



HAL
open science

Sismicité superficielle du nord-est de l'Afghanistan

Richard Prevot

► **To cite this version:**

Richard Prevot. Sismicité superficielle du nord-est de l'Afghanistan. Géophysique [physics.geo-ph]. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1979. Français. NNT: . tel-00721904

HAL Id: tel-00721904

<https://theses.hal.science/tel-00721904>

Submitted on 31 Jul 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

INSTITUT DE RECHERCHES INTERDISCIPLINAIRES DE GEOLOGIE ET DE MECANIQUE

LABORATOIRE DE GEOPHYSIQUE INTERNE

THESE

présentée à

l'Université Scientifique et Médicale de Grenoble

pour l'obtention du doctorat 3^{ième} cycle

spécialité : Physique - mention : Géophysique

par

Richard W. PREVOT

SISMICITE SUPERFICIELLE DU NORD-EST
DE L'AFGHANISTAN

Soutenu le 15 juin 1979 devant la commission d'examen

MM. L. Lliboutry Président

G. Perrier Rapporteur

D. Hatzfeld

M. Mattauer

G. Pascal

} Examineurs

A RECHER

INSTITUT DE RECHERCHES INTERDISCIPLINAIRES DE GEOLOGIE ET DE MECANIQUE

LABORATOIRE DE GEOPHYSIQUE INTERNE

THESE

présentée à

l'Université Scientifique et Médicale de Grenoble

pour l'obtention du doctorat 3^{ième} cycle

spécialité : Physique - mention : Géophysique

par

Richard W. PREVOT

**SISMICITE SUPERFICIELLE DU NORD-EST
DE L'AFGHANISTAN**

Soutenue le 15 juin 1979 devant la commission d'examen

MM. L. Lliboutry Président

G. Perrier Rapporteur

**D. Hatzfeld }
M. Mattauer } Examineurs
G. Pascal }**

Je remercie tous ceux qui m'ont aidé.

On a donc écopé d'une "crise de civilisation", au bas mot, et bientôt, avec l'inflation c'était couru, d'un "instant d'éternité", d'une "béance divine", d'une "trouée surnaturelle", etc..., là où l'étudiant moyennement informé aurait pu se contenter d'un "feed back négatif", ou rétroaction régulatrice, comme on désigne les soupapes de sécurité aujourd'hui.

(modeste contribution aux discours et cérémonies officielles du dixième anniversaire, R. DEBRAY)

Table des matières

	Page
Introduction	1
<u>Chapitre I - CADRE GEODYNAMIQUE</u>	3
I-1 Tectonique globale	5
I-2 Tectonique régionale	5
I-3 Modèles tectoniques régionaux	7
I-4 Sismicité historique et moderne	12
<u>Chapitre II - ACQUISITION DES DONNEES</u>	13
II-1 Instruments	15
II-2 Lecture des sismogrammes	15
II-3 Erreurs de lecture	18
<u>Chapitre III - LOCALISATION DES EVENEMENTS</u>	19
III-1 Programme de localisation : HYPO 71	21
III-2 Calcul de Vp/Vs	26
III-3 Modèle de vitesse	31
III-4 Tests de stabilité sur la localisation de séismes fictifs	41
-1- influence des erreurs aléatoires	
-2- influence de Vp/Vs	
-3- influence du nombre de stations	
-4- influence du modèle de vitesse	
-5- bilan	
III-5 Estimation des erreurs de localisation	46
III-6 Critère d'élimination des séismes	50
III-7 Localisation avec les seules phases P	50
III-8 Evaluation des erreurs par relocalisation d'un essaim de séismes	51

INTRODUCTION

L'objet de notre travail est l'étude de la sismicité superficielle dans le N.E. de l'Afghanistan.

Dans le chapitre I, nous rappelons dans quel contexte géodynamique se trouve cette région. Nous mettons en évidence la place privilégiée qu'elle occupe.)

Le chapitre II décrit sommairement comment ont été acquises les données.

La localisation des événements fait l'objet du chapitre III.

Essentiellement nous cherchons à évaluer la précision avec laquelle sont déterminées la position de l'épicentre et la profondeur des séismes.

Des résultats obtenus, nous dressons des cartes de sismicité (chap. IV).)

L'expérience "Sud-Nouristan" nous ayant fourni un nombre important d'événements (284) nous faisons une étude statistique de la magnitude et de la profondeur des séismes.

Le chapitre V. traite des mécanismes au foyer. Nous en déduisons principalement le sens de mouvement des failles de la région et l'orientation privilégiée de l'axe P.)

Remises dans le contexte géodynamique, nous essayons d'intégrer toutes ces données dans un modèle sismo-tectonique régional. (Chap. VI)

En annexe, nous présentons plusieurs listes :

- Sismicité historique
- Résultats numériques des divers tests du chapitre III.
- Localisation des séismes des expériences "Chaman", "Kaboul", "Sud-Nouristan", "Charikar" et "Hindu-Kush", ainsi que les coordonnées des stations composant les réseaux des quatre premières expériences.
- Les tables donnant les coordonnées des paramètres déduits des solutions focales, c'est à dire : P, T, axe nul B, et les 2 pôles.

CHAPITRE I

CADRE GEODYNAMIQUE

I-1- TECTONIQUE GLOBALE (fig 1)

L'activité tectonique de l'ensemble Himalayen auquel est associé le N.E de l'Afghanistan, est généralement interprétée comme la conséquence de la collision entre les plaques Inde et Eurasie (Dewey et Bird, 1970 ; Molnar et Tapponier, 1975). Cette collision commencée il y a 40 à 50 Ma se poursuit actuellement à un taux de 41 ± 5 mm/an (Minster et Jordan, 1978). La plaque Inde est bordée au nord par l'arc Himalayen où le chevauchement prédomine. Ce front Himalayen paraît avoir migré vers le sud au cours du temps. Le chevauchement s'est produit d'abord le long de la suture Indus, il y a 45 Ma. Cette suture Indus devint plus tard inactive. Il y a 25 Ma le mouvement de convergence fut alors principalement absorbé le long du "Main Central Thrust" (MCT) (Mattauer, 1975). Probablement depuis 10 Ma le mouvement s'est déplacé le long d'un nouveau front plus au sud, le "Main Boundary Thrust" (MBT) (Le Fort, 1975). A l'ouest la limite n'est pas aussi nette mais les déformations semblent se produire principalement par des décrochements le long de plusieurs failles parallèles, la faille de Chaman constituant l'élément majeur. La jonction de ces deux limites à travers le N.E de l'Afghanistan et le Nord du Pakistan n'est pas évidente. D'une part la sismicité y est répartie sur une large zone (Armbruster et al, 1977 ; Seeber et Jacob, 1977, 1979) et d'autre part Khan Tahirkheli et al (1977) soulignent la difficulté à définir une suture géologique entre l'Inde et l'Eurasie dans cette région.

+ complexe

Ref. *intéressante*

plus à l'W que
Faille de Chaman
Faille de Jandak
Non linéaire
Simple
Mais microscopique
de sutures

I-2- TECTONIQUE REGIONALE. (fig 2)

A partir de photos aériennes, Wellman (1966) et plus tard Heuckroth et Karim ont montré qu'un réseau complexe de failles s'étend à travers le N.E de l'Afghanistan et se continue vers l'est jusqu'à la chaîne Himalayenne. L'élément majeur en est la faille de Chaman. Longue de 800 km, elle a une direction sensiblement N-S et un mouvement de décrochement sénestre. Wellman (1966) a estimé son taux de déplacement moyen à 15mm/an. Plusieurs auteurs ont évalué un déplacement total de 300 à 500 km (Auden, 1974 ; De Lapparent, 1972 ; Wellman, 1966). La faille de Chaman sépare deux unités géologiques différentes : l'Afghanistan Central à l'ouest et le Baluchistan-Indus à l'est. (Heuckroth et Karim, 1973 ; Wittelkind et Weippert, 1973). Au nord, elle rejoint probablement la faille d'Herat près de Charikar (fig 2), au sud sa trace disparaît à 300 km de la Mer d'Arabie (Wellman, 1966).

aujourd'hui ?

ou chaman de quana

Bien qu'une fraction non négligeable du mouvement relatif de l'Inde par rapport à l'Eurasie se produise le long de la faille de Chaman, le simple fait que la direction du mouvement relatif (SSE-NNO) ne soit pas parallèle à la faille, laisse supposer qu'elle n'est pas la seule à absorber le mouvement relatif. Des déplacements se produisent plus à l'est et au sud-est au Pakistan et il semble que plusieurs failles dans le N.E de l'Afghanistan jouent le même rôle. Wellman (1966) a identifié le mouvement de la faille de Gardez, faille approximativement parallèle à la faille de Chaman, comme un décrochement sénestre. Heuckroth et Karim (1973) considérant que cette faille est sismiquement active, en font la limite effective de la plaque Indienne. (fig 4). Elle se prolongerait vers le sud par le tronçon Chaman-Ghazni de la faille de Chaman. Le tronçon nord de la faille de Chaman entre Ghazni et Charikar, actuellement sismiquement inactif, est considéré comme fossile.

Entre les failles de Chaman et Gardez, la faille du Sarobi est apparente aussi bien sur les photos aériennes (Wellman, 1966) et satellites (fig 3) que sur le terrain (Cassaigneau, 1979). La faille de la Kunar semble indiquer une importante suture possible entre un arc insulaire et le continent Asiatique (Khan Tahirkheli et al, 1977).

I-3- MODELES TECTONIQUES REGIONAUX

Bien que la géologie et la sismicité du N.E de l'Afghanistan ne soient pas encore très bien connues, plusieurs auteurs ont proposé des modèles tectoniques. Parmi ceux-ci, nous en décrivons trois qui illustrent l'évolution de la notion de limite de plaque en zone continentale. Heuckroth et Karim (1973) ont développé l'hypothèse de Wellman qui suppose que la dépression du Dash-I-Lut (Iran) est le centre de contraction vers lequel convergent tous les blocs crustaux à l'ouest de la faille de Chaman. Ils définissent une "mini-plaque tectonique", comprenant diverses régions d'Afghanistan, d'Iran, et du Pakistan. Elle jouerait le rôle de tampon entre l'Asie stable et les plaques Inde et Arabie qui se déplacent vers le nord. A l'est, cette "mini-plaque" est délimitée par le tronçon sud de la faille de Chaman et son prolongement vers le nord par la faille de Gardez. Cette faille rejoindrait la faille d'Hérat dans la zone de sismicité intermédiaire de l'Hindu-Kush. (fig 4). Ce modèle implique donc que la limite N.O de la plaque Indienne est linéaire.

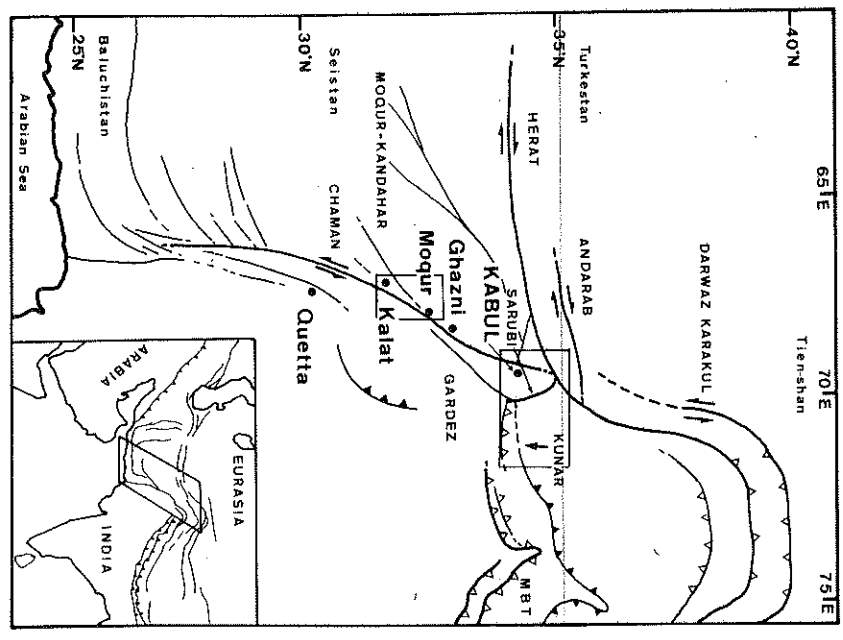


Figure 1-Cadre structural de l'étude.

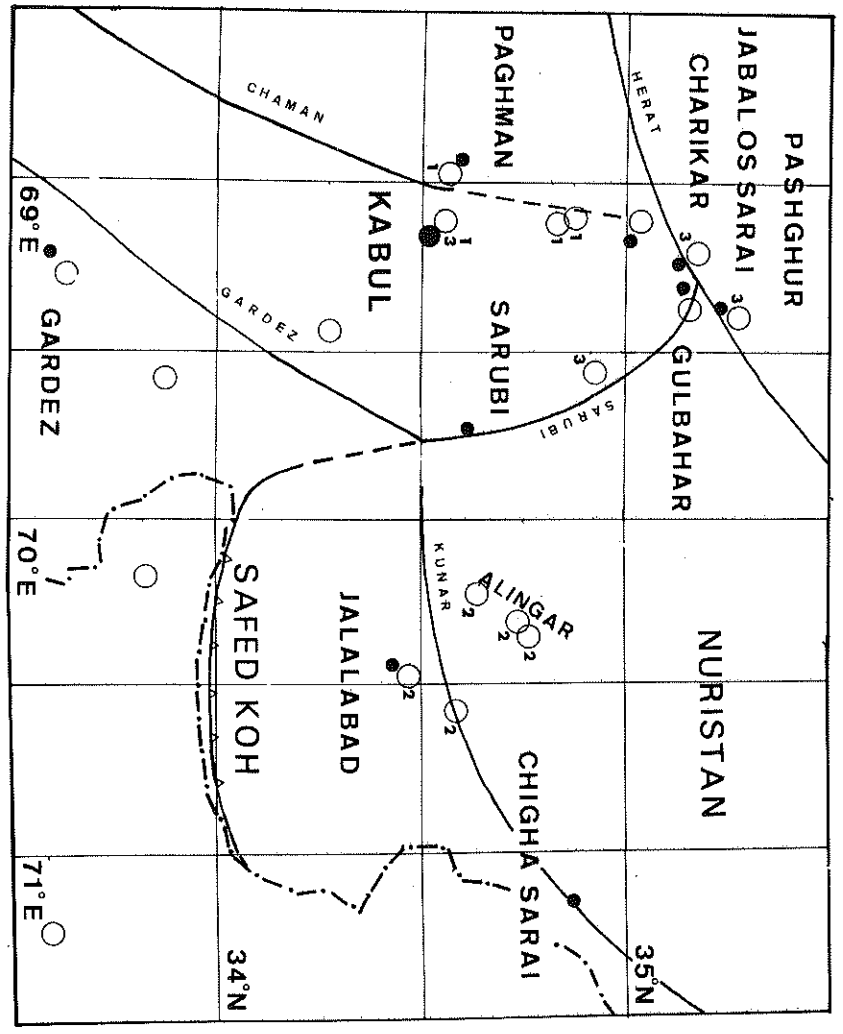


Figure 2-Cadre régional

Les cercles figurent les lieux d'observation des séismes historiques.

- 1 : séisme de 1505
- 2 : séisme de 1842
- 3 : séisme de 1874

Figure 3 - Photo-satellite de la région.

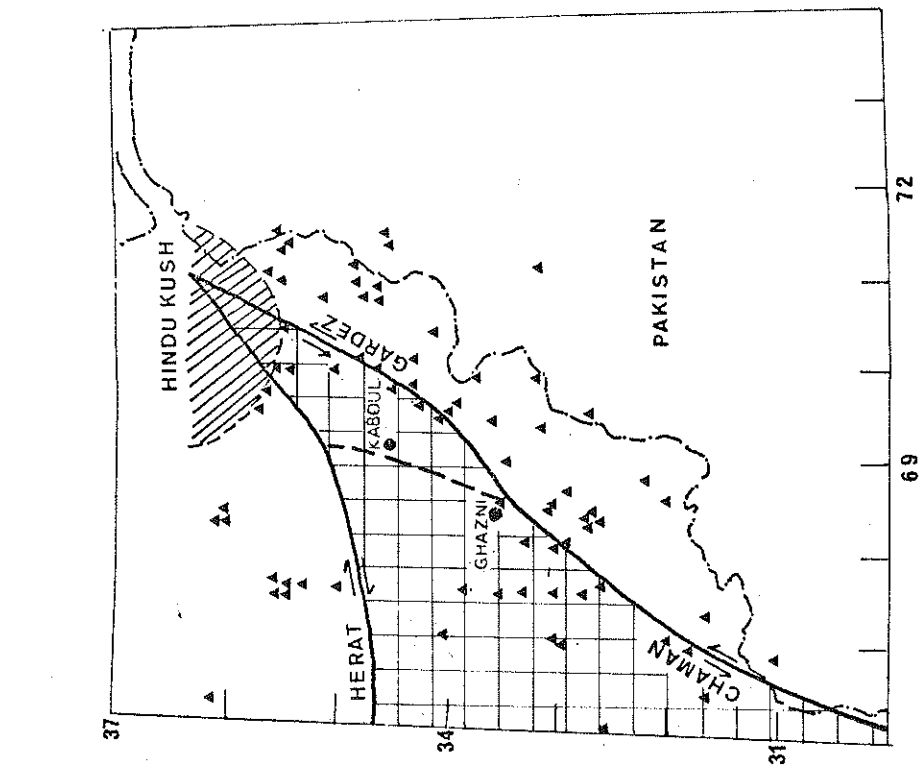
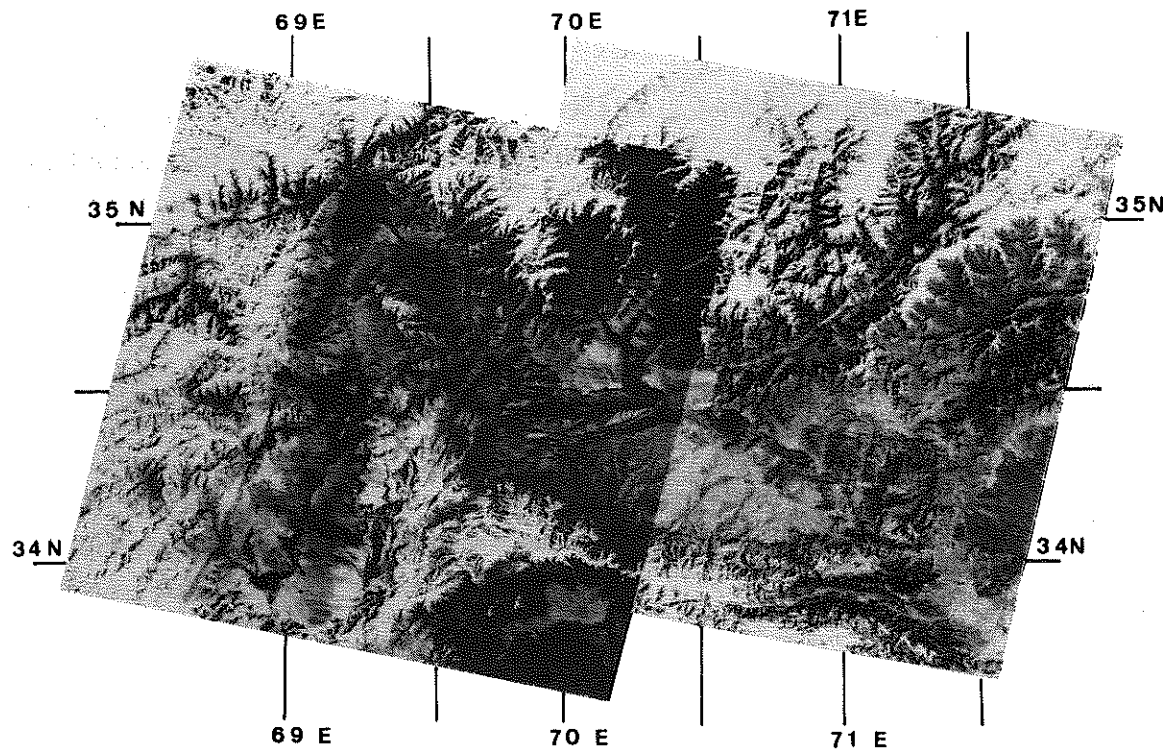
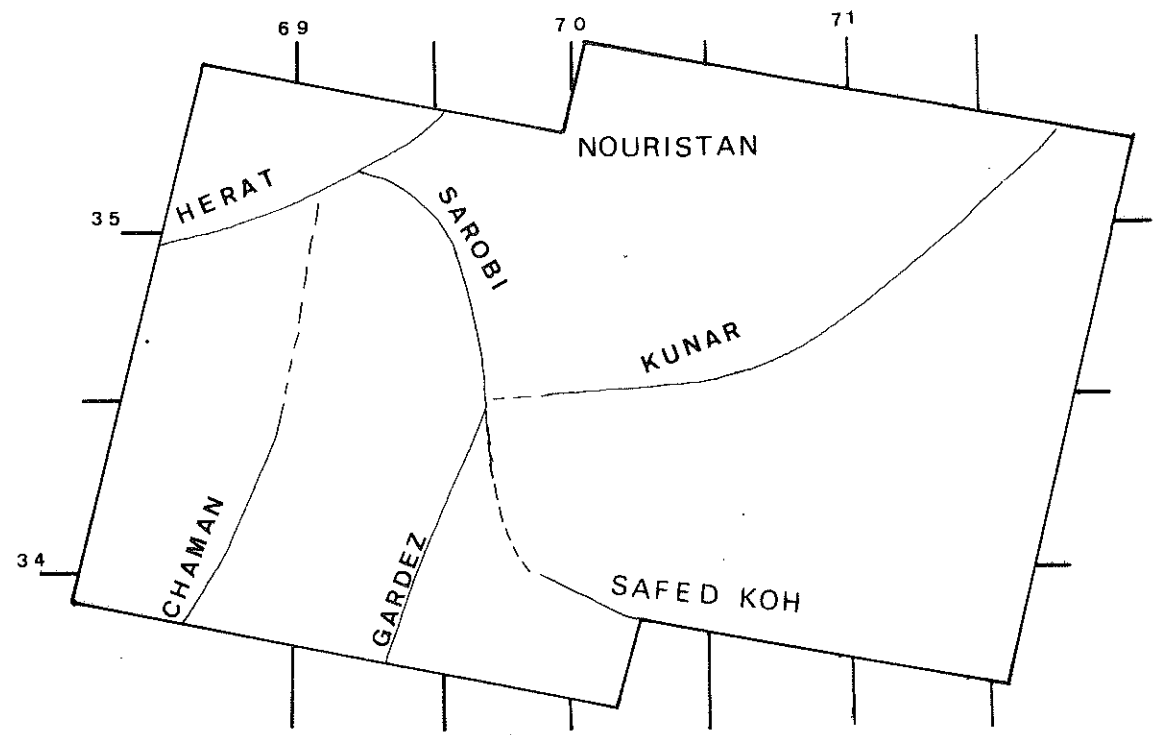


Figure 4 - Schéma de l'extrémité orientale de la plaque (croisillons) jouant le rôle de tampon entre les plaques INDE et EURASIE. (HEUCKROTH et KARIM, 1973)

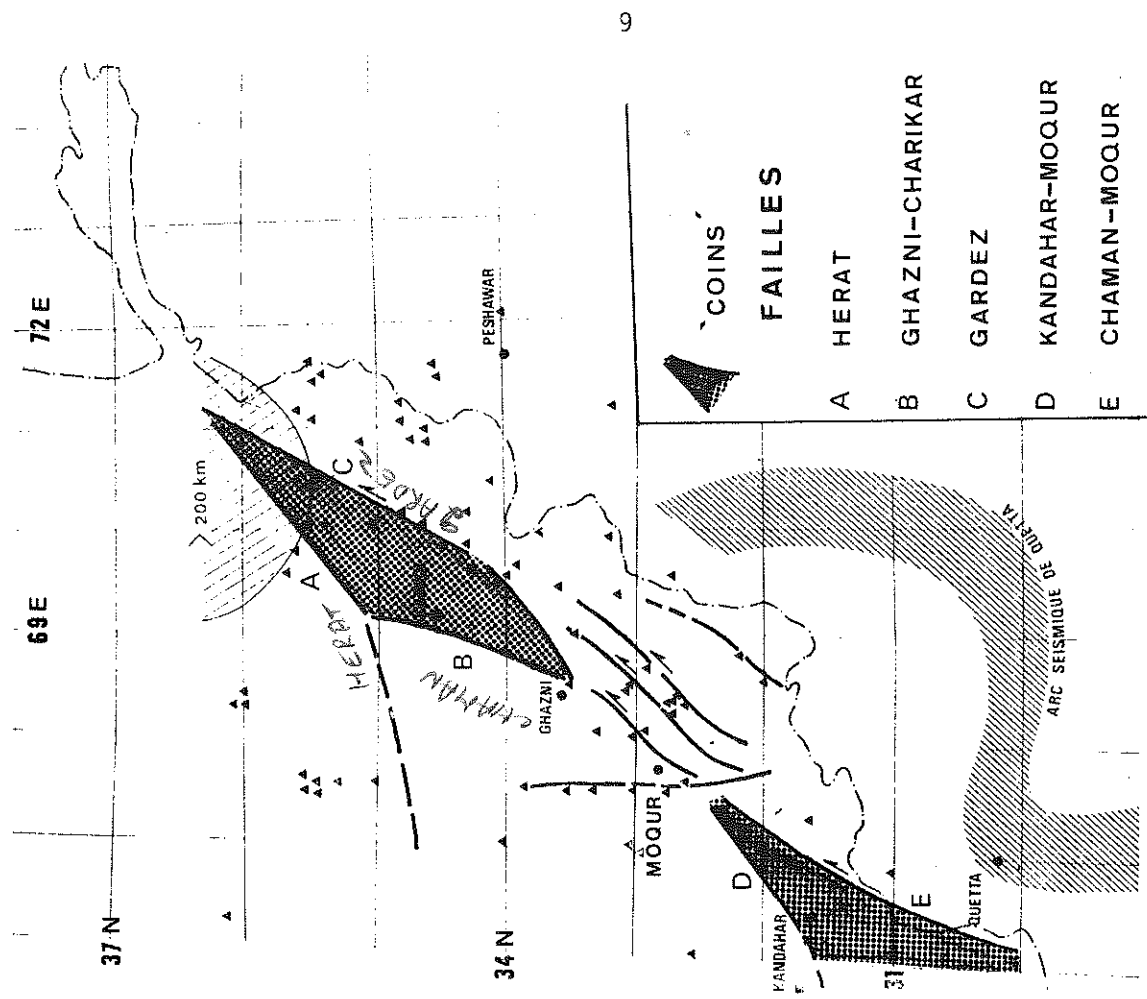


Figure 5 - Coins tectoniques pincés entre les plaques INDE et EURASIE. Les triangles pleins figurent la répartition des séismes pour 1893-1974. (CARBONNEL, 1977)

Actuellement, les auteurs abandonnent l'idée d'une limite aussi bien définie. Carbonnel (1977) définit 2 "coins tectoniques" qui se seraient trouvés entraînés et coincés entre les deux plaques, Inde et Eurasie. La faille de Chaman n'est plus considérée comme un linéament continu du sud au nord, mais constituée de deux tronçons colinéaires :

un tronçon sud, appelé faille de Chaman-Moqur et un tronçon nord appelé faille de Ghazni-Charikar. Les 2 "coins" sont chacun délimités par un système de failles : (fig 5).

- Le "coin de Kaboul" : par les failles d'Herat, de Ghazni-Charikar et Gardez.
- Le "coin de Qalat" : par les failles de Kandahar-Moqur et Chaman-Moqur.

Donc à la notion de ligne de séparation (fault line) des deux plaques, l'auteur substitue une nouvelle interprétation : une large zone discontinue formée de "coins" qu'on peut qualifier de tectoniques, pincés entre deux zones faillées importantes.

Cassaigneau (1979) envisage une interprétation encore plus complexe de cette zone. Il suppose l'existence de deux blocs : l'Afghanistan Central et le bloc de Kaboul. Le bloc de Kaboul est légèrement différent du "coin de Kaboul" défini par Carbonnel puisqu'il est délimité par les failles de Chaman et de Sarobi. L'auteur ne parle pas de la faille de Gardez, mais simplement d'une zone de décrochements qui borde au S.E, le bloc de Kaboul. Le bloc Afghanistan Central est principalement délimité par la faille de Chaman, à l'est, et la faille d'Herat, au nord.

A partir d'une étude détaillée, du point de vue cartographique, stratigraphique et tectonique de la région du Khost, l'auteur propose un modèle d'évolution depuis le Trias. La principale originalité du modèle est de distinguer au Crétacé Terminal deux structures océaniques en bordure de la plaque Indienne. (fig 6). Il y a 210 Ma, un bloc "Afghanistan Central-Bloc de Kaboul" est isolé entre l'Eurasie et le Gondwana. Ce bloc s'est scindé en deux. Lorsque la plaque Indienne déjà individualisée du Gondwana, commence à converger vers l'Eurasie, l'Afghanistan Central a déjà rejoint la plaque Eurasie. (130 Ma). Finalement depuis 60Ma, le bloc de Kaboul est lui aussi coincé entre l'Inde et l'Eurasie.

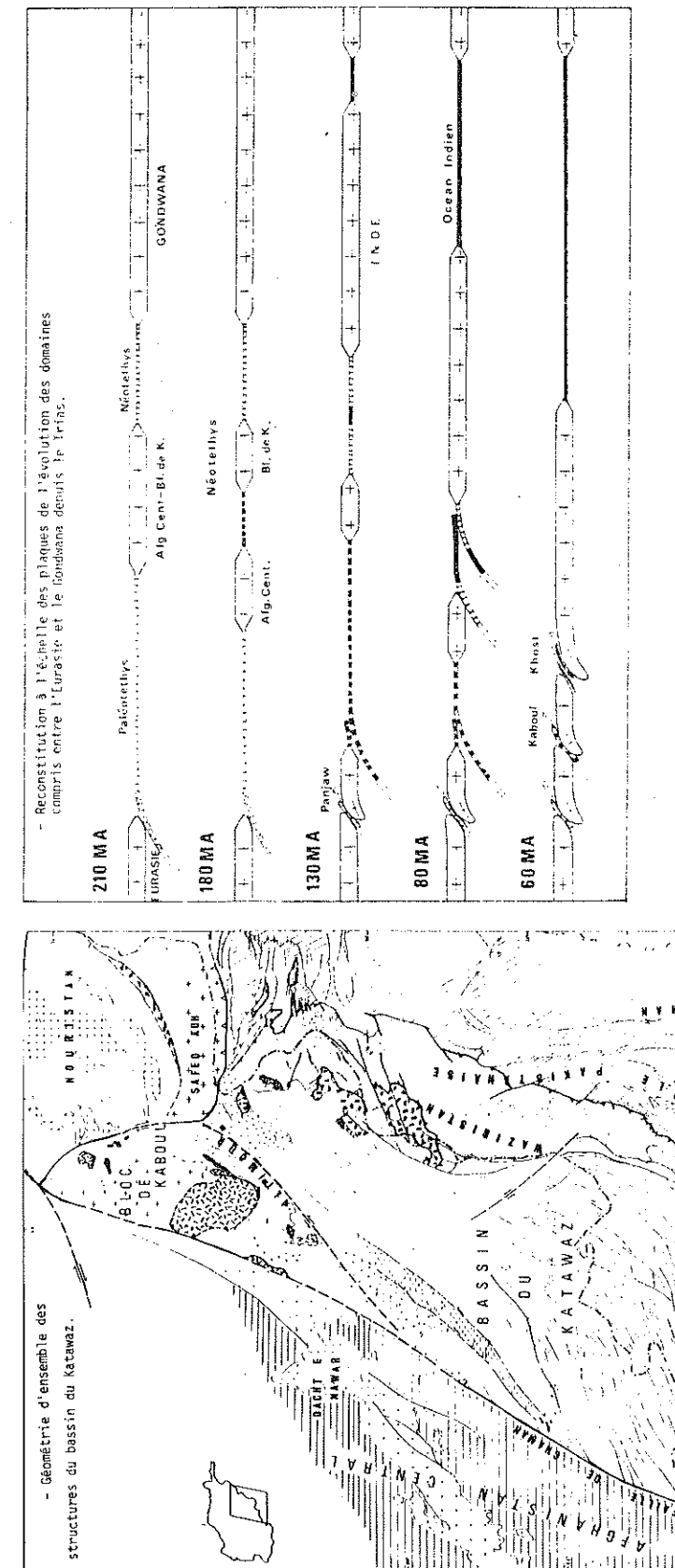


Figure 6 - Schéma d'évolution des domaines Afghano-Pakistanaïis depuis le Permio-Trias. (CASSAIGNEAU, 1979)

Il apparait donc que les modèles tectoniques deviennent de plus en plus complexes au fur et à mesure que les données géologiques et géophysiques de la bordure est de l'Afghanistan s'accumulent. Quoi qu'il en soit, tous ces modèles s'appuient sur le phénomène majeur qui gouverne toute la tectonique de cette région: la convergence Inde-Eurasie.

I-4- SISMICITE HISTORIQUE ET MODERNE

La géologie nous apprend que le N.E de l'Afghanistan a subi d'intenses déformations d'origine tectonique. Historiquement, des séismes destructeurs se sont produits maintes fois dans cette région. Chaque ville a subi des dommages, une ou plusieurs fois. Le séisme le plus notable que l'on connaisse, s'est produit en 1505 à Paghman, avec une intensité 10 M.M (échelle de Mercalli-Modifié) (fig 2, Tab. 1) 36 séismes d'intensité supérieure à 3 (M.M) ont été répertoriés entre 1504 et 1956 (Quittmeyer et Jacob, "Historical and modern seismicity of Pakistan, Afghanistan, N W Indian and S.E. Iran).

Ceci nous permet de penser que le N.E de l'Afghanistan subit encore actuellement des déformations d'origine tectonique, même si la sismicité enregistrée par le réseau mondial des stations sismiques (W.W.S.S.N.) depuis les 15 dernières années a été faible, hormis la sismicité intermédiaire de l'Hindu-Kush.

Pour examiner l'activité microsismique actuelle et les déformations de la croûte se produisant dans cette région, nous avons installé des réseaux temporaires de stations portables dans 4 zones de l'est de l'Afghanistan. Aux données obtenues sont ajoutées celles relatives à la région provenant d'une expérience d'enregistrement de la sismicité intermédiaire de l'Hindu-Kush (Chatelain et al, 1979).

CHAPITRE II

ACQUISITION DES DONNEES

II-1- INSTRUMENTS

Le matériel utilisé consistait en stations d'enregistrement portables de type Sprengnether MEQ-800, chacune couplée à 1 sismomètre vertical L4-C, de fréquence propre 1 Hz.

En fonctionnement, les stations étaient généralement ainsi réglées :

- Le système de filtrage du signal détecté : 0.3 - 30 Hz.
- Le système d'amplification à 84 dB, soit une amplification totale du signal du déplacement du sol à $5 \cdot 10^5$ à 10 Hz.
- L'horloge interne à quartz, d'une précision de 10^{-8} , était recalée tous les deux jours à l'aide de signaux radios émis par la station ATA de New-Dehli (15 MHz). Nous avons constaté pour certaines stations une dérive du temps, pouvant atteindre 0.2 seconde par 48 heures. Cette dérive est due à un dérèglement du quartz. Son taux étant resté constant durant la durée de l'expérience, on suppose qu'elle varie linéairement en fonction du temps. Une correction par interpolation linéaire a donc été faite pour certaines lectures de sismogrammes.

Des voies d'accès souvent difficiles ne permettaient pas de relever l'ensemble des stations chaque jour. Toutes les 24 heures, la moitié du réseau était visitée, les stations enregistrant pendant des périodes de 48 heures. Relever une station consistait principalement à changer le papier d'enregistrement et faire les vérifications nécessaires au bon fonctionnement de la station (récaler l'horloge interne, vérification de la charge des batteries d'alimentation en électricité, mise à jour du cahier de station où sont consignées toutes les observations concernant la station).

II-2- LECTURE DES SISMOGRAMMES

Le signal détecté est inscrit sur une feuille de papier recouverte de noir de fumée (fig 7).

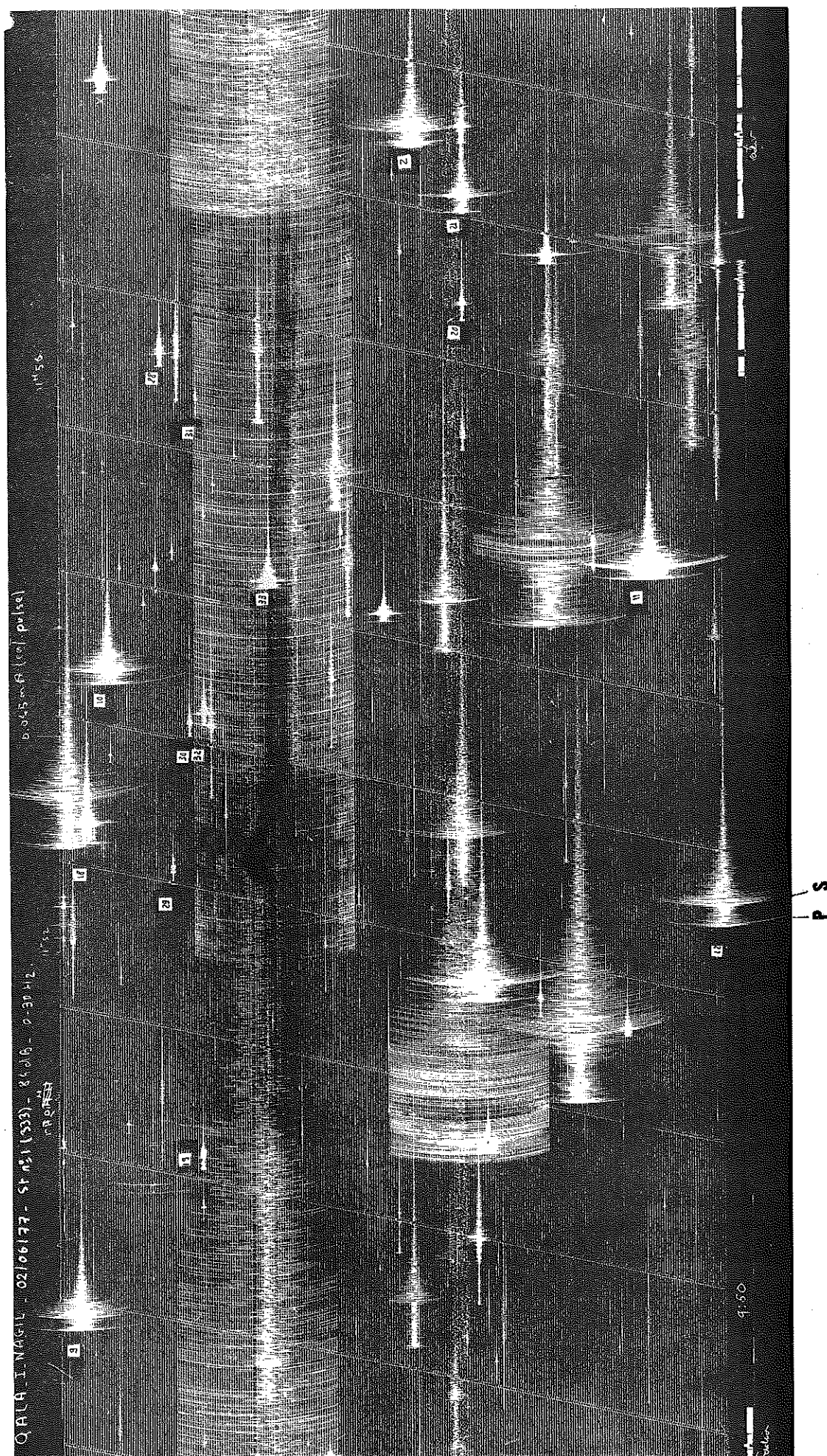


Figure 7 - Sismogramme

Sur un sismogramme doit être écrit :

- Le nom de l'emplacement où se trouve la station, le numéro de la station, les jours et heure de début et de fin d'enregistrement. Ceci permet notamment de se référer au cahier de station lorsque plus tard le sismogramme sera lu. Des informations complémentaires non-écrites sur l'enregistrement peuvent s'y trouver et en faciliter la lecture.
- Les paramètres de filtrage et d'amplification du signal détecté.
- La calibration de l'amplitude du signal (cal-pulse) pour un éventuel calcul de la magnitude. Soit A : l'amplitude maximum pic-à-pic du signal, en mm ; C : le coefficient de calibration de l'amplitude pic-à-pic en mm ; Rkf : réponse en fréquence d'un sismomètre de type k et de fréquence propre f ; D : distance épacentrale. B_1 , B_2 , G des coefficients. La magnitude calculée est :

$$XMAG = \text{Log}_{10}(A/2C) - Rkf - B_1 + B_2 \text{Log}_{10}D + G \text{ (Eaton, 1970).}$$

Nous n'utiliserons cependant une autre méthode pour calculer la magnitude (cf chapitre IV-5-2, page 77).

- Les corrections horaires de l'horloge interne en début et fin d'enregistrement afin de contrôler la dérive de l'horloge. Les temps sont exprimés en Temps Universel, l'heure locale étant en avance de 3H30 par rapport à l'heure T.U.

La lecture des sismogramme consiste à déterminer pour chaque séisme : (fig 7)

- Le temps d'arrivée de la phase P (onde de compression)
 - Le temps d'arrivée de la phase S (onde de cisaillement) dans la mesure où elle peut être distinguée dans le signal
 - La durée T du signal, utilisée pour le calcul de la magnitude. Nous en faisons une étude détaillée au chapitre IV-5-2, page 77
 - Le sens de premier mouvement du signal. Les stations sont réglées de telle sorte que : un impétus vers le haut du sismogramme indique qu'une compression est enregistrée par la station.
: un impétus vers le bas indique une dilatation.
- Nous verrons l'utilité des sens de premier mouvement au chapitre V : (Mécanisme au foyer).

II-3- ERREURS DE LECTURE

Pour minimiser au maximum les causes d'erreurs lors de la lecture des sismogrammes, nous examinons tout ce qui peut les provoquer :

- A chaque lecture des temps d'arrivée des phases d'un séisme, nous avons systématiquement vérifié la longueur de la minute d'enregistrement. Pour une station enregistrant pendant 48 heures, la longueur est de 60 mm/mn. Sa variation étant toujours faible (≤ 3 mm) on la suppose linéaire en fonction du temps. Par interpolation linéaire, nous avons corrigé les temps lus lorsqu'elle en modifiait la valeur d'au moins 0.1 seconde.
- L'épaisseur du trait dessiné sur le sismogramme est de 1/10 de mm environ donc équivalent à 1/10 de seconde. En se calant systématiquement sur le bord gauche du trait et en lisant de la même façon tous les sismogrammes, l'erreur éventuellement faite ne se répercute que sur l'heure origine du séisme.
- La reconnaissance des phases P et S est parfois difficile et peut engendrer des erreurs. Pour la phase P, c'est le cas, lorsque le bruit de fond est important et cache le début du signal ou lorsque la phase est de type émergente. La phase S, survenant à l'intérieur du signal, n'est jamais évidente à définir, parfois même il n'est pas possible de l'identifier, d'autant plus qu'elle est lue sur une composante verticale.

La lecture des sismogrammes a été faite à l'aide d'une loupe graduée en 1/10 de mm, les temps ont donc été lus au 1/10 de seconde près.

Cette incertitude, compte tenu des observations faites ci-dessus, est représentative de l'erreur de lecture des temps d'arrivée des phases P lorsqu'elles sont nettes. Sinon, on compense sa moins bonne détermination en lui affectant un poids de 0,75 lors du calcul de la localisation du séisme.

Les phases S étant dans le signal, on estime l'erreur de lecture à 0,5 seconde. Les temps d'arrivée de ces phases n'interviennent qu'avec un poids de 0,5 dans le calcul de la localisation du séisme.

CHAPITRE III

LOCALISATION DES EVENEMENTS

III-1- PROGRAMME DE LOCALISATION : HYP071 (Lee et Lahr, 1975)

La localisation des séismes a été faite à l'aide du programme HYP071 au Centre Interuniversitaire de Calcul de Grenoble. La méthode de Geiger (1912) est à la base de ce programme.

