

Évolution géodynamique plio-quadernaire du bassin intra-cordillérain du Callejon de Huaylas et de la Cordillère Blanche, Pérou

Didier BONNOT⁽¹⁾, Michel SÉBRIER⁽¹⁾, Jacques MERCIER⁽¹⁾

Résumé : Le bassin du Callejon de Huaylas est situé au pied de la Cordillère Blanche, le plus haut chaînon de la Cordillère Occidentale des Andes du Pérou central. Pendant le Pliocène, ce bassin intra-cordillérain est fortement subsident, avec un taux compris entre 0,6 et 0,9 mm par an. Il est remblayé par une série détritico continentale, la formation Lloclla, dont la partie supérieure témoigne de l'existence de glaciations pliocènes. L'analyse des déformations cassantes et ductiles sur les failles bordières, ainsi que les déformations syn-sédimentaires montrent que cette subsidence est contrôlée par une tectonique en extension caractérisée par un axe σ_3 orienté NE-SW puis E-W. Les rejets verticaux pliocènes sur les failles bordières sont de l'ordre de 3 500 m ce qui, compte tenu de leur pendage, correspond à un allongement du bassin de l'ordre de 40 %. La fin de la subsidence est marquée par des déformations compressives de faible ampleur qui sont datées du Quaternaire ancien. L'analyse structurale montre deux épisodes successifs de raccourcissement, le premier à peu près E-W et le second approximativement N-S. Postérieurement à ces déformations compressives et jusqu'à aujourd'hui, une tectonique en extension s'exerce principalement sur le système de failles normales qui limite le bassin du Callejon de Huaylas de la Cordillère Blanche. L'analyse structurale montre que cette tectonique est due à une extension de direction N-S. Celle-ci est responsable des énormes escarpements de faille qui bordent le versant SW de la Cordillère Blanche et qui sont soulignés à leur base par des scarplets dont la hauteur varie entre 2 et 40 m. Le rejet vertical quaternaire de ces failles est d'environ 1 000 m. Il semble en partie dû à des séismes dont la récurrence serait de l'ordre de 1 500 ans. L'évolution géodynamique plio-pléistocène de ce bassin intra-cordillérain est caractérisée par des états de contraintes qui résultent de l'interaction entre les forces liées à la convergence et les forces liées à la haute topographie compensée. Au Pliocène ces dernières dominent et l'extension est à peu près orthogonale à la direction des Andes ; le taux de convergence devait donc être plus faible qu'aujourd'hui. Au contraire, les déformations compressives de Quaternaire ancien peuvent s'expliquer par une prédominance des forces appliquées au contact entre les plaques Nazca et Amérique du Sud, c'est-à-dire à un taux de convergence élevé. L'extension N-S quaternaire et actuelle représente un cas intermédiaire entre les deux situations précédentes.

Mots-clés : Tectonique cassante - Sismotectonique - Néotectonique - Pliocène - Quaternaire - Andes Centrales - Pérou central - Failles normales.

Abstract : Plio-Pleistocene geodynamic evolution of the intra-cordilleran Basin of Callejon de Huaylas and Cordillera Blanca, Peru. The Callejon de Huaylas basin is located at the foot of the Cordillera Blanca. This intra-cordilleran basin was strongly subsiding during Pliocene, rate ranging between 0.6 and 0.9 mm/year. It has been filled by the continental clastic deposits of the Lloclla Formation whose upper part shows evidence for Pliocene glaciations. The analysis of brittle and ductile deformations seen on the basin-boundary faults as well as the syn-sedimentary deforma-

(1) UA 730 CNRS, Laboratoire de Géologie dynamique interne, Bat 509, Université Paris Sud, 91405 Orsay cedex.

tions show that the subsidence was coeval with a NE-SW then E-W trending extensional tectonics. Pliocene vertical offset on the boundary normal faults is of the order of 3 500 m corresponding thus to roughly 40 % of lengthening. Subsidence ending was characterized by early Quaternary compressional deformations of small magnitude. Structural analysis shows two successive shortening pulses : E-W and N-S trending respectively. After these compressional deformations and up to present-day N-S trending extension is acting, mainly on the normal fault system that limits the basin from the Cordillera Blanca, producing the huge SW scarp of this Cordillera which is outlined by 2 to 40 m high scarplets. Quaternary vertical offset is of the order of 1 000 m and seems to be chiefly caused by earthquakes whose recurrence intervals are of the order of 1 500 years. The Plio-Pleistocene geodynamic evolution of this intra-cordilleran basin is characterized by states of stress resulting from the interaction between the forces due to the convergence and to the high-compensated topography. These last ones prevail during Pliocene and the extension is roughly orthogonal to the Andean strike : convergence rate should be lower than present-day one. Conversely, early Quaternary compressional deformation might be due to a predominancy of boundary forces located at the contact between the Nazca and South-American plates (i.e., to a higher convergence rate). Quaternary N-S trending extension corresponds to an intermediate case between the two above-mentioned situations.

Key words : Brittle Tectonics - Seismotectonics - Neotectonics - Pliocene - Quaternary - Central Andes - Central Peru - Normal Faults.

Resumen : Evolución geodinámica durante el Plio-Cuaternario de la cuenca intra-cordillerana del Callejón de Huayles y de la Cordillera Blanca. La cuenca del Callejón de Huaylas está ubicada al pie de la Cordillera Blanca. Durante el Plioceno, esta cuenca fué muy subsidente, con un promedio entre 0,6 y 0,9 mm/año, siendo rellenada por depósitos continentales detríticos de la Formación Lloclla cuya parte superior muestra la existencia de glaciaciones pliocenas. El análisis de las deformaciones dúctiles y frágiles sobre las fallas de borde, y de las deformaciones sin-sedimentarias muestra que dicha subsidencia es controlada por una tectónica en extensión de dirección NE-SW a E-W. Los rechazos verticales pliocenos sobre las fallas de borde son del orden de 3 500 m lo que corresponde a un alargamiento de la cuenca del orden de 40 %. La finalización de la subsidencia en el Cuaternario antiguo está marcada por pequeñas deformaciones compresivas que corresponden a dos episodios sucesivos de acortamiento : E-W y N-S. Posterior a dichas deformaciones compresivas y hasta el actual una tectónica en extensión N-S actúa mayormente sobre el sistema de fallas normales que limita la cuenca del Callejón de Huaylas de la Cordillera Blanca. Esta extensión N-S produce la alta escarpa SW de la Cordillera Blanca que está bordeada por escarpitas de 2 a 40 m de alturas. El rechazo vertical cuaternario es del orden de 1 000 m y parece estar asociado esencialmente a sismos cuya recurrencia es del orden de 1 500 m. La evolución geodinámica plio-pleistocena de esta región está caracterizada por estados de esfuerzos resultando de la interacción entre las fuerzas ligadas a la convergencia y las ligadas a la alta topografía compensada. En el Plioceno estas últimas predominan y la extensión es perpendicular a la dirección andina ; la velocidad de convergencia debía estar más baja que hoy. Por lo contrario las deformaciones compresivas del Cuaternario antiguo pueden explicarse por la predominancia de las fuerzas aplicadas al contacto entre las placas Nazca y Sudamericana. La extensión cuaternaria N-S representa un caso intermedio entre las dos situaciones precedentes.

Palabras claves : Tectónica - Sismotectónica - Neotectónica - Plioceno - Cuaternario - Andes Centrales - Perú central - Fallas normales.

INTRODUCTION

La Cordillère Blanche du Pérou est, avec la Cordillère Royale de Bolivie, la chaîne englacée la plus haute de la zone tropicale. Son bord SW, très escarpé, est bordé par un impressionnant système de failles normales qui recourent clairement la topographie actuelle (WILSON *et al.*, 1967 ; DALMAYRAC, 1974 ; YONEKURA, 1979 ; BONNOT, 1984 ; BONNOT et SÉBRIER, 1985) ; cependant, aucun séisme historique ou instrumental n'est connu pour avoir produit des ruptures de surface. Cette région du Pérou central est subdivisée, d'ouest en est, en trois ensembles parallèles : la Cordillère Noire, le Bassin du Callejón de Huaylas et

la Cordillère Blanche. Elle appartient à la Cordillère Occidentale, c'est-à-dire à la partie ouest du haut plateau andin où était localisée l'arc magmatique oligo-miocène. Ce haut plateau du Pérou central est situé actuellement au-dessus d'une zone de subduction sub-horizontale (STAUDER, 1975 ; BARAZANGI et ISACKS, 1976 ; SUAREZ *et al.*, 1986) et est caractérisée par l'absence d'activité volcanique depuis le début du Pliocène. La Cordillère Blanche a servi d'exemple tant pour affirmer que le soulèvement des Andes était essentiellement quaternaire (MATTAUER *in* AUBOUIN *et al.*, 1973 ; DALMAYRAC, 1980) que pour illustrer les modèles d'extension gravitaire selon lesquels la direction d'extension devrait être orthogonale aux hauts

reliefs (DALMAYRAC et MOLNAR, 1981 ; SUAREZ *et al.* 1983). Cependant des interprétations à compression dominante ont également été proposées (MÉGARD et PHILIP, 1976 ; SOULAS, 1978). En fait nos récentes études de terrains, basées essentiellement sur la cartographie, la sédimentologie et l'analyse structurale montrent que le soulèvement de cette région est essentiellement néogène et que l'activité quaternaire et actuelle du célèbre système de faille est du à une extension proche de N-S, c'est-à-dire oblique par rapport à la direction de la chaîne andine, approximativement NNW-SSE dans le Pérou central.

LE BASSIN INTRA-CORDILLERAIN DU CALLEJON DE HUAYLAS

Le Callejon de Huaylas (fig. 1) est une dépression intra-cordillère coincée entre la Cordillère Blanche à l'est, principalement constituée par un massif batholitique daté vers 9 Ma (STEWART *et al.* 1974 ; COBBING *et al.* 1981) et la Cordillère Noire à l'ouest. Il est rempli dans sa partie nord, principalement par le tuf ignimbritique Yungay qui peut atteindre 800 m d'épaisseur. Celui-ci affleure dans une paléo-vallée orientée NW-SE, creusée au pied de la Cordillère Blanche dans les terrains sédimentaires du Jurassique supérieur — Crétacé supérieur et dans la formation volcanique Calipuy, datée entre 54 et 15 Ma (COBBING *et al.* 1981). Cette formation affleure principalement en Cordillère Noire, mais aussi en Cordillère Blanche, ainsi qu'à l'Est de celle-ci. Ceci suggère que lors de son dépôt, le Callejon de Huaylas n'existait pas encore. L'emboîtement du Tuf Yungay indiquerait donc le début du contrôle structural du bassin, et le début de la surrection du massif, grâce au fonctionnement du système de failles de la Cordillère Blanche. Ce tuf a été daté entre 7,8 et 6,4 millions d'années (FARRAR *et al.* 1976 ; COBBING *et al.* 1981). Un nouvel échantillonnage de sa partie supérieure a donné un âge de 5,4 millions d'années (BONNOT, 1984).

Dans la partie sud du bassin (fig. 2 et 3), on retrouve interstratifié vers la base d'une formation épaisse d'environ 2 000 m, un niveau volcanique tufacé de 20 m d'épaisseur, qui a pu être daté à 5,4 et 4,65 Ma (BONNOT, 1984). Cette intercalation représente probablement l'extension vers le Sud du Tuf Yungay. L'épaisse formation, que nous appellerons Formation Lloclla, se subdivise en deux membres distincts concordants (fig. 4).

Le membre inférieur, qui atteint 650 m d'épaisseur, montre des dépôts fluvio-torrentiels organisés en une succession de séquences du 3^e ordre, grano et strato-décroissantes. Les bases des séquences sont conglomératiques et fluvio-torrentielles. Vers leurs sommets on passe à des faciès palustres à lacustres, avec des argiles noires, des marnes à plantes et des calcaires argileux à gastéropodes. On note des faciès

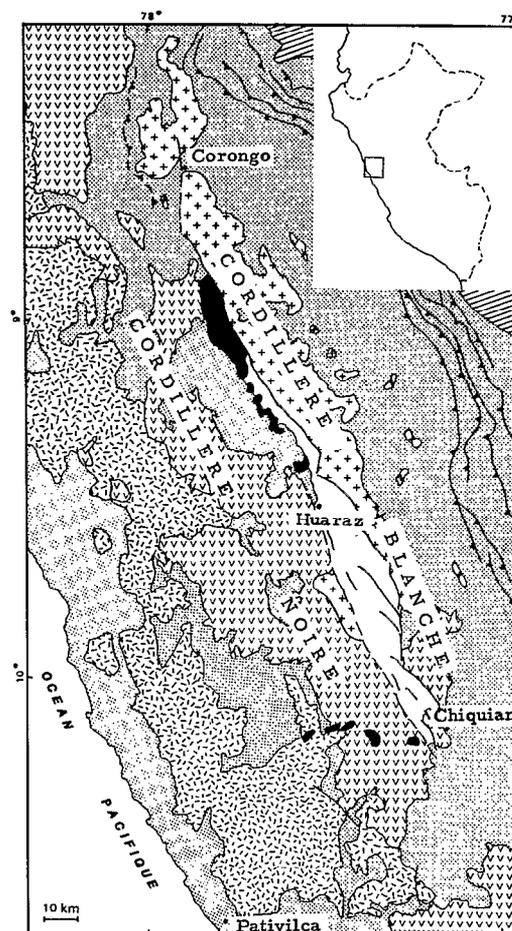


Fig. 1. — Carte géologique simplifiée de la région de la Cordillère Blanche. *Simplified geological map of the Cordillera Blanca region*

1. Dépôts plio-quaternaires du bassin du Rio Santa 2. Tuf Yungay et ignimbrites Fortaleza Miocène term - Pliocène inf. ; 3. Batholite de la Cordillère Blanche Miocène sup. ; 4. Formation volcanique Calipuy Oligo-Miocène ; 5. Batholite de la côte Crétacé-Paléogène ; 6. Dépôts sédimentaires et volcanique Mésozoïque ; 7. Terrains précambriens et paléozoïques.

1. Mio-Pliocène volcanic tuffs ; 2. Plio-Quaternary deposits of the Callejon de Huaylas basin ; 3. Miocene Batholith of the Cordillera Blanca ; 4. Oligo-Miocene volcanics ; 5. Cretaceous-Paleogene Coastal Batholith ; 6. Mesozoic volcanic and sedimentary rocks ; 7. Precambrian and Paleozoic rocks.

à évaporites avec des argiles à cristaux de gypse, et des indices d'émersions. Dans l'ensemble la sédimentation est très chenalisée, avec bases de séquences érosives et figures de charge, qui attestent de la soudaineté des décharges conglomératiques. L'orientation des chenaux et l'imbrication des galets indiquent des apports venant principalement de la Cordillère Blanche. La succession des séquences du membre inférieur montre un contexte d'instabilité

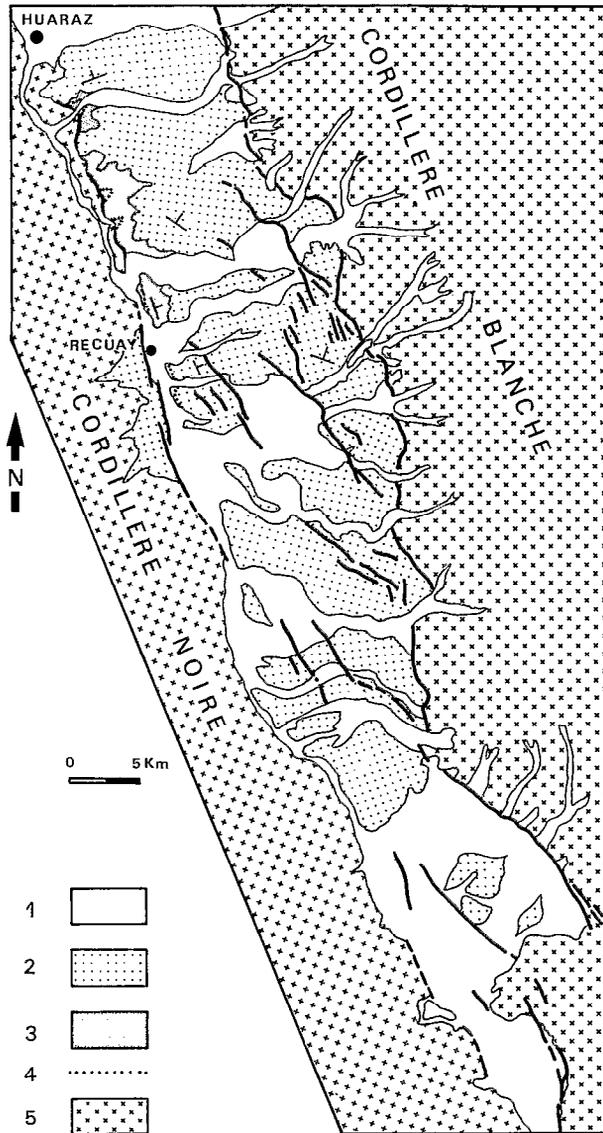


Fig. 2. — Carte géologique simplifiée du bassin du Callejon de Huaylas — Cordillère Blanca sud. *Simplified geological map of the southern part of the Callejon de Huaylas basin-Cordillera Blanca*

1 Dépôts quaternaires 2 Formation pliocène Lloclla membre sup. 3 Formation pliocène Lloclla membre inf 4 Intercalation volcanique 5 Substratum antépliocène indifférencié

1 Quaternary deposits 2 Upper member of the Pliocene Lloclla Formation 3 Lower member of the Pliocene Lloclla Formation 4 Volcanic intercalation of the lower member 5 Pre-pliocene substratum

tectonique. Celle-ci provoque la subsidence saccadée du bassin, où surviennent de brusques changements de milieux de sédimentation en relation avec la surrection de ses marges. Les faciès fins démontrent la tendance endoréique du bassin dont la topogra-

phie, sans cesse bouleversée par la tectonique, ne permettait probablement pas un drainage longitudinal efficace.

