

SISMOLOGIE. — *Crises sismiques du volcan Mac-Donald (Océan Pacifique Sud).*
Note (*) de Jacques Talandier et Émile Okal, présentée par Robert Dautray.

On présente une analyse de la sismicité du Mont Mac-Donald au cours des années 1967-1981, dont les caractéristiques confirment un volcanisme hawaïen peu visqueux, en accord avec son interprétation comme point chaud actif à l'extrémité de la chaîne des Iles Australes.

SEISMOLOGY. — Seismic Swarms at Mac-Donald Volcano (Southern Pacific Ocean)

An investigation of the seismicity of Mac-Donald Seamount during 1967-1981 is presented. Its characteristics suggest a Hawaiian-type, low-viscosity volcanism, in agreement with its current interpretation as an active hot spot at the south-eastern tip of the Austral Islands.

Le Mont sous-marin Mac-Donald (28, 98°S-140, 27°W) a été découvert à la suite d'une crise sismique enregistrée par hydrophones en 1967, puis exploré et relevé à seulement 49 m au-dessous du niveau de la mer en 1969, 1970 et 1973 ([1] à [4]). Il est actuellement interprété comme un point chaud (hot spot) représentant l'extrémité active de la chaîne insulaire des Australes; un dragage en 1979 a confirmé le caractère sous-saturé et fortement alcalin de ses laves [5]. Cependant, durant l'expédition systématique de 1973, Johnson n'a pu détecter la présence d'un cratère, bien que des mesures magnétiques aient suggéré celle d'une chambre magmatique ([3], [4]). En outre, malgré la *quasi-unanimité scientifique* à ce sujet, il convient de mentionner qu'Herron [6] a suggéré que l'origine des chaînes insulaires de la Polynésie pourrait être plus complexe et faire appel à un phénomène de rupture par cisson de la plaque, qu'elle situe aux alentours de 10 M.A. Le but de la présente Note est d'offrir un bilan des crises sismiques récentes du Mont Mac-Donald, détectées par le réseau sismique polynésien, et dont les caractéristiques confirment une activité volcanique relativement fluide, de type hawaïenne.

Le tableau et les figures 1 à 3 résument les périodes d'activité sismique du Mont Mac-Donald pour la période 1967-février 1981. A l'exception de la crise de 1967, elles ont été détectées par leurs ondes T sur les voies à très haute fréquence du réseau sismique polynésien, qui fonctionnent à un gain de 2 millions à 3 Hz ([7], [8]). Certains événements à signature franche ont permis une localisation précise de l'épicentre à seulement 7 km du sommet relevé par Johnson et Malahoff [3]. En 1967, lors de la première crise, non détectée en Polynésie, les seules stations opérationnelles n'étaient pas encore équipées de voies à haute sensibilité en haute fréquence. Cependant les voies à plus faible sensibilité (125 000 à 1 Hz) ont enregistré les crises de 1977 à 1981 dans des conditions de gain semblables à celles de 1967. Nous en déduisons donc que ces crises étaient d'une intensité sismique plus forte que celle de 1967.

Chacune des crises enregistrées depuis 1967, débute de façon brutale par des phénomènes explosifs de forte intensité que l'on pourrait interpréter comme la libération de conduits magmatiques, permettant une intrusion, ou même un épanchement, ultérieurs de la lave. De loin la plus importante, celle de décembre 1977, est caractérisée par un bruit de niveau élevé, fortement modulé en amplitude, associé à de nombreuses et courtes phases explosives et, plus rarement, à des bouffées de bruit de forte intensité. La figure 4 représente un enregistrement typique de cette activité. La crise de septembre 1979, la plus courte, si l'on excepte celle de mai 1967, a débuté par des phénomènes explosifs de très forte intensité, suivis d'un bruit qui s'amortit régulièrement en quelques heures. Avec un bruit d'un niveau soutenu marqué par l'absence de phases explosives après celles du début, les crises

