

**UNIVERSITE DE PARIS-SUD**  
**CENTRE D'ORSAY**

**T H E S E**

présentée  
Pour obtenir

Le **TITRE** de **DOCTEUR EN SCIENCES**  
Spécialité **Géophysique**

**PAR**

**Jacques DEVERCHERE**

**EXTENSION CRUSTALE DANS UN CONTEXTE DE CONVERGENCE  
DE PLAQUES : L'EXEMPLE DES ANDES DU PEROU CENTRAL  
CONTRAIT PAR DES DONNEES SISMOTECTONIQUES**

soutenue le 24 juin 1988 devant la Commission d'examen

<b>MM. Jacques DUBOIS</b>	<b>Président</b>
<b>Michel DIAMENT</b>	<b>Rapporteur</b>
<b>Louis DORBATH</b>	<b>Rapporteur</b>
<b>Armando CISTERNAS</b>	<b>Examineur</b>
<b>Denis HATZFELD</b>	<b>Examineur</b>
<b>Jacques-Louis MERCIER</b>	<b>Examineur</b>
<b>Georges PASCAL</b>	<b>Examineur</b>

## Remerciements

Avant de présenter ce travail, je veux remercier tout d'abord **Jacques DUBOIS** qui m'a accueilli dans son laboratoire à Orsay et **Jacques-Louis MERCIER** qui le premier, m'a parlé des campagnes sismologiques andines et m'a permis d'y participer.

**Michel DIAMENT** a été l'animateur du groupe qui s'est formé à cette époque au laboratoire: tous les étudiants de Géophysique lui doivent beaucoup pour son dynamisme et sa disponibilité. Qu'il trouve ici l'expression de ma profonde reconnaissance et de mon amitié.

C'est avec **Catherine et Louis DORBATH** que j'ai acquis une première expérience de terrain en sismologie courtes périodes: leur grande compétence et leur sens critique m'ont été d'une aide précieuse, que ce soit au cours des campagnes au Pérou ou lors du traitement et de l'interprétation des données. Je veux aussi remercier **Armando CISTERNAS** pour les conseils très utiles qu'il m'a donnés sur le terrain ou à Strasbourg.

Merci également à **Denis HATZFELD** et **Georges PASCAL** d'avoir bien voulu examiner ce travail.

Ces études se sont déroulées dans le cadre d'une coopération entre l'ORSTOM et l'Institut Géophysique du Pérou: je suis particulièrement reconnaissant à mes amis **Jhonny TAVERA** (IGP) et **José BERROSPI** (ORSTOM) pour leur efficacité au cours des campagnes. J'associe également à ces remerciements **Reynaldo HANCO**, **Alcides GARRO**, **Miguel MORALES** et **Ruben LINDO**.

A Orsay, j'ai travaillé avec grand plaisir avec **Hery HARJONO**, que je remercie sincèrement pour son aide et sa gentillesse. Je pense aussi à toute l'équipe de Géophysique, et notamment **Christine DEPLUS**, **Marcia MAIA**, **Anne-Sylvie de BIEVRE**, **Christian JAOUEN**, **Piotr TUCHOLKA** et **Nicolas BAUDRY**. Les contacts avec nos voisins du laboratoire de Géologie ont toujours été très utiles: je suis spécialement reconnaissant à **Michel SEBRIER** pour les nombreuses discussions que nous avons eues et qui m'ont permis d'apprécier sa grande connaissance du domaine andin, ainsi qu'à **Evelyne CAREY-GAILHARDIS** et **Justo CABRERA**. A Lima, j'ai bénéficié de l'environnement de la mission ORSTOM et de l'accueil de ses chercheurs. Merci particulièrement à **Isabelle et Gabriel CARLIER** et **Catherine et Nicolas MOULIN**. Enfin je remercie les chercheurs de l'I.P.G. Strasbourg, notamment **Encarnacion JIMENEZ** et **Luis RIVERA**, pour leur accueil toujours agréable et leur grande disponibilité.

\*\*\*\*\*

## TABLE DES MATIERES

\*\*\*\*\*

<b><u>INTRODUCTION</u></b> .....	6
<b><u>CHAPITRE I: CADRE GEODYNAMIQUE DES ANDES PERUVIENNES</u></b>	
<b>I - PRESENTATION DES PLAQUES LITHOSPHERIQUES</b> .....	10
<b>A. Zonations dans la chaîne andine</b> .....	10
<b>B. Histoire tectonique</b> .....	13
<b>C. Caractéristiques géophysiques des deux plaques</b> .....	16
1. <i>La plaque continentale</i> .....	16
2. <i>La plaque océanique</i> .....	20
3. <i>La convergence relative</i> .....	22
<b>II - LA ZONE DE SUBDUCTION</b> .....	24
<b>A. Structure de la zone de contact entre les plaques</b> .....	24
<b>B. La sismicité</b> .....	26
1. <i>Les déterminations du réseau mondial</i> .....	26
2. <i>Les grands séismes récents au Pérou central</i> .....	31
3. <i>L'activité microsismique entre 9°S et 10°S</i> .....	35
4. <i>La microsismicité au Sud-Pérou</i> .....	39
<b>III - LES DEFORMATIONS EN BORDURE ORIENTALE DES ANDES AU PEROU CENTRAL</b> ...	45
<b>A. Présentation de la zone étudiée</b> .....	45
<b>B. Les déformations récentes connues</b> .....	47
<b>C. Résultats préliminaires de l'étude microsismique</b> .....	53
Article publié au <i>Geophysical Research Letters: On crustal seismicity of the Amazonian</i> foothill of the central Peruvian Andes .....	55
<i>Abstract</i> .....	55
<i>Introduction</i> .....	55
<i>Description of the microearthquake survey</i> .....	55
<i>Conclusions</i> .....	57
<i>References</i> .....	58
<b>D. Implications géodynamiques</b> .....	59
<b>Conclusion</b> .....	63

## CHAPITRE II: TRAITEMENT ET ACQUISITION DES DONNEES SISMOLOGIQUES

<b>I - ANALYSE SUR DES DONNEES PRELIMINAIRES.....</b>	<b>66</b>
Article publié à <i>Géodynamique</i> : Premiers résultats sur la sismicité de la Cordillère Blanche (Hautes Andes du Pérou central).....	67
<i>Résumé</i> .....	67
<i>Introduction</i> .....	68
<i>Acquisition des données</i> .....	69
<i>Stabilité des déterminations</i> .....	69
<i>Résultats</i> .....	72
<i>Conclusion</i> .....	75
<i>Bibliographie</i> .....	77
<b>II - DISCUSSION SUR LA QUALITE DES LOCALISATIONS.....</b>	<b>78</b>
<b>A - Présentation du problème .....</b>	<b>78</b>
<b>B - Incertitudes liées à l'acquisition des données.....</b>	<b>81</b>
1. <i>Le réseau: extension et géométrie</i> .....	81
2. <i>Les sites: localisation et niveau de bruit</i> .....	85
3. <i>Les sismogrammes: précision des lectures</i> .....	89
4. <i>Le contrôle du temps: la dérive des horloges internes</i> .....	93
5. <i>Conclusion</i> .....	95
<b>C - Incertitudes liées au traitement des données .....</b>	<b>96</b>
1. <i>Moyens d'amélioration du calcul des temps théoriques</i> .....	98
a) <i>Modification directe du modèle de vitesse</i> .....	98
b) <i>Modifications indirectes du modèle de vitesse</i> .....	101
2. <i>Prise en compte dans l'inversion des incertitudes sur les temps observés: les pondérations</i> .....	111
3. <i>Contrôle de la stabilité des solutions</i> .....	118
a) <i>Profondeur d'essai ZTR</i> .....	118
b) <i>Valeur du rapport CN</i> .....	119
c) <i>Influence du nombre de données et de leur répartition azimutale</i> .....	119
<b>D - Conclusions .....</b>	<b>121</b>

**CHAPITRE III: EXTENSION DANS LA HAUTE CHAÎNE ANDINE:  
L'EXEMPLE DE LA CORDILLÈRE BLANCHE ENTRE 9°S ET 10°S**

<b>I. SISMICITÉ ET ÉTAT GLOBAL DES CONTRAINTES</b> .....	126
Article publié au <i>Geophysical Journal</i> : Extension related to a high topography: results from a microearthquake survey in the Andes of Peru and tectonic implications .....	127
Abstract .....	128
1. Introduction .....	129
2. Geological setting of the Cordillera Blanca .....	130
3. Data and procedures for locating earthquakes .....	133
4. Seismicity .....	137
5. Stress tensor and fault plane solutions .....	139
6. Discussion .....	143
Figure captions .....	148
References .....	151
 <b>II. DISCUSSION DES RESULTATS</b>	
<b>A - Activité sismique</b> .....	168
1. Sismicité historique et instrumentale .....	168
2. Comparaison entre macrosismicité et microsismicité .....	177
3. Périodes de retour et risque sismique .....	178
 <b>B. Compléments sur l'état des contraintes</b> .....	181
1. Rappels sur les polarités et les contraintes .....	181
2. Autres analyses globales de l'état des contraintes .....	183
a) Méthode des dièdres droits .....	187
b) Méthode d'inversion des mécanismes au foyer .....	188
c) Comparaisons et critiques .....	190
3. Analyse par sélection de mécanismes au foyer .....	195
4. Comparaison avec le séisme de Quiches (Ancash) .....	205
 <b>C. Conclusions</b> .....	206
1. Bilan des observations faites .....	206
2. Hypothèses et perspectives .....	208
 <b><u>CONCLUSION GÉNÉRALE</u></b> .....	212
<b><u>REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES</u></b> .....	215
<b><u>ANNEXES</u></b> .....	227

---

## INTRODUCTION

L'affrontement de deux plaques lithosphériques se traduit par des situations très différentes à la surface du globe: si les lithosphères sont toutes deux de nature *océanique*, il en résulte la formation d'un *arc insulaire* et d'un bassin interne: c'est le cas des Nouvelles-Hébrides par exemple. Si elles sont *continentales*, la collision se manifeste par la formation d'un *massif montagneux* important; la déformation de la plaque chevauchante s'explique alors assez bien dans ce contexte de convergence: c'est le cas de l'affrontement Inde-Asie.

Quand les deux plaques convergentes sont de *nature opposée*, il existe alors des situations très variables dans la lithosphère chevauchante: elle peut y voir une *extension active*, allant jusqu'à former un bassin marginal de nature océanique (au Japon par exemple); elle peut être aussi le siège de la formation de *massifs montagneux*: c'est le cas des Andes, auquel nous nous intéressons ici.

Comment se déforme cette plaque chevauchante? Les *bordures* de la chaîne andine sont le siège d'une activité importante, bien caractérisée par la *sismicité* enregistrée par le réseau mondial: à l'Ouest, se produit la *subduction* de la plaque océanique Nazca sous l'Amérique du Sud, phénomène qui est à l'origine des *grands séismes* affectant la zone côtière. A l'Est, le long du versant amazonien, une *activité crustale* se manifeste d'une manière moins continue, mais très sensible cependant, notamment au Pérou central et au Chili central.

Par contraste, la *haute chaîne andine* est en général présentée comme *asismique*. Mais plusieurs grands tremblements de terre s'y sont pourtant produits, qui ont provoqué l'apparition de *traces en surface*. Par ailleurs, d'importantes zones de déformation très récentes y sont observées. Une des plus évidentes est le grand *système de failles normales* qui borde la plus haute chaîne des Andes péruviennes, la *Cordillère Blanche*, à la limite entre le Centre-Pérou et le Nord-Pérou, dans la Cordillère Occidentale. Ce travail a pour objet essentiel de présenter les résultats d'une campagne de *microsismicité* menée dans cette Cordillère.

---

*Le premier chapitre* situe la zone étudiée dans le cadre géodynamique de la convergence des plaques: il présente les déformations aux bordures de la haute chaîne à partir des données existantes et de résultats de microsismicité obtenus sur le versant est des Andes au Pérou central et sur la zone de subduction entre les latitudes 9°S et 11°S.

*Le second chapitre* montre comment les données sismologiques ont été acquises dans la Cordillère occidentale et comment elles ont été traitées: on en déduit la précision à attendre de celles-ci.

*Le troisième chapitre* présente les résultats obtenus dans la Cordillère Blanche: il donne la répartition spatiale de la sismicité étudiée, analyse l'état des contraintes et en donne les conséquences géodynamiques.



\*\*\*\*\*

**CHAPITRE I**

\*\*\*\*\*

**CADRE GEODYNAMIQUE DES ANDES PERUVIENNES**

## I - PRESENTATION DES PLAQUES LITHOSPHERIQUES

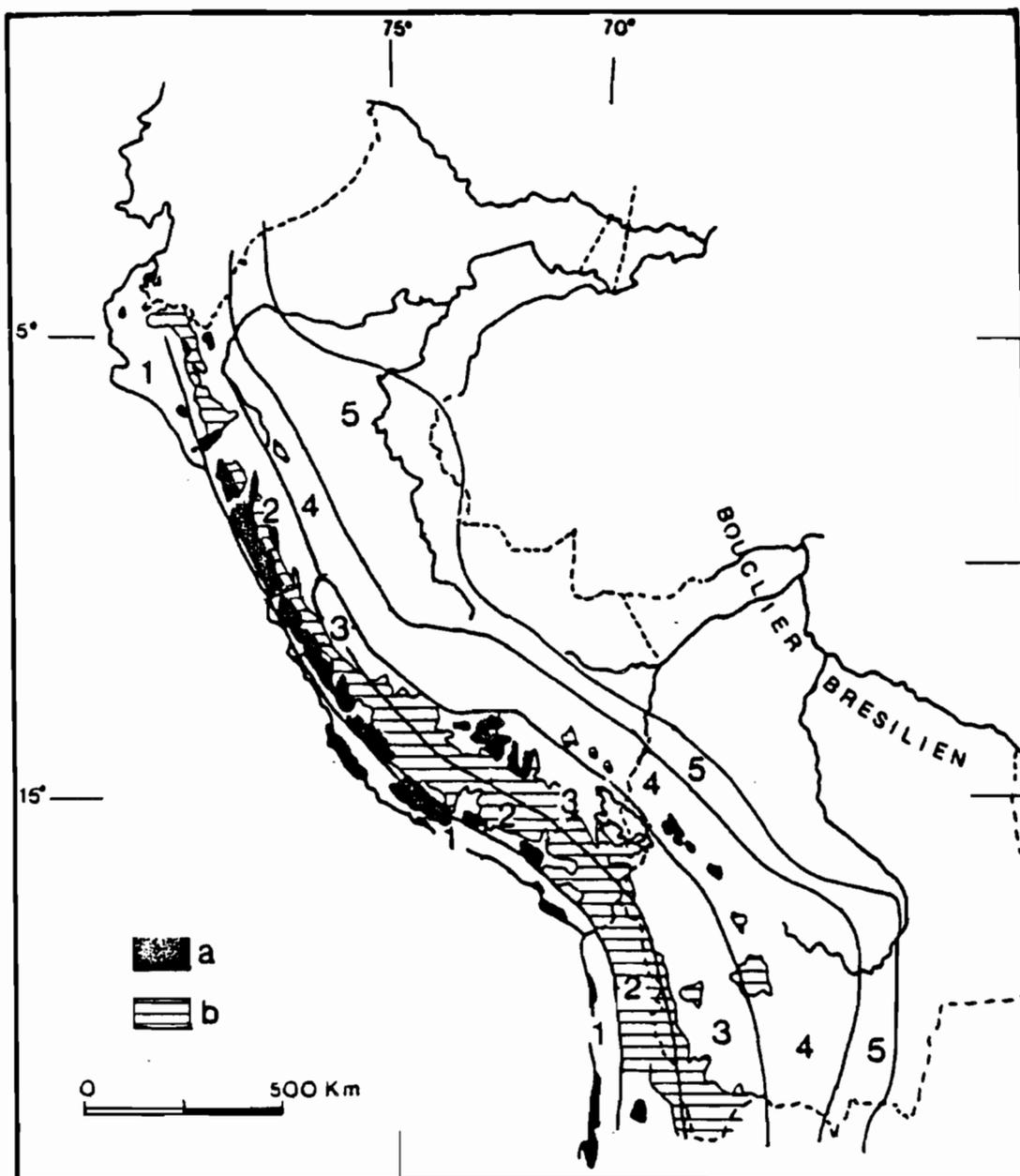
La chaîne andine est remarquable dès le premier abord par ses *dimensions*: elle s'étend sur une longueur de plus de 8000 km et une largeur variant de 250 km au Pérou central à plus de 500 km au niveau du coude d'Arica (fig. I-1); par ailleurs la *dénivellation totale* depuis l'axe de la fosse océanique jusqu'aux crêtes de la Cordillère atteint le record de 13000 m sur une distance de 310 km vers 9°S. Nous donnons ici une idée des *unités morphostructurales* qui la composent et résumons son *histoire tectonique*.

### A. Zonations dans la chaîne andine

On distingue généralement trois secteurs dans les Andes suivant la présence ou l'absence de matériel océanique de type ophiolitique sur sa bordure Ouest (fig. I-1): *les Andes septentrionales* (Colombie et Nord de l'Equateur) et *les Andes australes* (Sud du Chili) possèdent de telles structures mises en place par collision avant l'édification de la chaîne; *les Andes centrales et méridionales* (Pérou, Bolivie, Argentine, centre et Nord du Chili) sont elles sans ophiolites et se caractérisent par un magmatisme andésitique important avant et pendant la construction de la chaîne. C'est dans cette partie centrale des Andes que notre étude se situe. Il existe par ailleurs une zonation morphostructurale parallèle à la chaîne (fig. I-2):

1. *La zone côtière* est une frange étroite de 30 km de large au Pérou central où affleurent des *sédiments volcano-détritiques* peu plissés et de nombreux *granitoïdes* mal datés. Elle s'élargit au Sud par un *bourrelet côtier* constitué principalement d'un socle précambrien très déformé (Mégard, 1978). Son prolongement au Nord pourrait être la série des *bassins externes* (Thornburg & Kulm, 1981).
2. *La Cordillère Occidentale* comprend à l'Ouest le *batholite côtier*, qui est le pluton andin le plus important en volume, continu du Vénézuéla à la Terre de Feu: c'est un *assemblage d'intrusifs* mis en place entre 75 MA et 33 MA





a) Massifs plutoniques andins; b) Volcanites andines. Les chiffres 1, 2, 3, 4 et 5 correspondent respectivement à la zone côtière, à la Cordillère Occidentale, l'Altiplano, la Cordillère Orientale, et la zone subandine -

Figure I-2 : Zonation structurale et magmatique au Pérou. D'après Audebaud et al. (1973).

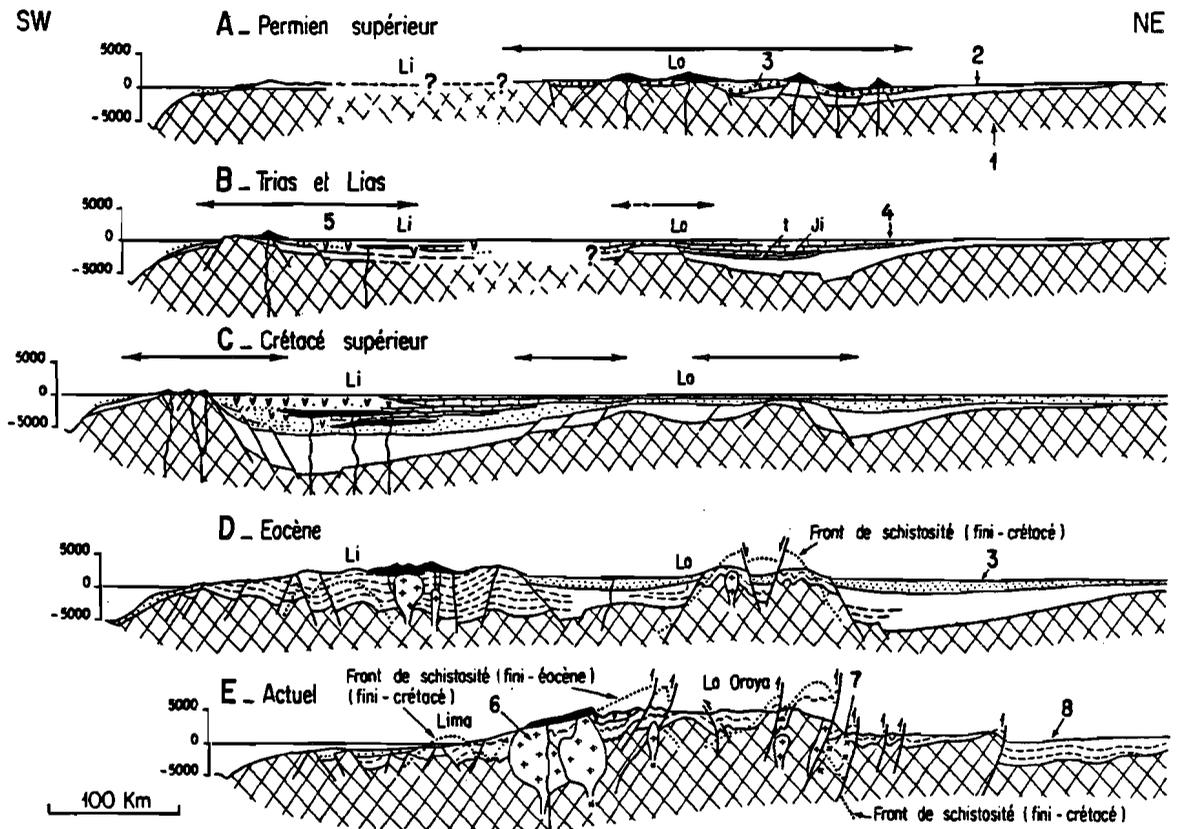
environ (Stewart & Snelling, 1970) dans un ordre régulier (des plus basiques au plus acides). Il occupe la partie inférieure du versant Pacifique sur une largeur de 50 km (fig. I-2). La partie élevée de la Cordillère Occidentale (en moyenne: 4200-4500 m) est formée de *séries mésozoïques* plus ou moins plissées recouvertes en discordance par une *couverture volcanique* cénozoïque qui s'élargit notablement au Sud du Pérou.

3. **Les Hauts Plateaux**, situés entre les deux Cordillères, disparaissent pratiquement en temps qu'unité au Nord de 10.5°S. C'est une série de *bassins intra-montagneux cénozoïques* qui prolongent vers le Nord l'Altiplano bolivien. Cette zone est largement envahie au Sud par le *volcanisme du Tertiaire supérieur* (fig. I-2).
4. **La Cordillère Orientale** est en moyenne un peu moins élevée que la Cordillère Occidentale (3700-4000 m); elle correspond à un *vaste anticlinal* formée essentiellement de dépôts et d'intrusifs d'âge Précambrien et Hercynien. Elle s'élargit tout en s'incurvant dans une direction E-W au Sud du Pérou.
5. **La zone subandine** est une zone de largeur variable où s'amortissent les structures andines. Elle comporte une *couverture sédimentaire mésozoïque et cénozoïque* qui est affectée de plis à grande longueur d'onde.

Le cadre structural de chaque zone étudiée sera décrit plus précisément au chapitre I, paragraphe III (Cordillère Orientale et zone subandine du Pérou central) et au chapitre III (Cordillère Blanche).

## **B. Histoire tectonique**

Les grands traits de l'évolution de la marge sud-américaine sont schématisés sous la forme de quatre coupes au niveau de Lima (12°S) sur la figure I-3.



*Evolution de la chaîne des Andes au niveau du Pérou Central, du Permien supérieur à l'époque actuelle*

1. Substratum précambrien et hercynien. 2. Pour chaque étape A, B, C et D, terrains andins d'âge antérieur à l'étape considérée. 3. Séries terrigènes. 4. Séries carbonatées. 5. Séries volcaniques et volcanodétritiques. 6. Granitoïdes andins. 7. Granitoïdes du socle. 8. Ensemble des terrains andins pour la coupe actuelle des Andes. La teinte noire indique les appareils volcaniques. Les flèches divergentes indiquent un régime de distension dans le secteur correspondant. Li = Lima, LO = La Oroya

Figure I-3 : Coupes schématiques montrant l'évolution de la chaîne des Andes au niveau du Pérou central, depuis le Permien supérieur jusqu'à l'époque actuelle. D'après Mégard (1978).

1. Après une période de *distension* au **Paléozoïque supérieur** qui met en place un volcanisme de type rift (Noble et al., 1978; Kontak et al., 1985), une longue période de *sédimentation* commence qui va durer pendant tout le Secondaire et sera marquée par deux grands phénomènes:
  1. A partir du Jurassique terminal, apparaissent deux bassins allongés séparés par une structure élevée, le *Géanticlinal du Maranon*;
  2. Un *arc volcanique* typique des zones péripacifiques se développe au voisinage de la côte actuelle.
  
2. Au **Crétacé terminal (Santonien)**, se produit la *première phase tectonique andine*, suivie d'une *autre phase à l'Eocène* qui est considérée comme responsable du *raccourcissement* majeur de la croûte continentale dans les Andes centrales. Cependant, le relief serait encore peu élevé (Sébrier et al., 1988). C'est durant cette période que se met en place le *batholite côtier*.
  
3. A l'**Eocène terminal** et au **début de l'Oligocène (40-35 MA)**, le *volcanisme calco-alcalin* devient très abondant, principalement au niveau de la Cordillère Occidentale. Il continue ensuite au Miocène et au Pliocène, avec des "pics" à 22 et 10 MA (Noble et al., 1974, 1979). C'est à la **fin du Miocène** et au **début du Pliocène** que se produit une *nouvelle période compressive* qui voit les Andes acquérir alors l'essentiel de leur relief. De 35 MA à 7 MA, *l'activité plutonique migre vers l'Est*: se mettent en place tardivement des *plutons isolés*, dont un seul parmi ceux affleurant aujourd'hui est très allongé: *le batholite de la Cordillère Blanche*. La structuration de la chaîne se fait à cette époque: elle se caractérise par des *zones peu déformées* séparées par des zones de *failles majeures* où se concentre le raccourcissement qui est estimé à 100 km (Mégard, 1978). Enfin, au **Quaternaire**, le volcanisme se limite au Sud péruvien.

**Pour résumer**, notons que *la chaîne des Andes centrales se construit sur un socle Précambrien et Paléozoïque sialique; un arc volcanique andésitique plus ou moins actif depuis au moins le Jurassique supérieur et parallèle à la fosse atteste que cet orogène est relié à une subduction durable sans collision continentale. Il s'agit donc*

*typiquement d'une chaîne liminaire, mais dont l'essentiel de l'épaississement crustal s'est fait récemment (entre -18 et -6 MA environ). Quels facteurs sont responsables de cette formation tardive de la chaîne? Comment la subduction a-t-elle pu l'influencer? Quelles sont l'origine et la cause des périodes compressives qui marquent les étapes de sa formation? Comment s'est édifiée la chaîne? Pour tenter de répondre à ces questions, il est essentiel de mieux connaître la structure interne des deux plaques en présence et leur dynamique relative, passée et actuelle. Le paragraphe suivant résume les principales informations géophysiques et géodynamiques acquises jusqu'à présent.*

### **C. Caractéristiques géophysiques des deux plaques**

#### **1. La plaque continentale**

La *structure interne* des Andes est à l'heure actuelle encore très mal connue. Le modèle proposé s'appuie sur des données de sismique-réfraction (Ocola et al., 1971; Ocola & Meyer, 1972), de gravimétrie (Hayes, 1966; Ocola & Meyer, 1973) et sur l'étude de dispersion d'ondes de surface (James, 1971a). La figure I-4 présente un modèle à 3 couches au niveau de l'Altiplano (James, 1971). Il y aurait deux zones à faible vitesse dans cette structure centrale, ce qui semblerait confirmé par des données de conductivité électrique (Schmucker, 1969). *Le Moho atteindrait 70 km sous l'Altiplano* (fig. I-5); mais ce résultat n'est pas clairement confirmé par la sismique-réfraction en raison d'une forte atténuation des ondes sismiques.

La marge péruvienne est elle mieux connue grâce à des données de sismique-réfraction et de gravimétrie (Jones, 1981; Couch et al., 1981). Elle est formée de *deux alignements de bassins séparés par des rides* (fig. I-6) qui prolongent vers le Nord les structures de la région de Pisco. Une coupe interprétée à la latitude 9°S (fig. I-7) indique que le sous-bassement de ces bassins est de nature *continentale* jusqu'au bord de la marge. Il existe une *anomalie gravimétrique* positive marquée sous la côte (fig. 1-7): elle serait la trace d'un *bassin marginal fossile d'âge albien* ayant

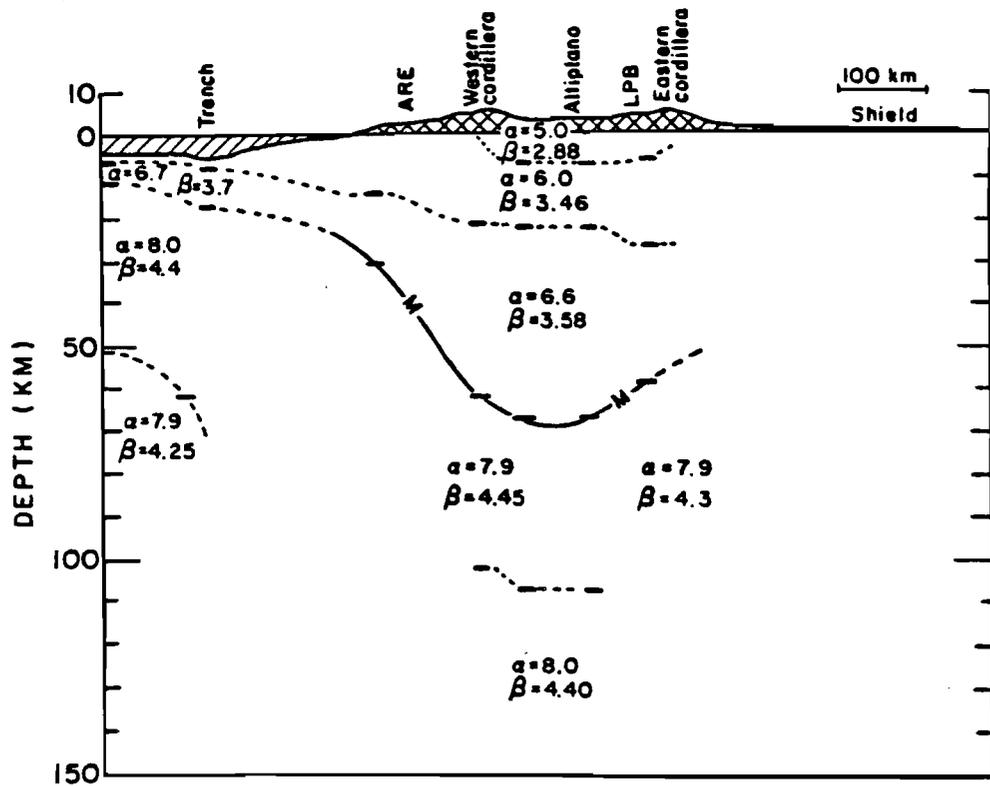


Figure I-4 : Modèle de la structure de la croûte au Sud du Pérou et en Bolivie. D'après James (1971).

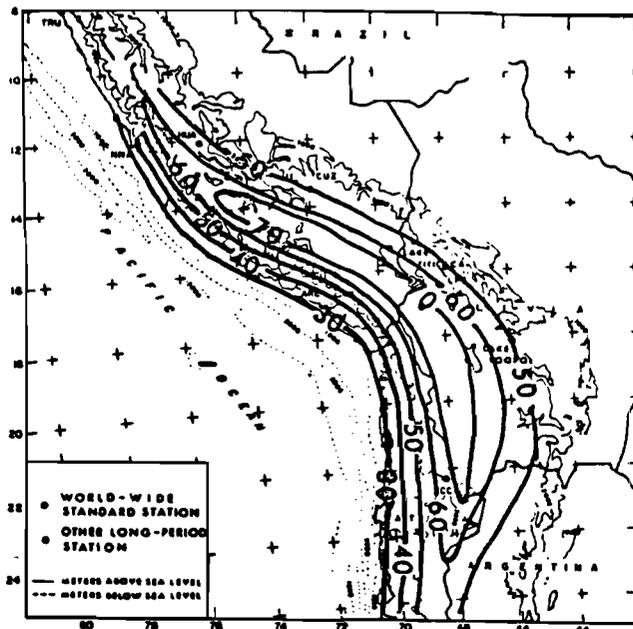


Figure I-5 : Carte des isobathes du Moho (en km) sous l'Altiplano. D'après James (1971a).

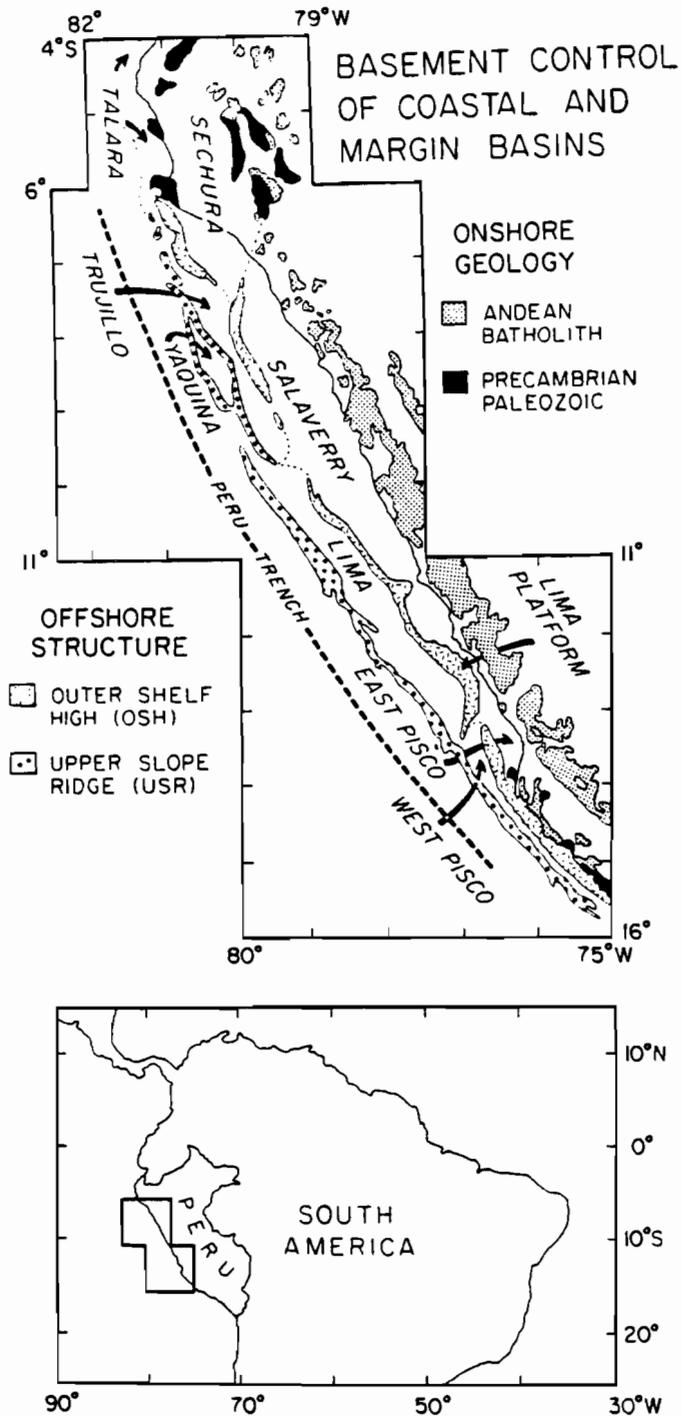


Figure I-6 : Carte des bassins de la plate-forme continentale et de la pente supérieure et des rides (OSH, USR) qui contrôlent leur distribution (Pérou). D'après Thornburg & Kulm (1981).

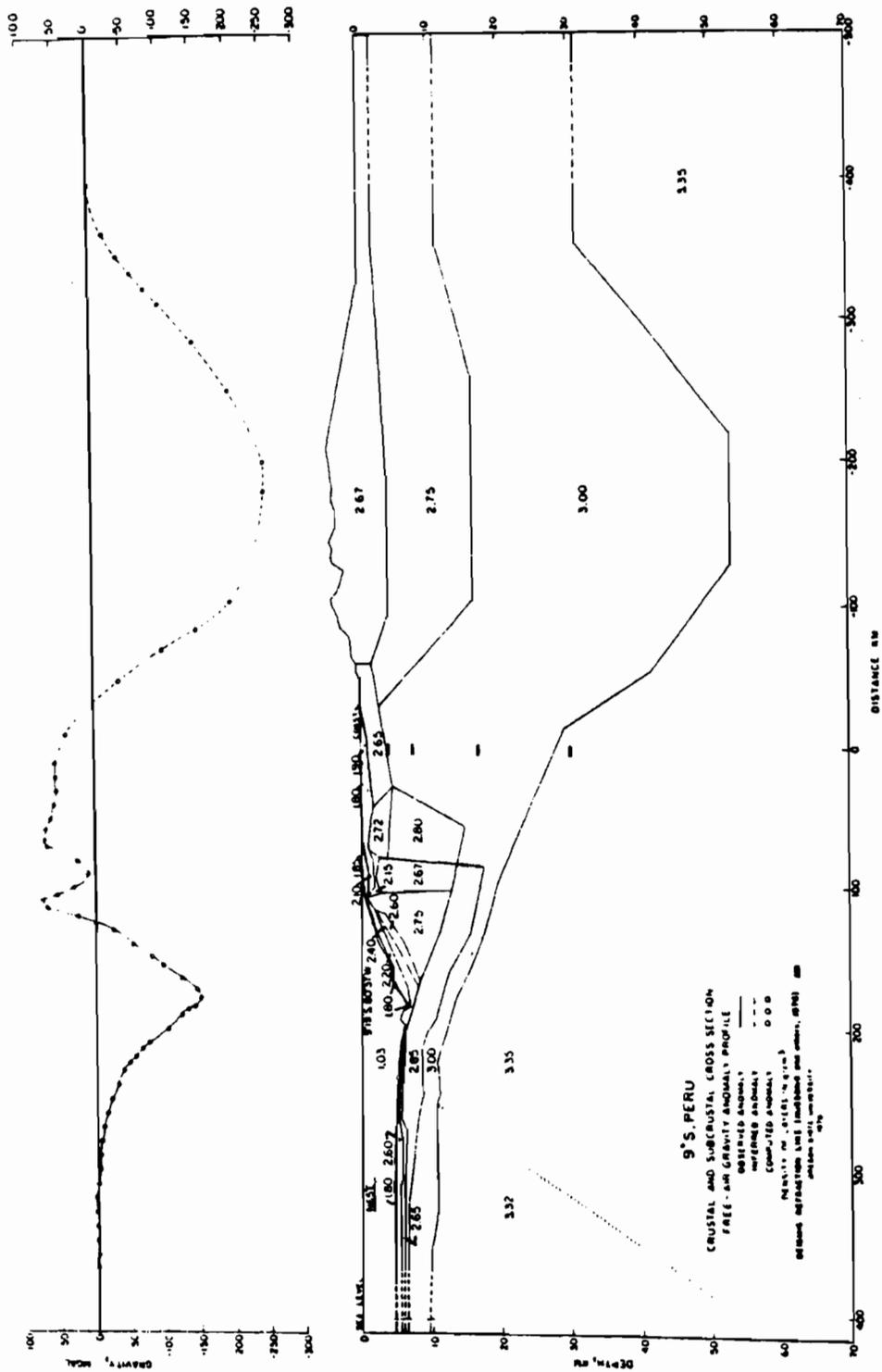


Figure I-7 : Coupe de la marge continentale du Pérou à la latitude de 9°S et profil d'anomalie gravimétrique à l'air libre correspondant. D'après Jones (1981) et Couch et al. (1981).

provoqué la remontée de roches basiques denses (Atherton et al., 1983, 1985; Aguirre & Offler, 1985; Wilson, 1985).

## 2. La plaque océanique

L'histoire de la plaque de Nazca a été reconstituée à partir de données bathymétriques et magnétiques (Mammerickx et al., 1980) et est résumée en figure I-8. Le fonctionnement de deux dorsales aujourd'hui fossiles fait que *l'âge de la plaque qui subducte est variable*: 33 MA au Nord du Pérou, 55 MA au Sud. Cette différence pourrait avoir une influence importante sur la géométrie de la subduction en raison des variations latérales d'épaisseur et de propriétés thermiques de la lithosphère plongeante qu'elle suppose (Wortel & Vlaar, 1978; Molnar & Atwater, 1978; Wortel, 1984). Par ailleurs la plaque porte un certain nombre de *rides asismiques* et de *zones de fracture* (fig. I-8). On peut émettre l'hypothèse qu'en raison de leur taille et de leur relative légèreté, certaines de ces rides (celle de Nazca notamment) peuvent aussi être la cause de variations dans la géométrie de la subduction (Kelleher & McCann, 1976; Pilger, 1981; Nur & Ben-Avraham, 1981). Notons plus spécialement dans la partie Nord du Pérou la zone de fracture de Mendana qui arrive à la fosse vers 10°S, obliquement à celle-ci: elle correspond à une ancienne faille transformante qui semblerait fonctionner aujourd'hui en extension: elle provoquerait alors le rejeu d'une méga-faille plus au Nord en un mouvement inverse sénestre; cette structure atteint la fosse à 7.5°S (Bourgeois et al., 1986). Mais l'information sur cette zone est encore trop fragmentaire pour en déduire l'influence de ces structures intraplaque sur la subduction.

Enfin signalons que le *taux d'ouverture* à l'axe de la dorsale est *très élevé*: un calcul fait à partir des formules de Minster & Jordan (1978) donne des valeurs variant de 71 mm/an près de la dorsale des Galapagos au Nord à 92 mm/an au Nord de la zone de fracture Easter.

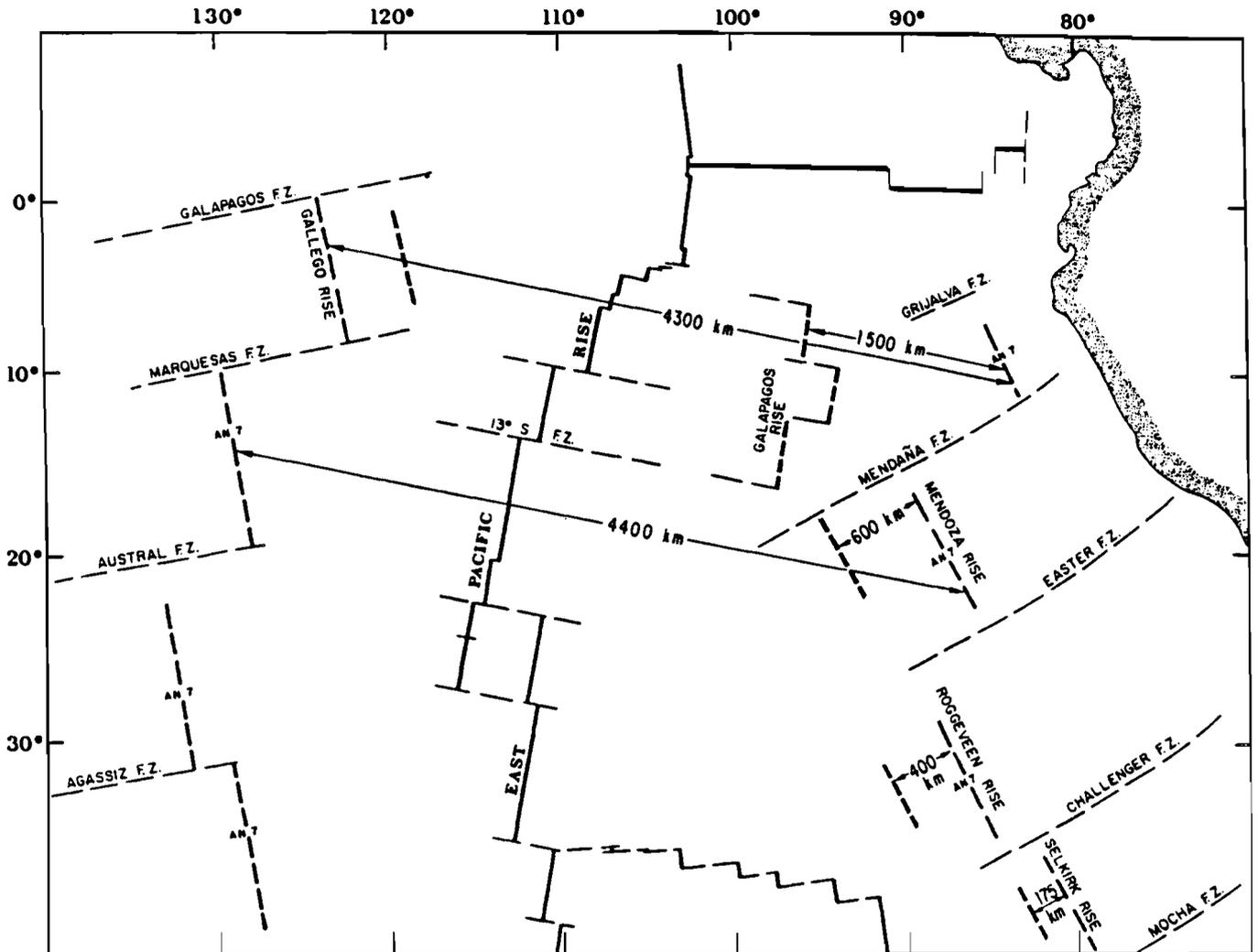


Figure I-8 : Carte des traits topographiques et structuraux majeurs dans le Sud-est Pacifique. Les lignes épaisses continues représentent les dorsales actives, les lignes doubles discontinues les dorsales fossiles. La ligne discontinue pleine localise l'anomalie magnétique 7 (26 MA). D'après Mammerickx et al. (1980).

### 3. La convergence relative

L'histoire de la chaîne andine est systématiquement associée dans la littérature à des "*phases*" tectoniques compressives brèves séparées par des périodes de "*quiescence*" (Steinmann, 1929; Noble et al., 1974, 1979; McKee & Noble, 1982; Mégard et al., 1984). Si ces variations dans le temps du style et de l'importance des déformations sont réelles, on peut peut-être observer des *variations concomitantes dans le mouvement relatif des plaques Nazca et Amérique du Sud*. Grâce aux anomalies magnétiques, une histoire de la convergence a pu être reconstituée (Pilger, 1981, 1983, 1984; Pardo-Casas & Molnar, 1987). La figure I-9 montre que cette vitesse relative a effectivement varié de manière importante depuis 70 MA: la convergence la plus rapide (plus de 100 mm/an) s'est produite entre 50 MA et 42 MA et depuis 26 MA. *Ces deux périodes correspondent aux deux "phases" d'activité tectonique les plus récentes: Eocène terminal et Mio-Pliocène* (Noble et al., 1979; Dalmayrac et al., 1980; Mégard, 1984). Entre 70 MA et 50 MA et entre 36 MA et 26 MA, les taux moyens ont seulement été de  $50-55 \pm 30$  mm/an, ce qui correspond à des *périodes de calme tectonique relatif*. Notons encore (fig. I-9a) que *la direction de convergence relative reste relativement constante depuis 50 MA environ*.

Nous allons voir maintenant quelles structures plus particulières caractérisent le contact entre ces deux plaques.

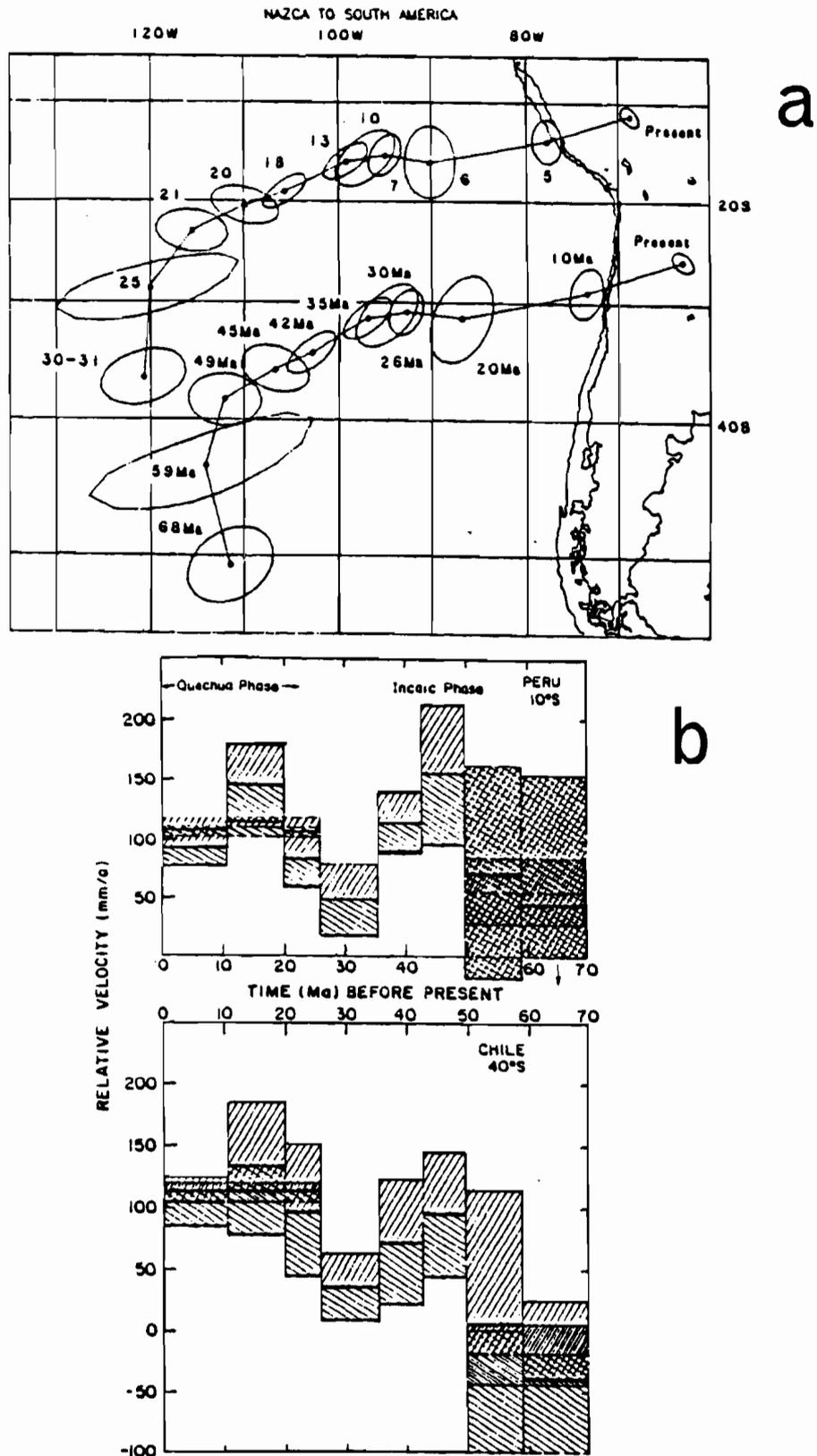


Figure I-9 : Convergence relative des plaques Nazca et Amérique du Sud. a): Positions successives de deux points de la plaque océanique formés il y a 68 MA. b): Vitesses moyennes de convergence relative en fonction du temps au Pérou (10°S) et au Chili (40°S). D'après Pardo & Molnar (1987).

## II - LA ZONE DE SUBDUCTION

### A. Structure de la zone de contact entre les plaques

Comme dans toutes les zones de subduction du monde, le contact entre les deux plaques est marqué par une *fosse océanique*: la figure I-10 montre des coupes perpendiculaires et une coupe parallèle à son axe depuis le Nord du Pérou jusqu'au Sud du Chili. On y observe une *segmentation nette* qui permet de définir 5 *provinces morphotectoniques* (Schweller et al., 1981). Un système de *failles normales parallèles à la fosse* crée une structure en *marche d'escalier* dans la plaque plongeante. La profondeur du plancher océanique varie entre 5 et 8 km et les apports turbiditiques provenant du Nord représentent au maximum 2 km, pour s'annuler en face de la ride de Nazca où la fosse est moins profonde. La présence d'un *prisme d'accrétion* important est discuté (Johnson & Ness, 1981): beaucoup d'auteurs pensent qu'il est réduit et qu'il se produit une *érosion tectonique* de la marge. Ainsi *des morceaux de croûte continentale et les 4/5èmes des sédiments de la plaque plongeante seraient emportés par la subduction* (Shepherd & Moberly, 1981). Un argument en faveur de cette hypothèse est la découverte d'un socle métamorphique pré- mésozoïque au Nord-Pérou sur la pente interne, à 20 km seulement de la fosse (Von Huene et al., 1985). Cette érosion tectonique est un des arguments avancés pour expliquer l'épaississement crustal andin (Rutland, 1971).

Au Pérou central, la pente externe est faiblement pentée, comme au Chili Sud (fig. I-10); sa profondeur est d'un peu plus de 6000 m entre 9°S et 10°S (Schweller et al., 1981). La région océanique étudiée est comprise entre *deux grandes zones de fracture, Vera et Mendana* (Mammerickx et al., 1975). La campagne SEAPERC menée sur cette zone en juillet 1986 (Bourgeois et al., 1986) a permis de préciser les structures tectoniques de plusieurs segments de la fosse. Les *données bathymétriques et de sismique réflexion* recueillies en face de Chimbote montrent:

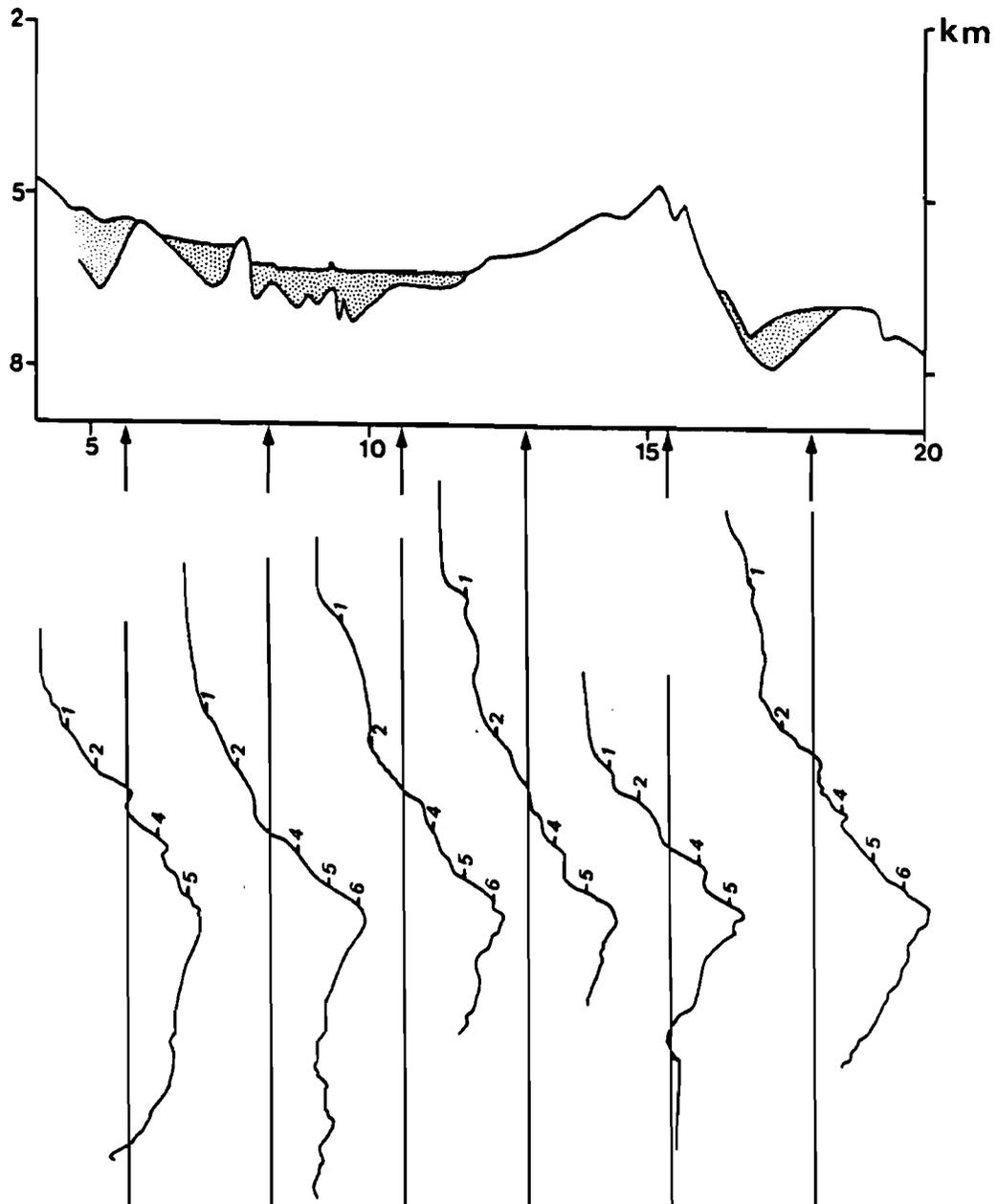


Figure I-10: Coupes transversales et longitudinale de la fosse péruvienne. Les parties grisées représentent les sédiments dans la fosse. Les profondeurs sur les coupes sont en kilomètres. Les abscisses sur la coupe longitudinale sont les latitudes Sud en degrés. Le haut bathymétrique à 15°S environ représente la ride de Nazca. Modifié d'après Schweller et al. (1981).

1. **une plaque plongeante** dont la pente externe débute à 40 km de la fosse et qui est affectée par des *failles normales* espacées de 1 à 6 km, longues de 20 à 40 km le plus souvent et montrant des *rejets verticaux croissants vers la fosse*, qui atteignent 200 m (Bourgeois et al., 1986);
2. **une fosse** typique d'une zone de subduction, avec une importante particularité: la présence d'une *ride anormale interne à la fosse*, déjà décrite par Kulm et al. (1973, 1981) et Prince et Kulm (1975). Cette ride a 60 km de long, 900 m de haut et s'étend au moins jusqu'à 26 km sous la pente continentale et serait de nature basaltique: certains auteurs l'interprètent comme une remontée d'une écaille du plancher océanique le long d'un "méga-thrust" qui serait dû aux contraintes compressives élevées dans la plaque plongeante (Kulm et al., 1973; Hussong et al., 1975). La ride couperait alors la fosse pour s'étendre dans la zone des failles normales. Bourgeois et al. (1986) ne reconnaissent pas de structures compressives aussi marquées et donnent des indices de la formation de cette ride avant son arrivée à la fosse. La signification tectonique de cette structure anormale reste donc mystérieuse. Elle peut être la manifestation d'un *fort couplage* entre les plaques dès le début de leur contact à cet endroit. Cependant la sismicité mondiale n'indique pas (ou peu) d'activité sismique dans cette région: il faudrait supposer un pourcentage de *glissement asismique* important.

## **B. La sismicité**

### **1. Les déterminations du réseau mondial**

Une carte de sismicité en Amérique du Sud utilisant des données mondiales sélectionnées par Barazangi & Isacks (1976) est reproduite en figure I-11. L'étude des séismes dans la zone de subduction sud-américaine a permis de caractériser une *segmentation* de la plaque plongeante (Isacks & Molnar, 1971; Stauder, 1973, 1975; Barazangi & Isacks, 1976): deux segments à *pendage sub-horizontal* (environ 10°) ont

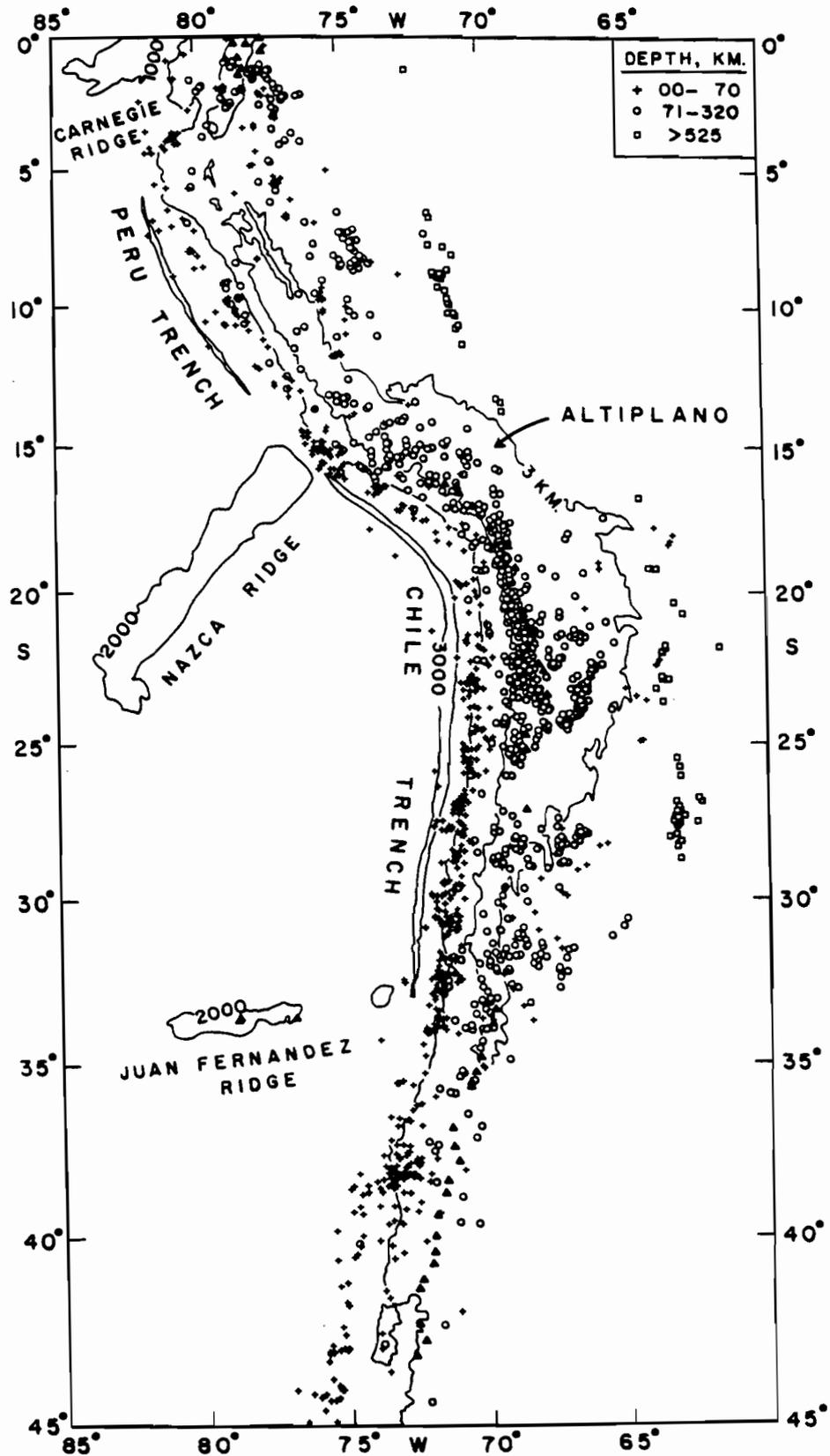


Figure I-11: Carte de sismicité de l'Amérique du Sud. Les triangles noirs localisent les volcans actifs. D'après Barazangi & Isacks (1976).

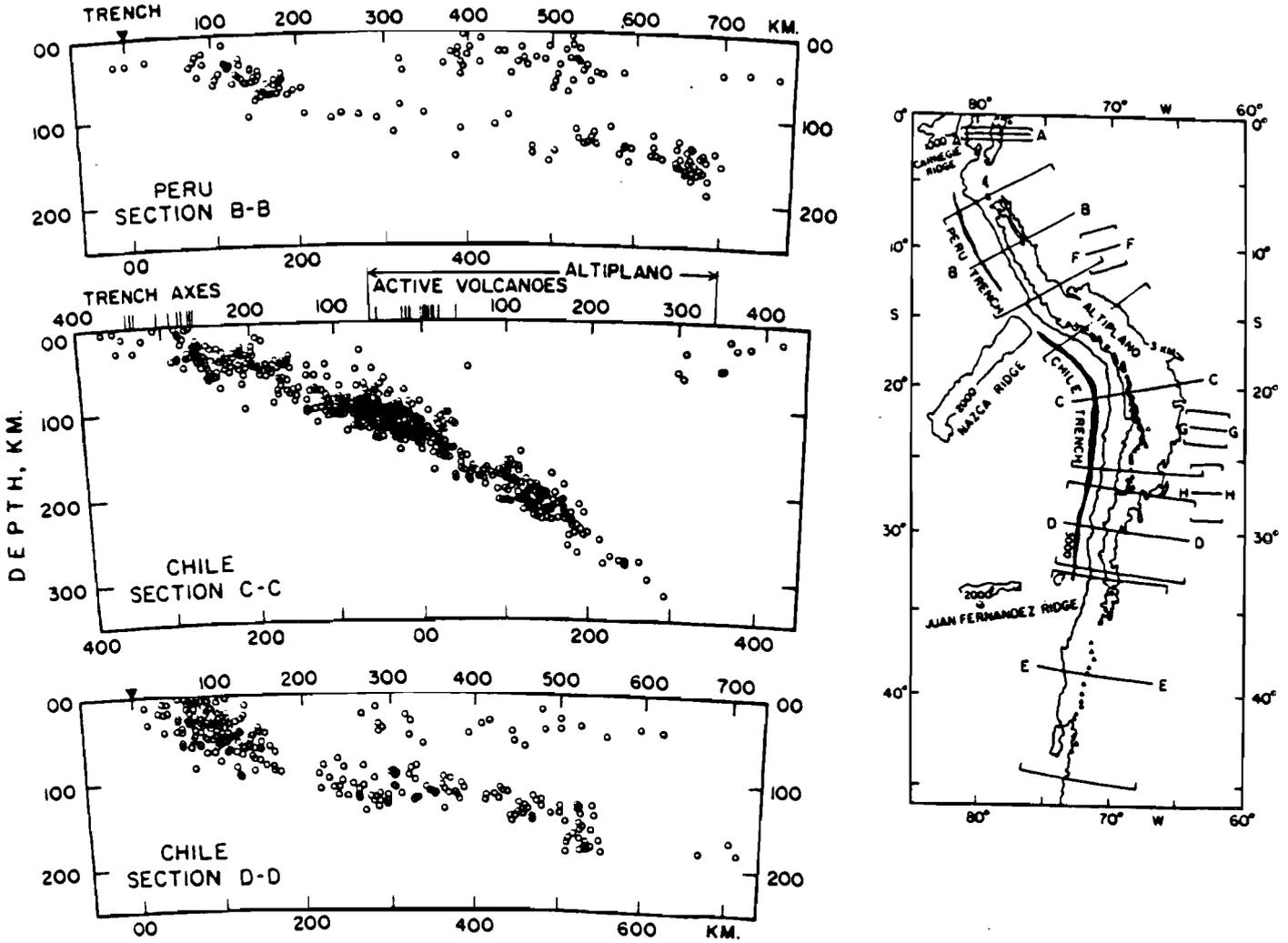


Figure I-12 : Coupes de sismicité perpendiculaires à la fosse au Pérou central, au Chili Nord et au Chili central. D'après Barazangi & Isacks (1976).

été définis au Pérou central (2°S-15°S) et au Chili central (27°S-33°S), les autres segments ayant un *pendage dit "normal"* de 25 à 30° (fig. I-12). D'autres analyses de la sismicité sur les segments peu pentés semblent montrer que la plaque océanique plonge d'abord à 30° environ pour devenir sub-horizontale vers 130 km de profondeur (Hasegawa & Sacks, 1981; Bevis & Isacks, 1984). *L'épaisseur de la lithosphère continentale serait donc au maximum de 130 km*, et peut-être moins: Smalley & Isacks (1987) l'estiment à 80 km au N-W de l'Argentine.

La segmentation se manifeste également à travers différents phénomènes: une remarquable *corrélation* est observée entre ces pendages variables et l'*existence de volcans actifs* (fig. I-11): l'explication invoquée est qu'une subduction peu pentée interdirait la présence d'un "*coin*" *asthénosphérique*, donc la manifestation de ce volcanisme. Par ailleurs, on peut corrélérer dans la morphologie l'existence d'une *vallée côtière* avec les segments à pendage normal (Jordan et al., 1983). La segmentation a probablement d'autres conséquences, notamment sur la *longueur des grandes ruptures* et sur l'*état des contraintes dans la plaque chevauchante*, que nous présenterons dans la suite.

C'est par l'étude des *mécanismes au foyer* des grands séismes qu'est faite l'analyse des déformations entre les deux plaques et à l'intérieur de celles-ci. Une sélection de mécanismes superficiels au Pérou et au Chili est présentée en figure I-13. En général, les séismes en faille *inverse* (les plus nombreux) sont interprétés comme des événements se produisant à l'interface entre les deux plaques, alors que les séismes en faille *normale* seraient liés à une déformation interne de la plaque océanique (Chinn & Isacks, 1983). Les données sont globalement en bon accord avec le modèle d'une plaque *élasto-plastique* qui se plie (Chapple & Forsyth, 1979). Cependant, un certain nombre de grands séismes qui se sont produits entre 40 et 70 km restent inexplicables dans ce schéma: c'est par exemple le cas du séisme du 31 mai 1970 au Pérou (Abe, 1972; Dewey & Spencer, 1979): nous en discuterons plus loin.

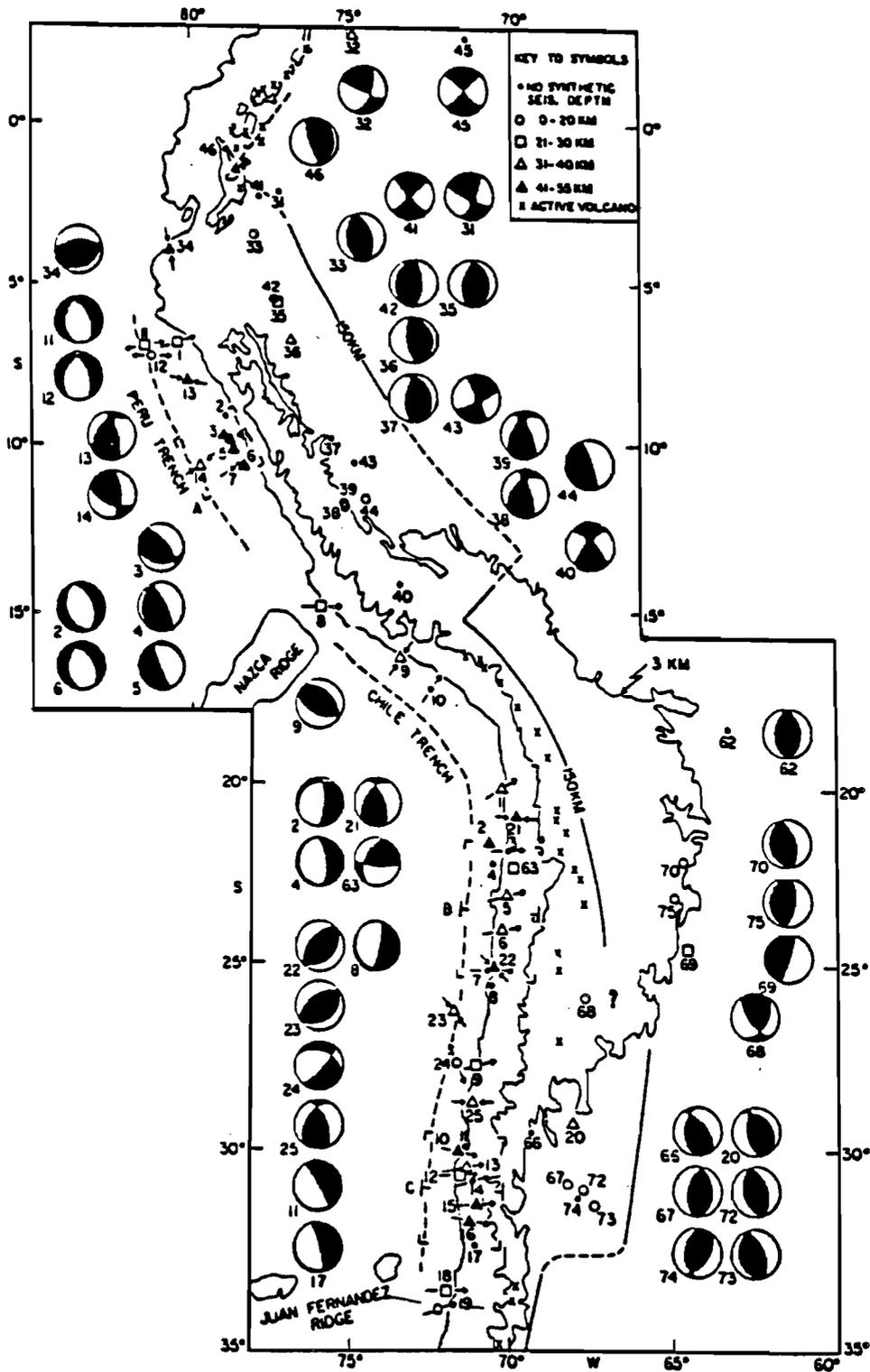


Figure I-13 : Mécanismes au foyer principaux des grands séismes en Amérique du Sud. Les séismes interplaque en "thrust" sont représentés par une seule flèche à travers le symbole. En noir: premiers mouvements en compression. La ligne de contour 150 km montre l'extrémité de la plaque plongeante. D'après Chinn & Isacks (1983).

En ce qui concerne les *séismes intermédiaires*, l'activité plus réduite dans les segments sub-horizontaux (fig. I-11) ne permet pas d'observer un comportement très cohérent. Les rares mécanismes au foyer disponibles montrent en général une *extension* dans le sens de plongement de la plaque (Stauder, 1975). Quant aux *séismes profonds*, ils sont en *compression* et signifieraient qu'une partie ancienne de la plaque subduite viendrait buter contre la mésosphère, entraînée par gravité (Isacks & Molnar, 1971). Au centre Pérou, ce nid profond est particulièrement visible (Stauder, 1975): selon Pilger (1981), il correspondrait à l'ancienne zone de subduction normale avant l'arrivée à la fosse de la ride de Nazca. Si ce segment de plaque "moteur" est détaché, ceci pourrait expliquer l'apparition des segments sub- horizontaux (Forsyth & Uyeda, 1975).

## 2. Les grands séismes récents au Pérou central

Les grandes zones de rupture en Amérique du Sud sont représentées sur la figure I-14: il apparaît que *les longueurs maximum de rupture sont de l'ordre de 150 km environ*, soit nettement moins qu'au Sud Chili par exemple.

La côte du Pérou central a été le siège de 4 grands séismes dans le siècle (Silgado, 1978): les séismes de 1940 et 1974 ont affecté la région de Lima, vers 12-13°S; les séismes de 1966 et 1970 sont situés entre 9°S et 11°S, près de la zone d'activité détectée par notre réseau. Les trois ruptures les plus récentes sont bien documentées: nous allons rappeler leurs caractéristiques.

### *a) Nature des événements*

Une information apportée par ces grands tremblements de terre est qu'il semble exister dans la région *deux environnements de contrainte différents*: les séismes du 17/10/1966 ( $M_s = 7\frac{3}{4} - 8$ ) et du 03/10/1974 ( $M_s = 7.8$ ) ont des mécanismes en faille inverse, alors que le séisme du 31/05/1970 ( $M_s = 7.8$ ) est en faille normale (Abe, 1972; Huaco, 1978; Spence et al., 1975) et est plus profond (45 à 65 km, d'après Plafker et al., 1971). Les premiers sont interprétés comme s'étant produits à

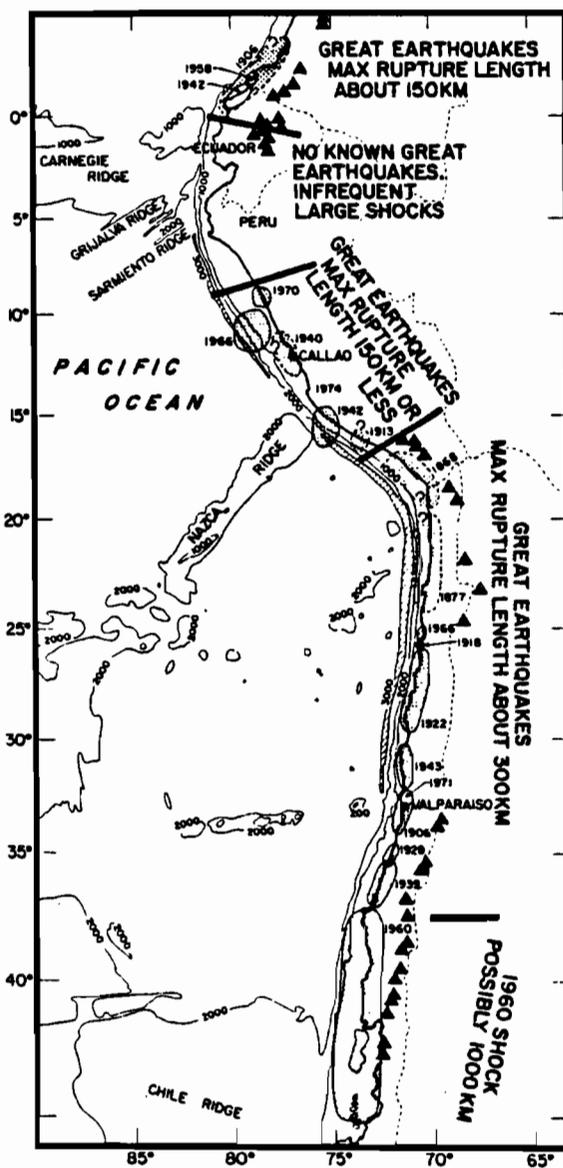


Figure I-14: Carte des grandes ruptures en Amérique du Sud en liaison avec la bathymétrie de la plaque Pacifique. D'après Kelleher & McCann (1976).

l'interface entre la plaque Nazca et l'Amérique du Sud; le second est considéré comme étant une rupture à l'intérieur de la plaque Nazca (Abe, 1972; Stauder, 1975; Isacks & Barazangi, 1977). Abe pense que cette rupture affecte les 70 km de lithosphère océanique. La situation est compliquée par le fait que la majorité des répliques de 1970 sont en faille inverse: mais elles semblent être incompatibles avec un chevauchement "interplaque", aussi sont-elles interprétées comme des réajustements consécutifs à la rupture principale. Nous allons examiner maintenant la position relative de ces événements et tenter une comparaison avec la microsismicité.

#### *b) Répartition dans l'espace*

Une localisation précise de ces événements et de leurs répliques a été faite par Dewey & Spence (1979): elle est représentée en figure I-15. Les principaux enseignements sont les suivants:

1. Les répliques de chacun des 3 séismes se répartissent en *essaims* nettement séparés. Un tel comportement a déjà été observé dans d'autres régions du monde, par exemple aux Aléoutiennes (Billington & Engdahl, 1978). Le problème est de savoir si ces surfaces correspondent à la *même zone de rupture séparée par des barrières* ou s'il s'agit de *ruptures indépendantes de zones hautement contraintes déclenchées par le choc principal*: les auteurs ne se prononcent pas pour le séisme de 1966, mais optent pour la seconde solution pour les deux autres événements;
2. La position du séisme de 1970 et de ses répliques est différente de celle des autres chocs: elle est à 150 km environ de la fosse et située plus en profondeur (entre 40 km et 80 km). Les auteurs interprètent ces ruptures comme étant *internes à la plaque océanique plongeante*; leurs mécanismes de rupture opposés seraient dûs à une variation rapide de la contrainte ou de la rhéologie (Lomnitz, 1971). Par ailleurs, Dewey & Spence remarquent que les séismes de 1966 et 1974, plus proches de la fosse, semblent avoir "activé" des surfaces plus proches de la côte et plus profondes: ils pensent avec Langer & Spence (1978) que ce sont des zones de rupture internes à la plaque Nazca.

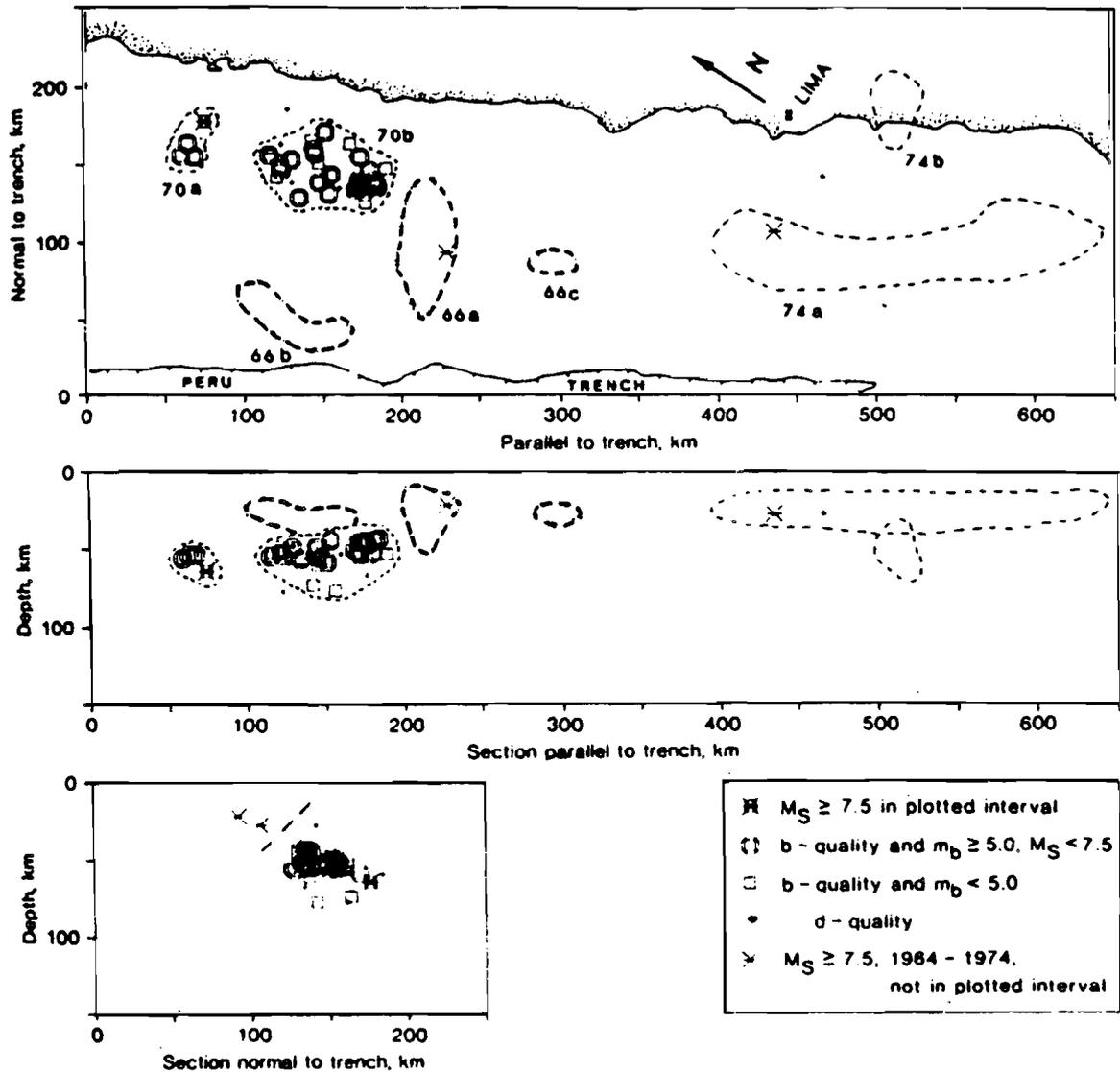


Figure I-15: Carte et coupes localisant le séisme du 31 mai 1970 et ses répliques sur les 31 jours suivants. Les zones de rupture des séismes de 1966 (66a,b,c) et de 1974 (74a,b,c) sont aussi figurées. Les chocs principaux sont repérés par des croix. La ligne pointillée sur la section perpendiculaire à la fosse sépare en théorie les séismes interplaque (au-dessus) des séismes intraplaque (au-dessous). D'après Dewey & Spence, 1979.

3. Les grandes ruptures en faille inverse de 1966 et 1974 n'affectent pas une zone de 50-75 km de large immédiatement à l'Est de la fosse: pour les auteurs, cette zone est peut-être susceptible de produire de *grandes ruptures sismiques* dans l'avenir. Une autre explication serait que les surfaces de rupture coupent la plaque chevauchante pour atteindre la surface à l'Est de la fosse: une telle hypothèse a été avancée pour de grandes ruptures (Plafker, 1972; Prince & Kulm, 1975; Fukao, 1979).
4. Enfin, aucun des trois séismes n'a provoqué une réactivation télésismique des autres zones dans les mois qui ont suivi (voir par exemple Ericksen et al., 1970).

### c) *Interprétations*

Les grands séismes de cette région ont peut-être une double origine: *interplaque* (en faille inverse) ou *intraplaque* (en faille normale). Les séismes du 06/02/1725 (face à Chimbote) et du 24/05/1940 ( $M_s = 8.0$ , face à Lima) semblent par leurs caractéristiques appartenir également à la famille "intraplaque" (Silgado, 1973, 1978; Dewey & Spence, 1979). Si ce phénomène est réel, il modifie totalement le concept de lacune sismique considéré par McCann et al. (1978) dans cette région: il faudrait supposer que l'ensemble de la zone de subduction au Pérou central (entre Lima et Chimbote au moins) a une *double potentialité de rupture sismique sur des longueurs de 100 à 300 km*. Ces conditions mal connues rendent la prévision sismique particulièrement difficile dans la région.

### 3. L'activité microsismique entre 9°S et 10°S

La campagne sismologique menée dans la Cordillère Blanche visait à détecter l'activité proche superficielle: elle n'était pas adaptée à la localisation de séismes de la zone de subduction. Le chapitre II présentera comment ont été déterminés les séismes crustaux, qui font l'objet essentiel de l'étude. Il n'est par contre pas possible d'accorder une grande confiance aux déterminations des séismes

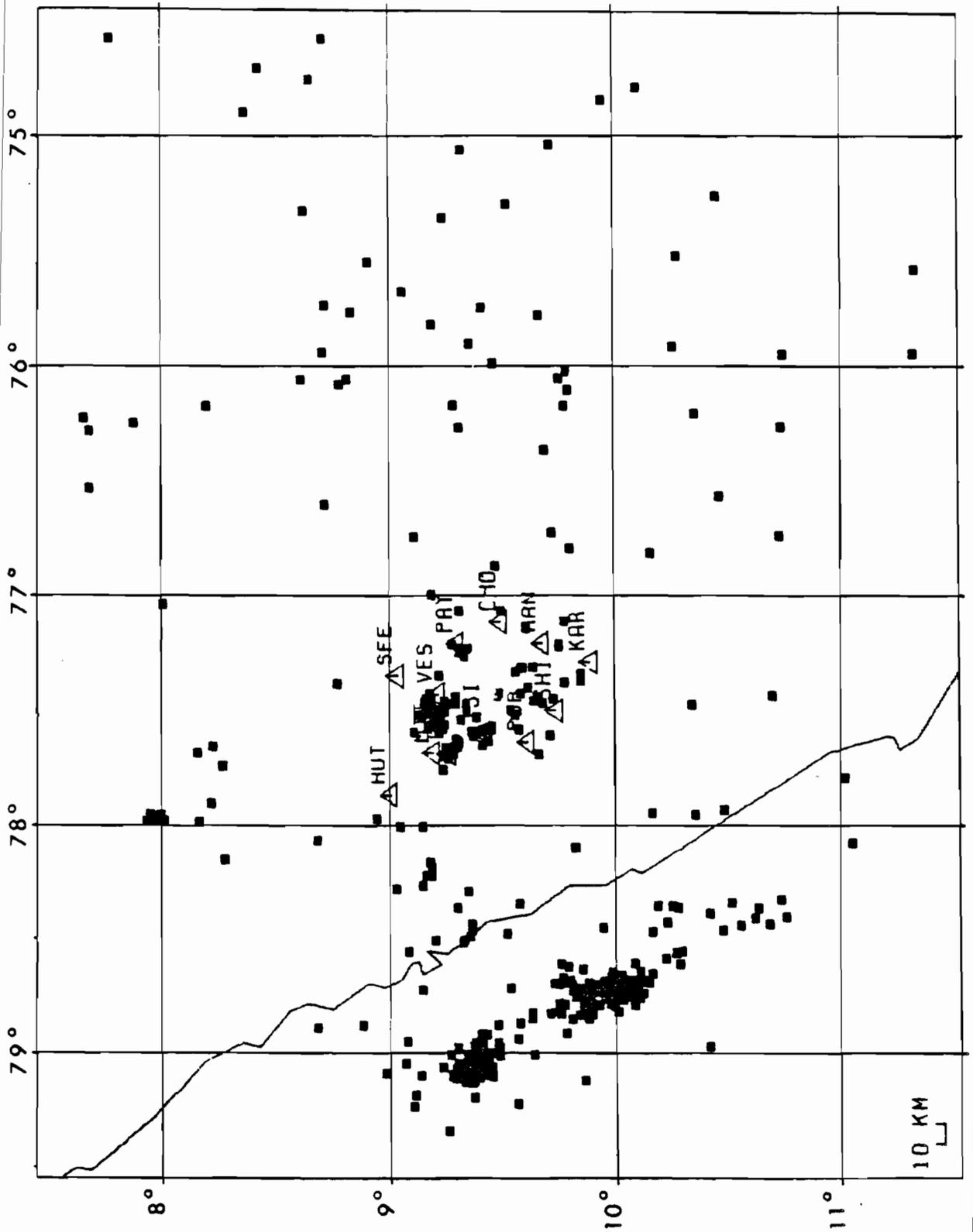


Figure I-16: Carte générale de la sismicité détectée lors de la campagne de la Cordillère Blanche (564 événements).

de la zone de Wadati-Benioff, en raison de leur éloignement et de la faible extension du réseau: les annexes 1 et 2 présentent quels événements ont pu être cependant sélectionnés et quelle précision on peut leur attribuer. Nous ne donnons ici que les informations sûres qui peuvent être tirées de leur répartition spatiale, même approximative.

