

n° d'ordre :

UNIVERSITE DE PARIS-SUD

CENTRE D'ORSAY

THESE

présentée

Pour obtenir

LE TITRE DE DOCTEUR 3^e CYCLE

Spécialité : Géologie appliquée

PAR

M. Philippe GOUZE

—————>—————

SUJET :

**LA CORDILLERE ORIENTALE DE BOLIVIE : GLACIATIONS PLIO-PLEISTOCENES ;
ESSAI DE PALEOHYDROLOGIE (30 000 ANS B.P. - ACTUEL)
D'APRES LES OSCILLATIONS DES GLACIERS
ET LA COMPOSITION ISOTOPIQUE DES MACRORESTES VEGETAUX**

Soutenue le 12 juin 1987 devant la Commission d'examen

MM.	J.CH	FONTES.....	Président
	O.	DOLLFUS.....	} Examineurs
	A.	FERHI.....	
	M.	SERVANT.....	

" [Les menuisiers] ont une table à faire, n'est-ce pas? ils la font, et ils se couchent, heureux d'avoir fini leur table, absolument satisfaits... Moi, je ne dors guère la nuit. Toutes ces sacrées études que je ne peux achever me trottent dans la tête. Je n'ai jamais fini, jamais, jamais". (extrait de : ZOLA, le ventre de Paris).

à ma famille,

AVANT-PROPOS

J'ai eu la chance d'être recruté en 1983 par l'ORSTOM comme VSN (Volontaire Service National) pour collaborer au programme GEOCIT en Bolivie. On craint toujours une première expatriation dans la mesure où l'on ne sait jamais a priori si l'on saura s'adapter à un nouveau mode de vie.

Mon intégration fut largement facilitée par l'accueil réservé sur place tant du côté des agents de l'ORSTOM que du côté bolivien à "l'Universidad Mayor de San Andrés" (U.M.S.A.). Je crois pouvoir dire aujourd'hui que j'ai laissé là-bas beaucoup d'amis et que le souvenir de cette "tranche de vie" reste toujours très présent à mon esprit. Au risque d'en oublier, il n'est pas question de citer tous les gens que j'ai apprécié durant ce séjour, ceux cotoyés dans le travail, mais aussi les autres, au cours de ces "à-côtés" qui ont souvent tellement d'importance. Qu'ils soient certains de ma profonde gratitude et qu'ils sachent que je n'ai pas oublié.

Il me plaît toutefois de faire une place particulière à Jaime ARGOLLO, géologue bolivien et professeur à l'Université de La Paz, qui m'a souvent accompagné sur le terrain et avec qui les très nombreuses discussions "à bâtons rompus" ont débouché sur une grande estime réciproque.

Je ne pouvais clore ces considérations toutes boliviennes sans vanter la beauté de ce pays, si diversifié dans ses paysages

et qui impressionnera toujours le visiteur par sa démesure: les hauts plateaux dominés par des sommets dépassant le plus souvent 6 000 mètres, le lac Titicaca, véritable mer intérieure à 3 800 mètres d'altitude, les immenses "salars" du Sud, la forêt amazonienne.... Pour qui aime les grands espaces.

A mon retour à Paris, les travaux ont été poursuivis sous la direction scientifique conjointe de Monsieur Michel SERVANT, Directeur de Recherches à l'ORSTOM et coordonnateur du programme GEOCIT et de Monsieur Jean-Charles FONTES, Professeur à l'Université d'Orsay (Paris XI), qui a également obtenu un financement auprès du Ministère de la Recherche sous la forme d'une bourse DGRST pour mener à bien cette étude.

Qu'ils trouvent ici l'expression de ma profonde gratitude: sans leur aide et leur compréhension ce travail ne serait peut-être pas allé jusqu'à son terme.

J'ai effectué à plusieurs reprises des séjours au Centre de Recherches Géodynamiques (C.R.G.) de Thonon-les-Bains dans le cadre d'une partie du programme relatif à la géochimie isotopique. Je tiens à remercier tout particulièrement Monsieur André FERHI, chercheur, ainsi que l'ensemble du personnel du Centre car j'ai trouvé là, sur les bords du lac Léman, une ambiance et des conditions de travail idéales. Les relations amicales que j'ai conservé témoignent de la confiance réciproque qui s'est établie au cours des différentes visites.

Monsieur Olivier DOLLFUS, Professeur à l'Université de Paris VII, a suivi chacune des étapes des travaux géomorphologiques réalisés par les équipes franco-boliviennes sur le Quaternaire des Andes. Il a bien voulu honorer de sa présence le jury de cette thèse, et je lui en suis particulièrement reconnaissant.