de décembre 1980 et février 1981 sont comparables. De même la crise de 1967, étudiée par Norris et Johnson [1] se compose de quelques événements explosifs, suivis d'une agitation continue dont le spectre reste constant jusqu'à la fin de la crise. A l'opposé avec de très nombreuses phases explosives de courte durée et un niveau de bruit fortement modulé en amplitude, la crise de novembre 1980 rappelle celle de décembre 1977, dont elle n'a cependant pas la durée. Enfin celle de décembre 1980 est marquée par une très forte fluctuation d'amplitude, associée à des bouffées de bruit de courte durée, de caractère non explosif. Sur la base de leur durée, les crises de 1967 et 1979 apparaissent comparables. Avec 12 à 13 h d'activité, viennent ensuite celles de février 1980, décembre 1980, et février 1981, puis celle de novembre 1980 de presque une journée, enfin la crise de 1977 qui a duré 5 jours est de loin la plus longue. Si l'on considère les phénomènes explosifs, cette dernière crise peut se scinder en plusieurs épisodes, mais le bruit continu, de niveau élevé, montre que l'activité n'a pas cessé pendant toute cette période.

En l'absence de données géologiques précises, il n'est pas possible de proposer une *interprétation irréfutable* de ces événements en termes de phénomènes volcaniques bien définis. Il est cependant possible d'en comparer les signaux reçus en Polynésie à ceux émanant de la zone d'activité de Tahiti-Mehetia, mise en évidence par Talandier et Kuster [9]. Ces auteurs ont interprété comme volcans actifs deux monts sous-marins situés à une centaine de kilomètres de Tahiti, sur la base de l'observation de trois catégories distinctes de séismes (α_1 , α_2 , β), correspondant à une évolution de l'activité magmatique en accord avec le modèle de Mogi [10]. Nos observations à Mac-Donald se rapprochent des événements de type β , correspondant à un phénomène plus ou moins permanent, d'intensité variable, plutôt qu'à une succession d'événements bien définis. En cela, elles se rapprochent des observations faites à Hawaii lors d'éruptions ou dans la période les précédant ([11], [12]). A l'instar de Talandier et Kuster, nous interprétons ces événements de type β , comme dûs à une diffusion relativement lente de magma à faible viscosité. Ceci confirmerait l'existence de la chambre magmatique proposée par Johnson et Malahoff [3]. Les événements du type β ont aussi été rapprochés des tremblements (tremors)

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Fig. 1. — Histogramme des 90 premières minutes de chacune des 6 crises de 1977 à 1981. Les traits rectilignes verticaux indiquent des phases explosives, le trait modulé en amplitude le niveau fluctuant de bruit. On note que toutes les crises débutent, de façon extrêmement brutale, par des phénomènes explosifs.

Fig. 1. — Histogram of the first 90 minutes of each crisis from 1977 to 1981. The vertical rectilinear lines show the explosive periods, the line modulated in amplitude, the level of the fluctuation of noise. We take note that all crises begin very roughly by explosive phenomena.

Fig. 2. — Histogramme de la totalité de la crise de décembre 1977. Les traits verticaux hachurés indiquent des phénomènes explosifs, ceux qui ne sont pas hachurés des bouffées de bruit de forte intensité. Comme pour les figures 1 et 3, l'échelle verticale est approximativement proportionnelle à l'amplitude du signal ramené au déplacement du sol, donc à l'intensité des phénomènes. Le trait tireté indique un bruit sporadique. La ligne de base correspond au seuil de détection. Les crises peuvent donc se terminer par un bruit de faible intensité non reçu par les stations du Réseau sismique polynésien.

Fig. 2. — Histogram of the whole crisis in december 1977. The vertical hatched lines show the explosive phenomena, and the non-hatched lines show the puffs of high intensity noise. Similar to figures 1 and 3, the vertical scale is approximately proportional to the amplitude of the signal converted to the displacement of ground, hence to the intensity of phenomena. Dotted line shows the sporadic noise. The line of base connects with the level of detection. Consequently the crisis can finish by noise of weak amplitude that isn't recorded by the stations of the seismological network of Polynesia.

Fig. 3. — Histogramme des crises de 1979 à 1981. Même légende pour la figure précédente.

