

Structure de la croûte terrestre en Algérie d'après les ondes sismiques

M. BOCKEL (*)

Received on February 22nd, 1972.

SUMMARY. — It has been tried to exploit in the best ways all data of the algerian shocks till 1969 using the various documents and publications found in the Seismological Center of Algiers. Various methods used for the near shocks (< 700 km) first and for the farther events later, show that:

— The velocities are: $Pg = 5,55$ km/s, $Sg = 3,22$ km/s, $Pn = 7,77$ km/s, $Sn = 4,32$ km/s at least for the smaller distances; these velocities, relatively little, become greater for distances above 800 km, which means certainly a great increase of velocity in the upper mantle.

— There is no significant variations of velocity between the regions of Algiers and Sétif.

— The algerian shocks are shallow: most of them have a depth less than 15 km.

RIASSUNTO. — Si è tentato di utilizzare nel miglior modo possibile tutti i dati relativi alle scosse avvenute in Algeria fino al 1969, usando documenti e pubblicazioni vari trovati presso il Centro Sismologico di Algeri.

I diversi metodi usati per le scosse vicine (< 700 km) prima e per quelle più lontane poi, hanno dato per le velocità delle onde Pg , Sg e Pn , Sn i seguenti valori:

$VPg = 5,55$ km/sec, $VSg = 3,22$ km/sec, $VPn = 7,77$ km/sec, $VSn = 4,32$ km/sec, almeno per le distanze minori; queste velocità, relativamente piccole, diventano maggiori per distanze superiori agli 800 km, il che sta a significare che nel mantello superiore, vi è senza dubbio un grande aumento di velocità.

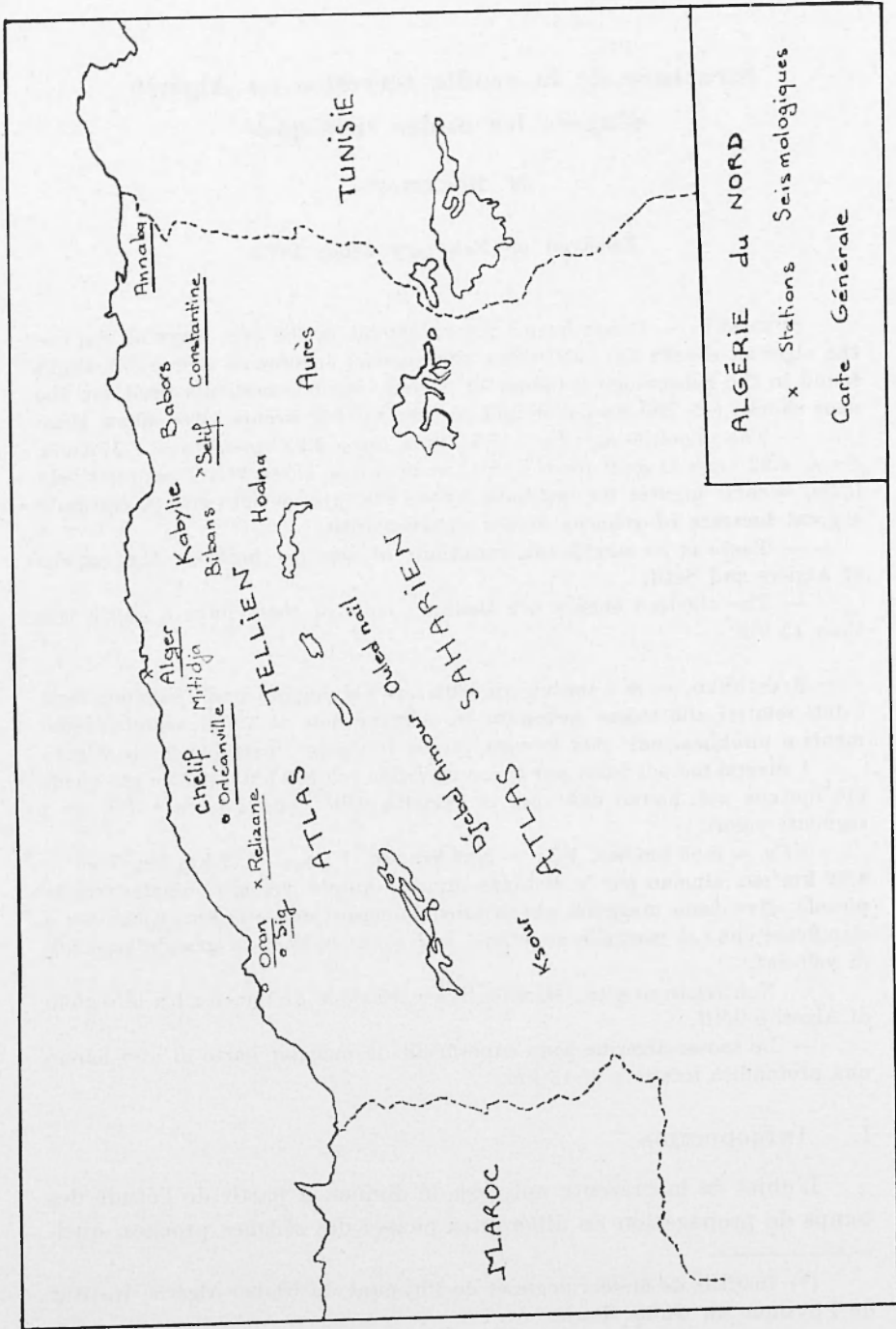
— Non esiste nessuna significativa variazione di velocità fra le regioni di Algeri e Sétif.

— Le scosse algerine sono superficiali: la maggior parte di esse hanno una profondità inferiore ai 15 km.

I. — INTRODUCTION

L'objet de la présente note est de donner, à partir de l'étude des temps de propagation de différentes phases des séismes proches, quel-

(*) Institut de Météorologie et de Physique du Globe, Algérie. Institut de Physique du Globe, Paris.



CARTE I

ques premiers renseignements sur la structure de la croûte terrestre en Algérie du Nord.

Nous entendons par Algérie du Nord (cf. Carte I), la partie du territoire algérien située au Nord de l'accident sud-atlasique. Cette région s'oppose, au point de vue de la géologie, à l'Algérie saharienne de structure tabulaire, restée stable durant l'orogénèse alpine. L'Algérie du Nord, essentiellement d'âge alpin, est constituée en gros par un système de plis à vaste rayon de courbure dans sa partie méridionale (atlas saharien) et par des nappes de glissement largement déplacées du Nord vers le Sud dans sa partie septentrionale (atlas tellien). Entre ces 2 systèmes, le meseta oranaise, de structure tabulaire, s'est comportée comme un môle durant l'orogénèse alpine; d'autre part, à l'extrême-Nord, la grande et la petite Kabylie constituent des lambeaux de chaînes hercyniennes ou plus anciennes, reprises dans le cycle alpin. Après le paroxysme du miocène inférieur, on assiste à la désorganisation des directions structurales, à la création de bassins résiduels ou de plaines d'effondrement (Hodna, Chéelif, Mitidja...) et à un magmatisme littoral; un double système de failles se dessine: l'un, parallèle au relief actuel, ENE-WEW, limite pratiquement les grandes unités géographiques, l'autre, constituée par les transversales de L. Glangeaud, recoupe ces unités dans la direction NNE-SSW. A l'exception du môle de la meseta oranaise et du noyau de grande Kabylie, l'Algérie du Nord est sismiquement active et il est facile d'établir la liaison entre certains foyers sismiques et les accidents tectoniques récents (grandes failles, bassins d'effondrement...).

