

SISMOLOGIE

M.S BOUGHACHA
USTHB - IST Alger.

Il n'est pas improbable qu'avec des instruments appropriés, chaque tremblement de terre puisse être un jour enregistré en tout point de la surface du globe terrestre.

**Professeur John Milne
1893.**



Figure 1 : d'après Bruce A. Bolt - «Les tremblements de terre- Bibliothèque pour la science.»
Le dieu supérieur du temple de Kashima, ordonne au Daizomodjin de frapper bien fort avec son maillet sur un namazu (poisson-chat) figurant le tremblement de terre d'Edo (Tokyo) pour prévenir d'autres tremblements de terre. Chaque namazu représente un grand séisme historique. De gauche à droite, les tremblements de terre de Kwanto, Osaka, Koshu, Echigo, Odawara, et Sado.

1. Introduction

L'explication des causes des tremblements de terre, très étroitement liée, aux croyances religieuses et aux mœurs, varie d'un pays à un autre. Dans l'Antiquité, la mythologie recourait à la colère d'un être soutenant la terre, secouée à quelque occasion... Les Japonais y voyaient le fait d'un grand poisson - chat appelé *namazu* secouant le fond de l'océan (figure 1)... Les philosophes naturalistes grecs furent les premiers à leur assigner des raisons naturelles : ainsi, Aristote les assimila à de violentes bourrasques souterraines. Sa pensée a dominé jusqu'au Moyen - Age. L'ampleur du séisme de Lisbonne de 1755 raviva l'intérêt sur l'origine du phénomène.

Mallet et Reid, travaillant respectivement sur le séisme de Naples de 1857 et celui de San Francisco de 1906, ouvrent l'ère de la sismologie moderne. Le second construisit le *rebond*

élastique, premier modèle mécanique des tremblements de terre, toujours en vigueur.

Progressivement, à partir des années 60, la théorie de la Tectonique des plaques qui se verra confortée surtout par la sismologie et le Paléomagnétisme s'imposera à la communauté des Sciences de la Terre, fournissant une explication à l'échelle du Globe, des phénomènes géologiques majeurs : orogénèse, sismicité, volcanisme. Le précurseur en fut Wegener, fondateur de la *Dérive des Continents* (1912) qui formulait que les continents n'en formaient qu'un la Pangée qui se serait scindé en le Gondwana et le Laurasia pour évoluer progressivement à leur tour en la configuration actuelle.

Les arguments militant en faveur de la dérive furent d'ordre géomorphologique, géologique, paléontologique, paléoclimatique. Elle séduisit beaucoup de géologues, mais fut rejetée sans appel par les géophysiciens qui ne comprenaient pas le moteur de cette dérive. Enfin les séismes n'intéressent pas que la Terre.

2. Les tremblements de terre, une conséquence du mouvement des plaques.

La couche la plus externe de la terre, épaisse d'une centaine de Kilomètres, s'appelle la Lithosphère ; celle-ci est rigide et repose sur un milieu visqueux appelé Asthénosphère. La lithosphère est organisée en un certain nombre de panneaux imbriqués les uns dans les autres, à la manière d'un puzzle, appelés Plaques Tectoniques (figure 2).

La dynamique de la Terre est telle que les plaques se meuvent les unes par rapport aux autres, glissant sur l'asthénosphère :

- Dans certaines régions, elles couissent les unes par les autres (Californie, Turquie...)
- Dans d'autres, elles divergent à partir d'ouvertures gigantesque, appelées *riffts* qui ont l'aspect de véritables chaînes de montagnes sous-marines (riffts médio - atlantique, pacifique, de la Mer Rouge...)

- Enfin, dans d'autres endroits, les plaques entrent en collision, engendrant des montagnes (chaîne transasiatique : Atlas maghrébin, Himalaya, chaîne de l'Amérique du sud).

Dans une situation de collision, une plaque peut plonger sous une autre et continuer son cheminement jusqu'à atteindre l'asthénosphère où elle est recyclée ; c'est le phénomène de *subduction*.

