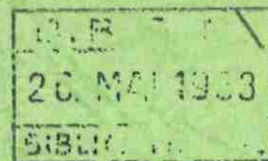


JR

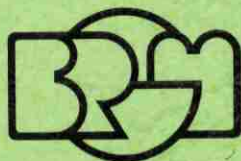
COMMUNAUTÉ EUROPÉENNE DE L'ÉNERGIE ATOMIQUE
COMMISSION DES COMMUNAUTÉS EUROPÉENNES
Direction Générale de la Science, de la Recherche et du Développement



Contrat n° 222.81.7 WAS-F. (RS)

ÉTUDE GÉOPROSPECTIVE D'UN SITE DE STOCKAGE

LA PRISE EN COMPTE DE L'ACTIVITÉ SISMIQUE



BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

Département génie géologique

Mission stockages

Rapport du B.R.G.M.

83 SGN 301 GEG

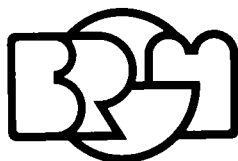
COMMUNAUTÉ EUROPÉENNE DE L'ÉNERGIE ATOMIQUE
COMMISSION DES COMMUNAUTÉS EUROPÉENNES
Direction Générale de la Science, de la Recherche et du Développement

Contrat n° 222.81.7 WAS-F. (RS)

ÉTUDE GÉOPROSPECTIVE D'UN SITE DE STOCKAGE LA PRISE EN COMPTE DE L'ACTIVITÉ SISMIQUE

par

P. GODEFROY



BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

Département génie géologique
B.P. 6009 - 45060 Orléans Cedex
Tél.: (38) 63.80.01

Mission stockages
B.P. 6009 - 45060 Orléans Cedex
Tél.: (38) 63.80.01

Rapport du B.R.G.M.

83 SGN 301 GEG

Avril 1983

A V E R T I S S E M E N T

Le présent document a été élaboré dans le cadre des travaux réalisés par le Bureau de Recherches Géologiques et Minières, sur la "méthodologie des études géoprospectives d'un site de stockage". Cette étude a été effectuée durant les années 1981 et 1982, sous contrat à frais partagés, avec la Communauté Européenne de l'Energie Atomique, dans le cadre de son programme de recherche et de développement sur la gestion et le stockage des déchets radioactifs (action indirecte) - contrat n° 222-81-7-WAS-F(RS).

La première phase de l'étude a consisté en l'analyse tant qualitative que quantitative des différents facteurs :

- climats,
- mécanismes d'altération et d'érosion,
- mouvements verticaux,
- effets des séismes,
- évolution de la fracturation,
- activité volcanique,
- diapirisme,
- etc...

Chaque thème fait l'objet d'un fascicule particulier.

La deuxième phase des travaux concerne la quantification relative des liaisons entre les facteurs et leur modélisation, afin d'aboutir à l'élaboration de scénarios réalistes.

*

* *

Le présent rapport est donc le compte-rendu d'une partie des résultats de l'étude.

R E S U M E

Ce rapport traite de la prise en compte de l'activité sismique dans le cadre d'une approche prospective applicable à une analyse de sûreté du confinement de déchets radioactifs en formations géologiques profondes.

Une première partie permet, en rappelant quelques notions de bases en sismicité, de préciser la nature des problèmes spécifiques posés et les moyens actuels en matière d'analyse prédictive relative aux phénomènes sismiques. Les possibilités d'application des différentes méthodes sont discutées en fonction des horizons considérés dans le temps : court terme (quelques siècles à 1 000 ans), moyen terme (10 000 ans), long terme (100 000 ans et plus).

Les principales caractéristiques de la sismicité et de la tectonique récente et actuelle de l'Europe occidentale puis de la France, sont ensuite évoquées afin de replacer le problème dans un contexte concret. Les données qualitatives et quantitatives propres aux 2 régions "tests" choisies (massif armoricain et sud du bassin parisien) sont alors examinées et conduisent à esquisser les hypothèses susceptibles d'être retenues pour ces 2 cas, dans le cadre d'une approche prospective.

Le problème de l'évaluation des probabilités d'occurrence de secousses sismiques en un site donné est discuté dans une troisième partie, d'abord dans un cadre général, puis appliqué aux 2 régions pré-citées, en retenant toujours la distinction relative aux horizons considérés dans le temps.

La quatrième partie est une synthèse bibliographique visant à dégager les éléments permettant d'apprécier la nature et l'ampleur des effets des séismes sur les installations souterraines ainsi que le rôle que peuvent jouer différents facteurs liés à la source sismique d'une part, aux spécificités du site d'autre part. Sont pris en considération :

- les observations de dommages sur des installations souterraines, faites lors de séismes majeurs,
- les enregistrements sismiques obtenus à différentes profondeurs et en surface du sol, lors de tremblements de terre ou d'explosions nucléaires,
- les modèles théoriques développés dans la littérature pour l'évaluation des déformations et déplacements résiduels susceptibles d'être induits au sein des massifs rocheux, sous sollicitation sismique.

Enfin, dans une cinquième partie, les perturbations de l'hydrogéologie régionale pouvant être causées par des tremblements de terre sont également discutées à travers une synthèse bibliographique.

Les principales conclusions propres à chaque partie sont résumées dans un sixième chapitre.

A B S T R A C T

This report deals with the problem of taking seismic activity into account for a prospective safety analysis applied to the containment of radioactive wastes in deep geological formations.

The first part briefly gives some basic notions of seismicity and specifies the problems and available methods existing to perform predictive analysis related to seismic phenomena. The reliability of the different methods is discussed according to time in consideration : short-term (few centuries to 1 000 y.), mean-term (about 10 000 y.) and long-term (100 000 y. and more).

The main features of recent tectonics and seismicity of the european area and France are succinctly exposed in the second part. Qualitative and quantitative data proper to the two selected "test-zones" (massif armoricain and south of bassin parisien) are collected and interpreted to outline the usable hypothesis for a prospective analysis.

The probabilistic assessment of earthquake occurrence is discussed in the third part ; first, in general terms, then for the two selected areas.

The fourth part deals with nature and magnitude of the effects of earthquake on underground facilities and with the weight of several factors as those related to seismic sources and geological properties of the site, from a literature review. The following data are taken into account :

- damages to underground facilities after great earthquakes,
- comparison of seismic records of earthquakes and nuclear events at different depths and at ground surface,
- theoretical models developed to determine strains and displacement fields induced by earthquakes.

Literature data about the effects of great earthquakes on regional hydrogeology are summarized in the fifth part of the report.

Finally, the main conclusions from each part are reminded in the sixth chapter.

S O M M A I R E

AVERTISSEMENT

RESUME

AVANT-PROPOS.....	1
1 - INTRODUCTION ET GENERALITES SUR LA SISMICITE.....	1
1.1 - Origine des séismes.....	1
1.2 - Les effets des séismes, notion de champ proche et champ lointain.....	6
1.3 - La mesure des effets des séismes et les paramètres de sismicité.....	7
1.4 - L'activité sismique comme caractéristique géodynamique régionale.....	12
1.5 - Les possibilités actuelles d'analyse prédictive en matière de sismicité.....	12
1.6 - Problèmes spécifiques à la prise en compte de l'activité sismique dans les analyses de sûreté relatives au confinement des déchets radioactifs à vie longue en formations géologiques profondes.....	22
2 - QUELQUES CARACTERISTIQUES DE LA SISMICITE DE L'EUROPE OCCIDENTALE ET DE LA FRANCE.....	27
2.1 - Europe occidentale.....	27
2.2 - Traits essentiels de la sismicité de la France.....	29
3 - EVALUATION DES PROBABILITES D'OCCURENCE DE SECOUSSES SISMQUES EN UN SITE DONNE.....	39
3.1 - Méthodes et données disponibles.....	40
3.2 - Discussion de la validité de l'application des méthodes probabilistes d'évaluation de l'alea sismique.....	44
3.3 - Problème posé par la projection à long terme.....	46
4 - LES EFFETS DES SEISMES SUR LES INSTALLATIONS SOUTERRAINES.....	49
4.1 - Quelques exemples d'effets observés sur des installations souterraines, lors de séismes majeurs.....	50
4.1.1 - Ouvrages souterrains relativement peu profonds (tunnels, carrières souterraines, puits).....	50
4.1.1.1 - Les divers types de dommages rencontrés.....	50
4.1.1.2 - L'absence de dommages lors de séismes majeurs.....	53
4.1.2 - Ouvrages profonds : mines.....	54
4.1.3 - Conclusions préliminaires : le rôle des différents facteurs.....	55

4.2 - Enregistrements de mouvements sismiques dans des installations souterraines.....	57
4.2.1 - Enregistrements de séismes naturels.....	57
4.2.2 - Enregistrements d'explosions nucléaires souterraines...	64
4.3 - Modèles de simulation.....	69
4.3.1 - Comportement d'une cavité souterraine sous sollicitation sismique.....	69
4.3.2 - Calcul des champs de déplacement engendrés dans le sous-sol par les séismes.....	73
4.3.2.1 - Champs de déplacement associés aux explosions nucléaires souterraines.....	73
4.3.2.2 - Champs de déplacement dus aux séismes.....	74
4.3.2.3 - Influence de la structure du sous-sol sur le spectre de déplacement des ondes sismiques...	83
4.4 - Conclusions.....	87
5 - EFFETS DES SEISMES SUR L'HYDROGEOLOGIE.....	90
5.1 - L'eau comme "catalyseur" dans la sismogénèse.....	90
5.2 - Perturbations de l'hydrogéologie régionale consécutives à un séisme.....	90
5.3 - Conclusions.....	100
6 - CONCLUSIONS.....	100
ANNEXE 1 : Fondements mathématiques de la méthode d'évaluation probabiliste de l'aléa sismique (Méthode de CORNELL)	
ANNEXE 2 : Quelques données statistiques sur les séismes ressentis dans l'Ouest de la France	
ANNEXE 3 : Quelques données statistiques sur les séismes ressentis dans le Centre de la France (Sud du Bassin parisien et Nord du Massif central)	
ANNEXE 4 : Exemples d'estimations de l'aléa sismique en différentes régions du Monde	

AVANT-PROPOS

Les tremblements de terre sont avec les éruptions volcaniques, les catastrophes naturelles qui frappent le plus l'opinion publique. Ils représentent en effet, les manifestations les plus spectaculaires en surface, de l'activité interne du globe terrestre.

S'il est bien établi maintenant que l'activité sismique n'est pas répartie de façon aléatoire à la surface du globe, si les mécanismes générateurs de cette activité sont de mieux en mieux appréhendés, il reste que peu de régions sont totalement dépourvues d'histoire sismique (encore s'agit-il souvent de régions où cette histoire ne peut être connue : régions désertiques ou peu peuplées). Dans le cadre d'une étude de géologie prédictive, à des échéances dépassant la centaine de milliers d'année, les séismes constituent donc un phénomène naturel sur lequel il convient de se pencher plus en détail.

1 - INTRODUCTION ET GENERALITES SUR LA SISMICITE

Dans ce chapitre, seront rappelées très succinctement quelques caractéristiques essentielles de l'activité sismique, permettant de définir plus précisément la nature des problèmes posés par sa prise en compte dans l'étude prédictive de l'évolution d'un site potentiel d'évacuation de déchets radioactifs à vie longue, en formations géologiques profondes.

1.1 - Origine des séismes

Depuis les travaux de REID (1) sur le tremblement de terre de San Francisco de 1906, on admet que l'origine des séismes réside dans la conversion d'une partie de l'énergie potentielle élastique de fragments, reconnus maintenant comme lithosphériques, en énergie cinétique se manifestant sous la forme d'ondes de propagation (cette énergie ne représente qu'une faible partie de l'énergie totale dégagée à la source). Cette conversion se fait à la faveur de fracturations au sein des roches, le long de plans de faille, lorsque les tensions internes accumulées dépassent la résistance des roches au cisaillement. Il se produit alors une rupture brutale créant une fracture se propageant dans le milieu (à une vitesse de l'ordre d'1 à 2 km/s), continûment ou par saccades, jusqu'à "épuisement" de l'énergie potentielle de déformation ; c'est cette propagation de la rupture qui engendre les ondes sismiques (2).

C'est dans des facteurs d'ordre tectonique, agissant sur de longs intervalles de temps, que l'on conçoit l'accroissement progressif de l'état de contrainte précédant celui de fracture. Comme tout facteur d'ordre tectonique, ils peuvent être considérés à différentes échelles, c'est-à-dire allant d'un état de contrainte tout à fait local, se manifestant au niveau d'une faille superficielle, au plongement d'une plaque lithosphérique océanique sous une plaque lithosphérique continentale, se manifestant tout le long d'une zone de subduction, pouvant donc couvrir plusieurs milliers de kilomètres et engendrant une sismicité à profondeur de foyers très variable (0 à 700 km), pour ne prendre que ces exemples extrêmes.

La sismicité est donc une des manifestations de l'évolution dynamique interne d'une région et ne pourra, dans le cadre d'une étude prospective, être considérée indépendamment des facteurs contrôlant cette évolution.

L'étude de la répartition de la sismicité à la surface du globe a été un des facteurs déterminants pour montrer que cette évolution peut être classée schématiquement en 2 grands types. En effet, plus de 99 % des foyers des séismes enregistrés à la surface du globe, se répartissent le long des zones relativement étroites qui définissent les frontières des plaques lithosphériques (cf. fig. 1 et 2). Selon le modèle, désormais classique, de la Tectonique des Plaques (3), ce sont les mouvements relatifs de ces plaques qui sont responsables des contraintes tectoniques accumulées dans l'écorce terrestre et des déformations qui en résultent, dont les ruptures engendrant les séismes.

Ces mouvements peuvent être de trois types :

- écartement : comme au niveau des zones d'accrétion des rides océaniques actives, ou dans les zones de rifting en domaine continental, aux tout premiers stades de l'ouverture océanique (Rift est Africain),

- rapprochement : lorsque 2 plaques sont poussées l'une contre l'autre, avec collision si les deux plaques sont de même nature ou subduction s'il s'agit d'une plaque océanique et d'une plaque continentale, la première, plus lourde, plongeant sous la seconde,

- coulisage : le long de zones de décrochement majeur ou le long des failles transformantes.

A chaque type de mouvement, correspond un type de sismicité caractérisé en particulier par la répartition spatiale des foyers (largeur de la zone sismique, profondeur des foyers). Cette première classification reste, bien sûr, schématique. L'étude détaillée des zones sismiques montre, qu'au sein d'une même catégorie, chaque zone présente des caractéristiques propres notamment en ce qui concerne la fréquence (distribution des événements dans le temps) et "l'intensité" de l'activité sismique (en fonction de l'histoire structurale de la région et des propriétés mécaniques du milieu).

Reste une proportion, faible il est vrai mais non négligeable pour autant, de séismes se produisant en dehors de ces zones, c'est-à-dire à l'intérieur même des plaques. Si la fréquence des secousses sismiques est bien moindre en domaine intra-plaque (notamment celle des secousses majeures), leur intensité* peut être très violente. Ainsi, les trois plus forts séismes connus aux Etats-Unis se sont produits dans la vallée du Mississippi (4), dans la région de New Madrid (Missouri) et non sur la côte ouest (Californie). C'est d'ailleurs un des problèmes majeurs, que pose la sismicité intra-plaque -sur lequel nous devrons revenir- : la probabilité non négligeable de séismes majeurs, qu'il est particulièrement difficile (sinon impossible) d'évaluer, étant donné la période de retour de ces événements, bien supérieure à la taille des échantillons de données historiques dont on peut généralement disposer.

De plus, en l'état actuel des connaissances, les mécanismes sismogénétiques en domaine intra-plaque sont moins bien connus et compris qu'aux frontières de plaque. En particulier, les paramètres contrôlant l'évolution de l'état de contraintes régional en domaine intra-plaque restent souvent à définir et à quantifier.

* Au sens courant du terme.

LIMITES ACTUELLES DES DIVERSES PLAQUES (avec les vitesses d'écartement ou de rapprochement).

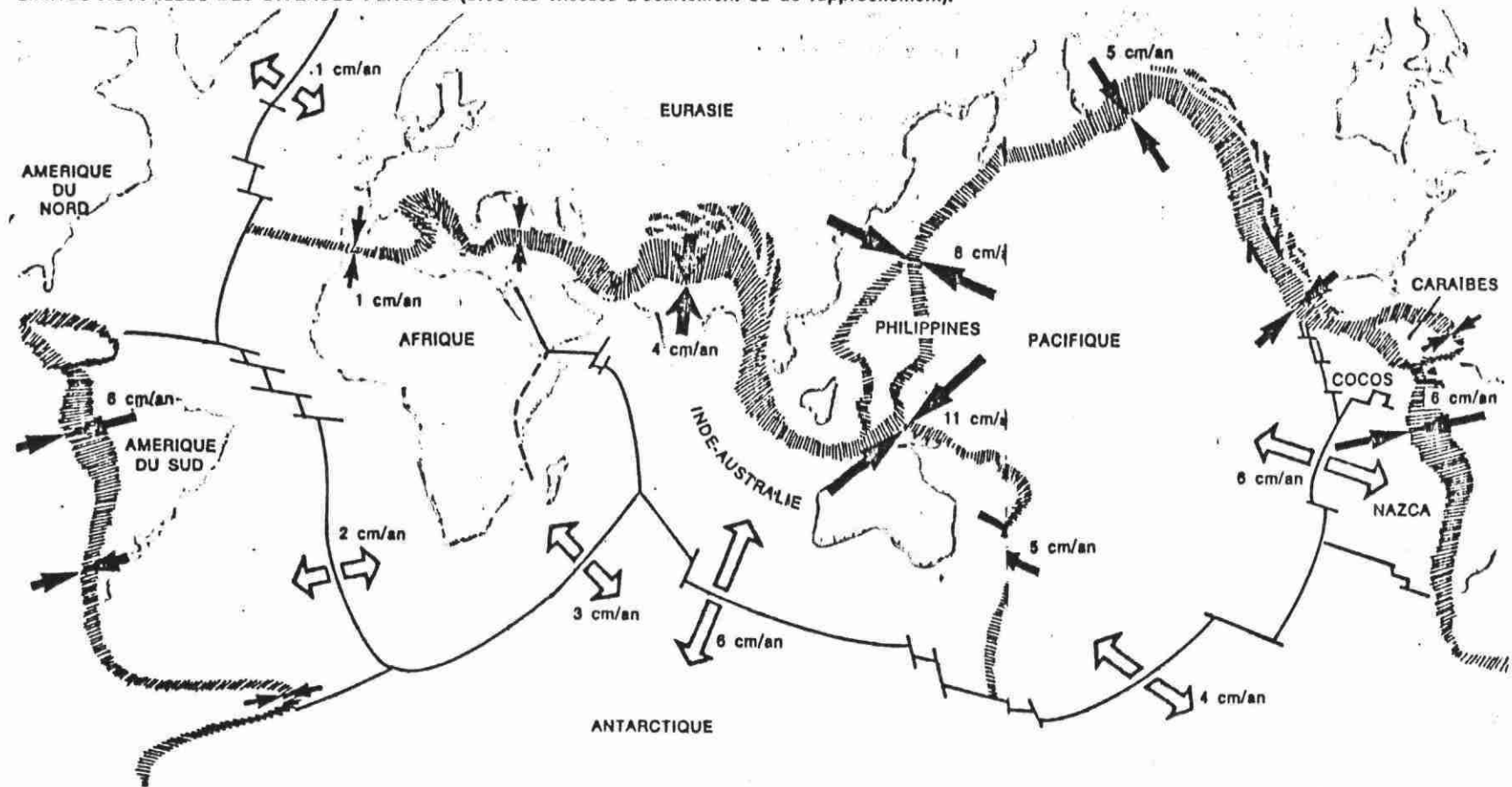


Fig. 1 - Schéma simplifié des mouvements de plaques actuels à la surface du globe

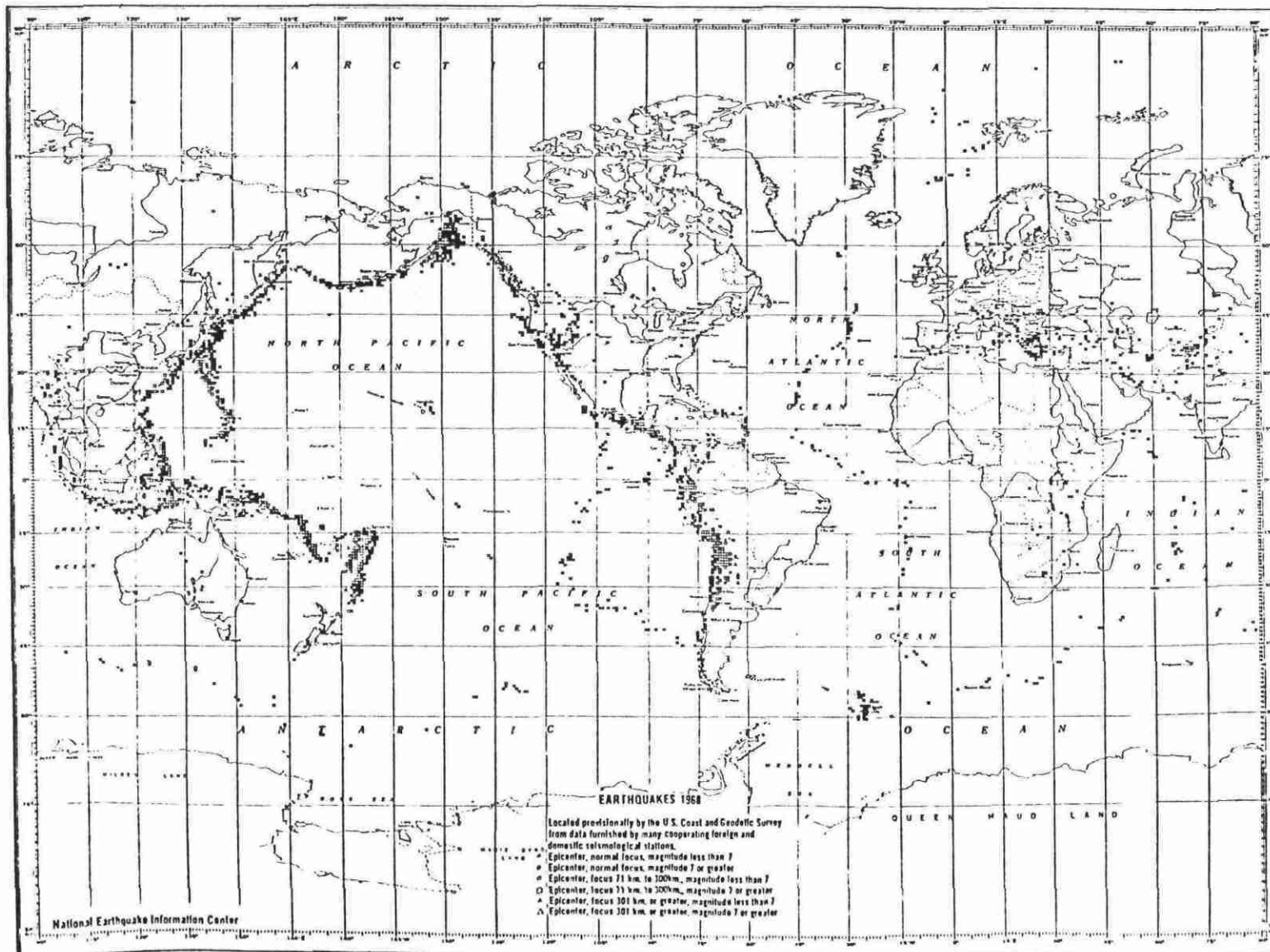


Fig. 2a - Carte de sismicité mondiale (année 1968) (d'après National Earthquake Information Center, 1969, BSSA, vol. 59, n° 3, 1433)

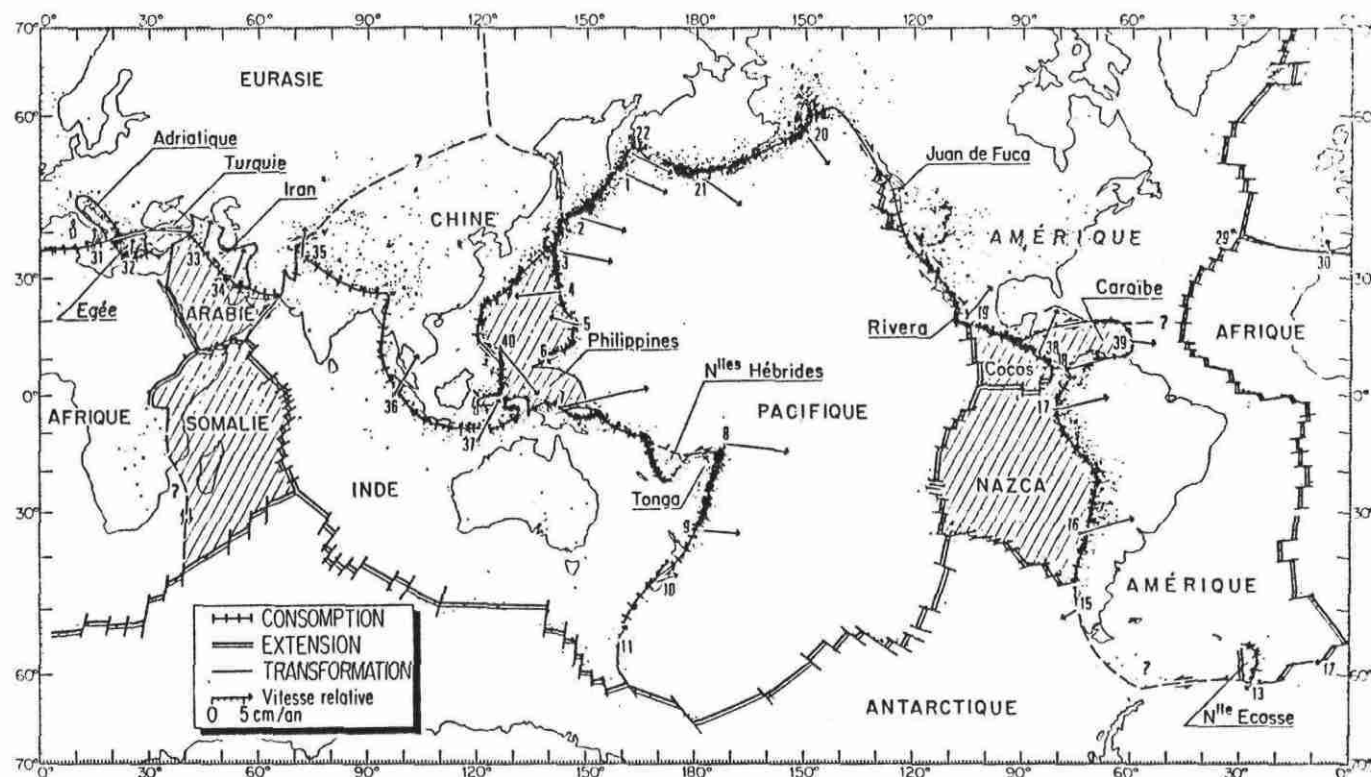


Fig. 2b - Modèle cinématique global calculé pour 12 plaques, superposé à la répartition mondiale des épicentres des séismes superficiels (d'après LE PICHON et al., 1973, (3))

En résumé, la prise en compte de l'activité sismique (comme de toute autre manifestation géodynamique d'origine interne) dans le cadre d'une étude prédictive, ne pourra se faire sans tenir compte du contexte géodynamique et de son évolution possible et ce, en distinguant dans un premier temps les 2 grands types de situation évoqués plus haut : domaine intra-plaque ou frontière de plaques.

1.2 - Les effets des séismes, notion de champ proche et champ lointain

Les effets des séismes peuvent être classés schématiquement en trois catégories (5) :

- effets résultant de l'ébranlement du sol, en fonction de son amplitude, de sa fréquence et de sa durée,
- effets résultant du jeu de failles dans la zone focale,
- effets résultant de tsunamis.

La première catégorie peut concerner une zone extrêmement étendue en fonction de l'importance du séisme et de la profondeur de son foyer. Outre les effets directs que produit l'arrivée de l'ébranlement en surface du sol, notamment sur les ouvrages (bâtiments, ouvrages d'Art, etc.), cet ébranlement peut déclencher toute une série de phénomènes géologiques induits, en fonction de propriétés particulières de matériaux superficiels ou de conditions spécifiques au site (topographie par exemple) : glissements de terrain, décollements en masse, tassements ou liquéfaction de sols.

La seconde catégorie reste limitée à la zone focale, c'est-à-dire au volume concerné par l'initiation de la rupture et sa propagation, ainsi que par la modification de l'état des contraintes précédant et suivant le séisme. Ces effets se traduisent par des déformations du sol en surface, dont les caractéristiques dépendent de la géométrie de la faille (ou du réseau de failles jalonnant la zone de fractures), du mouvement relatif le long de cet accident ainsi que de son amplitude, enfin des propriétés des matériaux affectés par l'accident.

La troisième catégorie ne nous intéresse pas ici.

Parallèlement à cette première classification, on peut établir une deuxième distinction, en séparant les effets en "champ proche" et "champ lointain".

Le champ proche recouvre le volume focal et sa périphérie immédiate. Il est défini par les sismologues (6) comme le domaine où les ondes sismiques ne sont pas totalement "découplées" en ondes de compression (P) et ondes de cisaillement (S), d'où l'existence de mouvements complexes et de niveaux d'accélération particulièrement élevés. La distance à la source correspondant au passage du champ proche au champ lointain dépend de la taille, du type et de la géométrie de la source et des propriétés du milieu ; son ordre de grandeur varie du kilomètre à la dizaine de kilomètres selon la magnitude du séisme.

Le champ lointain concerne les distances épacentrales grandes par rapport aux dimensions de la source et aux longueurs d'onde considérées (7 et 8).

Les effets en champ proche sont ceux résultant de l'ébranlement du sol, des déformations du sol en surface du fait du jeu de failles et des champs de déplacement statique créés, et des modifications des propriétés physiques du milieu sous la variation de l'état de contraintes précédant et suivant le séisme.

En champ lointain, par contre, ce sont les effets dus à l'ébranlement du sol qui devront être considérés.

Pour la suite de cette étude, où nous nous intéresserons aux conséquences d'un séisme sur un site de stockage, nous devons donc faire cette distinction afin d'apprécier l'impact de ce type d'évènement sur les paramètres définissant l'état du milieu, et son poids relatif dans le modèle prédictif élaboré.

1.3 - La mesure des effets des séismes et les paramètres de sismicité

Une des premières "mesures" des effets d'un séisme qui est apparue est l'intensité macrosismique définie en un point d'observation donné. L'intensité macrosismique est caractérisée par un nombre sans dimension dans une échelle discrétisée décrivant différents degrés d'intensité, en fonction des effets du séisme sur la population, les constructions et le sol (mouvements de terrain, crevasses, changements du paysage, en particulier). De très nombreuses échelles d'intensité ont été utilisées depuis la première, créée par ROSSI-FOREL au siècle dernier.

L'échelle la plus courante dans les pays occidentaux et en Europe en particulier, est l'échelle MSK 1964 (du nom de ses auteurs : Medvedev-Sponheuer-Karnik), qui compte douze degrés d'intensité.

La définition, pour un séisme donné, de l'intensité macrosismique atteinte en différents points, aussi nombreux que possible, permet de dresser une carte macrosismique faisant apparaître des courbes isoséistes, soit les courbes délimitant des zones d'égale intensité. Il est ainsi possible de définir l'aire macrosismique, soit l'aire maximale sur laquelle le séisme a été perçu, et l'aire pléistoséiste, soit celle où l'intensité du séisme a été la plus forte et au sein de laquelle est situé l'épicentre macrosismique. La force du séisme peut alors être caractérisée par l'intensité épiscopentrale. L'inconvénient majeur que présente l'utilisation de l'intensité est que ce paramètre ne représente pas une grandeur physique. C'est cependant le seul paramètre utilisable pour les séismes historiques.

La force des séismes plus récents, pour lesquels on dispose de données instrumentales peut être exprimée par la magnitude du séisme. La magnitude du séisme est une grandeur physique qui représente l'énergie libérée à la source sous forme d'ondes sismiques. La magnitude ne permet donc pas à elle seule, de caractériser les effets d'un séisme en un point donné. En plus de la magnitude, ces effets dépendent :

- de la distance à la source (et donc de la profondeur du foyer),
- de l'atténuation de l'énergie entre la source et le point d'observation (fonction complexe du mécanisme à la source et de l'absorption de l'énergie à travers les terrains traversés),
- des conditions locales au point d'observation (topographie, lithologie) qui peuvent induire une amplification dynamique.

De nombreuses lois empiriques, calées sur des modèles théoriques, ont pu être établies pour décrire cette atténuation de l'énergie avec la distance au foyer sismique.

Il est apparu cependant que la magnitude n'était pas une grandeur totalement satisfaisante pour représenter l'énergie rayonnée à la source (elle ne concerne qu'une partie du spectre d'énergie des ondes sismiques).

C'est pourquoi, plus récemment, d'autres grandeurs, propres à la source, ont été introduites pour caractériser l'importance d'un séisme ; comme le moment sismique (produit de la rigidité μ par la surface de la faille et par la valeur moyenne du glissement sur la faille) et la chute de contrainte $\Delta\sigma$ représentant la variation de la contrainte de cisaillement sur la surface de la faille, avant et après la rupture.

Enfin, les paramètres les plus utiles dans les calculs de génie sismique sont ceux décrivant les caractéristiques du mouvement du sol en un point donné, sous sollicitation sismique : déplacement, vitesse et accélération.

Ils sont obtenus à partir de l'enregistrement du mouvement fort du sol lors de séismes importants, sous forme d'accélérogrammes selon 3 composantes (2 horizontales, 1 verticale). Les caractéristiques du mouvement en un site sont alors décrites par un spectre de réponse, donnant l'amplitude des déplacements, vitesses et accélérations en fonction de la fréquence (fig. 3a, b, c) Ces caractéristiques en un site donné dépendent de 2 types de facteurs :

- des facteurs liés à la source : magnitude, mécanisme à la source,
- des facteurs liés au site : distance à la source et atténuation vers le site, conditions locales : topographie, géométrie et lithologie des formations superficielles qui peuvent être responsables d'une amplification dynamique du mouvement du sol et d'une modification de son contenu fréquentiel.

Pour caractériser la sismicité d'une région, on utilise généralement deux principaux types de paramètres :

- l'intensité des secousses sismiques pouvant y être ressenties (exprimée sous forme d'intensité macrosismique, ou de valeurs maximales du déplacement, de la vitesse ou de l'accélération du sol),
- la fréquence* de ces secousses (ce dernier paramètre pouvant être défini sur la base de modèles statistiques plus ou moins sophistiqués).

En étudiant de plus la répartition des foyers sismiques dans l'espace (cartes d'épicentre) et en la confrontant au contexte géologique régional, en particulier aux caractéristiques structurales (cartes sismotectoniques), il est possible d'individualiser des sources sismiques, lieu privilégié d'une activité future, et de préciser l'origine de la sismicité d'une région donnée, en distinguant :

- une sismicité propre ou "locale" (sources sismiques appartenant à la région considérée),
- une sismicité "lointaine" (sources sismiques hors de la région considérée mais pouvant engendrer des secousses suffisamment fortes pour provoquer des effets sensibles dans cette région).

* Les méthodes d'évaluation de ce paramètre seront discutées au paragraphe 3.

S16°E

S74°W

DOWN

SAN FERNANDO EARTHQUAKE
2/9/71 06:00 PST PACOIMA DAM, CALIFORNIA
S 16° E COMPONENT

SAN FERNANDO EARTHQUAKE
2/9/71 06:00 PST PACOIMA DAM, CALIFORNIA
S 74° W COMPONENT

SAN FERNANDO EARTHQUAKE
2/9/71 06:00 PST PACOIMA DAM, CALIFORNIA
DOWN COMPONENT

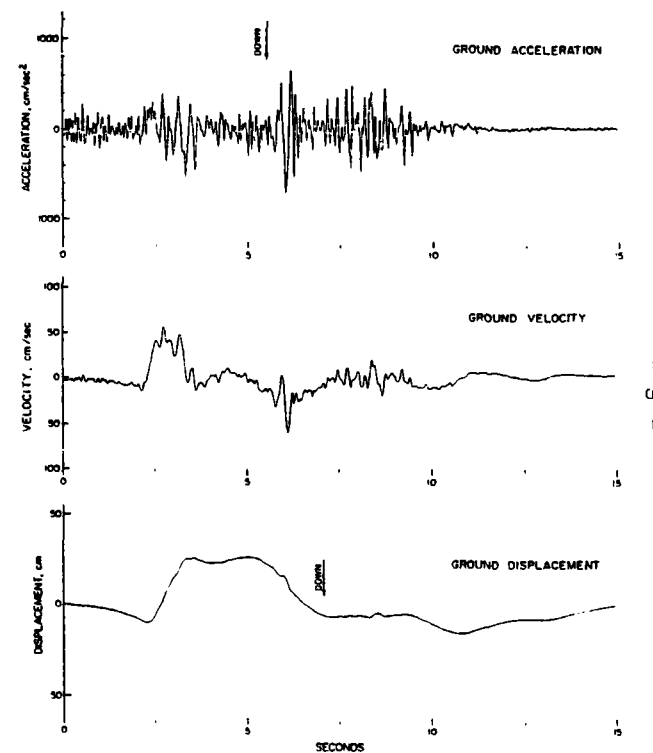
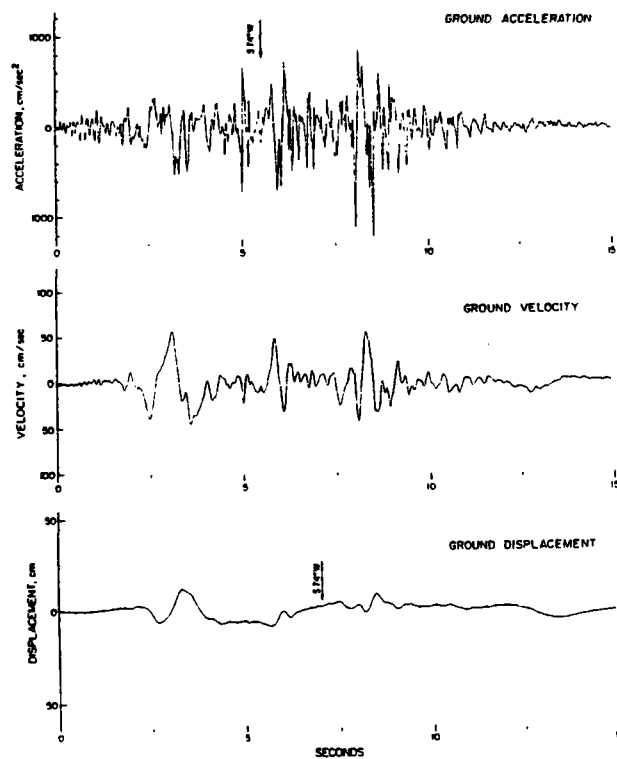
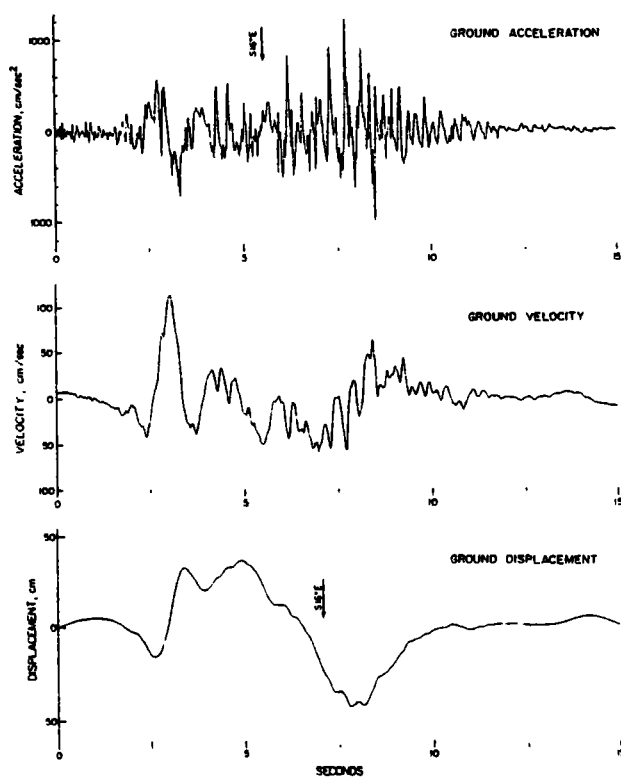


Fig. 3a - Enregistrement du mouvement du sol (2 composantes horizontales + composante verticale) au site du barrage de Pacoima, lors du séisme de San Fernando, Californie, du 9.2.1971 (magnitude : 6.4) (d'après P.C. JENNINGS, 1971, (9))

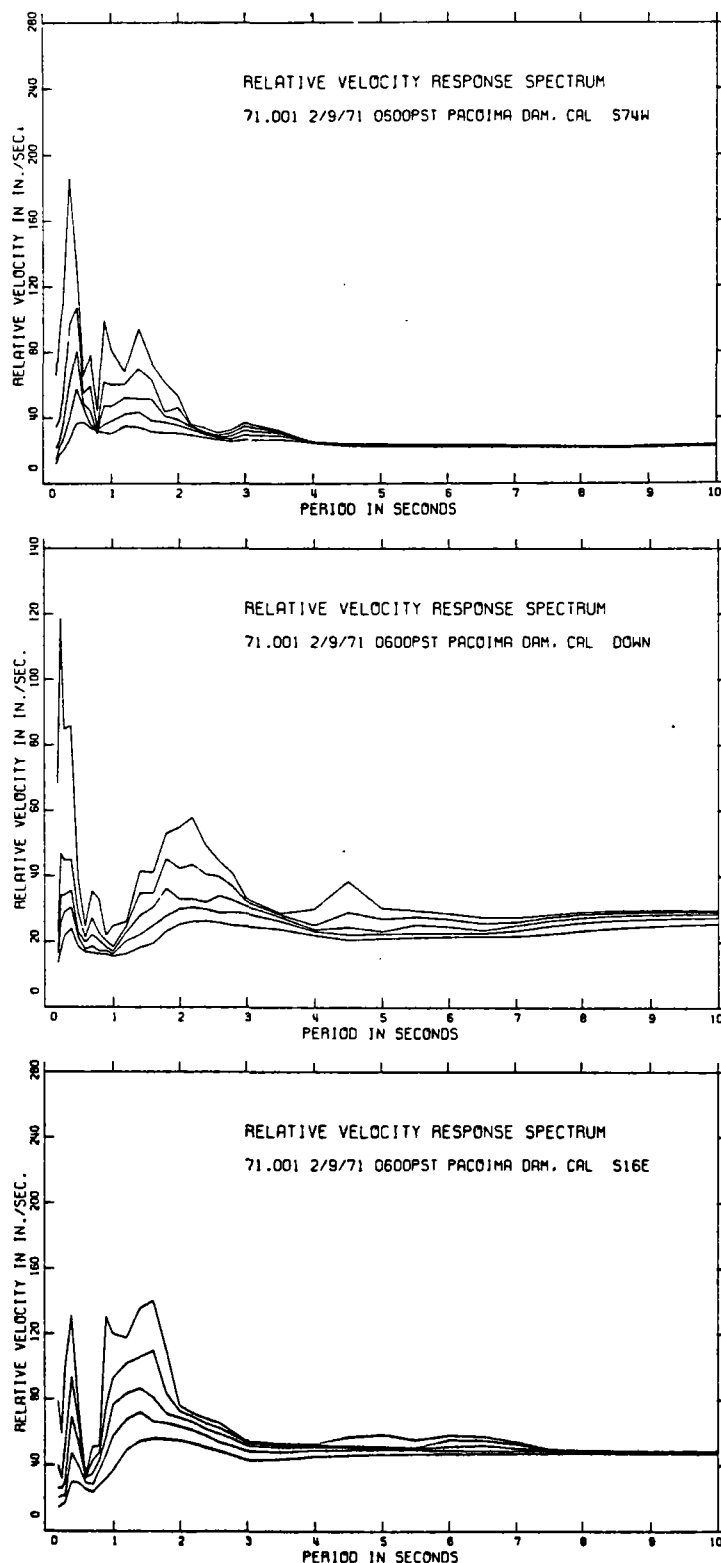


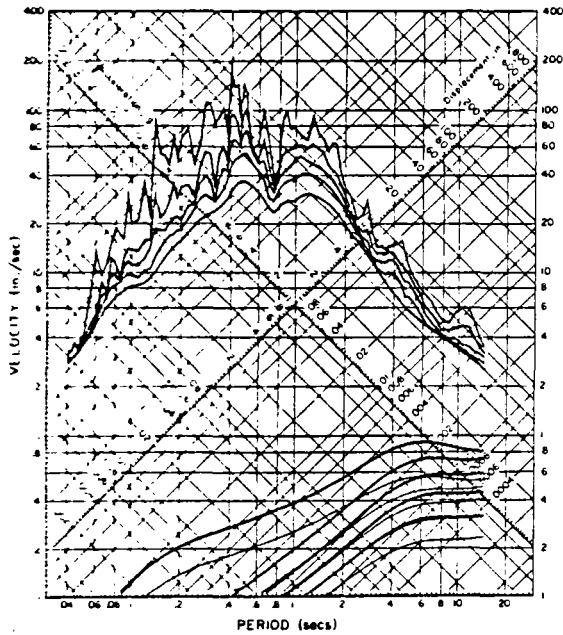
Fig. 3b - Exemple de spectre de réponse (vitesse relative) obtenu pour l'enregistrement du séisme de San Fernando au site du barrage Pacoima, Californie (cf. fig. 3a). Valeurs de l'amortissement : 0,2, 5, 10 et 20 % (d'après P.C. JENNINGS, 1971, (9))

RESPONSE SPECTRUM

SAN FERNANDO EARTHQUAKE FEB 9, 1971 - 0600 PST

111CDN1 71.001.0 PACOIMA DAM CAL. COMP 5744

DAMPING VALUES ARE 0, 2, 5, 10 AND 20 PERCENT OF CRITICAL

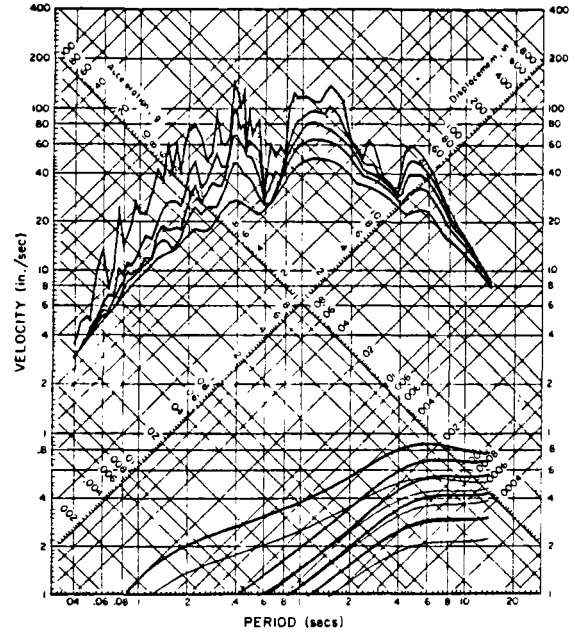


RESPONSE SPECTRUM

SAN FERNANDO EARTHQUAKE FEB 9, 1971 - 0600 PST

111CDN1 71.001.0 PACOIMA DAM CAL. COMP 5186

DAMPING VALUES ARE 0, 2, 5, 10 AND 20 PERCENT OF CRITICAL



RESPONSE SPECTRUM

SAN FERNANDO EARTHQUAKE FEB 9, 1971 - 0600 PST

111CDN1 71.001.0 PACOIMA DAM CAL. COMP DOWN

DAMPING VALUES ARE 0, 2, 5, 10 AND 20 PERCENT OF CRITICAL

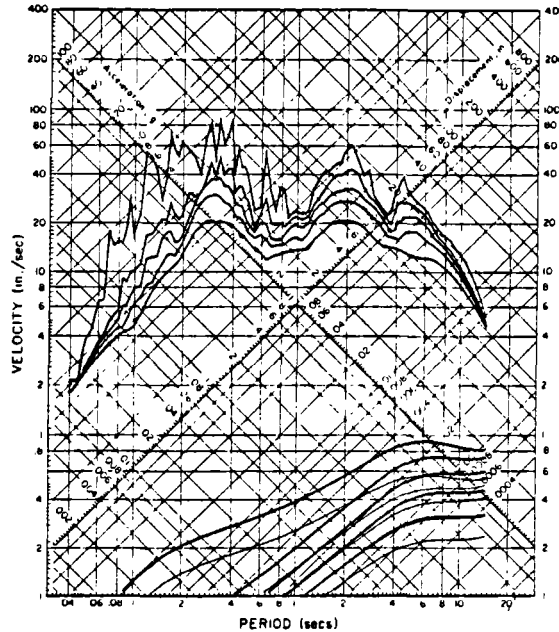


Fig. 3c - Représentation tétralogarithmique du spectre de réponse (2 composantes horizontales + composante verticale) obtenu pour l'enregistrement du séisme de San Fernando au site du barrage Pacoima (cf. fig. 3a)
Valeurs de l'amortissement : 0,2, 5, 10 et 20 %
(d'après M.D. TRIFUNAC, 1977 (10))

C'est seulement dans le premier cas que des effets de type "champ proche" devront être considérés. Cette distinction souligne par ailleurs la nécessité, pour évaluer la sismicité d'une région, de considérer l'activité sismique pouvant exister dans un domaine beaucoup plus vaste. Ainsi, certaines régions réputées "asismiques" (c'est-à-dire où aucun foyer sismique n'est connu) connaissent quand même une certaine sismicité du fait des secousses plus lointaines.

En d'autres termes, l'absence d'épicentre à proximité d'un site ne signifie pas obligatoirement l'absence d'effets possibles de secousses sismiques.

1.4 - L'activité sismique comme caractéristique géodynamique régionale

Outre la prise en compte du phénomène sismique comme évènement potentiel entrant dans un scénario d'évolution d'un site, l'étude de la sismicité régionale fournit des indications précieuses sur l'activité tectonique, particulièrement utiles dans le cadre d'une analyse de géologie prédictive. Ces indications peuvent être classées en 2 catégories :

- l'identification de structures actives et plus précisément des grandes failles actives, dès lors que la confrontation de la répartition des foyers sismiques avec les traits structuraux majeurs permet d'établir des corrélations fiables ; outre la reconnaissance de ces accidents, la détermination du mécanisme au foyer des séismes permet alors de préciser leur type de jeu actuel, contribuant à l'élaboration de modèles dynamiques,

- la détermination du champ de contraintes régional actuel, en précisant toujours à partir des mécanismes au foyer des séismes, l'orientation des contraintes principales ; ce type de résultat ne peut être obtenu que si suffisamment de solutions de mécanismes au foyer cohérentes sont disponibles pour une région donnée, et doit être confronté aux données résultant des mesures de contraintes tectoniques in situ et aux données géologiques.

L'interprétation du champ de contraintes actuel en fonction de schémas géodynamiques permet alors de formuler des hypothèses sur son évolution future, évolution qui, comme cela a été évoqué précédemment, sera à la base de la construction de scénarios cohérents intégrant les facteurs de géodynamique interne.

1.5 - Les possibilités actuelles d'analyse prédictive en matière de sismicité

Les principes de base de l'analyse prédictive des phénomènes sismiques ont été établis dès le début de ce siècle par différents chercheurs japonais, soviétiques et américains (A. INAMURA, B.B. GALITZINE, H.F. REID, etc.). Depuis, ces études ont connu un essor considérable, notamment au cours de la dernière décennie, et la prévision des séismes constitue désormais une discipline à part entière, au sujet de laquelle une abondante littérature a été publiée [11].

La prédiction des séismes, au sens strict, revient à déterminer le lieu, la date et la magnitude d'un séisme futur, à partir de l'observation et de l'interprétation de signes précurseurs divers (évolution de paramètres géophysiques et géochimiques, comportement des animaux, etc.), sur des périodes allant de quelques jours à quelques décennies (fig. 4). Les signes précurseurs sont d'ailleurs classés en fonction de leur durée d'apparition avant la date effective du séisme :

- prédiction à long terme : durée d'apparition des signes précurseurs de l'ordre de l'année à quelques années,

- prédiction à moyen et court terme : durée d'apparition des précurseurs de l'ordre de quelques semaines à quelques mois,

- prédiction imminente : durée d'apparition des précurseurs de l'ordre de quelques heures à quelques jours.

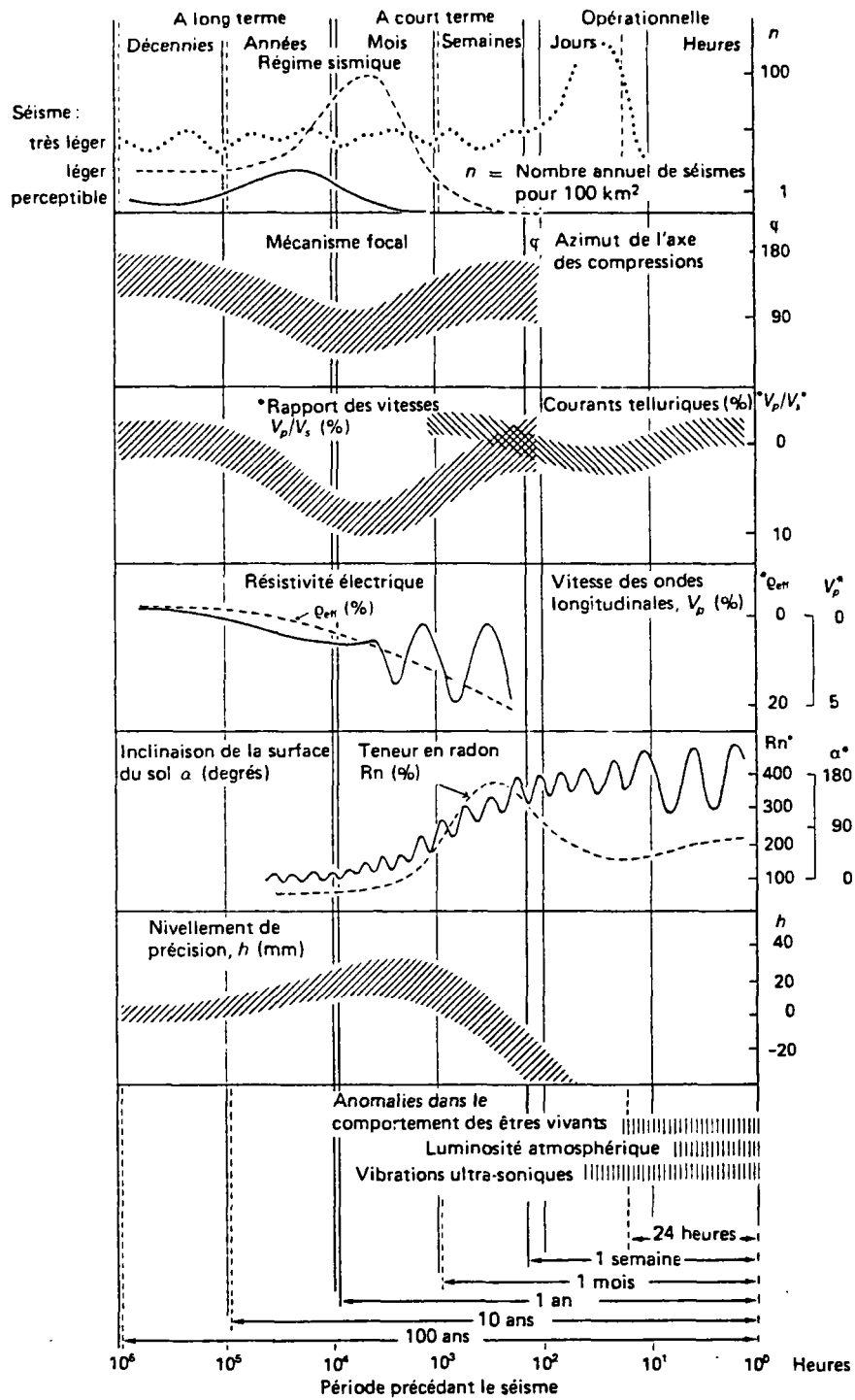


Fig. 4 - Evolution des signes précurseurs en fonction de la durée qui les sépare du séisme (d'après SAVARENSKY et NERSESOV, 1980, (12))

T. RIKITAKE (11) a d'ailleurs pu montrer qu'il existe une relation linéaire entre le temps qui s'écoule depuis l'apparition des signes prémonitoires jusqu'au séisme, et la magnitude du séisme (fig. 5).

