QUANTIFICATION D'UN SEISME ETUDE COMPARATIVE DE DEUX SEISMES
(CAS DES SEISMES DE CHLEFF ET DE BOUMERDES)

Aitouche M.A. Djeddi M.
* *Laboratoire de physique de la Terre, Université de Boumerdés*
35000 Boumerdés Algérie

RÉSUME

Par rapport à des critères d'énergie ou d'intensité de quantification des séismes, la magnitude reste le paramètre le plus fiable parce que rationnel. Si la magnitude au sens de Richter semble jouir d'une meilleure préférence car plus simple et plus médiatisée, il n'empêche que pour les sismologues cohabitent d'autres formes de magnitudes que nous qualifierons d'optionnelles. Définies par rapport à des paramètres inhérents au séisme, ces dernières requièrent dans leur calcul un ensemble d'hypothèses dont la diversité prédétermine la notion même de la magnitude à calculer.

Mots-Clés

séismes - magnitude - intensité locale - énergie correction - distance

1. INTRODUCTION

L'approche subjective de l'intensité d'un séisme par l'échelle de Mercalli a nécessité la mise en place d'une échelle plus rationnelle scientifiquement et décrivant les tremblements de terre à l'aide d'un paramètre plus fiable: cette seconde échelle est celle dite de Richter élaborée vers 1935 par l'américain Charles Francis Richter pour les séismes locaux californiens. La magnitude d'un séisme, paramètre fondamental de la quantification d'un séisme, revêt le caractère d'une estimation intrinsèque de l'énergie libérée au foyer. Elle est d'origine instrumentale donc foncièrement objective et ne dépend ni du lieu d'observation, ni du récit de populations autochtones et de leurs témoignages qui, souvent, frisent l'exagération et le sensationnel. La magnitude reste une classification scientifique des séismes et constitue de ce fait un critère de comparaison entre deux tremblements de terre.

Au cours de l'occurrence d'un séisme, il se produit une libération d'énergie mécanique et thermique qui, lors de la rupture de faille, est dissipée sous forme de chaleur. Des ondes élastiques prennent naissance à partir du foyer et sont elles mêmes reliées à l'énergie libérée par le séisme. Donc en principe, le critère d'énergie est le plus indiqué pour rendre compte de l'importance d'un séisme. Dans la pratique, d'autres grandeurs physiques plus accessibles sur les plans instrumental et du traitement des enregistrements leur sont préférés. L'un de ces paramètres concerne la magnitude ou plutôt les différents types de magnitudes calculables d'un séisme. L'énergie de ce dernier en est automatiquement déduite.

2. LA NOTION DE MAGNITUDE

La notion de magnitude est liée à celle des amplitudes des ondes sismiques lesquelles sont d'autant plus grandes que le séisme est plus important. Leur mesure revêt donc un caractère quantitatif du tremblement de terre. C'est partant de ce principe que fut formulée en 1935 par Richter la notion de magnitude. Notons que la notion d'échelle dite de Richter est impropre puisque la magnitude est une fonction continue sans limite supérieure tout au moins sur le plan théorique. Par ailleurs, il est connu en dynamique, qu'au cours d'un déplacement d'une masse (de sol dans le cas d'un séisme) à une vitesse, il se développe une énergie cinétique d'expression :

$$E_c = 1/2\, mV^2 \qquad (1)$$

Dans le cas d'une onde sismique généralement de type sinusoïdal, il existe une relation de proportionnalité entre amplitude et énergie, donc indirectement entre amplitude est vitesse ce qui nous autorise à écrire :

$$V = k.A \qquad (2)$$

où A désigne l'amplitude du signal et k une constante de proportionnalité. En fait, cette constante n'est autre que la constante de temps, désignant la période de l'onde d'amplitude. La vitesse ou la quantité sont en principe les paramètres les plus indiqués pour mesurer la puissance d'un séisme. Les sismographes actuels sont conçus pour enregistrer la vitesse de déplacement du sol plutôt que les mouvements de déplacement de ce dernier. Vitesse et amplitude sont donc proportionnelles; le facteur de proportionnalité étant donné par le gain de l'appareil d'enregistrement ou capteur sismique.
Une première représentation de la magnitude serait :

$$M = \log_{10}\left(\frac{A}{T}\right) + C \qquad (3)$$

avec un ensemble de corrections à préciser et à apporter dans le calcul de la magnitude. Les termes de correction concerneront à la fois la caractéristique instrumentale c'est-à-dire les sismographes en terme de sensibilité et de gain et les paramètres géographiques de localisation des stations d'enregistrement (corrections de distance). Concernant ce dernier cas, il est connu que les ondes sismiques sont atténuées au fur et à mesure de leur propagation, atténuation accentuée par les conditions géologiques circonscrites au milieu situé immédiatement sous la station.

