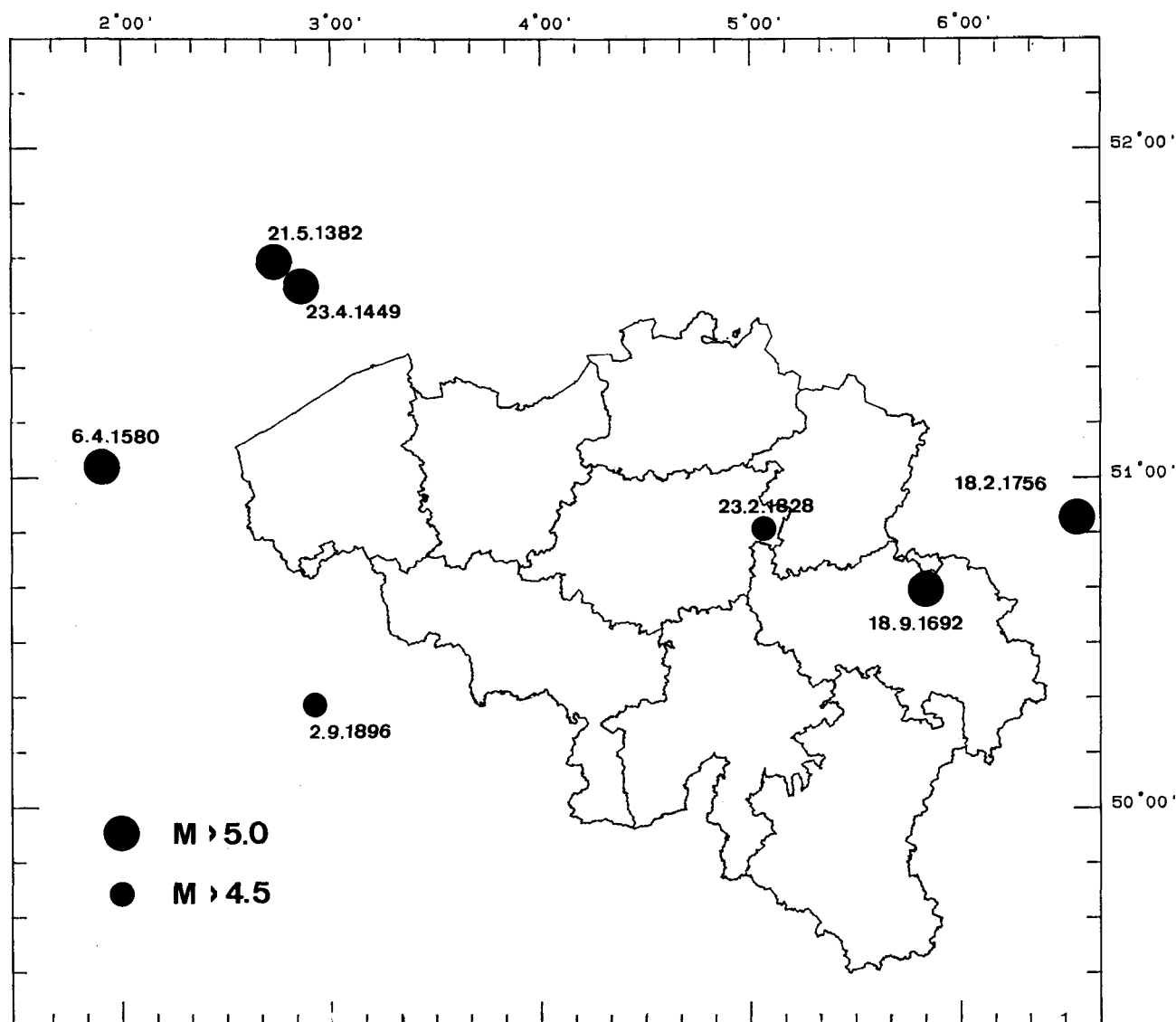


Fig. 5.- Localisation des séismes historiques importants ressentis en Belgique (avant 1910).

que (figure 2) permettent d'obtenir une précision sur la détermination des épicentres de l'ordre de 1 à 2 km dans les zones les mieux surveillées (Hainaut et Est du pays), meilleure dans certains cas particuliers, celle sur la profondeur est beaucoup plus variable mais de l'ordre de 2 km en général.

L'analyse comparative des trois cartes de sismicité met en évidence quatre zones actives géographiquement distinctes.

- la partie occidentale du front varisque et son prolongement en Angleterre. Les principaux séismes historiques sont ceux du 6 avril 1580 dans le Pas de Calais et du 2 septembre 1896 dans la vallée de la Scarpe.

- la région entre Mons et Charleroi comprise entre la faille du Midi et la faille bordière du Brabant. Il n'y a pas de sismicité historique connue

dans la région. La sismicité instrumentale est par contre importante avec quelques séismes de magnitude comprise entre 4 et 4.5.

- le Massif du Brabant est le siège de tremblements de terre importants (21 mai 1382 - 23 avril 1449 - 23 février 1828 et 11 juin 1938). Le niveau actuel d'activité sismique est quasi nul.

- la partie Est de la Belgique est la zone historiquement et instrumentalement la plus active. La région frontière avec l'Allemagne et les Pays-Bas a été le siège de tremblements de terre très importants (magnitude comprise entre 5 et 6) depuis le Moyen Age.

Les informations fiables utiles pour l'analyse séismotectonique sont discutées dans les paragraphes suivants.

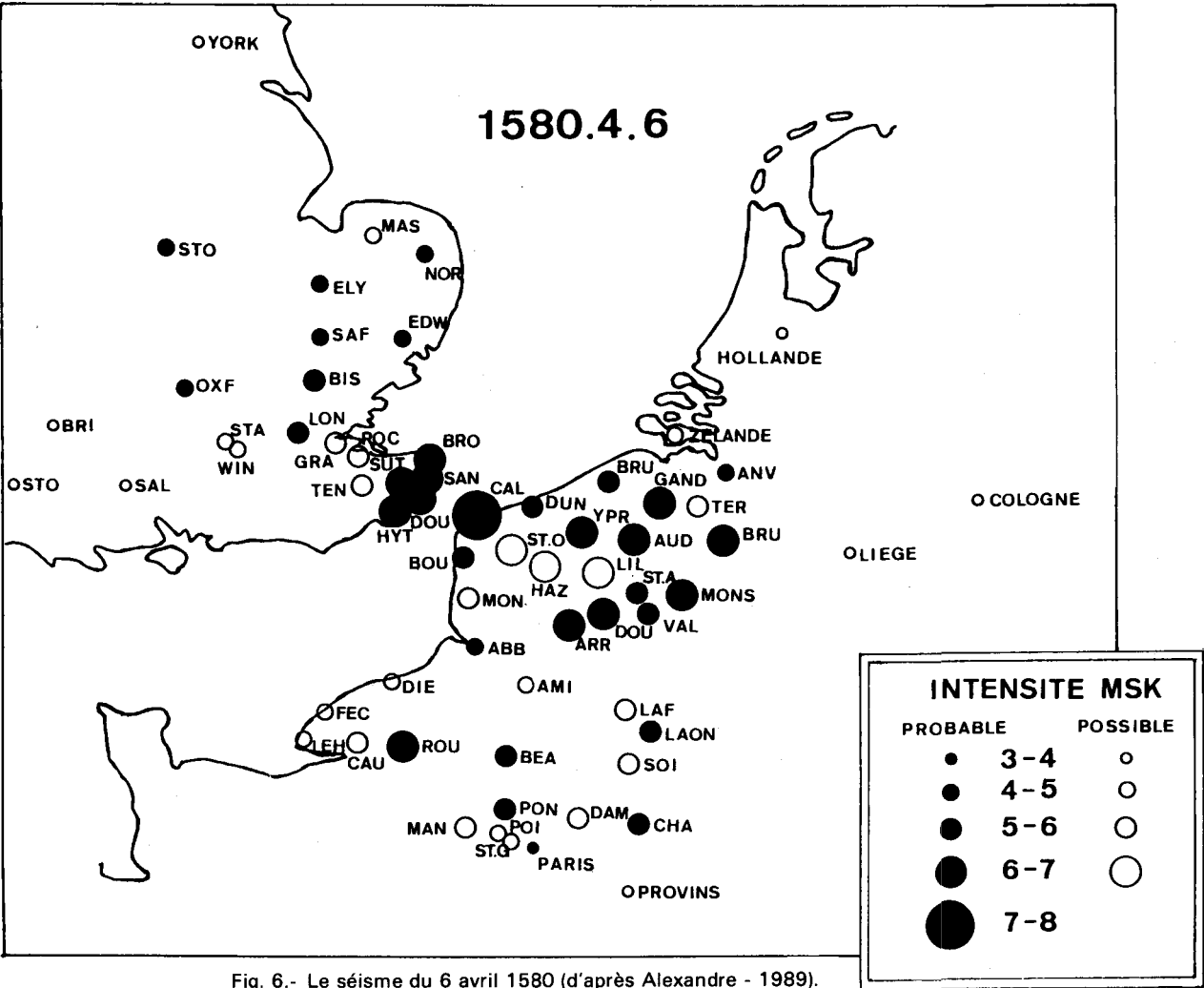


Fig. 6.- Le séisme du 6 avril 1580 (d'après Alexandre - 1989).