Le membre supérieur prograde sur le membre inférieur. Il est formé par l'empilement de mégaséquence de cônes fluvio-glaciaires essentiellement conglomératiques. Dans les parties basales des mégaséquences, il est fréquent d'observer des coulées boueuses de type « debris flow » de quelques mètres d'épaisseur. Toutes ces coulées, de même que la plupart des niveaux conglomératiques, possédant des galets à stries glaciaires. Le dépôt du membre supérieur de la Formation Lloclla est donc contemporain d'épisodes glaciaires, qui affectent la Cordillère Blanca déjà en surrection. Ce soulèvement peut être suivi par l'évolution verticale de la composition des galets dans l'ensemble de la formation. Vers sa base, on observe ainsi des galets exclusivement issus de la Formation Calipuy, puis, tandis que leur proportion diminue, celle des éléments arrachés aux roches sédimentaires mésozoïques augmente. Enfin vers le sommet de la formation, de nombreux galets provenant du batholite de la Cordillère Blanca apparaissent. Quelques horizons d'altération interstratifiés dans le membre supérieur, montrent son caractère polycyclique. Les apex des cônes fluvio-glaciaires ne sont pas conservés sur le compartiment de la Cordillère Blanca : la surrection de ce bloc se poursuivant au Quaternaire et à l'Actuel, ils ont été érodés. Cependant, certains faciès de till, à blocs métriques visibles dans le bassin même, suggèrent qu'on était proche de ces apex et des moraines. Par contre, sur le compartiment de la Cordillère Noire, dont la surrection par rapport au bassin s'achève au Quaternaire ancien, des apex de cônes anciens sont encore visibles (fig. 2). Les coupes effectuées dans ces cônes montrent des dépôts identiques à ceux du membre supérieur, observés dans le bassin, et fournissent des arguments en faveur de glaciations pliocènes affectant la Cordillère Noire, déjà en surrection elle aussi.

LE RÉGIME TECTONIQUE PLIOCÈNE LIÉ AU FONCTIONNEMENT DU BASSIN

La formation Lloclla renferme de nombreuses failles normales synsédimentaires, qui confirment que le dépôt s'est effectué dans un contexte d'instabilité tectonique. Un calcul numérique du tenseur des contraintes (CAREY 1976, 1979), réalisé sur un ensemble de failles synsédimentaires mesurées dans le bassin définit un régime en extension selon la direction N105E (site « bassin », tabl. I, diag. 6 en annexe). Plus au nord, le Tuf Yungay est lui aussi affecté par de nombreuses failles normales. Les dépôts quaternaires, en discordance sur le tuf, cachètent la plupart d'entre elles. Ayant généralement été réutilisées lors d'un épisode compressif au Quaternaire ancien, elles n'ont pu faire l'objet d'un calcul du tenseur des

Tableau I

RESULTATS DES CALCULS DE TENSEUR POUR LE REGIME EXTENSIF E-W					
SITES	NOMBRE DE DONNEES	F	RAPPORT R	CONTRAINTES	ECARTS (T, S) < 20° < 30°
NORD CORDILLERE BLANCHE	19	17,7	0,34	↙1: 50N199 ↙2: 40N018 ↙3: 01N108	79% 95%
CENTRE CORDILLERE BLANCHE	22	21,3	0,18	↙1: 61N134 ↙2: 11N022 ↙3: 26N286	100%
BASSIN (Tecto. Synsed.)	17	16,2	0,69	↙1: 86N093 ↙2: 01N195 ↙3: 04N286	82% 94%

Nombre de données : nombre de failles mesurées en un site. |F| : valeur absolue du minimum de la fonction, devrait être théoriquement égal au nombre de données. R : rapport entre les valeurs propres des contraintes déviatoriques. $R = (\sigma_2 - \sigma_1) / (\sigma_3 - \sigma_1)$. Contraintes : position des trois contraintes principales, σ_1 , σ_2 et σ_3 , telles que σ_1 soit la plus compressive. Ecarts (T, S) : pourcentage de données faisant un angle avec la strie calculée inférieur à 20° et 30° ; un angle inférieur à 20° est numériquement bon.

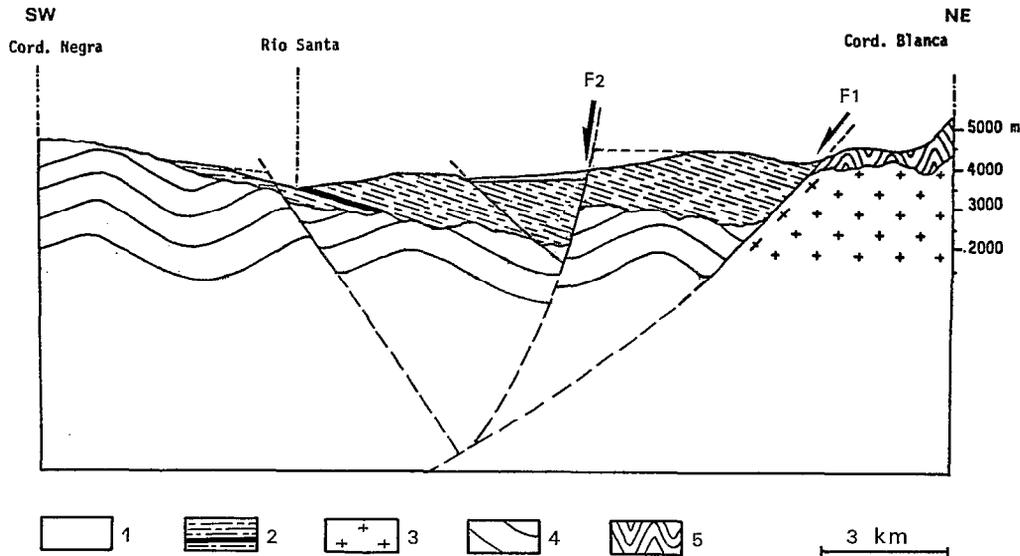


Fig. 3. — Coupe géologique dans la partie sud du bassin au niveau de Ticapampa. *Geological section across the southern part of the basin, nearby Ticapampa*

1. Formations glaciaires quaternaires . 2. Formation pliocène Lloclla et intercalation volcanique . 3. Batholite de la Cordillère Blanche . 4. Formation volcanique Calipuy . 5. Terrains mésozoïques.

1. Quaternary glacial and outwash deposits ; 2. Pliocene Lloclla Formation with volcanic intercalation ; 3. Cordillera Blanca batholith . 4. Calipuy Formation . 5. Mesozoic rocks

contraintes. Cependant, leur orientation NW-SE et N-S est en accord avec la direction de tranction E-W définie plus au sud dans la Formation Lloclla. Les marges du bassin du Callejon de Huaylas, constituées à l'ouest par la Cordillère Noire, et à l'est par la Cordillère Blanche (fig. 1, 2 et 3), sont en surrection au Pliocène, comme nous le montre la sédimentation de

la Formation Lloclla. Cette surrection, couplée à la subsidence du bassin, se réalise principalement le long de deux systèmes de failles normales sub-parallèles (fig. 2 et 3). Le pied de la Cordillère Noire est ainsi contrôlé par un système de failles normales dont l'expression est claire dans la partie sud du bassin. Là, des failles tronquent, avec des rejets de l'ordre de

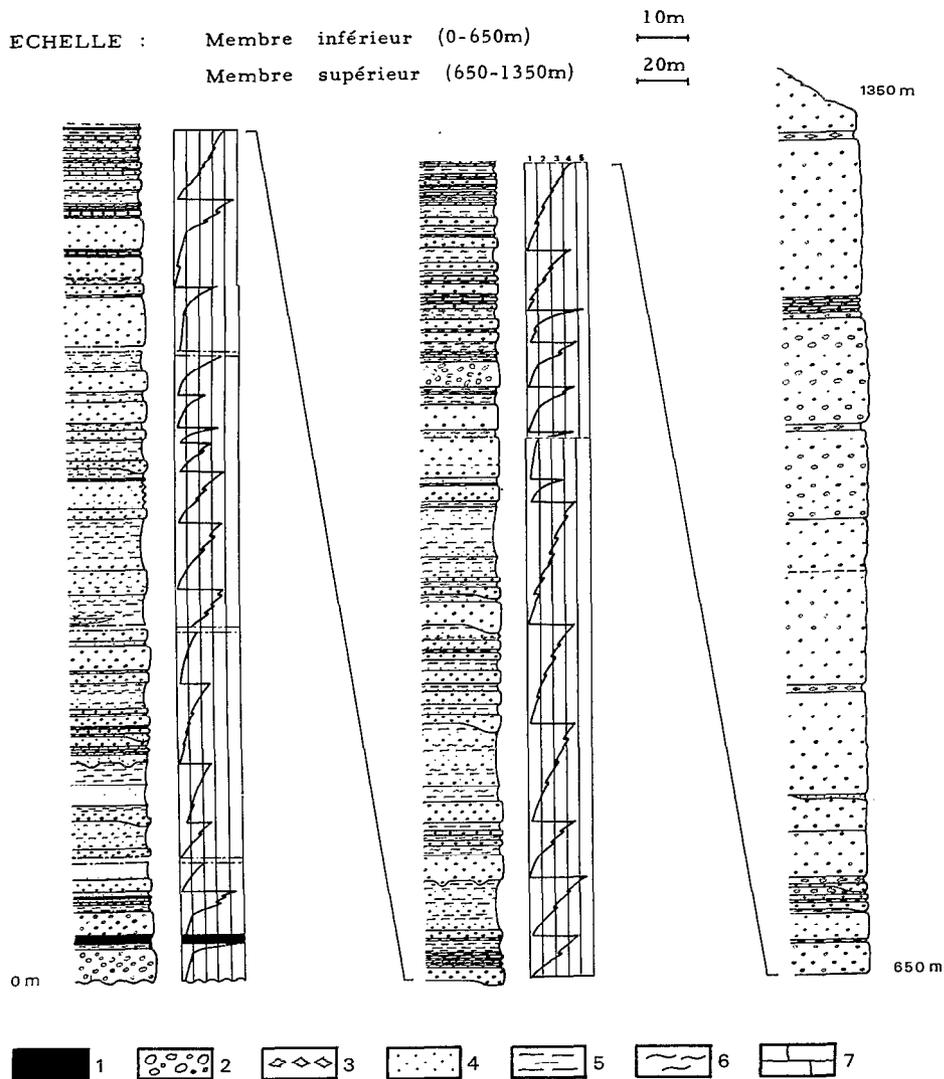


Fig. 4. — Log de la Formation Lloclla (Quebrada Lloclla). *Log of the Pliocene Lloclla Formation*

Lithologie 1. Intercalation volcanique ; 2. Conglomérats ; 3. Coulées boueuses ; 4. Sables ; 5. Argiles ; 6. Marnes ; 7. Calcaires argileux

Milieux de dépôt (analyse séquentielle du membre inférieur)

1. Torrentiel ; 2. Fluvial ; 3. Palustre ; 4. Lacustre ; 5. Évaporitique

Types of deposits : 1. Torrential ; 2. Fluvial ; 3. Palustrine ; 4. Lacustrine ; 5. Evaporitic

300 m, les grands cônes fluvioglaciers pliocènes emboîtés dans la Cordillère Noire (fig. 2 et 3). Plus au nord, d'autres failles normales NNW-SSE mettent en contact la Formation Lloclla à l'Est, avec son substratum, la Formation Calipuy à l'ouest. Certaines de ces failles sont cachetées par des niveaux plus récents de la Formation Lloclla (fig. 2), et aucun indice d'activité quaternaire n'est visible sur ce réseau de failles. Seul un vecteur glissement a pu être mesuré sur ce sys-

tème, il est en accord avec une traction approximativement E-W. Un impressionnant système de failles constitue une limite nette entre le bassin et le massif de la Cordillère Blanca. Les vallées glaciaires permettent d'observer des coupes dans cette limite. Ainsi, dans la Quebrada Querococha (F1 sur fig. 3) une de ces failles bordières dont le jeu quaternaire est faible en raison du report de l'activité quaternaire sur une faille plus interne au bassin, met au contact sur

plus de 600 m de haut, la Formation Lloclla avec son substratum.

Le système de failles de la Cordillère Blanca a une évolution tectonique polyphasée. L'épisode de déformation le plus récent est quaternaire. Deux épisodes antérieurs sont également visibles. Le plus ancien

(fig. 5) est lié à des structures très marquées sur les miroirs de failles, où la granodiorite du batholite de la Cordillère Blanca est cisailée. Sur ces miroirs, les stries sont fréquemment accompagnées de recristallisation de chlorite et la cinématique est clairement normale d'après les structures. Les vecteurs glisse-

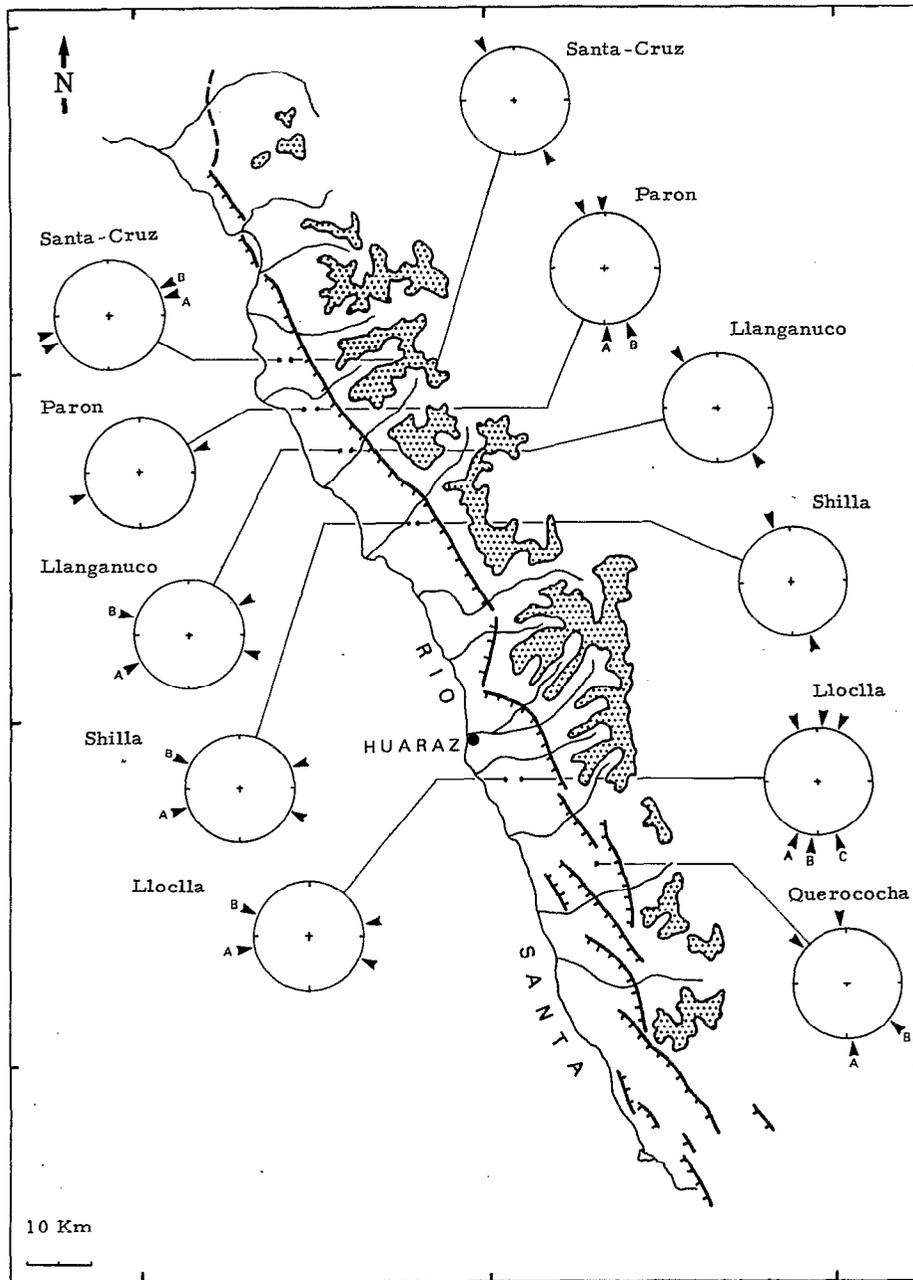


Fig. 5. — Extension pliocène NE-SW : (carte des vecteurs glissements sur le système de failles de la Cordillère Blanca).
NE-SW Pliocene extension, map of slip vectors observed along the Cordillera Blanca fault system