La figure I-16 présente l'ensemble de la sismicité localisée pendant la campagne de la Cordillère Blanche: *193 séismes* sont crustaux et sont présentés aux chapitres II et III; *371 séismes* sont attribués à la zone de subduction et ont des magnitudes comprises essentiellement entre 2 et 4. La figure I-17 représente une coupe perpendiculaire à la ligne de côte. Les traits essentiels de cette activité sismique sont les suivants:

1. Une grande partie des séismes enregistrés provient de *deux essaims sismiques denses* distants d'environ 50 km et alignés le long du contact entre les plaques, c'est-à-dire parallèles à la fosse, à environ 150 km à l'Est de celle-ci; cette sismicité semble être principalement *superficielle* (0-20 km environ):
  1. le plus au Nord est en face de Chimbote, à 9.4°S et est extrêmement dense: il réunit *près de la moitié* des séismes enregistrés dans la zone de subduction (172 exactement);
  2. l'essaim Sud est à 9.9°S environ: il est moins dense, plus étendu (approximativement sur 60 km) et présente une prolongation sismique diffuse au Sud qui est peut-être sous-évaluée de par son éloignement au réseau, mais est probablement moins marquée.
2. Au moins *2 lacunes de sismicité* semblent être visibles dans cette zone d'intense activité superficielle: l'une est entre les deux essaims, l'autre est au Nord de 9.4°S. Au Sud, l'activité sismique est plus probablement moins intense, sans être absente. Au-delà de ces régions (8.5°S-10.5°S), on ne peut estimer valablement le seuil d'activité.
3. Plus en profondeur, la sismicité paraît moins importante: les séismes dessinent très grossièrement la forme de la zone de Wadati-Benioff, qui

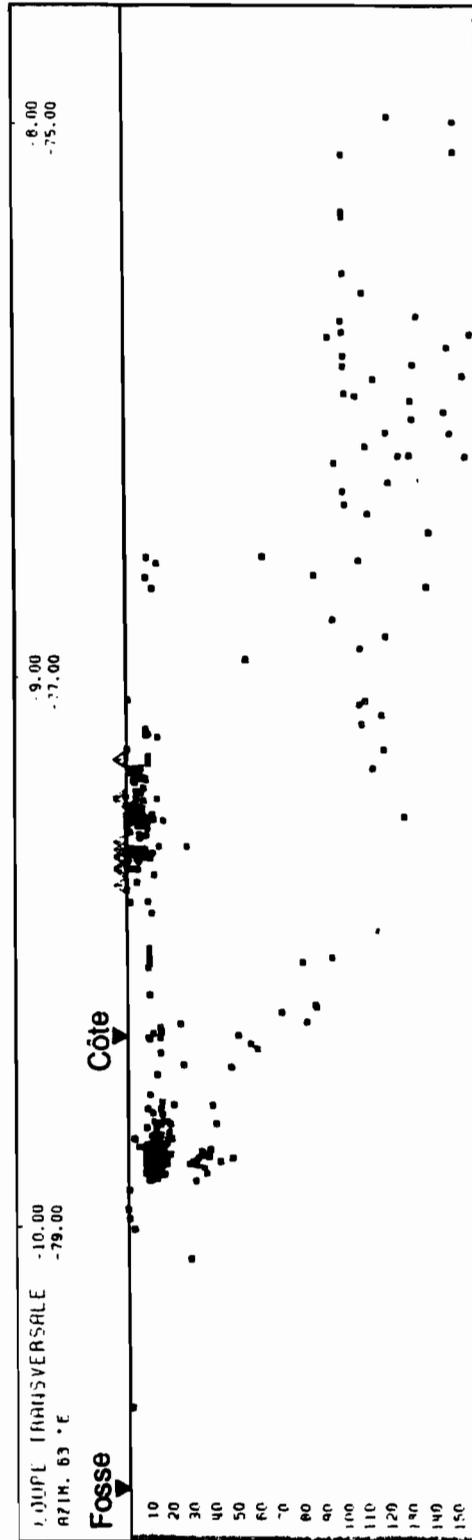


Figure I-17: Coupe transversale à la fosse vers 10°S regroupant l'ensemble de la sismicité enregistrée pendant la campagne de la Cordillère Blanche (voir fig. I-16). Les échelles horizontale et verticale sont équivalentes.

semblerait d'abord plonger faiblement, puis former *un coude* vers les zones très actives repérées, avant de devenir *sub-horizontale* vers 120 km de profondeur: cependant cette forme générale n'est qu'hypothétique en raison du faible contrôle sur les profondeurs. A la verticale des essaims denses superficiels, *deux groupes sismiques* semblent se distinguer, dont un particulièrement au Sud (voir l'annexe 1). Mais de même, la précision des localisations ne permet pas d'être certain que cette séparation est réelle et non pas artificielle.

4. Si nous comparons maintenant l'activité superficielle (0-60 km) avec la sismicité NEIS (déterminations préliminaires de l'U.S.G.S.), nous observons *deux zones relativement plus actives* vers 9.4°S et 9.9°S, mais qui présentent un aspect général beaucoup plus condensé que celui donné par la microsismicité (comparer les figures I-18 A et B). Cette observation peut laisser penser que nos déterminations sont à priori mieux contraintes que celles du réseau mondial, au moins en position relative. Notons par ailleurs que *les deux essaims microsismiques à 9.4°S et 9.9°S se superposent très bien sur carte avec la zone de rupture du choc principal de 1970 et de ses répliques* (Dewey & Spence, 1979; voir la figure I-15), mais leurs profondeurs semblent assez différentes (20 km contre 60 km): l'imprécision de nos localisations ne permet pas de pousser plus loin cette analyse.

#### 4. La microsismicité au Sud-Pérou

Deux campagnes de microsismicité ont été menées au Sud-Pérou (Grange, 1983; Grange et al., 1984a, 1984). La figure I-19 reproduit l'ensemble de la microsismicité déterminée sous forme d'une carte et de deux coupes. Un problème important était de savoir *comment se fait le passage d'une subduction sub- horizontale à une subduction "normale" de 30°*: les résultats ont montré qu'il se réalise *sans déchirure* de la plaque plongeante (Grange et al., 1984a, 1984). Un phénomène semblable se produirait au Chili central vers 32°S (Smalley & Isacks, 1987). D'Ouest en Est, un certain nombre de ressemblances et de divergences avec notre zone d'étude apparaissent (comparer avec les figures I-16 et I-17):

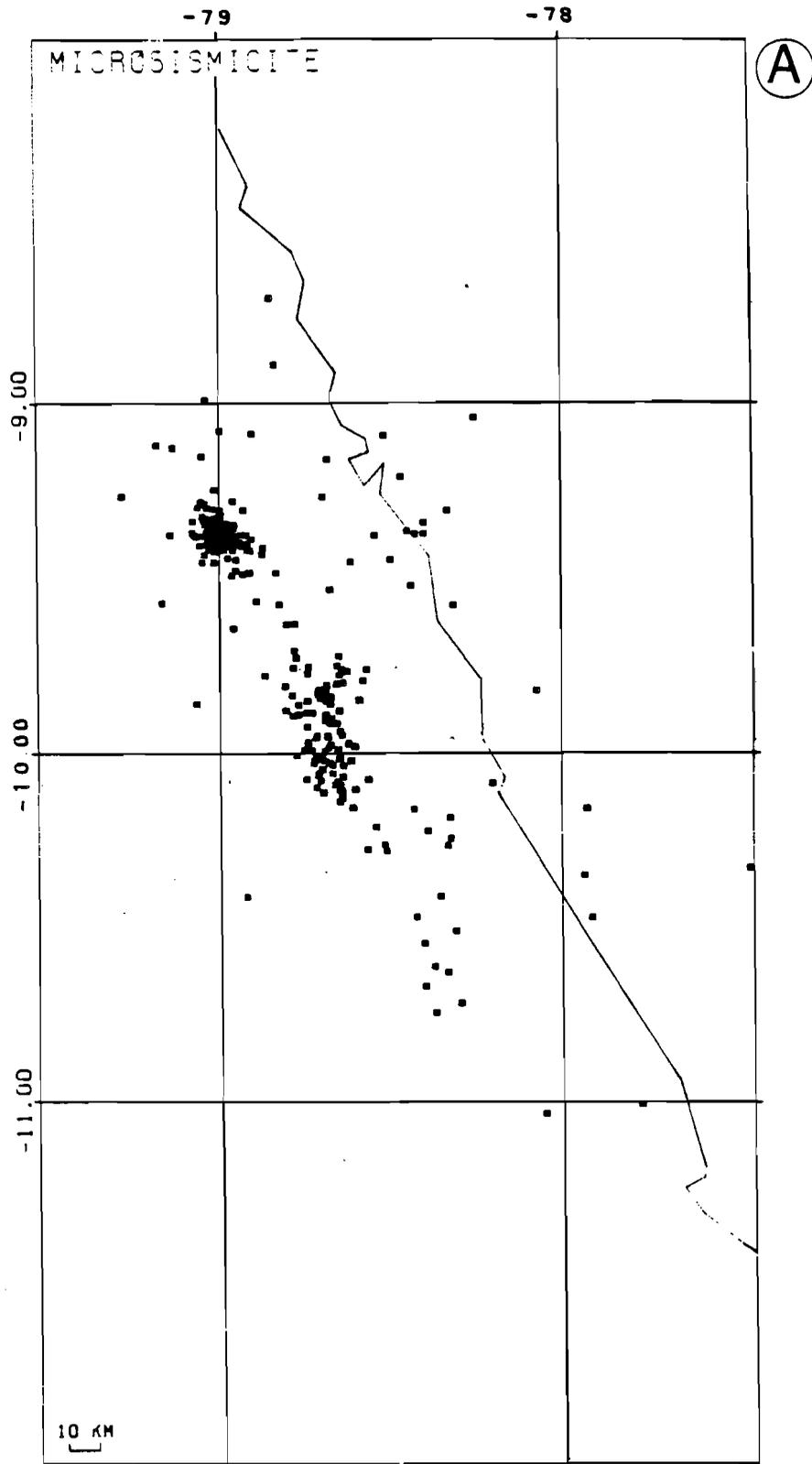


Figure I-18: Cartes comparées de l'activité microsismique superficielle enregistrée (A) et de la sismicité mondiale (Bulletins P.D.E.) (B).

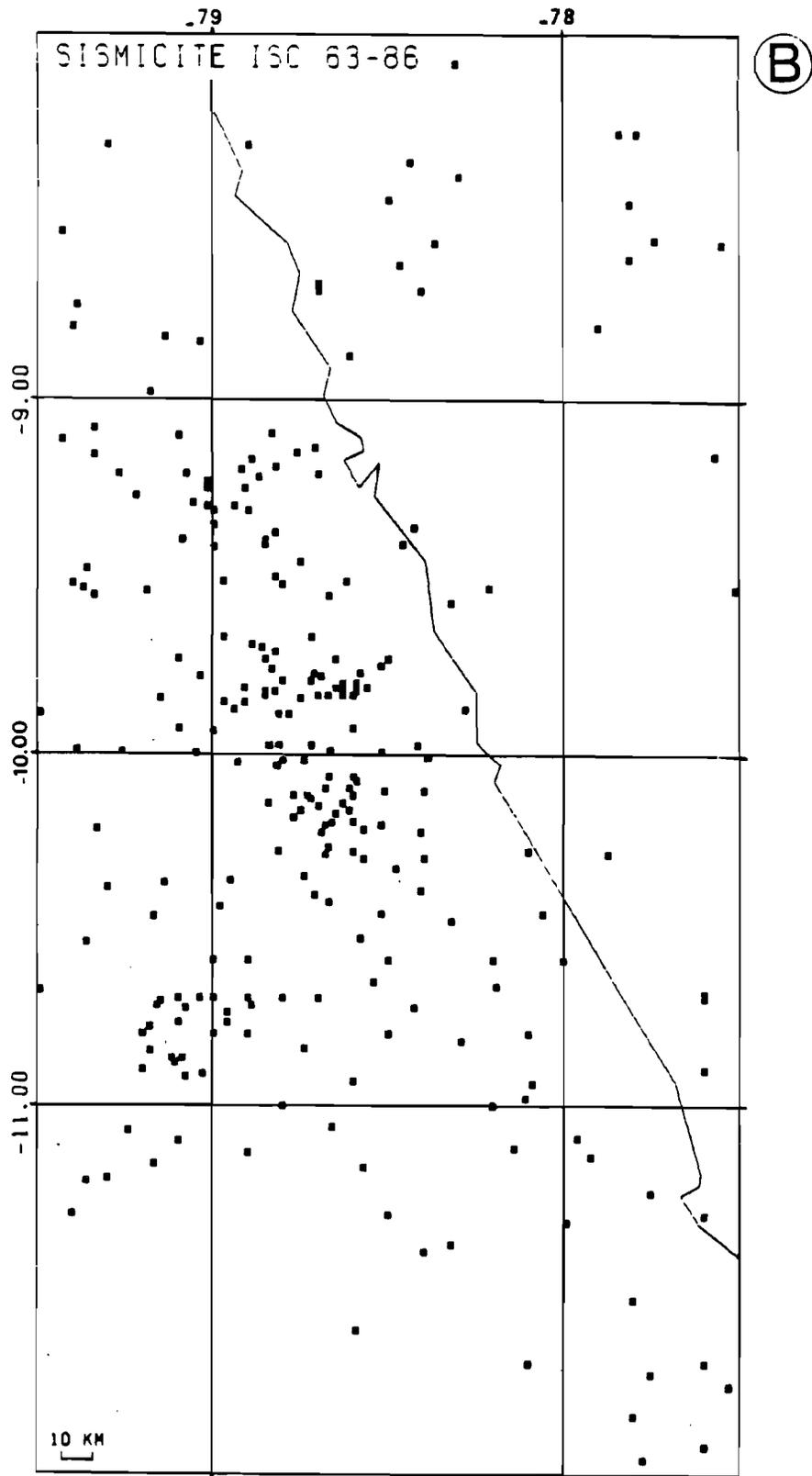


Fig. I-18 (suite)

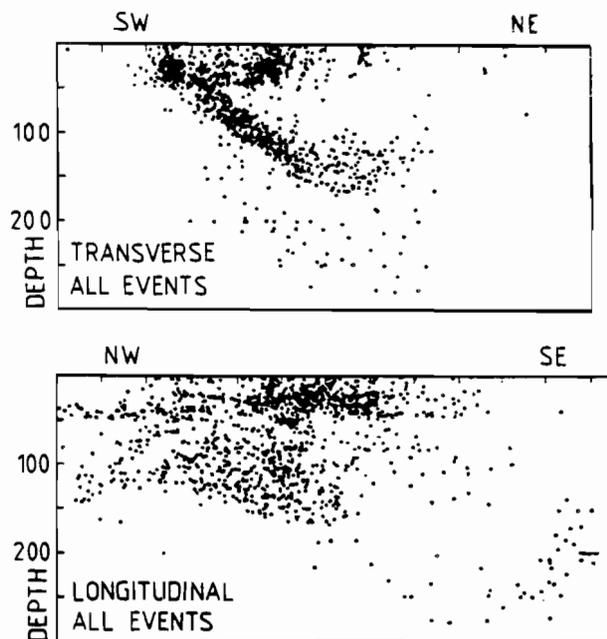
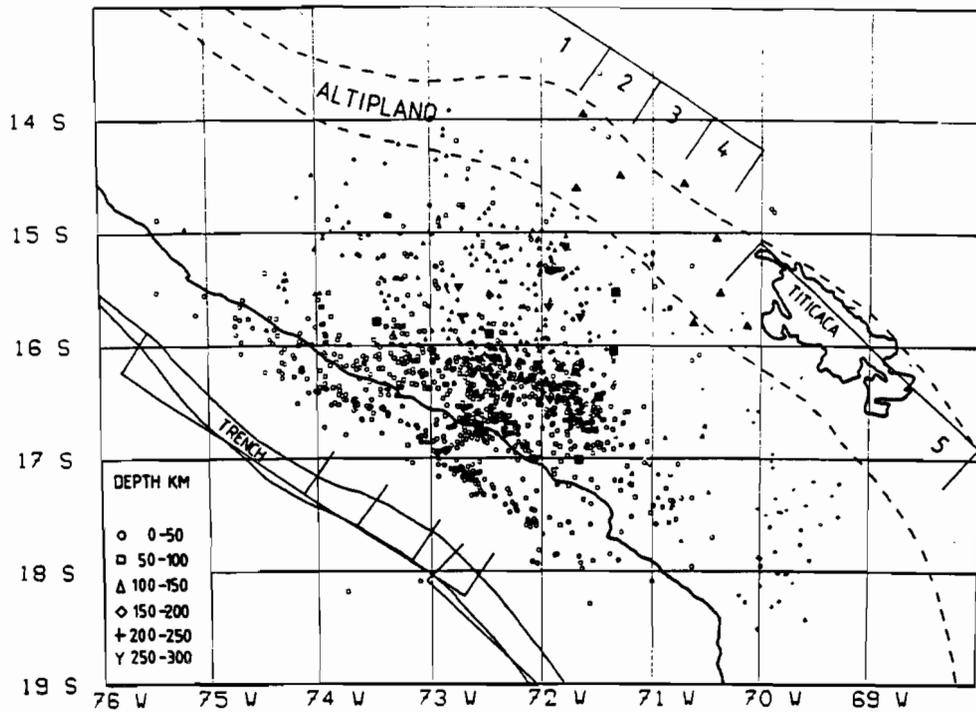


Figure I-19: Carte et coupes représentant les séismes localisées par Grange et al. (1984) au cours de deux campagnes au Pérou Sud. Les triangles et les carrés sur la carte représentent les stations. Les coupes projettent tous les événements.

1. On retrouve une *bande étroite de sismicité bien isolée au large entre la fosse et la côte*: elle représente probablement la même **zone d'affrontement** direct entre les plaques. Les différences portent sur l'activité sismique relativement moindre et plus uniformément répartie (excepté un essaim dense vers 17°S et 73°W), et aussi la distance plus faible à la fosse (80 km) au Sud-Pérou. Il est d'ailleurs intéressant de noter sur la figure I-19 que cette distance *augmente* en allant vers le Nord: les épicentres suivent grossièrement la ligne d'isoprofondeur 1800 m (Grange, 1983), ce qui coïncide avec le passage à la zone de subduction à faible pendage.
2. Cette ligne d'activité superficielle est prolongée par des **zones de lacunes sismiques** entre 50 et 75 km de profondeur environ, visibles sur les coupes dans la zone de subduction sub-horizontale. Le début de la subduction se ferait ici à 30° environ, pour devenir ensuite presque plate (Hasegawa & Sacks, 1981; Grange et al., 1984).
3. **Sous la côte**, l'activité sismique est dispersée au Sud-Pérou et se localise surtout entre 40 et 50 km de profondeur. Le modèle de *flexure de la plaque supérieure* de Sacks (1980) peut l'expliquer en partie: il s'agirait plutôt d'une *compression* liée au dépliage de la plaque plongeante (Grange et al., 1984). Ce nid disparaît quand on s'approche de la zone à subduction plate et ne semble pas avoir d'équivalent dans notre zone Nord. Notons qu'une *activité superficielle* (0-20 km) est perceptible sous la côte dans les deux zones, montrant qu'il existe une certaine déformation sur le versant Ouest des Andes, à la limite avec l'avant-arc.
4. **Dans la Cordillère Occidentale** au Sud-Pérou, une forte activité sismique est détectée entre 0 et 40 km de profondeur: elle se concentre le long d'un accident parallèle à la chaîne (Dalmayrac et al., 1980), limite NE d'un bloc côtier constitué d'un *socle rigide précambrien* et du *batholite de la côte*. Ce système complexe s'enracine peut-être vers le SW le long d'un grand système de failles (Dalmayrac, 1980); les mécanismes au foyer indiquent un *régime compressif NW-SE* difficile à interpréter. Selon Grange (1983), l'obliquité des structures par rapport à la direction de convergence peut expliquer en partie

ce comportement qui, nous le verrons au chapitre III, diffère notablement de ce qui est observé dans la Cordillère Blanche. Enfin, une *activité superficielle* dans l'**Altiplano** est relevée, indiquant un *régime extensif*. Il forme un essaim dense qui peut être comparé à celui relevé au Nord de la Cordillère Blanche (fig. I-16, à 8°S-78°W).

## Conclusions

Par comparaison avec d'autres zones de subduction, la sismicité de la zone étudiée se caractérise par une *concentration très grande de l'activité superficielle et une distance entre la fosse et la zone de contact interplaque importante* (120-150 km contre 80 km aux Nouvelles-Hébrides par exemple). Certains auteurs interprètent ce dernier point comme la preuve d'un **couplage** plus grand entre les plaques (Kelleher et al., 1974; Kanamori, 1977; Kelleher & McCann, 1976), ce qui ne signifie pas que la longueur des grandes ruptures est plus importante (fig. I- 14). Chinn & Isacks (1983) montrent qu'une activité non négligeable se produit dans la plaque plongeante, près du contact interplaque, aux Nouvelles-Hébrides et en Amérique du Sud. Il apparaît que *seule la subduction sub-horizontale au Pérou central a jusqu'ici pu générer de grandes ruptures répétées en faille normale* près du contact en "*thrust*" des plaques: il faudrait invoquer d'autres explications que le simple modèle de **pliage** et de **dépliage** de la plaque océanique (Isacks & Barazangi, 1977), par exemple une zone de **découplage intraplaque** (Abe, 1972). Une campagne sismologique déployant un réseau à terre et des OBS serait nécessaire pour mieux définir le comportement de cette région de contact entre les deux plaques qui semble être très particulière.

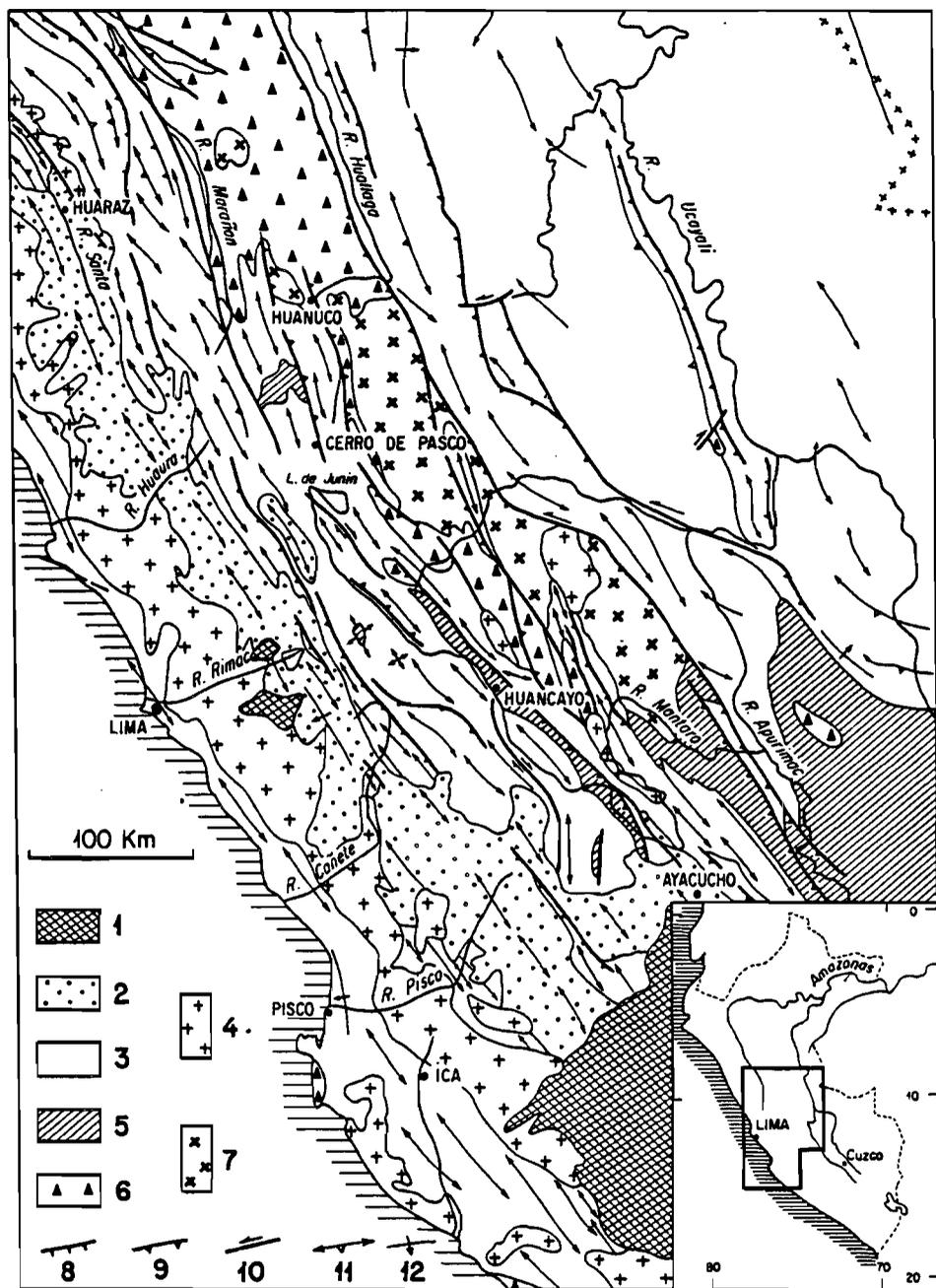
Le cadre général de la subduction au Pérou central étant caractérisé, nous allons maintenant présenter les déformations internes à la plaque continentale chevauchante se produisant sur l'autre versant des Andes.

### III - LES DEFORMATIONS EN BORDURE ORIENTALE DES ANDES AU PEROU CENTRAL

#### A. Présentation de la zone étudiée

Cette partie des Andes et de son piémont amazonien se caractérise par trois zones s'étendant parallèlement à la chaîne. On distingue d'Ouest en Est:

1. **Les Hauts Plateaux:** c'est une bande étroite de 50 km de large environ à plus de 3000 m d'altitude qui représente la prolongation septentrionale de l'Altiplano, entre la Cordillère Occidentale et la Cordillère Orientale. Elle est essentiellement formée de *couches sédimentaires mésozoïques et cénozoïques* modérément plissées et faillées (Mégard, 1978).
2. **La Cordillère Orientale:** large d'une centaine de kilomètres environ à cette latitude et haute en moyenne de 3700 m, elle est essentiellement constituée d'un substratum dit "pré-andin": ce sont des *séries et granitoïdes précambriens et paléozoïques*, vestiges d'une chaîne hercynienne remaniée par la tectonique andine depuis le Crétacé terminal (Mégard, 1978). Il n'y a pas d'activité volcanique cénozoïque. *La Cordillère Orientale est donc d'une nature pétrologique et tectonique très différente de la Cordillère Occidentale:* ceci doit jouer un rôle particulièrement important dans d'éventuelles différences de propriétés thermique et rhéologique entre les deux Cordillères.
3. **La zone subandine:** ce terme désigne à la fois *"une zone de sédimentation bien individualisée dès le Jurassique supérieur et la zone plissée située à l'Est des Andes proprement dites mais encore liée à la chaîne andine par la position, la direction et l'âge des structures"* (Audebaud et al., 1973). Elle est de largeur variable: 400 km au Nord du Pérou, 50 à 100 km à la frontière du Pérou et de la Bolivie. Elle inclue une partie des *bassins subsidés de l'Est amazonien:* le bassin Oriental et les bassins de l'Ucayali et du Madre de Dios. D'un point



*Schéma structural des Andes du Pérou Central*

- A. — *Chaîne andine*. 1. Volcanites post-tectoniques (Plio-Quaternaire). 2. Volcanites déformées (Oligocène et Néogène). 3. Terrains sédimentaires méso-cénozoïques. 4. Granitoïdes  
 B. — *Substratum pré-andin*. 5. Terrains éohercyniens (Pal. inférieur et moyen). 6. Précambrien. 7. Granitoïdes  
 C. — *Symboles tectoniques*. 8. Failles normales, les barbelures indiquent le bloc abaissé. 9. Failles chevauchantes, les dents indiquent le bloc chevauchant. 10. Décrochements. 11. Plis, la dent indique le pendage du plan axial. 12. Flexures, la flèche indique le sens de déversement

Figure I-20: Schéma structural des Andes du Pérou central, d'après Mégard (1978).

de vue structural, cette zone se caractérise au Pérou central par des *plis cylindriques isopaques et des failles raides pour la plupart inverses et à pendage Ouest* (Mégard, 1978). Cette déformation affecte les terrains mésozoïques et les Couches Rouges tertiaires, et même parfois le socle précambrien (Mégard, 1973). Elle serait d'âge *pliocène*, avec une migration de la déformation vers l'Est (Martinez, 1980; Suarez et al., 1983).

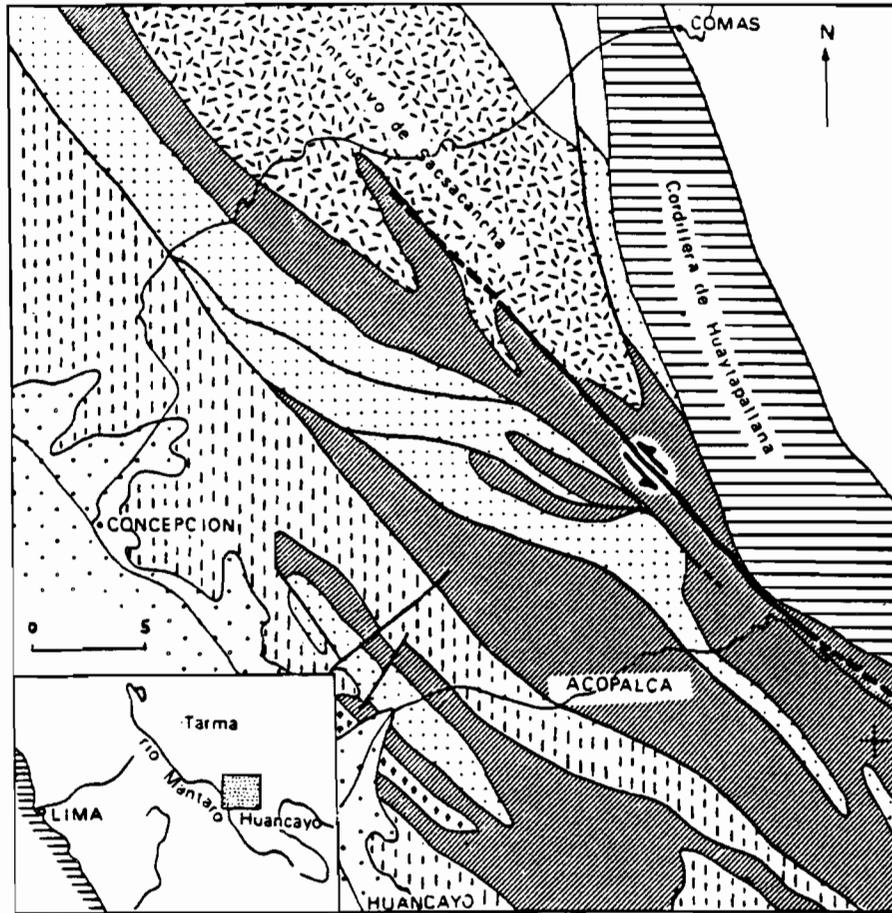
La figure I-20 résume ces observations sous forme d'un schéma structural et permet de relier cette zone d'étude à celle de la Cordillère Blanche décrite au chapitre III.

### **B. Les déformations récentes connues**

On peut rappeler les grands traits de la déformation *subactuelle* d'Ouest en Est dans cette partie Orientale des Andes:

#### ***\* les Hauts Plateaux***

Nous n'évoquerons ici que le bassin de Huancayo (fig. I-20) qui est le mieux connu. Celui-ci a fonctionné d'une manière dissymétrique: absente sur son flanc Est, la déformation affecte le contact avec la Cordillère Occidentale par des *failles à pendage raide vers le SW* durant la fin du Pliocène et le début du Quaternaire (Mégard, 1968; Dollfus & Mégard, 1968; Soulas, 1975). Les phases de déformation sont rapprochées dans le temps et sont essentiellement *compressives* dans des directions ENE-WSW à NNE-SSW (Blanc, 1984). Il n'y a pas d'évidence d'activation dans le bassin postérieure au Quaternaire moyen. Cependant, Blanc (1984) note une activité sismique très proche de l'Observatoire de Huancayo, qui ne peut provenir que de la bordure Ouest du bassin ou de son centre.



-  Localisation de la faille
-  Plio-Quaternaire
-  Intrusif andin de Sacsacancha
-  Mésozoïque inférieur (groupe Pucara)
-  Paléozoïque supérieur (rhyolites et dacites)
-  Paléozoïque supérieur (groupe Mitu)
-  Paléozoïque inférieur (groupe Excelsior)
-  Gneiss précambriens

Figure I-21: Cadre structural de la région de la faille de Huaytapallana, au Pérou central. D'après Blanc, 1984.

### \* *la Cordillère Orientale*

Sa déformation active s'est manifestée les 24/07/1969 et 01/10/1969: 2 séismes de magnitude respective 5.6 et 6.2 ont réactivé la faille bordant à l'Ouest le massif gneissique précambrien de Huaytapallana (Deza, 1971; Stauder, 1975; Silgado, 1978). C'est la seule faille active clairement établie dans la Cordillère Orientale andine (Sébrier et al., 1988). Sa trace est localisée sur le schéma structural de la figure I-21. L'escarpement sismique s'étend sur 15 km, en deux tronçons de 5.5 et 9.5 km séparés par une zone sans déformation visible en surface (Blanc, 1984). Le déplacement vertical est de 2 m au Nord et de 1.8 m au Sud, avec une composante décrochante sénestre de 0.7 m sur ce dernier tronçon (Philip & Mégard, 1977). Ces informations et les localisations des séismes montrent que *chaque événement est associé à une des zones de rupture*: l'analogie est frappante avec le modèle de *barrière* et de *séismes jumeaux* proposés par Das & Aki (1977) et Aki (1979). L'analyse microtectonique effectuée par Blanc (1984) est en bon accord avec les mécanismes au foyer des deux séismes déterminés par Stauder (1975) et Suarez et al. (1983) qui sont *compressifs décrochants*: ces derniers sont représentés sur la figure I-22 (ils correspondent aux mécanismes 38 et 39 de la figure I-13). L'ensemble de ces données indique *un axe de compression subhorizontal de direction N75°E environ*. Il n'existe pas d'autre séisme superficiel important détecté par le réseau mondial dans la Cordillère Orientale. L'étude microsismique menée par Suarez et al. (1988) a permis de confirmer l'importante activité de la région de Huaytapallana.

### \* *la zone subandine*

L'observation de la sismicité instrumentale superficielle (fig. I-23) montre que le versant amazonien des Andes est le siège d'une *activité sismique importante*, particulièrement en face des segments sub-horizontaux de la zone de subduction (Jordan et al., 1983). Silgado (1978) rapporte de nombreux événements crustaux affectant les villes du Piémont (par exemple à Satipo, en 1947). L'ensemble des études montrent que *ces séismes ont tendance à être plus profonds que dans une croûte continentale "normale"*: ils atteindraient 35 à 40 km (Stauder, 1975; Suarez et al., 1983; Chinn & Isacks, 1983). Par contre, les 10 premiers kilomètres de croûte semblent

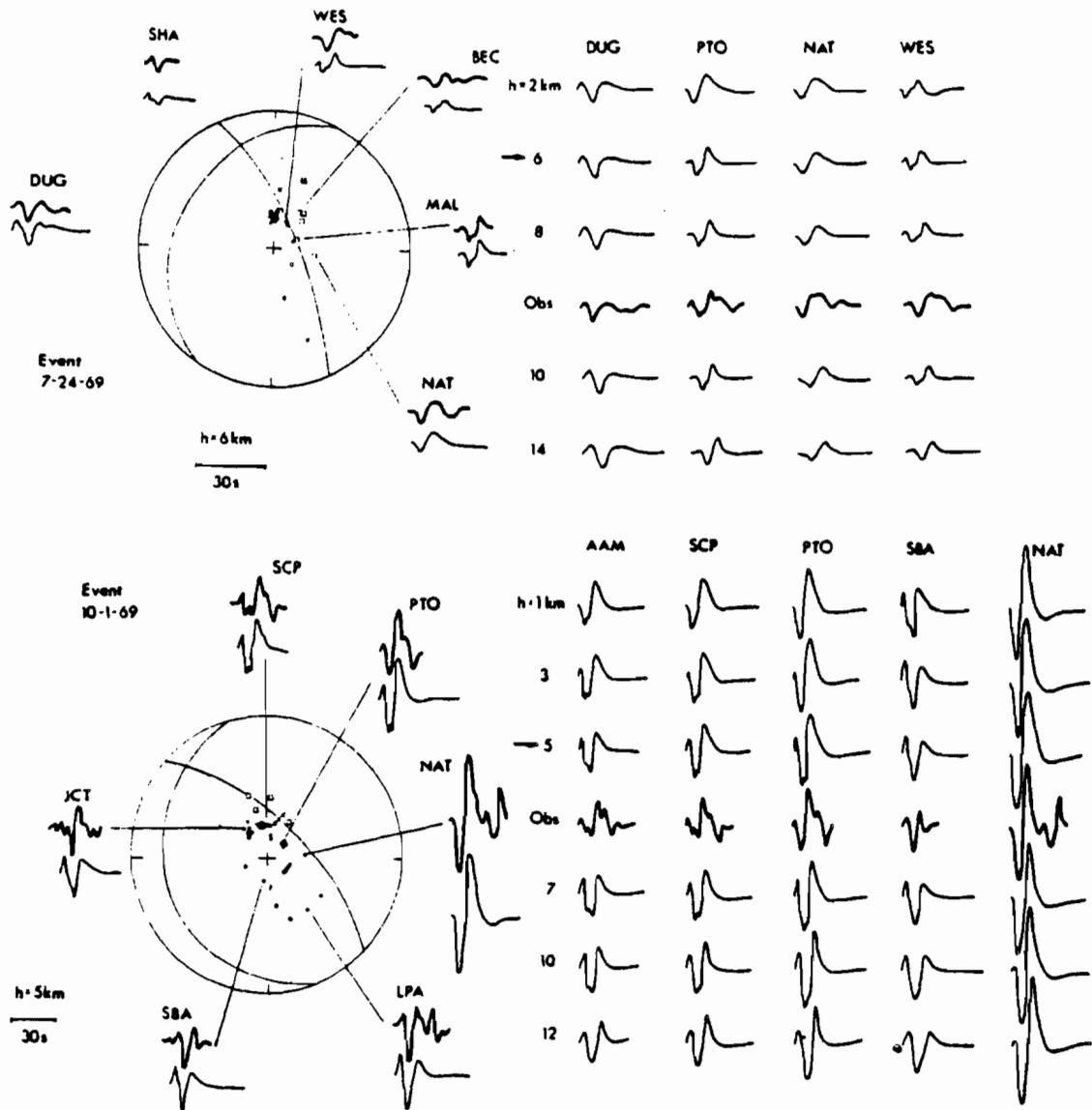


Figure I-22: Mécanismes au foyer des séismes de Huaytapallana (24/07/1969 et 01/10/1969) déterminés par modélisation d'ondes P longues périodes (Suarez et al., 1983). Points noirs: premiers mouvements en compression; blancs, en dilatation. Projection équiréale de Schmidt sur la demi-sphère inférieure.

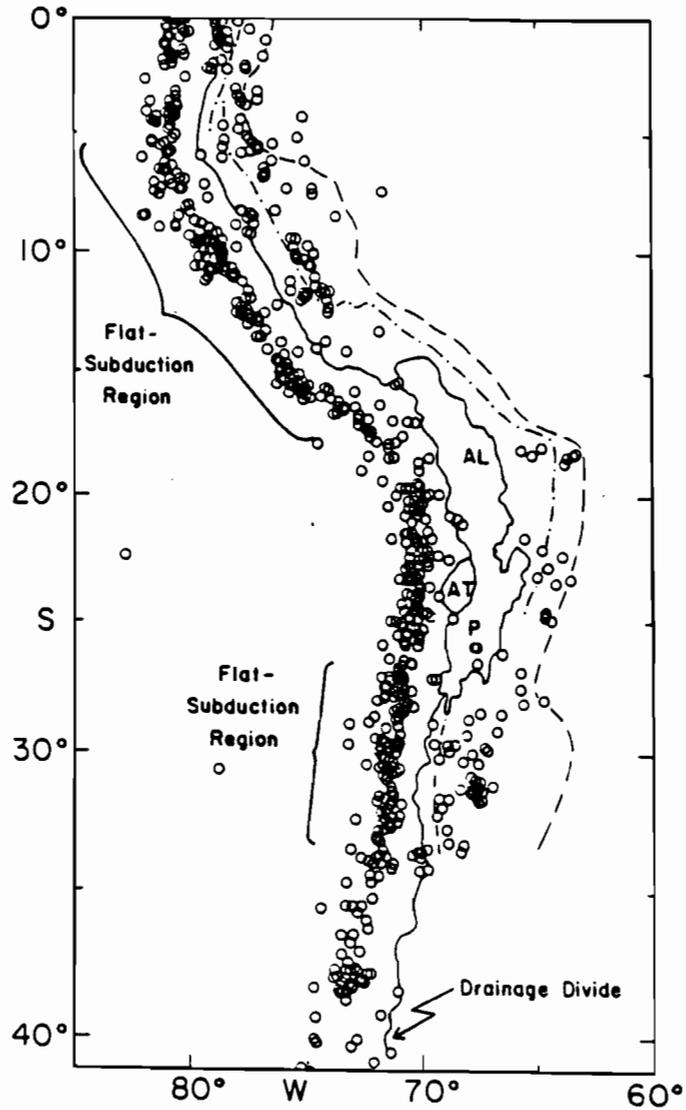


Figure I-23: Carte des épicentres des séismes à profondeur inférieure à 60 km enregistrés par plus de 20 stations (USGS, 1962-1978). Les tiretés délimitent la zone subandine, et les accolades les segments à subduction sub-horizontale. AL: Altiplano; P: Puna; AT: bassin d'Atacama. D'après Jordan et al. (1983).

relativement *asismiques*, contrairement au "Basin and Range" Nord-américain (Eaton, 1980). En dépit de la mauvaise connaissance de la profondeur du Moho sous la zone subandine, il est probable que ces séismes affectent le socle cristallin, et non pas seulement la couverture sédimentaire.

L'étude des mécanismes au foyer (fig. I-13) montre que la *compression E-W* est caractéristique de cette zone arrière-arc depuis la Colombie jusqu'au Chili et l'Argentine (Stauder, 1973, 1975; Suarez, 1983; Chinn & Isacks, 1983), *ce qui coïncide avec la direction de convergence relative des plaques* (fig. I-9): les auteurs en déduisent qu'*un système de contraintes régional est généré par cette convergence*. Suarez et al. (1983) observent que les plans nodaux Ouest des mécanismes ont des pendages élevés en général; mais il a été très difficile jusqu'à présent de relier ces grands séismes avec des traces en surface en raison de l'imprécision sur leur localisation et du faible nombre d'études structurales détaillées (Audebaud et al., 1973; Dalmayrac, 1978; Pardo, 1982; Sébrier et al., 1985). Le problème n'est donc pas résolu de savoir si ces déformations se produisent dans un *socle en profondeur* ou bien sur une *grande faille de décollement subhorizontale* à l'Ouest d'un avant-pays plissé et faillé à tectonique de couverture (Jordan et al., 1983; Roeder, 1988). D'autres données géophysiques et géologiques existent:

1. **Les anomalies gravimétriques** obtenues en Bolivie s'expliquent bien par un modèle de *flexure du bouclier brésilien* qui s'étendrait sur au moins 150 km au-dessous de la zone subandine et la Cordillère Orientale (Lyon-Caen et al., 1985).
2. **Les forages et les coupes sismiques** du Nord péruvien ont mis en évidence des *décollements locaux* évoquant une tectonique de couverture et impliquant des *raccourcissements importants* (10 à 20 km selon Pardo, 1982). Une telle tectonique est décrite au NW de l'Argentine (Mingramm et al., 1979; Jordan et al., 1983).

3. **Les mesures microtectoniques** faites dans les bassins du piémont amazonien montrent un *régime compressif subactuel perpendiculaire aux structures* (Sébrier et al., 1982).

L'importance de cette déformation à l'Est des Andes, son extension spatiale, son rôle éventuel dans l'édification de la chaîne andine et ses relations avec la Cordillère Orientale restaient très discutés en 1985: l'implantation d'un *réseau local de stations sismologiques* était alors capital pour mieux analyser ces problèmes. Le paragraphe suivant présente les principaux résultats obtenus sur des données préliminaires.

### **C. Résultats préliminaires de l'étude microsismique**

Article publié au *Geophysical Research Letters*



## ON CRUSTAL SEISMICITY OF THE AMAZONIAN FOOTHILL OF THE CENTRAL PERUVIAN ANDES

C.Dorbath<sup>1</sup>, L.Dorbath<sup>1</sup>, A.Cisternas<sup>2</sup>, J.Deverchere<sup>1,3</sup>, M.Diament<sup>3</sup>, L.Ocola<sup>4</sup>, M.Morales<sup>4</sup><sup>1</sup>ORSTOM, Mision Peru, Apartado Postal 270, Lima 18, Peru<sup>2</sup>Institut de Physique du Globe, 5 Rue René Descartes, 67084 Strasbourg Cedex, France<sup>3</sup>Laboratoire de Geophysique, Universite Paris Sud, 91405 Orsay, France<sup>4</sup>Instituto Geofisico del Peru, Apartado Postal 3747, Lima 100, Peru

**Abstract.** A microearthquake survey of crustal seismicity conducted in 1985 on the Eastern Cordillera and the Amazonian foothills in Central Peru gives a description of the present tectonic activity related to the uplift of the Andes. Hypocenters on the Huaytapallana fault are shallower than 10 km, and their focal mechanism is in agreement with the fault trace corresponding to the earthquakes of 1969 and suggests a reverse strike slip movement on a plane striking N130°. An active tectonic zone is evidenced along a NW-SE direction passing through the Amauta Subandean region. The vertical distribution of hypocenters and the comparison of shallow and deep focal mechanisms suggest a reverse fault dipping to the west. Depths vary between 0 and 20 km. and never exceed 32 km. The Huaytapallana Cordillera is uplifted by thrust faults on both sides.

## Introduction

The Andean chain, south of 5°S, is considered as the classical example of a Cordillera due to oceanic-continent subduction. A characteristic feature is the absence of ophiolitic belts and of sutures due to accretion of allochthonous material during Mesozoic and Cenozoic times, that is to say, during its formation. Deformations are simple, without nappes. Metamorphism is weak and calcalkaline volcanism is abundant.

Even though these properties are found all over the chain, the longitudinal structure is not uniform. Segmentation characterized by different tectonic styles, landscapes and volcanic activity, coincides with changes of the subduction slope from normal (30°) to subhorizontal.

The Peruvian Andes show subhorizontal subduction to the north of 15°S and normal to the south, and has been the subject of much recent geological and geophysical work (Megard, 1978; Dalmayrac et al., 1980; Cobbing et al., 1981; Grange et al., 1984a, 1984b among others). Some open questions remain or have been raised by these papers:

-The crustal and upper mantle structure is not well known.

-The origin and mechanism of the crustal thickening is not certain. (A 70 Km. crust is proposed by Ocola and Meyer (1972) for the Altiplano).

-The nature of present crustal deformation should be given in detail.

Copyright 1986 by the American Geophysical Union.

Paper number 6L6182.

0094-8276/86/006L-6182\$03.00

The latter problems are closely dependent on the knowledge of the location and mechanism of active faulting. The high Andes are subjected to a NS extension due to the compensated high topography (Lavenue et al., 1980; Mercier, 1981; Sebrier et al., 1985). Seismic activity is very scarce on the Altiplano and the High Andes, even though some strong earthquakes may occur such as the Ancash event of 1946 that shows a normal fault with surface rupture (Silgado, 1951). Nevertheless, there is an exception to regional extension in Central Peru. The Huaytapallana Cordillera is higher than 5000 m. and it is bordered to the west by reverse faults that were activated during the 1969 earthquakes (Philip and Megard, 1977). Previous studies (Suarez et al., 1986) showed that most of the deformation and crustal seismicity is concentrated in the eastern part of the Andes and the Subandean region, where focal mechanisms suggest high angle reverse faulting (Suarez et al., 1983; Chinn and Isacks, 1983). The orientation of the P-axis is consistent with the direction of plate convergence (Stauder, 1975). Suarez et al. (1983) studied P-waveform from long period WSSN data and obtained focal depths up to 38 Km. Hence, they proposed a model of growth of the Andes by eastward migration of reverse faulting affecting the whole crust, thus explaining crustal thickening and the active margin of the Andes overthrusting the Brazilian shield.

This paper gives some results from recent field work in the Eastern Cordillera and the Subandean region, carried out in order to obtain precise information about active faulting.

## Description of the Microearthquake Survey

A field experiment in 1980 showed the approximate position of the subandean seismicity (Suarez et al., 1986). It was clear thereafter that it was necessary to set up a local network to the east of the previous one in order to have precise hypocenter control. Such a network was operational during July and August 1985 (Figure 1). Twenty short period, autonomous seismic stations were distributed, half of them over the Eastern Cordillera and the other half over the Subandean region in the jungle. They consisted in paper recorders (11 Sprengnether MEQ 800) with vertical L4C seismometers, and digital 3-component magnetic tape recorders (9 GEOSTRAS) with L22 sensors. Time signals were provided by the WWV station and OMEGA receivers tuned to Argentina. The stations located on the Cordillera had gains of 84 or 90 db, while those in the Subandes were between 78 and 90 db. It was possible to obtain good recording conditions in the Subandes in spite of the scarcity of outcrops and the abundance of vegetation.

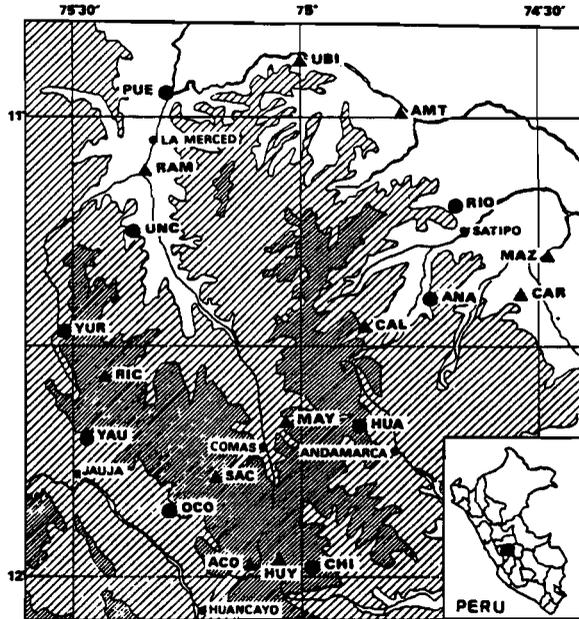


Fig. 1. General view of the network with the topography in the background. The inset shows the situation of the map within Peru. Lighter hatched lines indicate elevations between 2000 m and 4000 m, while darker regions correspond to altitudes over 4000 m. Circles are GEOSTRAS digital stations and triangles are Sprengnether MEQ 800 analog stations.

We present here partial results from analog data about crustal events recorded during a week period. Hypocenters were obtained by using the HYPOINVERSE routine (Klein,1977). Several models have been tested in order to establish the stability of results. The model (Table 1) adopted by Grange (1983) gives the smallest residuals, though other models produced rather similar values. A Wadati diagram gave a  $V_p/V_s$  ratio of 1.75 that was used to compute S velocities. Altitude corrections were significant since some stations differed by more than 4000m.

Figure 2 shows epicenters of 128 well determined earthquakes. Most of the activity is concentrated within a 30 km wide band parallel to the foothill of the Andes. No seismicity is observed further to the east. Figure 3 shows 80 events that are located with a  $RMS < 0.4$  s, calculated horizontal error  $ERH < 10$  km and vertical error  $ERZ < 10$  km. All of them have more

Table 1: Velocity Models

Mountain	Jungle
0 km	0 km
6.0 km/s	6.0 km/s
25 km	20 km
6.8 km/s	6.8 km/s
55 km	45 km
8.0 km/s	8.0 km/s

Stations in the mountain:  
 CHI,HUY,ACO,OCO,SAC,MAY,HUA,YAU,RIC,YUR  
 Stations in the jungle:  
 UNC,RAM,PUE,UBI,AMT,RIO,MAZ,CAR,CAL,ANA

than seven arrival times with at least one S, and they are situated within or near the network. In fact 92% have  $ERH < 5$  km and 80% have  $ERZ < 5$  km. The main tectonic features of the region are taken from Megard (1978). The epicenters form several clusters, one of them on the Huaytapallana fault zone ( $12^{\circ}S, 75^{\circ}W$ ), and another one near the AMT station ( $11^{\circ}S, 74^{\circ}50'W$ ). This last cluster seems to continue to the NW and to the SE along a mapped fault zone.

Figure 4 shows three vertical cross-sections (see Figure 3 for locations) orthogonal to the structures. The Huaytapallana group is shallower than 10 km and most of the other hypocenters are between 10 and 20 km. A few shocks are located below 20 km but not exceeding 32 km. Chinn and Isacks (1983) found that most teleseismic locations of crustal events in the South American Plate had depths between 10 and 20 km. Our data do not favor the continuation of the brittle crust below 30 km. However this thickness is greater than what is usual for crustal seismicity.

Some composite focal mechanisms were obtained for these crustal earthquakes. Figure 5 gathers data for events from the Huaytapallana fault. The mechanisms of the 1969 earthquake and of its largest aftershock correspond to a reverse fault dipping to the east, with a left lateral component (Stauder,1975; Suarez et al.,1983). The fault plane and slip vector were well established by Philip and Megard (1977) and by Blanc et al. (1983) and Blanc (1984). Our solution, even if not well constrained, is compatible with their mechanisms.

A new finding is that of the Amauta cluster

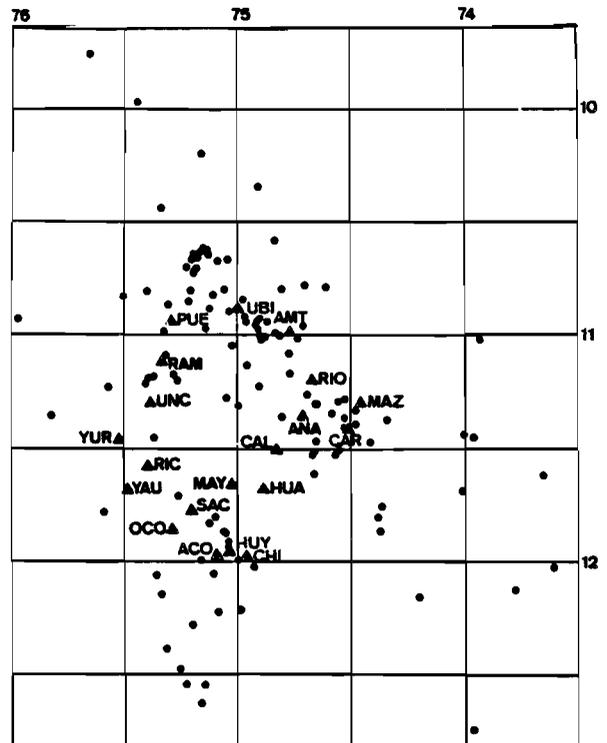


Fig. 2. Epicenters recorded during the second week of August, 1985. A hundred and twenty eight shocks with magnitudes between 0 and 3 are plotted as black dots. Triangles are seismic stations.

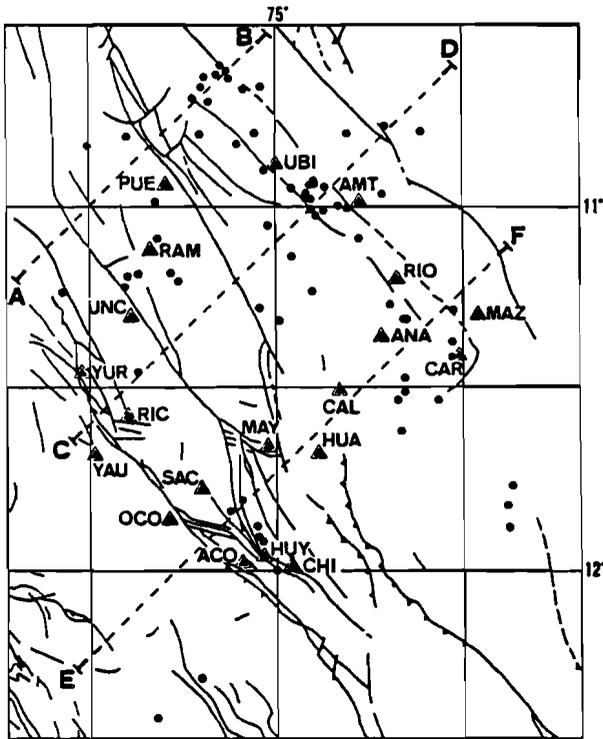


Fig. 3. Eighty best determined epicenters are shown as black dots. Triangles are seismic stations. Solid lines are faults after Megard (1978). Cross-sections A-B, C-D and E-F refer to Figure 4.

(section C-D, near the station AMT), where hypocenters lay on a surface dipping west. Special attention was given to depth control for this cluster. Each event was processed several times with fixed depths. Depths were allowed to vary from the surface down to 36 km. at 4km. intervals, and the RMS of residuals was plotted against depth for each shock. The error bars in the figure correspond to the hypothesis that arrival times may be wrong by 0.1 s.

Composite focal mechanisms were computed automatically (Udias et al. 1982) and show reverse faulting with a fault plane trending between 137°N and 153°N, if one selects the

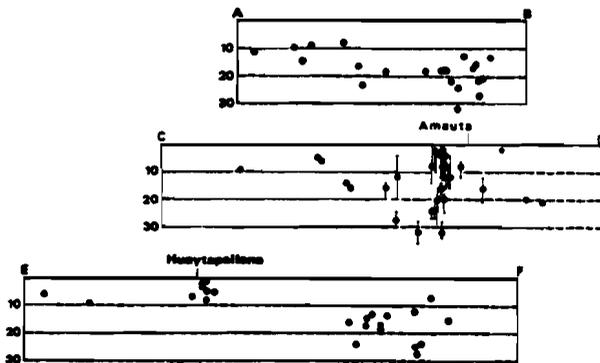


Fig. 4. Cross-sections orthogonal to the structures of Figure 3. Depth is given in km. Horizontal and vertical scales are equal. Error bars in the Amauta cluster take into account nonlinearity in the calculations.

direction parallel to the local structures (Figure 6). We have separated the data into three independent groups: shallow ( $h < 10$  km.), intermediate ( $10 < h < 20$  km.) and deep ( $20 < h < 32$  km.). Even though the shallow events show some inconsistencies, the intermediate and deep solutions are good. The P-axis strikes between 45°N and 62°N and differs from that obtained at Huaytapallana (EW). Similar composite mechanisms were found for shocks to the NW and SE of Amauta.

Conclusions

Present crustal tectonic activity observed in the Andes is mainly confined to the Subandean region. Preliminary results based on 128 well located microearthquakes in this region show that seismicity is important and forms clusters that align themselves in the direction of some of the mapped faults. No events were observed to the east of the Amauta active zone, even though our network was able to detect them.

Depths of hypocenters related to the Huaytapallana fault are shallow ( $h < 10$  km). The Amauta cluster shows depths shallower than 32 km, and the foci lie on a surface dipping to the west. Most other hypocenters lie between 10 and 20 km and only a few fall below 20 km but never exceeding 32 km. Thus the brittle region of the crust does not seem to be as thick as thought before.

A composite focal mechanism for the Huaytapallana events is consistent with the solutions proposed for the strong 1969 shocks, with a fault plane oriented 142°N and dipping 50° to the east. The composite focal mechanisms obtained for the Amauta events correspond to a reverse fault with azimuth between 137°N and 153°N and dip between 34° and 43°.

The direction of the fault planes is parallel to the local Andean structures, and the pressure axis varies between 60°N and 90°N hence being close to the direction of plate convergence (80°N at this latitude).

The Huaytapallana Cordillera is bounded to the west and to the east by active reverse

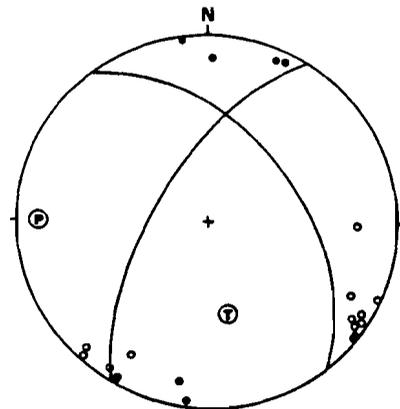


Fig. 5. Composite focal mechanism of the Huaytapallana events (Schmidt projection). Open circles are dilatations and solid ones are compressions. The pressure (P) and the tension (T) axis are indicated. The fault plane has a strike of 142°N, it is compatible with that of the 1969 strong earthquake, and it dips 50° to the east. It has a small left lateral component.

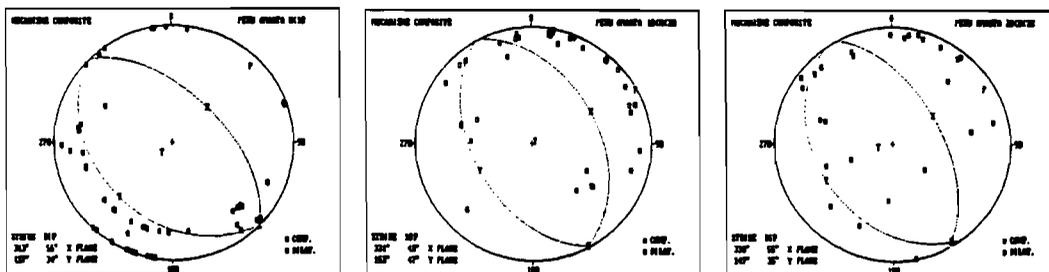


Fig. 6. Composite focal mechanisms of the Amauta cluster. Conventions are as in Figure 5. Fault planes (Y Planes) are chosen along faults shown in Figure 3. Earthquakes are divided into three classes according to depth.

faulting. It follows then that it is thrusting at the same time over the Brazilian shield and over the Huancayo basin. This observation explains its relief above the neighbouring mountains. An alternative view point is to consider the Huaytapallana Cordillera as a pressure ridge generated by a deflection of the left lateral Huaytapallana strike slip fault (Blanc et al., 1983).

**Acknowledgements.** We wish to thank the help we received during the field work from M. Chang, O. Veliz, L. Ponce, J. Tavera from the Observatorio Geofisico de Huancayo, J. Berrospi from ORSTOM, H. Arjono and A. S. De Bievre from Orsay. This research makes part of a French-Peruvian Cooperation Project.

#### References

- Blanc, J. L., Neotectonique et sismotectonique des Andes du Perou Central dans la region de Huancayo, These de 3e cycle, Universite de Paris Sud, 162 pp., 1984.
- Blanc, J. L., J. Cabrera, M. Sebrier, Estudio Microtectonico de la falla sismica de Huaytapallana (Andes del Peru Central), *Revista Geofisica IPGH*, N° 18/19, 5-23, 1983.
- Chinn, D. S. and B. L. Isacks, Accurate Source Depths and Focal Mechanisms of shallow earthquakes in western South America and the New Hebrides Arc, *Tectonics*, 6, 529-563, 1983.
- Cobbing, E. J., W. Pitcher, J. Wilson, J. Baldock, W. Taylor, W. Mc Court and N. J. Snelling, Geological study of the Western Cordillera of Northern Peru, *Overseas Mem. Inst. Geol. Sci.*, 5, 143 pp., 1981.
- Dalmayrac, B., G. Laubacher and R. Marocco, Geologie des Andes Peruvienes, *Publication ORSTOM*, 122, 1980.
- Dalmayrac, B. and P. Molnar, Parallel thrust and normal faulting in Peru and constraints on the state of stress, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 55, 473-481, 1981.
- Grange, F., Etude Sismotectonique detaillee de la subduction lithospherique au Sud Perou, These pour docteur 3e cycle, I.R.I.G.M., Grenoble, 1983.
- Grange, F., P. Cunningham, J. Gagnepain, D. Hatzfeld, P. Molnar, L. Ocola, A. Rodrigues, S. W. Roecker, J. M. Stock and G. Suarez, The configuration of the Seismic Zone and the Downgoing Slab in Southern Peru, *Geophys. Res. Lett.*, 11, 38-41, 1984.
- Grange, F., D. Hatzfeld, P. Cunningham, P. Molnar, S. W. Roecker, G. Suarez, A. Rodrigues and L. Ocola, Tectonic implications of the microearthquake seismicity and fault-plane solutions in Southern Peru, *J. Geophys. Res.*, 89, 6139-6152, 1984.
- Klein, F. W., Hypocenter location program HYPOINVERSE: U. S. Geological Survey, *Open File Report*, 78-694, 1978.
- Lavenu, A., M. Sebrier and M. Servant, Neotectonique des Andes Centrales: Perou-Bolivie, *Bull. INQUA Neotectonic Commission*, 3, Stockholm, 56-58, 1980.
- Megard, F., Etude geologique des Andes du Perou Central, *Memoire ORSTOM*, 86, 310 pp., 1978.
- Mercier, J. L., Extensional Compressional Tectonics associated with the Aegean Arc: Comparison with the Andean Cordillera of South Peru-North Bolivia, *Phil. Trans. R. Soc. London A.*, 300, 337-355, 1981.
- Ocola, L. C. and R. P. Meyer, Crustal Low-Velocity zones under the Peru-Bolivia Altiplano, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 30, 199-209, 1972.
- Philip, H. and F. Megard, Structural Analysis of the superficial deformation of the 1969 Pariahuanca earthquakes (Central Peru), *Tectonophysics*, 38, 259-278, 1977.
- Sebrier, M., J. L. Mercier, F. Megard, G. Laubacher and E. Carey-Gailhardis, Quaternary normal and reverse faulting and the state of stress in the Central Andes of South Peru, *Tectonics*, 4, 739-780, 1985.
- Silgado, E., The Ancash, Peru, earthquake of November 10, 1946, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 41, 83-100, 1951.
- Snoke, J. A., I. S. Sacks and D. James, Subductions beneath Western South America: Evidence from converted phases, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 59, 219-225, 1979.
- Stauder, W., Subduction of the Nazca Plate under Peru as evidenced by Focal Mechanisms and by Seismicity, *J. Geophys. Res.*, 80, 1053-1064, 1975.
- Suarez, G., P. Molnar and B. C. Burchfield, Seismicity, Fault-Plane Solutions, Depth of Faulting and Active Tectonics of the Andes of Peru, Ecuador and South Colombia, *J. Geophys. Res.*, 88, 10403-10428, 1983.
- Suarez, G., J. Gagnepain, A. Cisternas, D. Hatzfeld, P. Molnar, L. Ocola, S. W. Roecker and J. P. Viode, Tectonic deformation of the Andes and the configuration of the Subducted Slab in Central Peru: results from a microseismic experiment, *J. R. Astron. Soc.*, in press, 1986.
- Udias, A., E. Buforn, D. Brillinger and B. Bolt, Joint statistical determination of fault-plane parameters, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 30, 178-184, 1982. mg0

(Received May 8, 1986;  
revised August 20, 1986;  
accepted September 1, 1986.)

### **D. Implications géodynamiques**

La carte de la figure I-24 regroupe l'activité superficielle enregistrée pendant 33 jours de campagne en Cordillère Blanche et 8 jours de campagne sur le piémont amazonien et la Cordillère Orientale du Pérou central: *l'alignement des zones actives dans une direction parallèle à la chaîne* est très visible, notamment à cette échelle sur le versant amazonien. Les quelques séismes enregistrés à l'Est de la Cordillère Blanche sont dans le prolongement de cet alignement majeur.

Nous avons vu que de très nombreuses données géophysiques sont en faveur d'un *raccourcissement crustal à l'Est des Andes* (Jordan et al., 1983; Suarez et al., 1983; Mégard, 1984; Lyon-Caen et al., 1985; Isacks, 1988). L'importance de ce raccourcissement est encore mal contraint: il serait compris entre 100 et 200 km. Sa réalisation exacte et ses conséquences sur la structuration de la chaîne sont particulièrement discutées: il pose le problème de *l'origine de l'épaississement crustal andin*. La figure I-25 regroupe quelques modèles proposés (Coney, 1971; Suarez et al., 1983; Roeder, 1988; Isacks, 1988). Si tous font intervenir un raccourcissement crustal important sur le versant Est des Andes, le mode d'édification général varie notablement:

1. **Coney (1970)** invoque un *enfouissement partiel* de la "partie externe" de la plaque continentale sous un *bourrelet côtier plastique* (fig. I-25 A, modifiée par Mégard, 1978);
2. **Suarez et al. (1983)** considèrent des *imbrications crustales* par de grands *cisaillements* affectant toute la lithosphère continentale et migrant vers l'Est (fig. I-25 B);
3. **Roeder (1988)** propose un grand *cisaillement plat unique* avec une *addition magmatique crustale* importante sous forme d'une "poche", sous la Cordillère Occidentale (en grisé sur la fig. I-25 C);

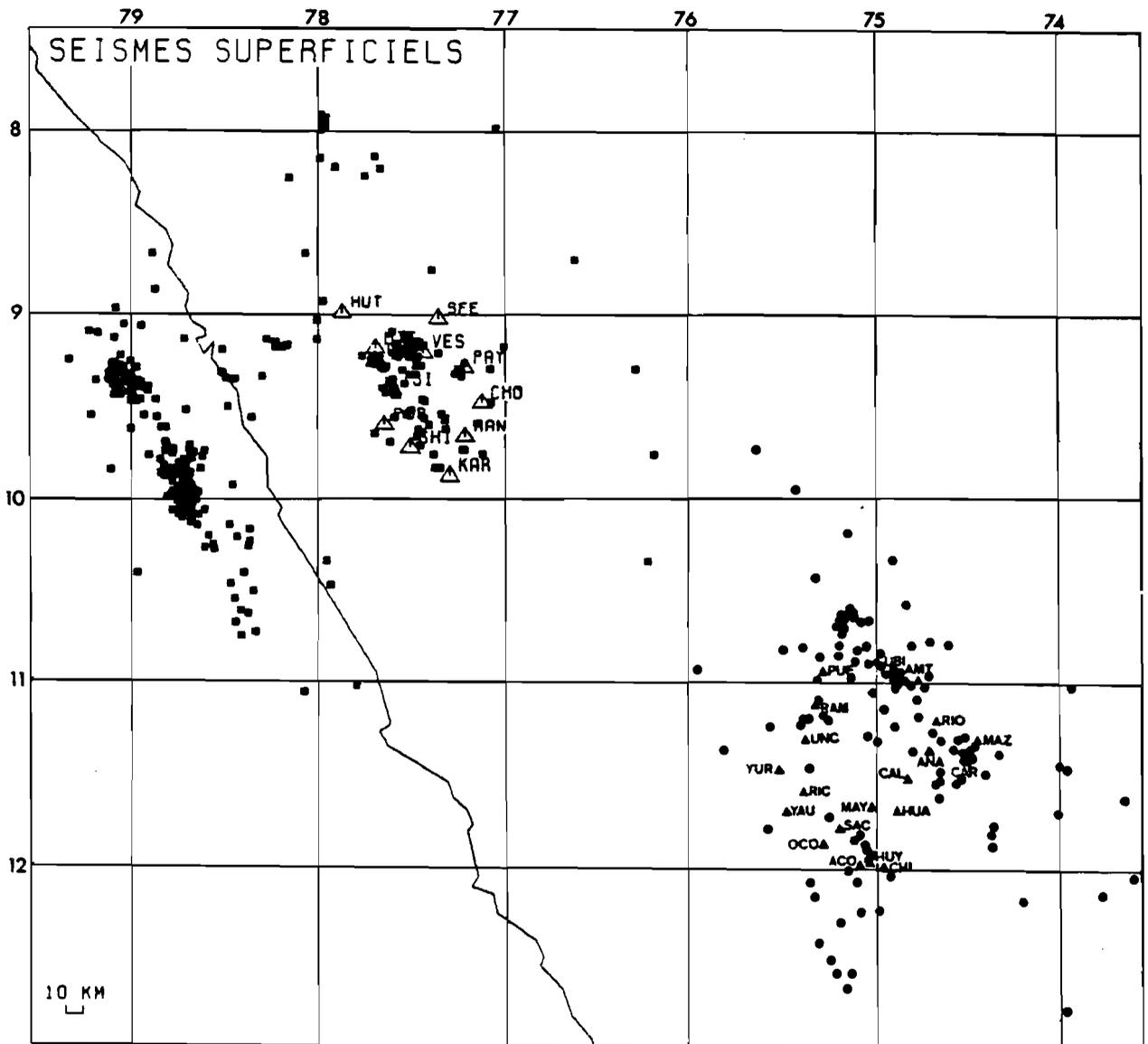


Figure I-24: Carte des épicentres des séismes superficiels déterminés au Pérou central pour des périodes de 33 jours (réseau Nord) et de 8 jours (réseau Sud, résultats préliminaires).

4. **Isacks (1988)** avance une *superposition des croûtes supérieures* à l'Est des Andes centrales et un *épaississement consécutif des croûtes inférieures ductiles*, accompagnés d'un *amincissement lithosphérique* (fig I-25 D).

Les données sismologiques obtenues en zone subandine péruvienne montrent en tout cas qu'*une partie importante de la croûte continentale est impliquée dans un processus de raccourcissement actif*: cependant, le domaine de la déformation cassante ne semble pas dépasser 40 km de profondeur, donc le modèle proposé doit faire intervenir une déformation ductile à ce niveau de la lithosphère. Par ailleurs, la géométrie des structures actives et la répartition spatiale des séismes montrent *une zone de déformation crustale restreinte dans l'espace et assez redressée*. Les résultats globaux indiquent également qu'une activité en "ceintures" alignées est encore présente plus à l'Est. Ce comportement indiquerait un style de déformation très différent de celui invoqué dans les Laramides (Bird, 1984) ou le Nord-Ouest argentin (Jordan et al., 1983), qui fait intervenir de grands décollements plats à la base de la croûte ou dans la couverture sédimentaire (voir ci-dessus).

Par ailleurs, signalons que *cette zone compressive majeure semble affecter une partie de la Cordillère Orientale* et pourrait être responsable de la *surrection active sur faille inverse* de certains hauts massifs comme la Cordillère de Huaytapallana. Les mesures gravimétriques à grande longueur d'onde montrent que la Cordillère Orientale est légèrement sous-compensée (Kono et al., 1986; Yamamoto et al., 1986): ce fait est en faveur d'un modèle où la Cordillère Orientale chevauche le bouclier brésilien.

Enfin, remarquons qu'une activité sismique dans les Hauts Plateaux et plus à l'Ouest a été mise en évidence au cours de cette campagne (fig. I-24), confirmant qu'*une déformation active se produit également dans ce tronçon de la Cordillère Occidentale*. Cette partie Ouest de la chaîne a fait l'objet de l'étude sismologique suivante qui se situe au Nord du Pérou Central (fig. I-24) et qui est traitée dans les chapitres suivants.

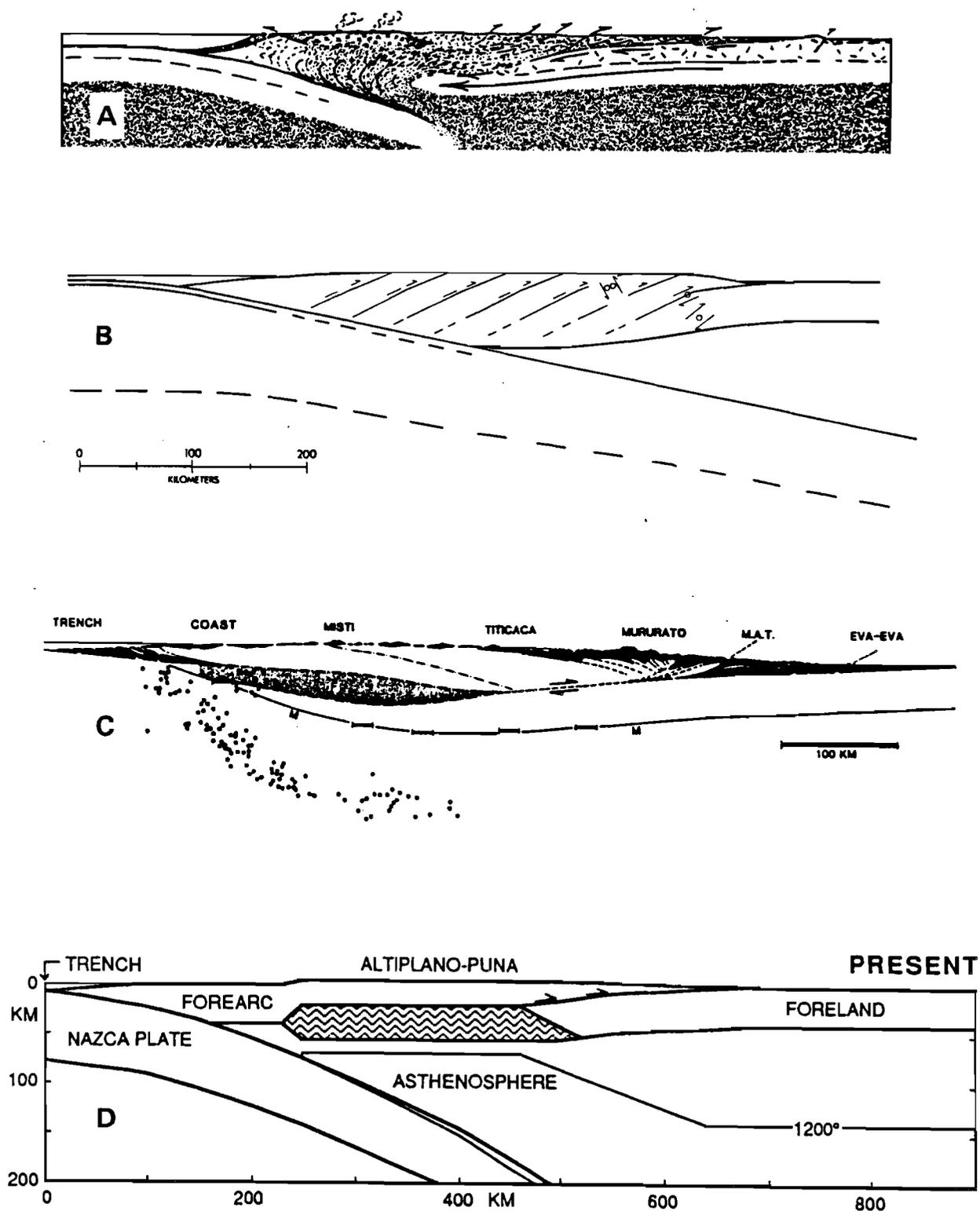


Figure I-25: Modèles d'édification des Andes proposés par différents auteurs sous forme de coupes transversales au Pérou central (A, B) ou au Nord de la Bolivie (C, D). A: Coney (1970); B: Suarez et al. (1983); C: Roeder (1988); D: Isacks (1988).

## Conclusion

Il ressort de cette présentation que la *géométrie du contact entre les plaques* et leur *vitesse et direction de convergence relative* semblent être des éléments déterminants dans le comportement de la plaque chevauchante. Les facteurs invoqués pour expliquer la présence de segments de subduction sub- horizontaux sont résumés par Jarrard (1986). Dans le cas du Pérou central, nous avons déjà cité *la présence de structures anormales dans la plaque plongeante, l'âge de celle-ci, la vitesse relative de convergence et la longueur de plaque subductée*. D'autres facteurs plus ou moins concomitants pourraient être:

1. le **mouvement absolu** de la plaque chevauchante (Luyendyk, 1970; Cross & Pilger, 1982);
2. le **flux mantélique** (Hager & O'Connell, 1978; Tovish et al., 1978);
3. un **raccourcissement plus important au niveau du coude Bolivien**, zone affaiblie par un réchauffement antérieur, et donc une avancée relative sur la plaque océanique plus importante au centre Pérou et au centre Chili (Isacks, 1988).
4. l'influence de la **lithosphère continentale** (forme et composition), facteur peu cité qui pourrait être sous-estimé (Allmendinger et al., 1983).

L'objet de cette étude n'est pas de donner des causes à cette géométrie, mais plutôt d'en décrire les conséquences. Nous avons pu voir que si un état plus "compressif" semble caractériser la plaque supérieure au Pérou central, l'ampleur des déformations, leur géométrie et leurs modalités restent encore imprécises (figure I-25). Des études détaillées des régions actives sont nécessaires pour améliorer la compréhension de ces problèmes: il apparaît que *l'information sur la Cordillère Occidentale et l'avant-arc est particulièrement déficiente*. Or les modèles proposés montrent que c'est dans cette zone qu'on pourra probablement trouver certaines réponses à l'origine de l'épaississement andin, à savoir *l'importance en volume du magmatisme et son rôle dans les processus tectoniques*.

Nous avons déjà remarqué *le très faible nombre de grands séismes superficiels dans la haute chaîne andine et l'avant-arc* (fig. I-11 et I-23). Cependant, les quelques événements enregistrés, associés parfois à des traces en surface, ont en commun d'être *très superficiels* (moins de 20 km) et montrent que certaines parties au moins de la *Cordillère Orientale* sont dans un régime de *compression* proche de celui de la zone subandine, tandis que la *Cordillère Occidentale* et la *côte* semblent être en *extension* (Suarez et al., 1983; Sébrier et al., 1988). Les auteurs expliquent ces différents régimes de contraintes par *l'interaction de forces liées à la convergence des plaques et de forces dues à la haute topographie non compensée* (Bott & Kusznir, 1979; Dalmayrac & Molnar, 1981; Froidevaux & Isacks, 1984; Sébrier et al., 1988). Le couplage plus fort entre les plaques au Pérou central expliquerait qu'un état compressif s'étende à la *Cordillère Orientale* (Sébrier et al., 1985, 1988).

Il reste que les observations structurales sont encore très éparses et que les données sismologiques sont très insuffisantes pour définir avec précision l'importance des phénomènes tectoniques et l'état des contraintes dans l'ensemble de la chaîne andine. La présence de surfaces de rupture apparues lors de grands séismes montre pourtant que la déformation dans la haute chaîne est loin d'être négligeable. Pour atteindre de tels objectifs, les *études de microsismicité* apportent une information précieuse: une meilleure compréhension des *processus de soulèvement de la haute chaîne andine* en est attendue.

L'objet du chapitre III sera d'étudier l'activité sismique d'une de ces régions de la haute chaîne où les traces en surface d'une déformation récente sont des plus importantes: il s'agit de la *Cordillère Blanche*. Nous allons auparavant décrire *comment ont été acquises et traitées les données sismologiques*.

\*\*\*\*\*

## CHAPITRE II

\*\*\*\*\*

### ACQUISITION ET TRAITEMENT DES DONNEES SISMOLOGIQUES

## **I - ANALYSE SUR DES DONNEES PRELIMINAIRES**

L'article qui suit présente la région de la Cordillère Blanche et donne les grandes étapes suivies lors du traitement des données: après avoir rappelé *dans quelles conditions* les séismes ont été enregistrés, on a cherché à donner une idée de la *qualité des déterminations des hypocentres* en testant différents paramètres, et tout particulièrement le *modèle de vitesse*: on montre notamment comment celui-ci peut affecter la *qualité des mécanismes au foyer*. Puis les *critères généraux* de sélection des événements sont donnés. L'article s'achève sur une présentation des *résultats préliminaires* obtenus: ils permettent d'introduire les thèmes qui seront discutés au chapitre III concernant la *répartition des séismes et l'état des contraintes*.

## Premiers résultats sur la sismicité de la Cordillère Blanche (Hautes Andes du Pérou central)

Jacques DEVERCHÈRE <sup>(1)</sup>

---

**Résumé :** La Cordillère Blanche, située dans la Cordillère Occidentale du Pérou central, présente sur sa bordure ouest un impressionnant système de failles normales continu sur 200 km. En dépit de traces évidentes en surface d'une activité récente, aucun grand séisme historique n'y a été relevé. Un réseau dense de 11 sismographes à enregistrement analogique a été installé autour de cette Cordillère et maintenu pendant 35 jours afin de connaître l'activité microsismique superficielle. L'étude présente porte sur 47 événements enregistrés en 15 jours : tous sont superficiels (0 à 15 km) et ont des magnitudes variant de 0 à 3. L'activité sismique est concentrée près d'un segment central de la faille bordière et se manifeste de part et d'autre de celle-ci. Les premiers mécanismes au foyer déterminés témoignent d'un régime tectonique extensif.

**Mots-Clés :** Sismotectonique - Pérou - Faille active - Andes Centrales - Mécanisme au foyer - Modèle de vitesse.

**Abstract :** First results on seismicity of the Cordillera Blanca (High Andes of Central Peru). The Cordillera Blanca, in the western Cordillera of central Peru, is bounded to the West by a huge, very continuous normal faults system on 200 km long. In spite of some evident recent activity, no great historical earthquake has been reported there. A dense microseismic network has been set up around this chain during 35 days in order to identify superficial microseismicity. Only 47 events recorded during 15 days are studied here : all are superficial (0 to 15 km depth) and have magnitudes extending from 0 to 3. The seismic activity is concentrated near a central zone of the main fault and occurs on both side of it. The first focal mechanisms show an extensional tectonic regime.

**Key words :** Seismotectonics - Peru - Active fault - Central Andes - Focal mechanism - Velocity model.

**Resumen :** Primeros resultados sobre la sismicidad de la Cordillera Blanca (altos andes del Peru central). El borde Oeste de la Cordillera Blanca, en la Cordillera occidental del Peru central, es limitado por un gran sistema de fallas normales muy continuo sobre 200 km. Hay evidencias de su actividad actual ; sin embargo no ocurrieron grandes sismos historicos en la zona. Una red densa de 11 sismografos fue instalada alrededor de esta cordillera y mantenida durante 35 dias para conocer la actividad microsismica superficial. Este estudio concierne solamente 47 eventos locales grabados en 15 dias : todos son superficiales (de 0 a 15 km) y tienen magnitudes variando de 0 à 3. La actividad sismica esta concentrada cerca de una zona central de la falla principal y se observa de cada lado de esta. Los primeros mecanismos focales determinados muestran un campo de esfuerzos extensivo.

**Palabras claves :** Sismotectonica - Peru - Falla activa - Andes centrales - Mecanismo focal - Modelo de velocidad.

---

(1) Laboratoire de Géophysique (UA 730 du CNRS), Bâtiment 509, Université de Paris-Sud, 91405 Orsay

Jacques DEVERCHÈRE

## INTRODUCTION

La Cordillère Blanche est une chaîne étroite de 200 km de long située au cœur de la Cordillère Occidentale du Pérou central (fig. 1). Elle est consti-

tuée d'un batholite d'âge Miocène supérieur, bordé à l'Ouest par un bassin subsident au Pliocène : le Callejon de Huaylas. Ces deux zones sont séparées par le plus grand système de failles normales connu au monde (DALMAYRAC, 1974 ; YONEKURA *et al.*, 1979) :

- |   |  |   |  |
|---|--|---|--|
|  | Terrains continentaux plio-quaternaires du bassin du Rio Santa     |  | Batholite de la côte, Crétacé-Paléogène                    |
|  | Tuf Yungay et lignimbrites Fortaleza Miocène term. - Pliocène inf. |  | Terrains sédimentaires et volcano-sédimentaires Mésozoïque |
|  | Batholite de la Cordillère Blanche Miocène sup.                    |  | Terrains précambriens et paléozoïques                      |
|  | Formation volcanique Calipuy Oligo-Miocène                         |   |  |

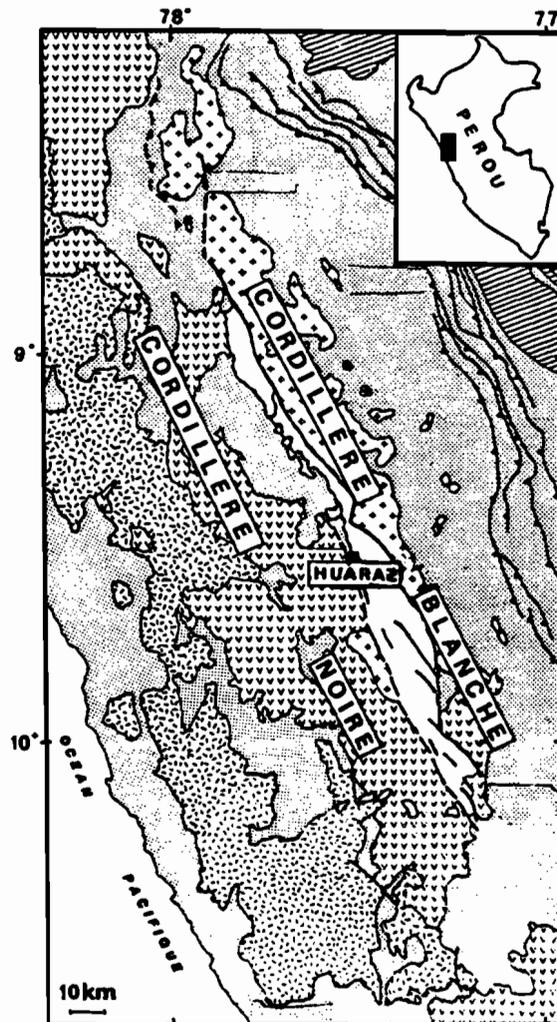


FIG. 1 — Carte géologique simplifiée de la région de la Cordillère Blanche, d'après BONNOT (1984).

*Simplified geological map of the Cordillera Blanca region, after BONNOT (1984).*

la dénivelée maximum est de 3 500 m et le rejet vertical de 4 500 m environ depuis 5 millions d'années (BONNOT, 1984). Cette surrection différentielle a créé des reliefs d'une extrême vigueur constituant les points culminants des Andes centrales (nevado Huascarán, 6 768 m).

Dans le contexte général de convergence entre les plaques Nazca et Amérique du Sud, la Cordillère Blanche est donc un site d'observation privilégié pour comprendre l'état des contraintes dans la haute chaîne andine. Cependant, les interprétations du régime tectonique actuel divergent notablement : MEGARD et PHILIP (1976) y voient une compression suivant une direction proche de celle du système de failles (N 35° W) ; DALMAYRAC et MOLNAR (1981) privilégient une extension perpendiculaire à la chaîne ; enfin, BONNOT (1984) et SÉBRIER (1985) attribuent la surrection quaternaire de 1 000 m à un régime extensif N-S. Toutes ces analyses reposent seulement sur des observations de surface, car en dépit de traces indiscutables d'activation post-holocène (BONNOT, 1984 ; SÉBRIER *et al.*, 1985), aucun grand séisme historique associé à ce système de faille n'a été reporté (SILGADO, 1978). Aussi nous avons réalisé en octobre-novembre 1985 une étude sismotectonique afin de connaître l'activité microsismique du système et de confronter ses résultats à ceux fournis par les analyses géologiques. Les objectifs immédiats sont de décrire la géométrie des zones actives, donner la profondeur des foyers et préciser la longueur des segments susceptibles d'être réactivés. A plus long terme, on pourra apporter une contribution à l'estimation du « creeping » et une meilleure définition de l'état des contraintes dans le contexte géodynamique de la Cordillère Occidentale.

## ACQUISITION DES DONNÉES

Onze stations portables à enregistrement analogique (Sprengnether MEQ 800) ont été disposées autour de la Cordillère Blanche et ont fonctionné en continu pendant 35 jours. Nous avons utilisé des sismomètres MARK PRODUCTS de type L4-C (composante verticale, fréquence propre 1 Hz). La bande passante des amplificateurs a été fixée entre 0,3 ou 2 Hz et 30 Hz. Les gains sont de 84 dB sur l'ensemble du réseau, ce qui représente un seuil de détection élevé (GRANGE, 1983 ; DORBATH *et al.*, 1986). La vitesse d'enregistrement était de 60 mm/min et une mesure de la correction de temps a été faite toutes les 48 heures en utilisant le signal radio WWV. Les dérives des horloges étant faibles (au maximum une seconde en 35 jours) et régulières, les corrections sont bonnes, et en fonction de la précision des lectures l'erreur sur le temps d'arrivée des ondes P est finalement estimée à moins de 0,1 seconde.