Nous avons utilisé pour les deux premières parties de cette étude les enregistrements de séismes proches (en très grande partie algériens) dans les stations d'Alger (1954-1969), de Relizane (1955-1961) et de Sétif (1959-1969), cf. Carte II. Pour la 3^{ème} partie (distances supérieures à 700 km), nous avons dû en outre avoir recours à quelques enregistrements des stations du Maroc (Ifrane, Rabat, Averroes) ou de l'Algérie saharienne (Tamanrasset, Béni-Abbès).

II. - ETUDE DES HODOCHRONES DES SÉISMES PROCHES (distance < 700 km)

1) *Les données:*

Nous disposons de 30 séismes dont les coordonnées épacentrales et les heures origine ont été déterminées avec une assez bonne précision (qu'on peut grossièrement estimer à 1 seconde pour les temps

et 10 km pour les coordonnées) par les centres internationaux (USCGS, BCIS, ISS). Ces séismes ont été enregistrés à Alger (25 cas), à Sétif (16 cas) et à Relizane (8 cas). Les distances aux stations ont été mesurées sur la carte (séismes très proches) ou calculées à l'aide des formules usuelles de trigonométrie sphérique. On identifie aisément sur les enregistrements les ondes Pn (premières à partir de 100 km environ), les ondes directes Pg et Sg de forte amplitude pour les distances proches et plus difficilement les ondes Sn . Seules ont été gardées pour le calcul, les lectures des phases très nettes, le bilan s'établit ainsi: 36 lectures de Pn , 18 lectures de Sn , 27 lectures de Pg , 16 lectures de Sg .

2) La méthode de calcul

En portant sur un graphique, pour une onde déterminée les temps de propagation en fonction des distances, on obtient un nuage de points qui suggère une relation linéaire (voir figure 1). Nous supposons pour les distances comprises entre 50 et 700 km, que la relation est effectivement linéaire et calculerons la « droite moyenne ». La méthode généralement utilisée pour résoudre ce problème (cette méthode par exemple est exposée par Steinhart et Meyer⁽¹⁰⁾, employée par Kaila, Reddy, Narain⁽⁴⁾...) repose sur l'hypothèse que l'une des variables, la distance x n'est pas entachée d'erreurs (ou bien que ses erreurs sont très petites devant les erreurs qui affectent l'autre variable, le temps y); on calcule alors la droite de régression des y en x , $y = ax + b$, en rendant minimum la somme $\Sigma (y_i - ax_i - b)^2$. Le coefficient a de régression est égal à $\frac{S_{xy}}{S_{xx}}$ et le coefficient de corrélation, égal à 1 lorsque

tous les points sont sur la droite s'exprime par $r = \frac{S_{xy}}{\sqrt{S_{xx} \cdot S_{yy}}}$.

Dans tous les cas qui nous intéressent, les erreurs sur les distances sont du même ordre de grandeur que les erreurs sur les temps; ces erreurs proviennent en premier lieu de la mauvaise détermination des épicentres par les centres internationaux qui ne disposent pas, lorsqu'il s'agit des séismes algériens, d'un nombre suffisant de stations proches bien réparties autour de l'épicentre. Nous avons donc été amené à utiliser une méthode, exposée par exemple par D. York⁽¹¹⁾ qui consiste à trouver une droite $y = ax + b$ (l'axe majeur de Pearson) telle que la somme des carrés des distances des points à cette droite

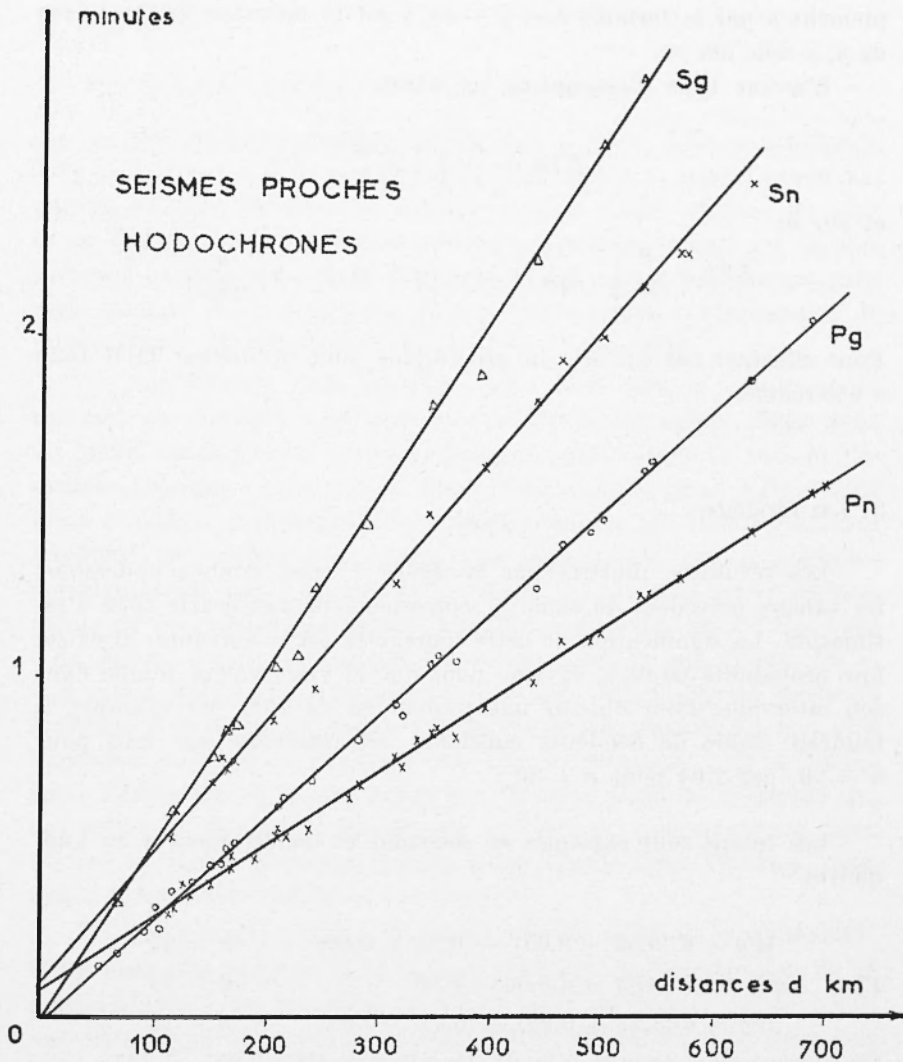


Fig. 1

soit minimum. Le coefficient a est une racine d'une équation du second degré:

$$a = \frac{Syy - Sxx + \sqrt{(Syy - Sxx)^2 + 4 Sxy^2}}{2 Sxy}$$

r a la même valeur que dans la première hypothèse et on calcule sim-

plement b par la formule $b = \bar{y} - a\bar{x}$, \bar{y} est la moyenne arithmétique de y , \bar{x} celle des x .