Je voudrais enfin associer à ces remerciements Monsieur Jean-François SALIEGE, du laboratoire de Géologie Dynamique de l'Université Pierre et Marie Curie (Paris VI) pour les datations au carbone 14 des échantillons de matière organique que je lui avais confié, Madame Joyce WIRRMANN pour le dessin de la carte géologique et géomorphologique de la Cordillère d'Apolobamba, ainsi que Madame Hélène REGAZZI pour la frappe de ce mémoire.

INTRODUCTION

Le présent travail s'insère dans le programme "Evolution des Andes boliviennes au Cénozoïque supérieur" qui a été relayé en 1984 par le programme "Géodynamique du Climat Intertropical" (GEOCIT) focalisé sur le Quaternaire récent. Ces deux programmes se sont mis en place dans le cadre des accords de coopération entre l'"Universidad Mayor de San Andres" (U.M.S.A.) de La Paz et l'O.R.S.T.O.M. (Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération).

La contribution de ce mémoire au premier programme réside dans la cartographie géologique et géomorphologique du piémont ouest de la Cordillère d'Apolobamba (15° lat.S.- 69° long. W.). Cette cartographie a été établie sur les bases stratigraphiques préalablement définies par SERVANT (1977), BALLIVIÁN (1978) et ARGOLLO (1982) au pied de la Cordillère Royale.

L'objectif était ici d'abord de vérifier ou de préciser la base stratigraphique, ensuite de fournir les fondements géologiques et géomorphologiques à la prospection des gisements alluviaux d'intérêts économiques.

La contribution au deuxième programme se situe dans une étude détaillée des oscillations des glaciers de diverses vallées de la Cordillère d'Apolobamba et de la Cordillère Royale au cours des 30 derniers millénaires. L'objectif était ici d'insérer la connaissance de ces oscillations dans d'autres études concernant les oscillations et la paléosalinité des nappes d'eau de l' Altiplano (lac Titicaca, bassins méridionaux de Uyuni et Coïpasa).

La première question qui se posait était de savoir s'il y avait ou non synchronisme dans la variation des bilans en eau des glaciers et des lacs. La réponse qui sera donnée à ce problème repose sur la datation par le carbone 14 de tourbes intercalées ou remaniées dans les dépôts glaciaires. La deuxième question était de déterminer les facteurs climatiques responsables des oscillations glaciaires (précipitation, évaporation, température). Un début de réponse sera formulé ici par une analyse comparée de toutes les données disponibles en Bolivie (paléoécologie notamment).

Dans le but de mieux cerner le problème paléoclimatique de la variation du niveau des glaciers nous avons abordé, dans la dernière étape de ce travail, la caractérisation de deux tourbières holocènes par l'analyse isotopique de macrorestes végétaux. Les données sont interprétées par référence à la composition isotopique de la végétation humide actuelle à différentes altitudes. Les résultats montrent une relation étroite entre les teneurs en ^{18}O de la matière organique des milieux actuels et l'altitude, ainsi que l'existence d'amples variations de la composition isotopique des macrorestes végétaux durant l'Holocène. Mais ces perspectives ne peuvent aujourd'hui être exploitées que par des recherches plus approfondies associant non seulement les isotopes de l'oxygène mais aussi ceux de l'hydrogène aussi bien dans les environnements actuels (précipitations, eaux de ruissellement, eaux des nappes souterraines, végétation) que passés.

Les études à entreprendre nécessiteront une analyse simultanée et détaillée du contexte climatique défini tant à l'échelle de nouvelles stations de mesures qu'à celle des circulations atmosphériques sur les Andes boliviennes.

PREMIERE PARTIE

- LES DONNEES GEOLOGIQUES
- LA STRATIGRAPHIE DU PLEISTOCENE ET DE L'HOLOCENE

Cette première partie comprend deux volets.

* Les formations plio-quaternaires de la Cordillère Royale ont servi de support à l'élaboration de la chronologie établie par SERVANT(1977) et ARGOLLO(1982), révision de celle déjà présentée par TROLL(1935) et DOBROVOLNY(1962). Cette chronologie a été reprise pour caractériser les différentes formations de la Cordillère d'Apolobamba et permis d'élaborer une carte géologique et géomorphologique de ce secteur.

* La présence de tourbes fossiles au sein de moraines du Quaternaire récent a été mise à profit pour tenter d'établir un calendrier des oscillations glaciaires durant les derniers millénaires, phénomènes sur lesquels nous n'avions aucun résultat quantitatif jusqu'à ce jour en Bolivie.