3. LES DIFFERENTS TYPES DE MAGNITUDES

Suivant le type d'ondes considéré comme hypothèse dans l'estimation de la magnitude, le caractère de cette dernière change en terme de définition. Ainsi on distingue:

3.1. La magnitude locale

La magnitude locale ML est estimée à partir de l'amplitude maximale des ondes longitudinales. Elle est utilisée pour caractériser les tremblements de terre proches dits aussi locaux

(moins de 1000 Km). La magnitude locale est obtenue par estimation de la moyenne des magnitudes issues de stations proches. Elle a été définie initialement par Richter (1935) suivant l'expression :

$$M_L = \log_{10}\left[\frac{A_{WA}(D)}{A_{ST}(D)}\right] = \log_{10} A_{WA}(D) - \log_{10} A_{ST}(D) \quad (4)$$

Les amplitudes (lues sur les enregistrements et exprimées en mm), correspondent respectivement à celles données par un sismographe de type Wood-Anderson pour un séisme situé à une distance D et un autre sismographe mais relativement à un séisme dit standard dont la distance serait aussi D.
Remarquons que si $A_{WA}(D) = A_{ST}(D)$ alors $M_L = 0$. Au séisme standard correspondrait donc une magnitude locale nulle.
Initialement, le séisme standard supposé situé à 100 Km, correspondrait à une amplitude de 1 micron (10^{-3} mm) et serait enregistré par un sismographe de type Wood-Anderson (du nom de son concepteur) lequel est caractérisé par un gain égal à 2800 et n'enregistre que les mouvements horizontaux du sol. Il fournit un signal proportionnel à ces derniers. Nous avons alors la relation suivante :

$$M_L = \log_{10}\left[\frac{A_{WA}(D)}{A_{ST}(100)}\right] \text{ avec } A_{ST}(100) = 10^{-3}\,mm \quad (5)$$

Pour une amplitude de 1mm sur le Wood-Anderson, nous obtenons une magnitude locale :

$$M_L = \log_{10}\left[\frac{1}{10^{-3}}\right] = 3 \quad (6)$$

Cette magnitude locale de 3 est le seuil minimal que pouvait donner le sismographe de Wood-Anderson pour lequel "échapperait" donc les séismes de magnitude inférieure. Il est évident que le développement technologique aidant, le sismographe de Wood-Anderson n'est plus utilisé actuellement.

3.2. Les différentiels types de corrections dans le calcul de la magnitude locale

Nous retiendrons pour cela deux corrections essentielles: une correction liée au sismographe lui même donc d'origine instrumentale : la correction "sismo" et une correction liée à la distance par rapport au séisme correction "distance".

3.2.1. La correction "sismo"

Soient l'amplitude enregistrée par un sismographe de facteur d'amplification et celle enregistrée par le sismographe de Wood-Anderson de gain égal à 2800. Nous avons alors l'égalité des rapports :

$$\frac{A_{WA}(D)}{A_i(D)} = \frac{2800}{G_i} \Leftrightarrow A_{WA}(D) = A_i(D)\,\frac{2800}{G_i} \quad (6)$$

Nous obtenons alors pour magnitude locale:

$$M_{LC1} = \log_{10}\left[\frac{A_i(D)\frac{2800}{G_i}}{A_{ST}(D)}\right] = \left\{\log_{10}[A_i(D)] - \log_{10}[A_{st}(D)]\right\} + \log\left[\frac{2800}{G_i}\right] \quad (7)$$

La magnitude locale apparaît donc comme la magnitude comme la magnitude locale muni d'un terme

$$\log_{10}\left[\frac{2800}{G_i}\right]$$

3.2.2. La correction de distance au séisme

Si nous raisonnons par rapport au séisme standard et que nous désignons par et respectivement les amplitudes par rapport à une distance aux séismes de distances et, nous avons l'égalité des rapports

$$\frac{A_{ST}(D)}{A_{ST}(100)} = \frac{100}{D} \quad (8)$$

justifiée par la diminution des amplitudes avec la distance. Comme

$$A_{ST}(D) = A_{ST}(100)\frac{100}{D} \quad (9)$$

le terme $\log_{10}[A_{ST}(D)]$ s'écrit :

$$\log_{10}[A_{ST}(D)] = \log_{10}[A_{ST}(100) + \log_{10}[100]] - \log_{10}[D] \quad (10)$$