L'erreur type d'estimation sur a est:

$$ETa = \frac{a}{r} \sqrt{\frac{I - r^2}{n}}$$

et sur b :

$$ETb = \frac{I}{n} \sqrt{Syy (I - r) \left[2 + x^2 (I + r) \frac{n}{Sxx} \right]}$$

Pour effectuer ces calculs, un programme pour ordinateur IBM 1620 a été rédigé.

3) Les résultats:

Les résultats, illustrés par la figure 1 sont donnés ci-dessous; les valeurs précédées du signe \pm correspondent aux écarts type d'estimation. La signification de cette fourchette est la suivante: il existe une probabilité de 68% environ pour que la vraie valeur tombe dans son intervalle. Pour obtenir une probabilité de 95% par exemple, il faudrait (table de Student) multiplier cet intervalle par 2,10 pour $n = 20$; par 2,04 pour $n = 30 \dots$

Les temps sont exprimés en secondes et les distances d en kilomètres

$$tPg = d/(5,55 \pm 0,05) - (0,85 \pm 0,60) \quad n = 27$$

$$\text{Pour Alger seule: } tPg = d/5,56 - 0,90 \quad n = 16$$

$$tSg = d/(3,22 \pm 0,03) - (0,61 \pm 0,93) \quad n = 16$$

On obtient ainsi pour le rapport des vitesses $VPg/VSg = 1,725$

$$tPn = d/(7,77 \pm 0,08) + (4,54 \pm 0,49) \quad n = 36$$

$$\text{Pour Alger seule: } tPn = d/7,76 + 4,70 \quad n = 20$$

$$\text{Pour Sétif seule: } tPn = d/7,78 + 4,13 \quad n = 12$$

$$tSn = d/(4,32 \pm 0,05) + 5,80 \pm 1,18 \quad n = 18$$

$$\text{Le rapport } VPn/VSn = 1,80$$

Le coefficient de corrélation r est toujours supérieur à 0,998.

4) Discussion

Ces résultats appellent les remarques suivantes:

— Les résultats globaux ($VP_n = 7,77$ km/s, $VS_n = 4,32$ km/s, $VP_g = 5,55$ km/s, $VS_g = 3,22$ km/s), sont obtenus, nous l'avons vu, par un mélange des données d'Alger (en plus grand nombre) de Sétif et de Relizane. Lorsque les données d'une station étaient en nombre suffisant (supérieur à 10 ou 12), nous avons calculé les vitesses pour cette station: il ne semble pas qu'il y ait de variation significative de vitesse entre les déterminations d'Alger et de Sétif.

— Les vitesses ainsi calculées, aussi bien dans la croûte qu'au sommet du manteau supérieur sont relativement faibles. Elles sont du même ordre que les vitesses obtenues par G. Payo (*) dans la Péninsule Ibérique: $VP_n = 7,58$ km/s, $VS_n = 4,35$ km/s, $VP_g = 5,89$ km/s et $VS_g = 3,29$ km/s. Les vitesses calculées en Algérie du Nord semblent par contre plus faibles que celles provenant de quelques déterminations faites au Sahara: J. Merlet (**) étudiant les enregistrements en des stations proches de l'explosion nucléaire du 1^{er} Mai 1962 à In Ekker trouve une vitesse $P_g = 5,66$ km/s et une vitesse $P_n = 7,95$ km/s. Cependant, les observations de Choudhury et Rothe (3) à partir de la même explosion enregistrée en des stations un peu plus lointaines mettent en évidence une vitesse moyenne P de 8,1 km/s entre l'explosion et la côte algérienne. D'autre part, les pétroliers qui ont utilisé la sismique réfraction en méthode de reconnaissance entre Béchar et Hassi-Messaoud avaient pour vitesse dans l'horizon marqueur (socle cristallin) 5,9 à 6,0 km/s (?).

— Les intercepts des hodochrones de P_g et de S_g sont négatifs. Cette anomalie pourrait à la rigueur provenir de l'imprécision de la méthode (P_g a un intercept de $-0,85$ pour un écart-type de 0,60); une autre explication est cependant plus probable: les déterminations épacentrales des séismes algériens ont été faites par les Centres Internationaux à partir des données des stations européennes, éventuellement complétées par quelques données africaines et proche-orientales; dans tous les cas, le nombre des stations nord-africaines qui ont participé à la détermination a toujours été faible devant le nombre des stations sud-européennes; bien plus, pour des raisons historiques, un certain nombre d'épicentres algériens a été déterminé sans la participation des stations d'Algérie du Nord et du Maroc. Or, nous avons vu que la vitesse dans la croûte et le sommet du manteau supérieur

d'Algérie du Nord est inférieure à la vitesse en moyenne admise en Europe; les centres internationaux dont les tables sont par exemple bien ajustées pour l'Europe commettent une erreur systématique positive lorsqu'ils déterminent l'heure origine des séismes algériens sans connaître les heures d'arrivée dans les stations nord-africaines ou lorsque le nombre de ces stations est très faible devant le nombre de stations européennes intéressées. Il s'agit, en attendant de faire des déterminations en Afrique du Nord, d'estimer la valeur moyenne de ces erreurs systématiques. Pour ce faire on peut penser à calculer par la méthode des nombres carrés les coefficients de la droite $tSg - tPg = f(d)$.

On obtient: $tSg - tPg = (0,133 \pm 0,003) d + (3 \pm 7)$; $n = 16$. L'imprécision de la valeur de l'intercept rend ce calcul peu probant; on remarquera cependant que cette valeur a plus de chances d'être positive que négative.

Il est donc préférable de considérer la moyenne des résidus (valeur observée-valeur calculée à l'aide des tables) des temps laissés par les calculs de détermination d'épicentres dans la région qui nous intéresse: la revue des séismes algériens déterminés par l'USCGS et l'ISS donne un résidu moyen de 1 seconde avec une approximation que l'on peut estimer de 0,5 seconde, pour les stations d'Alger et de Sétif.