NORD DE LA FRANCE - MASSIF DU BRABANT

Les informations historiques montrent que l'activité sismique dans le Nord de la France et la partie Ouest de la Belgique est relativement importante.

Depuis une dizaine d'années, les sources historiques ont été réexaminées par des historiens de manière à éliminer les fausses informations et à en apporter des inédites.

Quatre tremblements de terre ayant secoué cette région depuis 1300 ont provoqué un intérêt certain et des dégâts multiples:

LE SEISME DU 21 MAI 1382.

Les analyses de Melville (1982) et d'Alexandre (1985) indiquent que l'intensité maximale n'a pas dépassé VII+ en Flandre et dans le Kent avec un rayon de perceptibilité (intensité IV) de 230 à 300 km. Il semble que le tremblement de terre a été ressenti le plus fortement le long des côtes suggérant un épïcêtre dans le sud de la Mer du Nord.

LE SEISME DU 23 AVRIL 1449.

Il y a une zone épïcentrale similaire au précédent mais est de magnitude plus faible (Ambraseys et Melville - 1983).

LE SEISME DU 6 AVRIL 1580.

Une étude détaillée est présentée par Melville (1982). Les effets les plus importants ont été ressentis dans le Nord-Est de la France. La chute de cheminées et l'effondrement de maisons ont provoqué la mort de nombreuses personnes. Calais a été inondée. Il a été fortement ressenti sur les bateaux dans la Manche. Il a été ressenti jusque Duisbourg et Cologne en Allemagne, York en Angleterre, et au sud de Paris en France. L'épïcêtre n'est évidemment pas défini de manière précise, mais le centre de la zone d'intensité maximale est environ 50°55' N et 2°15' E, la magnitude d'onde de Surface étant estimée entre 5.3 et 5.9.

La figure 6 reprend les informations publiées par Alexandre (1989) pour cet événement et montre l'importance d'un séisme de ce type.

LE SEISME DU 11 JUIN 1938.

Le tremblement de terre du 11 juin 1938 a son épicentre à proximité d'Audenaerde (50°47' N - 3°36' E). Sa magnitude est: $M_L = 5.6$ et $M_s = 5.3$ (De Becker et Camelbeeck - 1988).

C'est le seul tremblement de terre de cette région qui a pu être localisé avec une précision relativement bonne (à environ 5 km près).

Il a provoqué des dégâts nombreux et a été ressenti à plus de 300 km de l'épicentre. La profondeur du foyer déterminée par la lecture de phases de profondeur (pPn ou sPn) dans de nombreuses stations européennes est de l'ordre de 20 km.

Un tremblement de terre d'une magnitude inférieure s'est produit le 2 septembre 1896 dans la région d'Arras où l'intensité VII a été observée.

Quelques séismes plus récents (depuis 1970) ont été localisés dans le Nord de la France ou en mer à partir des données du réseau LDG du CEA (France) et du réseau belge.

Le manque de stations sismologiques dans le Nord de la France et de la Belgique ainsi que dans le Sud-Est de l'Angleterre rend impossible une précision meilleure que 20 km sur la localisation. A ce jour, aucun mécanisme au foyer n'a pu être déterminé pour cette région. L'activité sismique est la preuve d'une tectonique active, mais aucune interprétation séismotectonique n'est possible.

Les seules informations sur les mécanismes de déformation sont essentiellement géologiques (Colbeaux et Dupuis - 1985).

La situation devrait s'améliorer avec l'implantation d'une station le long de la Côte belge (Zevkote en juillet 1988), deux stations dans le Nord de la France et une à l'extrême Sud-Est de l'Angleterre en 1989.

LE HAINAUT

Aucune information ne fait état d'éventuels tremblements de terre avant 1850 dans la région du Hainaut où se concentre actuellement l'activité sismique.

Depuis le début du siècle, elle est par contre relativement importante avec neuf tremblements de terre de magnitude supérieure à 4.0.

Elle est caractérisée par l'occurrence des événements sous la forme d'essaims ou de séquences sismiques (avec des précurseurs et des répliques).

Les séismes de Dour en 1987 en fournissent l'exemple le plus récent. La figure 7 montre la croissance avec le temps de la fréquence des événements et de leur magnitude (culminant avec 3

SEQUENCE SISMIQUE DE DOUR (1987)

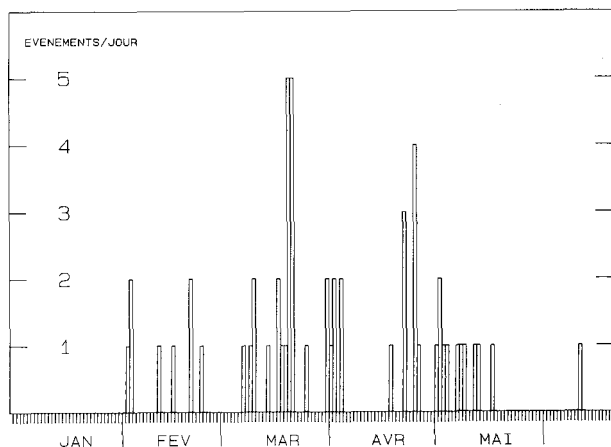


Fig. 7.- Evolution dans le temps d'une séquence typique dans le Hainaut: Dour 1987.

tremblements de terre de magnitude 2.5 et une fréquence journalière de 5) suivie d'une décroissance continue de l'activité.

D'autres exemples peuvent être trouvés dans la littérature: Cambier (1911) pour les séismes de Gosselies-Ransart en 1911 - Marlière (1951) pour les séismes de Havré en 1949 - Van Gils (1966) pour les séismes de Strépy du 15.12.1965 et de Chapelle le 16.01.1966 - Camelbeeck (1985) pour l'activité sismique entre 1965 et 1970.

Pour une activité sismique normale, le paramètre b de la loi de Gutenberg-Richter $\log_{10} N = a - b M$ (où N est le nombre de séismes de magnitude supérieure à M durant une période déterminée) est proche de 1. Dans le Hainaut b est généralement compris entre 0.6 et 0.7 (Camelbeeck - 1985). La figure 8 en donne une illustration lors de la séquence de Dour en 1987.

SEQUENCE SEISMIQUE DOUR (1987)

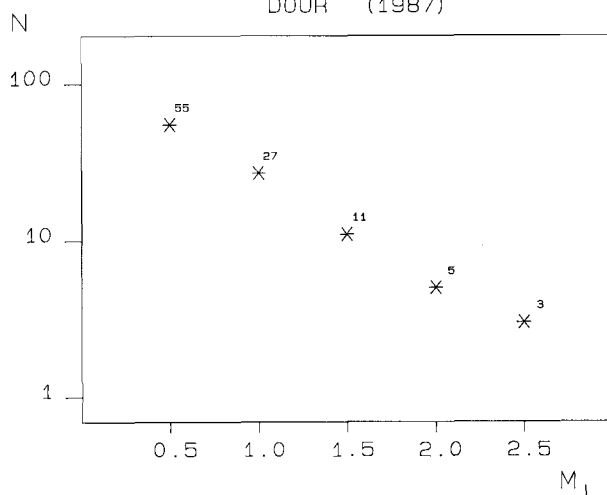


Fig. 8.- Fréquence cumulée des événements de la séquence de Dour en fonction de la magnitude locale. Les points du diagramme vérifient la relation $\log N = 2.0 - 0.65 M_L$.

La plupart de ces séquences correspondent au type 2 ou 3 dans la classification de Mogi (1963) caractérisant une zone séismogénique hétérogène ou extrêmement hétérogène (fracturée ou fortement fracturée).

Lors de la localisation d'un tremblement de terre, la profondeur du foyer est le paramètre le plus difficile à obtenir. La seule détermination directe fiable dans le Hainaut a été obtenue lors de l'étude de la séquence sismique de Dour en 1987 (Camelbeeck-1988). La grande majorité de ces tremblements de terre avaient leur profondeur comprise entre 6 et 7 km. Quelques événements en fin de séquence étaient néanmoins moins profonds. De nombreux tests ont montré que la précision absolue sur la profondeur était meilleure que 1 km.

Les valeurs obtenues pour les séismes antérieurs à 1985 avec les méthodes classiques de localisation ou à l'aide des informations macrosismiques ne peuvent être considérées comme fiables à cause de la grande distance séparant la station sismologique la plus proche de l'épicentre (40 km) dans le premier cas et à cause des effets d'amplification dus à la structure géologique dans la Vallée de la Haine dans le second cas.