Fig. 3. — Histogram of crises from 1979 to 1981. Same legend as the previous figure

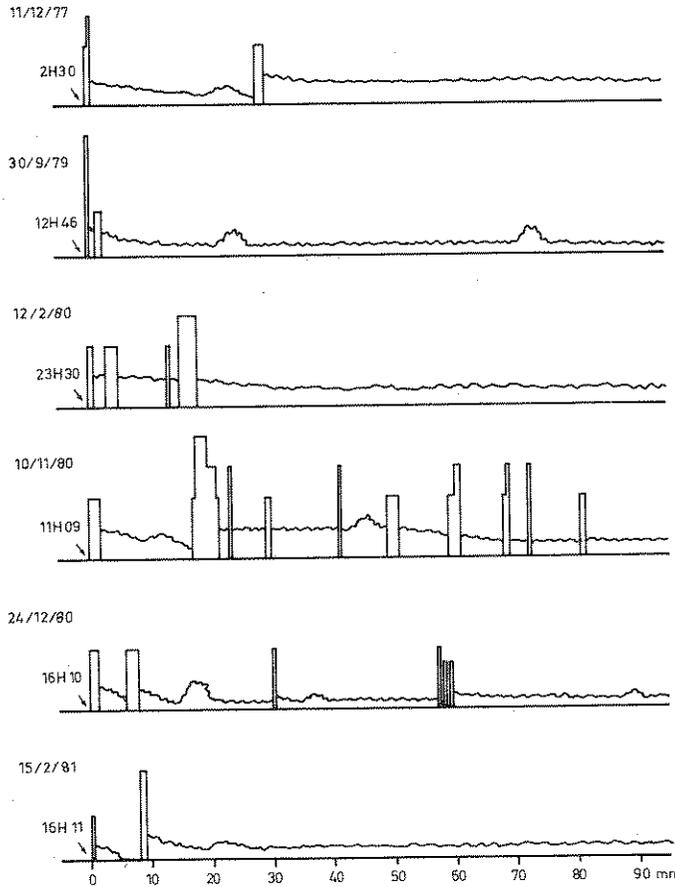


Fig. 1

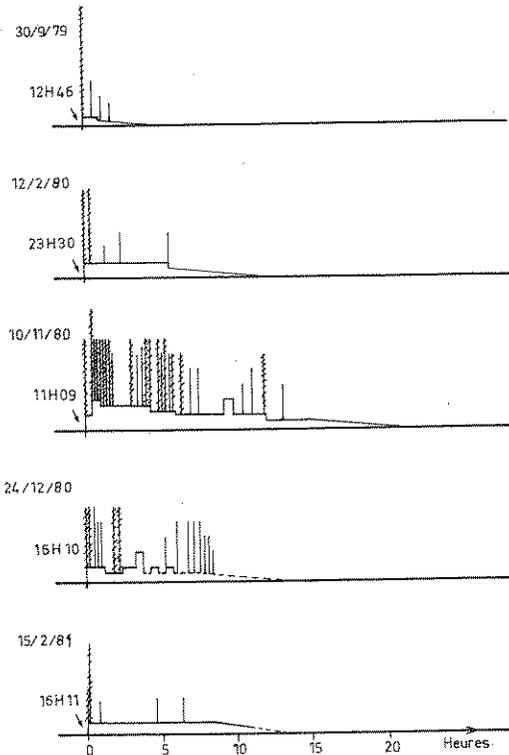


Fig. 3

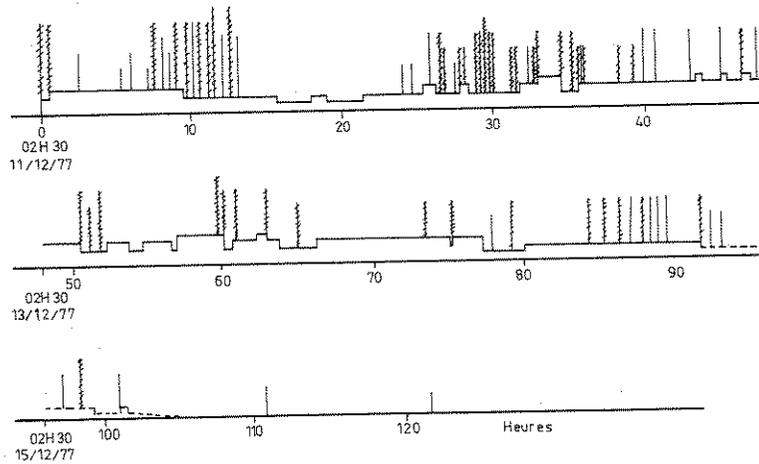


Fig. 2

Fig. 4