Si l'on admet ce résultat, les équations données dans le paragraphe précédent deviennent:

$$\begin{aligned} tPg &= d/(5,55 \pm 0,05) & + (0,2 \pm 1,1) \\ tSg &= d/(3,22 \pm 0,03) & + (0,4 \pm 1,4) \\ tPn &= d/(7,77 \pm 0,08) & + (5,5 \pm 1,0) \\ tSn &= d/(4,32 \pm 0,05) & + (6,8 \pm 2,2) \end{aligned}$$

en moyenne pour l'Algérie du Nord. Pour la station d'Alger, l'intercept de la droite tPn devient 5,7; pour Sétif, il devient 5,1 avec dans les deux cas un écart type d'environ 1,2.

III. - ETUDE DES SÉISMES PROCHES PAR LA METHODE DES DIFFERENCES DE TEMPS

1) La méthode utilisée

Cette méthode inspirée de Gutenberg et utilisée avec fruit par certains chercheurs comme Choudhury⁽²⁾ permet de mettre à profit les enregistrements de séismes proches dont on en connaît pas l'heure

origine ni les coordonnées épacentrales. Elle consiste à pointer les heures d'arrivée des phases P_n , P_g et S_g et à porter les différences de temps $P_g - P_n$ en fonction des différences $S_g - P_g$ sur un graphique. La pente de la droite moyenne obtenue donne le rapport des vitesses de P_n et de P_g et les écarts des points par rapport à la droite moyenne les profondeurs approximatives des foyers.

Rappelons les équations que nous utilisons dans les calculs: pour l'onde directe (ou réfractée à la base des sédiments): $tP_g = d/V_g + A_g$ (pour les distances supérieures à 30 km) pour l'onde réfractée à la base de la croûte: $tP_n = d/V_n + A_n$.

Si:

$$tS_g = k tP_g,$$

$$tP_g - tP_n = \frac{V_n - V_g}{(k - 1) V_n} (tS_g - tP_g) + A_g \frac{V_g}{V_n} - A_n.$$

On obtiendrait de même, en pointant les phases S_n et en posant

$$tS_n = c tP_n:$$

$$tP_g - tP_n = \frac{V_n - V_g}{(c - 1) V_g} (tS_n - tP_n) + A_g - A_n \frac{V_n}{V_g}.$$

La précision du pointé d'une différence de temps peut être estimée à 0,2 seconde.

2) Les résultats

Ils sont illustrés par les figures 2 et 3.

La méthode habituelle des moindres carrés nous donne pour la station de *Sétif*:

$$tP_g - tP_n = (0,394 \pm 0,005) (tS_g - tP_g) - (4,56 \pm 0,16) \\ r = 0,996 \quad n = 51.$$

Pour la station d'*Alger*:

$$tP_g - tP_n = (0,384 \pm 0,005) (tS_g - tP_g) - (4,56 \pm 0,16) \\ r = 0,994 \quad n = 60.$$

En prenant $k = 0,725$ (résultat de la deuxième partie), on obtient pour *Sétif* le rapport $V_g/V_n = 0,714$ et pour *Alger* le rapport $V_g/V_n = 0,722$. Ce qui confirme les valeurs des vitesses trouvées dans la deuxième partie où pour l'Algérie du Nord, on avait