Il a été précisé précédemment que : $A_{ST}(100) = 10^{-3}\,mm$, donc :

$$\log_{10}[A_{ST}(D)] = -1 - \log_{10}[D] \quad (11)$$

Une magnitude locale corrigée notée apparaît sous la forme :

$$M_{LC2} = \log_{10}[A_{WA}(D)] - \log_{10}[A_{ST}(D)] + 1 + \log_{10}[D] \quad (11)$$

En intégrant les corrections "sismo" et de distance dans le calcul de la magnitude locale globale corrigée :

$$M_{LC} = \log_{10}[A_{WA}(D)] - \log_{10}[A_{ST}(D)] + \log_{10}\left[\frac{2800}{G}\right] + 1 + \log_{10}[D]$$

En introduisant la magnitude locale sans corrections, on obtient:

$$M_{LC} = M_L + \log_{10}\left[\frac{2800}{G}\right] + 1 + \log_{10}[D] \quad (12)$$

L'application de l'expression (12) nécessite certaines hypothèses notamment un réseau de stations d'observations sismologiques assez dense avec une bonne distribution spatiale autour de l'épicentre. Ainsi on procéderait par moyennage des magnitudes locales calculées pour chaque station pour obtenir une magnitude locale représentative du séisme.

3.3. La magnitude M_V

Elle est basée sur la considération des ondes de volume et est valable pour tous les séismes en particulier ceux dits profonds et qui ne donnent pratiquement pas naissance à des ondes de surface

3.4. La magnitude m_b

Elle caractérise les séismes par rapport aux ondes longitudinales P et dont l'enregistrement est effectué par un sismographe de courte période.

3.5. La magnitude M_b

Elle caractérise les séismes par rapport aux ondes longitudinales P et dont l'enregistrement est effectué par un sismographe de plus grande période.

3.6. La magnitude M_s

Basée sur les ondes de surface, la Magnitude M_s est destinée à l'étude des séismes peu profonds (moins de 80 Km)

3.7. La magnitude d'énergie ou de Kanamari M_w

Recommandée pour l'étude des gros séismes, elle est estimée à partir d'un modèle physique de la source sismique. Cette magnitude fait référence à la notion de moment sismique lequel est relié à l'énergie d'un séisme. En effet, en présence d'un fort séisme, il se produit un phénomène de saturation des magnitudes alors que l'énergie continue à croître. On définit le moment sismique à partir de paramètres géométriques locaux focalisés sur la faille et les conditions de milieu:

$$M_0 = \mu S d \qquad (13)$$

μ désigne le module de rigidité, S la surface du plan de faille, d le rejet moyen sur faille. Sur le plan pratique, le moment M_0 est calculé à partir du spectre des enregistrements effectués sur une station donnée. La magnitude M_w est reliée au moment M_0 par l'expression :

$$M_W = \frac{1}{2}\log[M_0] - 10.7 \qquad (14)$$

3.8. La magnitude moyenne durée M_D

Recommandée pour les séismes proches (distance inférieure à 300 Km), elle est obtenue à partir de l'observation de la durée du signal sismique. Une relation "empirique" de la forme :

$$M_D = m + n\log[t] + p\log[t^2] + qD \qquad (15)$$

Les coefficients m,n,p,q sont ajustés de manière à faire coïncider les magnitudes M_L locales et de durée M_D:

$$M_D \approx M_L = 2\log[t] + 0.0035D - 0.87 \qquad (16)$$

(t: durée en secondes lue sur les enregistrements ; D: distance en Km)

En principe un séisme est caractérisé par une magnitude unique, mais des magnitudes issues de sources différentes peuvent différer en raison soit du choix du type d'ondes considéré ou du dispositif instrumental utilisé.

4. PRINCIPALES CARACTÉRISTIQUES DE LA MAGNITUDE

. Une remarque à préciser concernant la différence entre énergie et magnitude d'un séisme: l'énergie se réduit à une opération d'estimation, dépendant donc du lieu d'observation, alors que la magnitude en tant que valeur numérique associé à un tremblement de terre est le résultat d'un calcul. Il peut arriver que deux séismes estimés en surface présentent une même magnitude mais avec des niveaux d'énergie différents. L'inverse n'est cependant pas vrai en ce sens que deux séismes de niveaux d'énergie différents doivent avoir des magnitudes différentes.