Ce type de prédiction, limité dans le temps, ne nous intéresse pas directement dans le cadre d'une étude de géologie prédictive à très long terme (quelques siècles à quelques dizaines de milliers d'années).

Par contre, les méthodes utilisées pour la prévision des séismes dite à très long terme (considérée généralement comme une étape préparatoire à la prédiction au sens strict), méritent une attention particulière.

Ce type de prévision à très long terme peut viser trois objectifs :

1 - La prévision dans l'espace : c'est-à-dire la détermination des zones sismiquement actives dans le futur et particulièrement celles pouvant engendrer des séismes majeurs,

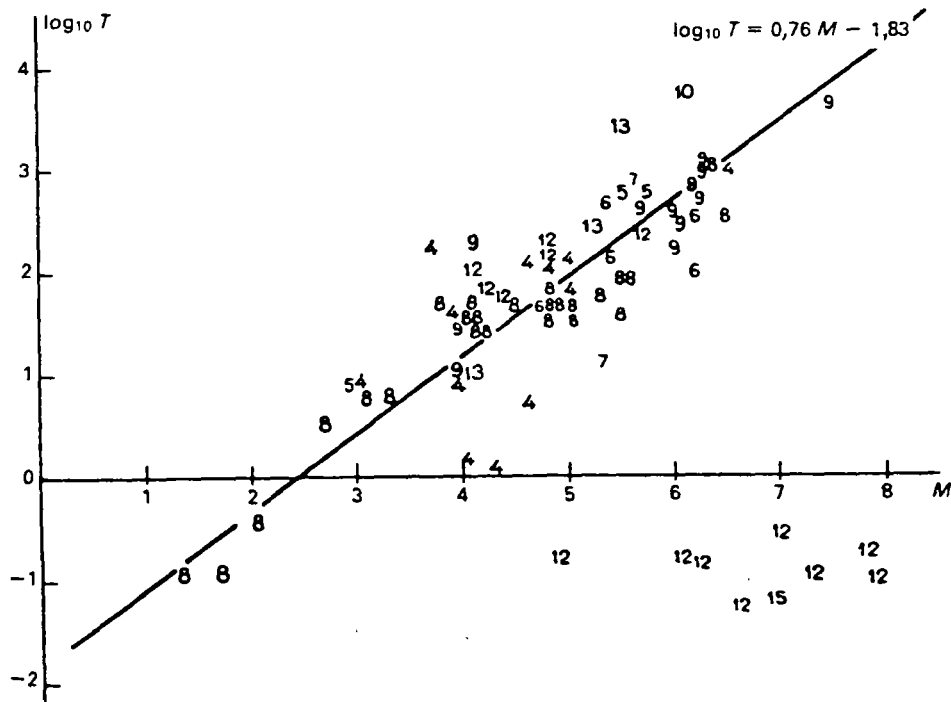
2 - La prévision dans le temps : au lieu de chercher à définir la date précise d'un événement donné, ce type de prévision cherche à modéliser la distribution de l'activité sismique dans le temps, pour une région donnée, (sur la base d'une analyse statistique d'échantillons de données historiques aussi larges que possible) et à définir la récurrence des séismes majeurs ou des périodes d'activité sismique,

3 - La prévision de l'intensité maximale de secousses sismiques dans une région donnée : c'est-à-dire la définition de la magnitude maximale possible d'un séisme pouvant se produire dans cette région.

Plusieurs méthodes ont été proposées en ce qui concerne le dernier objectif, sans qu'aucune ne fasse encore l'objet d'application généralisée (13). Ces méthodes peuvent être fondées sur des données purement sismologiques : statistique des valeurs extrêmes de GUMBEL, corrélation de l'"activité sismique" (nombre de séismes dans une classe d'énergie donnée par 1 000 km² et par an) avec la magnitude maximale, allure des distributions fréquence-magnitude, etc. Elles ne peuvent être appliquées alors que dans des régions de relativement forte sismicité et où l'on dispose de plus, d'échantillons de données de taille suffisante par rapport à la durée des "cycles" probables d'activité. Ce qui signifie que dans la pratique, les résultats obtenus ne sont réellement significatifs que sur plusieurs siècles à un ou deux millénaires au plus.

D'autres méthodes intègrent des données géologiques et reposent sur l'analyse des caractéristiques sismotectoniques de la région considérée. Ainsi les paramètres géométriques et dynamiques des sources sismiques sont parfois utilisées (annexe 4). Les chercheurs soviétiques ont développé une méthode où la magnitude maximale par unité de surface est définie par la sommation de fonctions croissantes à une variable traduisant l'influence du phénomène géologique ou géophysique particulier sur la magnitude maximale. Les phénomènes considérés sont très variés : tectonique récente, amplitude des mouvements verticaux depuis le Néogène, volcanisme récent, intersection de failles, gradient horizontal de l'anomalie isostatique, etc.

Les résultats obtenus sont a priori significatifs sur de plus longues périodes de temps, soit des périodes pour lesquelles le contexte géodynamique n'est pas sensiblement modifié.



Numéro d'ordre ^o	Type de signe précurseur	Nombre de cas observés
1	Déformation de la surface du sol	19
2	Inclinaison et déformation	84
3	Secousses prémonitoires	73
4	Pente de la courbe de fréquence des séismes	11
5	Microchocs	3
6	Mécanisme au foyer	6
7	Glissement de faille continu (fluage)	2
8	Rapport des vitesses des ondes longitudinales et transversales	27
9	Variation dans la vitesse des ondes longitudinales et des ondes transversales	11
10	Anomalies magnétiques	2
11	Courants telluriques	13
12	Résistivité électrique	17
13	Variation de la teneur en radon	9
14	Variation de la composition chimique de l'eau de la nappe phréatique	2
15	Niveau de la nappe phréatique	—
16	Anomalies du débit des puits de pétrole	3
TOTAL		282

Fig. 5 - Relation entre la magnitude M et le temps T (en nombre de jours) qui s'écoule entre l'apparition des signes précurseurs et l'occurrence du séisme (d'après RIKITAKE, 1979, (11) ; SAVARENSKY et al., 1980, (12))

Le second objectif (prévision dans le temps) peut conduire à des résultats exprimés sous différentes formes. Nous reviendrons au paragraphe 3 sur la détermination des probabilités d'occurrence des séismes majeurs. Il faut souligner là aussi que l'application de ces méthodes est limitée par la taille des échantillons de données utilisées. Ce type d'analyse n'est généralement plus significatif au-delà de quelques siècles, rarement du millénaire.

Le premier objectif (prévision dans l'espace) est fondamental dans toute étude de sismicité. Ce type de prévision peut s'appliquer à différentes échelles et revêtir des formes variées.

A l'échelle du globe, les zones actives sont définies en premier lieu par les frontières de plaques. La théorie des lacunes sismiques (seismic gaps) permet alors de préciser au sein de ces zones, les sous-régions où des séismes majeurs sont susceptibles de se produire en priorité dans le futur. Ces sous-régions correspondent, selon cette théorie, aux zones actuellement aséismiques. SYKES par exemple, a effectué de telles prévisions dans les Aléoutiennes et en Alaska (14). Malheureusement, la définition des frontières de plaques pose souvent des problèmes ardues lorsque l'on quitte l'échelle du globe, pour s'intéresser à une région particulière. Le cas du bassin méditerranéen en est un exemple particulièrement démonstratif. L'application de ce modèle conduit alors à l'individualisation de nombreuses "micro-plaques" définissant un schéma complexe, sujet à controverses (fig. 6a, b et fig. 7).

Reste, de plus, le problème de la sismicité intra-plaque.

A l'échelle régionale, la définition des zones sismiques potentiellement actives repose sur une analyse sismotectonique détaillée, combinant essentiellement deux types d'information :

- les données sismologiques relatives à la répartition des épicentres des séismes (historiques et instrumentaux), soit la connaissance des zones sismiques actuelles et récentes,

- toute donnée d'ordre géologique ou géophysique traduisant une instabilité potentielle de l'écorce terrestre, pouvant s'accompagner d'une activité sismique.

Cette deuxième catégorie de données doit obligatoirement être prise en compte dans le cadre d'une analyse prédictive à long terme. Elles permettent de définir des zones potentiellement actives dans le futur, même si aucune preuve d'activité sismique passée n'y existe. Ce type de considération prend toute son importance en domaine intraplaque où, rappelons-le, la récurrence des séismes majeurs peut être bien supérieure au millier d'années.

Cette définition des zones actives peut se faire avec différents degrés de précision. Dans les meilleurs des cas, ces zones peuvent être limitées à une faille particulière ou un réseau de failles.

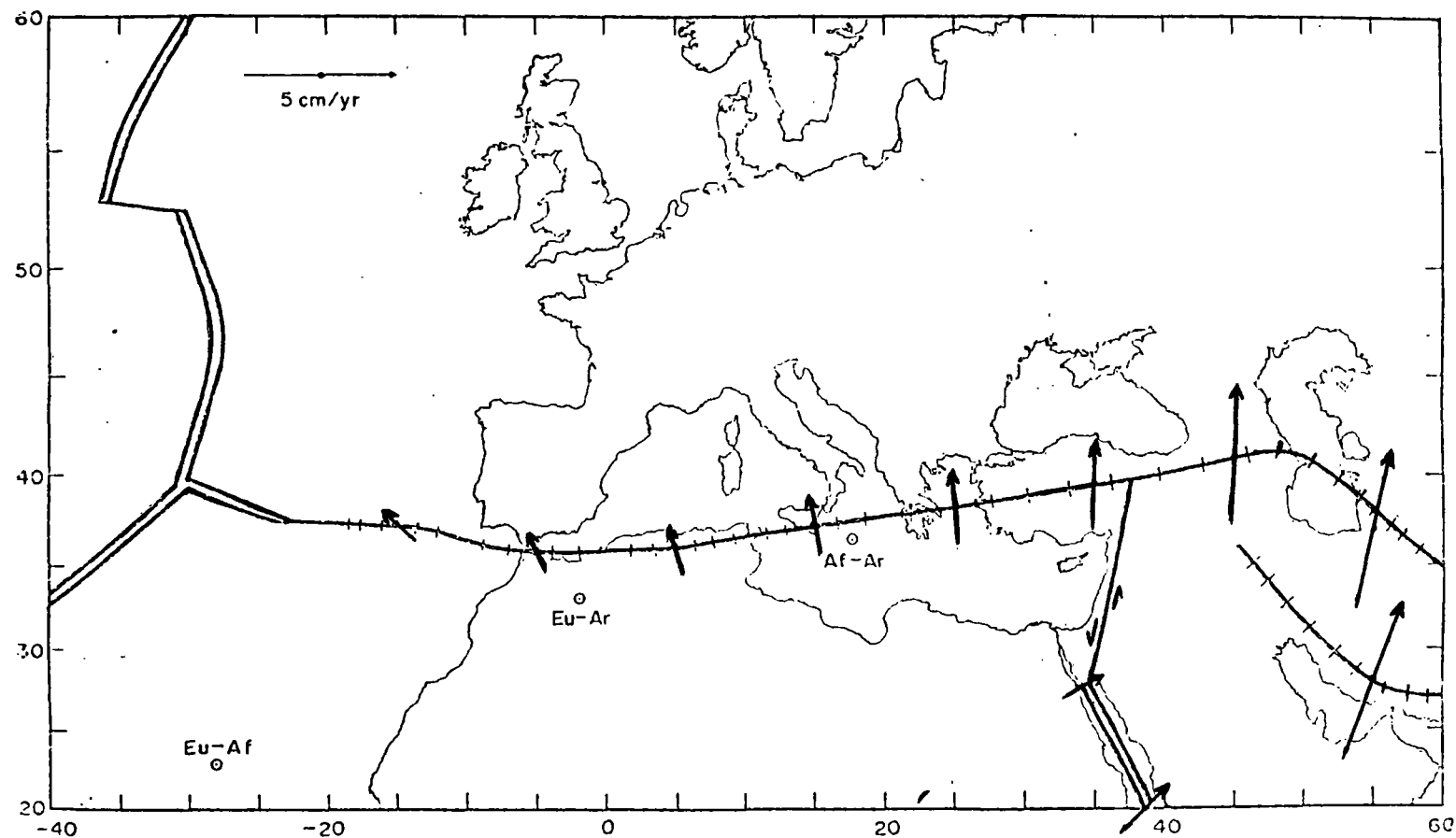


Fig. 6a - Schéma géodynamique simplifié de l'atlantique au bassin méditerranéen
(d'après D. Mc KENZIE, 1972, (15))

== : frontières de plaques en extension

++ : frontières de plaque en compression

— : failles transformantes

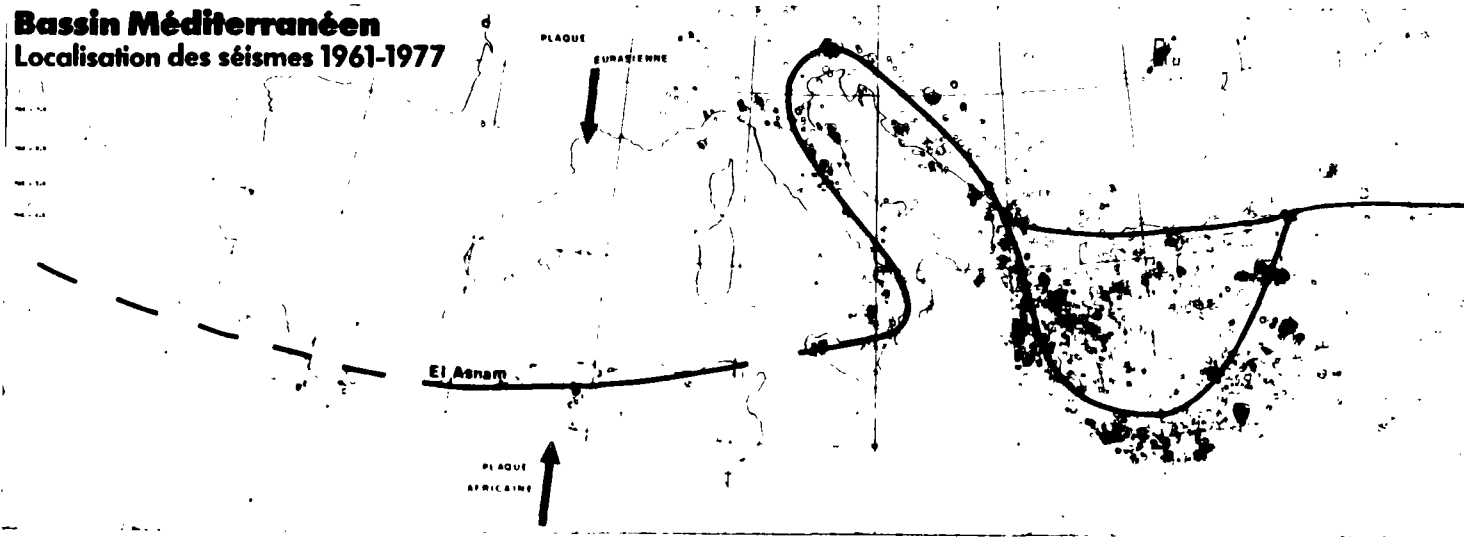


Fig. 6b - Schéma géodynamique simplifié et sismicité du bassin méditerranéen
(d'après IPG Strasbourg, 1981, (16))

CARACTERISTIQUES DE LA NEOTECTONIQUE EN MEDITERRANEE OCCIDENTALE

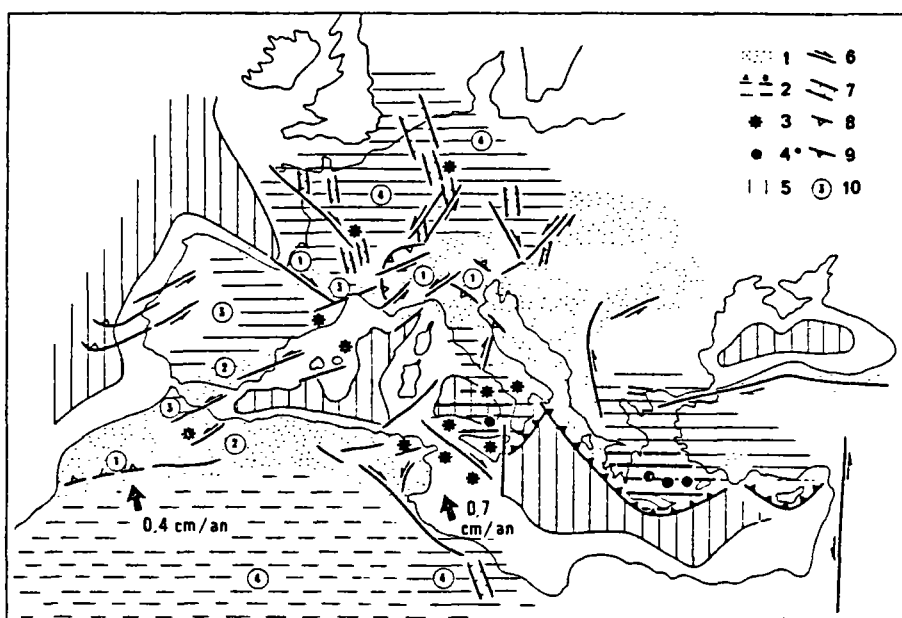


Fig. 7 - Caractéristiques actuelles de la tectonique en Méditerranée et zonation sismo-tectonique du domaine en collision. 1- zones en compression; 2- en distension : a-due à la collision, b- due à la subduction; 3- volcanisme alcalin; 4- volcanisme calco-alcalin; 5- croûte océanique; 6- décrochements majeurs; 7- failles normales; 8- failles inverses; 9- subduction; 10- zones sismotectoniques (d'après J.C. BOUSQUET et H. PHILIP, 1981)

Plus généralement, et particulièrement dans les régions de sismicité modérée, de telles failles sismogènes ne sont pas identifiées, faute de disposer d'observations en surface du sol lors de séismes majeurs ou en raison de données instrumentales trop clairsemées et d'une précision insuffisante. Des zones actives d'une certaine aire y sont alors définies, sans distinguer les différentes sources "linéaires" qu'elles peuvent englober.

Ce type de définition paraît peut-être préférable dans le cadre d'une analyse prédictive à long terme, dans la mesure où l'écorce terrestre présente généralement de nombreuses discontinuités structurales (parfois non reconnues), constituant autant de plans de faiblesses pouvant jouer de façon privilégiée, sous l'action des contraintes tectoniques. A cet égard, il importe de prendre en compte non seulement les manifestations superficielles de l'activité tectonique (données géologiques), mais aussi les données relatives aux caractéristiques structurales et dynamiques de la croûte, voire de la lithosphère.

La définition des "zones-sources" ou "zones sismogènes", telle qu'elle est utilisée pour l'évaluation probabiliste du risque sismique (cf. paragraphe 3), est plus restrictive. Elle suppose en effet, que l'activité de ces zones présente une certaine homogénéité de cause et d'effets et est caractérisable par certains paramètres : fréquence (distribution des événements dans le temps) et loi de distribution des magnitudes. Il est très difficile d'appréhender les périodes sur lesquelles de tels paramètres peuvent être supposés constants. Ces hypothèses sont en général établies pour quelques siècles.

Enfin, certains formalismes mathématiques sont parfois utilisés pour définir les lieux d'occurrence future des séismes majeurs. Les chercheurs soviétiques, en particulier, ont développé l'application de la méthode de "reconnaissance de forme" (pattern recognition) à la détermination des zones sismiquement dangereuses. Cette méthode consiste à définir, au sein d'une zone active, des "objets" d'aire limitée (par exemple, cercles d'une trentaine de km de rayon, intersection de failles, segments de faille, etc.) auxquels est appliqué un algorithme de classification objective permettant de leur attribuer un caractère "dangereux" ou "non dangereux" (à savoir occurrence possible d'un séisme majeur). Ceci revient à admettre les hypothèses suivantes :

- les épicentres des séismes majeurs forment des essaims situés dans un nombre restreint de zones de faible extension, stables dans le temps,

- ces zones, dites "dangereuses", sont discernables en utilisant l'information relative à la géomorphologie, la géologie, le contexte structural (au sens large) et géodynamique, de zones dites "non-dangereuses".

L'algorithme de classification repose sur l'utilisation de paramètres descripteurs variés (données géomorphologiques, tectoniques, lithologiques, géophysiques, etc.) ainsi que sur la connaissance a priori du caractère "dangereux" de certains objets, que fournit la localisation des séismes passés. Une telle méthode a pu être appliquée en Anatolie, en Asie centrale, dans le Caucase, en Californie, en Italie, et plus récemment dans les Alpes : fig. 8 (17, 18, 19 et 20). Il est là aussi, difficile de préciser sur quelles périodes de temps ce type d'analyse reste significatif.

On peut admettre qu'il l'est au plus pour des périodes pendant lesquelles les paramètres qui sont implicitement supposés liés à l'activité sismique, restent constants. De plus, l'application de cette méthode n'a pu être tenté jusque là que dans des régions de forte ou moyenne sismicité.

BAGM - SGN/GEG

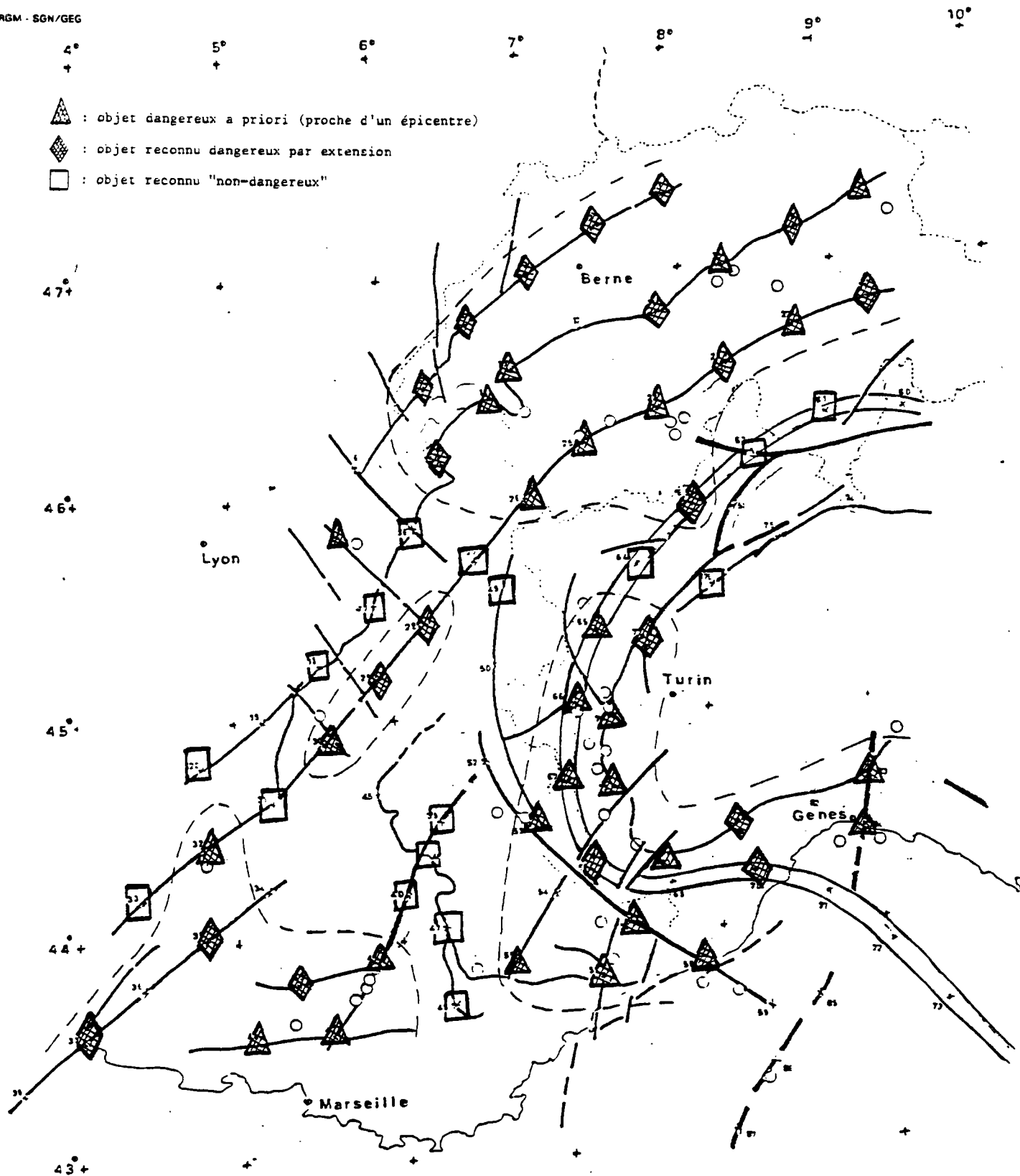


Fig. 8 - Exemple de résultat obtenu par application de la méthode de reconnaissance de formes à la définition des zones sismiquement dangereuses dans les alpes occidentales (d'après A. CISTERNAS et al., 1983, (20))

En conclusion, si l'analyse prédictive en matière de sismicité connaît un essor important, son application présente encore, au stade actuel, des limitations qu'il faut souligner :

1 - En premier lieu, il faut rappeler que les méthodes utilisées restent souvent à un stade "expérimental", et que leur validité n'a pu être testée qu'exceptionnellement (suffisamment pour que les efforts de recherche dans ce domaine soient encouragés, mais insuffisamment pour être statistiquement significative) ;

2 - Le phénomène sismique est "instantané" en regard des autres phénomènes géologiques ; sa prédiction au sens strict ne peut se faire qu'à très courte échelle de temps ;

3 - La validité des prévisions à plus long terme, qu'elles concernent la magnitude maximale possible, la détermination des zones potentiellement actives ou la récurrence des séismes majeurs, est elle-aussi limitée dans le temps ; elle varie selon les méthodes utilisées et la nature des prévisions effectuées, de quelques siècles à quelques millénaires, peut-être plus, mais cette limite supérieure reste très difficile à préciser. En tout état de causes, la perte de précision dans la prévision effectuée étant une fonction croissante de la durée considérée, l'intérêt d'une telle prévision s'atténue très rapidement.

1.6 - Problèmes spécifiques à la prise en compte de l'activité sismique dans les analyses de sûreté relatives au confinement des déchets radioactifs à vie longue en formations géologiques profondes

Deux types de problèmes peuvent être considérés a priori :

- la probabilité d'occurrence de secousses sismiques majeures affectant le site du dépôt,

- les effets engendrés par un séisme majeur aux profondeurs envisagées pour les dépôts (1 000 m environ), en particulier les conséquences possibles des tremblements de terre sur une des propriétés essentielles du sous-sol pour ce type d'aménagement : le confinement.

Pour ce dernier point, il s'agit donc d'évaluer les déplacements pouvant être induits au sein des massifs rocheux sous sollicitation sismique, et leurs conséquences sur la perméabilité du milieu au voisinage du dépôt (ouverture et extension de fissures, volume des pores, etc.)*.

La prise en compte de ces problèmes dans le modèle prédictif devant être établi, et particulièrement leur poids relatif, dépendront des horizons considérés et de la précision du modèle restant significative à ces horizons. Une analyse prospective à long terme (10 000 ans) et très long terme (100 000 ans ou plus) ne justifie plus l'application de modèles trop fins dépendant de paramètres dont l'évolution à ces horizons, ne peut être cernée avec une marge d'incertitude raisonnable.

Ainsi, des modifications mineures telles les effets en champ lointain devront être négligées à de tels horizons. Seules les conséquences en termes d'atteinte directe à l'intégrité du dépôt (jeu ou rejou d'un accident affectant l'aire du dépôt) pourront être prises en considération.

* Dans le cadre d'une analyse de sûreté globale, il faudrait aussi prendre en compte les effets de secousses sismiques sur le dépôt lui-même : installations de surface et souterraines, modification des propriétés du matériau de colmatage, etc. Bien que revêtant une importance certaine, ce problème ne sera pas abordé dans cette étude limitée à la définition de scénarios d'évolution du milieu environnant du dépôt.

En conséquence, ce seront des événements différents dont il faudra évaluer la probabilité d'occurrence en fonction des horizons considérés : secousses sismiques (d'origine quelconque) affectant le dépôt (pour l'étude à court terme), activité d'une source sismique traversant l'aire du dépôt (pour l'étude à plus long terme), c'est-à-dire probabilité de fracturation dans l'aire du dépôt.

Il faut noter d'ailleurs, que l'occurrence de séismes majeurs affectant l'aire du dépôt est très généralement négligée (comme beaucoup d'événements géologiques brusques ou "catastrophiques"), dans les analyses de sûreté du confinement des déchets radioactifs à vie longue, actuellement publiées (21). Bien souvent, n'est étudiée que l'hypothèse d'apparition ou de rejeu de failles dans l'aire du dépôt. Ainsi, dans l'étude de HILL & GRIMWOOD (22), la probabilité d'apparition de failles dans l'aire du dépôt est liée à celle de l'occurrence d'un séisme de magnitude donnée. Les paramètres géométriques de la faille (longueur, rejet) sont déduits de la magnitude du séisme. Pour la Grande-Bretagne, à partir d'une loi de distribution des magnitudes extrêmes établie par LILWALL (23), HILL & al. retiennent finalement une probabilité annuelle d'occurrence d'un séisme de magnitude supérieure ou égale à 5.8, dans un rayon de 50 km, de $1,3.10^{-4}$, correspondant au rejeu d'une faille sur une longueur de 2 km avec un rejet maximal de 0,2 m. HILL & al. soulignent enfin que les effets des séismes en profondeur sont généralement beaucoup plus faibles qu'en surface et admettent que les effets les plus probables pour ces séismes majeurs se limiteront à l'extension de fractures pré-existantes plutôt qu'à la création de nouvelles failles.

L'analyse de HERRNBERGER & al. (24) comporte 2 étapes. Tous les phénomènes géologiques (phénomènes progressifs et événements brusques) pouvant atteindre l'intégrité du confinement du dépôt sont d'abord répertoriés et classés en fonction des conséquences qu'ils pourraient avoir selon le type de dépôt et de roche hôte considérés (cf. fig. 9). Quatre catégories sont ainsi distinguées :

- les événements n'ayant aucune influence sur le concept de dépôt considéré,
- ceux représentant un problème méritant une analyse poussée pour ce type de dépôt (P),
- ceux dont l'influence dépend du site choisi (R),
- ceux dont l'influence dépend du type de roche hôte (G).

L'analyse des conséquences d'un tel événement est alors décrite plus en détail, pour chaque type de dépôt et de roche hôte ; la fig. 10 illustre cette démarche appliquée à l'exemple d'un séisme majeur. On peut noter que les conséquences considérées se limitent à la formation de nouvelles fractures et à l'ouverture de fissures, dont la pérennité n'est admise que pour les dépôts les plus superficiels (type B). Pour les dépôts plus profonds, c'est seulement dans le cas des roches intrusives, qu'une augmentation possible de la perméabilité est envisagée (sans être pour autant quantifiée).

Dans l'étude de HAMSTRA (25), appliquée à des sites potentiels aux Pays-Bas, l'éventualité d'un fort séisme est négligée en considérant que les régions retenues sont aujourd'hui "asismiques" et en supposant donc que les caractéristiques actuelles seront conservées à très long terme.

PHENOMENES NATURELS PROGRESSIFS	TYPE DE DEPOT**		
	B (<10 ³ Y)	C (<10 ⁴ Y)	C (>10 ⁴ Y)
1 - VARIATIONS CLIMATIQUES	-	P	P
2 - ELEVATION DU NIVEAU DE LA MER	-	-	P
3 - VARIATIONS DU FLUX D'EAU SOUTERRAINE	P	P	P
4 - ALTERATION, VARIATION, LIXIVIATION	G	G	P
5 - EROSION, KARST	R	G	P
6 - DIAGENESE/METAMORPHISME	-	-	P
7 - GLACIATIONS	R	R	P
8 - "FORCES" TECTONIQUES	R	-	P
9 - INTRUSIONS MAGMATIQUES	-	-	P
10 - DIAPIRISME (EVAPORITES)	-	G	P
11 - EXTRUSIONS VOLCANIQUES	-	R	P
<u>EVENEMENTS NATURELS (brusques)</u>			
1 - SEISMES	P	P	P
2 - FAILLES	P	P	P
3 - GLISSEMENTS DE TERRAIN	P	-	-
4 - ERUPTIONS VOLCANIQUES	-	G	P
5 - IMPACT DE METEORITE	P	P	P
6 - INONDATIONS	R	-	-

:: B : déchets moyenne activité en dépôt à 600 m de profondeur

C : déchets HLW vitrifiés en dépôt à 1 100 m de profondeur

Fig. 9 - Phénomènes naturels pouvant causer la perte du confinement des déchets radioactifs stockés en formations géologiques
(d'après V. HERRNBERGER et al., 1979 (24))

ANHYDRITE - FORMATION SALINE

- B ($<10^3$ Y) FORMATION DE NOUVELLES FAILLES
NOUVELLES VOIES DE CIRCULATION DE L'EAU
AUTO "CICATRISATION" A TRAVERS LE GYPSE
EXPOSITION EN SURFACE POSSIBLE DANS LE CAS DE
TOPOGRAPHIES EXTREMES
- C ($<10^4$ Y) FORMATION DE NOUVELLES FAILLES
NOUVELLES VOIES DE CIRCULATION DE L'EAU PROBABLEMENT
ENTRAVEES PAR LA PRESSION DES ROCHES SUS-JACENTES
COMPORTEMENT VISCO-PLASTIQUE DU SEL PROBABLE

ARGILES, MARNES

- B ($<10^3$ Y) FORMATION DE FINES FRACTURES
AUGMENTATION DE LA PERMEABILITE POSSIBLE
- C ($<10^4$ Y) COMPORTEMENT VISCO-PLASTIQUE DES ARGILES
NOUVELLES VOIES DE CIRCULATION DE L'EAU IMPROBABLES

ROCHES INTRUSIVES

- B ($<10^3$ Y) FORMATION DE NOUVELLES FAILLES ET NOUVELLES VOIES DE
CIRCULATION DE L'EAU
- C ($<10^4$ Y) FORMATION DE NOUVEAUX SYSTEMES DE FRACTURES
FERMETURE PARTIELLE DES FRACTURES POSSIBLE EN RAISON DE
LA PRESSION LITHOSTATIQUE

ROCHE HÔTE AU-DESSUS DU NIVEAU DE BASE DE L'EAU, RECOUVERTE DE FORMATIONS IMPERMÉABLES

- B ($<10^3$ Y) FORMATION DE FINES FRACTURES DANS LES NIVEAUX IMPERMEABLES
POSSIBLE
PENETRATION DE L'EAU DANS LA ROCHE HÔTE POSSIBLE

Fig.10 - Phénomènes naturels pouvant causer la perte du confinement :
impact d'un séisme majeur sur différents types de dépôts et
de roches hôtes.
(d'après V. HERRNBERGER et al., 1979 (24))

Parmi les études de sûreté appliquant la méthode du Fault Tree Analysis, comme celles développées au JRC d'Ispra (par exemple (26) pour un site virtuel et (27) pour un site spécifique potentiel), l'occurrence d'un séisme majeur n'apparaît jamais comme évènement primaire. Seule est prise en compte l'éventualité de failles affectant l'aire du dépôt, en distinguant plusieurs types de failles selon l'ampleur de leur rejet et le cas de failles préexistantes réactivées. La probabilité d'occurrence de ces évènements est évaluée par différentes méthodes sur lesquelles nous reviendrons au paragraphe 3.

C'est le cas également dans l'étude de LOGAN & al. (28) où la probabilité d'une fracturation de la formation saline contenant le dépôt, suffisante pour créer une liaison entre les aquifères supérieur et inférieur, est estimée (de façon fantaisiste !) sur la base de 12 années d'enregistrement sismique, au cours desquelles 10 chocs mineurs ont été détectés (pouvant de plus résulter d'une sismicité induite !).

Dans une étude danoise récente (29), les auteurs analysent d'abord la sismicité actuelle de la région (Danemark, sud de la Suède et de la Norvège, mer Baltique et mer de Norvège) et concluent à l'absence de séisme d'intensité supérieure ou égale à VIII. S'appuyant sur des études relatives aux effets des séismes sur les ouvrages souterrains, ils admettent que la magnitude nécessaire pour provoquer des désordres aux profondeurs considérées n'est pas envisageable dans cette région. Par contre, considérant qu'à partir d'intensités macrosismiques supérieures ou égales à VII, des fissures peuvent apparaître dans les formations superficielles et qu'il est difficile d'évaluer quelle profondeur elles peuvent atteindre et dans quelle mesure elles modifient la perméabilité des formations encaissantes du dôme de sel où est situé le dépôt, ils retiennent deux scénarios extrêmes (de type "Worst Case Analysis"). Le premier consiste en la création de 2 failles verticales s'étendant de la surface du sol au toit du dôme de sel, reliées par un niveau perméable juste au-dessus du dôme. Les valeurs de perméabilité retenues pour l'ensemble de ce système sont de 10^4 à 10^6 supérieures à celles effectivement mesurées à cette profondeur. Le second consiste en un mouvement différentiel vertical des strates dû au jeu d'une zone de fracture sous le dôme, induisant un mouvement du sel.

En conclusion, il apparaît que la prise en compte de la sismicité dans les analyses de sûreté actuellement publiées, est peu développée. Elle se traduit généralement par l'évaluation des conséquences d'une fracturation associée des formations encaissantes et de la roche hôte du dépôt. Aucune distinction n'est introduite selon les horizons considérés (court ou long terme).

Dans la suite de cette étude, il conviendra donc de s'interroger sur la nécessité et la forme de la prise en compte de ce phénomène naturel dans le cadre d'une analyse prospective.

Après avoir donné un bref aperçu de la sismicité actuelle de l'Europe occidentale, la sismicité de la France et plus particulièrement celle des régions tests retenues pour cette étude (massif armoricain et sud du bassin parisien) sera évoquée. Le problème de l'évaluation de la probabilité d'occurrence d'un séisme majeur sera abordé ensuite sous l'angle général, puis sur l'exemple de ces cas concrets (massif armoricain et sud du bassin parisien). Enfin l'évaluation des conséquences probables d'un séisme majeur sur un dépôt en formations géologiques profondes, sera discutée à travers une synthèse des données disponibles relatives aux effets des séismes en profondeur au sein des massifs rocheux.

Des conclusions seront alors tirées sur la prise en compte de ce paramètre dans l'élaboration de l'outil d'analyse prospective.

2 - QUELQUES CARACTERISTIQUES DE LA SISMICITE DE L'EUROPE OCCIDENTALE ET DE LA FRANCE

2.1 - Europe occidentale

La fig. 6 a permis d'illustrer la répartition de la sismicité en Europe occidentale et sur le pourtour du bassin méditerranéen, ainsi que l'interprétation qui peut en être faite en termes de schéma géodynamique.

Il apparaît ainsi que la sismicité de l'Europe et les déformations de l'écorce terrestre qui lui sont associées relèvent, selon les régions, de la tectonique intra-plaque ou de la tectonique de limite de plaques. Schématiquement, ces déformations sont la conséquence des contraintes s'accumulant dans l'écorce terrestre sous l'effet de deux mouvements principaux : ouverture de l'Atlantique Nord d'une part et poussée vers le nord de la plaque africaine, entrant en collision avec la plaque européenne d'autre part.

Dans les plates-formes de l'Europe nord-occidentale, à l'extérieur des grands chevauchements alpins, cette déformation progressive de l'écorce terrestre peut être très lente et la fréquence des séismes majeurs de l'ordre du millénaire ou plus. C'est pourquoi, dans une étude prospective visant des horizons de l'ordre de la centaine de milliers d'année, il est nécessaire d'étudier conjointement la sismicité (pour laquelle notre connaissance se limite essentiellement aux 5 derniers siècles) et les mouvements actuels et récents de l'écorce terrestre*.

La zone de collision Afrique/Europe, où l'activité sismique est la plus importante en fréquence et en intensité, longe la partie septentrionale de l'Afrique du Nord, puis suit les limites de la "micro-plaque adriatique" depuis les Apennins et le long des Alpes jusqu'aux Dinarides (fig. 6b). Elle devient plus complexe en Méditerranée orientale. Il existe donc un contraste net de l'activité sismique entre la zone péri-méditerranéenne et la partie nord-occidentale de l'Europe.

Les planches hors texte 1 et 2 permettant de compléter cette première vision. La première fait apparaître les épicentres des séismes majeurs qui ont été sélectionnés selon 2 critères :

- épicentres des séismes historiques les plus destructeurs, soit ayant atteint une intensité macrosismique supérieure ou égale à IX, avant le XXe siècle ; on peut admettre que pour ce seuil d'intensité, le recensement de ces séismes au cours du dernier millénaire est homogène et exhaustif pour l'ensemble de l'Europe occidentale,

- épicentres des séismes de magnitude supérieure ou égale à 5.0, au cours du XXe siècle ; comme précédemment, ce seuil est retenu afin de conserver une représentation homogène sur toute l'Europe.

* Voir également, dans le cadre de cette étude, le rapport consacré aux mouvements verticaux (30).

La planche 2 est une carte de microsismicité, donnant les épicentres des séismes de magnitude inférieure à 5.0, au cours du dernier quart de siècle seulement (ceux-ci, en effet, n'ont pu être enregistrés et identifiés de façon systématique qu'avec le développement de réseaux fixes d'enregistrement suffisamment denses). Elle permet de mettre en relief des régions qui présentent une certaine activité sismique, même si aucun événement majeur ne s'y est manifesté au cours des derniers siècles.

Si ces cartes soulignent l'intense activité sismique en Italie, elles montrent également que la sismicité est loin d'être négligeable ailleurs. Ainsi la périphérie de la France est jalonnée de séismes destructeurs dont les trois plus importants, d'intensité X (destruction totale) sont les séismes bâlois (1356), catalan (1428) et de l'arrière-pays niçois (1564).

En Allemagne, le Souabe et la région d'Aix-la-Chapelle connaissent une sismicité notable.

Si certaines régions sont affectées par des séismes destructeurs à intervalles réguliers (Bigorre, Souabe, etc.), d'autres n'ont enregistré qu'un séisme majeur au cours du dernier millénaire. Ceci souligne que la période de retour de ces événements dans ce type de régions peut être bien supérieure à 1 000 ans. En d'autres termes, il n'est pas possible de conclure au vu de seules cartes d'épicentres, à l'absence de sismicité notable potentielle en des régions où n'apparaît aucun événement majeur, surtout à l'échelle de plusieurs milliers d'année.

Elles ne peuvent qu'illustrer la plus faible probabilité d'occurrence de tels événements en ces régions. De même, toute approche statistique, même sophistiquée, fondée sur les données de sismicité historique ne pourra donc être exploitée dans le cadre d'une étude prospective au-delà de périodes de l'ordre de grandeur des échantillons utilisés.

La planche hors texte 3 est une carte simplifiée des mouvements récents en Europe occidentale : accidents à jeu plio-quaternaire connu ou probable (dédit d'observations géologiques et de données sismologiques) et mouvements verticaux (interprétation de données géologiques exprimant les tendances de ces mouvements au cours du plio-quaternaire et résultats fournis par les comparaisons des profils de nivellement de précision dans les régions où ils sont disponibles).

Un des traits essentiels de la néotectonique de l'Europe est que, dans la plupart des cas, les structures actives sont des accidents majeurs à histoire déjà ancienne et complexe (rejeux du sillon houiller, rejeux des accidents des fossés du Rhin, par exemple).

La confrontation de la sismicité et des mouvements actuels et récents fait ressortir deux domaines distincts par les déformations actuelles et le type de sismicité rencontrés :

- l'ensemble Alpes occidentales et centrales, Jura, Appennins et chaîne pyrénéo-provençale, caractérisé par une acquisition très récente de relief, se poursuivant encore actuellement comme le montrent les mesures de mouvements verticaux, et allant de pair avec une tectonique compressive combinant plis, failles décrochantes et failles inverses et une sismicité assez importante tant par la fréquence que la magnitude des séismes,

- les plates-formes continentales, en avant des grands chevauchements alpins, où le taux de soulèvement diminue, s'accumule ou devient négatif (subsidence). La sismicité, non négligeable, mais de fréquence beaucoup plus faible, s'y manifeste en particulier le long d'accidents plus anciens, qui constituent les traits structuraux majeurs de certaines régions (failles bordières du graben rhénan, failles sud-armoricaines, etc.).

2.2 - Traits essentiels de la sismicité de la France

Il ne s'agit pas ici de présenter de façon exhaustive les caractéristiques de la sismicité de la France mais simplement d'en rappeler de façon schématique les traits essentiels et de détailler un peu plus le cas des 2 régions-tests retenues : sud du bassin parisien et massif armoricain.

Pour plus de précisions, on pourra se reporter à différents documents (31, 32, 33).

La révision de la sismicité historique de la France*, ainsi que la synthèse des données instrumentales recueillies au cours d'une quinzaine d'années** (1962-1976), entreprises dans le cadre du projet sismotectonique de la France, permettent d'avoir une image assez précise de la répartition des épicentres sur l'ensemble du pays (fig. 11 a et b).

Les zones sismiques connues sont surtout concentrées dans les régions frontalières, coïncidant ainsi avec les domaines où la tectonique récente et actuelle est la plus importante (34, 35) :

- Pyrénées et Alpes, caractérisés par une acquisition très récente de relief et une tectonique compressive combinant plis, failles décrochantes et failles inverses,

- fossé rhénan, particulièrement dans sa partie méridionale, où le passage d'une tectonique distensive à la tectonique compressive de la retombée septentrionale du Jura se fait de façon très brutale.

La plupart des séismes majeurs ayant affecté la France appartiennent à ces régions, en particulier les 3 ayant atteint une intensité X ("Bâle" 1356, "Catalogne" 1428 et "arrière-pays niçois" 1564). Dans les Pyrénées, la région de Bigorre et la partie orientale des Pyrénées-atlantiques sont particulièrement actives (2 séismes ayant atteint l'intensité IX en 1660 et 1750, plusieurs séismes ayant dépassé l'intensité VII).

Dans les Alpes, outre l'activité importante connue entre le XIVE et XVIIe siècle dans les Alpes-maritimes, la sismicité est surtout localisée en Ubaye-Queyras, en Savoie et dans le Dauphiné, avec plusieurs séismes d'intensité VIII.

En dehors de ces 3 principaux domaines, quelques autres régions ont connu des séismes majeurs :

- le sud de la vallée du Rhône et la Provence (Tricastin, régions d'Aix-en-Provence avec un séisme d'intensité IX en 1909, et moyenne vallée de la Durance),

- l'Auvergne, avec en particulier 2 séismes d'intensité VIII au XVe siècle (1477, 1490),

- les Vosges (séisme de Remiremont d'intensité VIII en 1682).

* Cette révision a permis de recenser près de 5 000 séismes ressentis en France au cours du dernier millénaire, l'essentiel de l'information disponible se rapportant aux cinq derniers siècles.

** Données du Laboratoire de détection et de géophysique du Commissariat à l'énergie atomique.

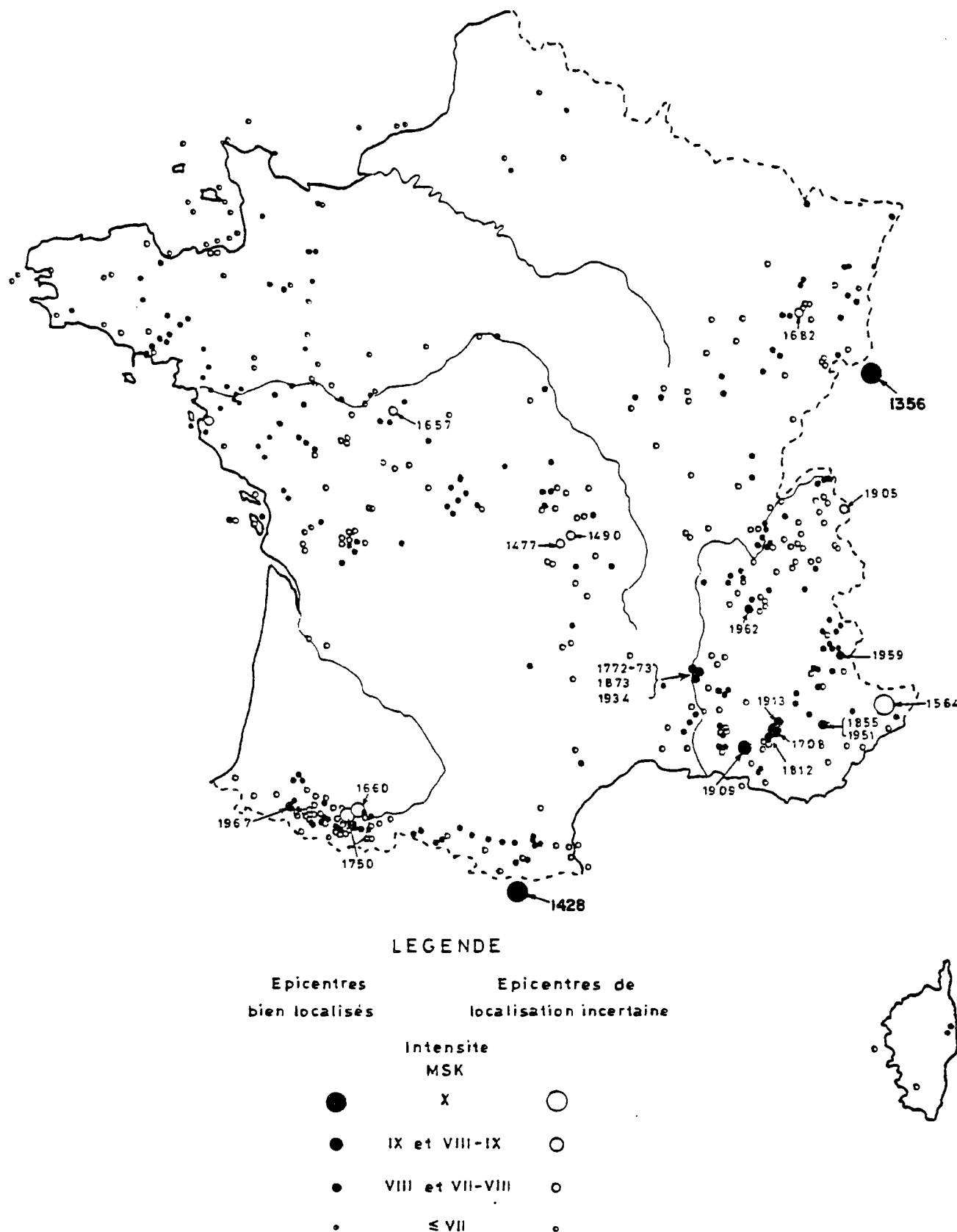


Fig. 11a - Carte de sismicité historique de la France : épicentres connus (d'après J. VOGT et al., 1979, (31))

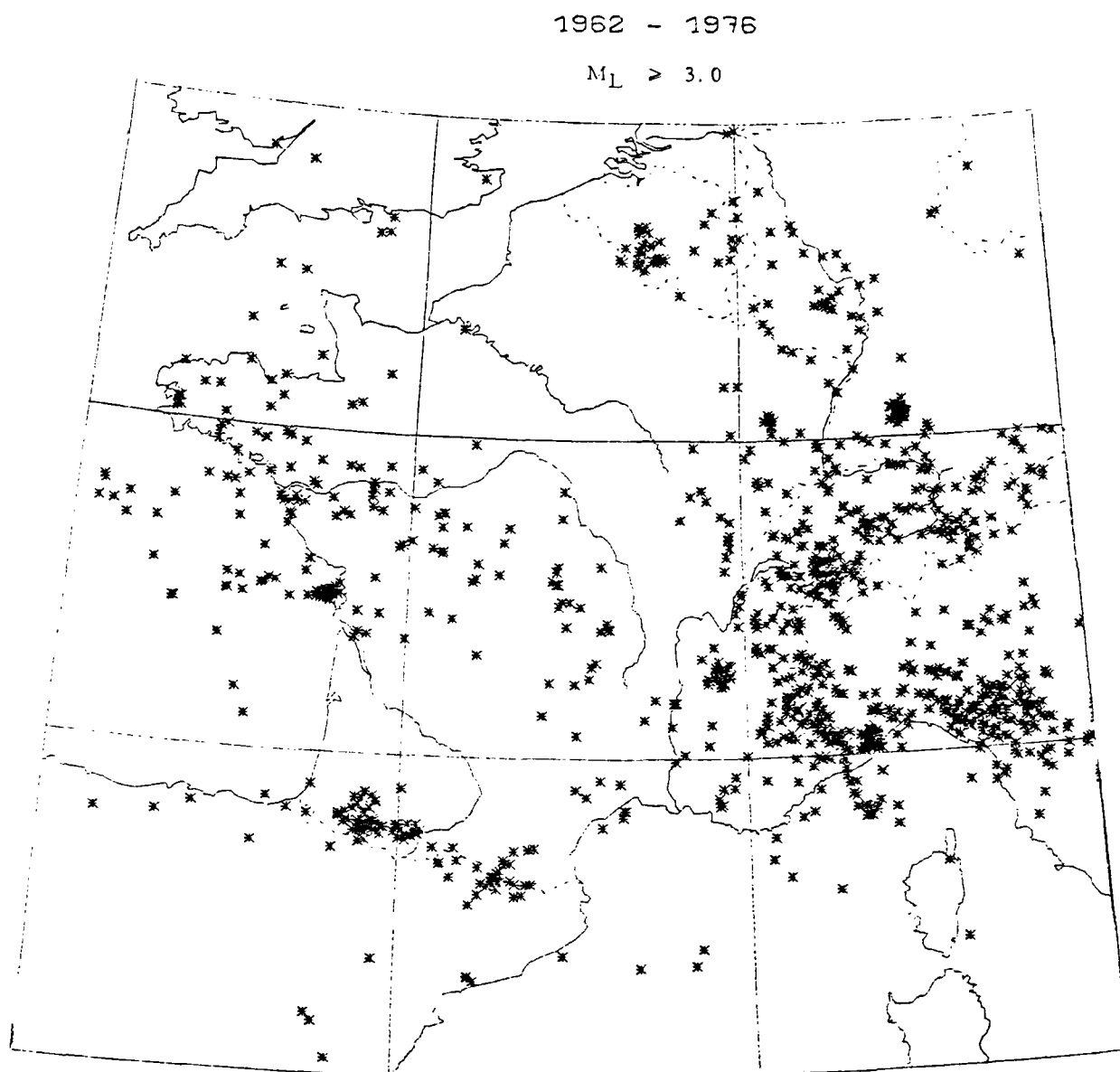


Fig. 11b - Carte de la sismicité instrumentale de la France de 1972 à 1976 :
épicesntres des séismes de magnitude supérieure ou égale à 3.0
(données du Laboratoire de détection et de géophysique du CEA,
d'après B. MASSINON, 1979, in : (31))

magnitude comprise entre 3 et 4	: 1 190 séismes
magnitude comprise entre 4 et 5	: 140 séismes
magnitude supérieure ou égale à 5	: 6 séismes

Dans les massifs anciens, la sismicité est plus faible et plus diffuse, encore que dans le massif armoricain sa répartition souligne le rôle de structures majeures comme les failles sud-armoricaines. Quelques séismes notables, ayant atteint ou dépassé l'intensité VIII y sont connus (régions de Quimper, Vannes et Bouin-en-Vendée). Des séismes plus anciens ont pu également atteindre des intensités comparables mais restent très mal connus (cf. infra). A noter également la présence de zones actives en mer, entre Cotentin et île de Wight et dans les secteurs des îles anglo-normandes.