Une évaluation de la profondeur des foyers des séismes importants d'après 1965 a été obtenue par comparaison avec le séisme du 21 mars 1987 à Dour en utilisant l'enregistrement des ondes PMP et Pn le long de deux profils à travers les stations du réseau français LDG.

La méthode utilisée est décrite en annexe. Le tremblement de terre le plus profond déterminé par le profil S-W est celui du 9 août 1983 dans la région de Charleroi. Aux erreurs de mesures près, sa profondeur est identique à celle du tremblement de terre de Dour (7 km). Les autres foyers sismiques sont localisés entre la surface et cette

profondeur. La zone séismogénique dans le Hainaut est donc limitée aux 7-8 premiers km de la croûte terrestre et probablement aux structures varisques reposant sur le socle brabançon.

Une analyse sismologique détaillée exige une localisation précise des tremblements de terre pour délimiter les zones actives et pour mettre en évidence des zones faillées dans les cas favorables.

L'étude de la séquence sismique de Dour en 1987 (Camelbeeck-1988) a montré un tel linéament qui a pu être plus ou moins bien corrélé avec le mécanisme au foyer. Ces données sont évidemment insuffisantes pour tirer des conclusions sur la tectonique actuelle dans le Borinage, mais l'extension quasi Nord-Sud mise en évidence peut être reliée avec les épisodes de subsidence observés depuis le Crétacé dans la dépression de la Haine (Dupuis et Vandycke - 1989).

La région du Centre est la zone la plus active du Hainaut avec 5 tremblements de terre de magnitude supérieure à 4.0 depuis 1910. Les localisations calculées par l'ISC et le BCIS pour les séismes importants depuis 1965 étant très éloignées des épicentres macrosismiques, ils ont été relocalisés en utilisant toutes les informations disponibles (bulletins de l'ISC, du BCIS, de stations et lecture directe sur les séismogrammes originaux). Les résultats obtenus (tableau 1) sont nettement meilleurs, avec une précision sur l'épicentre de l'ordre de 2 à 3 km mais sont insuffisants pour rechercher une éventuelle corrélation avec les données géologiques.

Un mécanisme au foyer relativement bien contraint a été déterminé pour cinq de ces tremblements de terre (figure 9).

Trois avaient déjà été étudiés par Ahorner (1972) en utilisant les données des ondes Pg des stations belges et des ondes Pn en première arri-

Tableau 1.- Relocalisation des séismes importants dans le Hainaut depuis 1965.

Date an mo jo	h m	Lat	Lon	RMS	ERH	ISC-BCIS	
						Lat	Lon
19651215	12 7	50°27.4'	4° 6.2'	0.55	3.0	50°30.0'	4° 6.0'
19660116	1232	50°33.5'	4°16.3'	0.74	3.9	50°36.6'	4°13.8'
19670328	1549	50°28.4'	4°15.3'	0.71	3.2	50°34.3'	3°56.4'
19680813	1657	50°28.3'	4° 6.7'	0.57	4.5	50°30.0'	3°42.0'
19701103	845	50°24.1'	4°25.5'	1.09	4.8	50°24.0'	4°30.0'
19761024	2033	50°22.0'	4° 1.6'	0.31	1.1	50°23.4'	3°55.2'
19820914	1924	50°27.0'	4°17.4'	0.73	3.0	50°23.4'	4°12.6'
19830809	132	50°26.4'	4°28.2'	0.82	6.2	50°24.0'	4°17.4'

RMS écart type sur les temps d'arrivées (en sec).

ERH erreur épicentrale (en km) calculée par le programme HYP071.

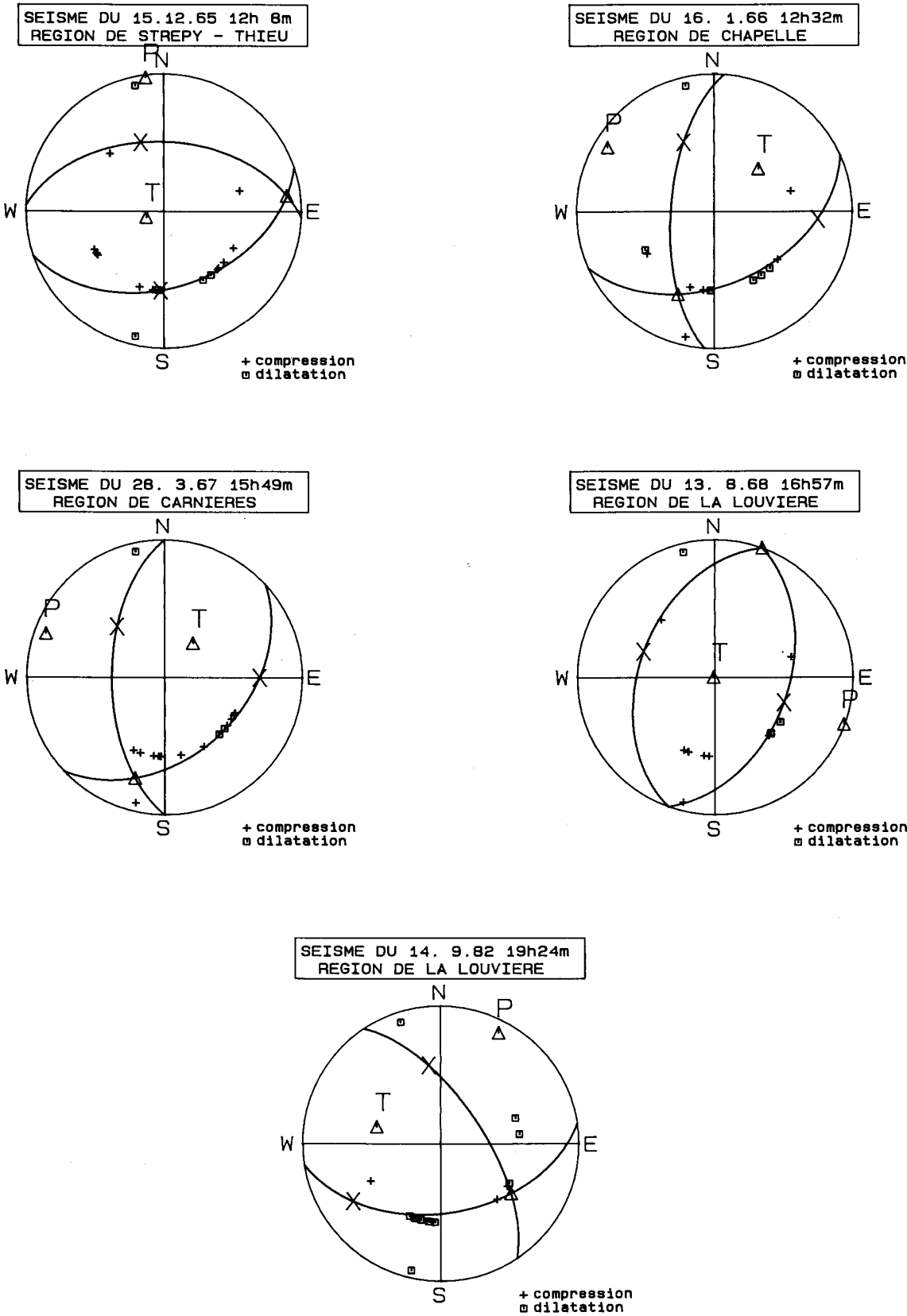


Fig. 9.- Mécanisme au foyer (représentation de la demi-sphère focale inférieure) de cinq tremblements de terre dans la région du Centre.

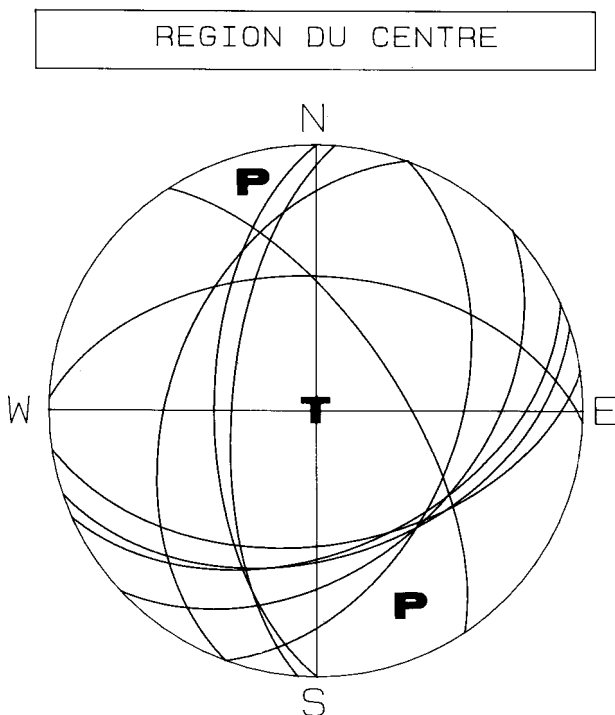


Fig. 10.- Méthode des dièdres droits appliquée aux cinq mécanismes déterminés pour la région du Centre. P indique la zone du diagramme où la probabilité de trouver l'axe σ_1 est la plus grande. T indique la zone du diagramme où la probabilité de trouver l'axe σ_3 est la plus grande.

vée) et Pg (en seconde arrivée) des stations allemandes, hollandaises et anglaises mais en n'incluant pas les données des stations du réseau LDG du CEA en France. Celles-ci sont cependant capitales pour cette étude. Elles fournissent d'une part des données homogènes de grande qualité et en couvrant un azimut de 120° permettent de contraindre un des deux plans nodaux. Remarquons que les stations de Uccle et de Dourbes sont indispensables pour déterminer le deuxième.