$$V_g/V_n = 5,55/7,77 = 0,714.$$

ETUDE DES SEISMES PROCHES
METHODE DES DIFFERENCES DE TEMPS

STATION D'ALGER

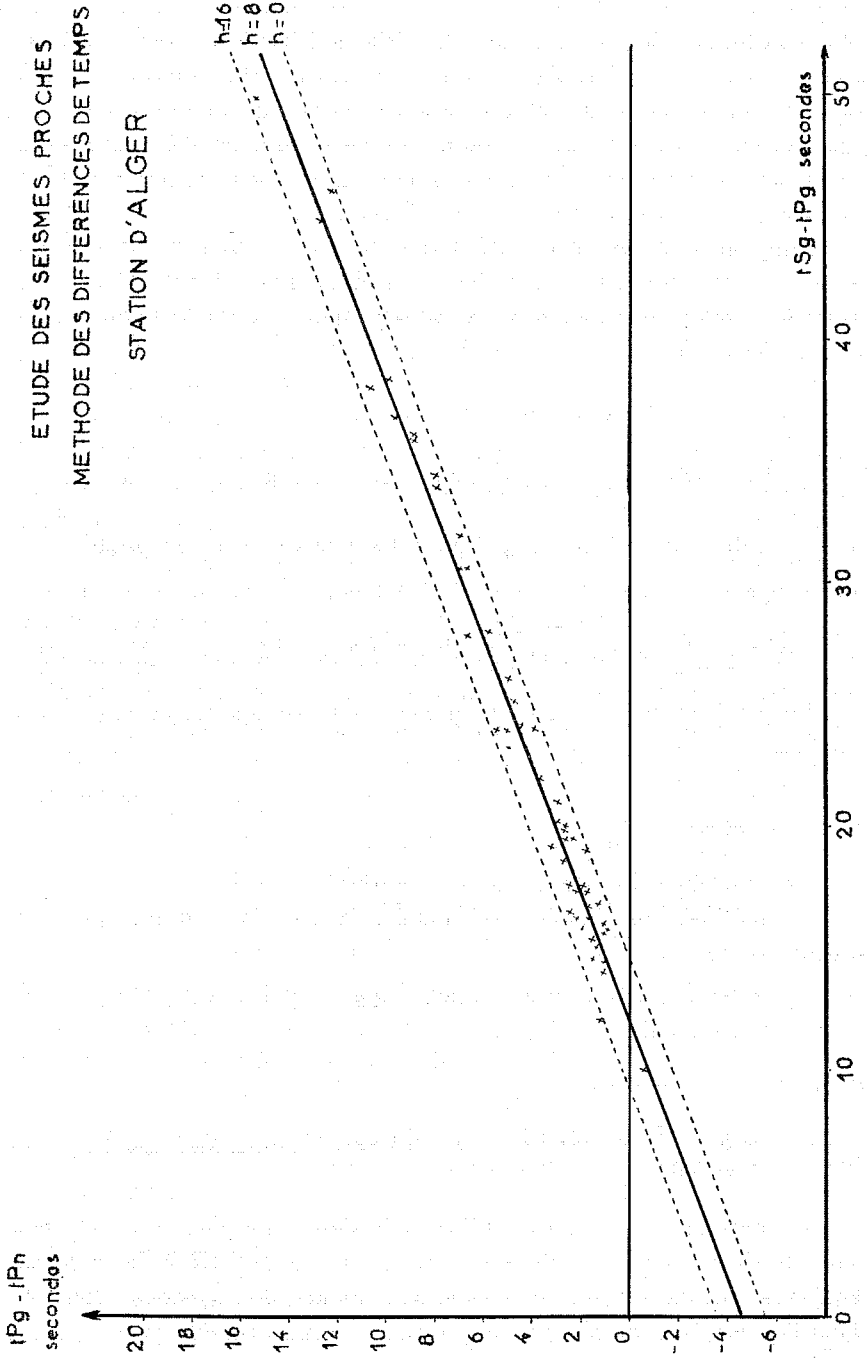


Fig. 2

ETUDE DES SEISMES PROCHES
 METHODE DES DIFFERENCES DE TEMPS

STATION DE SETIF

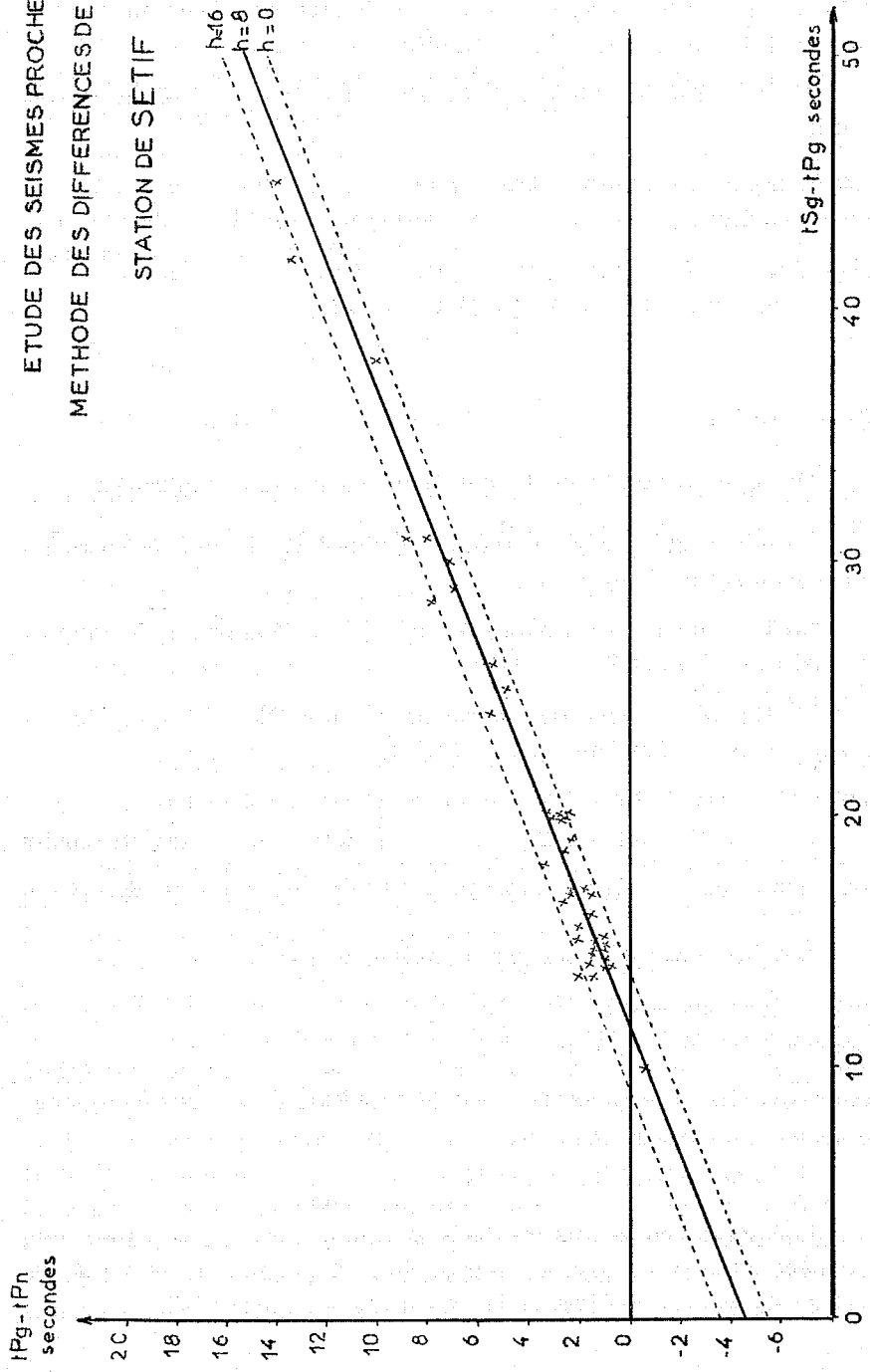


Fig. 3

Remarquons qu'on pourrait trouver exactement le rapport de vitesses de la deuxième partie autour de la station d'Alger en prenant $k = 0,74$ (rapport $5,56/7,78 = 0,716$).

Si on utilise les différences $S_n - P_n$, on obtient des résultats très voisins:

Sétif: $tPg - tPn = 0,501 (tSn - tPn) - 5,24 \quad n = 52$
ce qui donne, avec $c = 1,80$, le rapport $Vg/Vn = 0,714$.

Alger: $tPg - tPn = 0,502 (tSn - tPn) - 5,64 \quad n = 46$
qui donne le rapport $Vg/Vn = 0,713$.

3) *Discussion*:

Quelques résultats de la deuxième partie sont confirmés:

— il n'existe pas de variation significative de vitesse entre les stations d'Alger et de Sétif.

— Le rapport des vitesses $VPg/VNg = 0,73$ ou $0,74$, le rapport des vitesses $VPn/VNn = 1,80$.

— En ce qui concerne la valeur des coefficients An et Ag , les résultats de la deuxième partie étaient les suivants:

pour An { Alger: $5,7 \pm 1,2$ pour Ag { Alger: $0,1 \pm 1,1$
 { Sétif: $5,1 \pm 1,2$ { Sétif: pas assez de points

représentatifs, mais la moyenne pour l'Algérie du Nord est de $0,2$.

Les équations données par la troisième partie:

pour Alger: $An - 0,72 Ag = 4,6$

pour Sétif: $An - 0,71 Ag = 4,5$

si on veut les faire concorder avec les résultats de la deuxième partie donnent pour Alger: $Ag = 0 \quad An = 4,6$

pour Sétif: $Ag = 1 \quad An = 5,2$.

Comparant ces divers résultats et compte tenu de leur précision, on peut adopter en gros la valeur $An = 5$ pour Alger et Sétif. La valeur $Ag = 0$ pour Alger et la valeur $Ag = 1$ pour Sétif.

4) *Profondeur des séismes algériens*

Les écarts en ordonnées des points par rapport à la droite moyenne (figures 2 et 3) dépendent, si on admet que la structure de la croûte est en gros partout le même, de la profondeur des foyers.

Nous avons une idée de la profondeur des séismes en Algérie. Considérant en effet les résultats des enquêtes macroséismiques des 120 séismes les plus ressentis de 1945 à 1967, nous avons calculé les profondeurs à l'aide des formules:

$$\frac{I_0}{3} - \frac{I}{2} = \frac{\log Rm + h^2}{h^2}$$

et le cas échéant: $I_0 - 6,5 = 3 \log \frac{R^2 + h^2}{h^2}$

où I_0 est l'intensité ressentie à l'épicentre, d'après l'échelle de Mercalli, Rm le rayon de l'aire macroséismique et R le rayon de l'isoséiste $I = 6,5$.