Les plaques sont alimentées au niveau des axes des dorsales, d'où le nom de *zones constructives* qui leur est attribué où s'insinuent des coulées magmatiques chaudes provenant de l'asthénosphère, qui vont se solidifier en surface, en même temps qu'elles s'en écartent sous l'effet de tensions latérales : c'est l'*expansion océanique*, concept introduit par Hess (1960) ; elles sont résorbées au niveau des zones de subduction dites *zones destructives*, en vertu du principe de conservation de la matière ; enfin elles couissent le long des *failles transformantes* qui ne font intervenir aucun bilan de matière. La Tectonique des Plaques intègre toutes les notions de dérives continentale et expansion océanique qui l'ont précédée.

Ces interactions mécaniques en bords de plaques vont donner lieu à des efforts ou *contraintes tectoniques* qui vont en s'accumulant

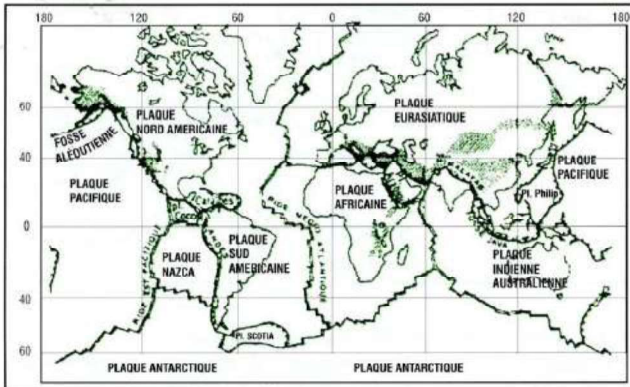


Figure 2 : Extrait de TECTONIQUE-Mercier. Le modèle de la Tectonique des Plaques : la couche externe est divisée en blocs agencés à la manière d'un puzzle. Les lignes qui serpentent le fond océanique sont les rifts. On reconnaît les plaques Pacifique, Amérique du Nord, Cocos, Nazca, Amérique du Sud, Antarctique, Afrique, Arabie, Eurasie, Philippines, Australie. La collision des plaques Nazca et sud Américaine est responsable des séismes qui jalonnent toute la côte ouest de l'Amérique du Sud. En Algérie, la sismicité est contrôlée par le rapprochement des plaques africaine et eurasiatique. Les derniers séismes de Turquie (Août 1999) et de Taïwan (septembre 1999) sont induits par les interactions Afrique-Arabie et Philippines-Eurasie. Les continents sont solidaires des plaques. La vitesse interplaque est de l'ordre du cm/an.

progressivement jusqu'à atteindre le seuil de rupture des roches, se traduisant par une relaxation soudaine et brutale des contraintes tout en s'accompagnant d'une dislocation (glissement relatif de deux éléments initialement solidaires) ainsi que d'une émission d'ondes sismiques : c'est le tremblement de terre ou séisme ou secousse tellurique.

3. Caractérisation d'un séisme

Le point F à partir duquel la rupture est initiée est appelé foyer ou hypocentre ou source, qui va s'étendre rapidement jusqu'à atteindre une surface appelée faille (figure 3). Le foyer peut se situer jusqu'à 700 km de profondeur. Le point situé en surface à l'aplomb (projection) du foyer est l'épicentre instrumental E. Le choc principal peut être précédé de séismes de moindre importance appelés précurseurs ; il est toujours suivi de répliques qui sont des séismes d'intensité de plus en faible et dont le nombre va en diminuant dans le temps. Les appareils qui permettent la localisation du foyer et l'heure-origine (en TU) du séisme sont les sismographes dont les enregistrements sont les sismogrammes. La distance épacentrale Δ est la distance épicentre-station sismologique ; la distance hypocentrale δ est la distance foyer-station. L'épicentre instrumental (figure 3) coïncide rarement avec l'épicentre macrosismique, lieu où l'on observe le maximum d'effets en surface à cause des effets de site.