Seule la solution obtenue pour le séisme du 16 janvier 1966 est semblable à celle déterminée par Ahorner. Trois autres mécanismes sont relativement similaires à celui-ci et correspondent à des failles inverses avec un léger décrochement. La méthode des dièdres droits (Angelier et Mechler - 1977) a été appliquée à ces 5 solutions pour montrer les secteurs communs de dilatation et de compression contenant les axes de contraintes compressives maximale σ_1 et minimale σ_3 (figure 10). La contrainte compressive maximale est orientée entre les directions Nord-Ouest et Nord. Ce léger désaccord par rapport au modèle de Ahorner résulte de l'introduction des données d'un seul tremblement de terre, celui du 14.09.1982 ($M_L = 3.4$).

LA PARTIE EST DE LA BELGIQUE

L'est de la Belgique est la région qui montre une activité sismique durant les trois périodes envisagées (actuelle, instrumentale et historique).

Cette activité n'est naturellement pas limitée aux frontières de la Belgique et s'étend en Allemagne et aux Pays-Bas où elle correspond à la zone sismique rhénane (Ahorner - 1983) qui suit approximativement la vallée du Rhin de Karlsruhe au Sud à Nijmegen au Nord.

Le niveau d'activité sismique le plus important est observé dans la région intersection entre cette zone rhénane et la zone belge définie par Ahorner (1983 - 1985). Le tremblement de terre le plus important s'est produit dans la région de Duren en 1756 (M estimé entre 5.5 et 6.0 - intensité épicentrale VIII). L'événement le plus important en Belgique étant localisé à la frontière des trois pays en 1692 (Vogt - 1984).

L'analyse détaillée de quatre tremblements de terre récents dans le Graben du Rhin Inférieur par Ahorner et Pelzing (1983) montre des mouvements en faille normale oblique avec une extension crustale de direction Sud-Ouest Nord-Est.

Ces dislocations correspondent en surface aux failles géologiques connues (telle la faille du Feldbiss) qui révèlent des mouvements d'une dizaine de mètres durant le Quaternaire (Ahorner - 1962).

La tectonique actuelle dans l'Est de la Belgique reste assez mal connue. L'implantation des nouvelles stations du réseau sismologique belge depuis 1985 a cependant déjà apporté des informations inédites.

La figure 11 indique la localisation de tous les tremblements de terre enregistrés de mars 1985 à décembre 1988 dans cette région. L'emplacement des stations sismologiques belges, hollandaises et allemandes est également figuré.

Une première analyse de la répartition de la profondeur des foyers montre que les séismes à la limite du Massif du Brabant et le long du front varisque sont relativement superficiels alors qu'au sud de Liège leur profondeur peut dépasser 20 km. Remarquons également que les deux séismes les plus méridionaux (au Nord du Grand-Duché de Luxembourg) sont également superficiels.

La figure 12 reprend le mécanisme au foyer de 4 tremblements de terre s'étant produits après 1985. La méthode des dièdres droits appliquée aux données récentes (tableau 2) conduit au diagramme de la figure 13. L'accord avec le modèle régional de Ahorner est parfait.

Le mécanisme du séisme de Malmédy du 12 mai 1985 indique un mouvement en faille normale

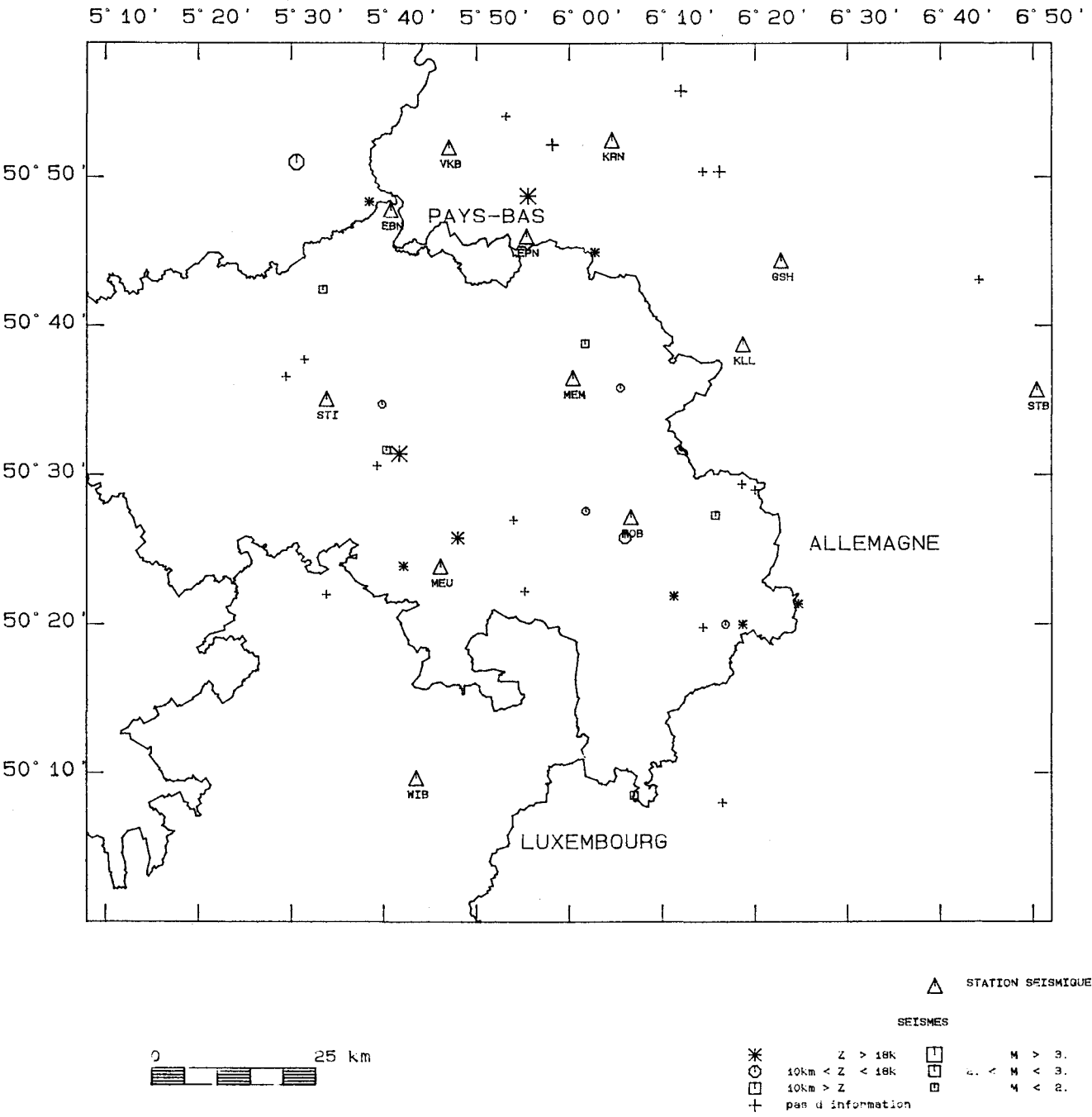


Fig. 11.- Activité sismique dans l'Est de la Belgique de mars 1985 à décembre 1988.