CHAPITRE I - LE CENOZOIQUE SUPERIEUR DU PIEMONT OUEST DE LA CORDILLERE ORIENTALE - TRAVAUX ANTERIEURS.

La stratigraphie du Plio-Quaternaire bolivien a été établie à partir de la zone de La Paz, qui présente une succession complète et constitue de ce fait la coupe de référence (Tableau 1).

A - Les premiers travaux.

Ils ont été menés par TROLL(1927-1928,1935) qui fut le premier à étudier le Quaternaire bolivien. Il reconnut deux grandes unités glaciaires: l'une comprend des dépôts glaciaires anciens constitués par de grandes épaisseurs d'argiles à blocs, l'autre est formée de moraines latérales ou frontales qui s'emboîtent dans les dépôts précédents. Nous verrons plus loin que ce deuxième épisode glaciaire (ou glaciation Choqueyapu) comprendrait en fait deux avancées glaciaires séparées par un interstadiaire.

DOBROVOLNY reprit les observations de TROLL en 1962. Il montra que les dépôts glaciaires anciens se divisaient en fait en plusieurs unités. Il distingua ainsi, de la base vers le sommet: une formation glaciaire peu étendue (F.Patapatani) et surmontée par une cinérite (C.Chijini), puis deux nouvelles formations glaciaires, les formations Calvario et Milluni entre lesquelles s'intercale une série fluviatile caillouteuse matérialisant un interglaciaire (F.Purapurani). Les

TROLL (1935)	DOBROVOLNY (1962)		SERVANT(1977), BALLIVIAN <u>et al.</u> , (1978)	ARGOLLO (1982)	AGES	
Glaciation Choqueyapu	Post-glaciaire		Post-glaciaire	A	HOLOCENE 10 000 ans	
	Glaciation Choqueyapu		Glaciation Choqueyapu I et II (moraines)	B	supérieur	
Dépôts glaciaires anciens	Interglaciale Milluni/Choqueyapu Erosion (vallées)		Interglaciale Sorata/Choqueyapu (glacis IV et vallées)	C	P	
	Glaciation Milluni		Glaciation Sorata (glaciation de piédmonts)	D	L	
			Interglaciale Kaluyo/Sorata Glacis III Paléosol et début de creusement (gravats pré-Sorata en aval)	E	E	
			Glaciation Kaluyo (Tillites sans formes morphologiques)	F	I	
	Interglaciale Calvario/Milluni (formation Purapurani)		Interglaciale Calvario/Kaluyo Surface d'érosion, sol Formation Purapurani Surface d'érosion, sols, cinérite Sopari. (glacis II?)	F	S	
	Glaciation Calvario		Glaciation Calvario Tillites (Calvario-Patapatani de DOBROVOLNY)	F	T	
	Cinérite Chijini Erosion Formation La Paz	Rio Kaluyo Alto Cinérite Chijini Glaciation Patapatani	Surface d'érosion, paléosol rouge (glacis I ?)	G	O	
			Formation La Paz-Cinérite Chijini Intercalée (lacustre, fluviatile)	H	C	
					E	
					1,9 M.A. (OLDUVAI)	
					POST-2,5 M.a	
					POST-3,2 M.a	

Tableau 1 : Stratigraphie du Plio-Quaternaire de la zone de La Paz selon TROLL (1935), DOBROVOLNY (1962), SERVANT (1977), BALLIVIAN et al. (1978), ARGOLLO (1982).

dépôts de la formation Milluni furent entaillés lors du creusement de la vallée de La Paz au cours de l'interglaciaire qui suivit cette glaciation.

L'ensemble est recouvert par les dépôts de la glaciation Choqueyapu déjà observée par TROLL.

Ces formations, qui ont plus de 500 mètres d'épaisseur, reposent sur un ensemble de 600 mètres de puissance, la formation "La Paz". DOBROVOLNY(1962) attribue un âge pliocène à cette série composée d'argiles, de sables et de cailloux.

B - Les travaux récents.

La révision des travaux de DOBROVOLNY a conduit SERVANT(1977) à proposer une nouvelle chronologie du Plio-Quaternaire de l'Altiplano des Andes tropicales de Bolivie (tableau 1) à partir de l'étude des piedmonts de l'Illampu (Cordillères Royale) et de la région de la Paz(fig.1).