Consécutivement à un fort séisme, on procède en zone épacentrale, à une enquête macrosis-

mique dont le dépouillement permet de tracer la carte isoséiste qui consiste à évaluer les intensités en divers points. Les points d'égale intensité déterminent les isoséistes (figure 4).

Trois mesures permettent de caractériser la «taille» d'un tremblement de terre : l'intensité (Mercali, MSK...) et la magnitude (Richter, 1934). La première est une échelle conventionnelle basée sur les dégâts : elle est graduée de 1 à XII (tableau 1). La seconde est une donnée instrumentale, obtenue à partir de l'enregistrement d'un sismographe de caractéristiques particulières et renseigne sur l'énergie développée au foyer. La magnitude peut être négative. Il existe des relations permettant de passer d'une grandeur à l'autre. Les séismes commencent à être ressentis à partir de la magnitude 3 et causent des dégâts à partir de 5. On attribue rétrospectivement la magnitude 9 au séisme de Lisbonne de 1755, non encore atteinte depuis le déploiement des sismographes. Celles d'El Asnam (1954 et 1980), Constantine (1985) et Tipasa (1989) furent 6,7 ; 7,2 ; 6 et 6. Un séisme de magnitude M développe environ 30 fois plus d'énergie qu'un séisme de magnitude (M-1). L'occurrence des séismes obéit à la loi de Richter qui stipule que pour une séquence sismique donnée, l'activité sismique est reliée à la magnitude par la relation $\log N = a - bM$ où N est le nombre de séisme de magnitude supérieure ou égale à M. Le nombre

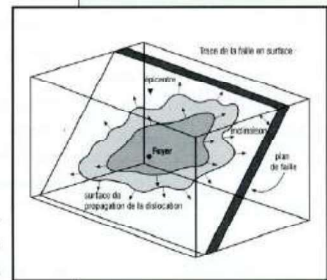


Figure 3 : Extrait de LES TREMBLEMENTS DE TERRE-Bruce A. Bolt La rupture est initiée au foyer F à partir auquel se propage une dislocation jusqu'à atteindre une discontinuité finale, qui consiste en la faille. L'épicentre E est la projection de F. La trace de la faille est l'intersection entre plan de faille et surface du sol.

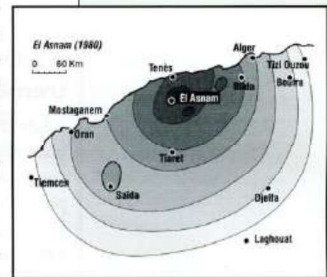
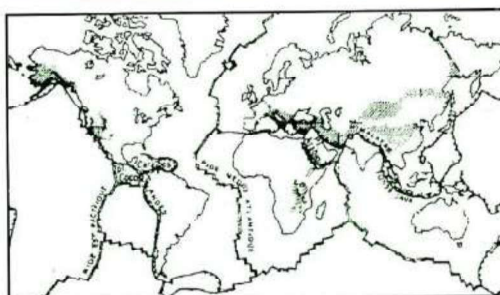


Figure 4 : Extrait de BIOLOGIE-GÉOLOGIE-Taxemier : Carte isoséiste du séisme d'El-Asnam (10-10-1980). L'épicentre macrosismique (aire pleistoséiste en foncé) diffère de l'épicentre instrumental.

Degré 1	Imperceptible, le séisme n'est détecté que par des sismographes proches
Degrés II à V	Caractérisé de léger à assez fort, le séisme est de plus en plus senti, jusqu'au réveil des dormeurs. Oscillation d'objets suspendus.
Degrés VI	Séisme suffisamment fort pour être senti par tout le monde et provoquer la panique.
Degrés VII - VIII	Des dégâts, de légers à importants, apparaissent dans les constructions.
Degrés IX - X	Séisme désastreux : les constructions tombent en ruines ; ruptures de ponts, digues ; torsion de rails, glissements de terrain, rupture des canalisations.
Degrés XI	Désordres dans les constructions réputées solides : le séisme est caractérisé de catastrophique,
Degrés XII	Désordres dans la topographie : c'est le cataclysme.