. On définit couramment la magnitude comme le logarithme en base 10 de l'amplitude maximale A exprimée en microns, enregistrée sur un sismographe standard situé à 100 Km del'épicentre. Notons qu'un enregistrement n'étant que rarement effectué à une distance de moins de 100 Km, il faudrait tenir compte au cours du traitement des enregistrements de l'effet de distance.

. La magnitude n'est pas une échelle répartie en degrés mais une fonction continue pouvant être négative ou positive.

. En principe la magnitude n'a pas de limite (échelle ouverte) bien que couramment limitée à 9 par référence à la plus forte magnitude enregistrée à ce jour (séisme du Chili 1960 :M =9.5). Les séismes de magnitude supérieure à 9 sont très rare et on estime qu'un seuil de 10 serait une limite acceptable.

. La valeur maximale de la magnitude est liée à la résistance de la lithosphère sollicitée par les forces tectoniques et à la longueur de la faille prédisposée à une fracture soudaine.

. La magnitude n'étant pas une échelle mais une fonction logarithmique, si l'amplitude du mouvement varie d'un facteur 10, la magnitude varie d'une unité. A titre d'exemple, un séisme de magnitude 7 est 10 fois plus fort qu'un séisme de magnitude 6, et 100 plus fort qu'un séisme de magnitude 5.

. La magnitude au sens de Richter est reliée à l'énergie libérée sous forme d'ondes élastiques . A titre de comparaison, un séisme de magnitude 5 libère une énergie équivalente à l'énergie de la bombe atomique larguée sur la ville japonaise d'Hiroshima vers la fin de la seconde guerre mondiale.

. En terme de relation magnitude énergie sismique libérée et à titre d'exemple, un séisme de magnitude 7 libère à lui seul l'équivalent en énergie d'une trentaine de séismes de magnitude 6.

5. LES CONDITIONS D' APPLICATION DES DIFFÉRENTES MAGNITUDES

Les conditions d'application des différents types de magnitudes décrits ci-dessus obéissent aux règles générales suivantes :

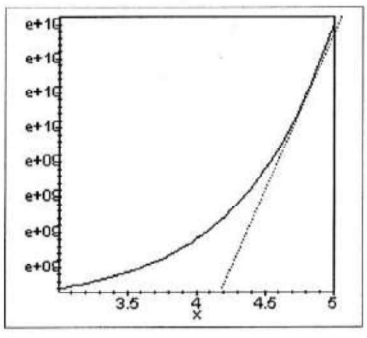
. La magnitude locale M_L est applicable pour les séismes dont la magnitude propre pourrait varier de 4.5 à 5

. la magnitude m_b pour les séismes dont la magnitude se situerait entre 4 et 6.5.

. La magnitude M_w pour les gros séismes dont la magnitude serait supérieure à 7.5

. La magnitude locale M_L est reliée au moment sismique M_0 par l'expression :

$$\log[M_0] = 1.5M_L + 16 \qquad si \quad 3 \le M_L \le 5 \qquad (17)$$



Moment sismique M_0 versus M_L

6. LA LOI DE GUTENBERG-RICHTER

Une autre méthode de quantification de la sismicité régionale repose sur la loi de Gutenberg-Richter (1944). Cette dernière relie

le nombre N de séismes dont la magnitude dépasserait un seuil M via une échelle logarithmique telle que :

$$\log N(>M) = a - bM \qquad (18)$$

Le paramètre traduit le nombre de séismes d'une magnitude M supérieure ou égale à zéro pour la durée d'observation. Il est associé à la sismicité régionale à travers le coefficient noté $\hat{a}$ tel que $a = \log \hat{a}$. L'équation (18) étant celle d'une droite de pente b et d'intercepte a, il est donc possible par un décompte du nombre de séismes relativement à une gamme de magnitudes et à une durée d'observations (cas de répliques par exemple), d'obtenir graphiquement ces deux paramètres . Notons que généralement $0.6 \leq b \leq 1.5$. Une valeur élevée de b signifie que les séismes (ou les répliques le cas échéant) occupent un volume très fracturé par rapport au plan de faille. A titre d'exemple, les valeurs prises par ces deux paramètres relativement à la séquence des répliques du séisme de Boumerdés (période allant du 21 mai 2003 au 30 Juin 2003) sont respectivement :

a = 7.34 et b = 1.24.