Dans les grands bassins sédimentaires, la sismicité est encore beaucoup plus faible. Dans le bassin aquitain, les seuls épicentres connus sont situés dans la région de Bordeaux (séismes notables en 1759 et 1852) et dans la partie tout à fait septentrionale du bassin (Charente, île d'Oléron). Dans le bassin parisien, la sismicité est quasiment négligeable à l'exception de la partie sud-occidentale : Touraine, Anjou et Poitou (plusieurs séismes notables dont ceux de 1711 et de 1857). Dans ces régions, l'activité observée semble pouvoir être reliée (du moins pour certains événements) aux prolongements des failles sud-armoricaines jusque dans la partie nord-occidentale du massif central.

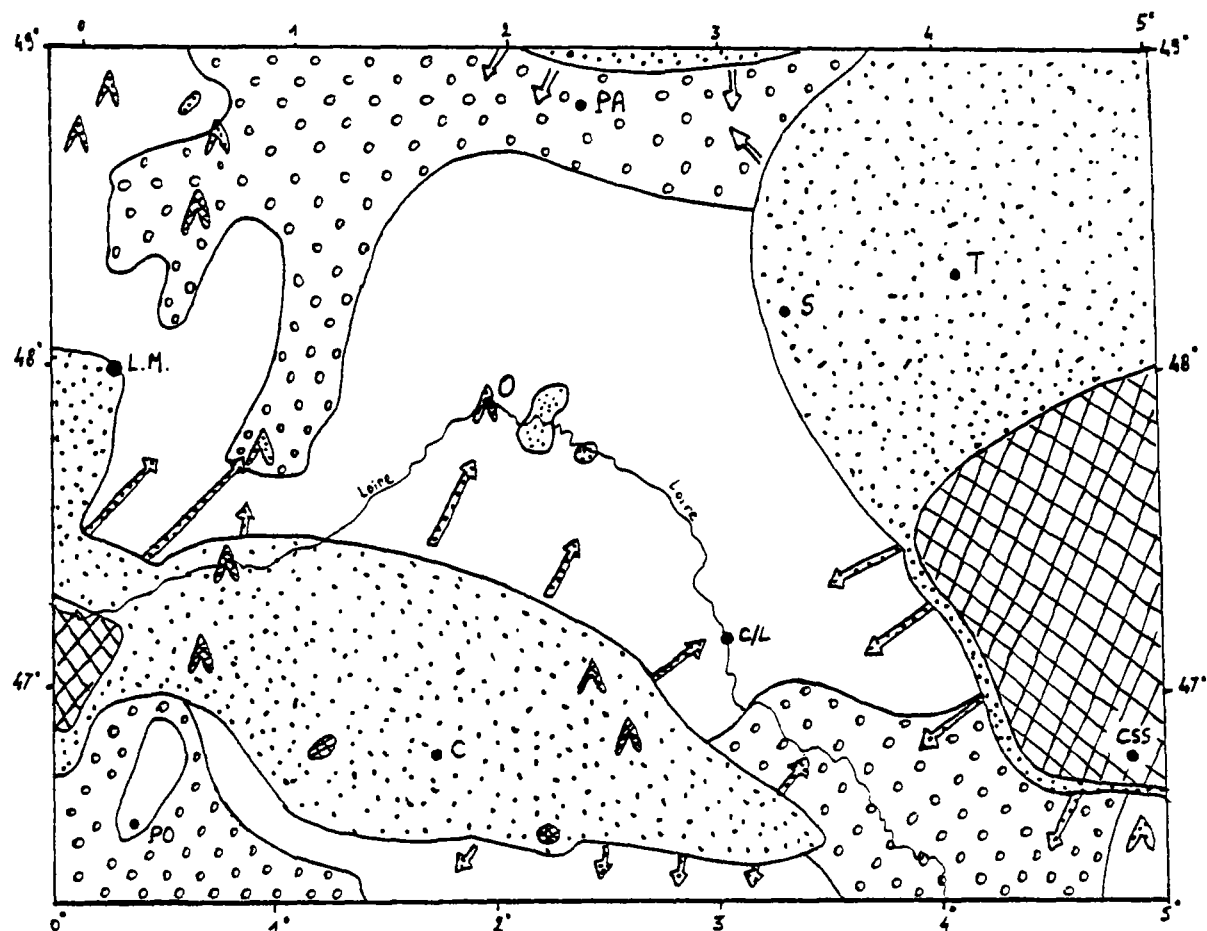
La carte des intensités maximales connues (31, 32) permet en outre, par confrontation à celles des épicentres, de faire apparaître les régions asismiques actuellement mais où les effets de séismes majeurs lointains se font sentir de façon non négligeable. C'est le cas par exemple, de la majeure partie du sud du bassin aquitain (séismes pyrénéens) et de l'est de la France (séismes alsaciens et effets du séisme de Bâle de 1356).

Sismicité du sud du bassin parisien

Nous nous intéressons plus particulièrement à la région choisie à titre d'exemple, soit celle du Toarcien marneux du Sancerrois. Celle-ci appartient à une aire d'intensité maximale V qui s'étend largement sur tout le centre du bassin parisien (fig. 12), traduisant les effets de séismes lointains, du pourtour du bassin, et de rares séismes locaux. Dans la région de Sancerre, cependant, il est vraisemblable que les intensités maximales aient atteint VI, en particulier lors du séisme de Dun-sur-Auron de 1579 (ce que traduisent les flèches d'extension probable de l'aire VI sur la carte des intensités maximales connues).

D'autres séismes notables témoignent d'une activité modérée mais non négligeable dans cette partie méridionale du bassin parisien : 1841 (VII à Ile-Savary, Indre), 1866 (VII à Mézières-en-Brenne, Indre), 1925 (VII à Chateaufort, Cher), par exemple.

Par ailleurs, l'étude des mécanismes au foyer de séismes récents (36) permet de mettre en évidence le rôle d'accidents subméridiens dans le sud du bassin parisien, accidents prépondérants dans cette région (37). Le mouvement le long de ces accidents est essentiellement vertical avec rejeu en faille normale, associé parfois à une composante en décrochement senestre (fig. 13). Ce jeu décrochant senestre se retrouve au niveau du sillon houiller, auquel se raccorde, parmi ces accidents sub-méridiens, la faille majeure de Sancerre-Sancois, intéressant le site considéré.



LEGENDE

INTENSITES MSK

-  : VII
-  : VI
-  : V
-  : < V ou lacune de données

- C : CHATEAUROUX
- C/L : LA CHARITE/LOIRE
- CSS : CHALON/SAONE
- L.M. : LE MANS
- O : ORLEANS
- PA : PARIS
- PO : POITIERS
- S : SENS
- T : TROYES

Fig. 12 - Carte des intensités maximales connues dans le Bassin parisien et ses abords
(d'après J. VOGT et al., 1979, (31), simplifié)

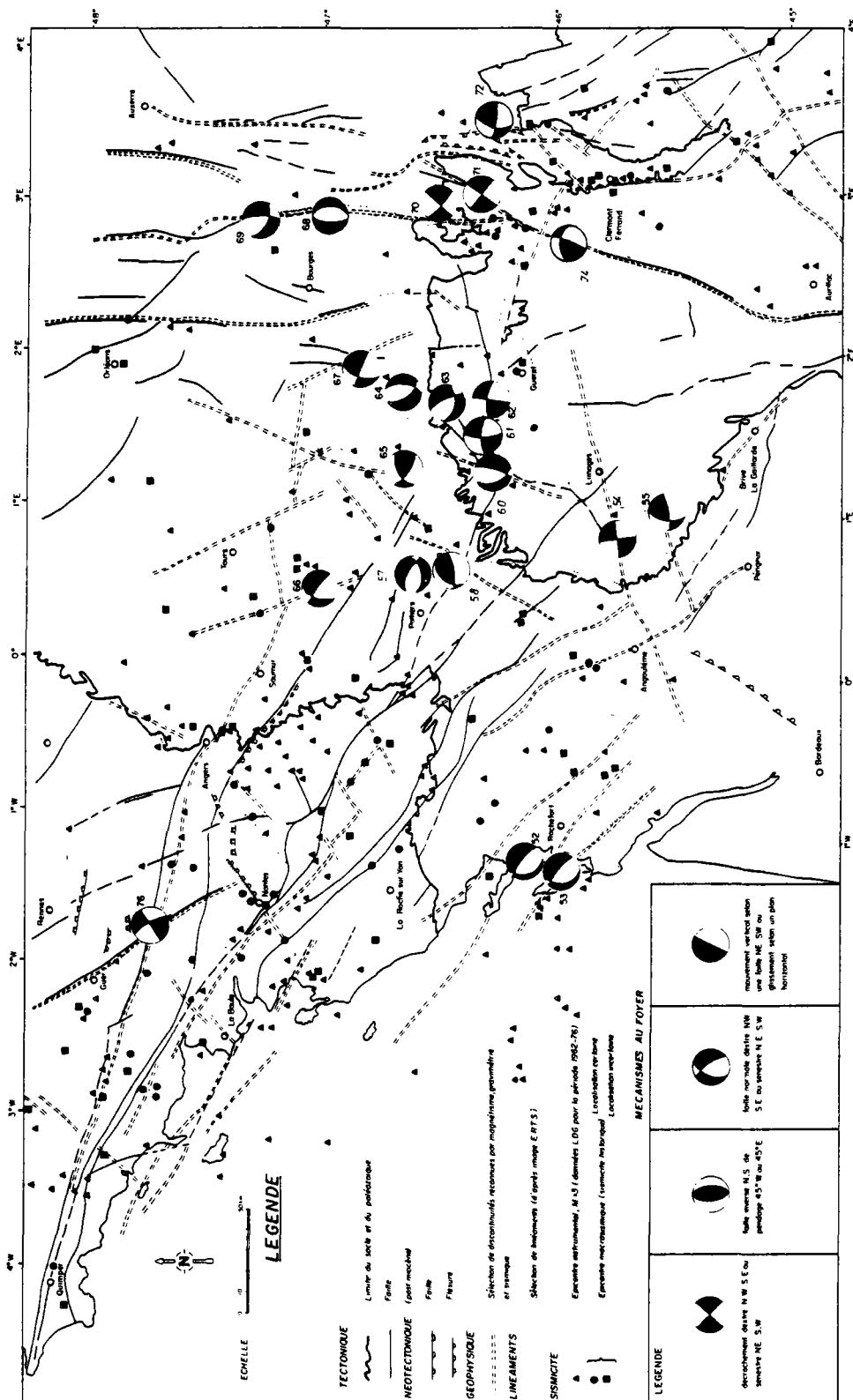


Fig. 13 - Confrontation des solutions focales obtenues dans le Massif armoricain, le nord-ouest du Massif central et ses abords avec les données géologiques et géophysiques (d'après P. GODEFROY, 1980 (36))

L'interprétation d'un ensemble de solutions focales obtenues dans cette région ainsi que dans la partie nord-occidentale du massif central, met par ailleurs en évidence, une remarquable homogénéité du champ de contrainte régional, avec une direction de compression maximale sensiblement N-S à N.NW-S.SE : N 150° à N 180° en moyenne (36). Cette caractéristique du champ de contrainte régional se retrouve d'ailleurs sur la majeure partie de la France, à l'exception des Alpes et peut-être de la Bretagne (fig. 14a et b et 15a et b).

En guise de première hypothèse pour ce site, on peut donc retenir l'existence d'une source sismique potentielle locale, matérialisée par un accident d'extension importante (faille profonde, de 200 km de long environ). Reste à définir la magnitude des séismes envisageables pour une telle source. Sur la base des seules données historiques, une intensité maximale VII à VIII au plus serait à retenir, soit une magnitude 5 à 5,5 maximum. A l'échelle de la dizaine de milliers d'années et plus, et selon les scénarios d'évolution tectonique régionale envisagés pouvant conduire à une augmentation importante des valeurs des contraintes, des magnitudes supérieures pourront être considérées en fonction de la taille de cette source.

En se basant sur les magnitudes maximales envisageables dans les régions les plus actives de France (cf. annexe 4), il viendrait alors une magnitude de l'ordre de 6,5, correspondant à une rupture se propageant sur quelques kilomètres (moins de 10), avec un glissement maximum de quelques dizaines de cm (moins de 50 cm).

Enfin, les limites supérieures de ces différents paramètres sont fournies par l'hypothèse extrême où cette faille rejouerait sur la presque totalité de sa longueur et où une magnitude de l'ordre de 7 pourrait être atteinte. Un tel événement ne peut se concevoir, bien sûr, que dans le cadre de scénarios d'évolution régionale à très long terme (100 000 ans et plus) bien spécifiques, dont la plausibilité sera discutée dans le rapport de synthèse consacré à cette étude géoprospective.

Par ailleurs, il n'apparaît pas de source lointaine susceptible d'engendrer des effets significatifs compte-tenu de la prise en compte éventuelle de cette source locale.

Sismicité du massif armoricain septentrional

La région considérée ici est plus particulièrement celle de Fougères. Comme cela a déjà été mentionné plus haut, la sismicité du massif armoricain est plus importante dans sa partie méridionale (au moins pour les intensités maximales connues). La majeure partie des régions septentrionales du massif armoricain appartient à des aires d'intensité V et VI le long du littoral des Côtes-du-Nord et du Cotentin (fig. 16). Deux aires limitées d'intensité VII font exception dans le Cotentin (en relation avec le séisme du 1.04.1854 dont l'épicentre se situe entre Jersey et Cotentin) et dans la région de Caen (séisme du 30.12.1775). Quelques chevrons se détachent sur ces aires d'intensité VI et V, symbolisant les intensités supérieures à VI observées localement lors de séismes encore mal connus : intensités VII au nord de Pontivy dans la région de St Aignan et de la forêt de Quenecan, lors du séisme du 11.4.1870, et dans les collines du Perche (région de Mortagne) lors du séisme du 2.01.1827. Enfin, des séismes plus anciens, trop mal connus pour que des intensités fiables puissent être évaluées avec précision, ont peut-être atteint, d'après les descriptions retrouvées, des intensités supérieures à celles figurées sur la carte (chevrons blancs) : c'est le cas par exemple du séisme de 1160 dans le Cotentin et les îles anglo-normandes.

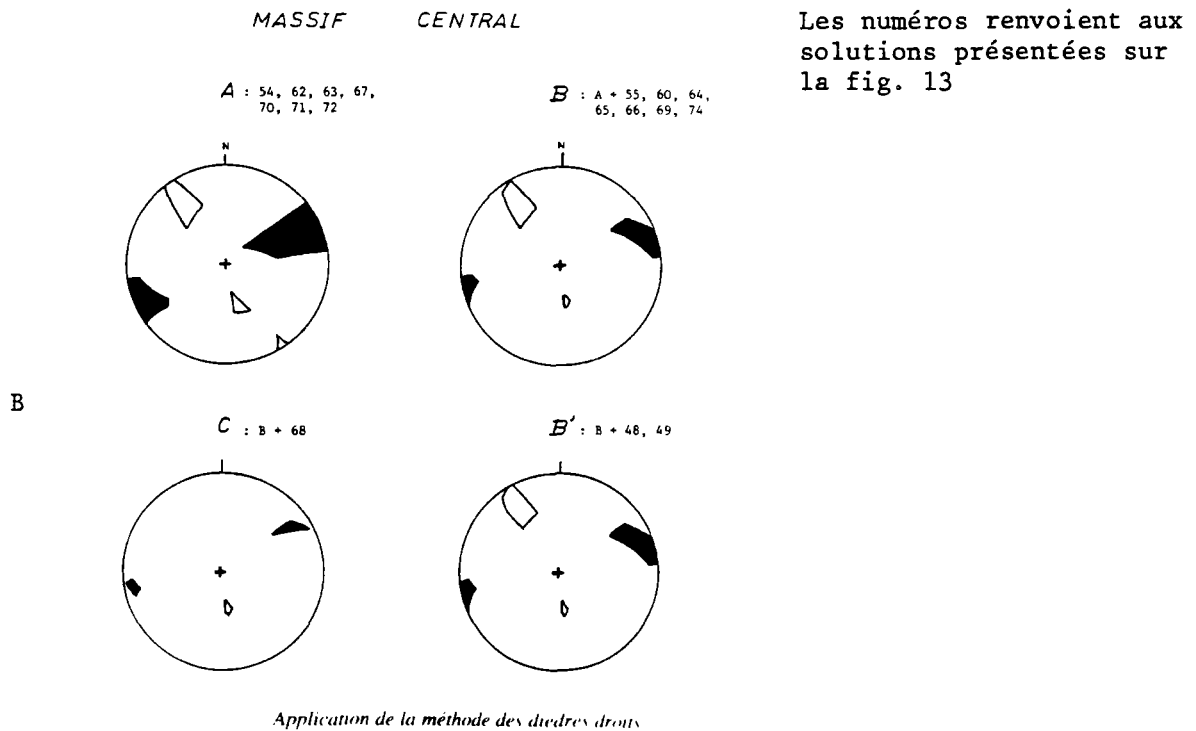
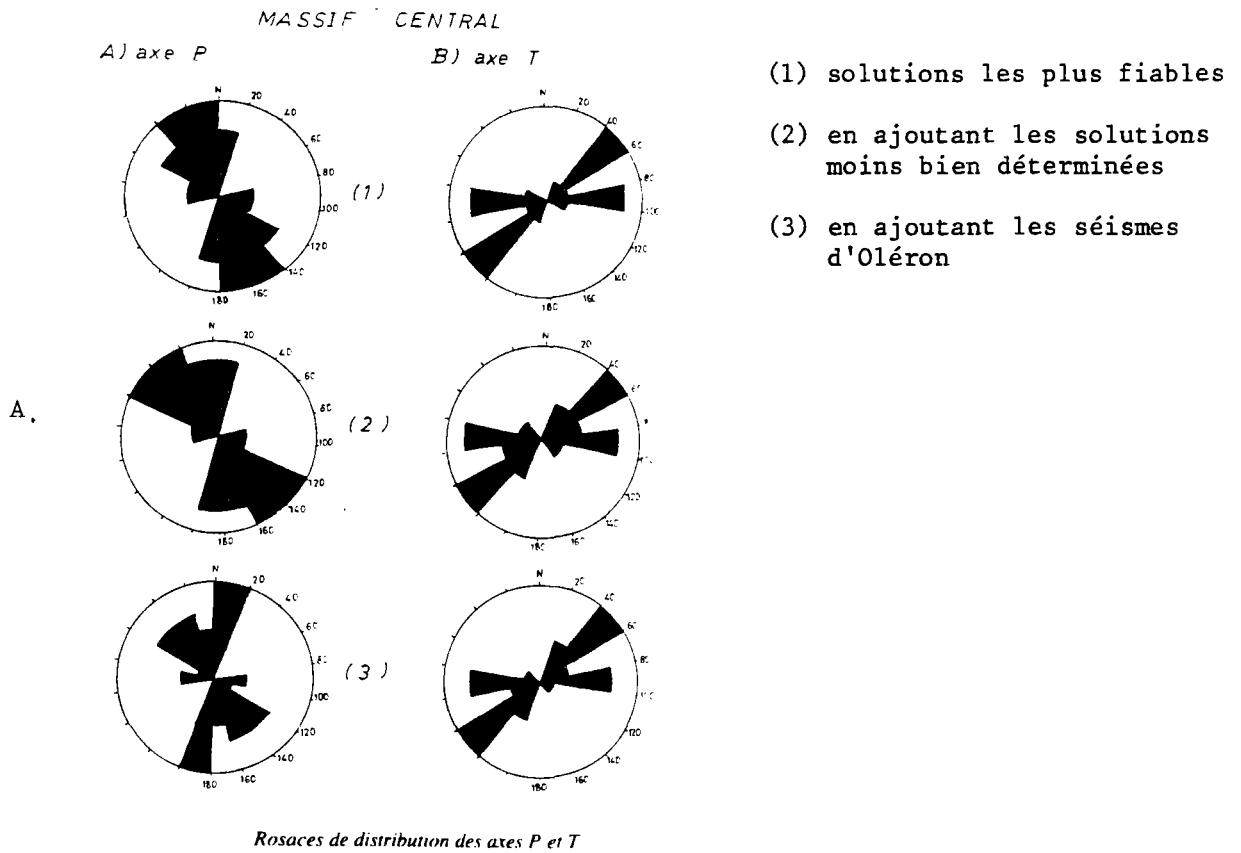


Fig. 14 - Détermination de l'orientation des contraintes tectoniques principales dans le Massif central et ses abords, à partir des mécanismes au foyer des séismes (cf. fig. 13)
(d'après P. GODEFROY, 1980, (36))

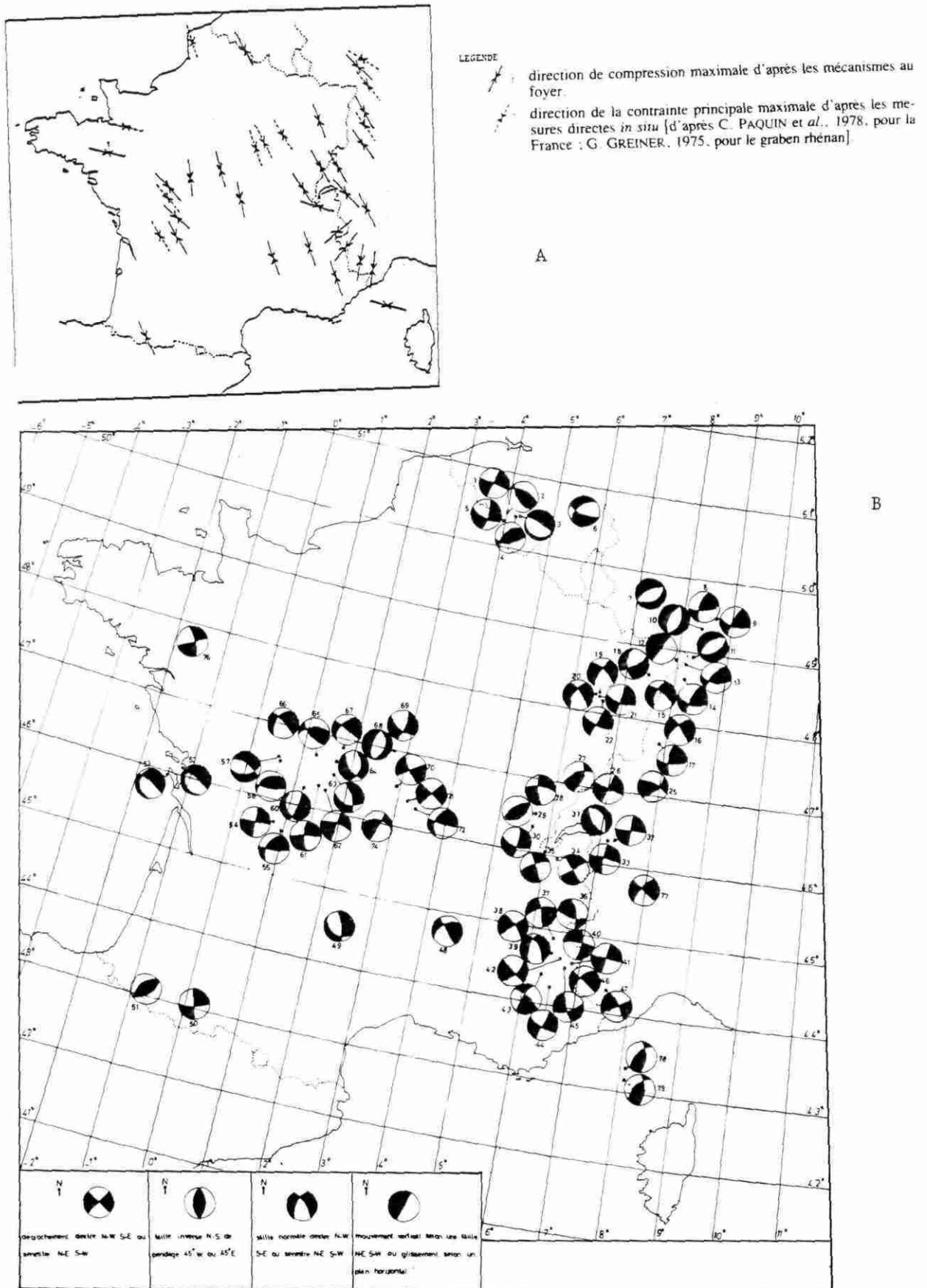


Fig. 15 - Orientation de la contrainte principale maximale en France (A) et carte des mécanismes au foyer de séismes français et frontaliers (B) (d'après P. GODEFROY, 1980, (36))

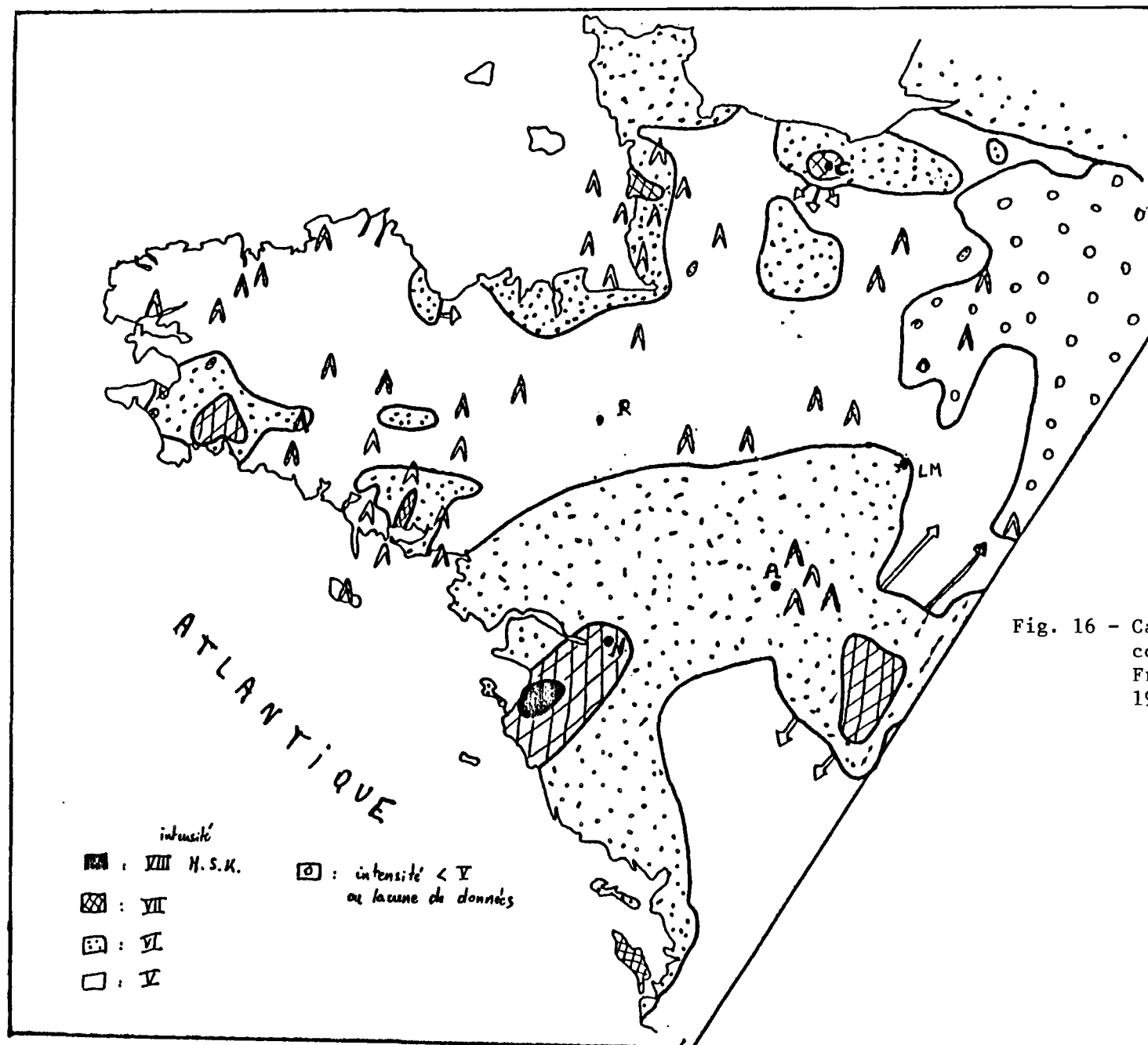


Fig. 16 - Carte des intensités maximales connues dans l'ouest de la France (d'après J. VOGT et al., 1979, (31), simplifié)

En tout état de cause, la région de Fougères est assez éloignée de ces secteurs et les éléments connus avec suffisamment de certitude ne permettent pas d'y retenir une intensité supérieure à V. Les quelques données statistiques qui ont pu être établies sur la région ouest (annexe 2) confirment cette faible sismicité avec une fréquence annuelle des intensités supérieures ou égales à IV et VI respectivement de 0,2 et 0,03 sur l'ensemble du département d'Ille-et-Vilaine.

Les données relatives aux mécanismes au foyer de séismes récents sont beaucoup plus rares dans le massif armoricain que dans le massif central. Une seule solution focale est d'une fiabilité suffisante pour être retenue sur la fig. 13 (sud de Rennes). Elle peut être interprétée en fonction d'un rejeu senestre de la faille de Guer, orientée NW-SE (36). Des accidents importants de même orientation sont connus dans la région de Fougères. Quelques épicentres instrumentaux de séismes de faible magnitude (inférieure à 3,5) sont localisés dans la région de Fougères, mais la précision de leur localisation n'est pas suffisante pour justifier leur éventuel rattachement à cette famille d'accidents.

On peut noter enfin que cette orientation est également celle de fossés tertiaires (existant à proximité de Fougères) et dont certains auteurs ont souligné le rejeu récent (38).

Quant au champ de contraintes régional, on ne peut que remarquer la concordance existant entre les résultats fournis par le mécanisme au foyer discuté plus haut et les mesures de contraintes in situ effectuées à Louvigné (39), près de Fougères précisément, avec une direction de compression maximale grossièrement W.NW-E.SE : N 110°. Ces données sont cependant trop ponctuelles pour pouvoir être retenues avec certitude.

Il apparaît que la formulation d'hypothèses relatives aux caractéristiques de sources sismiques à prendre éventuellement en compte pour ce site, est plus délicate que dans le premier cas, du moins en l'absence d'une étude détaillée. En fonction des éléments retenus sur la carte sismotectonique de la France à 1/1 000 000, il est possible dans un premier temps de considérer l'existence de failles majeures N.NW-S.SE, comme la faille de Vitré, de même orientation que divers accidents dont l'activité récente et actuelle est établie dans cette région, et situées à relativement faible distance du site (une vingtaine de km selon la position du site).

En fonction des données de sismicité connues, l'hypothèse d'un séisme de magnitude maximale 5.0 au plus serait à retenir. A des horizons plus lointains (10 000 ans et plus) et selon les scénarios d'évolution régionale envisagés, cette hypothèse, comme dans le cas précédent, méritera d'être discutée.

3 - EVALUATION DES PROBABILITES D'OCCURENCE DE SECOUSSES SISMQUES EN UN SITE DONNE

Dans ce chapitre on examinera, sans entrer dans des détails qui sortiraient du cadre de cette étude, les méthodes disponibles pour évaluer les probabilités d'occurrence de secousses sismiques en un site donné. La validité de l'application de ces méthodes à divers horizons dans le temps et selon les régions considérées sera discutée (en particulier pour les exemples retenus : massif armoricain et sud du bassin parisien).

Quelques comparaisons seront établies avec les valeurs de probabilités estimées pour ce type d'évènements dans quelques analyses de sûreté déjà effectuées au sein de la communauté européenne ou à l'extérieur.

3.1 - Méthodes et données disponibles

Depuis près d'une quinzaine d'années, des méthodes d'évaluation probabiliste de l'aléa sismique ("seismic hazard") ont été développées aux USA, en particulier par CORNELL (40,41) au MIT. Elles ont été perfectionnées progressivement, notamment par l'introduction des méthodes bayésiennes (42), et un programme de calcul a été publié par Mc GUIRE en 1976 (43).

Elles ont été appliquées en de nombreuses régions du monde, d'abord dans des zones de forte sismicité : USA, Chine par exemple (44, 45, 46, 47), puis dans des régions de sismicité plus modérée : par exemple en Europe, en Italie (48,49), en Suisse (50), plus récemment en France (51, 52, 53).

Cette méthode revient à calculer en un site donné :

- la probabilité annuelle de ressentir sur ce site une secousse d'intensité* supérieure ou égale à une valeur donnée (probabilité qui peut être exprimée par son inverse : la période de retour de l'évènement considéré),

- l'intensité* pouvant être atteinte ou dépassée sur ce site pour une période de temps donnée (ou 1 valeur de probabilité fixée par avance).

Sachant qu'un site donné est soumis aux effets de séismes provenant de toutes les régions alentour où se produisent des tremblements de terre assez forts pour l'atteindre, ce calcul exige dans un premier temps de définir l'étendue maximale de la région au sein de laquelle les séismes peuvent avoir une influence sur le site et de constituer pour cette région un fichier de données le plus exhaustif et fiable possible.

Il faut ensuite, au sein de cette région, individualiser toutes les sous-régions où la sismicité rencontrée présente une certaine homogénéité de cause et d'effets, c'est-à-dire est caractérisable par certains paramètres : fréquence (loi de distribution des événements dans le temps) et loi de distribution des magnitudes. Ces sous-régions sont dites "zones-source" ou "sismogènes" et sont définies à partir d'une analyse sismotectonique régionale détaillée.

Pour chaque zone-source il faut également définir la loi d'atténuation de l'intensité avec la distance au foyer qui permettra de calculer l'intensité atteinte au site pour un séisme d'intensité épicentrale donnée, se produisant en un lieu donné.

C'est en fonction de ces trois caractéristiques pour chaque zone-source : loi de fréquence, loi de distribution des magnitudes et loi d'atténuation avec la distance à la source, que peut être entrepris le calcul de probabilité évoqué plus haut.

Le support mathématique de cette méthode est donné en annexe 1.

Quelques exemples de résultats obtenus par application de cette méthode en différentes régions du monde sont donnés sur les figures 17, 18 et 19.

* Cette intensité peut être exprimée de différentes façons : intensité macrosismique ou valeurs maximales de paramètre de mouvement du sol : accélération, vitesse ou déplacement.

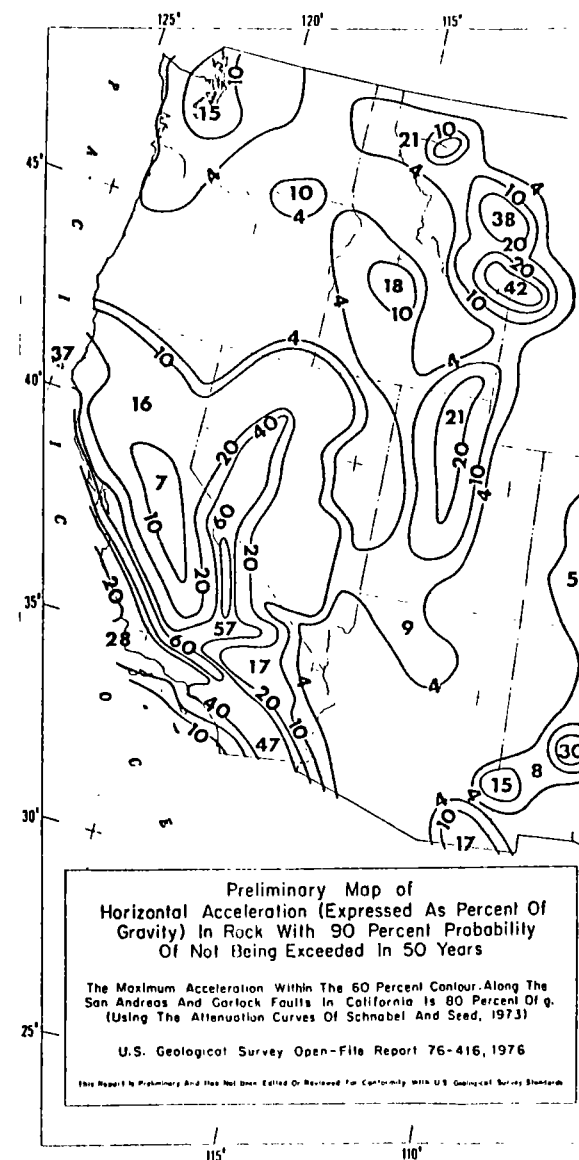
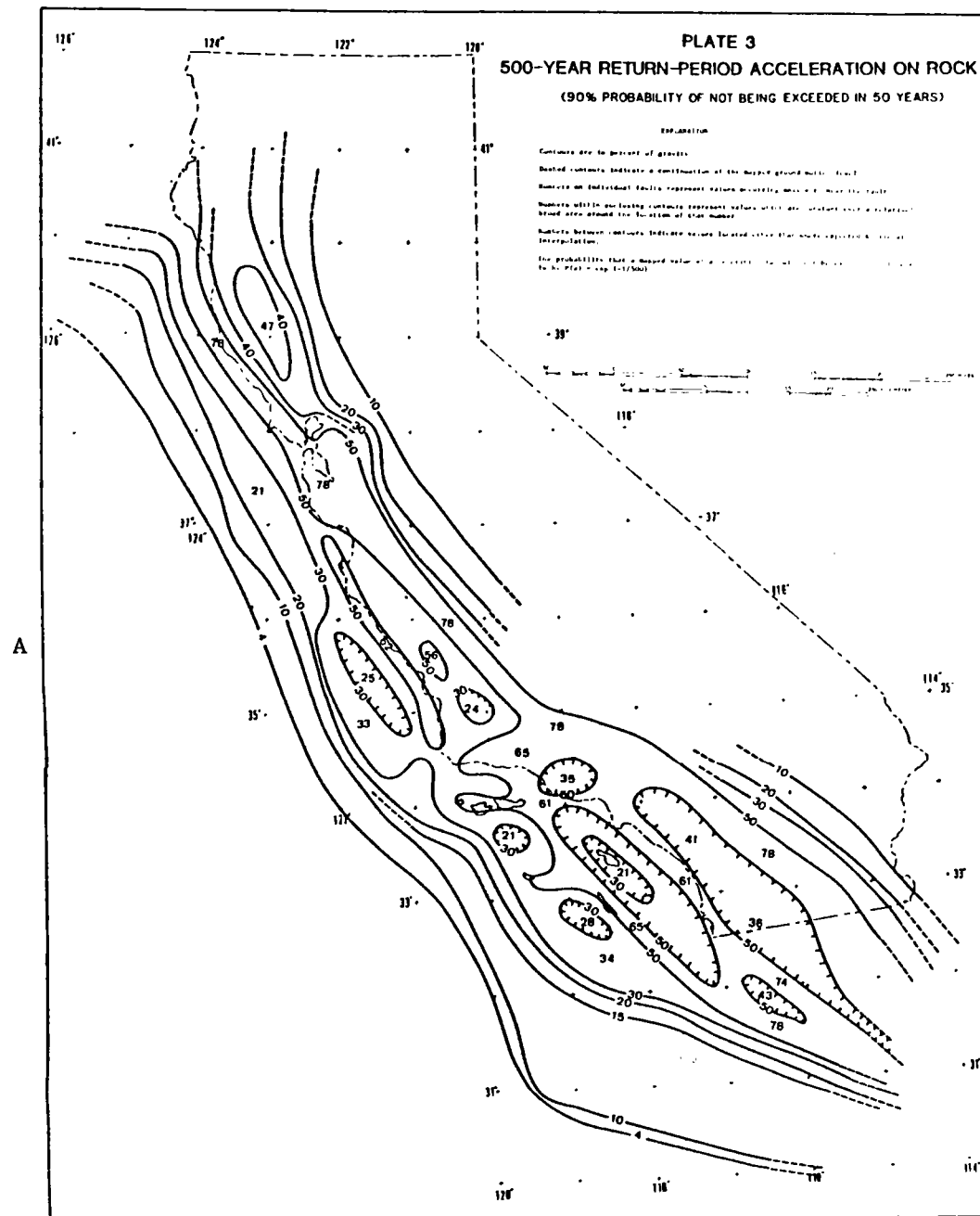


Fig. 17 - Cartes d'alea sismique sur l'ouest
des Etats-Unis (d'après ALGERMISSSEN
et al., 1976, (44) et THENHAUS et
al., 1980 (47))

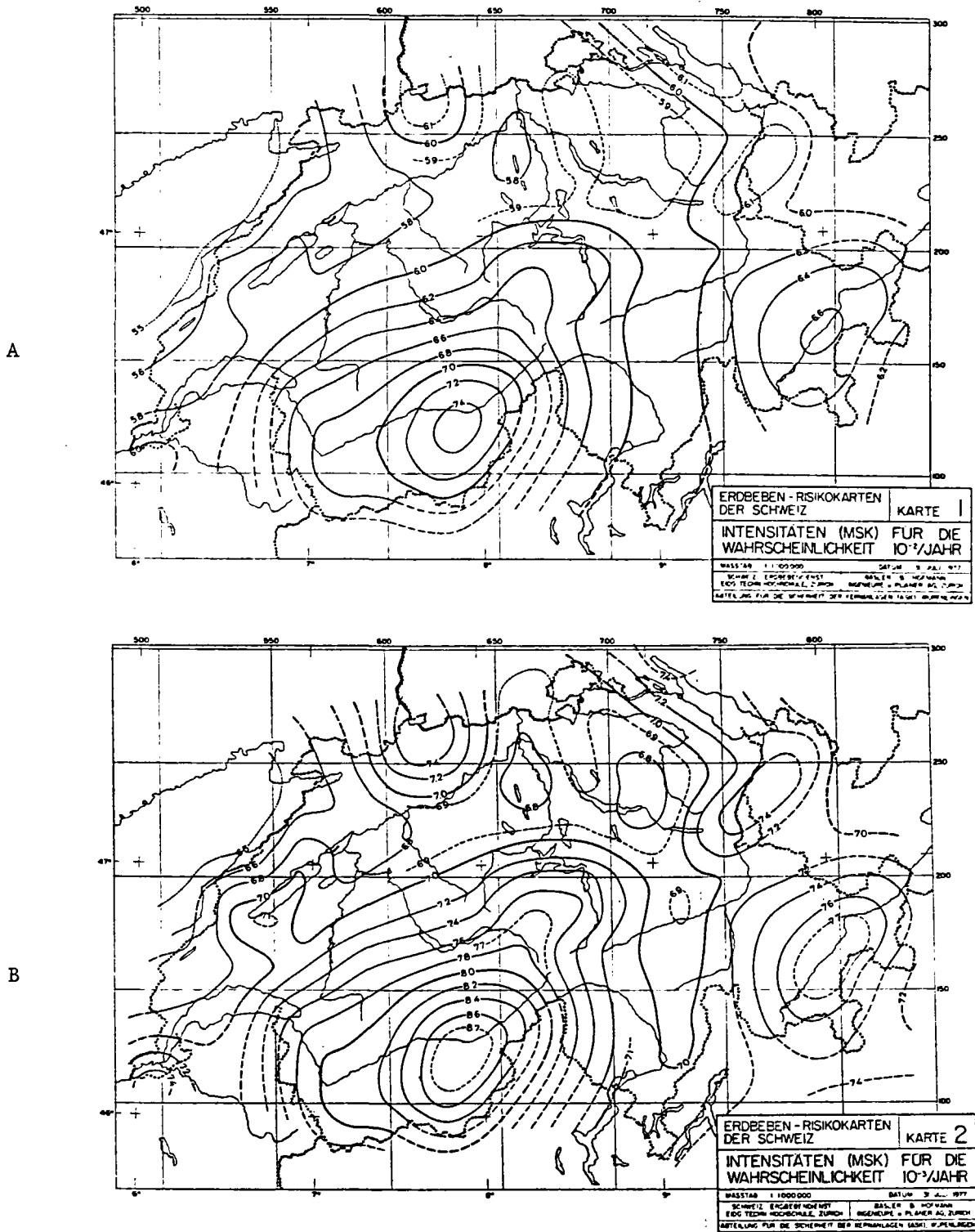


Fig. 18 - Cartes d'alea sismique en Suisse ;
A : intensités MSK centennaires ($P_a = 10^{-2}$),
B : intensités MSK millénaires ($P_a = 10^{-3}$)
(d'après BASLER, 1977, (50))

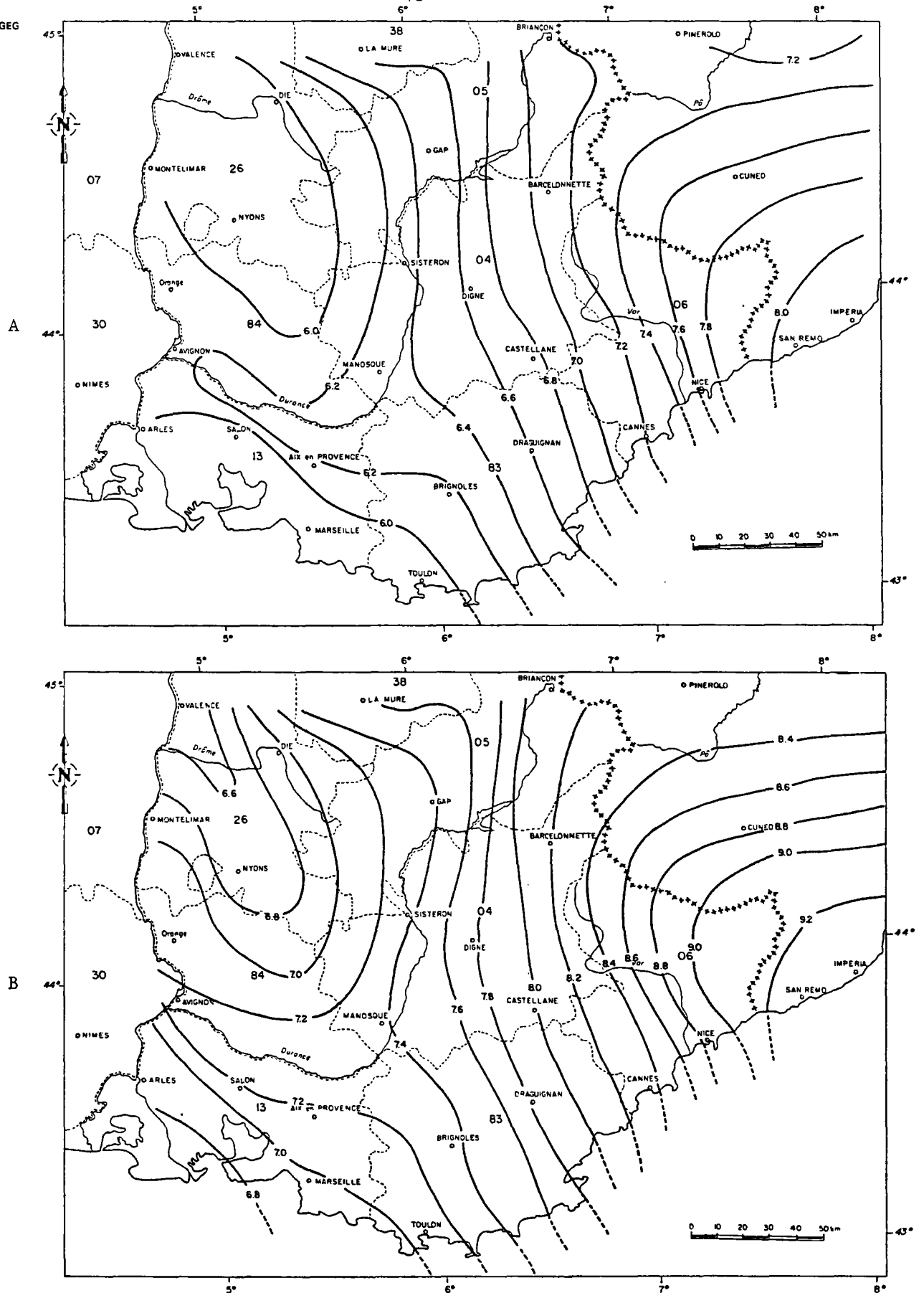


Fig. 19 - Cartes d'alea sismique dans le sud-est de la France ;
 A : intensités MSK bicentenaires ($P_a = 5.10^{-3}$),
 B : intensités MSK millénaires ($P_a = 10^{-3}$)
 (d'après C. DADOU et al., 1981 (52))

3.2 - Discussion de la validité de l'application des méthodes probabilistes d'évaluation de l'aléa sismique

Il ne s'agit pas ici de discuter de la validité des choix des lois statistiques auxquelles sont ajustées les données de sismicité pour le type de calcul évoqué ci-dessus, ni même des hypothèses qu'elles conduisent à faire sur la nature de l'évènement sismique en tant que phénomène aléatoire, mais simplement du principe même de l'application d'un traitement statistique à ces données.

Dans les régions de très forte sismicité, dès lors que des réseaux d'enregistrement assez denses ont été implantés depuis suffisamment de temps, les seules données instrumentales recueillies sur quelques décennies donnent déjà une image assez fiable de la répartition de la sismicité dans l'espace et dans le temps. C'est dire que d'une part elles permettent d'individualiser et de caractériser les sources sismiques avec une fiabilité satisfaisante, et que d'autre part elles fournissent des échantillons de données suffisamment homogènes et exhaustifs pour que le traitement statistique soit significatif. Ces échantillons de plus sont en général assez grands par rapport aux périodes de retour des évènements considérés.

Dans les régions de sismicité modérée (Europe nord-occidentale par exemple), la situation est toute différente même lorsque l'on s'intéresse aux zones les plus actives. Il est d'abord indispensable de faire appel aux données historiques, ce qui conduit à travailler en intensités macrosismiques. Pour ce type de données, la définition d'échantillons homogènes et exhaustifs, condition sine qua non d'un traitement statistique restant significatif, devient beaucoup plus délicate. Elle conduit à limiter sensiblement la taille des échantillons utilisés par rapport aux catalogues de données historiques disponibles.

Dans ces conditions les échantillons correspondant sont souvent bien inférieurs aux périodes de retour des séismes majeurs pouvant se produire dans ces régions (52). Quant aux lois d'ajustement aux données elles sont fortement influencées par les rares évènements majeurs que peuvent contenir ces échantillons.

Enfin, deux difficultés supplémentaires surgissent : d'une part l'individualisation des zones-sources est beaucoup plus difficile dans un contexte sismotectonique généralement moins clair, d'autre part les échantillons de données définis par zone deviennent très limités et leur traitement statistique perd en signification. Le regroupement de plusieurs zones-sources est une solution qui ne peut être appliquée que dans certaines limites au risque d'enlever tout intérêt aux résultats obtenus.

Certes, la mise en oeuvre de tests de sensibilité des résultats aux hypothèses de calcul permet de cerner les incertitudes. Il n'en reste pas moins que la fiabilité de la méthode est remise en cause dès que l'on s'intéresse à des périodes de temps bien supérieures à la taille des échantillons de données traitées. C'est dire que dans ces régions, et pour des cas assez favorables où des échantillons homogènes et exhaustifs sont obtenus sur 2 ou 3 siècles (52), les résultats restent significatifs à l'échelle du millénaire ou plus. En d'autres termes ils permettent au mieux de dire si un évènement est de probabilité annuelle inférieure à 10^{-3} , mais pas si celle-ci est de 10^{-4} ou 10^{-6} .

Encore s'agit-il ici de régions relativement sismiques : par exemple les Alpes et le sud-est pour la France. Aucune étude de faisabilité n'a été entreprise à ce jour pour des régions aussi peu sismiques que le bassin parisien ou le massif armoricain.

Il est permis de penser qu'en fonction des données disponibles actuellement ils ne pourraient aboutir ; il suffit pour s'en convaincre de comparer les chiffres suivants : respectivement 414 séismes recensés dont 38 seulement avec une intensité supérieure ou égale à VI pour l'ensemble de la région ouest (Normandie, Bretagne, Pays-de-Loire, Vendée) et pour la période 580-1980, contre 4 416 dont 308 d'intensité supérieure ou égale à VI pour le sud-est de la France et le nord-ouest de l'Italie (sur une superficie équivalente) et pour la période 1100-1980 !

Dans ce type de régions, il paraît donc préférable de renoncer à des traitements dont la sophistication n'est pas à la mesure du nombre et de la qualité des données utilisables. Il reste la possibilité d'appliquer des statistiques grossières, afin d'évaluer des fourchettes de fréquence historique de secousses ayant atteint une intensité supérieure ou égale à un seuil donné et ce, sur une certaine zone.

Il s'agit donc bien de fréquences et non de probabilités. Les valeurs obtenues ne sont significatives qu'à l'échelle des périodes utilisées pour les calculer (soit quelques siècles). Ces valeurs ne peuvent être estimées grossièrement que pour des événements dont la réalisation est au moins double au cours des périodes considérées. C'est dire que dans ces régions, ce type d'approche n'est d'aucun secours pour les séismes majeurs, disons d'intensité supérieure ou égale à VIII et qui malheureusement, sont ceux le plus susceptibles de nous intéresser.

Pour ce type d'événements, restera l'ultime solution de définir des fourchettes de valeurs en utilisant les limites que constituent d'une part les fréquences obtenues pour des séismes plus faibles dans les mêmes régions, d'autre part les probabilités obtenues pour des événements équivalents dans le cadre d'un calcul de l'aléa régional mais dans des régions de plus forte sismicité. Encore faudra-t-il s'assurer de l'intérêt d'utiliser ensuite dans un cadre plus large (par exemple analyse de sûreté globale) et en termes de probabilités, des résultats obtenus par des méthodes aussi criticables.

A titre d'exemple purement indicatif, un tel exercice sera tenté pour les 2 régions retenues : massif armoricain et sud du bassin parisien.

Cas du Massif armoricain

Un ensemble de données statistiques sur la sismicité de la région ouest de la France est donné en annexe 2 (tableaux et cartes). Ces statistiques ont été établies à partir du fichier informatique de sismicité historique de la France élaboré au BRGM (33).

Elles permettent de montrer :

- qu'il est possible de disposer d'échantillons considérés exhaustifs et homogènes à partir de 1750 pour les séismes d'intensité supérieure ou égale à VI et VII,

- qu'il est impossible d'effectuer le moindre traitement statistique pour des événements d'intensité supérieure, car seuls 5 séismes d'intensité VIII ont affecté cette région en 10 siècles,

- que la fréquence annuelle par département des séismes ressentis en au moins 1 localité avec une intensité supérieure ou égale à IV est de l'ordre de 0,2 (valable pour l'ensemble du massif armoricain septentrional) ; elle passe à environ 0,03 pour une intensité supérieure ou égale à VI (valable pour l'ensemble du massif armoricain), et 0,002 pour une intensité supérieure ou égale à VII (valable pour le centre et le nord du massif armoricain).

Si l'on s'intéresse maintenant à un site donné, Fougères en l'occurrence, et que l'on considère d'un point de vue purement historique les séismes susceptibles d'y avoir engendré des intensités supérieures ou égales à VI, on en recense 2 pour la période d'exhaustivité des échantillons (3 siècles), 0 pour des intensités supérieures ou égales à VII.

Pour ce niveau d'intensité, on ne peut en définitive que se fixer une limite supérieure en considérant la fréquence obtenue à l'échelle d'un département (cf. *supra*).

Il vient alors une fréquence annuelle sur le site pour une intensité supérieure ou égale à VII, inférieure à 2.10^{-3} (mais on ne peut dire si c'est de 2, 10 ou 100 fois !).

Il viendrait donc comme résultat extrapolable à l'échelle de 3 siècles environ :

$$F (I \geq VI) \simeq 6.10^{-3}$$

$$F (I \geq VII) < 2.10^{-3}$$

Ce cas illustre parfaitement, s'il en était besoin, combien il est illusoire d'espérer estimer les probabilités d'occurrence de ce type d'événements dans des régions de si faible sismicité connue, à partir des seules données historiques.