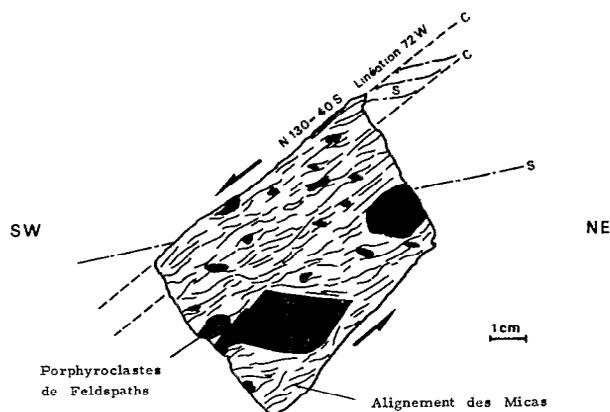
ment mesurés sur les failles de direction N140-N155E possèdent des pichs forts, de l'ordre de 75° (fig. 5). L'analyse de ces vecteurs définit une extension orientée entre N050E et N065E (tabl. II et diag. 1, 2, 3 en annexe).

A cette déformation cassante s'associe une déformation ductile qui affecte, parfois sur plus de 30 m de largeur, le bord actuel du batholite immédiatement à l'est des miroirs de failles. Ainsi de nombreux plans de cisaillement débitent la granodiorite, également foliée. Ces plans sont porteurs d'une linéation d'étiementent, qui est strictement parallèle au vecteur glissement de la première génération mesurée sur les plans de failles (fig. 6a). En lame mince, la roche possède une texture mylonitique (fig. 6b). La cinématique normale du cisaillement est clairement mise en évidence par la déformation plastique des cristaux de quartz. Cependant, les phénomènes de recristallisation syntectonique se limitent à la chlorite. Cette déformation plastique et cataclastique du batholite de la Cordillère Blanca est donc postérieure à sa cristallisation, et à sa mise en place. Il s'agit de toute évidence d'une déformation tectonique liée au premier épisode d'extension. La coexistence des deux types de déformation, fragile et ductile, indique que le passage de l'un à l'autre en profondeur, ne peut s'envisager que de manière progressive, par une zone de transition, associant les deux modes de déformation dans des proportions variables. La zone déformée, actuellement visible au pied du massif, correspondait lors de ce régime d'extension NE-SW, à une telle zone de transition, à une profondeur exceptionnellement faible puisqu'elle ne peut dépasser le rejet vertical total de 4 500 m attribué au système de failles. Cette déformation ductile à faible profondeur, est probablement à mettre en relation, avec un gradient géothermique élevé, occasionné par le batholite de la Cordillère Blanca mis en place vers 9 Ma (GILETTI *et al.* 1968 ; STEWART *et al.* 1974 ; COBBING *et al.* 1981 ; BECKINSALE *et al.* 1985).

Sur les miroirs de failles, une génération de structures plus récentes se caractérise par un style de déformation moins intense, bien que parfois encore associé à des recristallisations de chlorite. Sur les plans de failles, en moyenne de direction N150E, les vecteurs glissement donnent des pichs de l'ordre de 50°, selon un mouvement normal à faible composante dextre (fig. 7). L'analyse de ces vecteurs définit une extension proche de N105E (tabl. I et diag. 4, 5 en annexe).

Ces deux épisodes d'extension, antérieurs au régime tectonique quaternaire, peuvent être mis en relation avec le fonctionnement en graben du bassin au Pliocène. En particulier, on note un bon accord entre le second épisode de déformation défini sur le système de failles de la Cordillère Blanca et le régime d'extension synsédimentaire qui caractérise le bassin (tabl. I). L'existence de deux épisodes d'extension pourrait correspondre à une rotation des contraintes

FIG. 6 a



On note ici, l'obliquité des plans de schistosité S, qui tendent à se paralléliser à proximité des plans de cisaillement C. La dissymétrie des "fuseaux" ainsi formés, démontre un sens de cisaillement normal.

FIG. 6 b



Fig. 6a — Section X-Y dans un échantillon de granite déformé du bord ouest du batholite de la Cordillère Blanca (Quebrada Llanganuco).

Fig. 6b. — Texture mylonitique du granite (lame mince)

Ductile deformations of the Cordillera Blanca granite within the fault system, nearby Quebrada Llanganuco

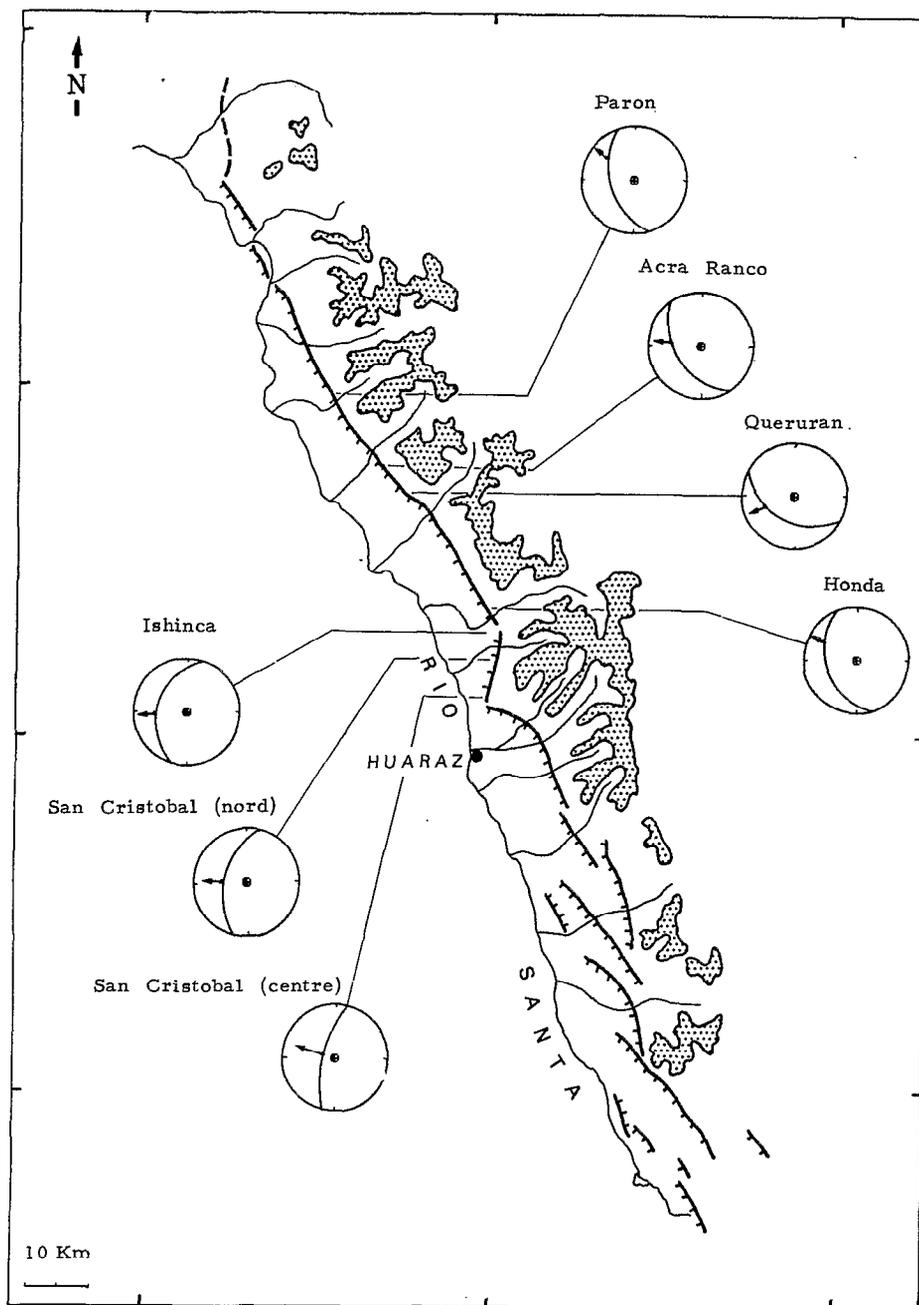


Fig. 7. — Extension E-W Pliocène sup : carte des vecteurs glissements sur le système de failles de la Cordillère Blanche.
E-W Pliocene extension, map of slip vectors observed along the Cordillera Blanca fault system

entre N055E et N110E, lors du fonctionnement en subsidence du bassin, c'est-à-dire qu'une composante en décrochement se superposerait alors à l'ouverture du graben.

Cette époque pliocène se marque donc sur les failles de la Cordillère Blanche par un jeu essentiellement normal. D'autre part, la Formation Lloclla s'observe fréquemment basculée de manière monoclinale vers

la Cordillère Blanche. Ce basculement, parfois compliqué par des déformations compressives au Quaternaire ancien, est probablement dû au jeu pliocène sur le système de failles de la Cordillère Blanche, qui présenterait donc un pendage plus faible en profondeur. Avec une telle géométrie, le système de failles de la Cordillère Noire pourrait être antithétique au réseau de la Cordillère Blanche. Son fonctionnement au Pliocène s'expliquerait par la nécessité d'absorber en surface un surplus d'allongement non pris en charge par le système de failles de la Cordillère Blanche, du fait de l'augmentation de son pendage (fig. 3). La disposition des dépôts de la Formation Lloclla dans le bassin, avec en particulier un épanchement beaucoup plus étendu côté Cordillère Blanche, est en faveur d'une telle géométrie, les failles de la Cordillère Blanche représentant le système majeur du dispositif tectonique. A partir du tilt maximum (BRUN *et al.* 1983) de l'ordre de 20° pour la Formation Lloclla, et d'un pendage moyen de 45° pour le système de failles de la Cordillère Blanche, on peut évaluer à environ 28 % l'allongement horizontal ($\Delta l/l$) du bassin. Cette valeur correspond uniquement à l'allongement pliocène puisque les terrains quaternaires sont discordants sur la Formation Lloclla basculée.

Le rejet vertical total, sur le système de la Cordillère Blanche par rapport au bassin, peut être estimé à 4 500 m compte tenu de l'épaisseur de la Formation Lloclla, de la dénivelée actuelle du massif, et de l'importance de l'érosion évaluée à partir du niveau de mise en place de l'intrusif de la Cordillère Blanche (COBBING *et al.* 1981). Nous verrons que le rejet quaternaire est seulement de l'ordre de 1 000 m. La majeure partie de la surrection du massif par rapport au bassin, soit environ 3 500 m, est donc acquise au cours du Pliocène. Ce rejet pliocène, associé à un pendage moyen de 45° pour les failles de la Cordillère Blanche, donne également un allongement horizontal de l'ordre de 28 %, en surface. L'allongement horizontal correspondant aux mouvements pliocènes sur le système de la Cordillère Noire, peut être estimé à environ 10 % à partir de son pendage moyen de 65° et de son rejet vertical, évalué à 2 500 m. En surface, l'allongement horizontal total du bassin est donc de l'ordre de 40 %, ce qui correspond à une ouverture d'environ 4 700 m pour le Pliocène. En profondeur, cet allongement est entièrement pris en charge par la zone de failles de Cordillère Blanche, si le réseau de Cordillère Noire lui est antithétique.

La vitesse de surrection de la Cordillère Blanche, par rapport au bassin peut être calculée entre 0,5 et 1 mm/an si on considère que l'activité du système de failles débute avec la mise en place du Tuf Yungay, et se termine au Quaternaire ancien vers 2,5 Ma, avec un épisode compressif. A titre de comparaison, on peut calculer une vitesse de subsidence de l'ordre de 0,6 mm/an pour le membre inférieur de la Formation Lloclla, épais de 650 m. Celle-ci est de l'ordre de 0,6 à 0,9 mm/an, pour la totalité de la formation épaisse de 2 000 m. Compte tenu de la géométrie du système

de failles de la Cordillère Blanche et du réseau antithétique de Cordillère Noire, le rejet vertical entre les deux cordillères doit être de l'ordre de 1 000 m. La vitesse de surrection du massif ramenée au jeu réel du système en profondeur, c'est-à-dire par rapport au compartiment de la Cordillère Noire, s'abaisse alors à 0,15-0,25 mm/an.

LA FIN DU FONCTIONNEMENT DU BASSIN

La fin du fonctionnement du bassin-graben correspond à un épisode de compression, qui se traduit notamment par la discordance angulaire des dépôts quaternaires sur ceux de la série pliocène. Dans le sud du bassin, des cônes fluvioglaciers non plissés, s'emboîtent dans la Formation Lloclla basculée vers le nord-est. Cette discordance est certes due en partie au basculement causé par l'extension pliocène ; néanmoins des ondulations généralement E-W, sont observables dans la Formation Lloclla, qui en revanche montre très peu de failles inverses probablement à cause de son caractère incompetent. Cet épisode de compression a engendré un serrage du matériel détritique provoquant la striation et l'impression tectonique des surfaces des galets, ainsi que leur cisaillement. Dans le Nord du bassin, les dépôts attribués au Quaternaire ancien viennent recouvrir en discordance le Tuf Yungay avec des angles atteignant 40° W. L'examen des galets des dépôts quaternaires, révèle des traces de serrage tectonique, et donc des mouvements compressifs d'âge quaternaire ancien. Le Tuf Yungay est également affecté par de nombreuses failles inverses sur lesquelles on observe fréquemment deux générations de stries.