Des études antérieures de l'Institut Géophysique du

Pérou ont montré l'existence d'une activité microsismique superficielle, notamment dans la région de Huaraz, mais celle-ci était très mal connue. La disposition du réseau (fig. 2) répond à un compromis entre la nécessité de couvrir une assez grande région et le souci d'obtenir une bonne précision sur les localisations. La distance moyenne entre les stations est ainsi de 20 à 25 km, mais seules les parties sud et centrale de la faille bordière sont convenablement couvertes, en raison des moyens d'accès et des impératifs logistiques.

L'activité sismique enregistrée est de l'ordre de 15 à 30 séismes quotidiens, dont la plus grande partie provient de la zone de subduction située à l'ouest du réseau et sous celui-ci. Cependant, on estime à plus de 150 les événements crustaux provenant de la région de la Cordillère Blanche, ce qui représente une activité importante. L'étude qui suit porte sur 47 d'entre eux enregistrés dans les 15 premiers jours.

## STABILITÉ DES DÉTERMINATIONS

### Origine des incertitudes

Le programme de détermination d'hypocentres utilisé est une version de HYPOINVERSE (KLEIN, 1978) comportant une correction d'altitude le long du rai. Il permet de choisir parmi 3 modèles de vitesse pour chaque station. La mise en œuvre de ce programme de calcul au Sud-Pérou (GRANGE, 1983) a prouvé sa fiabilité pour une étude microsismique fine à partir des données d'un réseau local. On a suivi dans ses grandes lignes la démarche de Grange. Pour une discussion plus extensive, voir par exemple GRANGE (1983) et ROECKER (1982).

Le poids attribué aux phases P est en général maximum ; pour les S, la précision varie de 0,10 à 1 seconde et leur poids est intermédiaire (1/2 ou 1/4). La position des stations est connue par carte à 300 m près environ.

On a reporté sur la figure 3 l'ensemble des couples (T<sub>pij</sub>-T<sub>pimin</sub> ; T<sub>sij</sub>-T<sub>simin</sub>) pour le séisme i et la station j, obtenus à partir des temps d'arrivée pour chaque séisme. Plus de 400 points sont ainsi sélectionnés et donnent par régression linéaire une valeur de V<sub>p</sub>/V<sub>s</sub> égale à 1,70 ± 0,01. C'est cette valeur qui a servi au calcul des hypocentres. Elle correspond à celle trouvée par GRANGE (1983) pour la sismicité superficielle au Sud-Pérou.

Le modèle de vitesse choisi conditionne fortement la qualité des déterminations : une méthode d'inversion simultanée des hypocentres et de la structure de vitesse est souhaitable mais entraîne des calculs complexes en l'absence d'hypothèses de départ (PAVLIS et BOOKER, 1980 ; ROECKER, 1982). Compte tenu du nombre de données traitées ici, on a préféré procéder par essais successifs.

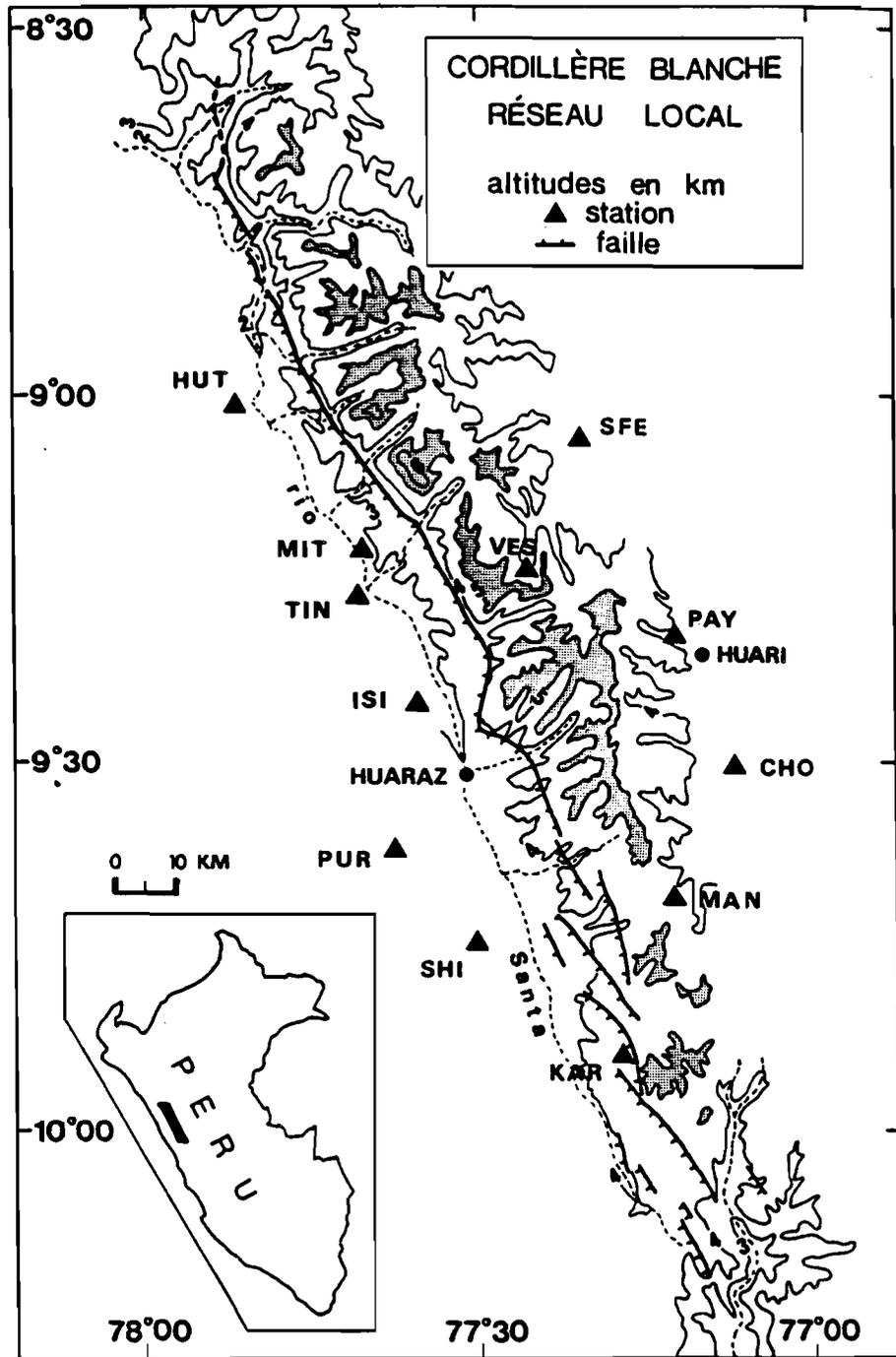


FIG. 2. — Carte de localisation des 11 stations analogiques de la Cordillère Blanca. La station TIN a fonctionné du 11/10/85 au 31/10/85 et la station MIT du 01/11/85 au 13/11/85.

*Location map of the 11 analogic stations of the Cordillera Blanca. Station TIN worked from 11/10/85 to 31/10/85 and station MIT from 01/11/85 to 13/11/85.*

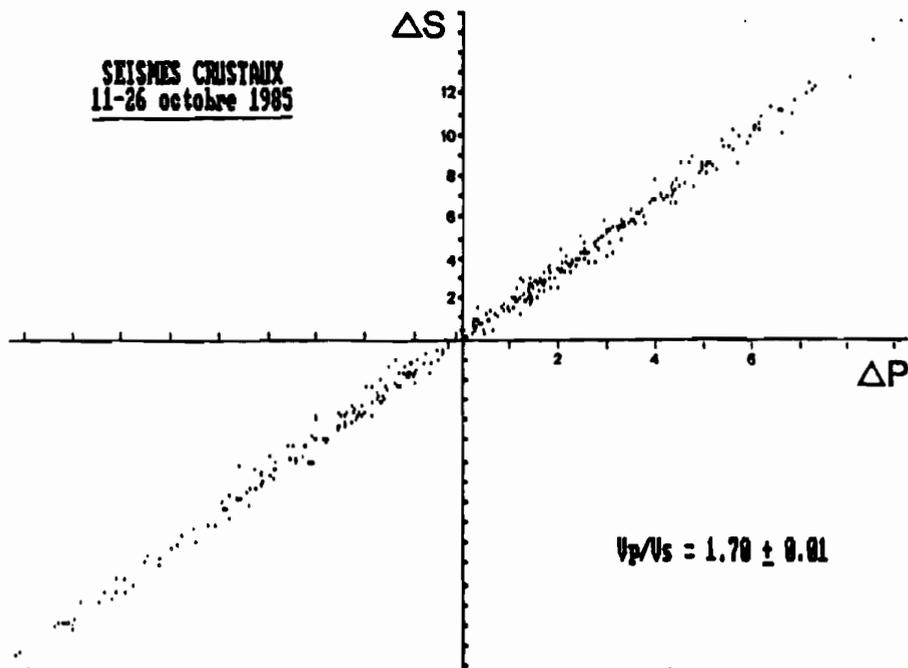


FIG. 3 — Diagramme des  $\Delta s = T_{sij} - T_{smin}$  en fonction des  $\Delta p = T_{pij} - T_{pmin}$  (en secondes) pour les 47 séismes (i) correctement déterminés. (j) désigne les stations.

Plots of  $\Delta s = T_{sij} - T_{smin}$  versus  $\Delta p = T_{pij} - T_{pmin}$  (in sec.) for the 47 well located events (i). (j) is for stations

### Tests sur les modèles de vitesse

On a choisi une altitude de référence des modèles égale à 2 600 m, qui est l'altitude de la plus basse station du réseau. La stabilité des solutions en profondeur s'est trouvée logiquement améliorée pour les événements les plus superficiels. La correction d'altitude s'effectue alors pour les autres stations à partir de cette altitude de référence.

On a testé 4 modèles de vitesse (tabl. I) inspirés des structures crustales (peu précises) connues au Pérou (JAMES, 1971 ; OCOLA et MEYER, 1972). Le modèle MOD. 1 est identique de chaque côté de la faille. Les autres utilisent deux distributions de vitesse : MOD. 2 privilégie la géologie en surface, MOD. 3 la limite marquée par la faille ; MOD. 4 simule grossièrement le bassin du Callejon de Huayllas (WILSON *et al.*, 1967 ; BONNOT, 1984). Des tests ont été réalisés sur 10 séismes de qualité différente qui constituent un échantillonnage représentatif de la sismicité crustale. Ils montrent que les solutions obtenues à partir de ces 4 modèles sont stables : l'incertitude réelle peut être

estimée au maximum à 3 km en position épacentrale et 5 km en profondeur. Les meilleurs résultats ont été obtenus à partir de MOD. 4, qui a été par la suite affiné. Le modèle résultant utilisé pour les calculs est MODFIN (fig. 4). Dans ce modèle, l'influence du bassin n'existe que pour les 4 stations du N-W.

TABLEAU I

Les quatre modèles de vitesse testés  
The four tested velocity models

MOD. 1	MOD. 2		MOD. 3		MOD. 4	
	SHI, KAR CHO, VES	Autres	Ouest	Est	Ouest	Est
0 km/s	0 km/s	0 km/s	0 km/s	0 km/s	0 km/s	0 km/s
8 5.9	8 5.7	4 5.0	10 5.4	8 5.6	4 5.0	6 5.9
25 6.2	8 6.2	4 5.8	10 6.2	8 6.2	4 5.9	6 6.2
48 6.7	25 6.7	10 6.2	25 6.8	25 6.8	10 6.2	21 6.8
8.1	50 8.1	25 6.7	50 8.0	50 8.0	25 6.8	48 8.0
		50 8.1			50 8.0	

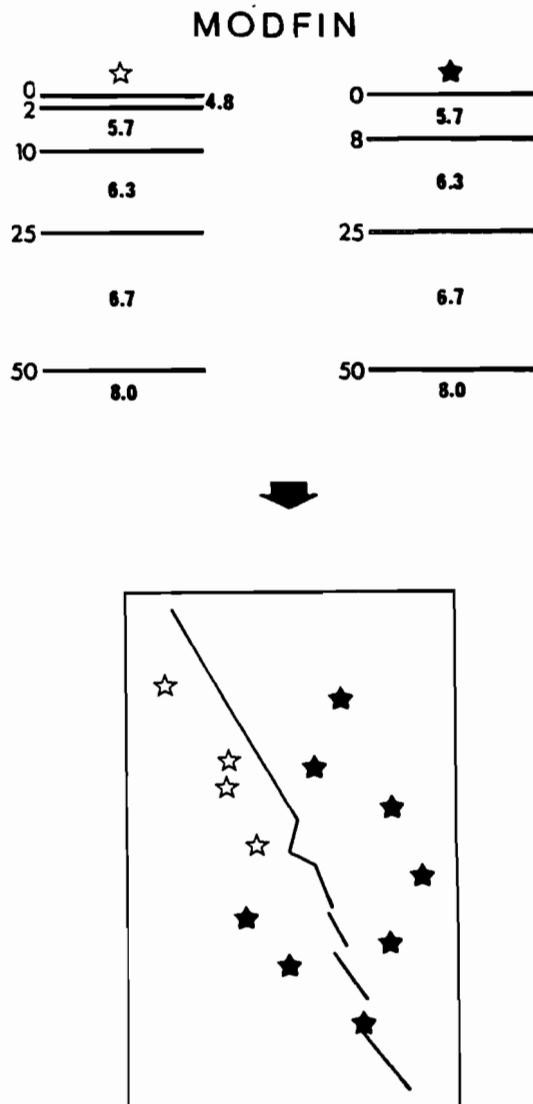


FIG. 4. — Couple de modèles choisi après les tests pour la détermination des 62 événements crustaux.

*Couple of models chosen after the tests to determine the 62 crustal events.*

### Sélection des événements

Plusieurs critères simultanés sont employés pour trier les séismes (GRANGE, 1983 ; DORBATH *et al.*, 1986 ; CUNNINGHAM *et al.*, 1986). Ici, les suivants ont été retenus : moyenne quadratique des résidus (RMS) inférieure à 0,4 seconde, erreurs mathématiques ERH et ERZ inférieures à 5 km, nombre de phases P supérieur à 4, nombre de phases S supérieur à 2, distance à la plus proche station inférieure à deux fois la profondeur. On a tenu compte de la stabilité des

déterminations en limitant le rapport des valeurs propres extrêmes de la matrice des dérivées partielles à 100. Ce critère est plus sélectif que celui habituellement utilisé (CUNNINGHAM *et al.*, 1986).

Sur 62 séismes traités, 34 répondent à ces critères (classe A) et 13 autres sont conservés en fixant la limite de ERZ à 10 km (classe B). On a pris soin de situer par rapport aux autres les 15 événements éliminés afin de vérifier si on ne néglige pas, éventuellement, une famille représentative.

### Qualité des mécanismes au foyer

Le type d'onde (directe ou réfractée) dépend étroitement du modèle retenu (CROSSON, 1976). On a pu voir que ce problème affecte peu la qualité des déterminations. Par contre, il peut modifier la position des intersections du rai et de la sphère focale, et de ce fait les mécanismes au foyer.

On a alors testé un séisme type sur les 5 modèles précédents (fig. 5) : certains points sont déplacés mais la solution reste fondamentalement la même. Une étude sur les 10 séismes choisis donne des résultats semblables. Si l'on dispose de suffisamment de points, on contraindra donc correctement les mécanismes, en dépit de l'incertitude sur certains trajets due au caractère discontinu des modèles.

## RÉSULTATS

### Répartition des séismes

La carte de la figure 6 montre : 1) une sismicité diffuse au sud, sans géométrie nette, si ce n'est un allongement suivant le système de failles ; 2) une absence de sismicité au nord ; 3) deux groupes d'événements au centre (nord de Huaraz) de part et d'autre de la faille et alignés dans sa direction sur 35 km.

La coupe de la figure 7 portant sur la sismicité du segment central montre que l'activité ne s'étend pas au-delà de 15 km de profondeur. Cette situation contraste nettement avec celle observée en zone subandine, où les profondeurs atteignent 30 km (DORBATH *et al.*, 1986). L'escarpement de la faille bordière a un pendage de 45° : les séismes du groupe ouest semblent donc être en majorité dans le bloc affaissé, et s'approfondissent vers l'ouest. Il n'y a pas d'activité à la verticale du bassin du Callejon de Huaylas, peut-être en raison de l'incompétence de ses dépôts plio-quaternaires.

À l'est, à la verticale des hauts sommets, on trouve une activité comparable qu'on ne peut mettre à priori en relation avec des failles connues en surface. Nos résultats mettent donc en évidence une déformation importante en arrière de la faille bordière, phénomène qui était totalement ignoré jusqu'ici.

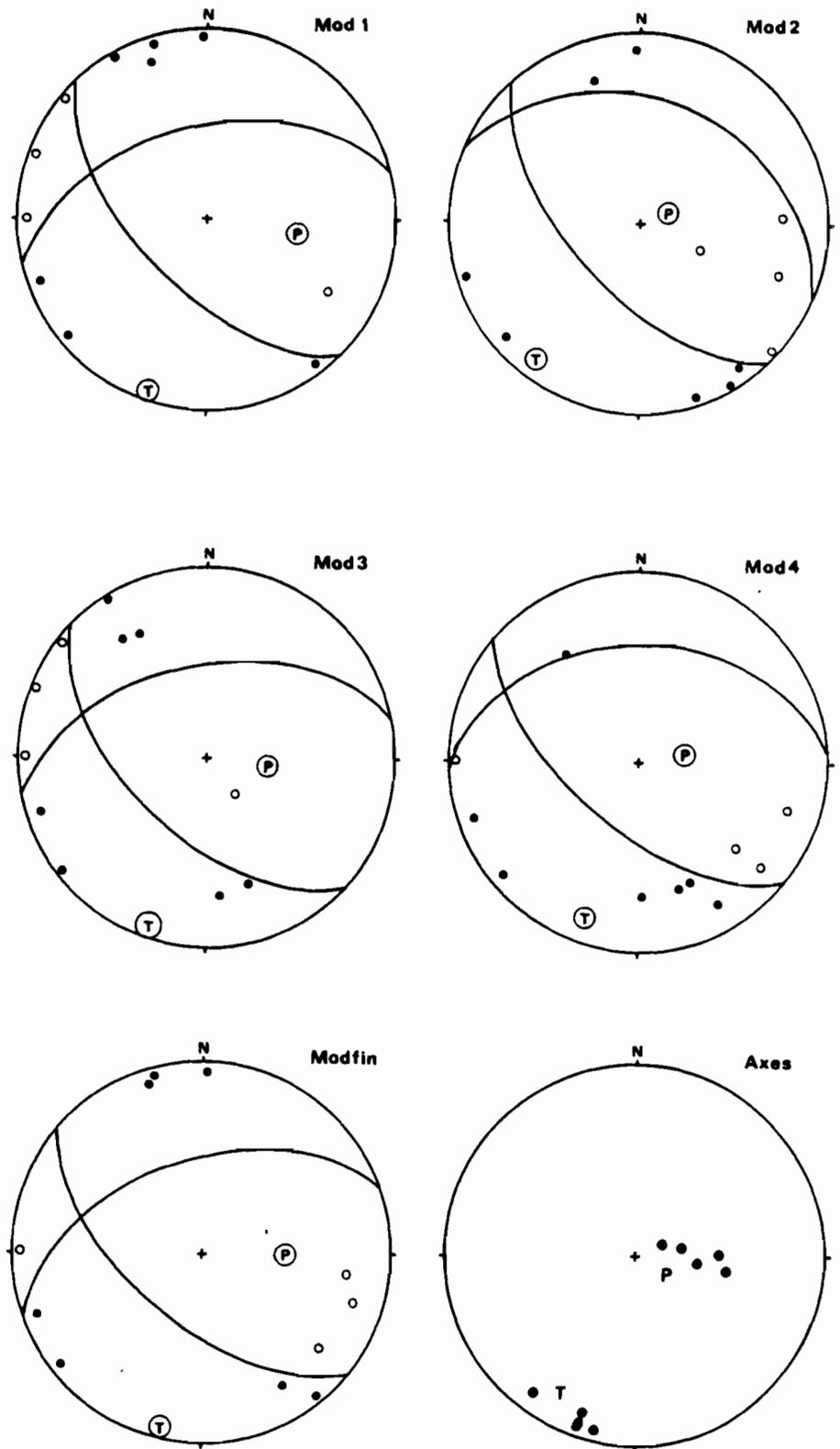


FIG 5. — Différents mécanismes au foyer du séisme du 19/10/85 à 01 h 25 construits pour chacun des modèles proposés (voir tableau I et fig. 4). On a porté sur un stéréodiagramme les axes de pression (P) et de tension (T) des 5 mécanismes. Projection de Schmidt. Rond noir : compression, rond blanc : dilatation.

*Different local mechanisms of the 19/10/85 event at 01 25 using each model (see table I and fig 4) We plot on a stereodiagram the compressional (P) and tensional (T) axes of the 5 mechanisms. Schmidt projection. Solid circles are compression and open circles are dilatation first motions.*

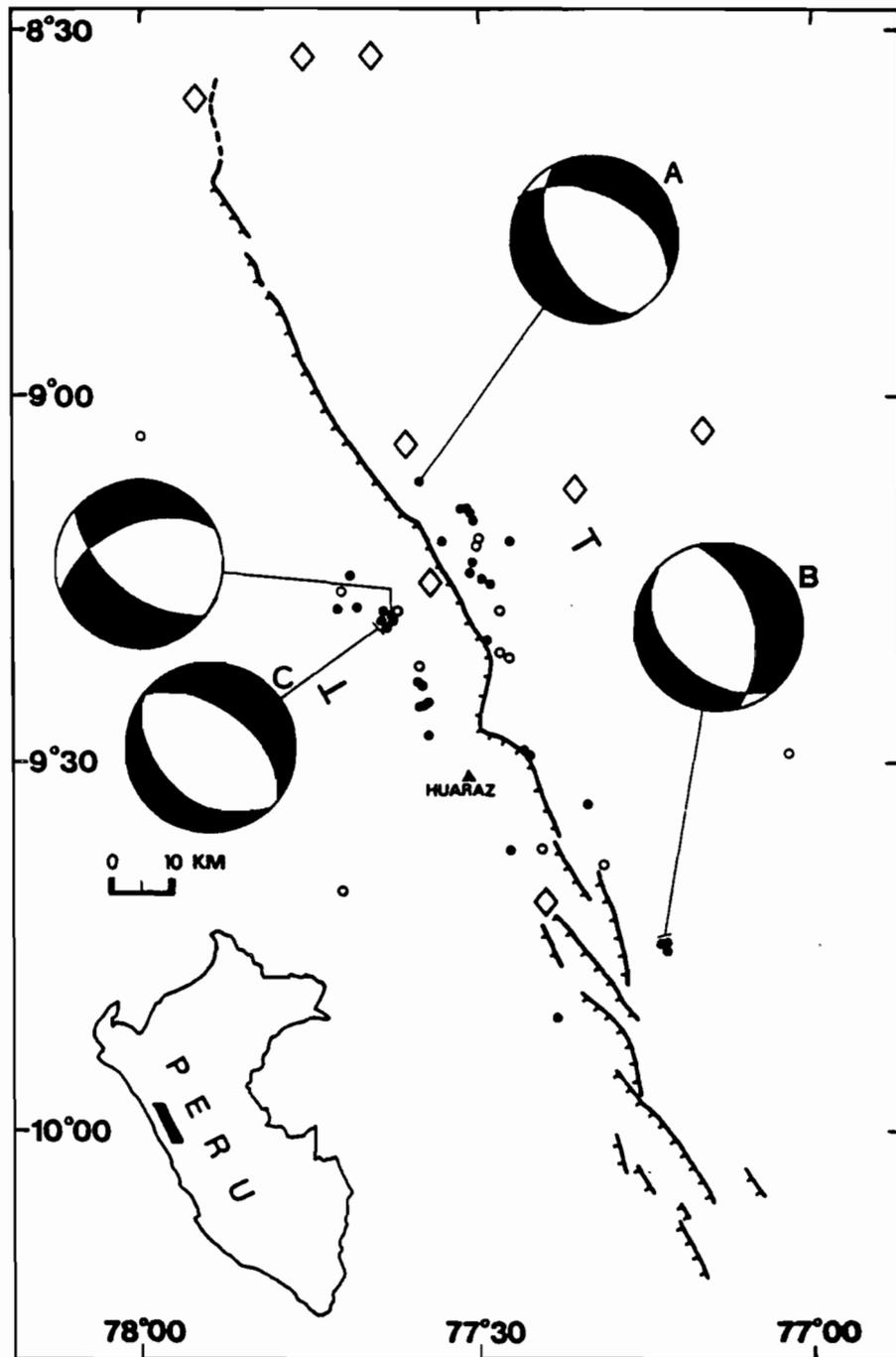


FIG. 6. — Carte des épicentres de 47 séismes crustaux. En noir figurent les événements les mieux déterminés (classe A), en blanc ceux de la classe B (voir texte). Les losanges sont les épicentres des 8 séismes historiques et instrumentaux mentionnés jusqu'en 1976, d'après SILGADO (1978) et l'Institut Géophysique du Pérou (1977). On a porté les 4 mécanismes au foyer de la figure 8. Les (T) marquent l'emplacement de la coupe de la figure 7.

*Seismicity map of 47 crustal events. Solid circles are best determined one (class A), open circles are class B ones (see text). Diamond-shaped symbols are historical and instrumental seismicity till 1976 mentioned by Silgado (1978) and Instituto Geofísico del Perú (1977). The 4 local mechanisms are those of figure 8. The (T) locate the cross-section of figure 7.*

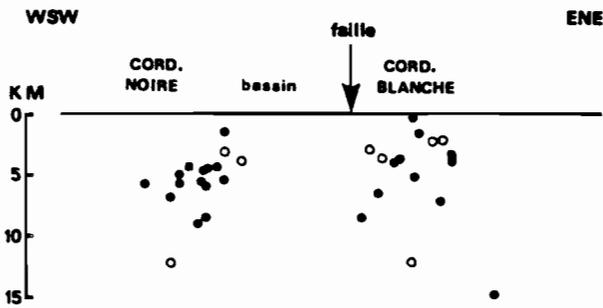


FIG. 7 — Coupe sismique portant sur les 34 séismes déterminés au centre du réseau. La flèche marque l'emplacement de la faille bordière. Echelles verticale et horizontale identiques. En noir : classe A, en blanc : classe B. L'erreur mathématique sur la profondeur est de l'ordre de 5 km (voir texte)

*Cross-section with 34 events located in the center of the network. The array shows the fault trace. Vertical and horizontal scales are equal. Solid circles : class A ; open circles : class B. Standard error on depth is about 5 km (see text)*

Par ailleurs, il faut noter que ces deux groupes de sismicité sont situés de part et d'autre du même segment de la faille principale et que leur position coïncide avec un changement net de direction de la trace en surface. Il serait intéressant d'étudier la relation entre cette aspérité géométrique et la sismicité (AKI, 1984 ; SANDERS et KANAMORI, 1984).

La très faible sismicité historique et instrumentale d'origine crustale est également représentée sur la figure 6 (losanges). Une part importante est proche de la zone d'activité intense déterminée ici. Rappelons que le plus grand séisme crustal historique enregistré par le réseau mondial dans la région est celui de Quichus du 10 novembre 1946, à 60 km au N-E de la Cordillère Blanche (SILGADO, 1951 ; HODGSON et BREMNER, 1953). Bien qu'il soit difficile à interpréter, il confirme également l'importance des phénomènes tectoniques sur le versant est de la Cordillère Blanche.

#### Mécanismes au foyer

Nous présentons seulement ici 2 mécanismes simples et 2 mécanismes composites réalisés sur des paires de séismes (fig. 8). Ils sont schématisés et situés sur la carte de la figure 6 et sont déterminés en partie avec les méthodes de UDIAS *et al.* (1982), et en partie graphiquement. La composition des plans nodaux et des axes de contraintes est définie à  $15^\circ$  près. Tout quatre montrent sans ambiguïté un régime tectonique extensif et ont un plan nodal dans la direction des structures, avec un pendage proche de celui de la faille. A l'ouest, l'un des mécanismes est purement normal (C) et se trouve dans le bloc af-

faisé. L'autre (Modfin) est normal décrochant sénestre et est situé près du prolongement de la faille en profondeur. Il est en bon accord avec les observations microtectoniques faites dans ce secteur (BONNOT, 1984). L'axe de tension T est situé entre  $8^\circ\text{N}$  et  $40^\circ\text{N}$  suivant les mécanismes (fig. 8). Pour les mécanismes à l'est (A et B), on ne dispose pas d'observation de surface permettant de choisir le plan de faille. Cependant, les directions restent celles du système et la composante décrochante est faible pour ces séismes situés en dehors du groupe central. Enfin, leur direction d'extension se rapproche de NE-SW (fig. 8).

#### État des contraintes

Dans la Cordillère Blanche, l'observation néotectonique montre clairement qu'au Pliocène, l'extension a fonctionné dans une direction grossièrement E-W, provoquant des rejets verticaux sur la faille bordière de plus de 3 000 m (BONNOT, 1984). DALMAYRAC et MOLNAR (1981) expliquent cette extension perpendiculaire à la haute chaîne par des forces dues à la présence du relief et de la racine crustale dans le contexte de convergence. D'autre part, BONNOT (1984) met en évidence une extension N-S agissant depuis le Quaternaire ancien. Sur la base du même effet de la haute topographie compensée, SEBRIER *et al.* (1985, 1987) donnent une explication légèrement différente qui leur permet d'intégrer cette extension N-S dans la Cordillère Occidentale des Andes Centrales. Nos données préliminaires ne permettent pas de trancher entre les deux interprétations proposées. Mais on peut déjà discuter des hypothèses que SCHWARTZ (1983) a proposé pour le calcul de la magnitude d'un séisme susceptible de réactiver le système. Comme il l'a supposé, la profondeur des foyers est bien de l'ordre de 15 km ; mais la longueur de rupture serait plutôt d'environ 30 km, alors qu'il l'estimait entre 35 et 85 km.

#### CONCLUSION

Une activité microsismique dans la Cordillère Blanche est pour la première fois localisée avec précision grâce aux enregistrements obtenus lors d'une campagne sismologique. Nos premiers résultats montrent que :

— cette sismicité se caractérise par de nombreux événements essentiellement répartis près d'un segment de la faille bordière en deux groupes allongés dans la direction de la chaîne. L'un se situe à l'ouest mais plutôt au-dessus du prolongement de la faille en profondeur, alors que l'autre est dans la haute chaîne à l'est et révèle une activité tectonique totalement inconnue jusqu'ici. Ce fait nouveau amène à modifier la conception géodynamique que l'on avait de cette partie des hautes Andes ;

- les profondeurs des foyers ne dépassent pas 15 km, limite probable des domaines cassant et ductile dans la région ;
- le régime de contraintes déduit les premiers mécanismes au foyer est distensif dans des directions qui varient suivant leur localisation de  $10^\circ$  E à  $45^\circ$  E ;
- cette distribution associée à la présence d'une

aspérité géométrique donne des informations sur certains caractères d'un grand séisme pouvant réactiver ce système.

L'ensemble de ces données permet de préciser les mécanismes qui sont à l'origine de cette chaîne spectaculaire et plus globalement de la Cordillère Occidentale dans le contexte géodynamique de la subduction.

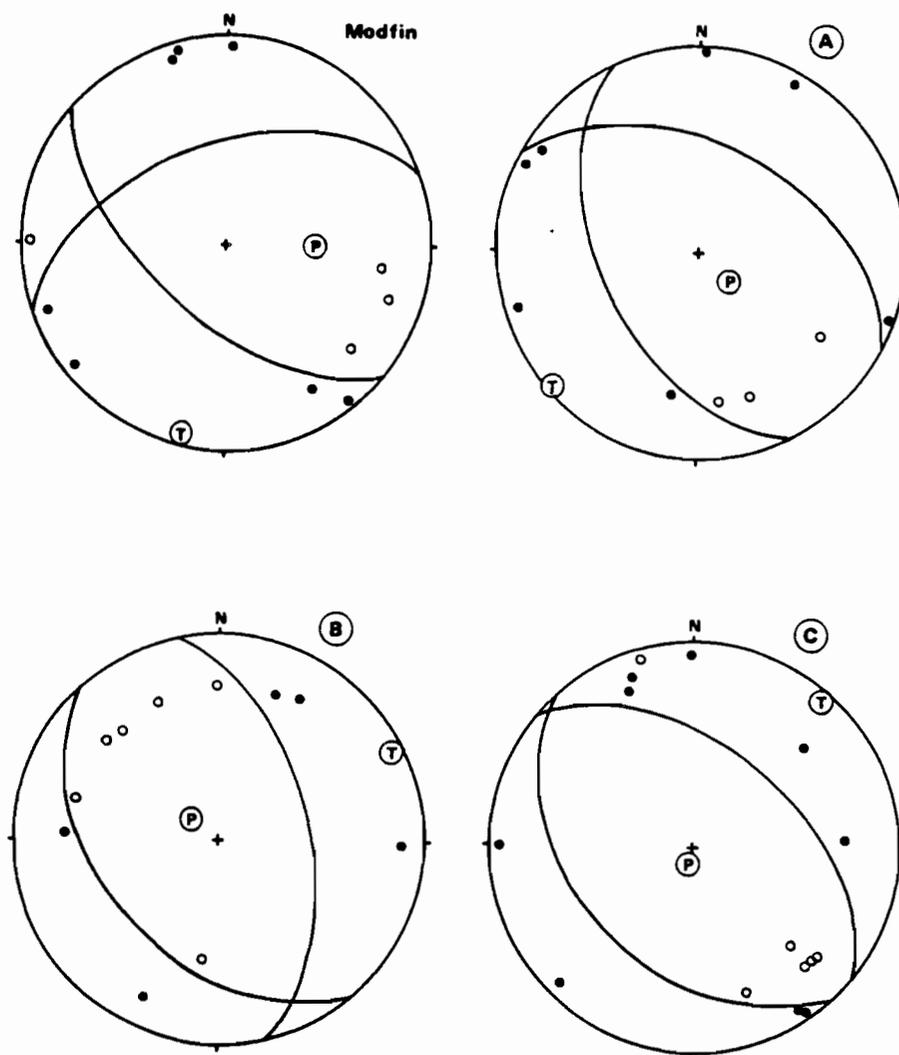


FIG. 8. — Mécanismes au foyer simple (Modfin et A) et composites (B et C) portant sur 6 séismes. Les conventions sont celles de la figure 5. Ces 4 mécanismes sont localisés sur la carte de la figure 6

*Simple (Modfin and A) and multiple (B, C) focal mechanisms on 6 events. Conventions are those of figure 5. These 4 mechanisms are located on figure 6.*

## REMERCIEMENTS

Cette étude fait partie d'un programme de coopération développé entre l'ORSTOM et l'Institut Géophysique du Pérou, auquel sont associés l'Université Paris-Sud (Orsay) et l'I.P.G. Strasbourg. Je remercie particulièrement Catherine et Louis DORBATH qui ont participé à l'organisation et au déroulement de la campagne et m'ont aidé de leurs conseils. L'ORSTOM a fourni les moyens

logistiques. Ont également participé au travail de terrain Johnny TAVERA, Reynaldo HANCO, Alcides GARRO (I.G.P.), José BERROSMI (ORSTOM) et Isabelle CARLIER. Ce manuscrit a bénéficié des commentaires avisés de Catherine DORBATH et Jean-Claude RUEGG. Enfin, merci à Philippe DEVERCHÈRE pour son aide en informatique.

*Manuscrit accepté par le Comité de Rédaction le 15 janvier 1988.*

## BIBLIOGRAPHIE

- AKI (K.), 1984. — Asperities, barriers, characteristic earthquakes and strong motion prediction. *J. Geophys. Res.*, vol. 89, B7 : 5867-5872.
- BONNOT (D.), 1984. — Néotectonique et tectonique active de la Cordillère Blanche et du Callejón de Huaylas (Andes nord-péruviennes). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Univ. Paris-Sud, Orsay.
- CROSSON (R.S.), 1976. — Crustal Structure modeling of earthquake data : simultaneous least square estimation of hypocenter and velocity parameters. *J. Geophys. Res.*, vol. 81, 17 : 3036-3046.
- CUNNINGHAM (P.S.), ROECKER (S.W.) and HATZFELD (D.), 1986. — Three-dimensional P and S wave velocity structures of Southern Peru and their tectonic implications. *J. Geophys. Res.*, vol. 91, 89 : 9517-9532.
- DALMAYRAC (B.), 1974. — Un exemple de tectonique vivante : les failles subactuelles du pied de la Cordillère Blanche (Pérou). *Cah ORSTOM, sér. Géol.*, vol. 6, 1 : 19-27.
- DALMAYRAC (B.) and MOLNAR (P.), 1981. — Parallel thrust and normal faulting in Peru and constraints on the state of stress. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 55 : 473-481.
- DORBATH (C.), DORBATH (L.), CISTERNAS (A.), DEVERCHÈRE (J.), DIAMENT (M.), OCOLA (L.) and MORALES (M.), 1986. — On crustal seismicity of the Amazonian foothill of the Central Peruvian Andes. *Geophys. Res. Lett.*, vol. 13, 10 : 1023-1026.
- GRANGE (F.), 1983. — Étude sismotectonique détaillée de la subduction lithosphérique au Sud Pérou. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, I.R.G.M., Univ. Grenoble.
- GRANGE (F.), HATZFELD (D.), CUNNINGHAM (P.), MOLNAR (P.), ROECKER (S.W.), SUAREZ (G.), RODRIGUEZ (A.) and OCOLA (L.), 1984. — Tectonic implications of the microearthquake seismicity and fault plane solutions in Southern Peru. *J. Geophys. Res.*, vol. 87, B7 : 6139-6152.
- HODGSON (J.) and BREMNER (P.), 1953. — Direction of faulting in Ancash, Peru, earthquake of November 1956 from teleseismic evidence. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 43 : 121-125.
- JAMES (D.E.), 1971. — Plata tectonic model for the evolution of the central Andes. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 82 : 3325-3346.
- KLEIN (F.W.), 1978. — Hypocenter location program HYPOINVERSE. U.S. Geological Survey, Open File Report, 78-694.
- MÉGARD (F.) and PHILIP (H.), 1976. — Plio-quaternary tectono-magmatic zonation and plate tectonics in the central Andes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 33 : 231-238.
- OCOLA (L.) and MEYER (R.P.), 1972. — Crustal low-velocity zones under the Peru-Bolivia Altiplano. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 30 : 199-209.
- PAVLIS (G.L.) and BOOKER (J.R.), 1980. — The mixed discrete-continuous inverse problem : application to the simultaneous determination of earthquake hypocenters and velocity structure. *J. Geophys. Res.*, vol. 85, B9 : 4801-4810.
- ROECKER (S.W.), 1982. — Velocity structure of the Pamir-Hindu Kush region : possible evidence of subducted crust. *J. Geophys. Res.*, vol. 87, B2 : 945-959.
- SANDERS (C.O.) and KANAMORI (H.), 1984. — A seismotectonic analysis of the Anza seismic gap, San Jacinto fault zone, Southern California. *J. Geophys. Res.*, vol. 89, B7 : 5873-5890.
- SCHWARTZ (D.P.), 1983. — Evaluation of seismic geology along the Cordillera Blanca fault zone, Peru. Rapport pour HIDROSERVICE de Woodward-Clyde Consultants, Lima.
- SÉBRIER (M.), MERCIER (J.L.), MÉGARD (F.), LAUBACHER (G.) and CAREY-GAILHARDIS (E.), 1985. — Quaternary normal and reverse faulting and the state of stress in the Central Andes of South Peru. *Tectonics*, 4 : 739-780.
- SÉBRIER (M.), MERCIER (J.L.), MACHARÉ (J.), BONNOT (D.), CABRERA (J.) and BLANC (J.L.), 1987. — The state of stress in an overlying plate situated above a flat slab : the Andes of Central Peru. *Soumis à Tectonics*.
- SILGADO (E.), 1951. — The Ancash, Peru earthquake of November 10, 1946. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 41 : 83-100.
- SILGADO (E.), 1978. — Historia de los sismos mas notables ocurridos en el Peru (1513-1974). Bol. 3, Ser. C. *Inst. geol. min.*, Lima.
- SUAREZ (G.), MOLNAR (P.) and BURCHFIELD (B.C.), 1983. — Seismicity, fault plane solutions, depth of faulting and active tectonics of the Andes of Peru, Ecuador and Southern Colombia. *J. Geophys. Res.*, vol. 88, B12 : 10403-10428.
- UDIAS (A.), BUFORN (E.), BRILLINGER (D.) and BOLT (B.), 1982. — Joint statistical determination of fault-plane parameters. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 30 : 178-184.
- WILSON (J.), REYES (L.) and GARRAYAR (J.), 1967. — Geología de los cuadrangulos de Mollebamba, Tayabamba, Huaylas, Pomabamba, Carhuaz y Huarí. *Bol. Ser. Geol. Min.*, 16.
- YONEKURA (N.), MATSUDA (T.), NOGAMI (M.) and KAISUKA (S.), 1979. — An active fault along the western foot of the Cordillera Blanca, Peru. *Chigaku Zasshi*, vol. 88 : 1-19.

## II - DISCUSSION SUR LA QUALITE DES LOCALISATIONS

Cette partie a pour but de *préciser et de justifier les méthodes d'acquisition et de traitement des données* qui viennent d'être présentées. La bonne qualité des déterminations dépend en effet étroitement du soin apporté au contrôle de la **stabilité** des solutions, notamment dans le cas de réseaux de taille moyenne (10 à 15 stations) comme le nôtre.

### A - Présentation du problème

Trois indications différentes d'erreurs peuvent être utilisées lors de la détermination des hypocentres:

- **Avant l'inversion**, ce sont *les erreurs sur les données*, classées en deux catégories:
  1. *Erreurs sur les données observées*  $\hat{o}$ , dues principalement aux erreurs de lecture des temps d'arrivée des ondes P et S, aux erreurs sur la position des stations et aux erreurs sur la mesure du temps absolu;
  2. *Erreurs sur les données calculées*  $\hat{c}$ , dues principalement au modèle de vitesse choisi: vitesses  $V_p$ , rapport  $V_p/V_s$ , nombre de couches, profondeurs des couches, approximation des couches planes, répartition des modèles, correction d'altitude, etc...
- **Après l'inversion**, on dispose des erreurs mathématiques **ERH** et **ERZ** sur la position du séisme et du résidu de temps **RMS**. Issues du calcul à partir des résidus  $\hat{o} - \hat{c}$ , ces valeurs reflètent **seulement** le degré de *cohérence* entre les données, le modèle et la solution calculée. Il faut insister sur le fait qu'*elles ne donnent pas une estimation vraie de l'erreur sur l'hypocentre calculé et qu'elles ne sont pas des indices suffisants pour en déduire la bonne qualité d'une détermination*: ainsi de grosses erreurs sur les temps observés  $\hat{o}$  ou calculés  $\hat{c}$

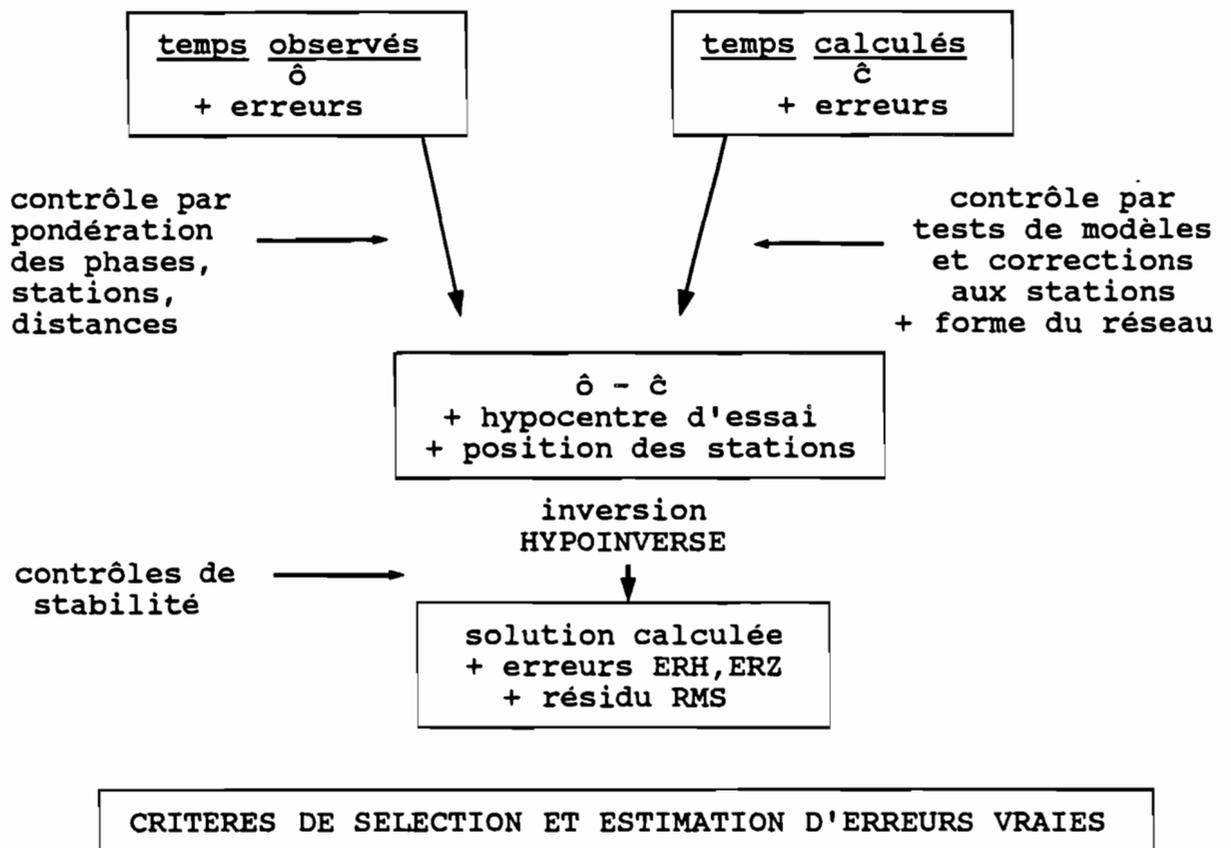
pourront éventuellement se traduire par des valeurs de RMS, ERH et ERZ faibles et une solution calculée erronée.

Le problème va donc revenir à essayer d'augmenter la *confiance* que l'on peut avoir dans la solution proposée à l'issue de l'inversion. Pour ceci différents moyens sont employés, d'importance variable suivant les cas, et qui vont finalement permettre de définir les critères de sélection des séismes:

1. On tiendra compte des *erreurs sur les temps observés* par l'intermédiaire des **poinds** accordés aux phases P, S et aux stations;
2. On tiendra compte des *erreurs sur les temps calculés* en testant différents **modèles de vitesse**: on cherchera ainsi à améliorer statistiquement l'ajustement entre les  $\hat{o}$  et les  $\hat{c}$ ; une façon d'améliorer indirectement cette cohérence sera de faire des **corrections de stations**;
3. D'un point de vue *quantitatif*, on cherchera à surdéterminer le problème en augmentant le **nombre de phases**: ainsi la probabilité de trouver un minimum absolu proche de la solution vraie sera en général accrue;
4. D'un point de vue *qualitatif*, on étudiera avant la campagne la **géométrie du réseau** en fonction de la sismicité recherchée, afin d'augmenter les différences de temps  $\hat{o} - \hat{c}$  significatives d'une station à l'autre et donc d'améliorer la *résolution* du problème;
5. Enfin on contrôlera la *stabilité* des solutions proposées en testant différentes **profondeurs d'essai** et en calculant le **rapport des valeurs propres extrêmes** de la matrice de covariance.

Le tableau II-A résume schématiquement les principales étapes du contrôle des données qui vont être détaillées maintenant en deux parties: la première traite des choix faits *sur le terrain*, la seconde de ceux faits *en laboratoire*.

TABLEAU II-A



## **B - Incertitudes liées à l'acquisition des données**

### **1. Le réseau: extension et géométrie**

De nombreuses études ont été faites cherchant à estimer la **précision** des déterminations en fonction du *nombre de stations, de leur disposition relative et de la position du séisme par rapport au réseau*: citons par exemple Sato et Skoko (1965), Skoko et al. (1968), James et al. (1969), Peter et Crosson (1972), Lillwal et Francis (1978), Grange (1983).

Avant toute chose il apparaît nécessaire de savoir quelle sismicité on veut déterminer. En ce qui concerne la région de la Cordillère Blanche, plusieurs indices nous incitaient à rechercher une *sismicité superficielle*:

- **l'importance des traces en surface**: elles constituent l'impressionnant système de faille bordière du batholite de la Cordillère Blanche;
- **les grands séismes historiques** dans la haute chaîne andine: au Pérou central ce sont 3 événements: *le séisme de Quiches* du 10 novembre 1946 (à 60 km au N-NE) et *les deux séismes de la région de Huancayo en 1969*. Tous trois ont généré à la surface d'importants escarpements de faille de plusieurs kilomètres de long (Silgado, 1951; Philip et Mégard, 1977);
- **l'activité microsismique** enfin: l'Institut Géophysique du Pérou a installé entre le 13/03/1973 et le 02/08/1974 une station sismologique près de Huaraz. J'ai reporté en figure II-1 les écarts de temps S-P relevés à cette station pendant toute cette période: *on note un pic important autour de 2 secondes*. Une forte activité s'est donc produite dans la région, à une distance de Huaraz inférieure à une vingtaine de kilomètres. Ceci sera aussi une indication importante sur l'activité crustale locale que nous comparerons à celle enregistrée par notre campagne.

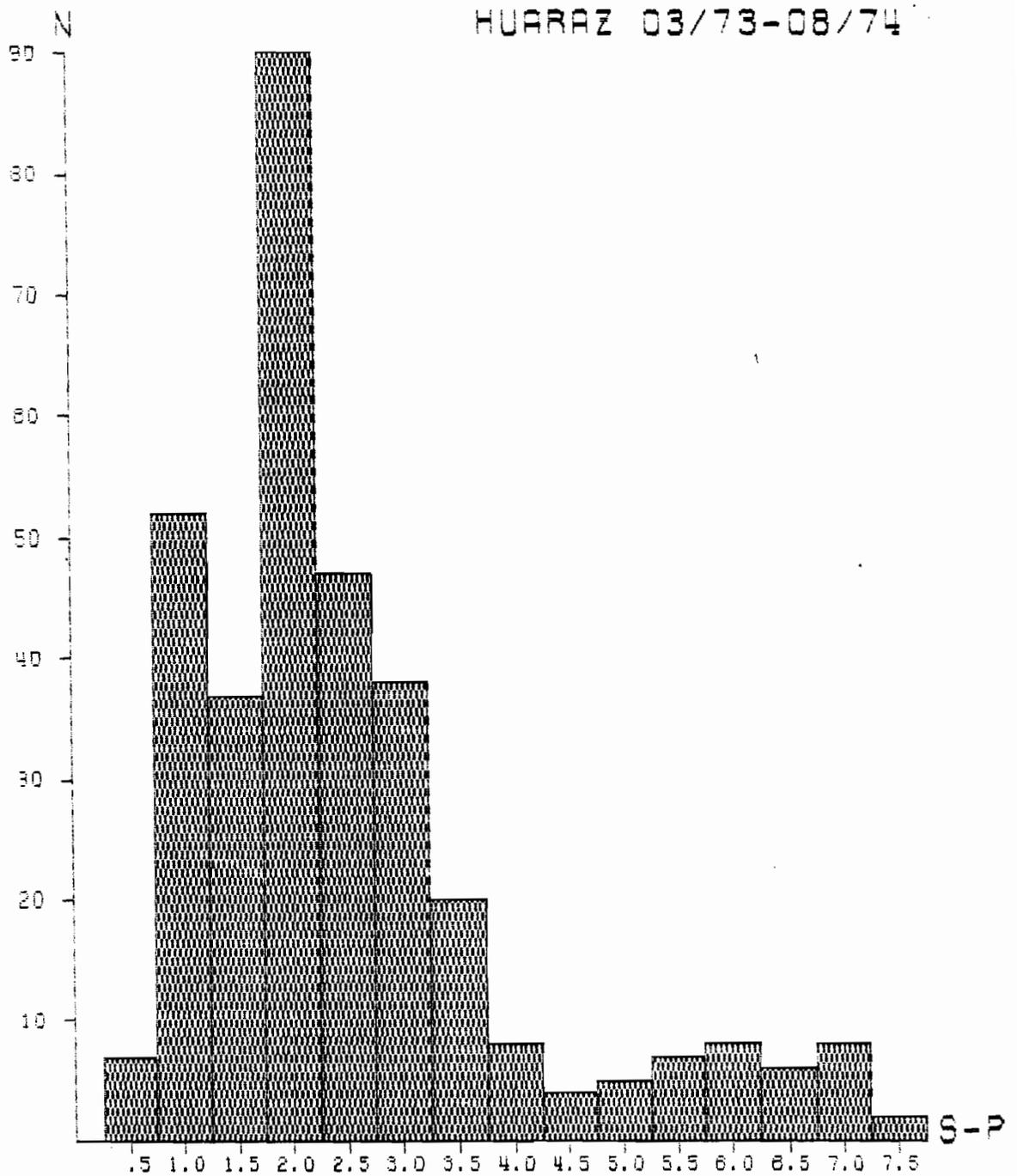
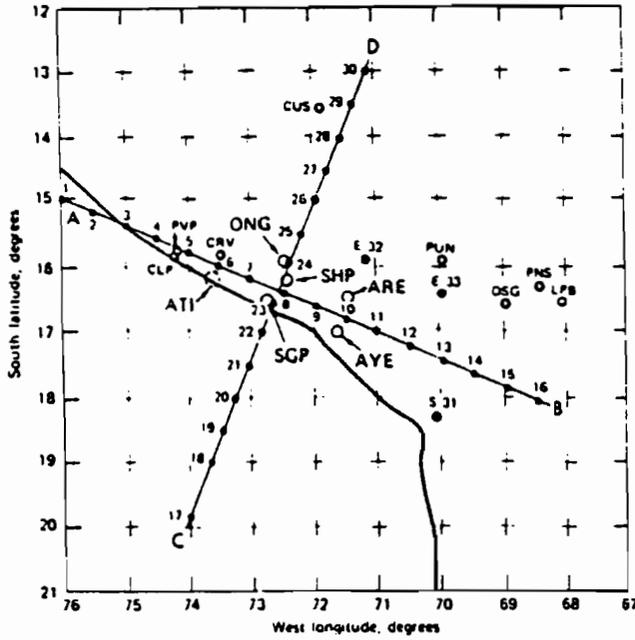


Figure II-1 : Ecart de temps S-P relevés à la station temporaire "los Pinos" près de Huaraz du 13/03/73 au 02/08/74. Latitude:  $9^{\circ}31'44''$  S, longitude  $77^{\circ}30'30''$  W, altitude 3300 m. On a reporté les écarts S-P jusqu'à 7.5 sec.

En conséquence nous avons choisi de disposer un réseau respectant une **maille d'environ 20 à 25 km entre stations**, couvrant les parties sud et centrale de la Cordillère Blanche (voir la carte au I, figure 2). Une limitation importante sur le terrain est évidemment *l'accès aux sites*, limité par l'état des routes (quand elles existent) et le temps dont disposaient les 2 équipes pour assurer la maintenance des 11 stations (voir B-2.). Ainsi nous n'avons pas pu couvrir l'extrême Nord de la Cordillère Blanche, et avons dû laisser une partie mal couverte au centre Sud du réseau (hauts sommets à l'Est de Huaraz). Cependant la *densité* et la *géométrie* du réseau est convenable de 9°S à 10°S et de 77°W à 78°W environ, en dépit des considérables difficultés d'accès dans une chaîne dont *60 pics dépassent 5700 m d'altitude*.

Afin d'estimer les **avantages et inconvénients** que l'on peut attendre d'un tel réseau, on peut rappeler les résultats obtenus par différents auteurs concernant une *activité superficielle pour des réseaux locaux de 7 à 15 stations* (on ne considère ici que les temps d'arrivée des ondes P et S sur la composante verticale, sans s'intéresser aux polarités):

1. **James et al.** (1969) montrent que pour des séismes superficiels sous un réseau de quelques stations (fig. II-2), *la détermination épiscopentrale est bonne, mais la profondeur est mal contrainte*, sauf s'ils sont très proches d'une station: ils en déduisent que **la profondeur d'un séisme doit être en général supérieure à la moitié de la maille moyenne du réseau pour pouvoir être résolue**. La figure II-2 montre aussi que *les déterminations sont meilleures dans le sens d'allongement du réseau* et que *la précision sur la profondeur décroît assez rapidement en s'éloignant de celui-ci*.
2. **Lillwal et Francis** (1978) étudient la capacité d'un réseau de 3 à 4 stations et d'une maille de 10 km à déterminer des séismes très **superficiels** (< 8 km). Ils trouvent que *l'incertitude sur la profondeur est forte au centre du réseau et minimum à sa périphérie près des stations*. Ceci implique donc que le **"gap"** (plus grand angle centré à l'épicentre et défini par deux stations consécutives) **est un mauvais critère de sélection des séismes**.



Seismograph stations and epicenters used in the model study. The "small" net consists of ARE, AYE, SGP, SHP, and ONG. The epicenters lie along line AB parallel to, and CD perpendicular to, the longer axis of the net.

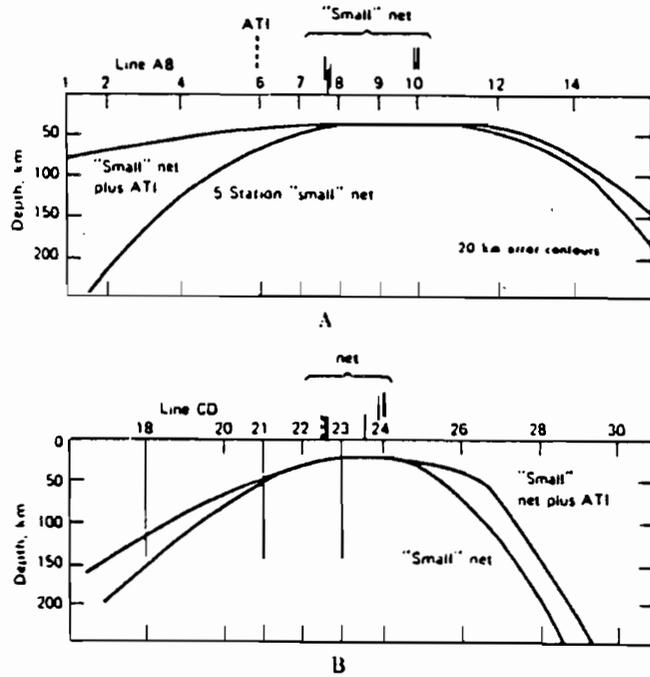


Figure A shows error contour for epicenters on line AB. Figure B shows error contour for epicenters on line CD. Hypocenters lying in the contour line have probable errors of 20 km. Hypocenters below the contour line have smaller errors; those above, larger. The addition of station ATI improves the locating ability of the net greatly in the A (northwest) direction. The aperture of the net in the AB direction (Figure A) and its ability to locate earthquakes outside the net is greater than in the CD direction (Figure B).

Figure II-2 : Précision des déterminations obtenue par James et al. (1969) dans le cas d'un réseau local de 5 à 6 stations.

3. **Grange (1983)** fait aussi des tests sur des séismes fictifs pour des réseaux de 7 ou 11 stations, mais il introduit de plus un certain nombre de *phases S*. La figure II-3 montre les *courbes iso-erreurs* qu'il obtient pour un séisme à 30 km de profondeur, de résidu RMS = 0.30 secondes. Ces essais montrent que **l'on peut attendre pour un tel réseau une bonne précision épacentrale, même assez loin de celui-ci et que l'erreur sur la profondeur du séisme est faible jusqu'à une distance importante si l'on a suffisamment de phases S**. Notre réseau est en fait très comparable à celui de la figure II-3a, mais avec des *stations mieux réparties en périphérie* et sur une *surface deux fois moins grande*. Par ailleurs nos séismes sont *plus superficiels*.

En fonction de ces considérations et en supposant que nos erreurs sur les temps observés et calculés sont au moins aussi faibles que celles de Grange (ce que nous vérifierons par la suite), *on peut s'attendre à trouver des erreurs en position épacentrale et en profondeur inférieures à 2 km sous tout notre réseau et jusqu'à une distance d'environ 120 à 150 km, ceci dans le cas d'un séisme superficiel enregistré par la plupart des 11 stations et avec un grand nombre de phases S*. Par ailleurs l'étude de Lillwal et Francis nous incitera à *vérifier avec soin la profondeur des séismes très superficiels au centre du réseau ou assez loin de toute station*. Nous reprendrons ces estimations au paragraphe C-3 lorsque l'on aura donné une idée précise de nos propres erreurs sur les données observées et calculées, ce que l'on va faire maintenant.

## **2. Les sites: localisation et niveau de bruit**

Le choix des sites a fait l'objet d'une campagne de reconnaissance qui s'est déroulée du 16 au 30 septembre 1985. Lors de la recherche des lieux favorables, le **premier critère** a été de respecter le mieux possible une *maille* du réseau de l'ordre de 20 km tout en assurant une *couverture homogène* de la région. En fonction du nombre d'appareils disponibles, des routes existantes, des temps de parcours et des informations microsismiques (fig. II-1) et géologiques (Bonnot,1984), on a choisi de

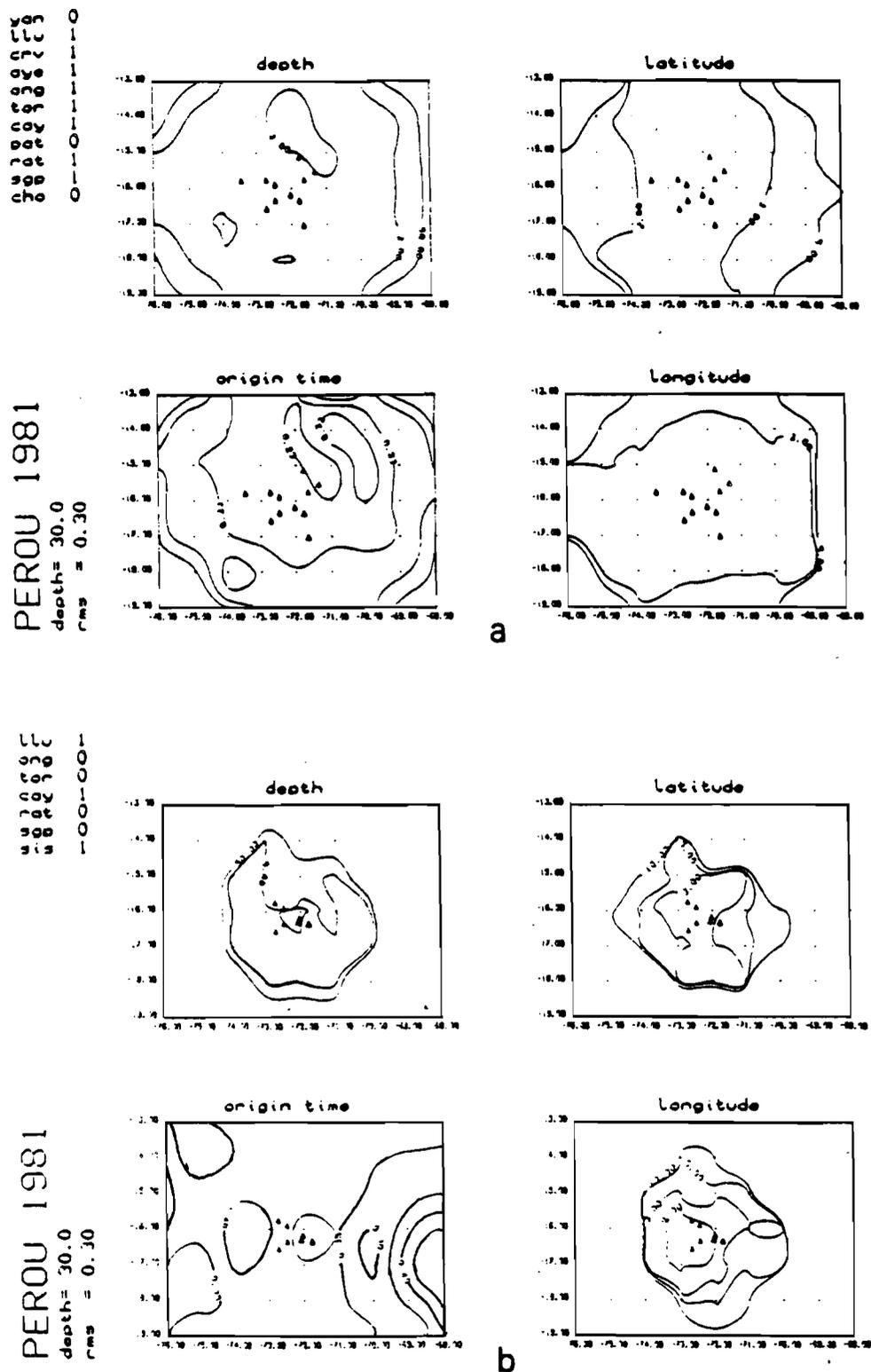


Figure II-3 : Courbes iso-erreurs des 4 paramètres de localisation pour un séisme superficiel et pour un résidu RMS de 0.30 sec. obtenues par Grange (1983). a: réseau étendu (11 stations); b: réseau réduit (7 stations). Valeurs exprimées en sec. (temps origine) et en km. Les triangles pleins indiquent les stations ayant enregistré des ondes S.

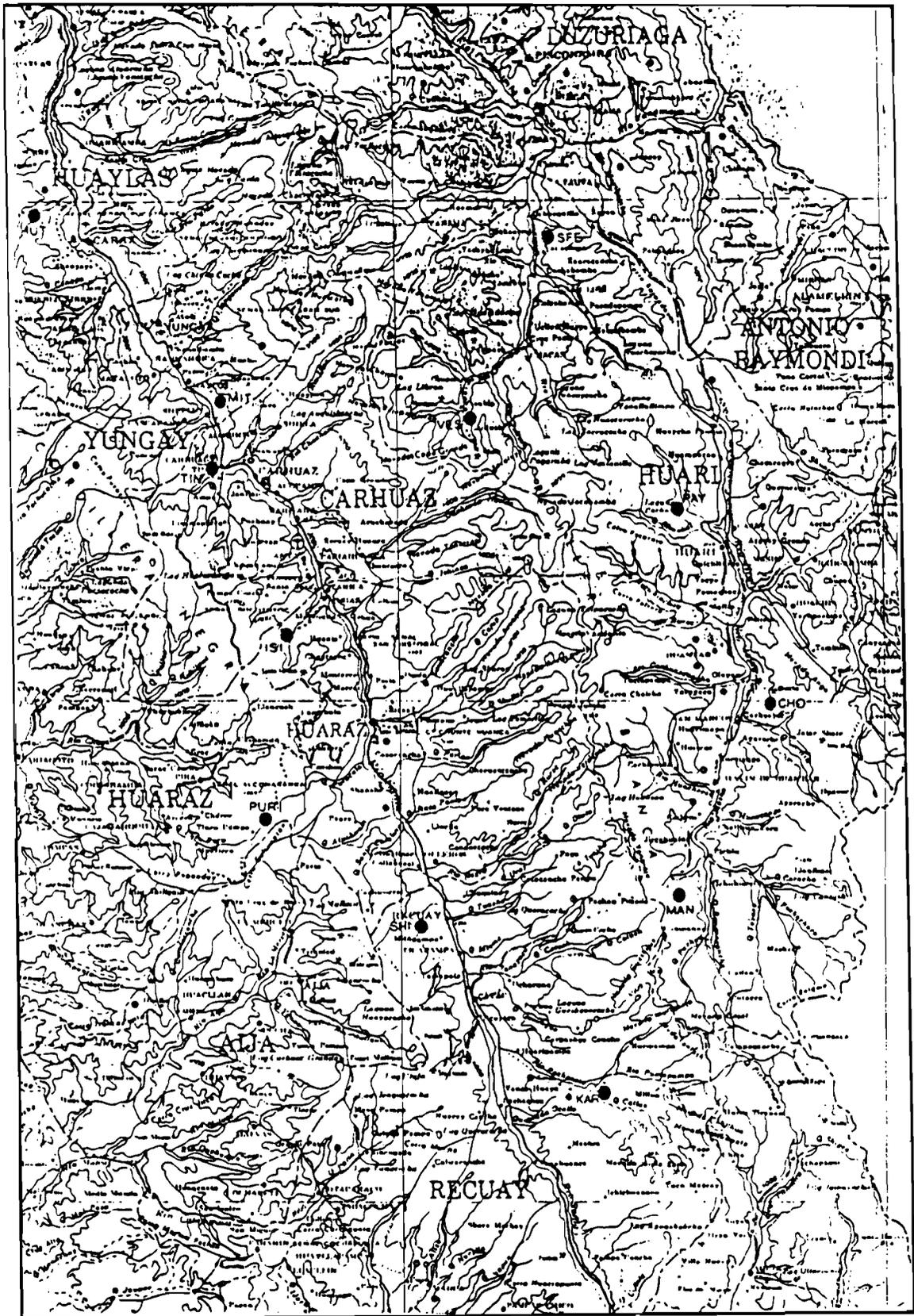


Figure II-4 : Carte topographique situant les stations ayant fonctionné dans la Cordillère Blanche (voir carte de situation au Pérou au chapitre II, I).

couvrir les parties *Centre et Sud* de la Cordillère Blanche. La figure II-4 situe le réseau sur une carte des localités.

Le **second critère** prépondérant dans le choix des sites est déterminé par le *niveau de bruit*: on a recherché autant que possible la **roche mère** afin de le limiter. Les *mines désaffectées* sont à cet égard très favorables. Nous avons pu nous isoler assez bien des bruits parasites, en dépit de la présence fréquente de troupeaux et de l'abondance des cours d'eau. Les gains obtenus ont été de **84 dB** à tous les sites, sauf à TIN (78 dB, du 07/10/85 au 31/10/85) en raison des bruits haute fréquence du rio Santa. Le *seuil de détection* était donc bas, ce qui nous a permis d'enregistrer des événements à partir de magnitudes d'environ 0.4. La **maintenance** s'est faite par deux équipes indépendantes basées à **Huaraz** et **Huari** (fig. II-4), sur les deux versants de la Cordillère Blanche, avec *un passage à chaque station toutes les 48 heures*.

L'**enregistrement** s'est fait *de manière continu* du 07/10/85 pour les premières stations jusqu'au 13/11/85 pour les dernières. La seule difficulté rencontrée fut au site TIN, où la station a dû être déplacée après 15 jours au site MIT, pour des raisons de sécurité (menaces de destruction du sismographe). La figure II-5 montre la **durée de fonctionnement** des appareils à chaque site.

La **localisation des stations** s'est faite sur cartes topographiques I.G.N. au 1/100000°. La reconnaissance précise du site n'est pas toujours aisée en raison de la non-réactualisation de certaines cartes (Nord de Huari par exemple). Il a fallu procéder à des vérifications sur le terrain lors de la maintenance, en estimant des distances à partir de points repérables sur la carte (cours d'eau, ponts, talwegs, falaises, sommets, etc...). *L'incertitude sur la position des stations est finalement estimée à 250 m en moyenne, et est toujours inférieure à 300 m*. Les coordonnées et altitudes des stations qui ont finalement été retenues sont les suivantes:

STATIONS	LATITUDE S	LONGITUDE W	ALTITUDE m
SHI	09° 44.40'	77° 29.97'	4350
PUR	09° 37.08'	77° 37.95'	4500
ISI	09° 25.69'	77° 35.60'	3400
TIN	09° 16.32'	77° 41.04'	2700
MIT	09° 12.28'	77° 40.76'	2600
HUT	09° 00.76'	77° 51.50'	2600
VES	09° 13.50'	77° 25.79'	3850
SFE	09° 02.66'	77° 21.20'	2800
PAY	09° 18.60'	77° 12.88'	3600
CHO	09° 30.00'	77° 07.26'	3900
MAN	09° 40.78'	77° 12.71'	4500
KAR	09° 53.45'	77° 17.62'	4250

### 3. Les sismogrammes: précision des lectures

#### *a) Rappels*

Tous les enregistrements de la Cordillère Blanche ont été obtenus sur papier enduit de noir de fumée. Les sismographes (Sprengnether MEQ 800) enregistrent une *trace hélicoïdale* sur laquelle une *base de temps* est délivrée par une *horloge interne à quartz*. La rotation du tambour et le déplacement du stylet ont été réglés de façon à permettre une **maintenance sur 48 heures**: l'*espacement des lignes* est en conséquence de *1 mm* et la *vitesse de rotation* de *60 mm/mn*. L'**annexe 2** présente la reproduction en taille réduite de quelques **sismogrammes** obtenus pendant la campagne qui donnent une idée de l'activité sismique journalière et du niveau de bruit sur différents sites.

Lors du **dépouillement** des sismogrammes, il va s'agir de *convertir la mesure d'une distance en un temps*. En pratique la lecture des temps d'arrivée des P, des S,

des sens de premier mouvement des P et de la durée du signal s'est faite grâce à une *loupe micrométrique*. En raison de la courte période propre des sismomètres utilisés (1 Hz) et de la proximité des séismes étudiés (moins de 300 km), les signaux enregistrés sont de **haute fréquence**: ils sont donc *très impulsifs*, ce qui rend leur lecture en général aisée (voir annexe 2).

Pour calculer la **magnitude**, on a fait une estimation à partir de la durée des signaux: on obtient une *magnitude de durée* équivalente à la magnitude locale (voir Klein, 1978). La valeur de cette magnitude n'est pas très précise mais est suffisante pour comparer la taille des microséismes entre eux (Klein, 1978; Grange, 1983).

#### *b) Aspects originaux du dépouillement*

- On a choisi de marquer les **impulsions des secondes de l'horloge interne** sur la trace (annexe 2):
  1. Ceci présente un certain nombre d'**avantages**: d'abord la *mesure de la longueur de la minute* n'est plus nécessaire: on s'affranchit ainsi beaucoup plus facilement des possibles irrégularités de l'entraînement mécanique du tambour; le seul contrôle nécessaire est celui de la *longueur des secondes précédant le séisme*, ce qui est plus facile et plus précis. Par ailleurs, la lecture est plus aisée et plus rapide, car le *comptage* des secondes précédentes se fait à la règle. Enfin il y a un gain appréciable en *précision de lecture* puisqu'on peut centrer la graduation de la loupe micrométrique sur la marque de la seconde précédant le séisme;
  2. Les **inconvénients** de ce procédé existent: il peut arriver qu'on confonde le *début du train d'onde P* avec l'*impulsion d'une seconde*; l'*imprécision* de lecture résultante est cependant toujours *inférieure à 0,1 mm*. Mais le risque est plutôt alors de reporter une *polarisation de l'onde P erronée*. Cependant dans la pratique ce cas est très peu fréquent: la difficulté est le plus souvent évitée car les deux signaux arrivent rarement exactement ensemble. Quand, en dépit de la finesse du tracé, la distinction n'a pu être

faite, on a omis de mentionner une polarisation (temps d'arrivée marqués iP).

- Les seules **difficultés de lecture** rencontrées au cours du dépouillement ont été les suivantes:
  1. La **faible magnitude** de certains séismes a rendu parfois douteuse la reconnaissance des phases, ce qui nous a conduit à éliminer un grand nombre d'entre eux;
  2. L'**identification des phases S**, bien que facile dans 3 cas sur 4 environ, a pu poser des problèmes, soit à cause de leur *faible amplitude*, soit en raison d'une *saturation des plus forts séismes* provenant de la zone de subduction, ce qui s'est produit rarement.
- Le **niveau de bruit** est faible sur tous les enregistrements, en dépit des gains élevés: seuls quelques perturbations temporaires se sont produites: *passages de troupeau* au début du fonctionnement de VES, *problèmes électrostatiques* à PUR, quelques *orages* à certaines stations.
- Les **arrêts de fonctionnement** ont été rares (voir fig. II-5). A signaler simplement un mauvais fonctionnement passager du *chariot* portant le stylet à la station PAY, et une *poulie d'entraînement* du tambour partiellement dévissée à la station VES pendant 24 heures.

### c) *Conclusions*

Le dépouillement des **186 sismogrammes** de la campagne de la Cordillère Blanche à la loupe micrométrique est long et minutieux: à raison de *30 à 60 événements par feuille* en moyenne, ceci représente environ *27000 observations* puisque chaque séisme nécessite trois lectures (phase P et mouvement, phase S, durée du signal). De plus il est souvent nécessaire de revenir sur des sismogrammes pour repérer des événements ayant échappé à une première lecture ou pour faire des vérifications.

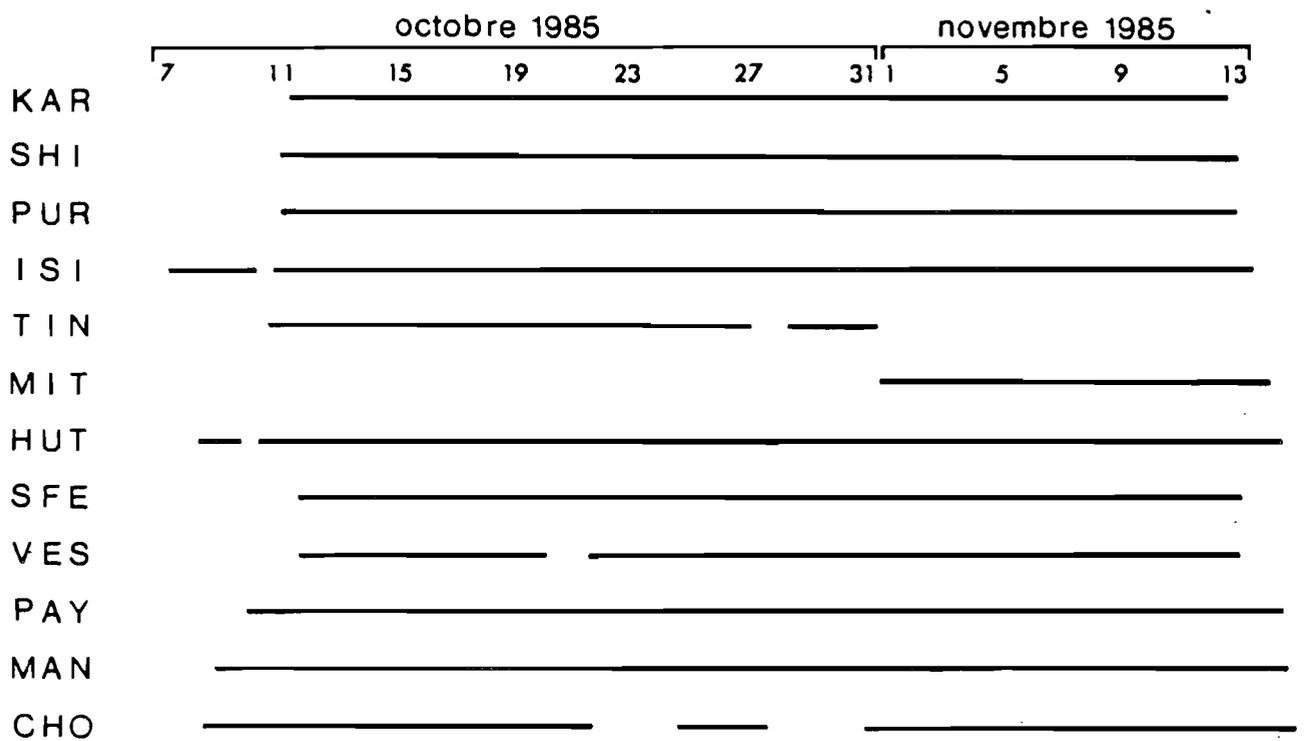


Figure II-5 : Période de fonctionnement des stations à chaque site de la Cordillère Blanche.

Mais cette méthode de dépouillement est précise: elle a permis de faire des lectures:

1. **pour les arrivées des ondes P:** à 0.05 seconde près en général, et toujours à moins de 0.1 seconde dans tous les cas;
2. **pour les arrivées des ondes S:** à moins de 0,2 seconde près le plus souvent, et toujours à moins de 1 seconde chaque fois que la lecture était possible.

Enfin cette méthode est fiable: elle permet de faire des *observations directes*: on ne rajoute donc pas d'erreur à la lecture, comme notamment dans le cas d'un dépouillement automatisé; enfin très peu de données sont perdues car *un contrôle continu peut se faire directement sur le terrain*, permettant de faire les améliorations nécessaires en temps voulu (ce qui est pour l'instant un grand avantage par rapport aux stations digitales à déclenchement).

#### **4. Le contrôle du temps: la dérive des horloges internes**

##### *a) Rappel*

Il est essentiel dans les problèmes de localisation d'avoir une **référence de temps commune** afin de pouvoir comparer les temps d'arrivée aux différentes stations pour un même séisme. Les horloges internes des sismographes présentant en général des *dérives* non négligeables, on compare régulièrement *l'heure interne* de chaque appareil au *temps universel* (GMT) pour les estimer et finalement faire la correction nécessaire.

##### *b) Procédure utilisée*

**L'enregistrement du temps universel** s'est fait sur chaque station toutes les 48 heures (à chaque maintenance). Le signal radio capté est le signal WWV émis sur 15 (ou 10) MHz en ondes courtes. Il délivre des *tops de secondes* et des *tops de minutes*. Un *décalage volontaire* de 2 à 3 secondes entre le temps GMT et l'horloge

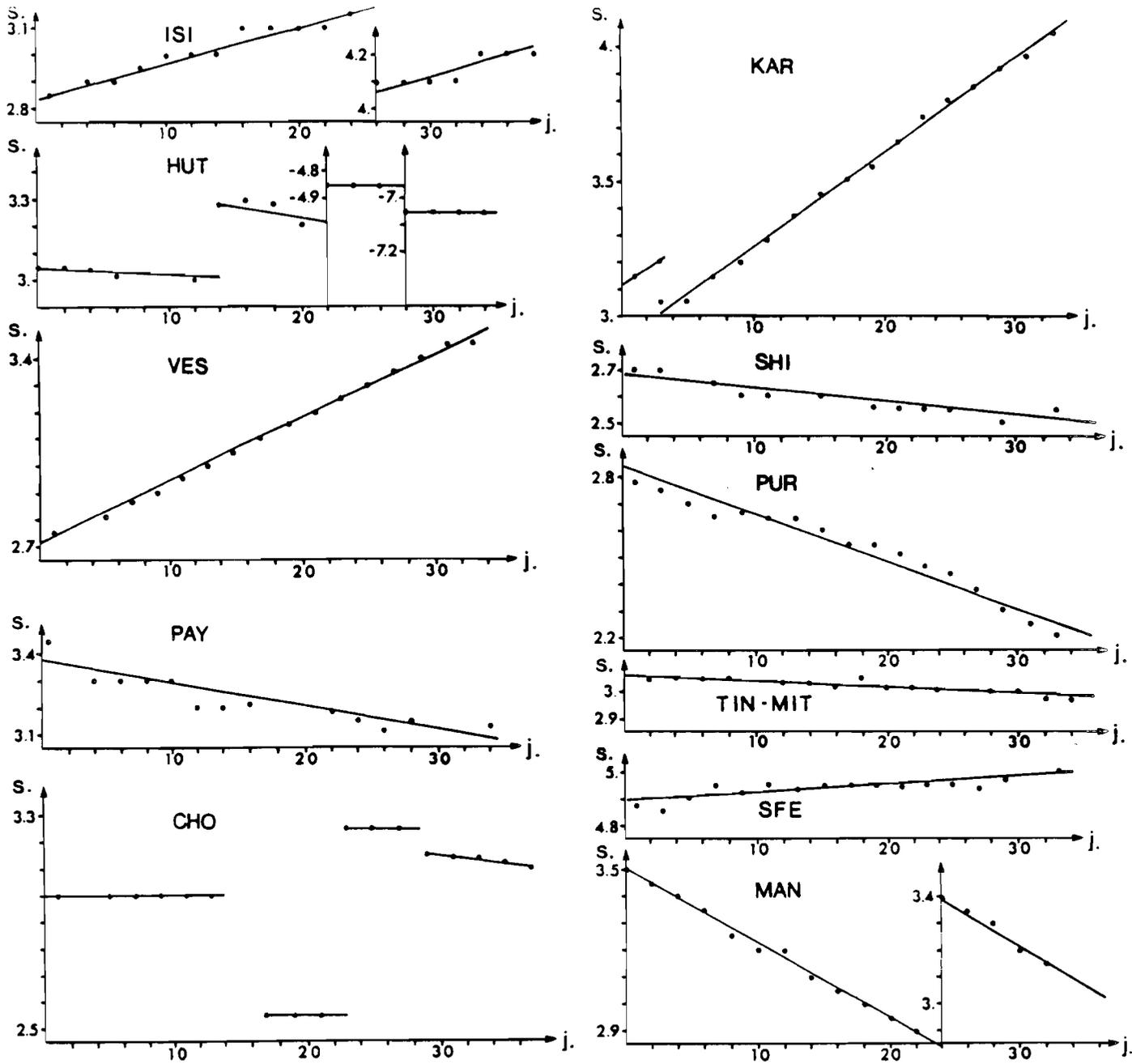


Figure II-6 : Courbes de dérive des horloges internes. En abscisse, le nombre de jours de campagne; en ordonnée, l'écart en sec. entre l'heure GMT et l'heure de l'horloge interne.

interne est instauré lors de la mise en fonctionnement des appareils, afin de pouvoir ensuite lire plus facilement à la loupe l'écart de temps entre la minute GMT et la minute interne. Les signaux comparés sont en général enregistrés en début et en fin de feuille. La lecture se fait à la fois sur des écarts de minutes et de secondes. Les sismogrammes reproduits en annexe 2 en donnent un exemple. Plusieurs lectures pouvant ainsi être faites, la précision obtenue est très bonne: elle est d'environ 0.05 secondes, voire moins.

Il n'est arrivé que très rarement de ne pas pouvoir capter le signal radio en raison de mauvaises conditions atmosphériques. Toutes les stations étaient dans des sites suffisamment dégagés pour permettre une bonne réception. La figure II-6 présente les *courbes de dérive* obtenues pour les 11 stations de la Cordillère Blanche. Seule la station HUT a connu quelques problèmes de fonctionnement d'horloge sous la forme de sauts de temps; mais les conséquences ont été limitées par le fait que la dérive était pratiquement nulle. On observe que les dérives sont très linéaires et que les plus fortes sont de l'ordre de *1 seconde par mois*: les corrections de dérive sont donc bien *nécessaires*, mais peuvent s'effectuer avec une *très bonne précision*: on peut estimer que *l'erreur due à cette dérive horaire est nettement inférieure à 0.05 sec.*

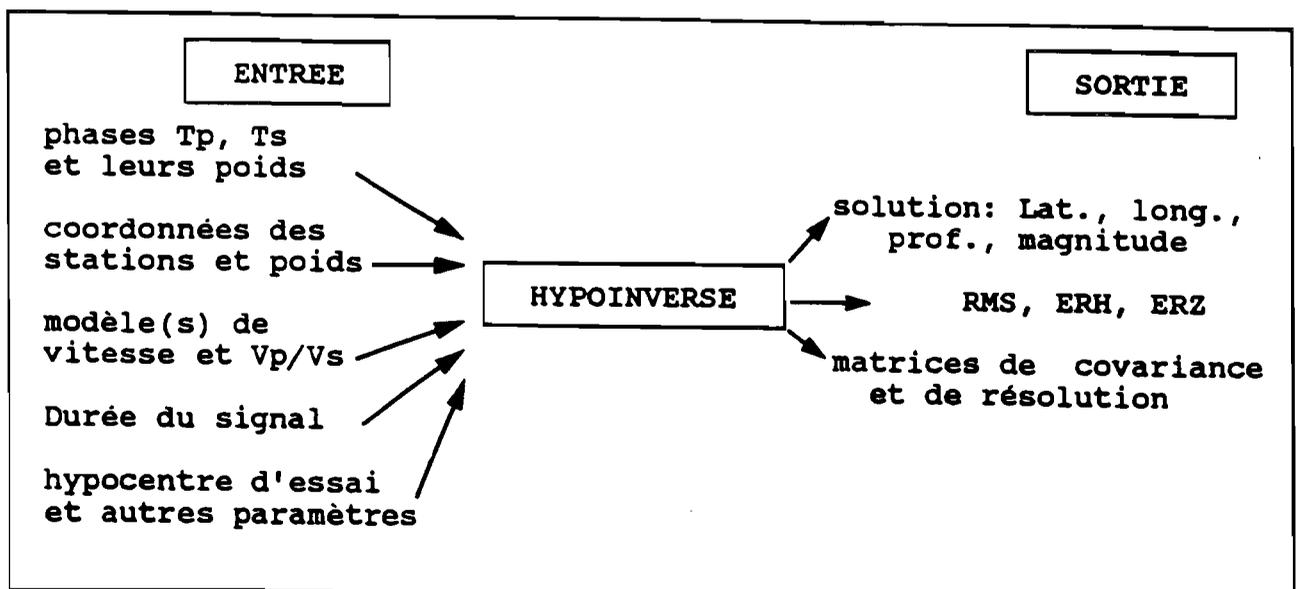
## **5. Conclusion**

La **couverture du réseau** de la Cordillère Blanche est satisfaisante pour ses parties Centre et Sud: il s'étend de 9°S à 10°S et de 77°W à 78°W environ. Les **erreurs commises** sur les données *fournies au programme de calcul* sont **faibles**: le *contrôle du temps* est excellent et la *position des stations* est connue avec une bonne précision; la *principale source d'erreur* est due aux lectures elles-mêmes. On peut estimer que l'**écart-type** des erreurs sur les temps d'arrivée est de **0.1 sec.** pour les phases **P** et de **0.5 sec.** pour les phases **S**.

### C - Incertitudes liées au traitement des données

Le programme de calcul utilisé pour l'inversion des données est une version de *HYPOINVERSE* (Klein, 1978) adaptée sur micro-ordinateur. Son principe, commun à la plupart des programmes de localisation d'hypocentres, est de *minimiser* au cours d'itérations successives *les écarts entre temps observés et temps calculés* (ondes P et ondes S). Par rapport au programme antérieur (HYPO-71, Lee & Lahr, 1975), un de ses avantages est de permettre une bonne *visualisation* des valeurs propres de la *matrice de résolution*: on peut ainsi estimer à la fois le *bon ajustement entre données observées et calculées* et la *stabilité de la solution proposée*. On verra dans la suite quels sont ces moyens de contrôle et quelles difficultés d'utilisation peut présenter ce programme. Nous présentons d'abord les paramètres à fournir à HYPOINVERSE en insistant sur le rôle que chacun a joué dans notre cas précis. Le tableau II-B résume les principales entrées et sorties de HYPOINVERSE utilisées par la suite.