Inutile d'ajouter combien fantaisiste serait toute tentative d'extrapolation de ces résultats à des horizons plus lointains (10 000 ans par exemple).

A titre indicatif, des données statistiques analogues sont présentées en annexe 3 pour la 2ème région considérée : sud du bassin parisien.

3.3 - Problème posé par la projection à long terme

On vient de voir que toute approche fondée sur un traitement statistique des données de sismicité historique ou instrumentale n'était plus satisfaisante à des horizons dépassant le millier d'années*.

Dans certaines régions du monde, le recours à des méthodes fondées sur des observations géologiques a permis cependant de fournir des estimations acceptables de la récurrence des séismes majeurs sur des périodes beaucoup plus longues. Elles sont fondées sur les traces spécifiques que laissent ce type d'événements dans des sédiments récents.

* Le cas des catalogues de sismicité chinois, pratiquement exhaustifs sur 2 milliers d'années, est unique !

J. SIMS (54) par exemple, a étudié minutieusement les sédiments lacustres de plusieurs régions traversées par des sources sismiques d'activité connue (Imperial valley en Californie du sud-est, Clear Lake en Californie du nord et Puget Sound dans l'état de Washington). Les corrélations avec des événements sismiques importants sont établies en recherchant dans les sédiments récents, des indices :

- de liquéfaction, dont les déformations corrélatives des sédiments peuvent être "fossilisées",

- de "rythmicité" de déformations semblables apparaissant au sein d'un seul niveau stratigraphique,

- de "figures structurales" dans les sédiments d'allure similaire à celles qui peuvent être obtenues expérimentalement, en simulant un choc sismique.

L'interprétation des observations est très délicate ; pour être fiable elle suppose l'établissement d'une chronostratigraphie très fine, la possibilité de corréler les observations faites sur plusieurs sites distribués le long de la zone sismique, l'absence d'influence possible de glissements ou tout autre processus sédimentologique ou biologique pouvant créer des structures analogues.

SIMS (54) a obtenu des résultats particulièrement encourageants dans la région d'Imperial Valley, où il a pu retrouver la trace de 5 séismes majeurs au cours des 10 derniers milliers d'années, et dans celle du Puget Sound (observations dans des varves) avec 14 événements au cours des 50 000 dernières années.

Ce sont des récurrences encore plus "fines" qui ont pu être mises en évidence par K. SIEH (55), sur la faille de San Andreas (région de Palmet Creek), au moyen de tranchées recoupant cet accident majeur. L'intérêt de cette méthode est de faciliter la lecture des déplacements successifs le long de la faille, dont les indices ne sont pas toujours très manifestes en surface, particulièrement lorsqu'il s'agit de mouvements verticaux plus facilement "effacés" par l'érosion. SIEH (55) a pu établir des récurrences de l'ordre de 2 à 3 siècles sur les derniers millénaires et a montré l'existence de périodes d'activité aiguë (plusieurs séismes majeurs en 1 siècle).

Enfin, on peut encore citer l'exemple de travaux développés en particulier en Israël, où la récurrence et les traces de séismes majeurs sont recherchés à travers des indices archéologiques (56, 57, 58). Dans ces mêmes régions, l'étude de sédiments récents a également permis d'établir la récurrence de l'activité sismique sur 4 000 ans (59, 60).

Dans tous les cas précédemment cités, il s'agit cependant de régions de forte sismicité et où de plus, les sources sismiques et leur signification géodynamique sont bien connues. Il n'y a guère que dans ce contexte, que les données recueillies (sismiques, géologiques, archéologiques) permettent éventuellement une extrapolation jusqu'à quelques dizaines de milliers d'années.

Dans un contexte différent, tel celui de l'Europe nord-occidentale, quelles solutions sont alors envisageables ?

Il faut en fait, dans un premier temps, bien cerner la nature du problème posé par la prise en compte des actions sismiques à si long terme (10 000 ans à quelques 10^5 ans).

On aura l'occasion, dans le chapitre suivant (IV), de montrer que 2 types de phénomènes doivent être distingués, en ce qui concerne les effets des séismes sur les installations souterraines :

- les effets liés à la source même (les plus importants) : c'est-à-dire le rejeu d'accidents traversant le site,

- les effets liés à l'ébranlement du sol, à une certaine distance de la source, qui restent très dépendants de multiples facteurs dont les caractéristiques géométrique et dynamique de la source, la structure du sous-sol dans les premières centaines de mètres sous la surface du site, etc.

Il est plus qu'hasardeux, dans ce second cas, de multiplier les hypothèses à de tels horizons dans le temps. De plus, il est montré que ces effets deviennent minimes au-delà d'une certaine distance de la source (quelques kilomètres à 30 km selon les cas). Les incertitudes deviendraient donc bien supérieures aux valeurs des paramètres dont la modification serait évaluée.

Il semble préférable, à très long terme, de se limiter au premier cas, ce qui rejoint le problème de l'apparition ou du rejeu d'une faille au sein du site, problème abordé dans le rapport consacré dans le cadre de cette étude géoprospective d'un site de stockage à la fracturation⁽¹⁾.

Ainsi la prise en compte de ce phénomène dépendra des scénarios d'évolution construits, en particulier des hypothèses faites sur l'évolution géodynamique interne et les variations du champ de contraintes régional associées.

En conclusion, pour les régions de faible sismicité connue, 2 cas principaux seront envisagés :

- l'hypothèse de la stabilité du champ de contrainte actuel (en grandeur et orientation) ; on cherchera alors à estimer l'horizon au-delà duquel l'hypothèse d'un séisme majeur dans un rayon d'une trentaine de km autour du site, peut être considérée comme certaine ; en fonction du type de source sismique envisageable (caractéristiques géométriques et dynamiques), de sa localisation par rapport au site et de la structure du sous-sol sur le site, on évaluera les modifications possibles de l'état du massif au temps t ;

- l'hypothèse d'une évolution du champ de contraintes actuel (à l'échelle de la centaine de milliers d'années) ; le problème sera alors limité à l'évolution consécutive de l'état de fracturation du massif (valeurs des déplacements, etc.), sans prendre en compte les modifications éventuelles liées à l'ébranlement du sol.

A titre indicatif, quelques exemples de données, existant dans la littérature, sur des estimations de probabilité d'occurrence de séismes majeurs en différentes régions du globe sont présentées en annexe 4.

(1) Y. GROS, 1983 - Etude géoprospective d'un site de stockage. L'évolution de la fracturation. Rapport BRGM 83 SGN 210 GEO.

4 - LES EFFETS DES SEISMES SUR LES INSTALLATIONS SOUTERRAINES

Pour aborder un tel problème, plusieurs approches sont envisageables :

- chercher à rassembler le maximum d'observations qualitatives et quantitatives faites dans des ouvrages souterrains (tunnels, carrières, puits, mines) lors de séismes majeurs ; ces observations sont particulièrement intéressantes lorsqu'elles peuvent être comparées à celles relevées en surface du sol, au voisinage de l'ouvrage concerné ;

- développer des modèles théoriques visant à évaluer les caractéristiques du mouvement sismique en profondeur, en particulier les déplacements pouvant être induits au sein des masses rocheuses.

La première approche fournit essentiellement des données qualitatives.

Les enregistrements sismiques effectués en profondeur sont effectivement très rares dans le Monde : c'est pourquoi il peut être intéressant de les compléter par les mesures recueillies lors d'ébranlements provoqués par des opérations minières ou par des explosions nucléaires souterraines. L'interprétation des résultats doit cependant être faite avec précaution car les mécanismes générateurs de l'ébranlement sont très différents dans le cas d'un séisme et d'une explosion.

Il convient également de poser le problème avec plus de précision, c'est-à-dire en distinguant :

- les effets susceptibles d'être engendrés en champ proche, c'est-à-dire à de faibles distances de la source, où existent des mouvements complexes et de très forts ébranlements et avec le cas particulier où l'ouvrage est traversé par la source elle-même ;

- les effets engendrés en champ lointain par la propagation de l'ébranlement à travers le milieu.

Il faudrait enfin tenir compte de la nature de l'installation souterraine considérée : le cas des excavations (mines, tunnels, cavités de stockage, etc.) créant une surface libre ou une interface entre milieux différents, est à distinguer a priori de celui des réservoirs constitués par des formations géologiques profondes.

Ce chapitre est une synthèse bibliographique des données disponibles relatives :

- aux effets observés de séismes majeurs sur des installations souterraines et aux enregistrements correspondants éventuellement obtenus,

- aux modèles théoriques développés dans la littérature sur les déformations et déplacements résiduels induits au sein des massifs rocheux.

4.1 - Quelques exemples d'effets observés sur des installations souterraines, lors de séismes majeurs

Une première constatation s'impose d'emblée : la rareté des observations rapportées dans la littérature relatives à des dommages observés sur des installations souterraines lors de séismes majeurs, compte-tenu du nombre de ces ouvrages existant en zones de forte activité sismique. Ceci est particulièrement vrai pour les mines dont certaines sont exploitées depuis des siècles.

Il est intéressant également de distinguer les observations faites pour des ouvrages relativement proches de la surface (moins de quelques centaines de mètres) de celles concernant les mines profondes (millier de mètres et plus).

4.1.1 - Ouvrages souterrains relativement peu profonds (tunnels, carrières souterraines, puits)

La plupart des informations disponibles ont été recueillies en Californie, en Alaska et au Japon. Plusieurs synthèses ont déjà été effectuées (DUKE et al., (61) ; ROZEN, (62) ; DOWDING, (63)) permettant d'établir une classification grossière des dommages rencontrés.

4.1.1.1 - Les divers types de dommages rencontrés

La première catégorie concerne des ouvrages recoupant la faille rejoignant lors du séisme, et se traduit par des déplacements importants le long de ces fractures pré-existantes. Plusieurs exemples peuvent être cités :

Lors du séisme de San Francisco du 18 avril 1906 (magnitude estimée à 8.3, S.T. ALGERMISSEN et al., (64)), 2 tunnels de la Southern Pacific ont été endommagés. L'un des deux (tunnel Wright 1), long de 1863 mètres et situé dans les montagnes de Santa Cruz, a été affecté d'un déplacement latéral de 1,37 m à son intersection avec la faille de San Andreas et ce, à une profondeur de 214 m. D'autres effets tels éboulements de rochers depuis le toit et les flancs, rupture des cadres en bois, soulèvement des rails et rupture des raccords ont également été notés.

En surface, la faille de San Andreas a joué sur plus de 400 km (depuis San Juan Bantista au Sud à Point Arena au nord), avec un décrochement horizontal maximal de 6,4 m au nord de San Francisco (A.D. LAWSON, (65)). Le second tunnel situé légèrement au sud, près de Glenwood, à 207 mètres de profondeur et long de 1 737 m, mais ne recoupant pas la faille de San Andreas a été beaucoup moins endommagé (éboulements bouchant le tunnel en quelques endroits).

Lors du séisme du 26 novembre 1930, dans la péninsule d'Idu au Japon (magnitude 7.0), le tunnel de Tanna d'une longueur de 7 807 m et situé à une profondeur de 160 m était en construction (800 m restaient à forer entre les accès est et ouest). Il a subi un décalage transversal de 2,4 m à son intersection avec la faille ayant joué lors du séisme, soit presque à l'extrémité de l'excavation ouest (NASU, (66)). Quelques fissures ont également été relevées sur les flancs du tunnel.

En surface, le village de KARUIZAWA situé au-dessus du tunnel a été détruit à 55 %.

Le séisme de Kern County (Californie) du 21 juillet 1952 (magnitude 7.7) a endommagé 4 tunnels de la Southern Pacific Railroad près de Tehachapi. Là aussi ces tunnels ont enregistré des déplacements importants associés au mouvement le long de la faille White Wolf, déplacements supérieurs à ceux observés en surface (D.H. KUPFER et al., (67)).

Enfin, BLANCHARD et al. (68) ont pu relever lors d'une réinspection du tunnel de Claremont Water (profondeur 46 m), près de Berkeley, des fractures à son intersection avec la faille de Hayward. Compte-tenu des inspections précédentes, aucun événement sismique n'a pu être mis en relation avec ces désordres et le déplacement dextre de 119 mm observé est interprété comme une conséquence des déformations aséismiques (creep) le long de cette faille active.

D'autres types de dommages observés sur des tunnels ou des puits à des distances variables de la source, semblent être liés à l'ébranlement et à ses conséquences sur les roches encaissantes.

ROZEN (62) cite le cas de 25 tunnels endommagés de façon diverse lors du séisme de Kanto du 1er septembre 1923 (magnitude 8.2) : fissuration du revêtement béton plus ou moins importante, éboulements et même effondrements partiels sur certaines sections "superficielles". Ces tunnels étaient situés à des distances variant entre 20 et 70 km de l'épicentre.

OKAMOTO (69) cite, lui, pour le même séisme, le recensement de 82 tunnels endommagés (fissuration des portiques, fracturation transversale et longitudinale des revêtements, éclatement et déformation du revêtement), sur les 116 tunnels ferroviaires situés dans la région atteinte par le tremblement de terre. Des dommages similaires ont été observés sur des conduites forcées lors du séisme de Kitamino du 19 septembre 1961 (magnitude 7.0). OKAMOTO a cherché à établir une relation entre la proportion de dommages observés et l'épaisseur des revêtements d'une part, la nature géologique de l'encaissant d'autre part. En fonction des statistiques présentées sur le tableau la, b, c, il conclut que les dommages sont généralement d'autant plus importants que le revêtement est plus épais et que les formations géologiques encaissantes présentent moins de cohésion.

Plus récemment, lors du séisme de Niigata du 16 juin 1964 (magnitude 7.5), des éclatements du revêtement en béton dans la voûte de 2 tunnels ont pu être observés ainsi que des fissures dans les portiques (62).

Des dommages légers du même type ont également été relevés sur la centrale hydro-électrique souterraine de Koyna*, située à 150 mètres de profondeur dans des basaltes, lors du séisme du 11 décembre 1967 (magnitude 7.0) dont l'épicentre n'était pourtant distant que de quelques kilomètres ! Des fissures sont apparues dans le revêtement des flancs et de la voûte du tunnel et dans les murs et le plancher de plusieurs chambres dont les dimensions sont de l'ordre d'une centaine de mètres par une dizaine de mètres.

Des mouvements de terrain majeurs, consécutifs au séisme, peuvent également causer des désordres dans les tunnels. Il ne s'agit donc plus d'une conséquence directe de l'ébranlement du massif rocheux et de l'ouvrage. C'est ainsi que le séisme du Montenegro (Yougoslavie) du 15 avril 1979 (magnitude 7.0) a déclenché de très importants glissements-plans et éboulements dans les calcaires en plaques dominant la rade de JAZ, entre BUDVA et TIVAT. Ces mouvements ont provoqué une fissuration importante du revêtement en béton armé de la voûte et des portiques à proximité de l'entrée nord d'un tunnel routier, proche de Budva. La distribution des fissures indique un affaissement de plusieurs centimètres (GODEFROY et al., (70)). Il est très possible que ce type de phénomènes soit responsable de nombreux dommages relevés dans les tunnels lors du séisme de KWANTO, 1923 (cf. supra).

* Indes.

Tableau 1 - Quelques données statistiques sur les dommages observés dans des tunnels lors de séismes majeurs ; influence de différents facteurs (d'après OKAMOTO, (69))

A

Earthquake Damage to Tunnels.				
Tunnel	Lining thickness			
	57.1 cm	45.7 cm	34.3 cm	22.9 cm
Hakone No. 1 up	○	●	●	
" down		○	●	●
Hakone No. 3 up	○	●	●	●
" down		○	●	●
Hakone No. 4 up	○	○	●	●
" down	○	●	●	●
Hakone No. 7 up		○	○	
" down	●	●	●	
Namudani		○	○	
Earthquake damage rate	80%	55%	11%	0%

Note: ○ Earthquake damage recorded
● No record of earthquake damage

B

Earthquake Damage to Tunnels.	
Lining thickness	Earthquake damage ratio
40 cm	82%
30	38
20	16

C

Earthquake Damage to Tunnels.	
Type of rock	Earthquake damage ratio
Hard rock	16%
Soft rock	40
Rock with joints	44
Soil or soil and gravel	61

Bien que peu documentés, les dommages observés sur les puits aquifères ou pétroliers lors de séismes majeurs semblent généralement être liés à des mouvements différentiels entre les tubages des puits et la roche encaissante. En dehors de l'ensablement qui est rencontré le plus souvent, plusieurs cas d'écrasement, de torsion ou de cisaillement ont, en effet, été rapportés. Un des séismes les mieux documentés à ce sujet est celui du 27 mars 1964 en Alaska (magnitude de 8.5) et dont les effets sur l'hydrogéologie régionale ont été analysés dans 2 rapports de l'USGS (R.M. WALLER, (71, 72)).

Sur 106 puits inspectés, seuls 8 ont montré des désordres des tubages (pour les autres les dommages se sont limités à la turbidité ou à des variations du niveau de l'eau) : 2 ont été détruits par un mouvement latéral associé au grand glissement de Turnagain (profondeur 30 et 150 m), les autres présentent des courbures ou des cisaillements (profondeurs : 7, 30 et 140 m). Ces puits étaient situés à des distances variant entre 70 et 150 km de l'épicentre.

Des effets similaires ont été observés pour des puits pétroliers dans la région de Tejon Ranch lors du séisme de Kern County en Californie (21 juillet 1952, magnitude 7.7) : le tubage (casing et tubing) de plusieurs puits superficiels a été écrasé et tordu (STEINBRUGGE et al., (73)). Les effets majeurs ont été observés pour des puits forés dans les formations les moins consolidées.

4.1.1.2 - L'absence de dommages lors de séismes majeurs

En premier lieu, il convient de remarquer que pour tous les cas cités précédemment, les ouvrages atteints représentent une très faible proportion de l'ensemble des ouvrages inspectés dans la région affectée par le séisme. C'est le cas des tunnels lors du séisme de San Francisco (1906) ou des puits lors du séisme d'Alaska de 1964, par exemple. Pour ce dernier séisme d'ailleurs (B. ECKEL, (74)), aucun désordre n'a été relevé sur 8 tunnels examinés dans la région de Whittier (environ 75 km de l'épicentre) et Seward (85 à 115 km de l'épicentre). De même DUKE et al. (61) notent en conclusion de leur étude, qu'à l'exception des dommages relevés pour les séismes de 1906 et 1952, aucun autre cas n'est signalé pour les 215 tunnels californiens considérés (et dont certains recoupent le système de failles de San Andreas), alors qu'à la date de leur étude, la région avait été affectée par 7 autres séismes majeurs : 23 juin 1915 (6.3), 21 avril 1918 (6.8), 29 juin 1925 (6.2), 11 mars 1933 (6.3), 19 mai 1940 (7.1), 10 avril 1947 (6.4), 21 décembre 1954 (6.6).

Un autre exemple est encore fourni par le tremblement de terre du 31 mai 1970 au Pérou (magnitude 7.7), à la suite duquel l'inspection de 16 tunnels situés dans des zones d'intensité VIII MM* en surface, n'a fourni aucun relevé de dommages (COOKE, (75)).

Enfin, OKAMOTO (69) a relevé plusieurs témoignages relatifs à des séismes majeurs ressentis ou non, par des personnes se trouvant dans des centres souterrains situés dans des milieux géologiques variés, à des profondeurs allant de 60 à 300 m et pour des distances épacentrales de quelques km à 100 km (cf. tableau 2). Il note, qu'au vu de ces données, il semble qu'en profondeur, la composante verticale de l'accélération soit plus forte que la composante horizontale. Il n'est pas certain cependant que ce résultat puisse être généralisé, étant donné le rôle que peut jouer, entre autres, le type de séisme considéré (mécanisme à la source).

* Intensité correspondant à des destructions majeures.

Earthquake	Date	Magnitude	Power station	Geology	Depth (m)	Epicentral distance	Earthquake motion felt
Kata-Mino	19/8/1961	7.0	Miboro	Quartz porphyry	260	approx. 20 km	Strong vertical motion felt
Koyna	11/12/1967	7.0	Koyna	Basalt	150	several km	Strong vertical motion felt
Western Gifu Prefecture	9/9/1969	7.0	Miboro	Quartz porphyry	260	approx. 30 km	Horizontal motion felt Vertical motion not felt
			Kuzuryū	Slate	140	approx. 30 km	Fairly strong earthquake felt
			Kisenyama	Sandstone	300	140 km	No earthquake felt
Higashi-Matsuyama	1/7/1968	6.1	Kinugawa	Liparite	60	100 km	Vertical motion assumed to have occurred from action of electrical fixtures

TABLEAU 2 - D'APRES OKAMOTO (69)

4.1.2 - Ouvrages profonds : mines

Les données sont encore plus rares que pour les installations plus superficielles ; plusieurs exemples relatifs à des mines situées entre quelques centaines de m et 2 000 m peuvent cependant être discutés.

Un des seuls exemples de dommages rapporté dans la littérature est fourni par PRATT et al. (76) au sujet de la mine de Welkom, Afrique du Sud. Lors du séisme du 16 décembre 1976 (magnitude 5.5), ayant causé de très graves dommages en surface, des déplacements allant jusqu'à 10 cm ont été observés dans la mine située à 2 000 m de profondeur. Il semble que la mine soit située à proximité immédiate de la faille ayant rejoué lors du séisme, et il n'est pas impossible qu'il s'agisse en fait de déplacements le long de cette fracture (cf. figure 20). Les éléments rapportés par les auteurs sont trop imprécis pour pouvoir tirer parti de ce cas. PRATT (76) cite aussi des déplacements de l'ordre de 5 à 10 cm observés lors de coups de toit de magnitude 2 à 3, dans des mines situées à 4 km de profondeur à Rand Gold district et Orange Free State district. Là aussi, la description des phénomènes est beaucoup trop imprécise pour être analysée. Enfin STEVENS (77) rapporte que lors du séisme du 6 juin 1868 à Virginia City, des variations importantes d'entrée d'eau ont été notées dans plusieurs mines et que le séisme a été ressenti à 457 m de profondeur.

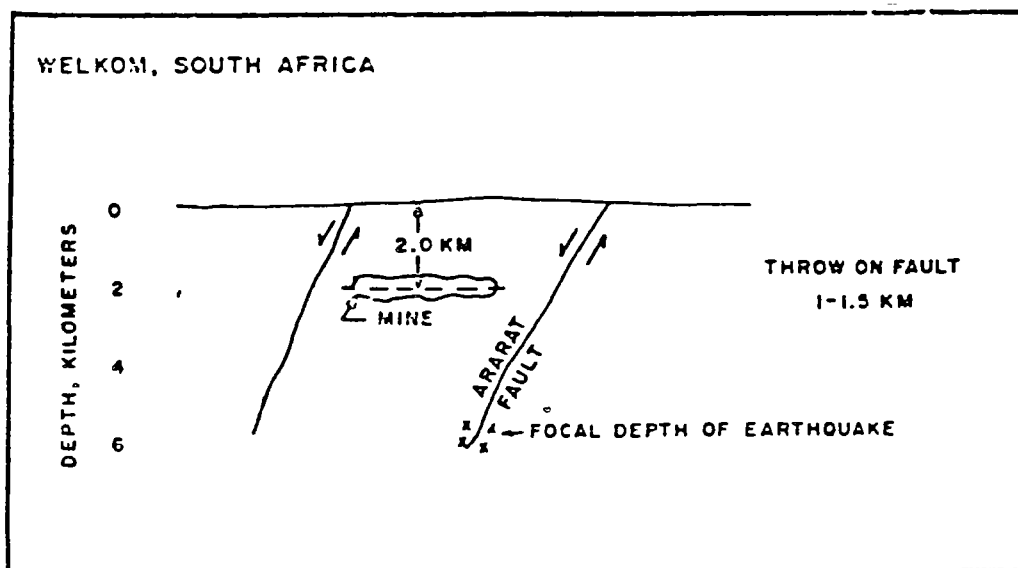


Fig. 20- Schéma de situation de la mine de WELKOM, Afrique du sud (d'après PRATT et al., (76))

Les contre-exemples sont eux, beaucoup plus nombreux. Parmi les cas explicitement cités dans la littérature, on peut relever :

- l'absence de dommages dans les mines de charbon de Matanuska Valley lors du séisme d'Alaska de 1964 de magnitude 8.5 (ECKEL, (74)) , à environ 150 km de l'épicentre,

- l'absence de dommages lors du séisme du 22 mai 1960 au Chili (magnitude 8.5), un des plus forts enregistrés au Monde, dans les mines de charbon où les mineurs ont remarqué des bruits inhabituels mais n'ont pas ressenti directement les secousses (STEVENS, (77)).

- même chose dans des mines de zinc et de charbon, lors du séisme péruvien du 31 mai 1970 (7.7), situées dans des aires d'intensité VII MM en surface.

4.1.3 - Conclusions préliminaires : le rôle des différents facteurs

Ces premières observations tendent à souligner un certain nombre de faits qui peuvent tenir lieu de conclusions préliminaires :

- a) D'une façon générale, les dommages relevés sur les ouvrages souterrains apparaissent beaucoup plus faibles que ceux affectant les structures en surface du sol dans la même région ; il peut même y avoir absence totale de dommage aux ouvrages souterrains alors que des destructions se produisent en surface.

De même, il semble que ces dommages soient moins nombreux et moins importants lorsque les ouvrages sont plus profonds. Les données sont cependant insuffisantes pour qu'une étude statistique significative, prenant en compte tous les facteurs pouvant intervenir (type d'ouvrage, magnitude du séisme, distance épacentrale, contexte géologique) soit établie.

- b) Il faut distinguer essentiellement deux types de dommages : ceux liés à des déplacements le long des fractures pré-existantes recoupant les ouvrages et ceux liés à l'ébranlement du sol.

Tous les auteurs s'accordent pour souligner que les dommages majeurs sont ceux de la première catégorie et qu'ils peuvent généralement être évités par une implantation judicieuse de l'ouvrage.

En ce qui concerne les déplacements mesurés dans des ouvrages souterrains lors de séismes majeurs, PRATT et al. (76) en ont établi une synthèse en distinguant ceux liés de façon certaine à des accidents recoupant les ouvrages, et en les comparant aux ordres de grandeur des déplacements observés en surface (figure 21). La seule donnée relative à une profondeur supérieure à 1 000 m (mine de Welkom, Afrique du sud) est d'ailleurs sujette à caution (cf. supra).

- c) DOWDING (63) a tenté d'établir une première corrélation entre l'apparition de dommages sur des tunnels et les valeurs de l'accélération horizontale maximale calculée en surface*, à partir de la magnitude du séisme, de la distance épacentrale et de lois d'atténuation existant dans la littérature (figure 22).

* La même corrélation est établie avec l'intensité macrosismique mais il s'agit d'une intensité théoriquement atteinte (corrélation accélération/intensité) et non des intensités réellement observées en surface dans les régions où les dommages aux ouvrages souterrains ont été relevés, ce qui aurait été plus intéressant.

Il distingue ainsi 3 domaines :

- l'absence de dommages, pour des accélérations maximales en surface inférieures à 0,2 g,
- l'apparition de dommages mineurs, pour des accélérations en surface comprises entre 0,2 et 0,5 g, domaine pour lequel, les cas d'absence de dommages sont encore nombreux et les dommages souvent liés à la proximité des portiques d'entrée du tunnel,
- l'apparition de dommages plus généralisés pour des accélérations en surface supérieures à 0,5 g, domaine où 1 seul cas d'absence de dommages est recensé et où les dommages sont moins souvent liés à la proximité des entrées du tunnel.

En superposant à ces 3 domaines définis statistiquement, les lois d'atténuation de l'accélération avec la distance au foyer établies pour différentes classes de magnitude et utilisées précédemment, il est possible de visualiser sur un graphe les domaines d'apparition probable de dommages aux tunnels en fonction de la magnitude du séisme et de la distance au foyer (figure 23).

Ces relations empiriques sont cependant établies en mêlant des tunnels situés à des profondeurs variables, de qualité de construction très différente et dans des contextes géologiques très variés. De plus, seules 71 données sont utilisées. Elles méritent donc d'être examinées avec beaucoup de précautions.

d) Le rôle de la formation géologique encaissante n'est pas non plus actuellement étudié sur des bases statistiques suffisantes pour que les conclusions avancées par divers auteurs, puissent être réellement retenues. WALLER (71 et 72) signale que les formations peu consolidées semblent particulièrement pénalisantes pour les puits. OKAMOTO (69) arrive à des conclusions analogues pour les tunnels.

e) PRATT (76) , comparant les dommages observés pour des puits et des tunnels ou des galeries lors d'un même séisme (par exemple, Alaska, 1964) considère que les structures verticales semblent moins vulnérables que les structures horizontales. Là aussi une plus grande prudence paraît nécessaire compte-tenu du faible nombre de données et de l'amalgame fait entre différents facteurs pouvant intervenir.

En fait il s'avère très difficile de tirer des conclusions sérieuses à partir des rares données d'observations existantes. Leur interprétation ne peut être tentée qu'à la lumière de mesures quantitatives effectuées dans des conditions précises et en développant des modèles théoriques plus élaborés.

4.2 - Enregistrements de mouvements sismiques dans des installations souterraines

4.2.1 - Enregistrements de séismes naturels

Ce sont surtout les Japonais qui se sont intéressés, de longue date d'ailleurs, aux caractéristiques du mouvement sismique en profondeur, en développant des campagnes d'enregistrement visant à comparer les mesures effectuées dans des installations souterraines et en surface du sol.

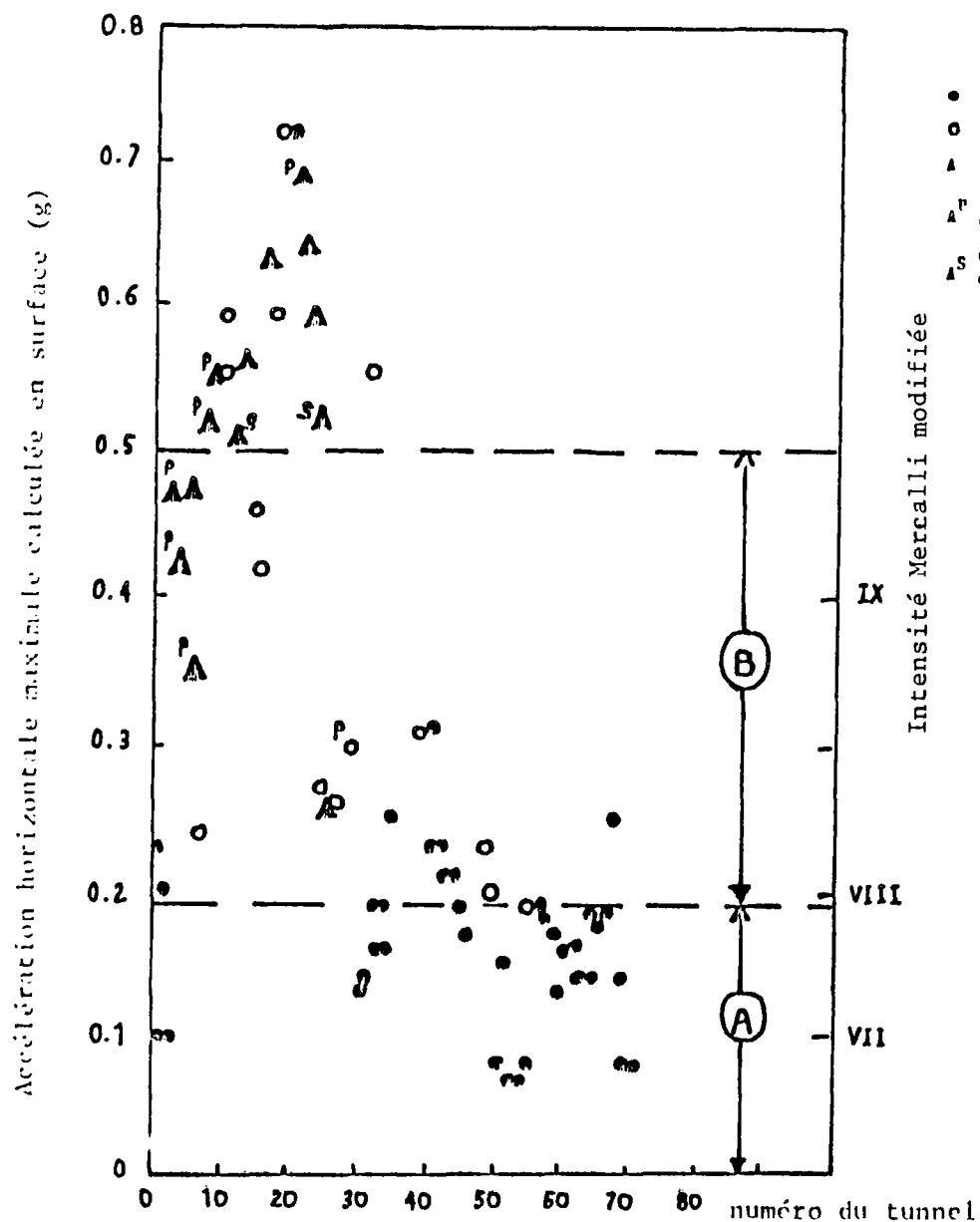


Fig. 22- Corrélation entre les dommages observés sur 76 tunnels étudiés et les valeurs de l'accélération maximale en surface du sol ou l'intensité Mercalli modifiée (d'après ROZEN, (62))

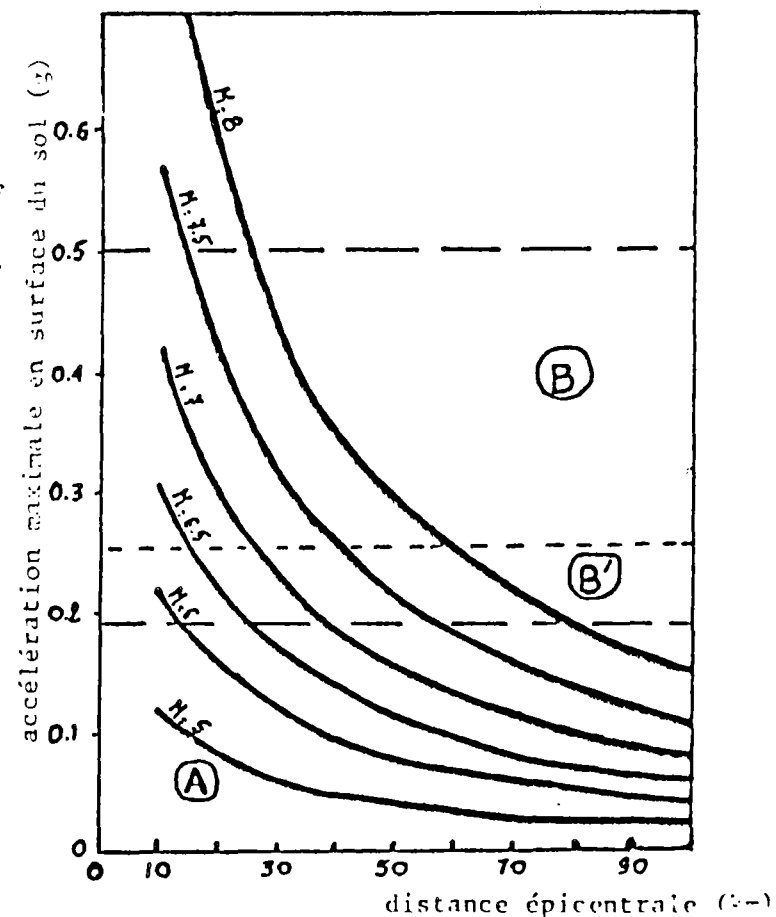


Fig. 23 - Superposition de lois d'atténuation de l'accélération avec la distance, pour différentes magnitudes, aux zones de dommages définies sur la fig. 22 (d'après ROZEN, (62))

Les premières mesures effectuées l'ont été à faible profondeur. OKAMOTO (69) rapporte les mesures effectuées par J. MILNE lors du violent séisme du 20 mars 1885, du fond d'un puits de 3 m sur le campus de l'Institut de Technologie de Tokyo. Au début du siècle, F. OMORI enregistra une trentaine de faibles séismes au fond d'un puits de 5,4 m de profondeur et évalua les rapports des valeurs maximales des déplacements, vitesses et accélérations entre la surface du sol et le fond du puits, respectivement à 2.2, 2.8 et 4.7.

Plus tard, NAKAMURA (78) compara les enregistrements de séismes obtenus sur des appareils installés respectivement à l'entrée d'un tunnel et à 451 m à l'intérieur, 89 m sous la surface. Des rapports de l'amplitude du mouvement sismique mesurée à l'intérieur à celle mesurée à l'extérieur du tunnel, variant entre 0.43 et 0.8 pour la composante parallèle à la direction du tunnel et entre 0.6 et 1.12 pour la composante orthogonale, ont ainsi été obtenus.

SAITA et SUZUKI (79) enregistrèrent de faibles séismes à Marunouchi respectivement à 10 et 20 m de profondeur, dans des terrains alluviaux. Ils obtinrent les mêmes fréquences prépondérantes en surface et en profondeur (0,2 s et 0,7 s) mais notèrent une réduction de l'amplitude de l'accélération maximale d'un facteur variant entre 3 et 5, entre la surface et les données obtenues à 20 m de profondeur. Par contre, aucune différence notable n'a pu être relevée entre la surface et 10 m de profondeur.

Suite au séisme du 26 novembre 1930 dans la péninsule d'Idu (magnitude de 7.0) ayant endommagé le tunnel de Tanna (cf. 4.1.1), NASU (66) développa une campagne d'enregistrements des répliques à l'aide de sismographes identiques placés respectivement à l'intérieur du tunnel (160 m de profondeur) et en surface du sol. Plus de 100 secousses ont été étudiées en comparant l'amplitude des déplacements mesurés en surface et en profondeur : le rapport est supérieur à 2 pour des périodes inférieures à 1 seconde et tend vers 1 pour des périodes supérieures ou égales à 4 secondes (figure 24). Considérant que les formations géologiques sont identiques en surface et en profondeur, NASU attribue cette diminution de l'amplitude du mouvement au seul effet de la profondeur.

KANAI et al. (80,81) ont comparé les enregistrements obtenus sur des sismographes horizontaux en surface du sol et à différentes profondeurs (150, 300 et 450 m) dans la mine de cuivre d'Hitachi (formations paléozoïques). En comparant les amplitudes mesurées sur les phases P et S, il obtient un rapport variant de 1 à 2 entre la surface et 450 m de profondeur et note globalement une décroissance de l'amplitude du mouvement avec la profondeur, bien que celle-ci soit irrégulière. Les mesures ont été complétées en comparant les enregistrements obtenus à 300 m de profondeur avec ceux recueillis sur 2 sites différents en surface : l'un sur les formations paléozoïques, l'autre sur des alluvions à 6 km de distance. Les comparaisons ont porté sur l'amplitude maximale et la période moyenne des ondes S. Les résultats sont présentés sur la figure 25 : le rapport des amplitudes mesurées en surface à celles obtenues à 300 m de profondeur décroît de 6 à 2 lorsque la période passe de 0.1 à 0.4 secondes, pour les sites sur les formations paléozoïques ; il devient supérieur à 8 pour des périodes comprises entre 0.2 et 0.3 secondes, pour le site de surface sur les alluvions.

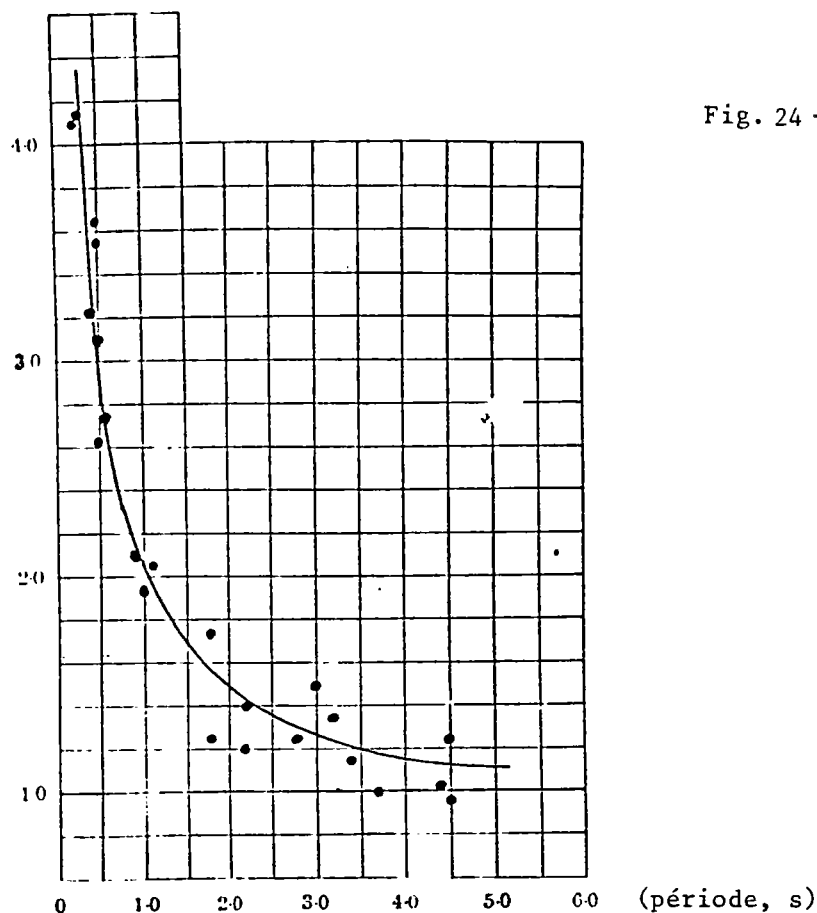
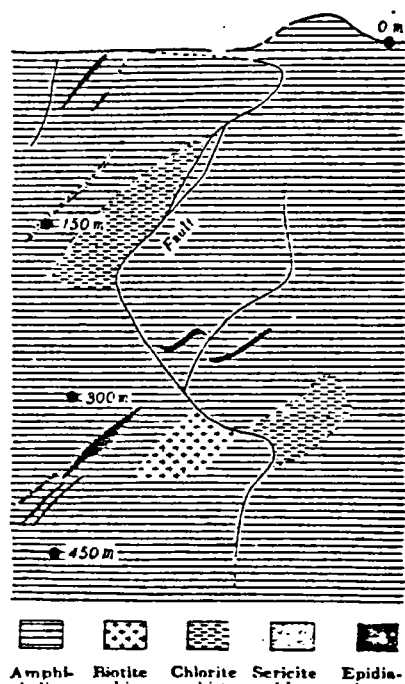


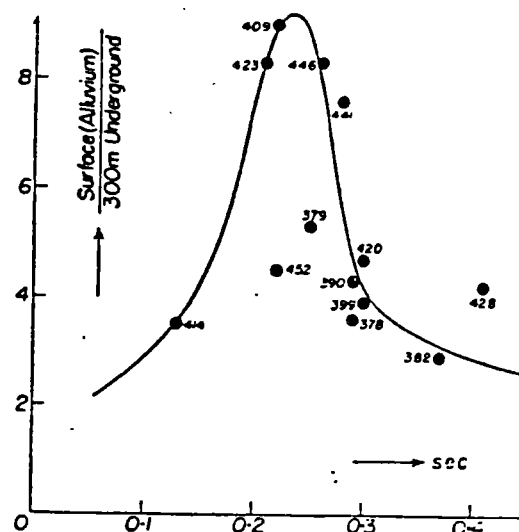
Fig. 24 - Rapport de l'amplitude du mouvement sismique enregistré en surface du sol à celle obtenue dans le tunnel de Tanna, Japon (160 m de profondeur), en fonction de la période (d'après NASU, (66))

A



Situation de la mine d'Hitachi, Japon

B



C

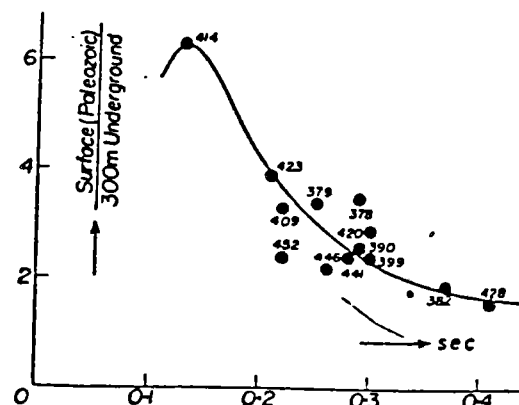


Fig. 25 - Rapport de l'amplitude du mouvement sismique enregistré en surface du sol (B : alluvions, C : rocher) à celle obtenue à 300 m de profondeur dans la mine d'Hitachi, Japon (d'après KANAI et al., (80,81))

Ces résultats comme ceux de NASU, montrent que la variation de l'amplitude du mouvement sismique avec la profondeur dépend des périodes considérées, même si globalement une diminution apparaît lorsque la profondeur augmente.

IWASAKI et al. (82) ont enregistré sur des accéléromètres placés dans des trous de forage jusqu'à des profondeurs de 150 m, des séismes de magnitude 4.8 à 7.2, en 4 sites de la baie de Tokyo, dont 3 dans des argiles et des sables et le quatrième dans des siltites. De l'analyse des accélérogrammes obtenus aux différentes profondeurs, ils concluent que :

- les valeurs des accélérations maximales, en fonction de la profondeur, varient considérablement selon les conditions de sol près de la surface ; les rapports des valeurs en surface à celles aux niveaux les plus profonds (110 à 150 m) sont de l'ordre de 1.5 pour les sols les plus fermes, 1.5 à 3 pour les sols sableux et 2.5 à 3.5 pour les sols très argileux ;

- les fréquences caractéristiques du mouvement sismique enregistré en profondeur sont similaires à celles obtenues en surface.

OKAMOTO (69) cite de nombreux exemples récents d'enregistrements simultanés de secousses sismiques en surface du sol et à différentes profondeurs. Les accélérogrammes obtenus à Urayasu en surface du sol et à 37 m de profondeur sur un site composé de 30 m de silt puis de sables consolidés, sont donnés sur la figure 26a. Une amplification des accélérations maximales dans un facteur de 2 à 4, de même qu'une modification des périodes prépondérantes sont observées en surface du sol et attribuées à la présence des couches alluviales.

OKAMOTO (69) donne un autre exemple, cette fois dans un site rocheux (liparite, légèrement altérée en surface) à Sudagai (fig. 26b). Les accélérogrammes obtenus respectivement en surface du sol et à 38 m de profondeur (centrale souterraine) montrent une certaine similitude, avec des périodes prépondérantes de 0,4 s ; cependant l'accélération à 38 m de profondeur n'est plus que de 45 % à 50 % de celle mesurée en surface, pour des périodes de 0,3 à 0,5 secondes. Ainsi, si les rapports d'amplitude entre la surface et le sous-sol sont de même ordre que ceux mesurés pour des formations alluviales, la similitude des enregistrements recueillis ici conduisent à penser qu'il ne peut s'agir d'un phénomène de réflexion multiple dans les niveaux superficiels.

C'est toujours dans un sol "rocheux" (tuff à grains grossiers ; V_p : 3.9 km/sec.) que des enregistrements ont été effectués en surface et à différentes profondeurs (-17 m, -34 m, -51 m, -67 m) dans une galerie verticale de la centrale électrique de Kinugawa (OKAMOTO, (69)). En plus de 5 accéléromètres, 2 sismographes-déplacement ont été placés respectivement en surface du sol et au fond de la galerie.

Peu de différences sont notées sur les enregistrements des déplacements en surface et au fond de la galerie. Par contre, les accélérations peuvent être 2 fois plus élevées en surface que dans le sous-sol (figure 27).

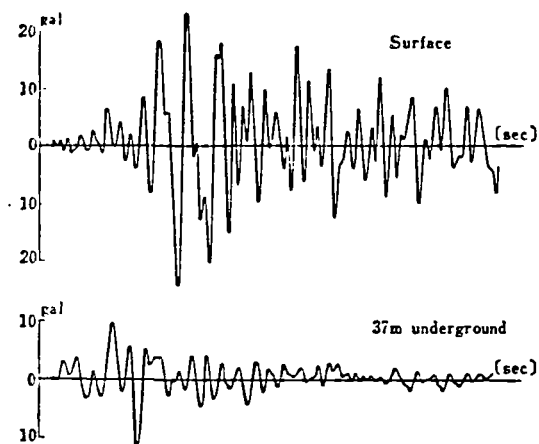


Fig.26a - Accélérogrammes enregistrés en surface du sol et à 37 m de profondeur à Urayama, Japon (d'après OKAMOTO, (69))

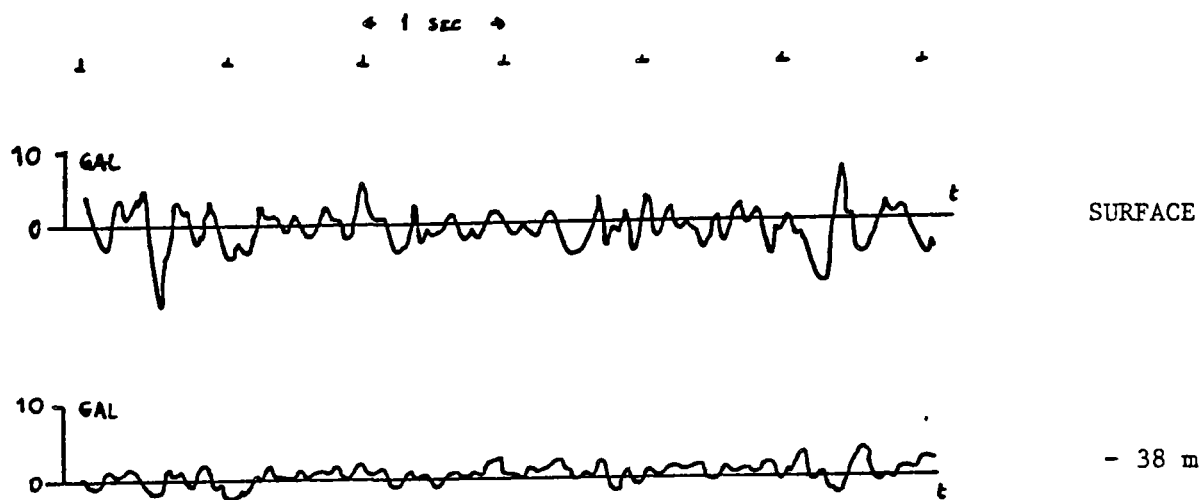
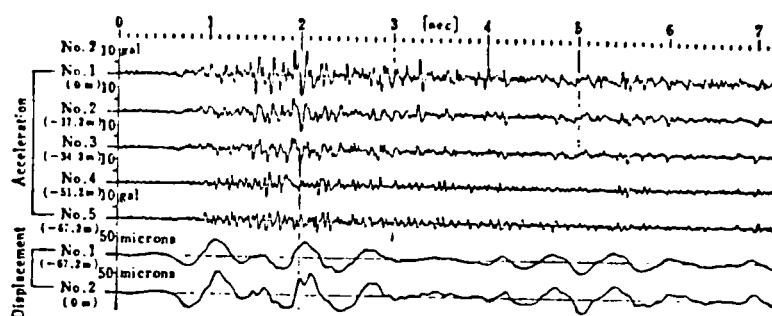
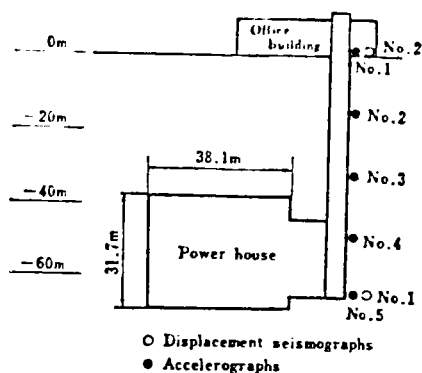


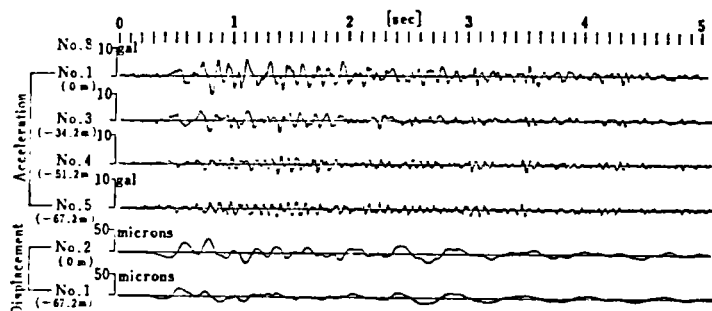
Fig.26b - Accélérogrammes enregistrés en surface du sol et à 38 m de profondeur (en site rocheux), à Sudagai, Japon (d'après OKAMOTO, (69))



(a)

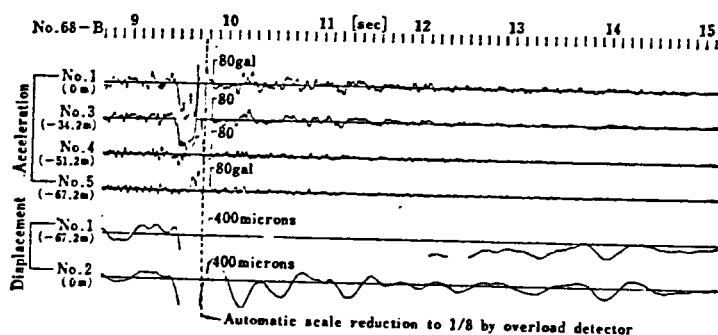
24.12.1962

Situation des enregistreurs
installés à la centrale de
KINUGAWA, Japon



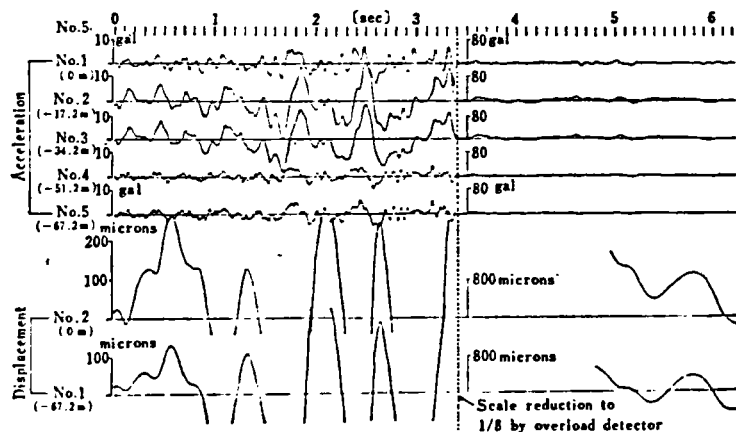
(b)

20.12.1964



(c)

06.04.1965



(d)

Fig.27 - Exemples d'enregistrements
(accélérations, déplacements)
obtenus en surface
du sol et à diverses pro-
fondeurs à la centrale de
KINUGAWA, Japon
(d'après OKAMOTO, (69))

Séisme du 16 juin 1964 (Niigata)

OKAMOTO a utilisé les mesures pour établir une relation empirique entre les valeurs de l'accélération maximale à 70 m de profondeur, la magnitude du séisme et la distance épacentrale :

$$\log \frac{\Lambda_{\max}}{640} = \frac{(\Delta + 40)}{100} (-7.604 + 1.7244M - 0.1036M^2)$$

avec : $\Lambda_{\max}$: accélération maximale (gals) à 70 m de profondeur, en sol "rocheux",

Δ : distance épacentrale (km),

M : magnitude.

DOWDING (63) a repris les résultats fournis par OKAMOTO en mettant en évidence les variations d'amplitude observées entre la surface et le sous-sol, en fonction de la fréquence (figure 28). Il apparaît ainsi que ces variations dépendent du séisme considéré et de la fréquence. En étudiant les rapports d'amplitude moyens calculés pour plusieurs séismes, il montre que les valeurs extrêmes sont obtenus pour des fréquences inférieures ou égales à 10-12 Hz.