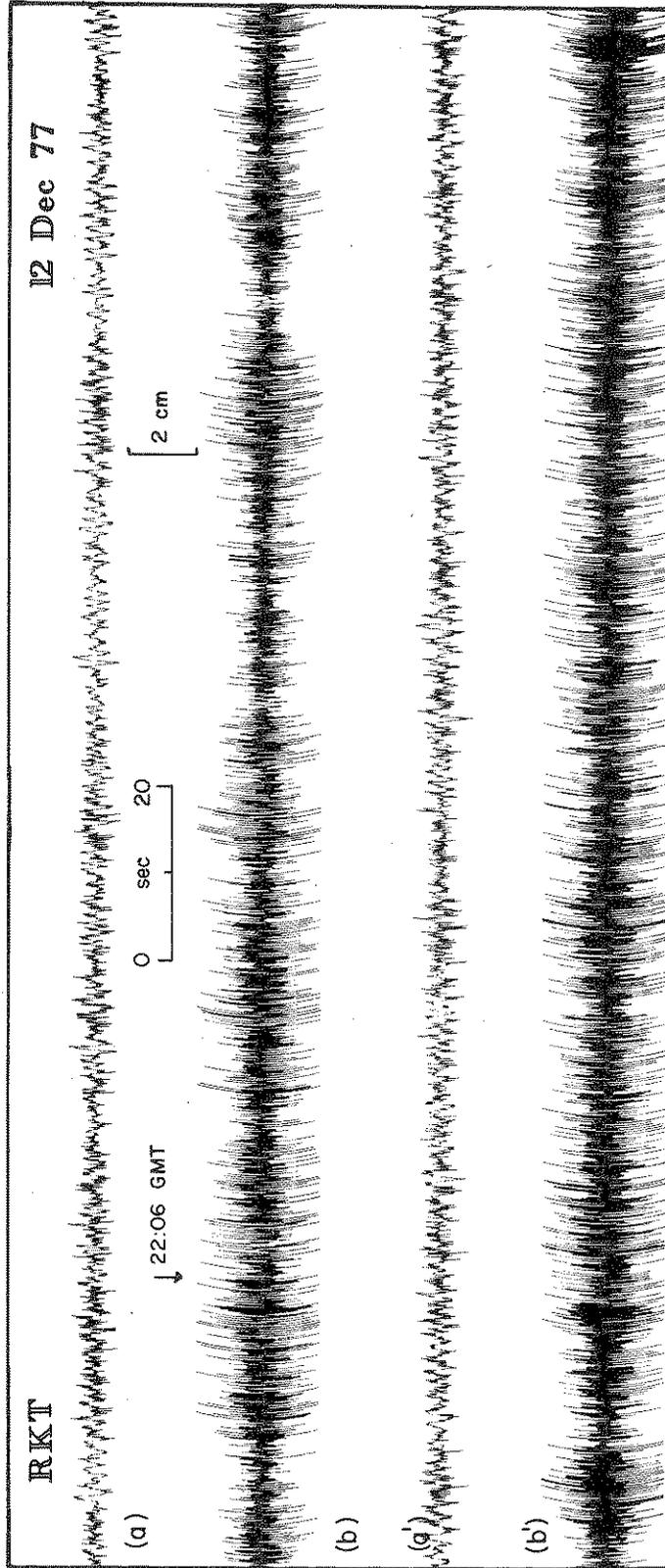


Planche II

Fig. 4. — Enregistrements typiques de bruit sismique continu à RKT durant la crise de 1977. Trace (a) gain de 125 000 à 1 Hz et (b) de 2 000 000 à 3 Hz. (a') et (b') continuation de (a) et (b) à droite.