TABLEAU II-B



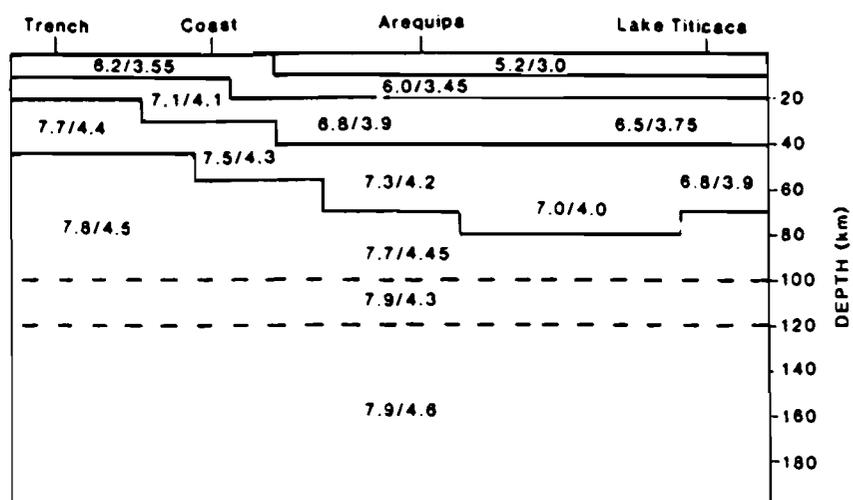


Figure II-7 : Représentation schématique du modèle à deux dimensions utilisé par Cunningham et al. (1986) au Sud-Pérou. Les vitesses des ondes sont en km/s.

## 1. Moyens d'amélioration du calcul des temps théoriques

### *a) Modification directe du modèle de vitesse*

Cette approche a été présentée dans l'article du paragraphe I. Elle nécessite de connaître un *modèle initial raisonnable* de la structure de vitesse. Comme celle-ci est mal définie dans la zone d'étude, j'ai testé l'influence de ce paramètre sur la qualité des déterminations. La figure II-7, extraite de l'étude de Cunningham et al., donne *la structure crustale la plus plausible* au Sud Pérou (modèle "à priori"): elle s'inspire essentiellement des modèles proposés par Ocola et al. (1971) et Ocola & Meyer (1972) sous l'Altiplano. Nous avons aussi utilisé des modèles issus d'études au Pérou Central, en Colombie et en Equateur (James, 1971; Meissner et al., 1976; Couch et al., 1981). Plus spécifiquement, le problème de notre étude était de mieux définir *l'influence des couches superficielles*, car ce sont elles qui sont susceptibles de modifier la *répartition* de la sismicité enregistrée dans la Cordillère Blanche, et aussi la *projection des polarités des ondes P* pour les mécanismes au foyer.

La méthode directe consistant à observer sur les sorties de HYPOINVERSE (tableau II-B) l'influence du changement des modèles est longue et assez approximative, mais était la seule approche possible en fonction des données disponibles. Une autre raison justifiant cette étude est la présence d'un **important bassin quaternaire** (le Callejon de Huaylas) et d'une **discontinuité majeure** (la faille bordière) dont on a pu chercher à estimer les effets puisque HYPOINVERSE permet d'utiliser jusqu'à *3 modèles de vitesse* affectés à chaque station: on peut ainsi *simuler grossièrement une discontinuité verticale en surface ou des anomalies locales de vitesse*. Les 4 modèles testés et leur répartition aux stations sont rappelés en figure II-8.

Le tableau II-C donne les résultats détaillés des tests sur 10 séismes que nous avons analysés dans l'article précédent (voir I). D'autres tests effectués aboutissent aux mêmes conclusions: même si l'on ne peut apporter une information très précise sur la *structure en vitesse* (nous n'avons pas assez de données pour inverser simultanément les hypocentres et le modèle), il est clair que dans les limites

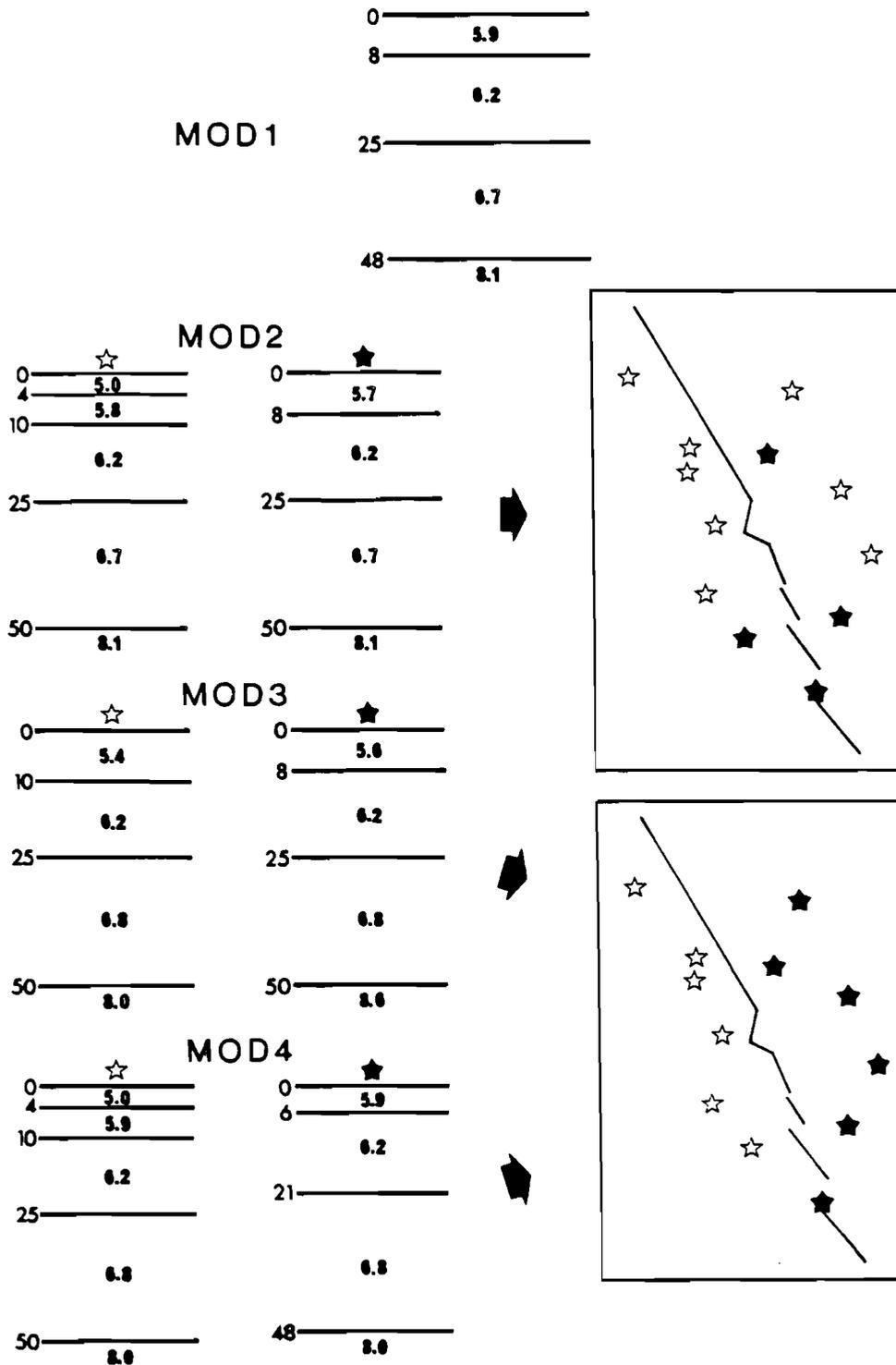


Figure II-8 : Les 4 modèles préliminaires de vitesse testés et leur répartition dans le réseau de la Cordillère Blanche. Le modèle 1 est le même pour toutes les stations.

TABLEAU II-C  
Influence des quatre types de modèles  
sur la détermination de 10 séismes

Séisme	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Station la plus proche	SFE	HUT	TIN	VES	MAN	SHI	MAN	TIN	ISI	MAN
Distance min. en km.	20	16	6	7	8	18	19	13	1	8
Magnitude	1.7	1.7	0.6	1.8	1.1	1.3	1.8	0.9	0.5	2.3
Phases P	8	7	4	10	7	8	10	6	4	11
Phases S	4	7	4	5	4	4	6	2	5	6
RMS max. en sec.	.30	.30	.18	.30	.19	.39	.25	.65	.12	.14
RMS min. en sec.	.19	.27	.08	.16	.16	.20	.21	.34	.06	.08
Δ latitude en km.	0.57	1.34	1.08	1.36	1.87	3.31	1.12	1.41	1.15	5.18
Δ longitude en km.	0.99	2.05	2.09	1.45	4.81	2.11	3.70	3.77	3.04	3.44
Δ profondeur en km.	4.46	2.65	5.48	1.97	6.59	8.20	3.43	2.77	1.58	3.02
ERH max. en km.	0.89	4.33	0.89	0.83	0.92	0.96	0.80	1.86	1.10	1.10
ERH min. en km.	0.69	1.54	0.71	0.54	0.67	0.56	0.59	1.11	0.67	0.57
ERZ max. en km.	35.27	6.17	28.04	2.46	2.14	7.94	33.87	18.88	0.95	1.39
ERZ min. en km.	3.22	1.77	2.01	1.16	1.08	1.60	1.73	2.94	0.56	0.66

TABLEAU II-D

Valeurs des angles d'incidences (AN) et des azimuts (AZM) à chaque station pour 10 séismes: influence des quatre types de modèles

N°	MOJ	STATIONS											
		SHI	PUR	ISI	TIN	HUT	VES	SFE	PAY	CHO	MAN	KAR	
		AN AZM	AN AZM	AN AZM	AN AZM	AN AZM	AN AZM	AN AZM	AN AZM	AN AZM	AN AZM	AN AZM	
1	1	98 186	101 204	111 212	114 254	101 295		122 31	112 114	101 132	99 153		
	2	92 186	90 205	90 214	90 255	90 296		90 29	90 113	90 132	92 153		
	3	95 185	97 203	107 212	109 253	97 295		121 32	110 114	100 132	98 153		
	4	96 185	98 203	109 211	112 253	98 296		122 33	113 113	103 131	100 153		
2	1	72 43	72 146	72 131	100 122	113 67		72 87	72 107	72 116	72 128		
	2	91 144	69 147	69 132	69 123	118 62		69 86	69 106	69 116	91 128		
	3	60 144	60 147	60 132	60 122	122 59		91 86	91 106	90 116	90 128		
	4	72 143	72 146	72 131	72 122	116 63		94 86	93 106	92 116	92 128		
3	1		90 179	91 162	93 295	90 322	90 71		90 92				
	2		93 178	100 162	132 251	93 322	103 72		92 92				
	3		92 179	96 163	105 297	92 322	94 70		92 91				
	4		90 176	91 153	120 311	90 325	99 71		72 91				
4	1	94 183	95 203	100 213	100 265	95 303	126 60	99 30	98 102	95 125	94 148	72 164	
	2	66 182	93 201	97 210	98 264	92 303	130 68	95 33	94 102	92 124	66 147	66 163	
	3	94 183	96 203	101 214	101 267	95 304	123 54	99 30	98 100	95 123	64 147	64 163	
	4	90 182	90 202	90 211	90 265	90 304	119 63	98 32	97 101	72 124	72 147	64 163	
5	1	96 274	94 289	93 312			93 339	72 350	93 1	96 21	111 6	101 208	
	2	102 271	93 283	93 311			66 339	69 350	93 1	96 22	132 9	110 208	
	3	99 271	95 288	95 313			64 341	64 352	64 4	98 26	121 25	104 199	
	4	90 270	57 289	57 314			90 343	72 353	90 7	90 30	90 41	90 191	
6	1	111 220	100 270	97 315			92 356		93 31	95 66	105 108	95 159	
	2	91 213	91 263	59 310			90 356		59 34	59 72	91 116	91 161	
	3	110 217	105 268	103 314			64 356		64 32	64 68	107 110	64 159	
	4	97 212	57 268	57 317			93 359		93 34	93 69	95 108	93 156	
7	1	92 224	91 260	91 298	91 311	90 317	91 345	91 358	91 25	92 62	93 133	91 173	
	2	98 222	90 259	90 298	90 311	69 317	95 345	90 359	90 27	90 74	101 133	96 172	
	3	98 221	97 259	97 299	94 311	60 318	95 346	64 359	97 27	98 74	101 132	96 171	
	4	91 218	57 260	57 303	57 314	57 319	90 350	90 1	90 30	91 73	91 125	90 167	
8	1			97 192	100 257	93 308	101 82	95 45	94 101				
	2			90 189	90 254	59 308	90 84	59 47	59 101				
	3			97 190	101 260	93 310	100 79	94 45	94 99				
	4			90 182	90 250	57 310	90 85	90 50	90 101				
9	1	97 164	102 193	171 226	103 329		93 38		96 73		95 124		
	2	99 161	98 189	165 73	98 335		101 39		92 72		66 122		
	3	99 162	106 191	175 83	107 332		102 39		64 72		64 123		
	4	91 159	92 185	143 76	92 339		98 41		72 72		72 121		
10	1	102 273	72 288	72 311	72 316	72 320	72 338	72 349	72 0	103 20	131 14	111 210	
	2	102 262	93 283	92 309	69 315	69 319	66 339	69 351	93 4	96 29	146 49	105 196	
	3	104 272	60 289	60 312	60 317	60 320	64 340	64 351	64 3	64 24	134 20	113 202	
	4	91 271	90 288	90 313	90 318	72 321	72 341	72 352	72 4	98 26	120 27	104 198	

raisonnables que nous pouvons lui fixer, celle-ci **influe peu** sur les localisations. On peut dès lors considérer son influence comme négligeable par rapport aux autres sources d'incertitudes (notamment sur les temps observés  $\delta$ ).

Il restait à tester *l'influence des modèles sur la qualité des mécanismes au foyer*, ce qui a été fait sur un exemple dans l'article du paragraphe I. Le tableau II-D montre les **variations des azimuts et des angles d'incidence** pour les 10 événements précédents. La figure II-9 rappelle pourquoi une telle vérification est nécessaire: nous sommes dans le cas limite où certaines polarités des ondes P (pour les distances épacentrales entre 10 et 30 km environ) peuvent être interprétées différemment (en onde *directe* ou *réfractée*) suivant la structure en vitesse utilisée. Les autres essais effectués ont montré qu'il est difficile de tirer une conclusion générale sur cette influence: *tout dépend du cas traité, et notamment du nombre de polarités et de la position du séisme par rapport au réseau*. Simplement ceci doit nous inciter à être prudent dans l'interprétation des mécanismes contraints par un seul point, indépendamment des erreurs possibles de lecture des polarités. En raison du nombre limité des sens de mouvement par mécanisme simple (11 au maximum), j'ai éliminé systématiquement les polarités douteuses afin de limiter cette seconde source d'erreur.

#### *b) Modifications indirectes du modèle de vitesse*

Trois facteurs sont testés: le rapport de vitesses  $V_p/V_s$ , les corrections d'altitude et les corrections de station.

#### - Rapport $V_p/V_s$

Nous avons montré au paragraphe I comment déterminer ce rapport. La valeur trouvée ( $1.70 \pm 0.01$ ) est la même que celle choisie par Grange (1983) et Cunningham et al. (1986) au sud-Pérou pour des séismes superficiels. Nous avons recalculé des valeurs à partir de 63 séismes crustaux proches de la zone de faille en utilisant des stations à l'Ouest ou à l'Est de celle-ci:

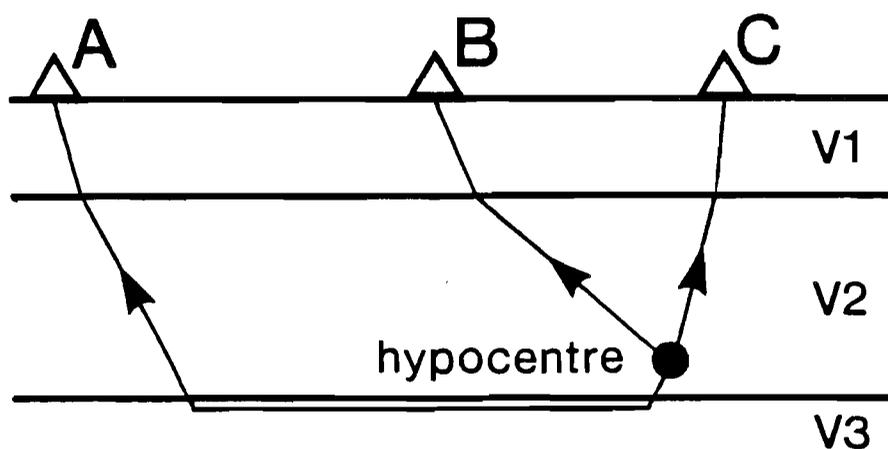


Figure II-9 : Schéma d'un modèle à trois couches montrant les deux types de trajet des rais sismiques utilisés par HYPOINVERSE: trajet réfracté pour les stations les plus éloignées de l'hypocentre (A: le rai part vers le bas), trajet direct pour les stations les plus proches (B,C: le rai part vers le haut).  $V_1$ ,  $V_2$ ,  $V_3$ : vitesse des couches 1, 2, 3.

- stations Ouest:  $V_p/V_s = 1.66$
- stations Est :  $V_p/V_s = 1.74$
- toutes stations:  $V_p/V_s = 1.69$

L'écart-type sur les régressions linéaires est du même ordre de grandeur que précédemment. Malgré le nombre limité de données disponibles et les barres d'erreurs, il existe donc sans doute des **variations locales** de ce rapport liées aux différences importantes de rhéologie observables à la surface, les trajets sismiques utilisés étant superficiels.

Plusieurs tests faisant varier  $V_p/V_s$  entre 1.66 et 1.74 n'ont montré *aucune variation significative sur la position des hypocentres ou la qualité des déterminations*. D'autres études sur ce paramètre laissent penser que seule une variation importante de  $V_p/V_s$  (de l'ordre de 0.08) peut changer significativement les déterminations en profondeur (Coudert, 1980).

Finalement, étant donné que dans notre zone d'étude, les valeurs extrêmes de  $V_p/V_s$  ne semblent pas s'écarter de plus de 0.05 de la valeur moyenne choisie (1.70), nous avons supposé que *l'influence de ce paramètre est négligeable sur les déterminations*.

#### - Corrections d'altitude

Une première amélioration du modèle de vitesse a consisté à tenir compte dans celui-ci de **l'altitude de la plus basse station**: je l'ai choisie comme *niveau de référence* au lieu du niveau de la mer classiquement considéré dans les autres études, même faites en altitude. Nous devons ainsi améliorer les déterminations puisque nous limitons la probabilité de rencontrer un "airquake" au cours des itérations, cas qui pourrait en réalité correspondre à un séisme très superficiel (comme nous le verrons par la suite). J'ai effectivement constaté sur nombre d'événements *une amélioration significative des déterminations* (surtout sur la valeur de ERZ), sans cependant que soit modifiée de façon notable la localisation des séismes. Dans la pratique il suffit de retrancher cette altitude de base (2600 m) aux altitudes de chaque station dans le

fichier correspondant: les corrections d'altitude s'effectueront alors sur ces *altitudes "résiduelles"*.

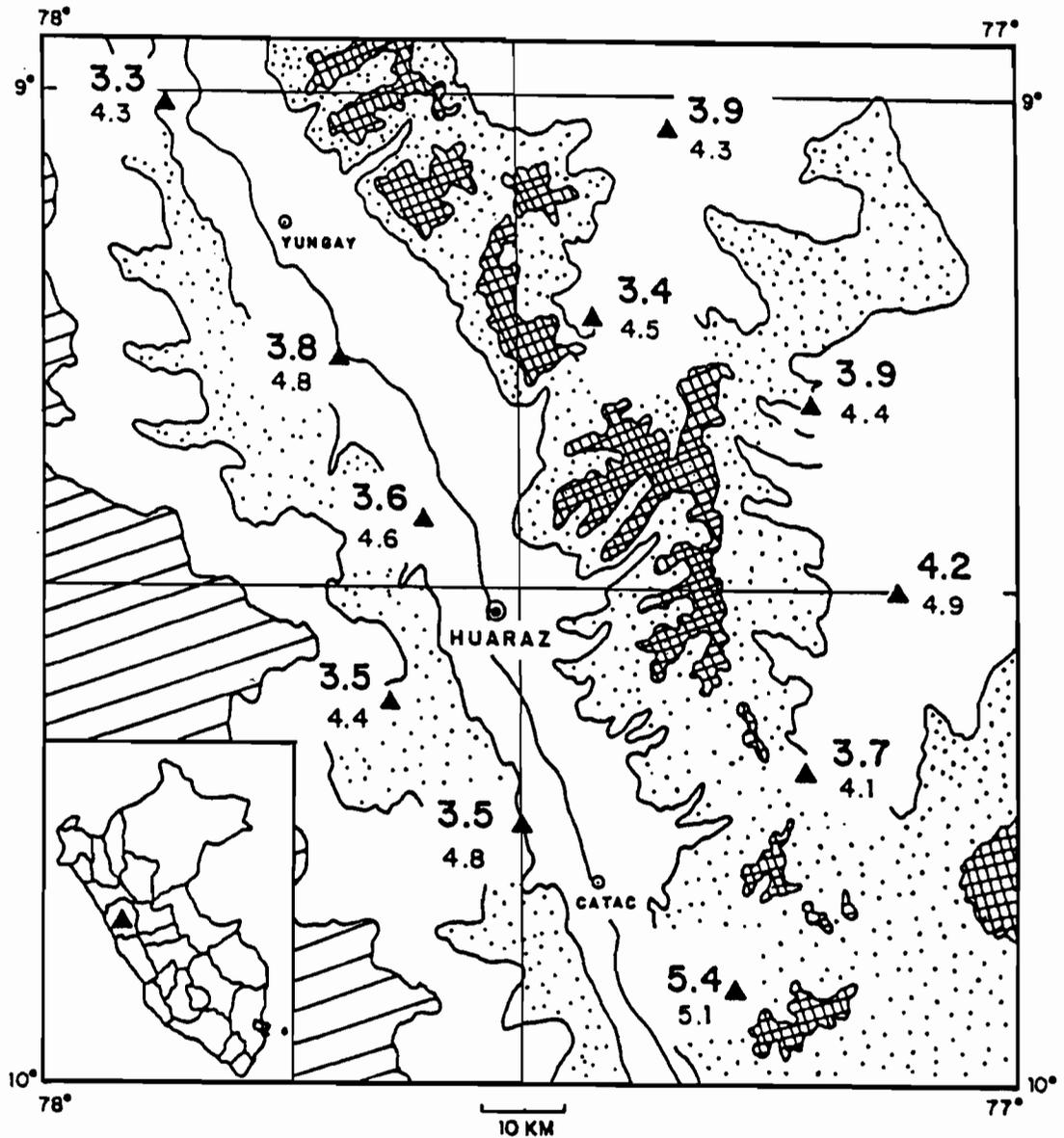
La procédure employée consiste à rajouter au temps théorique une valeur dépendant de l'*altitude de la station* et de l'*incidence du rai* à celle-ci. La plus grande différence d'altitude entre les stations du réseau de la Cordillère Blanche étant d'environ 2000 m, la correction maximale résultante est de:  $2/4.8 \text{ sec.} = 0.42 \text{ sec.}$  Les corrections d'altitude "résiduelle" sont donc *indispensables* dès que l'on dépasse des différences supérieures à 500 m.

#### - Corrections de station

On sait que la région étudiée présente de *forts contrastes lithologiques* et des *discontinuités importantes* sur de grandes distances, dont on a déjà cherché à tenir compte dans les modèles de vitesse (voir au a). Une technique classique pour tenter d'améliorer des premières déterminations est de chercher à détecter une **variation systématique des résidus de temps** à chaque station: si tel est le cas, on attribue généralement cette variation à une *hétérogénéité de vitesse* sous la station et on relocalise les séismes en effectuant une "*correction de station*". Dans le cas où un grand nombre d'événements proviennent d'une même région, on peut procéder par **localisation relative**: un séisme bien déterminé est choisi comme *événement de référence* ("master event") et ses *résidus de temps* aux différentes stations sont utilisés comme "*delays*" (retards ou avances) pour relocaliser tous les séismes.

Une étude sur les **télé-séismes** enregistrés pendant la campagne de la Cordillère Blanche a permis d'estimer les **résidus absolus et relatifs** aux stations (Tavera, 1987):

1. **Les résidus absolus** (figure II-10) sont comparables d'une station à l'autre et peuvent être attribués à l'*épaississement important* de la croûte sous les stations et leur altitude. L'erreur quadratique moyenne sur ces valeurs est de l'ordre de 0.3 sec.



Onda P . . . 3.5

Onda PKIKP . . . 4.8

Figure II-10 : Carte des résidus absolus en secondes relevés aux stations de la Cordillère Blanche à partir de 5 à 7 grands séismes lointains. Ont été reportés les résidus des ondes P et PKIKP (d'après Tavera, 1987).

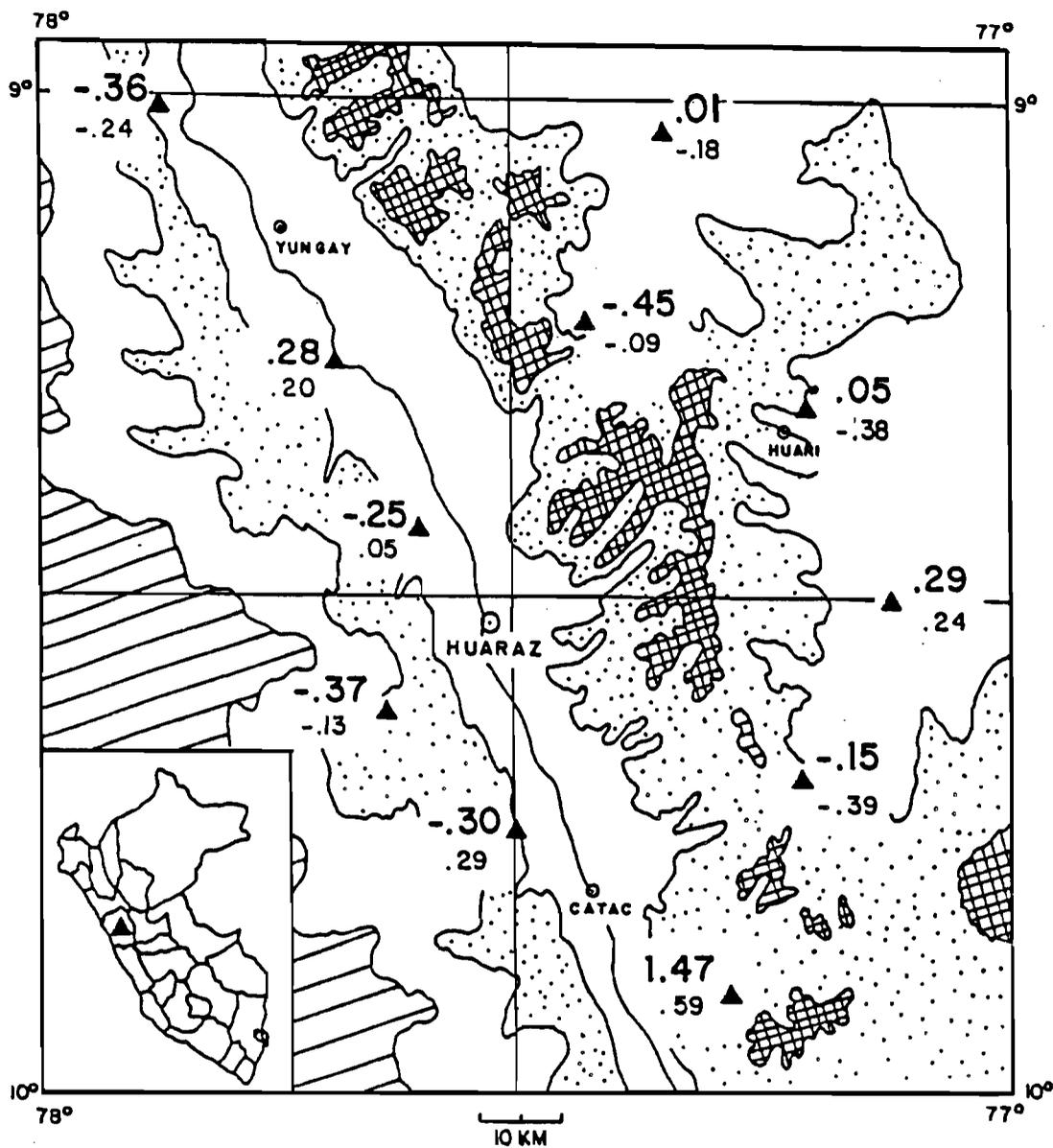


Figure II-11: Valeurs des anomalies de station, en secondes, obtenues à partir des résidus relatifs des ondes P et PKIKP (d'après Tavera, 1987).

2. **Les résidus relatifs** ont servi à calculer des *anomalies de station* (figure II-11). Leur répartition à chaque station en fonction de l'azimut montre qu'il existe clairement des **variations latérales de vitesse** qui peuvent bien s'expliquer par les **structures géologiques**. Par exemple les 3 stations situées sur le bord sud du bassin quaternaire du rio Santa (TIN, ISI,SHI) montrent toutes une *zone à faible vitesse* aux azimuts 350°E à 120°E environ, bien visible pour les ondes P. Par ailleurs la station KAR montre un ralentissement important des ondes qui peut s'expliquer en partie par le fait que le bassin présente à cet endroit les dépôts les plus importants (2 km environ), effet qui s'ajoute à celui de l'altitude. Cependant ces valeurs très positives peuvent aussi être exagérées du fait du *fort amortissement* du sismomètre observé à cette station, ce qui a pu en partie fausser les lectures. En raison des erreurs importantes sur ces valeurs (estimées de 0.1 à 0.4 sec.), on ne les utilisera que pour les comparer aux résidus trouvés à partir des séismes proches.

Sur les 160 événements crustaux proches localisables, 109 se répartissent en *3 essaims relativement denses*: 79 près de la station VES, 16 près de TIN, et 14 près de ISI (figure II-12). Les deux méthodes de relocalisation ont été appliquées à ces 3 groupes de séismes. Le tableau II-E donne les *valeurs moyennes des résidus de temps* à chaque station, et aussi les *résidus de temps des 3 séismes choisis comme "master events"* pour chaque groupe. A titre d'exemple la figure II-13 représente sur des histogrammes les résidus de temps aux 11 stations pour les 79 séismes du groupe central VES.

On note que *les écarts entre les valeurs moyennes et les résidus des "masters" sont parfois importants*, notamment pour les groupes sismiques plus réduits TIN et ISI. Pour cette raison il m'a paru plus sûr de choisir les **résidus moyennés** comme valeurs des délais à introduire à chaque station. *Quand les anomalies issues de l'analyse des télé-séismes sont cohérentes entre elles, elles confirment en général les valeurs trouvées aux stations présentant les plus fortes anomalies*: par exemple à HUT, VES, MAN, CHO. Les valeurs des corrections sont en général faibles, sauf pour la station CHO (fig. II-11). Les cartes et coupes comparatives obtenues à partir des deux méthodes

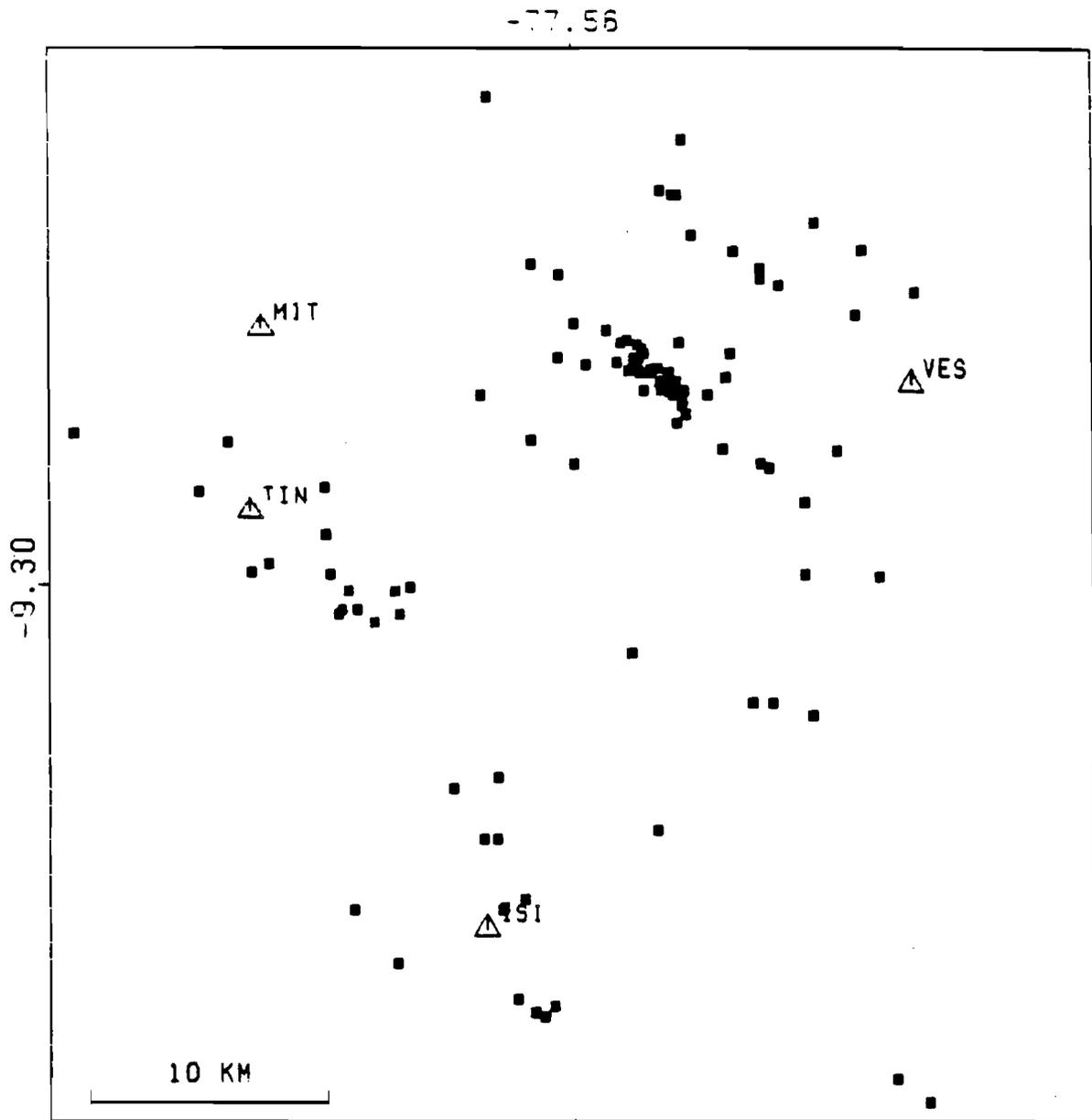


Figure II-12: Carte des 109 séismes de la région centrale de la Cordillère Blanche localisés indépendamment.

TABLEAU II-E

Résidus de temps: valeurs obtenues par différentes méthodes

STAT.	moyVES	masVES	moyTIN	masTIN	moyISI	masISI	P	PKIKP
VES	-0.05	-0.14	-0.06	-0.02	-0.03	-0.28	-0.45	-0.09
TIN			-0.08	-0.09	0.01	0.09	0.28	0.20
MIT	0.03	0.20	0.22					
ISI	0.01	0.04	-0.14	-0.11	-0.03	0.07	-0.25	0.05
PUR	-0.01	-0.02	0.09	0.10	-0.01	-0.01	-0.37	-0.13
SHI	-0.02	0.06	0.04	-0.08	0.02	-0.02	-0.30	0.29
KAR		0.11		0.01		0.16	1.47	0.59
MAN	-0.04	-0.12	0.12	-0.10	-0.10	-0.18	-0.15	-0.39
CHO	0.41	0.50	0.38	0.19	0.38	0.31	0.29	0.24
PAY	-0.08	-0.10	-0.04	-0.05	0.01	-0.23	0.05	-0.38
SFE	0.06	0.04	0.09	0.08		0.10	0.01	-0.18
HUT	-0.11	-0.16	-0.12	0.11		-0.04	-0.36	-0.24

Résidus de temps en secondes

STAT.= stations

moyXXX = moyenne des résidus du groupe de la station XXX

masXXX = résidus du "master event" du groupe de la station XXX

P, PKIKP = résidus obtenus à partir des téléseismes (Tavera, 1987)

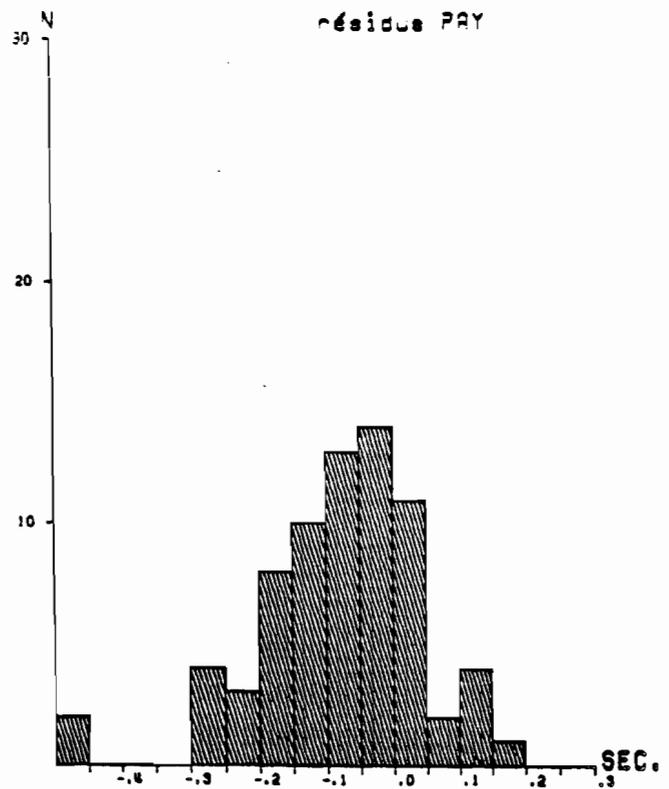
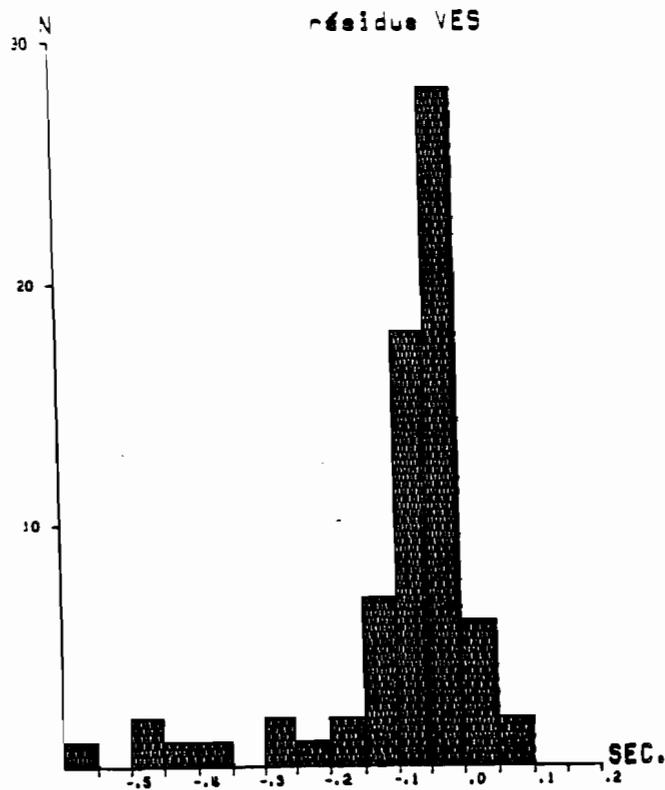
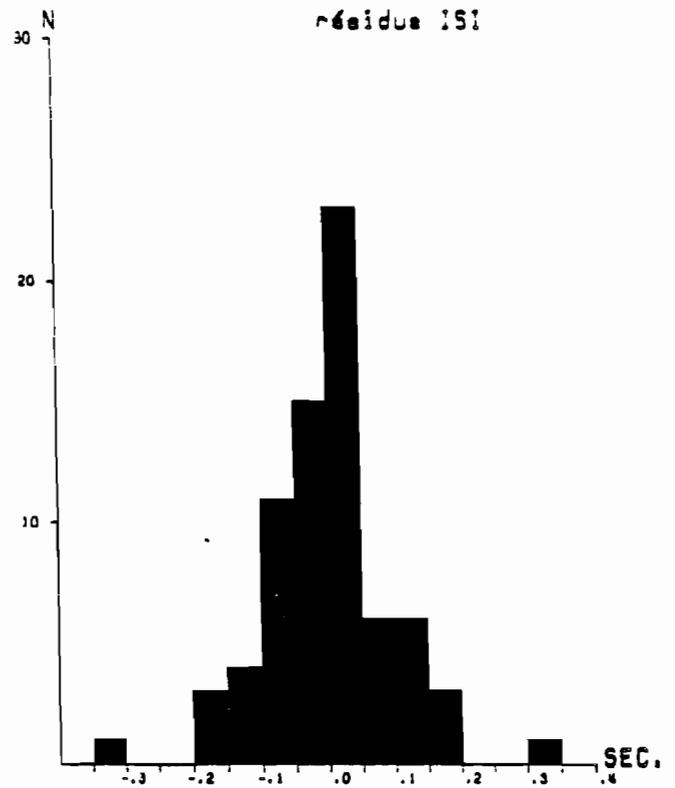
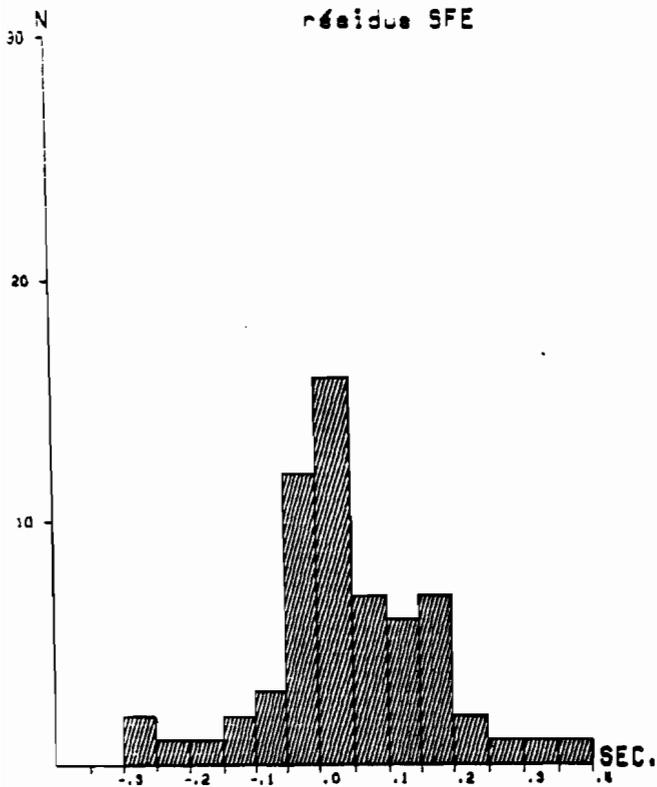


Figure II-13: Résidus de temps relevés à 4 stations pour les 79 séismes proches de la station VES (voir fig. II-15).

(figures II-14 et II-15) montrent que *la position des hypocentres varie très peu*, que ce soit avec ou sans relocalisation (comparer avec la fig. II-12): ceci démontre une **grande stabilité** des solutions, aussi bien en profondeur qu'en position épacentrale (coupes de la figure 16 a,b,c).

Ce traitement par relocalisation n'est pas inutile: on peut en effet s'attendre à affiner l'image sismique en corrigeant par les **résidus moyennés**. C'est ce qui semble se produire sur la figure II-15 où les **alignements sismiques NW-SE apparaissent plus nettement**. Par ailleurs, *l'amélioration de la qualité des localisations est sensible* (histogrammes sur RMS, ERH, ERZ de la figure 17). Ceci permet d'avoir une *plus grande confiance dans les localisations*, notamment sur les profondeurs, qui statistiquement varient peu (fig. 16 et 17). *Nous avons donc finalement choisi ce type de relocalisation pour les 109 événements du centre du réseau.*

## **2. Prise en compte dans l'inversion des incertitudes sur les temps observés: les pondérations**

Pondérer est le seul moyen que possède l'utilisateur de HYPOINVERSE d'introduire dans les calculs les *incertitudes sur les temps observés*. Il va s'agir de privilégier certaines données par rapport à d'autres.

Le poids accordé effectivement à un temps d'arrivée est le produit de plusieurs facteurs:

1. **Pondération des phases P et S:** c'est la plus couramment utilisée. Le poids est maximum pour la plupart des phases P; dans quelques rares cas il est diminué d'un quart. Pour les phases S, la précision de lecture étant en général quatre fois moindre (voir B-3), le poids est le quart de celui des phases P. Dans les cas où la précision de lecture était très bonne (10 à 15% des cas), on a choisi un poids de  $\frac{1}{2}$ .

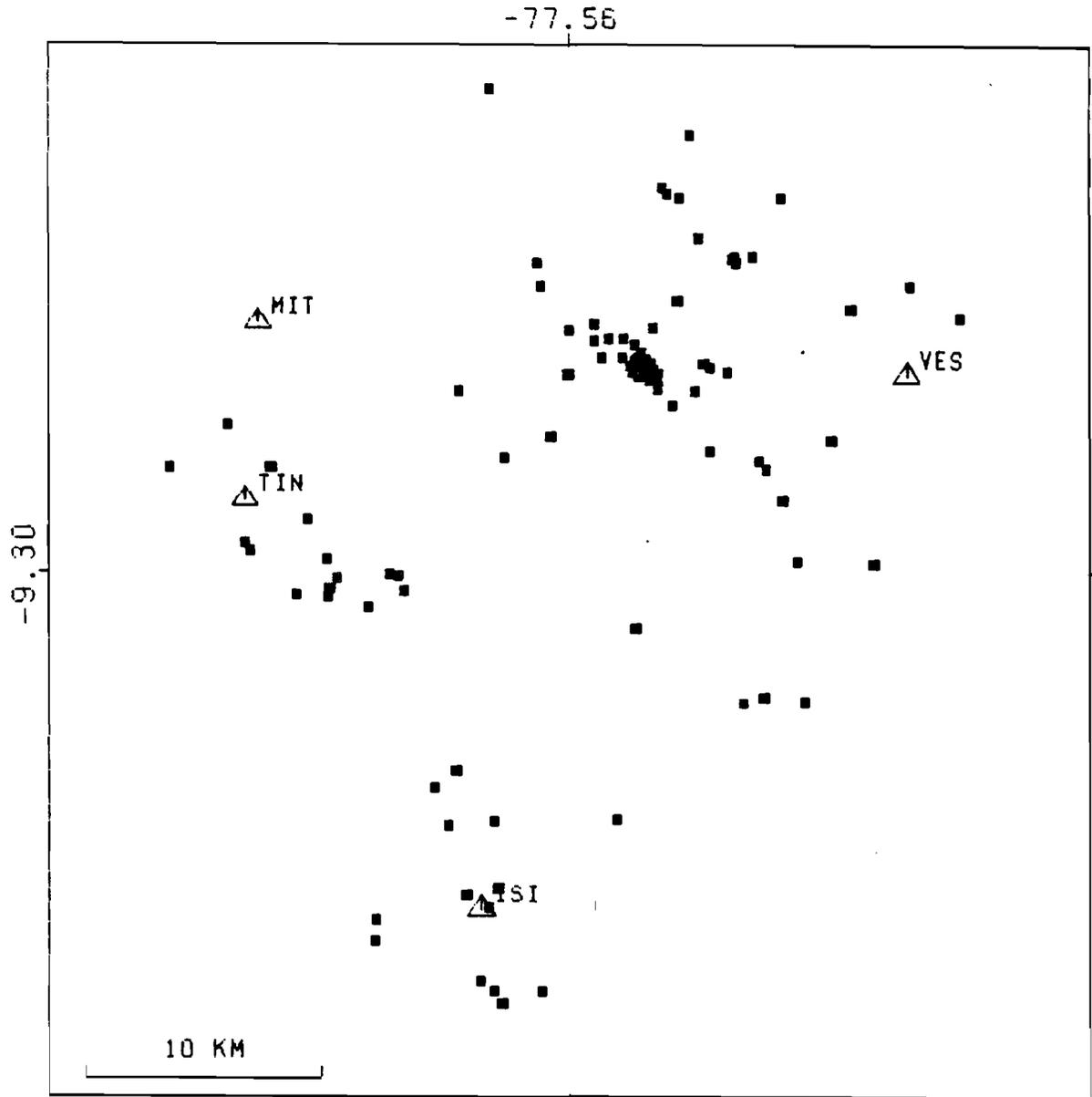


Figure II-14: Carte des 109 séismes de la région centrale après corrections de station, en utilisant les résidus de 3 événements maîtres pour chacun des 3 groupes sismiques.

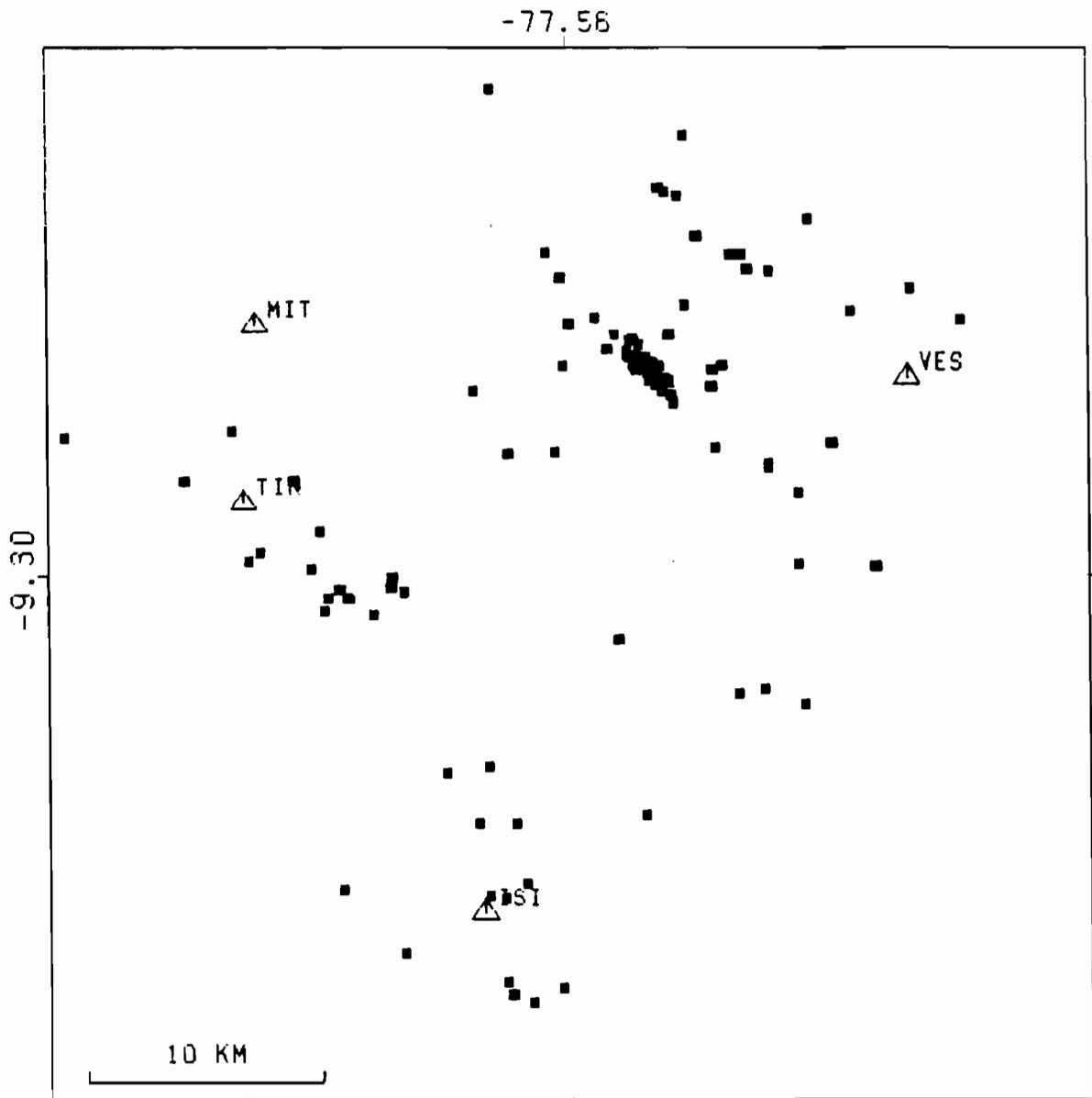


Figure II-15: Carte des 109 séismes de la région centrale après corrections de station, en utilisant les moyennes des résidus de chacun des 3 groupes sismiques.

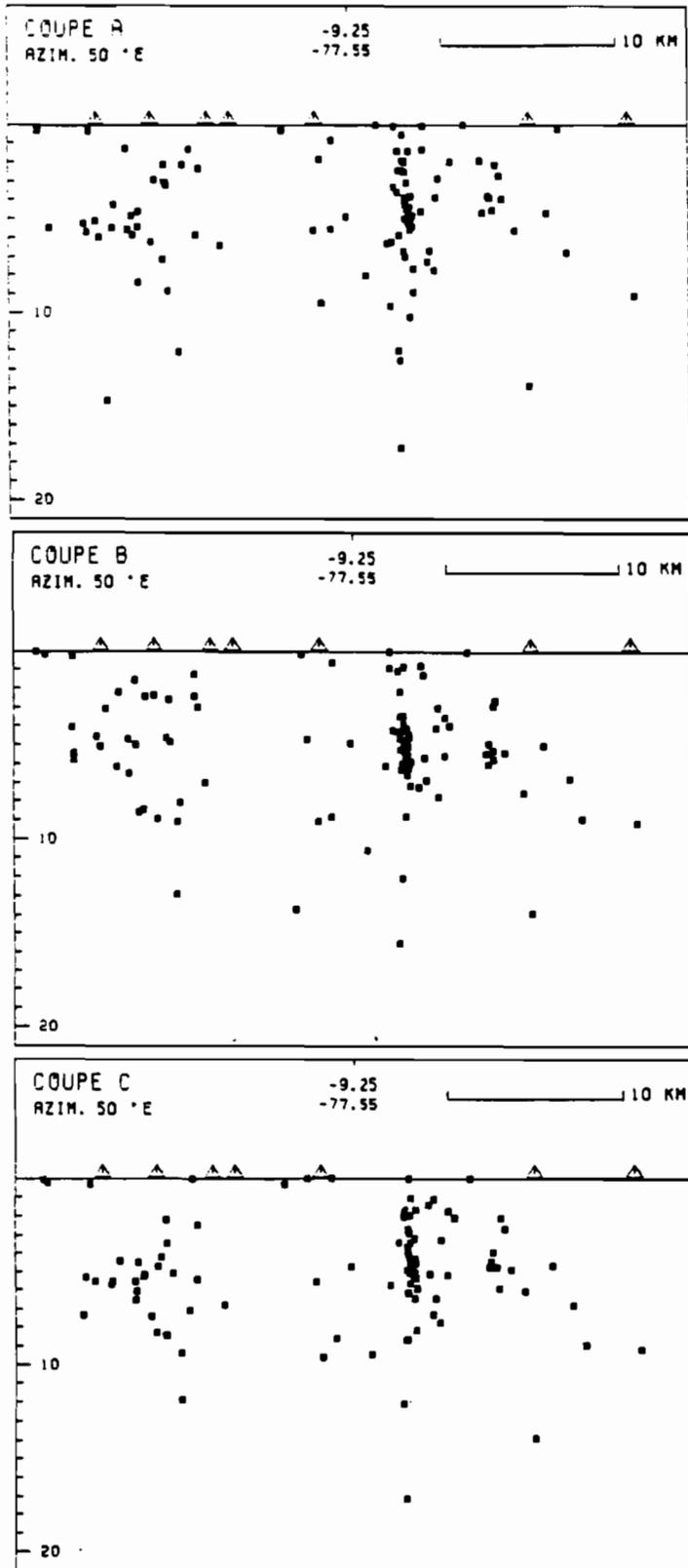


Figure II-16: Coupes de sismicité perpendiculaires à la chaîne au centre du réseau (voir texte). 1/2 largeur: 15 km; 1/2 longueur: 22 km. (A): séismes localisés indépendamment; (B): séismes relocalisés par événement maître; (C): séismes relocalisés par moyenne de résidus.

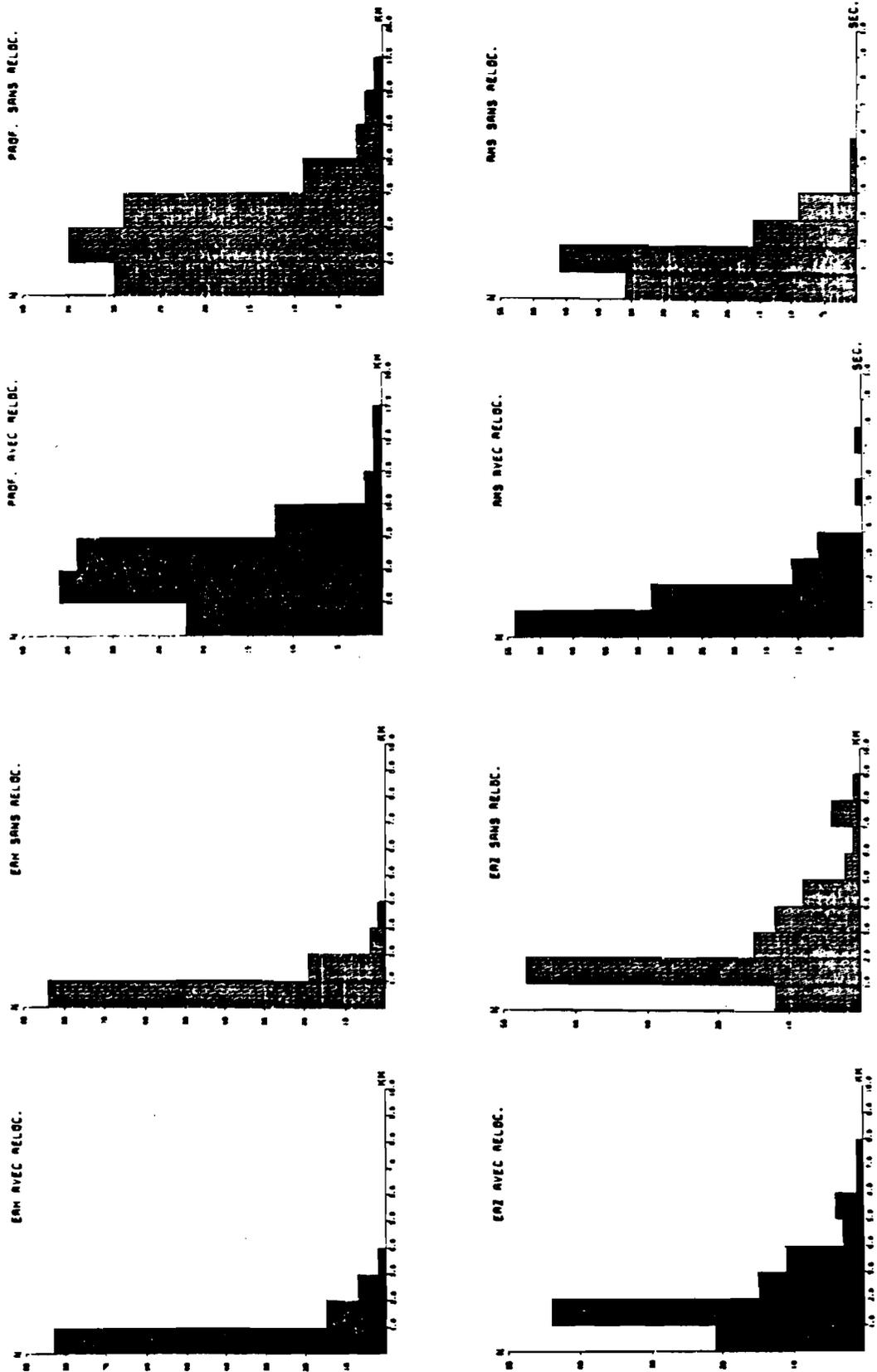


Figure II-17: Histogrammes comparant les profondeurs et les RMS, ERH, ERZ pour les 160 séismes crustaux proches obtenus avec relocalisation (à gauche) ou sans relocalisation (à droite).

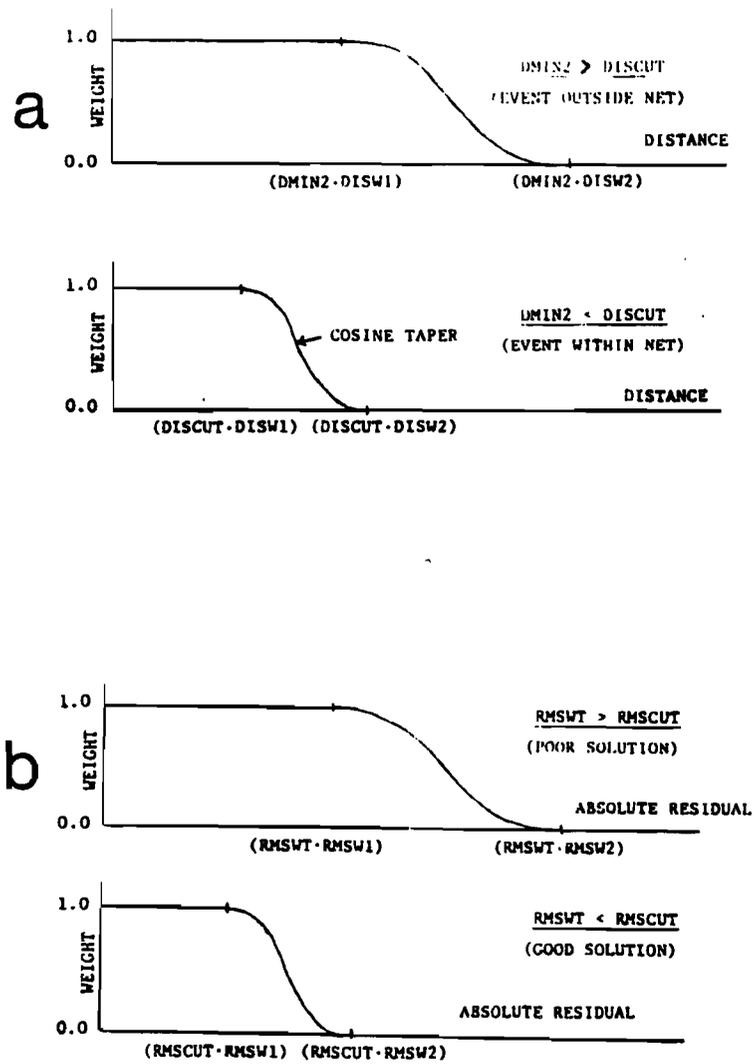


Figure II-18: Valeur du poids accordé aux phases P et S en fonction: a) de la distance source-station; b) des résidus de temps non pondérés (voir texte). D'après Klein (1978).

2. *Pondération des stations*: elle a été la même pour toutes les stations du réseau, aucune n'ayant eu à jouer un rôle particulier par rapport aux autres.
3. *Pondération de la distance foyer-station*: HYPOINVERSE permet de privilégier les phases arrivant aux stations les plus proches, et ceci en fonction de la position du séisme par rapport au réseau. La figure II-18a illustre cette procédure. Les paramètres permettant de choisir la distance critique à partir de laquelle le poids baisse sont: *DISCUT*, *DISW1* et *DISW2*. Pour distinguer les cas où le séisme est *dans le réseau* ou *hors de celui-ci*, le programme utilise la *distance à la deuxième station* (*DMIN2*) comme facteur sélectif. En fonction de la taille du réseau, on a choisi les valeurs suivantes:

**DISCUT = 50 km**

**DISW1 = 1**

**DISW2 = 3**

Ainsi, pour un séisme dans le réseau ( $DMIN2 < 50$  km), le poids d'une phase commence à baisser à la distance de 50 km et s'annule à la distance de 150 km: *on privilégie l'information provenant des stations proches*. Pour un séisme hors du réseau ( $DMIN2 > 50$  km), le poids baisse à partir de  $DMIN2$  km pour s'annuler à  $3 \times DMIN2$  km.

4. *Pondération en fonction des résidus de temps*: le principe de cette pondération est le même que celui décrit précédemment. Les facteurs multiplicateurs sont cette fois 1.5 et 3 et la valeur seuil équivalente à *DISCUT* est *RMSCUT* = 0.16 sec. Le facteur test pour pondérer différemment en fonction de la qualité des solutions est cette fois *RMSWT*, valeur du *RMS* à partir des résidus non pondérés (voir fig. II-18b). Cette procédure est particulièrement efficace pour atténuer les effets d'une *lecture défectueuse*, qui pourra en outre être facilement repérée sur les listings et éventuellement corrigée s'il s'agit d'une erreur dans le report du temps d'arrivée.

### 3. Contrôle de la stabilité des solutions

Pour l'inversion, nous avons pris les valeurs standard des paramètres contrôlant l'ajustement de l'hypocentre d'une itération à l'autre (Klein, 1978). Nous avons vu au sous-paragraphe A que *les valeurs de RMS, ERH, ERZ ne donnent qu'une idée partielle de la bonne qualité d'une détermination*. Nous avons donc cherché quels facteurs pouvaient le mieux compléter l'information sur la **validité du résultat de l'inversion**. Trois sont importants à contrôler: *la profondeur d'essai ZTR, le rapport des valeurs propres de la matrice des dérivées partielles (appelé "condition number", noté CN dans la suite) et enfin le nombre et la répartition azimutale des phases fournies au calcul.*

#### *a) Profondeur d'essai (ZTR)*

Il est apparu que des 4 paramètres de l'hypocentre d'essai à fournir, *ZTR est celle qui influence le plus la détermination finale* (rappelons qu'en l'absence d'hypocentre de départ fixé, le programme utilise à la première itération la position de la station la plus proche comme épicycle et la première arrivée moins 2 sec. comme temps origine). En particulier, *HYPOINVERSE montre de grandes difficultés à se "libérer" de la profondeur d'essai quand celle-ci est assez éloignée de la profondeur vraie*, même pour des événements abondamment argumentés. Ainsi un séisme calculé avec 2 valeurs de ZTR différentes de 20 km peut parfois donner des solutions de qualité sensiblement équivalente, mais avec des profondeurs qui sont restées très proches des valeurs d'essai. Cette difficulté était certes attendue pour des séismes superficiels en raison de l'extension et de la géométrie du réseau (voir B-1). Cependant il ne faut pas sous-estimer cette rigidité relative du programme HYPOINVERSE pour de tels réseaux, sous peine de biaiser de façon importante les déterminations en profondeur. Il apparaît qu'une *localisation préalable* par le programme de calcul HYPO-71 peut remédier efficacement à cette lacune en permettant de définir une profondeur d'essai plus précise (Grange, 1983). *Du fait de la gamme de profondeur relativement restreinte dans notre étude, il nous a suffi d'effectuer plusieurs calculs à partir de valeurs de ZTR définies comme paliers. Ces valeurs ont été:*

- pour les séismes *superficiels*: 5, 10, 15, 20 km;
- pour les séismes *intermédiaires et profonds*: 10, 50, 100, 150 km, et parfois plus pour certains événements.

Toutes ces vérifications n'ont cependant pas été nécessaires pour tous les événements: par exemple, lorsqu'une convergence concordante s'est faite à partir des 2 valeurs 10 et 20 km (ce qui s'est produit pour une grande partie des séismes superficiels), la solution a été considérée comme valable. Par ailleurs ces essais nous ont aidé à mieux estimer *l'incertitude réelle* sur la profondeur des événements.

#### b) Valeur du rapport CN

Ce rapport est celui de *la plus grande* sur *la plus petite* valeur propre de la **matrice des dérivées partielles**. Il permet d'évaluer de façon synthétique *l'ajustement entre les données calculées et les données observées pondérées*. Même si l'information apportée est très souvent redondante par rapport à celle fournie par RMS, ERH, ERZ, elle a pu parfois servir à trier des événements présentant une stabilité douteuse non discernable par d'autres critères: on s'est ainsi assuré de manière plus certaine de la validité de ces déterminations.

Ce rapport est peu employé par les auteurs. La valeur servant de seuil est variable suivant le réseau et la sismicité à étudier. Je l'ai fixée à 100, ce qui correspond à un critère fiable de sélection pour ce type de réseau, d'après Cunningham et al. (1986).

#### c) Influence du nombre de données et de leur répartition azimutale

Une première idée générale de cette influence a déjà été donnée au sous-paragraphe B-1 lors de l'étude de la géométrie des réseaux locaux. Nous complétons ici ces observations en envisageant plus spécifiquement le cas de notre réseau, et en se limitant aux *séismes crustaux proches* (les problèmes liés à la stabilité des séismes de la zone de subduction sont traités en annexe 1). Des tests ont été faits sur 2 groupes de 8 et 10 séismes autour des stations ISI et TIN respectivement:

1. A la station ISI on a refait les déterminations en éliminant les stations proches;
2. A la station TIN on a comparé les solutions obtenues avec:
  - \* toutes les stations;
  - \* toutes les stations sauf TIN;
  - \* les stations Ouest: HUT,TIN,ISI,PUR,SHI,KAR;
  - \* les stations Nord: HUT,TIN,SFE,VES,PAY;
  - \* les stations Sud: ISI,PUR,CHO,MAN,KAR,SHI.

On en a tiré les conclusions suivantes:

- Dès que le nombre de phases P est supérieur ou égal à 5 et de phases S à 2, les solutions restent stables, mêmes si la couverture azimutale est médiocre (150° environ): les variations épacentrales sont de 1 à 1.5 km dans des directions variables, et sont du double en profondeur: on reste donc dans les marges d'erreur. Les variations de RMS, ERH, ERZ sont peu significatives: par exemple, pour la station ISI, la valeur moyenne de ERH est passé de 0.8 (avec la station) à 1.2 (sans la station), ERZ de 1.1 à 2.7, et RMS de 0.12 à 0.07, ce qui confirme les conclusions précédentes sur ces paramètres.
- Dans le cas de séismes à nombre de données réduites, la station la plus proche a un rôle primordial, notamment sur le contrôle de la profondeur: ainsi les événements à 4 phases P perdent beaucoup de leur qualité lorsqu'on leur enlève le premier temps d'arrivée. J'ai estimé qu'on pouvait conserver un séisme à 4 phases P et au moins 2 phases S à condition qu'une station soit à moins de 10 km de celui-ci (toutes les autres conditions de convergence étant remplies).
- Les événements non contraints par des phases S ou ayant moins de 4 phases P sans station très proche (< 5km) ne présentent plus une stabilité suffisante: ils n'ont pas été conservés.
- Enfin les événements éloignés du réseau de plus de 60 km ne sont stables qu'avec au moins 6 phases P et 3 phases S, et une couverture azimutale

supérieure à 30°. Si la précision épacentrale est encore satisfaisante, *les fortes valeurs de ERZ indiquent que la profondeur est mal contrainte.*

A partir de l'ensemble de de ces observations, nous pouvons maintenant présenter les **critères finalement retenus** pour sélectionner les événements de la Cordillère Blanche et donner la **précision finale estimée** de ces localisations.

### **D - Conclusions**

- La principale **source d'erreur** sur les localisations provient des **lectures des temps d'arrivée** sur les sismogrammes.

- Les **critères de sélection** utilisés doivent fonctionner conjointement. Les critères généraux (séismes de **classe A**) sont:

- \* *au moins 5 phases P et 2 phases S pondérées;*
- \* *RMS < 0.4 sec.;*
- \* *ERH < 5 km;*
- \* *ERZ < 5 km;*
- \* *rapport CN < 100.*

Dans certains cas des événements ne différant que sur un ou deux points sont conservés (**classe B**), à condition qu'ils présentent des garanties supplémentaires de stabilité (par exemple proximité d'une station). L'ensemble des **160 séismes crustaux proches** déterminés au cours de la campagne sont présentés en **annexe 3**. *123 appartiennent à la classe A, 37 à la classe B.* Enfin un certain nombre de *séismes crustaux* de forte magnitude ont été enregistrés par un grand nombre de stations mais présentent une mauvaise résolution en raison de leur éloignement, de leur position par rapport au réseau et de leur faible profondeur. Leurs *épices* sont cependant définis à *10 km près* et leur *profondeur à environ 20 km près* (erreur réelle estimée): ils ont été classés dans une troisième catégorie (**classe C**) et sont listés en **annexe 3** (33 événements).

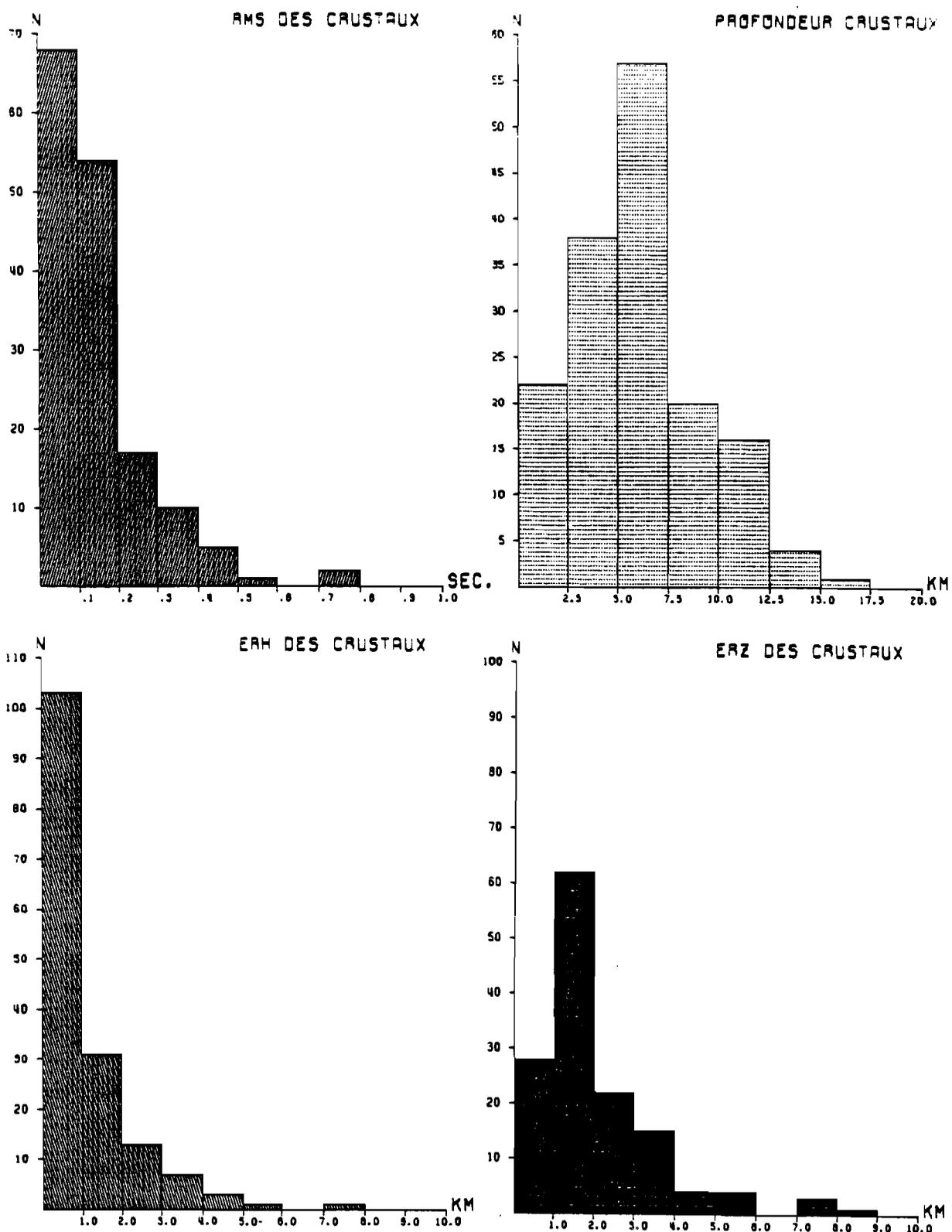


Figure II-19: Histogrammes des RMS, profondeurs, ERH, ERZ pour les 160 séismes crustaux proches de la Cordillère Blanche.

La figure II-19 présente les **histogrammes** des **RMS**, **ERH**, **ERZ** obtenus pour les 160 séismes crustaux proches (classe A et B), ainsi que la répartition en profondeur. Les **valeurs moyennes** et **écarts-type** pour les 123 séismes les mieux déterminés (classe A) sont les suivants:

	RMS	ERH	ERZ
Moyenne	0.13 s	0.81 km	1.74 km
Ecart-type	0.08 s	0.58 km	0.96 km

Pour les 37 séismes de la classe B, *ces valeurs sont doublées*, sauf pour ERZ qui présente parfois une valeur plus importante qui est le plus souvent non significative: elle indique en général une erreur réelle sur la profondeur de 10 km environ.

Finalement, voici en résumé les **erreurs réelles maximum** pour les 3 classes de séismes locaux déterminés au cours de la campagne de la Cordillère Blanche et dont la liste est en **annexe 3**:

CLASSE	NOMBRE	ERH	ERZ
A	123	2 km	4 km
B	37	5 km	10 km
C	33	10 km	20 km

Le troisième chapitre va maintenant commenter et discuter les résultats obtenus.



\*\*\*\*\*

### CHAPITRE III

\*\*\*\*\*

#### **EXTENSION DANS LA HAUTE CHAINE ANDINE: L'EXEMPLE DE LA CORDILLERE BLANCHE ENTRE 9°S ET 10°S**

## I - SISMICITE ET ETAT GLOBAL DES CONTRAINTES

L'article présenté ici décrit l'ensemble de la microsismicité proche enregistrée pendant les 33 jours de campagne dans la Cordillère Blanche. Après un rappel de l'environnement géologique et géodynamique de la Cordillère Blanche et du mode de traitement des données, la sismicité est décrite avec précision: elle se caractérise par une *répartition particulière*, centrée sur un segment de la faille bordière, mais *de part et d'autre* de celui-ci. Les événements situés à la verticale des hauts sommets sont très regroupés à la fois dans le temps et dans l'espace et dessinent *deux grands alignements sismiques* à pendage apparemment sub-vertical: *ils révèlent une zone d'activité inconnue jusqu'alors qui implique une déformation interne au batholite.*

Enfin une analyse globale de l'état des contraintes est proposée par l'inversion de 380 polarités d'ondes P de 47 séismes, *dont les 2/3 proviennent de la zone des hauts sommets*: elle révèle un **régime extensif** dans une direction *approximativement perpendiculaire à la chaîne*. L'hypothèse avancée pour expliquer ce régime et la surrection du batholite de la Cordillère Blanche est celle d'un **réajustement isostatique local** dans des conditions favorables à son expression, qui sont essentiellement liées à la présence d'une *discontinuité rhéologique majeure*: la **faille bordière** à l'Ouest du *très jeune massif intrusif* qui est soumis à une **poussée d'Archimède**.

Cette partie sur les contraintes devrait en fait se situer en fin de chapitre: l'ordre chronologique n'a pu être respecté, puisque nous avons d'abord voulu présenter l'ensemble de la sismicité enregistrée. Par ailleurs nous ne faisons que constater dans cet article *la différence dans la direction d'extension trouvée par les méthodes tectoniques et géophysiques*: la deuxième partie du chapitre propose une explication possible à cette *apparente contradiction* en reprenant de façon détaillée les mécanismes au foyer et les stries.

**Geophysical Journal**

**in press, 1989**

**EXTENSION RELATED TO A HIGH TOPOGRAPHY:  
RESULTS FROM A MICROEARTHQUAKE SURVEY IN THE  
ANDES OF PERU AND TECTONIC IMPLICATIONS**

**Jacques DEVERCHERE\*, Catherine DORBATH\*\* & Louis DORBATH\*\***

**\* Laboratoire de Géophysique, Bâtiment 509, U.A. du CNRS 730, Université  
Paris-Sud, 91405 ORSAY Cedex, France.**

**\*\* ORSTOM, 213 rue Lafayette, 75480 PARIS Cedex 10, and Institut de  
Physique du Globe de Strasbourg, 5 rue René Descartes, 67084 STRASBOURG,  
France.**

**ABSTRACT**

A microearthquake study led in October-November 1985 in the Cordillera Blanca (western Cordillera of northern Peru) allowed us to make a precise mapping of its shallow seismicity. 160 local events are accurately located in the vicinity of an active normal fault system showing a vertical displacement of 4500 m since 7 my. Part of the seismic activity can be related to this west- dipping system, but a great number of events depicts a new seismic zone situated under the highest peaks of the chain. By using an algorithm of inversion of P-wave polarities, we evidence a regional deviatoric stress tensor which defines an extensional axis in a direction approximately orthogonal to the Andean structures. This result is in good agreement with the theoretical distribution of stresses expected in an elongated high topography bordered by tectonic convergent zones. Moreover we suggest that an absolute uplift of this young batholith occurs on a normal fault system and that this phenomenon is partly due to buoyancy forces originated in its crustal root.

**KEY WORDS:** intraplate seismicity, active fault, extension, Andes, Peru, stress tensor, gravitational body force.

## **1. INTRODUCTION**

Evidence of an extensional state of stress has been reported in many parts of the highest chains in the world. The case of the Tibetan plateau is particularly well documented: both seismological data and microtectonic measurements indicate present extension in a direction roughly perpendicular to the direction of convergence of the Indian and Asian plates (Molnar & Tapponnier 1978; Armijo et al. 1986; Mercier et al. 1987). North and south of the Tibetan plateau, active thrust-faulting occurs at low altitudes. Such an extensional tectonic regime is well explained by extrusion movements in response to the northward push of India in a subduction-collision cycle (Tapponnier et al. 1986).

In contrast, the Andean mountain belt is not as well understood. Its tectonic setting displays some similarities with the Himalayan one: the range is bordered on both sides by areas of lower elevations showing a compressional tectonic regime: to the west we have the contact between the Nazca and the South American plates (Chinn & Isacks 1983; Jordan et al. 1983), to the east the boundary between the foot of the Andes and the Amazonian shield (Suarez et al. 1983; Dorbath et al. 1986). But a main difference between the two mountain belts is that no major continental collision occurred during the history of the Andes (Dalziel 1986; Mégard 1987).

In this context the knowledge of the present state of stress in the high Andes is of first importance to understand why and how crustal thickening occurs. A great limitation for such a study is the scarcity of great crustal events in the Cordillera (Stauder 1975; Suarez et al. 1983). Moreover, field studies report different tectonic styles: while thrust faulting seems to be prevalent in the eastern Cordillera, normal faulting has been documented in a number of localities in the high Andes, generally on faults trending in a direction parallel to the belt (Suarez et al. 1983; Sébrier et al. 1985). Strike-slip movements can also be important in the chain and might be underestimated by authors till today. The most spectacular example of an extensional regime is the Cordillera Blanca, in the northern part of the Peruvian western Cordillera (Dalmayrac 1974; Yonekura et al. 1979; Dalmayrac & Molnar 1981).

The purpose of this paper is to describe the results obtained in the Cordillera Blanca from a microearthquake study and to deduce some information on the state of stress in this high range of the central Andes.

## **2. GEOLOGICAL SETTING OF THE CORDILLERA BLANCA**

The Cordillera Blanca is 200 km-long, it has a general N145°E direction and lies in the western Cordillera of northern Peru, between latitudes 8.5°S and 10.3°S (fig. 1). Such a snow-capped range, with altitudes reaching 6800 m (nevado Huascarán), is quite

uncommon and suggests that its relief is very young. We observe a vertical variation of 4 km across the range over a distance of 15 km, showing thus one of the steepest gradients in the Andes.

The Cordillera Blanca consists of a very narrow and linear granodioritic batholith (fig. 2). Age determinations on its intrusive rocks give values ranging from 9 to 12 my. (Giletti & Day 1968; Stewart et al. 1974). It is much younger than the Coastal Batholith, a main intrusive feature of late Cretaceous and Paleogene age (Cobbing & Pitcher 1972) extending more to the west between the coast and the western Cordillera (fig.2). To the east, the Cordillera Blanca batholith gently disappears under the Mesozoic sedimentary cover which has been intensely folded and thrustured during the main Andean orogenesis of middle and late Eocene age. This structural unit is called the Marañon Fold and Thrust Belt ( Wilson et al. 1967; Mégard 1984). To the west, a very abrupt normal fault zone separates the batholith from a Plio-Quaternary depression, the Callejón de Huaylas basin (fig. 1 and fig. 2).

This fault system is remarkable by its magnitude and length and has been studied by several authors (Yonekura et al. 1979; Dalmayrac 1978; Bonnot 1984). In its northern part, it looks as a very simple fault which trends N145°E, is 80 km long and has a visible throw of about 1000 m (fig. 3). Its direction changes abruptly from N145°E to N195°E over 10 km to the north of Huaraz. An 8 km long segment striking N110°E cuts again the fault trace

direction, marking off a geometrical asperity (fig. 1). To the south the fault strikes again about N145°E, but in the form of a left-hand "en échelon" system. The individual "en échelon" scarps have a maximum length of 15 km and extend partly into the basin. The total Plio-Quaternary throw is distributed among them.

The Callejon de Huaylas basin is about 12 km wide and is mainly filled with Pliocene deposits. Altitude varies from 4.5 km at the South to 2.5 km at the North. It reaches a maximum width of 18 km and a maximum thickness of 2 km in its southern part (Bonnot 1984). The depression is limited to the west by the Cordillera Negra chain which has a mean altitude of 4500 m and is mainly formed by thick volcanics of Oligo-Miocene age called the Calipuy formation (Wilson et al. 1967). The boundary between the Cordillera Negra and the basin is marked south of Huaraz by a linear fault (fig. 3) which seems to be inactive since 2 my. ago (Bonnot 1984).

Concerning the Pliocene period (7 - 2 my.), there is a general agreement to recognize an extensional regime in a direction roughly orthogonal to the Cordillera Blanca. This is evidenced by a relative vertical displacement of about 3500 m on the fault system. Simultaneously, the basin seems to have worked as a graben where several hundred meters of sediments were deposited (Bonnot 1984). Quaternary sedimentation is very weak or absent, but relative uplift of the batholith still went on, giving rise to triangular scarps 1000 m high (fig. 3). At the foot of these scarps, morphological scarplets

offset late Quaternary moraines at some places (Yonekura et al. 1979; Bonnot 1984). For the Quaternary period, two interpretations founded on slickensides observations are proposed: Dalmayrac & Molnar (1981) depict an extension approximately in the same direction N65°E (i.e., orthogonal to the range) during the whole uplift history of the Cordillera Blanca, while Bonnot (1984) distinguishes two main directions of extension: a first one normal to the range during Pliocene time and a second one nearly N-S since 2 my. A seismological study might resolve these conflicting points of view.

### **3. DATA AND PROCEDURES FOR LOCATING EARTHQUAKES**

The data used here are P and S waves arrival times from earthquakes recorded by a temporary regional network. We had both to cover an extended region and to detect precisely a superficial activity: for these reasons we installed 11 portable instruments at a mean distance of 20 km within and around the Cordillera Blanca (fig.4) in order to obtain a precise image of the seismic activity at shallow depths. The stations used were Sprengnether MEQ 800 portable instruments connected to vertical L4C seismometers. They worked continuously during 34 days in October-November 1985. Procedures used during the field work were similar to those described for example by Grange et al. (1984) in southern Peru. Some of the characteristics of our network were the following:

- all our stations used smoke paper recordings;
- a careful choice of sites allowed us to set the gain of most instruments at 84 dB;
- time marks were made every second;
- the drifts of all clocks, accurately checked using WWV broadcast system, were linear and smaller than 0.03 sec/day.

Due to these good recording conditions and the proximity of events (very clear impulsive arrivals), we estimate that uncertainties in arrival times for most earthquakes are generally less than 0.05 s (0.05 mm on seismograms) for P waves and 0.5 s for S waves. To locate the hypocenters, we used the HYPOINVERSE routine (Klein 1978) modified to allow for differences in station elevations in calculating travel times. First we chose a velocity model based on previous works (James 1971; Couch et al. 1978; Cunningham et al. 1986). Then, in order to take into account the local geology, we modified the superficial velocity structures at each station, especially at those situated in the graben. We finally kept the reasonable velocity structure that gave smallest RMS residuals and errors in depth and epicenter (see table 1). The value of  $V_p/V_s$  ratio ( $1.70 \pm 0.01$ ) was deduced from the plot of P travel time versus S-P travel time (Wadati plot), and the trial depth was 10 km. According to the network configuration (fig. 4), we defined the following criteria for selecting the most reliable locations (class A):

- each earthquake had eight or more phases including at least 1 S-wave arrival time: in fact , all selected events have at least 2 S wave readings;
- the root mean square value (RMS) of travel time residuals was less than 0.40 seconds;
- the calculated horizontal error ERH and vertical error ERZ were less than 5 km;
- the condition number of the matrix of hypocenter partial derivatives (i.e., the ratio of highest eigenvalue to lowest eigenvalue) was less than 100 (see Cunningham et al. 1986).

We added a few less reliable locations (class B) which slightly differ from these criteria by a ERZ value greater than 5 km but generally smaller than 20 km and by a number of phases equal to 6 or 7 with at least 1 S-wave phase, and showing a good stability.

We obtained 160 well determined crustal earthquakes within the network or very close to it: 124 belongs to class A, 36 to class B. In fact 76% of events have a RMS < 0.2 s, 84% an horizontal error ERH < 2 km and 80% a vertical error ERZ < 4 km. In order to estimate the real uncertainties on depths and epicenters, we made tests on a few characteristic events by introducing reasonable changes on the following parameters: P-wave surface velocities, depths of layers, model distribution, Vp/Vs ratio and trial depth. As usually, depth is the most sensitive parameter; but we never ob-

served changes greater than 4 km for class A and 8 km for class B events.

In order to check the effect of systematic station residuals on the hypocenters, we plotted stations delays for 3 different groups of earthquakes: the group around station VES (79 events), the group around station TIN (16 events) and the group around station ISI (14 events) (fig. 4). Then we recomputed the events using these mean station residuals as station delays: the dispersion of epicenters is slightly reduced and the central cluster of the band (2) is more pronounced.

Finally, we estimate that the precision of most of the 160 locations is better than 4 km in depth and 2 km in epicentral coordinates. These estimates are reasonable if we compare them with those of Grange et al. (1984) who found 7 km and 3 km, respectively, for shallow events, but with a less dense network. Such a detailed study on hypocenter reliability was necessary to precise the relation of events with the main fault surface.