29 séismes (soit 24%)	ont une profondeur	$h < 5$ km
57 séismes (soit 47%)	»	» $5 < h < 10$ km
25 séismes (soit 21%)	»	» $10 < h < 15$ km
9 séismes (soit 8%)	»	» $h < 15$ km

La profondeur maximum se situe vers 22 km, la profondeur moyenne arithmétique est 9 km et la profondeur la plus fréquente est 7-8-9 km.

Nous admettons que les points situés sur la droite moyenne des figures 2 et 3 correspondent à la profondeur la plus fréquente de 8 km. L'ordonnée à l'origine $An - Ag Vg/Vh = 4,5$ pour $h = 8$. D'autre part $An = (2H - h) f(V)$, si H est l'épaisseur totale de la croûte et $f(V)$ une fonction de la vitesse dans la croûte et au sommet du manteau supérieur. En admettant $H = 30$ km pour se fixer les idées, on voit qu'un écart de 1 seconde en ordonnée sur les figures 2 et 3 correspond à une variation de profondeur du foyer d'environ 10 km (ou ce qui est moins probable, à une variation moyenne de l'épaisseur de la croûte le long du trajet de propagation de 5 km). Remarquons que la distribution des points autour de la droite moyenne sur les figures 2 et 3 ressemble beaucoup à celle que nous avons grossièrement mise en évidence par des calculs macroséismiques. L'écart-type de ces valeurs calculées dans notre programme est de 0,6 sec, ce qui corre-

spondrait à un écart de ± 6 km autour de $h = 8$ km; la plupart des profondeurs est inférieure à 14 km.

Nous avons essayé de mettre en évidence des variations de vitesse ou d'ordonnée à l'origine (profondeurs) en fonction de l'azimut des épïcêtres: compte tenu de la précision de nos données, aucune variation significative n'est observée.

Nous avons alors groupé les épïcêtres connus des séismes enregistrés à Alger et Sétif en 7 régions naturelles qui sont particulièrement actives:

1) Plaine du Chélif (bassin d'effondrement d'El Asnam) et massifs qui l'encadrent au sud: Ouarsenis et au nord; Dahra avec son plateau continental. $n = 14$ (nombre de séismes enregistrés à Alger et Sétif utilisés pour le calcul).

2) Plaine de la Mitidja et atlas de Blida, Médéa qui la borde au sud. $n = 6$

3) Massif des Bibans, au sud de la Grande Kabylie. $n = 13$

4) Massif des Babors, avec son plateau continental et son arrière-pays, de Sétif à Constantine. $n = 17$

5) Région d'Oran. $n = 7$

6) Atlas saharien à l'ouest et au centre (Ksour, Djebel Amour, Ouled Nail). $n = 7$

7) Hodna et atlas saharien à l'est (Aurès). $n = 12$

Pour chacune de ces régions, la moyenne des écarts à la droite moyenne des figures 2 et 3 a été calculée. Si, pour les 4 premières régions, aucune variation significative ne semble être mise en évidence (les écarts moyens sont de l'ordre de $\pm 0,1$ seconde), la région 5 montre un écart moyen inférieur de 0,2 seconde à la moyenne générale, ce qui permet de supposer que les séismes oranais sont en moyenne situés à une profondeur plus faible de 2 km que les autres: le séisme ressenti à plusieurs reprises à Sig (ex Saint-Denis du Sig) par exemple est, si l'on en croit les données macroséismiques, extrêmement superficiel. Quant aux régions 6 et 7, les écarts moyens supérieurs de 0,2 à 0,3 seconde à la moyenne suggèrent certaines particularités de l'Atlas saharien: les séismes y sont légèrement plus profonds qu'ailleurs ou bien la croûte y est légèrement plus épaisse. Le nombre de séismes étudiés en provenance de cette région, mal connue en ce qui concerne sa sismicité car désertique, est malheureusement trop faible pour que l'on puisse approfondir cette question.

IV. — HODOCHRONES DES ONDES P AUX DISTANCES SUPERIEURES A 700 KM

1) *Méthode utilisée*

Si on porte sur un graphique en fonction des distances de 100 à 1450 km les temps de propagation des premières arrivées des séismes nord-africains aux stations d'Afrique du Nord, on observe deux tronçons de droite, le premier s'étendant jusqu'à 700 km et peut être au-delà et le second commençant quelque part entre 700 et 1000 km.

A l'oeil, la brisure n'est pas nette; on peut seulement dire qu'elle se situe dans la zone intermédiaire, entre 700 et 1000 km. On pourrait fixer une limite, 700, 800 ou 1000 km et calculer par la méthode des moindres carrés la droite moyenne pour chacun des domaines ainsi définis. Cette méthode n'est pas satisfaisante car elle attribue d'une manière arbitraire à l'un ou l'autre tronçon les points de la zone intermédiaire. Si la droite moyenne du premier domaine ne varie pas beaucoup lorsqu'on change la limite, il n'en est pas de même de la droite du deuxième domaine.

Pour résoudre ce problème, au moins grossièrement, nous faisons les hypothèses suivantes:

— Les points peuvent se répartir selon deux tronçons de droite; les points du deuxième tronçon correspondant à des arrivées d'ondes réfractées le long d'une surface plus profonde.

— Il existe une zone intermédiaire (700-1000 km) où il est difficile de faire le partage des points. Cette difficulté vient de deux facteurs: les erreurs sur la position de l'épicentre et sur l'heure origine qui distribuent les points de part et d'autre des droites (partie II) et les erreurs d'identification de la première arrivée. Les ondes correspondant à des réfractions à deux niveaux différents arrivent en effet pour ces distances intermédiaires à quelques fractions de secondes ou quelques secondes d'intervalle. Si la première arrivée est relativement faible, elle peut ne pas avoir été pointée sur nos enregistrements.

— La répartition des erreurs autour des droites moyennes est gaussienne. D'après Knopoff et Teng (⁶), on peut également admettre que la forme de la fonction de probabilité pour qu'une onde arrive au temps t pour une distance correspondante x est gaussienne: autrement dit, la probabilité pour qu'un point appartienne à l'un ou à l'autre

tronçon est une fonction gaussienne de la distance de ce point à la droite moyenne correspondante.