Essentiellement, le calcul consiste à minimiser les résidus O-C (temps observé - temps calculé) en chaque station, par ajustements successifs de la position (espace et temps) de l'hypocentre. La procédure du calcul est organisée ainsi :

Supposons que le calcul de la position de l'hypocentre dans l'espace et le temps (x,y,z,t) détermine un résidu O-C non nul en une station a_i du réseau. Ce résidu R_i dépend de l'écart existant entre la position réelle du foyer du séisme et de celle calculée de l'hypocentre. Il dépend aussi des erreurs e_i sur les données intervenant dans le calcul.

On peut réduire la valeur du résidu R_i , par des déplacements successifs de l'hypocentre (dx,dy,dz,dt) . En supposant le déplacement petit par rapport à la distance hypocentre-station, un développement limité au 1er ordre, relie le déplacement et le résidu : tq :

$$R_i : dt + \frac{\partial t}{\partial x} dx + \frac{\partial t}{\partial y} dy + \frac{\partial t}{\partial z} dz + e_i$$

Pour un ensemble de n stations, les n résidus correspondants définissent autant de relations linéaires et forment un système d'équations linéaires.

Ce système est inversé pour exprimer le déplacement en fonction des résidus et on demande que e_i soit minimum.

Par moindres carrés, on a :

$$\frac{\partial \sum_{i=1}^n e_i^2}{\partial t} = 0 \qquad \frac{\partial \sum_{i=1}^n e_i^2}{\partial x} = 0$$

$$\frac{\partial \sum_{i=1}^n e_i^2}{\partial y} = 0 \qquad \frac{\partial \sum_{i=1}^n e_i^2}{\partial z} = 0$$

On en déduit le vecteur déplacement dont il faut affecter les coordonnées de l'hypocentre pour minimiser l'ensemble des n résidus.

L'algorithme du programme peut se résumer grossièrement par cette boucle :

- 1 - Position initiale de l'hypocentre - l'épicentre a les coordonnées de la station ayant enregistré en premier le séisme, la profondeur étant rentrée comme une donnée dans le programme. Le temps origine est le temps d'arrivée de l'onde P dans cette station, diminué de quelques secondes.



- 2 - Calcul des résidus en chaque station où est enregistré le séisme.



- 3 - Résolution du système d'équations linéaires et détermination du déplacement de l'hypocentre.



- 4 - Nouvelles coordonnées de l'hypocentre et retour en 2.

Normalement, un maximum de 8 itérations suffisent à une bonne convergence du calcul, c'est à dire qu'un critère d'arrêt du calcul est atteint. Sinon, il est probable que des anomalies importantes se trouvent dans les données.

Pour localiser un séisme, il faut fournir au programme quatre types de données

- 1- Les temps d'arrivée des ondes P et S. Au chapitre précédent, nous avons estimé l'erreur de lecture des phases P à 0.1 seconde et celle des phases S à 0.5 seconde. Nous évaluerons leur influence dans le calcul de localisation au paragraphe 4 .
- 2- Les coordonnées géographiques des stations. Elles furent relevées sur des cartes topographiques au 1/250 000e. Un relief généralement contrasté permet de repérer leur position à 500 m près.

HYP071 ne tient pas compte de l'altitude des stations pour localiser un séisme. Or, dans cette région du N.E de l'Afghanistan, le relief montagneux entraîne des dénivelés importants. Lors de "l'expérience de Kaboul", les stations étaient réparties entre 1500 et 2400 m d'altitude, soit un dénivelé maximum de 1300 m. Pour une vitesse de propagation de 6km/s, cela peut se traduire par une perturbation des temps d'arrivée de l'ordre de 0.2s. Celle-ci peut donc être supérieure à l'erreur de lecture. Malheureusement, il intervient dans le calcul de localisation d'autres facteurs qui induisent des erreurs encore plus importantes, (cf paragraphe III-4) et rendent ce problème secondaire.

- 3- Le modèle de vitesse - La propagation des ondes sismiques se fait dans un demi-espace infini, subdivisé en plusieurs couches planes homogènes. A l'intérieur de chaque couche, la vitesse de propagation V_p des ondes P est constante. Une couche est complètement définie par la vitesse V_p et son épaisseur. Nous ne connaissons pas a priori la valeur V_p pour chaque couche. On pourrait se contenter d'assimiler la croûte à un demi espace infini de vitesse constante. Compte tenu des observations de Lukk et N. (1965), la vitesse V_p doit être de l'ordre de 6 km/s dans la croûte, au voisinage de l'Hindu-Kush. Nous préférons cependant définir notre propre modèle de vitesse par une méthode que nous exposons au paragraphe (III-3). HYP0 71 nous oblige à conserver une structure en couches planes alors que la géologie régionale est principalement décrite par des couches à fort pendage (fig23) Nous verrons qu'une définition trop grossière du modèle de vitesse peut entraîner des erreurs importantes de localisation (cf paragraphe III-4).

- 4- Le rapport de vitesse V_p/V_s des ondes P et S.

HYP0 71 localise les séismes en prenant un rapport V_p/V_s constant dans tout le milieu considéré. Or V_p/V_s est lié au coefficient de Poisson σ

Ce coefficient dépend de la nature géologique du milieu et des contraintes qui s'y exercent. On doit donc s'attendre à ce que

le rapport de vitesse varie lorsque les ondes traversent des milieux différents. Ce fut le cas lors de "l'expérience Sud-Nouristan" où le réseau de stations recouvrait une zone comprenant une partie du bassin sédimentaire de Jalalabad et une partie des contreforts métamorphiques du Nouristan.

Le fait de négliger les variations de V_p/V_s entraînent donc des erreurs de localisation que nous évaluons au paragraphe (III-4). Le calcul du rapport V_p/V_s nécessite seulement de connaître les temps d'arrivée des phases P et S, nous exposons ce calcul au paragraphe III-2.

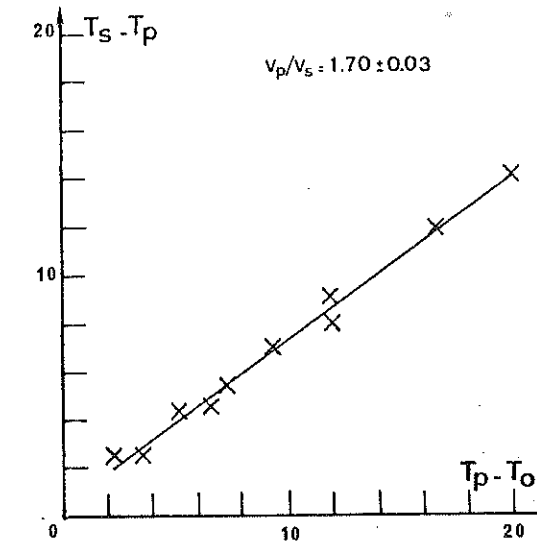


Figure 8 - Exemple de diagramme de Wadati obtenu par moindres carrés.

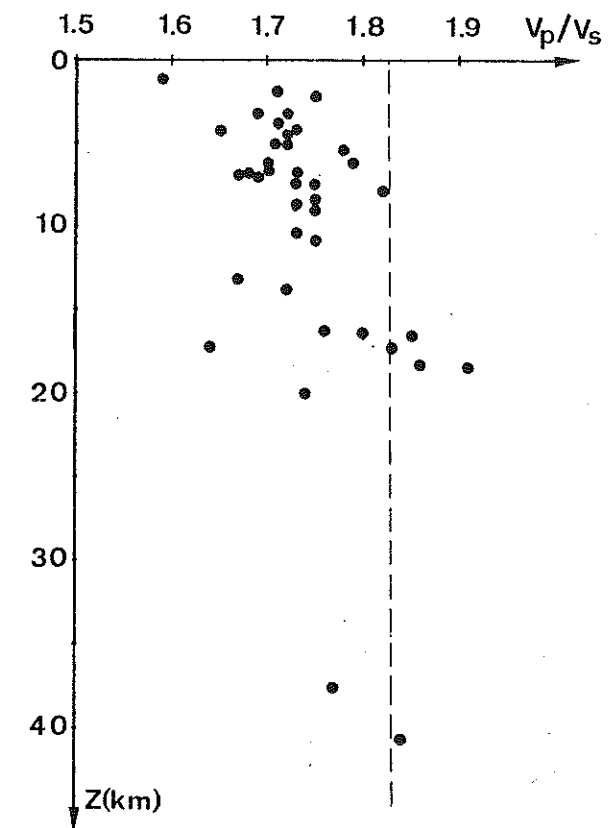


Figure 9 - Répartition de V_p/V_s en fonction de la profondeur.

III-2- CALCUL DE Vp/Vs

Soit un séisme se produisant à une distance D d'une station d'enregistrement, et des temps de propagation t_p et t_s des ondes P et S.

Nous avons une relation simple :

$$(1) : D = V_p \cdot t_p = V_s \cdot t_s$$

Expérimentalement, nous ne connaissons que les temps d'arrivées T_p et T_s des ondes P et S à la station. Soit T_o le temps origine du séisme,

$$T_p = t_p + T_o \text{ et } T_s = t_s + T_o$$

$$\text{d'où } (2) \quad t_p = (T_p - T_o) \text{ et } t_s = (T_s - T_o)$$

t_p = temps de propagation de l'onde P

t_s = temps de propagation de l'onde S.

$$\text{compte tenu de (1) et (2) } T_s - T_p = D \cdot \left[\frac{1}{V_s} - \frac{1}{V_p} \right] = V_p \left(T_p - T_o \right) \left(\frac{1}{V_s} - \frac{1}{V_p} \right)$$

$$(3) \quad T_s - T_p = T_p \left(\frac{V_p}{V_s} - 1 \right) - T_o \left(\frac{V_p}{V_s} - 1 \right)$$

Si l'on considère les valeurs moyennes de V_p et V_s , le rapport V_p/V_s devient une constante caractéristique du milieu traversé par les ondes P et S. L'équation (3) est alors une équation linéaire de la forme

$$T_s - T_p = A T_p - B \text{ avec } V_p/V_s = 1+A$$

$$T_o = B/A$$

L'approximation consistant à substituer les vitesses V_p et V_s par leur valeur moyenne, entraîne une dispersion des données expérimentales T_p et T_s par rapport à cette loi. La pente de la droite est donc déterminée par moindres carrés.

Cette méthode (appelée méthode du diagramme de Wadati) donne des résultats d'autant meilleurs que le nombre de données est important et que la différence entre les temps T_p minimum et T_p maximum est grande. Nous avons calculé ce rapport V_p/V_s pour les séismes enregistrés dans au moins 8 stations du réseau (fig 8) SUD NOURISTAN.

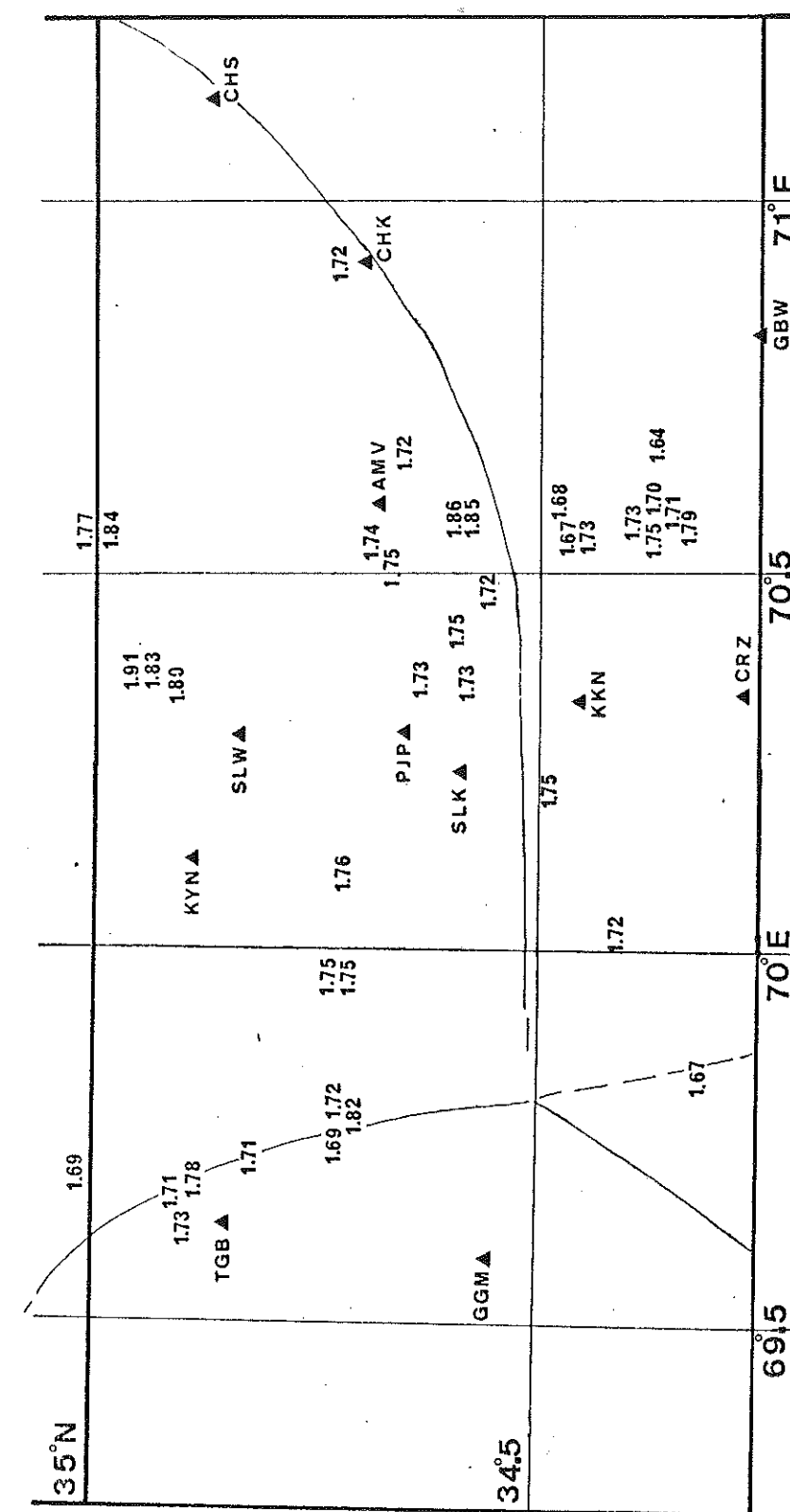


Figure 10 - Valeurs de V_p/V_s calculées pour un échantillon de séismes de l'expérience SUD-NOURISTAN.

Nous avons dressé une carte montrant la répartition géographique du rapport V_p/V_s calculé pour des séismes du Nouristan. La valeur du rapport est portée sur la carte au point où est localisé le séisme. (fig 10).

L'ensemble des valeurs est réparti entre 1.59 et 1.91.

Les valeurs de V_p/V_s ne semblent pas caractériser une zone spéciale de la région "Sud-Nouristan". Toutefois on remarque au nord du réseau des valeurs élevées, liées aux séismes les plus profonds (entre 15 et 40 km de profondeur) Cependant la répartition statistique de V_p/V_s en fonction de la profondeur ne semble suivre aucune loi (fig 9). Simplement on constate que les plus grandes valeurs sont liées aux séismes les plus profonds.

Il nous faut cependant calculer une valeur moyenne de ce rapport V_p/V_s pour pouvoir localiser les séismes avec le programme HYP0 71. La fig (10) montre que les valeurs de V_p/V_s sont dispersées.

Aussi nous avons restreint l'échantillon de données.

Nous n'avons utilisé que les temps d'arrivées de 10 séismes dont les phases P et S sont le mieux enregistrées dans l'ensemble des stations. Au lieu de calculer une valeur moyenne des rapports V_p/V_s calculés pour chacun des 10 séismes, nous cherchons à déterminer directement une valeur de V_p/V_s à partir de l'ensemble des temps d'arrivée de l'échantillon des 10 séismes.

Méthode : La i^e station du réseau enregistre les phases P et S au temps P_i et S_i .

$$P_i = T_0 + d_i/V_p \quad d_i = \text{distance hypocentre} \rightarrow i^e \text{ station}$$

$$T_0 = \text{temps origine}$$

$$S_i = T_0 + d_i/V_s$$

Pour la j^e station, on aura :

$$P_j = T_0 + d_j/V_p \quad d_j = \text{distance hypocentre} \rightarrow j^e \text{ station}$$

$$S_j = T_0 + d_j/V_s$$

$$\text{d'où } S_j - S_i = \frac{1}{V_s} (d_j - d_i) \text{ avec } (d_j - d_i) = V_p (P_j - P_i)$$

$$\underline{S_j - S_i = V_p/V_s (P_j - P_i) \quad i \neq j \quad (4)}$$

En considérant V_p et V_s comme des valeurs moyennes, le rapport est constant dans le milieu de propagation, l'équation (4) est linéaire. Par moindres

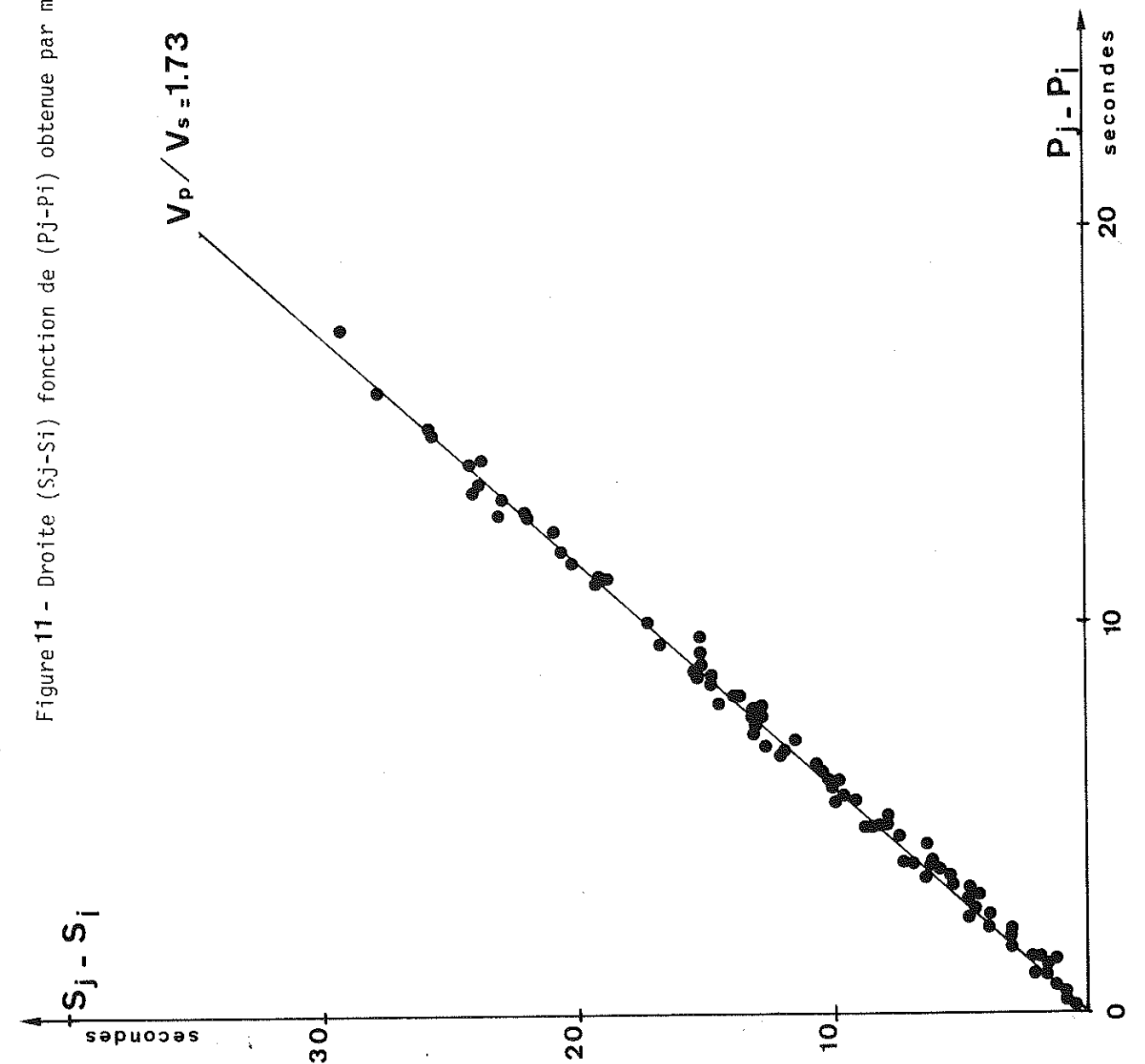


Figure 11 - Droite (Sj-Si) fonction de (Pj-Pi) obtenue par moindres carrés.

carrés nous obtenons (fig11)

$$\underline{V_p/V_s = 1.73 \pm 0.03}$$

Cette valeur sera utilisée par la suite pour localiser les séismes. Ceci nous définit aussi un coefficient de Poisson

$$\sigma = [(V_p/V_s)^2 - 2] / [2(V_p/V_s)^2 - 2]$$

soit

$$\underline{\sigma = 0,25 \pm 0,01}$$

III-3- MODELE DE VITESSE

duya de Jeebar et Fakel, 76

Nous ne connaissons pas exactement les lois de vitesse des ondes sismiques dans cette région de l'Afghanistan. Ambruster et al (1978) définissent une épaisseur de croûte de 70 km dans une région voisine du Pakistan. Cette profondeur correspond à la limite inférieure de la sismicité qu'ils ont localisée. Lukk et Nersesov (1965) estiment l'épaisseur de la croûte à 45 km sous la région Hindu-Kush-Pamir. Les ondes P s'y propagent avec une vitesse de 6.0 km/s. Sous le Moho, cette vitesse est supérieure à 8.0km/s.

Nous définissons notre propre modèle de vitesse.

Initialement nous supposons que le milieu de propagation des ondes sismiques est un demi-espace infini, de vitesse V_p constante. Une série de tests faisant varier la vitesse des ondes P, nous conduit à subdiviser ce milieu en couches planes, de vitesse constante, de telle sorte que les localisations soient optimisées.

Un séisme sera d'autant mieux localisé que les 3 paramètres suivant ont des valeurs faibles.

$$\text{RMS} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n R_i^2}{n}}$$

avec R_i = résidu à la i^e station

n = nombre de stations du réseau ayant enregistré le séisme.

ERZ = indétermination sur la profondeur. Ce paramètre étant plus variable que ERH (indétermination de l'épicentre).

P-RES = résidu à la station la plus proche du séisme. Cette station joue un rôle important dans la détermination de la profondeur du séisme.

A chaque test de relocalisation des séismes, la vitesse V_p du modèle est différente mais le nombre de phases P et S et la valeur de $V_p/V_s = 1.73$, sont conservés.

Pour cela nous avons utilisé les temps d'arrivée des ondes P et S d'un échantillon de 46 séismes enregistrés dans au moins 8 stations.

En assimilant la croûte à un demi-espace infini, on attribue successivement à V_p , les valeurs 5.8, 6.0, 6.2, 6.4 km/s. L'augmentation constante de vitesse

signification?

d'un test à l'autre, entraîne une variation des 3 paramètres RMS, ERZ, P-RES. Bien que nous ayons procédé par des valeurs discontinues, les résultats obtenus par les 4 tests sur l'échantillon de données (Tab 2) nous autorisent à passer à un domaine continu. Il ne semble pas qu'une variation continue de la vitesse de 5.8 à 6.4 km/s, puisse provoquer des discontinuités dans les variations respectives des 3 paramètres.

Cela signifierait qu'il existe plusieurs solutions possibles à la localisation du séisme, ceci semble exclu parce que le nombre important de phases lues dans au moins 8 stations du réseau impose une solution unique.

Les paramètres RMS, ERZ et P-RES sont considérés comme fonctions continues de la vitesse V_p . Théoriquement, pour un calcul de la localisation, les courbes RMS (V_p) et ERZ (V_p) présentent un minimum pour une certaine valeur V_p^* de la vitesse. V_p^* est de ce fait la meilleure approximation de la vitesse réelle à laquelle s'est propagée l'onde P dans la croûte.

P-RES (V_p) est une courbe soit croissante soit décroissante qui s'annule pour $V_p = V_p^*$.

Les données expérimentales, comme on pouvait l'attendre, ne donnent pas d'aussi bons résultats.

- Lorsque V_p varie entre 5.8 et 6.4 km/s, RMS varie entre 0 et 0.4 seconde. Dans la majorité des cas, la courbe présente un minimum. Ceci nous permet de constater que nous ne sommes pas très éloignés d'une valeur de la vitesse qui soit représentative de la vitesse réelle. (fig 12). Nous déterminons donc pour chaque séisme un V_p^* qui minimise RMS.
- ERZ est beaucoup plus sensible à la variation de V_p . Ce paramètre a la grandeur d'une variance alors que RMS est une valeur moyenne. ERZ (V_p) nous servira seulement à déterminer V_p lorsque RMS (V_p) présente une trop faible courbure pour déterminer V_p^* (fig 12).
- P-RES varie généralement de façon monotone en fonction de V_p et s'annule une fois dans l'intervalle de variation de V_p . La valeur V_p^* déterminée par RMS (V_p) est rarement celle qui annule P-RES (V_p). Cependant, si P-RES (V_p^*) est voisin de zéro, cela signifie que la détermination de la profondeur du séisme est correcte. On se définit comme critère: P-RES (V_p) \leq 0.2 seconde. Si cette condition n'est pas respectée, la valeur V_p^* ne sera pas conservée.

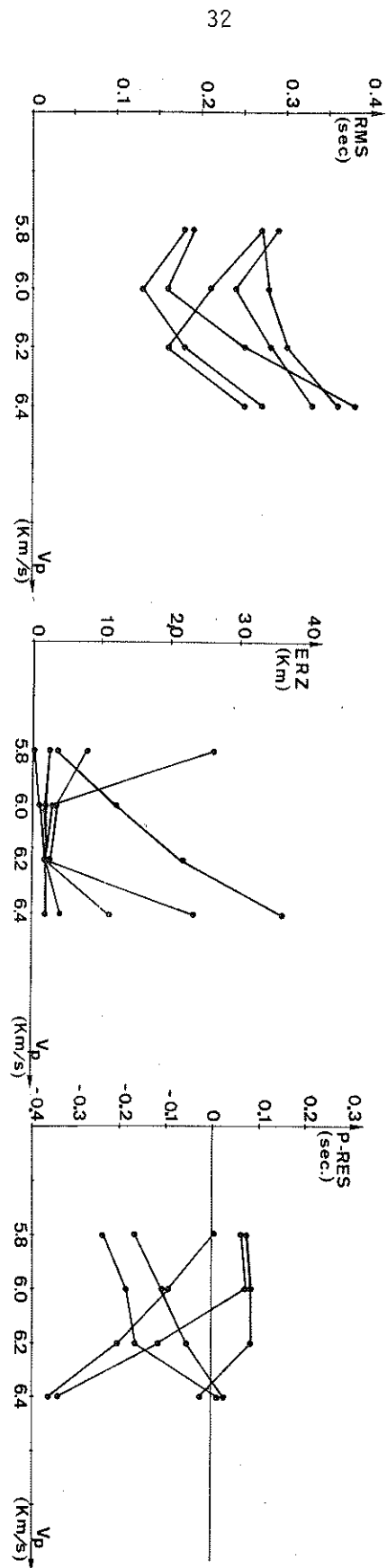


Figure 12 - Détermination de V_p

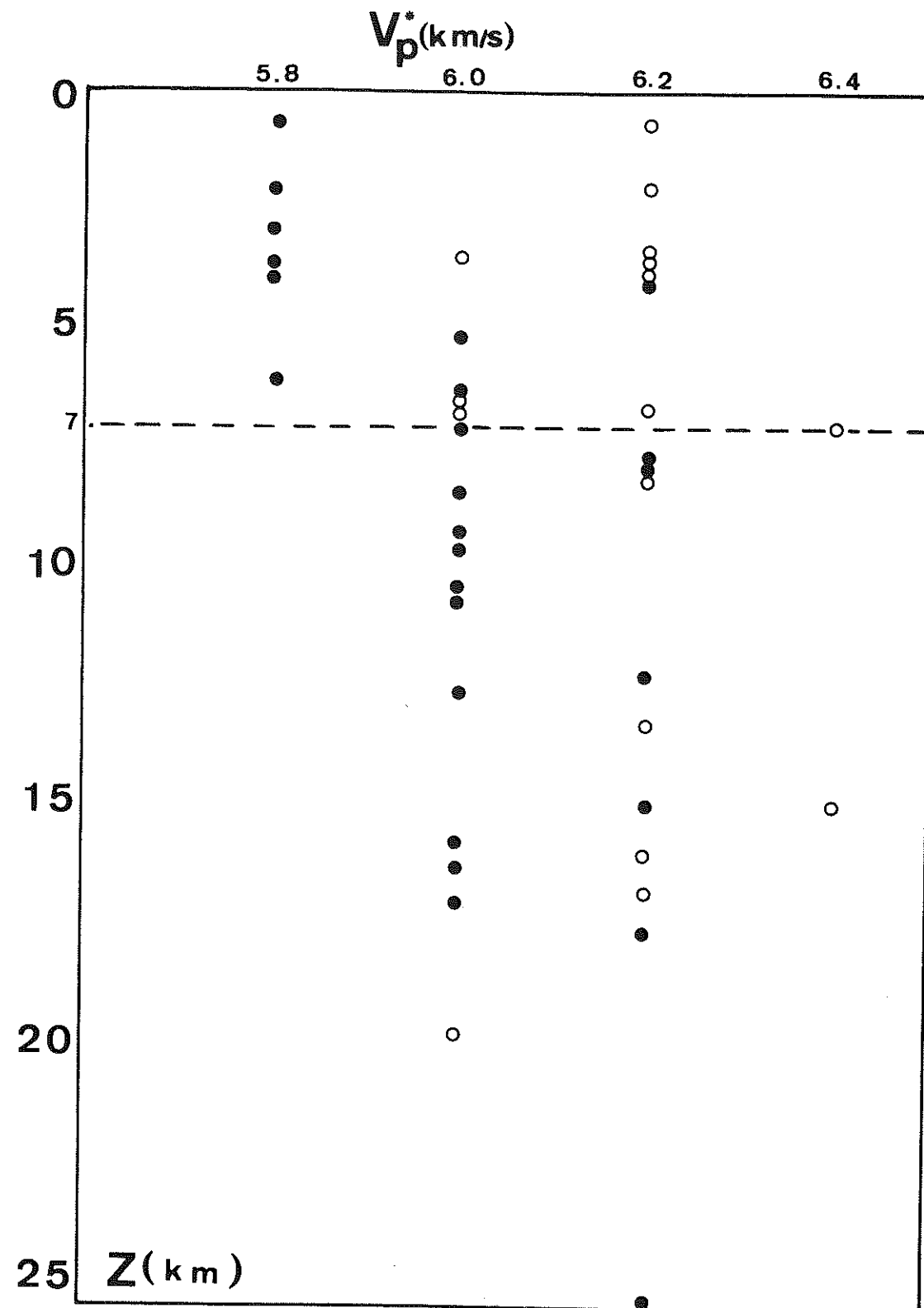


Figure 13 - Tableau des couples (V_p^*, z) définissant la 1^{ère} couche du modèle de vitesse.

Pour simplifier la détermination de V_p^* , nous n'avons pas recherché exactement où se trouve le minimum de RMS (V_p). Nous avons regardé pour laquelle des 4 valeurs de V_p (5.8, 6.0, 6.2, 6.4), le RMS est le plus petit, tout en tenant compte des valeurs correspondantes de ERZ et P-RES. pour le choix de V_p^* .

Une série de 41 V_p^* a été ainsi déterminée. A chaque V_p^* on associe la profondeur z du séisme, localisé avec cette valeur de la vitesse. On forme ainsi 41 couples (V_p^*, z) .

On les range dans un tableau (fig 13) et nous examinons la répartition des points figurant ces couples:

- 1) - Il apparaît globalement que la vitesse augmente avec la profondeur. En prenant la valeur minimum de V_p^* associée à une profondeur donnée, cette valeur augmente de 5.8 à 6.2 km/s lorsque la profondeur varie de 0 à 25 km environ. Pour une profondeur supérieure le manque de données empêche d'évaluer la vitesse par cette méthode.
- 2) - Une analyse plus fine nous permet de différencier deux types de résultats.
 - Les cercles figurent les V_p^* obtenus pour des séismes localisés en bordure du réseau.
 - Les ronds pleins, ceux localisés à l'intérieur du réseau.
 Dans le tableau les symboles figuratifs se répartissent en deux groupes relativement distincts. Pour une même profondeur de l'hypocentre, un séisme en bordure du réseau indique une valeur V_p^* plus grande qu'un séisme situé à l'intérieur. Ceci rend compte indirectement de l'accroissement de la vitesse V_p en fonction de la profondeur. En effet, lorsque le séisme se produit à la limite du réseau, les ondes qui atteignent les stations les plus éloignées se sont réfractées à des profondeurs plus grandes. (Dans le cas de l'expérience du "Sud-Nouristan", la distance épacentrale pouvait atteindre 200 km). Leurs temps d'arrivée sont donc perturbés par rapport aux ondes directes qui se sont propagées dans des milieux moins rapides. En supposant donc, que le milieu a la même vitesse quelle que soit la profondeur, la

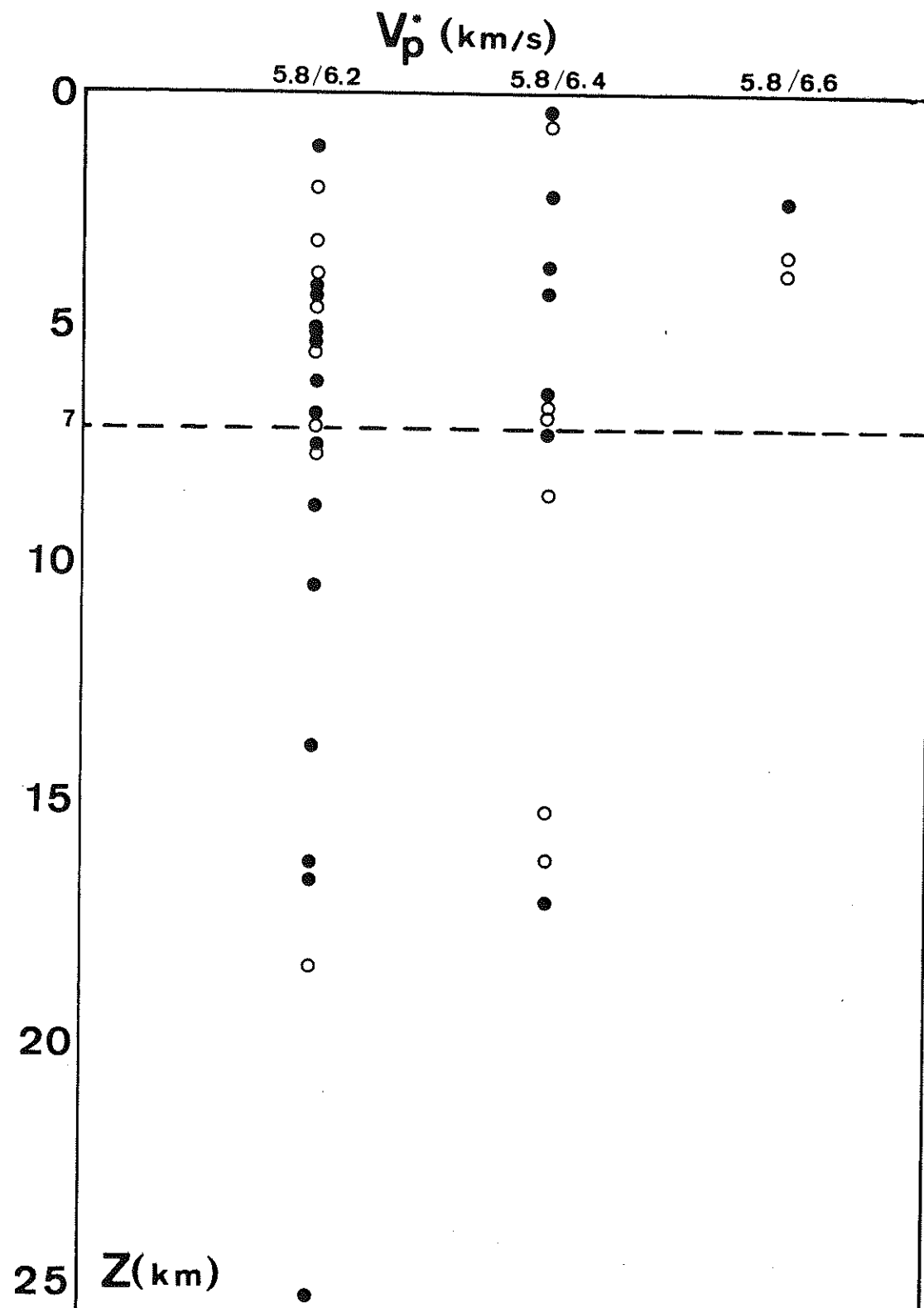


Figure 14 - Tableau des couples (V_p^*, z) définissant la 2^{ème} couche du modèle de vitesse.

valeur V_p^* déterminée est en fait la vitesse moyenne des milieux où se sont propagées les ondes. Les ondes réfractées sont influencées par les couches inférieures et tendent à faire augmenter la valeur de V_p^* .

Les cercles indiquent donc des valeurs biaisées de V_p^* .

- 3) - Considérons les ronds pleins. On estime qu'il n'y a pas d'effets de réfraction ou qu'ils sont négligeables dans la détermination de V_p^* . Seuls les séismes localisés à moins de 7 km de profondeur ont des localisations optimisées par une valeur $V_p^* = 5.8$ km/s. Donc en attribuant une valeur V_p de 5.8 km/s à une couche plane homogène, définie entre 0 et 7 km de profondeur, le modèle de vitesse ainsi défini est celui qui s'ajuste le mieux aux temps d'arrivées de séismes survenant dans cette couche.

En dessous de 7 km, V_p^* indique une vitesse probablement de l'ordre de 6.0 - 6.2 km/s, mais non pas de 6.4 km/s à laquelle seulement deux valeurs de V_p^* sont associées. Et de plus ce sont des cercles. Cette vitesse est trop élevée au moins pour les 25 premiers km de la croûte.

- 4) - Définition d'une 2^{ème} couche dans la croûte.

Pour améliorer l'estimation de la vitesse du milieu en dessous de 7 km de profondeur, nous avons refait une série de tests. Cette fois-ci, nous avons utilisé un modèle à deux couches. La couche supérieure étant celle définie ci-dessus (5.8 km entre 0 et 7 km de profondeur). A la deuxième couche, nous attribuons successivement les vitesses 6.2, 6.4, 6.6 km/s. Comme précédemment, nous analysons les variations de RMS, ERZ et P-RES en fonction de V_p et dressons le tableau V_p^* en fonction de z (fig 14).

La répartition de V_p^* en fonction de la profondeur se fait essentiellement dans les colonnes (5.8/6.2) et (5.8/6.4) jusqu'à la profondeur de 25 km environ. Compte tenu de l'influence des ondes réfractées dans ce genre de calcul, il nous semble préférable de prendre 6.2 km/s pour

vitesse dans la seconde couche. Comme l'ensemble des séismes (sauf deux) ont des profondeurs réparties entre 0 et 25 km, on choisit donc de fixer la limite inférieure de la seconde couche à 25 km de profondeur.

- 5) - Définition d'une 3^è couche.

En dessous de 25 km de profondeur, le nombre de séismes chute considérablement. L'expérience du "Sud-Nouristan" n'y a localisé que 11 séismes sur un total de 284. Ceci semble indiquer une transition brutale des propriétés de la croûte à cette profondeur et implique la définition d'une 3^ème couche pour modéliser la croûte. En règle générale, la vitesse V_p augmentant avec la profondeur, nous pouvons choisir arbitrairement une valeur supérieure à 6.2 km/s. De plus, si l'on fait varier la vitesse du milieu, on constate que la détermination de la profondeur d'un séisme est de moins en moins sensible à cette variation, au fur et à mesure que la profondeur du séisme augmente (fig 15).

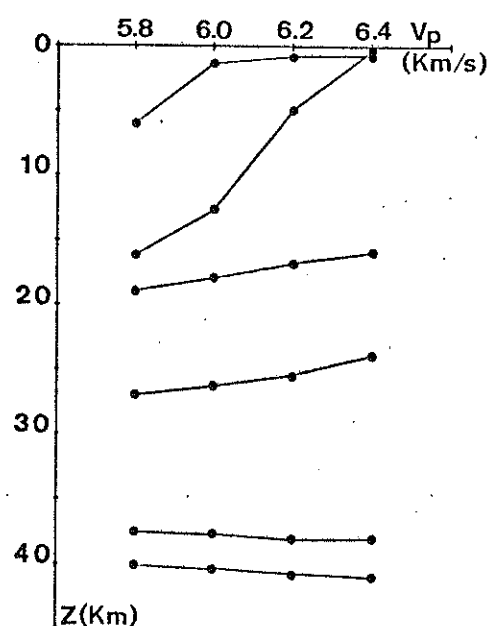
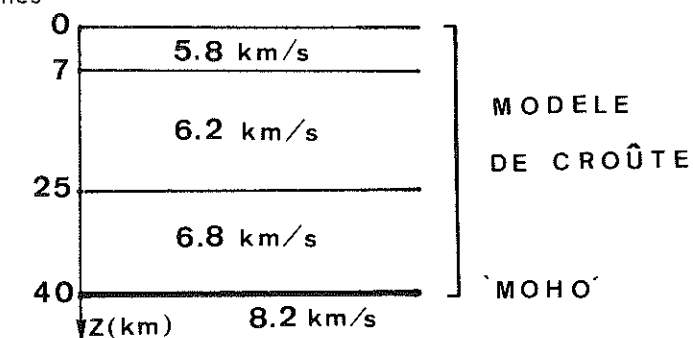


Figure 15 - Variation de la profondeur des séismes lorsqu'elle est calculée pour différentes valeurs de V_p

Ainsi, vu le faible nombre de séismes concernés et la relative insensibilité de la localisation à une variation de la vitesse à ces profondeurs, nous avons choisi $V_p = 6.8$ km/s comme vitesse de cette 3^ème couche. Pour fixer son épaisseur, nous avons pris comme limite inférieure, la profondeur maximale de la sismicité, c'est à dire 40 km. Cette 3^ème couche de vitesse 6.8 comprise entre 25 et 40 km de profondeur vient compléter notre modèle de vitesse de la croûte. Certains auteurs considèrent que la base de la croûte est déterminée par le séisme le plus profond (Armsbruster et al, 1978). Nous adoptons cette hypothèse. En dessous de 40 km de profondeur la vitesse des ondes P est prise égale à 8.2 km/s.

- 5) - Modèle de vitesse.

Donc, à partir d'un échantillon de 46 séismes, nous avons pu déterminer un modèle de vitesse qui s'ajuste le mieux aux données expérimentales (c'est à dire aux temps d'arrivées des ondes aux stations). Nous définissons un modèle de croûte entre 0 et 40 km de profondeur composé de 3 couches planes homogènes



Il peut apparaître bizarre de vouloir déterminer un modèle de vitesse des ondes P en utilisant aussi les ondes S. De plus, nous avons vu que le programme utilise un rapport V_p/V_s constant, alors qu'en réalité ce rapport est susceptible de varier soit en azimuth soit en profondeur. Il faut reconnaître que ceci n'est pas un avantage pour vouloir déterminer ce modèle de vitesse. Cependant, nous verrons au paragraphe suivant que la localisation avec seulement les ondes P est fortement perturbée par une variation du modèle de vitesse. Théoriquement les tests précédents effectués avec les seuls temps d'arrivées des ondes P,

auraient dû conduire à un modèle de vitesse plus fin. En revers, le nombre de facteurs pouvant influencer le modèle aurait augmenté, c'est à dire les variations latérales de vitesse, les erreurs de lecture et de localisation des stations, d'où une complexité plus grande de la solution. Nous estimons que l'utilisation simultanée des phases P et S permet un "lissage" de toutes ces perturbations et conduit à un modèle moyen acceptable. Nous verrons au paragraphe III qu'un calcul par inversion de la structure ne modifie pas notablement les localisations que nous avons obtenues.