Tableau 1 : Echelle d'intensité Merkali

Figure 5 : Carte de sismicité mondiale, d'après Earthquakes & Volcanoes (National Earthquake Information Centre), à comparer avec la figure 2 : les séismes coïncident avec les frontières de plaques.



Magnitude M	8	7	6	5	4	3
Nombre annuel mondial de magnitude $\geq M$	2	20	100	3000	15000	>100000

Tableau 2 : Nombre annuel moyen de séismes de magnitude supérieure ou égale à M. D'après Bruce E. Bolt : LES TREMBLEMENTS DE TERRE-Belin

annuel de séismes de magnitude supérieure ou égale à M est résumé dans le tableau 2.

La troisième est le *moment sismique* M_0 , notion introduite par Aki (1966), à ses travaux sur le séisme japonais de Niigata. Cette grandeur permet d'estimer l'aire de la surface faillée. La valeur associée au séisme d'El Asnam de 1980 permet de modéliser la faille par un rectangle de 40 km de long sur 10 km de large.

3.1 Les trois types fondamentaux de failles

Selon la nature et l'orientation des contraintes résultantes appliquées, la rupture finale (Figure 5) se traduit par la formation de :

- *Failles de coulissage* le long desquelles deux compartiments coulissent horizontalement l'un par rapport à l'autre
- *Failles normales* le long desquelles un compartiment s'affaisse par rapport à l'autre.
- *Failles inverses* le long desquelles un compartiment chevauche l'autre. Les séismes algériens sont induits par le jeu de failles inverse.

3.2 Où se produisent les tremblements de terre ?

Les tremblements de terre ne sont pas distribués de manière aléatoire dans l'espace, mais coïncident parfaitement avec les bordures de plaques, comme le montre clairement les cartes de sismicité mondiale (figure 5). Les zones sujettes aux tremblements de terre sont :

- Le *Cercle Circumpacifique* appelé également ceinture de feu (à cause de l'intense activité volcanique associée) il comptabilise à lui seul 80% de l'énergie sismique mondiale : les séismes y sont violents et souvent accompagnés de tsunamis ou raz - de marées.
- Les *rifts* des océans Atlantique, Pacifique Indien : la sismicité associée est fréquente et d'intensité modérée.
- La *chaîne transasiatique* qui englobe tout le système orogénique alpin, depuis l'Espagne jusqu'au Pacifique, en passant par le Maghreb et l'Asie Centrale : les séismes, dus au rapprochement des plaques Eurasie et Afrique, sont dans leur majorité violents et meurtriers. Ces séismes sont caractérisés d'interplaques auxquels s'op-

posent les séismes intraplaques.

Un tremblement de terre est dit superficiel si la profondeur focale h n'excède pas 30 km ; il est intermédiaire si $30 \text{ km} < h < 70 \text{ km}$; il est profond si $h > 70 \text{ km}$. Entre deux séismes d'égale magnitude, celui superficiel causera plus d'effets en surface, que celui profond.

La localisation et l'établissement des cartes de sismicité se fait aux niveaux local, régional, mondial par des institutions nationales (ex : Centre de Recherches en Astronomie, Astrophysique et Géophysique en Algérie), régionales (Centre de Sismologie Euro-Méditerranéen pour la Méditerranée et l'Europe), mondiales (International Seismological Center, World Wide Seismic Seismograph Network) à partir de réseaux sismologiques à vocations nationale, régionale, mondiale.