Ces considérations nous ont amené à mettre au point la méthode suivante pour utiliser les points de la zone intermédiaire:

On détermine les limites de cette zone à l'intérieur de laquelle il y a difficulté à partager les points 700 et 950 km. Pour le domaine des distances inférieures à 700 km, on calcule par la méthode des moindres carrés les coefficients de la droite moyenne

$y = a_1 x + b_1 = 0,1287 x + 4,54$ (cf. partie II) et l'écart type $\sigma_1 = 1,88$. Pour chacun des points correspondant à des distances inférieures à 950 km (premier tronçon et zone intermédiaire), on calcule le coefficient $\exp [-(a_1 x + b_1 - t)^2 / \sigma_1^2]$ et on affecte ce point d'un poids égal à ce coefficient. On détermine par la méthode des moindres carrés avec valeurs pondérées les nouveaux coefficients de la droite. On réitère le processus jusqu'à obtenir une convergence satisfaisante pour la valeur des coefficients de la droite.

Pour le domaine des distances supérieures à 950 km, on calcule de même les coefficients de la droite moyenne:

$y = a_2 x + b_2 = 0,1228 x + 8,65$ (vitesse = 8,14 km/s) et l'écart type $\sigma_2 = 3,17$; les poids des points correspondant aux distances supérieures à 700 km (zone intermédiaire et deuxième tronçon) sont calculés par la formule $\exp [-(a_2 x + b_2 - t)^2 / \sigma_2^2]$. Puis les coefficients de la nouvelle droite sont déterminés par la même méthode des moindres carrés avec valeurs pondérées.

Ces calculs se font rapidement sur ordinateur.

2) Les résultats (cf. fig. 4a):

Les coefficients de corrélation sont toujours supérieurs à 0,999.

On obtient les 2 équations suivantes (les distances sont exprimées en kilomètres, les temps en secondes, n désigne le nombre de données utilisées).

$$tP = x / 7,81 + 4,9 \qquad n = 47$$

$$tP = x / 8,22 + 9,5 \qquad n = 20$$

La brisure se situe vers 750 km.

3) Discussion

L'objet principal de ces calculs était d'obtenir une équation de la deuxième droite. L'équation de la droite pour les distances inférieures à 700 km était en effet bien déterminée par un grand nombre de données (partie II). Ses coefficients ont légèrement augmenté: la « droite » n'est en effet qu'une approximation de la fonction temps-distance et il est normal que la valeur de 7,77 km/s trouvée dans la

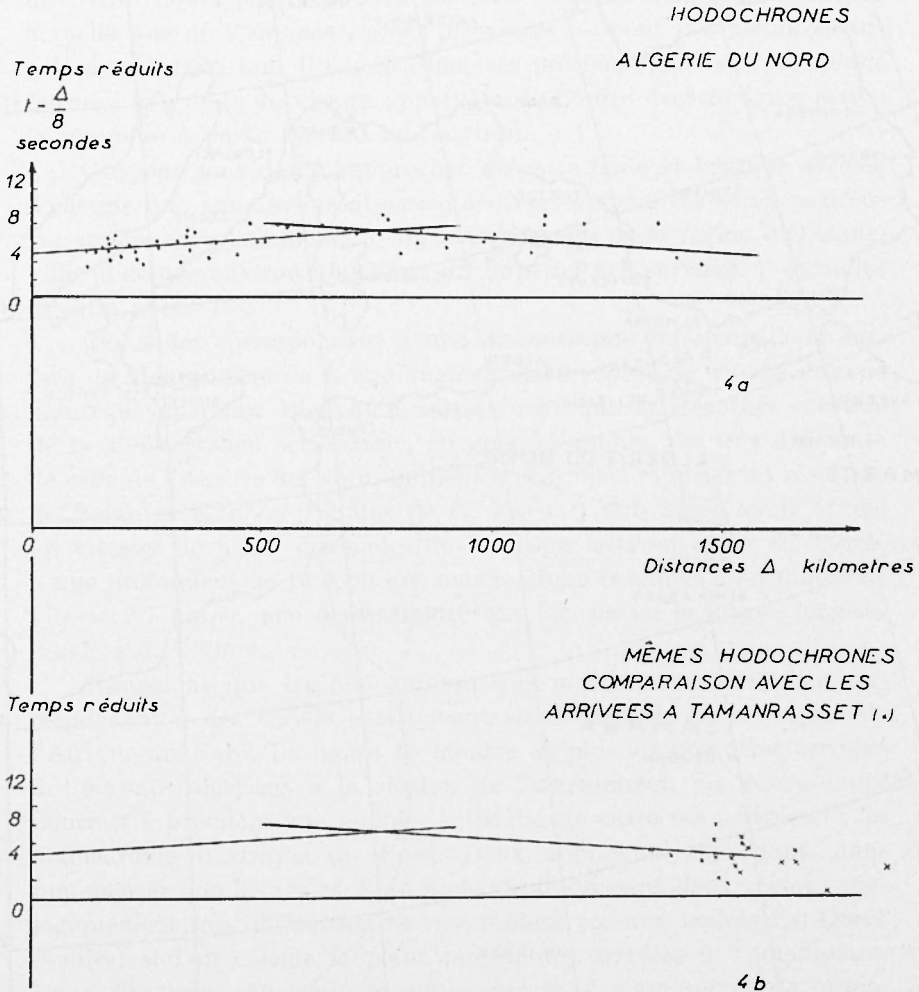
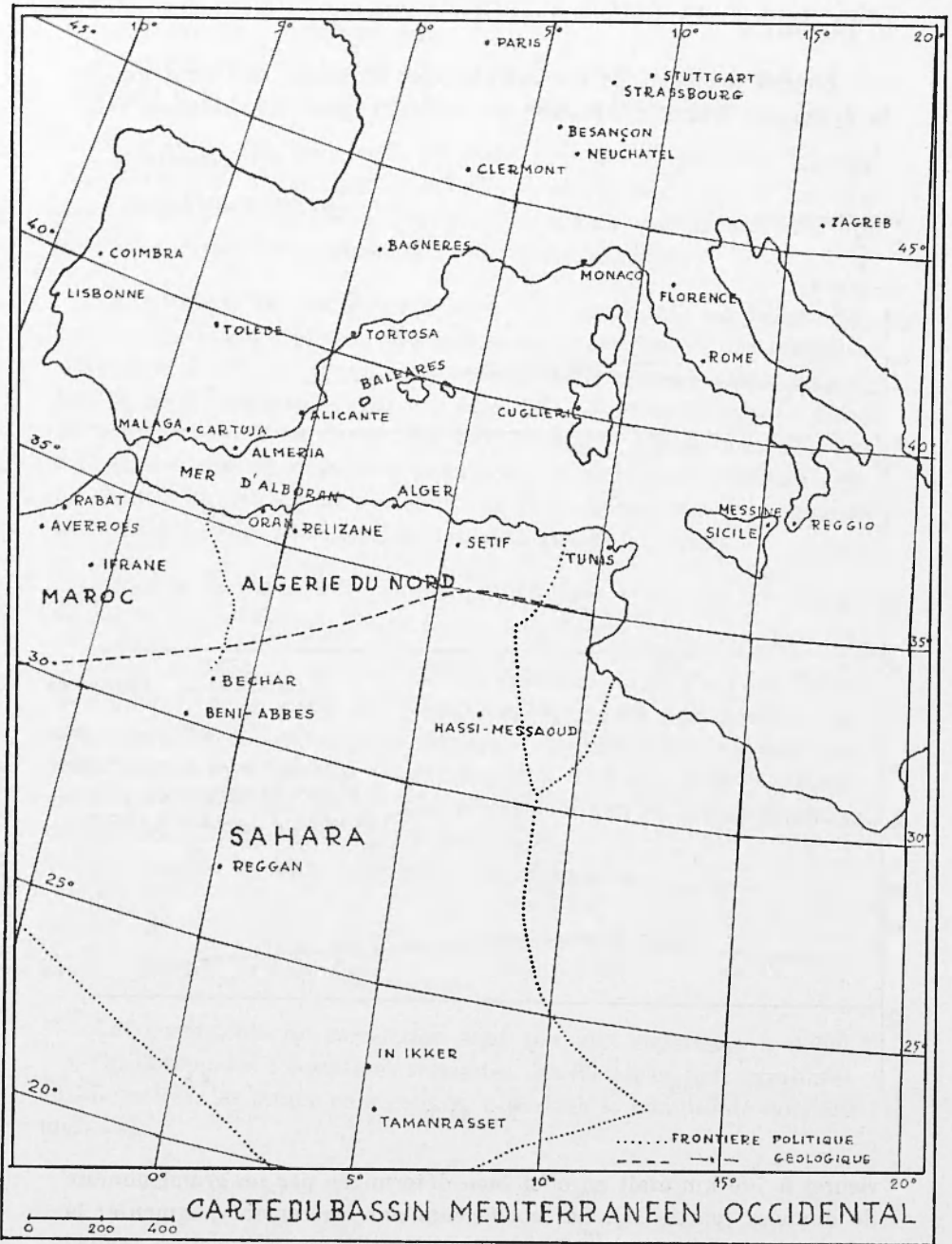