III-4- TESTS DE STABILITE SUR LA LOCALISATION DE SEISMES FICTIFS

Ayant déterminé un modèle de vitesse et un rapport V_p/V_s , nous pouvons donc localiser les séismes enregistrés. HYP0 71 nous fournit avec les coordonnées de l'hypocentre une valeur de l'indétermination sur la profondeur et la position de l'épicentre (respectivement ERZ, ERH). Cependant ceci n'est pas satisfaisant car il ne prend pas en compte les erreurs dues au modèle de vitesse, du rapport V_p/V_s , aux erreurs de lecture.

Qualitativement, il est évident qu'un séisme se produisant à l'intérieur du réseau et enregistré dans toutes les stations sera mieux localisé qu'un petit séisme faiblement enregistré et se produisant à la limite du réseau. Ceci signifie que le nombre de stations ayant enregistré le séisme et leur distribution spatiale par rapport aux séismes est un facteur important dans la qualité de la localisation. Un calcul théorique visant à en quantifier l'influence est extrêmement complexe. Simplement, nous évaluerons avec quelle erreur maximale est localisé un séisme quelconque enregistré par le réseau.

Tout d'abord, nous évaluons l'influence respective, du nombre de stations ayant enregistré le séisme, du rapport de vitesse V_p/V_s , du modèle de vitesse et des erreurs de lecture, sur la qualité de localisation d'un séisme. Pour cela, nous supposons que le problème de localisation est entièrement résolu. C'est à dire que nous connaissons exactement le temps origine et les coordonnées du foyer du séisme. Cela implique que nous connaissons aussi exactement le modèle de vitesse, le rapport V_p/V_s et les temps d'arrivée des ondes P et S. Nous nous définissons un échantillon de 14 séismes fictifs représentatifs de la sismicité du "Sud-Nouristan" (fig 16, Tab 3). Le modèle de vitesse est celui défini au paragraphe précédent (3 couches planes homogènes) et le rapport de vitesse est 1.73. De plus ces 14 séismes sont enregistrés dans les 12 stations du réseau.

Connaissant les coordonnées de l'hypocentre des séismes, il est facile de calculer les temps de parcours des ondes P et S dans les différentes stations du réseau et d'en déduire les temps d'arrivée respectifs.

Pour tester HYP0 71, nous relocalisons ces séismes avec ces temps d'arrivées. Le modèle de vitesse est maintenant exact ainsi que la valeur de V_p/V_s . On retrouve bien les coordonnées initiales des séismes à 0,02 km environ, ce qui est suffisant comme nous le verrons par la suite.

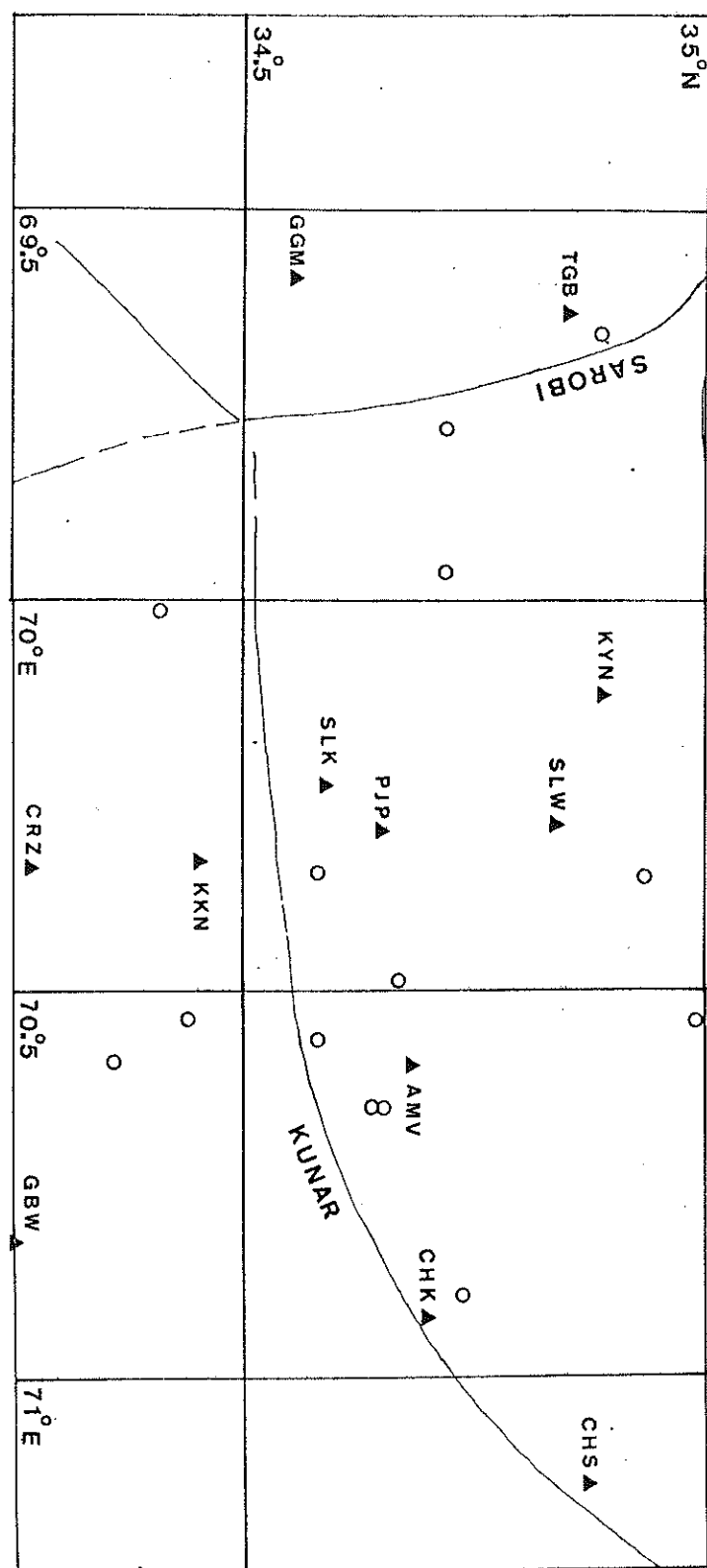


Figure 16 - Echantillon de 14 séismes fictifs.

-1- Influence des erreurs aléatoires

Pour simuler les temps d'arrivées effectivement lus sur un sismogramme, nous perturbons les temps de propagation avec un bruit blanc. Ce bruit doit être représentatif des erreurs de lecture. Sa valeur moyenne est donc nulle.

Pour les ondes P, la variance du bruit est 0.1 seconde. 95 % du bruit ajouté est compris entre - 0.2 et + 0.2 seconde. En assimilant les perturbations dues à l'altitude des stations à des erreurs aléatoires de l'ordre du 1/10 de seconde et l'erreur des temps de lecture étant aussi aléatoires, les perturbations des temps de parcours sont de l'ordre de grandeur de cette variance.

Pour les ondes S, la variance du bruit est de 0.5 seconde. 95 % du bruit est donc compris entre - 1 et + 1 seconde. Ces perturbations sont largement représentatives des erreurs sur les temps des ondes S.

Avec ces temps d'arrivée perturbés nous relocalisons ces séismes, le nombre de phases, le modèle de vitesse et V_p/V_s restant inchangés. Nous faisons une statistique des écarts entre la profondeur ainsi recalculée et la profondeur initiale. En supposant que ces écarts se répartissent suivant une distribution normale, on trouve que l'instabilité de localisation est de l'ordre du km pour la profondeur et légèrement moins pour l'épicentre (fig 17, Tab 3).

-2- Influence de V_p/V_s

Au paragraphe III-3, nous avons calculé la valeur de ce rapport : $V_p/V_s = 1.73 \pm 0.03$. En supposant que la variation de ce rapport soit aléatoire dans cet intervalle (ce qui n'est qu'une approximation), la majorité de ses valeurs est comprise entre 1.70 et 1.76. En prenant la valeur de V_p/V_s égale à 1.70, nous regardons quelle conséquence cela entraîne sur la localisation des séismes. (Nous conservons toujours le même modèle de vitesse, le même nombre de phases, et les temps d'arrivée bruités). En supposant de nouveau que les variations de la localisation se répartissent suivant une gaussienne (fig 17, Tab 3), l'instabilité sur la localisation des séismes est de l'ordre de 2 km environ.

Figure 17 - Tests de localisation de séismes fictifs.

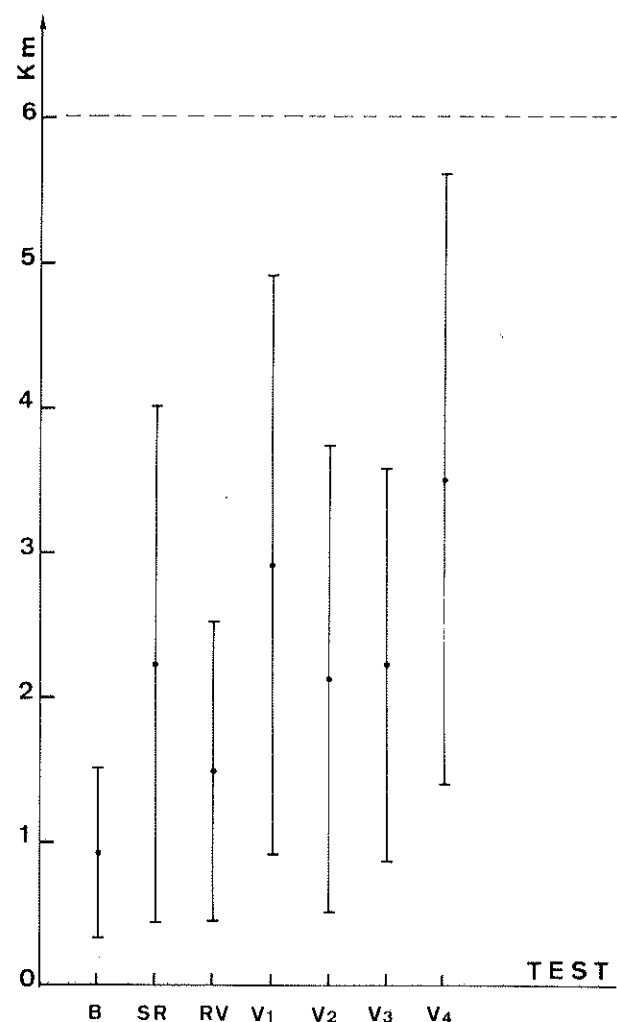
Test B : temps d'arrivée des ondes P et S bruités.

Test SR: localisation avec un sous-réseau.

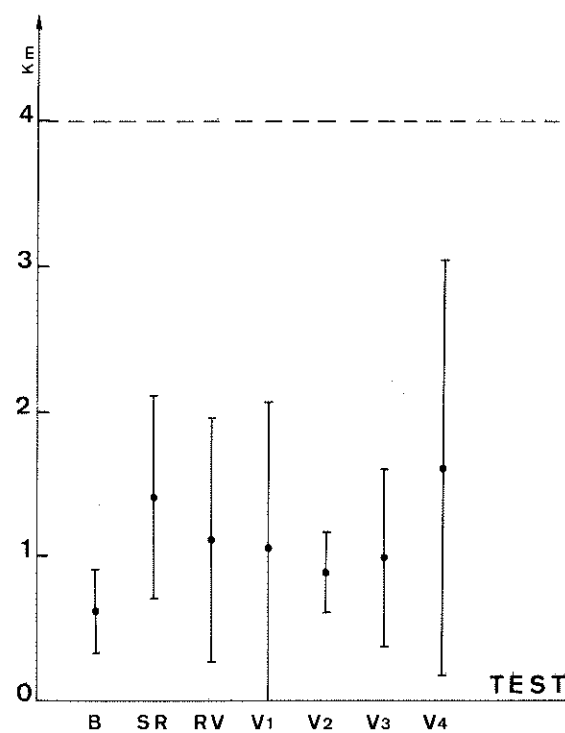
Test RV: localisation avec $V_p/V_s = 1.70$.

Test V_1 : localisation avec un 1/2 espace homogène de vitesse $V_1 = 5.8$ km/s

Tests V_2, V_3, V_4 : la vitesse V_1 est successivement remplacée par $V_2 = 6.0; V_3 = 6.2; V_4 = 6.4$.



Instabilité de la profondeur suivant les tests.



Instabilité de la position de l'épicentre suivant les tests.

-3- Influence du nombre de stations

Généralement les séismes ne sont pas enregistrés dans l'ensemble du réseau mais seulement par les stations les plus proches de l'épicentre. Si ces stations entourent le séisme, celui-ci est bien mieux localisé que si elles sont disposées dans un secteur azimutal restreint par rapport au séisme. Pour simuler ces cas, nous n'avons conservé que les temps d'arrivées des 5 ou 6 stations les plus proches de chaque séisme de l'échantillon. La couverture azimutale de chaque séisme sera plus ou moins bien assurée. Nous supposons donc que les résultats obtenus sur l'instabilité de la localisation se répartissent suivant une loi normale.

Ceci permet du moins de se fixer l'ordre de grandeur de l'instabilité engendrée.

On redonne la valeur 1.73 au rapport V_p/V_s , le modèle de vitesse restant toujours inchangé. Les résultats montrent qu'un nombre restreint de stations ayant enregistré le séisme peut induire des erreurs de localisation de l'ordre de 5 km sur la profondeur et de 2 km sur l'épicentre. (fig 17, Tab 3).

-4- Influence du modèle de vitesse.

Pour évaluer l'erreur maximale qui peut être induite par le modèle de vitesse, nous relocalisons l'échantillon de séismes en utilisant le modèle le plus simple : le milieu est un demi-espace homogène, de vitesse constante. Nous avons vu au paragraphe précédent (III-3) qu'on peut trouver un modèle simple de vitesse qui approxime un modèle plus complexe. Nous allons approximer le modèle à 3 couches, par un modèle à 1 couche. Les relocalisations sont obtenues en donnant successivement les valeurs 5.8 ; 6.0 ; 6.2 ; 6.4 km/s à V_p et en conservant $V_p/V_s = 1.73$ et les temps d'arrivées des ondes dans toutes les stations. Les résultats obtenus (fig 17, Tab 3) indiquent que l'erreur de localisation est notablement diminuée lorsque la vitesse du modèle moyen (modèle à 1 couche dans ce cas) est représentative de la vitesse du modèle réel (modèle à 3 couches), c'est à dire $V_p = V_2$ ou V_3 .

Par contre lorsque V_p s'écarte de ces valeurs et prend les valeurs V_1 ou V_4 ,

l'erreur augmente rapidement.

En supposant que les variations de localisation suivent une loi normale, l'instabilité de localisation sur la profondeur est de l'ordre de 3 km dans le meilleur cas ($V_p = V_2$ ou V_3) et augmente jusqu'à 5 km pour $V_p = V_1$ ou V_4 . Pour l'épicentre l'instabilité varie de 1 à 3 km pour les mêmes conditions sur V_p .

-5- Bilan

De cet ensemble de résultats, il apparaît que 2 facteurs peuvent provoquer les erreurs de localisation les plus importantes :

- Un faible nombre de stations, c'est à dire leur distribution spatiale par rapport au séisme.
- Une mauvaise approximation du modèle de vitesse.

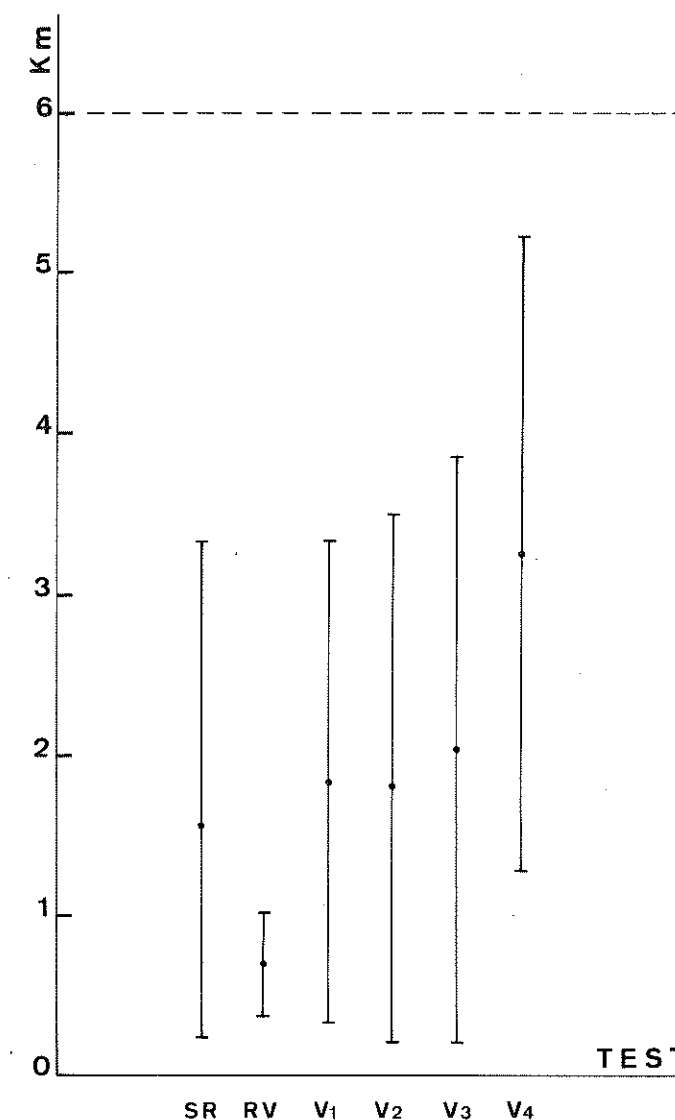
Dans le cas où ces 2 causes d'erreurs pourraient être évitées, on pourrait estimer les erreurs maximales de localisation à 3 km pour la profondeur et 2 km pour la position de l'épicentre. Elles sont dues uniquement aux erreurs de lecture et à l'approximation consistant à supposer V_p/V_s constant. Pour l'ensemble des séismes, nous estimons qu'ils sont localisés avec une erreur inférieure à 6 km en profondeur et à 4 km sur la position de l'épicentre.

Il faut cependant nous assurer que ces valeurs obtenues à partir de tests sur des séismes fictifs, sont bien représentatives des erreurs qui sont réellement commises lors de la localisation de séismes effectivement enregistrés.

III-5- ESTIMATION DES ERREURS DE LOCALISATION

Nous avons pris soin d'attribuer aux séismes fictifs, les mêmes coordonnées que des séismes effectivement enregistrés par le réseau "Sud-Nouristan". Ces derniers ont été enregistrés dans au moins 9 stations. Ils ont été soumis à la même série de tests (V_p/V_s ; nombre de stations, modèle de vitesse).

Figure 18 - Tests de localisation en utilisant les temps d'arrivées des phases P et S obtenus expérimentalement.



Variation de la profondeur des séismes en fonction des tests de localisation.

(SR, RV, V₁, V₂, V₃, V₄, gardent la signification qu'ils avaient à la figure 17)

Le test bruit n'a pas été fait puisque les temps d'arrivées sont déjà des temps bruités. Nous ne pouvons cette fois-ci comparer les résultats des re-localisations aux positions exactes des hypocentres puisque ceux-ci ne sont pas connus. Ils sont alors comparés à la localisation obtenue dans les meilleures conditions, c'est à dire en utilisant tous les temps d'arrivées des ondes, $V_p/V_s = 1.73$ et le modèle de vitesse à 3 couches défini au paragraphe III-3. Nous supposons toujours que les variations sont aléatoires, d'un séisme à l'autre, et qu'elles suivent une loi normale. La fig 18, montre les résultats obtenus pour la profondeur des séismes. Les variations de celle-ci en fonction des tests sont du même ordre de grandeur que celles observées pour les séismes fictifs. Sans être aussi évident dans ce cas, il apparaît que pour $V_p = V_4$ l'erreur est supérieure à celles causées par les autres valeurs de la vitesse (V_1, V_2, V_3). On retrouve donc ce que le tableau ($V_p^*(z)$; paragraphe III-3) nous a déjà indiqué : la vitesse $V_p = 64$ km/s est trop élevée pour être une bonne approximation du modèle réel.

Par contre pour 5.8 km/s, l'erreur est du même ordre de grandeur que pour $V_p = 6.0$ ou 6.2 km/s. Il faut voir là, l'influence de sous-couches, entre 0 et 7 km de profondeur, de vitesse inférieure de 5.8 km/s.

Dans les 7 premiers km, la loi de vitesse n'est sans doute pas constante et peut être assimilée à une succession de couches de vitesse constante. Notre méthode n'est cependant pas assez "fine" pour mettre en évidence ces sous-couches.

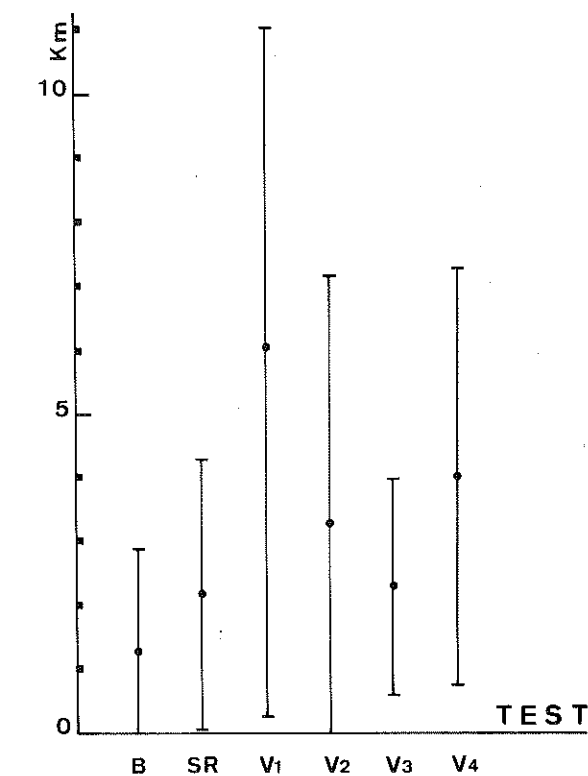
L'influence de V_p/V_s est nettement plus faible dans ce cas que pour les séismes fictifs. Ceci peut s'expliquer par le plus faible nombre de phases S intervenant dans cette série des tests que celui intervenant dans les tests des séismes fictifs où il avait été supposé que toutes les phases S des séismes fictifs avaient été lues.

L'erreur due à la répartition des stations conserve la même importance.

Tout ceci nous permet de dire que le modèle de vitesse que nous avons défini et le rapport de vitesse V_p/V_s sont suffisamment corrects pour que les erreurs de localisation des séismes soient :

- inférieures à 6 km pour la profondeur des séismes
- inférieures à 4 km pour la position de l'épicentre.

Figure 19 - Tests de localisation de séismes fictifs en n'utilisant que les phases P



Instabilité de la profondeur des séismes suivant les tests.

(B, SR, V_1, V_2, V_3, V_4 , gardent la signification qu'ils avaient à la figure 17)

Cependant il ne faut pas espérer obtenir une précision supérieure à 2 km (profondeur et épicentre) dans le meilleur des cas où les erreurs dues au modèle de vitesse et au nombre de stations enregistrant le séisme seraient négligeables.

III-6- CRITERE D'ELIMINATION DES SEISMES

Nous avons cherché à savoir si des séismes pouvaient être localisés avec des marges d'incertitude encore plus grandes que celles définies ci-dessus. Nous avons constaté qu'HYP0 71 pouvait localiser un séisme avec 6 phases lues dans 3 stations. Nous estimons que c'est la condition minimale pour localiser correctement un séisme. Pour tester la validité de cette condition, nous relocalisons l'échantillon de 14 séismes fictifs décrits précédemment chap (III-4) avec les temps d'arrivées des ondes P et S dans les 3 plus proches stations (Tab 6) Il apparaît que les séismes dont la qualité de localisation estimée par HYP0 71 est D/D (Tab 6) sont localisés avec des erreurs supérieures à 6 km sur la profondeur et/ou 4 km sur la position de l'épicentre. Ces séismes sont éliminés ainsi que ceux localisés avec moins de 6 phases lues.

III-7- LOCALISATION AVEC LES SEULES PHASES P

A titre de comparaison, nous avons soumis les localisations obtenues avec les phases P seules, à la série de test décrite précédemment. La fig 19 illustre les résultats obtenus. Il apparaît clairement que la fluctuation de la profondeur des séismes est plus importante avec cette détermination n'utilisant que les phases P qu'avec celles où interviennent P et S. Ceci nous indique que ce type de localisation est sensible à toute perturbation. Les temps d'arrivées des ondes prennent en compte toutes les différences (hétérogénéité latérales, zones à moindre vitesse) qui existent entre le modèle de structure réel et le modèle simplifié utilisé par HYP0 71. Au niveau du calcul de la localisation, cela se traduit par un déplacement de l'hypocentre par rapport à sa position exacte. Nous estimons donc que l'utilisation simul-

tanée des phases P et S, pour localiser le séisme, provoque des erreurs moins importantes que l'utilisation des phases P seules. Cette méthode, en augmentant le nombre de contraintes dans le calcul de détermination, permet un lissage de toutes ces perturbations. Ceci, de plus, est cohérent avec le modèle de vitesse qui est lui un modèle moyen où toute hétérogénéité est lissée.

III-8- EVALUATION DES ERREURS PAR RELOCALISATIONS D'UN ESSAIM DE SEISMES

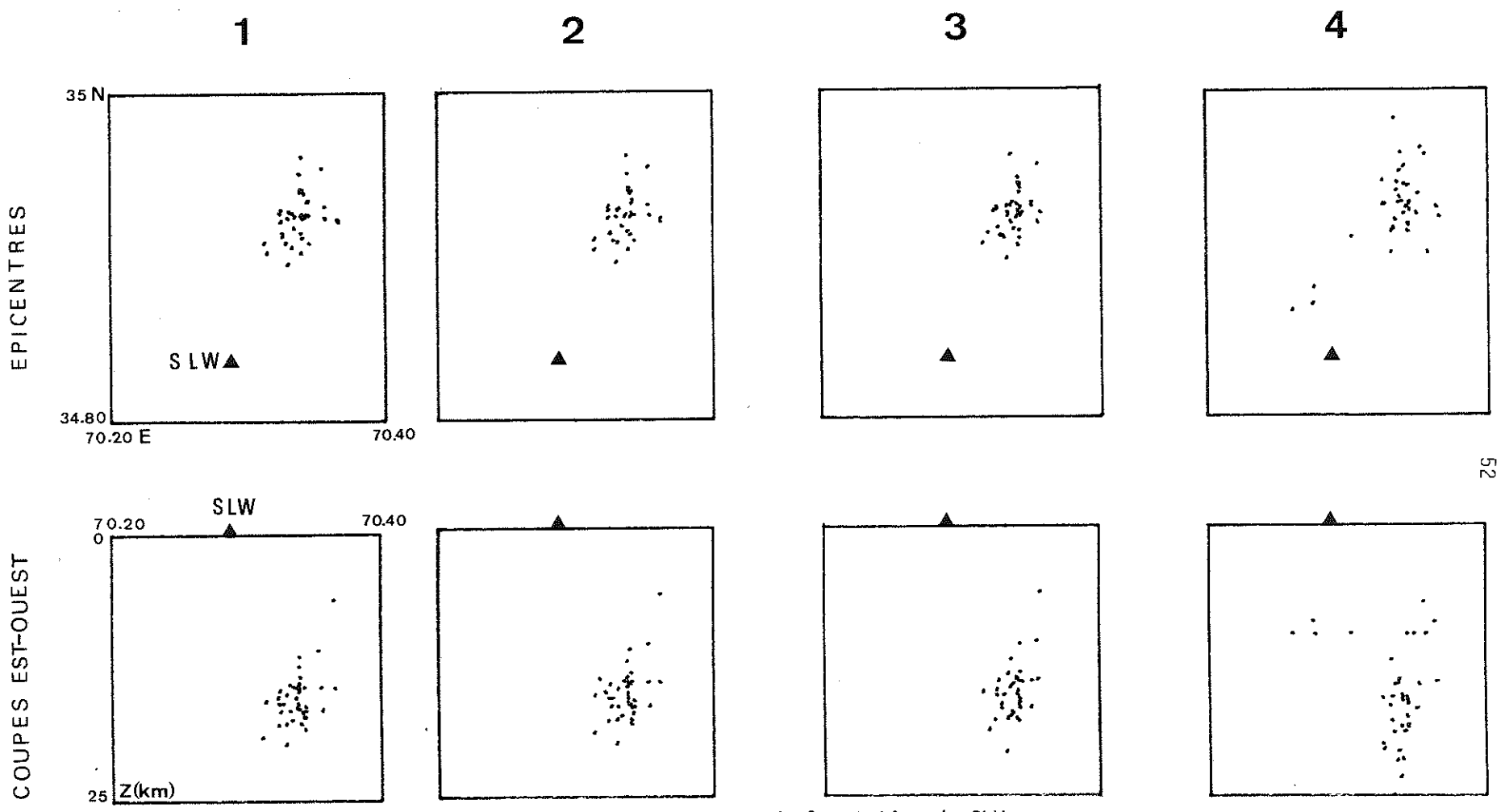
Pour estimer les erreurs de localisation nous avons fait une étude statistique sur un échantillon de séismes.

En fait, nous avons estimé l'erreur maximale de localisation d'un séisme moyen représentatif de la sismicité de la région étudiée.

Or la sismicité du "Sud-Nouristan" se produit, en partie, par essaims de séismes. Les séismes d'un essaim ne diffèrent que par le nombre de stations qui les ont enregistrés.

Nous avons localisé les séismes regroupés dans les 4 essaims principaux (cf fig 25) de 3 façons différentes.

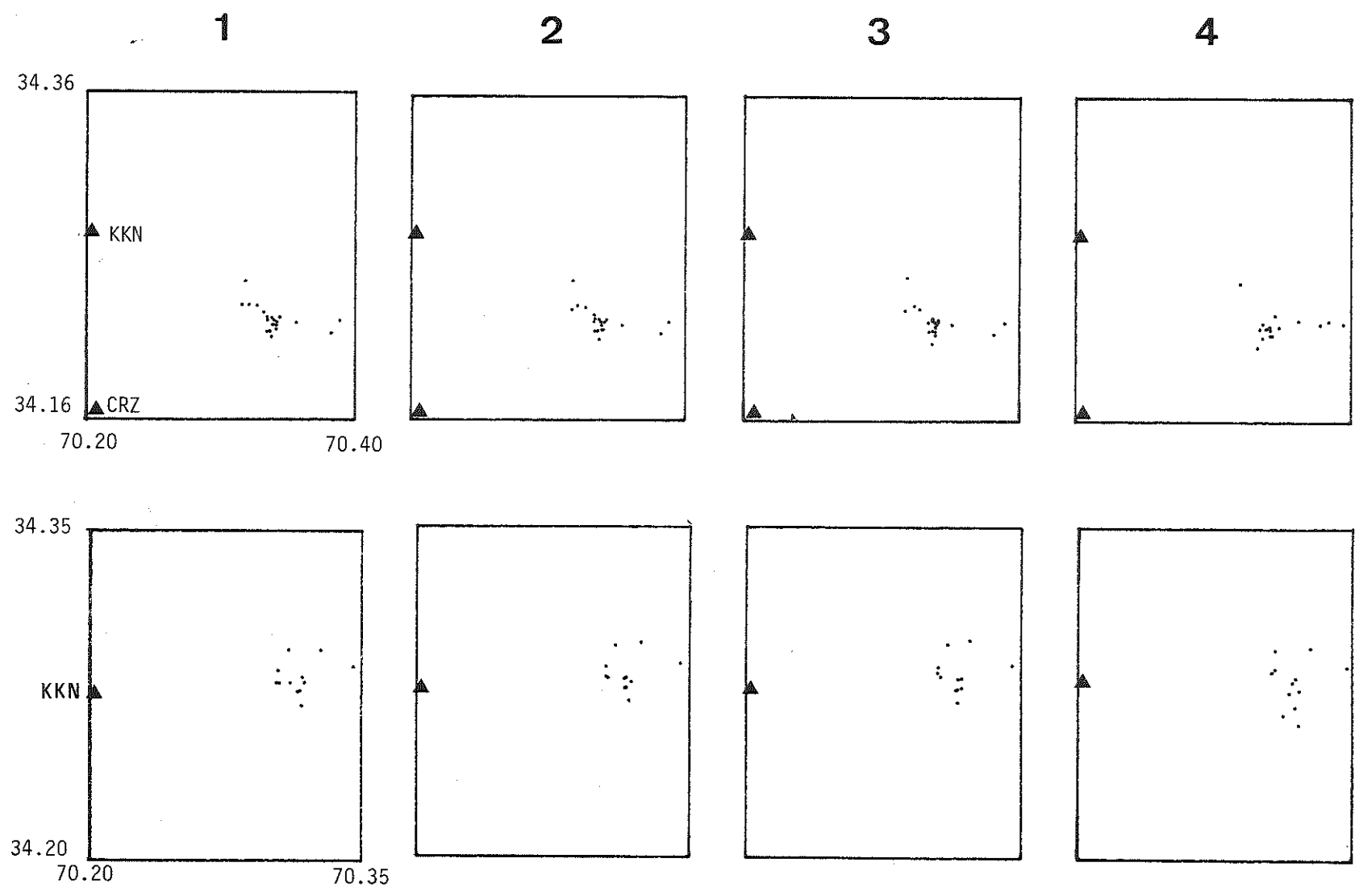
- 1 - La localisation avec les temps d'arrivées des phases P et S à l'aide du programme HYP0 71.
- 2 - Les séismes composant l'essaim sont relocalisés simultanément à l'aide d'un programme d'inversion où le résidu (joint résiduel) de tous les événements est minimisé. La structure de vitesse n'est pas modifiée dans ce cas. Alors qu'HYP0 71 détermine la position des séismes un à un, cette méthode prend en compte la position de chaque séisme par rapport à l'ensemble des autres séismes composant l'essaim. En pratique, on localise d'abord les séismes avec HYP0 71 et on corrige les résultats obtenus par cette méthode.
- 3 - On améliore encore cette méthode de calcul en prenant la vitesse comme inconnue. Comme le nombre de variables est notablement augmenté dans ce cas, il est nécessaire que les séismes soient déjà bien localisés. La correction apportée doit être faible (cf Goula, 1978)



52

Figure 20 - Essaim de séismes près de la station de SLW.
 1 : localisation avec HYPO 71 en utilisant les phases P et S
 2 : localisation par minimisation du 'joint residual'.
 3 : localisation par inversion de la structure
 4 : localisation avec HYPO 71 en utilisant que les phases P

Figure 20 - Relocalisation de 2 autres essaime par les méthodes 1,2,3,4.



53

Les calculs 2 et 3 ont été faits par S. Roecker au M.I.T. (U.S.A.).

Pour l'ensemble des 4 essais, la répartition géographique des épicentres conservent globalement le même aspect (fig 20).

Le plus important des essais est localisé près de la station SLW (fig : sismicité du Sud-Nouristan) et se compose de 39 séismes. Cet essai est essentiellement réparti entre 14 et 18 km de profondeur. Pour chaque localisation, nous avons fait une coupe verticale E-0 de l'essai.

Les figures montrent que la profondeur non plus ne subit pas de grandes variations d'une méthode à l'autre. A titre de comparaison, nous montrons les résultats obtenus par la localisation des séismes avec les seules phases P. Ceci justifie encore l'utilisation simultanée des phases P et S pour localiser les séismes.

En prenant comme référence la localisation faite par HYP0 71 avec les phases P et S, nous évaluons l'ordre de grandeur de la dispersion des résultats obtenus avec les 3 autres méthodes.

dispersion sur la profondeur (km).	Disp. sur la position de l'épicentre (km).
$\delta Z_{1,2} = 0,1 \pm 0,1$	$\delta \Delta_{1,2} = 0,2 \pm 0,2$
$\delta Z_{1,3} = 0,2 \pm 0,02$	$\delta \Delta_{1,3} = 0,5 \pm 0,3$
$\delta Z_{1,4} = 2,7 \pm 4,0$	$\delta \Delta_{1,4} = 0,5 \pm 2,3$

indices 1 = calcul HYP0 71 avec P + S

2 = inversion avec vitesse constante

3 = inversion avec vitesse variable

4 = calcul HYP0 71 avec P seul

Calculs 2 et 3 :

Par rapport aux erreurs de localisation estimées au paragraphe III-4, ces variations sont du second ordre. Soit nous avons surestimé les erreurs et les résultats ci-dessus nous indiquent l'ordre de grandeurs des erreurs commises par HYP0 71, soit ces deux méthodes, en localisant les séismes d'une manière semblable à HYP0 71 (minimisation des résidus) commettent le même genre d'erreur et la dispersion des résultats d'une méthode à l'autre n'est pas significative.

CHAPITRE IV

SISMICITE

Cette étude de la microsismicité a été effectuée dans le cadre de l'A.T.P. INAG "Géodynamique", en collaboration avec une équipe du M.I.T. de Cambridge (USA) et le Ministère des Mines Afghan.

Le soutien logistique a été fourni par la Mission Permanente du C.N.R.S. à Kaboul.

En 1977 et 1978, trois expériences d'une dizaine de jours nous ont fourni les données nécessaires à une étude de la sismicité superficielle de différentes zones du N.E de l'Afghanistan. Ceci nous a permis de compléter les études régionales faites par Armbruster et al (1978), Seeber et Jacob (1977, 1978) dans le Nord du Pakistan et par Chatelain et al (1979) pour la sismicité intermédiaire de l'Hindu-Kush.

Nous reprenons dans cette étude, les données obtenues en 1976, le long d'un segment de la faille de Chaman entre Moqur et Ghazni. Les résultats ont déjà fait l'objet d'une communication à la 5ème R.A.S.T. par Chatelain et al (1977).

La liste des séismes et les coordonnées des stations des différents réseaux est donnée en annexe 4.

IV-1- EXPERIENCE DE CHAMAN 1976

La région de Moqur-Qalat s'étend le long d'un segment de la faille de Chaman sur près de 100 km (fig 21).

La faille de Chaman est considérée, à l'échelle du continent Indien, comme un linéament contenu sur près de 800 km. Mais à l'échelle régionale, il apparaît des discontinuités le long de cette faille et notamment entre Moqur et Ghazni. C'est ce qu'ont indiqué des géologues allemands, auteurs de la carte 1/500 000e de l'Afghanistan central et méridional (Wittelkindt et Weippert, 1973) et c'est aussi l'avis des géologues russes (Chmyriov et Mirzad, 1972) auteurs de la carte tectonique de l'Afghanistan.

Carbonnel (1977) considère que la faille de Chaman se décompose en deux failles distinctes (fig 5) :

- au sud elle est appelée "faille de Chaman-Mokur"
- au nord elle est appelée : "faille de Ghazni-Charikar".

Leur alignement géographique presque parfait, suggère qu'il y aurait continuité entre elles et que seules des alluvions récentes de la plaine Ghazni-Moqur en masquerait l'aspect.

A partir d'alignements de séismes localisés entre ces 2 failles, entre 1907 et 1969, Carbonnel décrit tout un réseau de failles parallèles de direction SSO-NNE (fig 5) entre Moqur et Ghazni.

D'autres failles atteignent cette région, et, parmi celles-ci, on distingue :

Les failles de Kandahar-Moqur et Gardez. Nous avons vu au Chap. I, l'importance de ce jeu de failles dans l'interprétation tectonique régionale du N.E de l'Afghanistan, d'où l'intérêt d'une expérience d'enregistrement sismique de cette région.

Dans un passé récent, plusieurs séismes ont été ressentis.

Quittmeyer et Jacob (Historical and modern seismicity of Pakistan and Afghanistan) ont répertorié ceux-ci.

*Faille
ou
actuelle?*

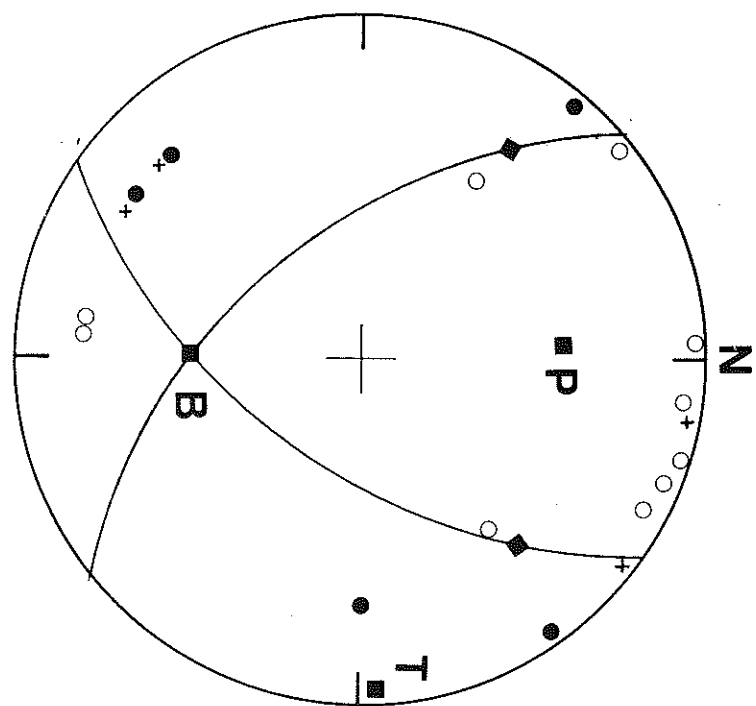
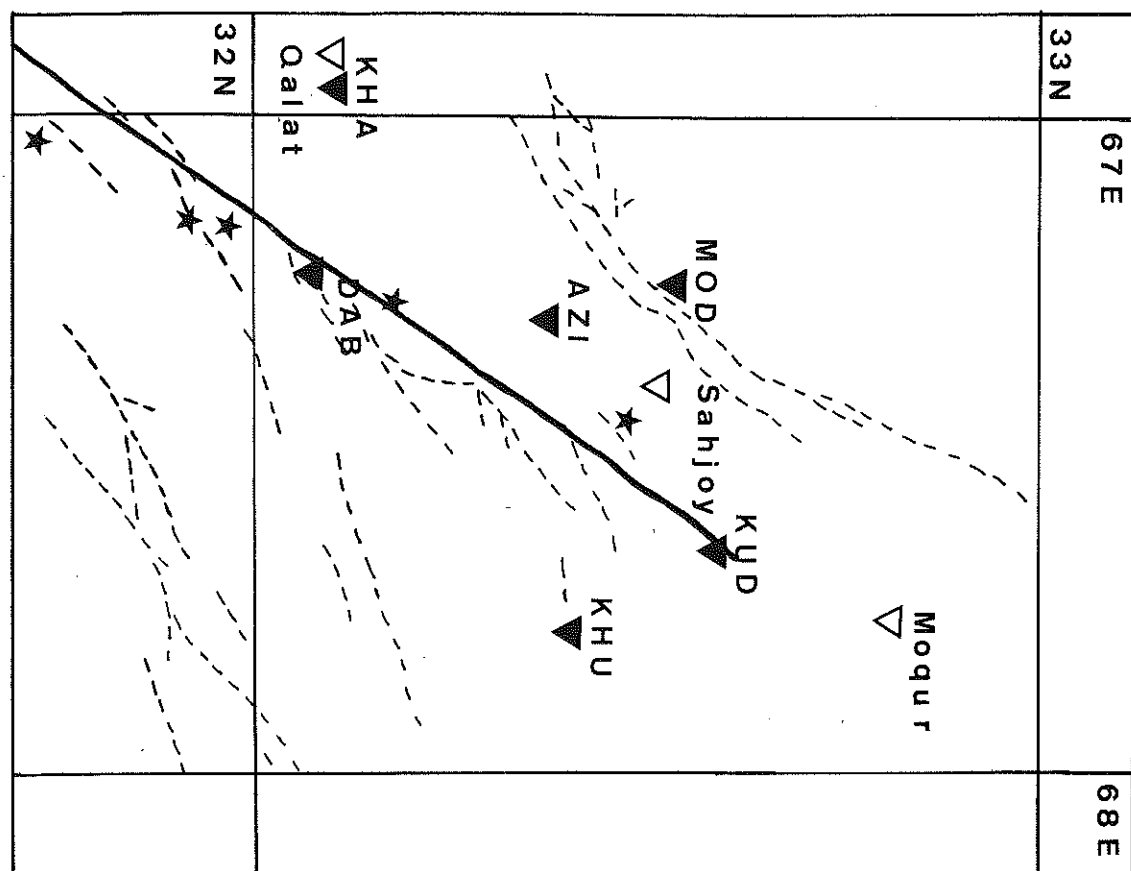


Figure 21 - Expérience de CHAMAN 1976
Carte de sismicité
Mécanisme au foyer

LIEU	LAT (°N)	LONG (°E)	INTENSITE (M.M)	DATE
Dai Chupan	32,67	66,91	7	16 Octobre 1933
Moqur Region	32,49	69,79	7	11 Août 1962
Shahjuri	32,50	67,33	6	27 } 29 } Janvier 1966 30 }

Cette activité sismique récente et l'importance géographique de cette région, dans l'interprétation tectonique du N.E de l'Afghanistan, nous a donc incité à installer un réseau temporaire de stations sismiques.