Fig. 4. — Typical recording of continuous seismic noise at RKT during the crisis of 1977. Trace (a) gain of 125 000 at 1 Hz and (b) gain of 2 000 000 at 3 Hz, (a') and (b') continuation of (a) and (b) at right.

spasmodiques ou harmoniques étudiés, notamment par Aki et Koyanagi [13] à Kilauea, et interprétés comme résultant d'intrusions magmatiques par ouverture de fissures. De tels phénomènes ont aussi été observés récemment au Mont sous-marin Loihi, au Sud-Est de Hawaii [14].

L'absence d'événements du type $\alpha 1$ (peu profonds) ou $\alpha 2$ (profonds), caractéristiques de fortes ruptures initialisant le processus d'ascension du magma, peut être due à un seuil de détection relativement plus élevé, de l'ordre de $M_L = 3,5$, pour les ondes sismiques traditionnelles dans cette partie du Pacifique. Il est important à ce sujet de noter que les événements $\alpha 1$, et $\alpha 2$ dans la région de Tahiti-Mehetia n'ont souvent été détectés que dans les stations de Taravao et Papenoo à Tahiti à l'exception des autres stations du sous-réseau, pourtant distantes de l'épicentre de moins de 150 km; leurs ondes T n'ont pas été détectées dans les stations de Rangiroa à 350 km. Il serait donc hâtif de conclure à leur inexistence à Mac-Donald, dont la plus proche station est Rikitea, à 840 km.

A cet égard, il convient de noter le caractère totalement différent des enregistrements d'ondes T issues d'événements volcaniques dans les arcs insulaires, (par exemple aux Iles Tonga). Ceux-ci se présentent sous la forme d'une succession régulière d'événements brusques et très intenses, qui apparaissent jusque sur la voie à très faible sensibilité des sismographes (7 000 à 1 Hz). Il s'agit d'événements sismiques ponctuels et bien définis, par opposition à l'agitation continue observée sur la figure 4. La signature sismique du volcanisme d'arc insulaire est en accord avec son caractère phréatique et visqueux, et s'oppose clairement aux phénomènes observés à Mac-Donald, qui traduisent un volcanisme plus fluide de caractère hawaïen.

La corrélation entre les crises sismiques et d'éventuelles éruptions du Mont Mac-Donald reste évidemment spéculative, en l'absence d'observations directes. Une exploration systématique des données des satellites météorologiques du programme DMSP, dans les bandes visuelle et infrarouge, pour les périodes des crises de 1977 et 1979, s'est révélée totalement négative, bien que ces satellites aient détecté des éruptions volcaniques sur l'île d'Hawaii. Cependant, il est impossible d'exclure l'éventualité de telles éruptions à Mac-

TABLEAU

Bilan des crises sismiques du Mont Mac-Donald

Date du début de la crise	Durée	Intensité	Remarques
29 mai 1967.	4 h	Faible	Découverte de Mac-Donald [1].
11 décembre 1977.	5 jours	Très forte	Activité continue pendant toute cette période avec des épisodes fortement explosifs.
30 septembre 1979.	5 h	Intermédiaire	Crise de courte durée mais avec une activité initiale explosive de très forte intensité.
12 février 1980.	12 h	Intermédiaire	Bruit soutenu avec peu de phases explosives.
10 novembre 1980.	21 h	Forte	Nombreuses phases explosives au cours de cette forte crise.
24 décembre 1980.	13 h	Intermédiaire	Crise similaire à la précédente mais de plus courte durée.
15 février 1981.	13 h	Intermédiaire	Crise similaire à celle de février 80 mais de plus longue durée.

Donald, d'une part en dehors des périodes d'activité sismique (il est pratiquement impossible d'examiner la totalité des données de satellites sur plusieurs années), et d'autre part sur le flanc de l'édifice volcanique, à des profondeurs sous-marines en interdisant l'observation directe, à la surface, même dans le domaine infrarouge.