Fig. 4a, b

rieures à 700 km était en effet bien déterminée par un grand nombre de données (partie II). Ses coefficients ont légèrement augmenté: la « droite » n'est en effet qu'une approximation de la fonction temps-distance et il est normal que la valeur de 7,77 km/s trouvée dans la



CARTE II

partie II, qui correspond à la vitesse moyenne dans les 700 premiers kilomètres augmente lorsqu'on ajoute des données portant sur des distances supérieures à 700 kilomètres.

L'équation de la deuxième droite repose sur un nombre de données trop faible pour être très précises: nous ne disposons à l'heure actuelle que de 9 données, assez dispersées — pour des distances supérieures à 1000 km. Une indication très précieuse n'en est pas moins fournie; une onde de vitesse apparente de l'ordre de 8,20 km/s arrive la première à partir de 750 km environ.

On peut sans doute rapprocher de cette onde la brusque arrivée d'énergie que nous avons observée à diverses distances et en particulier sur les enregistrements à Alger des séismes de la région d'Orléansville (distance environ 160 km); un impétus net survient 7 secondes environ après P_n .

Ces ondes correspondent à une discontinuité inférieure à la surface de Mohorovicic ou à une augmentation rapide de vitesse dans le manteau supérieur. Bien qu'il soit évident que la structure crustale de la Méditerranée occidentale, en gros océanique, est très différente de celle de l'Algérie du Nord, on peut à ce propos rappeler les résultats de Berry et Knopoff (¹), puis de G. Payo (²) qui, après avoir étudié les vitesses de phase des ondes de Rayleigh trouvent pour ce bassin, à une profondeur de 16 à 30 km sous le Moho (sommet d'un milieu de vitesse 7,7 km/s), une discontinuité qui fait passer la vitesse longitudinale à 8,17 km/s.

Rappelons que les hodochrones que nous venons d'étudier correspondent à des trajets entièrement situés dans la partie alpine de l'Afrique du Nord. La figure 4b montre en plus les premières arrivées des séismes algériens à la station de Tamanrasset. La concordance pourrait à première vue sembler satisfaisante entre ces arrivées et les hodochrones d'Afrique du Nord. Deux arguments cependant, nous font penser que les trajets Nord-Sud, qui intéressent deux régions géologiquement très différentes, ne ressemblent pas aux trajets Est-Ouest étudiés: si l'on calcule le point moyen des arrivées à Tamanrasset, assez dispersées, on constate qu'il correspond à un temps de propagation plus court de 0,5 seconde que celui du trajet Est-Ouest. Surtout, si l'on considère les temps de propagation des premières arrivées à Alger et Sétif (distances 1420 et 1345 km) des explosions nucléaires d'In Ekker du premier Mai 1962 et du 13 Mars 1963, on trouve des valeurs plus faibles en moyenne de 3 secondes que les temps correspondant aux mêmes distances sur des trajets Est-Ouest.

REFERENCES

- (1) BERRY M., KNOPOFF L., 1967. — *Structure of the upper mantle under the western Mediterranean basin.* « J. of G. R. », **72** (14), pp. 3613-3626.
 - (2) CHOUDHURY M. A., 1961. — *Sur la structure générale de la croûte terrestre en Europe occidentale.* « C. R. Acad. Sc. », **251**, pp. 407-409.
 - (3) CHOUDHURY M. A., ROTHE J., 1965. — *Durée de propagation des ondes P. Anomalie vers 20°.* « Annales de Géophysique », **21**, 2, pp. 266-272.
 - (4) KAILA, REDDY, NARAIN, 1968. — *P wave travel times from shallow earthquakes recorded in India and inferred upper mantle structure.* « BSSA », **58**, 6, pp. 1879-1897.
 - (5) KNOPOFF L., TENG, 1965. — *Analytical calculation of the seismic travel times problems.* « Review of geophysics », **3**, 1, pp. 11-24.
 - (6) MERLET J., 1962. — *Note relative aux phases séismiques observées entre 100 et 200 km dans le massif du Hoggar.* « C. R. Acad. Sc. », N° 25, pp. 3441-3443.
 - (7) MIGAUX L., 1960. — *Séismique réfraction au Sahara.* « Revue de l'IFP » et « Annales des Combustibles liquides », **15**, 10, pp. 1371-1383.
 - (8) PAYO G., 1964. — *Crustal phases across the Iberian peninsula region.* « Annali di geofisica », **17**, 4, pp. 523-545.
 - (9) PAYO G., 1969. — *Crustal structure of the Mediterranean sea. Part II: Phase velocities and travel times.* « BSSA », **59**, 1, pp. 23-42.
 - (10) STEINHART, MEYER, 1961. — *Explosions studies of continental structure.* « Carnegie Institution of Washington publications », 622, pp. 130-135.
 - (11) YORK D., 1966. — *Least squares fitting of a straight line.* « Gen. Journal of Physics », **44**, pp. 1079-1086.
-