Du 2 au 9 Septembre 1976, 6 stations fonctionnèrent entre Moqur et Qalat où la faille de Chaman est très apparente (fig 21). La présence d'affleurements accessibles aurait permis d'enregistrer avec des gains élevés si les conditions météorologiques (orages) n'avaient pas empêché une amplification importante. Seule la station de Modiekhel (MOD) a pu enregistrer avec une forte amplification ($\times 10^6$ le signal de déplacement du sol, à 10 Hz).

5 événements de magnitude inférieure à 1.5 furent localisés pendant ces 8 jours d'enregistrement. Les coordonnées des stations avaient été établies à partir de cartes topographiques peu précises et l'apparition systématique de résidus importants (~ 0.5 seconde) suivant certaines directions azimutales, nous a amenés à reconsidérer la position des stations. Deux stations (MOD, KHU) furent transférées de 3' vers le nord.

Néanmoins, ce faible nombre de séismes atteste de l'inactivité actuelle de ce segment de la faille de Chaman. Après la série de séismes de Janvier 1966, nous sommes peut être actuellement dans une phase d'accumulation des contraintes le long de cette faille. On observe ce phénomène pour la faille San-Andréas (Californie) qui est également une faille de coulissage.

Il s'est produit trois tremblements de terre importants en Californie (1857, 1906, 1940) durant lesquels un déplacement a été observé sur la faille San-

Andréas. Un réseau de triangulation géodésique situé à l'est de la faille a permis de reconstituer le mouvement relatif des deux régions situées de part et d'autre de la faille : fig.22

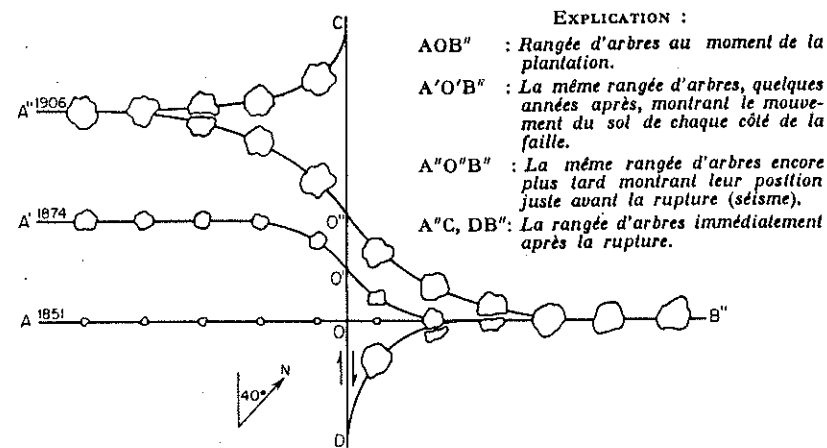


Fig.22 — Déformation schématisée de la faille de San Andreas, d'après la théorie du rebond élastique, 1851 à 1906.

Howell (1969) explique les mécanismes de rupture le long de la faille d'après la théorie du rebond élastique. "Un séisme de faille est le résultat d'une accumulation progressive de tension de cisaillement, qui s'accroît jusqu'à ce que la résistance à la rupture de la roche soit dépassée. De telles tensions s'accumulent lentement, l'énergie libérée dans le séisme ayant été emmagasinée sous forme d'énergie élastique dans les roches déformées jusqu'au moment de la rupture. La principale déformation est le lent glissement du sol. Le jeu d'une faille et le tremblement de terre qui en résulte sont les phénomènes terminaux d'un long cycle".

Les failles de Chaman et de San-Andréas étant toutes les deux des failles de coulissage, elles doivent, à priori, avoir le même comportement.

Comme la faille de Chaman a été historiquement à l'origine de plusieurs séismes importants (Heuckroth et Karim, 1973, Quittmeyer et Jacob), la théorie du rebond élastique prévoit qu'il se produira de nouveaux séismes revenant de façon cyclique.

Par contre, la sismicité détectée par la station (MOD), à proximité de la faille de Moqur-Kandahar prouve l'activité actuelle de cette faille. Elle vient renforcer l'hypothèse émise par Carbonnel (1977) qui ferait absorber une partie de la convergence des plaques Inde et Eurasie, par la faille de Mokur-Kandahar.

(Cette faille et la faille de Chaman délimitant le "coin" de Qalat pincé entre les 2 plaques).

A partir des sens de premier mouvement des 5 séismes localisés, nous avons construit un mécanisme au foyer composite. (cf chap. V). En choisissant comme plan de faille, le plan nodal de direction sensiblement parallèle à l'axe de la faille de Chaman et en imposant un pendage quasi vertical, la solution du mécanisme au foyer est compatible avec un mouvement de décrochement senestre de la faille de Chaman (fig21).

IV-2- "EXPERIENCE DE KABOUL" 1977

La région de Kaboul forme géologiquement une unité bien définie. Menessier (1968, 1972) la décrit comme le "fossé de Kaboul", Cassaigneau (1979) comme le "bloc de Kaboul". Par contre le "coin de Kaboul" défini par Carbonnel recouvre une région beaucoup plus vaste puisqu'il s'étend jusqu'à l'Hindu-Kush (fig 5).

Géographiquement, elle est limitée à l'ouest et au nord-est par les failles de Chaman et Sarobi (fig 2 , fig 3 , fig 24). La convergence de ces deux failles avec celle d'Herat forme la limite nord. Au sud-est, la chaîne de l'Altimour en est la limite naturelle. Les décrochements senestres que Wellman (1966) a remarqué dans cette zone sont interprétés par plusieurs auteurs comme appartenants à la même faille, dite "faille de Gardez". (Wellman, 1966 ; Heuckroth et Karim, 1973 ; Carbonnel, 1977). Cette faille limitant au sud la région de Kaboul s'étend de Ghazni (où elle rejoint probablement la faille de Chaman) à la faille de Sarobi. Il semble peu probable qu'elle se poursuive plus au nord jusqu'à la zone de sismicité intermédiaire de l'Hindu-Kush comme le pensent certains auteurs. (Heuckroth et Karim, 1973 ; Carbonnel, 1977). Si géologiquement, elle n'a pas une trace évidente en surface (cf photo-satellite fig 3) on peut discerner cependant un alignement de séismes le long de cette faille lorsqu'on examine la sismicité enregistrée dans cette zone (Heuckroth et Karim, 1973) (fig 5).

Les 3 failles de Chaman, Sarobi et Gardez délimitent donc la région de Kaboul. L'étude géologique indique l'existence d'une nappe ophiolitique (fig 23) (Cassaigneau, 1979). Ceci confirmerait l'hypothèse de Carbonnel décrivant cette zone comme faisant partie d'un "coin tectonique" pincé entre l'Inde et l'Eurasie. Cette hypothèse est reprise en partie par Cassaigneau (1979).

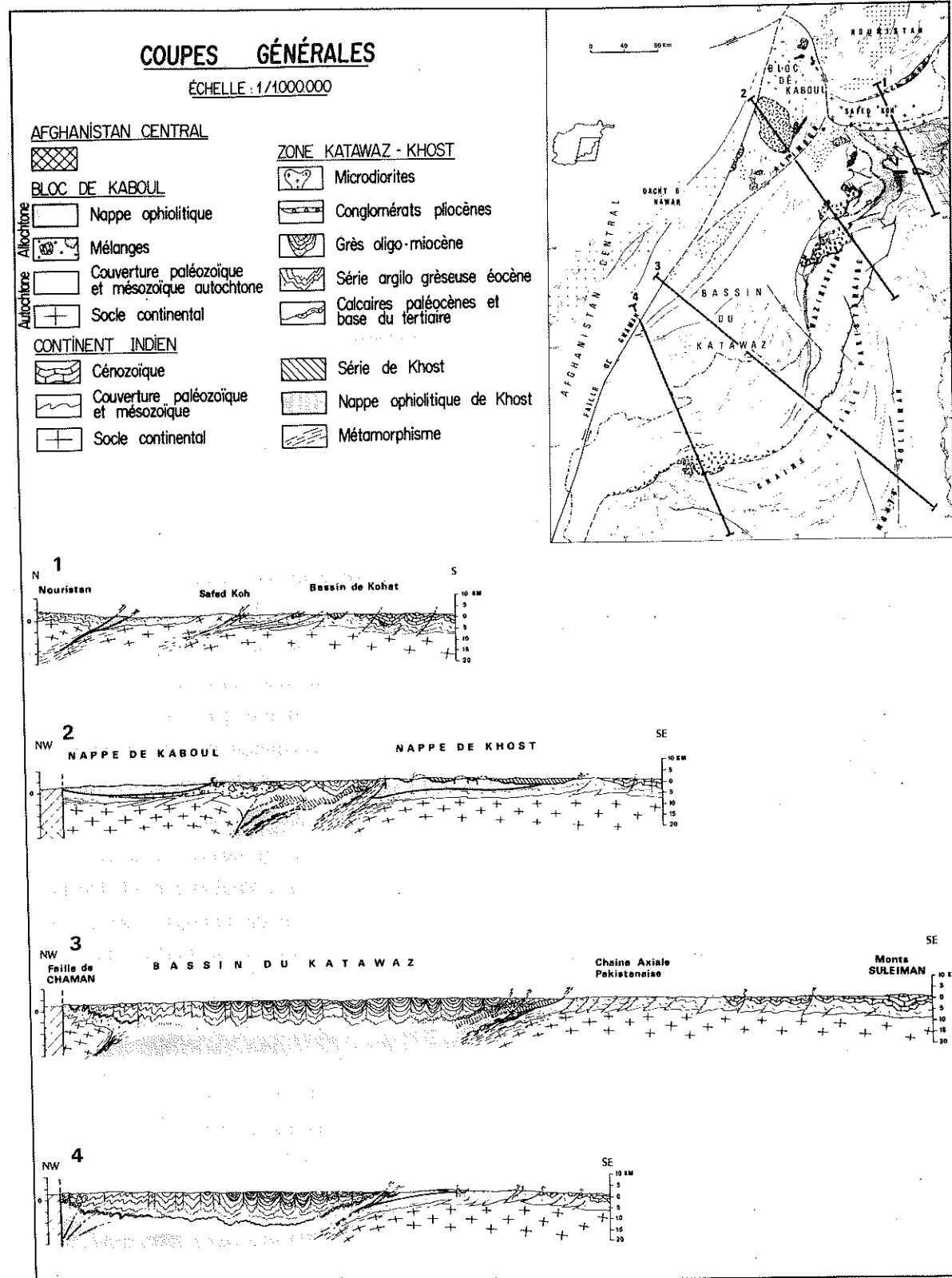


Figure 23 - CASSAIGNEAU (1979)

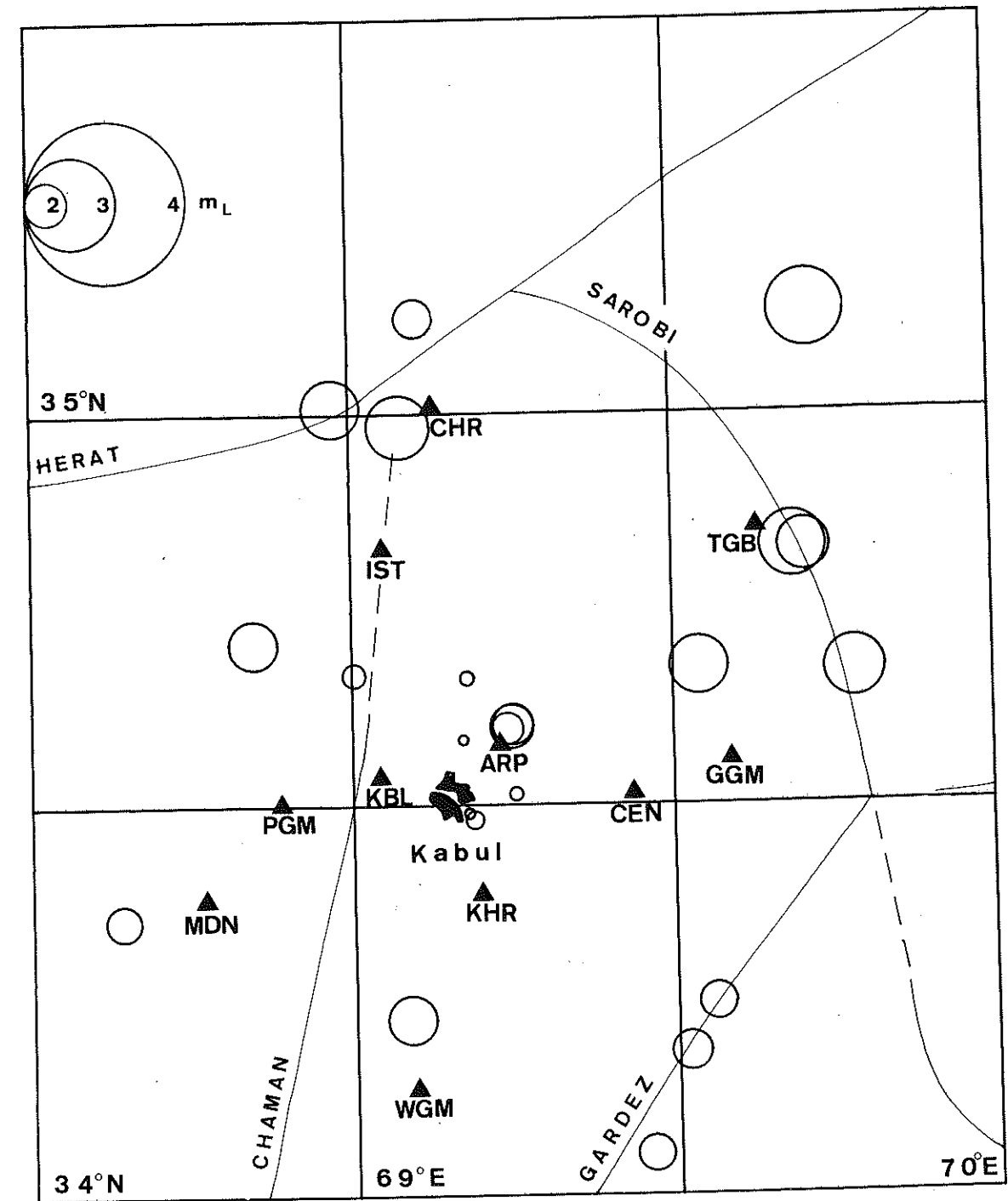


Figure 24 - Expérience de KABOUL 1977.

Carte de sismicité.

La dimension des cercles est fonction du carré de la magnitude m_L .

Les campagnes d'enregistrements sismiques en 1977 avaient pour but d'examiner l'activité qui s'y manifeste actuellement. Le réseau mondial n'étant pas adapté à la localisation de petits séismes, les cartes sismiques actuelles n'indiquent que très peu d'évènements localisés dans cette région. Nous savons cependant que des séismes historiques nombreux s'y sont produits (Tableau 1). Celui de Paghman (1505) estimé à une intensité 9-10 sur l'échelle de Mercalli-Modifiée, a laissé suffisamment de traces pour que son souvenir ne soit pas oublié. Du 19 au 26 Mai 1977, un réseau de 10 stations fut installé entre les failles de Chaman et Sarobi. Toutes les stations n'ont cependant pas fonctionné ensemble. Celle de Khyrabad (KHY) n'a fonctionné que du 19 au 21 Mai (sa sécurité ne pouvant être assurée, même par l'armée !) elle fut déplacée à proximité de l'aéroport de Kaboul (ARP).

Les stations furent réparties de façon à obtenir le maximum de renseignements sur l'activité sismique associée aux failles de Chaman et Sarobi, et sur celle qui pourrait se manifester dans le voisinage immédiat de Kaboul.

Pour cela - 5 stations furent approximativement alignées le long de la faille de Chaman (MDN, PGM, KBL, IST, CHR)
 - 2 stations le long de celle de Sarobi (TGB, GGM)
 - 3 stations (KBL, ARP, CEN) placées autour de la ville de Kaboul.

Le réseau ainsi disposé avait une maille moyenne de 30 km environ et couvrait une région d'environ 5 000 km².

27 séismes sont localisés avec des magnitudes comprises entre 1 et 3 et leur profondeur répartie entre 5 et 30 km (liste en annexe).

La carte sismique qui en est déduite montre que :

- 1) Fort peu d'évènements peuvent être associés à l'activité de la faille de Chaman. De plus les sismogrammes des 5 stations les plus proches de la faille (MDN, PGM, IST, CHR, KBL) ne montrent pas non plus d'activité très locale qui n'aurait pu être mise en évidence. On constate que la terminaison nord de la faille de Chaman est aussi peu active que le segment, plus au sud, entre Qalat et Moqur (fig 21). Faut-il voir aussi dans ce cas, une accumulation des contraintes le long de ce tronçon de faille ou bien comme le supposent plusieurs auteurs (Heuckroth et Karim, 1973) un signe évident que le tronçon nord de la faille de Chaman est fossile ? L'absorption d'une partie de la convergence Inde-Eurasie devant se faire le long d'autres failles.

- 2) 7 séismes sont localisés dans le voisinage immédiat de la ville de Kaboul. La simple existence de ces séismes est un motif suffisant pour procéder à des nouvelles investigations afin d'évaluer avec précision, les risques qui pèsent sur les constructions et la population de cette ville (500 000 habitants).

- 3) La faille de Sarobi ne présente qu'une faible sismicité (3 séismes). Nous devons voir là, la mauvaise résolution du réseau (2 stations le long de la faille) à localiser la sismicité qui s'est produite le long de cette faille. L'expérience suivante du "Sud-Nouristan" devait nous montrer que son activité est d'un niveau élevé.

IV-3- "EXPERIENCE DU SUD-NOURISTAN" 1977

Nous désignons par le terme collectif "Sud-Nouristan", toute la région comprise entre la faille de Sarobi, à l'ouest, et la frontière Pakistanaise, à l'est.

Au sud, la chaîne du Safed-Koh, orientée E.O, en forme la limite naturelle. Au nord, le massif Nouristanais avec ses sommets de 4 à 5000 m d'altitude est une barrière quasiment infranchissable. La zone ainsi délimitée est constituée principalement des contreforts sud du Nouristan et du bassin de Jalalabad (fig 3, fig 25).

L'aspect géologique de cet ensemble est caractérisé par le métamorphisme de ces contreforts et les sédiments du bassin.

Les deux failles de Sarobi et de la Kunar bordent au sud le massif montagneux Nouristanais. Le bassin de Jalalabad apparaît donc coincé entre le Safed-Koh et le Nouristan. Sa limite avec le Safed-Koh n'est pas caractérisée par une faille, et sa limite avec le massif Nouristanais est décrite par la faille de la Kunar.

Une coupe géologique SE.NO de cette région (fig 23) faite par Cassaigneau (1979) illustre bien cet aspect. Il est à noter les forts pendages orientés vers le N.W, des différentes structures composant la croûte superficielle, le long de cette coupe. On distingue aussi une nappe ophiolitique répartie le long de la faille de la Kunar. Khan Tahirkheli et al (1976) voient là une importante zone de suture entre un arc insulaire et le continent Asiatique.

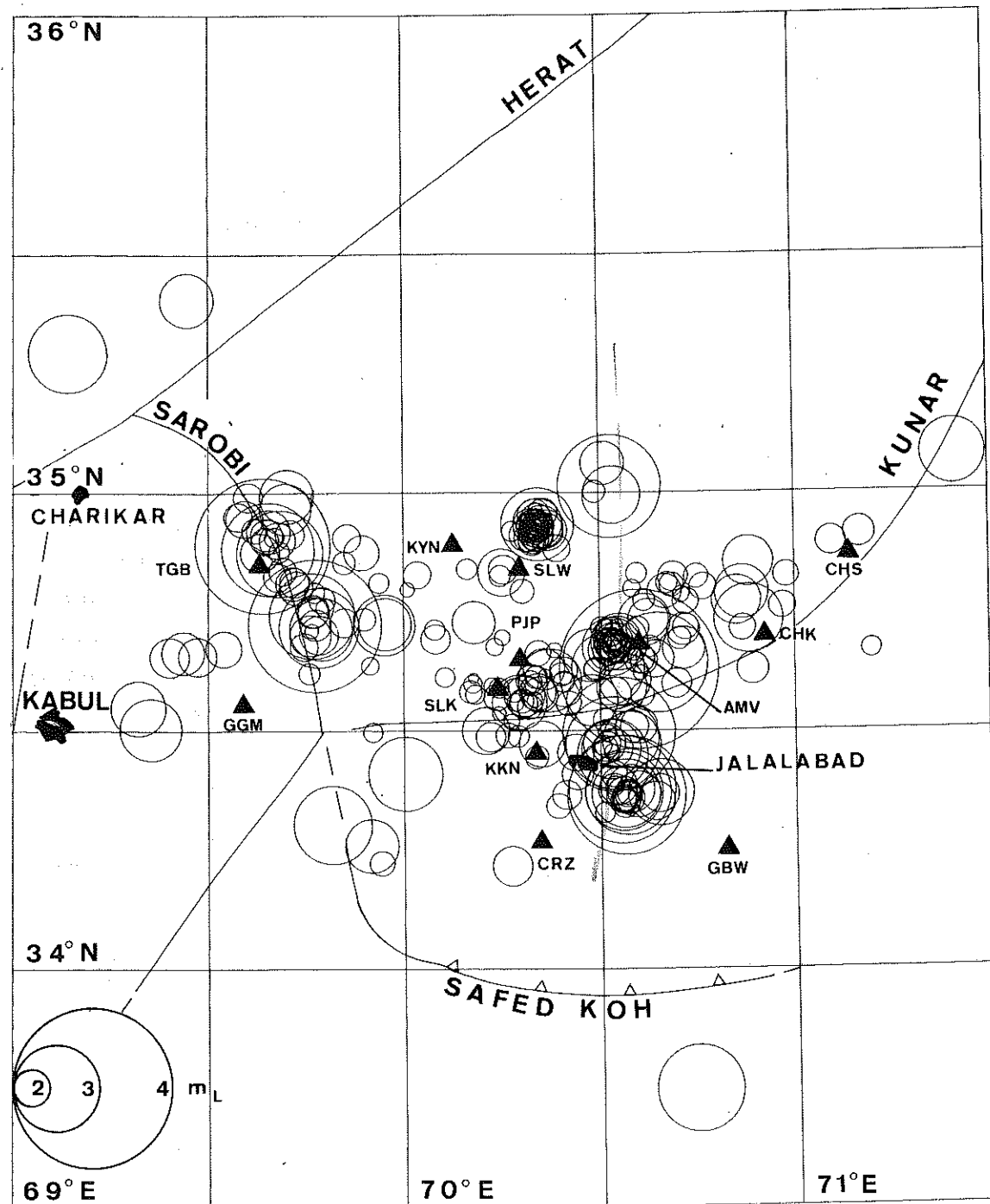


Figure 25 - Expérience du SUD-NOURISTAN 1977.

Carte de sismicité.

La dimension des cercles est fonction du carré de la magnitude m_L .

Comme il avait été observé un taux élevé d'activité dans la vallée d'Alingar (fig 2,3) lors de la campagne d'enregistrement de la sismicité intermédiaire de l'Hindu-Kush (Chatelain et al, 1977) il fut décidé d'installer 11 stations entre la faille de Sarobi et la frontière Pakistanaise (fig 25).

Dans la partie nord, les roches métamorphiques (granit, gneiss) ont permis d'obtenir des enregistrements de bonne qualité avec des amplifications élevées (84dB, soit $\times 500\ 000$ en déplacement à 10Hz) pour 7 stations (KYN, SLW, CHS, PJP, SLK, CHK, AMV). Par contre les stations GBW et CRZ installées dans le bassin de Jalalabad ont souffert des effets d'amplification du bruit de la couche sédimentaire. La station CRZ fut déplacée au cours de l'expérience et installée dans la vallée d'Alingar près de Pangpoy (PJP).

Le réseau a fonctionné du 31 Mai au 10 Juin 1977. Nous avons localisé 284 séismes, soit une moyenne de 25 événements par jour.

Nous sommes conscients que toute l'activité sismique de cette région n'a pu être localisée, puisque des séismes très locaux ($t_s - t_p = 2s$, soit $\Delta \approx 16\ km$ en supposant leur profondeur nulle) et de très faible magnitude ont été détectés par 1 ou 2 stations (principalement dans la vallée d'Alingar) mais n'ont pu être localisés.

Durant l'expérience, nous avons eu la satisfaction, toute sismologique, d'être réveillés par un tremblement de terre, le matin du 3 Juin à Jalalabad. Ce séisme a été localisé par l'U.S.G.S. dans l'Hindu-Kush ($34^\circ.436\ N, 70^\circ.762\ E$) et sa magnitude M_b estimée à 5.5 (P.D.E. 1977)

Avec la masse de données ainsi collectées, nous avons tout d'abord établi une carte de sismicité. La répartition spatiale des épicentres est en général diffuse sur une large zone.

Cependant, on peut la subdiviser en 3 zones sismiques bien individualisées :

- 1) - Faille de Sarobi - La sismicité s'aligne relativement bien suivant un segment de cette faille. La vingtaine de séismes qui composent cet alignement sont très superficiels ($Z \leq 10\ km$) et se répartissent essentiellement de part et d'autre de la station de Tagab (TGB). Il faut voir là un effet du pouvoir de résolution du réseau dans l'absence de séismes localisés le long de la faille, au nord du $35^\circ\ N$. Cela ne signifie pas une activité

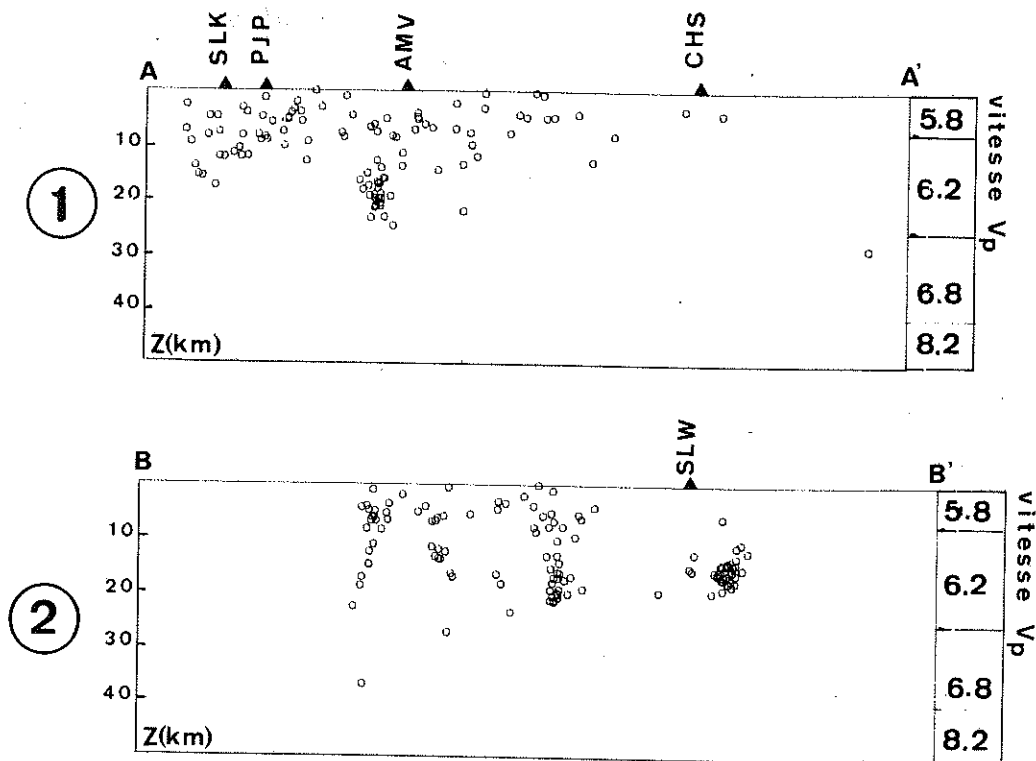
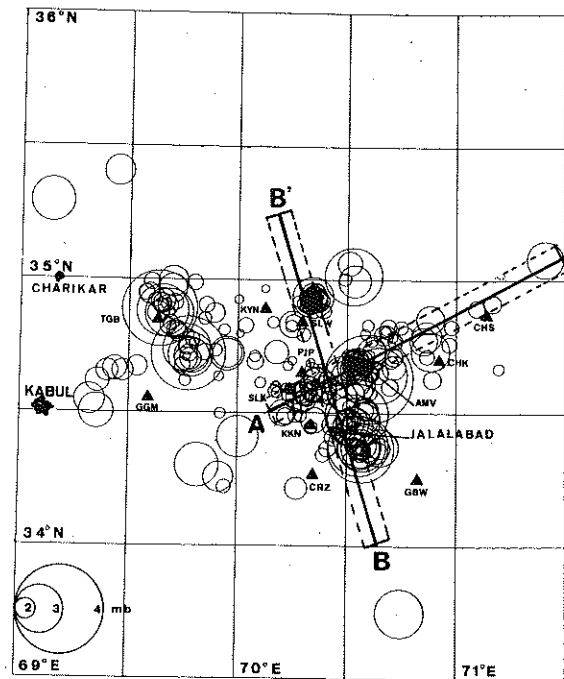


Figure 26 - Coupes verticales : ① direction OSO-ENE
② direction SSE-NNE

nulle de l'extrémité nord de cette faille.

2) - Bassin de Jalalabad - faille de la Kunar - Dans cette zone est regroupée la plus grande partie de l'activité sismique. Le séisme de plus forte magnitude ($m_L \# 4$) s'est produit non loin de Jalalabad. En profondeur, cette zone sismique s'étend principalement entre 0 et 25 km de profondeur (fig 26). La coupe de direction (SSE-NNO) montre que la sismicité est bien délimitée au sud et au nord comme le suggérait déjà la carte des épacentres. Il est remarquable que ces limites soient quasiment verticales entre 0 et 20 km alors que les structures de la croûte proposées par Cassaigneau ont un pendage régulier orienté vers le nord-ouest.

A l'intérieur de la surface de coupe, définie par ces deux limites verticales et une base fixée à 20 km, la sismicité y est répartie de façon plus ou moins diffuse. Il est spéculatif de vouloir définir des alignements dans cet ensemble de points.

Une coupe quasi normale (OSO-ENE) a la précédente ne nous renseigne pas davantage, sinon sur la mise en évidence d'un important essaim de séismes, localisé quasiment à la verticale de la station AMV.

La sismicité décroît d'une manière éparse vers le N.E tandis que la limite SW est bien définie suivant une verticale. Finalement, la sismicité du bassin de Jalalabad et le long de la faille de la Kunar est bien délimitée au sud, à l'ouest et au nord. A l'est, la diminution progressive du nombre de séismes nous laisse supposer qu'elle pourrait en réalité se poursuivre au Pakistan et se raccorder à la sismicité qui s'y manifeste actuellement (Armbruster et al, 1978).

3) La 3^e zone sismique est bien définie puisqu'elle se manifeste à proximité de la station de SLW au nord du réseau. Une coupe SSE.NNO (fig 26) montre que cet essaim est très bien défini en profondeur aussi.

Les 38 événements de magnitude 1 à 3 qui le composent sont répartis principalement entre 14 et 18 km de profondeur. A proximité de cet essaim a été localisé le séisme de plus grande profondeur (40 km) qui indique l'ordre de grandeur de l'épaisseur locale de la croûte.

Toutefois, il n'est pas possible d'associer cette activité sismique à une faille connue. La région étant difficile d'accès et son étude géologique et tectonique est à peine commencée.

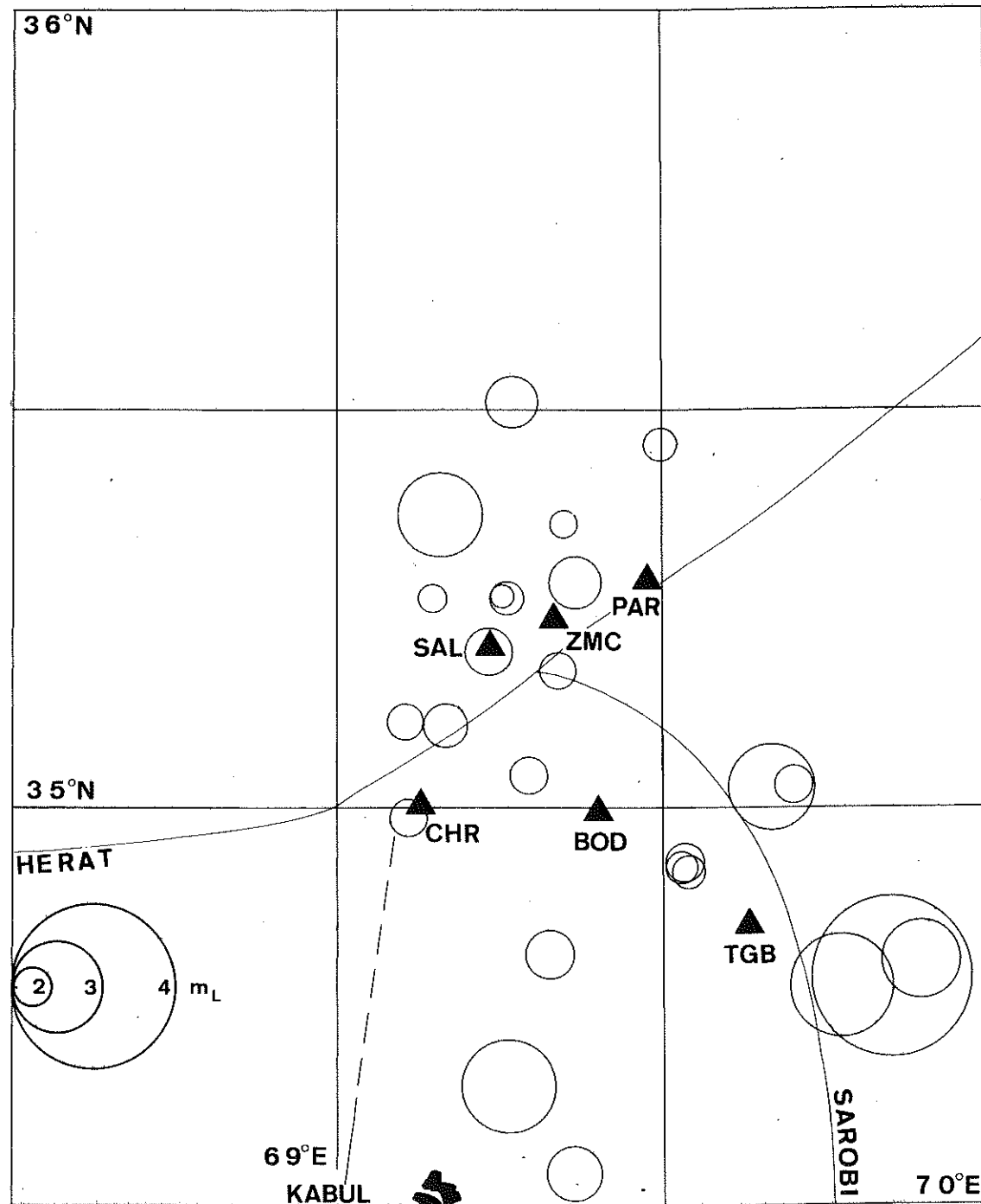


Figure 27 - Expérience de CHARIKAR 1978.

Carte de sismicité.

La dimension des cercles est fonction du carré de la magnitude m_L .

La répartition des séismes à travers une large zone nous indique déjà que les déformations doivent se produire de façon complexe.

Si les déplacements le long des failles de Sarobi et de la Kunar, peuvent rendre compte d'une partie de la sismicité, celle qui se manifeste dans le bassin de Jalalabad, au sud de la faille de la Kunar, ou dans la vallée d'Alingar ne peut être associée à des failles actuellement reconnues.

Le nombre important de séismes (284) localisés lors de cette expérience nous autorise à faire une étude statistique de 2 paramètres caractéristiques : magnitude et profondeur des séismes. Vu la proximité géographique où se sont déroulés les 3 expériences "Kaboul", "Sud-Nouristan", et "Charikar", les résultats obtenus par la 2^e expérience peuvent être étendus aux 2 autres. Cette étude est l'objet du paragraphe (IV-5).

IV-4- EXPERIENCE DE "CHARIKAR" 1978.

Cette expérience s'est déroulée au nord de la région de Kaboul au niveau de la convergence des 3 failles : Herat, Chaman et Sarobi (fig 3).

La 2^e expérience d'enregistrement de la sismicité intermédiaire de l'Hindu-Kush (Chatelain, 1978) avait montré qu'une activité sismique superficielle se manifestait dans la vallée de Panjshir où se prolonge la faille d'Herat vers le N.E de l'Afghanistan.

Initialement nous devions donc installer un réseau temporaire de 12 stations. Mais le lendemain de notre arrivée en Afghanistan, le 27 Avril, un coup d'état nous a obligé à restreindre nos objectifs. Après 3 semaines d'incertitude pour savoir si nous pouvions travailler, nous avons installé un réseau de 6 stations. Les 6 autres stations, amenées des USA par S. Roecker restèrent bloquées à Téhéran (IRAN).

Donc, avec un équipement et une équipe réduite (S. Roecker n'a pu obtenir de permis de travail, probablement parce qu'Américain), nous avons enregistré du 25 Mai au 6 Juin 1978.

Malheureusement, à cette époque de l'année, un vent violent dévale de l'Hindu-Kush, encore froid, attiré par la zone déjà chaude du sud de l'Afghanistan. Ce vent s'engouffrant dans les vallées, nous a obligés à réduire l'amplification des signaux enregistrés et même en une station (SAL) à filtrer les signaux entre 10 et 30 Hz.

30 séismes ont pu être localisés avec une magnitude de 1 à 3 (fig 27).
 La sismicité est superficielle ($0 < z < 40$ km) et répartie de façon éparse dans la zone de jonction des failles.
 Le faible nombre de séismes localisés ne permet pas de définir des structures sismiques dans cette région.

IV-5- ANALYSE STATISTIQUE DE LA PROFONDEUR ET DE LA MAGNITUDE DES SEISMES DU
 "SUD-NOURISTAN"

IV-5-1- Profondeur des séismes.

Lors des calculs de localisation des séismes, nous avons constaté que la sismicité se produit entre 0 et 40 km de profondeur.
 Si nous regardons le nombre moyen de séismes par tranche de 5 km de profondeur, entre 0 et 40 km (fig 28), il apparaît que le nombre de séismes est en moyenne constant entre 0 et 22 km (sur la fig, nous avons subdivisé la tranche 20-25 km en deux, pour mieux marquer la discontinuité).
 Il se produit donc environ 68 séismes par tranche de 5 km de profondeur. Normalisé à 1 jour, nous obtenons 6 événements par jour et par épaisseur de 5 km de croûte, entre 0 et 20 km de profondeur.
 On compte 273 séismes dans cet intervalle de 0-20 km, soit 96 % de la sismicité localisée.

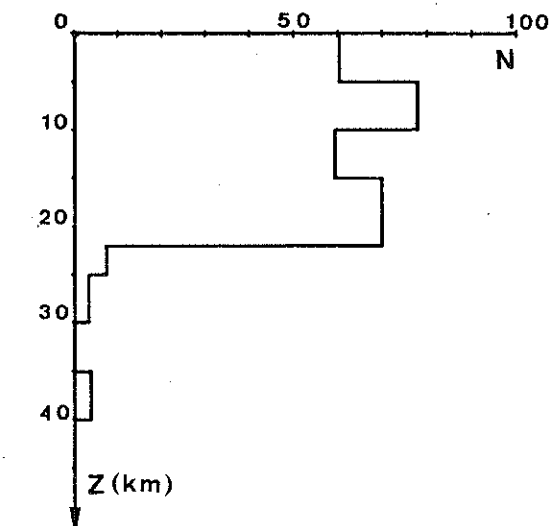


Figure 28 - Répartition du nombre N de séismes par tranche de 5 km de profondeur.

La fig (28) montre que vers 20-22 km, une chute brutale du nombre de séismes apparaît. On ne peut attribuer ce phénomène à une discontinuité dans le modèle de vitesse qui nous a servi à localiser les séismes.
 C'est plutôt la manifestation d'une transition rapide des propriétés mécaniques de la croûte à cette profondeur (20-22 km). Il est possible que le mode de déformation de la croûte ne se fasse plus par rupture fragile (d'où les séismes) mais par tout autre procédé de déformation continue. Les 11 séismes localisés en

dessous de cette profondeur de transition, indiquent que localement, il se produit encore des dislocations dans la croûte jusqu'à 40 km de profondeur. Toutes ces suppositions restent encore à démontrer.

A titre de comparaison, la région de Puget (Côte Ouest des Etats Unis) est aussi une zone bordière de deux plaques tectoniques. Robert et Crosson (1972) montrent que 96 % des séismes sont localisés entre 0 et 40 km. Frechet (1978) indique pour la sismicité enregistrée dans les Alpes, une répartition où 90 % des séismes sont entre 0 et 15 km de profondeur.

Il apparaît que cette répartition varie donc d'une région à l'autre et peut-être considérée comme une caractéristique de la région.

Mais il faut disposer d'un plus grand échantillonnage pour connaître la signification de la répartition des séismes en fonction de leur profondeur.

IV-5-2- Magnitude des séismes dans le Sud-Nouristan

a) Problèmes liés à la définition de la magnitude.

La magnitude a été définie en 1935 par Richter pour des séismes locaux de Californie, à partir de l'amplitude maximum qu'enregistrait un sismographe à torsion de type Wood-Anderson, à 100 km de l'épicentre. Ceci pose donc le problème d'une détermination standard de la magnitude des séismes locaux par des instruments autres que ce sismographe.

Les sismomètres verticaux de courtes périodes et les enregistrements obtenus avec de hauts gains, ont par contre privilégié une détermination de la magnitude à partir de la durée du signal (Lee et al, 1972 ; Crosson, 1972 ; Teng et al, 1973). Généralement, cette durée T du signal est estimée en fonction de la durée des ondes de surface de 20 s (Gutenberg, Richter) ou en fonction de la durée totale du signal. $t_q M = f(\log T, \Delta)$ avec Δ : distance épicontrale.

La principale difficulté de la seconde méthode est de définir la fin d'un séisme. Lee et al (1972) estiment que le signal est terminé lorsque l'amplitude du signal tombe en dessous d'un certain seuil. Nous considérerons dans cette étude que ce seuil est atteint lorsque le rapport signal sur bruit est 1/1.

Deux raisons nous amènent à définir ce critère :

- 1) Cette méthode nous permet de définir une durée du signal indépendante du système d'enregistrement, donc de l'appareillage
- 2) Elle est indépendante de l'amplification de l'appareil, le rapport signal/bruit ne variant pas avec celle-ci.

Une difficulté supplémentaire survient dans le cas des séismes les plus importants que nous ayons enregistrés. Des ondes longues périodes apparaissent et le bruit est porté par celles-ci. Nous avons estimé que le signal est terminé lorsque le bruit redevient plat. En pratique, cette estimation est largement subjective.

Lorsqu'on mesure en chaque station la durée d'un même séisme, les valeurs de la durée T obtenue, sont dispersées. Nous avons regardé la variation de cette dispersion (T) en fonction de la magnitude du séisme (fig 29).

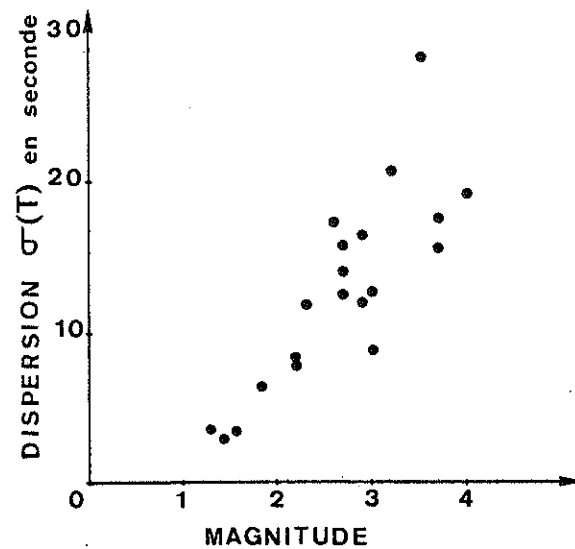


Figure 29 - Dispersion de la lecture de T en fonction de la magnitude.