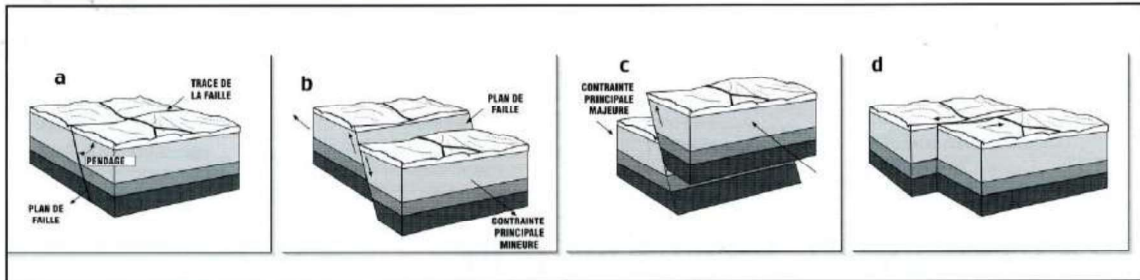
4. Les trois types fondamentaux d'ondes

Lors d'un tremblement de terre, une partie de l'énergie potentielle de déformation est transformée en énergie vibratoire transportée par des ondes sismiques qui, suffisamment loin de l'épicentre, forment un train d'ondes régulier (figure 7) qui consiste en :

- *Les ondes P ou primaires* : elles sont les premières à arriver et se propagent par compressions-dilatation ; elles sont longitudinales : la variation des particules se fait dans la direction de propagation.
- *Les ondes S ou secondaires* : elles arrivent en second lieu et se propagent en cisailant la matière, perpendiculairement à la direction de propagation ; elles sont transversales. Elles ne se propagent pas dans les fluides.

Si α et β désignent respectivement les vitesses des P et S, alors $\alpha = 1,7 \cdot \beta$. α est voisin de 6km/s pour la *croûte continentale*, première couche à partir de la surface, épaisse d'une trentaine de kilomètres.

- *Les ondes de Love* et les *ondes de Rayleigh* : elles arrivent en troisième et quatrième positions. Elles sont aussi dénommées *Ondes longues* ou *L* à cause de leurs grandes périodes et amplitudes. Pour les premières, les particules se déplacent horizontalement, perpendiculairement à la direction



de propagation; les secondes résultent d'une combinaison d'ondes P et S et la vibration résultante se fait dans un plan vertical parallèle à la direction de propagation. Les ondes de Rayleigh sont plus lentes que celles de Love.

Les ondes P et S sont appelées ondes de volume parce qu'elles se propagent à l'intérieur de la Terre, contrairement à celles de Love et Rayleigh qui sont des ondes superficielles, ainsi dénommées parce qu'elles se propagent au voisinage de la surface du sol.

La localisation des tremblements de terre se fait à partir des lectures des temps d'arrivées des diverses phases (surtout P et S) aux diverses stations sismologiques. En particulier, la différence des temps d'arrivées des ondes P et S, dénommée (S-P), permet d'évaluer la distance épacentrale.

C'est l'analyse des sismogrammes qui a permis la connaissance des propriétés physiques de l'intérieur de la Terre.

5. Les séismes lunaires

Les différentes missions Apollo ont permis le déploiement de sismographes à la surface de la lune. L'exploitation des sismogrammes, qui a déjà permis une ébauche de sa structure interne révèle :

- Des séismes superficiels d'impact, dus aux météorites
- Des séismes profonds, situés entre 600 et 900 km, dont l'occurrence coïncide avec le passage au périgée (figure 8).

Prévision et prévention

Les premiers programmes de prévision des séismes furent initiés par les Japonais (1962), suivis des Américains (1965) et des Chinois. La première prévision de tremblement de terre suivie de mesures de protection civile, fut celle relative au séisme de Haicheng (Chine) de 1976 (M=7.3). Il existe à travers le monde des cas de prévision réussie, non suivis de mesure de protection. Certaines méthodes de prévision utilisent les phénomènes avant-coureurs suivants :