Une analyse microtectonique de ces failles inverses a été réalisée. Elle a été étendue également à l'analyse des stries portées par les galets de la Formation Lloclla, ce qui correspond à une utilisation limitée du calcul du tenseur, compte tenu des caractéristiques mécaniques du milieu déformé. Cependant des travaux récents (LAUBACHER *et al.* 1984) sur type de matériel donnent des résultats cohérents. La déformation apparaissant clairement polyphasée sur le terrain, un tri a été effectué graphiquement pour chaque site de mesures sur la base de critères de chronologie et de comptabilité cinématique entre les différents vecteurs glissement mesurés. Sur les deux familles ainsi obtenues (F1 et F2), un calcul numérique par la méthode des dièdres droits (PEGORARO 1972, MERCIER *et al.* 1976, ANGELIER *et al.* 1977) a permis de vérifier la valeur du tri et de définir pour chaque famille un régime de déformation distinct. Le régime de déformation le plus ancien compte tenu de la chronologie relative des couples de stries sécantes, montre un axe de raccourcissement sub-horizontale et de direction N070E à N115E (fig. 8 et diag. 11 en annexe), l'axe d'allongement étant vertical. Le second régime de déformation est défini par un axe de

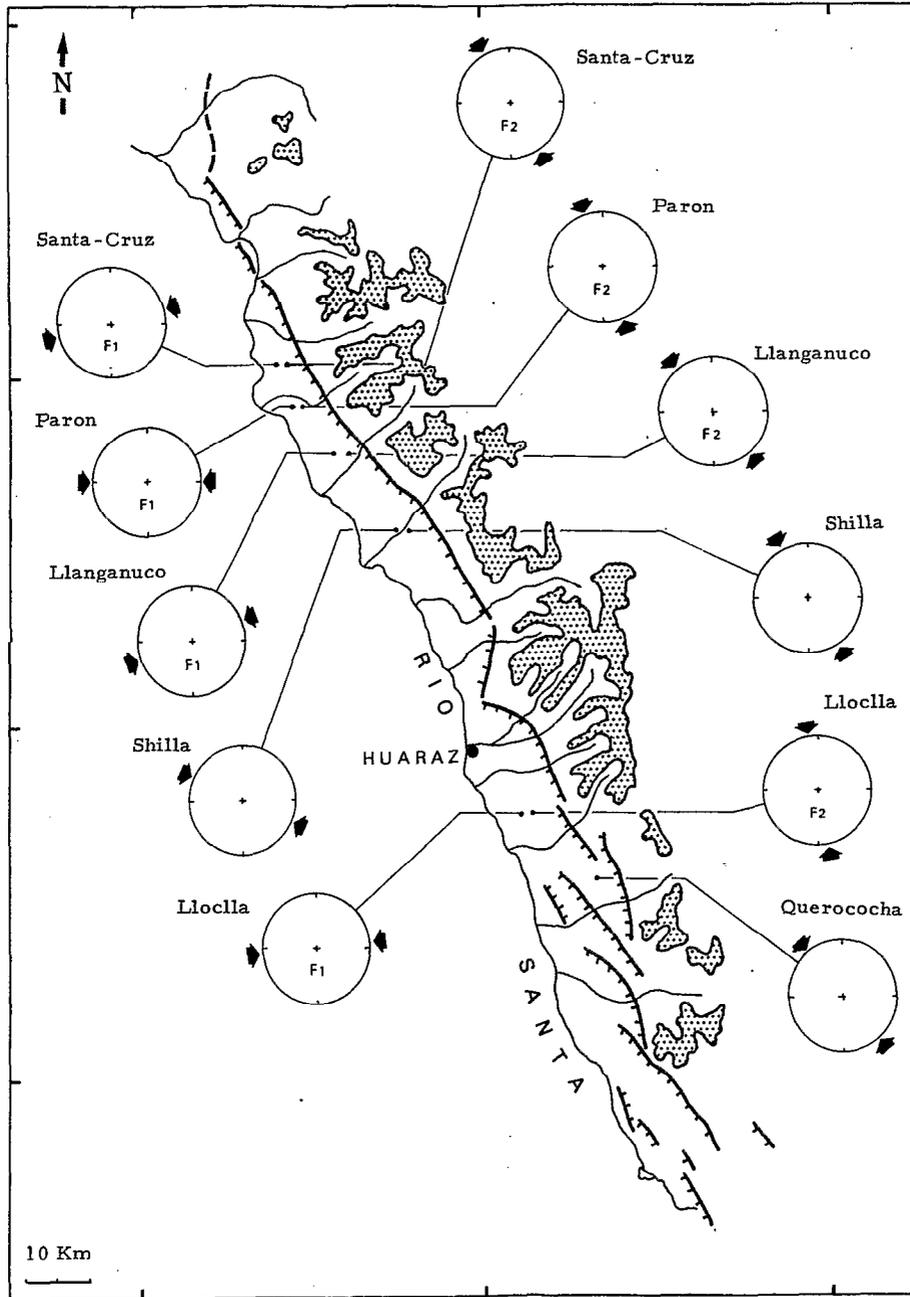


Fig. 8. — Compression du Quaternaire ancien : orientation des déformations.
Early Quaternary shortening directions ; F1, first pulse ; F2, second pulse

Les flèches indiquent les directions de l'axe Z de raccourcissement calculées par la méthode des dièdres droits (F1 : premier épisode, F2 : second épisode).

raccourcissement sub-horizontale de direction N104E à N170E (fig. 8 et diag. 12 en annexe), l'axe d'allongement étant vertical. Pour chaque site de régime de déformation, un calcul numérique du tenseur des contraintes a été réalisé.

Dans la majorité des cas, il est impossible de trouver pour chaque famille, un tenseur représentatif de l'ensemble des données. Le fractionnement des familles en 2 ou 3 sous-familles (A, B, C) a permis d'obtenir des tenseurs de contraintes représentatifs

de chaque sous-famille, tel que l'on observe entre chaque tenseur, des variations sur la direction de σ_1 , qui oscille entre N060E et N115E, et entre N130E et N200E (fig. 9, tabl. III et diag. 11T, 12A, 12B en annexe) respectivement pour le premier et pour le second

régime de déformation. L'inhomogénéité de la déformation, dans chacun des deux épisodes de compression, peut être expliquée par une rotation des contraintes au cours de chaque épisode en accord avec l'observation, sur les plans de failles, de stries

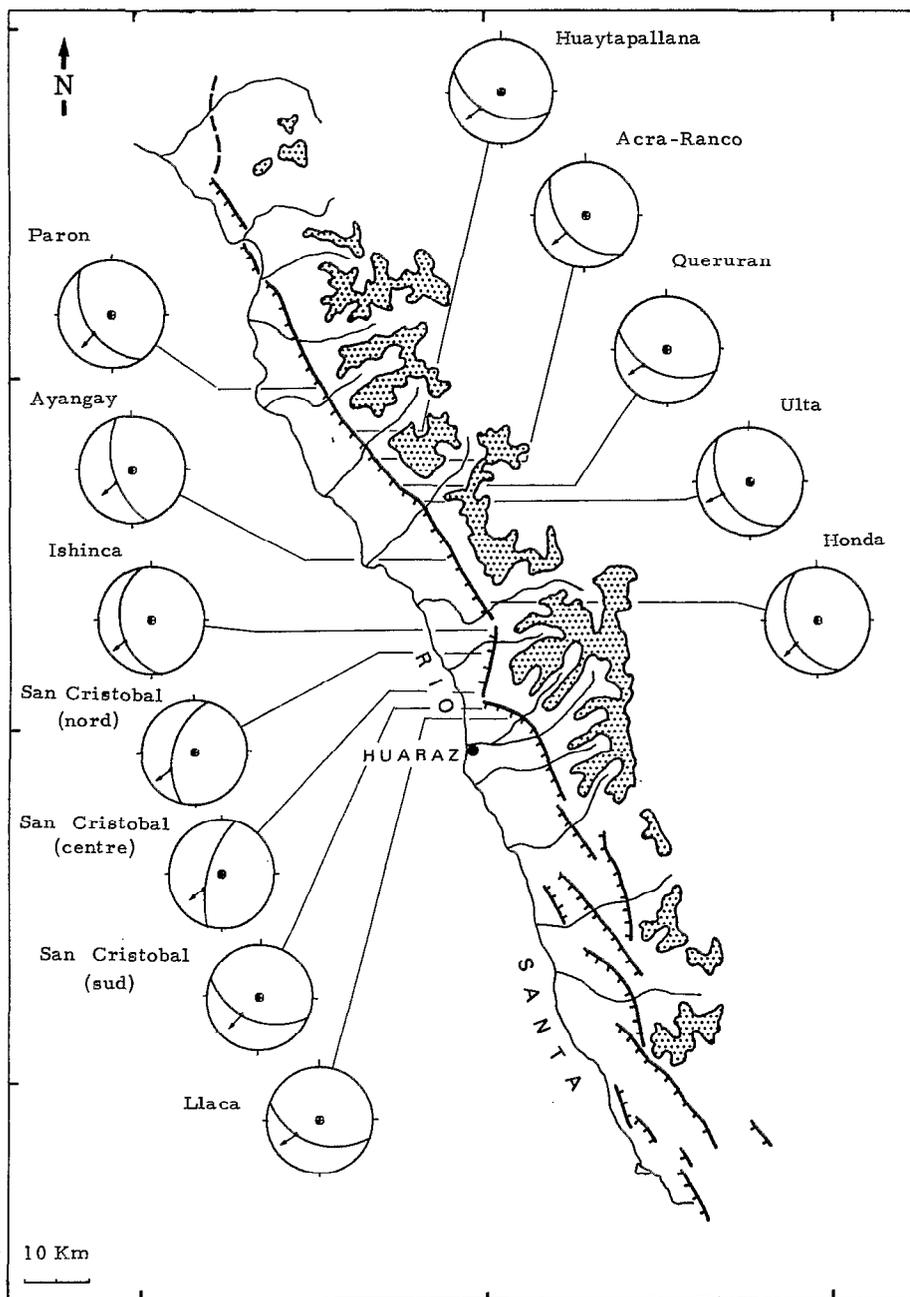


Fig 9. — Compression du Quaternaire ancien : orientation des contraintes.
Early Quaternary compressional deformations. calculated stress orientations (σ_1)

Les flèches indiquent les directions de la contrainte 1 calculées sur les sous familles A, B, C

Tableau II

RESULTATS DES CALCULS DE TENSEUR POUR LE REGIME EXTENSIF NE-SW					
SITES	NOMBRE DE DONNEES	F	RAPPORT R	CONTRAINTES	ECARTS (T,S) < 20° < 30°
NORD CORDILLERE BLANCHE	39	38,2	0,51	4 1: 77N205 4 2: 06N320 4 3: 12N051	100%
SAN CRISTOBAL	25	23,8	0,56	4 1: 72N188 4 2: 14N326 4 3: 12N059	92% 92%
LLACA	42	39,8	0,81	4 1: 73N304 4 2: 15N155 4 3: 08N063	83% 98%

Nombre de données : nombre de failles mesurées en un site, |F| : valeur absolue du minimum de la fonction, devrait être théoriquement égal au nombre de données. R : rapport entre les valeurs propres des contraintes déviatoriques, $R = (\sigma_3 - \sigma_1)$. Contraintes : position des trois contraintes principales, σ_1 , σ_2 et σ_3 , telles que σ_1 soit la plus compressive. Ecarts (T, S) : pourcentage de données faisant un angle avec la strie calculée inférieur à 20° et 30° : un angle inférieur à 20° est numériquement bon.

Tableau III

SITES DE MESURES	CALCULS EFFECTUES SUR L'ENSEMBLE DES MESURES ATTRIBUES A LA COMPRESSION N-S							CALCULS EFFECTUES SUR LES SOUS-FAMILLES SE PARTAGEANT LES MESURES DE LA COMPRESSION N-S							
	CALCULS DU TENSEUR DES CONTRAINTES				CALCULS D'EDRES DROITS			CALCULS DU TENSEUR DES CONTRAINTES							
	Nombre de données	F	Ecarts (T,S) < 20° < 30°	Rapport R	Contraintes	Nombre de données compatibles	Axe X Axe Z	Sous Familles	Nbre de données	F	Ecarts (T,S) < 20° < 30°	Rapport R	Contraintes		
PARON	32	27,9	66%	75%	0,55	4 1: 12N343 4 2: 16N249 4 3: 70N108	32	X: vert. Z: N160 horiz.	A	14	13,3	79%	100%	0,10	4 1: 04N179 4 2: 13N270 4 3: 77N072
									B	18	16,7	83%	89%	0,66	4 1: 07N338 4 2: 14N247 4 3: 74N094
LLANGANUCO	18	19,7	78%	89%	0,27	4 1: 01N143 4 2: 16N249 4 3: 70N108	17	X: vert. Z: N140 horiz.							
SHILLA	10	9,0	70%	90%	0,49	4 1: 04N162 4 2: 25N254 4 3: 65N064	10	X: vert. Z: N150 horiz.							
SANTA-CRUZ	16	12,9	69%	81%	0,18	4 1: 05N102 4 2: 04N093 4 3: 84N226	15	X: vert. Z: N170 ou N140 horiz.	15 +1 donnée testée	12,4	sur 15: 80%	80%	0,08	4 1: 03N150 4 2: 03N240 4 3: 86N018	
LLOCLLA	43	32,1	51%	67%	0,34	4 1: 07N182 4 2: 01N092 4 3: 82N352	40	X: vert. Z: N170 horiz.	A	21 +1 donnée testée	19,9	sur 21: 86%	100%	0,39	4 1: 04N202 4 2: 10N292 4 3: 80N091
									B	7	6,9	100%	0,78	4 1: 01N185 4 2: 13N095 4 3: 77N281	
									C	14	12,5	86%	86%	0,52	4 1: 05N160 4 2: 13N252 4 3: 76N049
QUEROCOCHA	29	22,5	34%	66%	0,99	4 1: 02N326 4 2: 06N235 4 3: 84N072	29	X: vert. Z: N140 horiz.	A	14	13,3	79%	93%	0,97	4 1: 12N174 4 2: 36N076 4 3: 52N280
									B	15	13,9	80%	93%	0,85	4 1: 01N310 4 2: 02N040 4 3: 88N210

Tableau III suite

SITES DE MESURES	CALCULS EFFECTUES SUR L'ENSEMBLE DES MESURES ATTRIBUEES A LA COMPRESSION E-W						CALCULS EFFECTUES SUR LES SOUS-FAMILLES SE PARTAGEANT LES MESURES DE LA COMPRESSION E-W								
	CALCULS DU TENSEUR DES CONTRAINTES						CALCULS DIEDRES DROITS			CALCULS DU TENSEUR DES CONTRAINTES					
	Nombre de données	F	Ecarta (T, S) < 20° < 30°		Rapport R	Contraintes	Nombre de données compatibles	Axe X Axe Z	Sous Familles	Nbre de données	F	Ecarta (T, S) < 20° < 30°		Rapport R	Contraintes
PARON	53	48,0	79%	93%	0,27	41: 09N068 42: 06N337 43: 78N213	52	X: vert. Z: N090 horiz.							
LLANGARUCO	33	27,1	61%	76%	0,22	41: 01N089 42: 02N179 43: 88N333	30	X: vert. Z: N070 horiz.	A	18	17,0	83%	94%	0,54	41: 05N060 42: 07N330 43: 82N184
									B	15	14,4	93%	93%	0,42	41: 07N106 42: 14N015 43: 75N221
SHILLA	24	17,8	62%	75%	0,44	41: 01N252 42: 10N162 43: 80N349	21	X: vert. Z: N115 horiz.	A	16	14,9	87%	94%	0,57	41: 03N250 42: 15N159 43: 75N351
									B	8	7,6	87%	100%	0,91	41: 05N296 42: 01N026 43: 85N121
SANTA-CRUZ	57	49,1	65%	84%	0,18	41: 05N069 42: 01N159 43: 85N266	56	X: vert. Z: N075 horiz.	A	30	29,2	93%	100%	0,94	41: 12N253 42: 50N148 43: 38N352
									B	27	26,1	93%	100%	0,11	41: 02N062 42: 02N152 43: 87N284
LLOCLLA	20	16,4	50%	75%	0,73	41: 04N265 42: 08N175 43: 81N023	19	X: vert. Z: N085 horiz.	A	11	10,3	82%	100%	0,51	41: 11N258 42: 20N352 43: 67N140
									B	9	8,6	100%	0,68	41: 00N113 42: 02N203 43: 88N022	

Nombre de données : nombre de failles mesurées en un site |F| valeur absolue du minimum de la fonction, devrait être théoriquement égal au nombre de données. R : rapport entre les valeurs propres des contraintes déviatoriques. $R = (\sigma_3 - \sigma_1)$. Contraintes : position des trois contraintes principales, σ_1 , σ_2 et σ_3 , telles que σ_1 soit la plus compressive. Ecarta (T, S) : pourcentage de données faisant un angle avec la strike calculée inférieur à 20° et 30° : un angle inférieur à 20° est numériquement bon.

changeant progressivement de direction. D'autre part, les éléments de chronologie relative indiqueraient pour chaque état de contrainte une tendance vers la parallélisation de la contrainte principale maximale σ_1 , avec la direction du système de failles de la Cordillère Blanche, qui représente une discontinuité majeure dans la croûte. On notera cependant qu'aucun indice de mouvement compressif n'a été observé sur ce système de failles.

ACTIVITÉ QUATERNAIRE DU SYSTÈME DE FAILLES DE LA CORDILLÈRE BLANCHE

Si le système de failles de la Cordillère Noire ne montre aucun indice de réactivation quaternaire, celui de la Cordillère Blanche manifeste au contraire une importante activité quaternaire et actuelle. Cette activité se note par de grands versants de failles non régularisés et ourlés à leur pied de scarplets très frais, qui se suivent sur environ 200 km le long du flanc sud-ouest de la Cordillère Blanche. Ces versants sont interrompus par des vallées glaciaires qui leur confèrent un aspect typique en facettes triangulaires. Les moraines, qui débouchent de ces vallées, sont ainsi clairement coupées par les failles normales bordières.