Grossièrement, cette variation a une forme de courbe exponentielle.

Cependant, comme la magnitude est une fonction du logarithme de la durée du signal, elle devient de moins en moins sensible à (T) à mesure que sa valeur croît.

Ces erreurs de lecture sont toutefois moins importantes qu'elles ne le paraissent si l'on tient compte des autres facteurs qui peuvent modifier la durée du signal. Cette durée dépend en partie de l'amplitude du mouvement du sol. Donc tout ce qui affecte l'amplitude de ce mouvement, influence la durée du signal.

On peut citer :

- l'amplification due à la géologie locale où est installée la station (phénomène de résonance des ondes superficielles)
- les atténuations différentielles dues aux hétérogénéités latérales
- les variations de structure et de topographie
- la radiation de l'énergie sismique.

Réal et Ta-Liang-Teng (1973) ont montré la faible dépendance de la durée du signal en fonction de l'azimut. Ils désignent par le terme collectif "ray path effect", tout ce qui regroupe les effets des variations latérales de structure et de topographie, des propriétés élastiques des roches, et des atténuations différentielles des ondes sismiques, le long du parcours de rai de propagation.

Les résultats qu'ils ont obtenu suggèrent que le "ray path effect" a une influence moindre sur la détermination de la magnitude, calculée avec la durée T du signal, que pour toute autre variable (temps de propagation, amplitude du signal, ...). De plus, la faible dépendance de la magnitude ainsi calculée, par rapport à la distance épacentrale, atteste que la durée est relativement indépendante des variations de la croûte le long du rai de propagation.

La principale limitation de cette méthode est la nécessité d'avoir des sismomètres Wood-Anderson à proximité, pour fixer les paramètres de calibration. De plus, lorsque le nombre de séismes enregistrés est trop important ou si un séisme majeur est suivi immédiatement de répliques, on ne peut définir la longueur des signaux à cause de leur recouvrement sur le sismogramme ; La magnitude ne peut plus être calculée avec cette méthode, dans ces cas là.

b) Magnitudes dans le N.E de l'Afghanistan

Pour cette étude nous avons donc utilisé la durée du signal pour calculer la magnitude des séismes que nous avons localisés.

Les remarques ci-dessus nous assurent que les valeurs obtenues sont cohérentes entre elles pour l'ensemble des 4 expériences. Seul le problème de calibration n'est pas résolu.

Des études antérieures (Lee et al, 1972 ; Tsumura, 1976) ont montré que la magnitude locale déterminée à partir des enregistreurs verticaux de courte période est linéairement dépendante du logarithme de la durée T du signal et de la distance épacentrale Δ .

$$M_L = C_0 + C_1 \log_{10} T + C_2 \Delta$$

C_0 , C_1 , C_2 étant les coefficients de calibration que nous ne connaissons pas.

Plusieurs auteurs ont proposé des formules empiriques pour calculer la magnitude dans diverses régions de la terre :

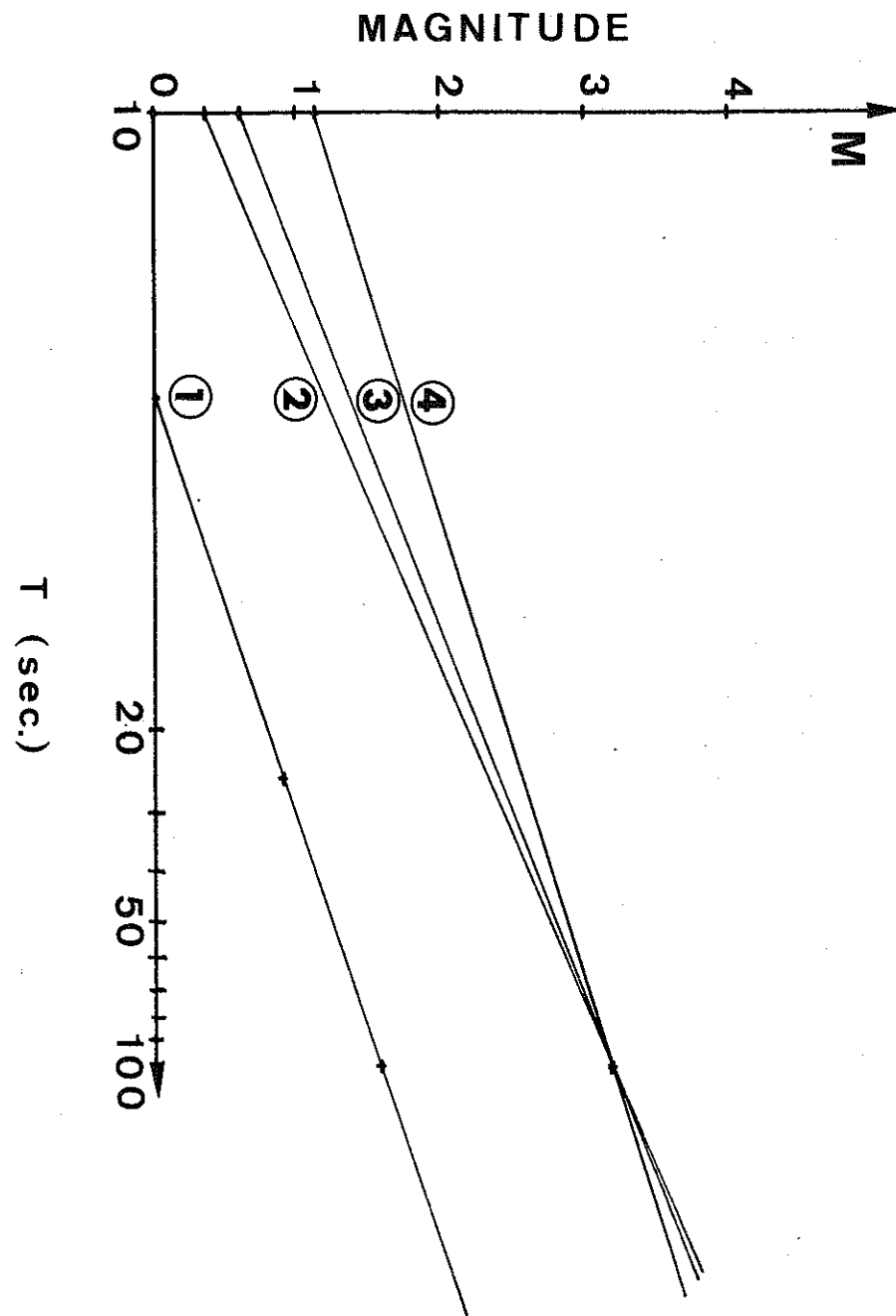


Figure 30 - Courbes issues de 4 relations empiriques permettant de calculer la magnitude en fonction de la durée du signal (T).

AUTEUR	LIEU	MAG	Co	C ₁	C ₂	σ(M)
① Bisztriciany (1958) ⁺	Europe de l'Est	M	- 2.92	2.25	0.001	0,32
② Tsumura (1967)	Région de Honshu	M	- 2.53	2.85	0.0014	0.3
③ Crosson (1972)	Région de Puget (U.S.A.)	M _L	- 2.46	2.82	-	0.22
④ Lee et al (1972)	Californie	M _L	- 0.87	2.00	0.0035	0.2

M_L = magnitude locale

σ(M) = écart standart de la magnitude calculée.

Les séismes que nous avons enregistrés ont des durées T comprises entre 10 et 100 secondes environ. La figure (30) montre les différentes valeurs obtenues pour la magnitude dans l'intervalle (10-100 s) de la durée du signal. La distance épacentrale moyenne étant de l'ordre de 50 km est négligée.

Les trois droites (②, ③, ④) correspondent respectivement aux formules proposées par Tsumura, Crosson et Lee, montrent que pour une valeur donnée T, la magnitude calculée n'est pas très différente d'une formule à l'autre. Par contre, la formule de Bisztriciany ① donne une valeur beaucoup plus faible de la magnitude pour la même valeur T de la durée (environ - 1.5 unité de magnitude de différence).

Comme il fallait donner une valeur à ces coefficients, nous avons choisi ceux proposés par Lee et al (1972).

Si les 3 courbes ((2), (3), (4)) de la fig 30 signifient que la magnitude est faiblement dépendante de la région où la sismicité est enregistrée, l'ordre de grandeur de la magnitude que nous calculons est correct; la formule de Bisztriciany datant de 1958 n'est pas adaptée.

La formule que nous employons définit une échelle locale de magnitude en fonction de la durée du signal mais qui n'est pas ajustée à l'échelle de Richter.

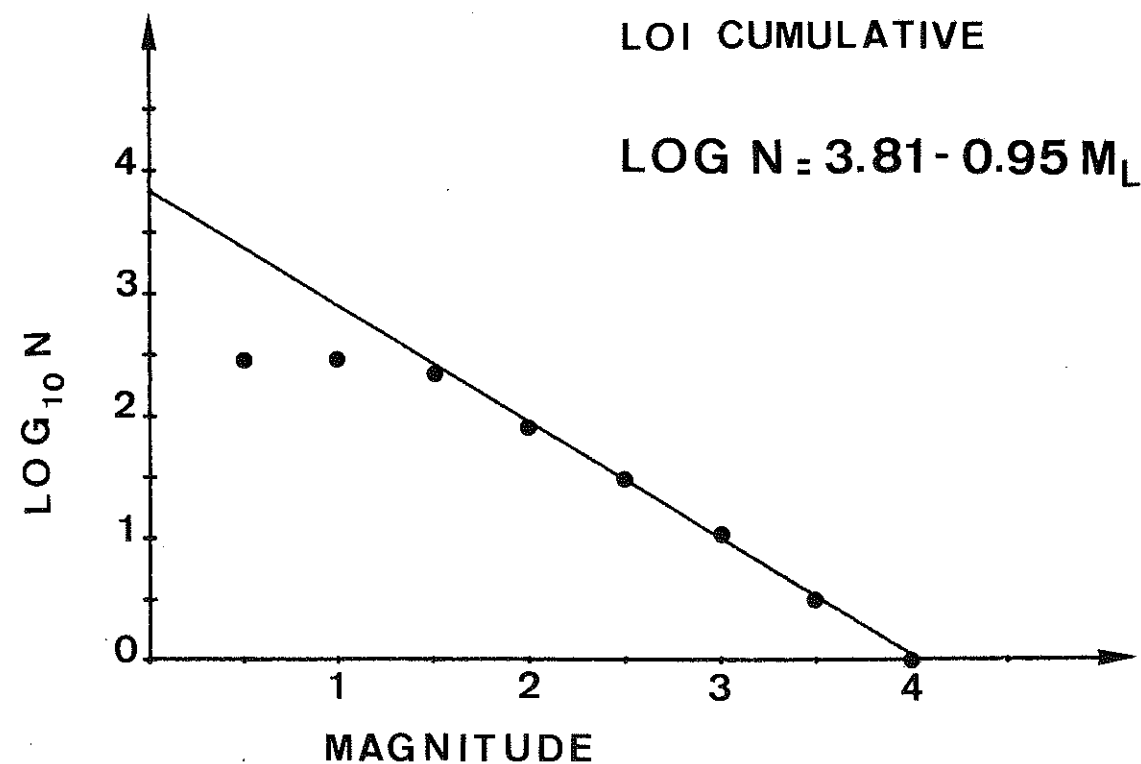
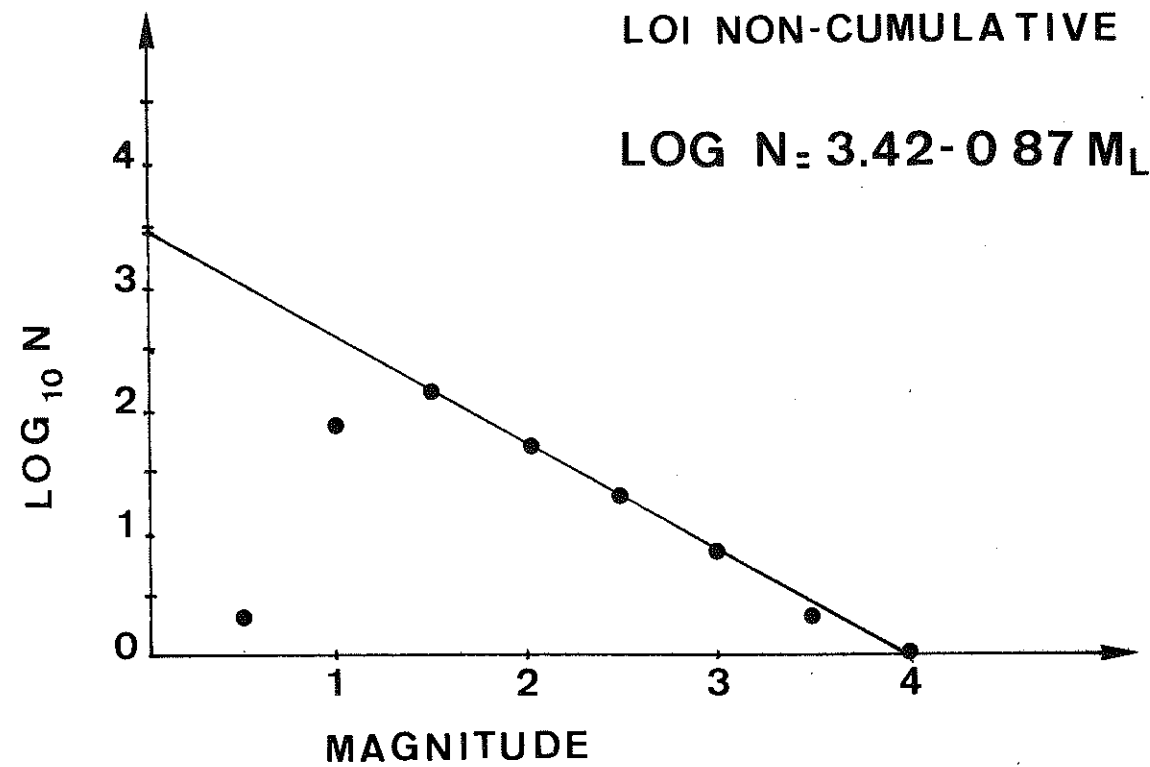


Figure 31 - Lois cumulative et non-cumulative $\text{Log } N = A - bM_L$

Pour cette étude, nous calculons donc la magnitude locale M_L suivant cette relation : $M_L = -0.87 + 2 \text{Log}_{10} T + 0.0035 \Delta$

T = durée du signal

Δ = distance épicentrale.

Sur les cartes de sismicités des différentes expériences, nous avons reporté le carré de la magnitude M_L . Celle-ci varie de 1 à 4 pour l'ensemble des séismes.

Le nombre de séismes (284) localisés lors de l'expérience "Sud-Nouristan" nous permet de faire une étude statistique.

Nous avons regroupé les séismes par tranche de 0.5 unité de magnitude. La courbe non-cumulative $\text{Log}_{10} N = f(M_L)$ (fig 31) montre une bonne linéarité entre 1.5 et 4 unités de magnitude.

Pour les valeurs $M_L < 1.5$, le nombre de séismes ne s'ajuste pas sur la droite. Il est possible que ce soit la limite du pouvoir de localisation du réseau qui est mis en évidence, ou bien pour des magnitudes inférieures à ce seuil, la loi $\text{Log}_{10} N$ n'est plus linéaire.

Une régression linéaire par moindres carrés, nous permet de calculer les coefficients A et B de la loi : $\text{Log}_{10} N = A - bM_L$.

a) Pour la loi non-cumulative

$$A = 3.42 \quad b = 0.87$$

$$\text{Log } N = 3.42 - 0.87 M_L \quad \text{loi non cumulative}$$

b) pour la loi cumulative

$$A' = 3.81 \quad b' = 0.95$$

$$\text{Log } N = 3.81 - 0.95 M_L \quad \text{loi cumulative.}$$

Généralement, la constante A subit des variations importantes d'une étude à l'autre car elle dépend de la durée de l'observation aussi bien que de la surface de la région observée.

Par contre b ne dépend pas des 2 facteurs ci-dessus et il est une caractéristique de la région. La valeur de b varie de 0.5 à 1.5 pour diverses régions de la terre.

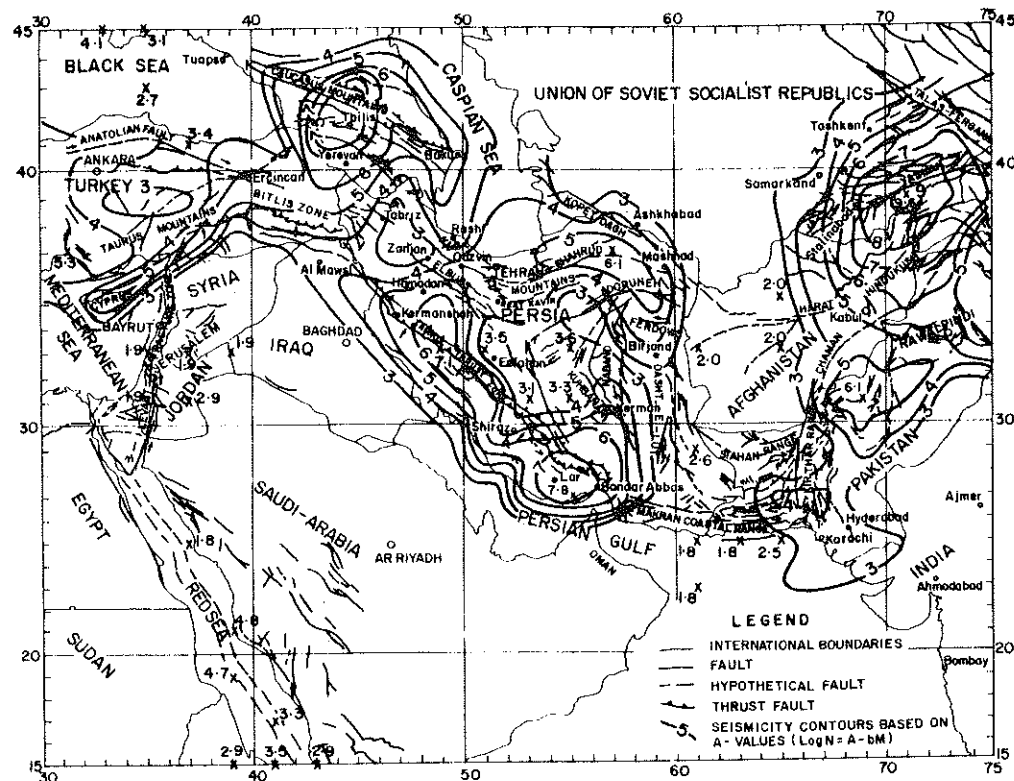


Figure 32 - Quantitative seismicity map of southwest Asia based on A values ($\log N = A - bM$) from shallow earthquake data. Contour values represent normalized A , corresponding to a $2^\circ \times 2^\circ$ grid area as at the equator and 14-year earthquake observation period. Regions with large A are characterized by high seismicity level and those with smaller A are areas with low seismic activity. The tectonic features shown are from the tectonic map of Persian Plateau, eastern Turkey, Caucasus and Hindukush regions compiled by Nowroozi (1971).

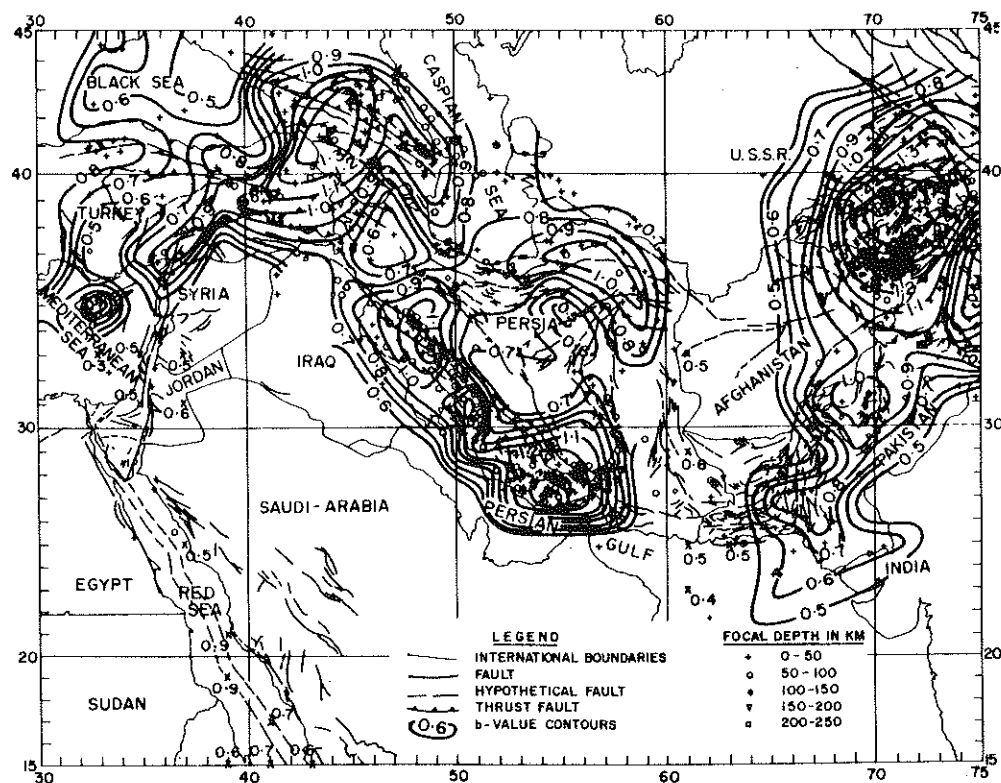


Figure 32 - Quantitative seismicity map of southwest Asia based on b values, representing slopes of cumulative earthquake regression curves. Regions with large b show high seismicity and those with smaller b values are areas of low seismic activity. Earthquake epicenters shown are for the period from January 1950 to September 1965 as relocated by Nowroozi (1971).

Si nous normalisons la valeur de A à une unité de surface et une période d'observation, elle devient une caractéristique de l'activité sismique d'une région. Une forte valeur de A indique un taux élevé de cette activité. Généralement, elle est corrélée avec une forte valeur b lorsque ces coefficients sont issus de la loi cumulative (Kaila et al, 1974).

Nous pouvons comparer les valeurs A' et b' que nous avons obtenues pour la loi cumulative avec celles calculées par Kaila et al (1974) dans la même région du Sud-Nouristan.

Les auteurs ont établi 2 cartes quantitatives de la sismicité de l'Asie du Sud-Ouest (fig 32)

La valeur A qu'ils ont calculée est normalisée à une surface de $2^\circ \times 2^\circ$ (degré équatorial) et une période d'observation de 14 ans. Dans le N.E de l'Afghanistan :

- A varie de 5 à 6 du SO vers le NE de la région
- b varie de 1 à 1.2 du SO vers le N.E de la région.

D'après les remarques ci-dessus nous ne pouvons comparer les deux valeurs de A puisque les périodes d'observation ne sont pas semblables (11 jours pour A' et 14 ans pour A).

Par contre b ne dépendant pas de ce facteur leur comparaison est possible. Il apparaît que les deux valeurs: $b' = 0.95$ et b variant de 1 à 1.2 sont voisines. On peut donc estimer que la loi $\log N$ que nous avons établi est correcte.

On peut expliquer aussi pourquoi $b > b'$. Kaila et al (1974) ont déterminé b avec des échantillons de séismes dont la magnitude est supérieure à 4 tandis que b' est issue de séismes de magnitude inférieure ou égale à 4. Or, Sholtz (1968) a montré en étudiant au laboratoire la fracturation, que plus l'échantillon de roche est fracturé, plus la valeur de b est petite.

En extrapolant ce résultat à une zone locale de la croûte, la valeur de b calculée à partir de séismes de faible magnitude (\Leftrightarrow zone fracturée) conduit à une valeur plus faible que celle calculée avec des séismes de plus grande magnitude. (zone peu fracturée). Il apparaît ainsi que b dépend de la capacité de détection du réseau d'enregistrement.

IV-5-3- Energie sismique libérée

Bien que la définition de la magnitude soit relativement grossière, on observe généralement une bonne correspondance entre magnitude et énergie libérée. Ordinairement on se contente de la formule linéaire (Gutenberg-Richter).

$$(1) \text{Log } E = 4.8 + 1.5 M \quad E \text{ exprimé en joule.}$$

Pour illustrer libérée par les séismes nous avons établi une carte d'énergie. fig 33

Nous avons subdivisé la région en zone de $0.1^\circ \times 0.1^\circ$. Dans chaque zone nous avons calculé l'énergie totale E_T qui a été libérée :

$$E_T = \sum_{i=1}^n 10^{[4.8 + 1.5 M_i]}$$

avec M_i = magnitude du i ème séisme qui s'est produit dans la zone considérée.

n = nombre total de séismes qui s'y est produit.

Sur la carte est figuré $\text{Log } E_T$ (arrondi à l'unité).

Un accroissement de 1 de la valeur figurée sur la carte correspond donc à une énergie libérée 10 fois plus grande, un accroissement de 2, l'énergie libérée est 100 fois plus grande, etc ...

L'ensemble des valeurs non nulles du tableau, se répartissent sur toute la large zone couverte par le réseau d'enregistrement.

Il est intéressant d'examiner les plus grandes valeurs (≥ 13). Elles indiquent les zones où se libèrent le plus d'énergie par unité de surface.

On retrouve les 3 zones sismiques déjà mises en évidence par la carte de sismicité (fig 25).

- la faille de Sarobi où l'on remarque deux valeurs 14 dans son voisinage.

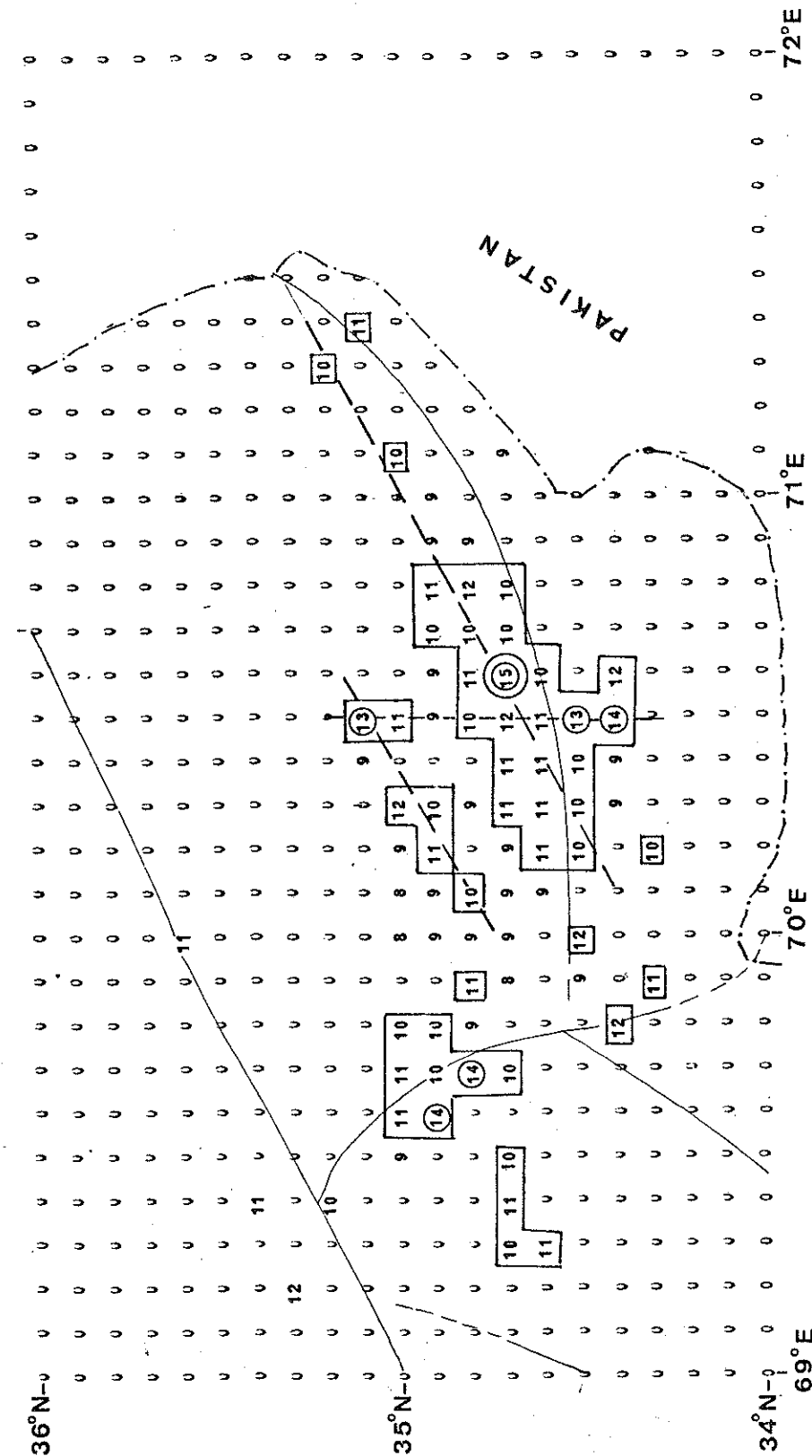


Figure 33 - Logarithme de l'énergie libérée par $1/10^{\text{ème}}$ de degré carré pour 11 jours d'observation de la sismicité du SUD-NOURISTAN.

- le bassin de Jalalabad et la faille de la Kunar
Le séisme de magnitude 4 intervient de façon prépondérante dans la valeur 15 qui est la plus grande valeur calculée.
C'est dans cette zone que se dissipe le plus d'énergie.
- L'essaim de séismes de la vallée d'Alingar avec la valeur 13.

Maintenant, considérons les zones où la valeur est supérieure ou égale à 10. En traçant les contours de ces zones, il apparaît deux directions privilégiées : une direction SO.NE approximativement parallèle à la faille de la Kunar et une direction N.S.

Deux zones s'alignent suivant la direction SO.NE. L'une quasiment le long de la faille de la Kunar et l'autre un peu plus au nord, dans le massif Nouristanais. On peut discerner une 3^e zone qui intersecte les deux précédentes en ayant une direction N.S. Il est remarquable qu'à proximité de leur intersection se trouvent les valeurs les plus élevées de la dissipation d'énergie.

Cependant, 11 jours d'enregistrement fournissent-ils des données suffisamment représentatives pour en déduire que ces directions privilégiées (SO.NE) et N.S. pourraient indiquer la présence d'un système de failles actives ?

IV-6- CARTE SYNTHETIQUE DE LA SISMICITE :

Sur une même carte nous avons regroupé 4 ensembles de données :

Figure 34

- - séismes de "Kaboul"
- - ceux du "Sud-Nouristan"
- ◆ - ceux de "Charikar".
- ▼ - ceux localisés dans cette région lors de l'expérience d'enregistrement de la sismicité intermédiaire de l'Hindu-Kush. (Chatelain et al, 1979)

. La carte ainsi obtenue présente pratiquement les mêmes caractéristiques que les 3 cartes partielles déjà décrites.

Nous retrouvons :

- la très faible activité de la faille de Chaman

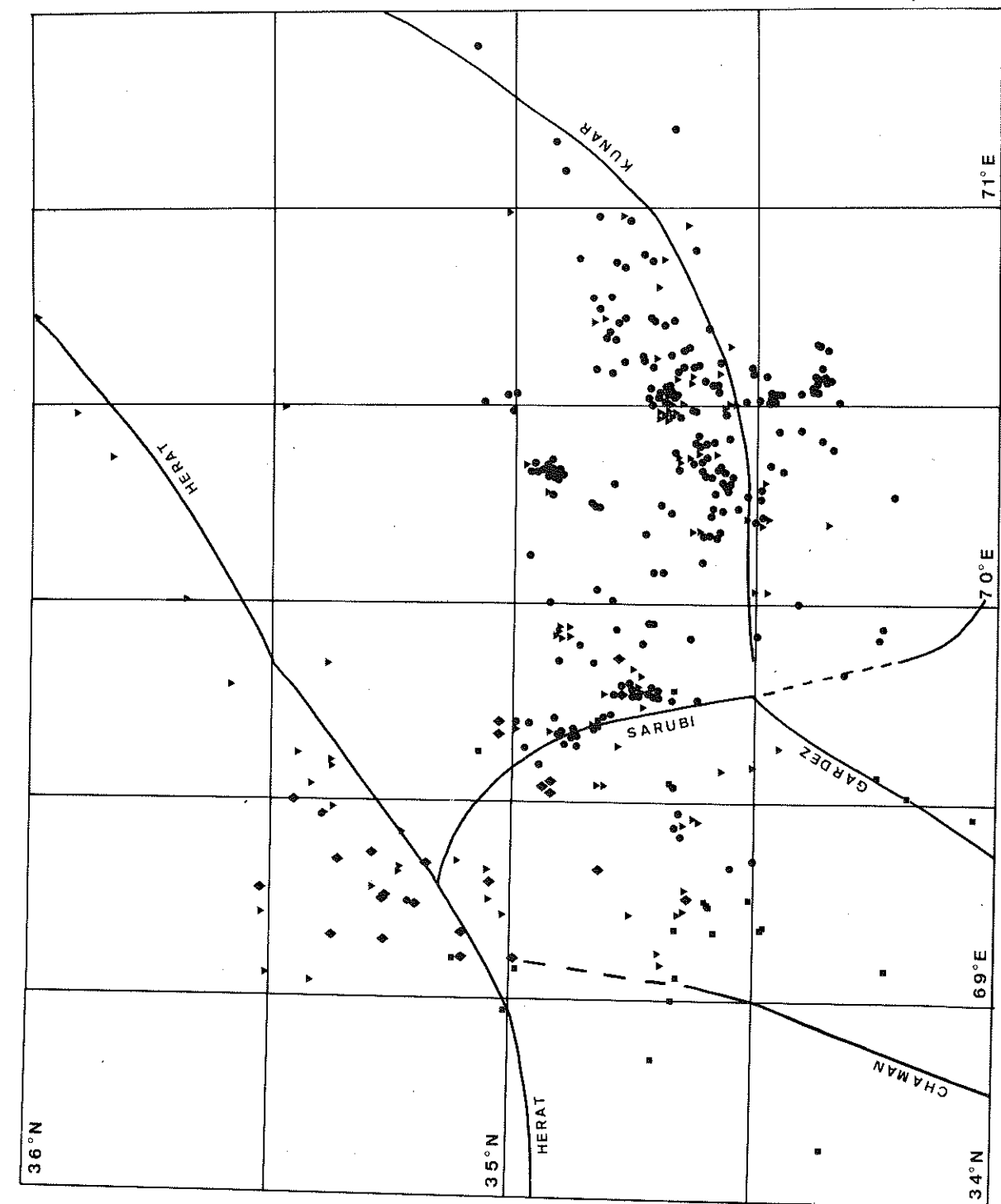


Figure 34 - Carte synthétique de la sismicité superficielle du N-E de l'Afghanistan. Légende cf page 88.

- l'activité soutenue de la faille de Sarobi et l'alignement géographique des épicentres le long de la faille.
- l'activité probable de la faille de la Kunar mais cachée par la sismicité diffuse qui s'étend depuis le bassin de Jalalabad au sud jusque dans les contreforts du Nuristan.
- Il apparaît en plus une activité diffuse entre les failles de Chaman et de Sarobi, au sud de Kaboul.
- au nord de la faille d'Herat, l'allure générale de la sismicité est orientée suivant une direction SO.NE, et semble suivre la faille d'Hérat vers la zone de sismicité intermédiaire de l'Hindu-Kush.

Cette sismicité n'est pas isolée mais fait partie d'un ensemble beaucoup plus vaste qui s'étend à l'est vers les zones sismiques de l'arc Himalayen.

Pour illustrer cet aspect nous avons mis sur la même carte la sismicité superficielle du Nord-Pakistan (Armsbruster et al, 1978) et celle que nous venons d'établir pour le N.E de l'Afghanistan.

Les deux cartes apparaissent complémentaires. L'ensemble définit une sismicité diffuse entre la terminaison nord de la faille de Chaman et la syntaxe du Cachemire (bordure occidentale de l'arc Himalayen (fig 35)).

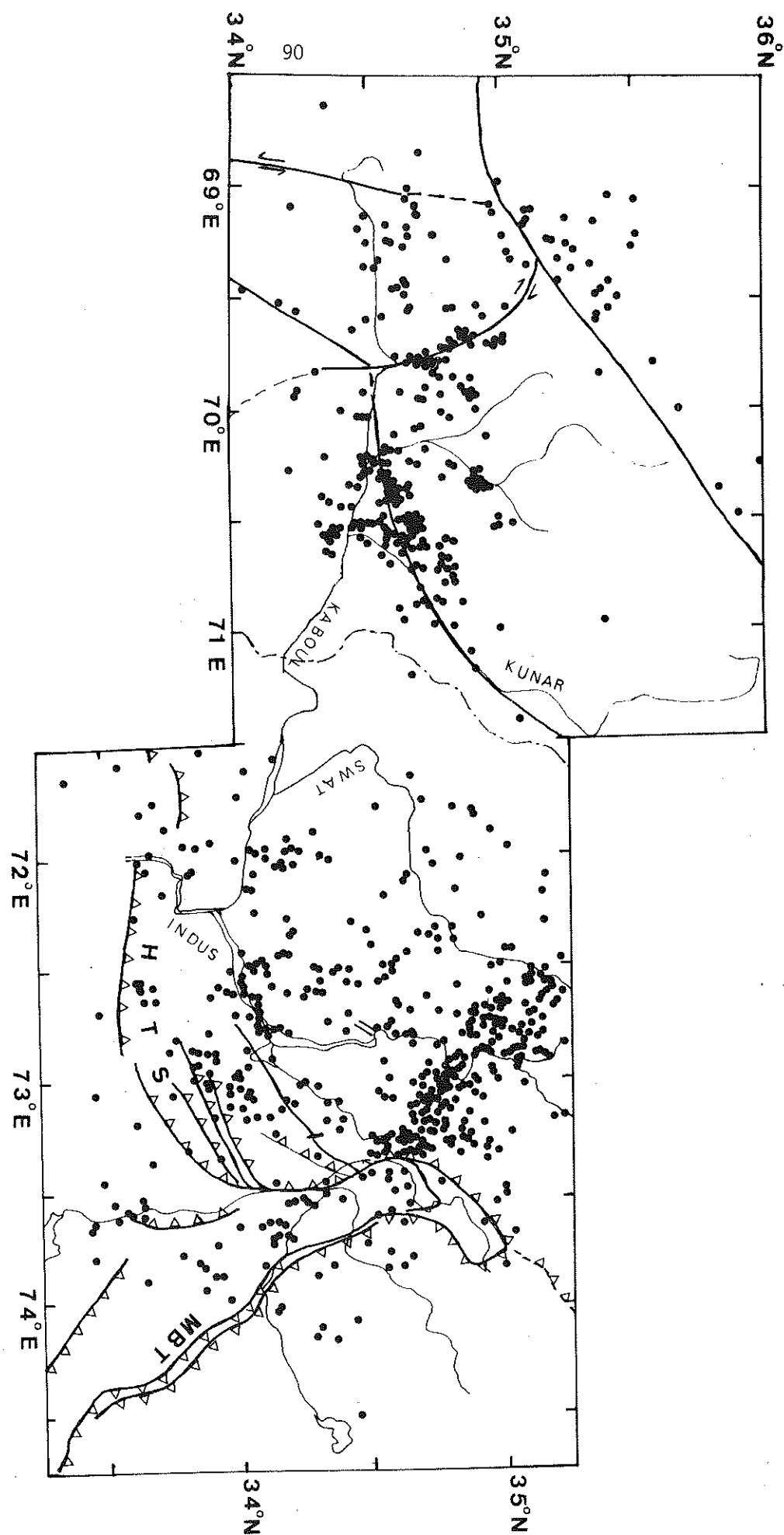


Figure 35 - Carte regroupant la sismicité superficielle du Nord-Pakistan (Armsbruster et al, 1978) et celle localisée dans le N-E de l'Afghanistan en 1977-1978.

CHAPITRE V

MECANISMES AU FOYER

V-1- METHODE

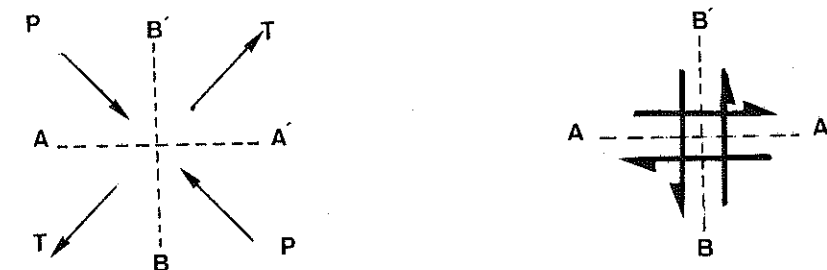
L'étude des mécanismes au foyer permet de déterminer :

- le mode de déformation du milieu qui a généré le microtremblement de la terre (coulissage ou chevauchement)
- la direction des contraintes (ou plutôt de leur variation) maximales de pression P et de tension T qui se manifestent lors de la déformation.

Deux hypothèses permettent de simplifier le problème :

- le milieu est homogène. Les tenseurs des déformations et des contraintes se réduisent à des vecteurs.

- les contraintes qui s'appliquent sur le milieu sont équivalentes à l'action d'un double couple tel que :



- contraintes P et T
- plans nodaux (AA', BB')

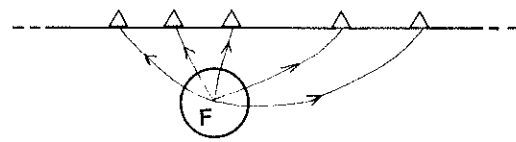
Ceci entraîne que les plans nodaux (AA' et BB') sont orthogonaux et les vecteurs P et T sont dans des plans bissecteurs des plans nodaux.

Un séisme est caractérisé par le sens du premier mouvement du signal P enregistré dans la station. Sur un sismogramme (fig 7) un impétus vers le haut indique qu'une compression est enregistrée par la station, donc que le sol est soumis à un déplacement initial selon la direction foyer \rightarrow station. Inversement, un impétus vers le bas indique une dilatation et un déplacement du sol selon la direction station \rightarrow foyer.

La répartition azimutale des sens de premier mouvement nous indique donc celle des contraintes autour du foyer du séisme.

En s'appuyant sur les hypothèses décrites ci-dessus, on peut retrouver la direction des axes P et T, et des plans nodaux.

Comme cette répartition se fait dans un espace à 3 dimensions, une projection appropriée sur un plan, en facilite l'étude. Dans le cadre d'une étude de la sismicité locale, les dimensions du réseau d'enregistrement et la profondeur des séismes sont telles que la majorité des rais de propagation sont orientés vers le haut.



Comme l'indique le schéma, la majorité des points d'intersection des rais de propagation avec la sphère focale centrée au foyer F se trouvent sur l'hémisphère supérieur. Nous projetons l'hémisphère supérieur sur un plan équatorial horizontal selon la projection de Schmidt, dite équi-aréale.

La figure obtenue ("Mécanisme au foyer") est un cercle où se répartissent les signes de compression et de dilatation en fonction de l'azimut et de l'angle d'incidence du rai (cf. fig 36, ● = compression, ○ = dilatation).

Généralement il est possible de délimiter quatre quadrants où sont regroupées respectivement les dilatations et les compressions. Les limites sont les traces des plans nodaux orthogonaux (définis au début du paragraphe).