7- COMPARAISON DE DEUX SEISMES (EL-ASNAM 1980 ET BOUMERDES 2003) A TRAVERS LEURS MAGNITUDES RESPECTIVES

Quoique la comparaison de deux séismes à travers leurs magnitudes locales est une opération toute relative au vu des spécificités de chacun dues à des paramètres sismo-géologiques les caractérisant, on évalue à titre informatif la "force " d'un séisme (s1) de magnitude locale M_{L1} par rapport à un séisme (s2) de magnitude locale M_{L2} telle que $M_{L1} > M_{L2}$. En négligeant les différentes corrections (de sismo et de distance), on applique la définition originelle de la magnitude locale en écrivant :

$$M_{L1} = \log_{10}\left[\frac{A_{1WA}(D)}{A_{1ST}(D)}\right] \quad M_{L2} = \log_{10}\left[\frac{A_{2WA}(D)}{A_{2ST}(D)}\right] \qquad (18)$$

Comme $M_{L1} > M_{L2}$, on peut écrire :

$$M_{L1} = M_{L2} + k = \log_{10}\left[\frac{A_{2WA}(D)}{A_{2ST}(D)}\right] \qquad (19)$$

On peut faire correspondre à l'entier k le logarithme en base 10 d'un certain autre entier strictement positif q en ce sens que :

$$\log_{10}\left[\frac{A_{1WA}(D)}{A_{1ST}(D)}\right] = \log_{10}\left[\frac{A_{2WA}(D)}{A_{2ST}(D)}\right] + \log_{10}[q] \qquad (20)$$

Après transformation de la somme des logarithmes en logarithme de produit, on obtient :

$$\frac{A_{1WA}(D)}{A_{1ST}(D)} = q\,\frac{A_{2WA}(D)}{A_{2ST}(D)} \qquad (21)$$

Mais comme la relation liant les amplitudes à la magnitude locales est telle que

$$\frac{A_{1WA}(D)}{A_{1ST}(D)} = 10^{M_{L1}} \quad ; \quad \frac{A_{2WA}(D)}{A_{2ST}(D)} = 10^{M_{L2}} \qquad (22)$$

La valeur de q traduisant la "force" du premier séisme par rapport au second est donc :

$$q = 10^{M_{L1} - M_{L2}} \qquad (23)$$

A titre d'exemple si M_{L1} = 7.3 (séisme d'El-Asnam du 10 Octobre 1980) et M_{L2} = 6.8 (séisme de Boumerdés du 21 Mai 2003) , on obtient:

$$q = 10^{7.3-6.8} = 10^{0.5} \approx 3.2 \qquad (24)$$

Toute proportion gardée dans cette opération de comparaison en terme de magnitude, le séisme d'El-Asnam est trois fois plus "fort" que celui de Boumerdés. Un autre type de comparaison en terme d'énergie libérée peut être effectuée sachant que magnitude et énergie sont liées.

8. CONCLUSION

Un éventail relativement large de magnitudes cohabite donc avec la magnitude dite de l'échelle ouverte de Richter. Connaissant l'extrême importance que revêt l'estimation de la magnitude d'un séisme dans l'évaluation de la force de ce dernier et partant de l'organisation des secours et dans la vulnérabilité des structures, une telle disparité ne conduirait- elle- pas à un amalgame dans la quantification des tremblements de terre? A l'image des tentatives d'unifier les théories de la physique moderne, une définition unique de la magnitude synthétisant les différentes approches de cette dernière conduirait à une meilleure fiabilité dans la quantification des séismes.

9. Bibliographie

1.Aki K., Richard P.G 1980 "Quantitative seismology Theory and Methods"
Freeman and Co San-Francisco

2. Baddari K. Djeddi M. 1994 "Eléments de sismologie" éditions OPU Alger

3. Bolt B 1982 "Les tremblements de terre" Bibliothèque *Pour la science* Belin France

4. Cara M. 1989 "Géophysique" Collection *Géoscience* Dunod Paris

5. Madariaga R. Perrier G. 1991 "Les tremblements de terre" Editions du CNRS

6. Ouyed M. Boughacha M. S. Djeddi M. 2004 "Le séisme de Zemmouri (Algérie , Ms=6.8) du 21 Mai 2004: résultats préliminaires du choc principal et de sa séquence de répliques" N° Spécial Séisme de Boumerdés Bulletin du Service Géologique de l'Algérie, Juin 2004