#### 4. SEISMICITY

The seismic activity is mainly concentrated in the half northern part of the array (fig. 4). It appears as three narrow seismic bands about 30 km long and a few kilometers wide, with a direction roughly parallel to the local structures. The first band (1) extends west of the main fault, between the stations MIT and ISI and seems to change direction to the south (fig. 4). The two others seismic lines are located east of the main fault; the central one (2) is the most active. Distances separating the first band, the fault and bands (2) and (3) are 10 km, 5 km and 6 km (fig. 4). These values are quite significant because they are greater than the maximum estimated uncertainty of epicenters. It is worthy to note that the 3 seismic bands, especially the first one, end where the main change in the fault direction occurs (see above). This pattern of seismicity leads us to remark that this geometrical change might constitute a barrier (Aki 1984).

On a central cross-section orthogonal to the structures (fig. 5), we observe that nearly all hypocenters are between 0 and 10 km. This result suggests that the brittle part of the crust is rather thin, like in other high plateaus and mountain belts in the world (Chen & Molnar 1983). In contrast, 200 km south-east of this area, in the subandean zone, crustal events reach 30 km (Dorbath et al. 1986).

Figure 5 also suggests that under the basin, at least the 2 first kilometers are aseismic: this zone corresponds to the Pliocene sediments. The arrow on the cross-section indicates the foot of the scarp at the surface. As the fault dips 45° to the west, a great deal of events of the western band (1) are slightly above the prolongation of the fault into the crust: they depict a general west dipping pattern. Surprisingly, the most active group is the central one (2), at about 10 km east of the fault trace, just below the highest peaks (fig. 4). It displays a very dense cluster located at  $5 \pm 2$  km depth. Since the uncertainty in depth is 4 km, it is difficult to define a precise geometry for this group, but it appears approximately vertical.

In the southern part of the Cordillera Blanca, seismicity is much less abundant and more diffuse, although it is well covered by the network (fig. 4). No obvious pattern appears, except that seismicity remains in the vicinity of the fault system. North of the array, from Yungay to at least 9°S, seismicity is very weak or absent (except west of station HUT, in the Cordillera Negra): this part of the main fault system was quite quiescent during our study.

## **5. STRESS TENSOR AND FAULT PLANE SOLUTIONS**

Recently, various numerical methods have been proposed to determine a regional stress tensor using focal mechanisms of earthquakes (for example: Gephart & Forsyth, 1984; Carey-Gailhardis & Mercier, 1987). We used here a numerical method developed by Rivera and Cisternas (1987) based on inversion of P-wave polarities of a population of earthquakes to estimate both the orientation and shape of the stress tensor, and the individual fault plane solutions. The output of the inverse problem produces a stress tensor (or more than one) explaining the observed set of polarities for all earthquakes and all stations. Thus we obtain by this method the stress tensor not from already determined focal mechanisms, but from the original data of polarities and take-off angles used to calculate them. The individual focal mechanisms come out as a by-product of the calculations: fault plane parameters are chosen to maximize the agreement between observed and theoretical signs of first motions, and this is done by using the probability model of Brillinger et al. (1983). But in the method we use, the focal mechanisms are individual and are related only by the compatibility with the stress tensor first determined.

We selected all events within the network or very close to it with 6 P-wave polarities or more. 49 earthquakes responded to this criteria; only 2 were eliminated because they are clearly not compatible with the others. As the method is strongly non linear, it is

necessary to provide a trial tensor close to the "true" one in order to converge quickly and to obtain the optimal solution. With this purpose, we first built individual focal mechanisms with the best documented events by using both graphical and numerical methods (Brillinger et al. 1980) and we obtained the best trial tensor by the method of the P and T dihedra (Angelier & Mechler 1977): this tensor is extensional with an horizontal minimal principal stress striking N45°E. Then we carefully explored the possibilities around this trial tensor. We also tested as trial tensor the one proposed by Bonnot (1984) with a minimal principal stress striking N-S, but it leads to a very poor solution. Two calculated tensors explain correctly our data (fig. 6):

- the first one (T1) is extensional: the shape factor R (Armijo et al. 1982) is greater than 1, so  $\sigma_z > \sigma_y > \sigma_x$  ( $R = \sigma_z - \sigma_x / \sigma_y - \sigma_x$ , with  $\sigma_y > \sigma_x$ ). The minimal principal stress  $\sigma_x$  is striking N60°E and the maximal principal stress  $\sigma_z$  is vertical (fig. 6a). This tensor explains 91 % of the observed polarities, i.e., 346/380.

- the second one (T2) corresponds to a strike-slip type: R is between 0 and 1, so  $\sigma_y > \sigma_z > \sigma_x$ . The maximal principal stress, which was vertical in T1, is now horizontal (fig. 6b). This tensor explains 90 % of the data, i.e., 342/380.

Note that in both cases the minimal principal stress  $\sigma_x$  has the same orientation N60°E (fig. 6).

Figure 7 indicates the fault plane solution and the slip vector determined by the computation of the tensor T1 for the 47 selected earthquakes. They are located on figure 8. The two tensors give nearly the same fault plane solution for each event, except for 4 of them (7, 12, 14, 27), and these solutions are comparable to those determined before by the graphical and numerical methods. How an extensional tensor (T1) and a strike-slip tensor (T2) can lead to nearly the same mechanisms ? It can be easily explained if we observe that most focal mechanisms have a nodal plane close to the azimuth of the principal stress axis  $\sigma_y$ , i.e. N150°E (see fig. 6 and fig. 7). Furthermore, the R value of T1 ( $1.1 \pm 0.3$ ) is very close to 1, which is the boundary value between a strike-slip tensor and an extensional one: in the case of T1,  $\sigma_y$  is the neutral axis, and in the case of T2, it becomes the maximal stress axis (fig. 6). This means that  $\sigma_y$  and  $\sigma_z$  have very close values. Consequently, as T1 is a solution, the tensor obtained by rotation of 90° around  $\sigma_x$  will also be a solution. This property is apparent in the shape of the error ellipses of axes (fig. 6): these ellipses are clearly elongated in the direction  $\sigma_y - \sigma_z$ .

We have observed that  $\sigma_y$  lies in the general direction of the structures (N150°E) and that the minimal principal stress  $\sigma_x$  is orthogonal to this direction (fig. 6). Such a pattern cannot be attributed to a geometrical artifact, since the fault plane azimuths range widely over more than 100° (fig. 7): therefore the directions of  $\sigma_x$  and  $\sigma_y$  we found are not the T and B axes, as it should be the

case for a monodirectional sample of planes, but are the principal directions of the stress tensor (McKenzie 1969).

No great event took place in the area of the study during the last decades. But a large one occurred on November 10, 1946, known as the Ancash earthquake, 60 km north of the Cordillera Blanca (fig. 1). This event produced major surface ruptures which have been studied by Silgado (1951). Recently, Suarez et al. (1983), by using first motion polarities, and Doser (1987), by modelling long period P-waves of various seismograms, have established a focal mechanism of this earthquake (fig. 9). The two solutions are very similar and purely extensional: this result confirms the observations of Silgado who described a purely vertical displacement on a 3.5 meters scarp high dipping S-W. If we apply the tensor T1 to the fault described by Silgado, we obtain a focal mechanism quite comparable to the one deduced from inversion of Rayleigh waves (Jimenez et al., 1988, see fig. 9). Both show a very dominant normal component, which corroborates the field observations of Silgado. Thus our computed results are quite compatible with the prior results on the Ancash earthquake.

In the presence of high relief, many authors justify a maximal vertical stress by variations in the stress field due to the gravitational body force acting on the high mountains and their crustal roots: this is the case, for example, in the Andes (Dalmayrac & Molnar 1981; Suarez et al. 1983; Froidevaux & Isacks 1984; Sébrier et al. 1985).

Therefore our result of extensional tensor T1 (which best explain our data) is consistent with this model.

## **6. DISCUSSION**

The most significant result of this microseismic study is the evidence of an active extension in the Cordillera Blanca range in a direction roughly perpendicular to the chain. This is in good agreement with some field observations: Dalmayrac & Molnar (1981) inferred an extensional regime normal to the belt, which is well explained by our tensor T1. Mégard & Philip (1976) and then Soulas (1978), from more detailed studies, deduced an extension in a direction N55°E and a compression in the strike of the Cordillera, which is well explained by our tensor T2. Therefore, from these field works, the same ambiguity between a strike-slip tensor and an extensional tensor appears, as we described before. The best constrained results owing to Bonnot (1984) for the Quaternary period differ from this frame: according to its slickenside observations, the extensional axis trends 40° more to the north than the one we determined. We have no obvious solution to explain such a discrepancy: we may invoke the effect of a R ratio close to 1 (uniaxial extension), which could disperse slickenside directions, or heterogeneities in stress drop along a major fault zone. Nevertheless, Bonnot's analysis indicates that most of the recent surrection of the Cordillera Blanca (3500 m / 4500 m) occurred in a NE-SW extensional tectonic regime, i.e. the one we inferred from

our seismological study. Moreover, our result is consistent with stress estimations based on simple models of topographic compensation made in the high chain of Peru (Dalmayrac & Molnar 1981) and in the Altiplano-Puna region (Froidevaux & Isacks 1984). An alternate explanation (which does not exclude the first one) for the same result is provided by mathematical estimations of Muskhelishvili (1953), Savage et al. (1985) and Savage & Swolfs (1986): the stress field expected on the near-surface of a symmetric ridge in a context of a uniform uniaxial tectonic stress acting normal to its axial plane is slightly extensional in the same direction (if the topographical gradient is enough).

In this tectonic regime, the uplift of the western Cordillera can be seen in two different ways: the compression on both sides of the belt can cause a broad, large-scale flexure of the continental crust, and consequently, the active subsidence of some areas like the Callejon de Huaylas basin: in this model, extension is mainly due to body forces produced by gravity. Another possibility may be an absolute uplift of the Cordillera Blanca batholith along a normal fault system, due to buoyancy forces originated in an isostatic adjustment of the crustal root. Soulas (1978) already proposed a similar model to explain the very important vertical throws observed in the Cordillera Blanca. An argument for such an hypothesis is the very young age of the Cordillera Blanca batholith with respect to the other ones situated west of it (i.e., the Cordillera Negra and the

Coastal batholiths). Absolute geodesic measurements are needed to have a better idea on the subject.

These two scenarios can be included in the model of Andean building proposed by Suarez et al. (1983). In this scenario, the authors assumed a delicate balance between the compressive forces applied to the flank of the Andes and the gravitational force applied to the elevated crust and its thickened root: thus new faults are successively created farther east when a critical height is reached, and extension occurs in these western elevated parts. We suggest that extensional effects observed at the surface in the Andean range may be greatly increased by the active ascension of young plutonic bodies intruded in the crust: this phenomenon might explain why some parts of the high Andes still should have increasing elevations.

### **Acknowledgments**

This work makes part of a franco-peruvian cooperation between "Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération" (ORSTOM) and "Instituto Geofísico del Perú" (I.G.P.). Many thanks to L. Ocola who organized the I.G.P. assistance and to J. Tavera, A. Garro, R. Hanco, R. Lindo (I.G.P.) and J. Berrospi (ORSTOM) for helping us during the fieldwork. L. Rivera kindly made available his programs to compute stress tensors and fault plane solutions. We are grateful to A. Cisternas for useful comments on the manuscript and to E. Jimenez (I.P.G. Strasbourg) who made the inversion of the Ancash earthquake. Financial support for the fieldwork was provided by ORSTOM.

**TABLE 1**  
**velocity models**

**STATIONS HUT, MIT, TIN, ISI**

<b>P velocity, km/s</b>	<b>Depth, km</b>
4.8	0.0
5.7	2.0
6.3	10.0
6.7	25.0
8.0	50.0

**OTHER STATIONS**

<b>P velocity, km/s</b>	<b>Depth, km</b>
5.7	0.0
6.3	8.0
6.7	25.0
8.0	50.0

## FIGURE CAPTIONS

**Fig. 1.-** Landsat composite image of the western Cordillera of Peru between 8°S and 10°S. Snow-capped range is the Cordillera Blanca batholith. Steep escarpment to the West of the range displays zone of normal fault. Star indicates the epicentral region of the November 10, 1946 Ancash earthquake.

**Fig. 2.-** Geologic map of the Cordillera Blanca zone (after Bonnot 1984). Location in Peru is shown on fig.4. Hz:Huaraz; Hi:Huari; Co: Corongo; P.O.: Pacific Ocean.

**Fig. 3.-** Photograph of the Nevado Huandoy fault scarps taken 5 km north of Yungay (see fig. 4), in the Rio Santa basin, at an elevation of 2800 m. Fault plane is cut by glacial valleys (g) and forms triangular facets (f) 1000 m high. Late Quaternary moraines are offset about 60 m at the foot of the scarp (white arrow).

**Fig. 4.-** Seismicity map of the local events of the Cordillera Blanca recorded during 34 days. A hundred and fifty shocks are plotted. Triangles are stations. TIN has been moved to MIT after 15 days. The main fault system is represented by barbed lines. Magnitudes of events are between 0.5 and 3.2. Solid squares: A events. Open squares: B events (only 25 are inside this map). The central seismic bands (1,2,3) include 109 events and are plotted after relocation (see text). Contour lines mark the altitude of 5000 m. The river system of Rio Santa is delineated. Dashed line indicates the location of the cross section of fig. 5.

**Fig. 5.-** Cross section perpendicular to the 3 seismic bands (see fig. 4). 109 events (classes A and B) are projected. Squares are proportional to the

magnitude of events. Black arrow indicates the fault trace at the surface and dashed line the prolongation of the fault dip into the crust. The horizontal line is the reference level of the velocity model, i.e., 2600 m, altitude of the lowest station. Triangles are stations.

**Fig. 6.-** Orientation of the principal axes of the two stress tensors determined by the numerical method.  $\sigma_x, \sigma_y, \sigma_z$  are the eigenvalues of the stress tensors.  $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$  refer to the maximum, intermediate and minimum principal stress, respectively. The ellipses correspond to the standard deviation of the axes. Lower hemisphere Schmidt projection is used. a: extensional stress tensor T1; b: strike-slip stress tensor T2.

**Fig. 7.-** Individual focal mechanisms and fault plane solutions compatible with the extensional stress tensor T1 for the 47 selected events. These mechanisms come out as a by-product of the determination of the stress tensor (see text). Small bars indicate slip vectors on the fault planes. Ellipses show the standard deviation for the poles of the fault planes. Nodal planes are dotted when they are poorly constrained. Lower hemisphere Schmidt projection is used. White: dilatational; black: compressional first motions.

**Fig. 8.-** Location of 45 selected events used to determine the stress tensor. Numbers refer to the focal mechanisms represented in fig. 7. Events 1 and 36 are not represented because more to the west of the figure.

**Fig. 9.-** Comparison of focal mechanisms of the November 10, 1946 Ancash earthquake computed using two different techniques (see text). Solid line is the solution obtained by applying tensor T1 to the fault plane described by Silgado (1951). Dashed line is the mechanism obtained by inversion of Rayleigh waves using Paris-St-Maur seismograms (Jimenez et al., 1988). We have added at the bottom of the figure the solutions determined by Doser (1987): solid line is the one obtained by waveform modelling; dashed line is the mechanism from first-motion data. Impulsive compressions and dilatations are denoted by C and D, emergent compressions and dilatations by + and -.

## REFERENCES

**Aki,K.**, 1984. Asperities, barriers, characteristic earthquakes and strong motion prediction, *J. Geophys. Res.*, **89**, 5867-5872.

**Angelier,J. & Mechler,P.**, 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits, *Bull. Soc. Geol. Fr.*, XIX (7), 1309-1318.

**Armijo,R., Carey,E. & Cisternas,A.**, 1982. The inverse problem in microtectonics and the separation of tectonic phases, *Tectonophysics*, **82**, 145-160.

**Armijo,R., Tapponnier,P., Mercier,J.L. & Tong-Lin,H.**, 1986. Quaternary extension in southern Tibet: field observations and tectonic implications, *J. geophys. Res.*, **91**, 13803-13872.

**Bonnot,D.**, 1984. Néotectonique et tectonique active de la Cordillère Blanche et du Callejon de Huaylas (Andes nord- péruviennes), *Thesis 3<sup>o</sup>cycle Univ. Paris-Sud*, 123 pp.

**Brillinger,D.R., Udias,A. & Bolt,B.A.**, 1980. A probability model for regional focal mechanism solutions, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **70**, 1, 149-170.

**Carey-Gailhardis,E. & Mercier,J.L.**, 1987. A numerical method for determining the state of stress using focal mechanisms of earthquake populations: application to Tibetan teleseisms and microseismicity of southern Peru, *Earth planet. Sc. Lett.*, **82**, 165- 179.

**Chen,W.P. & Molnar,P.,**1983. Focal depths of intracontinental and intraplate earthquakes and their implications for the thermal and mechanical properties of the lithosphere, *J. Geophys. Res.*, **88**, 4183-4214.

**Chinn,D.S. & Isacks,B.L.,** 1983. Accurate source depths and focal mechanisms of shallow earthquakes in western south America and in the New Hebrides island arc, *Tectonics*, **6**, 529-563.

**Cobbing,E.J., Pitcher,W.S.,** 1972. The coastal batholith of central Peru, *J. Geol. Soc. London*, **128**, 421-460.

**Couch,R., Whitsett,R.M., Huehn,B. & Briceno-Guarupe,L.,**1981. Structure of the continental margin of Peru and Chile, Nazca plate, *Mem. Geol. Soc. Am.*, **154**, 703-726.

**Cunningham,P.S., Roecker,S.W. & Hatzfeld,D.,** 1986. Three- dimensional P and S wave velocity structures of southern Peru and their tectonic implications, *J. Geophys. Res.*, **91**, B9, 9517-9532.

**Dalmayrac,B.,** 1974. Un exemple de tectonique vivante: les failles sub-actuelles du pied de la Cordillère Blanche (Perou), *Cah. ORSTOM*, Ser. Geol. VI/1, 19-27.

**Dalmayrac,B.,** 1978. Géologie des Andes péruviennes: Géologie de la Cordillère orientale et de la région de Huanuco: sa place dans une transversale des Andes du Pérou Central (9°S - 10°30S), *Trav.Doc. ORSTOM* 93, 161 pp.

**Dalmayrac,B. & Molnar,P.,** 1981. Parallel thrust and normal faulting in Peru and constraints on the state of stress, *Earth planet. Sci. Lett.*, **55**, 473-481.

Dalziel, I.W.D., 1986. Collision and Cordilleran orogenesis: an andean perspective, *in collision tectonics*, M.P. Coward & A.C. Ries editors, Blackwell Scientific Publications, 389-404.

Dorbath,C., Dorbath,L., Cisternas,A., Deverchère,J., Diament,M., Ocola,L., Morales,M., 1986. On crustal seismicity of the amazonian foothill of the central peruvian Andes, *Geophys. Res. Lett.*, 13, 1023-1026.

Doser,D.I., 1987. The Ancash, Peru, earthquake of 1946 November 10: evidence for low-angle normal faulting in the high Andes of northern Peru, *Geophys. J.R. astr. Soc.*, 91, 57-71.

Froidevaux,C. & Isacks,B.L., 1984. The mechanical state of the Altiplano-Puna segment of the Andes, *Earth planet. Sc. Lett.*, 71, 305-314.

Gephart,J.W. & Forsyth,D.W., 1984. An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: application to the San Fernando earthquake sequence, *J. Geophys. Res.*, 89, 9305-9320.

Giletti,B.J. & Day,H.W., 1968. Potassium-argon ages of igneous intrusive rocks in Peru, *Nature*, 220, 570-572.

Grange,F., Hatzfeld,D., Cunningham,P., Molnar,P., Roecker, S.W., Suarez,G., Rodrigues,A. & Ocola,L., 1984. Tectonic implications of the microearthquake seismicity and fault plane solutions in southern Peru, *J. Geophys. Res.*, 89, 6139-6152.

James,D.E., 1971. Andean crustal and upper mantle structure, *J. Geophys. Res.*, 76, 3246-3271.

- Jimenez,E., Cara,M., Rouland, D., 1988. Focal mechanisms of moderate-size earthquakes from the analysis of single station 3- component surface-wave records. Submitted to *Bull. Seism. Soc. Am.*
- Jordan,T.E., Isacks,B.L., Allmendinger,R.W., Brewer,J.A., Ramos,V.A. & Ando,C.J., 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **94**, 341- 361.
- Klein,F.W., 1978. Hypocenter location programm HYPOINVERSE, *U.S. Geological Survey, Open File Report*, 78-694.
- McKenzie,D.P., 1969. The relation between fault plane solutions for earthquakes and the directions of the principal stresses, *Bull. Seis. Soc. Am.*, **59**, 591-601.
- Mégard,F., 1984. The Andean orogene period and its major structures in central and northern Peru, *J. Geol. Soc. London*, **141**, 893- 900.
- Mégard,F., 1987. Cordilleran Andes and marginal Andes: a review of andean geology north of the Arica elbow (18°S), in *Circum- Pacific orogenic belts and evolution of the Pacific ocean*, J.W. Monger & J. Francheteau editors, *Geodyn. Ser.*, **18**, AGU, Washington DC, 71-95.
- Mégard,F. & Philip,H., 1976. Plio-Quaternary tectono-magmatic zonation and plate tectonics in the Central Andes, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **33**, 231-238.
- Mercier,J.L., Armijo,A., Tapponnier,P., Carey-Gailhardis,E. & Tong Lin,H., 1987. Change from late tertiary compression to quaternary extension in southern Tibet during the India-Asia collision, *Tectonics*, **6**, 3, 275-304.
- Molnar,P. & Tapponnier,P., 1978. Active tectonics of Tibet, *J. Geophys. Res.*, **83**, 5361-5375.

**Muskhelishvili, N.I.**, 1953. Some basic problems of the mathematical theory of elasticity, *Noordhoof, Leiden, Netherlands*, 718 pp.

**Rivera, L.A. & Cisternas, A.**, 1987. Stress tensor and fault planes solutions for a population of earthquakes, *European Geophys. Soc. XII, in Terra Cognita, 7, 2-3, open session (abstract)*, OI.2-8, 461.

**Savage, W.Z., Swolfs, H.S. & Powers, P.S.**, 1985. Gravitational stresses in long symmetric ridges and valleys, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. Geomech. Abstract*, 22, 291-302.

**Savage, W.Z. & Swolfs, H.S.**, 1986. Tectonic and gravitational stress in long symmetric ridges and valleys, *J. Geophys. Res.*, 91, 3677-3685.

**Sébrier, M., Mercier, J.L., Mégard, F., Laubacher, G. & Carey-Gailhardis, E.**, 1985. Quaternary normal and reverse faulting and the state of stress in the central Andes of south Peru, *Tectonics*, 7, 739-780.

**Silgado, E.**, 1951. The Ancash, Peru, earthquake of November 10, 1946, *Bull. seism. Soc. Am.*, 41, 83-89.

**Soulas, J.P.**, 1978. Tectonique quaternaire: la côte Pacifique et la chaîne andine du Pérou central, *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn. (2)*, XX, 5, 399-414.

**Stauder, W.**, 1975. Subduction of the Nazca plate under Peru as evidenced by focal mechanisms and by seismicity, *J. geophys. Res.*, 80, 1053-1064.

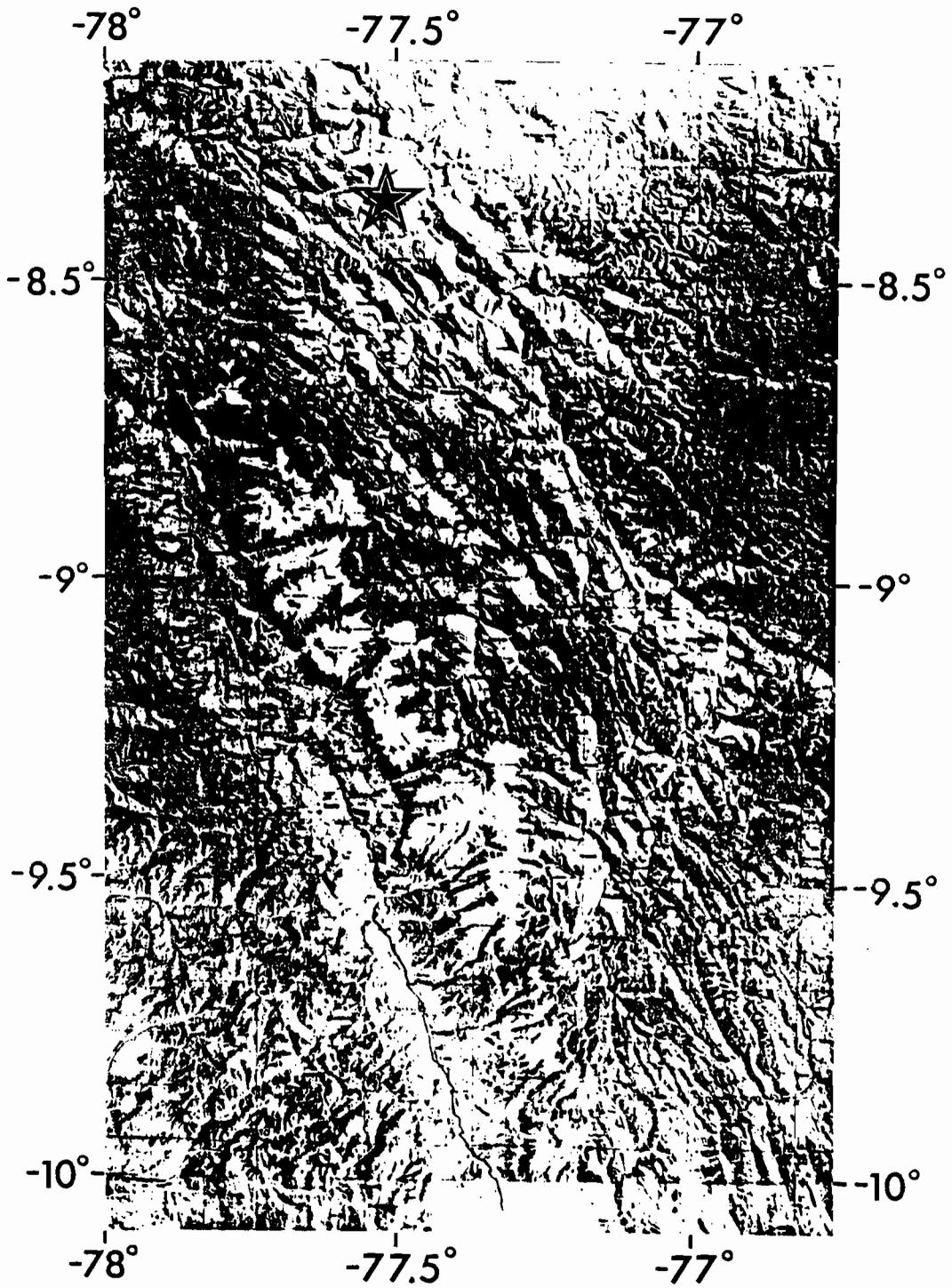
**Stewart, J.W., Evernden, J.F. & Snelling, N.J.**, 1974. Age determinations from andean Peru: a reconnaissance survey, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85, 1107-1116.

**Suarez,G., Molnar,P. & Burchfiel,B.C., 1983.** Seismicity, fault plane solutions, depth of faulting and active tectonics of the Andes of Peru, Ecuador and southern Colombia, *J. Geophys. Res.*, **88**, 403-428.

**Tapponnier,P., Peltzer,G. & Armijo,R., 1986.** On the mechanics of collision between India and Asia, in *Collision Tectonics*, M.P. Coward & A.C. Ries editors, *Blackwell Scientific Publications*, 115-157.

**Wilson,J.J., Reyes,L. & Garayar,J., 1967.** Geologia de los cuadrangulos de Mollebamba, Tayabamba, Huaylas, Pomabamba, Carhuaz y Huari, *Bol. Serv. Geol. Min. Lima*, **16**, 95 pp.

**Yonekura,N., Matsuda,T., Nogami,M. & Kaizuka,S., 1979.** An active fault along the western part of the Cordillera Blanca, Peru, *J. Geogr.*, **88**, 1-19.

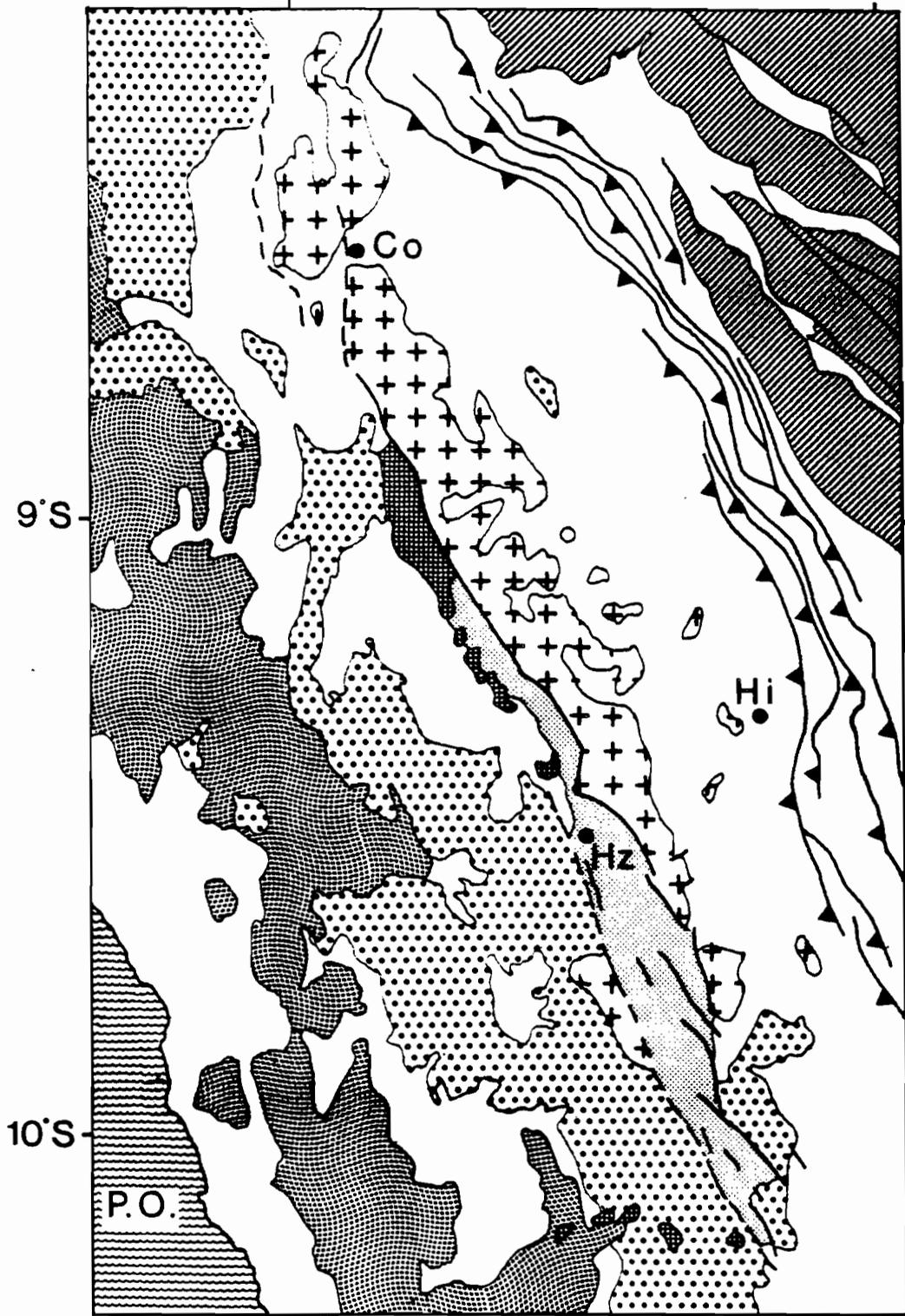


78°W

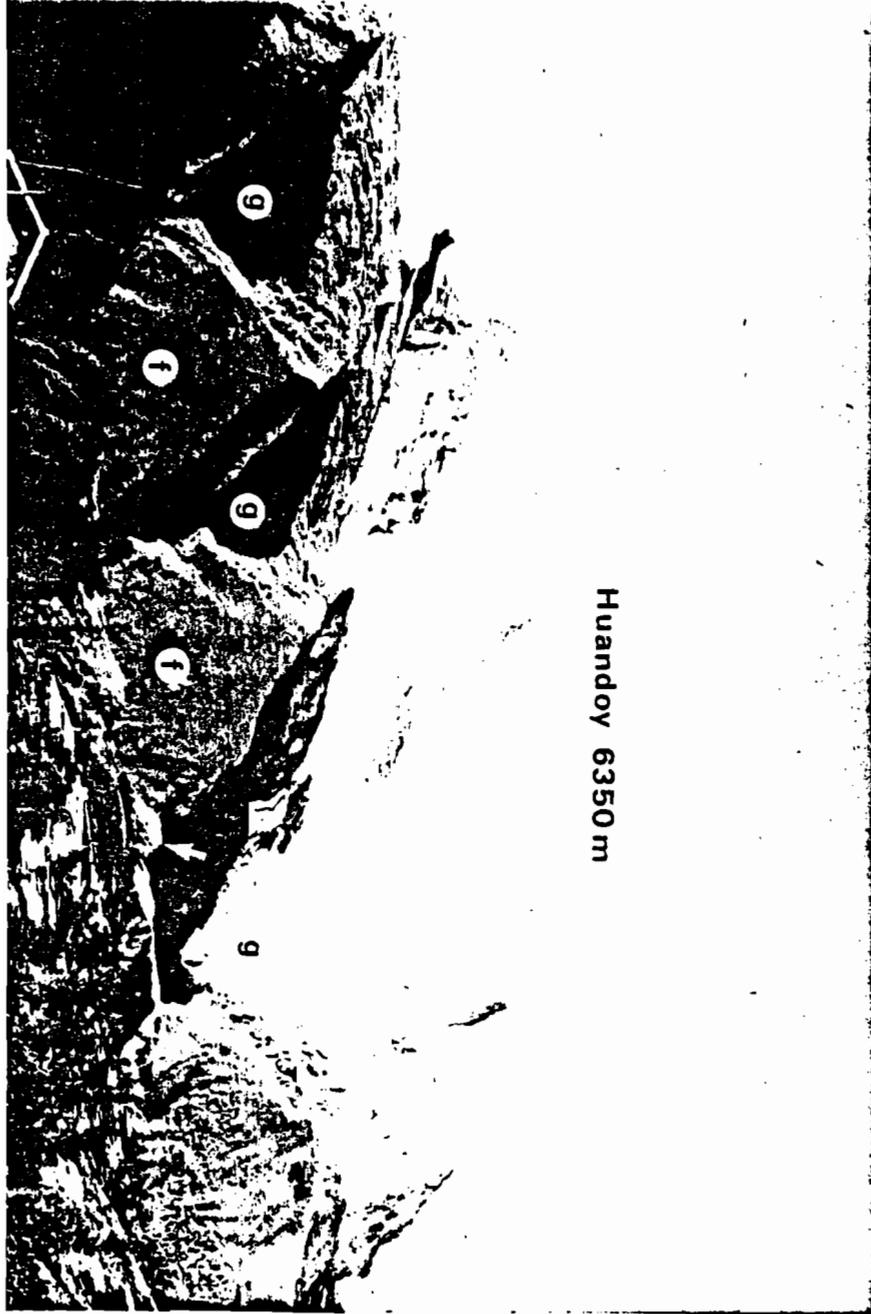
153

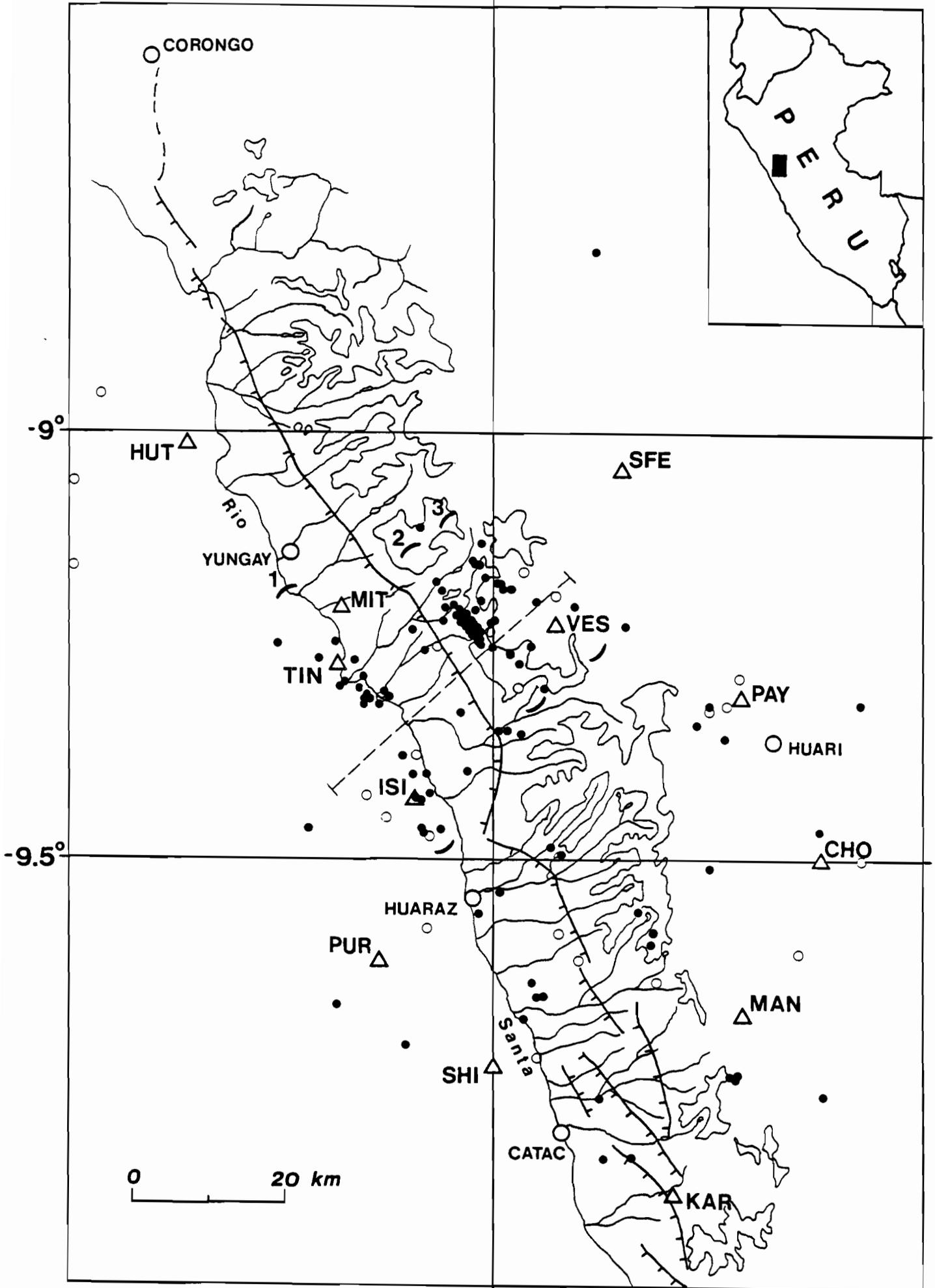
77°W

Fig.2



- |   |                                       |   |  |
|---|---------------------------------------|---|--|
|  | Plio-Quaternary deposits              |  | Coastal Batholith Cretaceous-Paleogene |
|  | Mio-Pliocene volcanics                |  | Mesozoics                              |
|  | Cordillera Blanca Up. Mioc. Batholith |  | Precambrian-Paleozoics                 |
|  | Oligo-Miocene volcanics (Calipuy)     |   |  |





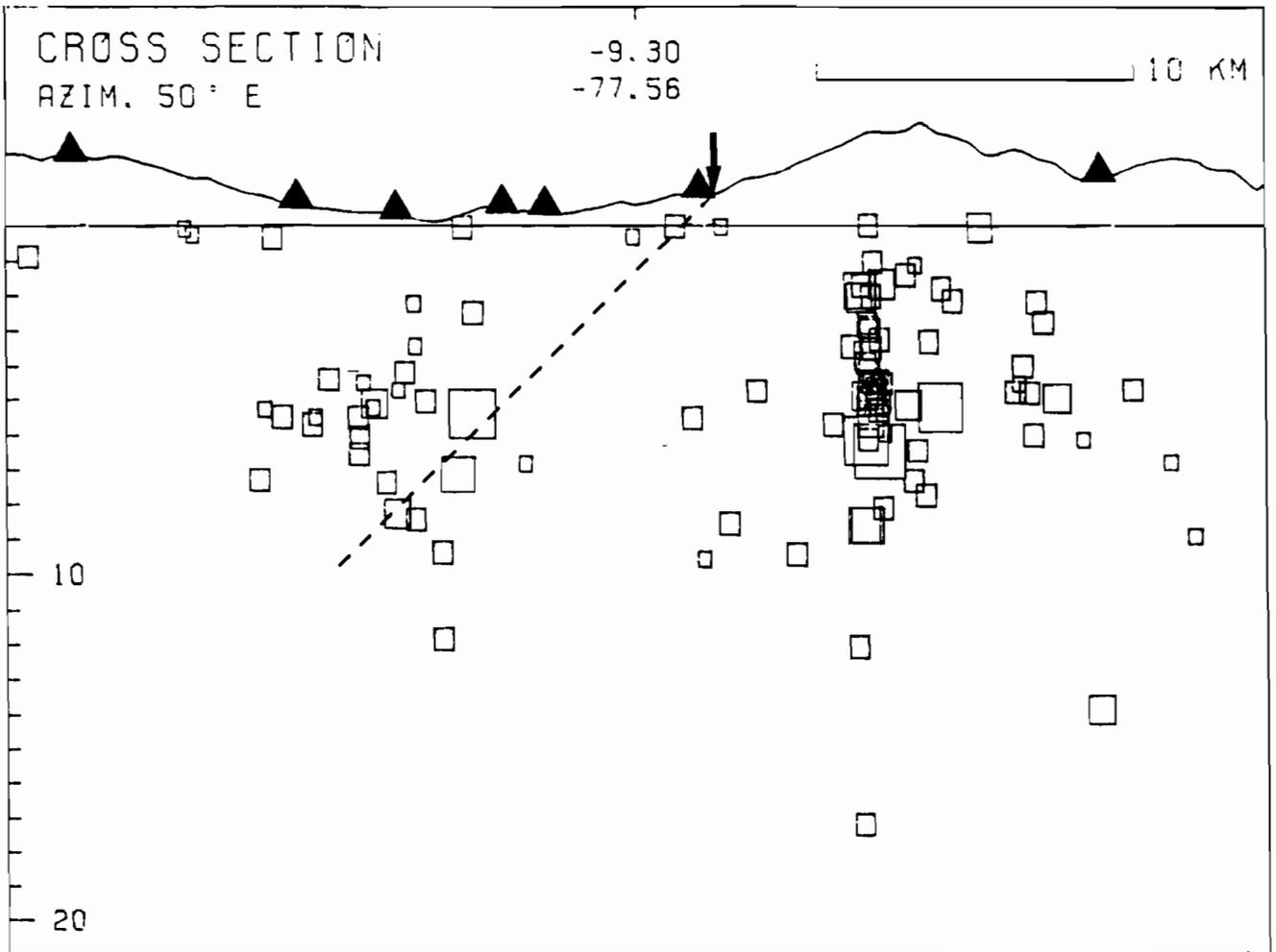


Fig. 6

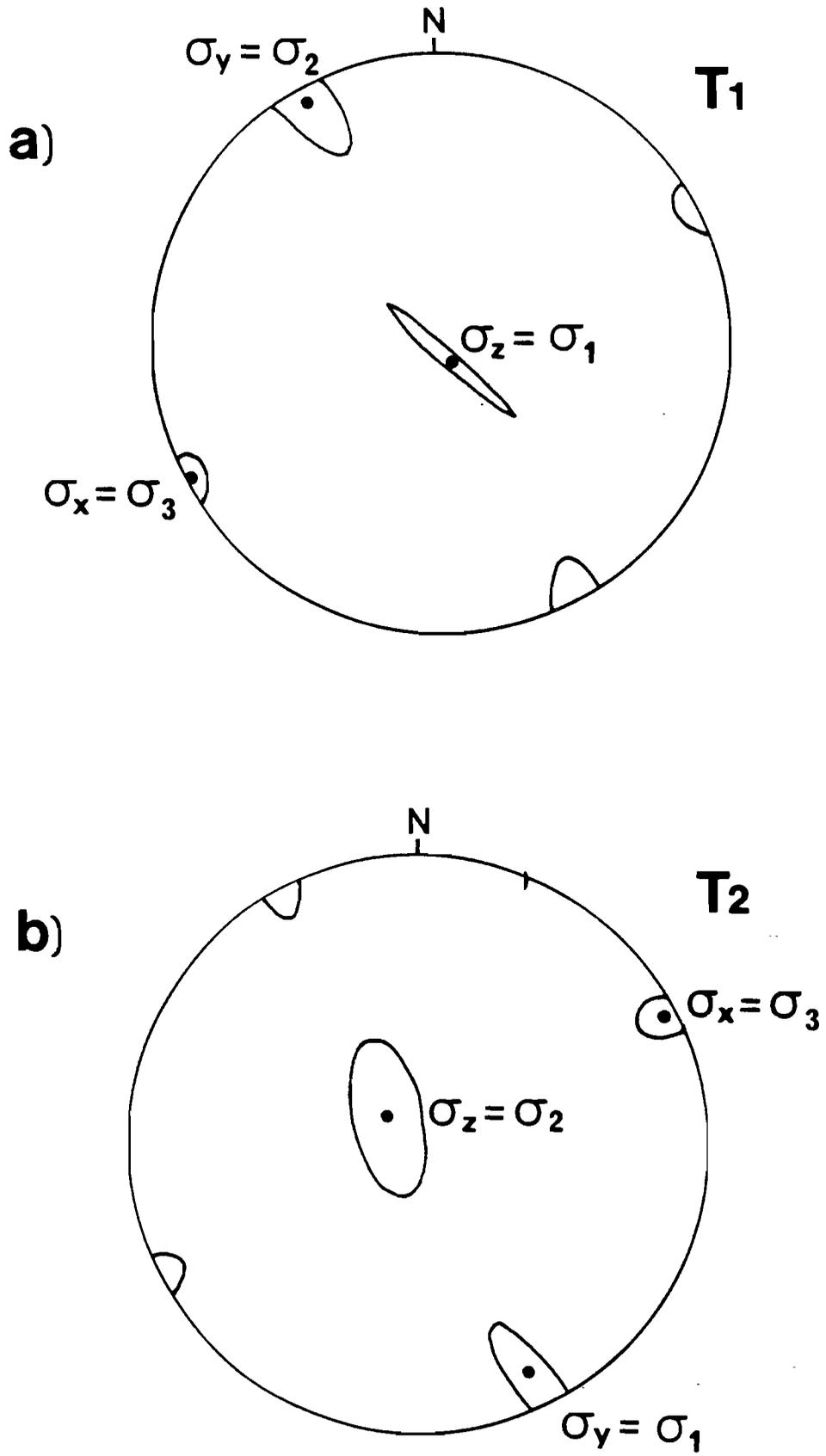


Fig.7

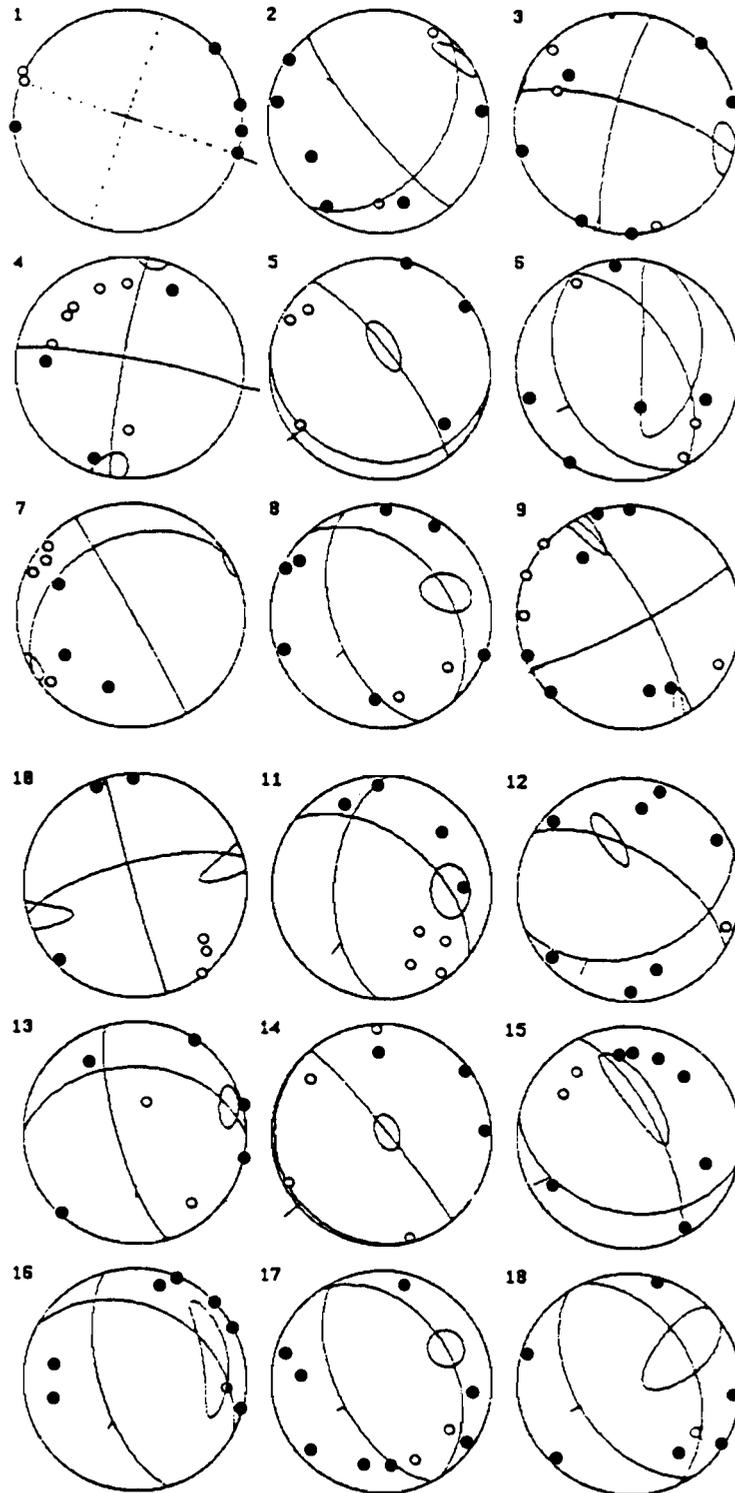


Fig. 7  
(cont)

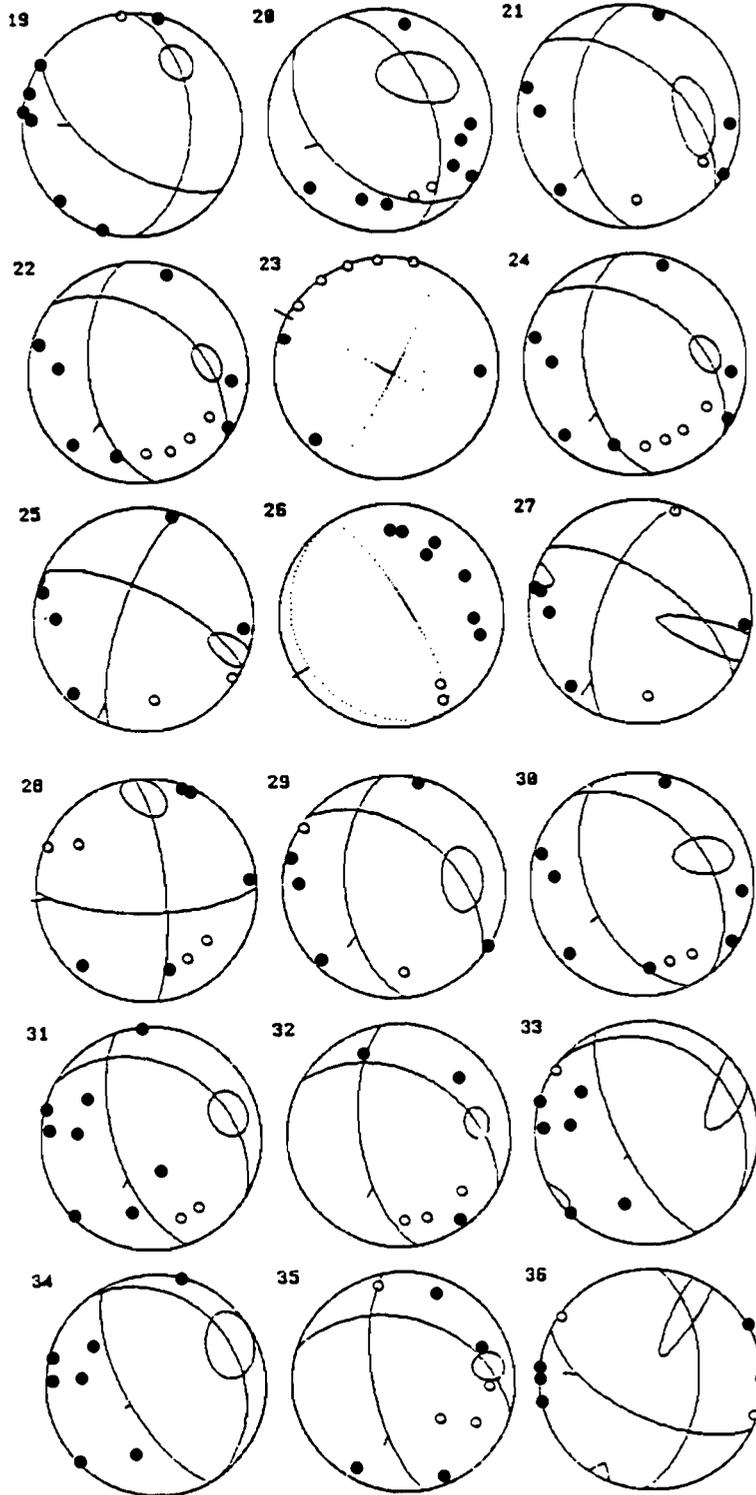


Fig.7  
(end)

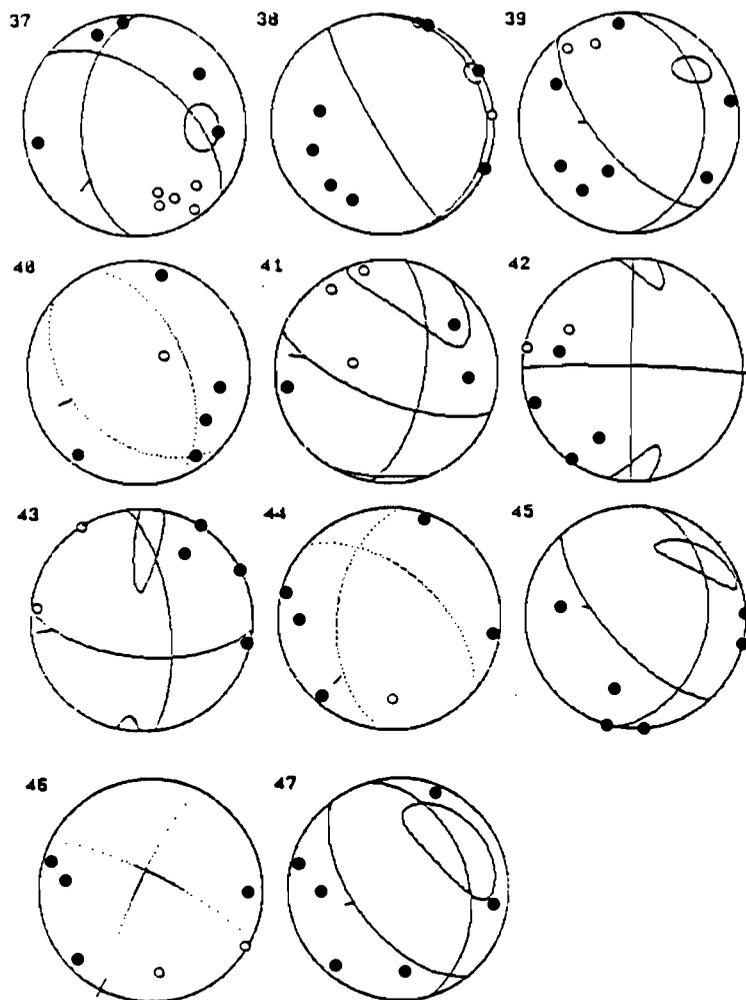


Fig.3

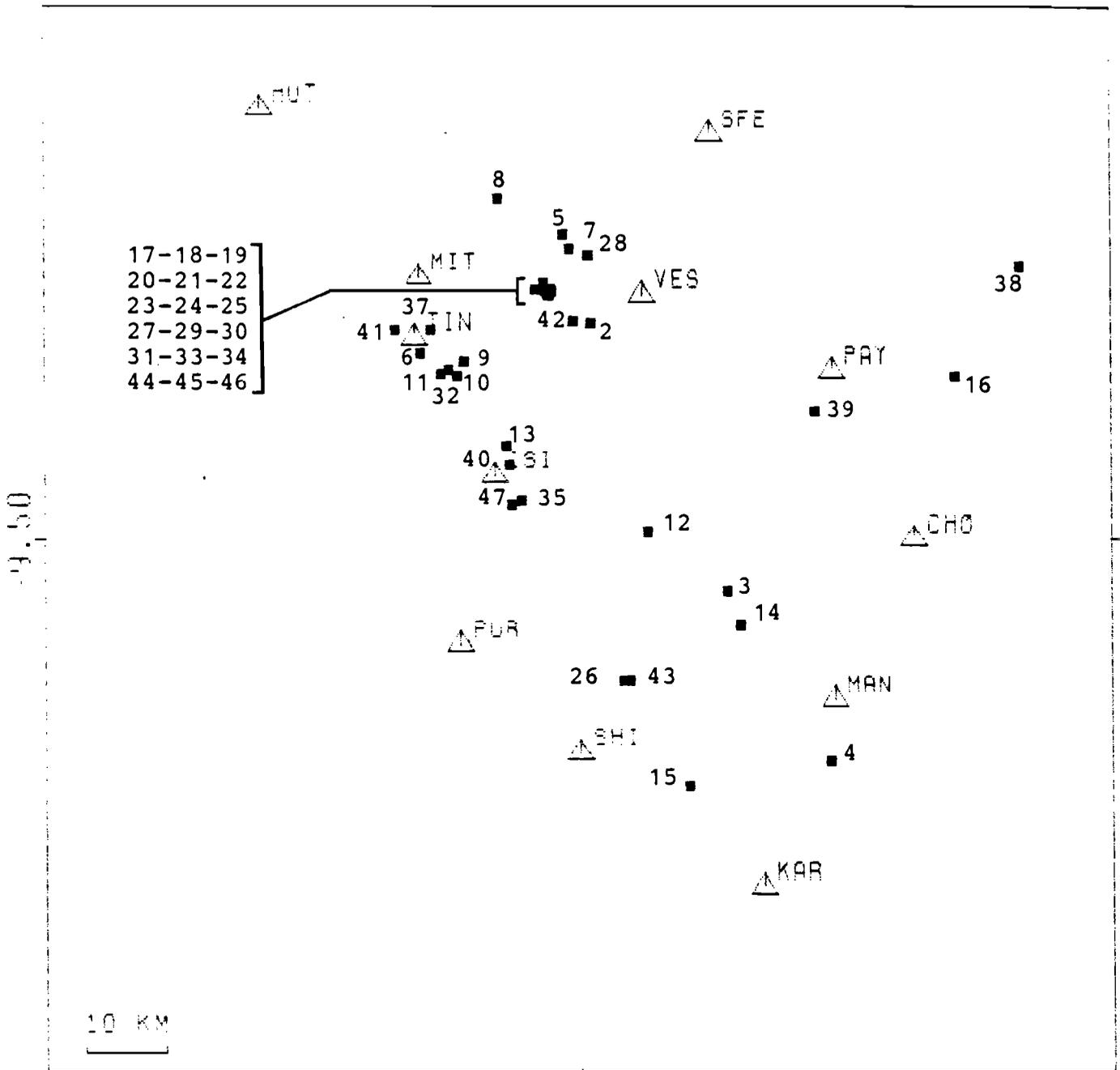
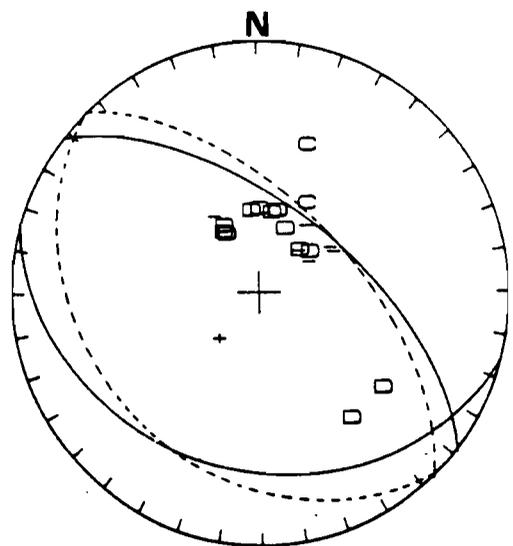
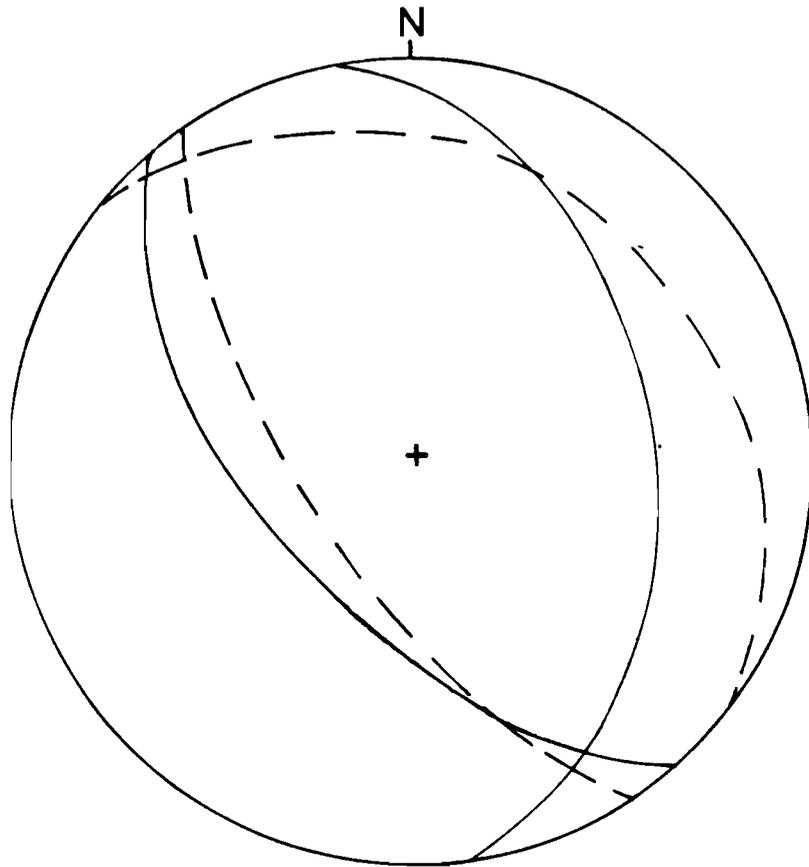


Fig.9



## II - DISCUSSION DES RESULTATS

Les informations concernant la **répartition spatiale** de la microsismicité sont ici confrontées plus précisément aux données de **sismicité historique et instrumentale** dans la Cordillère Blanche et les régions voisines ainsi qu'aux **observations tectoniques**. Nous complétons ensuite l'analyse de l'état des contraintes par d'autres méthodes d'étude, certaines étant dites "globales" et d'autres séparant des domaines distincts. Nous concluerons alors ce chapitre par une **interprétation géodynamique** de la Cordillère Blanche et de la Cordillère Occidentale *se basant à la fois sur des informations géologiques et sismologiques*.

### A - Activité sismique

#### 1. Sismicité historique et instrumentale

Comme nous l'avons déjà signalé, *aucun grand séisme n'a été reporté dans la Cordillère Blanche depuis 500 ans*, comme presque partout ailleurs dans la Haute Chaîne andine (Silgado, 1978). Cependant quelques événements apparemment mineurs sont cités avant comme après l'installation du réseau mondial WWSSN: les principaux ont été inventoriés à partir des documents fournis par l'Institut Géophysique du Pérou (1977) et Silgado (1978). Ils sont reproduits sur la figure III-1.

Pour ce qui est des *séismes historiques*, il faut rester prudents dans leur interprétation: nombre d'entre eux peuvent en fait provenir de la zone de subduction toute proche, comme ce fut le cas le 31 mai 1970, et antérieurement le 6 février 1725.

La figure III-2 présente une nouvelle carte de *sismicité instrumentale* pour la région de la Cordillère Blanche établie à partir des catalogues récemment publiés par le CERESIS (1985). Seuls ont été conservés les événements dont la profondeur calculée était inférieure à 60 km: ceci est un des seuls critères dont nous disposons pour garantir leur caractère "superficiel", avec les effets en surface. Cependant il ne

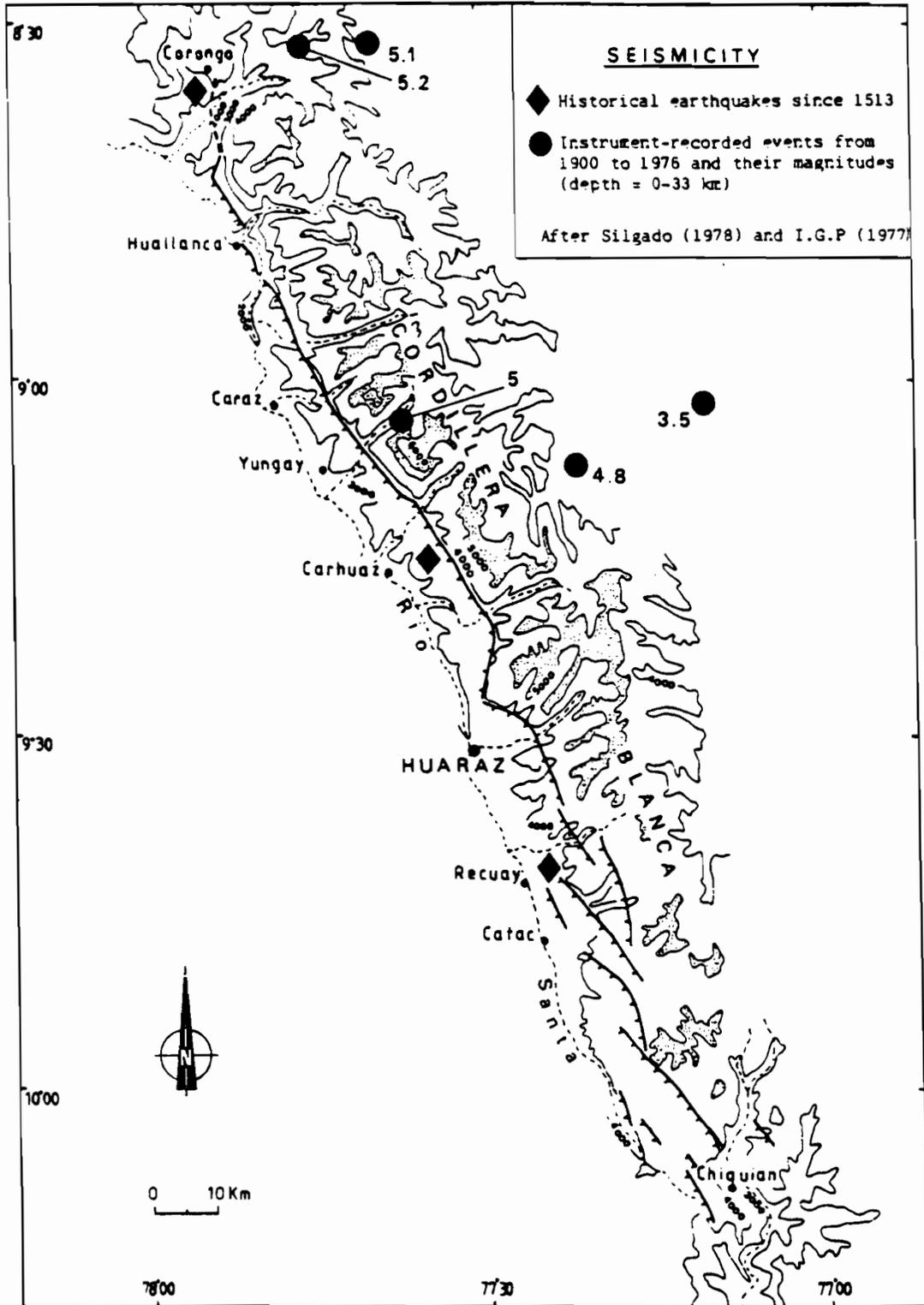


Figure III-1 : Carte de sismicité historique et instrumentale de la Cordillère Blanche, d'après l'Institut Géophysique du Pérou (1977) et Silgado (1978).

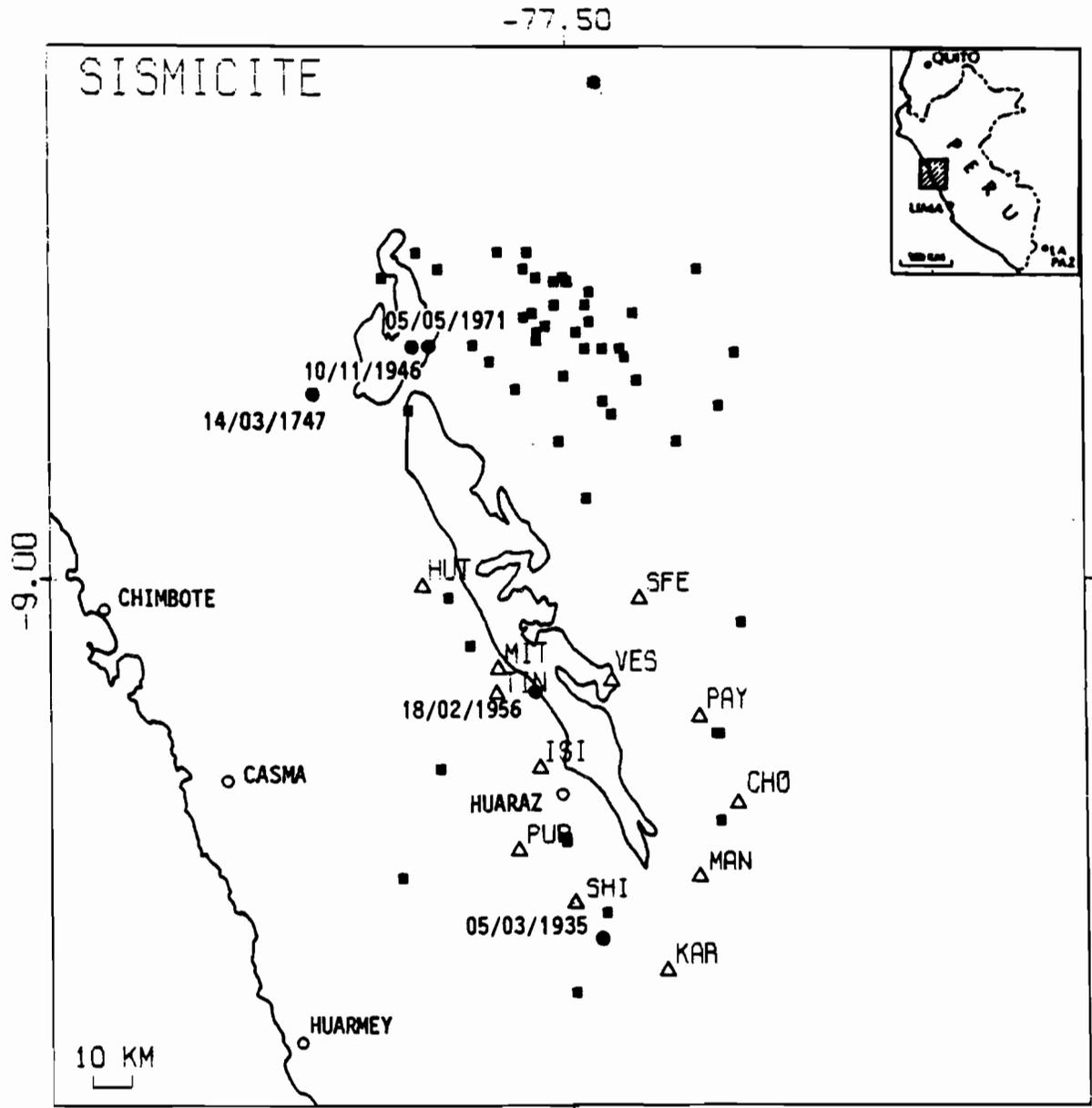


Figure III-2 : Carte de sismicité historique et instrumentale de la région de la Cordillère Blanche (1513-1980) établie d'après les catalogues du CERESIS (1985). On a représenté en traits pleins la ligne de côte et les limites du batholite de la Cordillère Blanche.

faut pas oublier que les **erreurs de détermination** sont grandes pour ces séismes dont les magnitudes sont presque toujours inférieures à 5.5: on peut les estimer au mieux à *20 km en position épacentrale* et à *40 km en profondeur* pour la plupart d'entre eux.

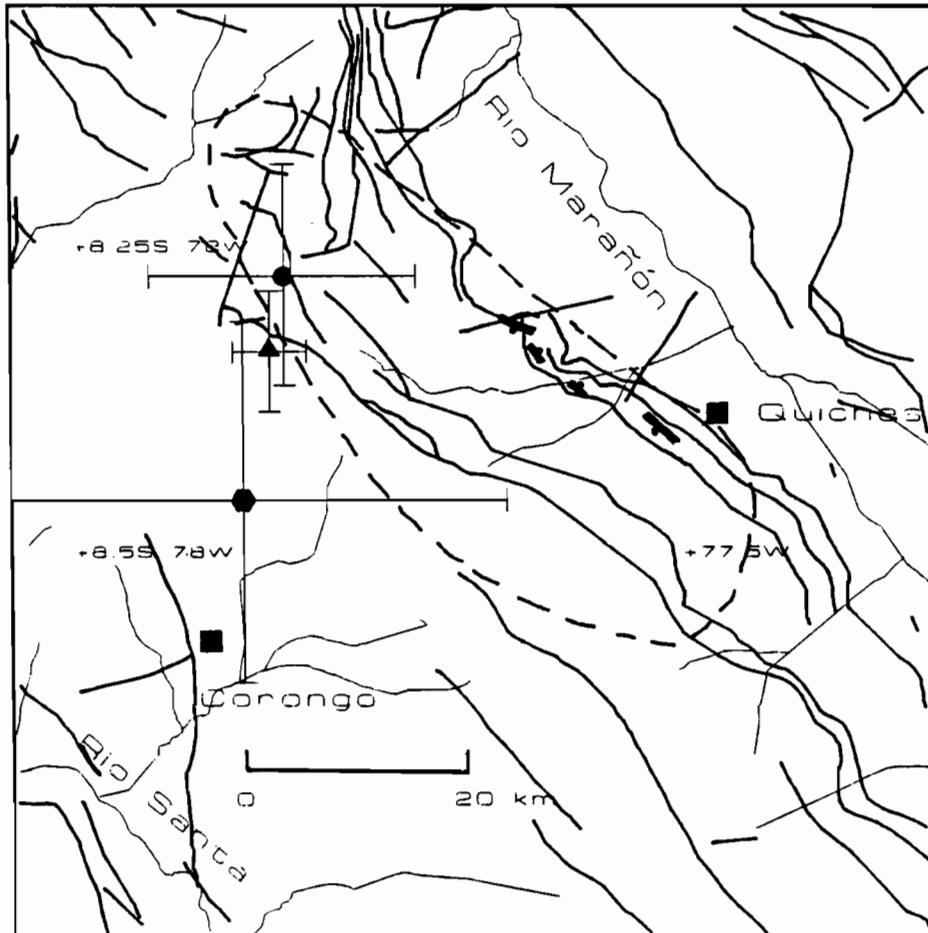
Nous allons maintenant passer en revue les **principaux séismes crustaux** ayant affecté la région sur la base de cette carte.

\* **14 mars 1747**: Silgado signale un séisme destructeur à Tauca (Conchucos) (fig. III-2) ayant fait des victimes. Des dégâts importants sont relevés à Corongo (fig. III-1). Ce séisme, de caractère local, a pu être assez violent. Son intensité maximale est estimée à VII MM.

\* **5 mars 1935**: Un séisme de faible magnitude fait quelques dégâts et une victime à Ticapampa, près de Recuay (fig. III-1).

\* **10 novembre 1946**: C'est le séisme dit de "**Quiches**", ou "**Ancash**", qui est le plus grand événement crustal en faille normale s'étant produit dans les Andes au cours des temps historiques (magnitude 7 1/4). Il a été abondamment étudié, ainsi que les traces en surface qu'il a produit, mais reste encore mal élucidé. Ses principaux caractères sont les suivants:

1. Le séisme s'est produit dans la zone plissée et faillée du Maranon (MFTB de Mégard, 1978), à 60 km environ au Nord de la Cordillère Blanche, et à 4000 m d'altitude environ. Une relocalisation a été faite par Doser (1987): elle est située par rapport aux deux localisations proposées par Silgado en figure III-3. Notons que *les déterminations sont entachées d'erreurs importantes*. Celles données par Silgado paraissent plus raisonnables que celle de Doser en fonction des traces en surface. Silgado estime la profondeur de l'événement à 30-40 km à partir d'ondes pP-P; par modélisation d'ondes de volume, Doser (1987) obtient 15-17 km; par inversion d'ondes de surface, Jimenez et al. (1988) trouvent 17-20 km.
2. Les **isoséistes déterminés par Silgado** (fig. III-4) sont très allongés dans la direction des structures (NW-SE). Le grade X-XI dans l'échelle de Mercalli modifiée (MM) a été atteint. Il y eut plus de 1400 victimes; le séisme fut ressenti sur plus de 450000 km<sup>2</sup>.
3. Les **traces en surface** sont représentées en détail figure III-5: elles sont *discontinues*, de direction N40°-50°W et décalent des dépôts fluviaux-glaciaires quaternaires et des marnes et calcaires mésozoïques. Les auteurs s'accordent pour y voir *le rejeu d'une ancienne zone de faille inverse réactivée en faille normale* (Heim, 1949; Rüegg, 1950; Silgado, 1951; Doser, 1987; Sébrier et al., 1988). Le **rejet vertical maximum est de 3.5 m**, sur la faille Sud. Le *plongement* se fait en général vers le *Sud-Ouest*, ce qui est en accord avec la position du séisme (fig. III-3). Les



Faulting in the Ancash region. Thick lines are thrust faults modified from Cobbing (1973). Thin lines indicate rivers. The boldest lines represent surface faulting during 1946 with balls indicating the downthrown side of the faults. The dashed line encloses the isoseismal area of intensity 8 or greater. The circle and triangle represent the earthquake locations of Silgado (1951). Silgado does not indicate how the error bars for these locations were obtained. The hexagon represents the relocation determined in this study. The error bars for this location show the 95 per cent confidence interval (Flinn 1965). The squares represent towns.

Figure III-3 : Carte de localisation de l'épicentre du séisme de Quichas (Ancash) proposé par les différents auteurs. D'après Doser (1987).

INSTITUTO DE GEOLOGIA Y MINERIA  
 MAPA DE LAS LINEAS ISOSISTAS DEL  
 TERREMOTO DE ANCASH DEL 10 DE NOVIEMBRE DE 1946

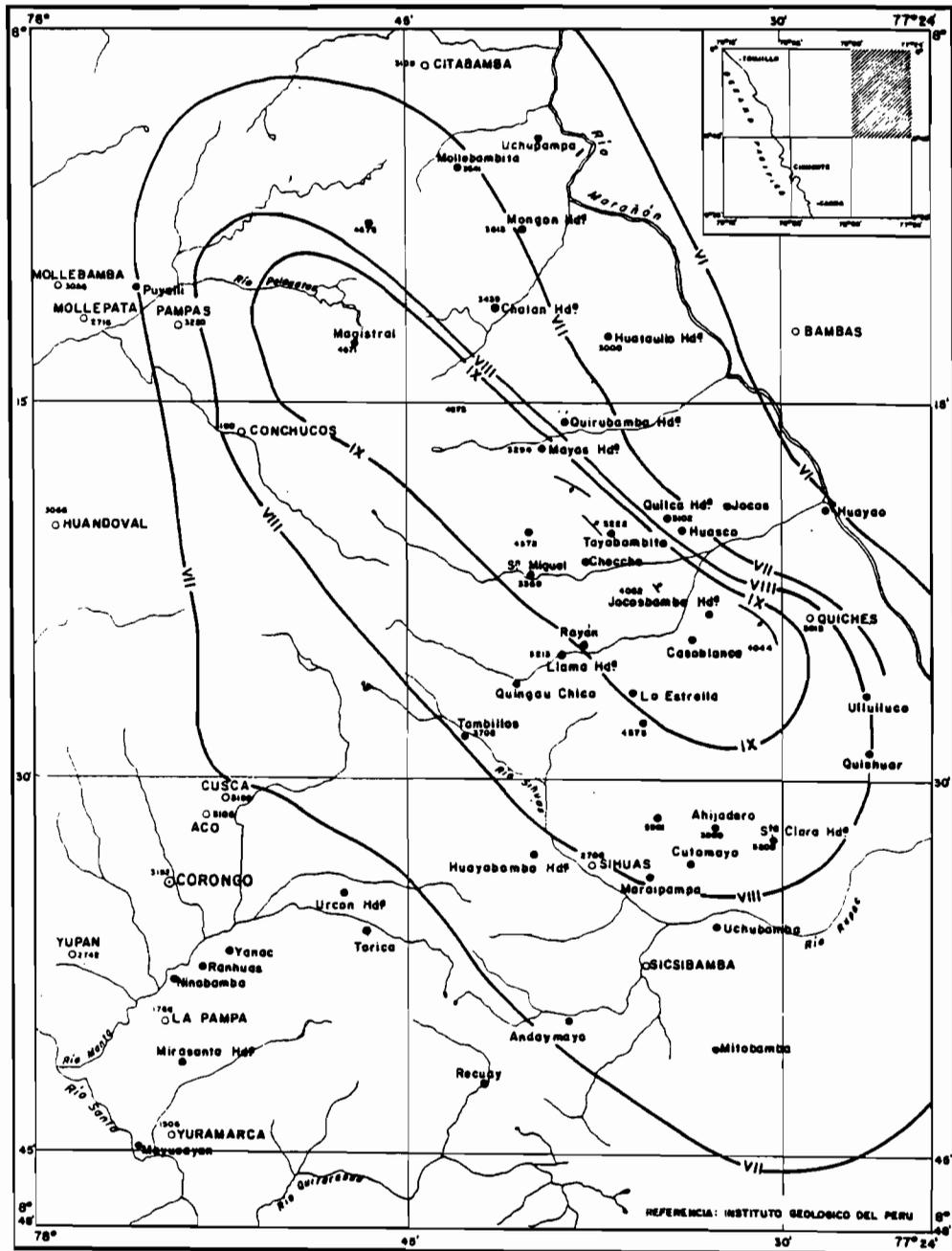


Lámina N° 9

Figure III-4 : Carte des isoséistes du séisme de Quichés (Ancash) du 10 novembre 1946. D'après Silgado (1951).

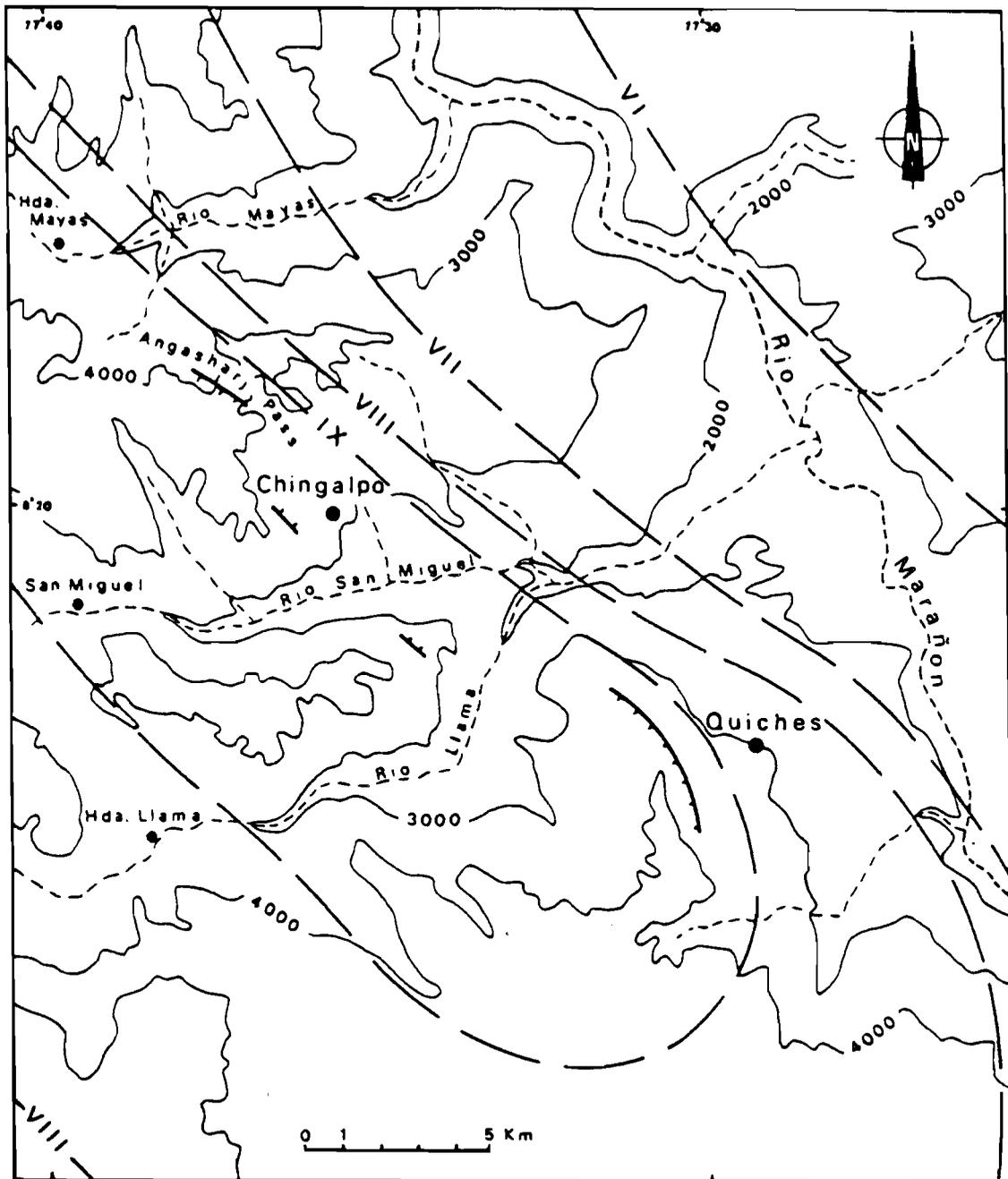


Figure III-5 : Détail des zones de rupture associées au séisme de Quiches du 10 novembre 1946. Les lignes en tireté indiquent les isoséistes (voir fig. III-4). D'après Sébrier et al. (1988).

*pendages* mesurés sont le plus souvent forts (42° à 58°). Nous parlerons des stries observées et du mécanisme au foyer lors de l'analyse de l'état des contraintes (B-4).

4. Il ressort de la carte présentée en figure III-2 qu'une importante activité s'est produite après 1946 au Nord du réseau, dans la région du séisme de Quiches: ce sont pour la plupart des **répliques** de cet événement qui se sont réparties sur *plus d'un an* et ont été extrêmement nombreuses: *21 chocs ont été ressentis le 11 novembre 1946, 42 entre le 16 novembre et le 10 décembre* (Silgado, 1951). Le séisme du 1er octobre 1947 a atteint l'intensité VI MM. *La plus violente réplique* a certainement été celle du 14 février 1948 (intensité probable VI-VII MM).

\* **18 février 1956**: Ce séisme a provoqué des destructions dans la région de Carhuaz. Il a été ressenti sur environ 20000 km<sup>2</sup>. Aucune indication sur sa magnitude n'est donnée. Il a été suivi de nombreuses répliques.

\* **5 mai 1971**: Un violent séisme secoue à nouveau la région de Quiches, faisant 5 morts et 30 blessés. Sa magnitude est estimée à 4.9, sa profondeur à 34 km et son intensité maximale à VI MM. Il est localisé dans la même région épiscopale que le séisme du 10 novembre 1946.

Les autres événements cartographiés sont de faible magnitude (environ 3.5 à 5.2) et n'ont pas fait de dégâts importants. Cependant ils témoignent d'une **activité superficielle non négligeable** dans la région, qui se manifeste *des deux côtés de la faille bordière*.

Signalons qu'un séisme localisé près de Huaraz le 01/06/1970 a été éliminé: il s'agit probablement d'une réplique du séisme du 31 mai 1970 mal localisé par le réseau mondial.

Nous allons maintenant comparer cette sismicité avec celle enregistrée pendant notre campagne.