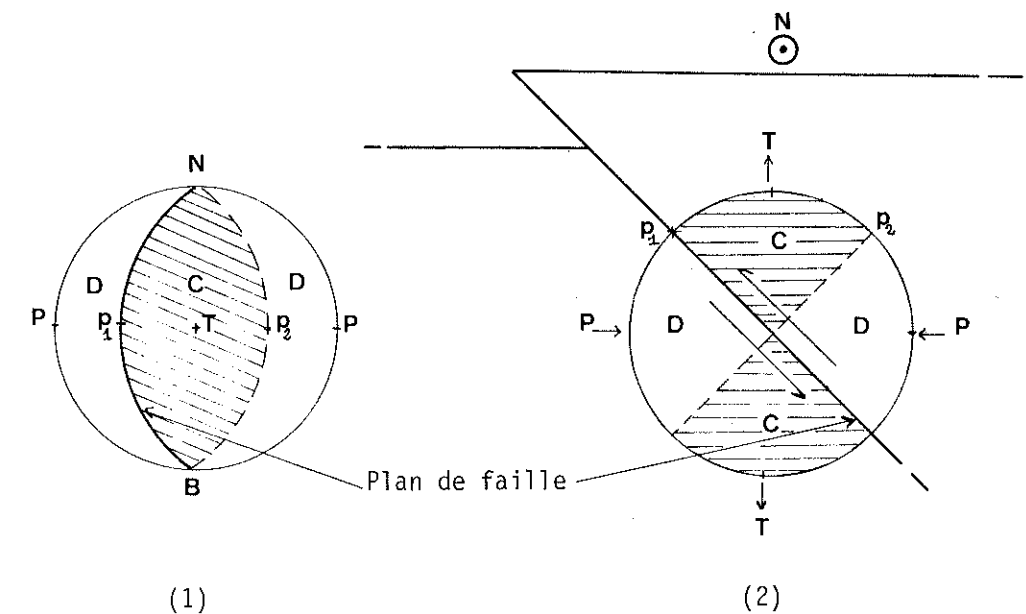
Le pendage de ces plans est estimé en imaginant que l'observateur est placé au-dessus et qu'il voit les plans inclinés entre la surface libre du milieu et le foyer du séisme.

Si le séisme se produit au niveau d'une faille, un des deux plans nodaux est la représentation du plan de faille, l'autre étant appelé "plan auxiliaire". La connaissance géologique de la région est donc nécessaire pour déterminer lequel des deux plans nodaux est le plan de faille.

Les plans nodaux une fois fixés, on détermine P et T. A chaque plan nodal

est associé un pôle (la normale du plan nodal coupe la sphère focale en un point qui définit le pôle de ce plan). L'intersection des deux plans nodaux détermine l'axe B (axe nul).

Les axes P et T sont situés dans le plan contenant le foyer et les deux pôles des plans nodaux, à 45° des axes passant par les pôles.



Exemple de solution de mécanisme au foyer

La solution est un déplacement en chevauchement.

- (1) est le mécanisme obtenu par la projection de l'hémisphère supérieur sur un plan équatorial horizontal, (méthode que nous utilisons)
 (2) est le mécanisme obtenu par la projection d'un hémisphère sur un plan vertical normal au plan de faille.

Légende- sens de premier mouvement : C, D.
 axes des contraintes : P, T, B.
 pôles des plans nodaux : P₁, P₂.

V-2 Analyse critique des solutions des mécanismes au foyer

. Bien que nous ayons enregistré les sens de premier mouvement dans onze stations au maximum, nous avons essayé de déterminer des solutions de mécanisme du foyer pour chaque évènement individuel.

Une solution unique n'étant possible que dans très peu de cas, il s'est avéré nécessaire de combiner les données pour construire des mécanismes aux foyers composites. Par exemple la solution 5B (fig 37) pour un évènement seul est mal déterminée, plusieurs solutions sont possibles (chevauchement, cisaillement). En ajoutant les données d'un 2^e évènement qui s'est produit pratiquement au même endroit, la solution est beaucoup mieux déterminée (5D)

a) Solution des mécanismes composites

. L'hypothèse fondamentale utilisée pour les mécanismes composites est que tous les évènements se propagent radialement de la même manière (milieu homogène). Cette hypothèse est difficile à évaluer et les incertitudes des solutions composites sont plus grandes que celles des solutions individuelles. Aussi, quand les signes de premier mouvement de plusieurs évènements sont combinés, il apparaît souvent que certains signes sont incompatibles avec une solution possible du mécanisme au foyer. En construisant les solutions composites, nous n'avons donc pas seulement combiné les évènements compatibles entre eux, mais en général choisi tous les sens de premier mouvement des séismes regroupés en essaim bien définis. Ainsi, de la répartition des signes de premier mouvement, nous avons évalué quels sont les plans nodaux qui s'ajustent le mieux aux données.

b) Influence du modèle de vitesse (fig 36)

. Une source principale d'incertitude dans les solutions provient de l'ignorance du modèle de vitesse, l'angle du départ du rai dépendant de la vitesse du foyer du séisme. Avec une structure en couche, pour différentes profondeurs ou différentes distances épacentrales, le rai peut, soit être direct, soit se réfracter sous un interface. Une structure erronée peut fortement affecter la géométrie du rai calculé et induire une solution fautive du mécanisme du foyer.

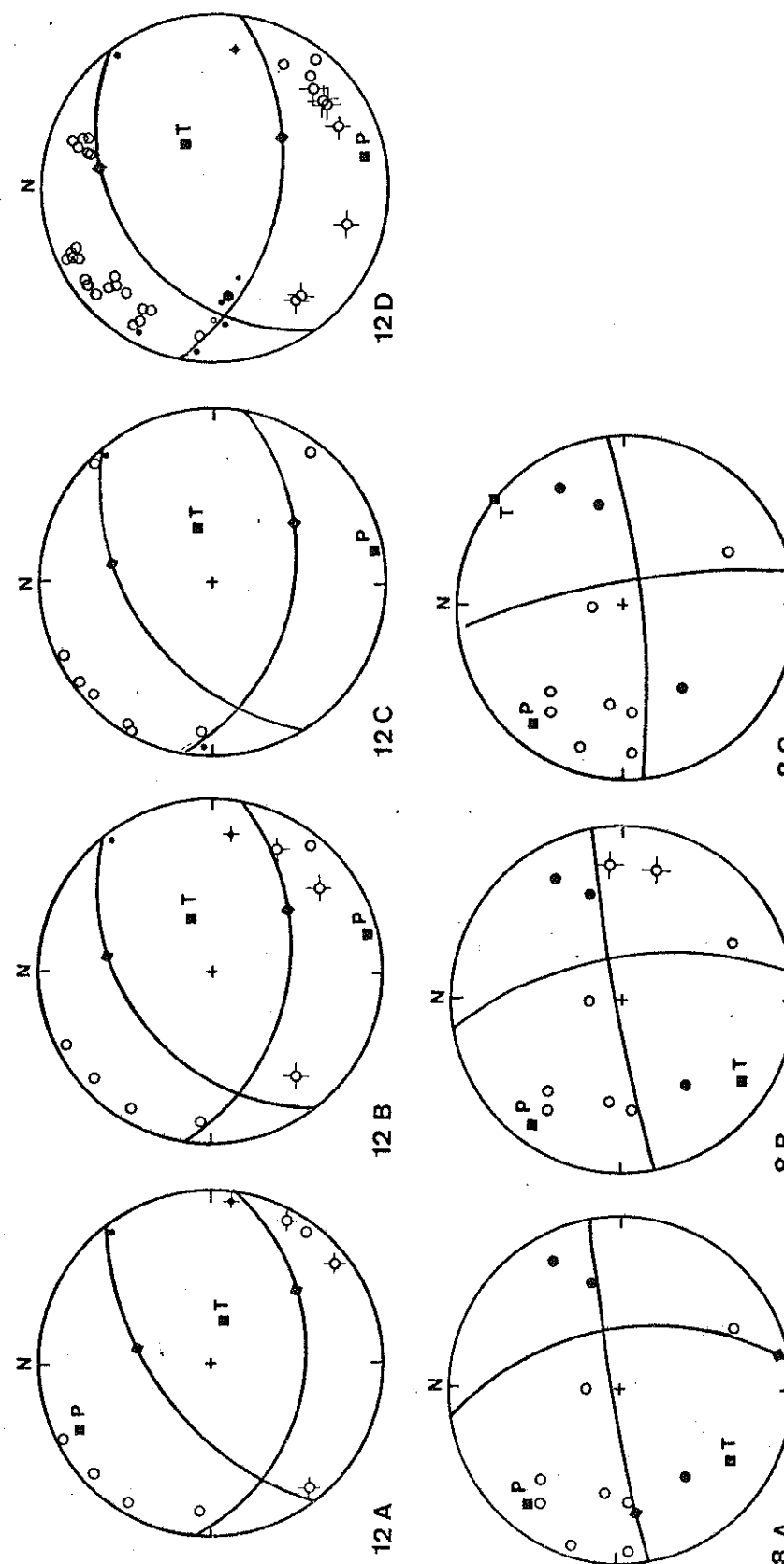


Figure 36 - Influence du modèle de vitesse sur la solution des mécanismes au foyer.

A : gradient de vitesse.

B : modèle de croûte à 3 couches.

C : croûte assimilée à 1 demi-espace homogène de vitesse constante.

. Pour évaluer l'influence du modèle de vitesse, nous considérons :

- A - un modèle de 20 couches simulant un gradient continu de la vitesse V_p des ondes P dans la croûte ; V_p variant de 6.0 à 6.7 km/s. Les solutions sont notées A.
- B - un modèle à 3 couches utilisé pour la localisation des séismes. Les solutions sont notées B.
- C - un demi-espace homogène. Les solutions sont notées C.

Nous examinons toutes les solutions possibles des mécanismes au foyer avec ces trois structures. Dans quelques cas des solutions furent écartées parce que la variation de structure était sans effet important.

Si on compare les solutions 7,8,10,12, il apparaît qu'elles ne sont pas très altérées par une modification de la structure. Les rais réfractés sont indiqués par des croix [●, ○]

La structure B (3 couches) a été systématiquement utilisée pour les solutions individuelles (notées B) et les solutions composites (notées D.)

V-3 14 solutions de mécanismes au foyer (fig.37, Tab.7).

14 solutions ont été déterminées pour l'ensemble des 3 expériences de 1977, 1978. A chaque zone sismique que nous avons individualisé au chapitre IV, nous avons pu associer une solution de mécanisme au foyer. En général, les déplacements sont des chevauchements, mais avec des directions azimutales des plans de faille très variables d'une solution à l'autre.

4 solutions présentant de fortes composantes de cisaillement sont associées à des mouvements de faille de coulissage. Tous ces mécanismes ont en commun une même direction sensiblement N.S de l'axe de pression P.

Nous examinons 1 à 1 ce que les mécanismes apportent comme informations (ou soulèvent comme problèmes) dans les différentes zones sismiques.

Figure 37 - Mécanismes au foyer. Projection de l'hémisphère supérieur où les cercles sont des dilatations et les ronds noirs sont les compressions. Les symboles avec des croix indiquent les rais qui se réfractent dans les milieux inférieurs.

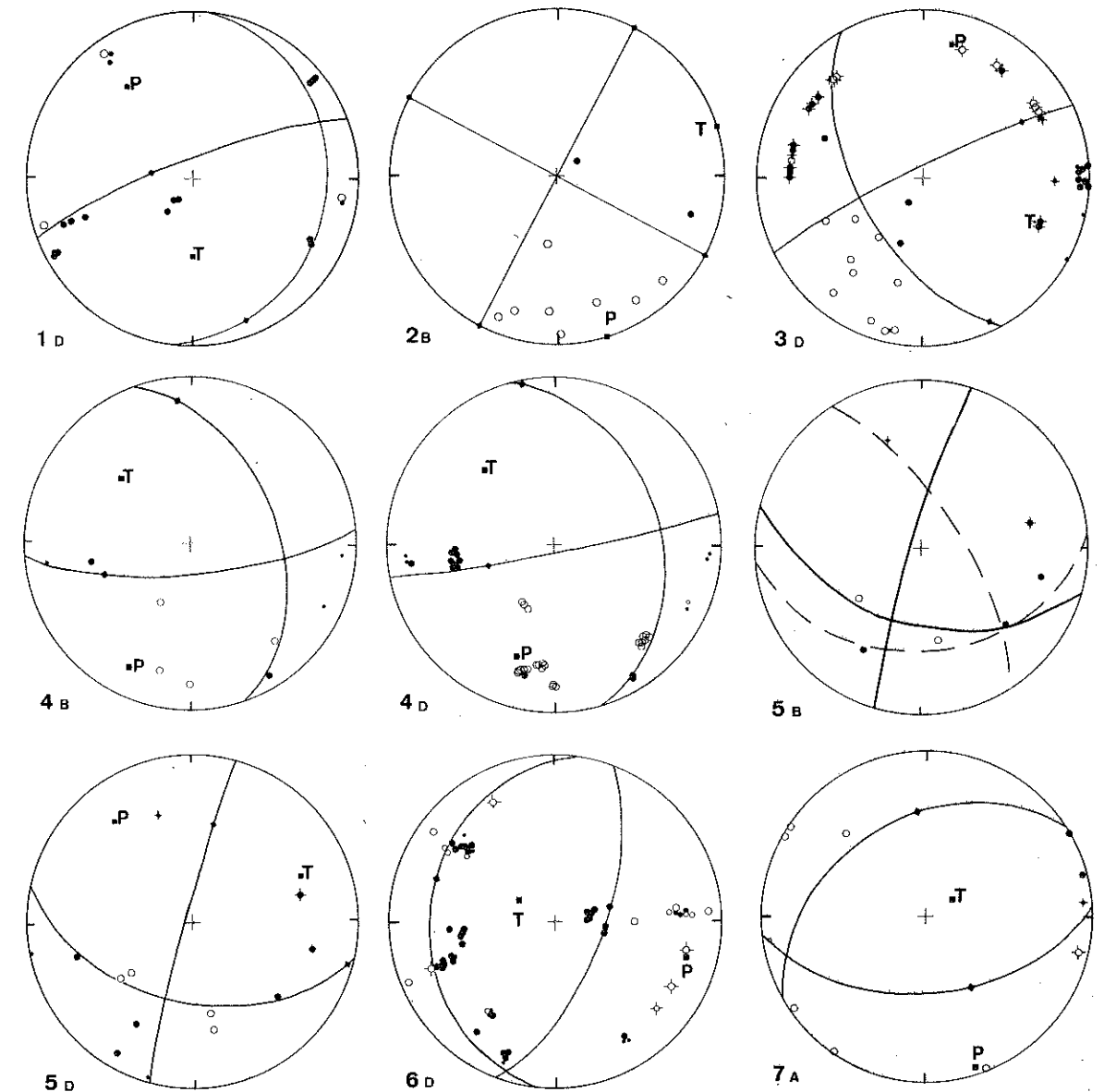


Figure 37 -suite

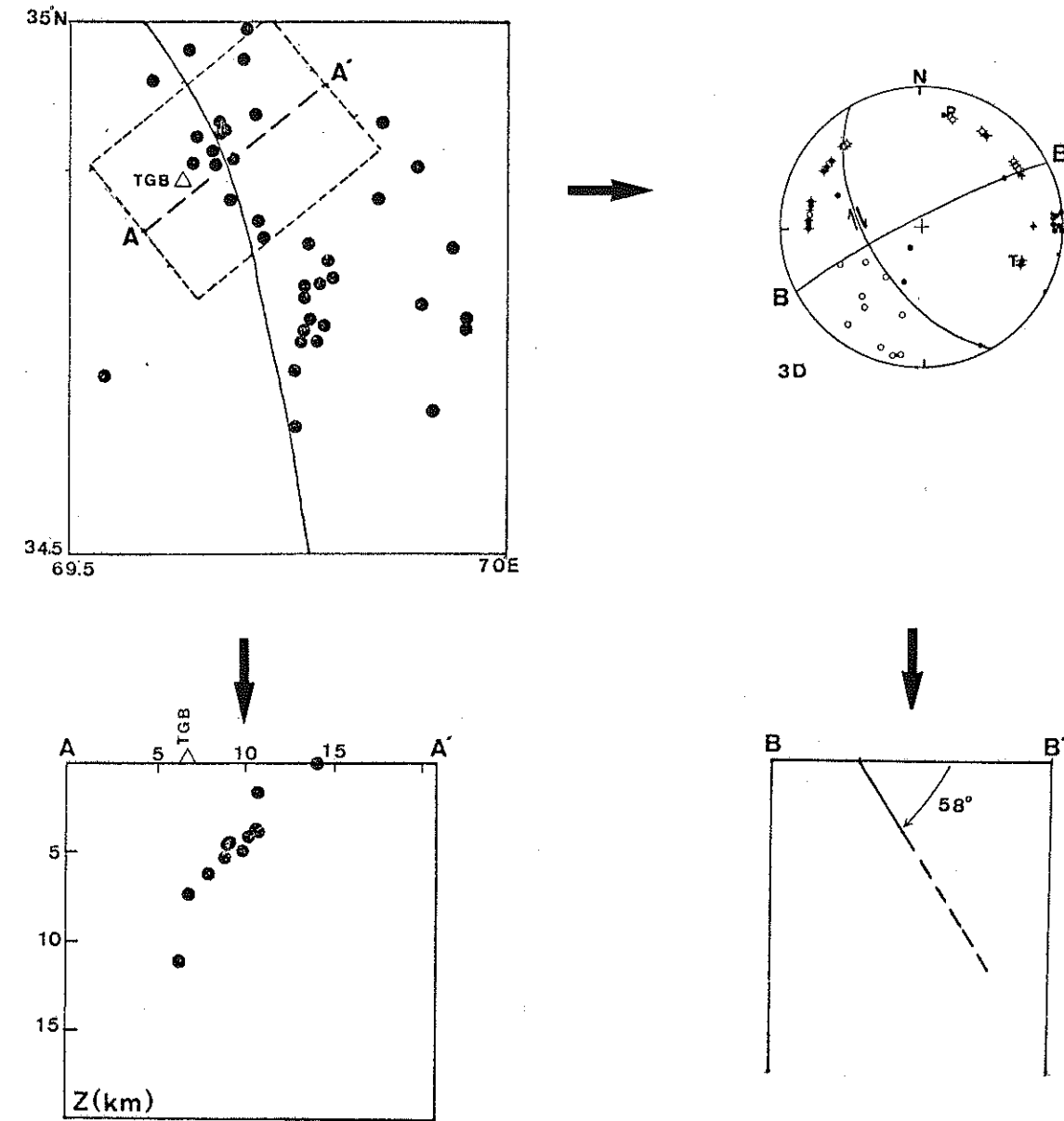
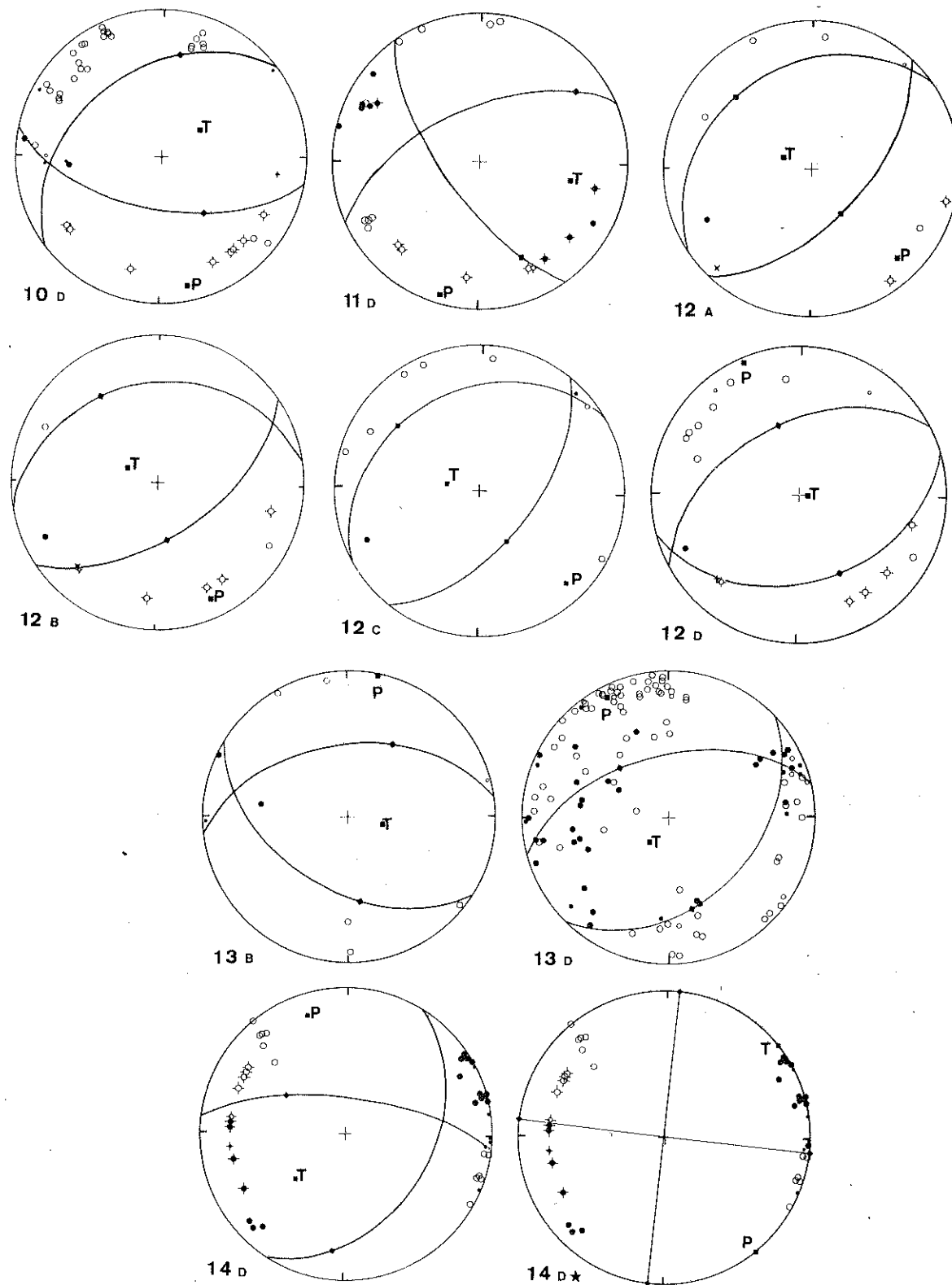


Figure 38 - Exemple illustrant la différence de pendage obtenue
 -par la solution d'un mécanisme composite
 -et par la répétition des séismes
 Une direction SE-NO du plan de faille est compatible avec les 2 solutions.

- a - Région de Kaboul.

1D - indique un chevauchement près de Kaboul. La solution n'est pas cependant de très bonne qualité. 3 petites compressions se trouvant dans les quadrants des dilatations.

2B - Les sens de premier mouvement sont compatibles avec un mouvement de décrochement senestre de la faille en prenant un plan de faille de direction SSO-NNE et un pendage vertical. Ce séisme peut être associé à l'activité de la terminaison nord de la faille de Chaman.

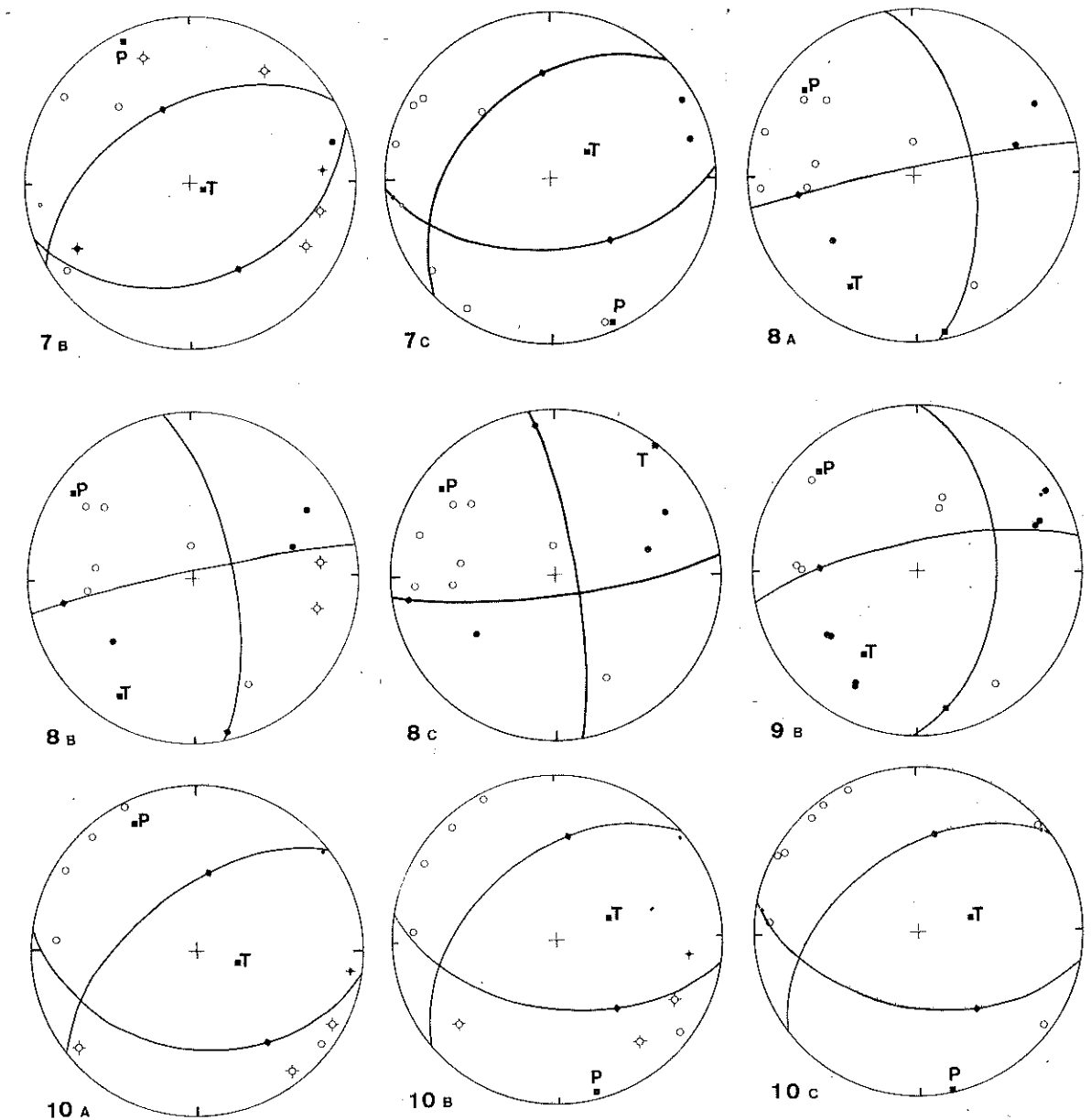
- b - Faille de Sarobi.

3D - Solution présentant une forte composante de cisaillement dextre suivant une direction N 154. Les 12 séismes composant ce mécanisme composite sont répartis entre 2 et 7 km et localisés à proximité de la faille de Sarobi (fig 37). Le mouvement de cette faille est donc dextre, son pendage est quasi-vertical. Une coupe transversale au plan de faille ainsi défini montre que les séismes sont alignés mais définissent un plan de faille de pendage différent de celui déterminé par le mécanisme composite. (fig 38). Ceci indique les réserves que l'on doit faire sur le pendage des plans de failles définis par les solutions composites.

14D et 14D* - Mécanisme composite de 8 séismes, présentant deux solutions possibles : soit un cisaillement pur (14D*) soit un chevauchement (14D). Les 8 séismes qui composent ce mécanisme sont localisés à proximité de la jonction des failles de Gardez et de Sarobi. La solution 14D* indiquerait un décrochement senestre de la faille de Sarobi, en choisissant comme plan de faille le plan nodal de direction N.S et le pendage de la faille, vertical. Or, les séismes composant les mécanismes 3D et 14D* ne sont éloignés que de 20 km environ. La faille de Sarobi ne peut donc vraisemblablement pas avoir de mouvements de décrochement de sens opposé en deux points aussi rapprochés.

Il est préférable de considérer la solution 14D comme plus correcte.

Figure 37 - suite



Cette solution implique que le déplacement est un chevauchement dans la zone où se rejoignent les failles de Sarobi et de Gardez.

Une coupe n'indique aucune direction privilégiée de plan de faille.

- c - Sud-Nouristan.

4D - Les mécanismes individuels (4B) et composites (4D) conduisent à la même solution. Les 18 séismes intervenant dans 4D sont localisés entre 14 et 18 km de profondeur et sont regroupés dans le plus important des essaims localisé près de la station SLW. (cf fig 25). La solution est un chevauchement. Les structures géologiques sont mal connues dans cette région, ce chevauchement ne peut être associé à aucune faille actuellement reconnue.

5D - Composé des deux séismes parmi les plus profonds que nous ayons localisés (z = 36 et 40 km) indique principalement un cisaillement.

6D - Solution composite de 13 séismes répartis entre 5 et 23 km de profondeur et regroupés en un essaim localisé près de la station AMV (cf. fig 25). En se limitant à un sous groupe, comprenant les séismes localisés entre 15 et 23 km de profondeur, on obtient la même solution. Elle indique un chevauchement et une direction moyenne du plan de faille SSO.NNE. La direction de l'axe P, ESE-ONO, apparaît quelque peu exotique par rapport à l'ensemble des directions de l'axe P des autres solutions qui est beaucoup plus N.S.

- d - Faille de la Kunar et Bassin de Jalalabad

Dans cette région sont déterminées 7 solutions de mécanisme au foyer. Ces mécanismes fournissent 2 types de solution : coulissage et chevauchement. Il est possible de regrouper les solutions de même type, en considérant la profondeur des séismes. Il apparaît que les séismes localisés à moins de 15 km de profondeur indiquent principalement des déplacements en chevauchement et ceux en dessous de 15 km, des déplacements en cisaillement.

8B-9D - Une solution individuelle (8B) et une solution composite 9D dont les séismes sont localisés entre 18 et 25 km de profondeur. En choisissant comme plan de faille le plan nodal de direction WSW-ENE, parallèle à

l'axe de la faille de la Kunar, ces solutions indiquent un mouvement de décrochement dextre de la faille de la Kunar et un pendage quasi vertical.

11D et 12D Deux solutions composites de 3 séismes, présentant une forte composante de cisaillement (11D) et un déplacement en chevauchement (12D). Ces séismes appartiennent tous cependant au même essaim. Pour les 2 solutions, 1 des plans nodaux n'est pas très bien calé (fig 37). La profondeur des séismes étant inférieure à 8 km, nous conduit à privilégier la solution 12D indiquant un chevauchement (cf. remarque au début du paragraphe).

10D et 13D Deux solutions composites montrant des déplacements en chevauchement. 10D est composé par les sens de premier mouvement de 9 séismes regroupés en essaim entre 4 et 14 km de profondeur. Une solution individuelle (10B) conduit à la même solution. 13D, mécanisme composite regroupant 27 séismes. Ces séismes sont localisés sur une zone assez large (25 x 25 km) et localisés à moins de 15 km de profondeur. Quelques sens de premier mouvement sont incompatibles avec la solution proposée, mais celle-ci est la mieux ajustée par la majorité des sens de premier mouvement. 10D et 13D sont des chevauchements dont la direction moyenne des plans de faille est SO.NE.

V-4 Caractères généraux des déplacements

De l'étude des mécanismes au foyer, il ressort que deux types de déplacements se produisent dans cette région (fig 39).

a) Les déplacements des failles : ce sont des décrochements tq :

La faille de Chaman a un mouvement de décrochement senestre et un pendage vertical (mouvement simplement vérifié mais non prouvé) solution 2B

La faille de Sarobi a un mouvement de décrochement dextre et un pendage probablement vertical (3D)

La faille de la Kunar a un mouvement de décrochement dextre et un pendage quasi vertical (8D, 9D).

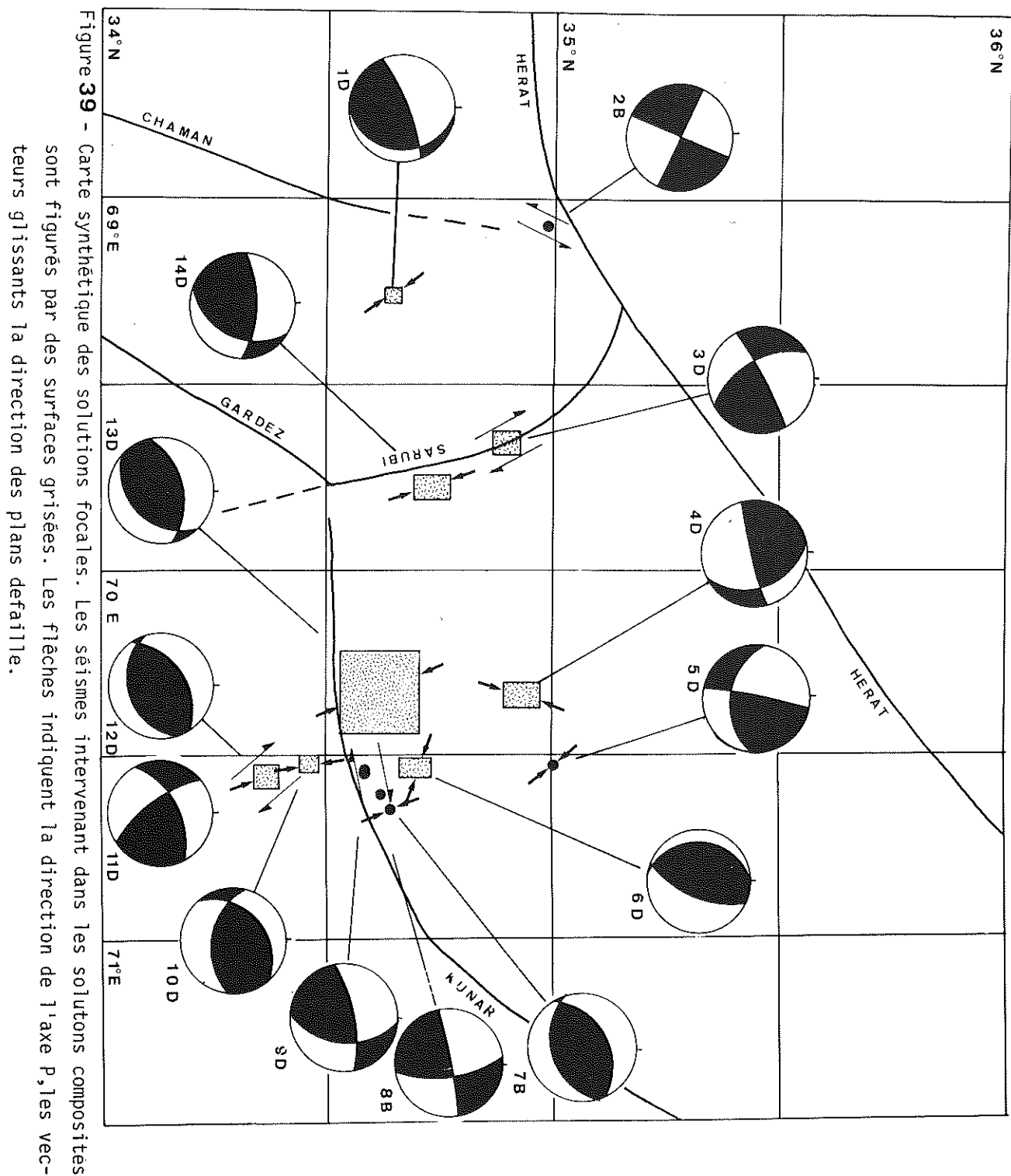


Figure 39 - Carte synthétique des solutions focales. Les séismes intervenant dans les solutions composites sont figurés par des surfaces grisées. Les flèches indiquent la direction de l'axe P, les vecteurs glissants la direction des plans de faille.

Sachar
Takesh

b) Les déplacements dans des zones où la sismicité est diffuse (principalement dans le bassin de Jalalabad et le Sud-Nouristan). En général, les séismes localisés à moins de 15 km de profondeur sont générés par des déplacements en chevauchement (7B, 10D, 12D, 13D) tandis que ceux localisés en dessous de 15 km sont générés par des cisaillements (8D, 9D, 5D).

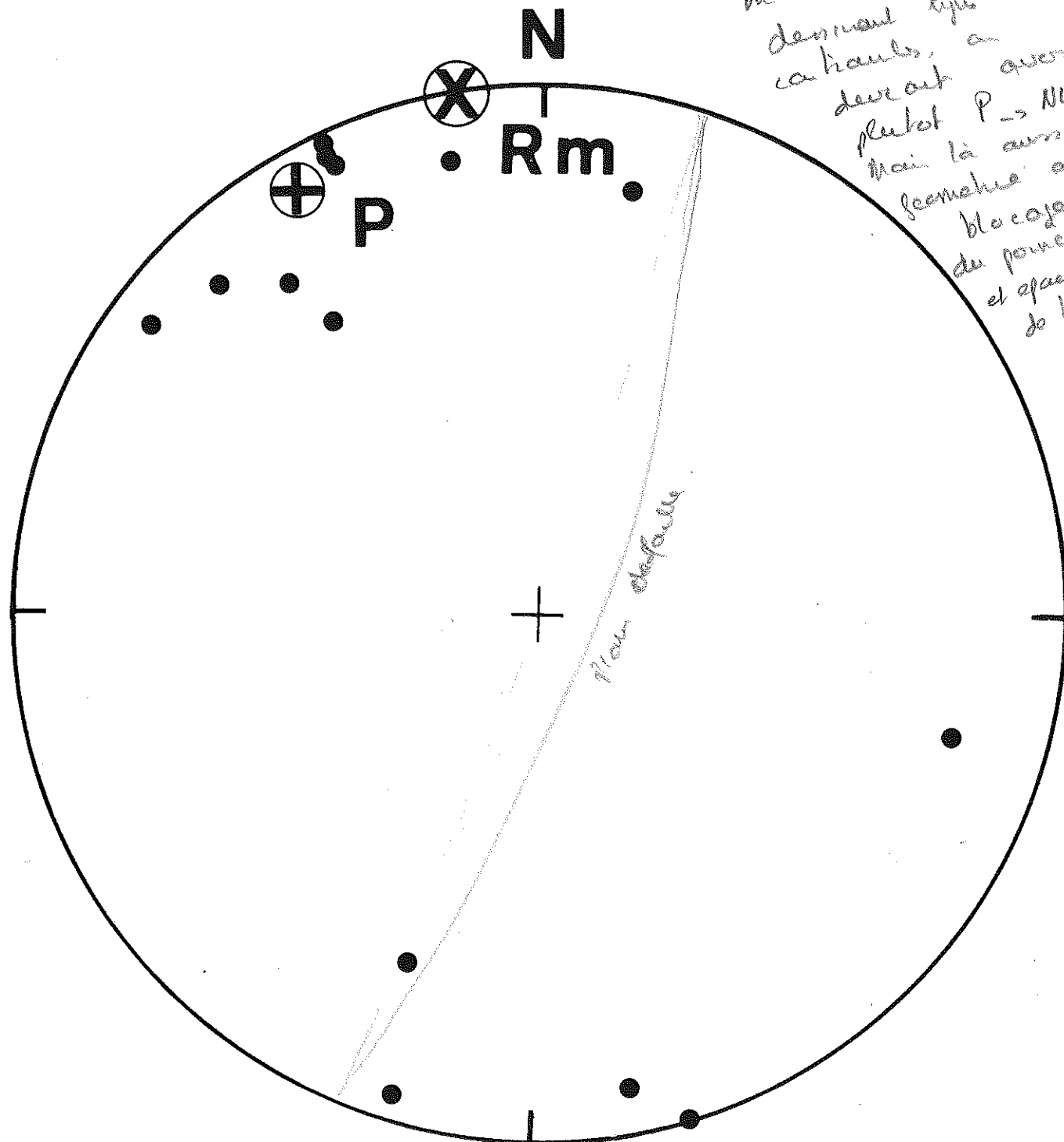


Figure 40 - Répartition des axes P des 14 solutions focales.

P : axe P moyen et Rm : direction du mouvement relatif Inde-Eurasie.

V-5 Axe de pression P et mouvement relatif Inde Eurasie

Lorsque l'on considère l'ensemble des directions des axes P des 14 solutions des mécanismes au foyer, il apparaît que la direction N.S est privilégiée.

Un calcul statistique des azimuts et des pendages des axes P donne

- . azimut moyen = $337^{\circ} \pm 16^{\circ}$
- . pendage moyen = $4^{\circ} \pm 17^{\circ}$

La contrainte moyenne de pression qui s'exerce sur l'ensemble de la région est sensiblement SSE.NNO et de pendage quasiment nul.

Or, Minster et Jordan (1978) ont calculé que le mouvement relatif de l'Inde par rapport à l'Eurasie a un centre de rotation, localisé dans la Mer Rouge (19.71° N , $38^{\circ}.46\text{E}$) et une vitesse de rotation relative ω de 0.698 deg/Ma . Ceci se traduit dans le N.E de l'Afghanistan par un mouvement relatif de 41 mm/an et une direction azimutale de 350° .

Il est remarquable que la direction du mouvement relatif et de la direction de la contrainte moyenne P soient quasiment identiques (fig 40). De plus, le pendage de l'axe P est quasiment nul et le mouvement relatif est horizontal dans cette région.

Ceci suggère fortement que la contrainte P qui s'exerce dans le N.E de l'Afghanistan est directement induite par le mouvement de convergence de l'Inde par rapport à l'Eurasie. Ce taux de convergence est suffisamment important pour imposer la direction de l'axe P.

Au Pakistan, Armbruster et al (1978) trouvent aussi une direction privilégiée de l'axe P, approximativement N.S

VI - INTERPRETATION SISMO-TECTONIQUE

L'interprétation sismo-tectonique de cette région du N.E de l'Afghanistan doit s'intégrer dans le cadre tectonique décrivant le mouvement relatif de l'Inde par rapport à l'Eurasie. En effet nous avons vu précédemment (chap V-4) que la contrainte P est fortement influencée par ce mouvement et s'exerce horizonta-

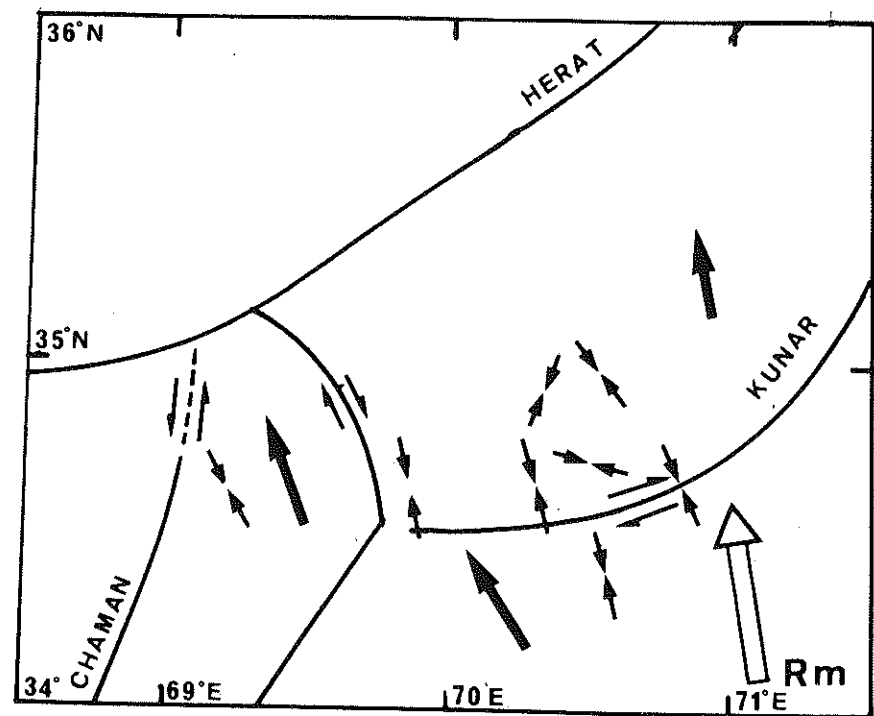


Figure 41 - Modèle sismo-tectonique.

La flèche notée Rm est la direction du mouvement relatif Inde-Eurasie. Les 3 flèches noires principales indiquent le sens de déplacement des blocs crustaux délimités par le réseau de failles. Les petites flèches indiquent la direction des axes P et les vecteurs glissants le sens de déplacement des failles.

lement sur toute cette région, suivant une direction SSE.NNO.

D'autre part, le réseau de failles constitué par les failles de Gardez, Chaman, Sarobi, Kunar et Hérat délimitent des blocs crustaux. On suppose que ces blocs sont homogènes et indépendants. Ils ont un mouvement relatif par rapport au nord de l'Afghanistan, supposé stable, et un mouvement relatif les uns par rapport aux autres, commandés par une contrainte P de direction SSE.NNO.