- *séismes précurseurs* : on note une recrudescence de l'activité sismique au niveau de la future région épacentrale
- *lacunes ou gaps sismiques* : elles sont obser-

vées en particulier au niveau des zones de subduction

- *apparition de phénomènes lumineux*
- *variation du rapport V_p/V_s* , où V_p et V_s désignent les vitesses des ondes P et S : cette observation fut rapportée par les Soviétiques (Nersesov, 1962) concernant les séismes de Guarin au Tadjikistan
- *variations des altitudes, distances, pentes suivies par voie géodésique*
- *variation du champ de contraintes, du champ magnétique, de la conductivité électrique*
- *variation du facteur b de la loi de Richter $\log N = a - bM$* : la grandeur b amorce une décroissance avant l'occurrence d'un séisme important
- *perturbation du régime des sources* (résurgence ou tarissement).

- *émanations gazeuses*, en particulier de radon
- *anomalie du comportement animal* (poissons, serpents, souris, volaille, chevaux...).

Certaines de ces anomalies géophysiques ont trouvé une explication par la *théorie de la dilatance*. Quant au phénomène des marées, il ne semble pas intervenir dans le déclenchement des séismes, au regard d'études statistiques qui ne retiennent pas de corrélations.

En l'état actuel des connaissances, la prévision ou la *prédiction* des tremblements de terre relève de la gageure. Mais à défaut de les prévoir, l'homme s'efforce de s'en prémunir en étudiant le phénomène : en effet, nous savons où se produisent les séismes, avec quelles intensités et fréquence. L'une comme l'autre, la prévision comme la prévention demeurent tributaires d'une connaissance approfondie des sources sismiques. ■

Figure 6 : Extrait de la *Dérive des continents- Belin* Partant de la situation a :

- Un bloc s'affaisse par rapport à l'autre, définissant une faille normale (situation b).
- Un bloc chevauche l'autre, définissant une faille inverse (situation c).
- Les deux blocs couissent l'un par rapport à l'autre (situation d).

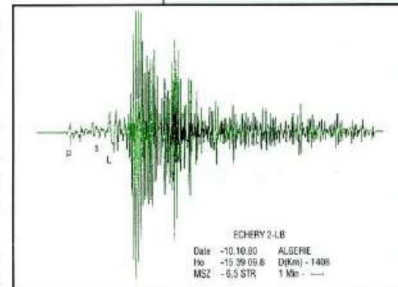


Figure 7 : Sismogramme du séisme d'El Asnam (10-10-1980) enregistré à Strasbourg. Les arrivées des ondes P, S et L sont identifiées. La différence (S-P) permet de calculer la distance épacentrale. D'après Tavernier, *Biologie Géologie*.

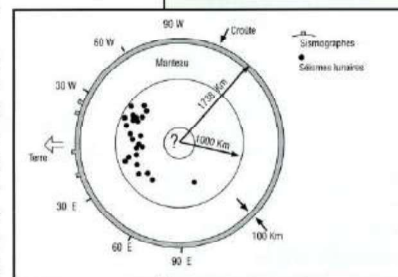


Figure 8 : La structure interne de la Lune, déduite des séismes lunaires. D'après Madariaga et Perrier - Les tremblements de terre

PRÉVISION ET PRÉVENTION

La prévision sismique est-elle efficace ?

M.K. Sieh, géologue au California Institute of Technology (Pasadena), a estimé après le séisme du 1-10-1987 de magnitude 5,8 en Californie (8 morts, 2.200 sans-abri, environ 360 millions de dollars de dégâts) que ce choc aurait pu tuer 10.000 personnes à Los-Angeles si les normes de construction parasismique en vigueur depuis 50 ans n'avaient pas été appliquées. De même, les pertes et dégâts auraient été catastrophiques en Californie le 17-10-1989 (magnitude 7,1) si la réglementation parasismique pour les constructions n'avait pas été établie après 1906 et renforcée progressivement ensuite, spécialement après 1933 (intensité IX à Long Beach). En comparaison, le séisme d'Arménie du 7-12-1988 (magnitude 6,9) fit environ 25.000 morts, des dizaines de milliers de blessés, des destructions avec dommages à longue échéance.