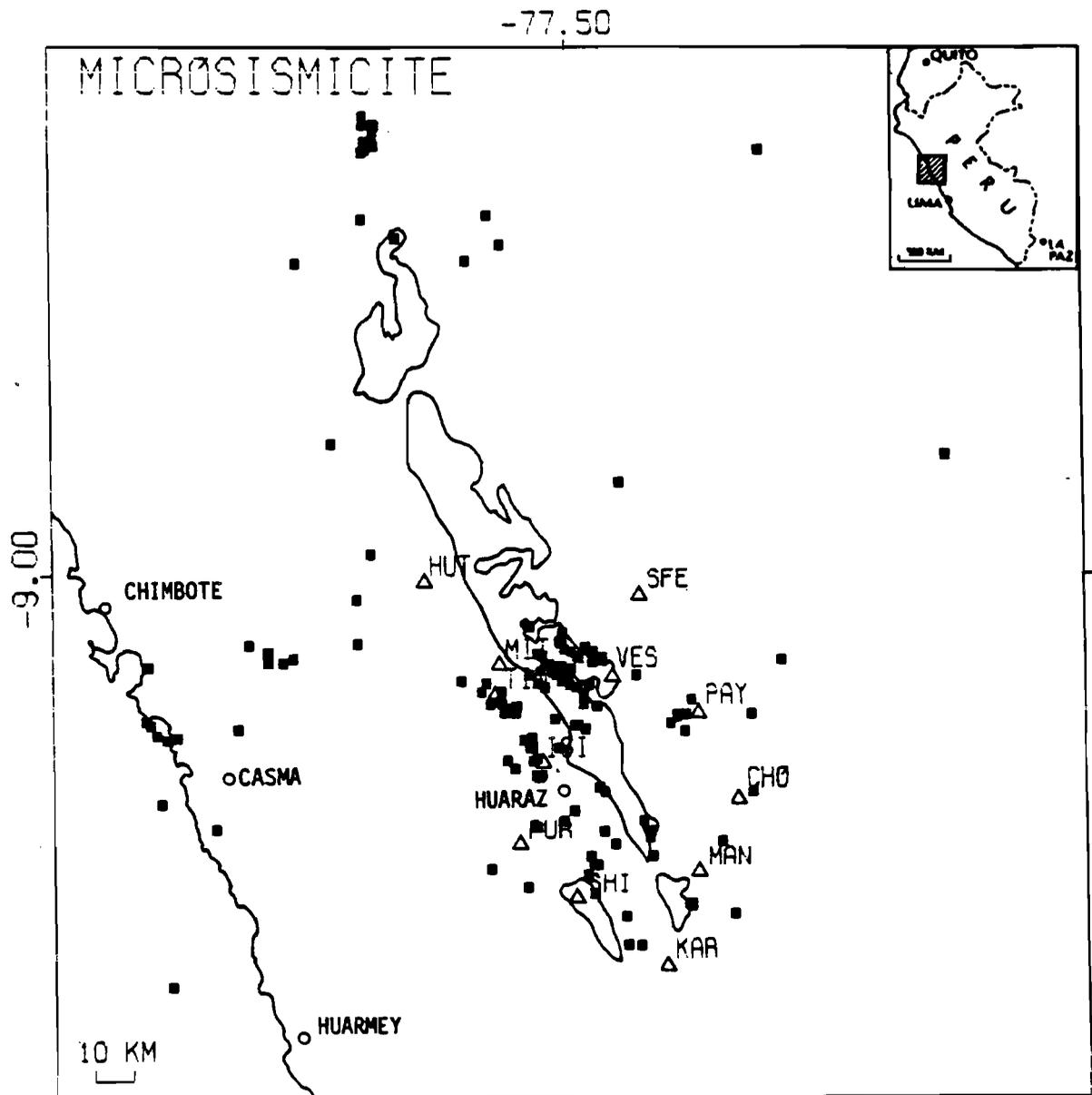


Figure III-6 : Carte des microséismes crustaux localisés pendant la campagne d'octobre-novembre 1985 (33 jours) dans la région de la Cordillère Blanca. Mêmes légendes qu'en figure III-2.

## 2. Comparaison entre macrosismicité et microsismicité

La microsismicité que nous avons enregistrée en octobre- novembre 1985 dans la région de la Cordillère Blanche est représentée en figure III-6 à la même échelle que la figure III-2 afin de la comparer à la sismicité historique.

La comparaison entre les deux cartes est limitée par la relative *imprécision* des données historiques et la *couverture restreinte* offerte par notre réseau qui biaise l'image sismique globale de la région. Cependant, un certain nombre d'observations peuvent être faites:

1. Il existe une **activité microsismique dans la zone des répliques du séisme de Quiches**: ce sont 6 événements de magnitude allant de 2.3 à 3.7 (voir classe C, annexe 3). Cette activité est importante étant donné l'éloignement au réseau.
2. La sismicité à l'Ouest du batholite de la Cordillère Blanche, près de la faille bordière, *est présente sur les deux cartes*: elle est probablement en rapport avec l'activité de ce grand système de failles.
3. **Dans le batholite même, on ne peut faire une comparaison**. Par contre, plus à l'Est, quelques zones semblent être actives depuis un certain temps: c'est le cas près des stations PAY et CHO. *La preuve d'une telle activité a pu être apportée lors d'une reconnaissance géologique qui nous a permis de découvrir une faille normale orientée NW-SE sur environ 100 m, avec un rejet vertical maximum de l'ordre du mètre, ceci à 5 km environ au NW de la station PAY. Il est probable qu'il existe dans cette zone difficile d'accès des traces en surface non repérables par photo aérienne, mais qui témoignent de cette activité.*
4. **Un essaim sismique dense au Nord de la Cordillère Blanche a été repéré** durant la campagne: il est situé à environ 8°S de latitude et 78°W de longitude, près du bassin quaternaire de Huamachuco. Les magnitudes y sont fortes (de 2.5 à 3.8; voir classe C, annexe 3). *La position de cet essaim sismique est significativement différente de celle des répliques de Quiches: une distance de 35 à 40 km les sépare.*
5. Enfin **deux autres nids d'activité** ont été localisés à l'Ouest du réseau, entre Chimbote et Casma: l'un est sur la ligne de côte même, l'autre à mi-distance entre la côte et la Cordillère Blanche. Comme pour les autres événements éloignés du réseau, l'erreur sur la profondeur est importante (environ 20 km en erreur estimée "vraie") mais reste en général suffisamment limitée pour qu'ils soient séparés des séismes de la zone de subduction. Ce n'est pas toujours le cas pour les séismes enregistrés par le réseau mondial ou relevés historiquement sur la côte, en raison de la plus grande proximité de la zone de Benioff. Ceci peut expliquer pourquoi aucun épicentre d'un séisme historique n'est représenté dans cette zone entre Chimbote et Casma.

Les traits caractéristiques de la microsismicité enregistrée peuvent être résumés ainsi:

- elle est **superficielle**: elle concerne les 15 à 20 premiers kilomètres de la croûte;
- elle est très souvent **concentrée dans l'espace**: ce sont les 7 groupes denses déjà décrits (fig. III-6); l'activité enregistrée près de Huaraz pendant plus d'un an (fig. II-1) témoigne probablement du même phénomène;
- elle est **concentrée dans le temps**: c'est ce qui a été constaté les 2 et 3 novembre 1985 où 30 séismes crustaux provenant de la même région ont été enregistrés. Ceci a été confirmé par des enquêtes effectuées sur le terrain: dans la région Est (station VES), 4 à 5 séismes à caractère éminemment local sont ressentis chaque année, suivis de nombreuses répliques dans les 2 à 4 jours: ce fut le cas par exemple en mars 1987.

### 3. Périodes de retour et risque sismique

Différents auteurs ont fait des estimations de *réurrence*, de *déplacement moyen* par événement et de *vitesse de glissement* sur la faille bordière de la Cordillère Blanche, ce qui les conduit à proposer une valeur de la *magnitude d'un grand séisme* susceptible de réactiver ce système (Yonekura et al., 1979; Schwartz, 1983, 1988; Bonnot, 1984):

\* **Déplacement moyen par séisme**: les auteurs s'accordent pour l'estimer à 2 m, à partir de l'observation des escarpements sismiques au Nord et au Sud de la Cordillère Blanche.

\* **Période de récurrence:** les valeurs proposées sont de **2000 ans  $\pm$  500 ans** environ. Elles sont obtenues:

- soit par *datation approximative* des moraines décalées par la faille et par *comptage des escarpements sismiques* (Schwartz en dénombre 5 à 7 en 13000-14000 ans au Nord de la Cordillère Blanche);
- soit par une *estimation de la vitesse de surrection* de la Cordillère Blanche par rapport au bassin du Callejon de Huaylas (Bonnot l'estime à 0.7 mm/an).

Le temps écoulé depuis le dernier glissement sismique majeur serait d'au moins **1600-2000 ans** au Nord et **1500 ans** au Sud selon Schwartz. Le *risque sismique* dans cette région serait donc très élevé.

\* **Vitesse de surrection**

- Yonekura et al. (1979) estiment le taux de glissement à **2 ou 3 mm/an** par le déplacement de moraines;
- Schwartz (1983, 1988) révisé ces valeurs et trouve **0.86 à 1.1 mm/an**, ce qui est proche du taux maximal de glissement observé sur d'autres failles normales dans le monde;
- Bonnot (1984) calcule une vitesse de surrection par rapport au bassin de **0.7 mm/an**.

\* **Magnitude d'un grand séisme et segmentation de la faille**

- Une magnitude de **8** est donnée par Yonekura et al. (1979) *pour un séisme réactivant les 200 km de faille bordière sur une largeur de 40 km*. Cette estimation peut paraître excessive: d'autres grands séismes en faille normale enregistrés dans le monde, notamment au Tibet (Molnar & Chen, 1983) et dans le "Basin and Range" américain (Wallace, 1978; Swan et al., 1980) ont des magnitudes ne dépassant que rarement  $7 \frac{3}{4}$  pour des longueurs de rupture de l'ordre de 60 km. En général, des ruptures de 30 à 40 km caractérisent des séismes de magnitude variant de  $6 \frac{1}{2}$  à  $7 \frac{1}{2}$ . Or l'observation des traces en surface dans la Cordillère

Blanche permet de distinguer à l'évidence différents segments (voir la photo satellite LANDSAT dans l'article au I).

- Schwartz, sur ces seuls critères géométriques, observe **5 segments**: 2 au Sud de Huaraz, 3 au Nord, de longueur respective: 35, 45, 35, 40, et plus de 45 km (du Sud vers le Nord). Considérant que *deux segments au maximum peuvent être associés lors d'un grand séisme*, il obtient une longueur de rupture variant de 35 à 85 km. Il choisit comme profondeur maximale des foyers 10 à 15 km, d'après les observations du séisme de Quiches. Des estimations diverses à partir du déplacement tectonique, de l'aire de rupture et du moment sismique le conduisent à des valeurs de magnitude ( $M_s$  ou  $M_w$ ) variant de **6.75 à 7.4**.

- Bonnot, en utilisant les formules de Yonekura et al., calcule des magnitudes sur les tronçons Nord et Sud de la Cordillère Blanche, en prenant des profondeurs limites de 15 et 30 km: il obtient des valeurs de magnitude comprises entre **7.0 et 7.6**.

#### \* Conclusions

La microsismicité enregistrée apporte les informations suivantes:

1. elle confirme le **fonctionnement en segments** de la faille bordière;
2. elle indique que le **potentiel sismique du segment au Nord de Huaraz** (35 à 40 km de long) est probablement le **plus élevé** et que le coin géométrique formé par le cerro San Cristobal (voir l'article au I, 4) joue le rôle d'une **barrière sismique** (Aki, 1979, 1984). L'activité détectée sous les hauts sommets, même si elle n'appartient pas au même système, ne peut qu'augmenter le risque sismique près de ce segment;
3. elle permet de supposer une **profondeur d'un grand séisme de l'ordre de 15 à 20 km**, compte tenu du fait que les chocs majeurs prennent souvent naissance à la base des zones de rupture (Kelleher et al., 1974).
4. En fonction des études antérieures, on peut alors estimer la **magnitude d'un grand séisme sur cette zone entre 6.9 et 7.5**.

## **B. Compléments sur l'état des contraintes**

Le but de cette partie est de compléter l'analyse faite dans l'article au paragraphe I par la description des résultats d'autres méthodes de traitement des polarités, basées sur les mécanismes au foyer. Rappelons que ces méthodes doivent intervenir chronologiquement avant l'inversion globale présentée.

### **1. Rappels sur les polarités et les contraintes**

L'usage des sens de premier mouvement des ondes P captés par les sismomètres verticaux est maintenant largement répandu dans la communauté des Sciences de la Terre. Leur utilisation dans la construction des mécanismes au foyer paraît simple, mais cache en fait un certain nombre **d'approximations et d'hypothèses** qu'il peut être utile de rappeler, de même que quelques définitions relatives aux tenseurs des contraintes.

\* Un **premier mouvement vers le haut** (resp. *vers le bas*) indique un **ébranlement en compression** (resp. *en dilatation*) à la source. Une fois les plans nodaux tracés, les compartiments *en compression* (resp. *en dilatation*) contiennent l'*axe de tension T* (resp. *de pression P*). Ceux-ci sont placés suivant l'axe bissecteur des quadrants, à  $\pm 15^\circ$  près en théorie. L'*axe de contrainte intermédiaire B* est à l'intersection des plans nodaux.

\* Ce mode de détermination des plans nodaux et des axes de contrainte présente un certain nombre *d'approximations*, outre celle du modèle du double couple sans moment associé (Burridge & Knopoff, 1964):

(1) La **projection** correcte des polarités sur la demi-sphère inférieure (projection à aires égales de Schmidt) dépend de la *réalité physique du modèle de vitesse* employé et de la *qualité des localisations*: nous avons vu les effets possibles liées à une interprétation en onde directe ou conique d'un même rai (chapitre II); des *anomalies locales de vitesse* peuvent aussi perturber la position des points. Nous avons conclu au chapitre II que dans le cas de notre réseau, le modèle de vitesse influait en général de manière négligeable sur la qualité des mécanismes au foyer.

(2) La **position des plans nodaux** n'est pas toujours définie avec une très grande précision, que ce soit en *direction* ou en *pendage*: ceci dépend bien sûr du *nombre de stations* du réseau et de la *couverture azimutale* du séisme considéré, et également des conséquences de l'*imprécision* sur la position des points projetés dont nous venons de parler.

(3) Pour l'interprétation des mécanismes au foyer en terme de contraintes, il faut se rappeler que:

1. on suppose le milieu *homogène et isotrope*;
2. on admet qu'il n'y a pas de *déformations continues internes aux blocs ni rotation des plans de faille pendant la déformation*, et que les glissements sur les différentes failles sont indépendants et petits par rapport à la longueur de la rupture;
3. les données traitées ensemble doivent être expliquées par *un seul tenseur de contraintes*.

Ces hypothèses permettent de prévoir que le vecteur glissement  $S$  sur la faille sera *parallèle* à la *contrainte cisailante*  $P$  sur ce même plan: cette propriété est à la base des méthodes numériques visant à déterminer l'orientation et la forme du déviateur des contraintes (Carey & Brunier, 1974; Carey, 1979; Angelier, 1975; Armijo & Cisternas, 1978; Etchecopar et al., 1981). Une propriété importante résultant de ces hypothèses est que *l'orientation de la contrainte cisailante dépendra uniquement du plan de faille (direction, pendage) et de la forme du tenseur des contraintes* (Bott, 1959; Armijo et al., 1981).

(4) En pratique, ces remarques signifient notamment qu'on ne peut pas considérer que les axes  $P$  et  $T$  représentés sur les mécanismes au foyer indiquent "automatiquement" la direction des contraintes maximale et minimale, et ceci pour deux principales raisons (en dehors de l'imprécision liée à leur obtention):

1. Les séismes superficiels se produisent plutôt par glissement le long de zones de faiblesse pré-existantes que par rupture cassante d'un milieu homogène (Anderson, 1951; McKenzie, 1969), ce qui revient à dire que la friction interne n'est pas négligeable: ainsi la position des axes  $P$  et  $T$  à  $45^\circ$  des plans nodaux, considérés comme plans de cission maximale, n'est qu'une position moyenne ne traduisant qu'une plus forte probabilité;
2. Le rapport de forme du tenseur des contraintes conditionne la plus ou moins grande dispersion des axes  $P$ ,  $T$  et  $B$  d'un mécanisme à l'autre: si par exemple, un tenseur est *extensif uniaxial*, la position de l'axe  $P$  ou  $B$  observée sur un mécanisme donné n'est pas *représentative* du régime général de contraintes. Il faudra pour le connaître un *ensemble varié* de mécanismes, tout comme une diversité des plans de faille en direction et pendage est nécessaire en microtectonique (Carey, 1979; Angelier, 1984).

En toute rigueur, on doit seulement considérer, en l'absence d'autres informations, que l'axe de contrainte minimale (*resp. maximale*) est dans le quadrant en compression (*resp. dilatation*) (McKenzie, 1969; Arthaud, 1969).

(5) Enfin rappelons les notations utilisées par les tectoniciens et les sismologues pour définir le tenseur des contraintes déviatoriques:

\* Les sismologues utilisent les valeurs propres du tenseur des contraintes:  $\sigma_x$ ,  $\sigma_y$ ,  $\sigma_z$   
où:

$\sigma_x$  = axe principal de compression horizontale;

$\sigma_y$  = axe principal d'extension horizontale;

$\sigma_z$  = axe principal vertical.

Le rapport de forme  $R$  est alors défini par:

$$R = (\sigma_z - \sigma_x) / (\sigma_y - \sigma_x)$$

Ainsi, le régime tectonique sera *compressif* si  $R \in ]-\infty, 0]$ , *décrochant* si  $R \in ]0, 1]$  et *extensif* si  $R \in ]1, +\infty[$ . Une formulation plus élégante est obtenue en prenant:

$$\Theta = \tan^{-1}[(2R-1)/\sqrt{3}]$$

ce qui permet d'avoir des intervalles égaux entre les 4 valeurs limites définissant des tenseurs uniaxiaux:  $\Theta = -90^\circ, -30^\circ, 30^\circ, 90^\circ$  (Armijo et al., 1981).

\* Les géologues définissent les axes suivants:

$\sigma_1$  = axe principal maximum (compressif);

$\sigma_2$  = axe principal intermédiaire;

$\sigma_3$  = axe principal minimum (extensif).

Donc  $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$ . Le rapport de forme du tenseur est alors:

$$R = (\sigma_2 - \sigma_1) / (\sigma_3 - \sigma_1)$$

qui varie entre 0 et 1. Il indique alors la valeur de  $\sigma_2$ : si R se rapproche de 0,  $\sigma_2$  devient élevé (compressif), le régime devient *décrochant*; si  $R=0.5$ ,  $\sigma_2$  est intermédiaire; si R se rapproche de 1,  $\sigma_2$  devient très petit (extensif), le régime devient *très compressif* ou *très extensif*, suivant la position de  $\sigma_1$ , c'est-à-dire que le *pitch des stries devient proche de 90°* (mouvements purement inverses ou normaux). Les contraintes sont donc ici rangées en ordre décroissant: elles ne dépendent donc pas du repère. Mais quand le tenseur varie, ce rapport prend des valeurs discontinues: la précision sur la nature du régime (extensive ou compressive) est nécessaire en plus de la valeur du rapport R.

## 2. Autres analyses globales de l'état des contraintes

L'ensemble des séismes présentant au moins 7 polarités lues sans ambiguïté ont été sélectionnés. Nous avons ensuite déterminé les plans nodaux en utilisant à la fois la méthode développée par Udias et al. (1982) et la séparation visuelle classique sur diagramme de Schmidt. 36 solutions focales ont été obtenues à partir des hypocentres localisés indépendamment: elles sont présentées en annexe 4. Les 20 mécanismes présentant les déterminations les plus sûres (n° 1 à 20 de l'annexe) sont localisées sur la figure III-7: on peut déjà remarquer qu'un grand nombre d'entre eux provient de la même région centrale, sous les hauts sommets.

Ce nombre de 36 peut paraître réduit: il est lié principalement à la faible magnitude des 160 séismes proches enregistrés (voir annexe 3, classes A,B,C). Ceci est illustré par la figure III-8 qui représente le nombre de phases P et S qui a pu être utilisé pour le calcul des 160 séismes crustaux. En sélectionnant strictement les sens de premier mouvement (voir chapitre II, B), nous avons voulu également limiter les risques d'erreur à la lecture, étant donné le nombre réduit de stations dont nous disposions: il est évident qu'une lecture erronée sur 11 a généralement plus de conséquences sur la qualité du mécanisme que sur 15 ou 20.

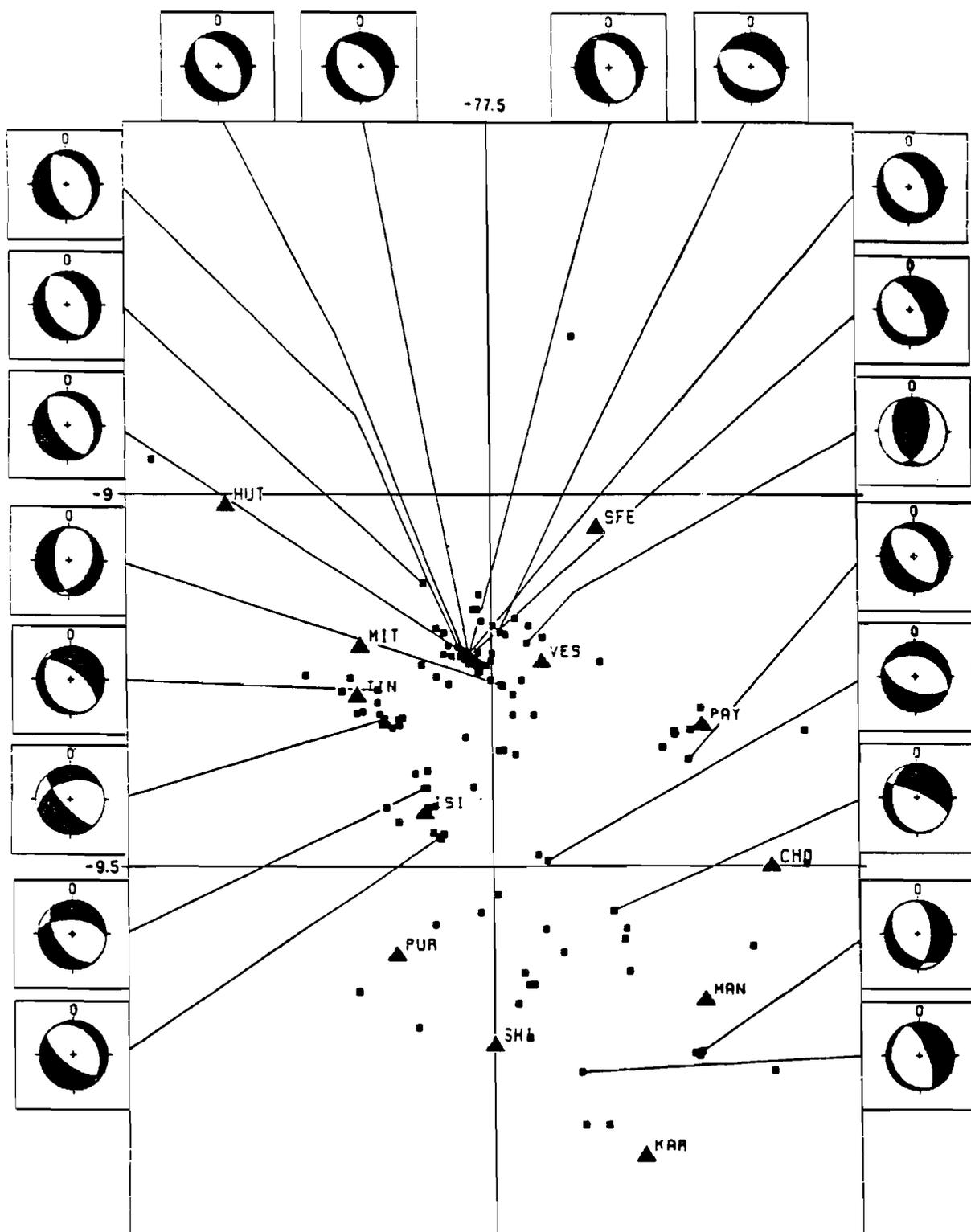


Figure III-7 : Carte localisant les 20 mécanismes au foyer simples les mieux contraints dans la Cordillère Blanche. En noir: compression; en blanc: dilatation.

PHASES CRUSTAUX

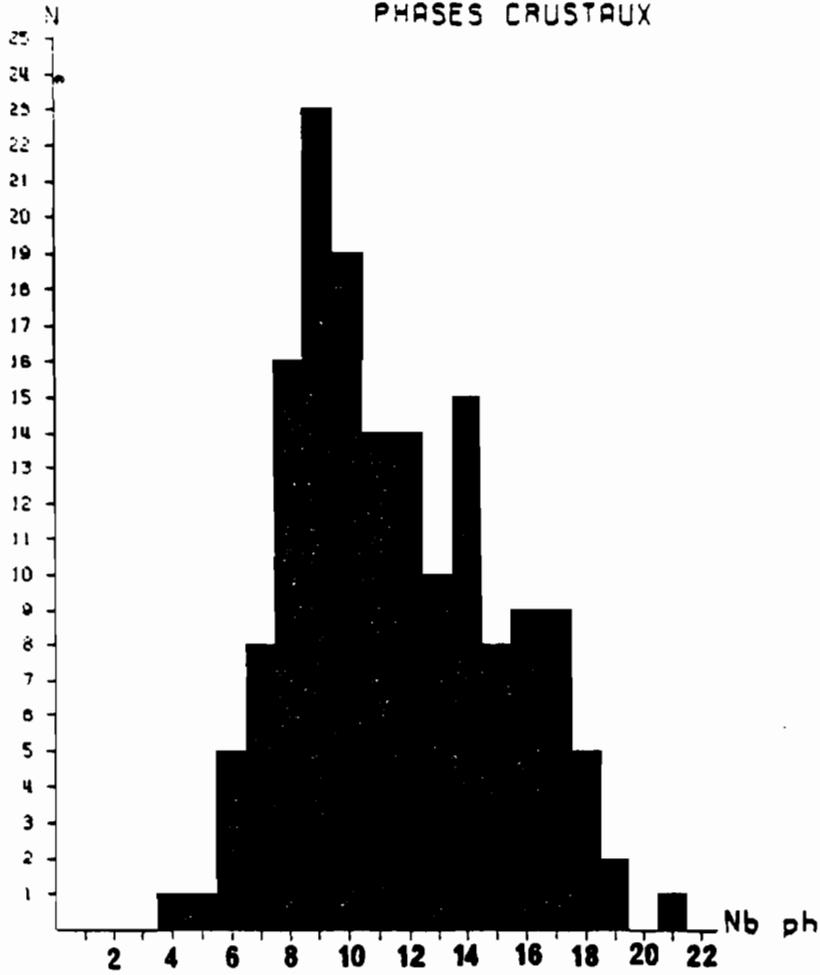


Figure III-8 : Histogramme du nombre de phases P et S de chaque séisme portant sur les 160 événements de la Cordillère Blanche.

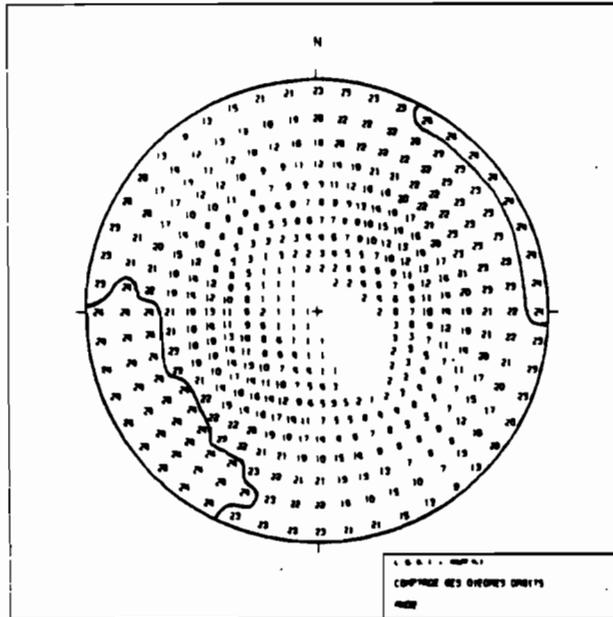


Figure III-9 : Détermination des directions de contraintes principales T et P par la méthode des dièdres droits portant sur 24 mécanismes au foyer de la Cordillère Blanche.

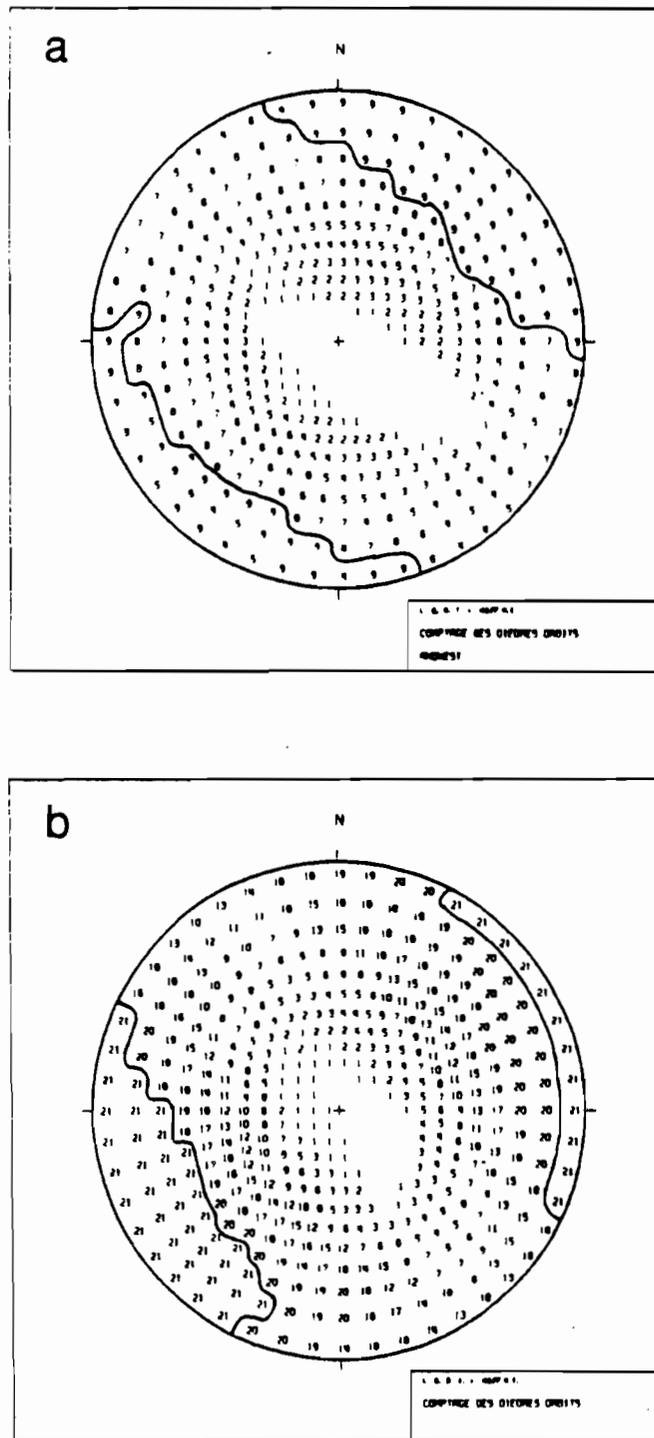


Figure III-10 : Détermination des directions de contraintes principales T et P par la méthode des dièdres droits portant sur: (a) 9 mécanismes au foyer à l'Ouest de la faille bordière; (b): 21 mécanismes au foyer à l'Est de la faille bordière.

Remarquons enfin que sur les 36 solutions focales, 6 sont en compression, dont 2 seulement sont très bien contraintes, et 3 seulement sont décrochantes: le régime de contraintes est très homogène et clairement extensif.

*a) Méthode des dièdres droits*

Dans le cadre des hypothèses que nous venons de citer, cette méthode est intéressante pour *tester une certaine homogénéité* des données: elle permet éventuellement de regrouper des mécanismes dans des familles si des différences notables apparaissent. Elle consiste simplement à *superposer* les mécanismes et à *observer les zones de recouvrement des compartiments en compression et dilatation* (Angelier & Mechler, 1977).

Cette technique a été appliquée sur 24 des 36 mécanismes établis: on a éliminé les solutions mal contraintes ou incompatibles avec les autres, en vérifiant qu'aucune autre famille ne pouvait être isolée à partir de ces dernières. Les mécanismes sélectionnés sont les suivants (annexe 4): n° 2, 3, 4, 5, 7, 8, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16, 17, 18, 19, 20, 22, 24, 25, 26, 28, 31, 36. Le résultat est présenté sur la figure III-9: *la zone en tension est sub-horizontale et couvre des azimuts allant de N25°E à N90°E; la zone en pression est sub-verticale. La direction d'extension est donc en moyenne autour de N45°E mais est mal contrainte: ceci peut s'expliquer par le fait que 11 solutions focales sur 24 proviennent du même nid central (mécanismes n° 10, 11, 12, 13, 14, 16, 17, 25, 26, 28, 31 de l'annexe 4) et sont en général très semblables. Cette grande homogénéité empêche de contraindre très précisément la direction des axes principaux.*

Afin de tester par cette méthode une éventuelle séparation dans l'espace, nous avons traité isolément les mécanismes provenant du *groupe Ouest* de la Cordillère Blanche et ceux du *groupe Est* (voir la coupe au I): 9 solutions nous ont paru suffisamment fiables pour être testées à l'Ouest, et 21 à l'Est. Les résultats (fig. III-10) montrent à nouveau *un régime extensif dans une direction mal contrainte: de N10°W à N90°E pour le groupe Ouest, de N25°E à N120°E pour le groupe Est. Même s'il existe une tendance vers le Nord pour le premier groupe et*

vers l'Ouest pour le second, l'indication donnée n'est pas assez précise pour être utilisable à ce stade.

*b) Méthode d'inversion des mécanismes au foyer*

Nous utilisons ici la méthode numérique développée par Carey-Gailhardis et Mercier (1987). Nous avons choisi comme référence de départ un ensemble d'axes principaux du tenseur tel que:

$$\sigma_x = \sigma_3, \sigma_y = \sigma_2, \sigma_z = \sigma_1,$$

avec  $\sigma_x$  variant de N0°E à N90°E, ceci d'après les indications obtenues par la méthode des dièdres droits. L'algorithme calcule alors pour chaque plan nodal le rapport R tel que *la contrainte cisailante soit parallèle à la strie S* (qui est représentée par le pôle du plan auxiliaire): un plan nodal peut alors être sélectionné comme plan de faille le plus probable, de manière à minimiser les fluctuations de R. On est ensuite ramené au problème classique en microtectonique qui consiste à *minimiser l'écart angulaire entre la strie "mesurée" et la strie prédite* (Carey, 1979): on accède ainsi à un tenseur défini par les directions des 3 axes principaux et le rapport R. Une remarque importante est que l'algorithme ne prend pas en compte les incertitudes sur la détermination des plans nodaux.

Le calcul a été appliqué aux 3 groupes de mécanismes précédents: *groupe global* (24 données), *groupe Ouest* (9 données), *groupe Est* (21 données). Les plans retenus et les stries théoriques sont représentés en figure III-11 a, b, c. Les tenseurs sont caractérisés dans le tableau suivant:

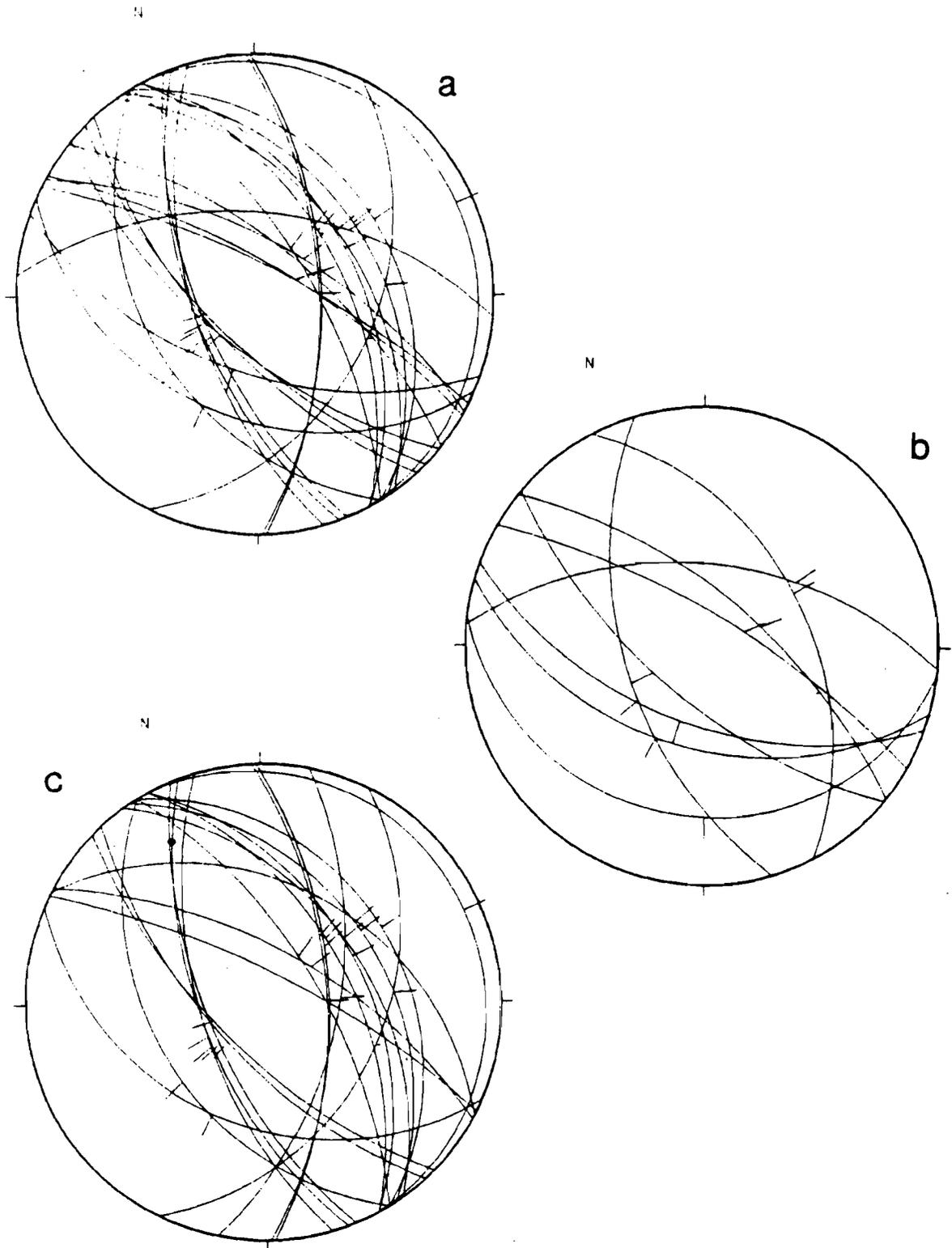


Figure III-11 : Diagramme des plans retenus et des stries après inversion pour les trois groupes de mécanismes au foyer testés: (a) 24 données sur toute la région; (b) 9 données à l'Ouest de la Cordillère Blanche; (c) 21 données à l'Est de la Cordillère Blanche.

GROUPE	$\sigma_1$	$\sigma_2$	$\sigma_3$	Rapport R
GLOBAL	N73.1° 83.7°	N317.0° 2.8°	N226.6° 5.6°	0.72
QUEST	N114.6° 83.1°	N317.6° 6.4°	N227.3° 2.7°	0.67
EST	N71.9° 84.8°	N318.3° 2.1°	N228.2° 4.8°	0.73

Les histogrammes des écarts ( $\Gamma$ , S) montrent que la minimisation est correcte pour les 3 tenseurs calculés: aucun écart ne dépasse 16°. Les 3 calculs aboutissent à des solutions tout à fait semblables donnant un tenseur extensif dans une direction N45°E environ et avec un rapport R tel que  $\sigma_2$  est extensif. Nous obtenons donc un tenseur (appelé T3 dans la suite) assez proche dans sa direction d'extension (à 15° près) de celui trouvé par l'inversion des polarités sur 47 séismes (appelé T1, voir l'article au I). Par contre, ces deux tenseurs ne sont pas équivalents dans leur nature: le premier (T3) est nettement extensif (rapport R entre 0 et 1 proche de 0.7), le second (T1) est extensif à tendance décrochante (rapport R "des sismologues" de 1.1, rapport R équivalent de 0.09). Enfin remarquons que les plans nodaux retenus comme plans de faille ont un pendage NE ou SW souvent importants (particulièrement au NE). Nous allons maintenant discuter ces résultats.

### c) Comparaisons et critiques

#### \* Comparaison avec le tenseur obtenu par l'analyse structurale (T4)

Le tenseur moyen obtenu par Bonnot (1984) pour la période Quaternaire et actuelle à partir de 12 sites de mesures situés sur la faille bordière est le suivant:

$\sigma_3$  sub-horizontal, de direction N185°E  $\pm$  15°;  
 $\sigma_2$  sub-horizontal, de direction N90°E  $\pm$  10°;  
 $\sigma_1$  sub-vertical;

R (des géologues) compris entre 0.55 et 0.70.

Nous appellerons ce tenseur T4 dans la suite.

Par rapport au tenseur "des polarités" calculé T1 (voir I), il diffère par la direction d'extension (écart moyen de 50°) et par le rapport R ( $\sigma_2$  passe de

compressif à extensif). Par rapport au tenseur "des mécanismes" calculé T3 (voir ci-dessus), la différence ne porte que sur la *direction d'extension* (écart moyen de 40°).

Nous avons effectué un test "croisé" sur les données afin de vérifier numériquement cette incompatibilité: ainsi nous avons inversé les polarités en prenant comme tenseur de départ T4, et avons appliqué le tenseur T1 aux 19 données microtectoniques les plus représentatives: les deux résultats montrent une incompatibilité nette. Le tenseur T3 appliqué aux mesures de stries montre une compatibilité avec une partie des données qui n'est cependant pas suffisante (42% des écarts ( $\Gamma$ , S) sont supérieurs à 20°).

*Les données microtectoniques font donc apparaître une direction moyenne d'extension de N10°E, et les données sismologiques de N50°E: comment peut-on rendre compte de cette différence? Nous cherchons dans la suite à critiquer la précision des deux méthodes et les différences de répartition des données.*

#### \* Précision des méthodes

- Les données microtectoniques sont réparties le long de la faille majeure de la Cordillère Blanche et dans les failles du bassin au Sud, comme le montre la carte des *vecteurs glissements* (fig. III-12). Les diagrammes de stries obtenus par Bonnot (1984) sont reproduits sur la figure III-13. Deux critiques peuvent être faites: les mesures ont dû être regroupées en 3 "*super-sites*" en raison des structures monodirectionnelles, ce qui peut nuire à la cohérence des mesures; par ailleurs *certaines écarts* ( $\Gamma$ , S) sont *relativement élevés*: 13%, 22% et 24% d'entre eux sont supérieurs à 20° (du Sud vers le Nord). Mais le calcul du tenseur n'est fait qu'avec les données suffisamment réparties dans l'espace (ce qui a exclu les sites Nord): Bonnot a tenu compte de cette relative imprécision en donnant une *marge d'erreur* de  $\pm 15^\circ$  sur la direction de  $\sigma_3$ . Cette analyse cinématique est à priori plus complète et mieux argumentée que ne l'ont été les études antérieures (Mégard et Philip, 1976; Soulas, 1978; Dalmayrac & Molnar, 1981). Par ailleurs, pour cette zone centrale, il s'agit bien de mouvements observés sur la faille bordière même, donc qui ne sont pas dus à priori à d'éventuelles rotations de blocs ou des phénomènes gravitaires.

- Les données de sismicité ont permis des calculs globaux par 3 méthodes différentes portant sur un échantillonnage variable: s'il existe des différences entre les résultats, il reste que tous indiquent un régime extensif dans une direction variant de N45° à N60°, à  $\pm 10^\circ$  près, sans qu'on puisse procéder à une séparation des données en deux groupes.

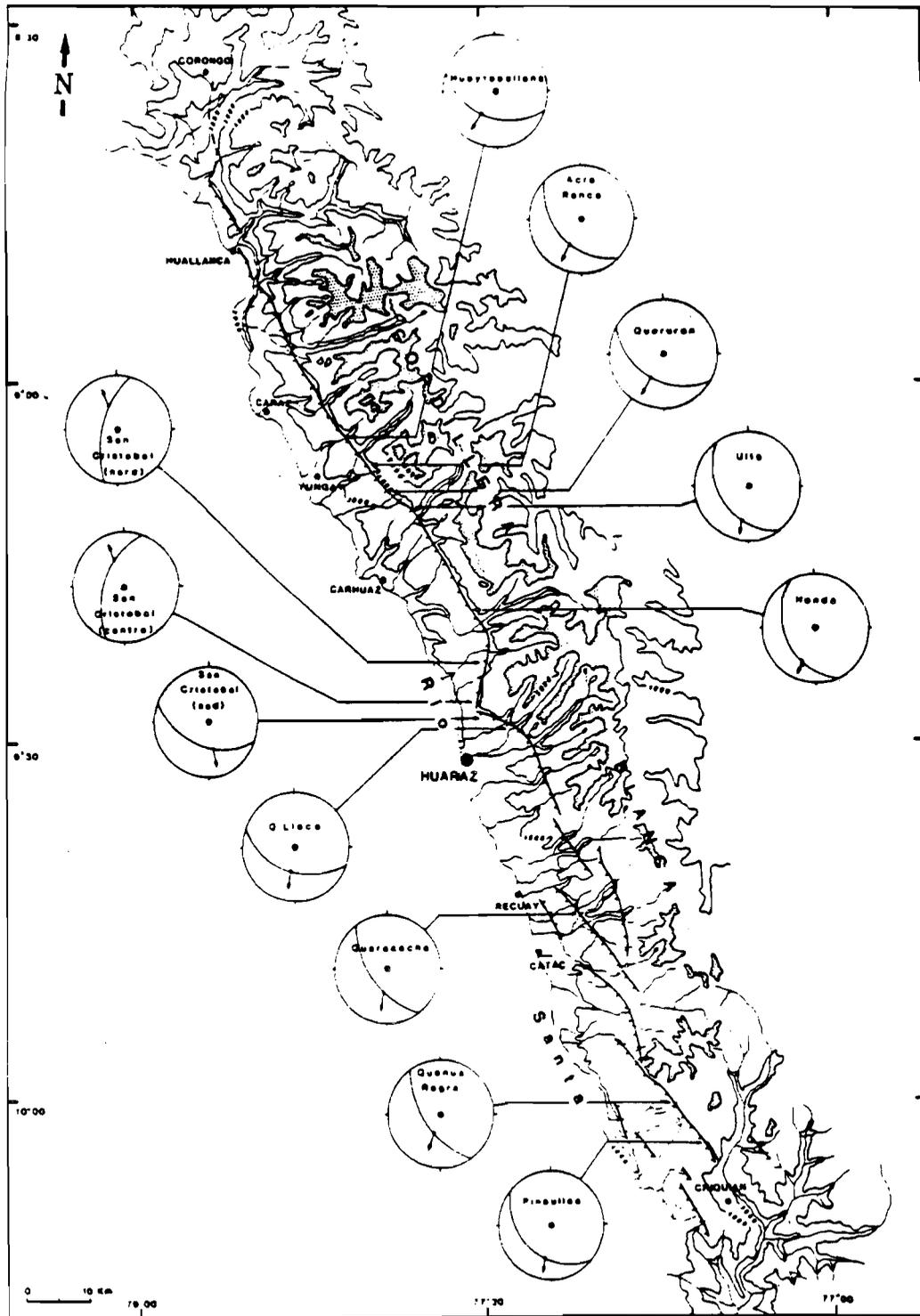
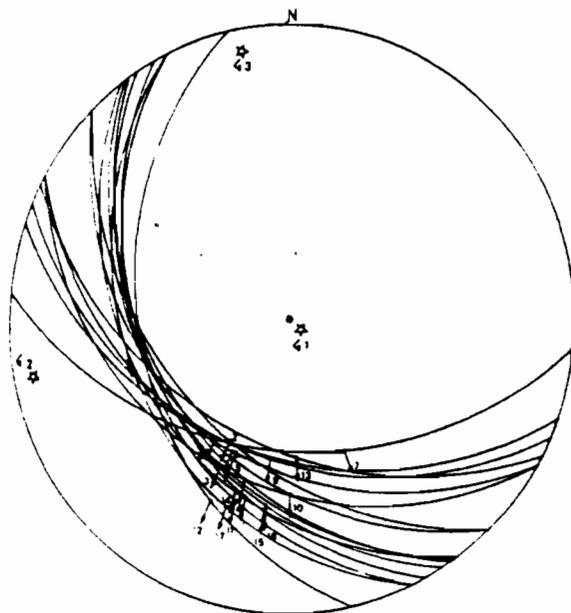
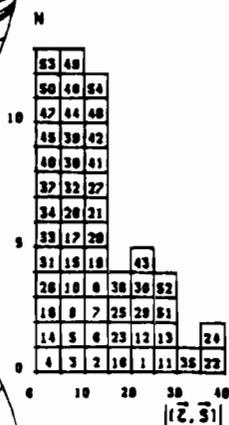
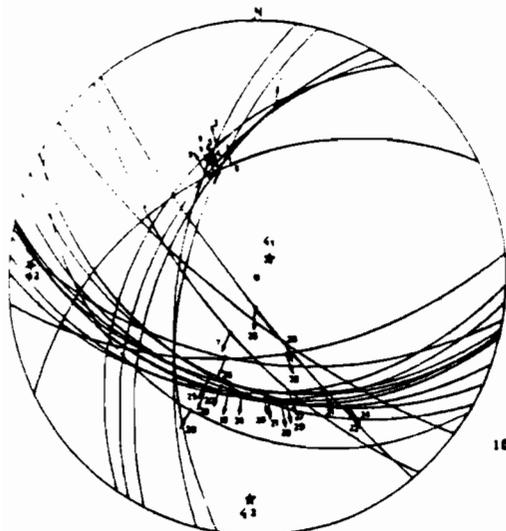
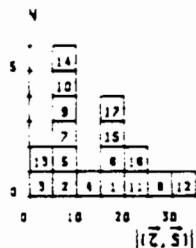


Figure III-12 : Carte des vecteurs glissements pour la période Quaternaire et actuelle obtenue par Bonnot (1984) à partir des mesures de stries sur la faille bordière de la Cordillère Blanche.

SITE CENTRE CORDILLERE BLANCHE EXTENSION QUATERNAIRE



SITE SUD CORDILLERE BLANCHE EXTENSION QUATERNAIRE

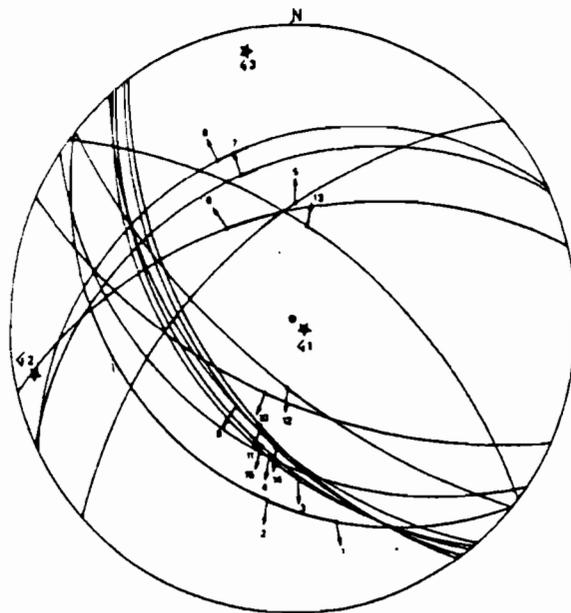
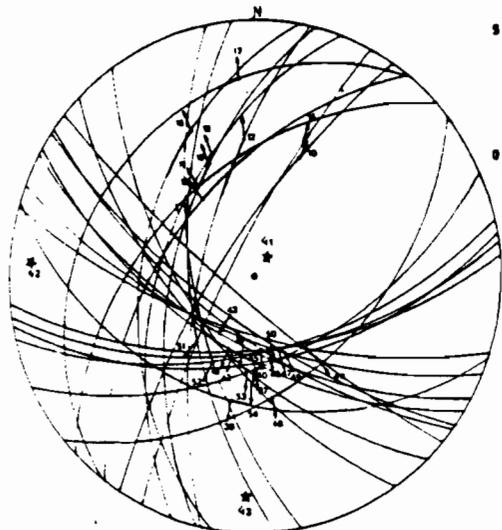
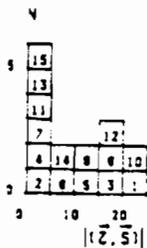


Figure III-13 : Diagrammes des stries relevées par Bonnot (1984) sur les différents tronçons de la faille bordière de la Cordillère Blanche (période Quaternaire et actuelle).

*La différence de direction d'extension est donc au-delà des marges d'erreur prédites par les deux méthodes qui semblent par ailleurs converger chacune d'une façon satisfaisante: il faut chercher d'autres facteurs pouvant expliquer cette différence.*

**\* Origine spatiale des données**

Un fait négligé jusqu'ici est qu'une part essentielle de la microsismicité provient d'une zone qui ne correspond pas à celle où les mesures de stries ont été faites: en effet, seuls 47 séismes sur les 160 localisés sont situés à l'Ouest du plan de faille de la Cordillère Blanche et peuvent être supposés proche du prolongement de celui-ci en profondeur (voir la coupe au I). Par contre, 79 séismes représentant les magnitudes les plus fortes sont à l'Est, sous les hauts sommets au centre du réseau: ils fournissent les 2/3 des 36 mécanismes retenus (annexe 4) et, comme nous l'avons déjà signalé au 2.a), près de la moitié des 24 mécanismes servant à la méthode des dièdres droits et au calcul du tenseur T3. Nous n'avons donc pas comparé des données provenant strictement de la même zone active par l'emploi des méthodes tectoniques et sismologiques. Or, entre les deux groupes de sismicité Est et Ouest, il existe en dépit de leur proximité une différence importante: la topographie, qui passe de 2800 m environ à l'Ouest à plus de 5000 m à la verticale de l'essaim sismique principal, pour des profondeurs des foyers équivalentes (voir la coupe en fig. 6, article du I).

Ceci peut donc nous amener à caractériser d'éventuels effets tectoniques différents de part et d'autre de la faille bordière: pour cela nous allons sélectionner des mécanismes au foyer simples et composites.

### 3. Analyse par sélection de mécanismes au foyer

#### *a) A propos des mécanismes composites*

Nous cherchons dans cette partie à faire une analyse plus détaillée des mécanismes au foyer. Seuls des mécanismes simples ont été employés jusqu'ici. La combinaison de séismes différents pour réaliser une solution "composite" peut être utile dans le cas de polarités peu nombreuses, mais est d'un emploi difficile et limité (Brillinger et al., 1980). Afin d'éviter des regroupements abusifs, Udias et al. (1982) proposent d'associer les événements en essais ("clusters") et de tester alors la cohérence de la solution focale composite obtenue. *Le risque de regrouper des événements sans rapport évident reste grand, ce qui peut ôter toute signification géologique à la solution proposée.*

J'ai choisi d'utiliser la technique des mécanismes au foyer composites *dans des conditions bien particulières*: les regroupements n'ont porté que sur des événements distants d'une valeur moindre que l'erreur estimée sur leur position, soit: **2 km horizontalement, 4 km verticalement**. En raison du nombre de polarités disponibles, il s'agissait plus par cette méthode de confirmer la nature (compression ou dilatation) d'une zone donnée sur la sphère focale que d'en définir de nouvelles: en effet, les séismes regroupés étant très proches, les polarités lues à une même station se projettent dans la même zone; le nombre de "groupes" de polarités est donc limité à 11. La qualité du mécanisme dépendra alors de la localisation de l'essai sismique par rapport au réseau.

#### *b) choix des séismes et des mécanismes*

Le but de l'étude étant de contraindre précisément la **composante décrochante** des mécanismes, nous avons procédé comme suit:

1. Puisque l'activité au centre du réseau est la plus propice à une telle étude, nous avons utilisé les séismes **relocalisés** à partir des résidus moyens (voir chapitre II) pour construire les sphères focales;

2. Nous avons sélectionné les **mécanismes au foyer simples les plus fiables**, c'est-à-dire les moins tributaires d'un basculement d'une polarité dû au schématisme du modèle (voir la discussion du chapitre II , II-C 1.);
3. Enfin nous avons construit tous les **mécanismes au foyer composites réalisables** en suivant les conditions indiquées, *à titre de comparaison*.

La figure III-14 présente les *6 mécanismes simples et les 5 mécanismes composites* qui ont pu être retenus à l'**Ouest de la faille bordière** et qui peuvent être raisonnablement associés au jeu de celle-ci, ou en tout cas obéir à la même cinématique. Nous avons figuré les mécanismes composites vis-à-vis des mécanismes simples qu'ils contiennent de façon à visualiser l'apport des autres polarités. Le nombre de séismes regroupés figure dans les encadrés: il est au maximum de 4 (cas n° 2). Le mécanisme n° 6 n'a pas pu être associé à la confection d'un composite. La cohérence des regroupements est bonne dans l'ensemble (fig. III-14).

La figure III-15 représente les *6 mécanismes composites* réalisés à l'**Est de la faille majeure**, sous les hauts sommets. Etant donné le grand nombre d'événements concentrés dans cette zone, on a regroupé ceux provenant de l'essaim central très dense par rang de profondeur croissant, de 0 à 10 km, tous les 2.5 km. Remarquons *la très grande cohérence des polarités qui forment des essaims très compacts* révélant la proximité des foyers. *La position des plans nodaux, et donc les composantes décrochantes sont dans l'ensemble très précisément définies*. Enfin *11 mécanismes simples* bien contraints ont été sélectionnés pour ce secteur Est: ils sont présentés en annexe 4 sous les numéros: 4, 5, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16, 17, 20.

Ces mécanismes simples et composites sont localisés et représentés sous forme de petites sphères focales sur les figures III-16 et III-17, respectivement. On peut constater grâce aux courbes de niveau que *les séismes utilisés à l'Est proviennent de zones où l'altitude est supérieure à 4000 m, tandis que ceux de l'Ouest sont à moins de 3000 m*.

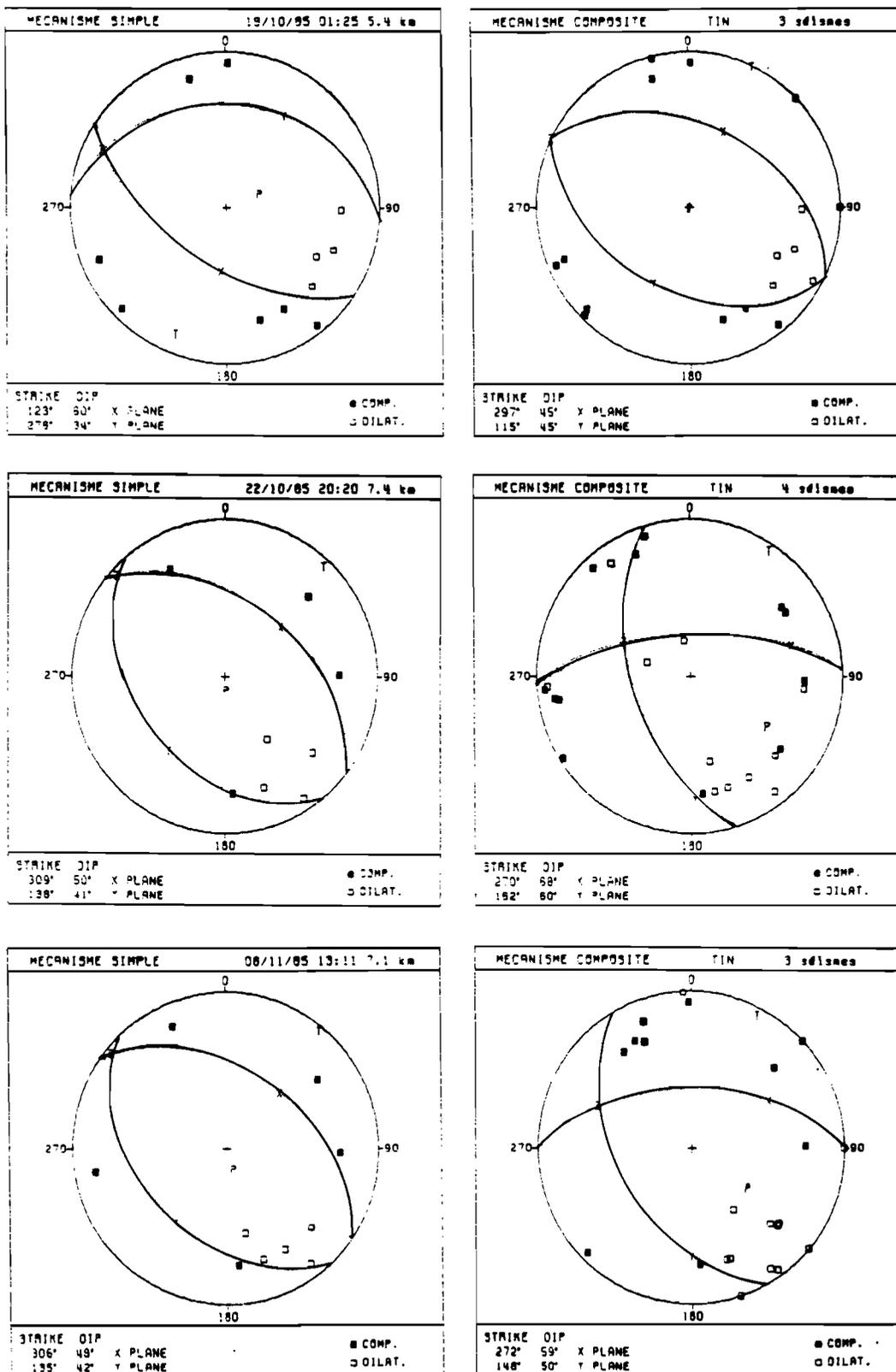


Figure III-14 : mécanismes au foyer simples et composites retenus à l'Ouest de la faille bordière de la Cordillère Blanche.

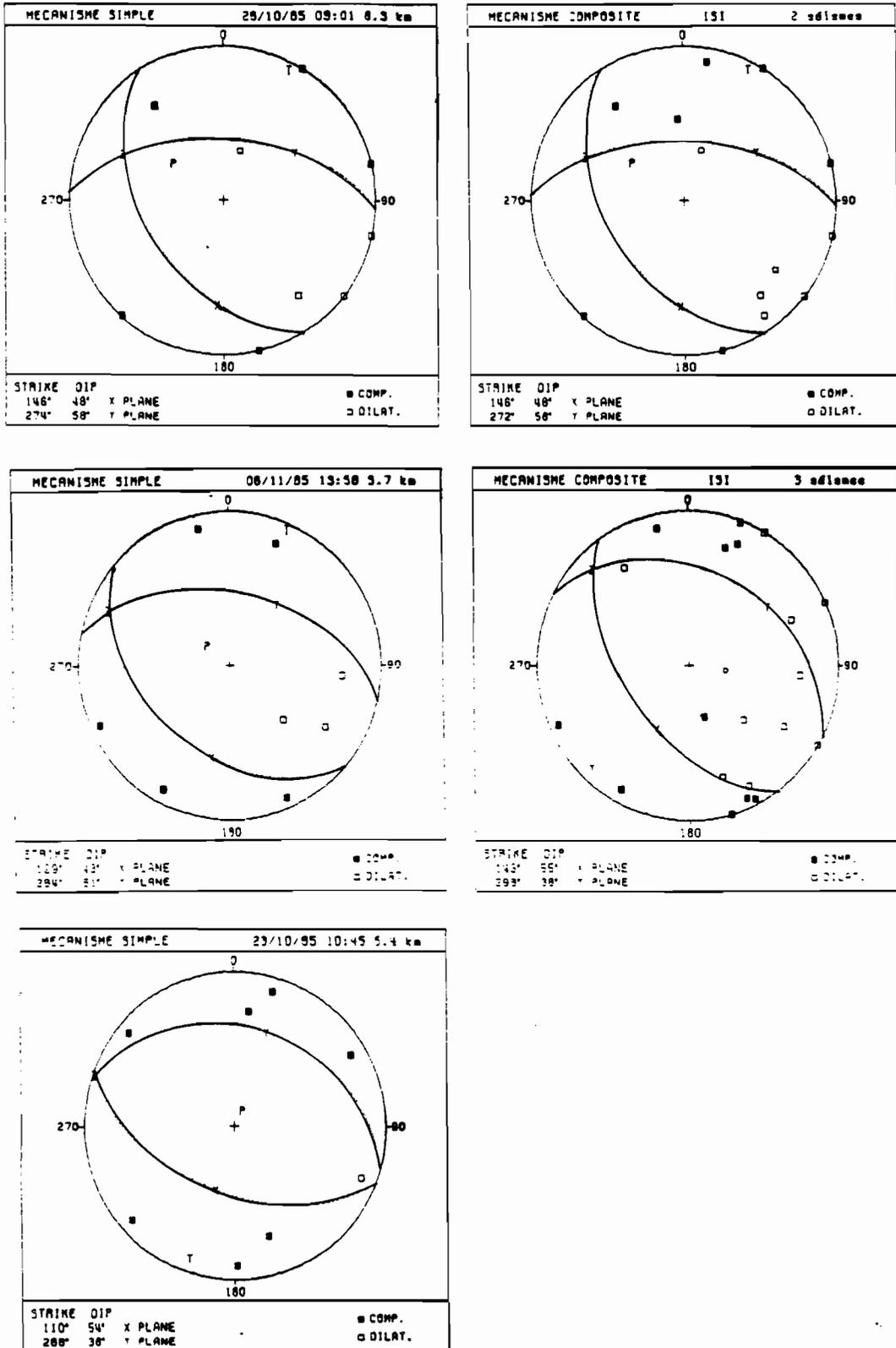


Figure III-14 (suite)

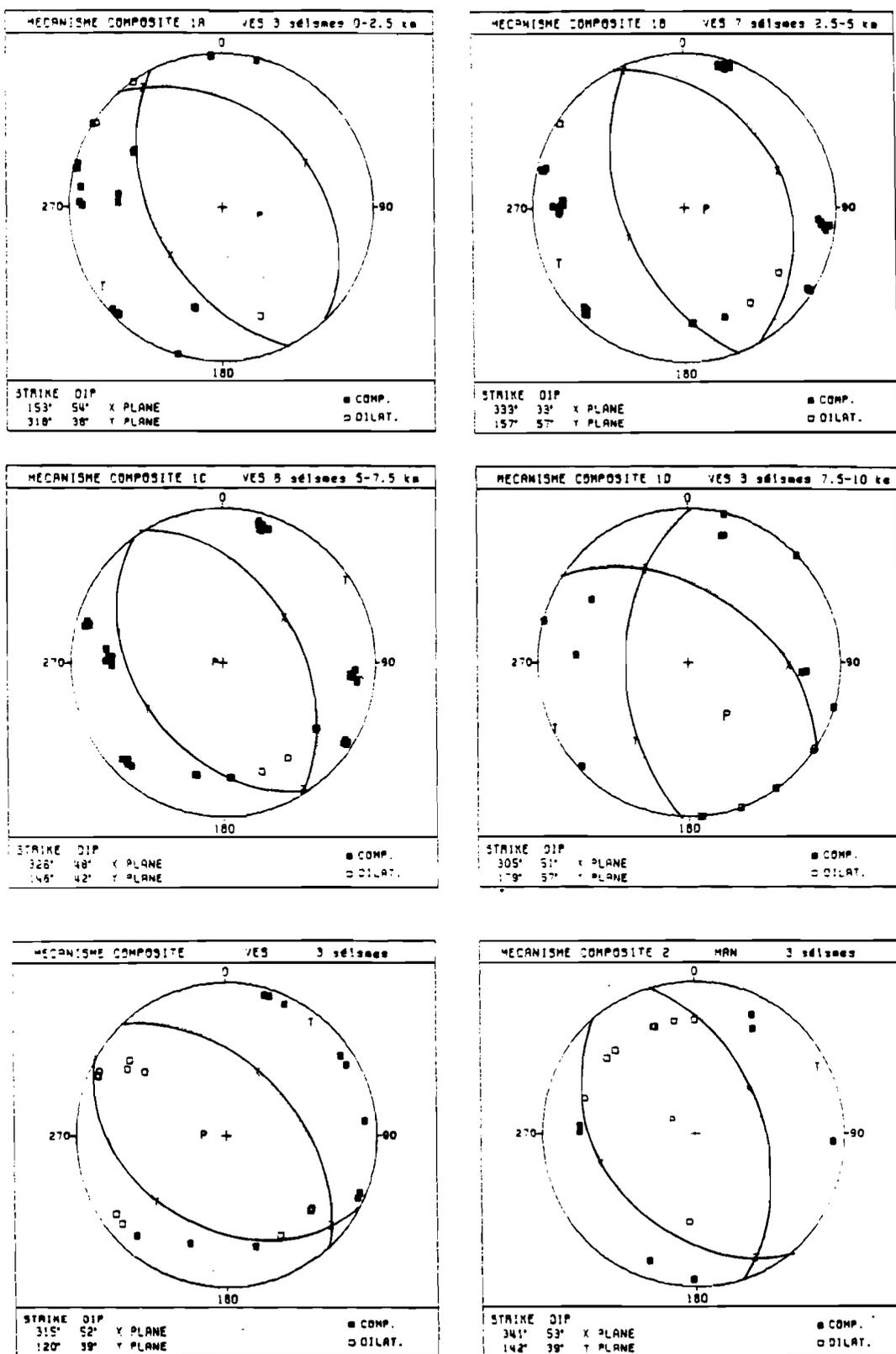


Figure III-15 : mécanismes au foyer composites retenus à l'Est de la faille bordière de la Cordillère Blanche.

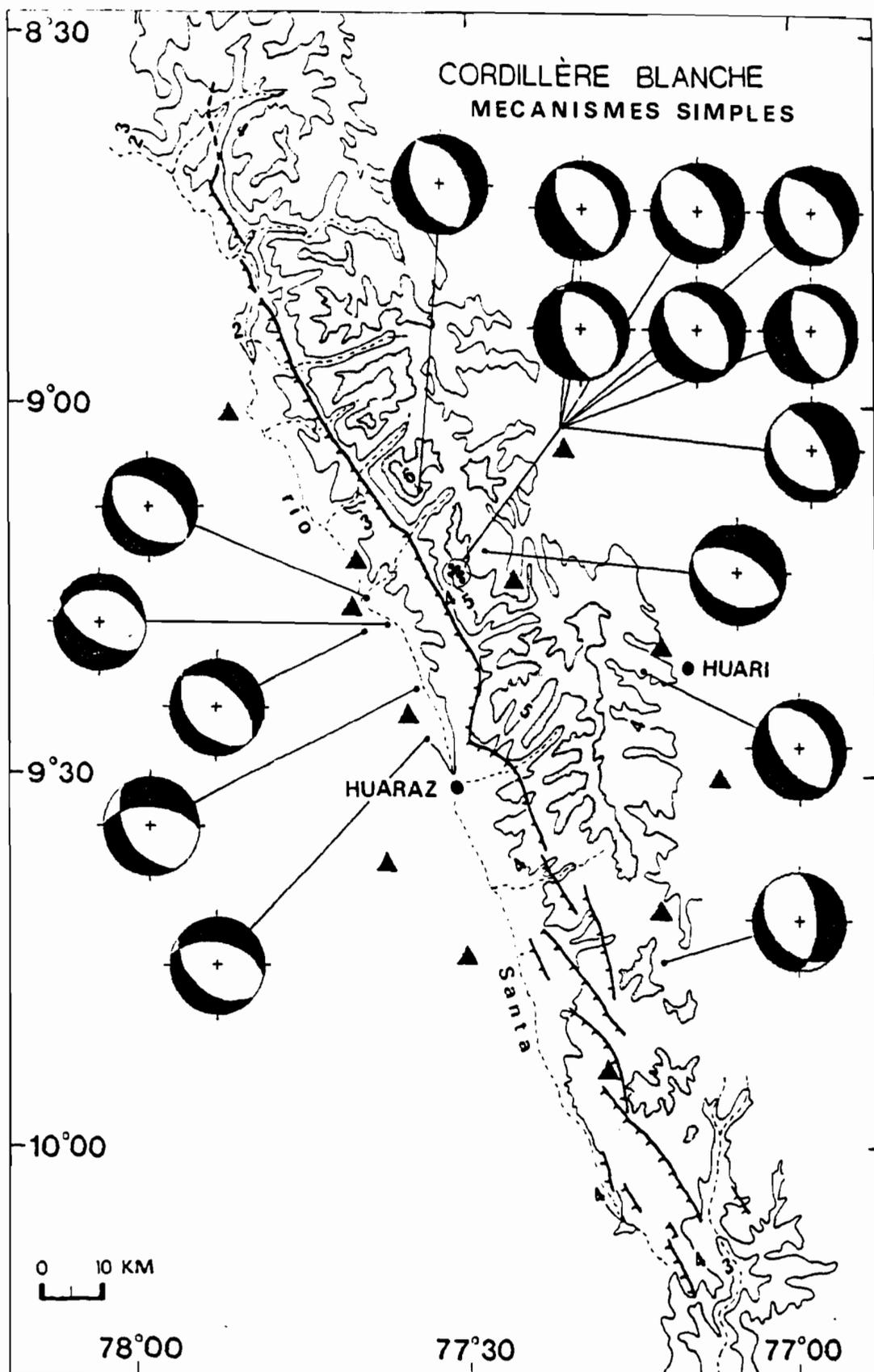


Figure III-16 : Carte localisant les mécanismes au foyer simples retenus de part et d'autre de la faille bordière de la Cordillère Blanche.

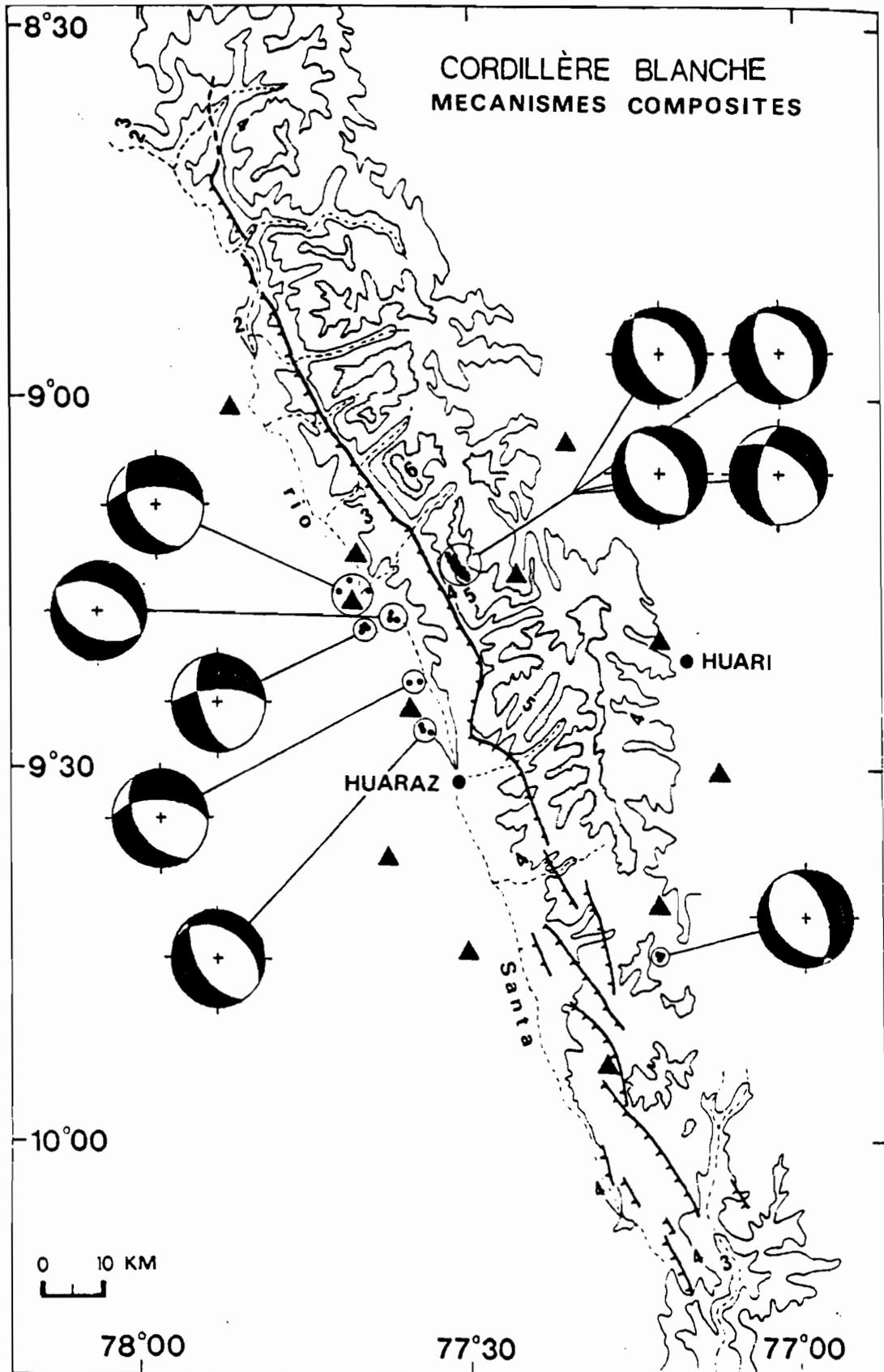


Figure III-17 : Carte localisant les mécanismes au foyer composites retenus de part et d'autre de la faille bordière de la Cordillère Blanche.

c) *Comparaison avec l'analyse structurale*

Afin de comparer ces résultats avec les stries mesurées en surface, il est pratique de représenter le **vecteur glissement** sur le plan nodal choisi comme plan de faille.

- **Pour les mécanismes Ouest**, ce choix est imposé par les données structurales, puisqu'ils sont supposés être en relation avec la faille bordière: *nous avons donc choisi le plan à pendage Sud-Ouest.*
- **Pour les mécanismes Est**, le choix du plan de faille est moins évident: la sismicité est apparemment sub-verticale sous les hauts sommets (coupe au I), *ce qui correspond à l'une des familles de diaclase du batholite* (Wilson et al., 1967; Soulas, 1978); mais un très petit nombre des mécanismes Est ont un plan nodal aussi penté (fig. III-16 et III-17): les séismes se sont probablement produits sur des plans secondaires alignés verticalement, plans dont il est difficile de connaître la vergence. Afin de faciliter la comparaison avec les données microtectoniques, *nous avons choisi les plans à pendage Ouest.* Beaucoup de ces mécanismes ayant une composante décrochante faible ou nulle, l'influence de ce choix sur la direction des stries est de toute façon négligeable (fig. III-15): on obtiendrait sensiblement les mêmes orientations en choisissant l'autre pôle.

Les vecteurs glissement déduits des mécanismes au foyer précédents sont présentés sur les figures III-18 pour l'Ouest de la faille et III-19 pour l'Est:

- On constate d'abord que **les mécanismes simples et composites d'une même zone sont cohérents entre eux**, avec une dispersion faible des vecteurs dans l'ensemble, notamment pour les composites;
- La comparaison des deux figures montre **une différence légère des directions des vecteurs sur des plans très proches**: *les mécanismes Ouest montrent une direction autour de N05°E-N15°E, les mécanismes Est autour de N40°E-N50°E, l'écart moyen étant d'environ 40°, avec quelques vecteurs intermédiaires;*
- Enfin la comparaison avec les diagrammes de stries mesurées en surface sur la faille bordière (fig. III-13) montre clairement la **très bonne concordance qui existe entre les vecteurs glissements "sismologiques" et "microtectoniques" sur la faille bordière du batholite de la Cordillère Blanche** (fig. III-18).

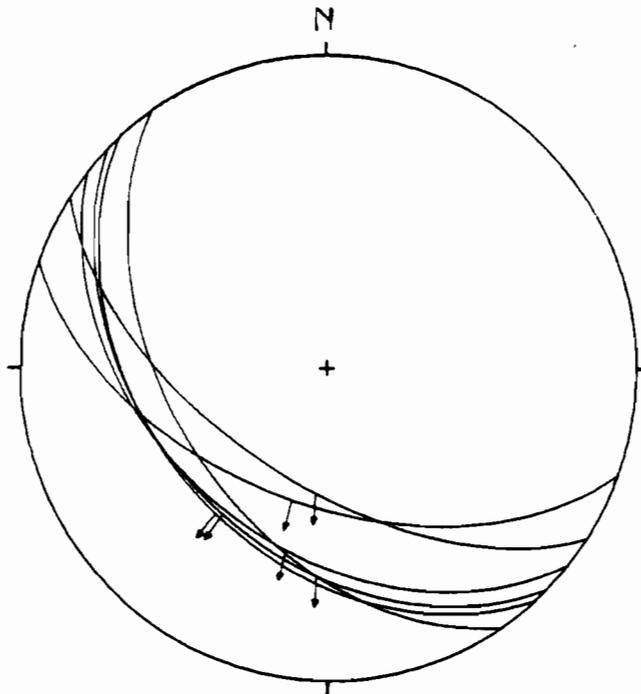
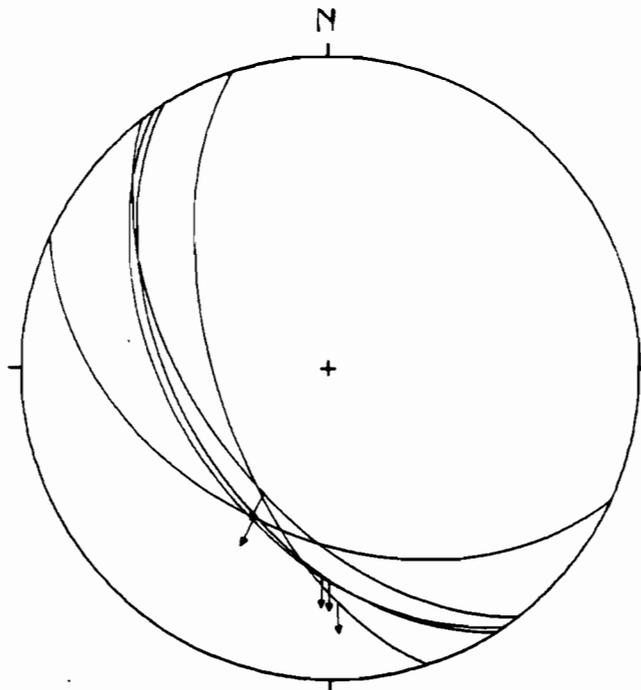
**MECANISMES SIMPLES OUEST****MECANISMES COMPOSITES OUEST**

Figure III-18 : Diagrammes représentant les plans retenus et les vecteurs glissements déduits des mécanismes au foyer simples et composites retenus à l'Ouest de la faille bordière de la Cordillère Blanche (voir figure III-14). Projection de Schmidt.

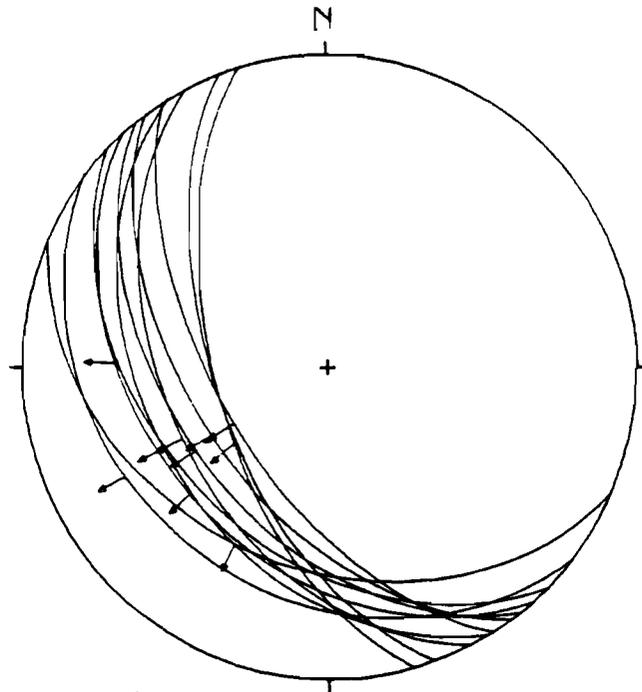
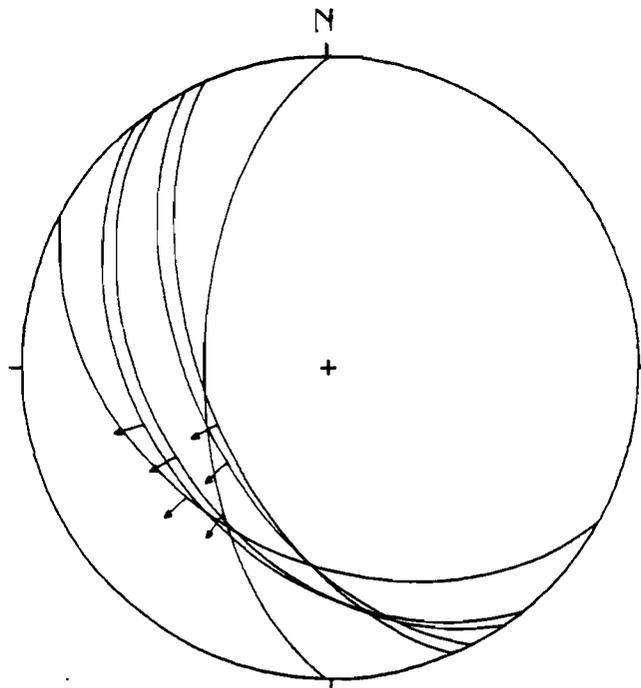
**MECANISMES SIMPLES EST****MECANISMES COMPOSITES EST**

Figure III-19 : Diagrammes représentant les plans retenus et les vecteurs glissements déduits des mécanismes au foyer simples et composites retenus à l'Est de la faille bordière de la Cordillère Blanche (voir figure III-15 et annexe 4). Projection de Schmidt.

Avant de proposer des interprétations, nous allons examiner les renseignements provenant du séisme de Quiches (10 novembre 1946) à la lumière de ces résultats.

#### 4. Comparaison avec le séisme de Quiches (Ancash)

L'événement du 10 novembre 1946 est le seul élément extérieur à notre étude qui permette une *confrontation directe de données sismologiques et tectoniques* dans la Cordillère Occidentale: c'est pourquoi il est d'une importance particulière pour aider à interpréter nos résultats. Nous résumons seulement ici les informations principales sur ce séisme qui sont susceptibles de nous faire progresser.

- Le séisme s'est produit à une altitude de 4000 m environ: les traces en surface relevées (fig. III-5) sont entre 3500 et 4000 m et l'hypocentre est entre 15 et 25 km plus à l'Ouest (fig. III-3), à une altitude comparable. Par rapport à nos 2 groupes de sismicité Ouest et Est de la Cordillère Blanche, *cette altitude est donc intermédiaire*, en tout cas légèrement inférieure à celle du groupe Est.

- Aucune analyse détaillée des stries n'a été faite sur les escarpements à ce jour. Sur le segment principal Sud long de 5 km (déplacement vertical maximum de 3.5 m), Silgado (1951) rapporte simplement qu'*il apparaît d'après les stries du plan de faille que le déplacement a été entièrement vertical*". Ce plan étant orienté en moyenne à N42°W, la direction d'extension serait autour de N48°E. Il nous faudrait évidemment d'autres mesures, notamment sur les calcaires que coupe la faille, pour vérifier cette information. Tout récemment, une analyse microtectonique a été entreprise par des chercheurs de l'ORSTOM et de l'Université d'Orsay sur ces traces en surface: les premiers résultats indiquent une direction d'extension voisine de N30°E (Bellier, com. pers.).

- Différentes solutions focales ont déjà été proposées pour ce séisme, que nous avons présentées au paragraphe I: les mieux contraintes sont celles de Doser (1987), obtenues par les sens de premier mouvement et par modélisation d'ondes de volume (figure 10 de l'article). Les deux interprétations présentent des inconvénients: *la première* est mal contrainte en ce qui concerne sa *composante décrochante*; *la seconde* donne un plan de faille qui diffère assez sensiblement du *plan principal observé en surface*: 30° contre 58° en pendage, et N105°E contre N138°E en azimut. Ces réserves faites, il reste que les deux solutions sont assez proches et indiquent une direction d'extension voisine de 40°. Nous avons tenté d'améliorer cette détermination en inversant les ondes de surface observées sur le sismogramme de Paris-St-Maur: le résultat présenté en figure 10 de l'article (paragraphe I) est plus proche des données de terrain: l'azimut est de N146°E et le pendage de 68°; l'erreur sur ces valeurs est estimée à  $\pm 15^\circ$  (Jimenez et al., 1988). Une légère composante décrochante sénestre apparaît sur le plan SW, donnant une direction d'extension de N40°E environ et un pitch de la strie de 82°S: cette valeur est située entre celles suggérées par les mécanismes à l'Est et l'Ouest de la faille de la Cordillère Blanche.

Les données disponibles sur le séisme de Quiches souffre donc encore d'un manque de précision pour le problème qui nous intéresse. Cependant elles indiquent clairement un régime extensif très proche de ceux décrits dans la Cordillère Blanche. Si l'on retient une direction d'extension de N30°E, ce séisme aurait alors un caractère *intermédiaire* entre les groupes sismiques Est et Ouest de la Cordillère Blanche sur deux points: *la direction d'extension et l'altitude.*

### **C. Conclusions**

#### **1. Bilan des observations faites**

\* Un certain nombre de faits témoignent d'une surrection active de la Cordillère Blanche:

1. **son altitude exceptionnellement élevée**, qui fait de la Cordillère Blanche une chaîne sans équivalent dans les Andes Péruviennes;
2. **sa nature géologique**: c'est un massif granodioritique mis en place dans un niveau élevé de la croûte; les auteurs s'accordent pour le classer dans les granites dont l'origine est à la base de la croûte sialique ou en-dessous, donc à *fort pouvoir ascensionnel*, comme pour le batholite de la côte (Audebaud et al., 1973; Cobbing & Pitcher, 1972). Ces magmas auraient donc pour origine la *fusion partielle* de la plaque océanique de Nazca. Ces hypothèses sont corroborées par *la grande linéarité de ces batholites, leur distance fixe à la fosse océanique et leur comportement franchement intrusif dans l'encaissant* (Wilson & Reyes, 1967; Mégard, 1978).
3. **son âge géologique, très récent**: les datations de ses granodiorites, notamment par la méthode au K/Ar, donnent des valeurs entre 3 et 12 M.A. (Giletti & Day, 1968; Stewart & Snelling, 1972), donc beaucoup moins par exemple que le batholite côtier à l'Ouest (Audebaud et al., 1973; Cobbing & Pitcher, 1972);
4. **le système de failles normales** qui borde le massif à l'Ouest, qui témoigne de la fraîcheur de l'escarpement et de l'ampleur considérable du mouvement vertical (4500 m);
5. **son histoire tectonique récente**: l'étude de Bonnot a montré que la surrection du massif par rapport au bassin a commencé au Pliocène, il y a environ 7 M.A.;
6. **son activité microsismique** enfin, que nous avons mise en évidence.

\* Les *mesures tectoniques en surface* et les *observations sismologiques* convergent pour indiquer une mise en place de ce batholite par des processus en **distension**, depuis sa naissance jusqu'à aujourd'hui: *cette situation est donc opposée à celle décrite dans la Cordillère de Huaytapallana (Cordillère Orientale)*, où la surrection du massif se fait **en régime compressif**, sur faille inverse (chapitre I).

\* La **direction globale d'extension** mise en évidence pendant la période d'étude est approximativement **perpendiculaire à la chaîne**: elle diffère de **40° environ** de celle obtenue par les mesures de *stries quaternaires* faites sur la **faille bordière du massif**, qui indiquent une direction d'extension de N10°E environ.