On définit ainsi 3 blocs : (fig 41)

- le "bloc de Kaboul" délimité par les failles de Chaman, Sarobi et Gardez. Le mouvement de ce bloc vers le nord est compatible avec les décrochements sénestres de la faille de Chaman et dextres de la faille de Sarobi.
- le bloc "du Jalalabad" délimité par la faille de Sarobi, la faille de la Kunar et le chevauchement du Safed-Koh.
- le "bloc" du Nouristan" délimité par les failles de la Kunar, de Sarobi et d'Hérat.

Sous l'action de la contrainte P, le "bloc de Jalalabad" pousserait celui du Nouristan vers le nord, à leur limite commune, la faille de la Kunar, un mouvement de décrochement dextre se produit. Ceci laisse supposer qu'une fraction du mouvement est absorbée par ce décrochement, doù un taux de déplacement du Nouristan plus faible que celui du bloc de Jalalabad. A l'intérieur de chaque bloc, ces mouvements de convergence vers le nord provoquent des déplacements en chevauchement, absorbant aussi une partie de la convergence.

Dans le cas du bassin de Jalalabad, les structures géologiques montrent que ce bassin est comprimé suivant une direction N.S par les massifs du Nouristan et du Safed-Koh (J.P. Carbonnel, communication personnelle) Le modèle tectonique proposé ci-dessus est compatible avec un tel processus puisqu'il suppose un taux de déplacement plus faible pour le "bloc Nouristan" que pour le "bloc Jalalabad".

CONCLUSION :

Si depuis les 15 dernières années, l'activité sismique enregistrée par le réseau mondial est relativement faible, dans cette région du N.E de l'Afghanistan, les 3 campagnes d'enregistrement sismique (1977-1978) nous ont révélé qu'une importante activité microsismique s'y produisait actuellement.

Cette sismicité apparemment diffuse sur une large zone, révèle une activité tectonique complexe. Loin de définir un linéament qui serait la limite de la plaque Indienne, entre la faille de Chaman et l'arc Himalayen, elle confirme les résultats de Seeber et Jacob (1977). Ils ont montré qu'un réseau complexe de failles est sismiquement actif dans le Nord du Pakistan.

En Afghanistan, dans une région voisine, nous montrons qu'une large zone subit des déplacements en absorbant une partie du mouvement relatif de l'Inde par rapport à l'Eurasie.

Ces déplacements se font soit par coulissage de failles (sénestre pour la faille de Chaman, dextre pour celle de Sarobi et celle de la Kunar), soit par des déplacements en chevauchement à l'intérieur de blocs crustaux. Ces déplacements sont provoqués par une contrainte principale P, horizontale et de direction parallèle à la direction du mouvement relatif de l'Inde par rapport à l'Eurasie.

ANNEXE 1

=====

SEISMICITE HISTORIQUE (non-instrumentale) QUITMEYER et JACOB

Lieu d'observation	Lat (°N)	Long (°N)	Date	Intensité (Mercalli-Modifié)
Près de Kaboul	34.5	69.0	06/1504	6-7
Paghman	34.6	68.94	06/07/1505	9-10
Isterghach	34.87	69.10	06/07/1505	8-9
Kaboul	34.53	69.17	06/06/1505	7-8
Akserai	34.73	69.12	06/07/1505	7-8
Kaboul	34.53	69.17	17/06/1826	3-5
Kaboul	34.53	69.17	19/04/1827	3-5
Kaboul	34.53	69.17	1829	3-5
Kaboul	34.53	69.17	17/04/1833	3-4
Kaboul	34.53	69.17	19/04/1833	4-6
Kaboul	34.53	69.17	24/01/1836	6-7
Kaboul	34.53	69.17	été /1836	4-5
Kaboul	34.53	69.17	14/12/1837	4-5
Kaboul	34.53	69.17	26/01/1840	6-8
Vallée d'Alingar	34.75	70.33	19/02/1842	8-9
Jalalabad	34.43	70.47	19/02/1842	8-9
Tigri	34.65	70.18	19/02/1842	8-9
Buddeabad	34.73	70.28	19/02/1842	7-8
Teezen	34.27	69.45	19/02/1842	6-7
Vallée de Kurram	33.83	70.17	25/02/1857	4-5
Jabal Os Sarai	35.13	69.20	18/10/1874	7-9
Guibahar	35.13	69.30	18/10/1874	9
Kohistan	34.92	69.57	18/10/1874	8-9
Kaboul	34.53	69.17	18/10/1874	9
Kaboul	34.53	69.17	11/1874	8-9
Kohat	33.58	71.40	02/03/1878	7-8
Kaboul	34.53	69.17	31/07/1879	5-6
Kaboul	34.53	69.17	04/1889	5-6
Paghman	34.60	68.94	06/1891	4
Kaboul	34.53	69.17	14/05/1913	5-6
Jabal Os Sarai	35.13	69.20	02/1918	5-6
Kaboul	34.53	69.17	08/1923	5-6
Kaboul	34.53	69.17	28/11/1923	4-5
Kaboul	34.53	69.17	02/12/1923	4-5
Kaboul	34.53	69.17	04/12/1923	4-5
Kaboul	34.53	69.17	05/12/1923	6-7
Jalalabad	34.43	70.47	18/03/1924	6-7
Kaboul	34.53	69.17	02/08/1924	6-7
Jalalabad	34.43	70.47	02/08/1924	6-7
Kaboul	34.53	69.17	23/02/1928	5-6
Kaboul	34.53	69.17	02/06/1928	6
Pashghur	35.25	69.35	02/06/1931	7-8
Pashghur	35.25	69.35	09/06/1931	7-8
Kaboul	34.53	69.17	23/02/1933	5-6
District de Jaji	33.89	69.58	16/09/1956	6
Charikar	35.00	69.17	14/11/1956	5-6
Gardez	33.58	69.25	15/11/1956	5-6
Nangarhar	34.58	70.58	15/05/1969	6-7

Lieux d'observation :

- Akserai : village à 20 km au N.O de Kaboul
 Buddeabad : village à 12 km au N.E de Tigri
 Isterghach : village à 15 km au S.O de Charikar
 Jaji (district de) :
 village à 55 km au N.E de Gardez
 Kohistan : région de la province de Kapisa, 50 km au N.E de Kaboul
 Nangashar : province avec Jalalabad comme capitale provinciale
 Tigri : village à 25 km au N.O de Jalalabad.

Les autres lieux d'observation sont sur la fig. 2

A N N E X E 2

=====

TABLEAUX 2

DETERMINATION DE V_p^*

- Tableau A : Variation de RMS en fonction de V_p
 Tableau B : Variation de ERZ en fonction de V_p
 Tableau C : Variation de P-RES en fonction de V_p
 Tableau D : Variation de Z en fonction de V_p

TABLEAU 3

TESTS DE LOCALISATION DE SEISMES FICTIFS

Chaque colonne du tableau correspond à 1 test,
de gauche à droite on lit:

- exact- à partir des coordonnées fictives (colonne position exacte), les temps d'arrivées en 12 stations, des ondes P et S, sont calculés avec HYP071 en utilisant un modèle de vitesse à 3 couches et un rapport $V_p/V_s=1.73$
- bruité- Les temps d'arrivées sont perturbés par un bruit blanc de variance 0.1 s. pour les ondes P et 0.5 s. pour les ondes S. Les séismes sont relocalisés (colonnes bruités) avec le même modèle de vitesse à 3 couches et $V_p/V_s=1.73$
- s/réseau- Soient les sous-réseaux:
 - A : 5 stations (SLW, AMV, SLK, KKN, PJP)
 - B : 5 stations (CHK, GBW, CRZ, KKN, AMV)
 - C : 5 stations (CHK, CHS, SLW, KYN, AMV)
 - D : 6 stations (S1K, KKN, KYN, CRZ, GGM, TGB)
 Ces sous-réseaux sont définis par les 5 ou 6 plus proches stations de l'épicentre du séisme. La relocalisation est faite avec les temps d'arrivées perturbés dans le sous-réseau. (Le modèle de vitesse et V_p/V_s restant inchangés)
- $V_p/V_s=1.70$ - Influence du rapport de vitesse sur la localisation des séismes en prenant $V_p/V_s=1.70$. Les temps d'arrivées perturbés dans les 12 stations et le modèle de vitesse à 3 couches sont utilisés.

- Vp = 5.8 km/s Les séismes sont relocalisés en modifiant cette fois le modèle de vitesse. La croûte est assimilée à un demi-espace homogène et on attribue successivement à Vp la valeur 5.8; 6.0; 6.2; 6.4 km/s. Les temps d'arrivée dans les 12 stations et Vp/Vs = 1.73 sont conservés pour ces 4 tests.

TABLEAU 4

TESTS AVEC LES TEMPS D'ARRIVEE OBTENUS EXPERIMENTALEMENT

Même série de tests que ceux décrits précédemment. Cette fois, on utilise les temps d'arrivée des phases P et S effectivement lus sur les sismogrammes. Les tests 'exact' et 'bruité' sont remplacés par la localisation obtenue avec tous les temps lus, en utilisant un modèle à 3 couches et Vp/Vs = 1.73 (test : 'standart')

TABLEAU 5

RELOCALISATION DE SEISMES FICTIFS A L'AIDE D'UN SOUS-RESEAU DE 3 STATIONS

6 phases sont utilisés : 3 phases P
3 phases S

La qualité de détermination Q évaluée par HYPO 71 apparaît comme un bon critère d'élimination des séismes mal localisés

TABLEAU 6

TESTS DE LOCALISATION DE SEISMES FICTIFS AVEC P SEULES

Même série de tests que ceux décrits précédemment. Le test Vp/Vs étant évidemment abandonné.

TABLEAU 2-A

VARIATION DE RMS EN FONCTION DE Vp
(RMS en seconde)

N°	Modèle 1 couche P et S avec Vp/Vs = 1.73				Modèle à 2 couches P et S avec Vp/Vs = 1.73		
	Vp = 5.8km/s	Vp = 6.0km/s	Vp = 6.2km/s	Vp = 6.4km/s	Vp = 5.8/6.2	Vp = 5.8/6.4	Vp = 5.8/6.6
36	0.19	0.16	0.25	0.38	0.17	0.22	0.24
82	0.27	0.28	0.30	0.36	0.32	0.34	0.36
110	0.27	0.21	0.16	0.25	0.21	0.22	0.26
146	0.29	0.24	0.28	0.33	0.25	0.25	0.33
212	0.18	0.13	0.18	0.27	0.20	0.22	0.23
225	0.25	0.17	0.12	0.16	0.19	0.16	0.22
226	0.32	0.21	0.15	0.12	0.17	0.12	0.20
282	0.30	0.22	0.20	0.23	0.20	0.20	0.22
48	0.27	0.21	0.19	0.20	0.16	0.20	0.26
51	0.24	0.18	0.18	0.20	0.14	0.20	0.27
100	0.35	0.30	0.26	0.28	0.33	0.33	0.38
101	0.20	0.15	0.16	0.22	0.14	0.13	0.13
121	0.25	0.25	0.29	0.36	0.27	0.27	0.31
173	0.22	0.17	0.15	0.18	0.15	0.15	0.18
199	0.27	0.20	0.15	0.17	0.18	0.15	0.14
210	0.13	0.22	0.31	0.39	0.15	0.18	0.21
29	0.11	0.09	0.09	0.10	0.09	0.13	0.17
49	0.27	0.19	0.20	0.24	0.18	0.20	0.24
68	0.14	0.14	0.22	0.29	0.15	0.19	0.23
85	0.36	0.28	0.21	0.16	0.26	0.21	0.18
86	0.15	0.13	0.15	0.20	0.14	0.16	0.18
105	0.35	0.23	0.14	0.17	0.18	0.16	0.29
106	0.30	0.19	0.12	0.21	0.14	0.13	0.14
126	0.34	0.23	0.14	0.15	0.20	0.16	0.15
149	0.15	0.10	0.09	0.12	0.09	0.10	0.13
194	0.18	0.17	0.19	0.21	0.19	0.20	0.22
235	0.18	0.16	0.15	0.15	0.15	0.13	0.13
61	0.21	0.19	0.22	0.30	0.15	0.16	0.20
62	0.22	0.17	0.22	0.27	0.18	0.26	0.31
64	0.24	0.23	0.24	0.29	0.27	0.33	0.39
65	0.12	0.14	0.22	0.33	0.12	0.12	0.12
69	0.16	0.17	0.17	0.18	0.18	0.18	0.20
72	0.12	0.10	0.18	0.23	0.13	0.18	0.23
116	0.29	0.16	0.09	0.11	0.11	0.08	0.10
117	0.22	0.18	0.20	0.24	0.18	0.19	0.20
127	0.31	0.17	0.09	0.09	0.12	0.09	0.10
130	0.16	0.11	0.12	0.12	0.11	0.11	0.13
132	0.15	0.14	0.19	0.28	0.17	0.21	0.24
148	0.13	0.09	0.10	0.15	0.09	0.10	0.14
166	0.18	0.14	0.12	0.15	0.13	0.11	0.12
182	0.16	0.11	0.12	0.17	0.13	0.14	0.16
188	0.23	0.17	0.13	0.14	0.15	0.13	0.14
227	0.12	0.08	0.06	0.09	0.07	0.10	0.09
229	0.21	0.16	0.14	0.14	0.15	0.14	0.14
232	0.18	0.16	0.22	0.29	0.15	0.15	0.24
269	0.10	0.16	0.25	0.34	0.10	0.09	0.12

TABLEAU 2-B

VARIATION DE ERZ EN FONCTION DE Vp
(ERZ en km)

N°	Modèle 1 couche P et S avec Vp/Vs = 1.73				Modèle 2 couches P et S avec Vp/Vs = 1.73		
	Vp : 5.8 km/s	Vp : 6.0 km/s	Vp : 6.2km/s	Vp : 6.4km/s	Vp : 5.8/6.2	Vp : 5.8/6.4	Vp : 5.8/6.6
36	1.0	1.0	1.9	4.1	1.2	0.8	1.1
82	3.5	12.0	21.8	36.0	1.7	1.8	1.9
110	3.1	6.5	40.6	25.9	1.0	1.0	1.1
146	8.2	25.2	16.7	370.2	1.4	1.5	1.2
212	2.7	56.1	10.2	19.9	0.9	1.0	1.1
225	260.3	23.5	9.9	14.6	41.3	1.1	1.2
226	111.4	20.1	24.2	5.5	11.8	1.7	230.3
282	2.4	1.8	1.7	2.0	1.7	1.8	2.0
48	26.2	2.9	2.4	23.4	1.0	1.4	1.6
51	3.4	2.4	2.3	38.4	1.3	1.5	1.7
100	1.0	23.5	45.5	46.5	14.2	10.2	19.1
101	3.3	3.0	7.2	157.3	1.6	1.0	1.0
121	3.1	3.5	104.7	37.1	1.6	1.9	1.6
173	1.7	1.3	1.2	1.6	1.2	1.2	1.6
199	2.5	2.0	1.8	2.9	2.1	3.4	0.6
210	8.7	169.7	13.5	20.7	1.6	1.7	1.2
29	7.9	3.3	1.8	11.2	1.4	0.9	1.2
49	2.7	2.3	2.9	6.7	2.4	5.9	1.3
68	0.8	0.9	1.6	2.5	1.1	0.8	1.0
85	2.3	1.9	1.5	1.2	1.8	1.5	1.3
86	1.5	1.4	1.8	2.4	1.5	1.8	2.3
105	2.8	2.3	2.6	42.7	3.3	0.7	326.0
106	2.4	2.1	3.9	24.6	0.9	0.6	0.7
126	4.3	3.5	2.5	10.4	4.8	0.9	0.9
149	1.1	0.8	0.7	1.0	0.7	0.7	1.1
194	0.9	0.9	1.1	1.4	1.0	1.2	1.4
235	2.6	2.6	2.6	2.8	3.4	2.4	1.3
61	3.5	26.3	11.9	39.6	1.2	1.3	1.3
62	13.2	51.9	3.0	2.8	1.6	2.3	2.3
64	2.8	2.4	2.3	3.3	2.6	2.9	3.6
65	1.0	37.5	6.2	6.4	0.6	0.6	0.7
69	132.0	3.9	3.0	3.0	2.8	15.0	44.6
72	1.2	1.1	1.9	2.6	1.4	1.9	2.7
116	2.4	1.4	0.8	1.0	1.0	0.9	1.2
117	4.9	3.7	3.7	4.0	1.7	1.2	1.2
127	5.3	3.5	1.8	2.9	3.4	102.7	1.4
130	0.6	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.7
132	1.5	1.9	13.3	24.1	0.9	1.1	1.3
148	1.1	0.8	0.9	1.3	0.8	1.0	1.3
166	2.2	1.9	1.8	2.7	1.0	0.5	0.6
182	2.8	2.6	4.5	52.0	0.6	0.6	0.8
188	2.0	1.4	0.6	1.3	0.7	0.6	31.3
227	13.7	3.2	1.5	1.6	88.1	1.2	112.7
229	2.2	1.7	1.6	1.6	1.8	1.7	2.0
232	2.6	62.0	15.3	66.19	1.5	1.6	1.2
269	3.3	18.5	25.5	104.9	1.3	1.5	1.6

TABLEAU 2-C

VARIATION DE P-RES EN FONCTION DE Vp
(P-RES en seconde)

N°	Modèle 1 couche P et S avec Vp/Vs = 1.73				Modèle 2 couches P et S avec Vp/Vs = 1.73		
	Vp : 5.8km/s	Vp : 6.0km/s	Vp : 6.2km/s	Vp : 6.4km/s	Vp : 5.8/6.2	Vp : 5.8/6.4	Vp : 5.8/6.6
36	0.00	- 0.10	- 0.21	- 0.34	- 0.08	- 0.04	0.07
82	0.06	0.07	0.12	- 0.37	0.02	0.08	0.11
110	0.07	0.08	0.08	- 0.03	0.04	0.00	- 0.07
146	- 0.10	- 0.25	- 0.41	- 0.50	- 0.25	- 0.26	- 0.45
212	0.01	0.03	- 0.05	- 0.20	- 0.03	- 0.09	- 0.16
225	- 0.17	- 0.11	- 0.06	0;02	- 0.09	- 0.10	- 0.10
226	- 0.24	- 0.19	- 0.17	0;01	- 0.12	0;01	0.05
282	0.32	0.17	0.04	- 0.03	0.11	0.03	0.03
48	- 0.12	- 0.06	- 0.03	- 0.08	- 0.02	- 0.02	- 0.05
51	- 0.09	- 0.05	- 0.02	- 0.01	- 0.04	- 0.01	- 0.02
100	- 0.16	- 0.19	- 0.12	- 0.09	- 0.01	0.01	0.02
101	0.19	0.18	0.18	0.10	0.16	0.13	0.12
121	- 0.16	- 0.02	- 0.01	- 0.04	- 0.20	- 0.16	- 0.23
173	0.20	0.11	0.04	- 0.06	0.10	0.07	0.03
199	0.27	0.13	- 0.02	- 0.15	0.09	- 0.00	0.08
210	- 0.16	- 0.28	- 0.35	- 0.44	- 0.16	- 0.16	- 0.17
29	- 0.05	0.00	0.01	- 0.01	- 0.01	- 0.02	- 0.02
49	- 0.10	0.12	- 0.14	- 0.15	- 0.11	- 0.07	0.05
68	0.06	- 0.04	- 0.13	- 0.20	- 0.02	0.03	0.04
85	0.66	0.52	0.38	0.26	0.46	0.38	0.30
86	0.16	0.04	- 0.03	- 0.10	0.02	- 0.01	- 0.02
105	0.03	- 0.07	0.08	0.11	0.08	- 0.05	- 0.06
106	0.03	0.12	0.18	0.15	0.09	- 0.01	- 0.02
126	3.29	0.16	0.05	- 0.08	0.17	0.16	0.14
149	- 0.03	0.01	- 0.06	- 0.13	- 0.04	- 0.09	0.15
194	0.12	0.04	- 0.03	- 0.10	0.06	0.03	0.00
235	- 0.15	- 0.15	- 0.11	- 0.08	- 0.12	- 0.07	- 0.07
61	- 0.20	- 0.21	- 0.31	- 0.39	- 0.17	- 0.14	- 0.19
62	- 0.18	- 0.15	- 0.12	- 0.11	- 0.13	- 0.07	- 0.08
64	0.05	0.05	0.07	0.09	0.01	0.01	- 0.07
65	0.00	- 0.11	- 0.32	- 0.52	- 0.03	- 0.01	0.02
69	- 0.06	- 0.07	- 0.09	- 0.13	- 0.04	- 0.05	- 0.08
72	0.04	- 0.02	0.00	0.13	0.00	0.09	0.19
116	0.19	0.06	- 0.07	- 0.14	0.02	- 0.08	- 0.13
117	0.00	0.16	0.17	0.15	0.20	0.19	0.18
127	0.36	0.21	0.09	- 0.08	0.18	0.05	0.07
130	0.00	- 0.07	- 0.14	0.20	- 0.12	- 0.16	- 0.24
132	- 0.01	0.00	- 0.09	- 0.29	0.00	0.06	0.11
148	0.01	- 0.08	- 0.16	- 0.23	- 0.10	- 0.15	- 0.20
166	- 0.06	- 0.12	- 0.17	- 0.21	- 0.07	- 0.09	- 0.05
182	- 0.05	- 0.11	- 0.17	- 0.23	- 0.10	- 0.07	0.07
188	0.57	0.41	0.22	0.10	0.35	0.23	- 0.14
227	- 0.07	- 0.07	- 0.07	- 0.07	- 0.04	- 0.01	- 0.04
229	- 0.08	- 0.01	0.03	0.12	- 0.00	- 0.05	0.13
232	- 0.26	- 0.35	- 0.43	- 0.49	- 0.30	0.32	- 0.37
269	- 0.11	- 0.24	- 0.34	- 0.44	- 0.12	- 0.13	- 0.16

TABLEAU 2-D

VARIATION DE LA PROFONDEUR Z EN FONCTION DE Vp
(Z en km)

N°	Modèle 1 couche P et S avec Vp/Vs = 1.73				Modèle 2 couches P et S avec Vp/Vs = 1.73		
	Vp = 5.8km/s	Vp = 6.0km/s	Vp = 6.2km/s	Vp = 6.4km/s	Vp : 5.8/6.2	Vp : 5.8/6.4	Vp : 5.8/6.6
36	10.52	8.41	6.18	3.66	7.42	5.07	1.85
82	6.00	1.33	0.78	0.60	5.26	3.67	2.00
110	10.07	6.97	0.43	1.06	6.03	3.68	2.60
146	2.86	0.78	1.30	0.01	4.12	1.61	3.87
212	3.77	0.10	0.63	0.44	4.95	3.75	2.28
225	0.16	1.16	2.00	1.69	7.08	0.72	0.32
226	0.86	3.24	1.57	6.99	8.24	6.67	7.08
282	26.95	26.27	25.41	23.80	25.67	24.63	22.65
48	0.67	3.84	3.68	0.40	5.34	5.32	5.07
51	4.39	4.22	3.62	0.26	3.76	5.06	5.02
100	2.51	1.34	0.69	0.78	6.48	8.35	7.92
101	16.11	12.60	4.92	0.30	6.07	2.21	0.19
121	10.34	9.28	0.34	1.21	4.99	0.34	0.58
173	18.80	17.93	16.72	15.80	17.21	16.00	14.77
199	15.40	14.60	13.20	9.96	13.68	10.17	3.41
210	0.61	0.05	1.00	0.87	1.13	1.04	0.95
29	1.42	2.21	3.36	0.58	4.49	6.24	5.52
49	19.04	15.69	11.50	5.78	13.69	8.49	3.93
68	11.30	9.56	8.20	6.37	8.64	5.59	3.92
85	18.45	18.16	17.83	17.54	18.21	17.85	17.46
86	17.69	16.95	15.68	14.80	16.46	15.14	13.62
105	14.57	11.36	5.97	0.46	8.39	4.12	7.09
106	14.25	10.39	3.74	0.96	6.69	3.62	0.83
126	10.78	8.93	7.91	1.99	8.98	4.88	2.29
149	40.06	40.35	40.72	40.86	40.60	40.73	40.79
194	11.62	10.61	9.60	8.70	10.31	9.58	8.90
235	14.63	14.44	14.86	14.92	12.86	12.89	3.79
61	6.14	0.76	1.96	0.78	3.16	0.45	0.05
62	1.59	0.31	6.73	8.60	1.91	8.39	8.63
64	6.79	6.52	6.06	4.57	7.40	7.31	7.32
65	3.98	0.11	1.05	1.45	4.18	3.18	1.81
69	0.18	0.72	9.00	9.77	6.97	7.61	7.40
72	21.72	19.73	17.32	13.46	18.33	15.97	12.97
116	17.09	16.65	15.93	15.68	16.38	15.04	13.96
117	5.57	6.27	7.26	8.39	6.11	4.05	2.30
127	12.98	11.80	12.20	8.03	10.85	7.07	4.07
130	37.47	37.67	38.02	37.88	37.76	37.92	37.86
132	6.25	3.43	0.54	0.44	5.22	3.97	2.75
148	16.17	16.29	16.30	16.69	16.14	15.78	15.61
166	9.06	8.70	7.82	6.95	6.84	6.35	4.74
182	6.65	5.14	3.19	0.42	6.72	5.56	4.20
188	19.31	19.68	20.64	20.68	19.95	20.34	20.29
227	1.46	4.53	8.11	10.64	7.00	6.60	7.09
229	16.97	17.27	17.64	17.88	17.18	16.84	16.50
232	7.28	0.28	1.60	0.50	3.16	0.32	3.75
269	2.11	0.54	0.60	0.20	2.14	0.45	0.47

TESTS DE LOCALISATION DE SEISMES FICTIFS

TABLEAU 3

Exact	Bruité	s/réseau	Vp/Vs = 1.70	Vp = 5.8	Vp = 6.0	Vp = 6.2	Vp = 6.4	
12h27	19.48	19.45	19.52	19.50	19.33	19.66	19.98	20.25
34	38.45	38.69	38.63	38.66	38.90	38.94	38.93	39.01
70	38.91	39.14	38.69	39.26	39.04	39.15	39.33	39.46
	5.26	4.78	5.71	4.33	7.06	5.34	2.60	0.25
12h41	13.84	13.87	13.69	13.90	13.53	13.92	14.28	14.58
34	21.99	22.05	21.60	21.96	22.26	22.06	21.86	21.55
70	34.01	33.64	33.20	33.67	33.33	33.46	33.66	33.69
	6.18	6.82	11.67	6.53	10.81	8.45	5.25	0.35
18h35	56.20	56.15	56.11	56.18	55.79	56.22	56.64	56.88
34	26.98	26.70	27.49	26.54	26.86	26.45	26.23	26.01
70	31.75	31.77	30.37	31.86	31.43	31.63	31.84	31.91
	4.12	4.31	8.58	3.40	12.27	8.30	0.36	0.21
17h15	20.24	20.16	20.20	20.20	20.13	20.42	20.69	20.92
34	44.01	44.24	45.54	44.50	44.47	44.58	44.60	44.66
70	52.90	52.84	52.12	52.66	52.32	52.69	53.18	53.76
	4.95	4.02	0.83	2.49	2.53	1.04	0.58	0.68
0h16	43.87	43.83	43.82	43.86	43.68	43.99	44.21	44.41
34	42.86	42.42	42.55	42.69	42.10	42.42	42.70	42.94
69	47.42	47.32	47.19	46.65	47.43	47.12	46.58	46.00
	4.49	4.46	4.81	6.84	6.79	5.43	5.93	6.71
13h08	45.87	45.89	45.90	45.58	46.07	46.17	46.13	45.99
34	52.87	53.16	53.06	54.28	52.21	53.03	54.15	55.25
69	39.71	40.26	40.36	38.99	41.44	40.53	39.10	37.29
	5.34	4.48	4.56	5.43	1.98	2.35	1.77	0.86
14h22	50.69	50.55	50.65	50.54	49.95	50.35	50.80	51.29
34	55.97	56.23	57.03	56.37	55.82	56.16	56.34	56.49
70	20.59	20.24	20.78	20.38	20.52	20.46	20.41	20.38
	17.21	18.76	16.34	19.48	20.76	19.78	18.10	14.99
3h21	23.12	23.10	23.27	23.04	22.55	22.96	23.34	23.64
34	24.70	24.57	24.77	24.34	24.59	24.65	24.39	24.01
70	00.30	00.44	01.50	0.20	0.40	0.64	0.29	59.81
	13.70	13.44	15.94	14.91	16.33	15.57	13.35	11.84
16h31	38.76	38.76	38.61	38.80	38.75	39.01	39.28	39.52
34	39.49	39.12	39.13	39.21	39.17	39.20	39.17	39.18
70	28.50	28.86	29.26	28.68	28.75	28.64	28.59	28.51
	1.13	2.12	3.55	0.90	0.73	1.09	0.89	0.70
21h40	2.15	2.23	2.07	2.27	1.80	2.23	2.65	2.97
34	34.86	35.15	35.28	35.20	35.12	35.18	35.16	35.14
70	20.36	20.72	19.95	20.76	20.63	20.62	20.59	20.54
	8.64	7.43	9.49	6.71	10.82	8.46	5.01	0.04
15h56	56.88	56.98	57.04	57.02	56.43	56.86	57.25	57.62
34	34.93	34.94	35.19	34.91	35.06	34.98	34.91	34.84
70	33.18	33.04	32.87	33.16	32.79	32.96	33.13	33.28
	16.46	15.14	15.33	15.46	17.36	15.99	14.54	13.00
0h21	45.89	45.77	45.82	45.73	45.33	45.63	46.02	46.31
34	42.82	43.29	43.45	43.57	43.07	43.49	43.62	43.80
69	57.21	56.79	56.91	56.56	57.46	56.96	56.59	56.28
	8.96	10.81	9.94	12.41	14.06	13.59	10.94	10.32
19h19	54.07	54.08	53.82	54.01	53.30	53.60	53.88	54.15
34	59.55	58.69	58.50	59.37	57.60	57.89	58.31	58.79
70	31.92	31.69	31.25	31.78	31.86	31.76	31.68	31.69
	40.64	42.46	45.57	43.34	47.13	42.47	42.66	42.65
21h25	10.32	10.32	10.18	10.37	10.39	10.61	10.87	11.14
34	39.09	39.21	38.34	39.32	39.13	39.37	39.57	39.52
70	38.44	38.38	38.97	38.43	38.38	38.30	38.37	38.51
	4.18	3.60	2.17	3.14	2.32	0.46	0.81	0.78

TABLEAU 4

TESTS AVEC LES TEMPS D'ARRIVEE LUS DES PHASES P ET S

NO	Standart	s/réseau	Vp/Vs = 1.70	Vp = 5.8	Vp = 6.0	Vp = 6.2	Vp = 6.4	
8	12h27 19.48	A	16.48	19.49	19.38	19.74	20.00	20.23
	34 38.45		22.19	38.33	38.54	38.39	38.43	38.22
	70 38.91		48.90	38.89	38.88	38.88	38.84	38.96
	5.26		4.36	4.74	6.00	1.33	0.78	0.60
110	12h40 13.84	B	13.78	13.56	13.57	13.93	14.28	14.45
	34 21.99		22.15	21.72	22.30	21.83	21.36	20.99
	70 34.01		34.14	34.04	33.93	34.02	34.02	34.42
	6.18		6.46	5.46	10.07	6.97	0.43	1.06
146	18h35 56.20	B	56.12	56.16	56.13	56.34	56.60	56.82
	34 26.98		27.49	26.61	26.84	16.45	26.29	26.03
	70 31.75		30.84	31.87	31.57	31.86	31.79	31.62
	4.12		7.18	3.63	2.86	0.78	1.30	0.01
212	17h15 20.24	C	20.24	20.28	20.21	20.53	20.77	21.01
	34 44.01		44.69	43.99	44.55	44.32	44.08	44.07
	70 52.90		52.45	52.99	52.34	52.79	53.30	53.71
	4.95		4.03	4.57	3.77	0.10	0.63	0.46
225	0h16 43.87	D	43.81	43.88	43.89	44.09	44.29	44.47
	34 42.86		42.95	42.84	42.60	42.80	43.04	43.27
	69 47.42		47.20	47.11	47.71	47.13	46.56	45.89
	4.49		5.58	3.57	0.16	1.16	2.00	1.69
48	13h08 45.87	D	45.92	45.82	46.19	46.12	46.02	46.10
	34 52.87		52.68	53.12	51.62	52.77	54.02	54.67
	69 39.71		39.79	39.35	41.41	40.01	38.40	37.79
	5.34		5.32	5.52	0.67	3.84	3.68	0.40
173	14h22 50.69	C	50.64	50.62	50.25	50.58	50.91	51.24
	34 55.97		55.32	56.16	55.49	55.84	56.05	56.06
	70 20.59		20.11	20.43	20.93	20.57	20.44	20.20
	17.21		18.63	18.09	18.90	17.93	16.72	15.80
199	3h21 23.12	B	23.34	23.07	22.76	23.05	23.37	23.70
	34 24.70		24.18	24.42	25.30	24.84	24.43	24.17
	70 00.30		1.80	00.11	0.45	0.35	0.17	59.61
	13.70		16.12	14.87	15.40	14.60	13.20	9.91
210	16h31 38.76	A	38.62	38.79	38.76	38.96	39.12	39.29
	34 39.49		39.39	39.52	39.48	39.50	39.56	39.60
	70 28.50		28.76	28.54	28.48	28.51	28.65	28.71
	1.13		1.98	0.00	0.61	0.05	1.00	0.87
68	21h40 2.15	A	1.90	2.14	1.74	2.13	2.47	2.77
	34 34.86		34.75	34.72	34.79	34.74	34.68	34.65
	70 20.36		19.78	20.18	20.16	20.23	20.20	20.14
	8.64		11.13	9.34	11.30	9.56	8.02	6.37
86	15h56 56.88	A	56.86	56.87	56.45	56.79	57.12	57.41
	34 34.93		34.59	34.85	35.02	34.99	34.86	34.94
	70 33.18		33.45	33.42	33.13	33.17	33.35	33.41
	16.46		16.25	16.75	17.69	16.95	15.68	14.80
126	0h21 45.89	D	45.98	45.92	45.58	45.94	46.24	46.60
	34 42.82		42.47	42.80	42.64	42.65	42.81	42.59
	69 57.21		56.71	56.99	57.58	57.29	57.00	56.70
	8.96		2.13	9.55	10.78	8.93	7.91	1.99
127	19h19 54.07	C	54.14	53.93	53.51	53.69	53.91	54.12
	34 59.55		59.22	00.38	57.54	58.53	59.07	59.70
	70 31.92		31.87	32.15	31.96	31.47	31.78	31.96
	40.64		40.36	41.81	40.06	40.35	40.78	40.86
64	21h25 10.32	A	10.27	10.37	10.32	10.62	10.87	11.10
	34 39.09		38.69	39.08	39.11	38.95	39.02	39.05
	70 38.44		38.67	38.55	38.46	38.59	38.54	38.52
	4.18		3.32	3.60	3.98	0.11	1.05	1.45

TABLEAU 5

SEISMES FICTIFS	RELOCALISATION HYPO 71 3 stations-6 phases				VARIATIONS		
	COORDONNEES	RMS (sec.)	ERH (km)	ERZ (km)	Q	PROFONDEUR (km)	EPICENTRE (km)
34° 39.09 70° 38.44 4.18	34° 49.55 70° 37.47 3.67	0.70	18.0	72.6	D/D	0.51	19.20
34° 34.86 70° 20.36 8.64	34° 35.05 70° 17.57 8.75	0.18	3.0	3.9	C/C	0.11	4.28
34° 38.45 70° 38.91 5.26	34° 32.88 70° 39.76 3.89	0.53	11.4	47.6	D/D	10.49	1.37
34° 34.93 70° 33.18 16.46	34° 35.01 70° 33.59 16.68	0.12	1.7	2.3	B/D	0.22	0.64
34° 39.49 70° 28.50 1.13	34° 41.37 70° 28.37 1.58	0.24	5.5	19.2	D/D	0.45	3.48
34° 52.87 69° 39.71 5.34	34° 53.20 69° 40.54 2.54	0.27	4.8	8.1	C/D	2.80	1.41
34° 42.82 69° 57.21 8.96	34° 45.89 70° 04.67 21.92	0.20	7.4	4.9	D/D	12.96	12.72
34° 42.86 69° 47.42 4.49	34° 42.79 69° 46.81 7.03	0.12	0.9	202.5	C/C	2.54	0.93
34° 59.55 70° 31.92 40.64	34° 26.45 70° 09.90 10.00	0.14	162.6	999.99	D/D	30.64	69.83
34° 55.97 70° 20.59 7.21	34° 59.73 70° 22.97 3.56	0.26	25.3	131.6	D/D	3.65	18.19
34° 44.01 70° 52.90 4.95	34° 45.73 70° 52.11 1.94	0.32	2.0	12.1	C/C	3.01	3.41
34° 21.99 70° 34.01 8.18	34° 20.26 70° 32.65 14.07	0.08	1.0	2.3	B/C	5.89	3.22
34° 26.98 70° 31.75 4.12	34° 27.52 70° 30.47 4.99	0.09	1.6	6.6	C/D	0.87	2.21
34° 24.70 70° 00.30 13.70	34° 22.95 69° 55.76 1.70	0.35	13.8	287.3	D/D	12.00	7.68

Qualité de la localisation: Q=S/D

S est fonction des résultats du calcul itératif

D est fonction de la distribution des stations

S	RMS(sec.)	ERH(km)	ERZ(km)
A	<0.15	≤1.0	≤2.0
B	<0.30	≤2.5	≤5.0
C	<0.50	≤5.0	
D	autres cas		

D	NO	GAP	DMIN
A	≥6	≤90°	≤PROF. ou 5 km
B	≥6	≤135°	≤2x PROF ou 10 km
C	≥6	≤180°	≤50 km
D	autres cas		

TABLEAU 6

TESTS DE LOCALISATION DE SEISMES FICTIFS AVEC SEULEMENT LES PHASES P

Exact	Bruité	s/réseau	Vp = 5.8	Vp = 6.0	Vp = 6.2	Vp = 6.4	
12h27 34 70	19.48 38.45 38.91 5.26	19.44 38.36 39.05 5.51	20.01 A 38.00 36.93 0.57	19.29 38.59 38.98 7.93	19.62 38.54 39.01 4.98	19.91 38.42 39.07 1.17	20.11 38.57 39.16 1.37
12h41 34 70	13.84 21.99 34.01 6.18	13.85 21.77 33.80 6.51	13.51 B 21.22 33.20 14.64	13.06 21.26 33.59 17.56	13.76 21.56 33.69 10.87	14.28 21.67 33.78 0.89	14.42 21.39 33.67 4.49
18h35 34 70	56.20 26.98 31.75 4.12	56.26 27.11 31.95 3.08	56.17 B 26.97 31.99 2.92	55.94 27.00 31.75 9.06	56.37 27.01 31.87 1.21	56.57 26.78 31.81 3.13	56.80 26.81 31.82 1.27
17h15 34 70	20.24 44.01 54.90 4.95	20.24 44.42 53.17 6.02	20.20 C 44.19 53.22 6.48	20.05 44.29 52.77 7.77	20.38 44.44 52.99 5.23	20.70 44.52 53.22 1.41	20.90 44.49 53.67 0.96
0h16 34 69	43.87 42.86 47.42 4.49	43.79 42.81 46.62 10.84	43.88 D 42.72 46.26 5.81	42.23 43.24 45.09 25.95	43.14 43.13 45.65 19.54	44.21 42.79 46.69 6.17	44.46 42.97 46.31 4.43
13h08 34 69	45.87 52.87 39.71 5.34	45.78 53.03 38.94 7.20	46.02 D 51.98 39.80 5.78	46.12 51.25 41.22 3.79	46.14 52.12 40.08 5.08	46.08 53.23 38.64 5.52	46.12 53.99 37.45 4.26
14h22 34 70	50.69 55.97 20.59 17.21	50.67 56.03 20.36 17.23	50.42 C 56.41 19.64 19.22	49.91 56.37 20.24 21.68	50.48 56.21 20.28 18.42	50.98 55.99 20.36 15.44	51.44 55.89 20.36 12.11
3h21 34 70	23.12 24.70 00.30 13.70	23.00 24.58 0.33 16.25	22.12 B 24.43 56.20 15.02	22.04 24.50 0.50 24.51	22.74 24.55 0.41 19.33	23.35 24.59 0.31 13.29	23.90 24.62 0.20 2.34
16h31 34 70	38.76 39.49 28.50 1.13	38.80 39.52 28.50 2.29	38.76 A 39.48 28.74 2.25	38.75 39.17 28.75 0.73	39.05 39.50 28.30 0.34	39.26 39.54 28.27 0.88	39.46 39.58 28.27 0.57
21h40 34 70	2.15 34.86 20.36 8.64	2.19 34.98 20.38 7.48	2.22 A 35.26 20.69 6.82	1.80 34.96 20.22 11.28	2.22 34.97 20.32 8.05	2.59 34.97 20.40 3.95	2.84 34.95 20.37 0.47
15h56 34 70	56.88 34.93 33.18 16.46	56.88 34.80 33.31 16.32	57.35 A 35.53 32.06 13.09	56.18 34.92 33.22 21.13	56.71 34.84 33.26 17.87	57.18 34.77 33.31 14.42	57.59 34.67 33.34 10.90
0h21 34 69	45.89 42.82 57.21 8.96	45.88 43.08 57.17 9.33	45.86 D 43.17 57.23 9.72	44.94 43.41 57.29 20.73	45.67 43.25 57.22 14.25	46.02 43.62 56.59 10.94	46.54 43.22 57.03 1.61
19h19 34 70	54.07 59.55 31.92 40.64	53.96 59.89 32.14 41.76	53.82 C 01.01 32.17 42.25	53.03 59.89 32.18 44.32	53.38 59.89 32.17 43.49	53.71 59.97 32.16 42.65	54.04 59.89 32.14 41.71
21h25 34 70	10.32 39.09 38.44 4.18	10.36 39.25 38.38 3.28	10.27 A 39.25 38.78 2.67	10.37 39.21 38.35 2.46	10.60 39.37 38.26 0.38	10.83 39.43 38.36 0.83	11.05 39.24 38.50 0.88

ANNEXE 3

Solutions des mécanismes au foyer.

N°	Date	Temps origine	Lat. (°N)	Long (°E)	Prof. (km.)	Axe de PRESSION (P)		Axe de Tension (T)		Axe Nu1 (B)		Pole du 1er plan nodal		Pole du 2e plan nodal	
						Az	Pendage	Az	Pendage	Az	Pendage	Az	Pendage	Az	Pendage
1D	77/05/24	20:19	34.60°	69.25°	9										
	77/05/24	20:22	34.60°	69.24	10	324	33	180	51	66	17	276	70	160	10
	77/05/25	10:01	34.60°	69.25°	12										
2B	77/05/23	02:08	34.98°	69.08°	29	163	0	73	0	*	90	118	0	28	0
3D	77/05/22	16:47	34.82	69.71°	5										
	77/05/22	17:30	34.82	69.69°	6										
	77/06/01	19:58	34.87°	69.67°	4										
	77/06/02	13:08	34.88°	69.67°	5										
	77/06/02	15:13	34.87°	69.68°	4										
	77/06/02	20:52	34.87°	69.65°	7	12	20	102	25	253	57	60	32	154	6
	77/06/02	22:30	34.90°	69.67°	4										
	77/06/03	15:49	34.90°	69.68°	2										
	77/06/03	15:55	34.90°	69.68°	4										
	77/06/05	17:59	34.90°	69.67°	5										
	77/06/05	21:33	34.90°	69.65°	6										
	77/06/07	12:57	34.91°	69.69°	5										
	4B	77/06/06	14:22	34.93°	70.34°	17	206	18	312	42	98	42	249	44	355
4D	77/06/02	11:33	34.90°	70.34°	16										
	77/06/02	15:22	34.92°	70.33°	18										
	77/06/02	16:01	34.91°	70.33°	17										
	77/06/02	19:44	34.94°	70.34°	18										
	77/06/02	22:34	34.92°	70.32°	18										
	77/06/03	02:24	34.93°	70.34°	18										
	77/06/04	17:50	34.90°	70.33°	16										
	77/06/05	10:59	34.94°	70.23°	16	201	31	323	39	84	33	255	56	353	4
	77/06/06	11:30	34.92°	70.34°	17										
	77/06/06	14:22	34.93°	70.34°	17										
	77/06/06	16:25	34.93°	70.32°	16										
	77/06/08	10:41	34.93°	70.33°	15										
	77/06/08	23:28	34.91°	70.33°	17										
	77/06/08	23:54	34.91°	70.34°	16										
	77/06/09	18:29	34.91°	70.33°	16										
77/06/09	19:55	34.91°	70.35°	16											
77/06/09	22:03	34.91°	70.32°	17											
5B	77/06/05	03:59	35.00°	70.53°	36	322	23	69	30	200	50	13	40	106	3

A N N E X E 4

=====

Coordonnées des stations et listes des séismes localisés.