Évidences de réactivations holocènes

Les moraines de la dernière glaciation sont affectées par ces failles. Deux stades peuvent être reconnus, le stade ancien marquant l'extension majeure des glaciers, avec une avancée de l'ordre de 15 km par rapport aux glaciers actuels. Ce stade se note par un important complexe de moraines latérales de plus de 150 m de haut. Les arcs morainiques sont très érodés et leur matériel est légèrement altéré. Dans ces moraines, le rejet normal des failles varie entre 30 et 40 m. Le stade récent de la dernière glaciation est représenté par quelques arcs morainiques peu érodés qui s'emboîtent dans les grandes moraines latérales du stade ancien. Ces arcs frontaux se rencontrent entre 1 et 4 km en amont des arcs morainiques du stade ancien et leur matériel n'est pas altéré. Les failles les affectent parfois avec des rejets verticaux de l'ordre de 15 m.

Ailleurs dans les Andes, de nombreux travaux montrent également l'existence de deux stades distincts durant la dernière glaciation. En Bolivie, un premier stade, antérieur à 35 000 B.P., précède un second stade daté vers 16 000 B.P. (SERVANT, 1977 ; SERVANT *et al.*, 1978 ; GRAF MEIER, 1981 ; ARGOLLO, 1982 ; LAVENU 1981, 1984). Au Chili, LAUGÉNIE (1983) et MERCER (1976) décrivent une avancée glaciaire antérieure respecti-

vement à 45 000 et 35 000 B.P., qui précède une seconde avancée datée vers 19 000 B.P. En Colombie, VAN DER HAMMEN (1981) et THOURET *et al.*, (1981) citent un stade entre 35 000 et 45 000 B.P. et un autre plus récent, vers 20 000 B.P. Enfin au Sud-Pérou, MERCER *et al.*, (1977) situent entre 28 000-14 000 B.P. un épisode rattaché à la dernière glaciation. On peut donc attribuer par corrélation avec ces travaux, un âge approximatif de 50 000 et de 20 000 B.P. respectivement pour le stade ancien et pour le stade récent de la dernière glaciation.

En amont des arcs morainiques du stade récent de la dernière glaciation on trouve fréquemment des dépôts fluvio-lacustres correspondant aux apports tardi-glaciaires laissés par les eaux de fonte. Ils sont affectés par des rejets normaux de 8 à 10 m. Dans la

Quebrada Querococha (fig. 10), des tranchées exécutées dans ces dépôts montrent dans le bloc descendu, deux paléosols faillés et séparés par un niveau de colluvions correspondant à la régularisation du scarplet, donc deux réactivations sismiques au moins, ont participé au jeu de la faille dans ces terrains. Dans cette même Quebrada, le Rio a régularisé son cours en entaillant les dépôts fluvio-lacustres, et y a emboîté une petite terrasse holocène (fig. 10). Cette terrasse est flexurée au niveau de la faille, avec une dénivellée de 1,5 m environ, ce qui marque sans doute le dernier rejeu de la faille.

On observe plus en amont une avancée glaciaire holocène, antérieure au Petit Âge de Glace. Cette avancée a laissé, entre 3 et 6 km en aval des glaciers actuels, une grande quantité de petits arcs moraini-

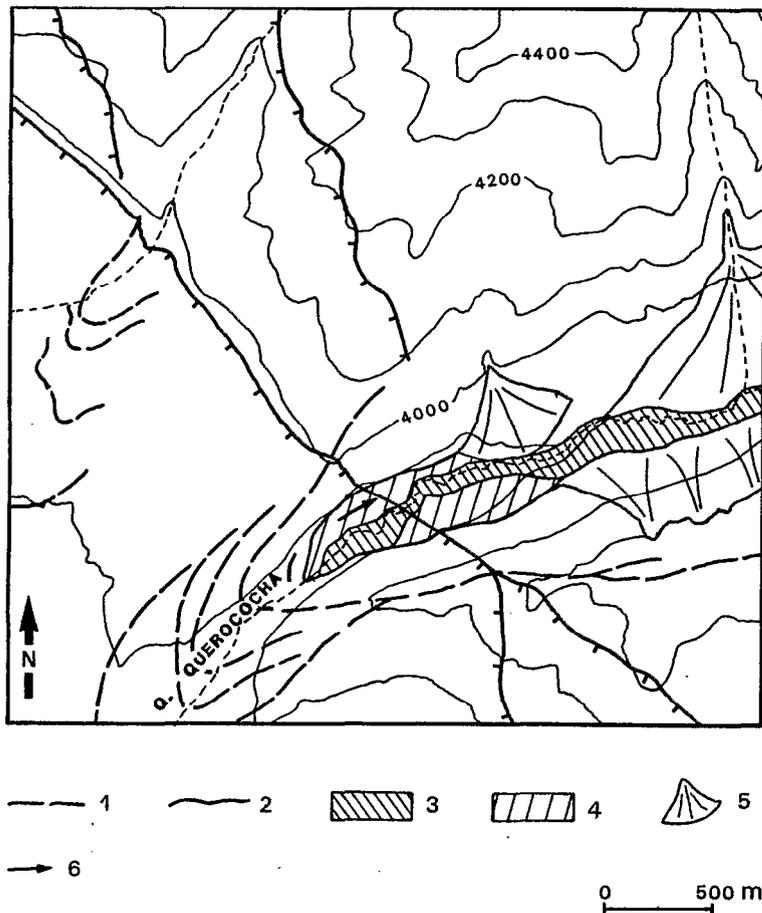


Fig. 10. — Les terrains Quaternaires affectés par la faille de la Quebrada Querococha.
Quaternary deposits offset by the Quebrada Querococha fault

1 Moraines de la dernière glaciation . 2 Escarpement de faille active . 3 Terrasse holocène fléxurée ; 4 Terrains fluvio-lacustres tardi-glaciaires . 5 Cônes de déjection tardi-glaciaires ; 6 Localisation des tranchées creusées dans l'escarpement de faille

1. Late glaciation moraines ; 2. Active fault scarp ; 3 Flexured Holocene terrace . 4. Late glaciation fluvio-lacustrine terrace . 5. Torrential fan ; 6. Trench locations

ques qui généralement restent cantonnés dans les grandes vallées glaciaires du bloc soulevé de la Cordillère Blanche. Il est donc rare de voir ces moraines tranchées par les failles limitant le massif. Cependant, lorsque les cirques glaciaires sont suffisamment proches du système de failles, elles peuvent présenter des rejets verticaux de l'ordre de 8 m. L'âge de cette avancée n'est pas précisément connu dans la Cordillère Blanche, mais les études de MERCER (1976) et de WRIGHT (1984) montrent vers 10 000 B.P., dans les Andes du Pérou central, un stade intermédiaire entre la dernière glaciation et le Petit Âge de Glace.

Malgré l'absence de datations précises des terrains quaternaires de la Cordillère Blanche, et bien qu'aucun séisme historique n'ait été associé au rejeu de son système de failles, il semble certain que plusieurs mouvements aient réactivé le système à l'Holocène.

Évaluation du rejet quaternaire et de la période de récurrence des séismes

Dans la moitié nord, le système de la Cordillère Blanche se présente comme une faille unique de direction moyenne N150W. La totalité du rejet vertical de la zone de failles s'y réalise donc sur le même accident, et l'on note systématiquement le même profil pour l'escarpement de faille. Celui-ci montre tout d'abord au-dessus des scarplets, un escarpement non régularisé, qui pend en moyenne de 45° vers le SW (fig. 11). Cet escarpement, qui se suit sur environ 1 000 m de haut, porte les traces des divers

épisodes d'extension, et correspond schématiquement au rejet quaternaire. En amont, après une rupture de pente très nette, l'escarpement alors plus âgé, est très érodé et possède un modelé glaciaire.

Dans la partie sud, le système de failles est en partie sous forme d'un réseau en échelons, ce qui suggère qu'une composante senestre participe à la cinématique. Cette disposition tend à faire apparaître des échelons plus internes au bassin. Ceux-ci prennent une direction plus franchement NW-SE, alors que les failles bordières du massif sont NNW-SSE à N-S. L'activité quaternaire se reporte préférentiellement sur ces failles en échelons, alors qu'au Pliocène c'était les failles bordières qui représentaient effectivement la limite tectonique du bassin. Sur la coupe de la Quebrada Querococha, on note ainsi que la faille la plus en amont (F1 sur fig. 3) limite la Formation Lloclla du substratum. Aucun escarpement récent n'y est associé bien qu'elle soit encore modérément active au Quaternaire, puisqu'un scarplet est présent. La majorité de l'activité quaternaire se reporte sur une autre faille située plus en aval (F2 sur fig. 3), et qui décale de 800 m environ une surface d'érosion attribuée au Quaternaire ancien et affectant la Formation Lloclla.

Le chiffre de 1 000 m semble donc être une bonne approximation pour le rejet vertical quaternaire, qui correspond à la surrection de la Cordillère Blanche non seulement par rapport au bassin, mais également par rapport au compartiment de la Cordillère Noire, puisque le système antithétique de la Cordillère Noire n'est plus actif. Ce rejet correspond à une vitesse de surrection de 0,5 à 1 mm/an, durant le Quaternaire.

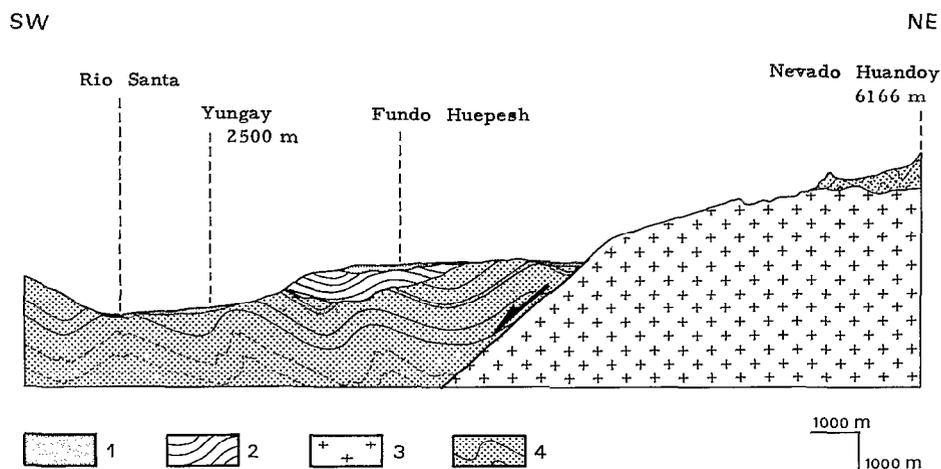


Fig 11 — Coupe géologique dans la partie nord du bassin au niveau de Yungay.

Geological section across the northern part of the basin, nearby Yungay.

- 1 Dépôts quaternaires . 2 Tuf Yungay . 3 Batholite de la Cordillère Blanche . 4 Terrains mésozoïques
- 1. Quaternary deposits . 2 Mio-Pliocene Yungay tuff . 3 Miocene Cordillera Blanca Batholith . 4 Mesozoic rocks.

Cette vitesse est en bon accord avec l'évaluation plus précise, de 0,7 mm/an, réalisée sur la période du Pléistocène supérieur à l'Actuel, à partir des rejets normaux visibles dans les divers dépôts glaciaires (fig. 12).

Les observations de terrains, comme par exemple, la flexure de la terrasse holocène de la Quebrada Querococha, indiquent que lors des séismes majeurs susceptibles de réactiver le système de failles, on pourrait obtenir des déplacements verticaux de 2 m environ. YONEKURA *et al.* (1979) suggère que des rejets de 2 à 3 m peuvent être attendus. En faisant abstraction de possibles mouvements asismiques et déformations liées à de faibles séismes, on peut à partir de la vitesse moyenne de surrection, calculer une période de récurrence de l'ordre de 3 000 ans pour tout point du système de failles. Cependant, comme nous l'avons indiqué, ce système se présente principalement en deux segments distincts d'égale longueur, séparés par une zone où de brusques changements de direction et des amortissements du rejet sont visibles. Cette anomalie dans la géométrie du réseau pourrait marquer la séparation entre les deux segments sismiques nord et sud. Ainsi pour l'ensemble du système de failles, la période de retour pour les

séismes majeurs pourrait être seulement de l'ordre de 1500 ans. De même, la magnitude $M_w=8$ calculée par YONEKURA *et al.* (1979) pour une réactivation totale du système, soit une superficie de rupture de $200 \times 40 \text{ km}^2$, correspond au séisme maximum possible que pourrait engendrer la zone de failles. Nous avons donc calculé la magnitude (à partir de la formule du moment sismique $M_o = \mu UA$ donnée par BRUNE, 1968, et de la formule $\text{Log} M_o = 8,8 + 1,5 M_w$ donnée par KANAMORI, 1977) de séismes maximum probables, plus représentatifs des risques sismiques liés à une réactivation partielle du système, soit sur le segment nord ou soit sur le segment sud. Nous avons considéré deux valeurs limites pour la surface de rupture, $80 \times 20 \text{ km}^2$ et $80 \times 40 \text{ km}^2$, à ces deux valeurs correspondent respectivement des magnitudes $M_w=7,4$ et $M_w=7,6$.

Cinématique quaternaire du système de failles de Cordillère Blanca

La cinématique quaternaire du système de la Cordillère Blanca a été définie à partir des mesures de vecteurs glissement effectuées en douze points au long du réseau de failles (fig. 13). Les neuf points de

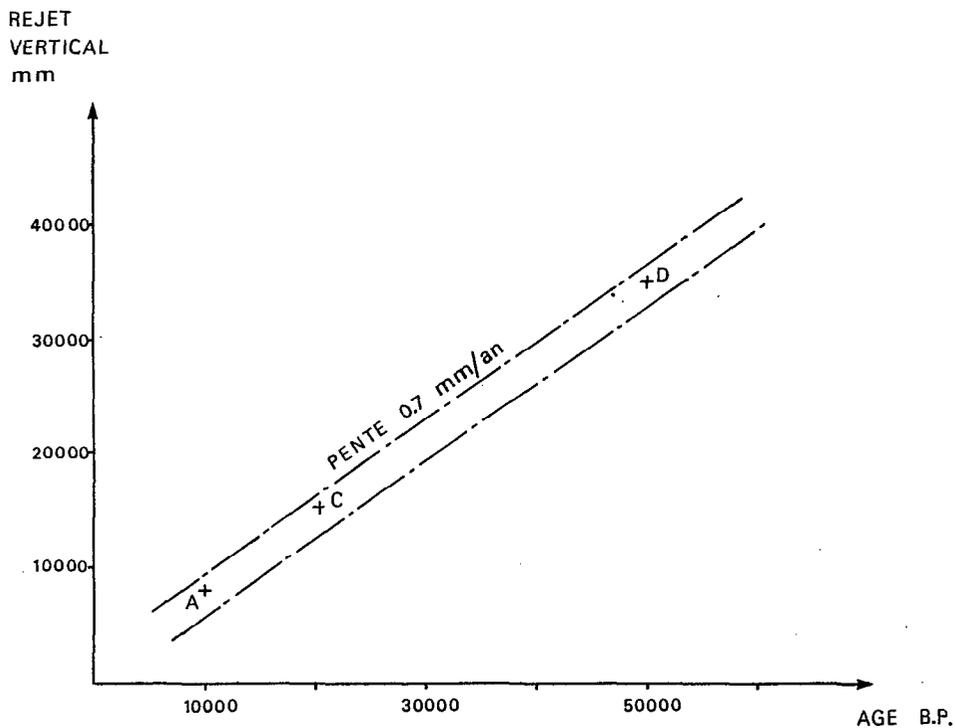


Fig. 12. — Graphique donnant la vitesse moyenne de surrection de la Cordillère Blanca, par rapport au bassin du Rio Santa, d'après les rejets verticaux mesurés sur les failles normales bordières du massif, pour la période du Pléistocène supérieur — Holocène.
Quaternary mean uplift rate of the Cordillera Blanca using vertical throws of the boundary normal fault versus ages