Cependant, nous pensons que le réveil sismique de Mac-Donald depuis 1977, traduit un renouveau d'activité volcanique. A cet égard, une nouvelle campagne bathymétrique en 1981 a identifié un haut-fond à seulement -23 m, tout en confirmant l'existence du plateau sommital. Bien qu'il soit possible que ce pinacle soit passé inaperçu des expéditions précédentes, il pourrait se faire qu'il s'agisse d'une formation nouvelle. La présence même des pinacles au-dessus du plateau sommital — dont l'origine pourrait être eustatique — indique la persistance d'une activité volcanique très jeune, bien que certains aspects de la pétrologie du volcan soient caractéristiques d'une phase tardive d'un volcan du type hawaïen [5]. Des techniques récentes de datation de roches basaltiques très jeunes, mises au point notamment par K. K. Turekian et coll. [16] pourraient fournir la réponse à cette question importante.

En conclusion, notre étude montre que le réseau sismique polynésien permet une surveillance efficace de l'activité sismique d'édifices volcaniques, même lointains. Les caractéristiques des crises sismiques récentes à Mac-Donald confirment le volcanisme à caractère fluide, de type hawaïen, en accord avec son interprétation comme point chaud actif à l'extrémité de la chaîne des Iles Australes. Bien qu'il soit impossible de corréliser avec certitude ces phénomènes avec des phases de volcanisme bien définies, nous avons montré qu'une grande similitude existe avec les événements de type β détectés dans la région de Tahiti-Mehetia, ainsi qu'avec certains des phénomènes observés à Mauna Loa, Kilauea et Loihi, généralement interprétés comme des intrusions de magma. Au vu des données nouvelles de bathymétrie, qui suggèrent la possibilité d'une croissance d'un pinacle dans la dernière décennie, une exploration systématique et pluridisciplinaire de cet édifice serait très fructueuse pour le renforcement de nos connaissances des processus volcaniques à l'intérieur des plaques océaniques.

(*) Remise le 16 novembre 1981, acceptée après révision le 8 mars 1982.

- [1] R. A. NORRIS et R. H. JOHNSON, *J. Geophys. Res.*, 74, 1969, p. 650-664.
- [2] R. H. JOHNSON, *Science*, 167, 1970, p. 977-979.
- [3] R. H. JOHNSON et A. MALAHOFF, *J. Geophys. Res.*, 76, 1971, p. 3282-3290.
- [4] R. H. JOHNSON, *Sea Mounts in the Austral Island Regions*, Scientific Reports to the National Geographic Society, Washington D.C., 1981.
- [5] R. BROUSSE et B. RICHER DE FORGES, *Comptes rendus*, 290, série D, 1980, p. 1055.
- [6] E. M. HERRON, *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 83, 1972, p. 1671-1692.
- [7] J. TALANDIER, *Thèse d'Université*, Paris, 1972.
- [8] E. A. OKAL, J. TALANDIER, K. A. SVERDRUP et T. H. JORDAN, *J. Geophys. Res.*, 85, 1980, p. 6479-6495.
- [9] J. TALANDIER et G. KUSTER, *J. Geophys. Res.*, 81, 1976, p. 936-948.
- [10] K. MOGI, *Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo*, 41, 1963, p. 615-658.
- [11] J. P. EATON, *Geophys. Monogr. Ser.*, 6, 1962, p. 13-29.
- [12] R. Y. KOYANAGI, E. T. ENDO et J. S. EBISU, *Geophys. Res. Letts.*, 2, 1975, p. 405-408.
- [13] K. AKI et R. Y. KOYANAGI, *J. Geophys. Res.*, 86, 1981, p. 7095-7109.
- [14] F. KLEIN, *E.O.S., Trans. Amer. Geophys. Un.*, 62, 1981, p. 1082, (résumé).
- [15] *Defense Meteorological Satellite Program User's Guide*, Air Weather Service, U.S.A.F. Report TR 74-250, Dept. of Defense, Washington, D.C., 1974, p. 109.
- [16] S. KRISHNASWAMI, J. T. BENNETT, M. MONAGHAN, K. K. TUREKIAN, W. G. MELSON et C. HOPSON, *E.O.S., Trans. Amer. Geophys. Un.*, 62, 1981, p. 430 (résumé).

J. T. : *Laboratoire de Détection et de Géophysique, Commissariat à l'Énergie atomique,*
B.P. n° 640, Papeete, Tahiti, Polynésie Française.

E. O. : *Department of Geology and Geophysics, Yale University, P.O. Box 6666,*
New Haven, Connecticut 06511, U.S.A.