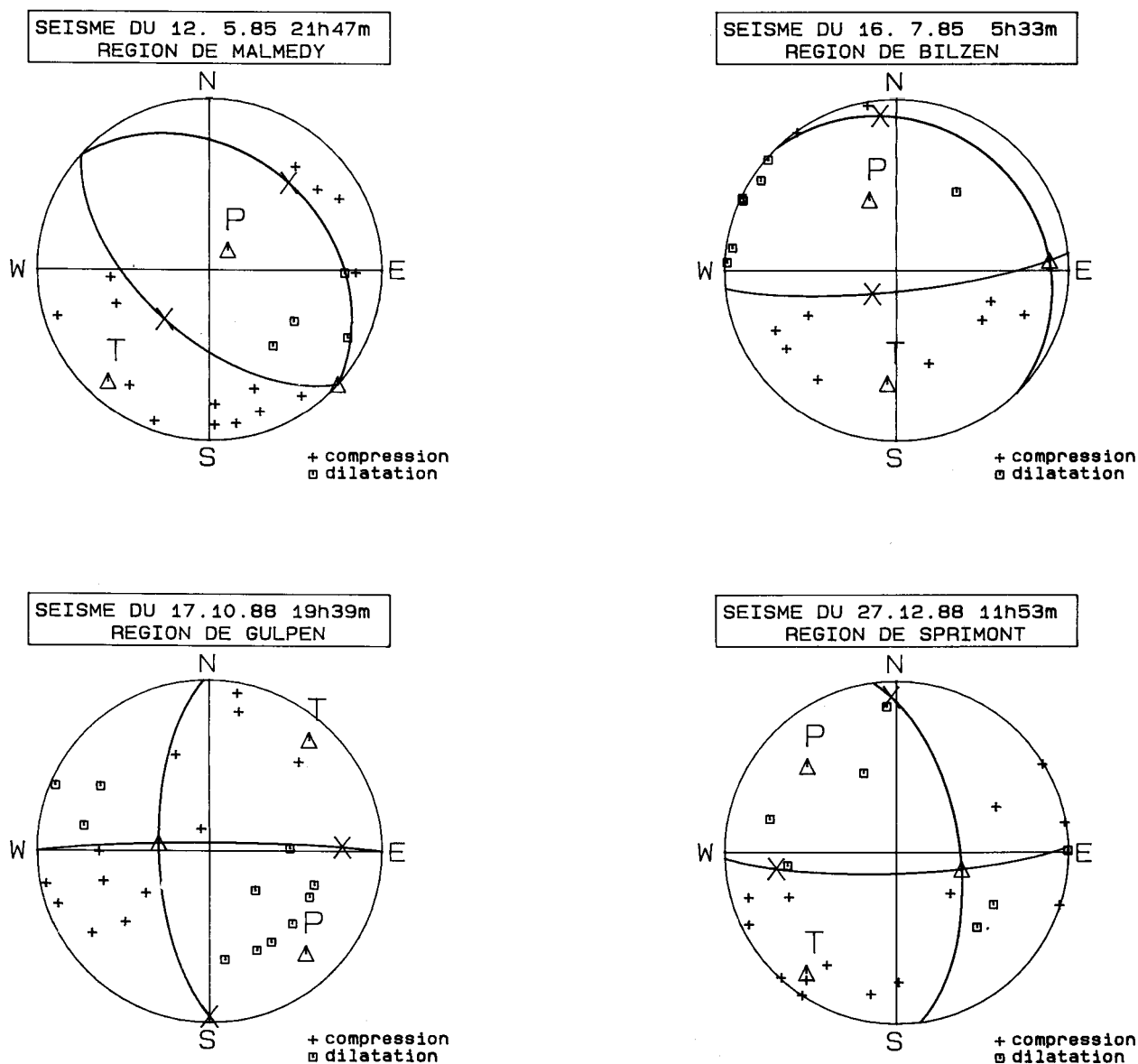


Fig. 12.- Mécanisme au foyer (représentation de la demi-sphère focale inférieure)
de 4 tremblements de terre s'étant produits après 1985 dans l'Est de la Belgique.

pure avec une extension crustale Sud-Ouest Nord-Est similaire à ceux de la zone rhénane. C'est un élément en faveur de l'hypothèse de la continuation à travers les Ardennes des grandes failles quaternaires du Graben du Rhin Inférieur.

Les séismes de Gulpen du 17 octobre 1988 et de Sprimont du 27 décembre 1988 sont des décrochements compatibles avec le champ de contrainte régional. Les données spatiales (Bless *et al* 1980) ont mis en évidence des linéaments orientés quasi Est-Ouest dans la région entre Maastricht et Aachen. Le tremblement de terre de Gulpen pourrait être expliqué par un décrochement dextre le long d'un de ces linéaments.

CONCLUSIONS

Cette étude fait un inventaire des données disponibles utilisables pour l'analyse séismotectonique à l'Ouest du Graben du Rhin Inférieur.

L'ensemble des informations historiques, instrumentales et actuelles permet de préciser plus en détail le modèle de Ahorner (1975).

La qualité de ces informations est cependant très inégale suivant les régions. Ainsi, bien que le Nord de la France et la partie Ouest du Massif du Brabant soient caractérisés par une sismicité historique importante (quatre tremblements de terre

Tableau 2.- Paramètres focaux des tremblements de terre repris sur la figure 14.

Date	h	m	Lat N	Lon E	Prof	M _L	axe B		axe P		axe T		rf
an	mo	jo					azim	plg	azim	plg	azim	plg	
1965	12	15	50.470	4.070	----	4.4	82	10	352	2	251	79	1
1966	01	16	50.450	4.230	----	4.4	203	34	301	10	45	53	1
1967	03	28	50.480	4.230	----	4.5	196	24	290	9	39	63	1
1968	08	13	50.480	4.210	----	4.1	20	0	110	1	250	89	1
1971	10	218	51.030	5.630	12.0	4.4	148	30	309	59	53	9	2
1978	06	10	50.610	6.040	5.0	3.0	64	0	334	35	154	55	4
1980	06	05	51.230	5.740	14.0	3.8	128	40	267	46	12	18	3
1981	12	20	50.893	5.852	20.5	2.7	132	30	329	58	227	8	2
1982	03	02	51.003	5.903	5.9	3.5	137	30	317	60	47	0	2
1982	05	22	51.052	5.978	13.9	3.7	144	26	328	64	54	1	2
1982	09	14	50.390	4.230	----	3.4	125	38	27	10	285	50	1
1985	05	12	50.430	6.100	11.5	2.5	312	0	42	77	222	13	1
1985	07	16	50.850	5.510	10.7	3.0	86	12	339	53	184	33	1
1987	03	22	50.406	3.816	7.0	2.6	271	2	175	72	2	18	5
1988	10	17	50.813	5.926	22.2	3.5	278	66	136	19	41	13	1
1988	12	27	50.524	5.695	18.8	3.6	104	32	314	62	217	77	1

- M_L magnitude locale
- azim azimuth
- plg pendage
- rf références
- 1 le présent article
- 2 Ahorner et Pelzing (1983)
- 3 Ahorner, Baier et Bonjer (1983)
- 4 Ahorner (1983)
- 5 Camelbeeck (1983)

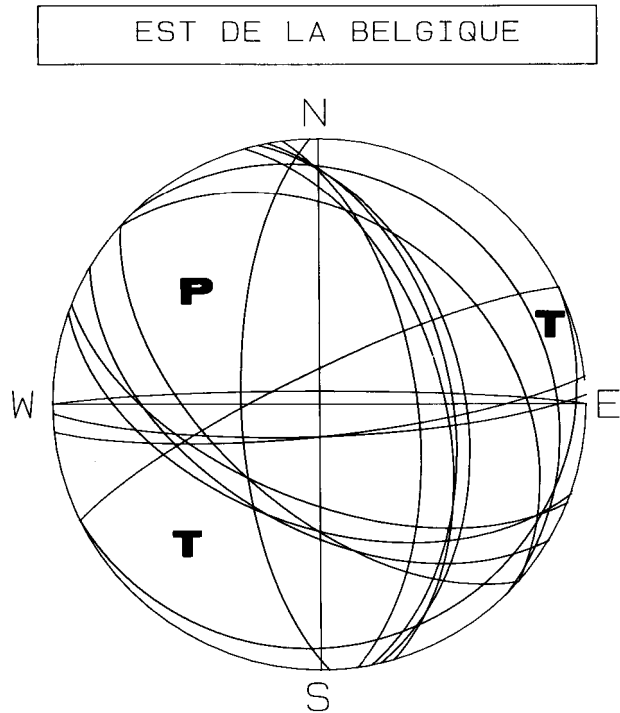


Fig. 13.- Méthode des dièdres droits appliquée aux données fiables concernant l'Est de la Belgique. P indique la zone du diagramme où la probabilité de trouver l'axe σ_1 est la plus grande. T indique la zone du diagramme où la probabilité de trouver l'axe σ_3 est la plus grande.

ont provoqué des dégâts conséquents depuis le Moyen Age), il est impossible d'en définir le cadre tectonique à partir des données séismologiques.

L'implantation de deux stations sismologiques dans le Nord de la France et une dans le Sud-Est de l'Angleterre devrait améliorer nos connaissances de cette région.

Dans la zone active du Hainaut, la zone séismogénique est limitée aux sept premiers km de la croûte terrestre. L'occurrence sous forme d'essaims et de séquences séismiques est une des évidences de son importante fracturation.