Enfin, les données apportées par CARDER (83) lors d'enregistrements de micro-séismes (période : 4 à 5 sec.) sur des sismographes verticaux placés respectivement en surface et à 1 524 m de profondeur dans la mine de Homestake (sud Dakota), fait apparaître des amplitudes sensiblement égales. Il faut souligner qu'à la différence de la plupart des autres exemples cités, c'est la composante verticale du mouvement sismique qui est enregistrée ici. Il n'est pas possible pour autant d'en tirer une conclusion trop hâtive car les données recueillies par IWASAKI et al. (cf. supra) fournissent, elles, des rapports de l'accélération mesurée en surface et dans le sous-sol (jusqu'à 150 m de profondeur) équivalents pour les composantes horizontales et verticales (soit de 1.5 à 3.5).

En conclusion, il faut souligner que la plupart des mesures mentionnées dans la littérature se rapportent à des profondeurs relativement faibles : en général inférieures à 100-150 m. Les informations les plus intéressantes sont celles recueillies sur des sites "rocheux", où l'amplification dynamique introduite par les formations superficielles n'intervient pas. Dans ce cas, il est noté une décroissance globale de l'amplitude du mouvement sismique (en déplacement, mais surtout en accélération) avec la profondeur ; cette décroissance dépend cependant de la fréquence et semble maximale pour des fréquences inférieures à 10-12 Hz.

Pour compléter ces premières données instrumentales, il peut être intéressant de prendre en compte celles fournies par les enregistrements d'explosions nucléaires souterraines. Celles-ci, en effet, font l'objet de campagnes d'observation importantes mais qui, le plus souvent malheureusement, sont focalisées sur les phénomènes se produisant en champ proche.

4.2.2 - Enregistrements d'explosions nucléaires souterraines

Malgré la quantité d'enregistrements effectués lors d'explosions nucléaires souterraines, y compris dans des colonnes d'instrumentation profondes, leur intérêt pour apprécier les effets potentiels de séismes dans le sous-sol est limité pour 2 raisons :

- la plupart des enregistrements sont effectués au voisinage immédiat des points de tir (quelques centaines de mètres), où les niveaux d'accélération sont très élevés (plusieurs dizaines de g) et où le comportement du milieu est modifié (non élastique),

- l'analogie explosion nucléaire/séisme n'est pas applicable directement à cause de différences notables explicitées ci-après.

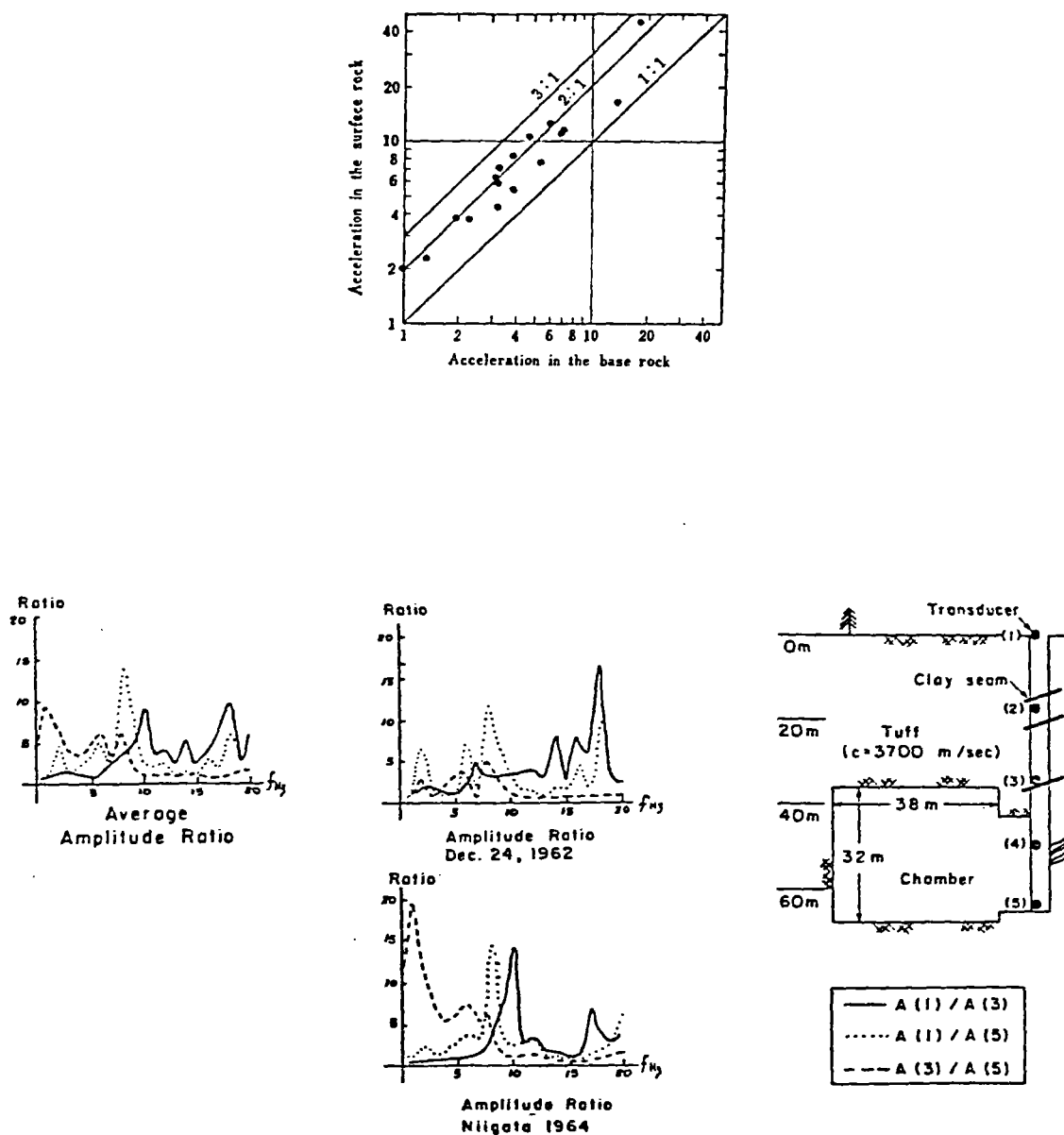


Fig. 28 - Exploitation des enregistrements effectués à la Centrale de KINUGAWA, Japon. Evaluation des rapports d'amplitude entre différentes profondeurs et variations en fonction de la fréquence (d'après DOWDING, (63))

Une explosion nucléaire souterraine représente une source d'énergie quasi-ponctuelle, alors que les séismes correspondent à des sources étendues. D'autre part, comme l'ont montré plusieurs études (RODEAN, (84) ; ARCHAMBEAU et al., (85) ; BACHE et al., (86) ; BLUME, (87) ; etc.) reprises par PRATT (76), les explosions nucléaires tendent à engendrer des ondes de surface plus faibles que les séismes naturels et, à magnitude d'onde de volume équivalente, les explosions nucléaires produisent des accélérations, vitesses et déplacements inférieurs à ceux dus aux séismes et ce, à égale distance de la source.

Malgré ces réserves, les observations faites lors d'explosion nucléaires souterraines peuvent témoigner de l'existence de déplacements résiduels au sein de massifs rocheux (le long de joints ou de fractures) et quelques exemples seront donnés ici à titre indicatif.

Elles donnent une idée d'effets possibles pour des installations souterraines qui seraient situées au voisinage même de source sismique majeure, et en limite, des ordres de grandeurs très approximatifs (et malgré tout contestables) des valeurs supérieures des accélérations, vitesses et déplacements correspondants.

W. PERRET (88) donne les résultats obtenus lors de plusieurs explosions nucléaires souterraines majeures dans les formations volcaniques de l'île d'Amchitka (Alaska). Les tirs MILROW (10.2.69) et CANNIKIN (11.6.71) d'une puissance de 1 000 KT et inférieure à 5 000 KT respectivement (soit équivalents à des magnitudes d'onde de volume 6 à 7), ont été enregistrés en surface dans un rayon de 10 km et à des profondeurs allant jusqu'à 1 000 m mais au voisinage immédiat de la source (de l'ordre d'1 à quelques centaines de mètres). Les résultats obtenus sont présentés sur le tableau 3a, b, c. A des distances de la source de l'ordre de 1 000 m (profondeurs variant entre 30 et 450 m), des déplacements résiduels de 2 à 4 m ont été mesurés, dans des domaines d'accélérations de l'ordre de 20 g.

En surface, des mouvements relatifs ont été observés le long de plusieurs failles pré-existantes situées entre 2 et 3 km de la verticale du point de tir, avec une amplitude maximale de 30 cm pour la composante verticale et 10 cm pour la composante horizontale. Par contre, à la suite du tir PILEDRIER sur le site du Nevada (dans du granite), PRATT (76) n'a observé aucun déplacement résiduel dans un rayon de 425 m, où les accélérations mesurées ont atteint 30 g. Aucune faille cependant n'était apparente dans la zone étudiée.

De nombreux autres exemples sont décrits dans la littérature, mettant en évidence des déplacements relatifs de blocs dans les massifs rocheux, le long de discontinuités ou de fractures pré-existantes, lors d'explosions nucléaires souterraines majeures et dans un rayon allant jusqu'à quelques kilomètres.

Enfin, lors d'explosions nucléaires souterraines au Sahara, des enregistrements ont été effectués avec des capteurs situés en surface et à différentes profondeurs dans un massif granitique (0, -12, -42 et -58 m), à 15 km du point de tir (ALBARET et al., (89)). Ces données ne sont malheureusement pas accessibles*.

* Des programmes équivalents sont développés depuis plusieurs années sur les sites expérimentaux du Pacifique. La recherche et l'exploitation éventuelle de ces données sort du cadre de cette étude.

Tableau 3 - Enregistrement des tirs MILROW et CANNIKIN (Alaska),
à différentes profondeurs et distances de l'explosion
(d'après PERRET, 1972, (88))

MILROW AND CANNIKIN SUBSURFACE MOTION DATA

Station Number	Depth (m)	Slant Range (m)	Arrival Time (sec)	Acceleration (g)	Particle	Velocity	Displacement	
					Peak (m/sec)	Pos. Phase (sec)	Peak (m)	Residual (m)
<u>Milrow</u>								
1-1-20	609.6	616.3	0.1465	67.3	11.3	>0.073	>6	-
1-1-25	457.2	767.5	0.1872	36.1	8.35	1.38	3.53	+2.6
1-1-30	304.8	919.0	0.2332	27.3	9.57	2.05	4.65	+4.7
1-1-35	152.4	1071	0.2772	24.5	5.03	1.32	2.59	+1.7
1-2-37	91.4	1131	0.2983	19.6	6.71	1.04	3.68	+1.4
1-2-39	30.5	1192	0.3152	20.7	8.90	1.03	4.93	+1.7
<u>Cannikin</u>								
1-25	1042	753.8	0.155	110	18.6	>0.20	>2	-
1-30	888	906.5	0.198	57	18.3	>0.17	>2	-
1-40	623	1171	0.260	30	14.6	>0.45	>2.5	-
1-45	470	1324	0.305	14	6.1	>0.57	>1.2	-
1-50	316	1477	0.348	12	5.8	>0.52	>1.3	-
1-55	162	1630	0.400	12	6.7	>0.46	>2.1	-
1-57	90.8	1702	0.425	15	7.6	>0.20	>1.2	-
1-58	60.0	1732	0.435	18	11.0	0.57	>2.8	-
1-59	30.8	1762	0.450	19	10.0	1.26	5.69	-

A

MILROW SURFACE MOTION DATA

Station Number	Component	Range		Arrival Time (sec)	Acceleration*		Particle Velocity*			Displacement* (m)
		Horizontal (m)	Slant (m)		Initial (g)	Impact (g)	Positive (m/sec)	Pos. Phase (sec)	Negative (m/sec)	
S-0	Vert.	75.6	1220	0.328	35.5	10.3	8.44	1.1	-6.83	4.32
	Rad.			-	1.6	2.9	0.49	1.9	-0.70	0.61
	Tang.			-	-	-	0.22	-	-0.23	0.03
S-2	Vert.	572.7	1350	0.368	14.1	10.4	4.79	0.64	-3.20	1.50
	Rad.			-	2.5	7.8	0.91	1.1	-1.07	0.64
	Tang.			-	1.2	6.6	0.37	-	-1.10	0.05
S-4	Vert.	1225	1733	0.471	6.9	28.2	3.29	0.47	-3.23	0.79
	Rad.			-	2.1	10.1	0.67	1.1	-0.73	0.53
	Tang.			-	-	-	0.14	-	-0.37	-0.07
S-5	Vert.	1354	1792	0.482	5.8	8.4	4.24	0.36	-3.75	0.81
SF-6	Vert.	1837	2196	0.629	8.6	19.4	1.86	0.30	-2.38	0.30
	Tang.			-	0.9	3.9	0.34	0.70	-0.34	-0.13
SF-7	Vert.	2010	2350	0.628	2.7	20.5	1.22	0.26	-2.26	0.18
	Tang.			-	0.82	3.1	0.46	0.53	-0.28	-0.08
S-8	Vert.	2405	2697	0.722	3.2	6.2	1.83	0.24	-1.80	0.23
	Rad.			-	1.5	4.3	0.76	1.1	-0.37	0.28
	Tang.			-	-	-	0.46	-	-0.49	-0.11
S-11	Vert.	3491	3696	1.000	-	-	0.98	0.27	-1.04	0.15
	Rad.			-	-	-	0.43	-	-0.55	0.22
S-17	Vert.	5199	5339	1.405	1.6	1.8	0.76	0.21	-0.79	0.08
	Rad.			-	0.73	-	0.43	0.34	-0.26	0.08
	Tang.			-	-	-	0.12	-	-0.10	0.04
S-32	Vert.	9852	9930	2.401	0.25	0.16	0.21	0.22	-0.25	0.02
	Rad.			-	0.19	0.30	0.14	0.34	-0.18	0.02
	Tang.			-	0.03	0.10	0.05	-	-0.05	0.01

* Positive motion is upward in vertical components, outward in radial components, and clockwise in tangential components.

E

Tableau 3 (suite) - Enregistrement des tirs MILROW et CANNIKIN (Alaska),
à différentes profondeurs et distances de l'explosion (d'après PERRET, 1972, (88))

CANNIKIN SURFACE MOTION DATA

Station Number	Component	Range		Arrival Time (sec)	Acceleration		Particle Velocity			Displacement (m)
		Horizontal (m)	Slant (m)		Initial (g)	Impact (g)	Positive (m/sec)	Pos. Phase (sec)	Negative (m/sec)	
S-0	Vert.	14.9	1789	0.465	36	-	12.5	1.26	-	7.8
	Rad.			-	-	-	0.24	-	-	0.04
S-01	Vert.	98.8	1792	0.450	30	-	11.3	1.10	-	5.9
	Rad.			-	1.0	-	0.23	-	-	0.01
S-1	Vert.	321.0	1821	0.455	17	>10	6.4	0.98	-	4.5
	Rad.			-	0.6	-	0.12	>1.3	-	>0.1
	Tang.			-	-	-	0.12	0.08	-	-
S-3	Vert.	966.8	2053	0.510	15	35	5.8	0.69	-4.6	2.2
	Rad.			-	1.0	3.5	1.1	>1.3	-	>1.2
	Tang.			-	-	-	0.37	1.13	-0.21	0.33
SB-4	Vert.	1309	2169	0.560	10	> 6.0	6.4	0.77	-4.9	2.5
	Rad.			-	4.2	> 2.0	2.1	>1.2	-	>1.2
	Tang.			-	-	-	0.38	0.11	-0.12	>0.14
SF-55	Vert.	1284	2220	0.550	10	16	5.2	0.63	-4.3	1.7
	Rad.			-	2.5	- 5.2	1.4	1.23	-0.30	1.3
	Tang.			-	1.5	- 3.0	0.52	0.18	-0.43	>0.06
SF-5N	Vert.	1657	2458	0.615	6.0	26	4.0	0.49	-4.9	1.1
	Rad.			-	1.0	5	1.1/3.4	>1.2	-	>1.1
	Tang.			-	0.5	3.4	0.27/0.91	0.21	-	>0.2
S-6	Vert.	1821	2571	0.660	5.8	25	3.2	0.46	-4.1	0.81
	Rad.			-	2.4	- 5.4	1.4	>1.1	-	>0.81
SF-12S	Vert.	3007	3512	0.905	3.2	4.5	2.4	0.40	-2.7	0.53
	Rad.			-	1.2	- 1.7	1.6	0.84	-0.30	0.91
	Tang.			-	0.3	0.9	0.21	0.21	-0.09	-
SF-12N	Vert.	3380	3835	0.995	3.2	8.8	2.3	0.37	-2.4	0.47
	Rad.			-	1.6	-3.5	1.0	0.65	-0.85	>0.41
	Tang.			-	0.5	-3.5	0.37	0.30	-1.1	0.06
S-18	Vert.	5387	5688	1.49	4.0	-	2.4	0.31	-	0.36
	Rad.			-	1.2	-	0.70	>0.34	-	>0.15
	Tang.			-	0.2	-	0.21	>0.33	-	>0.05
S-35/ESL	Vert.	10440	10585	2.94	0.5	-	0.40	0.23	-0.31	0.04
	Rad.			-	0.4	-	0.24	0.44	-0.34	0.03
	Tang.			-	0.4	-	0.16	-	-0.14	0.04

Note: Positive motion is upward for vertical, outward for radial, and clockwise for tangential records.
Values shown "greater than" imply phase duration or signal level at power loss.

C

En ce qui concerne les mouvements de blocs observés en surface lors d'explosions nucléaires souterraines (dont plusieurs études de synthèse ont été faites : SNYDER, (90) ; RAWSON, (91) ; BLOUIN, (92)), le problème qui se pose est celui de leur extension éventuelle à des profondeurs importantes.

Plusieurs modèles analytiques ont été développés pour évaluer les mouvements différentiels de blocs pouvant éventuellement être associés aux explosions (DAI et al., (93)). L'intérêt qu'ils peuvent présenter dans le cadre de cette étude est lié à la possibilité de les adapter au cas des sources sismiques naturelles. C'est ce qui sera examiné dans la 3ème partie de ce rapport.

4.3 - Modèles de simulation

Il n'est pas possible ici d'analyser de façon critique et détaillée l'ensemble des études théoriques qui ont pu être développées pour approcher le problème de la simulation du mouvement sismique et de ses conséquences à de grandes profondeurs. Il s'agit simplement d'indiquer à travers les exemples cités et les résultats obtenus, les types de problèmes qui ont été examinés et les voies de recherche correspondantes. Beaucoup de travaux, concernant notamment les déplacements induits au sein des massifs rocheux en profondeur, font l'objet de rapports qui restent confidentiels (Défense Nationale) et il n'a pas été possible de les consulter.

Ces modèles traitent essentiellement deux types de problèmes : le comportement d'une cavité souterraine sous sollicitation sismique, les champs de déplacements engendrés à différentes profondeurs par les sollicitations sismiques.

4.3.1 - Comportement d'une cavité souterraine sous sollicitation sismique

DOWDING (63) a abordé le problème sous l'angle des fréquences critiques pour l'apparition de désordres au sein de la cavité. Il rappelle les études théoriques de MIKLOWITZ (94) sur la circulation d'ondes de surface (ondes de Rayleigh) le long de la surface interne d'une cavité sphérique, phénomène assimilé à celui de résonance de la cavité. Les ondes sont en quelque sorte, "piégées" par ces cavités de grande dimension. Cependant, d'après COOK (95), les conditions idéales pour que cette circulation soit entretenue existent seulement si les longueurs d'onde sont sensiblement égales au rayon de courbure de la cavité. DOWDING note ainsi qu'il ne peut s'agir que d'ondes de très haute fréquence (par exemple pour une cavité de rayon 20 m et une vitesse des ondes de surface de l'ordre de 2 000 m/sec, les fréquences critiques sont voisines de 100 Hz). Cependant s'il s'agit de cavités de très grandes dimensions (rayon de l'ordre de 100 m), les fréquences critiques sont plus faibles et plus proches des domaines de valeurs généralement associés au mouvement sismique.

Il n'est pas certain cependant que cette circulation "forcée" des ondes de surface puisse se produire pour des cavités aux formes irrégulières, compte-tenu de phénomènes de réflexions et d'interférences.

DOWDING (63) insiste sur ces valeurs élevées des fréquences critiques pour l'apparition de désordres dans des cavités, en reprenant également les travaux de RHINEHART (96), pour souligner que de telles conditions ne peuvent exister qu'au voisinage des sources sismiques ou pour des ébranlements associés à des explosions.

DOWDING (63) résume également les travaux de différents auteurs sur les concentrations de contraintes dynamiques autour d'une cavité (GARNET, (97)). Celles-ci semblent ne pas excéder de plus de 20 % celles créées par l'excavation elle-même (en conditions statiques).

Le problème est traité plus en détail par OKAMOTO (69). Il considère une cavité circulaire (tunnel) placée dans un milieu élastique, soumise sur un de ses flancs à une onde de cisaillement incidente. OKAMOTO calcule la force résultante agissant perpendiculairement à la surface du revêtement du tunnel, du fait de la réflexion des ondes de cisaillement et des ondes longitudinales sur la cavité, dans le cas où le diamètre de la cavité est petit par rapport à la longueur d'onde du mouvement sismique. Il en déduit la charge sismique maximale et la contrainte maximale représentée par :

$$\sigma = \frac{12 a v_0 \frac{h}{r}}{16 \frac{C_s}{E_c} + \frac{g}{\rho C_s} \left(\frac{h}{r}\right)^3}$$

avec a : amplitude de l'onde sismique incidente

v_0 : amplitude de la vitesse de l'onde sismique

h : épaisseur du revêtement

r : rayon de la cavité

C_s : vitesse de propagation des ondes de cisaillement

E_c : module d'Young du revêtement en béton

g : accélération de la pesanteur

ρ : masse volumique du sol

Il apparaît ainsi que les contraintes dans le revêtement dépendent de la vitesse du mouvement sismique.

Hormis ce cas particulier des tunnels, OKAMOTO traite aussi plus généralement le problème des concentrations de contraintes dynamiques engendrées par les séismes autour des cavités souterraines. OKAMOTO considère une cavité circulaire placée dans un milieu élastique bi-dimensionnel de dimension infinie, soumise à des ondes de cisaillement sinusoïdales se propageant selon une direction. Des concentrations de contrainte se produisent du fait de la réflexion des ondes sur la cavité et de leur "superposition" aux ondes incidentes. En appliquant la théorie de l'élasticité et en supposant qu'il n'y a pas de revêtement à l'intérieur de la cavité et que le diamètre de celle-ci est petit par rapport à la longueur d'onde, les contraintes périphériques peuvent être exprimées par :

$$\sigma_{\theta\theta} = \frac{2Gv_0}{C_s} \left(1 - \frac{C_s^2}{C_p^2}\right) \sin 2\theta \sin pt$$

avec G : module de cisaillement élastique du sol

v_0 : amplitude de la vitesse des ondes de cisaillement incidentes

C_s : vitesse de propagation des ondes de cisaillement dans le sol

C_p : vitesse de propagation des ondes de compression dans le sol

p : fréquence angulaire de l'onde sinusoïdale incidente

θ : angle par rapport à la direction de propagation de l'onde incidente

Il apparaît ainsi que :

- les contraintes sont maximales dans la région où l'angle d'incidence de l'onde sur la cavité est voisin de 45° ,

- la contrainte est proportionnelle au produit de la vitesse de l'onde incidente par "l'impédance du sol".

Lorsque la forme de la cavité n'est plus régulière, l'approche mathématique du problème devient trop complexe. C'est pourquoi des simulations expérimentales ont été développées en utilisant des techniques photoélastiques (OKAMOTO, (69)) : des plaques de gel comportant des cavités de forme quelconque sont placées sur table vibrante et les lignes isochromatiques sont photographiées en lumière polarisée (figure 29). Elles permettent alors d'obtenir les contraintes sur une surface libre puis d'en déduire les contraintes internes (OKAMOTO et al., (98)).

Dans les cas précédents, le milieu était supposé homogène. Le problème est différent lorsque le milieu est affecté par des discontinuités. Ainsi CUNDALL (99, 100) a développé un modèle dit "Discrete rock block approach" (DBA) en supposant que les déformations se produisent uniquement aux frontières de blocs. Le comportement des joints, représentant les frontières de blocs, est décrit par une relation force/déplacement à la fois selon les directions normale et tangentielle. L'excitation sismique peut être modélisée par cette approche en se donnant une fonction de vitesse dépendant du temps à une frontière et en calculant les déplacements relatifs résiduels des blocs autour de la cavité (DOWDING, (63)). La figure 30 donne un exemple de résultat obtenu. CUNDALL (100) précise cependant que l'hypothèse restreignant les déformations aux seules frontières de blocs n'est valable que pour les cavités relativement superficielles.

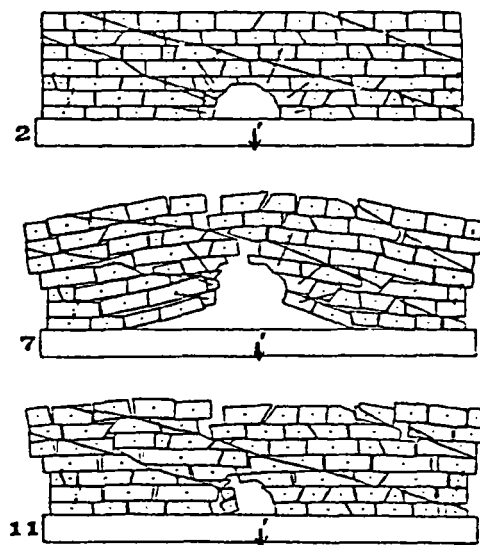


Fig. 30 - Exemple d'application du modèle "Discrete rock block approach" au cas d'un tunnel (d'après DOWDING, (63))

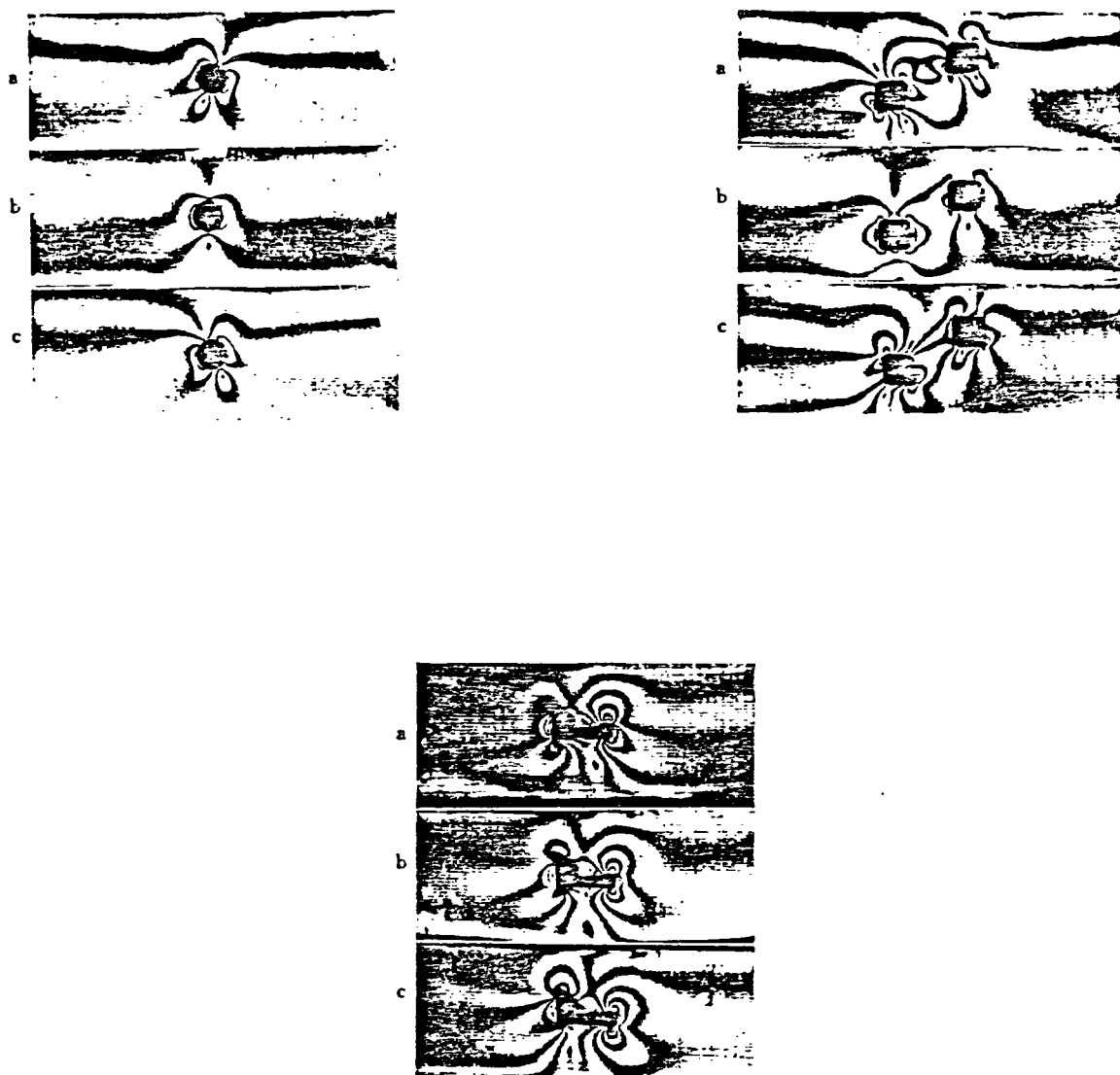


Fig. 29 - Exemples de tests photo-élastiques pour l'estimation des concentrations de contraintes autour de cavités de forme diverses soumises à une sollicitation sismique (d'après OKAMOTO, (69)).

a et c : amplitudes maximales des vibrations sismiques
 b : lignes isochromatiques en condition neutre

NEWMARK (101) propose un modèle analogue visant à définir la réponse individuelle à l'ébranlement d'un bloc donné au sein d'une cavité. Les limitations au modèle sont identiques au cas précédent.

Enfin HARDING (102) a cherché à calculer les effets des ondes sismiques sur les "piliers" séparant différentes cavités d'une même mine. Les "piliers" représentent en fait des masses rocheuses de dimension équivalente à celles des cavités. Il étudie les variations de contraintes et les déplacements horizontaux et verticaux en fonction du temps à la base des piliers, lors du passage d'ondes de volume (ondes longitudinales et transversales). HARDING considère des cavités placées dans un milieu stratifié (les cavités restant au sein d'une même couche) et traite plusieurs cas en faisant varier les vitesses de propagation des ondes P et S dans les différentes couches. La source sismique de dimension finie est supposée proche de la mine. HARDING utilise une approche dynamique par éléments finis. Les données quantitatives relatives aux hypothèses utilisées (notamment pour la source sismique) ne sont pas précisées cependant dans la publication consultée ce qui ne permet pas de tirer parti des résultats présentés.

4.3.2 - Calcul des champs de déplacement engendrés dans le sous-sol par les séismes

Les principaux types de désordre susceptibles d'affecter les installations souterraines sont liés à l'éventualité de déplacements résiduels ou de déformations qui, dans le cas particulier des stockages, peuvent modifier les perméabilités du milieu et consécutivement les circulations d'eau souterraine. L'existence de ces déplacements ou déformations résiduelles est prouvée par un certain nombre d'observations et de mesures faites dans des installations souterraines ou directement dans le sous-sol après des séismes majeurs ou de fortes explosions (cf 4.1 et 2). Les déplacements en surface du sol liés aux sollicitations sismiques sont de mieux en mieux connus, grâce à des enregistrements de plus en plus nombreux d'une part et au développement récent de modèles théoriques d'autre part (par exemple, BOUCHON et AKI, (103) ; BARD, (104) ; BOUCHON et al., (105).

Peu d'auteurs par contre se sont intéressés aux déplacements au sein des massifs rocheux. Un certain nombre de recherches ont été développées en liaison avec les explosions nucléaires souterraines. Peu d'entre elles sont cependant accessibles. De plus, leur extrapolation directe au cas des séismes n'est pas possible en raison des différences des sollicitations résultant de chacun de ces types de sources (cf. 4.2.2).

C'est surtout en liaison avec les projets d'évacuation de déchets radioactifs en formations géologiques profondes, que des modèles applicables aux sources sismiques ont été recherchés (PRATT, (6)).

4.3.2.1 - Champs de déplacement associés aux explosions nucléaires souterraines

Plusieurs modèles théoriques ont été proposés, en particulier par DAI et LIPNER (93) : "thrust block model", "surface block-dynamic response model", "Kinematic model" et "Incipient fault motion model". Les 2 premiers s'appliquent à des régions au voisinage d'une surface libre, les 2 derniers peuvent être utilisés en profondeur dans le sous-sol. Les 3 derniers peuvent être adaptés aux cas des séismes en tenant compte des différences relatives à la géométrie de la source et à l'énergie rayonnée par la source (PRATT et al., (6)).

JOHNSON et al. (106) ont défini, dans le cas du dernier modèle ("incipient fault motion model"), les conditions requises pour l'apparition d'un cisaillement important le long d'un joint ou d'une fracture au sein de la roche et ce en traitant analytiquement le cas idéal d'une onde élastique sphérique se propageant dans un milieu infini homogène et isotrope. Ces conditions portent sur trois points : la distance du joint à la source, l'orientation de la discontinuité et les caractéristiques du champ de contraintes in situ. JOHNSON a développé les calculs dans le cas d'une source explosive ; l'aspect qualitatif du problème reste le même pour une source sismique à une certaine distance. Les hypothèses de base du calcul sont données sur la figure 31. Les contraintes normale et de cisaillement agissant sur le joint sont alors données par :

$$\sigma(t) = \sigma_r(r_j, t) \cos^2 \theta + \sigma_t(r_j, t) \sin^2 \theta$$

$$\tau(t) = (\sigma_r(r_j, t) - \sigma_t(r_j, t) \sin \theta \cos \theta)$$

avec σ : contrainte normale, τ contrainte de cisaillement et t : le temps.

En appliquant le critère de MOHR-COULOMB, le glissement se produit si :

$$|\tau(t)| \geq S_0 + k \sigma(t)$$

avec S_0 : cohésion et k : coefficient de frottement interne.

En posant $S(t) = |\tau(t)| - k \sigma(t)$ et en prenant en compte une charge hydrostatique p agissant sur le joint (représentant les contraintes in situ), il vient comme condition :

$$S(t) \geq S_0 + k_p$$

JOHNSON et al. (106) ont calculé les valeurs maximales prises par $S(t)$ pour différentes orientations du joint et des distances à la source allant jusqu'à 10 km, et ont déterminé ainsi les domaines où pouvait apparaître un glissement le long du joint (figure 32). Il apparaît ainsi que pour certaines orientations du joint, aucun déplacement n'est possible même s'il est très près de la source.

Il est à noter que pour les hypothèses retenues (en particulier énergie rayonnée à la source égale à 4.2×10^{11} J), aucun déplacement n'apparaît au-delà de 600 m de la source.

Ce modèle ne vise d'ailleurs qu'à étudier les phénomènes au voisinage immédiat d'une explosion.

4.3.2.2 - Champs de déplacement dus aux séismes

C'est à la suite du développement de la théorie de la dislocation, que de nombreux auteurs ont élaboré depuis une vingtaine d'années des modèles de plus en plus performants permettant de simuler une source sismique et les déformations et déplacements qui lui sont associés en surface du sol. Ces modèles ont été perfectionnés progressivement en introduisant des variantes tant dans la géométrie de la source que dans le mécanisme au foyer (faille en décrochement ou à mouvement essentiellement vertical) : STEKETEE (107), CHINNERY (108), MARUYAMA (109), PRESS (110), SAVAGE et al. (111), MANSINHA et SMYLLIE (112), BROWN (113).

F : plan du joint

x_r : direction radiale

r_0 : distance au-delà de laquelle la réponse du milieu à l'explosion est purement élastique

r_j : distance du joint à l'explosion

x'_3 : normale au plan F

(x_1, x_2, x_3) : repère orthogonal centré à l'explosion

(x'_1, x'_2, x'_3) : repère orthogonal

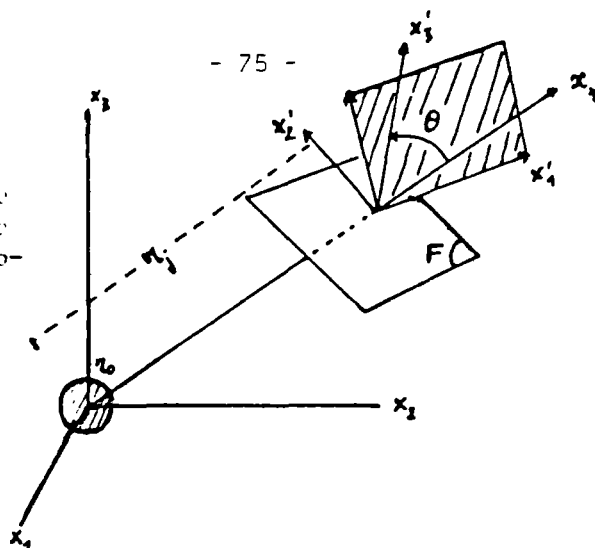


Fig. 31 - Hypothèses du calcul développé par JOHNSON et SCHMITZ (106)

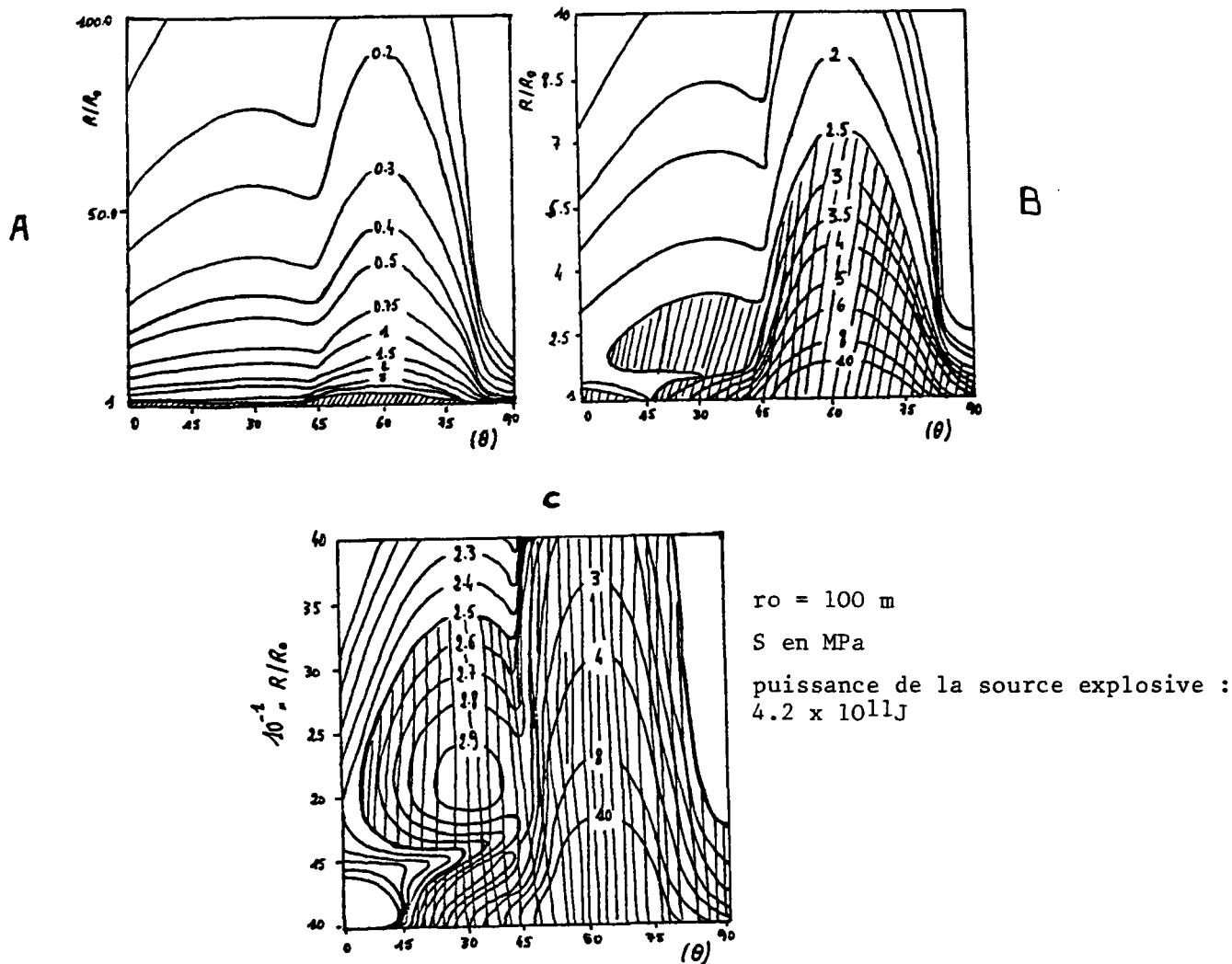


Fig. 32 - Conditions d'apparition d'un glissement le long du joint ; valeurs maximales prises par $S(t)$ en fonction de θ et du rapport R/R_0 (d'après JOHNSON et al., (106))

en hachuré : domaine d'apparition du glissement

Parallèlement aux progrès des études théoriques, de nombreuses données géodésiques relatives aux déformations observées en surface du sol lors de séismes majeurs ont été rassemblées. Par exemple, lors du séisme du 27 mars 1964 en Alaska (magnitude : 8.5), des déplacements verticaux ont été relevés sur une région de l'ordre de 200 000 km² avec un soulèvement maximal de 3 m sur une zone très étendue (ECKEL, (74)).

Cependant la grande majorité de ces observations sont limitées à la surface du sol. De même, dans les modèles théoriques qui ont été développés, le terme dépendant de la profondeur est négligé dans les équations définissant le champ de déformation.

PRATT et BOUCHON (6) ont mis au point un programme de calcul comblant cette lacune, fournissant le champ de déformation statique autour d'une faille représentant une source sismique et en fonction de la profondeur.

Seuls les principes généraux des calculs effectués et quelques exemples de résultats seront repris ici.

Ce programme de calcul utilise les équations établies par STEKETEE (107) et CHINNERY (108) en introduisant le terme dépendant de la profondeur. Il permet de calculer le champ de déplacement statique pour différents cas de sources sismiques, en faisant varier les dimensions de la faille* (supposée verticale) et le type de mouvement : décrochement ou mouvement vertical.

Les paramètres de calcul sont définis sur la figure 33. Ils sont tous normalisés à la demi-longueur de la faille L, afin de pouvoir généraliser les résultats.

Aux différentes profondeurs prises en considération, sont calculés : le déplacement total (U_4) et ses composantes horizontales (U_1 , U_2) et verticale (U_3).

Trois cas de géométrie de la source sont traités :

- "faille longue superficielle" : $D_1 = 0$, $D_2 = 0.1$
- "faille carrée superficielle" : $D_1 = 0$, $D_2 = 2.0$
- "faille carrée profonde" : $D_1 = 2.0$, $D_2 = 4.0$

Les résultats sont fournis aux 6 profondeurs considérées -0.0 (surface), 0.1, 0.5, 1.0, 2.0, 3.0 et 4.0 (normalisées à la demi-longueur de la faille)-, de la manière suivante : pour un point donné dans le plan (X_1 , X_2), le déplacement total en fonction de la profondeur est tracé pour les 6 cas traités (3 géométries de faille x 2 types de mouvement). Afin de ne pas multiplier les calculs, 7 points ont été choisis dans le plan (X_1 , X_2) de telle sorte qu'ils suffisent à donner une représentation satisfaisante du champ de déplacement à différentes distances de la source (figure 34). Il faut rappeler que le problème est traité en admettant une symétrie par rapport aux axes X_1 et X_2 .

* N.B. : Il s'agit de l'extension de la surface de rupture.

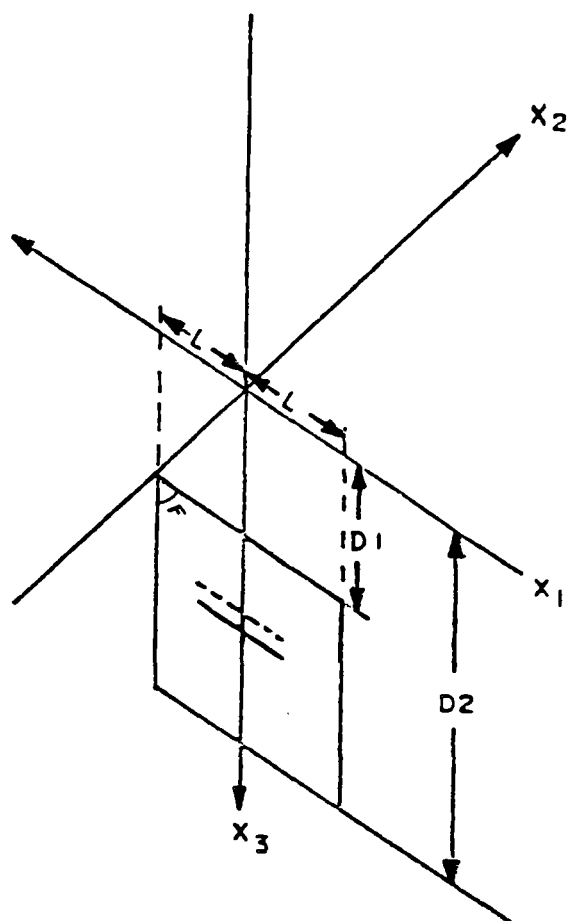


Fig. 33 - Système de coordonnées utilisé pour le calcul des champs de déplacement (d'après PRATT et al., (6))

F : faille

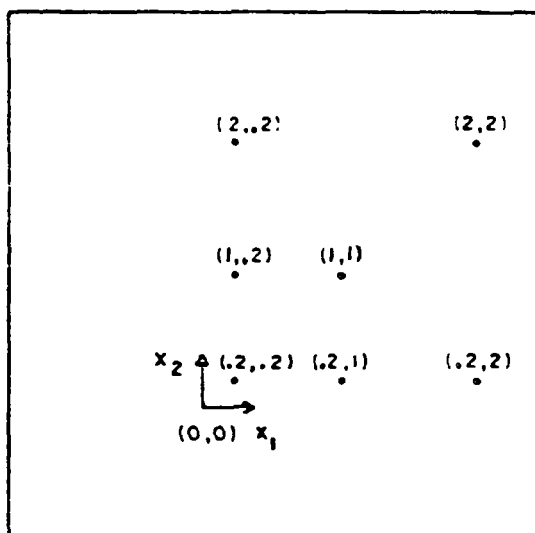


Fig. 34 - Système de notation pour le repérage des points utilisé pour le calcul des champs de déplacement (d'après PRATT et al., (6))

Plusieurs exemples de résultats sont donnés. Sur la figure 35, le déplacement total en fonction de la distance au centre de la faille (c'est-à-dire calculé aux points (0.1, 0.1), (1.0, 1.0) et (2.0, 2.0)) est reporté en surface du sol et à une profondeur égale à la demi-longueur de la faille, pour les 6 cas considérés. Le déplacement est exprimé en mm par mètre de glissement sur la faille*.

Plusieurs points peuvent être notés :

- effet de la distance à la faille** : en général, il y a une décroissance rapide des déplacements en surface avec la distance à la faille, sauf pour 2 configurations : la "faille carrée profonde" jouant en décrochement ou en mouvement vertical (le phénomène s'observe également en profondeur, mais de façon moins marquée) ; très près de la faille (1/20e de sa longueur), on peut avoir des déplacements du même ordre de grandeur que le glissement de la faille ("faille carrée superficielle" en décrochement ou mouvement vertical) et ce, en surface comme en profondeur.

- effet de la profondeur : il peut être mis en évidence en comparant les résultats obtenus pour un même type de faille ; pour la "longue faille superficielle en décrochement", il y a changement notable de l'allure de la courbe entre la surface et la profondeur ; au voisinage même de la faille, les déplacements obtenus en profondeur sont du même ordre de grandeur que ceux en surface (parfois supérieurs) sauf pour la "longue faille superficielle en décrochement" ; à plus grande distance, les déplacements en profondeur sont supérieurs ou égaux à ceux en surface quel que soit le type de faille,

- effet du type de mouvement de la faille : les déplacements les plus importants en surface comme en profondeur sont obtenus pour les failles à jeu vertical,

- effet de la géométrie de la source : les valeurs maximales de déplacements sont obtenues pour la "faille carrée superficielle".

L'évolution des déplacements obtenus en fonction de la profondeur peut également être discutée à partir des résultats présentés sur les figures 36, 37 et 38, correspondant aux points de coordonnées (.2, .2), (1.0, 1.0) et (2.0, 2.0) soit respectivement au voisinage de la source et à des distances $\frac{D\sqrt{2}}{2}$ et $D\sqrt{2}$ du centre de la faille, avec D : longueur de la faille.

Au voisinage de la source (figure 36), un seul cas indique une décroissance des déplacements avec la profondeur : "longue faille superficielle en décrochement", dont on peut rappeler que l'extension maximale en profondeur (0.1) a été supposée très faible par rapport aux profondeurs considérées. Pour tous les autres cas, on note pour une profondeur inférieure ou égale à la longueur de la faille, soit une augmentation (très marquée dans le cas de la "faille carrée profonde" en décrochement ou mouvement vertical), soit une variation irrégulière (augmentation puis décroissance) mais conduisant à des valeurs du même ordre de grandeur que celles en surface. Pour une profondeur inférieure ou égale au $\frac{1}{4}$ de la longueur de la faille, il y a toujours augmentation par rapport aux valeurs de surface. A des profondeurs supérieures à la longueur de la faille, la décroissance des valeurs est générale.

* A titre indicatif, des rejets maxima de l'ordre de 5 à 6 m ont été relevés sur la faille de San Andreas lors du séisme de 1906 en Californie ($m = 8.3$), même ordre de grandeur pour le séisme d'El Asnam en 1980 ($m = 7.3$), et de l'ordre de quelques millimètres à 1 centimètre pour différents séismes de magnitude 4.0 à 5.0 (Parkfield) en Californie, (d'après PRATT et al., (6)).

** Il faut rappeler que la distance maximale au "centre" de la faille considérée est égale à $D\sqrt{2}$ avec D : longueur de la faille.

millimètres de déplacement/mètre de glissement sur la faille

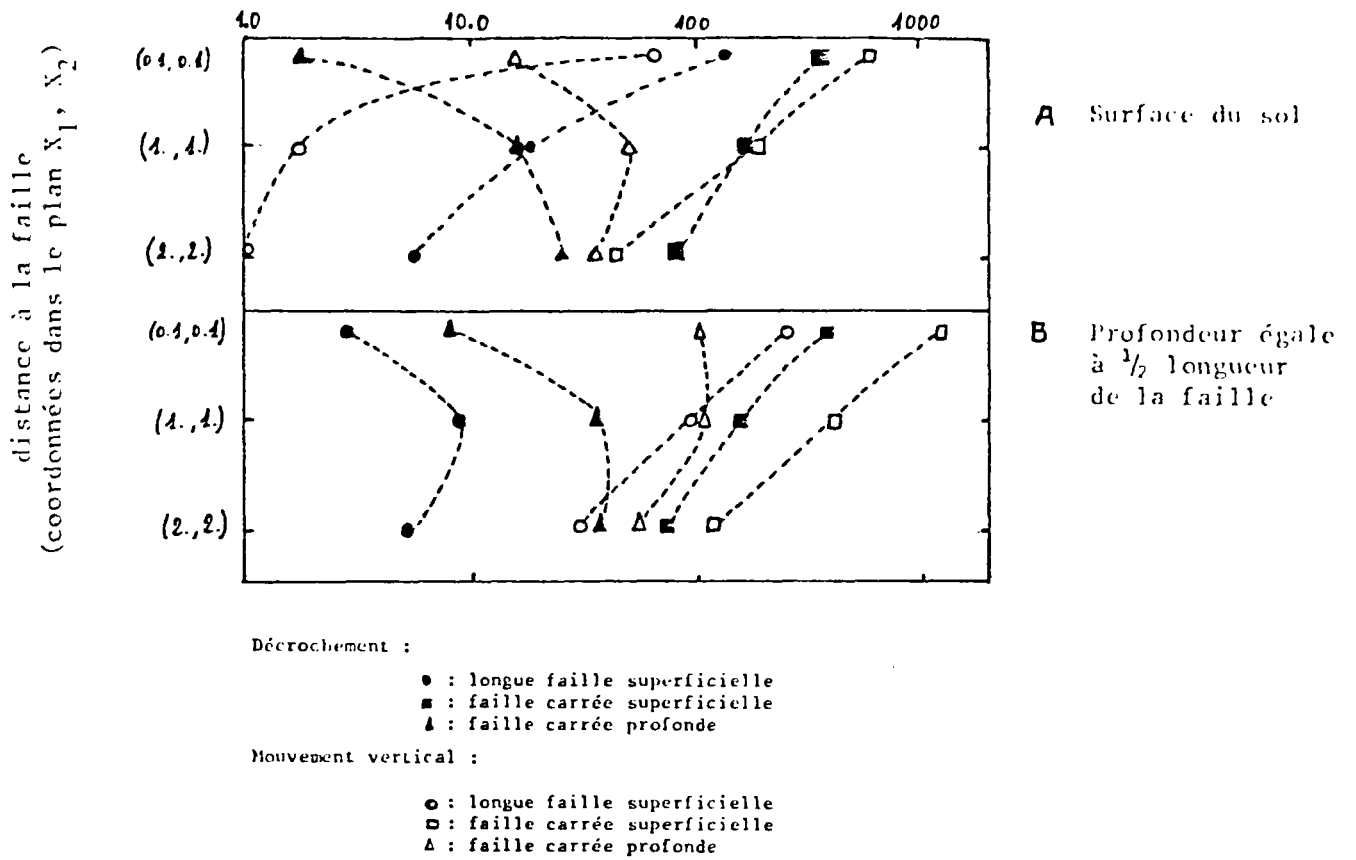


Fig. 35 - Déplacements calculés en surface du sol et à la profondeur 1.0, en fonction de la distance à la faille (d'après PRATT et al., (6))

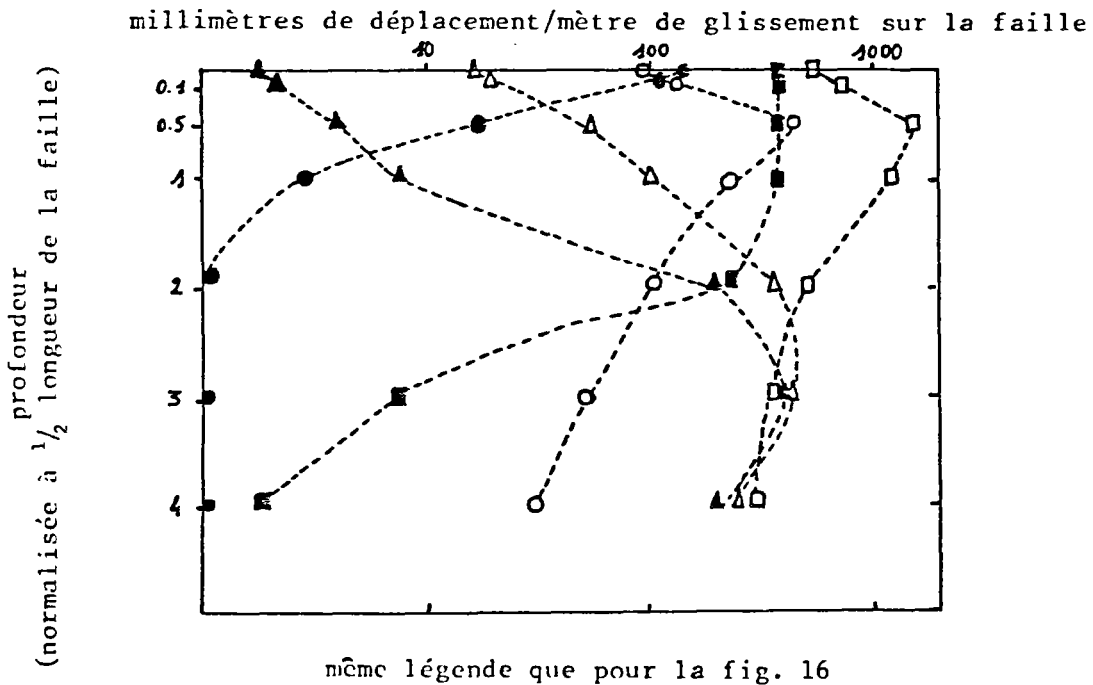


Fig. 36 - Déplacements calculés en fonction de la profondeur au point de coordonnées (0.2, 0.2) (d'après PRATT et al., (6))

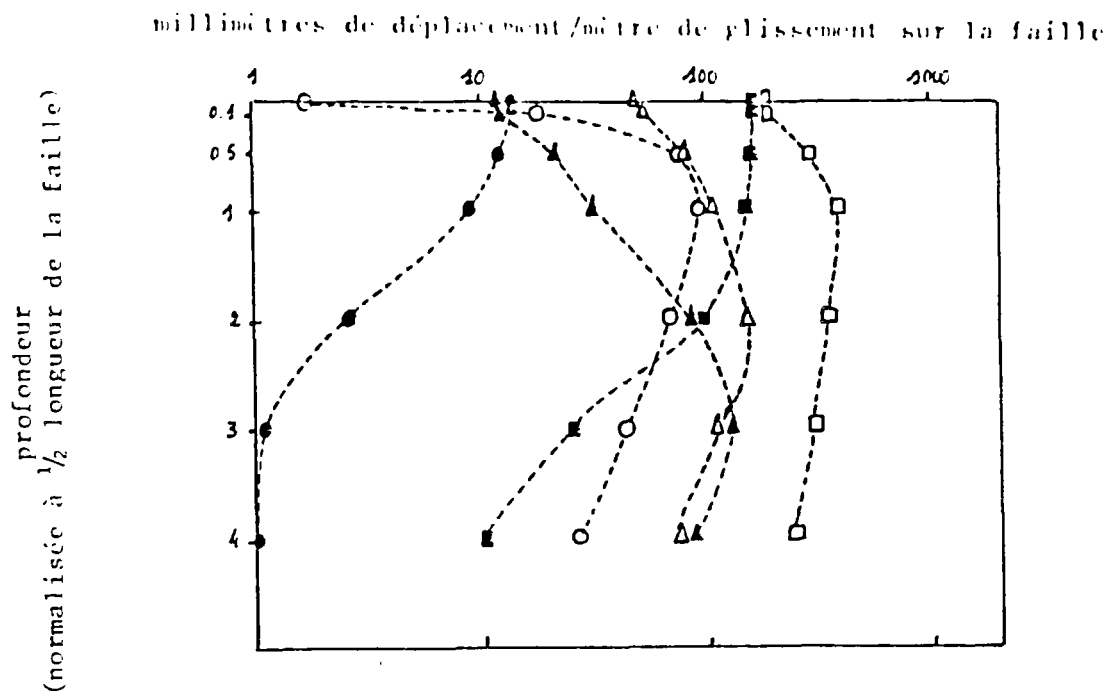


Fig. 37 - Déplacements calculés en fonction de la profondeur au point de coordonnées (1.0, 1.0), (d'après PRATT et al., (6))

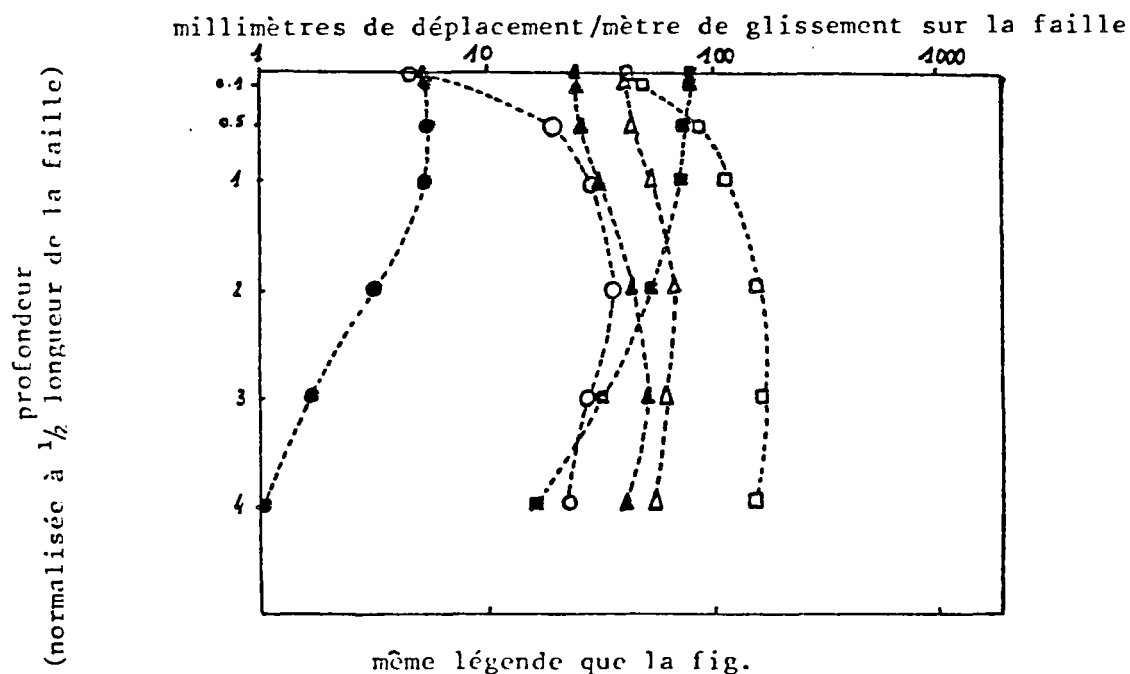


Fig. 38 - Déplacements calculés en fonction de la profondeur au point de coordonnées (2.0, 2.0), (d'après PRATT et al., (6))

A plus grande distance (point de coordonnées (1.1)), les courbes montrent moins de variation avec la profondeur. La décroissance est très marquée pour le cas de la "longue faille superficielle en décrochement". Pour les autres, il y a augmentation ou quasi-stabilité jusqu'à une profondeur égale à $\frac{1}{2}$ longueur de la faille. Au-delà et d'une façon générale, il y a décroissance plus ou moins marquée.