\* *Pour expliquer cette apparente incompatibilité*, j'ai comparé les **vecteurs glissements** obtenus à partir de l'analyse structurale et de l'analyse sismologique sur la **faille bordière**: ils montrent un **très bon accord**. On peut alors constater que *le tenseur "sismologique" est essentiellement contrôlé par les nombreuses données provenant de l'intérieur du massif et que les données en rapport avec la faille bordière ne sont pas assez nombreuses pour contraindre une direction d'extension significativement différente*. Je propose donc un **comportement tectonique légèrement différent** suivant la position par rapport au massif:

- **sur la faille bordière**, les *forces de bordure* dues à la convergence des plaques et les *forces de volume* liées au poids de la topographie **interagissent** et imposent une *direction d'extension* proches de N-S (Sébrier et al., 1988);
- **à l'intérieur du batholite**, la *contrainte verticale* augmente car la topographie est plus élevée et la poussée d'Archimède plus forte: la *contrainte minimale  $\sigma_3$*  se réoriente alors dans une *direction perpendiculaire au grand axe du pluton de la Cordillère Blanche*, soit N50°E environ.

\* Les observations tectoniques et sismologiques relatives au séisme de Quiches (1946) confirment l'existence d'un *délicat équilibre entre les forces tectoniques transmises par les plaques convergentes et les forces de volume générées par les hautes topographies et leur racine globalement compensée*, comme on le décrit dans les hauts plateaux du globe (Froidevaux et Ricard, 1987). D'éventuels **déséquilibres isostatiques locaux** peuvent *renforcer la contrainte verticale* qui "aplatit" littéralement les croûtes épaissies: ce pourrait être le cas dans la Cordillère Blanche, au relief exceptionnellement élevé.

## 2. Hypothèses et perspectives

\* Si on se réfère à l'évolution avancée par les structuralistes, on peut y intégrer ainsi les résultats obtenus sur la Cordillère Blanche par notre analyse:

- **Au Pliocène (-7 M.A. à -2 M.A.)**, la *vitesse relative* entre les plaques et la *géométrie de la subduction* seraient telles qu'elles permettraient une **extension active** dans la haute chaîne andine dans une **direction perpendiculaire** à celle-ci, soit parallèlement à la convergence (Lavenu, 1978; Mercier, 1981; Sébrier et al., 1982; Lavenu, 1984). Ce phénomène serait dû à un *ralentissement relatif de la convergence des plaques* (Pardo-Casas et Molnar, 1987, voir chapitre I), entraînant un **couplage moindre** entre celles-ci. Dans ce contexte, *la montée active de la Cordillère Blanche par l'effet de la poussée d'Archimède de sa racine* (et éventuellement *par réajustement isostatique local*) serait facile, ce qui s'accorde bien avec son âge de mise en place: les deux effets se cumulant, *l'ascension de la Cordillère Blanche est rapide* (3500 m) et *est favorisée par la discontinuité structurale majeure* qui la borde à l'Ouest. Le même phénomène se produirait de l'autre côté du bassin, dans la Cordillère Noire (Bonnot, 1984). Les vecteurs glissements observés par Bonnot sur la faille bordière pour cette période du Pliocène coïncident tout à fait avec ceux de la figure III-12.
- **Au Pliocène terminal-Quaternaire ancien**, *un changement dans le régime général de contraintes interviendrait*, provoquant un **épisode compressif complexe**: il est observé dans la haute chaîne et sur la côte du Nord du Pérou jusqu'en Bolivie (Evernden et al., 1966, Soulas, 1977; Martinez, 1980; Blès et al., 1981; Sébrier et al., 1985; Macharé, 1987). Ce bref épisode pourrait être dû à un *changement des conditions de convergence des plaques* (Mercier, 1981). Dans la Cordillère Blanche, Il est enregistré seulement dans le bassin du Callejon de Huaylas, au pied du massif (Bonnot, 1984).
- **Enfin, au Quaternaire et à l'actuel**, après cette courte période transitoire, les conditions de convergence des plaques auraient changé, entraînant un **couplage plus fort** entre elles: *la contrainte compressive dans la direction de convergence augmenterait, imposant une direction d'extension perpendiculaire dans la plaque supérieure* (côte et haute chaîne) (Sébrier et al. 1988). Ce régime s'exprimerait sur la faille bordière du massif, mais *la composante normale resterait la plus importante*, entraînant un déplacement

vertical d'environ 1000 m. *Dans le pluton même*, l'effet de la **poussée d'Archimède**, renforcé par la **différence de topographie** entre les deux zones et un éventuel **déséquilibre isostatique local**, peut s'exprimer préférentiellement sur des *zones de faiblesses sub-verticales internes au massif*: *l'extension se ferait alors perpendiculairement aux structures* en raison de la *forme très allongée* du batholite surélevé (Savage & Swolfs, 1986), comme au Pliocène. Un facteur important est aussi la **fonte des glaces** qui est intervenue essentiellement depuis la période du Würm / Wisconsin (Heim, 1947; Clapperton, 1972) et dont le dernier stade serait autour de 15000 ans B.P.: **l'allègement consécutif** pourrait expliquer pourquoi la *réponse isostatique* est dominante aujourd'hui dans la partie haute de la chaîne; elle pourrait ainsi activer des déformations internes au batholite. Dans la Cordillère Noire, la compensation est probablement achevée, le massif étant plus ancien et plus réduit; du même coup, sa faille bordière Est, moins "lubrifiée", n'est pas favorable à l'expression d'un régime extensif devenu très oblique (Bonnot, 1984).

Cette *évolution hypothétique* est schématisée sur le **bloc-diagramme** de la figure III-20 représentant un tronçon de la Cordillère Blanche au Nord (par exemple au niveau du Nevado Huandoy).

\* Une **difficulté** dans un tel schéma est qu'il faut admettre que *la direction de contrainte extensive puisse varier très rapidement dans l'espace de 40° environ*. Nous n'avons pas pu caractériser deux tenseurs distincts à partir des seules données sismologiques. Mais un argument important en faveur de cette hypothèse est que les mécanismes au foyer **en rapport avec la faille bordière** montrent une *bonne cohérence* avec les mesures de stries faites sur celle-ci. Il reste que le **phénomène majeur** observé pendant notre étude a été l'expression d'un **régime extensif dans une direction perpendiculaire au massif**, essentiellement sur des zones actives **internes** à celui-ci. C'est de toute façon le *régime de contraintes dominant* qui a présidé à la surrection de ce batholite au cours de son histoire, comme en témoignent *l'ampleur des mouvements verticaux sur la faille bordière* et *l'absence de déplacements en décrochement sénestre clairement visibles* sur celle-ci.

\* En dehors d' une autre étude sismologique plus prolongée sur la Cordillère Blanche, on pourrait chercher à confirmer ces hypothèses par l'analyse d'*autres chaînes élevées des Andes*: la chaîne de **Vilcanota**, dans la Cordillère Orientale du Sud péruvien, est aussi un *massif plutonique* qui

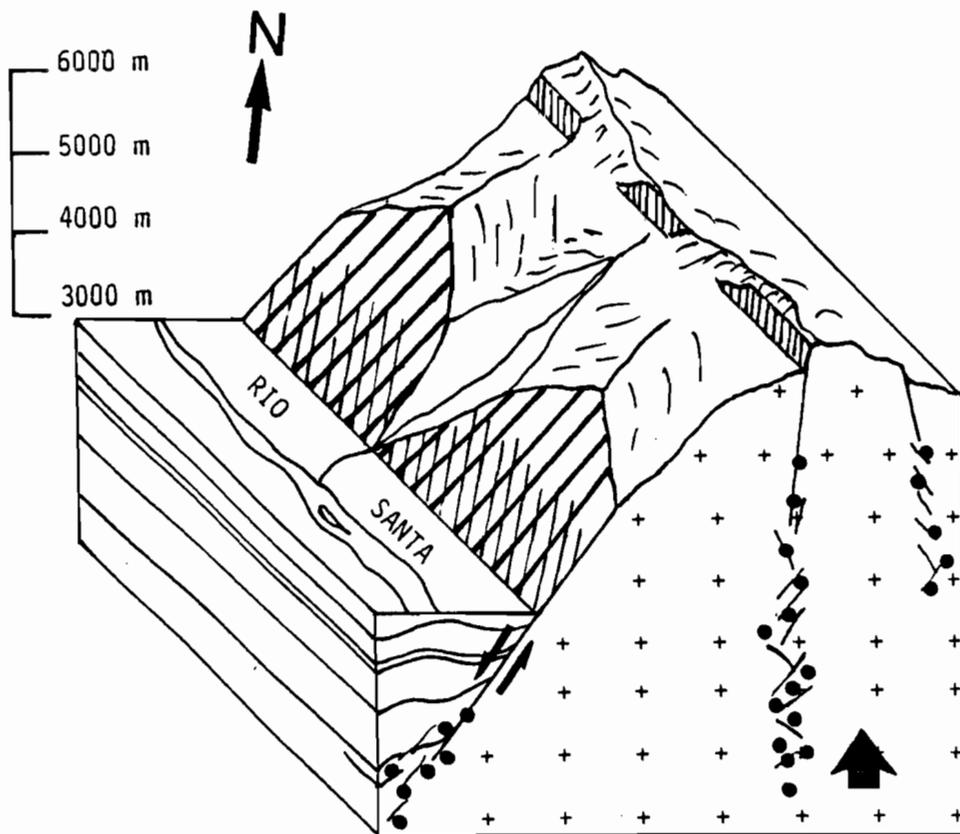


Figure III-20: Bloc-diagramme schématique représentant les zones actives de la Cordillère Blanca et les mouvements de faille déduits conjointement de l'étude sismotectonique présente et des études structurales. Les traits épais sur les plans de faille représentent les déplacements attribuables au Pliocène (NE-SW), les traits fins ceux attribuables au Quaternaire (NE-SW à N-S).

pourrait être soumis à un *réajustement isostatique toujours actif* expliquant en partie sa haute altitude (Laubacher, 1977). Le même effet d'allègement dû à la *fonte des glaces* doit jouer un rôle important dans la *montée par réponse isostatique* de ce pluton (Mercer & Palacios, 1977). Un autre type d'étude susceptible d'apporter des solutions serait la **gravimétrie**, qui pourrait permettre de quantifier la réponse isostatique du pluton et donc de mieux comprendre sa **contribution éventuelle** au champ de contraintes actuel.

Il faudrait pouvoir *étendre ces observations de microsismicité à d'autres secteurs de la haute chaîne andine*, comme par exemple au Nord du réseau (8°S-78°W) ou dans la région de Quiches et plus à l'Est: *il est probable que la notion de chaîne "asismique" serait alors à revoir et que la compréhension de l'origine de l'épaississement crustal andin pourrait en être largement améliorée.*

## CONCLUSION GENERALE

En menant une campagne de sismicité dans la **Cordillère Blanche**, nous avons voulu préciser le régime de contraintes actuel d'une **chaîne très élevée** de la Cordillère des Andes qui présente des **traces majeures de failles actives sans avoir généré de grands séismes historiques**.

Les données recueillies ont permis de mener une **analyse détaillée** de la *répartition spatiale des séismes* et du *régime de contraintes* qui règne dans la région:

- Pendant la période d'étude, *un segment de 30 à 40 km de la chaîne a été particulièrement actif*: une partie de l'activité est sur la bordure Ouest du massif, en liaison avec le système majeur de failles normales; la partie la plus importante est située à l'intérieur du pluton, *sur un système parallèle apparemment sub-vertical non reconnu jusqu'alors*. L'ensemble de cette sismicité reste principalement dans les **10 premiers kilomètres** de croûte;
- Les *mécanismes au foyer* construits à partir des sens de premier mouvement montrent *une très bonne cohérence* sur l'ensemble de la région. Les méthodes d'inversion des polarités et des mécanismes simples déterminent un **tenseur extensif** dans une direction *approximativement perpendiculaire à la chaîne*: il est en bon accord avec le champ de contraintes prédit à la proche surface d'une haute topographie allongée dans un régime général compressif à ses bordures.
- La comparaison précise des données sismologiques avec les mesures microtectoniques sur la faille bordière suggère qu'il existe une **forte poussée d'Archimède** et peut-être aussi un **effet de réajustement isostatique local** de ce jeune batholite qui peuvent expliquer en partie au moins sa **surrection récente** très importante et une **variation de 40°**

**dans la direction d'extension, de N10°E en bordure du massif à N50°E dans le pluton.**

**La sismicité de la Cordillère Orientale (région de Huaytapallana, Pérou central) et de la zone subandine montre un *comportement très différent*:**

- **L'épaisseur de croûte affectée par une déformation cassante est de 35 à 40 km environ au pied Oriental des Andes, contre 15 km dans la Cordillère Occidentale: ce fait traduit une différence fondamentale d'état thermique et dynamique de la lithosphère continentale;il est en faveur d'un modèle d'édification des Andes impliquant un sous-charriage du bouclier brésilien sous la marge andine;**
- **Le régime de contraintes est de nature opposée d'une région à l'autre: extensif dans la *Cordillère Occidentale*, il devient compressif dans la *Cordillère Orientale* et la *zone subandine* dans une direction approximativement perpendiculaire aux structures;**
- **Enfin, l'activité sismique dans la zone subandine est probablement plus intense et semble plus continue dans le temps et l'espace. Il existe également une répartition en essaims sismiques denses, comme à Amauta (zone subandine) et surtout à Huaytapallana (Cordillère Orientale). Elle apporte notamment des informations importantes sur les futures réactivations de la faille de Huaytapallana (article en préparation, Dorbath et al.).**

**Ces déformations contrastées dans les Andes du Pérou central permettent de favoriser certains modèles dans le cadre de la subduction de la plaque océanique de Nazca sous l'Amérique du Sud. Il apparaît que le bouclier brésilien joue un rôle majeur dans l'épaississement crustal andin en étant impliqué dans les *mouvements horizontaux* à l'origine d'importants *chevauchements intracontinentaux*. Mais la déformation active relevée dans la Cordillère Blanche montre que les *mouvements verticaux* sont probablement**

très importants dans la haute chaîne andine et qu'ils ont pour origine essentielle le **magmatisme** lié à la zone de subduction. *La mise en place de ces plutons en profondeur, même s'ils sont très localisés, a vraisemblablement des conséquences mal estimées encore sur les processus de surrection de cette partie de la chaîne.* Ce phénomène renforce probablement la **contrainte verticale** déjà élevée qui est prédite dans les *lithosphères continentales épaissies* en raison du **poids de la haute topographie** et de la **poussée d'Archimède de leur racine globalement compensée**. Ces *forces de volume* interagissent avec le système de *forces compressives horizontales* générées aux limites des deux plaques convergentes pour déterminer finalement le *champ de contraintes dans la plaque chevauchante*.

---

## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Abe, K.**, 1972. Mechanisms and tectonic implications of the 1966 and 1970 Peru earthquakes, *Phys. Earth Planet. Int.*, **5**, 367-379.
- Aguirre, L. & Offler, R.**, 1985. Burial metamorphism in the Western Peruvian through: its relation to Andean magmatism and tectonics, in *Pitcher, W.S. et al. eds., Magmatism at a plate edge: the Peruvian Andes*, Blackie, Glasgow and Halsted Press, New-York, 59-71.
- Aki, K.**, 1979. Characterization of barriers on an earthquake fault, *J. Geophys. Res.*, **84**, 6140-6148.
- Aki, K.**, 1984. Asperities, barriers, characteristic earthquakes and strong motion prediction, *J. Geophys. Res.*, **89**, 5867-5872.
- Allmendinger, R.W., Ramos, V.A., Jordan, T.E., Palma, M. & Isacks, B.L.**, 1983. Paleogeography and Andean structural geometry, Northwest Argentina, *Tectonics*, **2**, 1-16.
- Anderson, E.M.**, 1951. The dynamics of faulting, *Edinburgh, Oliver and Boyd editors*.
- Angelier, J.**, 1975. Sur un apport de l'informatique à l'analyse structurale: exemple de la tectonique cassante, *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, **17**, 137-146.
- Angelier, J.**, 1984. Tectonic analysis of fault slip data sets, *J. Geophys. Res.*, **89**, 5835-5848.
- Angelier, J. & Mechler, P.**, 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits, *Bull. Soc. Geol. Fr.*, **XIX (7)**, 1309-1318.
- Armijo, R. & Cisternas, A.**, 1978. Un problème inverse en microtectonique cassante, *C.R. Acad. Sci. Paris, Sér. D*, **287**, 595-598.
- Armijo, R., Carey, E. & Cisternas, A.**, 1982. The inverse problem in microtectonics and the separation of tectonic phases, *Tectonophysics*, **82**, 145-160.
- Arthaud**, 1969. Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **7**, 729-737.
- Atherton, M.P., Pitcher, W.S. & Warden, V.**, 1983. The Mesozoic marginal basin of central Peru, *Nature*, **305**, 303-306.
- Atherton, M.P., Warden, A. & Sanderson, L.M.**, 1985. The Mesozoic marginal basin of Central Peru: a geochemical study of within-plate-edge volcanism, in *Pitcher, W.S. et al. eds., Magmatism at a plate edge: the Peruvian Andes*, Blackie, Glasgow and Halsted Press, New-York, 47-58.
- Audebaud, E., Capdevilla, R., Dalmayrac, B., Debelmas, J., Laubacher, G., Lefèvre, C., Marocco, R., Martinez, C., Mattauer, M., Mégard, F., Paredes, J. & Tomasi, P.**, 1973. Les traits géologiques essentiels des Andes centrales (Pérou-Bolivie), *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn. (2)*, **15**, 73-114.

- Barazangi, M. & Isacks, B.L., 1976.** Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate under South America, *Geology*, **4**, 686-692.
- Bevis, M. & Isacks, B.L., 1984.** Hypocentral trend surface analysis: probing the geometry of Benioff zones, *J. Geophys. Res.*, **89**, 6153-6170.
- Billington, S. & Engdahl, E.R., 1978.** A shallow earthquake sequence in the central Aleutian Islands (*abstract*), *EOS, Trans. Am. Geophys. U.*, **59**, 1127.
- Bird, P., 1984.** Laramide crustal thickening event in the Rocky Mountain foreland and Great Plains, *Tectonics*, **3**, 741-758.
- Blanc, J.L., 1984.** Néotectonique et sismotectonique des Andes du Pérou Central dans la région de Huancayo, *Thèse 3<sup>e</sup> cycle Univ. Paris-Sud (Orsay)*, 162 pp.
- Blès, J.L., Goguel, J., Lavenue, A. & Masure, P., 1981.** Néotectonique et sismicité du site de La Paz (Bolivie): un exemple de failles récentes sans trace de sismicité historique; conséquences pratiques pour le développement urbain, *Bull. BRGM*, **2**, 109-117.
- Bonnot, D., 1984.** Néotectonique et tectonique active de la Cordillère Blanche et du Callejon de Huaylas (Andes nord- péruviennes), *Thèse 3<sup>e</sup> cycle Univ. Paris-Sud (Orsay)*, 123 pp.
- Bott, M.H.P., 1959.** The mechanics of oblique slip faulting, *Geol. Mag.*, **96**, 109-117.
- Bott, M.H.P. & Kuzsnir, N.J., 1979.** Stress distribution associated with compensated plateau uplift structures with application to the continental splitting mechanism, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **56**, 451-459.
- Bourgeois, J., Pautot, G. & al., 1986.** SEAPERC Cruise off Peru, 28 days from Manzanillo-Mexico to Callao-Peru, *On Board Report*.
- Brillinger, D.R., Udias, A. & Bolt, B.A., 1980.** A probability model for regional focal mechanism solutions, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **70**, 1, 149-170.
- Burridge, R. & Knopoff, L., 1964.** Body force equivalents for seismic dislocations, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **54**, 1875-1888.
- Carey, E., 1979.** Recherche des directions principales de contraintes associées au jeu d'une population de failles, *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.*, **21**, 57-66.
- Carey, E. & Brunier, B., 1974.** Analyse théorique et numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles, *C.R. Acad. Sci. Paris, Sér. D*, **279**, 891-894.
- Carey-Gailhardis, E. & Mercier, J.L., 1987.** A numerical method for determining the state of stress using focal mechanisms of earthquake populations: application to Tibetan teleseisms and micro-seismicity of southern Peru, *Earth planet. Sc. Lett.*, **82**, 165-179.
- Catalog of earthquakes for South America, 1985.** Earthquake mitigation program in the Andean region (Project SISRA): Peru, edited by CERESIS (*Centro Regional de Sismologia para America del Sur*), Vol. 7 B-C.
- Chapple, W. & Forsyth, D., 1979.** Earthquakes and the bending of plates at trenches, *J. Geophys. Res.*, **84**, 6729-6744.

- Chase, C.G., 1978. Plate kinematics: the Americas, East Africa and the rest of the world, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 37, 355-368.
- Chen, W.P. & Molnar, P., 1983. Focal depths of intracontinental and intraplate earthquakes and their implications for the thermal and mechanical properties of the lithosphere, *J. Geophys. Res.*, 88, 4183-4214.
- Chinn, D.S. & Isacks, B.L., 1983. Accurate source depths and focal mechanisms of shallow earthquakes in western south America and in the New Hebrides island arc, *Tectonics*, 6, 529-563.
- Clapperton, C.M., 1972. The Pleistocene moraine stages of West-Central Peru, *J. Glaciology*, 11, 62, 255-263.
- Cobbing, E.J. & Pitcher, W.S., 1972. The coastal batholith of central Peru, *J. Geol. Soc. London*, 128, 421-460.
- Coney, P.J., 1971. Structural evolution of the Cordillera Huayhuash, Andes of Peru, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 82, 1863-1884.
- Couch, R., Whitsett, R.M., Huehn, B. & Briceno-Guarupe, L., 1981. Structure of the continental margin of Peru and Chile, in *Nazca plate: Crustal formation and Andean convergence*, L.D. Kulm editor, *Mem. Geol. Soc. Am.*, 154, 703-726.
- Coudert, E., 1980. Etude de la sismicité du Sud de l'arc insulaire des Nouvelles-Hébrides, enregistrée par un réseau temporaire de stations locales terrestres et sous-marines, *Thèse 3<sup>e</sup> cycle Univ. Paris-Sud (Orsay)*, 178 pp.
- Cross, T.A. & Pilger, R.H., 1982. Controls of subduction geometry, location of magmatic arcs, and tectonics of arc and back-arc regions, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 93, 545-562.
- Cunningham, P.S., Roecker, S.W. & Hatzfeld, D., 1986. Three-dimensional P and S wave velocity structures of southern Peru and their tectonic implications, *J. Geophys. Res.*, 91, B9, 9517-9532.
- Dalmayrac, B., 1974. Un exemple de tectonique vivante: les failles sub-actuelles du pied de la Cordillère Blanche (Pérou), *Cah. ORSTOM, Ser. Geol. VI/1*, 19-27.
- Dalmayrac, B., 1978. Géologie des Andes péruviennes: Géologie de la Cordillère orientale et de la région de Huanuco: sa place dans une transversale des Andes du Pérou Central (9°S-10°30S), *Trav. Doc. ORSTOM*, 93, 161 pp.
- Dalmayrac, B. & Molnar, P., 1981. Parallel thrust and normal faulting in Peru and constraints on the state of stress, *Earth planet. Sci. Lett.*, 55, 473-481.
- Dalmayrac, B., Lancelot, J.R. & Leyreloup, A., 1977. Two billion-year granulites in the late Precambrian metamorphic basement along the Southern Peruvian coast, *Science*, 198, 49-50.
- Dalmayrac, B., Laubacher, G. & Marocco, R., 1980. Caractères généraux de l'évolution géologique des Andes péruviennes, *Trav. Doc. ORSTOM*, 122, Paris, 501 pp.
- Das, S. & Aki, K., 1977. Fault plane with barriers: a versatile earthquake model, *J. Geophys. Res.*, 82, 5658-5670.
- Dewey, J.W. & Spence, W., 1979. Seismic gaps and source zones of recent large earthquakes in coastal Peru, *Pure Appl. Geoph.*, 117, 1148-1171.

- Deza, E., 1971. The Pariahuanca earthquakes, Huancayo, Peru, of July-October 1969: recent crustal movement, *Roy. Soc. New Zeal. Bull.*, **9**, 77-83.
- Dollfus, O. & Mégard, F., 1968. Les formations Quaternaires du bassin de Huancayo et leur néotectonique (Andes Centrales péruviennes), *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, **10**, 429-440.
- Doser, D.I., 1987. The Ancash, Peru, earthquake of 1946 November 10: evidence for low-angle normal faulting in the high Andes of northern Peru, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **91**, 57-71.
- Eaton, G.P., 1980. Geophysical and geological characteristics of the crust of the Basin and Range Province, in *Continental tectonics*, National Academy of Science, Washington D.C.
- Ericksen, G.E., Plafker, G. & Fernandez-Concha, J., 1970. Preliminary report on the geologic events associated with the May 31, 1970 Peru earthquake, *U.S. Geol. Survey, Circ.* **639**, 1-25.
- Etchecopar, A., Vasseur, G. & Daignières, M., 1981. An inverse problem in microtectonics for determination of stress tensors from fault striation analysis, *J. Struct. Geol.*, **3**, 51-65.
- Evernden, J.F., Kriz, S.J. & Cherroni, C.M., 1966. Correlaciones de las formaciones terciarias de la cuenca altiplanica a base de edades absolutas determinadas por el metodo K-Ar, *Hoja Inf. 1, Serv. Geol. Bolivia*.
- Forsyth, D. & Uyeda, S., 1975. On the relative importance of the driving forces of plate motion, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **43**, 163-189.
- Froidevaux, C. & Isacks, B.L., 1984. The mechanical state of the Altiplano-Puna segment of the Andes, *Earth planet. Sc. Lett.*, **71**, 305-314.
- Froidevaux, C. & Ricard, Y., 1987. Tectonic evolution of high plateaus, *Tectonophysics*, **134**, 227-238.
- Fukao, Y., 1979. Tsunami earthquakes and subduction processes near deep-sea trenches, *J. Geophys. Res.*, **84**, 2303-2314.
- Gephart, J.W. & Forsyth, D.W., 1984. An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: application to the San Fernando earthquake sequence, *J. Geophys. Res.*, **89**, 9305-9320.
- Giletti, B.J. & Day, H.W., 1968. Potassium-argon ages of igneous intrusive rocks in Peru, *Nature*, **220**, 570-572.
- Grange, F., 1983. Etude sismotectonique détaillée de la subduction lithosphérique au Sud Pérou, *Thèse 3<sup>e</sup> cycle I.R.I.G.M. Univ. Grenoble*, 181 pp.
- Grange, F., Cunningham, P., Gagnepain, J., Hatzfeld, D., Molnar, P., Ocola, L., Rodriguez, A., Roecker, S.W., Stock, J.M. & Suarez, G., 1984a. The configuration of the seismic zone and the downgoing slab in Southern Peru, *Geophys. Res. Lett.*, **11**, 38-41.
- Grange, F., Hatzfeld, D., Cunningham, P., Molnar, P., Roecker, S.W., Suarez, G., Rodriguez, A. & Ocola, L., 1984. Tectonic implications of the microearthquake seismicity and fault plane solutions in southern Peru, *J. Geophys. Res.*, **89**, 6139-6152.
- Hager, B.H. & O'Connell, R.J., 1978. Subduction zone dip angles and flow driven by plate motion, *Tectonophysics*, **50**, 111-133.

- Hasegawa,A. & Sacks,I.S.**, 1981. Subduction of the Nazca plate beneath Peru as determined from seismic observations, *J. Geophys. Res.*, **86**, 4971-4980.
- Hayes,D.E.**, 1966. A geophysical investigation of the Peru-Chile trench, *Marine Geology, Elsevier Pub. Co., Amsterdam*.
- Heim,A.**, 1947. Observaciones glaciologicas en la Cordillera Blanca, Peru, *Bol. Soc. Geol. Peru*, **20**.
- Heim,A.**, 1949. Observaciones geologicas en la region del terremoto de Ancash de Noviembre de 1946, *Soc. Geol. Peru, Vº Jub.*, Lima, **2**, 28 pp.
- Huaco,D.**, 1978. Source parameters and the static field of earthquakes at near distances, *Ph.D. Dissertation, St-Louis Univ., St-Louis, Mo, USA*.
- Hussong,D.M., Odegard,M.E. & Wipperman,L.K.**, 1975. Compressional faulting of the oceanic crust prior to subduction in the Peru-Chile trench, *Geology*, **10**, 601-604.
- Isacks,B.L.**, 1988. Uplift of the Central Andean Plateau and bending of the Bolivian Orocline, *J. Geophys. Res.*, **93**, 3211-3231.
- Isacks,B.L. & Molnar,P.**, 1971. Distribution of stresses in the descending lithosphere from a global survey of focal mechanism solutions of mantle earthquakes, *Rev. Geophys. Space Physics*, **9**, 103-174.
- Isacks,B.L. & Barazangi,M.**, 1977. Geometry of Benioff zones: lateral segmentation and downwards bending of the subducted lithosphere, in *Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back-Arc Basins*, M. Talwani and W. Pitman eds., *AGU, Ewing Ser. 1*, 99-114.
- James,D.E.**, 1971a. Andean crustal and upper mantle structure, *J. Geophys. Res.*, **76**, 3246-3271.
- James,D.E.**, 1971. Plate tectonic model for the evolution of the central Andes, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **82**, 3325-3346.
- James,D.E., Sacks,S., Lazo,E.L. & Aparicio,P.**, 1969. On locating local earthquakes using small networks, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **59**, 1201-1212.
- Jarrard,R.D.**, 1986. Relations among subduction parameters, *Rev. Geophys.*, **24**, 217-284.
- Jimenez,E., Cara,M. & Rouland,D.**, 1988. Focal mechanisms of moderate-size earthquakes from the analysis of single station 3-component surface-wave records, *Bull. Seism. Soc. Am.*, in press.
- Johnson,S.H. & Ness,G.E.**, 1981. Shallow structures of the Peru margin 12°S-18°S, in *Nazca plate: Crustal formation and Andean convergence*, L.D. Kulm editor, *Mem. Geol. Soc. Am.*, **154**, 525-544.
- Jones,P.R.**, 1981. Crustal structures of the Peru continental margin and adjacent Nazca plate, in *Nazca plate: Crustal formation and Andean convergence*, L.D. Kulm editor, *Mem. Geol. Soc. Am.*, **154**, 423-443.
- Jordan,T.E., Isacks,B.L., Allmendinger,R.W., Brewer,J.A., Ramos,V.A. & Ando,C.J.**, 1982. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **94**, 341-361.
- Kanamori,H.**, 1977. The energy released in great earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **82**, 2981-2987.

- Kelleher, J., Savino, J., Rowlett, H. & McCann, W., 1974. Why and where great thrust earthquakes occur along island arcs, *J. Geophys. Res.*, **79**, 4889-4897.
- Kelleher, J. & McCann, W., 1976. Buoyant zones, great earthquakes, and unstable boundaries of subduction, *J. Geophys. Res.*, **81**, 4885-4896.
- Klein, F.W., 1978. Hypocenter location program HYPOINVERSE, *U.S. Geol. Survey, Open File Report*, 78-694.
- Kono, M., Fukao, Y. & Yamamoto, A., 1986. Mountain building in the Central Andes, *Andes Sciences*, **3**, 125-136.
- Kontak, D.J., Clark, A.H., Farrar, E. & Strong, D.F., 1985. The rift-associated Permo-Triassic magmatism of the Eastern Cordillera: a precursor to the Andean orogeny, in *Pitcher, W.S. et al. eds., Magmatism at a plate edge: the Peruvian Andes*, Blackie, Glasgow and Halsted Press, New-York, 36-44.
- Kulm, L.D., Scheidegger, K.F., Prince, R.A., Dymond, J., Moore, T.C. & Hussong, D.M., 1973. Tholeiitic basalt ridge in the Peru trench, *Geology*, **1**, 11-15.
- Kulm, L.D., Prince, R.A., French, W., Johnson, S & Masias, A., 1981. Crustal structure and tectonics of the central Peru continental margin and trench, in *Nazca plate: Crustal formation and Andean convergence*, L.D. Kulm editor, *Mem. Geol. Soc. Am.*, **154**, 445-468.
- Langer, C.J. & Spence, W., 1978. A study of aftershocks of the October 3, 1974, Peru earthquake (abstract), *Earthquakes Notes*, **49**, 54.
- Laubacher, G., 1977. *Géologie des Andes péruviennes: Géologie de l'Altiplano et de la Cordillère Orientale au Nord et au Nord-Ouest du lac Titicaca (Pérou)*, *Thèse d'Etat Univ. Sci. Tech. Languedoc, Montpellier*, 152 pp.
- Lavenu, A., 1978. Néotectonique des sédiments plio-quaternaires du Nord de l'Altiplano Bolivien (région de La Paz, Ayo Ayo, Umala), *Cah. ORSTOM, Sér. Géol.*, **10**, 115-126.
- Lavenu, A., 1984. Un exemple de bassin intramontagneux en extension: le bassin andin pliocène de La Paz (Bolivie), *10ème R.A.S.T., Bordeaux*.
- Lee, W.H.K. & Lahr, J.C., 1975. HYPO71 (revised): a computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes, *U.S. Geol. Survey, Open-File Report*, 75-311.
- Lillwal, R. & Francis, T., 1978. Hypocentral resolution of small ocean bottom seismic networks, *Geophys. J.*, **54**, 721-728.
- Lomnitz, C., 1971. The Peru earthquake of May 31, 1970: some preliminary seismological results, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **61**, 535-542.
- Luyendyk, B.P., 1970. Dips of of downgoing lithospheric plates beneath island arcs, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **81**, 3411-3416.
- Lyon-Caen, H., Molnar, P. & Suarez, G., 1985. Gravity anomalies and flexure of the Brazilian shield beneath the Bolivian Andes, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **75**, 81-92.

- Macharé,J.**, 1987. La marge continentale du Pérou: régimes tectoniques et sédimentaires cénozoïques de l'avant-arc des Andes Centrales, *Thèse Doct. Univ. Paris-Sud, Orsay*, 391 pp.
- Mammerickx,J., Anderson,R., Menard,H. & Smith,S.**, 1975. Morphology and tectonic evolution of the East Central Pacific, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **86**, 111-118.
- Mammerickx,J., Herron,E. & Dorman,L.**, 1980. Evidence for two fossil spreading ridges in the Southeast Pacific, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **91**, 263-271.
- Martinez,C.**, 1980. Structure et évolution de la chaîne hercynienne et de la chaîne andine dans le Nord de la Cordillère des Andes de Bolivie, *Trav. Doc. ORSTOM, Paris*, **119**, 352 pp.
- McCann,W.R., Nishenko,S.P., Sykes,L.R. & Krause,J.**, 1978. Seismic gaps and plate tectonics: seismic potential for major plate boundaries, *U.S. Geol. Survey, Open-File Report*, 78-943.
- McKee,E.H. & Noble,D.C.**, 1982. Miocene volcanism and deformation in the Western Cordillera and High Plateaus of South-Central Peru, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **93**, 657-662.
- McKenzie,D.P.**, 1969. The relation between fault plane solutions for earthquakes and the directions of the principal stresses, *Bull. Seis. Soc. Am.*, **59**, 591-601.
- Mégard,F.**, 1968. Geologia del cuadrangulo de Huancayo, *Bol. Ser. Geol. Min.*, **18**, 123 pp.
- Mégard,F.**, 1973. Etude géologique d'une transversale des Andes au niveau du Pérou central, *Thèse d'Etat Univ. Sci. Tech. Languedoc, Montpellier*, 263 pp.
- Mégard,F.**, 1978. Etude géologique des Andes du Pérou central, *Contribution à l'étude géologique des Andes n° 1, Mém. ORSTOM, Paris*, **86**, 310 pp.
- Mégard,F.**, 1984. The Andean orogene period and its major structures in central and northern Peru, *J. Geol. Soc. London*, **141**, 893-900.
- Mégard,F.**, 1987. Cordilleran Andes and marginal Andes: a review of andean geology north of the Arica elbow (18°S), in *Circum-Pacific orogenic belts and evolution of the Pacific ocean*, J.W. Monger & J. Francheteau editors, *Geodyn. Ser., AGU, Washington DC*, **18**, 71-95.
- Mégard,F. & Philip,H.**, 1976. Plio-Quaternary tectono-magmatic zonation and plate tectonics in the Central Andes, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **33**, 231-238.
- Mégard,F., Noble,D.C., McKee,E.H. & Bellon,H.**, 1984. Multiple pulses of Neogene compressive deformation in the Ayacucho intermontane basin, Andes of central Peru, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **95**, 1108-1117.
- Meissner,R.O., Flueh,E.R., Stibane,C. & Berg,E.**, 1976. Dynamics of the active plate boundary in South West Colombia according to recent geophysical measurements, *Tectonophysics*, **35**, 115-136.
- Mercer,J.H. & Palacios,O.M.**, 1977. Radiocarbon dating of the last glaciation in Peru, *Geology*, **5**, 600-604.
- Mercier,J.L.**, 1981. Extensional-compressional tectonics associated with the Aegean Arc: comparison with the Andean Cordillera of South Peru-North Bolivia, *Phil. Trans. R. Soc. London*, **300**, 337-355.

- Mercier, J.L., Armijo, A., Tapponnier, P., Carey-Gailhardis, E. & Tong Lin, H., 1987. Change from late tertiary compression to quaternary extension in southern Tibet during the India-Asia collision, *Tectonics*, 6, 3, 275-304.
- Mingramm, A., Russo, A., Pozzo, A. & Cazau, L., 1979. Sierras Subandinas, in *Segundo Simposio de Geologia Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, Cordoba, Argentina*, 1, pp. 95-138.
- Minster, J.B. & Jordan, T.H., 1978. Present-day plate motions, *J. Geophys. Res.*, 83, 5331-5354.
- Molnar, P. & Atwater, T., 1978. Interarc spreading and Cordilleran tectonics as alternates related to the age of subducted oceanic lithosphere, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 41, 330-340.
- Molnar, P. & Chen, W.P., 1983. Focal depths and fault plane solutions of earthquakes under the Tibetan Plateau, *J. Geophys. Res.*, 88, 1180-1196.
- Noble, D.C., McKee, E.H., Farrar, E. & Pettersen, U., 1974. Episodic Cenozoic volcanism and tectonism in the Andes of Peru, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 21, 213-220.
- Noble, D.C. & McKee, E.H., 1977. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America: comment, *Geology*, 5, 576-578.
- Noble, D.C., Silbermann, M.L., Mégard, F. & Bowman, H.R., 1978. Comendite (peralkaline rhyolite) in the Mitu group Central Peru: evidence of Permian-Triassic crustal extension in the Central Andes, *J. Res. U.S. Geol. Survey*, 6, 453-457.
- Noble, D.C., McKee, E.H. & Mégard, F., 1979. Early Tertiary "Incaic" tectonism, uplift and volcanic activity, Andes of central Peru, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 90, 903-907.
- Nur, A. & Ben-Avraham, Z., 1981. Volcanic gaps and the consumption of aseismic ridges in South America, in *Nazca plate: Crustal formation and Andean convergence*, L.D. Kulm editor, *Mem. Geol. Soc. Am.*, 154, 729-740.
- Ocola, L.C. & Meyer, R.P., 1972. Crustal low-velocity zones under the Peru-Bolivia Altiplano, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 30, 199-209.
- Ocola, L.C. & Meyer, R.P., 1973. Crustal structure from the Pacific basin to the Brazilian shield between 12° and 30° South latitude, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, 3387-3404.
- Ocola, L.C., Meyer, R.P. & Aldrich, L.T., 1971. Gross crustal structure under Peru-Bolivia Altiplano, *Earthquakes Notes*, 42, 3-4, pp. 33-48.
- Pardo, A., 1982. Características estructurales de la faja subandina del Norte del Peru, *Symposium Exploracion Petrolera en las Cuencas subandinas de Venezuela, Colombia, Ecuador y Peru, Bogota*.
- Pardo-Casas & Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time, *Tectonics*, 6, 233-248.
- Peter, D. & Crosson, R., 1972. Application of prediction analysis to hypocentre determination using local array, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 62, 775-788.
- Phillip, H. & Mégard, F., 1977. Structural analysis of the superficial deformation of the 1969 Pariahuanca earthquakes (Central Peru), *Tectonophysics*, 38, 259-278.

- Pilger, R.H.**, 1981. Plate reconstructions, aseismic ridges and low-angle subduction beneath the Andes, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **92**, 448-456.
- Pilger, R.H.**, 1983. Kinematics of the South American subduction zone from global plate reconstructions, in *Geodynamics of the Eastern Pacific Region, Caribbean and Scotia Arcs*, edited by R. Cabré, *Geodyn. Ser., AGU, Washington D.C.*, **9**, 113-125.
- Pilger, R.H.**, 1984. Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism: South American Andes, *J. Geol. Soc. London*, **141**, 793-802.
- Plafker, G.**, 1972. Alaskan earthquake of 1964 and Chilean earthquake of 1960: implications for arc tectonics, *J. Geophys. Res.*, **77**, 901-925.
- Plafker, G., Ericksen, G.E. & Fernandez Concha, J.**, 1971. Geological aspects of the May 31, 1970 Peru earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **61**, 543-578.
- Preliminary Determination of Epicenters (P.D.E.)**, *Earthquake Data Report, U.S. Geol. Survey.*
- Prince, R.A. & Kulm, L.D.**, 1975. Crustal rupture and the initiation of imbricate thrusting in the Peru-Chile trench, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **86**, 1639-1653.
- Rivera, L.A. & Cisternas, A.**, 1987. Stress tensor and fault planes solutions for a population of earthquakes, *European Geophys. Soc. XII, in Terra Cognita*, **7**, 2-3, open session (abstract), **O12-8**, p 461.
- Roeder, D.**, 1988. Andean-age structure of Eastern Cordillera (Province of La Paz, Bolivia), *Tectonics*, **7**, 23-39.
- Rüegg, W.**, 1950. Le tremblement de terre d'Ancash (Pérou) du 10 Novembre 1946 et ses causes géotectoniques, *Trav. I.F.E.A.*, **2**, 153-166.
- Rutland, R.W.R.**, 1971. Andean orogeny and ocean floor spreading, *Nature*, **233**, 252-258.
- Sacks, I.S.**, 1983. The subduction of young lithosphere, *J. Geophys. Res.*, **88**, 3355-3366.
- Sato, Y. & Skoko, D.**, 1965. Optimum distribution of seismic observations, *Bull. Earth. Res. Inst.*, **43**, 451-470.
- Savage, W.Z. & Swolfs, H.S.**, 1986. Tectonic and gravitational stress in long symmetric ridges and valleys, *J. Geophys. Res.*, **91**, 3677-3685.
- Schmucker, U.**, 1969. Conductivity anomalies, with special reference to the Andes: the application of modern physics to the Earth and Planetary Interiors, *Ed. S.K. Runcorn, Wiley-Interscience, New-York.*
- Schwartz, D.P.**, 1983. Evaluation of seismic Geology along the Cordillera Blanca fault zone, Peru, *Woodward-Clyde Consultants Report, California.*
- Schwartz, D.P.**, 1988. Paleoseismicity and neotectonics of the Cordillera Blanca fault zone, Northern Peruvian Andes, *J. Geophys. Res.*, **93**, 4712-4730.
- Schweller, W.J., Kulm, L.D. & Prince, R.A.**, 1981. Structure and sedimentary framework of the Peru-Chile trench, in *Nazca plate: Crustal formation and Andean convergence*, L.D. Kulm editor, *Mem. Geol. Soc. Am.*, **154**, 323-349.

- Sébrier, M., Huaman, D., Blanc, J.L., Macharé, J., Bonnot, D. & Cabrera, J., 1982. Observaciones acerca de la Neotectónica del Perú, *Inst. Geofísico Perú, Seismicity Seismic Risk Andin Region, Lima*, 109 pp.
- Sébrier, M., Mercier, J.L., Mégard, F., Laubacher, G. & Carey-Gailhardis, E., 1985. Quaternary normal and reverse faulting and the state of stress in the central Andes of south Peru, *Tectonics*, **7**, 739-780.
- Sébrier, M., Mercier, J.L., Macharé, J., Bonnot, D., Cabrera, J. & Blanc, J.L., 1988. The state of stress in an overriding plate situated above a flat slab: the Andes of central Peru, *Tectonics*, **7**, 895-928.
- Shepherd, G.L. & Moberly, R., 1981. Coastal structure of the continental margin, northwest Peru and southwest Ecuador, in *Nazca plate: Crustal formation and Andean convergence*, L.D. Kulm editor, *Mem. Geol. Soc. Am.*, **154**, 351-391.
- Silgado, E., 1951. The Ancash, Peru, earthquake of November 10, 1946, *Bull. seism. Soc. Am.*, **41**, 83-89.
- Silgado, E., 1978. Historia de los sismos mas notables ocurridos en el Perú (1513-1974), *Inst. Geol. Min., Lima*, **3**, C, 130 pp.
- Skoko, D., Kotake, Y. & Sato, Y., 1968. Optimum distribution of seismic observation points: V: Desirable location of new stations in Yugoslavia, *Bull. Earth. Res. Inst.*, **46**, 821-840.
- Smalley, R.F. & Isacks, B.L., 1987. A high-resolution local network study of the Nazca plate Wadati-Benioff zone under Western Argentina, *J. Geophys. Res.*, **92**, 13903-13912.
- Soulas, J.P., 1975. Las fases tectónicas jóvenes de los Andes Centrales del Perú, *Bol. Soc. Geol. Perú*, **50**, 77-86.
- Soulas, J.P., 1977. Les phases tectoniques andines du tertiaire supérieur, résultats d'une transversale Pisco-Ayacucho (Pérou central), *C.R. Acad. Sci. Paris, sér. D*, **284**, 2207-2210.
- Soulas, J.P., 1978. Tectonique quaternaire: la côte Pacifique et la chaîne andine du Pérou central, *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn. (2)*, **XX**, **5**, 399-414.
- Spence, W., Giesecke, A., Langer, C.J., Ocola, L., Dillinger, W.H. & Jordan, J.N., 1975. The Lima, Peru earthquake series (abstract), *Earthquakes Notes*, **46**, p 38.
- Stauder, W., 1973. Mechanism and spatial distribution of Chilean earthquakes with relation to subduction of the Oceanic plate, *J. Geophys. Res.*, **78**, 5033-5061.
- Stauder, W., 1975. Subduction of the Nazca plate under Peru as evidenced by focal mechanisms and by seismicity, *J. geophys. Res.*, **80**, 1053-1064.
- Steinman, G., 1929. Geologie von Peru, *Karl Winter, Heildelberg*, 448 pp.
- Stewart, J.W. & Snelling, N.J., 1970. The significance of radiometric agedata from Peruvian igneous and metamorphic rocks, *Com. Latino-Am. Congress, Lima*.
- Stewart, J.W., Evernden, J.F. & Snelling, N.J., 1974. Age determinations from andean Peru: a reconnaissance survey, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **85**, 1107-1116.

- Suarez,G., Molnar,P. & Burchfiel,B.C., 1983. Seismicity, fault plane solutions, depth of faulting and active tectonics of the Andes of Peru, Ecuador and southern Colombia, *J. geophys. Res.*, **88**, 403-428.
- Suarez,G., Gagnepain,J., Cisternas,A., Hatzfeld,D., Molnar,P., Ocola,L., Roecker,S.W. & Viode,J.P., 1988. Tectonic deformation of the Andes and the configuration of the subducted slab in Central Peru: results from a microseismic experiment, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, *in press*.
- Swan,F.H., Schwartz,D.P. & Cluff,L.S., 1980. Recurrence of moderate to large magnitude earthquakes produced by surface faulting on the Wasatch fault zone, Utah, *Seism. Soc. Am. Bull.*, **70**, 1431-1462.
- Tavera,H.J., 1987. Heterogeneidad de la Corteza y Manto superior terrestre deducido de la propagacion de ondas P y PKIKP (Region andina-subandina del Peru Central, region de la Cordillera Blanca), *Tesis Ing. Geof., Univ. Nac. San Agustin, Arequipa*.
- Thornburg,T. & Kulm,L.D., 1981. Sedimentary basins of the Peru continental margin. Structure, stratigraphy and Cenozoic tectonics from 6°S to 16°S latitude, in *Nazca plate: Crustal formation and Andean convergence*, L.D. Kulm editor, *Mem. Geol. Soc. Am.*, **154**, 393-422.
- Tovish,A., Schubert,G. & Luyendyk,B.P., 1978. Mantle flow pressure and the angle of subduction: Non-Newtonian corner flows, *J. Geophys. Res.*, **83**, 5892-5898.
- Udias,A. Buforn,E., Brillinger,D. & Bolt,B., 1982. Joint statistical determination of fault plane parameters, *Phys. Earth Planet. Int.*, **30**, 178-184.
- Von Huene,R., Kulm,L.K. & Miller,J., 1985. Structure of the frontal part of the Andean convergent margin, *J. Geophys. Res.*, **90**, 5429-5442.
- Wallace,R.E., 1978. Profiles and ages of young fault scarps, North-Central Nevada, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **88**, 1267-1281.
- Wilson,D.V., 1985. The deeper structure of the central Andes and some geophysical constraints, in *Pitcher,W.S. et al. eds., Magmatism at a plate edge: the Peruvian Andes*, Blackie, Glasgow and Halsted Press, New-York, 13-18.
- Wilson,J.J., Reyes,L. & Garayar,J., 1967. Geologia de los cuadrangulos de Mollebamba, Tayabamba, Huaylas, Pomabamba, Carhuaz y Huari, *Bol. Serv. Geol. Min. Lima*, **16**, 95 pp.
- Wortel,M.J.R., 1984. Spatial and temporal variations in the Andean subduction zone, *J. Geol. Soc. London*, **141**, 783-791.
- Wortel, M.J.R. & Vlaar,N.J., 1978. Age-dependent subduction of oceanic lithosphere beneath South America, *Phys. Earth Planet. Int.*, **17**, 201-208.
- Yamamoto,A., Fukao,Y. & Kono,M., 1986. Gravity anomaly and crustal structure of Peruvian Andes, *Andes Sciences*, **3**, 113-124.
- Yonekura,N., Matsuda,T., Nogami,M. & Kaizuka,S., 1979. An active fault along the western part of the Cordillera Blanca, Peru, *J. Geogr.*, **88**, 1-19.



\*\*\*\*\*

## ANNEXES

\*\*\*\*\*

**Annexe 1**: Critères retenus pour la sélection des événements de la zone de subduction et présentation de cartes par tranches de profondeur et de coupes.

**Annexe 2**: Reproduction de 4 sismogrammes.

**Annexe 3**: Listes des 193 séismes crustaux et des 371 séismes de la zone de subduction.

**Annexe 4**: Les 36 solutions focales déterminées et leurs paramètres.

## ANNEXE 1

### Critères retenus pour la sélection des événements de la zone de subduction

#### Présentation de cartes par tranches de profondeur et de coupes

Les résultats présentés ici sont des localisations de séismes de la zone de Wadati-Benioff obtenues à partir du réseau de la Cordillère Blanche, ce qui n'était pas l'objectif principal de la campagne: nous avons vu au chapitre II que le réseau installé est adapté à une sismicité proche superficielle. Mais la qualité des enregistrements a rendu possible un traitement mathématique correct de nombre de données relativement proches du réseau (100 à 130 km).

#### 1. Sélection des événements

##### *a) Procédure et résultats*

Les mêmes méthodes de sélection que pour les séismes crustaux de classe B ont été utilisées (voir chapitre II). Les différences portent sur les valeurs tolérées du résidu RMS et de l'erreur mathématique ERZ pour certains événements: elles ont été plus grandes, mais conjointement, un plus grand nombre de phases a été exigé: en général, *au moins 7 phases P et 4 phases S*. Le fait de tolérer un RMS plus élevé découle de cette exigence; cependant, nous avons fixé sa limite supérieure à *0.8 secondes*. Quant à l'erreur ERZ, elle est apparue dans de nombreux cas comme *non significative*: des essais ont montré que pour des variations faibles d'un paramètre (modèle,  $V_p/V_s$ , profondeur d'essai), les inversions par HYPOINVERSE conduisent aux mêmes déterminations à  $\pm 10$  km au maximum, mais avec des valeurs de ERZ très variables (de 2 km à 99 km). Ce fait révèle cependant que le paramètre le moins bien contraint pour la plupart de nos localisations a là encore été la *profondeur*, ce qui est évident étant donnée la position latérale et superficielle d'une majorité d'événements. Il a notamment fallu employer différentes profondeurs d'essai pour les séismes intermédiaires, avec le risque de "fixer" artificiellement la profondeur dans certains cas, comme nous l'avons déjà signalé (chapitre II). La valeur de l'erreur horizontale ERH est apparue comme plus significative: sauf exception, sa borne supérieure a été fixée à 10 km.

L'annexe 3 donne la liste des 371 séismes conservés. *333 ont un RMS inférieur à 0.4 sec., 365 ont au moins 2 phases S, 359 ont au moins 6 phases P*; environ 70% ont les mêmes critères de convergence que les événements de la classe A des crustaux, avec un plus grand nombre de phases P et S effectivement retenues pour le calcul (voir l'annexe 3, dans les 2 dernières colonnes). Finalement, en fonction de leur éloignement au réseau (voir les tests du chapitre II), *l'erreur réelle pour ces 371 événements est estimée approximativement à 20 km en position épacentrale et 40 km en profondeur*.

##### *b) Comparaison avec des déterminations du réseau mondial*

*Trois séismes ont été localisés simultanément par notre réseau et le réseau mondial*: ils offrent l'occasion de vérifier nos estimations d'erreur. On a utilisé les bulletins P.D.E. (Preliminary Determination of Epicenters) de l'U.S.G.S. Ces séismes ayant saturé sur nos enregistrements (annexe 2), la lecture des S en a été difficile, voire impossible: ceci constitue donc un handicap pour ces trois déterminations qui n'existe pas pour les autres.

\* 14/10/1985 à 04h59 (n° 31, annexe 3): ce séisme est à 240 km de la plus proche station de notre réseau (SFE) et à  $158 \pm 11$  km de profondeur (profondeur d'essai: 150 km). Le réseau mondial le donne à  $130 \pm 14$  km; l'écart des positions épicentrales est de 11 km. Notre détermination est faite avec 10 phases P et 2 phases S, celle du réseau mondial avec 17 phases (erreur standard s.d. = 0.9 s) sur 19 observées. Pour un séisme très éloigné, *l'écart entre les deux déterminations est donc très faible (largement dans les marges d'erreur), même avec un nombre réduit de phases S et une détermination mondiale mauvaise* (il faudrait au moins 30 observations acceptables). Enfin les estimations de magnitude sont très différentes: magnitude de durée: 5.9, magnitude  $m_b$ : 4.6.

\* 25/10/1985 à 10h23 (n° 166, annexe 4): Ce séisme est à 120 km de notre plus proche station (PUR). Le réseau mondial donne une profondeur fixe de 33 km et une magnitude  $m_b$  de 4.9, avec 12 phases (s.d. = 0.7 s) sur 19 observées: il n'est donc pas du tout contraint. Notre réseau le donne à une distance épicentrale de 62 km de ce point, avec une profondeur de 30 km et une magnitude de 4.7, avec 9 phases P et 3 phases S. *La comparaison est donc ici limitée par la mauvaise qualité évidente de la détermination mondiale.* Cet événement est signalé à gauche dans l'encadré de la coupe longitudinale (D). Il est en fait un précurseur du suivant:

\* 31/10/1985 à 00h06 (n° 220, annexe 4): Ce séisme de magnitude  $m_b$  5.0 est ressenti à Lima. Il est localisé dans la même zone que le précédent. *C'est de loin le mieux déterminé par le réseau mondial: il est contraint par 42 observations (s.d. = 1.0 s) sur 63. 6 phases déterminent la profondeur à 47.7 km.* Notre réseau le localise avec 11 phases P et 5 phases S; il lui attribue une profondeur de 35 km et une magnitude de durée de 4.9. *La distance horizontale entre les 2 déterminations est de 13 km.* Ce séisme est signalé à droite dans l'encadré de la coupe longitudinale (D).

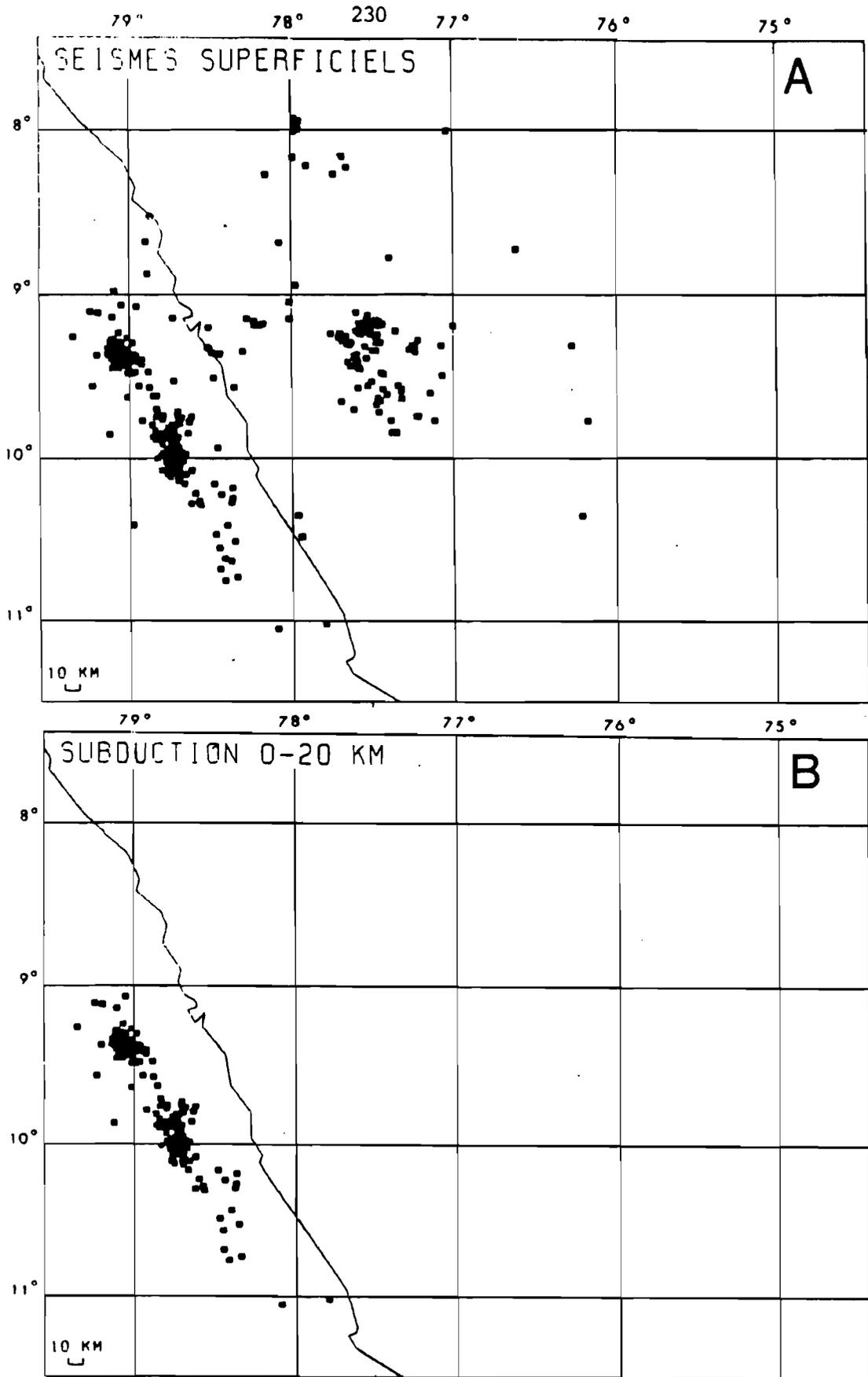
### c) Conclusions

Ce dernier séisme est pour nous le plus significatif: il est situé dans la zone d'où proviennent la plupart des événements enregistrés et il est assez bien enregistré par le réseau mondial: *l'écart de position entre les deux déterminations est dans les marges d'erreur indiquées (20 km horizontalement et 40 km verticalement).* L'événement du 25 octobre est très mal déterminé par le réseau mondial: *notre localisation, qui est proche de celle de l'événement du 31 octobre, est probablement bien meilleure*, étant donné qu'il peut être considéré comme un précurseur de celui-ci. Le séisme du 14 octobre, le plus lointain, est un peu moins mal déterminé par le réseau mondial et montre une bonne coïncidence des déterminations: *l'estimation faite semble rester valable pour les séismes intermédiaires jusqu'à 250 km du réseau.* Enfin, les magnitudes de durée semblent être assez proches des magnitudes  $m_b$ , du moins pour les séismes distants de 100 à 150 km du réseau.

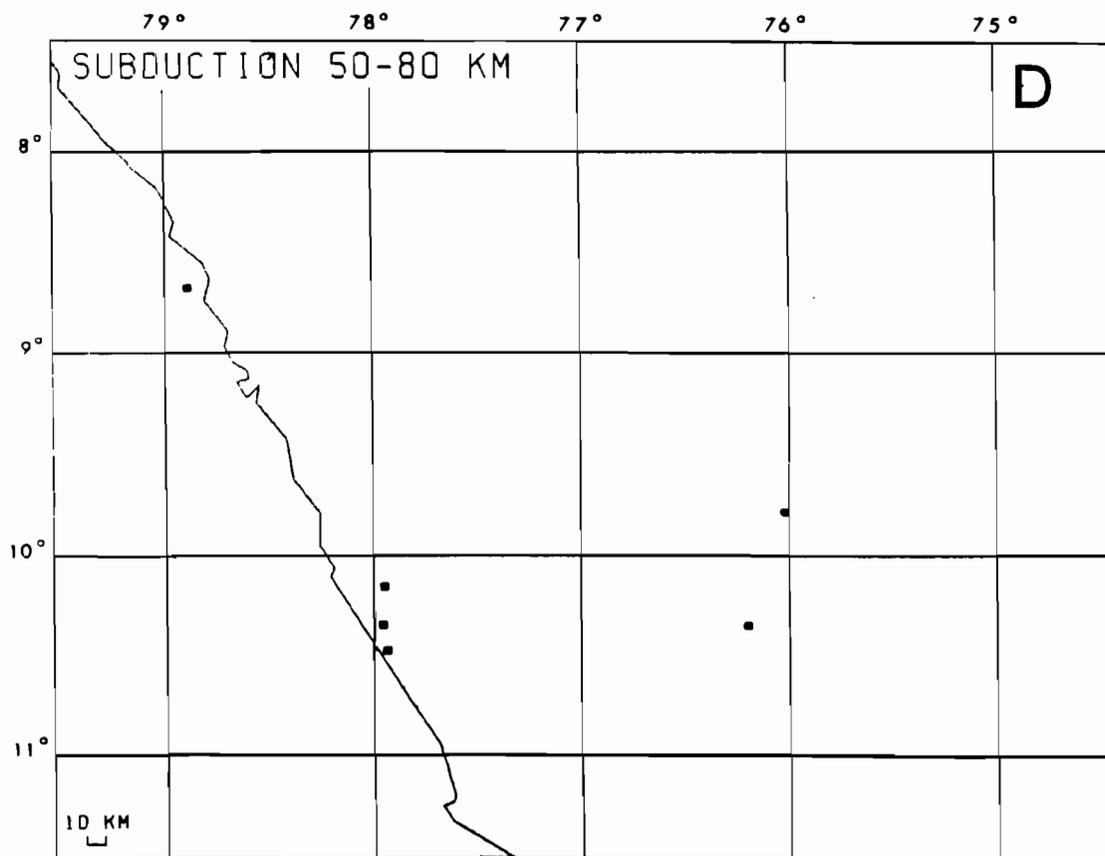
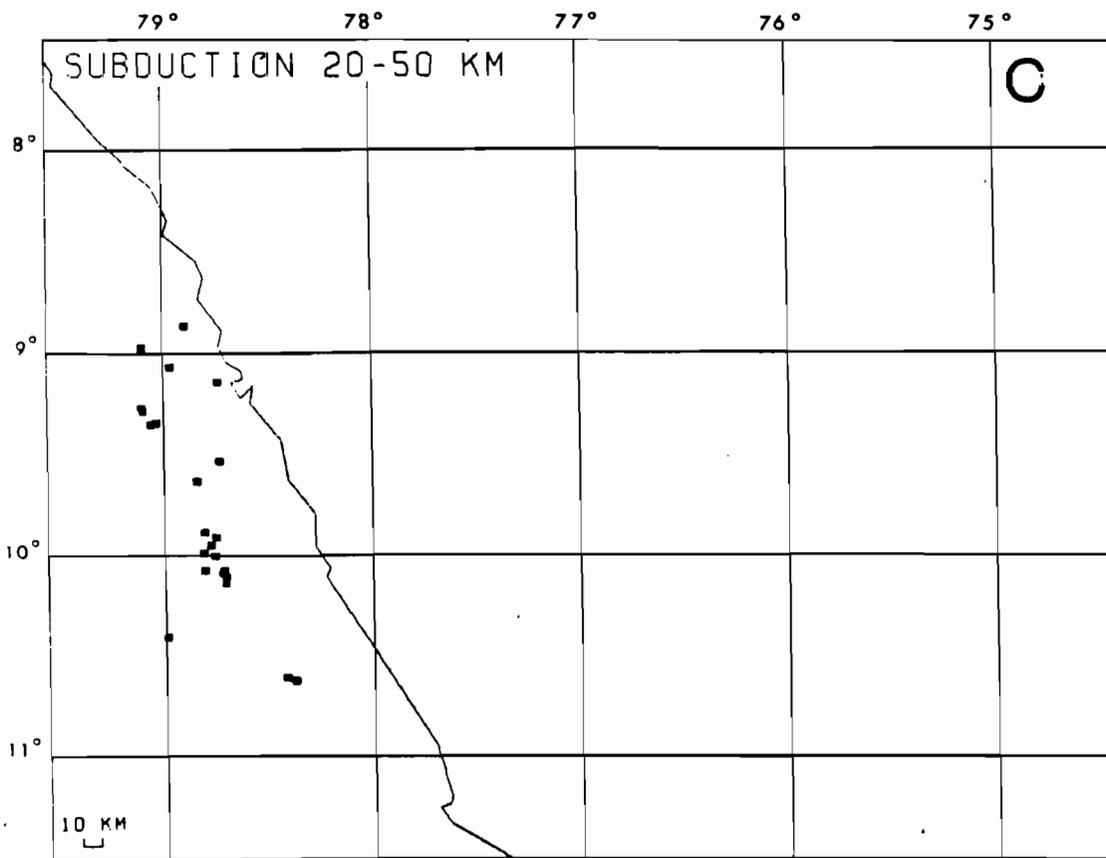
Il faut cependant rester très prudent dans l'estimation de la qualité des localisations par comparaison avec le réseau mondial: même pour des séismes enregistrés par plus de 50 stations, *il est fréquent d'avoir des erreurs épicentrales supérieures à 50 km.* La répartition azimutale des stations est un des facteurs déterminants pour une bonne localisation. La fiabilité de ces déterminations par notre réseau local est donc limitée. Nous nous bornons donc à donner quelques indications qualitatives dans le chapitre I et à fournir des cartes représentant les événements retenus par larges tranches de profondeur et quelques coupes.

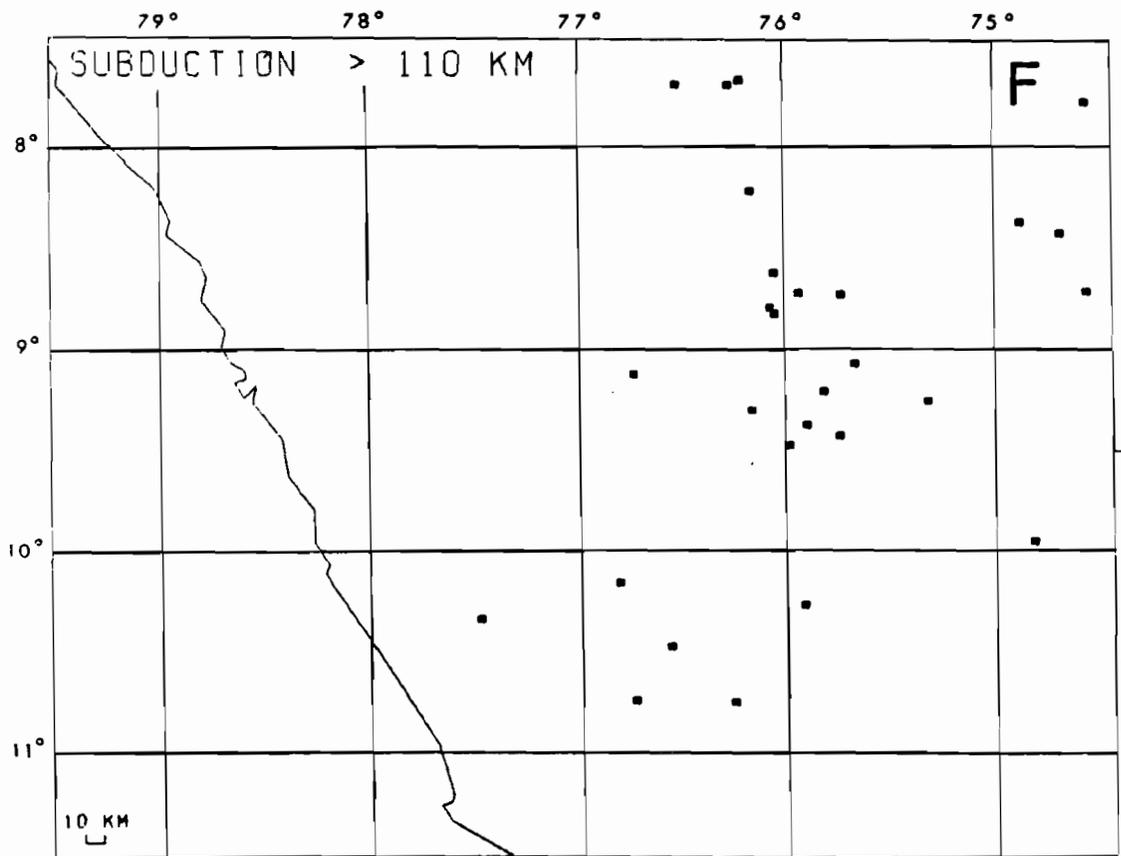
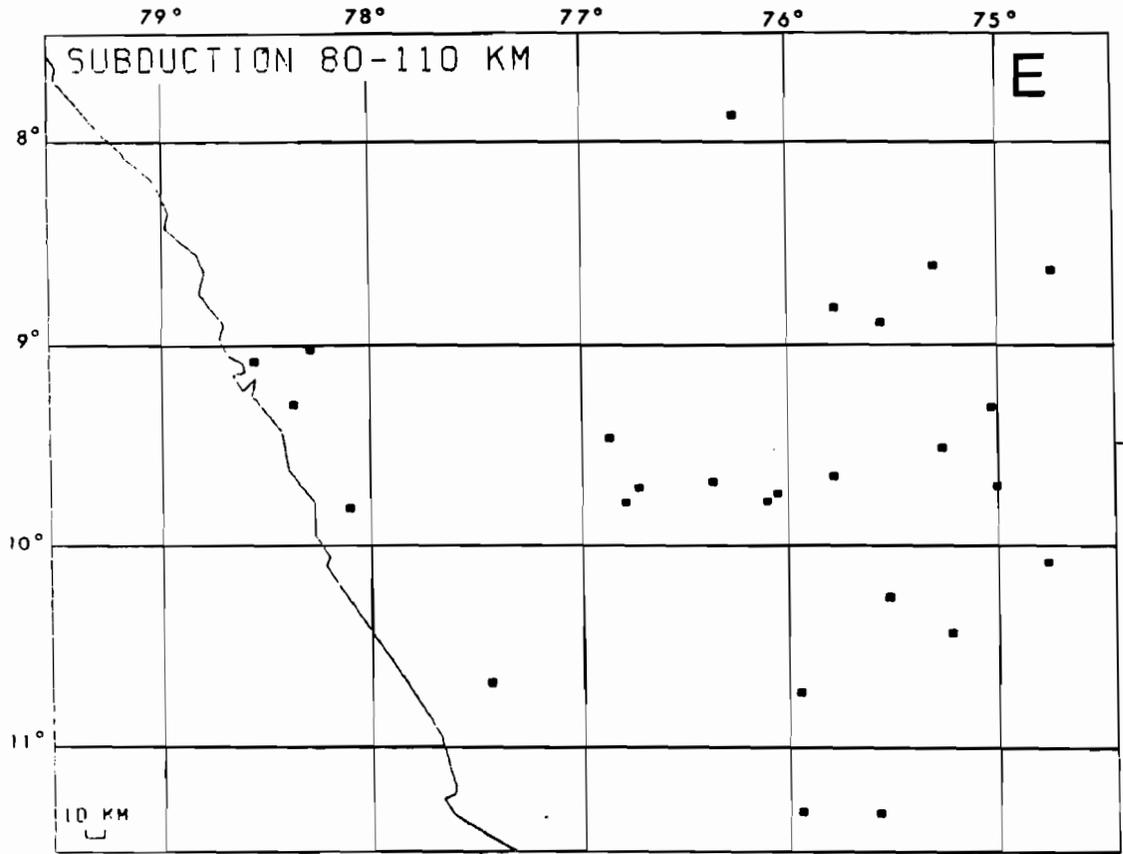
## 2. Cartes par tranches de profondeur et coupes

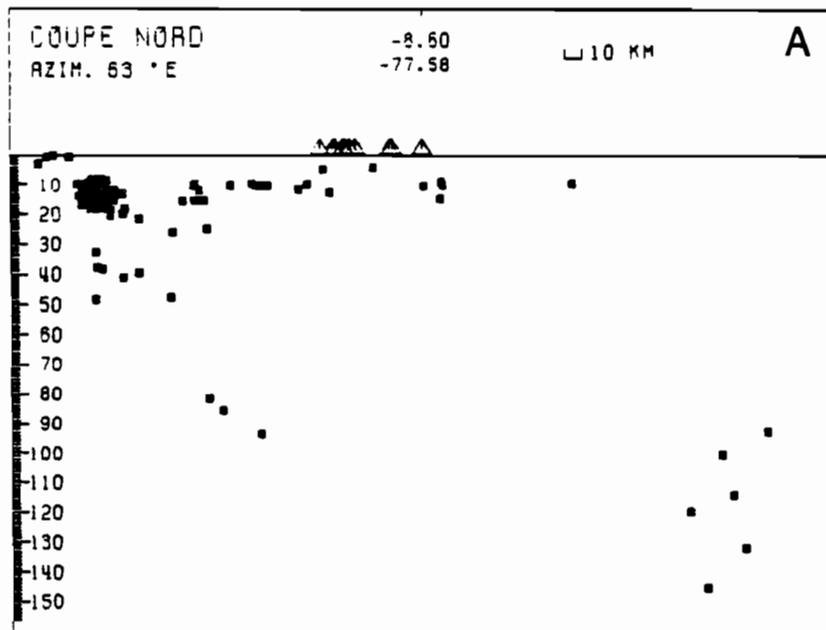
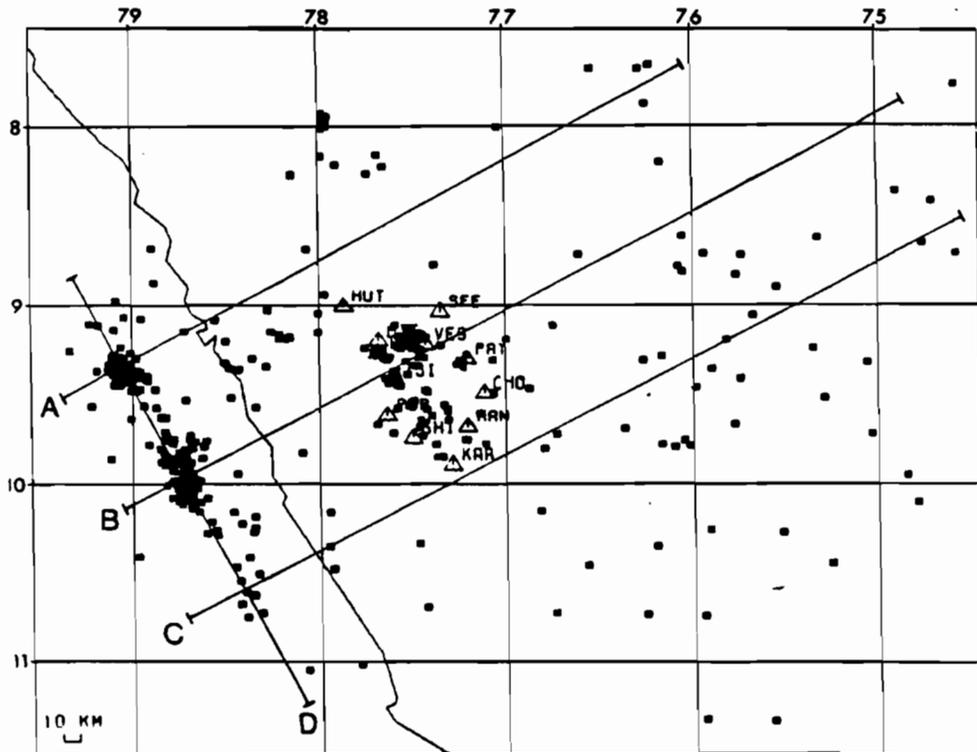
Voir figures suivantes



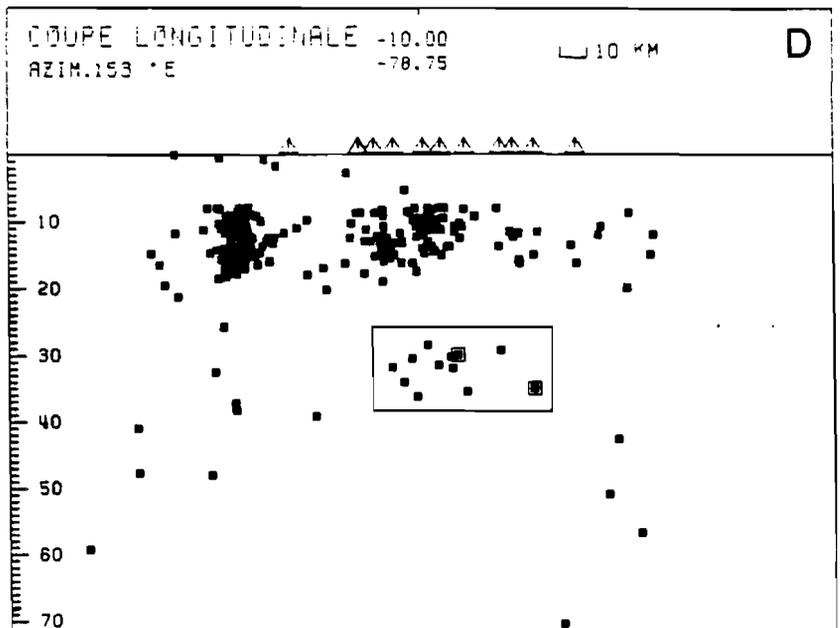
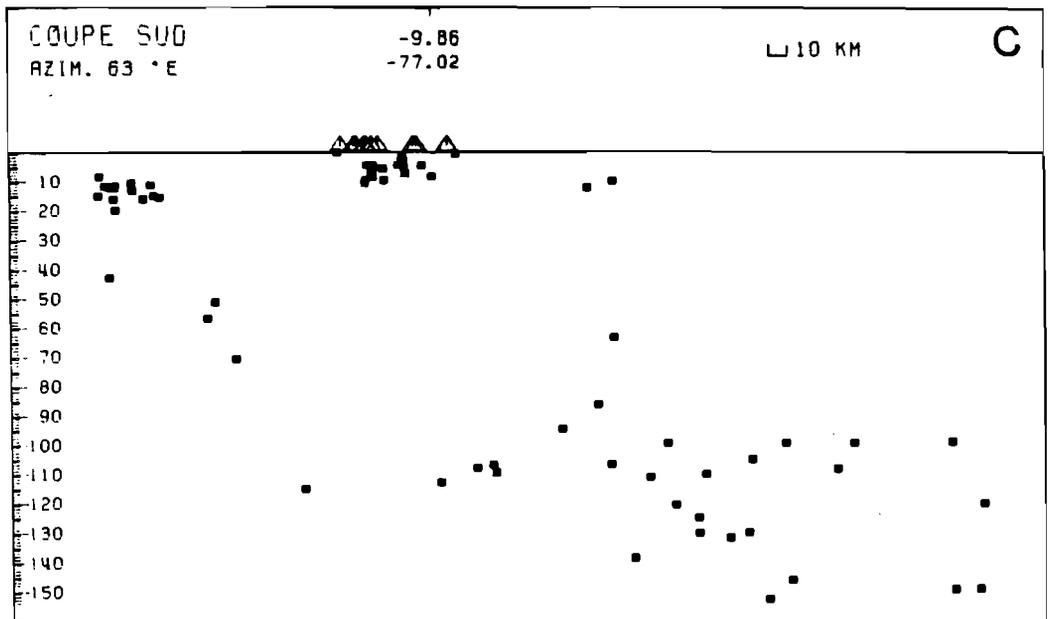
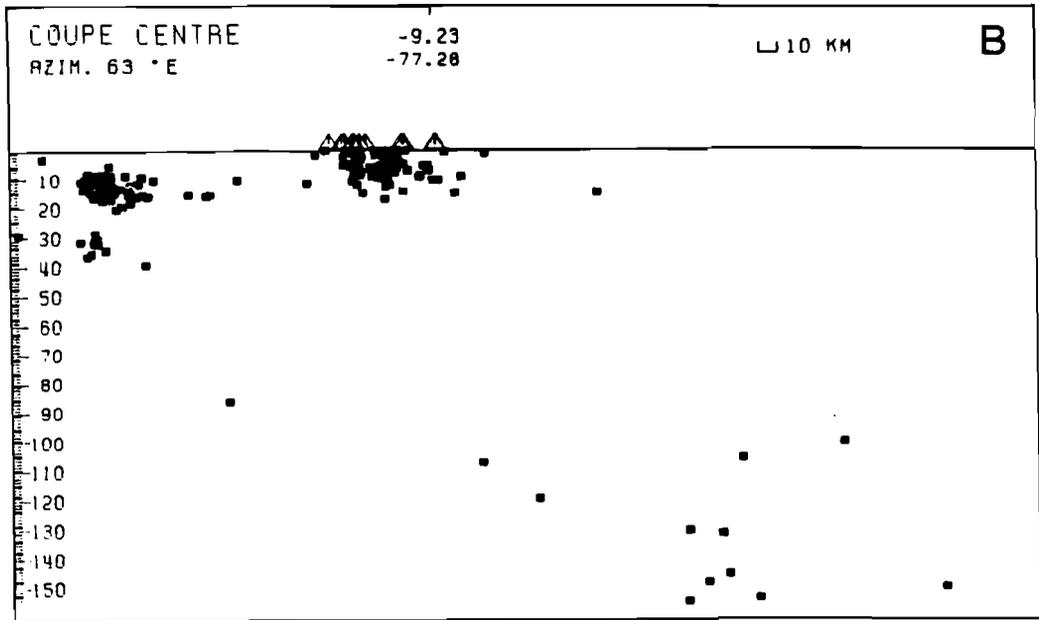
Cartes de la sismicité détectée pendant la campagne de la Cordillère Blanche par tranches de profondeur. A: séismes superficiels (0-70 km); B, C, D, E, F: séismes respectivement compris entre 0 et 20 km, 20 et 50 km, 50 et 80 km, 80 et 110 km, 110 et 160 km. Les tracés représentent la ligne de côte.







Coupes de sismicité perpendiculaires à la fosse (A, B, C) et parallèle à la fosse. La demi-largeur des coupes est d'environ 40 km; elles sont localisées sur la carte jointe. L'exagération verticale est de 1.5 sur les coupes perpendiculaires et de 2.3 sur la coupe longitudinale.



## ANNEXE 2

### Reproduction de 4 sismogrammes

Les figures suivantes reproduisent en réduction (43% environ) 4 sismogrammes obtenus pendant la campagne de la Cordillère Blanche. Les stations d'enregistrement et les périodes de temps correspondantes sont (dans l'ordre de présentation):

\* Feuille n° 1: Station HUT, du 12/10/85 au 14/10/85;

\* Feuille n° 2: Station ISI, du 22/10/85 au 24/10/85;

\* Feuille n° 3: Station SHI, du 29/10/85 au 31/10/85;

\* Feuille n° 4: Station VES, du 02/11/85 au 04/11/85.

Les heures de début et de fin de feuille sont variables suivant l'heure de passage aux sites; elles sont figurées en temps GMT sur les sismogrammes. On peut observer:

- Les marques de temps de l'horloge interne:

1. Chaque trait correspond à une seconde;
2. On distingue 10 colonnes, marquées par les tops de minute: le passage d'une ligne à l'autre correspond donc à 10 mn;
3. Une des colonnes porte les marques d'heure et de demi-journée (tops plus larges).

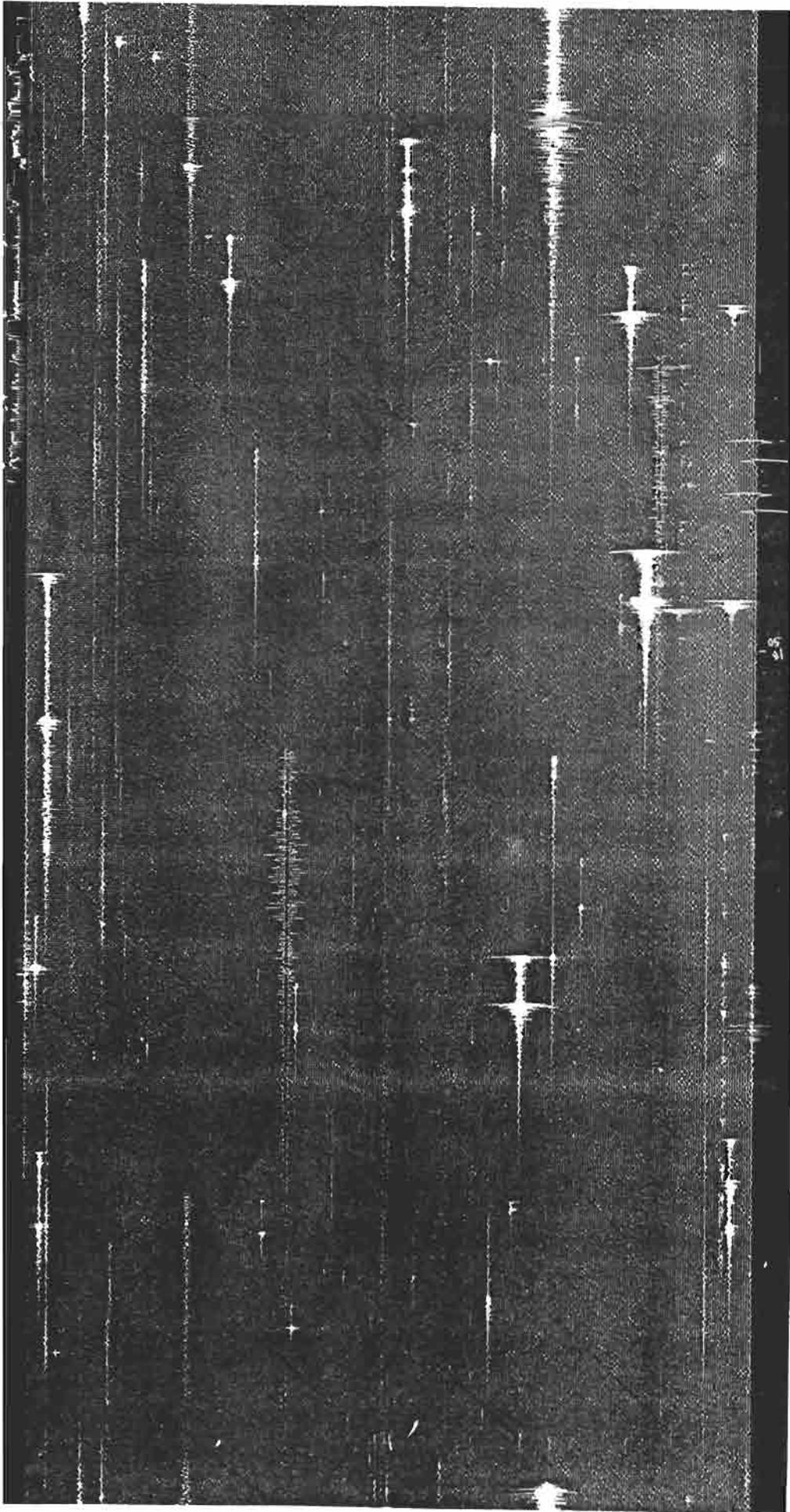
- Les essais de calibration du sismomètre (en début de feuille);

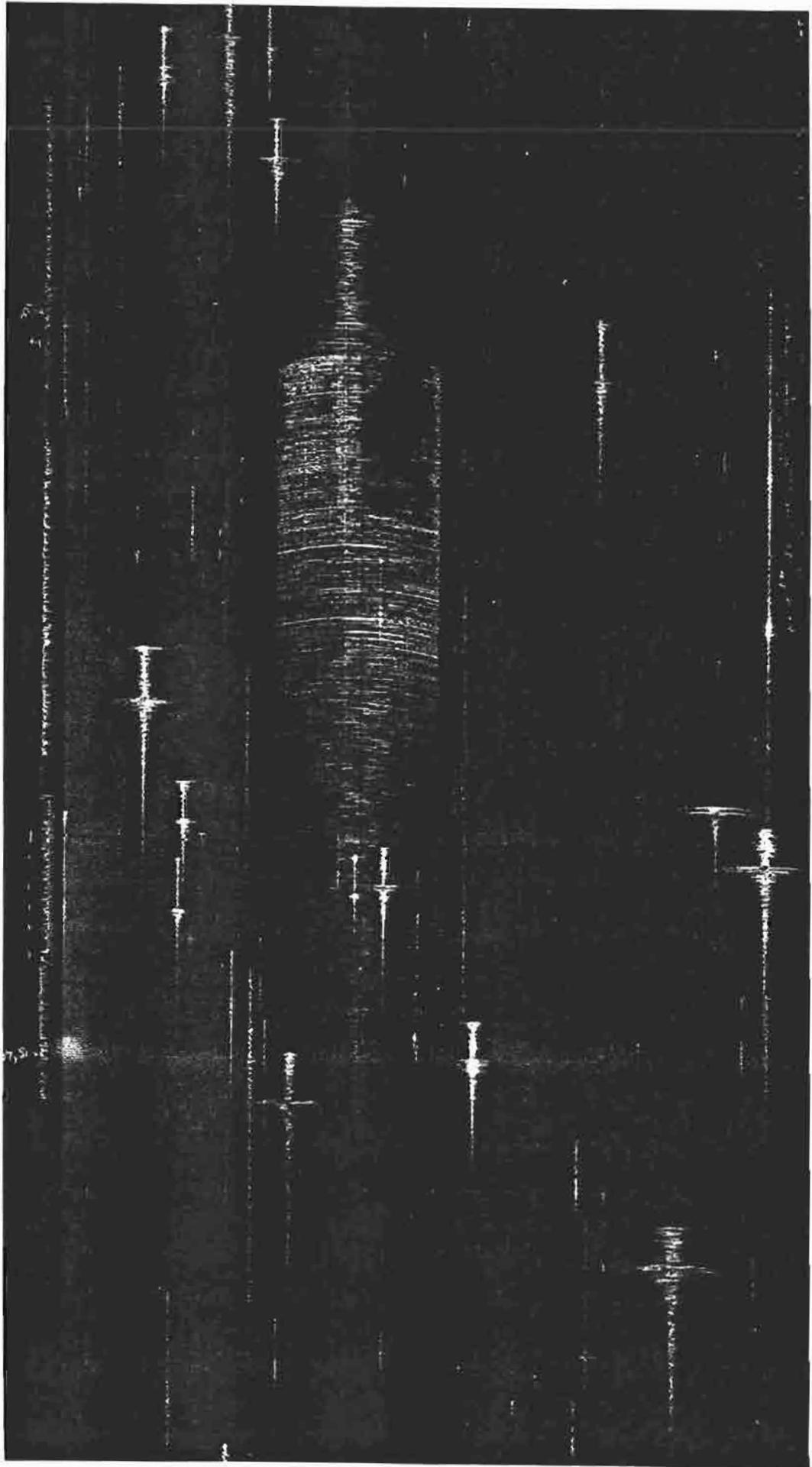
- Les tops de seconde et de minute provenant simultanément de l'horloge interne (vers le haut) et de l'heure radio universelle (vers le bas). Ils sont enregistrés en début ou fin de feuille avec un décalage volontaire de quelques secondes entre eux et servent à la correction de dérive des horloges internes (voir chapitre II);

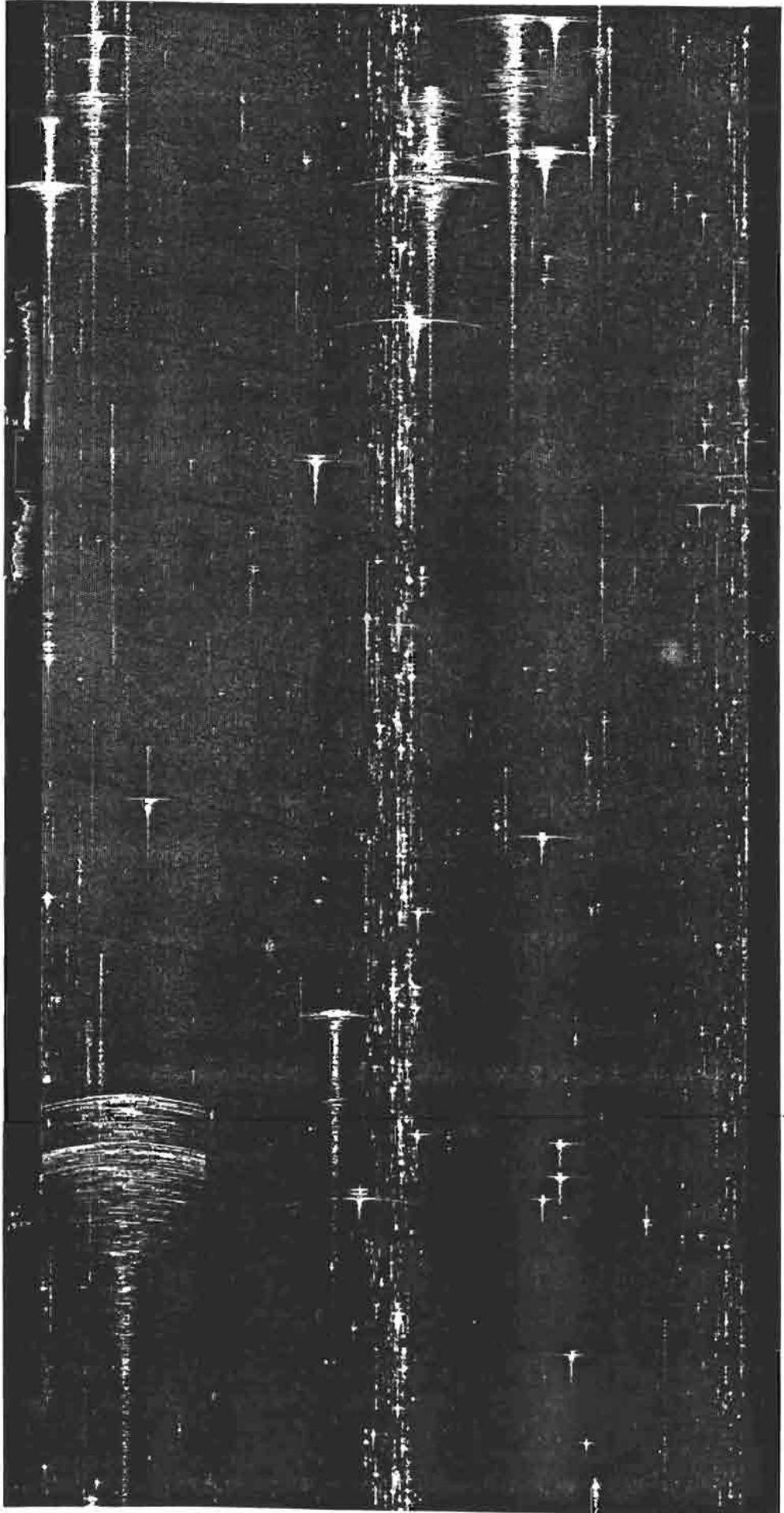
- Les séismes crustaux, à écart S-P réduit (remarquer le grand nombre de petits événements très rapprochés à la station VES, qui ont succédé à la crise sismique du 02/11/85);

- Les séismes de la zone de subduction, à écart S-P plus important (de 15 à 20 s), et qui sont les plus nombreux. Remarquer la saturation du signal pour deux d'entre eux sur les feuilles n° 1 (HUT) et n° 3 (SHI).