L'analyse des tremblements de terre de Dour en 1987 indique une extension quasi Nord-Sud de la zone focale. Cette information est à mettre en relation avec les épisodes de subsidence du Bassin de Mons depuis le Crétacé. Le mécanisme au foyer de 5 tremblements de terre dans la région du Centre montre une majorité de dislocations de type faille inverse avec un léger décrochement. La méthode des dièdres droits appliquée à ces données indique que la direction de la tension compressive horizontale maximale est proche de celle du champ de contrainte à l'échelle de l'Europe Centrale. Bien qu'il paraît difficile actuellement de modéliser la géodynamique actuelle dans le Hainaut, ces informations sont compatibles avec le

SEISMOTECTONIQUE EN BELGIQUE

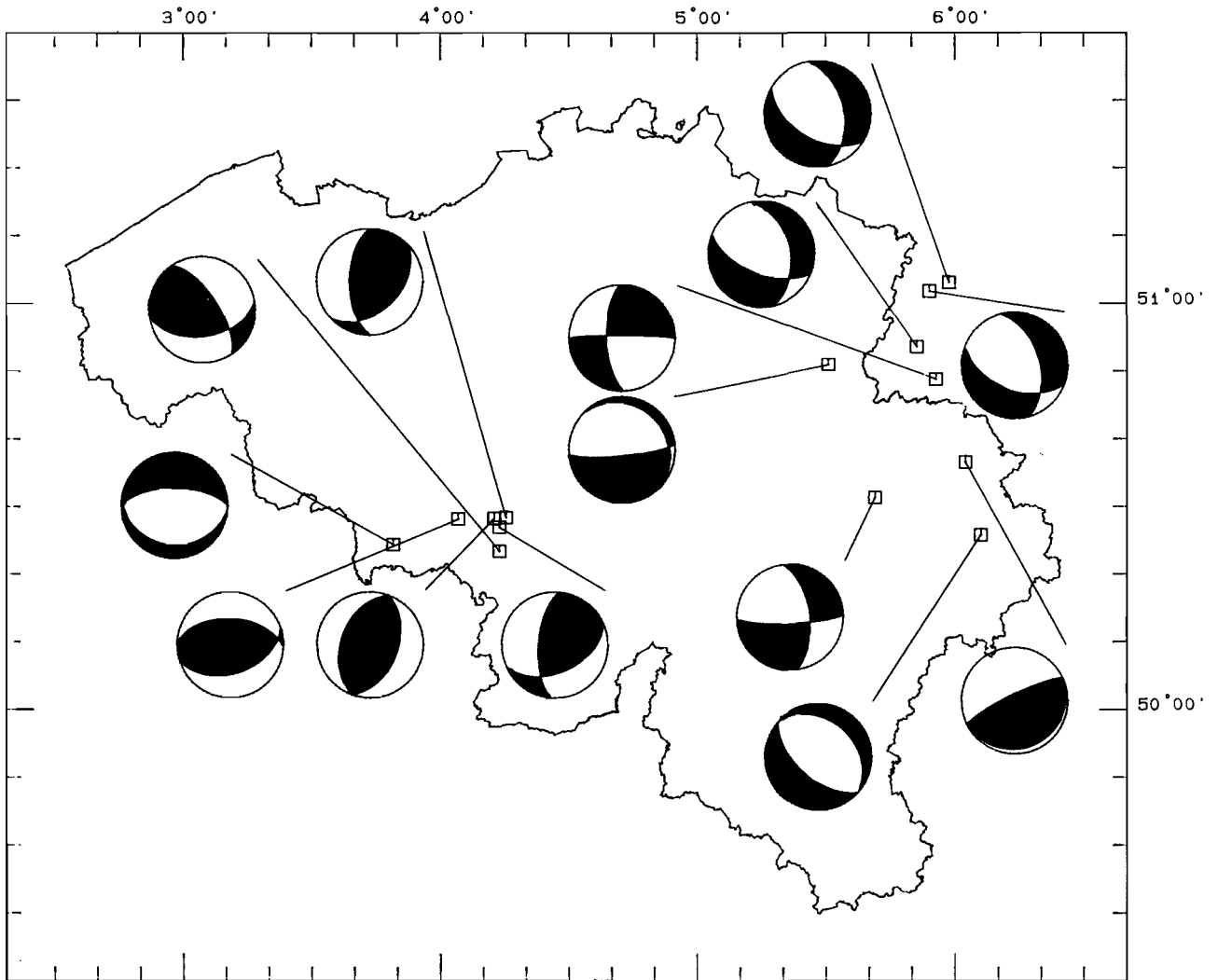


Fig. 14.- Synthèse des solutions fiables de mécanisme au foyer pour la région s'étendant du Graben du Rhin Inférieur à la Mer du Nord.

décrochement dextre de la zone de cisaillement Nord-Artois mis en évidence par la géologie.

L'étude de la microsismicité actuelle dans la partie Est de la Belgique a apporté des informations importantes.

Le mécanisme au foyer du séisme de Malmédy du 12 mai 1985 ($M_L = 2.5$) indique une extension Sud-Ouest Nord-Est de la zone focale le long d'une faille d'orientation rhénane. C'est un élément en faveur de l'hypothèse de la continuation dans les Ardennes à l'Est de Liège des grandes failles quaternaires du Graben du Rhin Inférieur. Des mécanismes en faille inverse tel celui du séisme de Roetgen (Ahorner - 1983) devraient donc être essentiellement limités aux abords du Front Varisque.

L'analyse des tremblements de terre de Bilzen (16.07.1985 $M_L = 3.0$), de Gulpen (17.10.1988 $M_L = 3.5$) et de Sprimont (27.12.1988) $M_L = 3.6$) a permis d'éclaircir quelques points concernant la tectonique de la zone frontière entre le Graben du Rhin Inférieur, le Massif du Brabant et le Massif Schisteux Rhénan. Le mécanisme au foyer des deux derniers séismes indique un décrochement (dextre si le plan nodal est le plan orienté Est-Ouest) qui est à ce jour la seule indication séismotectonique de l'existence d'une zone de décrochement à l'Ouest du Graben du Rhin Inférieur.

Le Front Varisque est la zone de faiblesse de la croûte terrestre la plus caractéristique traversant la Belgique. Des zones sismiquement actives lui sont associées, dans le Nord de la France, dans le