Aux distances maximales considérées (point de coordonnées (2.2)), les courbes montrent encore moins de variation avec la profondeur. Seul le cas de la "longue faille superficielle en décrochement" fait exception, avec une décroissance à partir d'une profondeur égale à $\frac{1}{2}$ longueur de la faille.

Il semble donc que l'effet de la profondeur s'atténue avec la distance à la faille.

En complément à ces quelques figures, l'ensemble des résultats du calcul effectué par PRATT et BOUCHON est donné sur le tableau 4a, b, c.

Avant de discuter plus en détail l'intérêt pratique que peut avoir ce type de résultats, il convient de faire 2 remarques préliminaires :

- l'ensemble des résultats apportés par PRATT et BOUCHON (6) , tend à montrer que la géométrie et le type de mouvement à la source ont une influence majeure sur le champ de déplacement, influence bien plus grande que celle de la profondeur surtout à une certaine distance de la source ;

- l'échelle des profondeurs considérée dans les calculs est grande par rapport à celle qui est intéressante d'un point de vue pratique pour les installations souterraines (jusqu'à 2 fois la longueur de la faille au lieu de variations à l'échelle des 1 000 premiers mètres du sous-sol).

Afin de pouvoir apprécier, dans la pratique, la signification des résultats cités précédemment, il est nécessaire de traduire les paramètres à la source utilisés (longueur de la faille ayant servi à normaliser les paramètres de distance et profondeur, glissement sur la faille) en des grandeurs courantes plus parlantes, comme par exemple la magnitude du séisme. Plusieurs types de corrélations ont été établies par de nombreux auteurs entre les différents paramètres à la source*, comme par exemple :

- magnitude et longueur de la faille (CHINNERY, (114),
- magnitude et glissement sur la faille (CHINNERY, (114),
- moment sismique et surface de la faille (KANAMORI, (115),
- glissement moyen sur la faille et surface de la faille (KANAMORI, (115),
- moment sismique et rayon-source équivalent** (KANAMORI, (115), GIBOWICZ, (116),
- magnitude d'ondes de surface et moment sismique (AKI, (117), KANAMORI, (115),
- magnitude d'ondes de volume et moment sismique (WYSS, (118), etc.

* Il s'agit de relations empiriques établies principalement pour des séismes majeurs.

** Le rayon-source équivalent est le rayon d'un cercle de même surface que la faille (rectangulaire) considérée.

Tableau 4 - Valeurs du déplacement statique total
calculé pour différents types de failles-sources
et à différentes profondeurs (PRATT et al., (6))

N.B. : - toutes les distances sont normalisées à $\frac{1}{2}$ longueur de la faille,
- les déplacements sont exprimés en mm par mètre de glissement sur la faille,
- les points de calculs sont définis par leurs coordonnées dans le plan (X_1, X_2), cf. figures 33 et 34,
- A = décrochement, B = mouvement vertical.

a) LONGUE FAILLE SUPERFICIELLE

* **	(.2, .2)		(.2, 1)		(.2, 2)		(1, .2)		(1, 1)		(2, .2)		(2, 2)	
	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B
0	140	66.7	104	37.4	6.0	.1	16.5	2.8	18.2	1.7	4.3	.5	5.3	.2
.1	117	132	88.8	485	5.7	24.5	15.8	5.7	18.6	24.0	4.2	.6	5.5	4.9
.5	16.6	411	16.9	442	4.2	77	11.1	31	15.5	76	4.2	20	5.7	20
1.0	2.8	255	4.4	240	2.5	86	5.5	67	9.0	94	3.7	7	5.2	30
2.0	.3	101	.8	99	.8	62	1.4	61	2.6	68	2.2	18	3.1	34
3.0	.1	51	.2	52	.3	41	.5	39	.9	43	1.1	19	1.7	28
4.0	0	30	.1	31	.2	27	.2	25	.4	27	.6	16	.9	22

b) FAILLE CARREE SUPERFICIELLE

* **	(.2, .2)		(.2, 1)		(.2, 2)		(1, .2)		(1, 1)		(2, .2)		(2, 2)	
	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B
0	386	517	308	301	51.8	18	127	256	169	175	46.0	101	79.7	43
.1	388	743	308	775	53.8	39	130	261	167	188	47.7	98	79.2	48
.5	391	1486	312	1033	55.0	155	134	385	163	285	49.4	109	76.5	79
1.0	387	1227	305	846	52.0	252	127	522	154	403	47.4	146	71.2	117
2.0	197	530	166	461	34.0	289	73.5	420	95.1	363	33.2	199	52.8	159
3.0	7.5	403	15.3	360	14.9	252	19.9	329	31.2	297	17.5	204	31.6	164
4.0	1.8	286	5.0	264	6.8	207	6.3	254	10.7	235	8.7	185	17.2	151

c) FAILLE CARREE PROFONDE

* **	(.2, .2)		(.2, 1)		(.2, 2)		(1, .2)		(1, 1)		(2, .2)		(2, 2)	
	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B
0	1.8	16	5.0	12	6.4	8	6.5	61	16.5	51	7.7	66	25.6	40
.1	2.2	19	6.1	17	7.6	10	7.8	62	17.4	55	9.0	65	25.7	40
.5	3.9	56	10.0	49	11.5	31	12.4	84	22	75	13.2	82	27.5	45
1.0	7.8	100	16.4	85	16.0	54	20.7	127	33	107	17.7	102	32	55
2.0	196	356	163	228	30.8	77	69	199	89	155	28.4	118	45	66
3.0	380	393	292	217	40.8	72	108	141	131	113	34	87	51	61
4.0	195	242	162	126	29.2	59	68	101	87	79	26.3	63	42	54

* : Coordonnées du point de calcul

** : Profondeur

Etant donné la dispersion des données et la variabilité corrélative des coefficients des lois empiriques établies, il est préférable de définir des corrélations entre les ordres de grandeur des différents paramètres à la source, ce qui est suffisant pour la présente analyse. La discussion détaillée de ces différentes lois sort du propos de cette étude.

A partir des données les plus complètes, rassemblées en particulier par KANAMORI, il apparaît qu'à des séismes de magnitude d'ondes de surface respectivement de 8 et plus, 7 à 8 et 6 à 7 correspondent grossièrement des moments sismiques de l'ordre de 10^{28} , 10^{26} à 10^{27} , et 10^{25} dyne-cm et des longueurs de faille de l'ordre de une à quelques centaines de km, une à quelques dizaines de km et enfin à quelques km.

De même les glissements maximum sur la faille correspondants sont de l'ordre de quelques mètres à 10 m dans le premier cas, 1 à quelques mètres dans le second, quelques dizaines de cm dans le troisième. Pour des séismes modérés (magnitude 4 à 5.0) ils sont de l'ordre de quelques millimètres à quelques centimètres (PRATT et al., (6)).

Ainsi, si l'on s'intéresse à des séismes de magnitude supérieure à 6, soit à des sources de dimension supérieure à quelques kilomètres voire la dizaine de kilomètres, les calculs de PRATT et BOUCHON rappelés plus haut se rapportent surtout à des profondeurs supérieures au kilomètre et variant à l'échelle d'un à quelques kilomètres. La généralisation du modèle par la normalisation de toutes les distances en fonction de la longueur de la faille paraît cependant ne pas pouvoir justifier son application pour des échelles de distance aussi différentes que plusieurs centaines de mètres et quelques kilomètres voire dizaines de kilomètres. Il paraît peu probable en effet que l'influence de la profondeur soit comparable à ces échelles.

PRATT et BOUCHON (6) ont développé également d'autres types de calculs relatifs à l'influence de la structure du milieu dans les premières centaines de mètres sous la surface du sol sur le spectre de déplacement des ondes sismiques, qui répondent mieux au problème pratique posé, à savoir les effets possibles de secousses sismiques sur les installations souterraines. Ils sont décrits au paragraphe suivant.

4.3.2.3 - Influence de la structure du sous-sol sur le spectre de déplacement des ondes sismiques

PRATT et BOUCHON (6) ont étudié plusieurs modèles de structure du sous-sol mais en se limitant à la propagation d'ondes de cisaillement et sans traiter en détail le problème des phénomènes en champ proche. Cette limitation n'est pas gênante puisque dans le cadre de cette étude ce sont plutôt les effets dynamiques en champ lointain qui sont à considérer.

Le modèle numérique utilisé s'appuie sur les travaux de BOUCHON (119) et BOUCHON et AKI (120) et l'hypothèse d'une source ponctuelle. PRATT et BOUCHON considèrent une onde de cisaillement se propageant jusqu'à la surface libre avec une incidence de 30° , à travers 5 types de milieu différents (cf. figure 39). Ils calculent pour 10 valeurs de profondeur (100, 300, 500, 700, 800, 1100, 1300, 1500, 1700 et 1900 m) et chaque type de milieu, le rapport du spectre d'amplitude obtenu à celui qui aurait été calculé dans un milieu infini. Ils déterminent ainsi la fonction de transfert pour des fréquences comprises entre 0.1 Hz et 100 Hz. Les rapports sont calculés pour les ondes de cisaillement horizontales (SH) et verticales (SV).

Le premier cas étudié correspond simplement à un demi-espace homogène (cf. figure 39). Les résultats sont présentés sur la figure 40. Ils montrent qu'un maximum d'amplification d'un facteur 2 est dû à la présence de la surface libre et ce, pour toutes les profondeurs (par rapport au cas du milieu infini). Par ailleurs, l'amplification est plus forte pour les basses fréquences que pour les hautes fréquences.

En ce qui concerne l'effet de la profondeur, on note une baisse de l'amplification moyenne du spectre dans la gamme de fréquences étudiée, lorsque la profondeur augmente.

Dans le second cas, le milieu est composé d'une couche de sédiments d'une épaisseur de 1 000 m, surmontant un demi-espace homogène. D'une façon générale, l'amplification est plus élevée d'un facteur 1.5 à 2 dans la couche sédimentaire par rapport au demi-espace. L'amplification des hautes fréquences (supérieures à 2 ou 3 Hz) est grossièrement indépendante de la profondeur considérée au sein de la couche sédimentaire. Par contre, l'amplification des fréquences plus basses (inférieures à 2 Hz) décroît avec la profondeur au sein de ce niveau.

Le troisième cas est très voisin du précédent (il s'agit simplement de sédiments de plus faible densité). L'amplification est plus importante que dans le cas précédent. La dépendance de l'amplification vis-à-vis des fréquences considérées et de la profondeur est analogue au cas II.

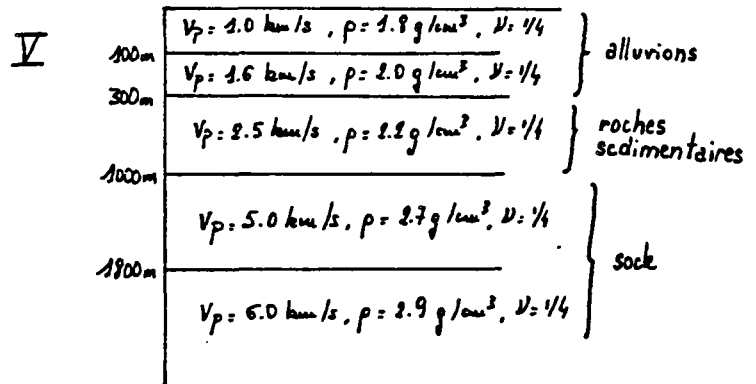
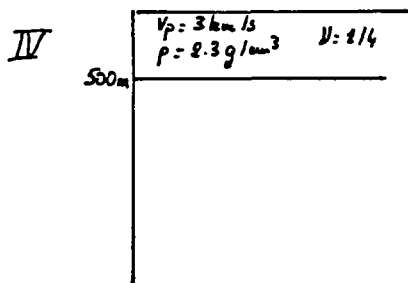
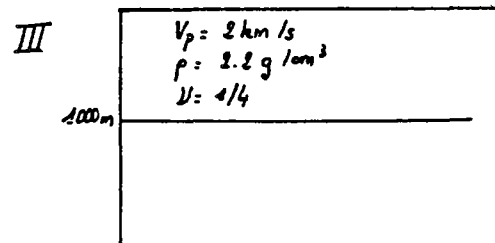
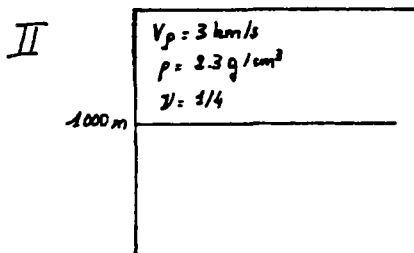
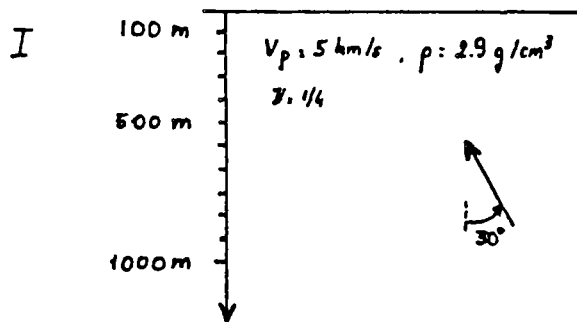
Des résultats identiques sont obtenus pour le quatrième cas qui ne diffère du second que par l'épaisseur de la couche sédimentaire.

Enfin le cinquième cas se rapporte à un milieu plus complexe, comportant deux couches alluviales d'une puissance respective de 100 et 200 mètres, un niveau sédimentaire de 700 m d'épaisseur surmontant un socle où deux niveaux sont distingués selon leur densité. Les fonctions de transfert ont été calculées pour ce modèle tous les 100 m entre 50 m et 1 950 m.

Une généralisation des phénomènes mis en évidence pour les cas précédents est obtenue, c'est-à-dire que le mouvement du sol est plus important dans les niveaux à faible vitesse et qu'au sein de chaque couche, l'amplification des basses fréquences décroît avec la profondeur tandis que les hautes fréquences ne sont pas en moyenne affectées par la profondeur*.

A titre indicatif, les rapports d'amplitude obtenus pour les 5 cas considérés, à la profondeur de 500 m sont donnés sur la figure 41.

* Dans la publication consultée (PRATT et al., (6)), le détail de ces résultats n'est malheureusement pas donné, ni illustré. Il n'a donc été possible que de rappeler les conclusions établies par les auteurs.



V_p : vitesse de propagation des ondes de compression
 ρ : masse volumique
 ν : coefficient de poisson

Fig. 39 - Différents modèles étudiés pour évaluer l'influence de la structure du milieu sur le spectre de déplacement des ondes sismiques (d'après PRATT et al., (6))

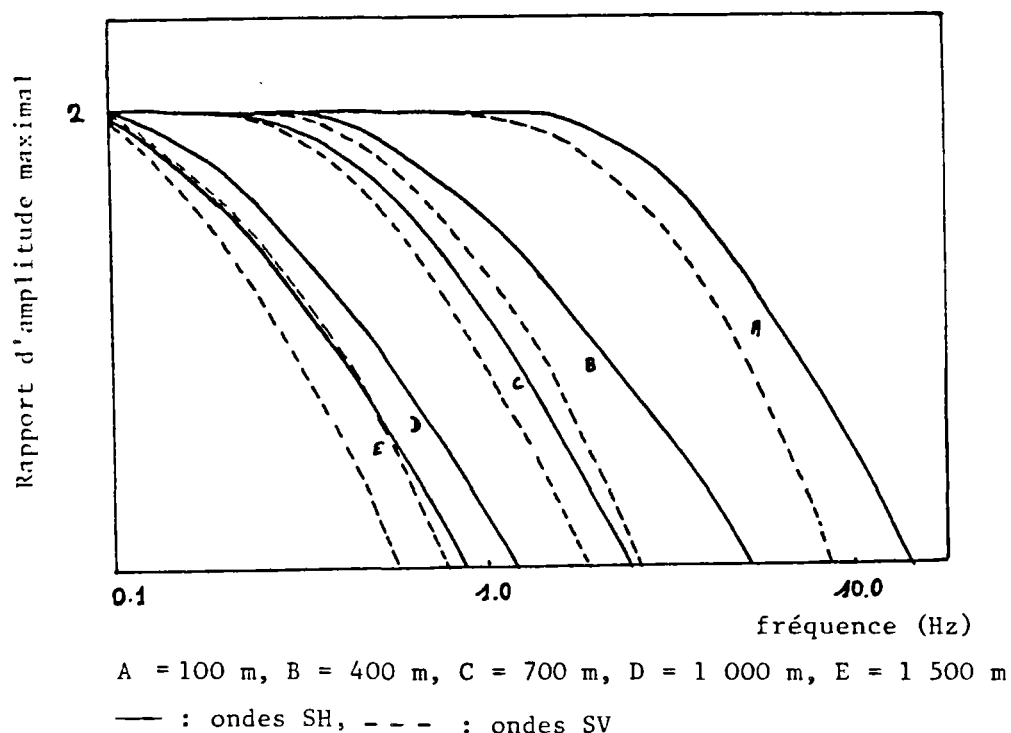


Fig. 40 - Rapport d'amplitude maximal (par rapport au milieu infini) pour les ondes SH et SV, en fonction de la fréquence et pour différentes profondeurs, dans le cas du modèle I (d'après PRATT et al., (6))

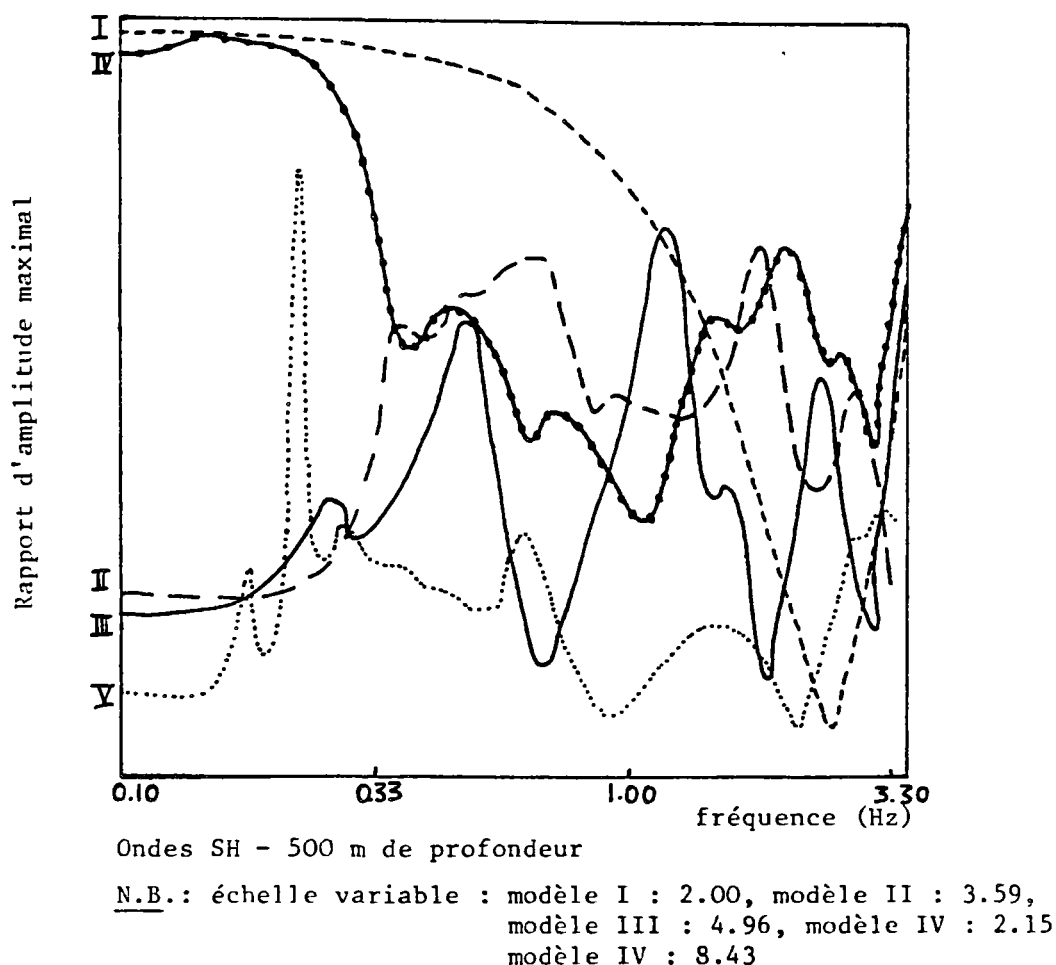


Fig. 41 - Rapport d'amplitude (ondes SH) en fonction de la fréquence et à 500 m de profondeur pour les 5 modèles étudiés (par rapport au milieu infini (d'après PRATT et al., (6)))

En conclusion, les auteurs soulignent que la structure géologique du sous-sol dans les premières centaines de mètres sous la surface affectent dans une large mesure le spectre de la source sismique. En ce qui concerne l'influence de la profondeur, elle se manifeste au sein d'une même couche, surtout sur les basses fréquences qui sont atténuées lorsque la profondeur augmente. Enfin, en présence d'un milieu multi-couches, le mouvement du sol est plus important dans les couches à faible vitesse, ce qui est en accord avec les conclusions de HARDING (102) : cf 4.3.1. Dans le cas général, les couches plus profondes ont une densité plus élevée ; il est donc prévisible de s'attendre de par la conjonction de ces 2 effets à une plus forte réduction de l'amplitude du mouvement par rapport à la surface ou aux niveaux superficiels, lorsque la profondeur augmente.

Cependant les exemples de modèles précédemment cités montrent bien que l'amplitude du mouvement du sol et surtout son spectre sont fortement dépendant d'une part de la source (cf 4.3.2.2), d'autre part des propriétés et de la structure du milieu au site considéré (cf 4.3.2.3). Ce résultat, bien connu pour le mouvement en surface du sol, reste valable en profondeur (ce qui n'est pas très étonnant). Ceci souligne donc qu'il est difficile de tirer une règle générale sur les modifications possibles du mouvement sismique en fonction du seul terme profondeur, mais que ces modifications doivent être précisées au cas par cas. Il n'en reste pas moins cependant que d'une façon générale, il est légitime de s'attendre à une réduction de l'amplitude du mouvement par rapport à la surface du sol. Ce sont les rapports d'amplification et les domaines de fréquence concernés qu'il n'est pas possible de spécifier a priori.

4.4 - Conclusions

En ce qui concerne d'abord les dommages connus sur des installations souterraines suite à des séismes majeurs, on peut rappeler plusieurs points principaux mis en évidence :

- les dommages les plus importants, associés à des déformations significatives de l'encaissant, sont très généralement liés au jeu de la faille ayant engendré le séisme ; ils concernent donc des ouvrages implantés sur la source même,

- les désordres liés à l'ébranlement du sol à une certaine distance de la source sont moins nombreux et moins importants, et souvent liés à des causes "indirectes" (mouvement de terrain en masse par exemple) ; ils sont plus fréquents dans les ouvrages plus superficiels,

- les cas d'absence de dommages sur des installations souterraines dans des secteurs où les destructions en surface du sol sont très importantes, sont très fréquents même pour des séismes de très forte magnitude (7.5 et plus) et à de faibles distances de la source (quelques dizaines de km) ; ceci est encore plus vrai pour des ouvrages plus profonds (mines).

En général donc, les dommages sont plus faibles (voire absents) en profondeur qu'en surface du sol et d'autant moins nombreux et importants que l'ouvrage est plus profond. Il faut cependant émettre quelques réserves car de nombreux facteurs interviennent qui peuvent constituer des exceptions à cette règle générale (cf. 4.1.3).

En comparant les dommages connus aux valeurs calculées de l'accélération horizontale maximale en surface du sol, il est possible de définir des domaines d'apparition probable de dommages sur des installations souterraines particulières (tunnels : cf 4.1.3), mais les données sont trop rares pour que les résultats obtenus puissent être considérés comme vraiment significatifs. Elles ne permettent pas en particulier de faire la part des différents facteurs jouant un rôle (qualité de l'ouvrage, nature de l'encaissant, etc.).

Les enseignements qui peuvent être tirés des enregistrements de mouvements sismiques dans le sous-sol doivent aussi être discutés avec précaution.

En premier lieu, il faut rappeler le rôle majeur de la nature des terrains superficiels. Ainsi, en présence de formations alluviales ou peu consolidées, la comparaison des enregistrements effectués à différentes profondeurs et en surface du sol sur une même verticale, met surtout en évidence l'amplification dynamique introduite par les formations superficielles et non pas "l'atténuation avec la profondeur".

En ce sens, les résultats obtenus pour des mesures effectuées en site "rocheux" sont plus intéressants. Plusieurs cas cités dans cette étude mettent en évidence une diminution de l'amplitude du mouvement (surtout en accélération et vitesse, moins en déplacement) lorsque la profondeur augmente, et ce dans des facteurs de 1 à 4 ou 5 et pour des profondeurs allant jusqu'à quelques centaines de mètres. De plus ces modifications du mouvement sismique sont dépendantes de la fréquence : c'est une certaine gamme de fréquences qui est concernée, en général les fréquences les plus basses (< 10 Hz).

Les explosions nucléaires souterraines, qui font l'objet de campagnes d'instrumentation importantes, ont permis de mettre en évidence des déplacements résiduels le long de joints ou de fractures dans les massifs rocheux, sous l'effet de l'ébranlement. Ces données se rapportent cependant à un domaine qui reste limité au voisinage de la source où l'analogie source explosive/source sismique n'est pas applicable directement.

Différents modèles théoriques ont été développés selon deux types de problème à traiter : le comportement d'une cavité sous sollicitation dynamique (et en présence donc d'une surface libre au sein du massif rocheux), les conséquences possibles de la propagation d'ondes élastiques au sein de massifs rocheux, notamment au niveau des discontinuités du milieu (failles, joints, etc.).

Dans le premier cas, il apparaît que des phénomènes de résonnance au niveau de la cavité sont possibles en liaison avec une circulation "forcée" des ondes. Cependant, de tels effets ne semblent pouvoir exister que pour certains domaines de fréquence dépendant de la taille de la cavité. Il s'agit, compte-tenu des dimensions habituelles des cavités (< 100 m) de très hautes fréquences (quelques dizaines de Hz). Le problème n'a été traité de façon analytique que pour les cavités circulaires.

Les modèles établis tendent à montrer par ailleurs que les concentrations de contraintes (dynamiques) sous sollicitation sismique ne dépassent pas de plus de 20 % celles créées (statiques) par l'excavation elle-même.

Les modèles visant à évaluer les déplacements statiques le long de discontinuités suite à une sollicitation par des ondes élastiques ont surtout été développés pour les explosions nucléaires. Il apparaît que dans certaines conditions liées à l'orientation des joints par rapport à la source, l'énergie rayonnée à la source, la distance à la source et enfin l'état de contraintes in situ pré-existant, de tels déplacements sont possibles. Ils concernent cependant de très courtes distances à la source (par exemple, 600 mètres maximum pour une source explosive de 4.2×10^{11} J).

Un modèle permettant de définir le champ de déformation statique autour d'une source sismique et sa variation avec la profondeur a été établi par PRATT et al. (6). Il conduit, dans le cas général, à une décroissance rapide de l'amplitude des déplacements résiduels avec la distance à la faille. L'effet de la profondeur n'est pas évident : il dépend beaucoup de la géométrie de la faille-source (verticale) considérée (longueur, extension en profondeur) et du type de mouvement à la source (décrochement ou mouvement vertical). Assez près de la source, on peut avoir des déplacements plus importants en profondeur qu'en surface du sol. A plus grande distance de la source, l'effet de la profondeur n'est pas significativement sensible.

La variabilité des résultats en fonction des hypothèses de départ (type et taille de la source) souligne qu'il est difficile de tirer des conclusions générales. En fait, il est nécessaire d'effectuer des études au cas par cas.

Les travaux de PRATT et BOUCHON (6) montrent que l'influence de la structure du milieu dans les premières centaines de mètres sous la surface du sol sur le spectre de déplacement du mouvement sismique, est également prépondérante. Elle peut ainsi masquer l'effet "profondeur". Plusieurs points ressortent cependant :

- l'importance de l'amplification due à la présence d'une surface libre (d'où les mouvements plus importants près de et à la surface du sol),
- l'amplification du mouvement dans les couches à faible vitesse par rapport à celles de vitesse plus élevée,
- une décroissance globale de l'amplitude du mouvement sismique avec la profondeur, au sein d'une même couche, surtout marquée pour les basses fréquences (inférieures à 3 Hz) ; dans les hautes fréquences, le mouvement ne semble pas être affecté par la profondeur.

En conclusion, et d'une façon schématique, trois types de facteurs jouent en synergie pour une diminution de l'amplitude du mouvement en profondeur, par rapport à la surface du sol ou aux niveaux superficiels : l'effet "surface libre", la présence de couches de plus forte densité, l'atténuation avec la profondeur au sein d'une même couche.

De tels effets ne peuvent être appréciés que qualitativement ; l'approche quantitative du problème est beaucoup plus délicate et nécessite des études au cas par cas. En tout état de cause, les résultats restent très dépendants des hypothèses de départ sur la source sismique et la structure du milieu autour du site. Comme il est très souvent difficile de disposer de données permettant de justifier ces hypothèses, les résultats qui peuvent être obtenus par application de ces modèles restent à considérer avec précaution.

5 - EFFETS DES SEISMES SUR L'HYDROGEOLOGIE

Les relations entre les phénomènes sismiques et la présence d'eau (ou de fluide) dans le sous-sol sont essentiellement de 2 types :

- le rôle de l'eau dans les mécanismes sismogénétiques (soit avant et jusqu'à l'occurrence d'un séisme),
- les effets d'un séisme sur l'hydrogéologie : niveau des nappes, circulations, perméabilité, etc. (soit après un séisme).

Dans le premier cas, les phénomènes considérés se déroulent dans un volume relativement limité au voisinage de la source. Dans le second par contre, les perturbations peuvent se manifester très loin de la source (à des centaines, voire des milliers de kilomètres).

Dans le cadre de notre étude, les effets temporaires et réversibles ne nous intéressent pas : ce sont des accidents instantanés et sans conséquence pérenne à l'échelle de temps considérée.

5.1 - L'eau comme "catalyseur" dans la sismogénèse

Ce rôle de l'eau dans l'évolution du milieu précédant l'état de rupture et l'occurrence d'un séisme est maintenant bien connu. Il est interprété en fonction de modèles théoriques (pour lesquels des divergences subsistent cependant, notamment entre les équipes soviétiques et américaines) et est confirmé "expérimentalement" à la faveur d'accidents comme la sismicité provoquée par les réservoirs et surtout les injections de fluides en formations géologiques profondes (121, 122).

Ce rôle n'est rappelé succinctement ici qu'à titre indicatif, car cette évolution du milieu précédant un séisme, limitée au volume focal, est temporaire et suivie d'un retour à l'état initial (8).

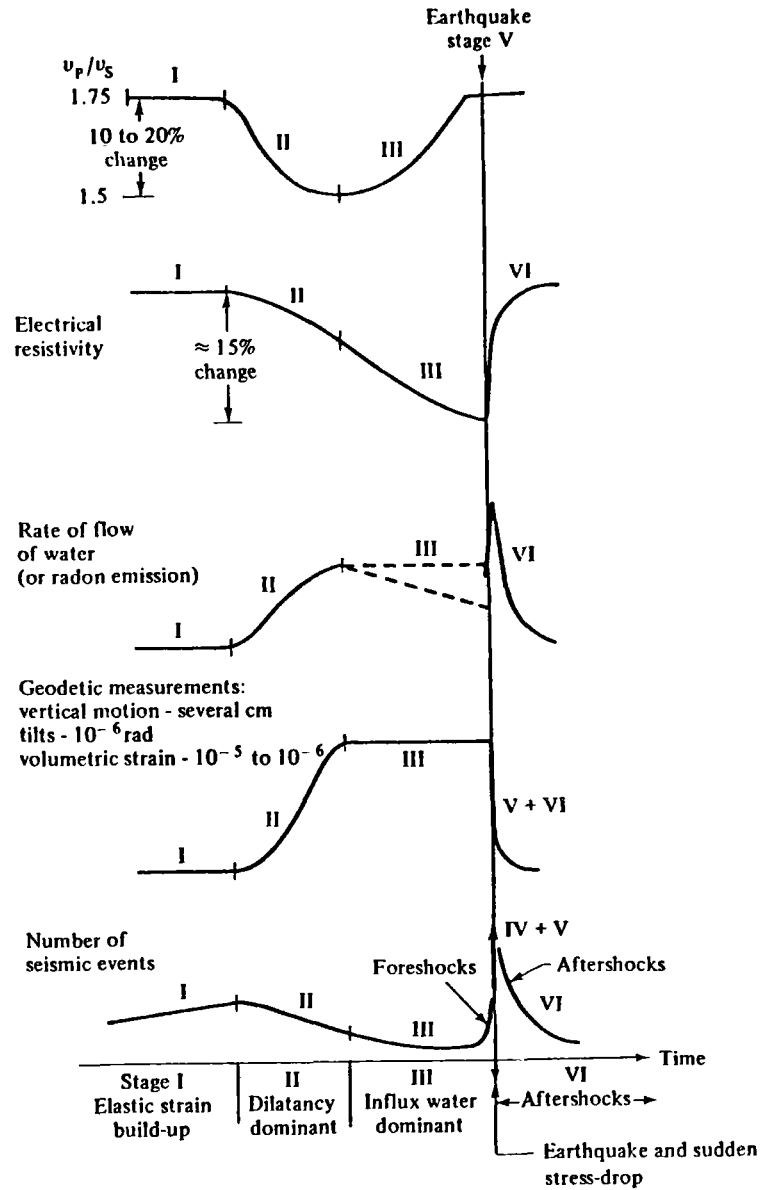
Ces deux types de modèle (américain (123, 124) et soviétique (125)) reposent sur la théorie de la dilatance, mais le modèle américain (dit de "dilatance-diffusion") accorde un rôle prépondérant aux infiltrations d'eau dans les fissures, lors de la phase précédant la rupture (fig. 42a et b et 43). L'intérêt de ces modèles est qu'ils permettent d'expliquer de nombreux phénomènes précurseurs des séismes, utilisés dans le cadre de la prévision à court terme (12, 8).

Ces modifications du milieu précédant un séisme pourront être négligées dans le cadre d'une analyse prospective à long terme.

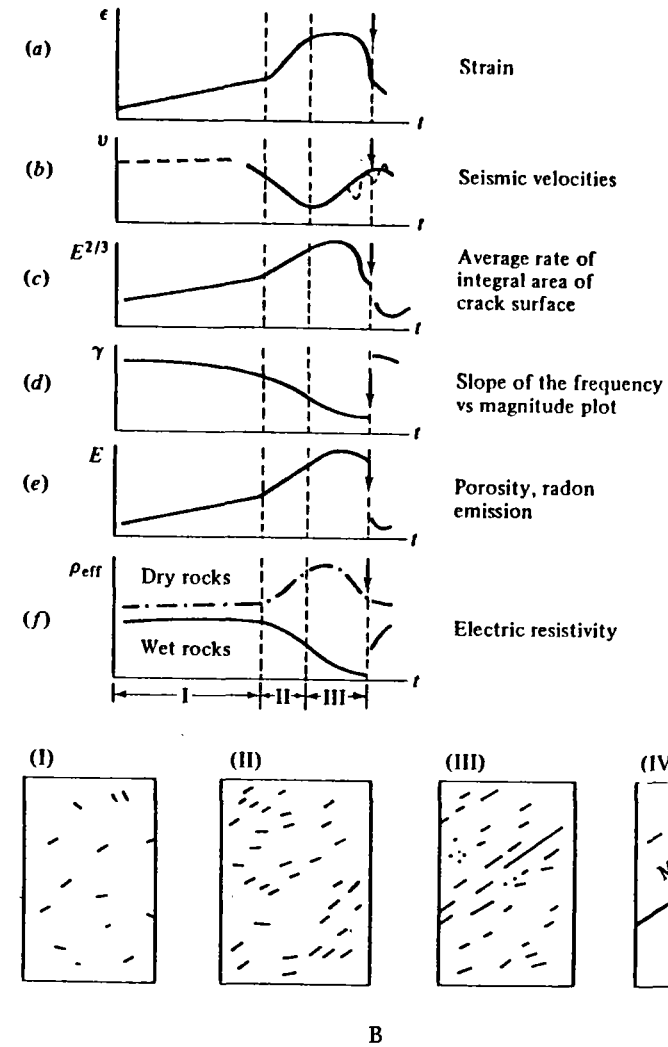
5.2 - Perturbations de l'hydrogéologie régionale consécutives à un séisme

Bien que les exemples de ces perturbations soient innombrables -elles apparaissent pratiquement toujours dès que le séisme atteint une certaine magnitude*, très peu de synthèses leur ont été consacrées dans la littérature. Ceci est d'autant plus regrettable que dans la plupart des régions sismiques, des systèmes de mesure des variations du régime hydrogéologique existent et fonctionnent de façon continue. Il semble cependant que le sujet n'ait jamais suscité de recherches spécifiques de la part des sismologues ou des hydrogéologues.

* Les perturbations hydrogéologiques sont d'ailleurs prises en compte pour l'évaluation de l'intensité macrosismique. Elles sont utilisées comme critère à partir du degré V de l'échelle MSK par exemple (VII dans l'échelle Mercalli Modifiée).



A



B

Fig. 42 - Modèles sismogénétiques et variations correspondantes des paramètres physico-chimiques du milieu

A : modèle de dilatance-diffusion (d'après SCHOLZ et al., (124))

B : modèle soviétique (d'après MJACHKIN et al., (125))

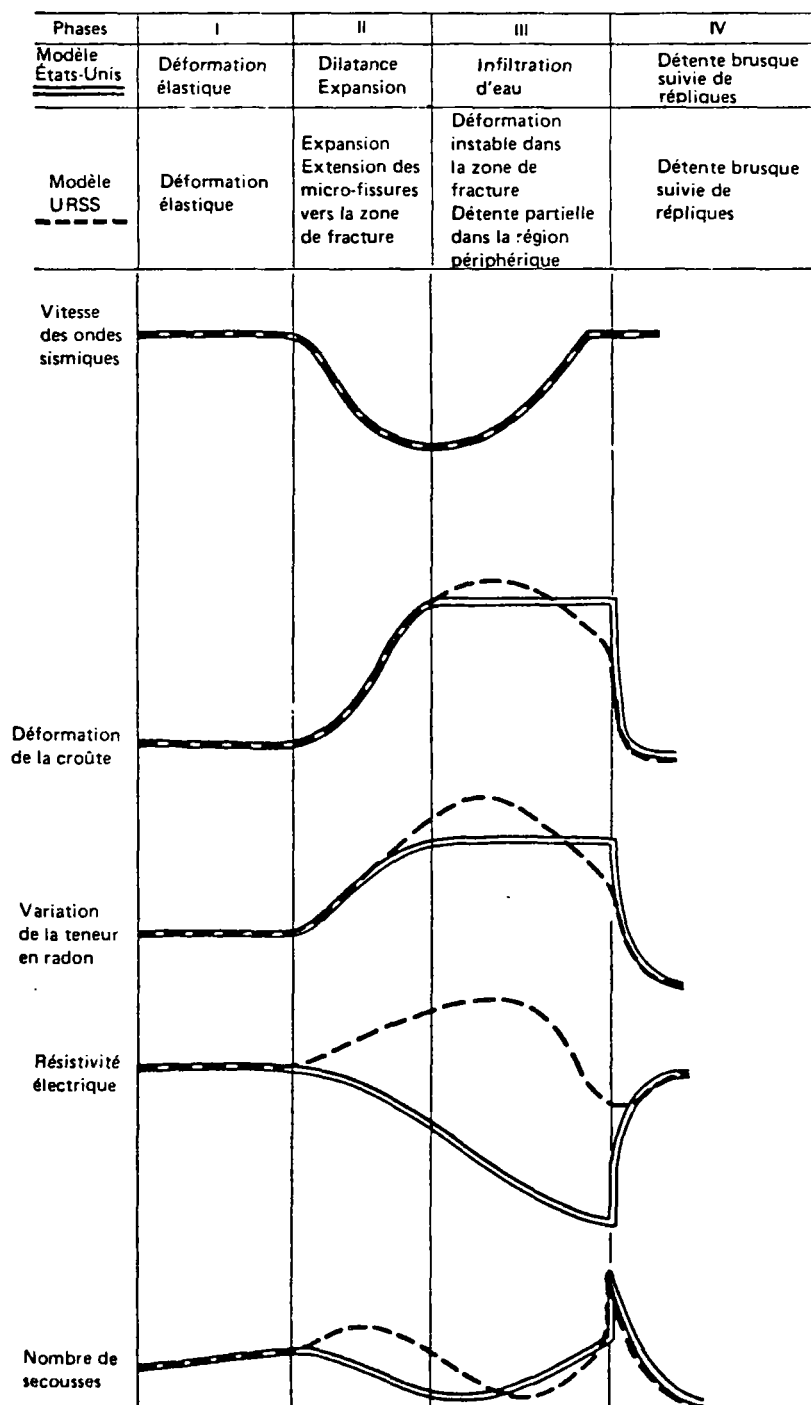


Fig. 43 - Comparaison des modèles sismogénétiques américain et soviétique (d'après SAVARENSKY et NERSESOV, (12))

En conséquence, c'est surtout de façon qualitative que ces phénomènes sont décrits. L'absence d'études statistiques permettant d'établir des corrélations empiriques entre les caractéristiques des séismes et celles de leurs conséquences hydrogéologiques, de même que l'absence d'étude théorique des phénomènes, rendra très difficile leur prise en compte dans le cadre d'une analyse prospective. C'est malheureusement assez gênant car certaines perturbations définitives semblent non négligeables (cf. infra).

I.G. KISSIN (127) distingue 2 grands types d'effets hydrogéologiques des séismes : les variations induites sur le niveau et la charge des aquifères, les modifications du débit, de la température et du chimisme des sources.

Les premières peuvent se manifester à des distances considérables de l'épicentre. KISSIN cite le cas du tremblement de terre d'Alaska du 27.03.1964 (magnitude : 8.5) ayant entraîné des perturbations du niveau des puits (jusqu'à 7 cm) dans l'état d'Iowa à 4 800 km de l'épicentre. Des phénomènes analogues ont été observés jusqu'en Europe pour le même séisme (71, 72). D'autres exemples peuvent être cités (fig. 44) : le séisme d'El Asnam (Algérie) du 10.10.1980 (magnitude : 7.3) a causé des variations d'amplitude maximale de 35 cm dans la nappe captive du Dogger dans le marais poitevin (région de Fontenay-le-Comte, France). Ces observations ont pu être faites simultanément sur 6 piézomètres différents, distants d'une vingtaine de km (128).

Ce type de variations brusques et instantanées ne nous intéressent pas en fait, puisqu'il est suivi d'un retour à l'état antérieur. Dans ce cas, les nappes réagissent somme toute, comme des sismographes aux périodes propres particulières.

Ce qui est beaucoup plus intéressant, ce sont les modifications irréversibles du régime hydrogéologique consécutivement à un séisme.

Un des tremblements de terre les mieux étudiés à ce titre est celui du 27 mars 1964 en Alaska. Deux rapports ont été consacrés par l'USGS à ses conséquences sur l'hydrologie et l'hydrogéologie régionale (71, 72). Il nous servira d'exemple pour illustrer ce problème.

Dans ces 2 rapports, WALLER insiste sur l'importance des modifications du système hydrogéologique dont est responsable le séisme dans la région d'Anchorage comme dans l'ensemble de la partie méridionale de l'Alaska.

Il distingue les effets hydrologiques (modification du débit des cours d'eau, de leur charge en sédiments, assèchements de lacs, etc.), des effets sur les eaux souterraines (nappes et sources). Il distingue également les effets immédiats mais temporaires, des effets apparus parfois à plus long terme mais apparemment irréversibles.

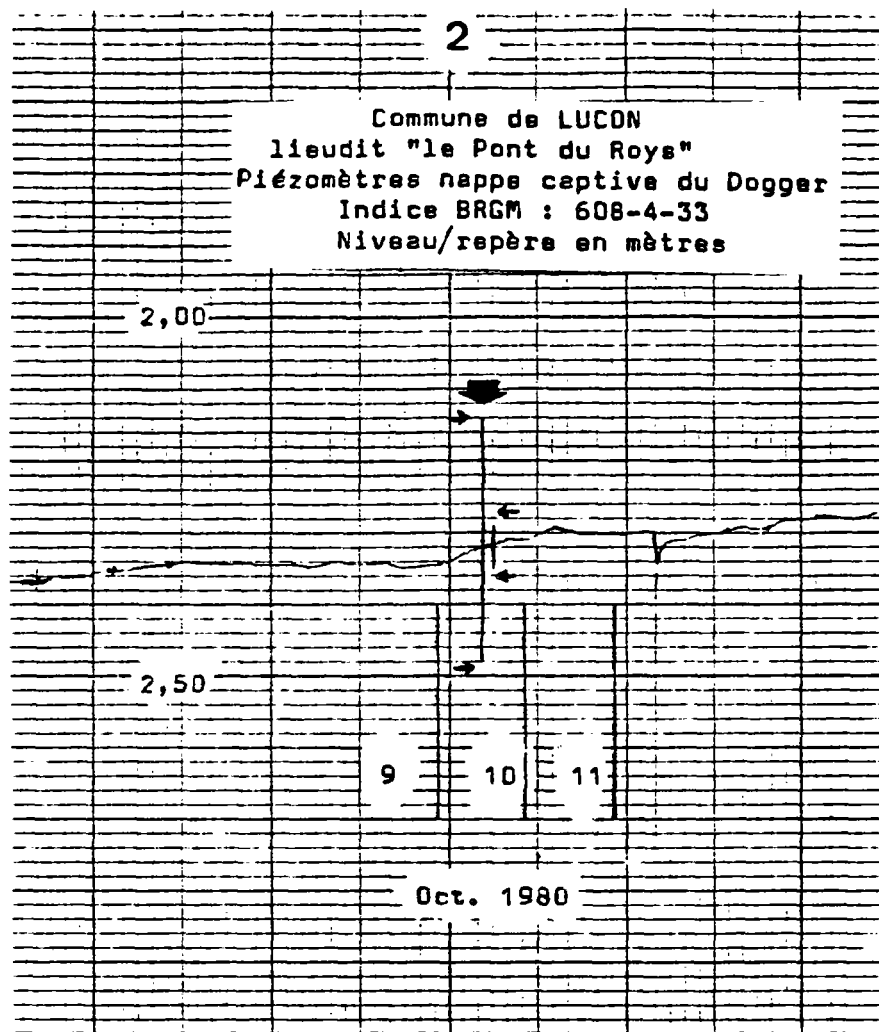


Fig. 44 - "Enregistrement" du séisme d'El Asnam (Algérie) du 10 octobre 1980, sur un piézomètre de la nappe captive du Dogger, région de Fontenay-le-Comte, France (128)

Parmi les effets temporaires, on trouve la grande majorité de ceux affectant les réservoirs superficiels (rivières, lacs, etc.) et certains cas de variations du niveau des eaux souterraines. Parmi les effets irréversibles, WALLER note un abaissement quasi-général du niveau des aquifères, interprété soit en fonction de modification des relations entre les différents systèmes aquifères et en particulier au niveau des zones de décharge en mer*, soit par des variations de la perméabilité des aquifères liées aux déformations induites par le séisme.

Quant aux mesures des pressions de pore effectuées après le séisme, elles indiquent dans la majorité des cas une décroissance, parfois une augmentation.

Nous ne reviendrons pas en détail sur les effets du séisme sur les réservoirs superficiels puisqu'ils sont temporaires. Quelques exemples suffiront à illustrer leur ampleur. Il faut noter cependant que le séisme d'Alaska constitue à ce titre un cas particulier, puisque le sol et les réservoirs superficiels étaient gelés sur des profondeurs importantes lorsqu'il s'est produit. La couverture de glace a été brisée, disloquée, parfois pulvérisée sous l'action du séisme.

En premier lieu ces effets se sont traduits par une modification majeure du débit des cours d'eau (fig. 45), parfois jusque dans un facteur 3 (Ship Creek, par exemple). Ces "anomalies" se sont maintenues pendant 6 semaines environ puis un retour à la normale a été observé. Cette modification du débit des cours d'eau est interprétée par WALLER (71) en fonction d'une compaction des sédiments superficiels rejetant ainsi une grande quantité d'eau à partir des aquifères libres.

A l'inverse, certains cours d'eau prenant naissance dans des lacs ont vu leur débit diminuer fortement du fait de l'assèchement partiel ou total de certains lacs (fig. 46). Cet abaissement du niveau des lacs a été la conséquence de seiches qui s'y sont produits, d'un comblement partiel par des glissements de terrain, ou d'une augmentation du drainage par les réseaux de fractures créées sous les lacs. Le retour à la normale s'est fait en quelques jours à quelques semaines. Un dernier type d'effet observé est l'importante augmentation de la charge en sédiments des cours d'eau, consécutive aux gigantesques glissements de terrain et projections de sédiments et d'eau à travers les fissures qui se sont produits. Là encore, le phénomène s'est atténué en quelques semaines à quelques mois.

Tous ces effets sur les eaux de surface ont pu être notés dans un rayon de 100 à 150 km autour de l'épicentre.

Les modifications du régime des eaux souterraines ont été très importantes également dans un rayon de 250 km autour de l'épicentre. Certaines d'entre elles ont été définitives.

* Le séisme a considérablement modifié la bathymétrie et la morphologie du littoral en créant de gigantesques phénomènes de subsidence et de glissements de terrain.