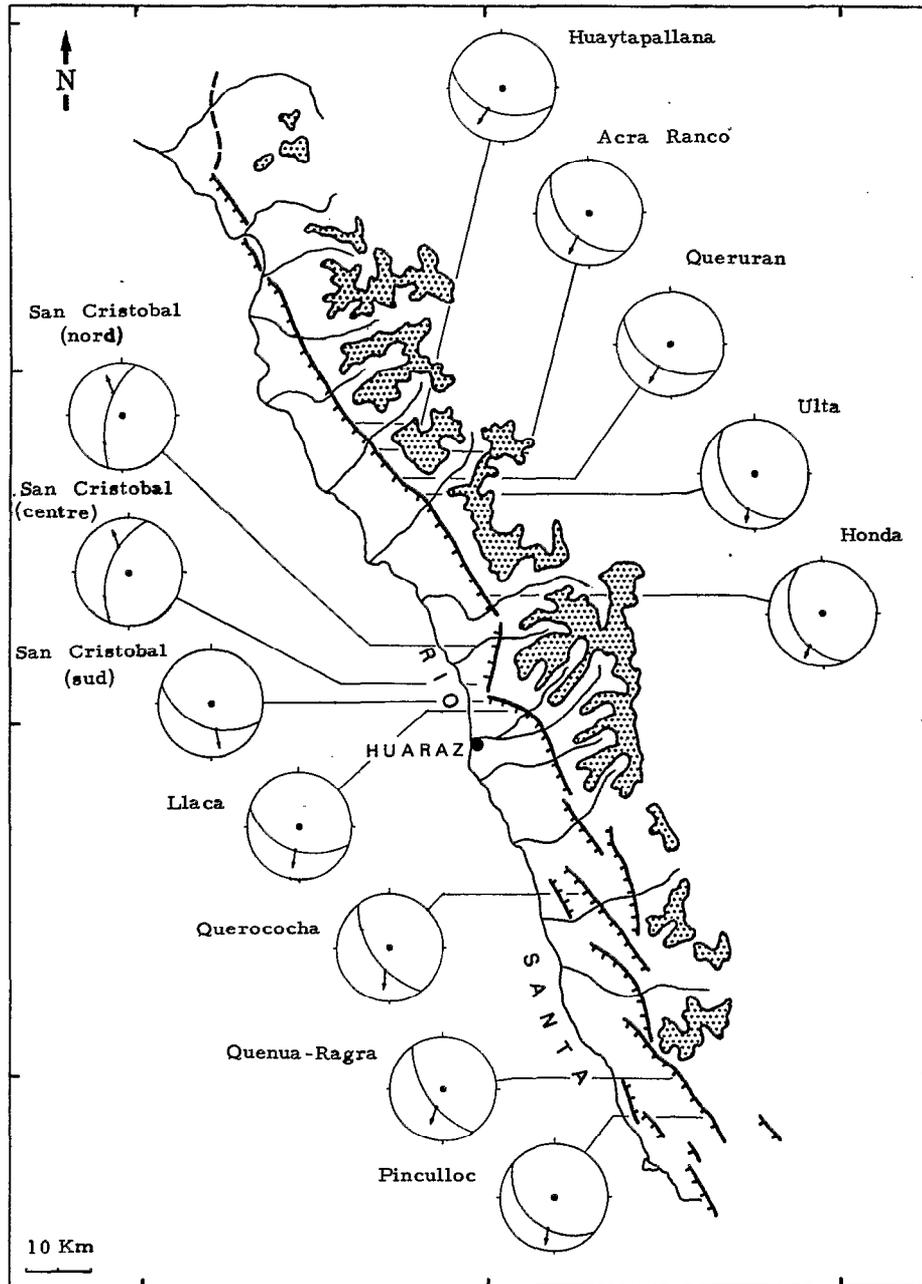


Fig. 13. — Extension N-S quaternaire et actuelle : carte des vecteurs glissements sur le système de failles de la Cordillère Blanca
N-S Quaternary and present-day extension. map of slip vectors observed along the Cordillera Blanca fault system

mesure situés le plus au Nord correspondent à des miroirs de failles portés par les grands versants limitant le flanc ouest du batholite granodioritique. Sur ces miroirs les stries dues aux mouvements quaternaires ont été reconnues d'une part grâce à leur

relations chronologiques avec les structures plus anciennes d'autre part grâce à leur style de déformation beaucoup plus superficiel. Trois points de mesure situés, plus au sud, correspondent à des observations effectuées au niveau de scarplets qui affectent

Tableau IV

RESULTATS DES CALCULS DE TENSEUR POUR L'EXTENSION QUATERNAIRE ET ACTUELLE						
SITES	NOMBRE DE DONNEES	F	RAPPORT R	CONTRAINTES	ECARTS (T,S)	
					< 20°	< 30°
BASSIN	15	14,3	0,70	4 1: 89N294 4 2: 01N100 4 3: 01N190	87%	100%
SUD CORDILLERE BLANCHE	15	14,2	0,69	4 1: 84N131 4 2: 04N259 4 3: 05N350	87%	100%
CENTRE CORDILLERE BLANCHE	54	50,3	0,55	4 1: 80N033 4 2: 05N274 4 3: 09N183	78%	94%
NORD CORDILLERE BLANCHE	18	TEST	0,25	4 1: 90N--- 4 2: 00N100 4 3: 00N010	94%	100%

Nombre de données : nombre de failles mesurées en un site. |F| : valeur absolue du minimum de la fonction, devrait être théoriquement égal au nombre de données. R : rapport entre les valeurs propres des contraintes déviatoriques. $R = (\sigma_3 - \sigma_1)$. Contraintes : position des trois contraintes principales, σ_1 , σ_2 et σ_3 , telles que σ_1 soit la plus compressive. Ecart (T, S) : pourcentage de données faisant un angle avec la strie calculée inférieur à 20° et 30° : un angle inférieur à 20° est numériquement bon.

tent des terrains quaternaires. La déformation y est donc strictement monophasée.

Ces observations structurales montrent que, sur les failles de direction N110E à N155E (fig. 13), les mouvements récents sont normaux avec une composante senestre. Cette dernière peut donc être mise en relation, dans la partie sud de la région, avec l'organisation en échelons. Ceux-ci ayant une direction moins oblique par rapport à la traction, ils sont préférentiellement utilisés lors de l'extension quaternaire. Par contre sur le tronçon de direction N015E, situé au nord de Huaraz, on observe un mouvement normal accompagné d'une composante dextre. Ces vecteurs glissement permettent donc de « caler » la direction d'allongement entre N025W et N015E.

Toutes ces mesures ont été regroupées géographiquement en trois ensembles (diagrammes 7, 8 et 10 en annexe) afin de calculer numériquement le tenseur des contraintes représentatif des déformations quaternaires. De même, un ensemble (diagramme 9) a été constitué avec les mesures de failles normales, de moindre importance, qui déforment le remplissage plio-quaternaire du bassin. Trois calculs convergent pour donner un tenseur caractéristique d'une extension avec σ_3 la contrainte principale minimale qui est sub-horizontale et de direction N170E à N190E, et σ_1 la contrainte principale maximale qui est sub-verticale (tabl. IV).

CONCLUSIONS

L'étude géologique de la région de la Cordillère Blanche permet de faire le point sur le soulèvement récent des Andes Centrales. Dans la zone étudiée, il

convient de distinguer, d'une part le soulèvement absolu du domaine des Andes Centrales par rapport au niveau de la mer, d'autre part le soulèvement relatif de la Cordillère Blanche et de la Cordillère Noire par rapport au bassin intra-cordillérain du Callejon de Huaylas. Dans cette région, le développement d'un bassin pliocène intra-cordillérain favorise le dépôt d'une formation que nous avons appelé Formation Lloclla, dont la base a donné des âges K/Ar de 5,4 et 4,65 Ma. Dans cette formation on montre qu'au moins le membre supérieur épais d'environ 1 300 m, est contemporain d'épisodes glaciaires qui affectent les deux principales zones d'apport détritique, la Cordillère Blanche et la Cordillère Noire. On démontre ainsi que dès le Pliocène, les Andes Centrales sont suffisamment élevées pour être englacées. Ceci est en bon accord avec l'emboîtement des ignimbrites du Rio Fortaleza, datées à 4,94 Ma (Farrar *et al.* 1976) entre 4 000 et 1 350 m d'altitude, dans la paléovallée profondément creusée dans le massif de la Cordillère Noire, et perchée parfois à 150 m seulement au-dessus du lit actuel du Rio. L'existence de périodes glaciaires pliocènes est connue dans les Andes de Patagonie (FERUGLIO 1944, FLECK *et al.* 1972, MERCER *et al.* 1975, MERCER 1976, 1983) où elles sont datées vers 3,6 Ma. Des données récentes montrent qu'elles étaient aussi présentes au niveau des Andes Tropicales. En Colombie, VAN DER HAMMEN (1985) montre la présence d'une période froide pliocène, post 3,1 Ma. En Bolivie, des travaux proposent la présence de glaciations anté 2,8 Ma (LAVENU 1986) et débutant possiblement avant 3,27 Ma (CLAPPERTON 1979). En Cordillère Blanche, les faciès fluvioglaciers du membre supérieur de la Formation Lloclla sont donc de nouveaux arguments en faveur de périodes glaciaires pliocènes dans les Andes Tropicales et

confirment ainsi que celles-ci possédaient une altitude voisine de 4 000-5 000 m dès 5 Ma.

Cette étude précise également l'âge et l'importance du soulèvement relatif des cordillères Blanche et Noire, par rapport au bassin intra-cordillérain du Rio Santa ou du Callejon de Huaylas. On montre ainsi que ce bassin correspond à une structure de type graben liée au fonctionnement du système de failles majeures de la Cordillère Blanche et du système de failles antithétiques de la Cordillère Noire. La sédimentation de la Formation Lloclla, met en évidence une subsidence importante associée à une tectonique synsédimentaire liée à la surrection des deux marges du système. L'analyse structurale montre que le mouvement du système de la Cordillère Noire est exclusivement pliocène et de l'ordre de 2 500 m par rapport au bassin, et que la majeure partie du rejet vertical sur le système de la Cordillère Blanche, soit environ 3 500 m, est également pliocène. On montre aussi, par une autre approche, que le rejet vertical quaternaire n'est que de l'ordre de 1 000 m, contrairement aux chiffres beaucoup plus importants retenus jusqu'à présent (DALMAYRAC, 1974 ; YONEKURA *et al.* 1979).

L'évolution cénozoïque de la région apparaît donc nettement polyphasée. L'individualisation du bassin, et par conséquent des deux cordillères Blanche et Noire, débute dès la fin du Miocène terminal avec le fonctionnement des deux systèmes de failles normales. Le régime tectonique qui permet cette individualisation, se caractérise par une extension NE-SW puis EW, qui provoque un allongement de 40 % du bassin. L'extension est approximativement perpendiculaire à la topographie de la Chaîne Andine. Ce faible contrôle de l'extension par la convergence peut s'expliquer par une période de moindre vitesse de convergence entre les plaques de Nazca et Sud-Américaine. Ceci semble être le cas vers l'anomalie 3, soit environ 4 Ma (PILGER, 1983). Cependant l'analyse est encore insuffisamment détaillée pour préciser les modalités cinématiques de la convergence plio-pléistocène.

La fin du fonctionnement en subsidence, du bassin et de l'extension E-W, correspond à un épisode de compression attribué au Quaternaire ancien. Des déformations compressives de cet âge ont déjà été signalées au Pérou central et sud ainsi qu'en Bolivie (MARTINEZ, 1978 ; LAVENU *et al.*, 1980, 1981 ; SÉBRIER *et al.*, 1980, 1982, 1983 ; LAUBACHER *et al.*, 1982, 1984 ; MACHARE *et al.*, 1983 ; BLANC, 1984). Leur âge se situerait approximativement vers 2,5 Ma. Ce changement radical du régime de contrainte, avec retour à un fort contrôle par la convergence, pourrait être dû à une augmentation de la vitesse de celle-ci. Dans l'Atlantique Sud, les données analysées par BROZENA (1986) suggèrent ainsi une augmentation de vitesse vers 2 Ma.

Enfin au Quaternaire, la convergence contrôle toujours fortement le champ de contraintes dans le bâti

andin, cependant dans les Andes, on observe des déformations en extension, selon une direction N-S (BLES *et al.* 1980), MERCIER 1981, SÉBRIER *et al.* 1982) qui s'expliquent par la superposition d'un effet de haute topographie compensée (SEBRIER *et al.*, 1985, 1988) au régime induit par la convergence. On assiste ainsi à une permutation des contraintes : la contrainte maximum, horizontale et de direction E-W, devient contrainte moyenne, alors que la contrainte minimum qui était verticale devient contrainte maximum à la faveur de cet effet topographique. La contrainte minimum doit alors nécessairement prendre la direction N-S, qui est la seule perpendiculaire à la contrainte moyenne horizontale de direction E-W. On observe ainsi sur le système de la Cordillère Blanche, un mouvement normal avec une composante senestre, correspondant à une extension proche de N-S. Le système antithétique de la Cordillère Noire n'est plus actif, probablement en raison de l'obliquité de la direction de traction par rapport au système majeur de la Cordillère Blanche, et à sa réorganisation selon des échelons de direction plus NW-SE, accommodant mieux cette extension. Ainsi le bassin n'est plus subsident et les dépôts quaternaires sont relativement réduits comparativement à la Formation Lloclla, sur laquelle ils reposent en discordance et dans laquelle ils s'emboîtent. A titre de comparaison avec la période d'extension pliocène, et bien que le système de Cordillère Noire ne soit plus actif au Quaternaire, il est possible de calculer pour la largeur du bassin un allongement ($\Delta l/l$) de l'ordre de 8%.

Aujourd'hui, bien que le système de failles de la Cordillère Blanche montre clairement des évidences de son activité, aucun séisme historique avec rupture de surface ne lui a été associé. Cette apparente tranquillité sismique, qui contraste avec l'existence de scarplets très nets, affectant les terrains pléistocènes et holocènes, peut s'expliquer par la période de récurrence de 3000 et 1500 ans, respectivement calculée pour tout point du système, et pour l'ensemble du système de failles. De même on calcule entre 7,4 et 7,6 la magnitude des séismes maximum probables en relation avec une réactivation partielle du système de failles. On notera que cette magnitude est du même ordre que celle de 7,25 attribuée au séisme du 10 novembre 1946 (SILGADO, 1951, 1978) dont l'épicentre se situait vers Quiches, à environ 60 km au NE de la Cordillère Blanche. Ce séisme s'est traduit en surface par des mouvements normaux sur une faille approximativement parallèle au système de la Cordillère Blanche. Le mécanisme au foyer (HODGSON *et al.* 1953) recalculé par SUAREZ *et al.* (1983) donne un mouvement normal en accord avec l'expression de surface, cependant la qualité des données ne permet pas de contraindre précisément les plans nodaux et donc l'axe de tension (SEBRIER *et al.*, 1988).