Du plus ancien au plus récent il distingue:

- . La formation "La Paz", d'âge pliocène, qui comprend des dépôts argilo-sableux ou conglomératiques. Plusieurs cinérites y sont intercalées, dont la cinérite Chijini dans la partie supérieure;

- . La première glaciation (glaciation Calvario reconnue par DOBROVOLNY), a laissé dans le paysage de puissants dépôts morainiques d'une centaine de mètres d'épaisseur. Pour SERVANT cette glaciation regroupe les glaciations Patapatani et Calvario de DOBROVOLNY(1962). Elle comprend une unité fluviatile à la base et une unité glaciaire au sommet. Localement ces dépôts sont surmontés par une cinérite (C.Sopari) que DOBROVOLNY aurait assimilé à tort à la cinérite Chijini.

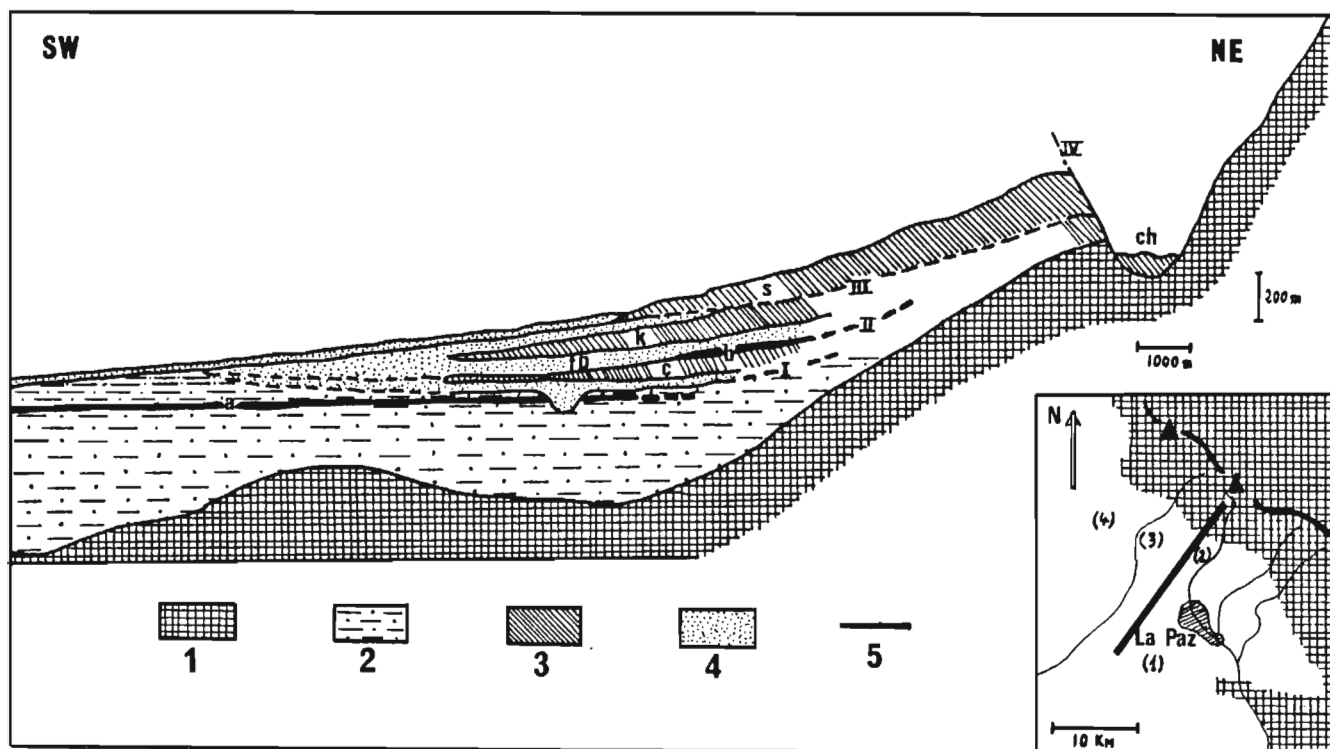


Fig.1.- Stratigraphie du Plio-Quaternaire de la région de La Paz: schéma d'interprétation élaboré d'après les coupes relevées à Achocalla(1) dans les rios Choqueyapu (2), Milluni (3) et dans la région de Hacienda Villaque (4). (D'après SERVANT, 1977).