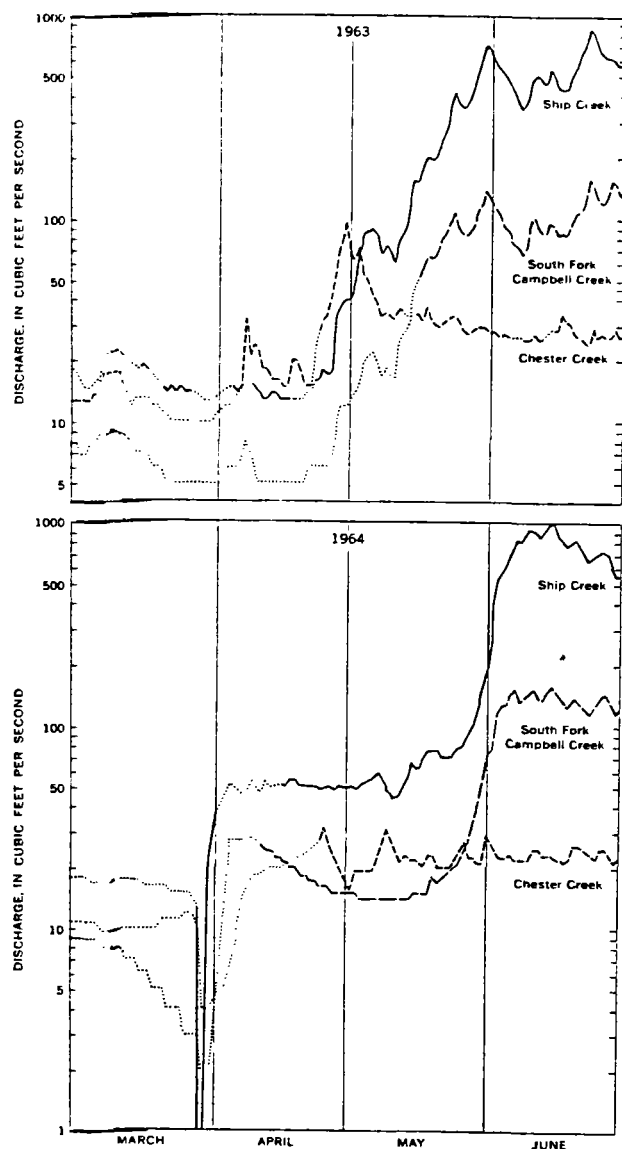


Fig. 45 - Exemples de variations du débit de différents cours d'eau enregistrées suite au séisme du 27.3.1964, en Alaska (région d'Anchorage) (d'après WALLER, (71))

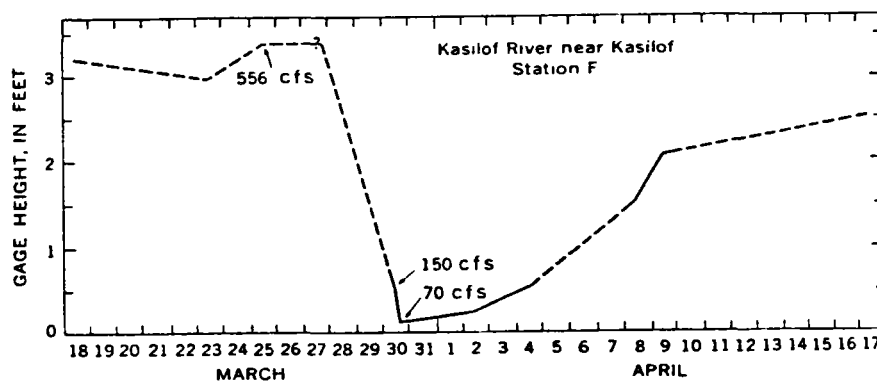


Fig. 46 - Exemple de la chute de la cote d'une rivière prenant naissance dans un lac temporairement vidé suite au séisme du 27.3.1964, Alaska (d'après WALIER, (72))

D'énormes quantités d'eau chargée de sédiments ont été éjectées dans la plupart des plaines d'inondation des vallées fluvio-glaciaires et ce, dans un rayon de 150 km autour de l'épicentre. Ces "jeysers" semblent avoir été provoqués par le confinement de nappes superficielles sous le sol gelé ou la glace*.

Les puits artésiens ont également réagi immédiatement au séisme avec des fluctuations de quelques mètres de leur niveau. Celles-ci sont dues à l'action des ondes de compression sur l'aquifère et dans une moindre mesure au mouvement différentiel entre l'eau et le tubage du puits (71). A très grandes distances de l'épicentre (centaines voire milliers de km) elles peuvent également être observées, en conséquence à l'action des ondes longues. Ces modifications instantanées ne sont que la réponse immédiate à la propagation des ondes. Le retour à la normale se fait très vite. Certains auteurs (130) ont même développé des modèles pour utiliser les mesures en puits artésiens comme enregistreur sismique.

Lors du séisme du 27.3.1964 cependant, la comparaison des mesures relevées avant le séisme et pendant plus d'une année après (notamment dans la région d'Anchorage) ont mis en évidence une chute du niveau de l'eau de l'ordre de 1 à 2 m parfois, considérée comme définitive (fig. 47). Ces variations sont attribuées soit à des réarrangements des grains ayant causé une augmentation de la porosité des aquifères, soit à des "migrations" de matériaux ayant favorisé la décharge des aquifères en mer (72).

La grande majorité des aquifères profonds en sédiments peu consolidés, généralement sous pression hydrostatique élevée, ont été gravement atteints également (cf. infra). Par contre, aucune donnée ou mesure n'a pu être recueillie sur les variations du régime des eaux souterraines en milieu rocheux, dans un rayon de 100 km autour de l'épicentre. Un seul puits de 180 m de long, foré dans des grès tertiaires a pu être étudié dans la région d'Anchorage. Il enregistrait habituellement des fluctuations saisonnières inférieures à 1 m. Une baisse de son niveau de 5 m s'est maintenue plus de 18 mois après le séisme** et semble définitive (fig. 48).

WALLER pense qu'il est probable que ce puits soit en liaison hydraulique avec les aquifères fluvio-glaciaires sus-jacents.

WALLER envisage différentes hypothèses pour interpréter ces modifications rémanentes du système d'aquifères de la région d'Anchorage :

- variations de la recharge des aquifères,
- variations de la porosité des aquifères en conséquence des déformations induites par les contraintes dynamiques,
- modifications de la zone de décharge en subsurface.

Certaines données permettent d'éliminer la première hypothèse. WALLER suggère donc que sous l'action du séisme, des déformations ont permis un réarrangement de la matière solide tel que les perméabilités ont été augmentées. Les mouvements tectoniques associés au séisme ont pu produire également des déformations modifiant la perméabilité et la porosité des aquifères.

* Il faut noter cependant que des phénomènes similaires, toutes proportions gardées, ont été observés lors du séisme d'EL ASNAM (10.10.1980) dans la vallée du Chélif (129), sans que le rôle du gel puisse être invoqué !

** Date de la publication du rapport.

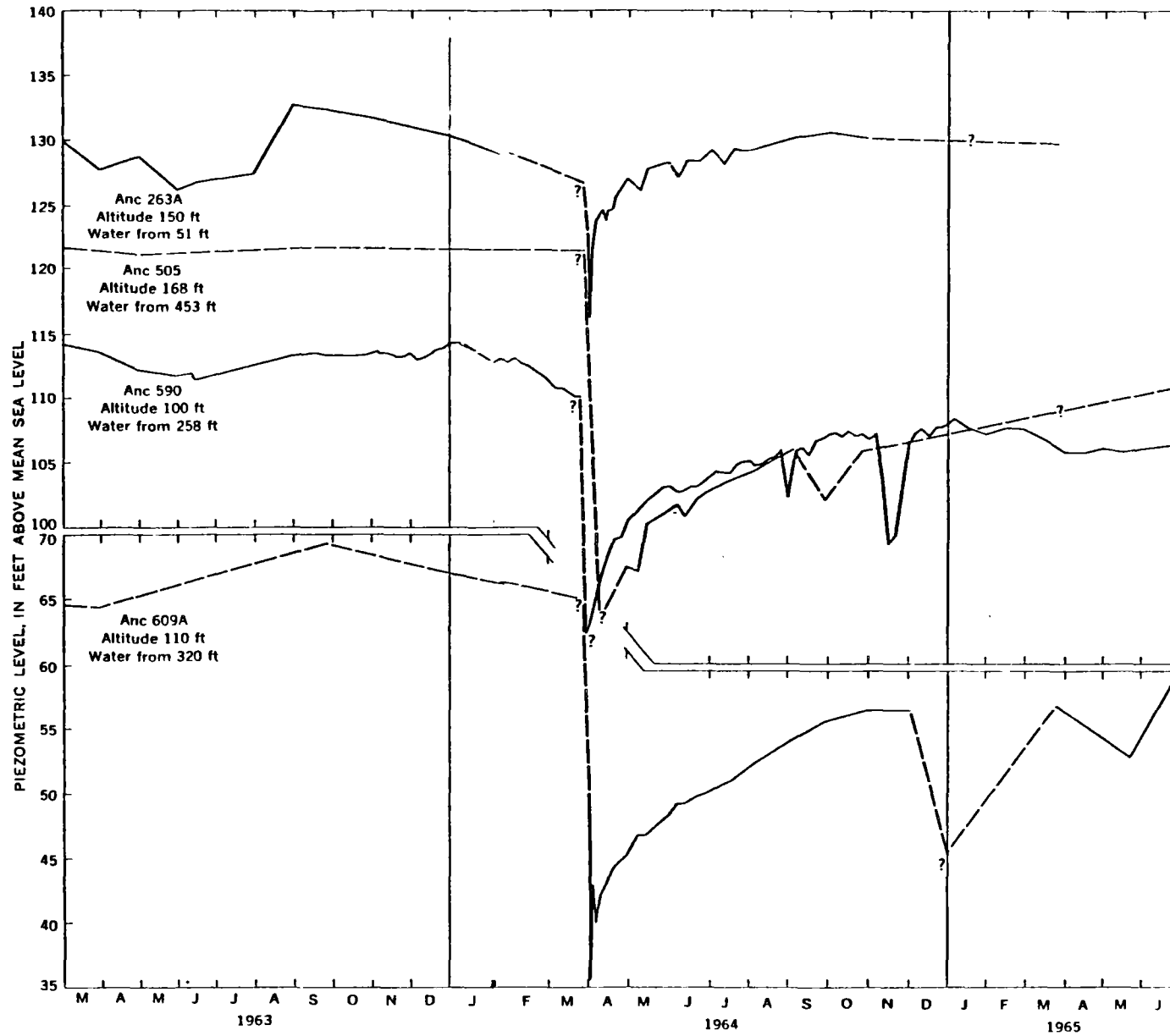


Fig. 47 - Exemples de variations du niveau de puits artésiens, suite au séisme du 27.3.1964, région d'Anchorage, Alaska (d'après WALLER, (72))

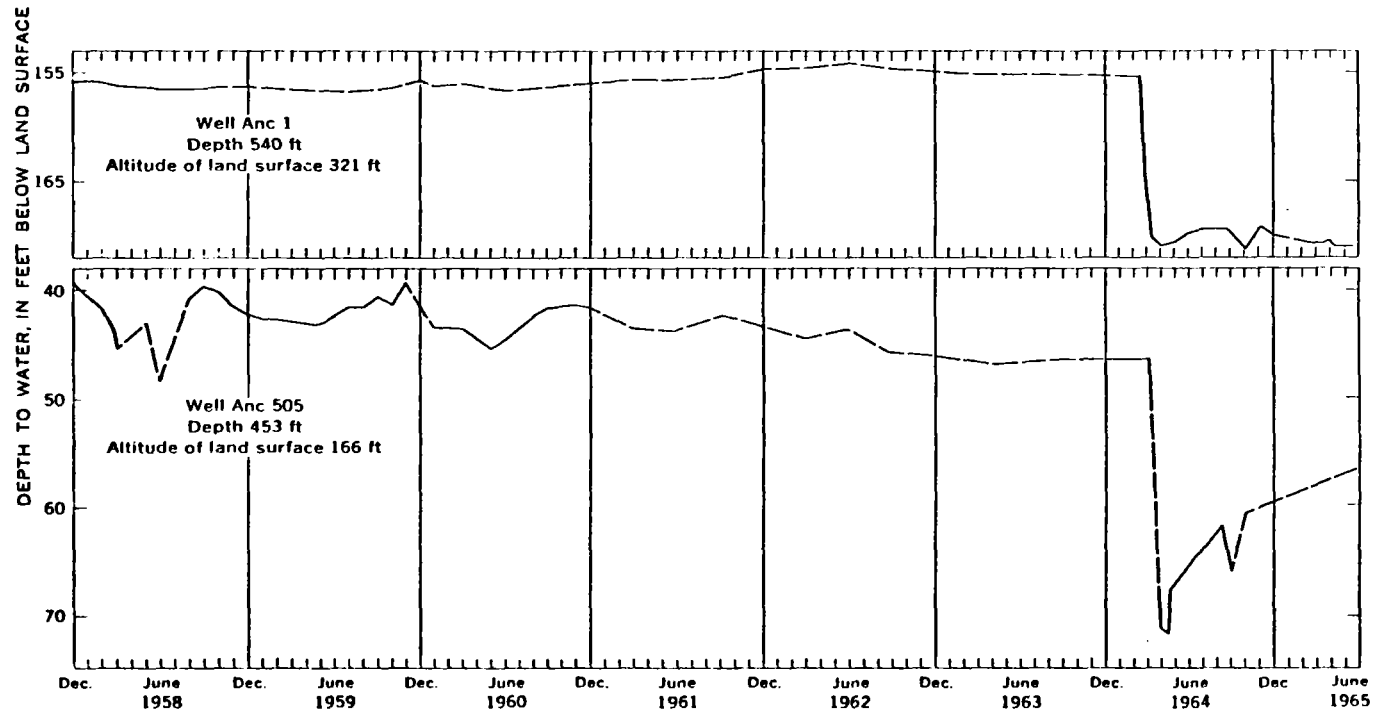


Fig. 48 - Exemple de chute du niveau de l'eau dans des piézomètres hors des formations fluvio-glaciaires, suite au séisme du 27.3.1964, Anchorage, Alaska (d'après WALLER, (72))

Enfin, parmi les autres types d'effets à long terme observés, WALLER relève certains cas de modifications de la température des eaux souterraines, de leur composition chimique, ainsi que des cas de subsidences d'origine non tectonique traduisant des phénomènes de compaction dans les aquifères consécutifs à une chute de la pression hydrostatique.

5.3 - Conclusions

Les sismologues se sont surtout intéressés au rôle de l'eau dans les mécanismes sismogénétiques et une littérature abondante existe désormais sur ce sujet. Par contre, très peu de synthèses ont été entreprises sur les effets des séismes sur l'hydrogéologie régionale. En particulier, aucune approche théorique des phénomènes n'a réellement été abordée, et les données quantitatives, pourtant disponibles dans la plupart des cas, n'ont pas été collectées de façon systématique.

L'expérience prouve cependant que ces effets sont généralisés même pour des séismes modérés*, et qu'ils peuvent concerner des surfaces très étendues autour de la source (plusieurs dizaines de milliers de km²) en cas de séismes majeurs.

L'exemple du séisme du 27.3.1964 en Alaska, repris ici, montre que ces modifications peuvent être définitives et non négligeables. Dès lors que l'on fait appel à des modèles reposant sur des données assez précises relatives à l'hydrogéologie régionale, il peut donc y avoir là un problème plus important qu'il n'y paraît au premier abord.

Il faut noter cependant que dans ce cas précis, les effets majeurs concernent des aquifères en formations peu consolidées, dont la matrice est plus aisément affectée par l'action sismique. Le problème reste de savoir si des modifications permanentes de même ampleur sont envisageables en milieu rocheux.

Dans le cas particulier des dépôts de déchets radioactifs, situés à des profondeurs variant entre 500 et 1 500 m, ce type de perturbations concerneraient donc essentiellement les aquifères sus-jacents. En milieu "rocheux", il faudrait également pouvoir tenir compte des déplacements résiduels le long de joints ou de fractures (cf. 4) et de leur conséquence sur la perméabilité du milieu.

6 - CONCLUSIONS

L'examen, même sommaire, des différents problèmes abordés ici permet de mettre en relief certains aspects propres à la prise en compte de l'activité sismique pour une analyse de sûreté du confinement de dépôts de déchets radioactifs.

a) La sismicité ne peut être considérée indépendamment des autres facteurs de géodynamique interne, notamment dans le cadre d'une approche prospective.

Les caractéristiques de l'activité sismique à retenir dépendront donc du contexte géodynamique, pour lequel une première distinction peut être faite entre régions situées aux frontières de plaque et domaine intraplaque. C'est ce dernier cas qui nous intéresse ici, pour lequel le problème majeur est celui d'une sismicité bien moindre en fréquence, mais caractérisée parfois par des intensités très violentes.

* Par exemple, le fichier de sismicité historique de la France (33) contient une foule d'exemples d'effets sur les eaux souterraines (modification du régime des sources, des puits, etc.) observés pour des séismes d'intensité VII et VIII.

b) La prise en compte des effets potentiels des tremblements de terre conduit à distinguer 2 domaines : le champ proche (soit la source sismique elle-même et son voisinage immédiat) et le champ lointain où les effets se limitent aux conséquences de la propagation de l'ébranlement du sol.

c) Dans le cadre d'une analyse prospective, la prise en compte de la sismicité peut également être utile comme donnée supplémentaire pour caractériser la néotectonique régionale.

d) Les possibilités actuelles d'analyse prédictive en matière de sismicité varient selon l'horizon considéré dans le temps. Des méthodes existent pour la prévision à court terme ("prédiction") mais ne répondent pas au problème posé ici. A long terme, diverses méthodes ont pu être proposées pour atteindre les objectifs suivants :

- "prévision dans l'espace" : soit la détermination des zones potentiellement actives dans le futur (surtout pour les zones d'activité majeure),

- "prévision dans le temps" : soit la modélisation de la distribution de l'activité sismique en fonction du temps (estimation des périodes de retour, des probabilités d'occurrence, etc.),

- la caractérisation de l'intensité maximale des séismes pouvant se produire dans une région donnée.

Selon les méthodes utilisées (dont beaucoup restent encore très discutées), les résultats sont significatifs à des échelles de temps très variables. En général, les résultats fondés sur la seule connaissance de la sismicité passée (historique et instrumentale), ne sont réellement significatifs que sur des périodes équivalentes à la taille des échantillons utilisés : soit quelques siècles à 1 ou 2 millénaires, dans les cas exceptionnels. Ceci est d'autant plus vrai qu'il s'agit de régions de sismicité modérée. Dans ce dernier cas, il est généralement impossible de procéder à des estimations fiables en ce qui concerne les événements majeurs.

Des études géologiques spécifiques au voisinage de sources sismiques connues (recherche d'indices de séismes majeurs par analyse de la "structure" de sédiments récents) a permis avec succès, dans certaines régions de forte sismicité, d'étendre la fourchette de temps sur laquelle la récurrence des forts tremblements de terre pouvait être estimée : quelques millénaires à quelques dizaines de millénaires.

Par ailleurs, la prise en compte de données géologiques et géodynamiques permet de modéliser l'activité potentielle des sources sismiques à relativement long terme, en tenant compte de la pérennité des causes profondes responsables de cette activité. Ceci n'a pu être appliqué cependant qu'en des régions de très forte sismicité et où le contexte géodynamique est bien défini.

En ce qui concerne la détermination des zones potentiellement actives dans le futur, il est indispensable, particulièrement en domaine intra-plaque, de considérer l'ensemble des données géologiques et géophysiques dans le cadre d'une étude sismotectonique régionale détaillée, même si des incertitudes subsistent.

e) Les principaux problèmes qui se posent pour la prise en compte de l'activité sismique dans une analyse de sûreté sont de 2 types :

- la probabilité d'occurrence de séismes affectant le dépôt,
- les conséquences possibles de tels événements aux profondeurs envisagées pour les dépôts, essentiellement celles pouvant se traduire par une perte ou une altération du confinement.

Selon les horizons considérés dans le temps, les incertitudes globales sur l'ensemble des paramètres définissant l'évolution du site deviennent telles que des modifications mineures peuvent être négligées. Ainsi, à très long terme, seuls les effets se traduisant par une atteinte directe à l'intégrité du confinement du dépôt, peuvent être raisonnablement considérés : soit le problème du jeu ou rejeu d'une faille affectant l'aire du dépôt.

f) La présentation succincte des caractéristiques générales de la sismicité et de la tectonique récente et actuelle en Europe occidentale a permis de souligner le contraste existant entre les zones du pourtour de la Méditerranée et les régions plus septentrionales, tout en montrant que dans ces dernières, l'activité est loin d'être négligeable et mérite donc d'être considérée.

S'agissant cependant de régions à sismicité modérée, les problèmes méthodologiques évoquées plus haut pour la prise en compte des événements majeurs susceptibles de s'y produire, s'y posent de façon critique.

De même les principales caractéristiques de la sismicité de la France ont été décrites brièvement en termes qualitatifs et quantitatifs. Quelques exemples concrets des problèmes posés dans les 2 régions "test" choisies (massif armoricain et sud du bassin parisien) ont pu être donnés. Sans constituer une étude détaillée, la discussion sommaire des éléments propres à ces 2 régions a permis de mettre en évidence la nature des traits sismotectoniques et les caractéristiques de la sismicité pouvant y être retenues. Elle a permis également de dégager le type d'approche pouvant être mis en oeuvre pour établir des conclusions utilisables dans le cadre d'une analyse prospective.

g) L'examen des méthodes probabilistes d'évaluation de l'aléa sismique montre que celles-ci ne sont pas applicables dans un contexte de sismicité tel celui du bassin parisien ou du massif armoricain. De plus, ces méthodes (comme l'ensemble de celles fondées sur des traitements statistiques des données de sismicité historique) ne permettent pas d'estimation fiable des probabilités d'occurrence des séismes au-delà de quelques siècles à 1 000 ans, surtout pour les événements majeurs. Même en se limitant à des statistiques grossières, il est montré qu'aucune estimation fiable ne peut être tentée pour des événements d'intensité supérieure ou égale à VIII, dans ces 2 régions.

h) Les données bibliographiques relatives aux effets observés lors de séismes majeurs, sur des installations souterraines, montrent que les dommages les plus importants, associés à des déformations significatives de l'encaissant, sont très généralement liés au jeu de la faille ayant engendré le séisme et concernant donc des ouvrages implantés sur la source même. En général, à une certaine distance de la source, les dommages sont d'autant plus rares et plus faibles que l'ouvrage est plus profond.

Les enregistrements sismiques effectués à différentes profondeurs au sein des massifs rocheux, mettent en évidence une réduction globale de l'amplitude du mouvement (surtout en accélération et vitesse, moins en déplacement) lorsque la profondeur augmente ; cette réduction est surtout limitée, en général, au domaine des basses fréquences.

Les modèles théoriques développés pour étudier le comportement des cavités souterraines sous sollicitation sismique, tendent à montrer que les contraintes (dynamiques) engendrées n'excèdent pas de 20 % celles (statiques) créées par l'excavation elle-même.

Les modèles permettant de calculer les champs de déplacement statiques engendrés par les sources sismiques montrent que l'effet de la profondeur n'est plus significatif à une certaine distance de la source. Ce sont les hypothèses relatives à la géométrie de la faille-source et au type de mouvement sur celle-ci qui sont prépondérantes à toute distance de la source. Sauf pour les séismes majeurs (magnitude supérieure à 7), les déplacements engendrés deviennent négligeables au-delà de quelques kilomètres de la source.

Enfin, il apparaît que la structure du milieu dans les premières centaines de mètres sous la surface du sol, a une influence majeure sur le spectre de déplacement du mouvement sismique. Elle peut ainsi masquer "l'effet profondeur". D'une façon globale cependant, 3 types de facteur jouent en synergie pour une réduction de l'amplitude du mouvement sismique avec la profondeur, par rapport à la surface du sol : l'effet "surface libre", la présence de couches de plus forte densité, l'atténuation avec la profondeur au sein d'une même couche.

De tels effets ne peuvent être appréciés que qualitativement ; l'approche quantitative du problème nécessite des études au cas par cas et suppose que l'on puisse établir des hypothèses précises sur les caractéristiques de la source sismique et la structure du milieu au site.

i) En ce qui concerne, enfin, les perturbations de l'hydrogéologie régionale susceptibles d'être induites par des séismes majeurs, les données rassemblées montrent :

- que ces effets sont généralisés, même pour des séismes modérés (intensité VII ou VIII) et qu'ils peuvent concerner des surfaces très étendues autour de la source (plusieurs dizaines de milliers de km²) en cas de séisme majeur,

- que certaines de ces perturbations (modifications du niveau des nappes, des écoulements, etc.) sont non négligeables et définitives.

Ces dernières concernent surtout des aquifères en formations peu consolidées, dont la matrice peut être sensiblement affectée par l'action sismique.

L'importance du problème posé dépend donc du type de roche hôte considéré et des propriétés des formations sus et sous-jacentes. Il ne semble pas exister actuellement d'outil utilisable pour modéliser ces phénomènes.

j) L'ensemble des points évoqués ci-dessus souligne la complexité des phénomènes et corrélativement la nécessité de développer des études spécifiques à un site réel pour pouvoir les prendre en compte dans le cadre d'une analyse de sûreté globale. Selon les sites, la sismicité se traduira alors soit par un phénomène négligeable en regard d'autres événements naturels brusques ou progressifs, soit au contraire par des conséquences significatives, particulièrement à court et moyen terme.

A très long terme, le problème de la prise en compte de l'activité sismique est en définitive occulté par celui de l'apparition ou du jeu de failles dans l'aire du dépôt.

ANNEXE 1

FONDEMENTS MATHEMATIQUES DE LA METHODE D'EVALUATION PROBABILISTE DE L'ALEA SISMIQUE (METHODE DE CORNELL)

N.B. : Les commentaires renvoient aux principales étapes dégagées sur le schéma ci-après. Ces étapes doivent être suivies pour l'étude de chaque zone-source.

Loi de fréquence ou loi de distribution dans le temps

Elle représente la loi de distribution des évènements dans le temps, soit la répartition du nombre d'évènements d'intensité supérieure au seuil I_0 au cours d'une période égale à 1 an. Deux lois de fréquence sont généralement envisagées :

- la loi de Poisson

$$P(n) = e^{-v} \frac{v^n}{n!} \quad n \in \mathbb{N}$$

v représente la fréquence annuelle de séismes avec ($I \geq I_0$), n étant un nombre d'évènements par an, $p(n)$ représente la probabilité d'obtenir ce nombre au cours d'une année.

- la loi binomiale négative

$$P(n) = \frac{\Gamma(\gamma + n)}{n! \Gamma(\gamma)} p^\gamma (1-p)^n$$

avec $P = \frac{v}{s^2}$ et $\gamma = \frac{pv}{1-p}$, v et s représentant la moyenne et l'écart-type de l'échantillon.

Loi de distribution des intensités (ou des magnitudes)

Elle représente pour une zone donnée, la loi de distribution des séismes selon leur intensité épacentrale. A partir de la loi développée par GUTENBERG et RICHTER sous la forme $\log N(I) = a - bI$ où $N(I)$ représente le nombre moyen de séismes d'intensité supérieure à I par unité de temps et de volume, plusieurs lois cumulatives ont été envisagées pour exprimer la distribution des séismes d'après leur force.

Citons parmi ces lois :

- la loi exponentielle simple

$$P[I \geq I_0] = 1 - F_I(I_0) = \begin{cases} 1 & \text{pour } I < I_0 \\ e^{-\rho(I - I_0)} & \text{pour } I \geq I_0 \end{cases}$$

- la loi exponentielle tronquée

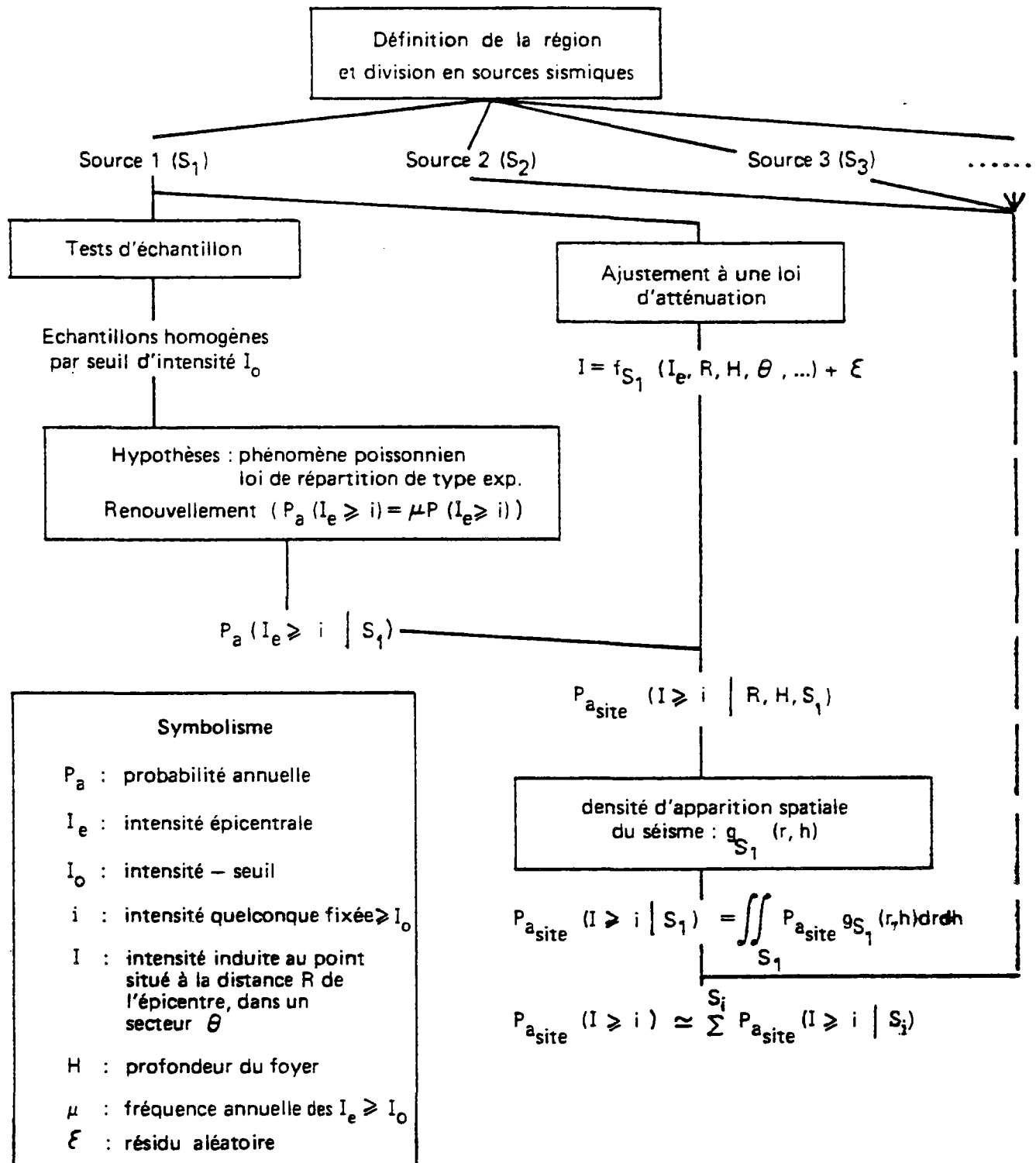
$$P[I \geq I_0] = 1 - F_I(I_0) = \begin{cases} 1 & \text{pour } I < I_0 \\ \frac{e^{-\rho(I - I_0)} - e^{-\rho(IM - I_0)}}{1 - e^{-\rho(IM - I_0)}} & \text{pour } I_0 \leq I \leq IM \\ 0 & \text{pour } I > IM \end{cases}$$

Dans le cas de la loi exponentielle tronquée, il faut admettre qu'il existe pour chaque zone-source une valeur maximale de l'intensité épacentrale plausible.

Loi d'atténuation de l'intensité

Dans un milieu isotrope et homogène, l'énergie libérée par un séisme sous forme d'ondes élastiques décroît régulièrement à partir du foyer suivant une symétrie sphérique. Cette libération d'énergie se traduit en surface par l'intensité pouvant être observée en diverses localités situées à des distances plus ou moins grandes de l'épicentre. Dans la réalité les hétérogénéités du sol et du sous-sol perturbent la propagation des ondes et se traduisent en surface par une dispersion des valeurs d'intensités observées.

Ces données d'intensité observée permettent de déterminer les coefficients de la loi d'atténuation de l'intensité pour le séisme.



SCHEMA DE LA METHODE DE CORNELL

Les encadrés mettent en valeur les étapes principales du raisonnement
(d'après S. HENDRICKX, (51), 1981)

La forme la plus courante de cette loi est la suivante :

$$I = I_e + A + B \log R + CR + \epsilon$$

où I_e représente l'intensité épicentrale

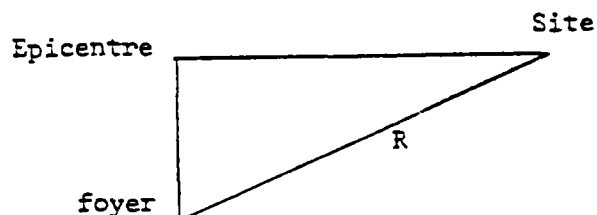
A, B, C sont trois constantes

R est la distance épicentrale ou hypocentrale si l'on connaît la profondeur du foyer

ϵ est un résidu suivant une loi normale de moyenne nulle et d'écart type σ . Il représente les écarts entre la loi théorique et les valeurs observées.

Pour déterminer la loi d'atténuation des séismes d'une zone, il faut regrouper les différents couples ($I - I_e$, R) pour chacune des données ponctuelles relatives aux séismes de la région et calculer les coefficients A, B, C et σ à partir de toutes ces valeurs.

Calcul de la probabilité de ressentir sur le site une intensité supérieure à une valeur donnée pour une distance hypocentrale fixée



Pour un séisme se produisant à une distance R du site étudié la loi donnant l'intensité pouvant être ressentie sur le site est de la forme $I = A + I_e + \epsilon$, fonction des deux seules variables I et ϵ . Chercher la Prob [$I \geq i$] revient alors à chercher la fonction complémentaire de la fonction de répartition de la somme des 2 variables I_e et ϵ , soient deux calculs possibles

$$\text{Prob } [I \geq i] = \int_R \text{Prob } [I \geq i / I_e = i_e] f_{I_e}(i_e) di_e$$

$$\text{Prob } [I \geq i] = \int_R \text{Prob } [I \geq i / \epsilon = \epsilon] f_{\epsilon}(\epsilon) d\epsilon$$

où $f_{I_e}(i_e)$ et $f_{\epsilon}(\epsilon)$ représentent respectivement les densités de probabilité de l'intensité épicentrale et du résidu.

$$f_{I_e}(i) = \frac{e^{-\rho(i - I_0)}}{1 - e^{-\rho(IM - I_0)}} \quad \text{pour la loi exponentielle tronquée}$$

$$f_{\epsilon}(\epsilon) = \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma}} e^{-\frac{\epsilon^2}{2\sigma^2}}$$

Cornell utilise la deuxième possibilité :

$$\text{Prob} [I \geq i / \Sigma = \epsilon] = \Phi^* \left[\left((i - I_e - A - B \log R - CR) / \sigma \right) \right]$$

Soit pour un séisme se produisant à une distance hypocentrale R :

$$\begin{aligned} P_i = \text{Prob} [I \geq i] = & (1 - s) \left[\Phi^* \left(\frac{\epsilon_1}{\sigma} \right) - \Phi^* \left(\frac{\epsilon_0}{\sigma} \right) \right] + \Phi^* \left(\frac{\epsilon_0}{\sigma} \right) \\ & + s \left[\Phi^* \left(\frac{\epsilon_1}{\sigma} - \rho \sigma \right) - \Phi^* \left(\frac{\epsilon_0}{\sigma} - \rho \sigma \right) \right] R^{\rho B} \\ & e^{-\frac{(\rho \sigma)^2}{2} - \rho (i - A - CR - I_0)} \end{aligned}$$

$$\text{avec } s = \left(1 - e^{-\rho (I_M - I_0)} \right)^{-1}$$

$$\epsilon_1 = i - I_M - A - B \log R - CR$$

$$\epsilon_0 = i - I_0 - A - B \log R - CR$$

Φ^* étant la fonction complémentaire de la distribution gaussienne.

Calcul de la probabilité d'obtenir une intensité supérieure ou égale à une valeur donnée pour l'ensemble de la région

Pour chaque zone-source, la fréquence annuelle d'évènements avec $[I \geq i]$ est obtenue en multipliant P_i par la fréquence annuelle v d'apparition des séismes et en intégrant R sur l'ensemble de la zone.

$$E [n/an] = v \int_{\text{zone}} \text{Prob} [I \geq i / R = r] f_R(r) dr$$

Pour l'ensemble des zones sources on obtient la fréquence annuelle d'évènements avec $[I \geq i]$ en sommant cette fréquence pour chacune des zones

$$E [n/an] = \sum_{\text{zones sources}} v \int_{\text{zone}} \text{Prob} [I \geq i / R = r] f_R(r) dr$$

Le risque, soit la probabilité que $I \geq i$ est alors calculé en tenant compte de la loi de distribution des séismes [loi de Poisson]

$$\text{soit } P [I \geq i] = 1 - e^{-E [n/an]}$$

ANNEXE 2
QUELQUES DONNEES STATISTIQUES
SUR LES SEISMES RESSENTIS DANS L'OUEST DE LA FRANCE

Ces résultats ont été établis à partir des données saisies sur le fichier informatique de sismicité historique de la France élaboré au BRGM (33), données relatives à 14 siècles pour certains départements, aux cinq derniers siècles le plus généralement.

1 - Fréquences des séismes ressentis dans l'ouest de la France

Le fichier du BRGM permet de recenser 414 séismes ressentis en au moins une localité de la région ouest (Basse-Normandie, Bretagne, Pays de Loire) entre 580 et 1980, soit environ 30 par siècle sur 14 siècles (ou un tous les 3 ans $1\frac{1}{2}$ en moyenne). Si l'on distingue les différentes régions, il vient les chiffres suivants :

- 84 séismes entre 1091 et 1980 en Basse-Normandie, soit environ 10 par siècle sur 9 siècles (1 tous les 10 ans en moyenne),
- 139 séismes entre 1101 et 1980 en Bretagne, soit environ 15/siècle sur 9 siècles (1 tous les 6 ans en moyenne),
- 207 séismes entre 580 et 1980 en Pays de Loire, soit environ 15/siècle sur 14 siècles (1 tous les 7 ans en moyenne).

Les mêmes résultats calculés pour chaque département concerné sont donnés dans le tableau I, où est précisée de plus l'origine de chaque séisme ressenti dans ce département.

En fait, ces premiers chiffres doivent être corrigés en fonction de la répartition dans le temps de ces séismes. En effet, plus on remonte dans le temps et plus les séismes mineurs nous échappent, ce qui modifie sensiblement la valeur de la fréquence annuelle calculée. Le tableau I montre d'ailleurs combien l'état des connaissances peut varier d'un département à l'autre : 14 siècles d'histoire sismique en Maine-et-Loire, moins de 2 dans la Sarthe ou la Mayenne !

Les tableaux II et III donnent les fréquences obtenues respectivement pour l'ensemble de la région ouest et chaque département, en considérant successivement des périodes de temps de plus en plus récentes.

Période considérée	Nombre total de séismes recensés	Fréquence annuelle	"période de retour" (a : ans, m : mois)
580-1980	414	0.29	3 $1\frac{1}{2}$ a
1000-1980	409	0.42	2 $1\frac{1}{2}$ a
1500-1980	380	0.65	1 $1\frac{1}{2}$ a
1700-1980	355	1.27	9 m
1800-1980	309	1.72	7 m
1900-1980	160	2.0	6 m
1950-1980	48	1.60	7 m

Tableau II - Fréquences obtenues sur l'ensemble de la région ouest⁽¹⁾

(1) Compte-tenu des données utilisées, il s'agit des séismes ressentis de façon significative, c'est-à-dire responsables d'intensités supérieures ou égales à IV, voire III-IV. La fréquence des séismes d'intensité inférieure est sûrement plus élevée, mais leurs effets sont alors négligeables même quant à l'impact sur la population.

TABLEAU I - FREQUENCE ET ORIGINE DES SEISMES
RESSENTIS DANS CHAQUE DEPARTEMENT DE LA
REGION OUEST

Département	nombre total de séismes ressentis dans le département	Origine des séismes recensés	Période définie par les données	Fréquence annuelle et "période de retour".
ORNE (61)	19	11 locaux 8 lointains dont: 4/115, 1/76, 1/37, 1/86, 1/36	1606 1980	F : 0.04 P : 25 ans
MANCHE (50)	49	35 locaux 14 lointains dont: 13/115, 1/76	842 1980	F : 0.04 P : 25 ans
CALVADOS (14)	30	16 locaux 14 lointains dont: 7/115, 5/76, 1/36, 1/17	1236 1980	F : 0.04 P : 25 ans
FINISTERE (29)	34	29 locaux 5 lointains : 5/115	1601 1980	F : 0.09 P : 11 ans
COTES-DU- NORD (22)	32	22 locaux 10 lointains : 10/115	1773 1980	F : 0.15 P : 6,5 ans
MORBIHAN (56)	43	37 locaux 6 lointains dont : 4/115, 1/86, 1/17	1286 1980	F : 0.06 P : 16 ans
ILLE ET VILAINE (35)	46	36 locaux 10 lointains dont : 8/115, 1/36, 1/17	1101 1980	F : 0.05 P : 19 ans
SARTHE (72)	7	4 locaux 3 lointains dont : 1/115, 1/18, 1/36	1814 1980	F : 0.04 P : 25 ans
MAYENNE (53)	17	13 locaux 4 lointains dont : 2/115, 1/36, 1/17	1848 1980	F : 0.13 P : 8 ans
MAINE et LOIRE (49)	81	69 locaux 12 lointains dont : 2/115, 2/37, 2/79, 2/86, 1/36, 1/17, 1/18	582 1980	F : 0.06 P : 17 ans
LOIRE ATLANTIQUE (44)	60	52 locaux 8 lointains dont : 5/115, 1/36, 2/17	1386 1980	F : 0.10 P : 10 ans
VENDEE (85)	59	41 locaux 18 lointains dont : 2/115, 1/37, 4/79, 1/36, 1/16, 9/17	1330 1980	F : 0.09 P : 11 ans

avec : 115 : Manche et Atlantique

Les autres origines sont symbolisées par le numéro du département.

La fréquence augmente systématiquement lorsque l'on considère les périodes les plus récentes, ce qui traduit bien les lacunes d'informations pour les siècles passés. Il est néanmoins possible d'obtenir un ordre de grandeur de cette fréquence à partir des données postérieures au XVIIe siècle qui conduisent au chiffre de 1 à 2 séismes ressentis chaque année en au moins une localité de la région ouest.

Si l'on considère chaque département séparément, des situations très différentes peuvent apparaître :

1 - La fréquence augmente systématiquement lorsque l'on considère des périodes de plus en plus récentes, mais se stabilise à partir d'une certaine date et garde une valeur constante y compris sur les derniers 30 ans. Une bonne estimation de cette fréquence est alors possible sur des périodes débutant au :

- XVIe siècle pour le Maine-et-Loire avec 1 séisme ressenti tous les 5 ans en moyenne ;

- XVIIIe siècle en Loire Atlantique (1 séisme ressenti tous les 3 à 5 ans), Finistère (1 séisme ressenti tous les 6 à 8 ans), Côtes-du-Nord (1 séisme tous les 5 à 10 ans) ;

- XIXe siècle en Morbihan (1 séisme ressenti tous les 3 à 5 ans), Ille-et-Vilaine (1 séisme ressenti tous les 5 ans), Mayenne (1 séisme ressenti tous les 10 ans).

2 - La fréquence augmente systématiquement lorsque l'on considère des périodes de plus en plus récentes, y compris pour les derniers 30 ans. Il n'est donc pas possible a priori d'appréhender la fréquence ; cependant dans le cas particulier concerné (Vendée) l'évaluation de la fréquence sur les trente dernières années est perturbée par la crise sismique d'Oléron dont la plupart des événements ont été ressentis dans ce département. La valeur d'un séisme ressenti tous les 2 à 3 ans, stable depuis le début du XIXe paraît donc un ordre de grandeur convenable.

3 - La fréquence augmente systématiquement avec un début de stabilisation à une date variable selon les cas sauf pour les trente dernières années où elle retombe à une valeur plus faible que celle du début de stabilisation. Cela peut-être du à l'absence de crise sismique sur la dernière période contrairement aux périodes précédentes (Manche), mais aussi au fait que pour les départements concernés, 30 ans est une période limite pour estimer la fréquence des séismes ressentis, compte-tenu précisément du niveau de sismicité de ces régions. Un ordre de grandeur de cette fréquence est alors obtenu sur des périodes variables :

- depuis le début du XVIe siècle pour l'Orne (1 séisme ressenti tous les 15 à 25 ans), la Manche (1 séisme ressenti tous les 5 à 10 ans), le Calvados (1 séisme ressenti tous les 10 à 20 ans). La Sarthe est un cas particulier avec aucun séisme ressenti ces dernières trente années ; la fréquence d'un séisme ressenti tous les 25 à 40 ans indiquée par le tableau III paraît ainsi justifiée.

Ces chiffres permettent d'esquisser un premier zonage grossier sur la région ouest :

- fréquence inférieure à 5 ans dans toute la Bretagne méridionale et la Vendée (44, 56, 85),

- de l'ordre de 5 ans en Maine-et-Loire et Ille-et-Vilaine, encore soumis aux effets des séismes de "Bretagne méridionale",

TABLEAU III - FREQUENCE DES SEISMES RESSENTIS DANS LES DIVERS DEPARTEMENTS DE LA REGION OUEST SELON LES PERIODES DE TEMPS CONSIDEREES

DEPARTEMENTS	PERIODES CONSIDEREES						
	500-1980	1000-1980	1500-1980	1700-1980	1800-1980	1900-1980	1950-1980
61	N 19	19	18	16	13	7	1
	F 0.01	0.02	0.04	0.06	0.07	0.09	0.03
	P 80 ans	50	25	17 1/2	14	11 1/2	30
50	N 50	49	43	39	37	23	2
	F 0.04	0.05	0.09	0.14	0.20	0.29	0.07
	P 30 ans	20	11	7	5	3 1/2	15
14	N 29	29	27	25	17	5	1
	F 0.02	0.03	0.06	0.09	0.09	0.06	0.03
	P 50 ans	35	18	11	10 1/2	16	30
29	N 34	34	34	33	31	19	4
	F 0.02	0.03	0.07	0.12	0.17	0.24	0.13
	P 40 ans	30	14	8 1/2	6	4	7 1/2
22	N 31	31	31	31	30	17	3
	F 0.02	0.03	0.06	0.11	0.17	0.21	0.40
	P 50 ans	30	15	9	6	5	10
56	N 43	43	40	40	37	27	7
	F 0.03	0.04	0.08	0.14	0.20	0.34	0.23
	P 35 ans	20	12	7	5	3	4 1/2
35	N 45	45	44	43	37	15	8
	F 0.03	0.05	0.09	0.15	0.20	0.19	0.27
	P 30 ans	20	11	6 1/2	5	5 1/2	4
72	N 8	8	8	8	7	2	
	F 0.005	0.007	0.01	0.025	0.04	0.025	
	P 200 ans	140	70	40	25	40	
53	N 17	17	17	17	17	8	3
	F 0.01	0.02	0.03	0.06	0.09	0.10	0.10
	P 90 ans	60	30	16	10 1/2	10	10
49	N 80	76	63	48	40	16	4
	F 0.05	0.08	0.13	0.17	0.22	0.20	0.13
	P 20 ans	13	7 1/2	6	4 1/2	5	7 1/2
44	N 60	60	58	58	44	25	8
	F 0.04	0.06	0.12	0.21	0.24	0.31	0.27
	P 25 ans	16	8	5	4	3	4
85	N 59	59	58	58	54	35	21
	F 0.04	0.06	0.12	0.21	0.30	0.44	0.70
	P 25 ans	17	8	5	3 1/2	2 1/2	1 1/2

avec N : nombre total de séismes ressentis
F : fréquence annuelle
P : période de retour

- de 5 à 10 ans en Bretagne occidentale et septentrionale et Cotentin (29,22,50),
- de l'ordre de 10 ans en Mayenne,
- de 10 à 20 ans en Basse-Normandie hors Cotentin (Calvados, Orne),
- plus de 20 ans dans la Sarthe, région la plus proche du coeur du bassin parisien.

En conclusion sur ce point, il faut noter les valeurs faibles à très faibles de ces fréquences qui soulignent bien que si la région ouest a enregistré quelques forts séismes au cours de 14 siècles d'histoire sismique connus, elle reste de par la fréquence des événements une région à sismicité très modérée voire négligeable en certaines régions.

2 - Répartition dans le temps des séismes ressentis dans la région ouest

Cette répartition est donnée au tableau IV, ce qui permet de mettre en relief :

- le degré de connaissance de l'histoire sismique très inégal d'un département à l'autre,
- d'une façon générale, les lacunes d'information avant le XVIIIe siècle et surtout le XVIe siècle,
- la rareté des séismes fortement destructeurs (même en une seule localité de la région ouest) : 2 ou 3 en 10 siècles,
- la fréquence quasi-centenaire de séismes responsables de dommages (même légers) en au moins une localité de chaque région de l'ouest de la France (Basse-Normandie, Bretagne, Pays de Loire).

3 - Origine des séismes ressentis dans la région ouest

Celle-ci est précisée, pour chaque département, sur le tableau I. En Bretagne, Vendée et en Normandie, deux sources principales sont mises en évidence : les séismes locaux et les séismes en provenance de la Manche ou de l'Atlantique. Pour les départements des Pays de Loire non côtiers, si les séismes à épïcéntré en mer sont beaucoup plus rarement ressentis, s'ajoutent ceux de la région Centre (Sud du Bassin parisien, Poitou, Nord-Ouest du Massif Central).

4 - Répartition des séismes ressentis dans la région ouest en fonction de l'intensité maximale observée

Le tableau V donne, par département, la liste des séismes qui y ont été responsables d'intensités supérieures ou égales à VI.

Il permet de montrer, qu'à l'échelle du département, la fréquence des séismes responsables de dommages (même légers) en au moins une localité devient très faible :

- moins d'un par siècle : Sarthe,
- un à deux par siècle : Manche, Calvados, Orne, Mayenne et Vendée⁽¹⁾,
- deux à trois par siècle : Finistère, Ille-et-Vilaine, Loire Atlantique, Maine-et-Loire,
- trois par siècle : Côtes-du-Nord, Morbihan.

(1) Ce dernier est donc un département où la fréquence des séismes ressentis est assez élevée, mais les intensités faibles.

TABLEAU IV - REPARTITION DANS LE TEMPS DES SEISMES RESSENTIS
DANS LA REGION OUEST

		avant 1'an 1000	1000 1500	1500 1600	1600 1700	1700 1800	1800 1900	1900 1980
61	N I		1		2	3 VI	6 VI-VII	7 VI
50	N I	1 inconnue	6 VII	1 VI	3	2	14 VII	23 VI-VII
14	N I		2	1	1 VI	8 VIII	12 VI	5
29	N I				1	2	12	19 VII
22	N I					1	13 VI	1/ VI-VII
56	N I		3 VIII-IX ?			3	10 VIII	27 VII
35	N I		1	1		6 VI	22 VI	15 VI-VII
72	N I					1 VI-VII	5 VI	2
53	N I						9 VI	8 VI
49	N I	4	13 VII-VIII	7 VI-VII	8 VI	8 VII	24 VI-VII	16 VI
44	N I		2			14 VIII	19 VI-VII	25 VI
85	N I		1			4 VIII	19 VI	35
I. maximale pour la région ouest			VIII-IX ?	VI-VII	VI	VIII	VIII	VII
idem Basse Normandie			VII	VI	VI	VIII	VII	VI-VII
idem Bretagne			VIII-IX ?			VI	VIII	VII
idem Pays de loire			VII-VIII	VI-VII	VI	VIII	VI-VII	VI

avec : N : nombre de séismes ressentis dans le département au cours du siècle ou de la période considérée

I : intensité maximale ($\geq$ VI) connue dans le département au cours du siècle ou de la période considérée.

TABLEAU V - REPARTITION DES SEISMES RESPONSABLES
D'INTENSITES SUPERIEURES OU EGALES A VI
EN FONCTION DE L'INTENSITE MAXIMALE OBSERVEE

Département	Intensité maximale observée		Origine du séisme	Nombre total
	Intensité	Date		
CALVADOS	VI	1699	local	3
		1927	61	
	VIII	1775	local	
ORNE	VI	1711	86	5
		1889	115	
		1896	local	
		1927	local	
	VI-VII	1827	local	
MANCHE	VI	1091	local	7
		1584	local	
		1927	61	
	VI-VII	1926	115	
	VII	1160	local	
		1853	local	
FINISTERE	VI	1909	local	2
	VII	1959	local	
COTES DU NORD	VI	1853	50	5
		1896	local	
		1914	local	
		1959	29	
	VI-VII	1930	56	
MORBIHAN	VI	1902	local	6
	VI-VII	1799	44	
		1959	29	
	VII	1930	local	
	VIII	1870	local	
	VIII-IX ?	1286	local	
ILLE-ET-VILAINE	VI	1799	44	4
		1888	local	
		1895	local	
	VI-VII	1926	115	
SARTHE	VI	1848	53	2
	VI-VII	1799	44	
MAYENNE	VI	1887	local	2
		1927	61	
MAINE-ET-LOIRE	VI	1091	50	13
		1169	local	
		1441	local	
		1485	local	
		1593	37	
		1609	local	
		1853	50	
		1965	local	
	VI-VII	1588	44	
		1799	44	
		1866	36	
	VII	1711	86	
	VII-VIII	1497	local	
LOIRE-ATLANTIQUE	VI	1767	local	5
		1877	local	
		1907	local	
	VI-VII	1812	local	
	VIII	1799	local	
VENDEE	VI	1808	local	2
	VIII	1799	44	

Si l'on s'intéresse maintenant aux séismes responsables de dommages sérieux (I > VII), que l'on peut penser avoir recensé dans leur intégralité pour les cinq derniers siècles, il vient :

- aucun : Orne, Côtes-du-Nord, Ille-et-Vilaine, Sarthe et Mayenne,
- 1 : Calvados, Finistère, Loire Atlantique et Vendée,
- 2 : Maine-et-Loire,
- 3 : Manche et Morbihan

Soit au plus, trois séismes responsables de dommages sérieux en au moins une localité du département en 5 siècles ! A titre de comparaison ce chiffre passe à 11 séismes en six siècles dans les Alpes-maritimes (1 tous les 40 ans en moyenne), 11 en 4 siècles dans les Pyrénées-atlantiques (1 tous les 30 ans en moyenne), 19 en 4 siècles dans les Hautes-Pyrénées (1 tous les 20 ans en moyenne).

ANNEXE 3

QUELQUES DONNEES STATISTIQUES SUR LES SEISMES RESSENTIS DANS LE CENTRE DE LA FRANCE (SUD DU BASSIN PARISIEN ET NORD DU MASSIF CENTRAL)

Comme pour l'annexe précédente, ces résultats ont été établis à partir du fichier informatique de sismicité historique de la France.

1 - FREQUENCE DES SEISMES RESSENTIS DANS LE CENTRE DE LA FRANCE

Ce fichier permet de recenser 77 séismes ressentis en au moins une localité du centre de la France entre 1316 et 1980, soit environ 11 par siècle sur 7 siècles (ou un tous les 9 ans en moyenne).

Les résultats obtenus pour chaque département sont donnés dans le tableau I où est précisée de plus, l'origine de chaque séisme ressenti dans ce département.

Si l'on effectue la correction nécessaire pour prendre en compte la perte d'information lorsque l'on remonte dans le temps, il vient les chiffres suivants (tableau II : ensemble de la région, et tableau III : valeurs pour chaque département).