Manuscrit accepté par le Comité de Rédaction le 15 janvier 1988

ANNEXE

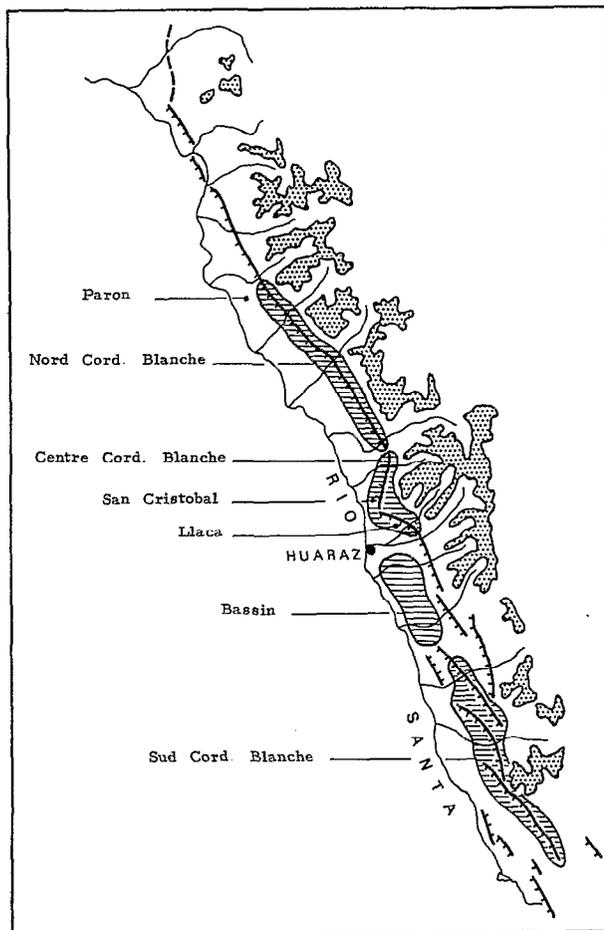
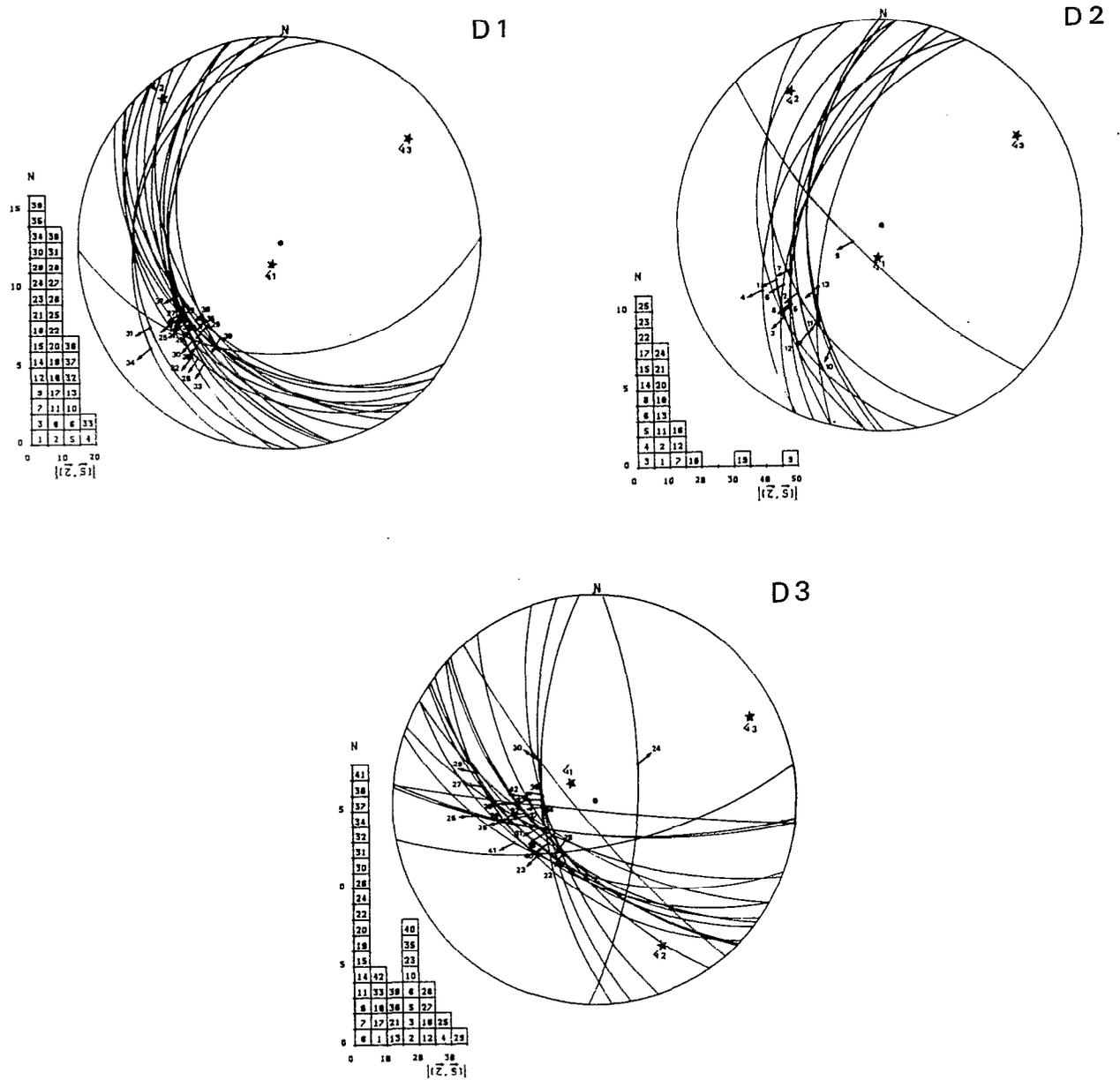
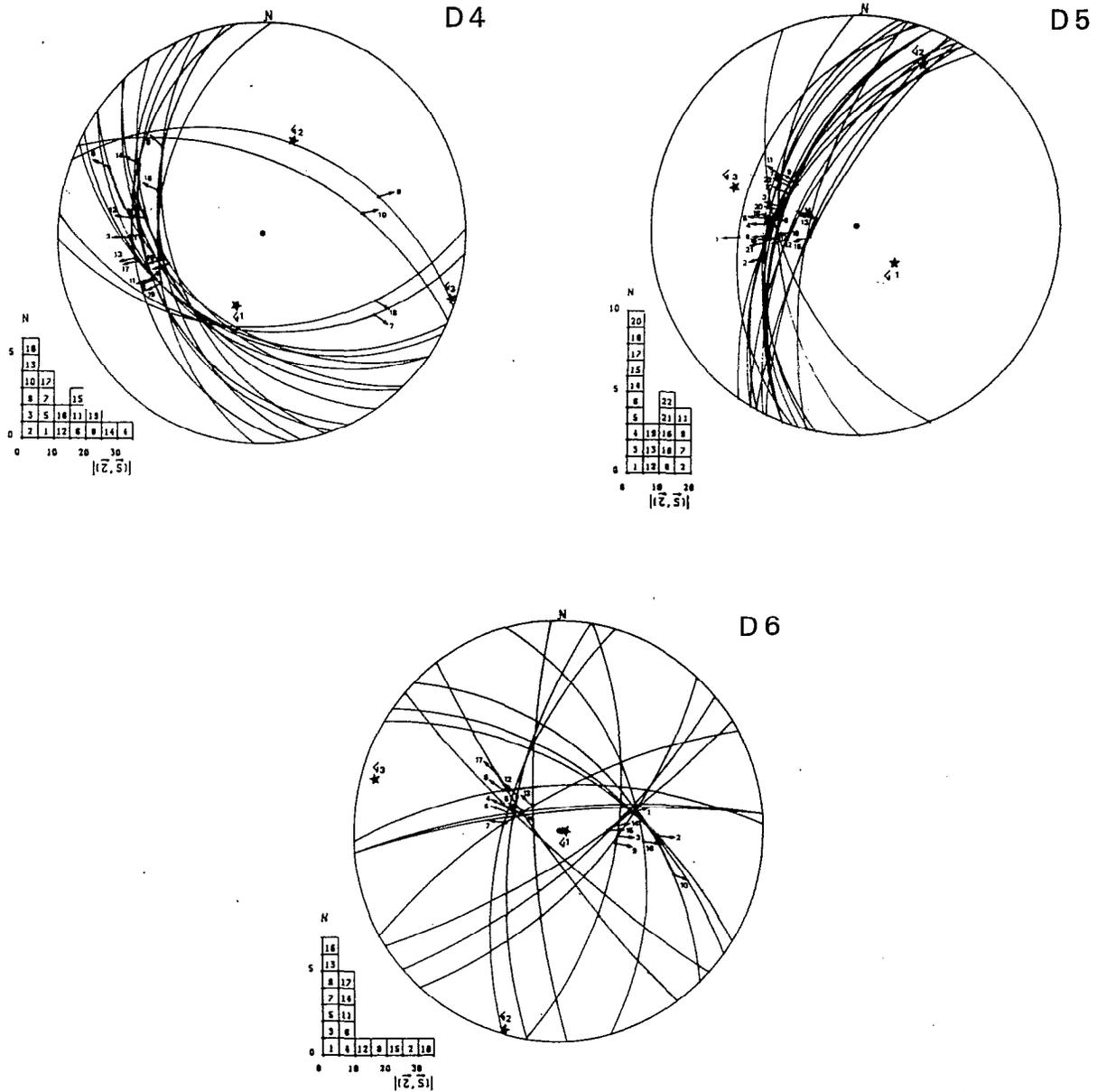


Fig. 14. — Localisation des sites de calcul
Location of analyzed fault sites

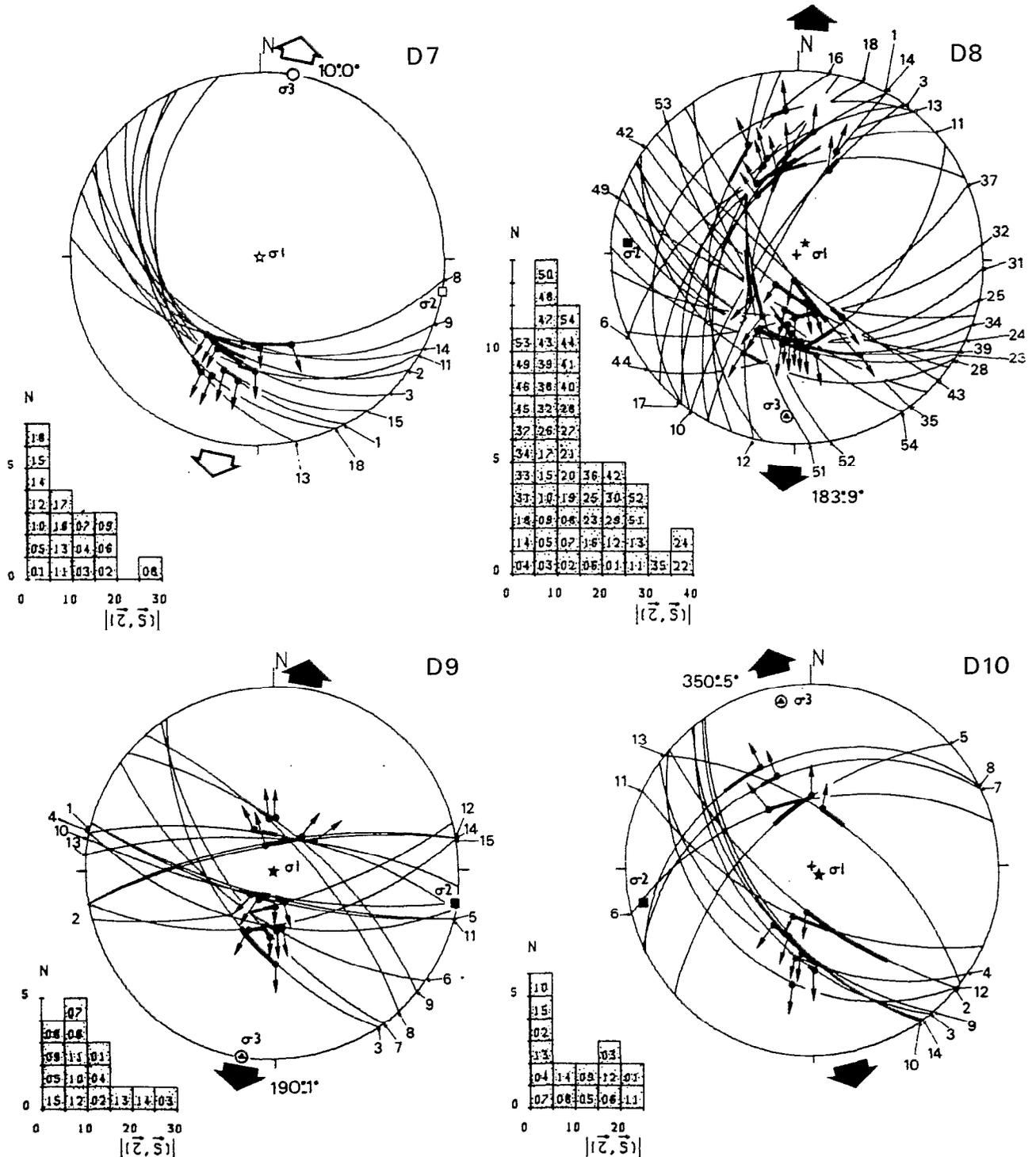


DIAGRAMMES 1, 2 et 3. — Extension pliocène NE-SW. NE-SW pliocène extension



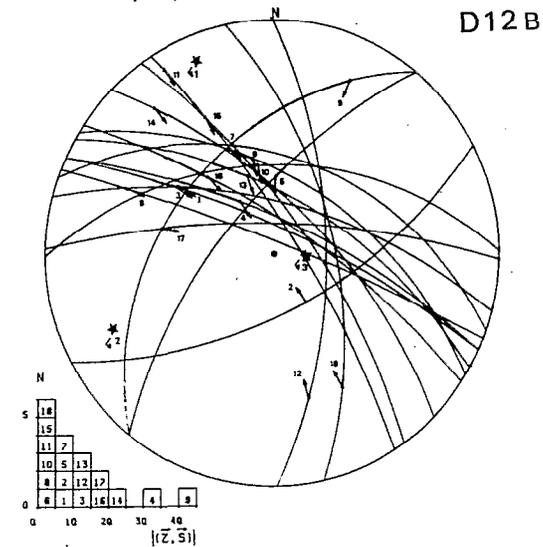
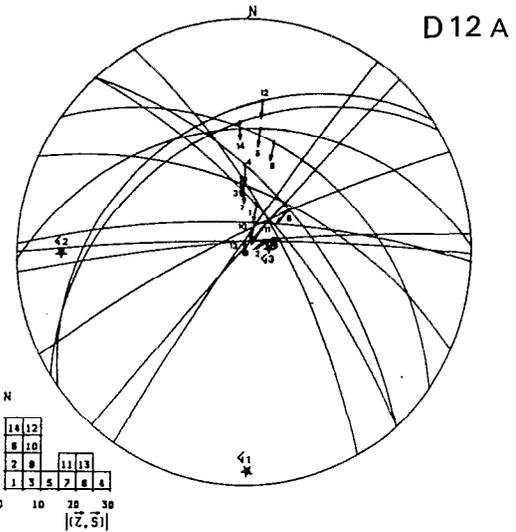
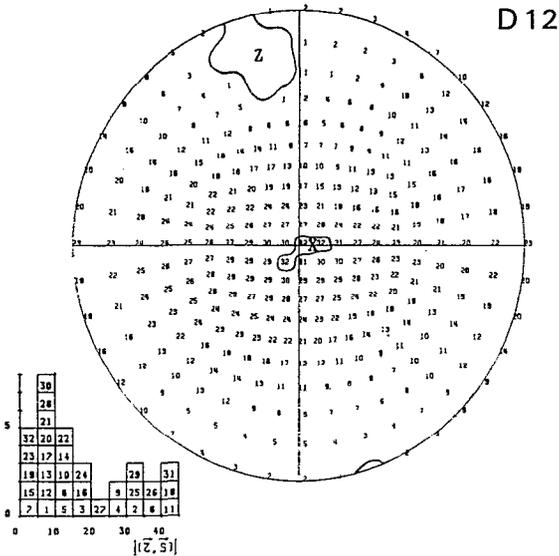
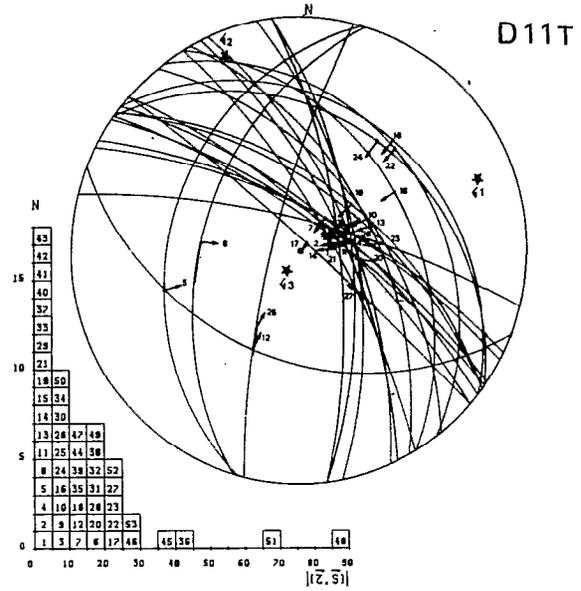
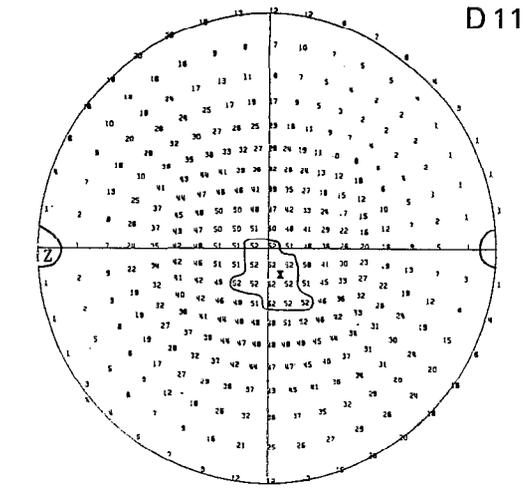
DIAGRAMMES 4, 5 et 6. — Extension pliocène E-W. D1 : site Nord Cordillère Blanche ; D2 : site San Cristobal ; D3 : site Llaca ; D4 : site Nord Cordillère Blanche ; D5 : site Centre Cordillère Blanche ; D6 : site Bassin. Localisations sur figure 14. Ces diagrammes représentent la projection stéréographique de Wulff, hémisphère inférieur, des failles mesurées à chaque site ; chaque petite flèche figure la direction azimuthale de la strie observée sur le plan de faille ; la portion de plan plus épaisse représente l'écart entre la strie mesurée et la strie calculée. Les étoiles correspondent aux axes principaux de contraintes calculés, σ_1 , σ_2 , σ_3 (voir tabl. I, II, III et IV). Les histogrammes figurent l'écart entre la strie mesurée et la strie calculée.