PRÉVISION

Aucune méthode ne permet de prévoir l'imminence d'un séisme important en un lieu donné avec une probabilité suffisante pour décider la population à se mettre à l'abri ou les pouvoirs publics à intervenir. En Chine, si une prévision à court terme (4-2-1975) a permis d'évacuer à temps la population de Haicheng (100.000 habitants), par contre le désastre du 28-07-1976 (650.000 morts) surprit tout le monde. Au Pérou, une prévision faite aux USA début 1980, précisée ensuite pour le 10-08-1981, ne retient pas l'attention du gouvernement péruvien, mais tint longtemps en émoi la population et eut de fâcheuses conséquences sur la vie et l'activité à Lima. États-Unis (Californie), le séisme de magnitude 5 A été prévu en 1985 pour 1988 (± 3 années) sur la faille de San Andreas ne s'est pas encore produit, mais il y a eu plus au nord en 1989 un séisme de magnitude 7,1, puis au sud, en 1992 le même jour (28-06) deux séismes de magnitude 7,5 et 6,6. Un séisme de magnitude 6 était prévu (à 95%) pour 1993 dans le secteur central de Parkfield, mais c'est à Northridge (30 km au nord-ouest de Los Angeles) qu'eut lieu un séisme de magnitude 6,6 le 17-01-1994.

MÉTHODE VAN

(initiales de ses inventeurs grecs : Varotsos, Alexopoulos, Nomikos), repose sur l'interprétation de certaines variations des courants électriques naturels (courants telluriques) mesurés dans le sol, même à grande distance (300 km et plus) de l'épicentre du séisme qu'ils annoncent. Donne la magnitude (au-dessus de 5, incertitude $\pm 3/4$), la localisation (rayon de ± 30 km, parfois 125km) et une fourchette de temps allant jusqu'à 3 semaines. Cette méthode, créée en 1984, a permis de prévoir 80% des séismes de magnitude supérieure ou égale à 5 dans une région située à l'ouest du Péloponèse. Après avoir été contestée par beaucoup, elle semble pour certains [dont Haroun Tazieff (1914-98) et le géophysicien Uyda] donner des résultats fiables et reconnus.

En France, la méthode Van a été testée dans les Alpes en 1987-88, avec la participation du CEA (stations magnéto-telluriques raccordées à Paris pour comparaison avec l'activité sismique du réseau LDG), mais elle n'a donné aucun résultat tangible. Les stations Van implantées sont complétées par d'autres instrumentations (Radon magnétomètre) afin d'identifier et d'interpréter certains signaux associés à des variations de contraintes induites. Ainsi, les stations dans le sud-est de la France n'ont enregistré aucun signal précurseur lié au séisme du Grand-Bornand (Hte-Savoie) du 14-12-1994 (magnitude 5,1), qui était le plus important séisme survenu dans le Sud-Est depuis plus de 30 ans. 2 stations Van étant pourtant situées depuis 15 ans à moins de 40 km de l'épicentre. La méthode Van est maintenant abandonnée en France. Une autre méthode est en cours d'expérimentation (mesure du débit et de la qualité des gaz venant des forages profonds dans la région fortement sismique de Bagnères-de-Bigorre (1996)).

DANS LE PROCHAIN NUMÉRO

- *Mesure de la concentration des sédiments dans les retenues par les jauges nucléaires.*
Par : REMINI Boualem et HOCINI Nadia.
- *Aspects qualitatifs de la ductilité dans les constructions en béton armé.*
Par : KASSOUL Amar, EZZIANE Karim et KADRI Abdelkader.
- *Proposition des armatures à sections transversales de formes V et W comme éléments de renforcement de la terre armée.*
Par : AYADAT Tahar, BAHLOULI Riadh et KHELFALLAH Mustapha.
- *Analyse du phénomène des déformations différées du béton (fluage et retrait).*
Par : BELARIBI BELAS Nadia et KADRI Tahar.