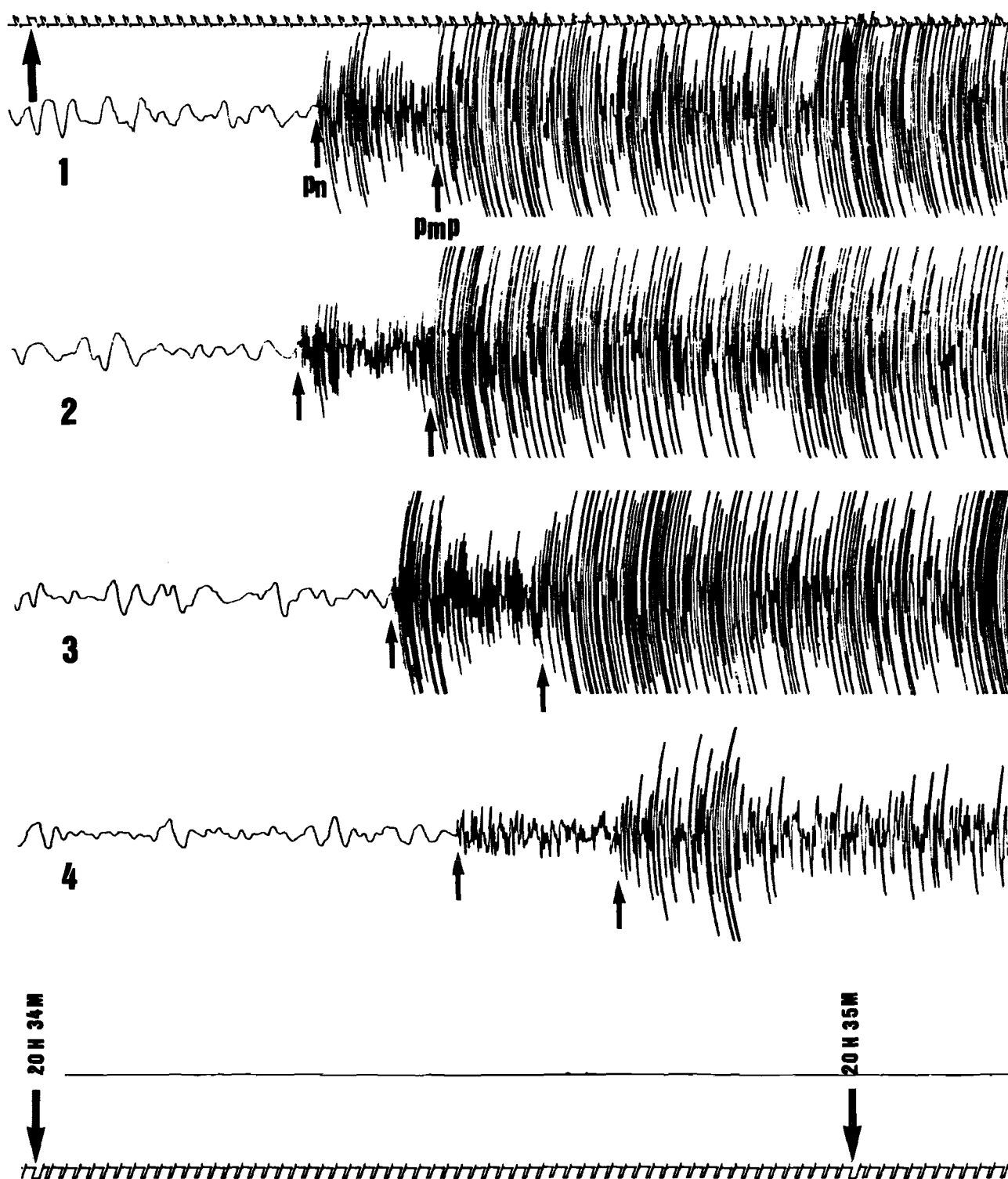


Fig. 15.- Enregistrement par quatre stations du réseau LDG du seisme du 24 octobre 1976. L'arrivée des phases Pn et PMP est indiquée sur chacun des séismogrammes. L'échelle de temps est reprise de part et d'autre des signaux séismiques. Aux différentes traces séismiques 1, 2, 3 et 4 correspondent respectivement les stations FLN, SSC, GRR et LPF.

Hainaut et dans la région liègeoise. La région s'étendant de Namur à Liège, le long de l'anticlinal du Condroz est aséismique (au moins depuis 800 AC). C'est probablement l'indice de différences structurales profondes le long du Front.

La figure 14 reprend toutes les informations sismotectoniques fiables actuelles. Elles proviennent des articles publiés par Ahorner (1983-1985) et du présent travail. Les paramètres focaux de ces tremblements de terre figurent dans le tableau 2.

BIBLIOGRAPHIE

- AHORNER, L., (1962).- Untersuchungen zur quartären Bruchtektonik der Niederrheinischen Bucht. *Eiszeitalter Ggw.*, 13: 24-105.
- AHORNER, L., (1972). Erdbebenchronik für die Rheinlande 1964-70. *Decheniana*, band 125, heft 1/2, 259-283.
- AHORNER, L., (1975).- Present day stress field and seismotectonic block movements along major fault zones in Central Europe. *Tectonophysics*, 29, 233-249.
- AHORNER, L., (1983).- Historical seismicity and present-day microearthquake activity of the Rhenish Massif, Central Europe in Plateau Uplift, ed by K. Fuchs *et al.* Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg.
- AHORNER, L., (1985).- The general pattern of seismotectonic dislocations in Central Europe as the background for the Liège earthquake on November 8, 1983 in Seismic Activity in Western Europe, ed P. Melchior, 41-56 by D. Reidel Publishing Company.
- AHORNER, L. et PELZING, R., (1983).- Seismotektonische Herdparameter von digital registrierten erdbeben der jahre 1981 und 1982 in der Westlichen Niederrheinischen Bucht. *Geol. Jb E26*, 35-63 - Hannover.
- AHORNER, L., BAIER, B. et BONJER, K., (1983).- General pattern of seismotectonic dislocation and the earthquake-generating stress field in Central Europe between the Alps and the North Sea in Plateau Uplift, ed by K. Fuchs *et al.* Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- ALEXANDRE, P., (1985).- Catalogue des séismes survenus au Moyen Age en Belgique et dans les régions voisines in «Seismic activity in Western Europe» ed. by P. Melchior, D. Reidel Publishing company: 189-203.
- ALEXANDRE, P., (1989).- La sismicité historique du Hainaut, de la Flandre et de l'Artois. Ce volume.
- AMBRASEYS, N. et MELVILLE, C., (1983).- Seismicity of the British Isles and the North Sea. SRC London for marine technology 132 pages.
- ANGELIER, J. et MECHLER, P., (1977).- Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en sismologie: la méthode des dièdres droits. *Bull. Soc. Géol. de France XIX*, n° 6: 1309-1318.
- BLESS, M.J.M. *et al.* (1980).- Geophysikalische untersuchungen am ost-rand des brabanter massivs in Belgium, den Niederlanden und der Bundesrepublik Deutschland. *Med. Rijks Geologische Dienst*, vol. 32-17: 315-343.
- CAMBIER, R., (1911).- Les tremblements de terre de Ransart. *Ann. Soc. Géol. Belg.* T. 39: 1911-1912.
- CAMELBEECK, T., (1985).- Recent seismicity in Hainaut - Scaling laws from the seismological stations in Belgium and Luxemburg in «Seismic Activity in Western Europe» ed by P. Melchior, D. Reidel Publishing Company: 109-126.
- CAMELBEECK, T., (1988).- La séquence sismique dans la région de Dour de février à mai 1987. *Acad. Royale de Belg. Bull. de la Classe des Sciences, 5ème série.* T. LXXIV: 96-116.
- COLBEAUX, J.P. et DUPUIS, C., (1985).- Tectonic approach of the seismicity in the southern Belgium and the northern France in «Seismic Activity in Western Europe» ed. by P. Melchior, D. Reidel Publishing Company: 127-132.
- De BECKER, M. et CAMELBEECK, T., (1988).- Studies of earthquakes on the basis of historical seismograms in Belgium in «Historical seismograms and earthquakes of the world» ed. by Lee *et al.* Academic Press Inc: 225-231.
- DUPUIS, C. et VANDYCKE, S., (1989).- A la recherche d'un modèle pour la subsidence du Bassin de Mons. La place de la tectonique. Ce volume.
- HAESSLER, H. et HOANG-TRONG, P., (1985).- La crise sismique de Remiremont (Vosges) de décembre 1984: implications tectoniques régionales. *C.R.Acad. Sc. Paris.* T. 300, série II, n° 14.
- HAESSLER, H., HOANG-TRONG, P., SCHICK, R., SCHNEIDER, G. et STROBACH, K., (1980).- The September 3, 1978, Swabian Jura earthquake. *Tectonophysics*, 68, 1-14.
- LANCASTER, A., (1896).- Le tremblement de terre du 2 septembre 1896. *Ciel et Terre*, n° 14, 16 septembre 1896.
- MARROW, P.C. et WALKER, A.B., (1988).- Lleyn earthquake of 1984 July 19: aftershock sequence and focal mechanism. *Geophysical Journal*, 92: 487-493.
- MARLIERE, R., (1951).- Les tremblements de terre d'avril-mai 1949 dans la région de Mons. *Bull. Soc. Belge de Géol.* T. LX: 17-27.
- MATTE, P. et HIRN, A., (1988).- Seismic signature and tectonic cross section of the variscan crust in Western France. *Tectonics*, vol. 7, n° 2: 141-155.
- MECHIE, J., PRODEHL, C. et FUCHS, K., (1983).- The long-range seismic refraction experiment in the Rhenish Massif in «Plateau Uplift», ed. by K. Fuchs *et al.* Springer Verlag Berlin Heidelberg: 260-275.
- MELVILLE, C., (1981).- The historical seismicity of England. *Disasters*, vol. 5, n° 4: 369-376.
- MELVILLE, C., (1982).- The seismicity of England: the earthquake of may 21, 1382. *Boll. Geof. Teorica ed. Applicata*, vol. XXIV, n° 94: 129-133.
- MOGI, K., (1963).- Some discussions on aftershocks, foreshocks and earthquake swarms - the fracture of a semi-infinite body caused by an inner stress origin and its relation to earthquakes phenomena. *Bull. Earth. Res. Inst.*, 41: 615-658.
- VANDYCKE, S., BERGERAT, F. et DUPUIS, C., (1988).- Paléo-contraintes à la limite Crétacé-Tertiaire dans le Bassin de Mons (Belgique). Implications cinématiques. Relations avec la zone de cisaillement Nord-Artois. *C.R. Acad. Sci. Paris.* T. 307, série II: 303-309.
- VAN GILS, J.M., (1966).- Les séismes des 15 et 21 décembre 1965 et du 16 janvier 1966. *Obs. Royal de Belgique, communications, série géophys.*, 79: 1-27.
- VOGT, J., (1984).- Révision de deux séismes majeurs de la région d'Aix-la-Chapelle - Verviers - Liège ressentis en France 1504, 1692 dans «Tremblements de terre». *Histoire et archéologie, Actes du Colloque d'Antibes 2-4/11/1983.* Valbonne: 9-21.

ANNEXE

ESTIMATION DE LA PROFONDEUR DES FOYERS SEISMQUES DANS LE HAINAUT

Le fait que quatre stations sismiques seulement surveillaient l'activité sismique en Belgique avant 1985, avec une distance minimale de 35 à 40 km par rapport aux épicentres dans le Hainaut, implique une impossibilité de déterminer la profondeur des foyers avec les programmes classiques de localisation.