E-W pliocene extension. D1 and D4 : North Cordillera Blanca site ; D2 : San Cristobal site ; D3 : Llaca site ; D5 : Central Cordillera Blanca site ; D6 : Basin site. Locations on Figure 14. Wulff lower hemisphere of measured faults. Stars : calculated principal stress axes (see tables I, II, III, and IV). Histograms show the difference between calculated and measured striations



DIAGRAMMES 7, 8, 9 et 10. — Extension quaternaire à actuelle N-S. D7 : site Nord Cordillère Blanche ; D8 : site Centre Cordillère Blanche ; site Bassin ; site Sud Cordillère Blanche. Légendes et symboles identiques aux diagrammes D1 et D6. Le résultat de D7 correspond à un test par meilleur ajustement.

N-S quaternary to present extension. D7 : North Cordillera Blanca site ; D8 : Central Cordillera Blanca site ; D9 : Basin site ; D10 : South Cordillera Blanca site. Same legends and symbols as for stereonets D1 to D6. D7 result corresponds to a best fitting tensor.



DIAGRAMMES 11, 11T, 12, 12A, et 12B. — Compression quaternaire E-W et N-S, Site de Paron. Localisation sur figure 14. D11 : Calcul des directions de déformation (Z pour raccourcissement et X pour allongement) effectué par la méthode des dièdres droits sur la population F1 (voir tableau III et texte). D12 : idem sur famille F2 avec histogramme du calcul de tenseur de famille F2. D12A et D12B : sous familles A et B de F2 (voir tabl. III). D11T : Famille F1. Légendes et symboles identiques aux diagrammes D1 à D6.

E-W and N-S quaternary compression, Paron site. Location on Figure 14. D11 : Deformation directions (Z for shortening, X for lengthening) calculated by the right diehedral method on F1 (see table III). D12 : Same process on F2 with histogram corresponding to calculated stress tensor. D12A and D12B : sub-families A and B from F2 (see table III). D11T : F1 family. Same legends and symbols as for stereonets D1 to D6.

BIBLIOGRAPHIE

- ANGELIER (J.) & MECHLER (P.), 1977 — Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en sismologie : la méthode des dièdres droits. *Bull. Soc. Géol. France*, 19, (6) : 1309-1318.
- ARGOLLO (J.), 1982 — Evolution du piémont ouest de la Cordillère Royale (Bolivie) au Quaternaire. Thèse 3^e cycle. Univ. Aix-Marseille.
- AUBOUIN (J.), AUDEBAUD (E.), DEBELMAS (J.), DOLLFUS (O.), DRESCH (J.), FAUCHER (B.), MATTAUER (M.), MÉGARD (F.), PAREDES (J.), SAVOYAT (E.), THIELE (R.) & VICENTE (J.-C.), 1983 — De quelques problèmes géologiques et géomorphologiques de la Cordillère des Andes. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, 15 (1-2) : 207-216.
- BARAZANGI (M.) & ISACKS (B.L.), 1976 — Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology*, 4, (11) : 686-692.
- BECKINSALF (R.D.), SANCHEZ-FERNANDEZ (A.), BROOK (M.), COBBING (E.J.), TAYLOR (W.) & MOORE (N.), 1985 — Rb-Sr whole-rock isochron and K-Ar age determinations for the Coastal Batholith of Peru, in Magmatism at a Plate Edge. The Peruvian Andes. Wiley and sons. New York.
- BLANC (J.L.), 1984 — Néotectonique et Sismotectonique des Andes du Pérou central dans la région de Huancayo. Thèse Univ. Paris XI. Orsay. 161 p.
- BLES (J.L.), GOGUEL (J.), LAVENU (A.) & MASURE (P.), 1980 — 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. B.R.G.M.*, 4, (2) : 109-117.
- BONNOT (D.), 1984 — Néotectonique et Tectonique active de la Cordillère Blanche et du Callejon de Huaylas. Andes Nord-péruviennes. Thèse Univ. Paris XI. Orsay. 115 p.
- BONNOT (D.) & SÉBRIER (M.), 1985 — Analisis cinemático y sismogenico de un sistema de fallas normales activas : ejemplo de la Cordillera Blanca, Peru. Mem. Sexto Congr. Geol. Venezuela. Caracas, 4 : 2378-2396.
- BROZENA (J.M.), 1986 — Temporal and spatial variability of seafloor spreading process in the northern South Atlantic. *J. Geophys. Res.*, 91, (B1) : 497-510.
- BRUN (J.-P.) & CHOUKROUNE (P.), 1983 — Normal faulting, block tilting and decollement in a stretched crust. *Tectonics*, 2, (4) : 345-356.
- BRUNE (J.N.), 1968 — Seismic moment, seismicity, and rate of slip along major fault zones. *J. Geophys. Res.*, 73 : 777-784.
- CAREY (E.), 1976 — Analyse numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles : calcul d'un tenseur moyen des contraintes à partir des stries de glissement. Thèse Univ. Paris Sud. Orsay. 167 p.
- 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.
- CLAPPERTON (C.M.), 1979 — Glaciation in Bolivia before 3.27 Myr. *Nature*, 277 : 375-377.
- COBBING (E.J.), PITCHER (W.S.), WILSON (J.J.), BALDOCK (J.W.), TAYLOR (W.P.), MCCOURT (W.) & SNELLING (N.J.), 1981 — The geology of the Western Cordillera of northern Peru. *Overseas Mem. Inst. Geol. Sci.* London, 5, 143 p.
- DALMAYRAC (B.), 1974 — Un exemple de tectonique vivante : les failles subactuelles du pied de la Cordillère Blanche (Pérou). *Cah. ORSTOM. ser. Géol.*, 6, (1) : 19-27.
- 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.), LAUBACHER (G.) & MAROCCO (R.), 1980. Géologie des Andes Péruviennes. *Trav. et Doc. ORSTOM*, 122, Paris, 501 p.
- FARRAR (E.) & NOBLE (D.C.), 1976. — Timing of late Tertiary deformation in the Andes of Peru. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 87 : 1247-1250.
- FERUGLIO (E.), 1944. — Estudios geológicos y glaciológicos en la region del Lago Argentino (Patagonia). *Bol. Acad. Nac. Ciencias (Cordoba)*, 37 : 1-208.
- FLECK (R.J.), MERCER (J.H.), NAIRN (A.E.) & PETERSON (D.N.), 1972. — Chronology of late Pliocene and early Pleistocene glacial and magnetic events in southern Argentina. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 16 : 15-22.
- GILETTI (B.J.) & DAY (H.W.), 1968. — Potassium-Argon ages of igneous intrusive rocks in Peru. *Nature*, 220 : 570-572.
- GRAF MEIER (K.), 1981. — Palynological investigations of two post-glacial peat bogs near the boundary of Bolivia and Peru. *J. Biogeography*, 8 : 353-368.
- HODGSON (J.A.) & BREMNER (P.), 1953. — Direction of faulting in Ancash. Peru. earthquake of Nov. 1946 from teleseismic evidence. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 43 : 121-125.
- JORDAN (T.E.), ISACKS (B.L.), ALLMENDIGER (R.W.), BREWER (J.A.), RAMOS (V.), ANDO (C.J.), 1983. — Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94 : 341-361.
- KANAMORI (H.), 1977. — Seismic and aseismic slip along subduction zones and their tectonic implications, in Island Arcs, Deep Sea Trenches, and Back-Arc Basins. M. Ewing Ser. 1 : 162-174.
- LAUBACHER (G.), BONHOMME (M.), FORNARI (M.), HÉRAIL (G.) & VIVIER (G.), 1984 — Le bassin d'Ananea-Ancocala témoin de l'évolution plio-quaternaire des Andes sud-orientales du Pérou, 10^e Réunion. Ann. Sci. Terre. Bordeaux. *Soc. Géol. France*, 336.
- LAUBACHER (G.), HÉRAIL (G.), FORNARI (M.) & SÉBRIER (M.), 1984. — Le Piémont Amazonien des Andes sud-orientales du Pérou (Marcapata-Inambari), Montagnes et Piémonts. R.G.P.S.O., Toulouse : 71-85.
- LAUGENIE (C.), 1983. — Le cycle glaciaire quaternaire et la construction des nappes fluviatiles d'avant-pays : l'exemple des Andes Chiliennes 36-42° de latitude. Coll. « Signification dynamique et climatique des formations et terrasses fluviatiles quaternaire ».
- LAVENU (A.), 1981. — Origine et évolution néotectonique du lac Titicaca. *Nev. Hydrobiol. Trop.*, 14, (4) : 289-297.
- LAVENU (A.), 1984 — Un exemple de bassin intramontagneux en extension : le bassin andin pliocène de La Paz (Bolivie), 10^e Réunion. Ann. Sci. Terre, Bordeaux. 339.
- LAVENU (A.), 1986. — Étude néotectonique de l'Altiplano et de la Cordillère Orientale des Andes boliviennes. Thèse état. Univers. Paris Sud Orsay, 434 p.
- LAVENU (A.), SÉBRIER (M.) & SERVANT (M.), 1980. — Néotectonique des Andes Centrales : Pérou, Bolivie. *Bull. of the INQUA Neotectonic Commission*. Stockholm, 3 : 56-58.
- MACHARÉ (J.), SÉBRIER (M.), HUAMAN (D.) & MERCIER (J.L.), 1986. — Tectonica cenozoica de la margen continental peruana. *Bol. Soc. Geol. Peru.* 76 : 45-77.
- MARTINEZ (C.), 1978. — Structure et évolution de la Chaîne Hercynienne et de la Chaîne Andine dans le nord de la Cordillère des Andes de Bolivie. Thèse d'État. U.S.T.L., Montpellier.
- MARTINEZ (C.), 1980. — Géologie des Andes boliviennes. *Trav. et Doc. ORSTOM*, 119, 352 p.
- MÉGARD (F.) & PHILIP (H.), 1976 — Plio-Quaternary tectono-magmatic zonation and plate tectonics in the central Andes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 33 : 231-238.
- MERCER (J.H.), 1976. — Glacial history of southernmost South America. *Quat. Res.*, 6 : 125-166.
- MERCER (J.H.), 1983. — Late Cenozoic glacial variations in South America south of the equator. In Late Cenozoic Palaeoclimates of the Southern Hemisphere Edit. J.C. Vogel, South Africa, 520.

- MERCER (J.H.) & PALACIOS (O.), 1977. — Radiocarbon dating of the last glaciation in Peru, *Geology*, 5 : 600-604.
- MERCER (J.H.), FLECK (R.J.), MANKINEN (E.A.) & SANDER (W.), 1975. — Southern Patagonia : glacial events between 4 MY and 1 MY ago. in R.P. Suggate, M.M. Cresswell eds., *Quaternary Studies, R. Soc. New Zealand, Bull.*, 13 : 223-230.
- MERCIER (J.L.), 1981. — Extensional-compressional tectonics associated with the Aegean Arc : Comparison with the Andean Cordillera of South Peru- North Bolivia, *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, A 30 : 337-355.
- MERCIER (J.L.), CAREY (E.), PHILIP (H.) & SOREL (D.), 1976. — La néotectonique plio-quaternaire de l'arc égéen externe et de la mer Egée et ses relations avec la sismicité, *Bull. Soc. Géol. France*, 18, (2) : 355-372.
- PEGORARO (O.), 1972. — Application de la microtectonique à une étude de néotectonique : le Golfe Maliaque (Grèce Centrale), Thèse 3^e cycle U.S.T.L., Montpellier.
- PILGER (R.H.), 1983. — Kinematics of the South American subduction zone from global plate reconstructions, *Am. Geophys. Un. Geodynamics Series*, 9 : 113-125.
- SÉBRIER (M.), MERCIER (J.L.), LAVENU (A.), FORNARI (M.), 1983. — Compression-extension et soulèvement cénozoïques dans les Andes centrales. (Pérou-Bolivie), Coll. ATP Géodynamique I, Sophia Antipolis.
- SÉBRIER (M.) & MACHARÉ (J.), 1980. — Observaciones acerca del Cuaternario de la costa del Peru central, *Bol. Inst. Fr. Et. And.*, 9 (1-2) : 25-22.
- SÉBRIER (M.), HUAMAN (D.), BLANC (J.L.), MACHARÉ (J.), BONNOT (D.), CABRERA (J.), 1982. — Observaciones acerca de la Neotectonica del Peru, Informe Proy. SISRA, CERESIS, Lima, 110 p.
- 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* (in press).
- SÉBRIER (M.), MERCIER (J.L.), MÉGARD (F.), LAUBACHER (G.) & CAREY-GAILHARDIS (E.), 1985. — Quaternary normal and reverse faulting and the state of stress in Central Andes of South Peru, *Tectonics*, 4, (7) : 739-780.
- SERVANT (M.), 1977. — Le cadre stratigraphique du Plio-Quaternaire de l'Altiplano des Andes tropicales en Bolivie, Rech. Française sur le Quaternaire. INQUA 1977, supplément au Bulletin AFEQ, 1, (50).
- SERVANT (M.) & FONTES (J.C.), 1978. — Les lacs quaternaires des Hauts Plateaux des Andes Boliviennes. Premières interprétations paléoclimatiques, *Cah. Orstom, série Géol.*, 10, (1) : 9-23.
- SILGADO (E.), 1951. — The Ancash, Peru, Earthquake of November 10, 1946, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 41, (2) : 83-100.
- SILGADO (E.), 1978. — Historia de los sismos más notables ocurridos en el Peru (1513-1974), *Bol. Inst. Geol. Min.*, 3, Ser C, 130 p.
- SOULAS (J.P.), 1978. — Tectonique quaternaire : La côte pacifique et la chaîne andine du Pérou central, *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, 20 (5) : 399-414.
- STAUDER (W.), 1975. — Subduction of 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.), GAGNEPAIN (J.), CISTERNAS (A.), HATZFELD (D.), MOLNAR (P.), OCOLA (L.) & ROECKER (S.), 1986. — Tectonic deformation of the Andes and the configuration of the Subducted slab in central Peru : result from a micro-seismic experiment, *J. Geophys. Res.* (in press).
- SUAREZ (G.), MOLNAR (P.) & BURCHFIELD (B.), 1983. — Seismicity fault plane solutions, depth of faulting, and active tectonics of the Andes of Peru, Ecuador and southern Colombia, *J. Geoph. Res.*, 88, (B12) : 10403-10428.
- THOURET (J.C.) & VAN DER HAMMEN (T.), 1981. — Una secuencia holocénica y tardiglacial en la Cordillera Central de Colombia, *Revista CIAF*, Bogota, 6, (1/3) : 609-634.
- VAN DER HAMMEN (T.), 1981. — Glaciales y glaciaciones en el Cuaternario de Colombia : petrología y estratigrafía, *Revista CIAF*, Bogota, 6, (1/3) : 635-638.
- VAN DER HAMMEN (T.), 1985. — The Plio-Pleistocene climatic record of the tropical Andes, *J. Geol. Soc. London.*, 142 : 483-489.
- WILSON (J.), REYES (L.) & GARAYAR (J.), 1967. — Geología de los cuadrangulos de Mollebamba, Tayabamba, Huaylas, Pomabamba, Carhuaz y Huari, *Bol. Servicio Geol. Min.*, 16.
- WRIGHT (H.E.), 1984. — Late glacial and late Holocene moraines in the Cerros Cuchpanga, central Peru, *Quaternary Res.* 21 : 275-285.
- YONEKURA (N.), MATSUDA (T.), NOGAMI (M.) & KAIZUKA (S.), 1979. — An active fault along the western foot of the Cordillera Blanca, Peru, Chigaku Zasshi (J. Geogr. Tokyo), 88 : 1-19. In Japanese.