ANNEXE 3

SEISMES CRUSTAUX - CLASSE A

MUN	AN	MO	JR	ORIGINE	LATIT	LONGIT	PROF.	RNS	ERN	ERZ	MAG	PHP	PMS
1	05-10-11	046	30.06	-9.641-77.450	6.39	.08	1.10	1.82	1.3	6	4		
2	05-10-12	1341	8.95	-9.200-77.451	13.95	.23	.73	3.85	1.7	8	4		
3	05-10-13	1113	43.36	-9.305-77.648	3.43	.25	.99	4.73	1.7	4	5		
4	05-10-14	727	50.44	-9.257-77.486	5.61	.11	.58	1.02	1.8	10	6		
5	05-10-14	751	32.92	-9.751-77.227	4.50	.15	.78	1.26	1.1	7	4		
6	05-10-14	931	30.96	-9.559-77.334	1.88	.19	.50	1.32	1.7	10	7		
7	05-10-14	1225	36.20	-9.422-77.591	5.50	.06	.71	.59	.5	4	5		
8	05-10-14	1446	8.17	-9.750-77.217	7.20	.13	1.29	1.02	2.3	11	6		
9	05-10-14	1448	35.72	-9.754-77.220	7.22	.11	1.39	1.13	1.2	6	6		
10	05-10-14	2340	47.04	-9.423-77.585	4.40	.04	1.01	1.09	.9	6	6		
11	05-10-15	622	44.02	-9.150-77.517	5.28	.26	.78	1.60	1.2	8	6		
12	05-10-15	848	16.51	-9.291-77.678	5.10	.09	.55	.71	1.7	10	4		
13	05-10-15	1018	15.12	-9.173-77.510	5.40	.29	.81	1.69	1.3	7	6		
14	05-10-15	1821	58.29	-9.234-77.499	3.52	.04	.69	2.81	1.1	5	4		
15	05-10-16	857	4.38	-9.417-77.577	6.08	.04	.77	.87	1.0	6	4		
16	05-10-16	1248	48.04	-9.298-77.659	4.18	.12	.69	1.48	.9	4	5		
17	05-10-17	14	51.34	-9.347-77.485	8.88	.08	.68	2.80	1.1	5	4		
18	05-10-17	247	43.25	-9.117-77.590	5.55	.11	.51	.90	2.7	10	8		
19	05-10-18	343	52.61	-9.236-77.520	5.86	.09	.44	1.04	1.3	5	9		
20	05-10-18	10	5.33	-9.848-77.374	4.78	.20	.88	1.99	.7	6	5		
21	05-10-19	125	35.91	-9.301-77.629	5.39	.09	.63	.95	2.9	10	6		
22	05-10-19	627	47.67	-9.254-77.584	.14	.14	.51	1.11	1.1	5	6		
23	05-10-20	132	52.98	-8.787-77.385	14.96	.25	2.70	3.29	2.2	8	2		
24	05-10-21	2226	57.72	-9.304-77.629	.03	.07	.38	.90	1.4	7	8		
25	05-10-21	635	41.18	-9.460-77.583	7.29	.09	.99	1.05	.9	5	5		
26	05-10-22	1343	40.74	-9.222-77.506	3.02	.11	.65	2.01	1.3	6	6		
27	05-10-22	1352	46.06	-9.220-77.508	4.09	.09	.69	1.64	1.0	6	4		
28	05-10-22	2018	5.38	-9.315-77.635	5.04	.07	.42	.89	1.2	8	7		
29	05-10-22	2020	2.99	-9.313-77.634	7.38	.11	.65	.64	1.4	8	7		
30	05-10-22	2350	33.32	-9.394-77.595	4.49	.10	.64	1.29	.7	6	2		
31	05-10-23	1040	16.96	-9.484-77.437	9.83	.07	.84	3.67	.9	5	5		
32	05-10-23	1045	29.37	-9.493-77.424	5.42	.11	.47	1.18	1.3	8	6		
33	05-10-23	1513	41.70	-9.208-77.560	6.11	.07	.55	.92	1.0	4	7		
34	05-10-23	2342	2.65	-9.154-77.521	4.93	.06	.51	1.77	1.1	6	4		
35	05-10-23	2343	54.42	-9.154-77.523	6.00	.03	.59	3.22	.8	5	4		
36	05-10-24	3	25.94	-9.668-77.484	1.82	.19	3.11	1.78	1.3	4	3		
37	05-10-24	1050	1.95	-9.349-77.460	4.91	.12	.62	4.88	.9	6	4		
38	05-10-24	1310	6.81	-9.284-77.707	6.54	.25	1.03	.77	1.1	7	4		
39	05-10-25	1351	.59	-9.261-77.483	1.29	.10	.75	1.58	1.2	7	4		
40	05-10-26	114	16.10	-9.245-77.688	9.37	.19	.77	1.03	1.1	6	6		
41	05-10-26	9	23.35	-9.394-77.581	8.27	.12	.49	.88	1.8	11	7		
42	05-10-27	435	56.18	-9.134-77.513	7.56	.07	.65	1.04	.6	5	4		
43	05-10-27	1211	48.93	-9.536-77.494	14.67	.20	1.03	4.27	.6	4	5		
44	05-10-27	1611	10.50	-9.250-77.459	.05	.29	.95	2.82	1.8	7	5		
45	05-10-28	4	53.59	-9.225-77.350	9.17	.17	.95	1.18	.9	4	5		
46	05-10-28	1117	29.67	-9.224-77.561	10.63	.10	.74	3.90	1.3	4	2		
47	05-10-29	657	18.50	-9.391-77.530	6.83	.09	1.04	1.43	.3	4	6		
48	05-10-29	2112	53.20	-9.597-77.319	3.03	.24	.64	2.60	1.1	8	6		
49	05-10-29	2349	42.41	-9.777-77.379	7.43	.19	.84	1.05	1.9	10	6		
50	05-10-30	1256	19.96	-9.297-77.442	7.75	.32	.66	1.10	1.1	8	8		
51	05-10-30	1312	34.05	-9.455-77.585	5.27	.08	.72	.94	.8	5	5		
52	05-10-31	241	12.17	-9.254-77.506	.80	.13	.72	1.65	1.2	8	6		
53	05-10-31	947	44.70	-9.316-77.076	9.43	.13	1.16	.74	1.6	11	7		
54	05-10-31	1622	15.66	-9.183-77.572	4.28	.18	.66	1.43	1.1	7	7		
55	05-11-1	0	9.37.49	-9.321-77.534	13.77	.26	1.23	3.83	.6	5	2		
56	05-11-1	531	4.24	-9.350-77.493	9.08	.02	1.39	2.69	.8	4	3		
57	05-11-2	1	6.11.52	-9.224-77.534	5.18	.09	.38	.89	2.2	10	9		
58	05-11-2	119	44.91	-9.219-77.532	5.86	.09	.42	.99	1.9	9	7		
59	05-11-2	122	29.04	-9.222-77.534	4.69	.08	.36	1.80	1.5	9	8		
60	05-11-2	140	8.01	-9.219-77.531	6.26	.10	.45	1.13	3.1	10	6		
61	05-11-2	152	.50	-9.221-77.536	3.46	.10	.42	1.17	1.6	10	5		
62	05-11-2	152	43.46	-9.210-77.533	6.52	.10	.40	.86	1.8	11	8		
63	05-11-2	211	5.14	-9.222-77.530	5.47	.11	.57	1.37	1.4	10	6		
64	05-11-2	344	17.28	-9.222-77.534	5.95	.05	.35	.80	2.7	11	8		
65	05-11-2	4	6.3.96	-9.230-77.525	5.36	.12	.55	1.47	.6	6	5		
66	05-11-2	436	5.96	-9.220-77.533	5.48	.07	.38	.95	1.1	8	8		
67	05-11-2	533	26.29	-9.206-77.550	15.55	.06	.91	2.92	1.2	4	6		
68	05-11-2	12	4.17.81	-9.317-77.253	6.91	.10	4.63	3.76	.7	5	2		
69	05-11-2	1721	8.51	-9.849-77.342	4.85	.13	.72	1.74	1.4	5	2		
70	05-11-2	2258	51.20	-9.658-77.452	7.90	.17	1.13	1.64	1.6	9	6		
71	05-11-2	2352	9.93	-9.658-77.443	9.36	.08	.45	2.31	1.4	6	6		
72	05-11-3	3	0.35.13	-9.220-77.531	5.74	.07	.59	2.51	1.2	5	5		
73	05-11-3	4	0.1.27	-9.219-77.535	5.14	.05	.52	1.54	1.2	5	6		
74	05-11-3	448	39.00	-9.223-77.532	4.78	.05	.51	1.26	1.7	7	6		
75	05-11-3	448	51.98	-9.221-77.533	4.85	.04	.50	1.22	1.1	7	6		
76	05-11-3	521	15.60	-9.180-77.489	5.36	.10	.44	.80	1.5	8	7		
77	05-11-3	558	25.95	-9.309-77.652	4.71	.05	.76	1.77	.7	6	3		
78	05-11-3	559	2.39	-9.220-77.530	4.38	.09	.53	1.88	1.1	6	5		
79	05-11-3	6	2.7.26	-9.225-77.533	2.17	.11	.39	1.60	1.5	9	10		
80	05-11-3	6	6.39.26	-9.227-77.522	4.60	.05	.66	2.90	1.0	5	4		
81	05-11-3	1027	53.48	-9.715-77.603	.00	.04	3.08	1.51	1.0	4	2		
82	05-11-3	1437	20.73	-9.227-77.529	3.86	.07	.65	2.25	1.0	4	5		
83	05-11-3	1438	49.02	-9.207-77.527	6.87	.13	.64	1.88	1.1	5	4		
84	05-11-3	1453	26.75	-9.225-77.532	4.25	.18	.50	1.46	1.5	7	8		
85	05-11-3	2134	31.77	-9.191-77.571	.94	.21	1.35	3.46	2.0	7	6		
86	05-11-4	1222	4.74	-9.224-77.527	5.90	.12	.44	1.04	1.3	7	8		
87	05-11-4	3	12.32	-9.224-77.522	4.88	.06	.70	2.55	1.2	5	3		
88	05-11-5	713	53.53	-9.211-77.539	5.74	.09	.44	1.17	1.1	7	5		
89	05-11-5	13	3.53.25	-9.212-77.550	4.18	.20	.86	2.71	.9	4	4		
90	05-11-5	1357	56.97	-9.158-77.477	4.97	.08	.83	.87	1.1	5	6		
91	05-11-5	1542	29.18	-9.231-77.602	4.73	.37	1.39	3.11	1.1	6	3		
92	05-11-5	1633	52.91	-9.218-77.539	4.65	.10	.41	1.12	1.8	10	7		
93	05-11-5	1634	47.56	-9.218-77.548	.05	.19	.72	1.89	1.6	9	7		
94	05-11-5	1818	51.99	-9.309-77.645	8.43	.16	.78	1.18	1.4	8	6		
95	05-11-6	427	24.09	-9.339-77.267	5.33	.20	1.02	1.87	1.0	6	4		
96	05-11-6	8	2.44.36	-9.684-77.666	9.58	.12	.83	1.96	1.0	5	4		
97	05-11-6	939	31.29	-9.220-77.528	5.83	.06	.59	2.40	.9	5	5		
98	05-11-6	942	50.48	-9.222-77.533	3.48	.17	.47	1.65	1.3	9	9		
99	05-11-6	1018	6.18	-9.220-77.532	4.11	.13	.44	1.16	1.3	8	8		
100	05-11-6	1135	20.55	-9.217-77.532	4.52	.05	.56	3.06	1.0	5	5		
101	05-11-6	1358	38.68	-9.457-77.563	5.70	.15	.51	.74	1.3	8	8		
102	05-11-7	648	6.04	-9.375-77.607									

## SEISMES CRUSTAUX - CLASSE B

NUM	AN	MO	JR	ORIGINE	LATIT	LONGIT	PROF.	RMS	ERN	ERZ	MAG	PMP	PHS
1	85-10-11	2046	27.17	-9.352-78.274	10.05	.15	1.70	35.19	2.4	7	5		
2	85-10-13	319	20.74	-9.056-77.995	9.76	.41	2.92	1.53	1.9	7	6		
3	85-10-14	926	21.84	-9.614-77.403	9.40	.41	.96	7.31	1.3	8	6		
4	85-10-16	6	4 11.81	-9.640-77.313	4.90	.33	1.30	7.88	1.2	5	3		
5	85-10-18	717	6.86	-9.296-77.471	12.06	.13	1.37	7.29	1.1	5	1		
6	85-10-21	753	41.33	-9.156-77.994	11.30	.26	2.21	10.79	1.8	6	5		
7	85-10-21	2257	42.01	-9.306-77.624	2.40	.04	.64	13.27	1.3	5	3		
8	85-10-22	225	4.87	-9.373-77.591	2.22	.00	1.53	22.65	.6	4	4		
9	85-10-24	127	24.99	-9.161-78.247	10.00	.14	1.21	23.17	2.0	7	7		
10	85-10-26	2140	9.53	-9.495-77.074	.55	.18	5.30	33.39	.8	4	1		
11	85-10-28	23	2 57.84	-9.203-77.409	8.92	.80	2.52	3.38	.6	6	3		
12	85-10-28	23	4 14.81	-9.191-77.428	6.78	.51	2.09	1.72	.5	5	2		
13	85-10-31	4	3 40.15	-9.188-78.140	10.01	.34	1.98	34.95	1.9	7	6		
14	85-10-31	450	59.53	-8.179-77.681	10.40	.14	1.66	5.01	3.7	10	5		
15	85-10-31	1343	28.49	-9.249-77.567	.62	.10	2.11	5.51	.7	5	3		
16	85-11- 2	12	3 34.85	-9.322-77.252	5.02	.46	3.18	4.47	.8	5	4		
17	85-11- 2	2156	28.59	-9.729-77.450	10.73	.34	4.29	5.05	.9	5	3		
18	85-11- 3	1120	59.95	-9.443-77.624	.25	.12	3.45	21.69	.5	4	2		
19	85-11- 3	1124	57.29	-9.420-77.647	.09	.01	2.16	93.88	.6	4	3		
20	85-11- 5	1253	9.57	-9.462-77.575	.34	.10	.82	18.63	1.4	6	5		
21	85-11- 5	1341	54.32	-9.576-77.580	2.33	.19	1.84	10.33	.9	4	4		
22	85-11- 6	2	1 34.05	-9.201-78.172	10.29	.27	2.48	45.42	1.9	3	3		
23	85-11- 6	1619	28.34	-9.583-77.426	6.02	.27	.98	10.28	1.1	6	5		
24	85-11- 7	9	8 55.30	-9.334-78.487	10.43	.28	1.56	29.96	2.7	10	9		
25	85-11- 7	1026	49.40	-9.200-78.204	10.02	.24	1.42	25.19	2.4	9	10		
26	85-11- 8	146	56.53	-9.939-78.429	10.01	.34	2.41	55.43	2.7	10	7		
27	85-11- 9	833	20.12	-8.951-77.961	4.97	.50	3.89	2.55	1.4	4	5		
28	85-11- 9	18	8 37.31	-8.700-78.053	12.49	.49	4.03	34.92	2.6	10	6		
29	85-11- 9	1858	9.37	-9.316-77.231	10.45	.23	1.47	2.03	1.1	3	6		
30	85-11-10	811	3.97	-9.286-77.216	10.23	.75	3.78	3.79	.7	3	6		
31	85-11-10	932	11.80	-9.607-77.147	8.43	.00	2.16	3.13	.1	4	0		
32	85-11-11	148	33.34	-9.342-78.476	10.00	.17	1.54	39.79	2.5	8	6		
33	85-11-11	344	26.08	-9.231-77.511	.76	.10	2.51	5.65	.7	5	3		
34	85-11-12	551	2.66	-9.220-77.533	5.34	.04	.85	2.94	.7	3	3		
35	85-11-12	6	2 15.03	-9.214-77.535	7.18	.07	.85	1.20	1.3	3	3		
36	85-11-12	8	1 34.21	-9.174-78.204	10.02	.17	1.44	38.60	1.9	8	6		
37	85-11-13	839	37.59	-8.291-78.134	27.91	.30	7.25	41.12	2.5	5	4		

## SEISMES CRUSTAUX - CLASSE C

NUM	AN	MO	DA	ORIGINE	LATIT	LONGIT	PROF.	RMS	ERN	ERZ	MAG	PMP	PHS
1	85-10-14	1220	51.03	-10.085-78.215	15.10	.51	5.39	59.71	2.7	8	5		
2	85-10-15	1411	23.59	-8.032-77.045	9.69	.29	5.21	99.00	2.8	6	1		
3	85-10-16	1633	2.62	-9.455-78.624	16.25	.24	5.98	54.75	2.9	7	3		
4	85-10-21	849	5.45	-8.727-76.622	14.98	.20	1.60	21.44	2.3	8	8		
5	85-10-23	340	34.26	-9.210-78.480	23.02	.27	2.33	99.00	2.0	6	5		
6	85-10-24	1836	6.37	-9.776-76.198	12.41	.37	3.69	98.93	2.5	8	5		
7	85-10-27	329	.98	-8.035-77.974	4.34	.42	7.85	15.76	2.7	10	6		
8	85-10-27	719	52.54	-7.972-77.931	4.26	.75	42.60	89.34	2.5	6	8		
9	85-10-27	746	9.38	-8.033-78.093	5.00	.84	42.50	89.41	2.4	7	7		
10	85-10-27	850	3.90	-7.975-78.003	5.94	.34	42.51	89.41	2.4	7	9		
11	85-10-27	9	1 2.82	-8.033-77.966	3.44	.71	11.77	24.11	2.5	7	8		
12	85-10-29	532	39.35	-8.013-77.968	6.81	.53	14.00	28.23	2.9	9	9		
13	85-10-29	537	45.34	-7.975-77.944	2.79	.62	10.89	22.35	3.0	8	8		
14	85-10-29	1356	34.54	-8.285-77.735	10.01	.56	3.02	58.70	2.3	7	8		
15	85-10-30	2114	58.71	-9.523-78.451	15.04	.14	1.49	20.99	2.3	5	6		
16	85-10-31	451	.69	-8.249-77.652	9.33	.12	1.55	99.00	3.7	11	5		
17	85-10-31	748	12.89	-8.023-77.945	4.55	.69	13.29	27.41	3.2	11	9		
18	85-10-31	911	2.87	-7.957-77.971	6.10	.55	42.39	89.44	2.9	10	7		
19	85-10-31	913	34.54	-7.974-77.971	4.12	.40	8.45	17.16	3.8	11	6		
20	85-11- 1	155	15.52	-7.979-77.943	5.04	.40	7.94	15.98	3.7	9	7		
21	85-11- 1	714	9.64	-9.342-78.411	15.61	.19	3.15	22.63	2.3	7	6		
22	85-11- 1	1013	48.71	-8.000-77.947	2.22	.60	9.88	20.40	3.1	10	10		
23	85-11- 2	746	19.02	-9.581-78.326	15.87	.26	2.31	22.13	2.0	6	6		
24	85-11- 3	251	26.08	-9.313-76.292	10.19	.36	2.23	37.46	2.7	11	9		
25	85-11- 5	1223	1.78	-9.372-78.412	15.09	.11	1.51	16.93	3.2	9	7		
26	85-11- 7	3	1 37.02	-7.975-77.945	3.84	.40	7.19	14.82	3.4	10	9		
27	85-11- 7	1234	55.49	-9.378-78.558	14.76	.48	5.07	57.31	2.5	8	5		
28	85-11- 8	2012	6.01	-9.648-78.512	14.87	.32	8.11	98.67	2.4	5	3		
29	85-11-10	020	54.30	-8.235-77.896	7.81	.23	21.69	45.57	2.8	10	7		
30	85-11-11	1	8 32.99	-8.435-77.736	11.81	.29	2.26	34.01	2.5	5	7		
31	85-11-11	727	14.21	-8.191-77.976	8.24	.38	3.49	99.00	2.5	7	5		
32	85-11-11	1517	19.08	-9.346-78.463	15.24	.22	2.48	22.92	2.5	8	7		
33	85-11-12	2117	45.94	-9.268-78.706	12.32	.11	5.29	81.93	2.5	5	3		

SEISMES DE LA ZONE DE SUBDUCTION

NUM	AN	MO	DA	ORIGINE	LATIT	LONGIT	PROF.	MWS	ERN	ER2	MAG	MWP	MHS	
1	05-10-12	0	9	35.55	-9.380-79.044	11.17	.22	1.89	2.47	3.5	10	7		
2	05-10-12	013	13.58	-7.797-74.625	160.59	.28	15.18	34.27	6.0	10	1			
3	05-10-12	1	6	15.67	-9.380-78.973	15.11	.29	2.51	1.69	2.6	7	8		
4	05-10-12	3	3	15.15	-10.459-76.584	118.13	.12	4.56	4.98	4.8	9	2		
5	05-10-12	5	0	54.73	-10.067-78.651	13.96	.47	6.27	3.78	2.4	8	3		
6	05-10-12	814	4.08	-9.377-79.083	9.65	.21	1.90	2.26	4.0	10	6			
7	05-10-12	10	0	56.97	-9.344-78.993	10.67	.11	1.80	2.30	2.6	6	6		
8	05-10-12	1220	45.12	-9.334-79.036	15.31	.18	2.37	1.51	2.9	8	6			
9	05-10-12	1447	1.23	-9.411-79.003	11.43	.21	2.27	2.41	2.8	7	5			
10	05-10-12	17	2	40.54	-9.971-78.751	9.87	.20	2.05	99.00	2.3	9	5		
11	05-10-12	2321	42.34	-11.315-75.618	99.03	.26	7.13	21.80	5.2	10	5			
12	05-10-13	424	14.44	-9.283-79.062	8.00	.34	16.66	34.53	2.6	7	7			
13	05-10-13	9	1	25.02	-9.348-79.004	11.50	.24	2.43	3.41	2.6	6	6		
14	05-10-13	1012	33.70	-9.384-79.029	9.11	.27	2.67	99.00	2.4	4	6			
15	05-10-13	1046	12.44	-9.710-78.791	16.43	.18	2.06	2.06	2.5	6	5			
16	05-10-13	1257	17.34	-9.375-79.001	15.28	.32	2.81	2.02	2.7	7	5			
17	05-10-13	1451	28.90	-9.381-79.020	12.04	.31	1.80	1.80	3.5	11	9			
18	05-10-13	1548	58.07	-9.386-78.962	8.54	.16	1.63	99.00	3.3	9	7			
19	05-10-13	1749	54.98	-9.795-78.593	15.63	.20	2.33	3.17	3.9	11	3			
20	05-10-13	2214	50.15	-9.391-78.974	15.98	.19	1.65	1.20	3.4	10	8			
21	05-10-13	23	7	45.02	-10.718-78.307	12.07	.17	1.86	2.02	2.8	9	5		
22	05-10-13	2318	50.02	-9.331-79.014	18.30	.12	3.32	2.99	3.1	8	6			
23	05-10-13	2357	42.79	-10.008-78.722	10.73	.46	3.18	65.56	2.7	10	6			
24	05-10-14	010	59.33	-10.255-75.948	137.63	.64	10.66	13.87	3.9	9	6			
25	05-10-14	215	56.75	-9.944-74.878	133.73	.72	19.78	43.57	4.4	11	4			
26	05-10-14	236	17.74	-9.328-79.009	15.81	.17	1.75	1.47	2.7	6	5			
27	05-10-14	239	26.44	-9.990-78.664	8.19	.40	2.67	99.00	2.7	10	7			
28	05-10-14	319	39.18	-9.825-78.085	86.35	.17	4.24	2.97	3.5	8	5			
29	05-10-14	442	21.99	-9.523-75.321	100.33	.35	8.72	29.82	4.8	10	2			
30	05-10-14	459	21.34	-9.338-76.295	157.55	.17	6.70	10.75	6.0	10	2			
31	05-10-14	547	1.12	-9.493-78.972	16.15	.03	2.99	2.28	2.3	4	2			
32	05-10-14	615	9.55	-9.351-79.012	13.88	.12	1.62	1.93	2.5	6	6			
33	05-10-14	920	.11	-9.433-78.883	13.00	.10	1.96	2.19	2.6	6	3			
34	05-10-14	10	2	38.86	-9.348-79.030	15.85	.26	3.64	2.56	2.5	4	4		
35	05-10-14	1248	16.03	-9.278-78.970	18.49	.18	3.98	3.34	2.5	6	5			
36	05-10-14	1517	38.37	-9.758-78.793	8.82	.19	1.81	99.00	3.4	10	7			
37	05-10-14	1521	29.35	-10.635-78.650	15.00	.50	4.11	4.60	2.8	9	4			
38	05-10-14	1532	5.59	-9.121-79.192	14.85	.45	10.94	7.77	2.7	4	5			
39	05-10-14	1551	12.65	-9.625-78.089	148.57	.06	8.23	6.44	3.6	6	1			
40	05-10-14	2030	48.98	-9.194-79.084	44.89	.07	4.81	1.14	3.0	4	3			
41	05-10-15	111	.01	-9.354-79.012	10.69	.08	1.79	2.74	2.5	7	5			
42	05-10-15	212	53.63	-10.264-78.343	11.52	.25	2.84	70.33	3.4	11	9			
43	05-10-15	310	7.78	-9.347-79.050	18.38	.26	3.35	3.70	2.9	9	7			
44	05-10-15	436	32.47	-9.368-79.037	9.00	.15	3.02	99.00	2.5	5	3			
45	05-10-15	818	28.88	-9.377-78.930	12.05	.15	1.90	2.54	3.0	10	5			
46	05-10-15	945	59.27	-10.413-78.933	29.38	.24	4.76	98.91	2.8	5	3			
47	05-10-15	1213	30.58	-11.504-75.978	101.52	.18	8.45	23.61	3.9	5	1			
48	05-10-15	1355	44.58	-9.061-75.713	130.90	.09	5.20	7.50	4.4	7	4			
49	05-10-15	1525	3.56	-9.390-79.041	10.00	.17	1.83	2.82	3.4	11	6			
50	05-10-15	1858	14.94	-10.211-78.558	14.00	.41	3.38	6.33	2.4	5	6			
51	05-10-15	18	0	45.80	-10.744-78.380	14.99	.21	2.66	1.76	3.5	9	5		
52	05-10-15	1829	19.64	-9.318-79.006	15.71	.13	2.92	3.20	2.5	4	3			
53	05-10-15	1858	14.94	-10.211-78.558	8.01	.26	1.80	99.00	2.9	9	7			
54	05-10-15	2112	37.41	-9.805-78.668	18.98	.26	1.84	1.98	3.1	8	7			
55	05-10-15	2223	13.54	-9.128-79.144	16.54	.16	3.69	3.11	3.0	6	6			
56	05-10-16	442	30.62	-9.342-79.004	17.63	.23	4.33	3.62	2.5	6	6			
57	05-10-16	137	36.69	-9.904-78.684	5.37	.28	15.09	31.98	2.7	10	7			
58	05-10-16	258	57.66	-9.370-78.993	14.92	.25	1.94	1.77	2.9	9	7			
59	05-10-16	519	1.03	-10.110-78.654	10.36	.23	2.16	43.60	2.8	8	7			
60	05-10-16	611	17.77	-9.159-78.692	25.73	.34	2.57	88.62	3.1	6	8			
61	05-10-16	811	5.58	-9.861-79.080	2.74	.37	7.27	16.36	3.0	9	4			
62	05-10-16	826	30.83	-9.307-78.342	85.86	.16	3.79	3.21	3.4	8	4			

NUM	AN	MO	DA	ORIGINE	LATIT	LONGIT	PROF.	MWS	ERN	ER2	MAG	MWP	MHS	
64	05-10-16	843	54.87	-9.327-79.013	16.32	.12	1.89	1.67	2.8	6	6			
65	05-10-16	1212	17.17	-10.184-78.336	15.90	.31	4.24	50.83	2.8	7	5			
66	05-10-16	1236	32.23	-9.346-79.033	14.87	.31	2.11	1.53	2.7	9	9			
67	05-10-16	1336	20.97	-9.421-78.928	16.57	.27	2.40	1.78	3.0	10	7			
68	05-10-16	1349	17.11	-9.306-78.939	15.57	.47	3.50	3.18	2.6	6	7			
69	05-10-16	1531	56.34	-9.832-78.718	10.95	.38	2.66	54.87	2.6	5	8			
70	05-10-16	1758	36.14	-8.798-76.110	153.07	.21	6.64	7.83	3.8	9	2			
71	05-10-16	2042	1.97	-9.244-75.381	147.04	.38	10.47	15.13	3.3	11	4			
72	05-10-16	2050	17.70	-9.346-78.990	14.40	.18	2.09	3.19	2.9	5	6			
73	05-10-16	2130	55.43	-10.018-78.719	11.39	.16	2.25	98.98	2.6	5	5			
74	05-10-16	2348	32.19	-9.378-79.012	10.09	.23	2.17	3.04	2.6	7	7			
75	05-10-17	111	39.94	-9.862-78.688	14.98	.26	2.50	1.94	2.7	5	7			
76	05-10-17	250	47.41	-9.374-78.999	10.43	.19	1.69	2.22	2.7	8	8			
77	05-10-17	323	58.23	-9.398-78.997	14.67	.25	1.79	1.52	2.8	10	9			
78	05-10-17	356	18.05	-9.852-78.684	13.43	.23	2.05	49.07	3.5	11	8			
79	05-10-17	5	2	36.61	-9.960-78.729	16.40	.35	3.52	3.58	2.5	7	3		
80	05-10-17	514	59.02	-9.725-78.662	17.90	.09	2.19	1.40	2.5	7	3			
81	05-10-17	612	46.22	-10.669-78.411	8.76	.31	2.11	99.00	2.8	8	9			
82	05-10-17	914	54.25	-10.113-78.706	10.90	.20	2.66	46.79	2.6	6	5			
83	05-10-17	1146	42.05	-8.428-74.746	121.10	.21	8.73	29.00	9	4				
84	05-10-17	1232	52.38	-9.352-79.000	10.94	.20	1.34	1.75	3.0	8	10			
85	05-10-17	1245	24.33	-10.128-78.633	8.45	.19	2.32	99.00	5	5				
86	05-10-17	1518	7.23	-9.079-79.006	19.54	.17	2.43	2.76	3.7	10	7			
87	05-10-17	1626	21.95	-9.411-79.000	11.92	.19	1.86	1.63	3.1	8	6			
88	05-10-17	1653	29.95	-10.021-78.628	11.36	.51	3.81	98.95	2.5	5	4			
89	05-10-17	1722	14.49	-7.714-76.553	120.06	.06	6.80	13.60	1.7	6	1			
90	05-10-17	1743	51.81	-8.842-75.884	105.81	.37	7.37	14.93	3.5	8	6			
91	05-10-17	2030	46.00	-10.276-78.583	11.63	.26	2.34	98.97	3.0	8	6			
92	05-10-17	2224	53.98	-10.006-78.784	10.91	.23	2.42	38.63	2.6	9	5			
93	05-10-17	2250	29.88	-8.708-78.856	59.34	.40	6.77	42.93	3.6	6	6			
94	05-10-17	2351	34.19	-9.578-78.854	18.04	.13	2.06	1.90	2.5	6	5			
95	05-10-18	024	1.75	-7.693-76.253	131.96	.16	4.98	9.03	4.2	11	5			
96	05-10-18	133	48.99	-9.367-79.014	14.17	.22	2.05	1.60	3.0	7	7			
97	05-10-18	3	7	42.59	-9.486-79.019	13.25	.10	2.14	2.32	2.9	9	3		
98	05-10-18	6	1											

NUM	AN	MO	JR	ORIGINE	LATIT	LONGIT	PROF.	RMS	ERN	ERZ	HAG	PHP	PMS
128	05-10-21	225	18.03	-9.534-78.485	39.26	.16	3.92	16.87	2.5	5	5	5	5
129	05-10-21	272	56.83	-9.688-76.388	94.50	.27	3.84	4.91	3.2	9	4	4	4
130	05-10-21	454	15.97	-9.422-78.918	14.82	.14	2.22	2.82	2.3	6	3	3	3
131	05-10-21	720	32.37	-9.835-78.722	11.67	.15	2.70	90.90	2.3	6	5	5	5
132	05-10-21	836	6.50	-9.422-78.971	12.60	.14	1.52	1.31	2.4	7	7	7	7
133	05-10-21	1811	52.99	-9.378-79.028	10.92	.23	2.32	2.82	2.3	5	6	6	6
134	05-10-21	1844	12.96	-9.985-78.693	12.14	.14	2.61	80.07	2.3	7	6	6	6
135	05-10-21	19	0	4.10-10.075-78.735	31.53	.28	3.56	53.70	2.4	5	6	6	6
136	05-10-21	2247	25.08	-10.091-78.673	31.98	.34	2.78	33.56	3.2	9	9	9	9
137	05-10-22	348	15.94	-9.479-78.961	12.52	.19	5.85	3.06	2.4	4	4	4	4
138	05-10-22	738	14.69	-9.392-79.043	14.35	.20	2.85	1.91	2.5	9	5	5	5
139	05-10-22	8	6	25.73	-9.393-79.015	14.14	.09	1.72	2.90	2.4	5	4	4
140	05-10-22	8	8	49.89	-9.378-78.991	9.51	.12	1.83	99.00	2.2	4	5	5
141	05-10-22	910	27.98	-9.375-78.988	15.22	.26	2.26	1.48	2.4	6	9	9	9
142	05-10-22	1151	45	-9.413-78.978	9.83	.19	2.03	99.00	2.4	7	8	8	8
143	05-10-22	1612	24.42	-9.758-78.785	12.49	.26	2.91	85.16	2.5	7	8	8	8
144	05-10-22	2813	15.92	-9.413-78.888	13.78	.20	2.38	4.58		7	4	4	4
145	05-10-23	159	56.98	-9.405-79.058	13.75	.19	2.08	1.49	3.1	9	8	8	8
146	05-10-23	3	8	11.87	-9.408-78.992	9.32	.19	1.74	99.00	3.0	9	8	8
147	05-10-23	612	26.54	-9.348-78.965	15.71	.15	1.71	1.28	2.5	8	8	8	8
148	05-10-23	639	7.68	-9.323-79.059	8.22	.14	2.26	99.00	2.7	6	4	4	4
149	05-10-23	10	6	18.35	-9.377-78.992	9.62	.17	2.38	99.00	2.4	7	6	6
150	05-10-23	1813	25.82	-9.372-79.045	12.88	.13	1.58	1.31	3.1	10	7	7	7
151	05-10-23	1439	5.08	-9.349-79.013	15.26	.32	3.82	2.29	2.5	6	6	6	6
152	05-10-23	1758	33.39	-9.726-75.775	153.95	.12	5.96	8.44	4.2	9	3	3	3
153	05-10-24	115	7.02	-9.633-78.788	20.28	.11	1.54	1.51	2.5	8	6	6	6
154	05-10-24	326	49.07	-10.157-77.937	70.52	.07	2.88	4.83	2.4	7	6	6	6
155	05-10-24	344	58.78	-9.854-78.998	14.42	.15	2.62	2.01	2.3	5	6	6	6
156	05-10-24	550	27.62	-9.394-79.081	16.48	.12	1.37	1.88	2.9	9	9	9	9
157	05-10-24	11	5	56.83	-9.382-79.027	14.27	.34	3.71	2.62	2.5	7	5	5
158	05-10-24	1327	49.58	-10.081-78.667	30.35	.30	2.68	37.79	2.5	7	8	8	8
159	05-10-24	21	7	55.61	-9.327-79.015	10.28	.19	2.25	4.68	2.6	6	6	6
160	05-10-25	436	49.10	-9.992-78.761	36.45	.32	3.53	29.96	2.5	7	6	6	6
161	05-10-25	518	4.46	-9.498-78.939	13.23	.15	1.62	2.09	2.4	6	5	5	5
162	05-10-25	6	6	12.04	-9.885-78.756	31.98	.32	2.75	31.61	3.4	10	9	9
163	05-10-25	737	56.17	-9.321-75.992	189.50	.10	4.52	13.94	3.5	8	6	6	6
164	05-10-25	850	58.01	-10.148-78.829	113.81	.20	4.08	1.95	3.6	11	4	4	4
165	05-10-25	951	58	-9.410-78.988	8.03	.38	2.51	99.00	2.4	7	9	9	9
166	05-10-25	1823	33.33	-10.184-78.668	30.88	.22	3.81	53.79	4.7	9	3	3	3
167	05-10-25	2852	30.38	-9.384-79.033	16.07	.23	2.81	1.64	2.4	7	8	8	8
168	05-10-25	2233	54.76	-9.377-78.998	12.83	.20	1.64	1.79	3.2	8	8	8	8
169	05-10-25	2345	57.41	-9.367-79.026	9.62	.07	1.65	2.44	2.3	5	4	4	4
170	05-10-26	4	8	22.96	-10.410-78.366	13.51	.26	3.13	5.27	2.3	7	3	3
171	05-10-26	452	45.63	-9.391-78.998	11.34	.09	1.72	2.22	2.2	5	6	6	6
172	05-10-26	819	29.19	-9.376-79.015	11.52	.07	1.58	1.87	2.6	6	6	6	6
173	05-10-26	852	1.18	-9.377-79.039	8.06	.09	1.95	99.00	2.4	7	3	3	3
174	05-10-26	938	9.20	-9.329-79.036	10.41	.18	1.88	2.49	2.3	6	5	5	5
175	05-10-26	944	30.99	-8.661-74.799	99.89	.19	7.98	35.33	3.7	8	3	3	3
176	05-10-26	2227	4.21	-9.366-78.982	8.38	.21	1.88	99.00	2.5	7	9	9	9
177	05-10-27	220	51.11	-9.388-78.967	15.73	.18	1.68	1.59	2.5	7	4	4	4
178	05-10-27	258	10.37	-10.328-77.474	115.09	.20	3.60	1.92	3.2	8	5	5	5
179	05-10-27	818	12.23	-9.384-78.983	11.00	.18	1.60	1.96	2.7	9	8	8	8
180	05-10-27	6	5	42.22	-9.338-79.086	10.27	.16	2.41	2.88	2.3	6	4	4
181	05-10-27	634	19.12	-9.722-76.748	109.87	.47	5.43	2.98	3.9	9	7	7	7
182	05-10-27	944	16.60	-10.875-78.588	12.66	.32	2.84	68.74	3.1	10	7	7	7
183	05-10-27	1027	14.96	-9.392-79.032	14.70	.15	1.65	1.39	2.7	8	6	6	6
184	05-10-27	1238	12.82	-9.388-79.044	32.57	.38	3.58	42.97	2.9	8	9	9	9
185	05-10-27	1335	52.66	-9.408-78.974	11.96	.16	1.68	2.14	2.7	9	6	6	6
186	05-10-27	1518	52.83	-9.414-79.026	9.44	.11	1.98	99.00	2.3	5	4	4	4
187	05-10-27	1923	58.35	-9.334-79.023	10.52	.18	1.68	1.75	2.5	7	5	5	5
188	05-10-27	1945	42.19	-9.377-78.988	17.82	.14	1.72	1.48	2.8	7	6	6	6
189	05-10-27	2318	55.76	-10.098-78.726	13.98	.21	1.53	1.71	2.6	6	8	8	8
190	05-10-27	2322	22.57	-9.995-78.782	14.92	.34	2.43	3.72	2.5	6	6	6	6
191	05-10-28	317	.02	-9.382-78.982	10.98	.19	1.46	1.71	2.4	7	9	9	9

NUM	AN	MO	JR	ORIGINE	LATIT	LONGIT	PROF.	RMS	ERN	ERZ	HAG	PHP	PMS
192	05-10-28	816	38.61	-9.377-78.988	12.03	.18	1.32	1.54	2.6	8	9	9	9
193	05-10-28	957	26.68	-9.917-78.498	8.57	.11	1.70	99.00	2.5	6	6	6	6
194	05-10-28	18	6	28.49	-9.366-79.007	37.46	.37	3.14	1.85	2.8	8	8	8
195	05-10-28	2810	22.55	-9.361-79.023	9.67	.11	1.63	2.56	2.3	5	4	4	4
196	05-10-28	2111	35.34	-10.098-74.823	99.31	.29	7.78	32.05	4.1	9	6	6	6
197	05-10-29	819	27.43	-9.118-76.758	119.04	.21	4.45	2.61	3.2	10	3	3	3
198	05-10-29	211	58.01	-9.753-78.667	12.99	.22	3.09	71.06	2.4	6	6	6	6
199	05-10-29	410	26.09	-7.983-76.274	100.70	.29	12.38	27.87	3.2	6	3	3	3
200	05-10-29	428	9.21	-9.329-79.049	15.77	.17	2.28	2.79	2.4	4	5	5	5
201	05-10-29	458	26.13	-10.014-78.661	14.49	.39	2.89	4.41	2.4	6	6	6	6
202	05-10-29	9	8	57.43	-9.367-79.025	11.55	.10	1.48	1.67	2.6	8	8	8
203	05-10-29	1148	28.13	-9.364-79.038	10.42	.10	1.72	2.43	2.8	7	5	5	5
204	05-10-29	1558	24.78	-9.846-78.788	13.85	.18	1.42	1.91	2.6	10	8	8	8
205	05-10-29	1813	39.51	-9.782-78.878	18.38	.25	2.44	12.09	2.5	9	5	5	5
206	05-10-29	1918	54.81	-9.424-79.017	13.14	.21	2.71	3.58	2.6	7	3	3	3
207	05-10-29	2829	33.81	-9.748-78.648	12.24	.18	1.84	49.79	3.3	11	9	9	9
208	05-10-29	22	0	34.58	-9.358-78.973	12.43	.32	2.85	3.01	2.8	7	9	9
209	05-10-30	242	16.74	-9.779-78.661	8.88	.17	1.47	99.00	3.6	11	8	8	8
210	05-10-30	721	33.38	-9.338-79.086	9.25	.21	2.21	99.00	2.7	6	8	8	8
211	05-10-30	745	56.78	-9.573-79.179	.95	.19	24.66	51.89	3.4	10	5	5	5
212	05-10-30	911	48.69	-9.824-78.781	13.57	.09	1.76	41.26	2.7	7	7	7	7
213	05-10-30	923	26.85	-9.755-78.758	8.75	.32	2.89	99.00	2.5	9	10	10	10
214	05-10-30	16	1	34.11	-9.755-76.882	186.92	.32	6.93	8.63	3.3	5	5	5
215	05-10-30	1628	53.85	-9.764-78.654	15.31	.11	1.88	2.68	3.1	9	4	4	4
216	05-10-30	2828	41.18	-9.821-78.717	14.88	.15	1.63	2.51	2.5	6	5	5	5
217	05-10-30	2857	35.89	-7.338-75.742	99.78	.23	10.85	43.32	4.2	7	3	3	3
218	05-10-30	2229	43.42	-9.881-78.651	12.84	.28	1.96	55.07	2.9	11	7	7	7
219	05-10-30	2231	42.21	-6.554-76.162	99.91	.57	14.58	73.58	4.6	11	7	7	7
220	05-10-31	0	6	21.93	-10.338-78.581	35.06	.46	3.72	35.13	4.9	11	5	5
221	05-10-31	829	46.78	-9.958-78.655	11.97								



**ANNEXE 4****Les 36 solutions focales déterminées et leurs paramètres****(mécanismes au foyer simples de la Cordillère Blanche)**

\* Les projections sont faites sur le diagramme de Schmidt, hémisphère inférieure.

\* Dans les encadrés de chaque mécanisme au foyer, figurent de haut en bas et de gauche à droite:

- Jour, mois, année et heure du séisme;

- Magnitude de durée M;

- Latitude et longitude en degrés;

- Profondeur en km;

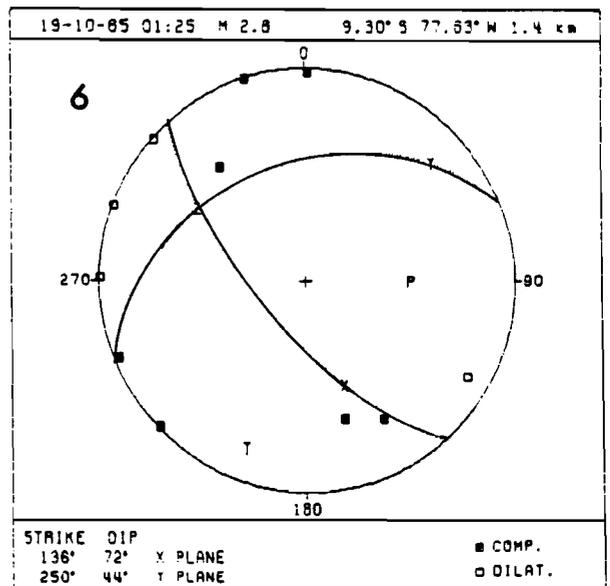
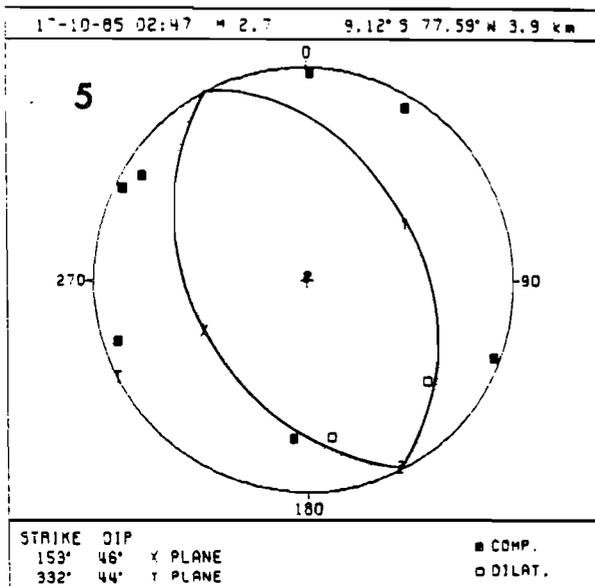
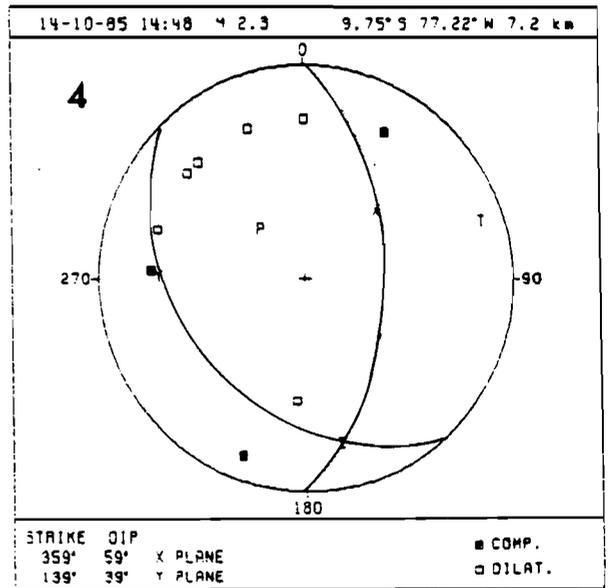
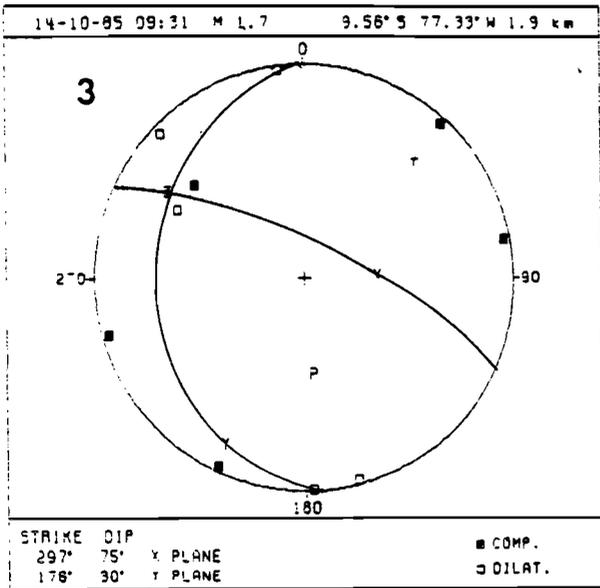
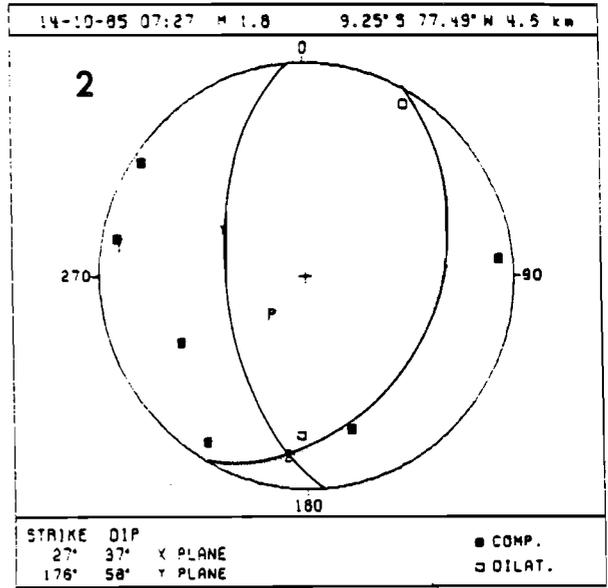
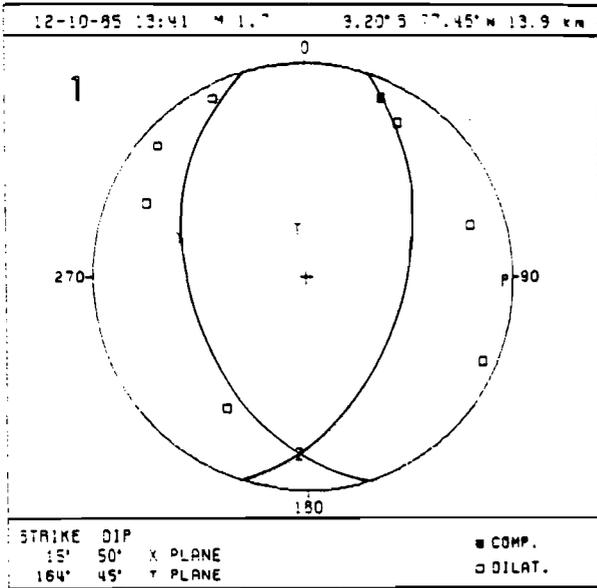
- Références des deux plans nodaux:

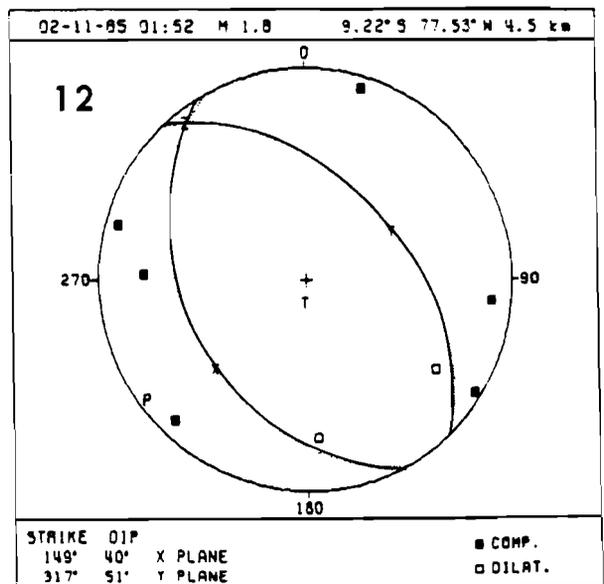
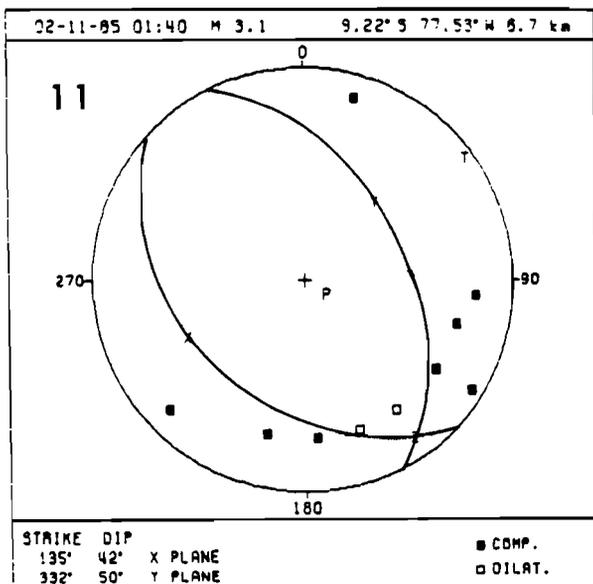
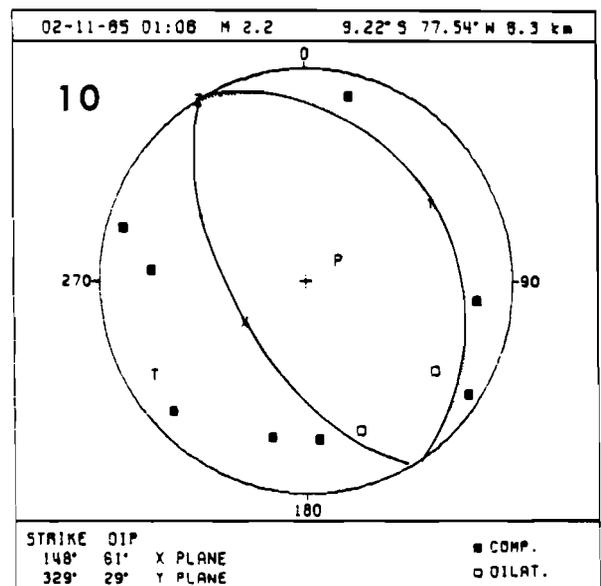
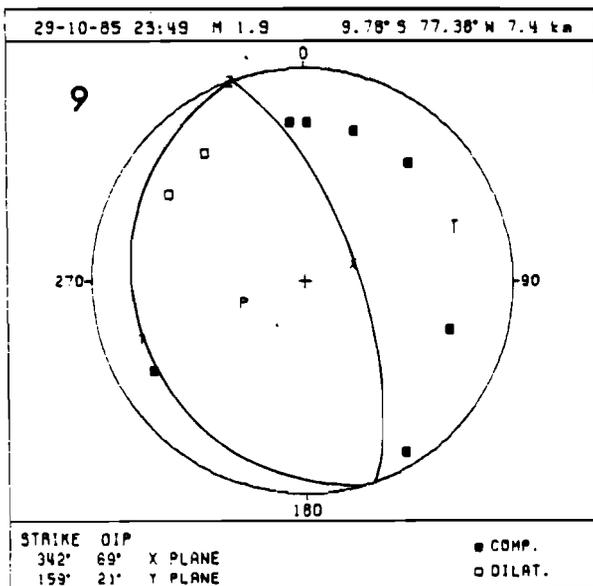
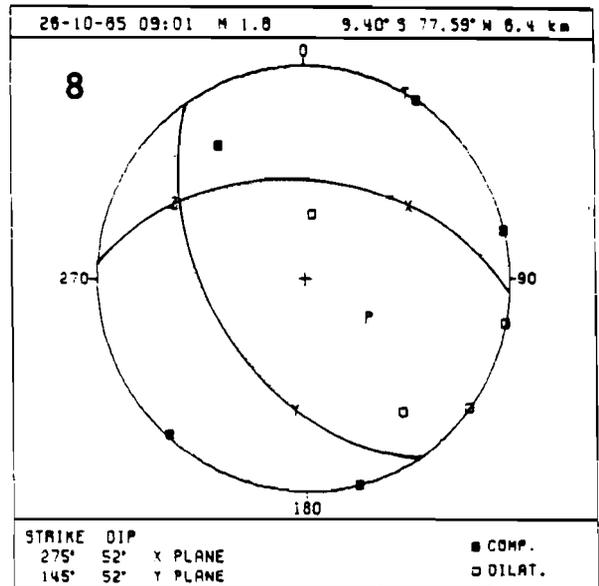
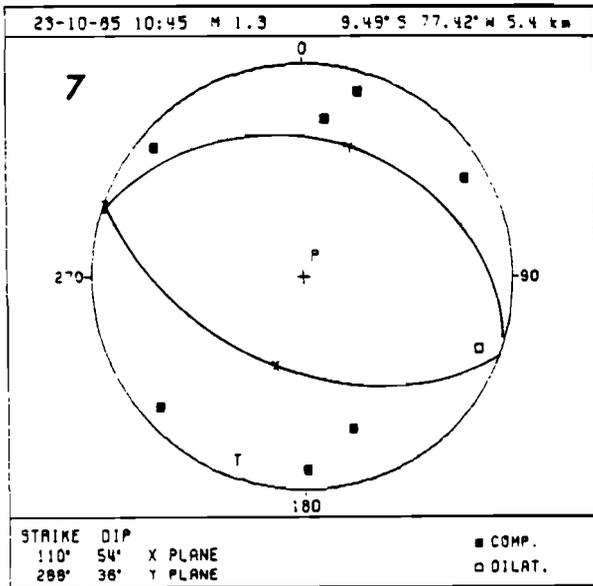
+ Azimut (strike) en degrés Est;

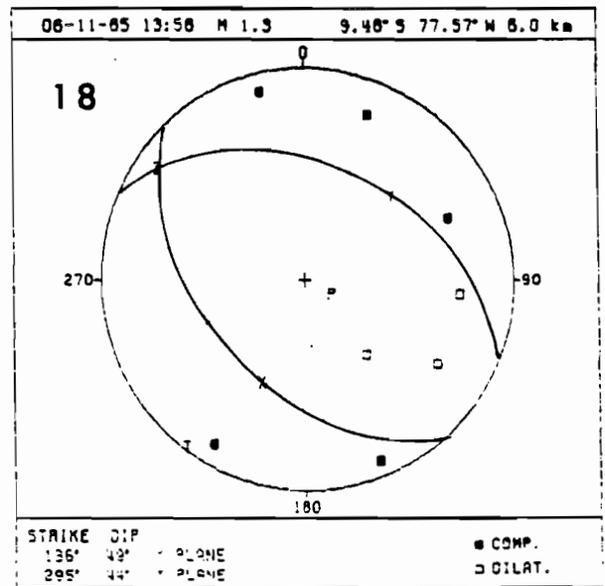
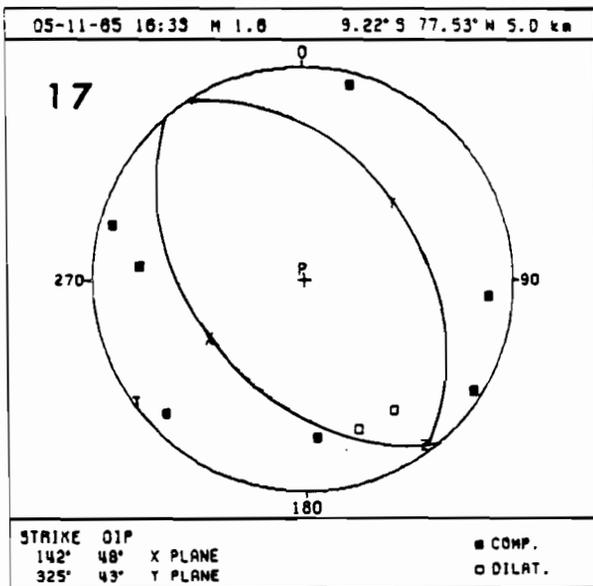
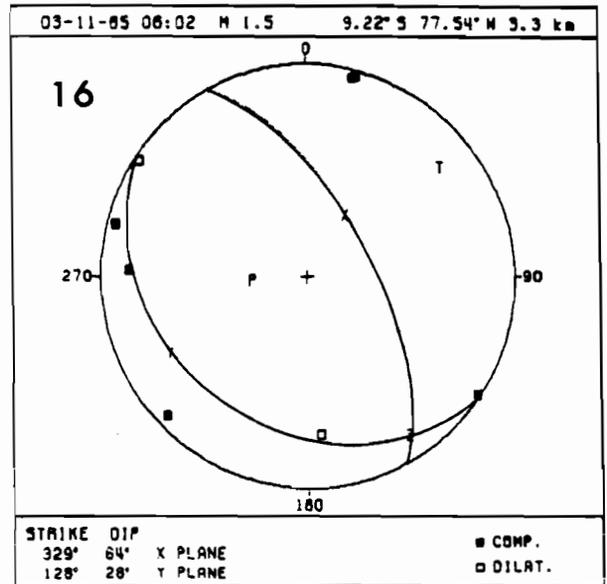
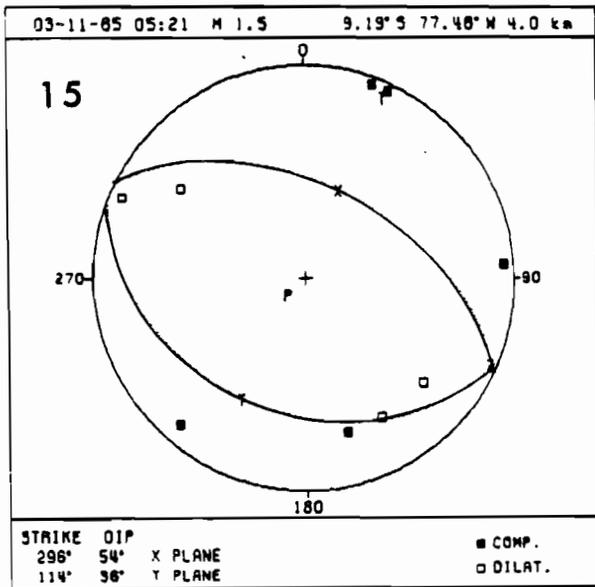
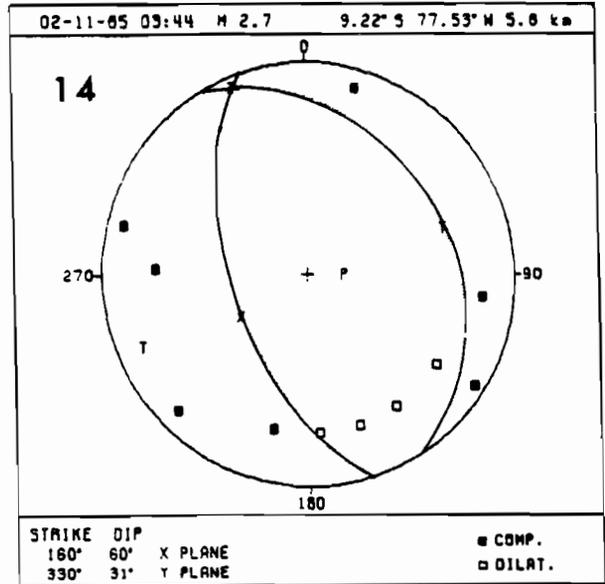
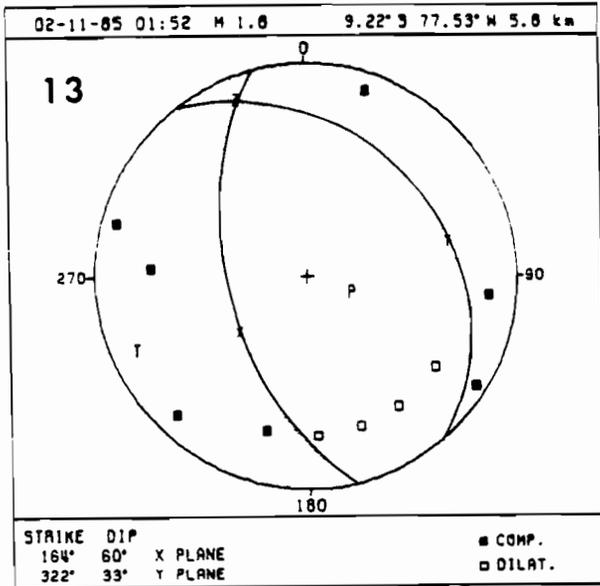
+ Pendage (dip) en degrés.

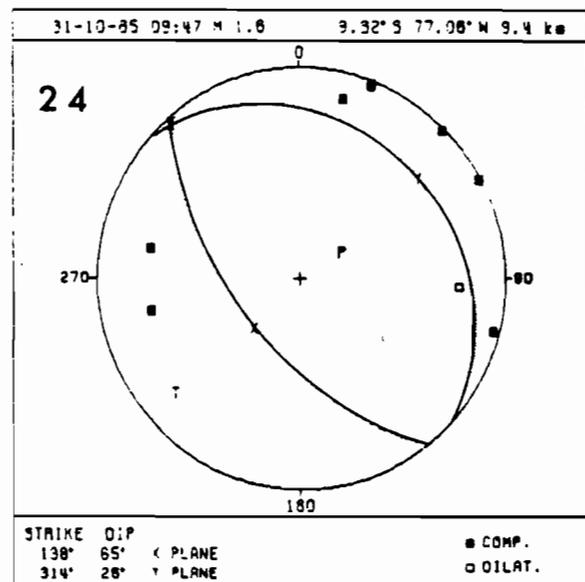
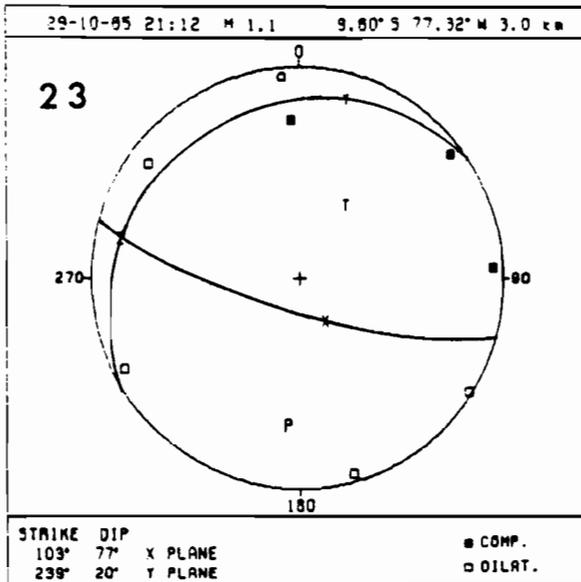
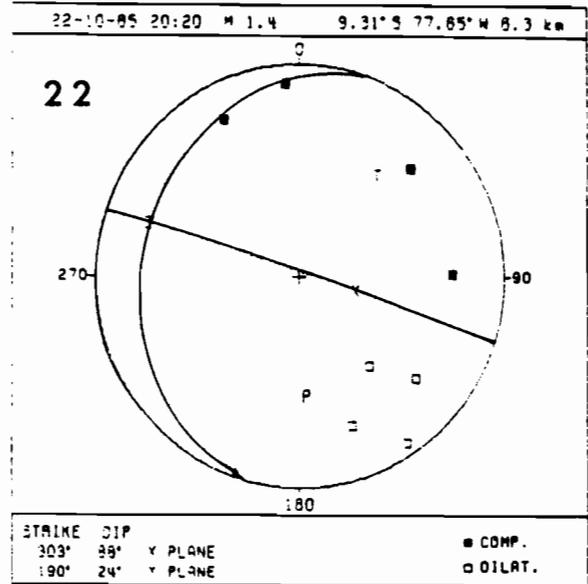
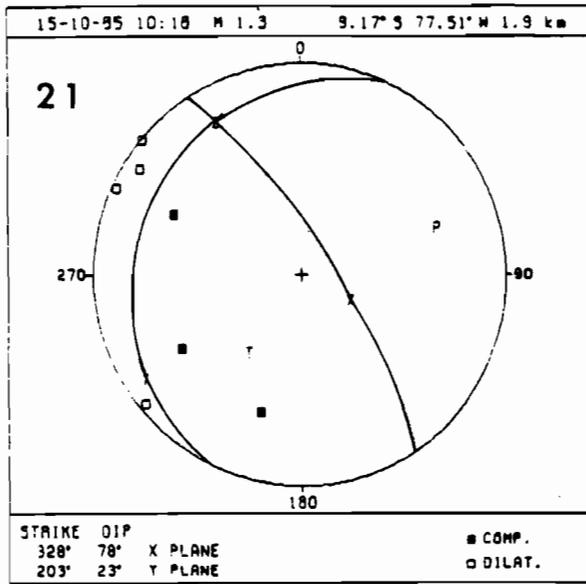
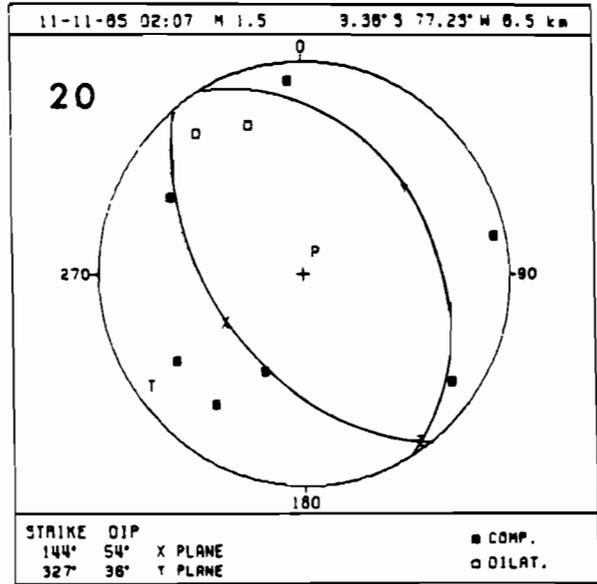
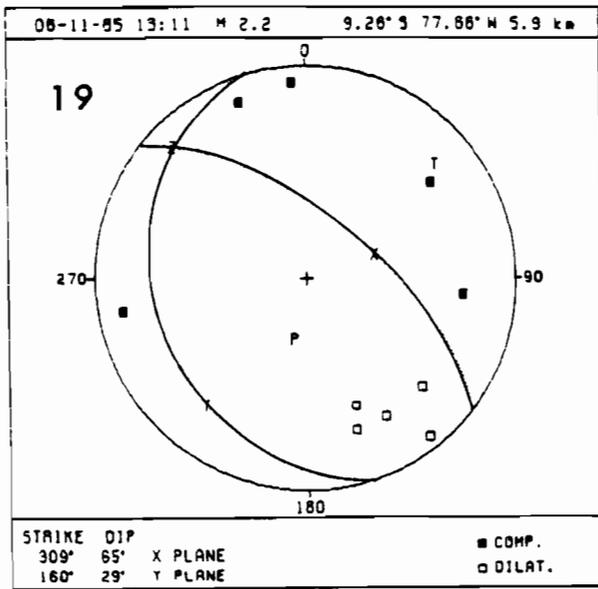
\* Les numéros 1 à 20 correspondent aux mécanismes les mieux déterminés, classés par ordre d'apparition;

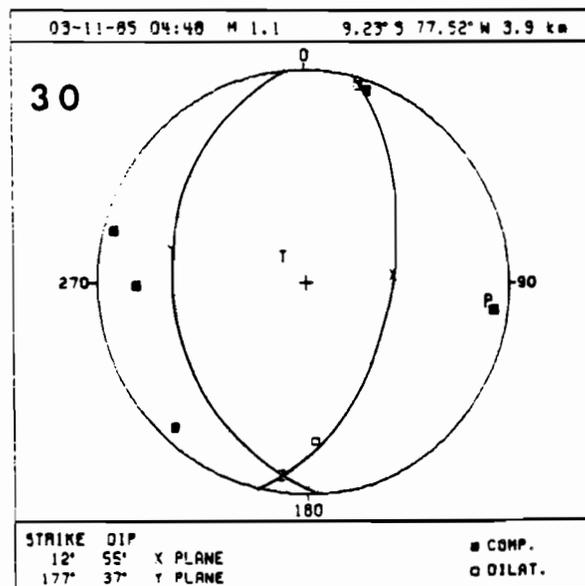
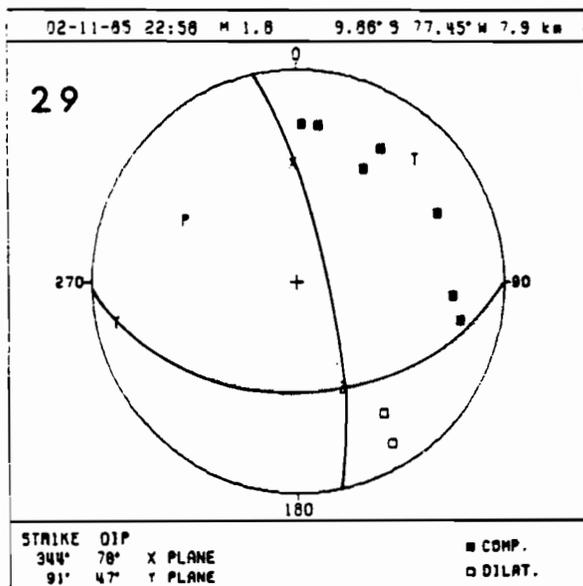
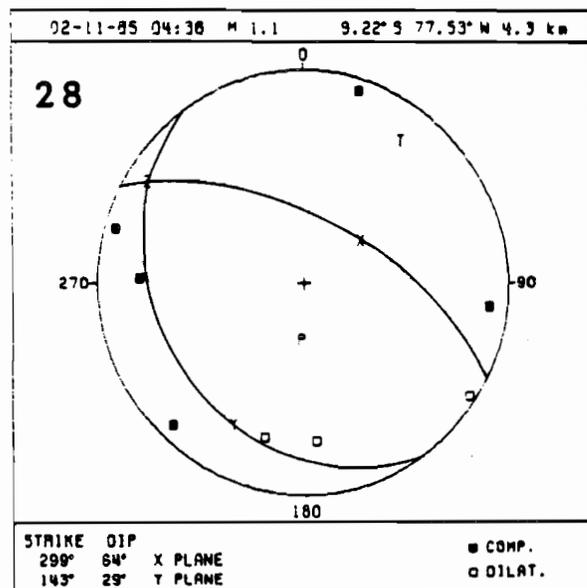
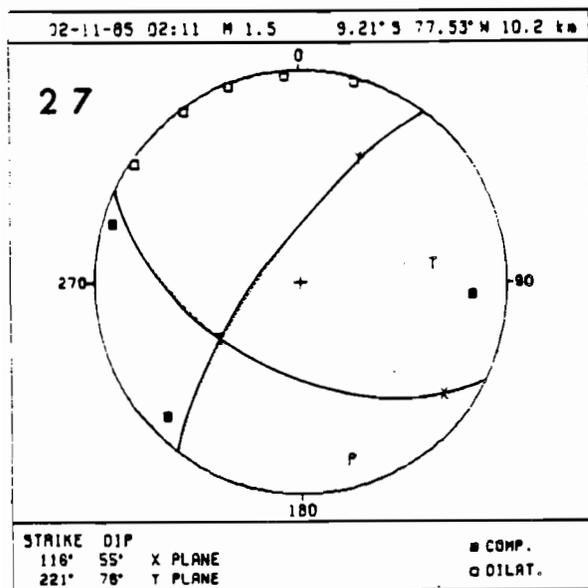
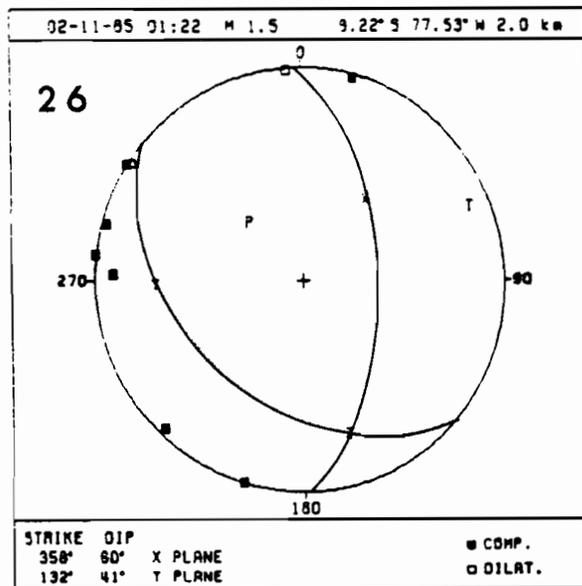
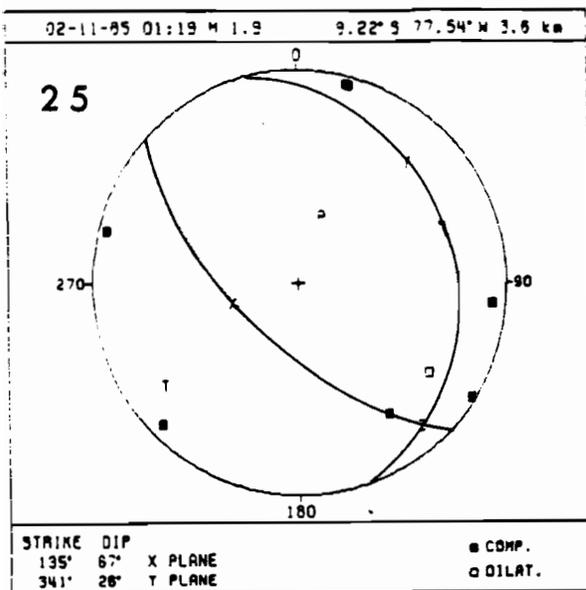
\* Les numéros 21 à 36 correspondent aux mécanismes moins bien contraints, classés de la même façon.

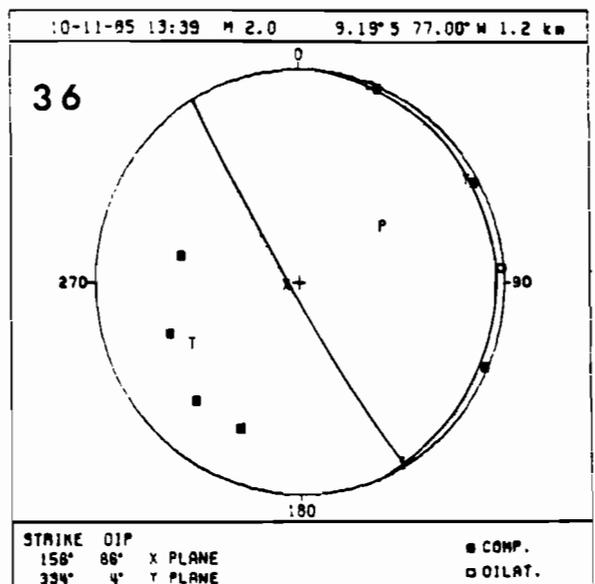
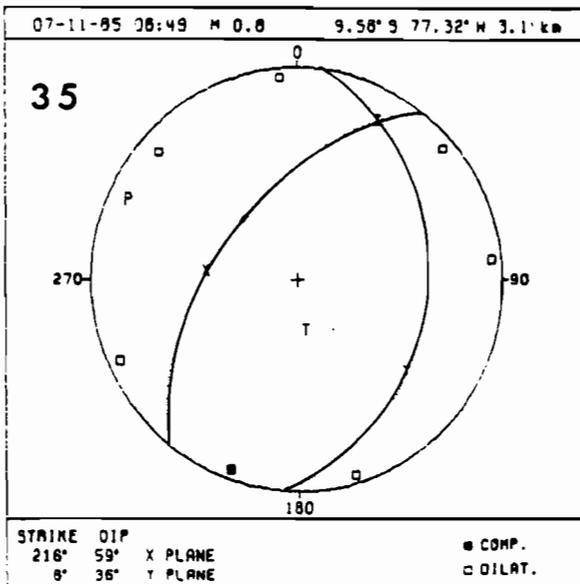
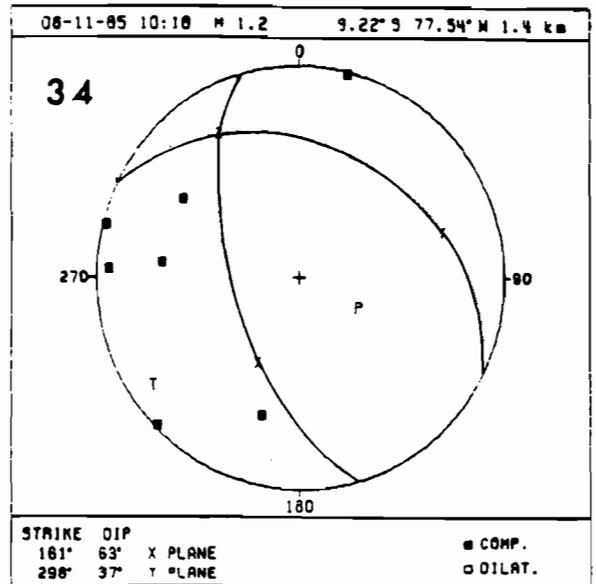
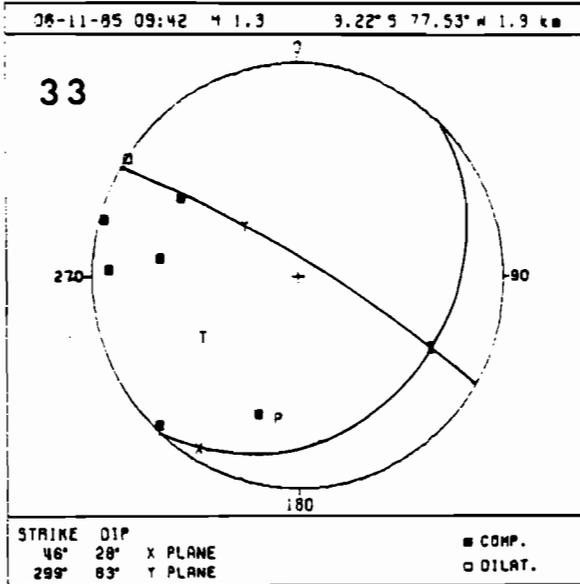
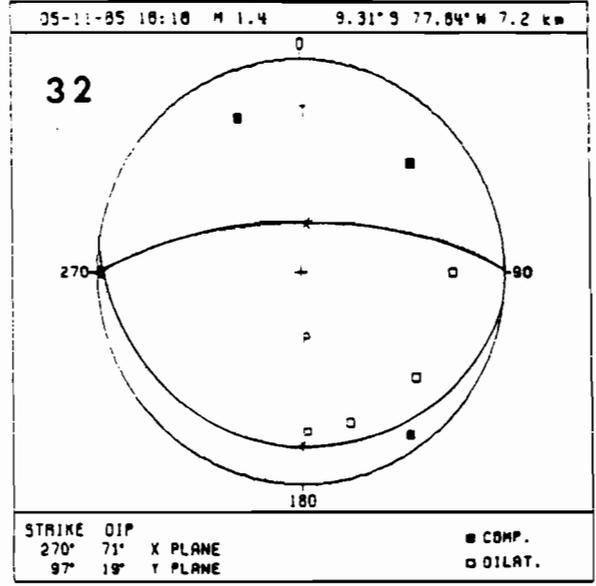
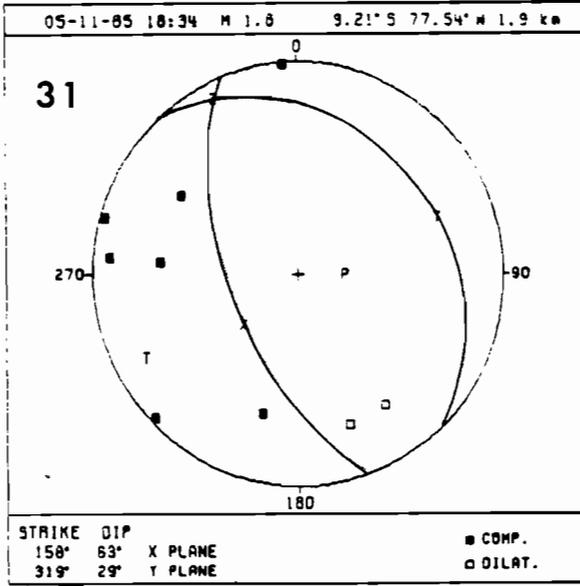












## RESUME

L'activité sismique dans la haute chaîne andine et sur ses bordures est analysée à partir de données de microsismicité provenant du Pérou central (de 8°S à 12°S).

L'étude faite dans la **Cordillère Blanche**, chaîne étroite et élevée de 200 km de long située au coeur de la Cordillère Occidentale, montre une **activité très superficielle** (0-15 km) se répartissant en **deux groupes** principaux allongés dans la direction des structures, sur 40 km environ: le premier est en rapport avec la **faille normale majeure** bordant le batholite à l'Ouest; le second est situé à la **verticale des hauts sommets** et montre une importante **déformation interne** au batholite. Les polarités des ondes P relevées aux 11 stations du réseau permettent de caractériser un régime de contraintes **extensif** qui s'exerce dans une direction presque **perpendiculaire** aux structures. Ce résultat, associé à l'**ampleur des mouvements verticaux** (4.5 km en 7 M.A.) peut s'expliquer par la présence d'une **haute topographie très allongée** qui subit un réajustement isostatique, en rapport avec son âge très jeune.

Cette extension est comparée aux **régimes compressifs** relevés dans la Cordillère Orientale (**Huaytapallana**) et sur le **versant amazonien** des Andes où l'activité sismique est **intense** et affecte une épaisseur de croûte de **35 km**. L'ensemble de ces déformations **intra-plaque** est replacé dans le contexte de subduction de la lithosphère océanique Nazca sous l'Amérique du Sud où 400 séismes localisés essentiellement au début du contact des deux plaques révèlent un fonctionnement en **essaims sismiques denses**.

---

**MOTS-CLES:** Sismotectonique, Pérou, faille active, mécanisme au foyer, Andes centrales, subduction, tenseur des contraintes.