Lorsque le Moho est bien défini, l'enregistrement des séismes pour des distances supérieures au point de brisure montre deux paquets d'ondes P bien définis, l'onde Pn réfractée et l'onde PMP réfléchi sur le Moho. Pour une structure crustale connue, la différence entre les deux arrivées permet en principe de déterminer la profondeur du foyer.

Les profils sismiques ont montré l'hétérogénéité dans la profondeur et la structure du Moho autour de la zone sismique du Hainaut. Dans la partie Est de la Belgique, les profils de réfraction sont caractérisés par l'absence d'ondes Pn à cause d'un faible gradient de vitesse dans le manteau supérieur (Mechie *et al.* - 1983). L'enregistrement par les stations hollandaises et allemandes des séismes récents dans le Hainaut confirme cette caractéristique.

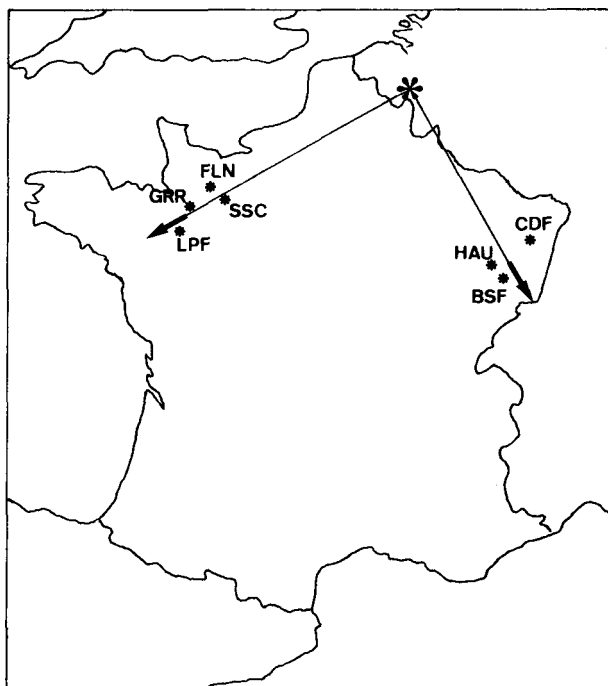
Le profil ECORS Nord de la France (Matte et Hirn - 1988) a mis en évidence une transition nette entre la croûte et le manteau au Sud de la zone du Hainaut.

La figure 15 reprend quelques exemples d'enregistrements de séismes du Hainaut par les stations du réseau LDG. Deux arrivées qui peuvent être corrélées avec les ondes Pn et PMP sont clairement définies sur la plupart des séismogrammes. Les limitations de la méthode sont mises en évidence par la difficulté d'interpréter la phase PMP et de mesurer correctement les temps d'arrivée.

Deux profils ont été réalisés à travers les stations du réseau LDG (figure 16) pour lesquels la différence de temps d'arrivée entre les ondes PMP et Pn a été mesurée. Le premier est peu cohérent à cause de la difficulté de pointer convenablement les phases (figure 17). le second est remarquable par la concordance des données entre les différentes stations. Par comparaison, les différences de temps théoriques ont été calculées pour différentes profondeurs de foyer et différents modèles simples de croûte. La plus proche des données est celle constituée d'une croûte épaisse de 35 km avec une vitesse de 6.1 km/s pour les ondes P surmontant un manteau avec une

vitesse de 8.1 km/s. Cette profondeur est proche de celle trouvée lors du profil ECORS.

Les séismes de Dour sont parmi les plus profonds de ceux étudiés par cette méthode. Leur profondeur étant de 7 km, le modèle crustal simple figuré ne rend pas compte parfaitement de la profondeur des foyers. Par comparaison, l'analyse permet cependant de conclure que l'activité sismique dans le Hainaut se produit entre la surface et une profondeur ne devant pas excéder 7 à 8 km.



* STATION
* SEISME

Fig. 16.- Localisation des stations du réseau LDG du CEA en France dont les données ont été utilisées pour la détermination des profondeurs de foyer des tremblements de terre du Hainaut.

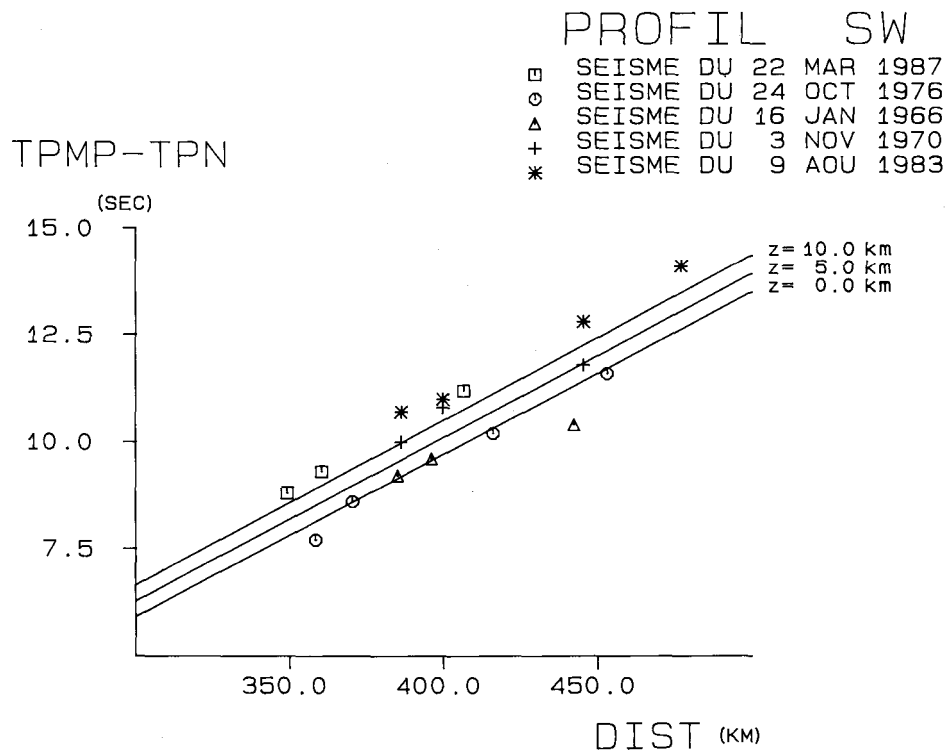
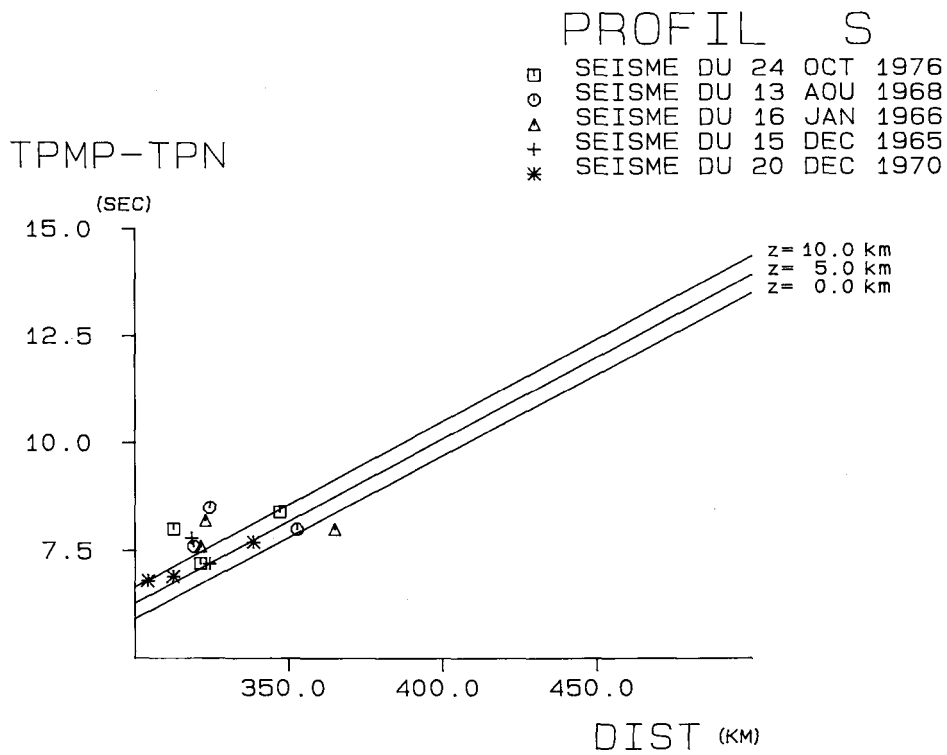


Fig. 17.- Différence de temps d'arrivées des phases PMP et Pn le long de deux profils à travers les stations du réseau LDG pour 5 séismes dans le Hainaut. Les valeurs théoriques obtenues pour un modèle crustal simple sont indiquées pour des profondeurs de foyers de 0, 5 et 10 km.