Note : ♦ signifie que le séisme a été éliminé.

Réseau ' CHAMAN '				Réseau ' SUD NOURISTAN '			
NOM	Latitude N	Longitude E	Localité	NOM	Latitude N	Longitude E	Localité
MOD	32° 35.50	67° 15.30	Modiekhel	AMV	34° 41.17	70° 35.78	Vallée de Dari Nur
KHU	32° 28.20	67° 46.80		CHK	34° 42.05	70° 55.26	Chawkey
AZI	32° 22.80	67° 18.80		CHS	34° 52.53	71° 08.24	Chiga Saraj
KUD	32° 35.90	67° 39.30		CRZ	34° 16.31	70° 20.64	Carreze
KHA	32° 06.90	66° 57.60		GBW	34° 15.27	70° 49.41	Grabawa
DAB	32° 04.90	67° 14.20		GGM	34° 33.54	69° 35.38	Gougamanda
				KKN	34° 27.43	70° 20.13	Kuyakan
				KYN	34° 53.66	70° 07.33	Kala-y-Nagil
				PJP	34° 39.26	70° 17.70	Pangpoy
				SLK	34° 35.49	70° 14.30	Shalatak
				SLW	34° 50.55	70° 17.29	Salaw
				TGB	34° 51.31	69° 37.95	Tagab
Réseau ' KABOUL '				Réseau ' CHARIKAR '			
NOM	Latitude N	Longitude E	Localité	NOM	Latitude N	Longitude E	Localité
ARP	34° 34.80	69° 13.80	Aéroport	BOD	34° 59.85	69° 20.03	Bodamale
CEN	34° 31.00	69° 26.25	Cenar	CHR	35° 00.75	69° 07.80	Charikar
CHR	35° 00.75	69° 07.80	Charikar	PAR	35° 17.30	69° 28.59	Parakh
GGM	34° 33.54	69° 35.38	Gougamanda	SAL	35° 12.30	69° 14.09	Salang (route)
IST	34° 39.80	69° 03.00	Istalif	TGB	34° 51.31	69° 37.95	Tagab
KBL	34° 32.32	69° 02.60	Kaboul	ZAM	35° 14.32	69° 20.03	Zamencor
KHR	34° 23.40	69° 12.00	Khyrabad	ZMC	35° 14.16	69° 20.03	Zamencor
MDN	34° 23.00	68° 46.25	Maidan				
PGM	34° 30.30	68° 53.25	Paghman				
TGB	34° 51.31	69° 37.95	Tagab				
WGM	34° 08.40	69° 05.70	Waghan				

1976 CHAMAN EARTHQUAKES

EVENT	DATE	OR. TIME	LATITUDE	LONGITUDE	DEPTH	MAG	GAP	DMIN	RMS	NA
1	76/ 9/ 4	12:11:17.91	32-28.61	67-27.10	19.2	2.1	113	22	0.10	6
2	76/ 9/ 4	12:14:22.87	31-55.04	67- 9.41	2.3	2.7	276	19	0.25	7
3	76/ 9/ 7	8:23:38.44	31-58.18	67- 9.97	2.3	2.3	265	14	0.10	8
4	76/ 9/ 8	4:56:56.45	31-42.56	67- 3.43	7.1	2.5	332	44	0.40	6
5	76/ 9/ 8	22:51:32.55	32-10.43	67-16.99	3.3	2.0	302	23	0.33	7

1977 KABUL EARTHQUAKES

EVENT	DATE	OR. TIME	LATITUDE	LONGITUDE	DEPTH	MAG	GAP	DMIN	RMS	NA
1	77/ 5/19	16:48:34.50	34-35.61	69-10.40	13.8	1.0	215	12	0.20	7
2	77/ 5/19	18:21: 2.51	34-29.37	69-10.89	13.7	1.0	165	11	0.15	6
3	77/ 5/19	21:17:27.37	34-28.87	69-11.38	17.8	1.3	141	10	0.20	9
4	77/ 5/20	9:25:24.31	34-13.55	69- 5.22	12.9	2.2	278	21	0.22	9
5	77/ 5/20	15: 9:47.16	34-30.83	69-15.28	20.4	1.2	163	14	0.18	6
6	77/ 5/20	20:18: 1.51	34-14.80	69-33.66	19.8	1.9	275	32	0.20	7
7	77/ 5/22	16:47: 4.76	34-49.70	69-42.47	5.5	2.3	267	7	0.20	11
8	77/ 5/22	17:30:46.89	34-49.73	69-41.45	4.5	2.6	259	6	0.22	14
9	77/ 5/23	2: 8:59.81	34-59.60	69- 4.72	28.6	2.5	212	5	0.22	16
10	77/ 5/23	2:46:25.30	34- 3.17	69-27.63	27.1	1.9	274	35	0.10	9
11	77/ 5/23	15: 5:41.86	34-40.56	69-32.43	25.5	2.4	206	13	0.21	13
12	77/ 5/23	17: 4:22.32	34-39.72	69-10.83	15.9	1.2	157	10	0.13	10
13	77/ 5/23	20: 7: 9.95	34-42.41	68-50.82	4.8	2.2	206	22	0.23	16
14	77/ 5/23	20:13: 5.62	34-42.26	68-50.37	4.7	1.7	208	22	0.26	8
15	77/ 5/24	8:20:18.08	34-40.30	69-47.08	19.3	2.5	293	21	0.13	8
16	77/ 5/24	16:30:56.05	34- 8.49	69-16.26	0.5	2.4	284	16	0.23	5
17	77/ 5/24	18: 5:35.03	34-11.02	69-31.13	5.0	2.0	274	37	0.12	11
18	77/ 5/24	18:10:13.19	34-40.62	69- 0.23	16.6	1.5	159	14	0.19	12
19	77/ 5/24	18:21:24.87	35- 0.45	68-58.38	6.8	2.4	253	14	0.26	15
20	77/ 5/24	20:19:21.99	34-36.17	69-15.06	9.2	2.0	76	3	0.32	17
21	77/ 5/24	20:22:57.92	34-35.83	69-14.57	9.9	1.8	95	2	0.24	14
22	77/ 5/25	10: 1: 9.04	34-36.60	69-14.96	11.9	2.1	101	2	0.28	10
23	77/ 5/25	16:34:39.95	34-21.16	68-38.44	15.8	1.9	294	12	0.16	7
24	77/ 5/25	16:48:11.45	35- 4.11	69-37.61	2.0	2.0	277	23	0.09	4
25	77/ 5/25	18:51:11.15	35- 7.29	69- 6.31	12.8	2.0	281	12	0.17	8
26	77/ 5/26	5:35:16.48	34-39.57	69- 3.56	22.7	1.6	135	13	0.22	13
27	77/ 5/26	7:22:18.23	35- 7.76	69-43.04	22.7	2.8	294	55	0.22	10

1978 CHARIKAR EARTHQUAKES

EVENT	DATE	OR. TIME	LATITUDE	LONGITUDE	DEPTH	MAG	GAP	DMIN	RMS	NA
1	78/ 5/16	22:59:56.70	35- 2.46	69-17.73	18.3	1.9	134	10	0.09	8
2	78/ 5/16	23:37: 3.61	35-15.78	69- 8.93	4.0	1.7	277	10	0.21	7
3	78/ 5/17	20:50:39.60	35-27.39	69-29.91	6.1	1.8	329	28	0.17	7
4	78/ 5/17	20:52:12.18	35-21.39	69-20.98	6.8	1.7	321	13	0.19	6
5	78/ 5/17	22:42: 7.29	34-55.50	69-31.76	10.6	1.8	157	12	0.18	7
6	78/ 5/18	10:39:56.92	35-16.58	69-22.02	12.3	2.3	212	10	0.16	9
7	78/ 5/18	17:35:10.40	34-32.42	69-21.79	0.5	2.3	303	42	0.24	7
8	78/ 5/19	2:45:35.28	35-11.78	69-14.09	5.9	2.2	155	1	0.08	7
9	78/ 5/19	6:16: 5.29	35-15.80	69-15.74	9.8	1.8	272	6	0.35	8
10	78/ 5/19	6:20:47.66	35-15.95	69-15.33	11.8	1.5	273	7	0.17	8
11	78/ 5/19	8:26:44.00	35-52.02	68-48.64	0.1	2.6	348	82	0.10	5
12	78/ 5/19	8:29:26.86	35-52.45	68-45.14	24.4	2.5	334	86	0.16	7
13	78/ 5/19	19:26: 9.01	34-46.59	69-46.50	35.1	3.2	320	15	0.17	9
14	78/ 5/20	9:34:58.75	34-39.02	69-15.82	18.0	3.1	267	40	0.13	7
15	78/ 5/20	10:19:33.09	35- 2.23	69-21.67	19.9	1.5	227	5	0.0	5
16	78/ 5/20	19:46:12.54	35-22.10	69- 9.63	6.7	2.9	283	19	0.07	8
17	78/ 5/20	20:38:54.20	35- 1.56	69-40.12	12.6	2.9	221	19	0.41	9
18	78/ 5/21	14:15:33.53	34-48.58	69-19.61	36.5	2.2	239	21	0.05	6
19	78/ 5/22	2: 0:58.91	35- 1.75	69-42.15	6.8	1.9	254	20	0.23	7
20	78/ 5/22	15:26: 3.47	35- 6.22	69-10.11	3.8	2.1	189	10	0.03	6
21	78/ 5/22	15:50:27.48	34-54.23	69-37.46	11.5	2.0	235	5	0.07	5
22	78/ 5/22	17: 3:48.41	35-21.15	69-22.75	11.6	1.8	339	13	0.03	5
23	78/ 5/23	4:19:38.63	35- 6.49	69- 6.41	11.2	1.9	239	10	0.06	6
24	78/ 5/23	21:26:15.95	34-55.68	69-32.05	11.3	2.0	161	12	0.04	8
25	78/ 5/23	21:43: 3.29	34-59.26	69- 6.69	42.7	1.9	284	3	0.07	6
26	78/ 5/24	1:27: 0.83	34-55.16	69-32.39	9.2	1.8	158	11	0.07	6
27	78/ 5/24	18: 6:22.76	35-10.36	69-20.41	12.6	1.9	120	7	0.12	9
28	78/ 5/25	1:56:58.07	35-30.60	69-16.24	3.4	2.3	317	30	0.11	8
29	78/ 5/25	6:18:45.91	34-47.23	69-51.11	22.0	4.0	334	21	0.19	7
30	78/ 5/25	6:36:52.47	34-48.51	69-53.82	20.4	2.8	329	24	0.12	9

1977 SOUTH-NURISTAN EARTHQUAKES

EVENT	DATE	OR. TIME	LATITUDE	LONGITUDE	DEPTH	MAG	GAP	DMIN	RMS	NA
1	77/ 5/31	12:45: 8.92	34-35.62	70-13.18	17.6	1.3	183	2	0.07	7
2	77/ 5/31	13:24: 4.91	34-37.17	69-45.71	7.9	1.5	153	17	0.12	6
3	77/ 5/31	15:36:28.78	34-40.57	70-21.82	12.9	1.4	138	28	0.05	9
4	77/ 5/31	16:38:23.35	34-41.65	70-32.01	17.2	1.6	139	29	0.12	11
5	77/ 5/31	16:43:24.01	34-37.68	70-24.02	5.8	1.5	109	19	0.10	9
6	77/ 5/31	18:19:15.08	34-55.87	70-21.34	14.2	1.6	217	12	0.10	7
7	77/ 5/31	19: 0:17.91	34-48.22	70-46.69	4.4	1.6	216	17	0.45	6
8	77/ 5/31	19:55:40.30	34-45.67	69-47.81	6.8	1.3	119	18	0.16	10
9	77/ 5/31	20:11:33.08	34-41.33	70-32.29	14.3	1.5	141	29	0.07	10
10	77/ 5/31	21:15:57.40	34-22.65	70-24.92	35.5	1.7	160	12	0.10	8
11	77/ 5/31	22:11:27.23	34-41.24	70-32.58	16.1	1.5	141	29	0.12	11
12	77/ 5/31	22:18:56.95	34-40.75	70-32.45	17.2	1.4	165	29	0.08	6
13	77/ 5/31	22:38: 1.48	34-55.27	70-21.94	14.4	1.9	212	11	0.09	6
14	77/ 5/31	23:40:56.51	34-54.70	70-19.48	14.7	1.0	288	8	0.06	6
15	77/ 6/ 1	1: 0:58.10	35-30.19	70- 3.25	24.6	2.3	316	63	0.07	6
16	77/ 6/ 1	1: 7:59.75	34-41.46	70-32.62	16.3	2.2	142	29	0.17	10
17	77/ 6/ 1	2:49:14.23	34-50.25	70- 9.71	20.7	1.4	164	7	0.23	5
18	77/ 6/ 1	3:49:38.59	34-37.15	70-25.86	0.2	0.0	288	18	0.03	4
19	77/ 6/ 1	3:53:11.18	34-36.18	70-24.39	4.0	1.4	287	15	0.03	6
20	77/ 6/ 1	4: 6:46.34	34-57.24	70-21.22	10.7	1.7	302	14	0.02	6
21	77/ 6/ 1	5:45:11.32	34-52.84	70-23.25	12.6	1.6	290	10	0.10	5
22	77/ 6/ 1	7:14: 4.45	34-54.10	70-18.85	15.7	1.7	284	7	0.06	6
23	77/ 6/ 1	10:46:20.29	34-58.29	69-48.31	23.4	1.7	236	20	0.25	6
24	77/ 6/ 1	12:46:51.12	34-48.48	69-43.48	5.2	1.8	133	10	0.17	5
25	77/ 6/ 1	15:38: 5.19	34-49.46	70-44.78	7.9	1.6	163	21	0.08	12
26	77/ 6/ 1	17:23: 1.94	34-49.03	69-43.06	6.2	1.7	139	9	0.28	12
27	77/ 6/ 1	17:56:58.06	34-58.76	69-38.20	4.9	1.7	280	14	0.29	7
28	77/ 6/ 1	19:11:46.65	34-41.15	70-32.27	20.8	1.3	160	5	0.08	8
29	77/ 6/ 1	19:58:29.28	34-52.37	69-40.03	4.5	3.7	208	4	0.09	10
30	77/ 6/ 1	22: 4:30.05	34-19.76	70-30.53	4.3	1.4	206	21	0.10	10
31	77/ 6/ 1	23:44: 3.73	34-30.11	69-21.66	5.4	2.5	291	22	0.15	14
32	77/ 6/ 2	2: 7:43.40	34-28.62	70-30.96	6.2	1.6	136	17	0.14	12
33	77/ 6/ 2	3:22:19.97	34-35.82	70-19.20	9.2	1.3	106	8	0.15	10
34	77/ 6/ 2	4:49:51.73	34-35.17	70-16.93	12.3	1.5	117	4	0.10	8
35	77/ 6/ 2	5: 8:49.52	34-40.59	70-32.22	18.1	1.8	130	6	0.20	11
36	77/ 6/ 2	6:17:25.80	34-30.13	70-12.55	7.4	2.2	122	10	0.17	19
37	77/ 6/ 2	6:39:36.34	34-34.75	70-32.20	4.6	1.8	90	13	0.21	14
38	77/ 6/ 2	7:33:22.09	34-41.22	70-20.00	4.2	1.3	131	14	0.01	5
39	77/ 6/ 2	8: 3:12.62	34-54.52	70-20.34	14.6	1.6	211	9	0.09	12
40	77/ 6/ 2	8:43:22.39	34-47.26	69-55.34	3.5	1.4	205	20	0.06	6
41	77/ 6/ 2									

1977 SOUTH-NURISTAN EARTHQUAKES

EVENT	DATE	OR. TIME	LATITUDE	LONGITUDE	DEPTH	MAG	GAP	DMIN	RMS	NA
101	77/6/4	9:42:21.46	34-21.45	70-34.15	8.2	3.5	129	23	0.16	14
102	77/6/4	9:49:19.53	34-21.58	70-33.50	11.1	1.9	125	22	0.12	10
103	77/6/4	10:0:58.91	34-21.68	70-34.16	14.9	1.8	128	23	0.23	11
104	77/6/4	10:1:55.64	34-22.08	70-34.16	1.1	1.5	176	24	0.05	7
105	77/6/4	10:22:58.51	34-22.67	70-33.09	8.4	3.3	194	22	0.18	17
106	77/6/4	10:25:22.87	34-22.20	70-33.43	6.7	2.0	197	22	0.14	17
107	77/6/4	10:45:54.98	34-21.74	70-33.79	6.8	1.7	127	23	0.10	9
108	77/6/4	11:36:0.91	34-55.54	70-20.61	16.4	1.7	212	11	0.12	14
109	77/6/4	12:37:42.77	34-37.32	69-22.39	6.3	2.1	293	21	0.06	5
110	77/6/4	12:41:13.84	34-21.59	70-34.01	6.2	2.9	125	23	0.21	19
111	77/6/4	14:26:20.35	34-40.57	70-31.69	15.8	1.4	138	6	0.05	8
112	77/6/4	17:8:54.08	34-56.47	70-20.36	13.2	1.8	245	12	0.20	10
113	77/6/4	17:29:5.72	34-41.35	70-30.57	17.5	1.2	154	8	0.09	6
114	77/6/4	17:35:30.23	34-57.03	70-20.20	15.4	1.8	225	13	0.21	10
115	77/6/4	17:45:41.38	35-23.86	69-27.63	10.2	2.3	322	62	0.14	10
116	77/6/4	17:50:9.49	34-54.32	70-19.93	16.4	1.8	186	19	0.11	15
117	77/6/4	18:47:10.51	34-22.14	70-33.80	6.1	2.6	124	23	0.18	16
118	77/6/4	19:21:50.86	34-39.29	69-24.93	15.3	2.0	278	19	0.27	10
119	77/6/4	19:32:48.36	34-35.54	70-41.76	2.5	1.7	139	13	0.09	6
120	77/6/4	19:38:0.13	34-20.72	70-23.59	8.1	1.6	306	13	0.05	7
121	77/6/4	20:57:26.69	34-22.37	70-34.45	5.0	2.2	122	24	0.27	18
122	77/6/4	21:46:21.53	35-4.52	71-24.19	28.7	2.6	326	33	0.24	10
123	77/6/4	22:27:38.96	34-50.03	70-58.37	8.3	1.6	287	15	0.05	6
124	77/6/4	22:30:6.77	34-54.63	69-42.64	0.0	1.7	223	9	0.03	6
125	77/6/4	23:21:45.97	34-22.06	70-35.67	14.8	2.1	203	25	0.15	7
126	77/6/5	0:21:45.89	34-42.82	69-57.21	9.0	2.5	114	25	0.20	17
127	77/6/5	0:24:58.53	34-43.36	69-57.33	10.9	2.3	111	24	0.12	13
128	77/6/5	0:51:7.93	34-55.00	70-16.60	14.6	1.4	231	8	0.05	8
129	77/6/5	1:39:6.26	35-10.24	71-19.83	20.7	1.9	337	37	0.19	6
130	77/6/5	3:59:16.49	35-0.62	70-31.61	37.5	3.2	207	29	0.11	14
131	77/6/5	5:42:22.93	34-23.67	70-32.59	5.4	1.9	301	34	0.07	8
132	77/6/5	6:22:59.45	34-41.20	70-33.04	5.2	2.4	123	4	0.17	11
133	77/6/5	7:19:14.06	34-28.03	70-31.78	13.3	2.0	166	25	0.14	12
134	77/6/5	9:54:10.59	34-39.67	70-36.12	14.0	1.8	219	3	0.16	8
135	77/6/5	10:13:0.80	34-21.31	70-33.66	4.1	1.5	184	24	0.11	5
136	77/6/5	10:30:48.32	34-41.83	69-47.22	5.5	2.0	185	24	0.19	11
137	77/6/5	10:59:45.01	34-56.37	70-20.26	16.3	1.4	244	20	0.06	6
138	77/6/5	11:29:45.71	34-46.40	69-47.75	9.6	1.6	125	17	0.14	10
139	77/6/5	11:40:41.93	34-34.30	70-18.23	4.2	2.0	102	6	0.11	10
140	77/6/5	12:26:38.61	34-38.91	70-36.52	11.6	1.6	286	4	0.01	5
141	77/6/5	13:33:2.93	34-29.65	70-30.89	16.9	1.3	178	23	0.09	6
142	77/6/5	16:18:21.87	34-56.47	70-20.37	11.3	1.4	245	12	0.14	8
143	77/6/5	16:28:25.91	34-21.47	70-33.32	12.5	1.6	184	23	0.17	9
144	77/6/5	17:45:16.62	34-49.80	70-35.64	16.8	1.4	203	16	0.12	8
145	77/6/5	17:59:17.72	34-54.07	69-37.55	11.2	1.6	278	5	0.08	5
146	77/6/5	18:35:56.20	34-26.58	70-31.75	4.1	2.7	144	18	0.25	19
147	77/6/5	19:6:14.24	34-46.65	70-36.79	14.7	1.5	151	10	0.11	12
148	77/6/5	19:17:5.86	34-42.74	70-4.77	16.1	1.4	109	20	0.09	14
149	77/6/5	19:19:54.07	34-59.55	70-31.92	40.6	2.4	204	28	0.11	15
150	77/6/5	19:50:18.92	35-3.38	70-30.64	25.3	2.1	253	31	0.11	8

1977 SOUTH-NURISTAN EARTHQUAKES

EVENT	DATE	OR. TIME	LATITUDE	LONGITUDE	DEPTH	MAG	GAP	DMIN	RMS	NA
151	77/6/5	19:58:16.52	34-31.37	70-30.61	5.5	1.5	110	18	0.10	12
152	77/6/5	20:39:37.76	34-55.48	70-20.34	14.1	1.4	215	10	0.12	12
153	77/6/5	20:47:0.97	34-14.12	69-56.50	14.8	1.6	283	48	0.03	6
154	77/6/5	21:33:42.70	34-53.58	69-30.84	6.2	1.6	252	4	0.07	6
155	77/6/5	23:40:14.32	34-32.20	70-14.43	4.9	1.2	295	6	0.09	7
156	77/6/5	23:48:35.06	34-57.65	70-20.34	12.3	1.2	303	14	0.03	5
157	77/6/6	0:48:23.06	34-56.36	70-20.26	14.4	1.3	244	12	0.09	8
158	77/6/6	0:57:57.36	34-48.34	70-41.02	12.1	1.6	159	15	0.09	13
159	77/6/6	1:13:11.29	34-27.99	70-30.40	12.0	1.6	211	16	0.11	11
160	77/6/6	1:22:4.24	34-48.64	70-40.08	10.0	1.5	285	15	0.06	8
161	77/6/6	4:22:6.18	34-47.47	70-39.66	13.6	1.8	284	13	0.07	9
162	77/6/6	5:11:17.46	34-43.06	70-35.74	7.3	1.5	157	4	0.15	11
163	77/6/6	7:10:42.97	34-34.52	70-10.32	9.6	1.5	248	6	0.06	9
164	77/6/6	7:21:25.91	34-41.85	70-15.14	16.5	1.3	191	6	0.04	8
165	77/6/6	7:26:54.79	34-37.60	70-24.36	13.1	1.7	187	11	0.17	8
166	77/6/6	8:39:45.23	34-27.64	70-31.55	6.8	2.4	139	17	0.13	15
167	77/6/6	9:17:5.61	34-26.78	70-20.31	15.1	1.5	215	1	0.13	11
168	77/6/6	10:30:0.04	34-27.23	70-26.06	5.9	1.9	242	9	0.08	8
169	77/6/6	10:50:13.34	34-36.07	70-19.24	4.9	1.5	192	6	0.07	7
170	77/6/6	11:25:8.45	34-33.61	70-17.66	10.8	2.3	142	6	0.09	13
171	77/6/6	11:30:50.02	34-55.44	70-20.52	16.7	1.6	238	10	0.09	8
172	77/6/6	11:35:46.44	34-33.78	70-16.77	11.7	1.3	302	5	0.09	6
173	77/6/6	14:22:50.69	34-55.57	70-20.59	17.2	2.7	193	11	0.15	17
174	77/6/6	15:17:3.84	34-40.42	70-31.29	6.8	1.6	185	7	0.15	6
175	77/6/6	15:21:49.38	34-56.52	69-36.16	9.0	1.9	292	10	0.08	6
176	77/6/6	16:25:16.93	34-55.72	70-19.43	15.7	1.8	239	10	0.07	9
177	77/6/6	16:25:47.07	34-41.08	70-31.50	19.2	1.8	172	7	0.03	6
178	77/6/6	16:54:25.73	34-21.48	70-33.66	4.9	1.6	183	23	0.10	10
179	77/6/6	16:54:55.36	34-40.86	70-32.51	21.3	1.7	164	5	0.11	8
180	77/6/6	16:59:13.66	34-37.90	70-29.17	8.6	1.5	200	12	0.06	7
181	77/6/6	17:16:21.32	34-55.66	70-19.95	13.9	1.3	239	10	0.09	9
182	77/6/6	17:27:25.09	34-28.90	70-34.55	6.7	2.4	125	22	0.13	15
183	77/6/6	17:33:16.02	34-42.58	70-30.28	6.3	1.5	147	9	0.10	8
184	77/6/6	18:37:2.68	34-50.18	69-41.15	6.2	1.7	175	5	0.16	9
185	77/6/6	18:50:19.34	34-42.23	70-31.16	16.9	1.7	160	7	0.09	7
186	77/6/6	18:52:21.04	34-43.38	70-30.96	19.1	1.1	177	8	0.01	5
187	77/6/6	18:55:31.02	34-40.36	70-32.12	21.3	1.5	180	6	0.05	7
188	77/6/6	19:50:23.43	34-41.14	70-32.06	19.9	2.0	140	6	0.15	14
189	77/6/6	19:51:0.83	34-40.59	70-31.78	21.5	2.4	137	6	0.11	13
190	77/6/6	20:8:50.42	34-28.14	70-30.23	13.7	1.3	170	26	0.11	9
191	77/6/6	21:8:10.70	34-55.62	70-19.38	15.3	1.6	238	10	0.10	8
192	77/6/6	22:48:5.69	34-55.49	70-20.59	14.2	1.3	290	10	0.03	5
193	77/6/6	23:2:31.94	34-43.21	70-43.15	7.8	1.6	168	12	0.11	8
194	77/6/6	23:25:0.62	34-37.76	70-21.25	10.3	2.0	88	6	0.19	17
195	77/6/6	23:41:44.01	34-36.34	70-19.45	1.5	1.8	106	6	0.08	7
196	77/6/7	0:34:46.28	34-34.22	70-14.20	4.9	1.6	220	2	0.04	6
197	77/6/7	0:49:7.13	34-40.31	69-32.96	10.9	1.9	261	13	0.11	8
198	77/6/7	2:27:22.72	34-42.12	70-31.80	20.0	1.5	161	6	0.05	6
199	77/6/7	3:21:23.12	34-24.70	70-0.30	13.7	2.7	190	29	0.17	19
200	77/6/7	4:45:50.94	34-47.73	70-0.81	21.7	1.2	281	15	0.04	6

1977 SOUTH-NURISTAN EARTHQUAKES

EVENT	DATE	OR. TIME	LATITUDE	LONGITUDE	DEPTH	MAG	GAP	DMIN	RMS	NA
201	77/6/7	4:49:2.70	34-50.41	70-46.35	4.9	1.8	325	44	0.19	7
202	77/6/7	5:25:2.41	34-44.76	69-46.70	7.3	1.8	310	36	0.10	7
203	77/6/7	6:8:38.62	34-42.59	69-47.06	4.5	2.8	198	21	0.12	11
204	77/6/7	8:2:15.37	34-40.84	70-33.04	23.3	1.6	177	4	0.27	5
205	77/6/7	8:24:23.28	34-47.61	70-18.32	15.6	1.6	157	15	0.17	12
20										

1977 HINDU-KUSH EARTHQUAKES

EVENT	DATE	OR. TIME	LATITUDE	LONGITUDE	DEPTH	GAP	DMIN	RMS	NA
1	77/ 6/19	5:15:30.27	35-40.62	70- 0.21	40.0	103	79	0.36	12
2	77/ 6/20	13:20: 5.48	35-22.52	65-35.07	3.3	104	29	0.39	11
3	77/ 6/20	23:35:16.51	35-30.68	69- 3.71	2.5	108	36	0.31	11
4	77/ 6/22	1:23:30.81	35-22.35	69-29.00	2.3	114	21	0.41	10
5	77/ 6/15	21:47:49.66	34-54.77	69-55.08	12.4	154	34	0.33	11
6	77/ 6/16	21:59: 7.98	34-53.25	69-56.35	9.4	152	32	0.34	11
7	77/ 6/16	23:34:11.34	34-50.16	70-42.53	15.0	164	34	0.45	12
8	77/ 6/17	2:46: 4.49	34-38.32	70-33.62	19.8	156	28	0.43	10
9	77/ 6/18	6:21:34.25	34-42.21	70-47.88	16.2	168	27	0.55	9
10	77/ 6/19	15:32:32.72	34-55.46	69-40.56	14.9	143	41	0.32	8
11	77/ 6/19	18:53:11.19	34-38.15	70-34.45	20.3	159	29	0.30	12
12	77/ 6/20	20:24:48.61	34-42.11	69- 7.14	21.7	136	19	0.11	10
13	77/ 6/22	19: 9:24.64	34-54.55	69-56.36	13.7	99	32	0.27	11
14	77/ 6/22	21:25: 2.15	34-39.71	70-21.75	2.4	117	21	0.12	8
15	77/ 6/23	4:57:46.25	34-30.48	69-35.34	7.8	180	50	0.23	11
16	77/ 6/23	17:37:42.80	34-37.37	70-22.57	1.6	118	18	0.53	8
17	77/ 6/23	23: 8:14.13	35-23.14	65-50.72	9.8	199	50	0.44	5
18	77/ 6/24	14:17:16.60	34-30.32	70-12.59	2.4	162	12	0.36	11
19	77/ 6/24	17:11: 5.12	34-39.10	69-26.54	8.1	124	17	0.46	15
20	77/ 6/24	18:38:43.51	34-37.90	69-27.75	14.9	131	14	0.21	12
21	77/ 6/24	20:26:27.89	34-55.61	70-16.79	14.3	165	9	0.32	9
22	77/ 6/26	0:41:26.78	35- 0.54	70-59.23	25.7	235	25	0.25	8
23	77/ 6/26	23: 4: 2.02	34-34.77	70-34.79	6.6	177	26	0.09	8
24	77/ 6/17	8: 6:32.45	35-23.30	69-28.05	1.5	202	22	0.22	9
25	77/ 6/18	17:28:23.66	35-25.11	69-32.54	1.2	103	29	0.28	11
26	77/ 6/19	3:16:26.73	35-35.26	69-47.35	7.5	114	58	0.38	13
27	77/ 6/20	13: 9:40.59	35-22.59	69-35.94	0.9	105	30	0.48	11
28	77/ 6/20	2:24:47.85	35-26.82	69-37.13	12.9	217	36	0.54	10
29	77/ 6/27	0:13:44.07	35-14.10	69-19.45	10.9	97	0	0.47	11
30	77/ 6/28	7: 6:32.41	34-48.76	69-32.56	16.7	146	28	0.24	11
31	77/ 6/28	7:40:38.41	34-49.75	69-32.73	1.8	113	30	0.18	11
32	77/ 6/28	9:33:11.56	34-44.23	69-49.02	3.4	114	28	0.31	11
33	77/ 6/28	15:32:15.59	34-27.17	69-38.27	6.3	250	12	0.20	9
34	77/ 6/28	17: 3:36.25	35-17.53	69-16.85	8.7	168	7	0.26	9
35	77/ 6/29	15:40: 1.48	34-46.64	70-58.65	2.0	158	9	0.30	9
36	77/ 6/30	8: 2: 3.38	34-40.65	70-28.59	0.8	131	25	0.33	8
37	77/ 6/30	22:11: 8.76	34-29.34	70-11.76	10.1	173	12	0.21	10
38	77/ 7/ 1	4:54:53.92	34-42.10	70-29.16	6.3	128	24	0.34	10
39	77/ 7/ 1	5:47:26.10	34-40.76	70-28.66	8.9	131	25	0.31	9
40	77/ 7/ 1	6:45:10.64	34-41.72	70-29.26	0.1	129	24	0.31	10
41	77/ 7/ 1	9:14:12.52	34-40.90	70-28.14	1.3	129	24	0.50	10
42	77/ 7/ 1	9:58:28.23	34-41.49	70-28.02	1.1	126	23	0.41	10
43	77/ 7/ 1	12:43: 9.98	34-28.63	70-12.82	13.2	179	11	0.19	8
44	77/ 7/ 1	17:17:36.89	34-42.36	70-29.74	16.3	131	24	0.42	11
45	77/ 7/ 1	22:34:22.45	34-30.16	70- 1.90	20.5	179	28	0.17	8
46	77/ 7/ 2	0:49: 5.90	34-34.16	69-34.90	5.8	120	1	0.25	12
47	77/ 7/ 2	5:25:42.35	34-40.12	70-29.02	16.3	134	26	0.34	11
48	77/ 7/ 2	8:14: 9.38	34-41.28	70-29.18	1.8	131	25	0.33	10
49	77/ 7/ 2	18:12:43.34	34-38.05	70-24.13	3.3	123	20	0.27	8
50	77/ 7/ 2	20:25:54.20	35- 6.66	69- 8.91	10.9	174	20	0.13	8

1977 HINDU-KUSH EARTHQUAKES

EVENT	DATE	OR. TIME	LATITUDE	LONGITUDE	DEPTH	GAP	DMIN	RMS	NA
51	77/ 7/ 2	22:23:19.53	34-58.35	70-21.02	3.4	180	15	0.39	9
52	77/ 7/ 3	0: 0:27.65	34-34.83	70-33.23	1.1	172	24	0.33	8
53	77/ 7/ 3	5:32:22.87	34-41.08	70-28.78	5.9	130	25	0.35	10
54	77/ 7/ 3	6:53:38.70	34-41.70	69- 5.57	16.9	144	17	0.14	10
55	77/ 7/ 3	16: 8: 6.03	34-41.45	70-27.97	12.9	126	23	0.23	8
56	77/ 7/ 4	16:18:50.63	34-42.39	70-28.08	1.6	124	22	0.74	16
57	77/ 7/ 4	17: 2:15.37	34-41.64	70-29.33	0.7	130	24	0.16	6
58	77/ 7/ 4	19:22:20.05	34-40.91	70-29.14	2.6	132	25	0.25	8
59	77/ 7/ 4	22:56:36.79	34-40.08	70-34.06	17.9	149	31	0.27	9
60	77/ 7/ 5	6:21:54.05	34-38.44	70-22.04	17.8	113	20	0.54	11
61	77/ 7/ 6	21:45:14.47	34-37.93	70-11.05	13.4	121	23	0.20	8
62	77/ 7/ 7	17:26:21.76	34-33.49	70-39.06	3.4	193	31	0.55	8
63	77/ 7/ 7	21:31:45.23	34-55.46	69-41.46	12.1	159	42	0.25	8
64	77/ 7/ 7	22:21:26.44	34-59.66	69-41.63	1.0	160	42	0.25	8
65	77/ 7/ 7	23:48:30.69	34-41.39	70-28.69	3.2	129	24	0.22	8
66	77/ 7/ 8	14:50: 7.17	35-54.37	70-28.90	7.4	164	78	0.45	11
67	77/ 7/ 8	19:58:23.98	34-34.01	70-29.35	2.4	165	18	0.32	8
68	77/ 7/10	2:28: 9.29	34-45.11	69-12.98	18.4	209	40	0.21	7
69	77/ 7/10	11:41:54.33	34-40.67	70-28.93	1.3	132	25	0.22	9
70	77/ 7/10	13:47:18.52	35- 6.83	69-21.09	17.6	150	13	0.17	10
71	77/ 7/10	16:12:22.07	35-31.28	69-13.05	17.0	101	33	0.22	9
72	77/ 7/11	11:49:59.31	34-30.05	70-12.45	5.0	165	12	0.35	10
73	77/ 7/11	21:52:59.56	34-48.70	69-46.36	21.7	235	32	0.57	7
74	77/ 7/11	22:38:35.03	34-28.82	70- 1.76	19.1	187	28	0.17	8
75	77/ 7/12	2:49:17.74	34-46.75	69-46.17	3.6	121	29	0.31	9
76	77/ 7/12	16: 2:59.94	34-44.72	69-47.36	9.3	134	27	0.20	8

BIBLIOGRAPHIE

=====

- Armbruster, J., L. Seeber, K.H. Jacob, The northwestern termination of the Himalayan front : Active tectonics from microearthquakes, J. Geophys. Res., 83 269-282, 1978.
- Auden, J.B., Afghanistan - West Pakistan, in Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts, Data for Orogenic Studies, Geol. Soc. London Spec. Publ. 4, 365-378, 1974.
- Bisztricsany, E. A new method for the determination of the magnitude of earthquake. Geofiz. Kozlemen. 7, 69-96, 1958.
- Carbonnel, J.P., La limite de la plaque Indienne en Afghanistan, nouvelles données géologiques et sismologiques, Mem. h. ser. Soc. geol. Fr., 8, 145-152, 1977.
- Cassaigneau, C., Contribution à l'étude des sutures Inde-Eurasie, Thèse de 3ème cycle, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, 1979.
- Chatelain, J.L., Etude fine de la sismicité en zone de collision continentale au moyen d'un réseau portable ; Région Pamir, Hindu-Kush, Thèse de 3ème cycle, Université de Grenoble, 1978.
- Chatelain, J.L., S. Roecker, D. Hatzfeld, P. Molnar, G. Perrier, Etude sismologique en Afghanistan. Premiers résultats, C.R. somm. Soc. geol. Fr., 5, 260-262, 1977.
- Crosson, R.S., Small earthquakes, structure, and tectonics of the Puget Sound Region, Bull. Seism. Soc. Am. 62, 1133-1171, 1972.
- De Lapparent, A.F., L'Afghanistan et la dérive du Continent Indien Rev. Geog. Phys. Geol. Dynam. 14, 449-456, 1972.
- Dewey, J.F. and F.M. Bird, Mountain belts and the global tectonics J. Geophys. Res., 57, 2625-2647, 1970.
- Eaton, J.P., Harmonic magnification of the complete telemetered seismic system, from seismometer to film viewer screen, Open File Report, U.S. Geological Survey, 23 pp., 1970.

- Frechet, J., Sismicité du Sud-Est de la France, et une nouvelle méthode de zonage sismique, Thèse de 3ème cycle, Université de Grenoble, 1978.
- Goula, X., Structure du manteau supérieur dans la partie convexe de l'arc des Nouvelles-Hébrides, Thèse de 3ème cycle, Université de Grenoble, 1978.
- Griesbach, C.L., Note on the Quatta earthquake in Baluchistan on the 20th December 1892, Records Geol. Surv. Ind. 26, part 2, 57-64, 1893.
- Heuckroth, L.E. and R.A. Karim, Earthquake History, Seismicity and Tectonics of the Region of Afghanistan, 200 pp., Seismological Center, Faculty of Engineering, Kabul Univ., Kabul, 1970.
- Heuckroth, L.E., R.A. Karim, Afghan seismotectonics, Phil. Trans. ; R. Soc. Lond. A., 1973.
- Howell, B.F., Introduction à la géophysique, Masson et Cie, 1969.
- Kaila, K.L., N.M. Rao, and M. Narain. Seismotectonic maps of Southern Asian region comprising eastern Turkey, Caucasus, Persian Plateau, Afghanistan and Hindu-Kush. Bull. Seism. Soc. Am. 64, 657-669, 1974.
- Khan Tahirkheli, R.A., M. Mattauer, F. Proust and P. Tapponier, Données nouvelles sur la suture Inde-Eurasie au Pakistan. Coll. Intern. CNRS, 268, Ecologie et Géologie de l'Himalaya. Sevres 1976. Ed. CNRS., Paris, 1977, vol Sci. Terre, p. 347-360, 1977.
- Lee, W.H.K., R.E. Bennett and K.L. Meagher. A Method of Estimating Magnitude of Local Earthquakes from Signal Duration. U.S. Geological Survey Open File Report, 1972.

- Lee, W.H.K. and J.C. Lahr, HYPO 71 (revised) a computer program for determining hypocenter, magnitude and first motion pattern of local earthquakes. U.S. Geological Survey Open File Report 75-311, 1975.
- Le Fort, P., Himalayas : The collided range. Present knowledge of the continental arc., Amer. J. Sci. 275-A, 1-44, 1975.
- Lukk, A.A., I.L. Nersesov, Structure of the upper parts of the mantle from observations of earthquakes with intermediate focal depths. Dokl. Akad. Nank. SSSR, 162, 559 - 562, 1965.
- Mattauer, M., Sur le mécanisme de formation de la schistosité dans l'Himalaya, Earth. Planet. Sci. Lett., 28, 144, 1975.
- Mc Mahon, A.M., The southern border lands of Afghanistan. Geograph. J. g, 393-415, 1897.
- Minster, J.B. and T.H. Jordan, Present day plate motions, J. Geophys. Res., 83, 5331-5354, 1978.
- Molnar, P. and P. Tapponier, Cenozoic tectonics of Asia : effect of a continental collision, Science 189, 419-426, 1975.
- Quittmeyer, R.X. and K.M. Jacob,. Historical and modern seismicity of Pakistan, Afghanistan, N.W. India and S.E. Iran, Bull. Seismo. Soc. Amer (preprint).
- Real, C.R., and Ta-Liang Teng, Local Richter magnitude and total signal duration in Southern California., Bull. Seismo. Soc. Amer. 63, 1809-1827, 1973.
- Richter, C.F., Elementary Seismology, W.H. Freeman and Co, San Francisco, 1958.
- Seeber, L. and K.H. Jacob, Microearthquakes survey of northern Pakistan, Preliminary results and tectonic implication. Coll. Intern. C.N.R.S., 268, Ecologie and Geologie de l'Himalaya, Sèvres 1976. Ed. CNRS, Paris, 1977 vol. Sci. Terre, p. 347-360.
- Seeber, L. and J. Armbruster, the thrust-fold belts in northern Pakistan and the tectonics of underlying basement : Interpretation based on microseismic data, Geol. Surv. Pakistan Memoir II (preprint).

Schlottz, C.H. : The frequency-magnitude of microfracturing and its relation to earthquakes. Bull. Seism. Soc. Am., 58, pp. 399-417, 1968.

Teng, T.L., C.R. Real and T.L. Henyey. Microearthquakes and Water-Flooding in Los Angeles, Bull. Seism. Soc. Am. 63, 859-875 1973.

Tsumura, K. Determination of earthquake magnitude from local duration of oscillation Bull. Earthquake Res. Inst. 15, 7-18, 1967

Wellman, H.N., Active wrench faults of Iran, Afghanistan and Pakistan, Geol. Rundschau, 55, 716-735, 1966.

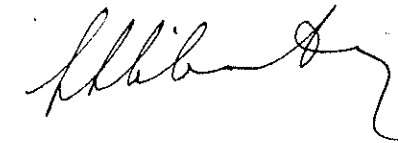
Wittelkind, H.D. Weippert. Geological Map of Central and Southern Afghanistan, Scale 1 : 500 000.
Bundesaustalt für Bodenforschung, printed in Germany (Federal Republic), 1973.

Dernière page d'une thèse

VU

Grenoble, le 15.05.1979

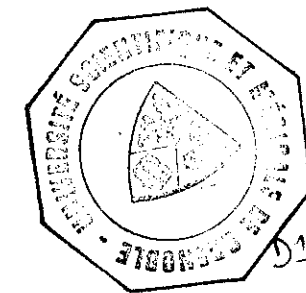
Le Président de la thèse



Vu, et permis d'imprimer,

Grenoble, le 18 mai 1979

Le Président de l'Université
Scientifique et Médicale



Geoffrey C. CAU

Dr G. CAU