Tableau II - Fréquences obtenues sur l'ensemble du Centre de la France (I > IV)

Période considérée	Nombre total de séismes recensés	Fréquence annuelle	"Période de retours" (ans)
1316-1980	77	0.12	9
1500-1980	73	0.15	6.5
1700-1980	70	0.25	4
1800-1980	64	0.35	3
1900-1980	42	0.52	2
1950-1980	20	0.67	1.5

Les fréquences calculées ne sont vraiment significatives que pour les 2 dernières périodes (soit le XXe siècle). Pour certains départements, cependant, elles peuvent être estimées à partir du XIXe siècle (Allier, Cher, Loiret), voire du XVIIIe siècle (Loir-et-Cher, Vienne). A l'inverse, ce n'est que sur le dernier quart de siècle que l'on semble pouvoir retenir une valeur approchée de la fréquence des séismes ressentis dans la Nièvre ou l'Yonne.

Si l'on compare entre elles les valeurs obtenues dans les différents départements, les fréquences les plus élevées sont obtenues dans la Creuse, l'Indre et la Nièvre (en moyenne 1 séisme ressenti tous les 5 ans) ; viennent ensuite l'Allier, l'Indre-et-Loire, la Vienne (1 séisme ressenti tous les 7 à 10 ans), puis le Cher (1 séisme ressenti tous les 15 ans) et enfin le Loiret et le Loir-et-Cher (1 séisme ressenti tous les 30 à 40 ans).

Tableau I - Fréquence et origine des séismes ressentis
dans chaque département de la région Centre
(Sud du Bassin Parisien et Nord du Massif Central)

Département	Nombre total de séismes ressentis dans le département	Origine des séismes recensés (symbolisée par le numéro du département)	Période définie par les données	Fréquence annuelle et "période de retour"
ALLIER (03)	21	3 locaux 18 lointains : 13/63, 1/18, 1/23, 5/36, 2/37, 1/41, 1/42	1579-1980	F : 0.05 P : 19 ans
CHER (18)	16	3 locaux 13 lointains : 3/63, 1/23, 5/36, 2/37, 1/41, 1/45	1316-1980	F : 0.02 P : 40 ans
CREUSE (23)	22	9 locaux 13 lointains : 1/17, 1/63, 1/86, 3/87, 3/03, 1/18, 3/36	1817-1980	F : 0.13 P : 7 ans
INDRE (36)	21	7 locaux 14 lointains : 1/17, 1/63, 1/87, 2/18, 9/23	1759-1980	F : 0.09 P : 10 ans
INDRE-ET-LOIRE (37)	20	6 locaux 14 lointains : 1/50, 1/22, 1/29, 1/17, 1/44, 1/49, 1/61, 1/72, 1/79, 2/86, 1/16, 1/18, 1/36	1316-1980	F : 0.03 P : 30 ans
LOIR-ET-CHER (41)	10	tous lointains : 1/86, 1/88, 4/36, 3/37, 1/45	1579-1980	F : 0.025 P : 40 ans
LOIRET (45)	8	1 local 7 lointains : 1/72, 1/88, 1/18, 1/36, 2/37	1316-1980	F : 0.01 P : 80 ans
NIEVRE (58)	11	tous lointains : 1/63, 1/71, 1/03, 2/18, 4/21, 2/36	1477-1980	F : 0.02 P : 45 ans
VIENNE (86)	18	3 locaux 15 lointains : 2/17, 1/61, 3/79, 1/85, 2/16, 1/18, 2/36, 3/37	1593-1980	F : 0.05 P : 21 ans
YONNE (89)	7	tous lointains : 1/17, 1/63, 1/88, 2/27, 1/36, 1/45	1490-1980	F : 0.01 P : 70 ans

Tableau III - Fréquence des séismes ressentis
dans les divers départements de la région Centre
selon les périodes de temps considérés

Département	Périodes considérées					
	1300-1980	1500-1980	1700-1980	1800-1980	1900-1980	1950-1980
03	N 21 F 0.03 P 30 ans	21 0.04 20 ans	20 0.07 14 ans	20 0.11 9 ans	9 0.11 9 ans	4 0.13 7,5 ans
18	N 16 F 0.02 P 40 ans	15 0.03 30 ans	13 0.05 22 ans	12 0.06 15 ans	6 0.07 13 ans	2 0.07 15 ans
23	N 22 F 0.03 P 30 ans	22 0.05 20 ans	22 0.08 13 ans	22 0.12 8 ans	19 0.24 4 ans	7 0.23 4 ans
36	N 21 F 0.03 P 30 ans	21 0.04 20 ans	21 0.07 13 ans	20 0.11 9 ans	15 0.19 5 ans	6 0.2 5 ans
37	N 20 F 0.03 P 35 ans	19 0.04 25 ans	17 0.06 16 ans	12 0.06 15 ans	9 0.11 9 ans	3 0.1 10 ans
41	N 10 F 0.01 P 70 ans	10 0.02 50 ans	8 0.03 35 ans	6 0.03 30 ans	2 0.025 40 ans	1 0.03 30 ans
45	N 8 F 0.01 P 85 ans	7 0.01 70 ans	5 0.02 60 ans	5 0.03 35 ans	2 0.025 40 ans	1 0.03 30 ans
58	N 11 F 0.02 P 60 ans	10 0.02 50 ans	10 0.04 30 ans	10 0.05 18 ans	7 0.09 11 ans	5 0.17 6 ans
86	N 18 F 0.03 P 40 ans	18 0.04 30 ans	17 0.06 16 ans	14 0.07 13 ans	11 0.14 7 ans	3 0.1 10 ans
89	N 7 F 0.01 P 100 ans	6 0.01 80 ans	5 0.02 60 ans	5 0.03 35 ans	4 0.05 20 ans	3 0.1 10 ans

avec N : nombre total de séismes ressentis
F : fréquence annuelle
P : "période de retour"

2 - REPARTITION DANS LE TEMPS DES SEISMES RESSENTIS DANS LA REGION OUEST

Cette répartition apparaît sur le tableau IV, mettant en évidence une connaissance assez satisfaisante de la sismicité de ces régions pour les intensités supérieures ou égales à VI, depuis le XVI^e siècle.

Il est très probable que les lacunes de données perturbant l'évaluation des fréquences avant le XIX^e siècle, concernent surtout des séismes d'intensité faible (IV ou V).

Elle souligne par ailleurs la fréquence quasi-centenaire de séismes responsables de dommages aux constructions en au moins une localité de la région Centre. Par contre, les séismes responsables de dommages sévères (intensité VIII) sont exceptionnels.

3 - ORIGINE DES SEISMES RESSENTIS DANS LA REGION CENTRE

Celle-ci est précisée, pour chaque département concerné, sur le tableau I. Il s'agit essentiellement de séismes locaux auxquels s'ajoutent quelques séismes armoricains ou auvergnats. Exceptionnellement, des séismes d'origine plus lointaine, sont perçus jusque dans la région Centre (Charente-maritimes, Vosges).

4 - REPARTITION DES SEISMES RESSENTIS DANS LA REGION CENTRE EN FONCTION DE L'INTENSITE MAXIMALE OBSERVEE

Le tableau V donne, par département, la liste des séismes qui ont été responsables d'intensités supérieures ou égales à VI.

Il permet de montrer qu'à l'échelle d'un département, la fréquence des séismes responsables de dommages (même mineurs) devient très faible à nulle, et ce sur quelques siècles :

- nulle dans la Nièvre,
- 1 seul en quatre siècles : Creuse, Loir-et-Cher, Yonne,
- 1 tous les 2 siècles en moyenne : Cher, Loiret, Vienne,
- 1 tous les 100 à 150 ans en moyenne : Allier, Indre-et-Loire et Indre.

Enfin, seuls l'Indre-et-Loire et la Vienne ont connu au moins 1 séisme responsable de dommages sérieux en 4 siècles.

Tableau IV - Répartition dans le temps
des séismes ressentis dans la région Centre

Département	Périodes considérées				
	1300-1500	1500-1700	1700-1800	1800-1900	1900-1980
03 N I		1 VI-VII		11 VII	9 V
18 N I	1 inconnue	2 VII	1 inconnue	6 V-VI	6 VII
23 N I				3 V	19 VI
36 N I			1 inconnue	5 V-VI	15 VI-VII
37 N I	1 inconnue	2 VII-VIII	5 VII-VIII	3 VI-VII	9 V
41 N I		2 inconnue	2 VI-VII	4 V	2 II-III
45 N I	1 inconnue	2 V-VI		3 VI	2 VI
58 N I	1 inconnue			3 V	7 V
86 N I		1 inconnue	3 VIII	3 inconnue	11 VI
89 N I	1 inconnue	1 VI		1 IV-V	4 IV-V

avec N : nombre de séismes ressentis dans le département au cours du siècle ou de la période considérée

I : intensité maximale connue dans le département au cours de la même période

Tableau V - Répartition des séismes responsables d'intensités supérieures ou égales à VI dans la région Centre, en fonction de l'intensité maximale observée

Département	Intensité max. observée dans le département	Séisme			Nombre total
		Date	Origine	Intensité épicentrale	
ALLIER (03)	VI-VII	1579	37	VII	3
		1892	local	VI-VII	
	VII	1892	local	VII	
CHER (18)	VII	1579 1925	37 local	VII VII	2
CREUSE (23)	VI	1925	local	VI	1
INDRE (36)	VI	1925	local	VI	4
	VI-VII	1925	18	VII	
	VII	1841	local	VII	
		1866	local	VII	
INDRE-ET-LOIRE (37)	VII	1579	local	VII	3
	VII-VIII	1593	local	VII-VIII	
		1711	86	VIII	
LOIR-ET-CHER (41)	VI-VII	1711	86	VIII	1
LOIRET (45)	VI	1866 1933	36 local	VII VI	2
NIEVRE (58)	/	/	/	/	/
Vienne (86)	VI VIII	1901 1711	local local	VI VIII	2
Yonne (89)	VI	1682	88	VIII-IX	1

ANNEXE 4
EXEMPLES D'ESTIMATIONS DE L'ALEA SISMIQUE
EN DIFFERENTES REGIONS DU MONDE

Le tableau suivant rassemble quelques exemples d'estimation de paramètres variés permettant de caractériser l'aléa sismique, obtenus par application de méthodes très différentes. Les valeurs sont reportées telles quelles sans appréciation de leur fiabilité. Etant donné les divergences dans les méthodes utilisées et dans les paramètres considérés, il n'est pas possible de comparer directement les différentes valeurs du tableau entre elles.

Une distinction est faite selon que ces valeurs se rapportent à des zones sismiques situées en frontière de plaques (FP) ou en domaine intra-plaque (IP).

Le type d'approche utilisé pour l'estimation des paramètres est spécifié sous forme succincte dans la 2ème colonne du tableau.

SOURCE	NATURE DE L'ESTIMATION ET METHODE UTILISEE	VALEURS DES PARAMETRES	TYPE DE LA ZONE SISMIQUE
ANDERSON, 1973 (131)	magnitude maximale en Californie sud-orientale, à partir des taux de glissements sur les failles, des moments sismiques et des données géodynamiques fréquence annuelle de séismes de magnitude égale à $m_0 \pm 25\%$, à partir des mêmes données	M_{max} : 7 1/2 à 8 (Désert Mohave, faille Garlock, Sierra Nevada) M_{max} : 7 à 8 (Transverse Ranges) ----- M_0 : 6 7 7.5 8 Californie SE 0.28 0.038 0.013 0.0027 (toute la région) Faille San 0.19 0.026 0.0096 0.0022 Andréas Faille White 8.13×10^{-4} 3×10^{-4} 10^{-4} 3×10^{-5} Wolf	FP
CUMMINGS, 1974 (132)	période de retour (ans) de séismes de différentes magnitudes, à partir des taux de glissement sur la faille San Andreas	magnitude : 5 6 7 8 en tout point 6 25 100 400 de la faille pour tout le / 1 7 50 système de failles (1400km)	FP
KASAHARA, 1981 (6)	périodes de retour de séismes majeurs en différentes zones actives du globe, à partir des caractéristiques sismotectoniques des sources sismiques	région Magnitude Période de retour (ans) Japon (Medium 8 10^3 tectonic Line) Japon (Atera, 8 1300 Honshu) Japon (Tanua, 7 10^3 Honshu) Japon (Irozaki, 6.9 10^3 Honshu) Nouvelle-Zelande 7.5 500 à 900 (Wairan) USA (Coyote Creek, 6.4 200 Californie)	FP
MOLNAR, 1979 (133)	période de retour de séismes de moment sismique supérieur ou égal à M_0 ou de magnitude supérieure ou égale à m_0 , dans le Sud-Est des Caraïbes, à partir de modèles et données géodynamiques	$T (M \geq M_0 \text{ ou } m \geq m_0)$ M_0 (dyne-cm) 3.5×10^{25} 1.1×10^{26} 3.5×10^{26} 1.1×10^{27} m_0 5 6 7 8 $T(a)$ 42 420 4200 42000 (b) 13 130 1300 / (c) 4.2 42 / / avec $(M_0)_{max} = 1.1 \times 10^{26}$ dyne-cm (a) 3.5×10^{26} dyne-cm (b) 1.1×10^{27} dyne-cm (c)	FP
RUSS, 1976 (134, 135)	réurrence des séismes majeurs (magnitude supérieure ou égale à 6.5) dans la région de New Madrid (Tennessee, USA), à partir de données géologiques sur l'Holocène et des données de sismicité historique	$T (m \geq 6.5)$ pour la région : 600 à 700 ans	IP
WENTWORTH, 1981 (136)	probabilité d'occurrence de séismes majeurs (magnit. 6,5 à 7) sur la côte SE des Etats Unis (Caroline du Sud, région de Charleston), à partir des données sismologiques et géologiques	$P_a (m \geq 6.5 \text{ ou } 7)$ sur toute la région = 10^{-3} $P_a (1000 \text{ km}^2)$: 2×10^{-6}	IP

SOURCE	NATURE DE L'ESTIMATION ET METHODE UTILISEE	VALEURS DES PARAMETRES	TYPE DE LA ZONE SISMIQUE
DE CAPUA, LIV, 1974 (137)	calcul statistique de l'aléa sismique (données historiques) sur l'état de New-York période de retour de séismes de différentes intensités épicentrales, pour toute la région valeurs des intensités centenaires	périodes de retour pour différentes intensités épicentrales, sur toute la région : T ($I_0 > VI$) : 5 ans T ($I_0 > VII$) : 13 ans T ($I_0 > VIII$) : 40 ans intensités centenaires ($P_a = 10^{-2}$) : maximum VI en certaines régions de l'état de New York	IP
SHAPIRA, 1981 (138)	calcul probabiliste de l'aléa sismique en Israël probabilités annuelles de dépassement de différentes valeurs d'accélération maximale au rocher	P_a ($A \geq 0.1g$) : entre 3.10^{-1} et 3.10^{-2} , Centre et Nord du pays entre 3.10^{-2} et 3.10^{-3} , côte entre 3.10^{-3} et 3.10^{-4} , côte méridionale P_a ($A \geq 0.4g$) : entre 3.10^{-2} et 3.10^{-3} , Centre du pays 3.10^{-5} et 3.10^{-6} , côte méridionale	FP et IP
KARNIK, 1968 (139)	périodes de retour (ans) de séismes de différentes magnitudes en plusieurs régions d'Europe, à partir de statistiques de Gumbell magnitude maximale par région	Magnitude : Islande 14 40 125 550 Sud-Espagne 25 140 / / Alpes 25 200 2500 / Italie Centrale 7 27 140 (1250) Yougoslavie 12 55 400 (5000) Albanie et Sud Yougoslavie 8 25 100 550 Grèce 4 12 55 450	IP et FP
BATH, 1979 (140)	probabilités annuelles d'occurrence de séismes de magnitude supérieure ou égale à M_0 , par région de 2 en 2° sur la Scandinavie, à partir de statistiques sur les données instrumentales	P_a ($m \geq 5.0$) $\times 10^{-2}$ sur toutes les régions (2°x2°) en Suède, Norvège et Danemark	IP
CONSENTINO, 1976 (141)	périodes de retour (ans) de séismes de différentes magnitudes en Sicile à partir de statistiques sur les données de sismicité historique et instrumentale	magnitude période de retour (ans) 5.0 3.5 5.5 9 6.0 25 6.5 66 7.0 180 7.5 480	FP
BURTON, 1973 (142)	magnitude maximale susceptible d'être atteinte en 75 ans, en différentes régions d'Europe (secteurs de 4°x4°), à partir de statistiques de Gumbell sur les données de sismicité 1900-1974	région magnitude max. (75 ans) par région 4°x4° Italie NW 6.0 Italie N 5.5 Italie Centre 6.2 Sicile 7.0 Ligurie/Côte d'Azur 6.4 Côte adriatique/Yougoslavie 6.3	FP et IP

SOURCE	NATURE DE L'ESTIMATION ET METHODE UTILISEE	VALEURS DES PARAMETRES	TYPE DE LA ZONE SISMIQUE																																																																																																								
RADU, 1973 (1-3)	période de retour de séismes de magnitude supérieure ou égale à 5.5, en différentes régions de France, à partir de statistiques sur les données instrumentales et macroséismiques pour la période 1901-1972	<table><tr><th>Région</th><th>surface km²</th><th>T(m ≥ 5.5) (ans)</th><th>(T / m ≥ 5.5) pour 10000 km.² (ans)</th></tr><tr><td>France entière et zones frontalières</td><td>-</td><td>5</td><td>-</td></tr><tr><td>1-Ouest Aquitaine et Massif C.</td><td>335000</td><td>25</td><td>840</td></tr><tr><td>2-Pyrénées et Langue-doc</td><td>107900</td><td>20</td><td>214</td></tr><tr><td>3-Alpes/Provence</td><td>184000</td><td>10</td><td>184</td></tr><tr><td>4-Alsace Vosges</td><td>46400</td><td>90</td><td>420</td></tr><tr><td>5-E.Parisien/Nord</td><td>146000</td><td>140</td><td>2000</td></tr></table>	Région	surface km ²	T(m ≥ 5.5) (ans)	(T / m ≥ 5.5) pour 10000 km. ² (ans)	France entière et zones frontalières	-	5	-	1-Ouest Aquitaine et Massif C.	335000	25	840	2-Pyrénées et Langue-doc	107900	20	214	3-Alpes/Provence	184000	10	184	4-Alsace Vosges	46400	90	420	5-E.Parisien/Nord	146000	140	2000	IP et FP																																																																												
Région	surface km ²	T(m ≥ 5.5) (ans)	(T / m ≥ 5.5) pour 10000 km. ² (ans)																																																																																																								
France entière et zones frontalières	-	5	-																																																																																																								
1-Ouest Aquitaine et Massif C.	335000	25	840																																																																																																								
2-Pyrénées et Langue-doc	107900	20	214																																																																																																								
3-Alpes/Provence	184000	10	184																																																																																																								
4-Alsace Vosges	46400	90	420																																																																																																								
5-E.Parisien/Nord	146000	140	2000																																																																																																								
BASLER & HOFFMAN, 1977 (5-6)	évaluation probabiliste de l'aléa sismique en Suisse, (méthode de Cornell) ; intensités MSK pour différentes valeurs de probabilité annuelle, périodes de retour pour différents degrés d'intensité MSK (valeurs ponctuelles)	<table><tr><th colspan="5">. Intensités ponctuelles pour différentes P_a (I ≥ I₀)</th></tr><tr><th>région</th><th>10⁻²</th><th>10⁻³</th><th>10⁻⁴</th><th>10⁻⁵</th></tr><tr><td>Valais</td><td>7 à 7.5</td><td>8 à 9</td><td>9 à 9.5</td><td>10</td></tr><tr><td>Bâle</td><td>6</td><td>7.5</td><td>9</td><td>9.5</td></tr><tr><td>Lucerne</td><td>6</td><td>7</td><td>8.5</td><td>9</td></tr><tr><td>Genève</td><td>6</td><td>7 à 7.5</td><td>8.5</td><td>9.5</td></tr><tr><td>Lausanne</td><td>6</td><td>7</td><td>8</td><td>8.5</td></tr><tr><td>Berne</td><td>6</td><td>7</td><td>7.5</td><td>8</td></tr><tr><td>Zurich</td><td>6</td><td>7</td><td>7.5 à 8</td><td>8.5</td></tr><tr><th colspan="5">. périodes de retour (valeurs ponctuelles) pour différents degrés d'intensité</th></tr><tr><th>région</th><th>VI</th><th>VII</th><th>VIII</th><th>IX</th></tr><tr><td>Valais</td><td>15 à 30 ans</td><td>60 à 160</td><td>250 à 1000</td><td>1700 à 10⁴</td></tr><tr><td>Bâle</td><td>80</td><td>500</td><td>2500</td><td>2.10⁴</td></tr><tr><td>Lucerne</td><td>100</td><td>500 à 1000</td><td>10⁴</td><td>10⁵</td></tr><tr><td>Genève</td><td>100</td><td>500</td><td>3000</td><td>2.10⁴</td></tr><tr><td>Lausanne</td><td>130</td><td>1000</td><td>10⁴</td><td>10⁵</td></tr><tr><td>Berne</td><td>130</td><td>1000</td><td>10⁴</td><td>10⁵</td></tr><tr><td>Zurich</td><td>130</td><td>1000</td><td>10⁴</td><td>10⁵</td></tr></table>	. Intensités ponctuelles pour différentes P _a (I ≥ I ₀)					région	10 ⁻²	10 ⁻³	10 ⁻⁴	10 ⁻⁵	Valais	7 à 7.5	8 à 9	9 à 9.5	10	Bâle	6	7.5	9	9.5	Lucerne	6	7	8.5	9	Genève	6	7 à 7.5	8.5	9.5	Lausanne	6	7	8	8.5	Berne	6	7	7.5	8	Zurich	6	7	7.5 à 8	8.5	. périodes de retour (valeurs ponctuelles) pour différents degrés d'intensité					région	VI	VII	VIII	IX	Valais	15 à 30 ans	60 à 160	250 à 1000	1700 à 10 ⁴	Bâle	80	500	2500	2.10 ⁴	Lucerne	100	500 à 1000	10 ⁴	10 ⁵	Genève	100	500	3000	2.10 ⁴	Lausanne	130	1000	10 ⁴	10 ⁵	Berne	130	1000	10 ⁴	10 ⁵	Zurich	130	1000	10 ⁴	10 ⁵	IP														
. Intensités ponctuelles pour différentes P _a (I ≥ I ₀)																																																																																																											
région	10 ⁻²	10 ⁻³	10 ⁻⁴	10 ⁻⁵																																																																																																							
Valais	7 à 7.5	8 à 9	9 à 9.5	10																																																																																																							
Bâle	6	7.5	9	9.5																																																																																																							
Lucerne	6	7	8.5	9																																																																																																							
Genève	6	7 à 7.5	8.5	9.5																																																																																																							
Lausanne	6	7	8	8.5																																																																																																							
Berne	6	7	7.5	8																																																																																																							
Zurich	6	7	7.5 à 8	8.5																																																																																																							
. périodes de retour (valeurs ponctuelles) pour différents degrés d'intensité																																																																																																											
région	VI	VII	VIII	IX																																																																																																							
Valais	15 à 30 ans	60 à 160	250 à 1000	1700 à 10 ⁴																																																																																																							
Bâle	80	500	2500	2.10 ⁴																																																																																																							
Lucerne	100	500 à 1000	10 ⁴	10 ⁵																																																																																																							
Genève	100	500	3000	2.10 ⁴																																																																																																							
Lausanne	130	1000	10 ⁴	10 ⁵																																																																																																							
Berne	130	1000	10 ⁴	10 ⁵																																																																																																							
Zurich	130	1000	10 ⁴	10 ⁵																																																																																																							
DADOU et al., 1981 (52)	évaluation probabiliste de l'aléa sismique dans le Sud-Est de la France (méthode de Cornell) ; intensités centenaires, bicentennaires et millénaires (valeurs ponctuelles), périodes de retour pour différents degrés d'intensité MSK NE : les valeurs entre parenthèses sont considérées comme non significatives	<table><tr><th colspan="4">. Intensités :</th></tr><tr><th>région</th><th>centenaires</th><th>bicentenaire</th><th>millén.</th></tr><tr><td>Est des Alpes-Mar.</td><td>7 à 7.5</td><td>7.5 à 8</td><td>9 à 9.5</td></tr><tr><td>Ouest des Alpes-Mar.</td><td>6.5 à 7</td><td>7 à 7.5</td><td>8 à 9</td></tr><tr><td>Var</td><td>< 6.0</td><td>6 à 7</td><td>8</td></tr><tr><td>Digne</td><td>6</td><td>6.5</td><td>8</td></tr><tr><td>Barcelonnet.</td><td>6.5</td><td>7</td><td>8</td></tr><tr><td>Gap</td><td>6</td><td>6.5</td><td>7.5</td></tr><tr><td>Aix en Prov.</td><td>< 6</td><td>6</td><td>7.5 à 8</td></tr><tr><td>Avignon</td><td>< 6</td><td>6</td><td>7</td></tr><tr><td>Montélimar</td><td>< 6</td><td>6</td><td>7</td></tr><tr><td>Nyons</td><td>< 6</td><td>6</td><td>6.5</td></tr><tr><td>Marseille</td><td>< 6</td><td>< 6</td><td>7</td></tr><tr><th colspan="4">. Périodes de retour (ans) :</th></tr><tr><th>Région</th><th>VIII</th><th colspan="2">IX</th></tr><tr><td>Est Alpes-Mar.</td><td>200 à 250</td><td colspan="2">600 à 10³</td></tr><tr><td>Ouest " "</td><td>250 à 500</td><td colspan="2">600 à 2500</td></tr><tr><td>Var</td><td>700 à 2000</td><td colspan="2">(5.10³ à 5.10⁴)</td></tr><tr><td>Digne</td><td>1500</td><td colspan="2">(10⁴)</td></tr><tr><td>Barcelonnette</td><td>750</td><td colspan="2">(5.10³)</td></tr><tr><td>Gap</td><td>2000</td><td colspan="2">(2.5x10⁴)</td></tr><tr><td>Aix en Provence</td><td>2000</td><td colspan="2">(10⁴)</td></tr><tr><td>Avignon</td><td>(5000)</td><td colspan="2">(5.10⁴)</td></tr><tr><td>Montélimar</td><td>(5.10³ à 10⁴)</td><td colspan="2">(5.10⁴)</td></tr><tr><td>Nyons</td><td>(10⁴)</td><td colspan="2">(10⁵)</td></tr><tr><td>Marseille</td><td>(5.10³)</td><td colspan="2">(5.10⁴)</td></tr></table>	. Intensités :				région	centenaires	bicentenaire	millén.	Est des Alpes-Mar.	7 à 7.5	7.5 à 8	9 à 9.5	Ouest des Alpes-Mar.	6.5 à 7	7 à 7.5	8 à 9	Var	< 6.0	6 à 7	8	Digne	6	6.5	8	Barcelonnet.	6.5	7	8	Gap	6	6.5	7.5	Aix en Prov.	< 6	6	7.5 à 8	Avignon	< 6	6	7	Montélimar	< 6	6	7	Nyons	< 6	6	6.5	Marseille	< 6	< 6	7	. Périodes de retour (ans) :				Région	VIII	IX		Est Alpes-Mar.	200 à 250	600 à 10 ³		Ouest " "	250 à 500	600 à 2500		Var	700 à 2000	(5.10 ³ à 5.10 ⁴)		Digne	1500	(10 ⁴)		Barcelonnette	750	(5.10 ³)		Gap	2000	(2.5x10 ⁴)		Aix en Provence	2000	(10 ⁴)		Avignon	(5000)	(5.10 ⁴)		Montélimar	(5.10 ³ à 10 ⁴)	(5.10 ⁴)		Nyons	(10 ⁴)	(10 ⁵)		Marseille	(5.10 ³)	(5.10 ⁴)		IP (et FP)
. Intensités :																																																																																																											
région	centenaires	bicentenaire	millén.																																																																																																								
Est des Alpes-Mar.	7 à 7.5	7.5 à 8	9 à 9.5																																																																																																								
Ouest des Alpes-Mar.	6.5 à 7	7 à 7.5	8 à 9																																																																																																								
Var	< 6.0	6 à 7	8																																																																																																								
Digne	6	6.5	8																																																																																																								
Barcelonnet.	6.5	7	8																																																																																																								
Gap	6	6.5	7.5																																																																																																								
Aix en Prov.	< 6	6	7.5 à 8																																																																																																								
Avignon	< 6	6	7																																																																																																								
Montélimar	< 6	6	7																																																																																																								
Nyons	< 6	6	6.5																																																																																																								
Marseille	< 6	< 6	7																																																																																																								
. Périodes de retour (ans) :																																																																																																											
Région	VIII	IX																																																																																																									
Est Alpes-Mar.	200 à 250	600 à 10 ³																																																																																																									
Ouest " "	250 à 500	600 à 2500																																																																																																									
Var	700 à 2000	(5.10 ³ à 5.10 ⁴)																																																																																																									
Digne	1500	(10 ⁴)																																																																																																									
Barcelonnette	750	(5.10 ³)																																																																																																									
Gap	2000	(2.5x10 ⁴)																																																																																																									
Aix en Provence	2000	(10 ⁴)																																																																																																									
Avignon	(5000)	(5.10 ⁴)																																																																																																									
Montélimar	(5.10 ³ à 10 ⁴)	(5.10 ⁴)																																																																																																									
Nyons	(10 ⁴)	(10 ⁵)																																																																																																									
Marseille	(5.10 ³)	(5.10 ⁴)																																																																																																									

BIBLIOGRAPHIE

- (1) H.F. REID, 1910 - The mechanism of earthquakes : the California earthquake of April 18, 1906. Report of the State investigation Committee, vol. 2, Carnegie Institution of Washington DC.
- (2) J. COULOMB, 1973 - Traité de géophysique interne, t. 1, Masson, Paris.
- (3) X. LE PICHON, J. FRANCHETEAU, J. BONNIN, 1973 - Plate Tectonics-Elsevier Scientific publishing company, 300 p.
- (4) M.D. ZOBACK, R.M. HAMILTON, A.J. CRONE, D.P. RUSS, F.A. Mc KEOWN, S.R. BROCKMAN, 1980 - Recurrent intraplate tectonism in the New Madrid seismic zone, Science, vol. 209, n° 4460, 971-976.
- (5) S.T. ALGERMISSSEN & al., 1975 - Seismic risk evaluation of the Balkan region. USGS Report for UNDP/Unesco Survey of the seismicity of the Balkan region, Denver.
- (6) H.R. PRATT, G. ZANDT, M. BOUCHON, 1979 - Earthquake related displacement fields near underground facilities. Report DP1533, Savannah River laboratory, Aiken (SC).
- (7) J.N. BRUNE, 1976 - The physics of earthquake strong motion, in : Seismic risk and engineering decisions, C. LOMNITZ and E. ROSENBLUETH (ed.), Elsevier scientific publishing company.
- (8) K. KASAHARA, 1981 - Earthquake mechanics, Cambridge University Press.
- (9) P.C. JENNINGS (ed.), 1971 - Engineering features of the San Fernando earthquake, february 9, 1971 - Report EERL71-02, California Institute of Technology, Pasadena, CA, USA.
- (10) M.D. TRIFUNAC, 1977 - Uniformly processed strong earthquake ground accelerations in the western United States of America, for the period from 1933 to 1971 : pseudo-relative velocity spectra and processing noise. Report n° CE77-04, Univ. of Southern California, Los Angeles, CA, USA.
- (11) International Symposium on earthquake prediction, 1979 - UNESCO, Paris, 2-6 avril 1979.
- (12) E.F. SAVARENSKY, I.L. NERSESOV, 1980 - Prévision des séismes, in : La protection contre le risque sismique, UNESCO, Catastrophes naturelles, 70-95.
- (13) V. KARNIK, S.T. ALGERMISSSEN, 1980 - Zonage sismique, in : La protection contre le risque sismique, Catastrophes naturelles, UNESCO, Paris, 11-50.
- (14) L.R. SYKES, 1971 - Aftershock zones of great earthquakes, seismicity gaps and earthquake prediction for Alaska and the aleutians. J.G.R., vol. 76, n° 32, 8021-8041.
- (15) D. MC KENZIE, 1972 - Active tectonics of the mediterranean region, Geophys. J.R. astr. Soc., 30, 109-185.

- (16) Institut de physique du globe de Strasbourg, 1981 - Schéma géodynamique et sismicité du bassin méditerranéen. Carte présentée à l'exposition du Colloque "Risques sismiques", Cannes, 11-12 déc. 1981, Conseil Régional Provence-Alpes-Côte d'Azur, France.
- (17) I.M. GELFAND, S.A. GUBERMAN, M.L. IZVEKOVA, V.I. KEILIS-BOROK, E. RANZMAN, 1972 - Criteria of high seismicity determined by pattern recognition. Tectonophysics, 13, 415-422.
- (18) I.M. GELFAND, V.I. KEILIS-BOROK, L. KNOPOFF, F. PRESS, 1976 - Pattern recognition applied to earthquake epicenters in California. Phys. Earth. Planet-Int., 11, 227-283.
- (19) M. CAPUTO, V. KEILIS-BOROK, E. OFICEROVA, E. RANZMAN, I. ROTWAIN, A. SOLOVIEV, 1980 - Pattern recognition of earthquake-prone areas in Italy, Phys. Earth. planet. Inter., NLD, t. 21, 4, 305-320.
- (20) A. CISTERNAS, P. GODEFROY, J. LAMBERT, J. SALLANTIN, H. SOLDANO, C. WEBER, 1983 - Application de la méthode de reconnaissance de formes à la définition des zones sismiquement dangereuses dans les Alpes occidentales. Rapport BRGM 83 SGN (à paraître).
- (21) P. GODEFROY, C. IMAUVEN et Ph. MASURE, 1982 - Les analyses de sûreté du confinement géologique des déchets radioactifs à vie longue ; revue critique des méthodes existantes et proposition d'actions nouvelles. Rapport BRGM 82 SGN 256 GEG (contrat ECI-755-(2653)-80-F).
- (22) M.D. HILL, P.H. GRIMWOOD, 1978 - Preliminary assessment of the radiological protection aspects of disposal of high-level wastes in geologic formations. Report NRPB-R69.
- (23) R.C. LILWALL, 1976 - Seismicity and seismic hazard in Britain. Inst. Geol. Sc., Seismological Bull., 4, London HMSO.
- (24) V. HERRNBERGER, J.F. SCHNEIDER, J. GASSMAN, 1979 - Site data availability and safety assessment method development for underground waste repositories. International symposium on the underground disposal of radioactive wastes, Helsinki, IAEA-SM-243/169.
- (25) J. HAMSTRA, 1975 - Safety analysis for the disposal of solid radioactive wastes in a Netherland's salt dome. Report RCN-75-040.
- (26) B. BERTOZZI, M. D'ALESSANDRO, F. GIRARDI, M. VANOSSI, 1978 - Safety assessment of radioactive waste disposal into geological formations ; a preliminary application of fault tree analysis to salt deposits, JRC Ispra, Nuclear Science and technology, report EUR 5901 EN.
- (27) M. D'ALESSANDRO, A. BONNE, 1981 - Radioactive waste disposal into a plastic clay formation ; a site specific exercise of probabilistic assessment of geological containment. Report EUR 7111 EN, Harwood Academic Publishers, London.
- (28) S.E. LOGAN, M.C. BERBANO, 1978 - Development and application of a risk assessment method for radioactive waste management, US Environmental Protection Agency, EPA 520/6-78-005.

- (29) ELSAM & ELKRAFT, 1981 - Disposal of high level waste from nuclear power plants in Denmark ; Salt dane investigations, 5 vol., report ELSAM & ELKRAFT, juin 1981.
- (30) J. FOURNIGUET, 1982 - Etude géoprospective d'un site de stockage ; mouvements verticaux : inventaire des causes et quantification, Rapport BRGM 82 SGN 1012 GEO.
- (31) J. VOGT et coll., 1979 - Les tremblements de terre en France, mémoire du BRGM n° 96.
- (32) Collectif BRGM, 1981 - Carte sismotectonique de la France et notice, mémoire du BRGM n° 111.
- (33) Fichier informatique de sismicité historique de la France, 1981, BRGM.
- (34) C. WEBER, 1980 - La sismicité de la France, in : Image géophysique de la France, Colloque C7 "Evolutions géologiques de la France", 26e Congrès géologique international, Paris, juillet 1980.
- (35) H. PHILIP, 1980 - Tectonique récente et sismicité de la France : caractéristiques géodynamiques, in : Image géophysique de la France, Colloque C7 "Evolutions géologiques de la France", 26e Congrès géologique international, Paris, 1980.
- (36) P. GODEFROY, 1980 - Apport des mécanismes au foyer à l'étude sismotectonique de la France. Bull. BRGM, 2e série, section IV, n° 2, 119-128, 26e Congrès géologique international, Paris.
- (37) C. WEBER, 1973 - Le socle anté-triasique sous la partie sud du bassin de Paris d'après les données géophysiques, Bull. BRGM, 2e série, sect. II, n° 3 et 4, 219-343.
- (38) B. BOUSQUET, D. SELIER, 1975 - Le rôle de la néotectonique dans le tracé de la vallée du Gesons, Rev. Norois, n° 87.
- (39) C. PAQUIN, C. FROIDEVAUX, M. SOURIAU, 1978 - Mesures directes de contraintes tectoniques en France septentrionale. Bull. Soc. géol. Fr., 7, t. XX, n° 5, 727-733.
- (40) C.A. CORNELL, 1968 - Engineering seismic risk analysis. BSSA, vol. 58, n° 5.
- (41) H.A. MERZ, C.A. CORNELL, 1973 - Seismic risk analysis based on a quadratic magnitude-frequency law, BSSA, vol. 63, n° 6.
- (42) C.P. MORTGAT, H.C. SHAH, 1973 - A bayesian approach to seismic hazard mapping ; development of stable designer parameters. J.A. Blume earthquake engineering center, report n° 28, Standfor Univ., USA.
- (43) R.K. Mc GUIRE, 1976 - Fortran computer program for seismic risk analysis, USGS open file report n° 76-67.
- (44) S.T. ALGERMISSEN, D.M. PERKINS, 1976 - A probabilistic estimate of maximum acceleration in rock in the contiguous United States. USGS open-file report n° 76-416.
- (45) R.K. Mc GUIRE, 1977 - Effects of uncertainty in seismicity on estimates of seismic hazard for the east coast of the US, BSSA, vol. 67, n° 3, 827-848.

- (46) R.K. Mc GUIRE, 1979 - Adequacy of simple probabilistic models for calculating felt-shaking hazard using the chinese earthquake catalog, BSSA, vol. 69, n° 3.
- (47) P.C. THENAUS, D.M. PERKINS, J.I. ZIONY, S.T. ALGERMISSSEN, 1980 - Probabilistic estimates of maximum seismic horizontal ground motion on rock, in coastal California and the adjacent outer continental shelf. USGS open file report 80-924, Denver, Colorado, USA.
- (48) E. IACCARINO, 1973 - Rapport CNEN RT/PROT (73) 40.
- (49) M. CAPUTO, V.I. KEILIS-BOROK, et al., 1974 - The estimation of seismic risk for central Italy, Ann. di geofis., vol. 26, n° 1-2.
- (50) BASLER & HOFMANN, 1977 - Erdbebenrisikokarten der Schweiz, Zurich.
- (51) S. HENDRICKX, 1981 - Prévision à long terme de séismes dans un contexte de prise de décision ; application à la région du sud-est de la France. Thèse de docteur-ingénieur, Ecole centrale des Arts et Manufactures.
- (52) C. DADOU, P. GODEFROY, J.M. VAGNERON, 1981 - Calcul probabiliste de l'alea sismique dans le sud-est de la France, in : Evaluation du risque sismique dans les Alpes-maritimes. Rapport BRGM 81 SGN 396 GEG (3 vol.).
- (53) X. GOULA, 1980 - Etude de faisabilité d'une approche probabiliste de l'évaluation du risque sismique en France ; application au sud-est de la France. Rapport CEA/DSN n° 387.
- (54) K.D. SIMS, 1975 - Determining earthquake recurrence intervals from deformational structures in young lacustrine sediments. Tectonophysics, 29, 141-152.
- (55) K.E. SIEH, 1977 - Prehistoric large earthquakes produced by slips on the San-Andreas fault at Pallet Creek. California Journal of geophys. res., vol. 82, n° 88.
- (56) I. KARCZ, U. KAFRI, 1981 - Studies in archeoseismicity of Israel : Hisham's palace, Jericho. Israel journ. of earth Sc., vol. 30, 12-23.
- (57) N.C. FLEMMING, 1979 - Archaeological evidence for tectonic activity in the region of the Haifa-Qishon graben, Israel. Tectonophysics, vol. 52, n° 1-4, 177-178.
- (58) I. KARCZ, U. KAFRI, Z. MESHEL, 1977 - Archaeological evidence for subrecent seismic activity along the Dead Sea-Jordan rift. Nature, vol. 269, n° 5625, 234-235.
- (59) A. BEN-MENAHM, 1976 - Dating of historical earthquakes by mud profiles of lake-bottom sediments. Nature, vol. 262, 200-202.
- (60) A. BEN-MENAHM, E. ABOODI, M. VERED, R.L. KOVACH, 1977 - Rate of seismicity of the Dead sea region over the past 4000 years. Phys. of the Earth and Plan. Int., vol. 14, 17-27.
- (61) C.M. DUKE, D.J. LEEDS, 1959 - Effects of earthquakes on tunnels. Protective construction in a nuclear age, Proc. of 2nd Protective Construction Symposium, O'Sullivan, Rand Corporation.

- (62) A. ROZEN, 1976 - Response of rock tunnels in earthquake shaking. M.S. Thesis, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge.
- (63) C.H. DOWDING, 1978 - Seismic stability of underground openings, Proc. 1st international symposium "storage in excavated rock caverns, Rockstore 77", Stockholm, Sweden, Pergamon Press, vol. 2, 231-238.
- (64) S.T. ALGERMISSEN, W.A. REINHART, J. DEWEY, 1972 - A study of earthquake losses in the San Francisco bay area, NOAA Report for the office of emergency preparedness, Environmental Research Laboratories.
- (65) A.D. LAWSON, 1908 - The California earthquake of April 18, 1906. Report of the state earthquake investigation commission, Carnegie Institution of Washington, (reprinted, 1969).
- (66) N. NASU, 1931 - Comparatives studies of earthquake motions above ground and in a tunnel. Bull. Earthquake Res. Inst., 9, n° 459, 454-472.
- (67) D.H. KUPFER, S. MUESSIG, G.L. SMITH, G.N. WHITE, 1955 - Arvin-Tehachapi earthquake damage along the Southern Pacific Railroad near Bealville, California. paper n° 7, California Division mines Bull., 171, 67 et 241-248.
- (68) F.B. BLANCHARD, G.L. LAVERTY, 1966 - Displacements in the Claremont Water tunnel at the intersection with the Hayward fault, BSSA, 56, 291.
- (69) S. OKAMOTO, 1973 - Introduction to earthquake engineering, University of Tokyo Press, 571 pp.
- (70) P. GODEFROY, J.M. VAGNERON, 1979 - Le séisme du 15 avril 1979, Montenegro, Yougoslavie. Rapport préliminaire de mission BRGM, inédit.
- (71) R.M. WALLER, 1966a - Effects of the March 1964 Alaska earthquake on the hydrology of the Anchorage area. USGS prof. pap. 544B, U.S. Government printing office, Washington DC.
- (72) R.M. WALLER, 1966b - Effects of the March 1964 Alaska earthquake on the hydrology of South-Central Alaska. USGS prof. pap. 544A, U.S. Government printing office, Washington DC.
- (73) K.V. STEINBRUGGE, D.F. MORAN, 1954 - An engineering study of the Southern California earthquake of July 21, 1952 and its aftershocks. BSSA, 44, 201.
- (74) E.B. ECKEL, 1970 - The Alaska earthquake March 27, 1964 : lessons and conclusions. USGS prof. paper n° 546, U.S. Government printing office, Washington DC.
- (75) J.B. COOKE, 1970 - Peru earthquake of 31 May 1970, effects on tunnels. Supplementary note to EERI Report, appendix IV, Earthquake Engineering Institute.
- (76) H.R. PRATT, W.A. HUSTRULID, D.E. STEPHENSON, 1978 - Earthquake damage to underground facilities. Report DP-1513, Savannah River Laboratory, Aiken, South Carolina.
- (77) P.R. STEVENS, 1977 - A review of the effects of earthquakes on underground mines. Open file report 77-313, USG, National Center, Reston.

- (78) S. NAKAMURA, 1925 - Preliminary report of the observation in railway tunnel, Proc. Physico. Mathem. Soc. Japan, 7, 127.
- (79) T. SAITA, M. SUZUKI, 1934 - On the upper surface and underground seismic disturbances at the down town in Tokyo, Bull. of ERI, vol. 12.
- (80) K. KANAI, T. TANAKA, 1950 - Observations of earthquake-motion at the different depths of the earth. Bull. of Earthqu. Res. Inst., vol. 29, Tokyo University, 107-113.
- (81) K. KANAI, K. OSADA, S. YOSHIKAWA, 1953 - Observational study of earthquake motion in the depth of the ground. Bull. of Earthqu. Res. Inst., vol. 31, Tokyo University, 227-234.
- (82) T. IWASAKI, S. WAKABAYASHI, F. TATSUOKA, 1977 - Characteristics of underground seismic motions at four sites around Tokyo Bay. "Wind and seismic effects", proceedings of the 8th joint panel Conference of the US Japan cooperative program in natural resources, NBS special bulletin 477, 41-56.
- (83) D.S. CARDER, 1950 - Seismic investigations on the 5000-foot Level Homestake mine, Lead, South Dakota. Earthquake notes, 21, n° 13, 13-14.
- (84) H.C. RODEAN, 1970 - Explosion-produced ground motion : technical summary with respect to seismic hazards. Symposium on engineering with nuclear explosives, USAEC report CONF-700101, vol. 2, 1024-1050.
- (85) C. ARCHAMBEAU, C. SAMMIS, 1970 - Seismic radiation from explosions in prestressed media and the measurement of tectonic stress in the Earth, Review of Geophys. and Space physics, 8, 473.
- (86) T.C. BACHE, D.G. LAMBERT, 1976 - The seismological evidence for the triggering of block motions by large explosions, Systems Science and Software, La Jolla (CA), 42 pp.
- (87) J.A. BLUME, 1970 - On the prediction of building damage from ground motion. Symposium on engineering with nuclear explosives, USAEC report CONF-700101, vol. 2, 1103-1109.
- (88) W. PERRET, 1972 - Close in ground motion from the MILROW and CANNIKIN events. BSSA, vol. 62, n° 6, 1489-1504.
- (89) A. ALBARET, F. DUCLAUX, 1969 - Contenu spectral des mouvements seismiques dûs aux explosions nucléaires souterraines. Rapport CEA-R-3767, Service central de documentation du CEA, Saclay, France.
- (90) R. SNYDER, 1977 - Geologic block motion evidence, Geotechnical workshop on block motion, Defense Nuclear Agency.
- (91) D.E. RAWSON, 1977 - The problem of induced "block motion" related to deep underground strategic facilities. Report DNA4078T.
- (92) S. BLOUIN, 1979 - Block motion from deformations of buried explosive arrays. Cold regions research and engineering laboratory, report 79-69.
- (93) P. DAI, N. LIPNER, 1977 - Models for relative motions. Geotechnical workshop on block motion, Defense Nuclear Agency, USA.

- (94) J. MIKLOWITZ, 1966 - Scattering of a plane elastic compressional pulse by a cylindrical cavity. Proc. 11th Int. Congress on applied mathematics.
- (95) E.G. COOK, H.E. VALKENBURG, 1954 - Surface waves at ultrasonic frequencies, ASTM Bulletin, n° 3.
- (96) J.S. RHINEHART, 1968 - On fracture caused by explosions and impact. Quart. of the Colorado School of mines, vol. 55, n° 4.
- (97) J. GARNET, 1967 - Transient response of cylinders to shear waves, Jour. Engr. Mech. Div., ASCE, vol. 93, EM-3.
- (98) S. OKAMOTO, S. MORICHI, 1968 - A new photoelastic method of the dynamic stress analysis. Monthly journ. of the Inst. of Industr. Sc., Univ. of Tokyo, vol. 20, n° 9.
- (99) P.A. CUNDALL, 1971 - A computer model for simulating progressive, large scale movements in rock masses. Symposium of Int. Rock mech. soc., Nancy, France.
- (100) P.A. CUNDALL, 1974 - Rational design of tunnel supports. Report DACW 45-79-6-0066, Univ. of Minnesota TR, MRD-2-74.
- (101) N.H. NEWMARK, 1965 - Effects of earthquakes on dams and embankments, Geotechnique, vol. XV, n° 2.
- (102) S.T. HARDING, 1972 - Multiple mine openings subjected to seismic loading. Rock mechanics, 14th symp. New-York, Am. soc. civ. eng., 739-745.
- (103) M. BOUCHON, K. AKI, 1982 - Strain, tilt and rotation associated with strong ground motion in the vicinity of earthquakes faults. BSSA, 72, 5, 1717-1738.
- (104) P.Y. BARD, 1982 - Diffracted waves and displacement field over two-dimensional elevated topographics. Geophys. J.R. Astr. Soc., 71, 731-760.
- (105) M. BOUCHON, K. AKI, P.Y. BARD, 1982 - Theoretical evaluation of differential ground motions produced by earthquakes. Proc. 3rd Int. Conf. on Microzonation, Seattle (USA).
- (106) J.N. JOHNSON, D.R. SCHMITZ, 1976 - Incipient fault motion due to a spherical explosion, Defense nuclear agency report n° DNA 39481.
- (107) J.A. STEKETTEE, 1958 - Some geophysical applications of the elasticity theory of dislocations, Can. journ. phys., 36, 1168-1197.
- (108) M.A. CHINNERY, 1961 - The deformation of the ground around surface faults, BSSA, 51, 355-372.
- (109) T. MARUYAMA, 1964 - Statical elastic dislocations in an infinite and semi-infinite medium, Bull. Earthqu. Res. Inst., Tokyo Univ., 42, 289-368.
- (110) F. PRESS, 1965 - Displacements, strains and tilts at teleseismic distances, J. Geophys. Res., 70, 2395-2412.

- (111) J.C. SAVAGE, L.M. HASTIE, 1969 - A dislocation model for the "Fairview Peak" Nevada earthquake, BSSA, 59, 1937-1948.
- (112) L. MANSHINHA, D.E. SMYLIE, 1971 - The displacement fields of inclined faults, BSSA, 61, 1433-1440.
- (113) R.L. BROWN, 1975 - A dislocation approach to plate interaction. Ph. D. Thesis, Massassuchetts Institute of Technology.
- (114) M.A. CHINNERY, 1969 - Earthquake magnitude and source parameters, BSSA, 59, 1969-1982.
- (115) H. KANAMORI, 1978 - Use of seismic radiation to infer source parameters, USGS open file report n° 78-380, 283-318.
- (116) S.J. GIBOWICZ, 1975 - Variation of source properties, the Inangahua aftershocks of 1968, New Zealand. BSSA, 65, 261-276.
- (117) K. AKI, 1972 - Earthquake mechanics in the upper mantle, Tectonophysics, 13, 423-446.
- (118) M. WYSS, 1970 - Stress estimates for south american shallow and deep earthquakes. JGR, 75, 1529-1544.
- (119) M. BOUCHON, 1976 - Discrete wave-number representation of seismic wave fields with application to various scattering problems, Ph. D. Thesis, Massassuchetts Institute of Technology.
- (120) M. BOUCHON, K. AKI, 1977 - Discrete wave-number representation of seismic source wave fields. BSSA, 67, 259-277.
- (121) J.C. HOLLISTER, R.J. WEIMER, 1968 - Geophysical and geological studies of the relationships between the Denver earthquakes and the rocky mountain arsenal well. Quaterly of the Colorado school of mines, vol. 63, n° 1, 100 pp.
- (122) D.I. GOUGH, 1980 - Sismicité provoquée, in : la protection contre le risque sismique, UNESCO, Catastrophes Naturelles, 96-126.
- (123) L.D. ANDERSON, J.H. WHITCOMB, 1973 - The dilatancy-diffusion model of earthquake prediction, in : proceedings of the Conference on tectonic problems of the San Andreas fault system, Standford Univ. publ., Geol. sci., vol. 13, 417.
- (124) C.H. SCHOLZ, L.R. SYKES, Y.P. AGGARWAL, 1973 - Earthquake prediction : a physical basis-Science, 181, 803.
- (125) V.I. MJACHKIN, W.F. BRACE, G.A. SOBOLEV, J.H. DIETERICH, 1975 - Two models for earthquake forerunners, Pure and appl. geophys., 113, 169-181.
- (126) I.G. KISSIN, 1971 - Le rôle de l'eau dans les phénomènes sismiques. Izvest. Akad. Nank. SSR, Fizika Zemli, 3, 39-48, traduction en français : rapport BRGM 74 SGN 205 AME, France, 1974.

- (127) Communication de l'hydrogéologue départemental (DDA de la Vendée) au BRGM.
Lettre GB/FR du 29.10.1980.
- (128) Perturbations hydrogéologiques dans la vallée du Chéouiff, suite au séisme du
10 octobre 1980. Com. aux "Journées scientifiques d'Alger sur le séisme d'Ech
Chéouiff", juin 1981, Alger.
- (129) H.H. COOPER, J.D. BREDEHOEFT, J.S. PAPADOPOULOS, R.R. BENNETT, 1965 - The response
of well. aquifer systems to seismic waves", Journ. Geophys. Res., vol. 70,
n° 16, 3915-3926.

ANNEXES

- (130) J.G. ANDERSON, 1979 - Estimating the seismicity from geological structure for
seismic risk study. BSSA, 69, 1, 135-159.
- (131) J.C. CUMMINGS, 1974 - Earthquake magnitudes, recurrence intervals and seismic
safety planning, San Andreas fault System, California. Bull. Geol. Soc. G.B.,
misc. paper, n° 3, 3-22.
- (132) P. MOLNAR, 1979 - Earthquake recurrence intervals and plate tectonics. BSSA, 69,
n° 1, 115-135.
- (133) D.P. RUSS, 1979 - Late holocene faulting and earthquake recurrence in the Reelfoot
lake area, northwestern Tennessee. Geol. Soc. Am. Bul., Part. I, n° 90,
1013-1018.
- (134) M.D. ZOBACK, R.M. HAMILTON, A.J. CRONE, D.P. RUSS, F.A. Mc KEOWN, S.R. BROCKMAN,
1980 - Recurrent intraplate tectonism in the New Madrid seismic zone. Science,
vol. 209, 971-976.
- (135) C.M. WENTWORTH, M. MERGNER-KEEFER, 1981 - Reverse faulting along the eastern
seaboard and the potential for large earthquakes, in : Earthquakes and earth-
quake engineering, J.E. BEAVERS (ed.), Arbor Science publishers, Knoxville,
Tennessee, USA.
- (136) N.J. DECAPUA, S.C. LIU, 1974 - Statistical analysis of seismic environment in
the New-York State, USA. Proceedings of the 5th Int. Symp. on Earthq. Eng.,
Roorkee, India, 389-396.
- (137) A. SHAPIRA, 1981 - Assessment of the potential earthquake risk in Israel and
adjacent areas. Israel Journ. Earth. Sc., vol. 30, 135-141.
- (138) V. KARNIK, Z. HUBNEROVA, 1968 - The probability of occurrence of largest earthquakes
in the European area. Pageophys., t. 70, II, 61-73.
- (139) M. BATH, 1979 - Seismic risk in Fennoscandia. Tectonophysics, 57, 285-295.
- (140) P. CONSENTINO, D. ENESCU, 1976 - Further statistical aspects of the macroseismic
activity in Sicily based on ten centuries data. Riv. It. di geofis. e sc.
aff., vol. III, fasc. 3-4, 107-115.
- (141) P. W. BURTON, 1979 - Seismic risk in Southern Europe through to India examined
using Gumbel's third distribution of extreme values, Geophys. J.R. astr. Soc.,
59, 249-280.
- (142) C. RADU, 1973 - Fréquence et magnitude des séismes en France, in : Symposium na-
tional : Sol et sous-sol et sécurité des constructions, 25-27 oct. 1973,
Cannes, France, BRGM ed.