1. Substratum paléozoïque ou crétacé.
 2. Dépôts post-miocènes argilo-sableux ou conglomératiques (formation La Paz d'âge pliocène au moins dans sa partie inférieure).
 3. Dépôts morainiques: C, glaciation Calvario; K, glaciation Kaluyo; S, glaciation Sorata; Ch, glaciation Choqueyapu.
 4. Dépôts fluviaux ou fluvio-glaciaires indifférenciés; localement coulées boueuses (FP: formation Purapurani fluviale).
 5. Cinérites: a, cinérite Chijini; b, cinérite Sopari (confondue avec la précédente par Dobrovolsky).
 - I, II: Surfaces d'érosion visibles dans les zones d'affleurement.
 - III: Glacis d'érosion, visible dans la morphologie et localement disséqué par un creusement fluvial avant le dépôt des moraines S.
 - IV: Surface de creusement pouvant passer à un glacis vers l'aval.
- Les témoins de paléosols n'ont pas été représentés.

. L'interglaciaire post-Calvario est marqué par une érosion importante souvent interrompue ou suivie par des phases d'accumulation ou de pédogenèse dont il reste quelques témoins. L'importante série fluviatile de Purapurani (100 à 200 mètres d'épandages grossiers à galets roulés) mise en place à cette époque et qui avait déjà été signalée par DOBROVOLNY, suppose un important recul des glaciers.

. La période qui correspond à la glaciation Milluni de DOBROVOLNY et qui suivait la glaciation Calvario est subdivisée en trois unités par SERVANT(1977):

- à la base, les dépôts morainiques de la glaciation Kaluyo(SERVANT, 1977), comparables du point de vue de leur importance à ceux de la première glaciation Calvario, mais connus seulement de manière ponctuelle;

- dans la partie médiane, une surface plane d'érosion ou glacis d'ablation;

- au sommet les témoins de la glaciation Sorata (SERVANT,1977), caractérisée par de puissants cordons morainiques latéraux très bien conservés tout le long de la Cordillère.

. L'interglaciaire post-Sorata est marqué notamment par le creusement de la vallée de La Paz. Cet épisode de creusement très important qui a permis l'individualisation de vallées très profondes résulte de la capture du réseau hydrographique de l'Altiplano par celui du bassin amazonien (DOBROVOLNY, 1962). Les phases d'érosion ont permis l'élaboration d'un nouveau glacis d'ablation.

. La dernière période glaciaire, déjà reconnue par TROLL(1935) correspond à la glaciation Choqueyapu qui a laissé dans le paysage des moraines encore peu affectées par l'érosion. Cette avancée glaciaire a emprunté les vallées creusées durant l'interglaciaire précédent.

SERVANT(1977), puis ARGOLLO(1982) confirment les observations de TROLL selon lesquelles la glaciation Choqueyapu résulterait en fait de deux avancées séparées par un épisode de retrait et d'érosion.

Les quatre glaciations plio-quaternaires (Calvario, Kaluyo, Sorata et Choqueyapu) sont séparées par des interglaciaires au cours desquels furent façonnés de grands glacis d'ablation. Ils se présentent sous la forme de témoins étagés dans le paysage. SERVANT(1977) distingue quatre générations de glacis: I, II, III, IV. Les deux plus récents sont morphologiquement bien apparents sur le piedmont de la Cordillère Orientale et sont attribués respectivement à l'interglaciaire Sorata-Choqueyapu (IV) et Kaluyo-Sorata (III). Les deux plus anciens seraient enfouis sous les sédiments quaternaires et pourraient correspondre aux surfaces d'érosion qui recoupent le Pliocène et la formation Calvario. Par la suite cette stratigraphie du Plio-Quaternaire redéfinie par SERVANT a été confirmée et précisée par l'établissement d'une cartographie géologique (BLES et al, 1977; BALLIVIÁN et al, 1978).

Un problème subsiste toutefois en ce qui concerne la glaciation Patapatani (DOBROVOLNY,1935) et dont SERVANT et BALLIVIÁN contestent l'existence. Ceux-ci ont observé sur le site de La Paz des sédiments glaciaires et fluvioglaciaires sous une cinérite lenticulaire de trois mètres d'épaisseur. Selon DOBROVOLNY, elle correspondrait à la cinérite Chijini de la formation La Paz, de telle sorte que les dépôts glaciaires situés au-dessous furent attribués à une glaciation (Patapatani), plus ancienne que la glaciation Calvario. En fait, selon SERVANT et BALLIVIÁN, cette cinérite est située 80 mètres au-dessus de la cinérite Chijini qui est sub-horizontale sur tout le profil. Sa position topographique coïncide plus ou moins avec le

sommet de la formation Calvario. Ainsi la cinérite de Patapatani ne peut être mise en relation avec la cinérite Chijini; il s'agirait d'un dépôt postérieur à la glaciation Calvario (fig. 2).

Toutefois CLAPPERTON (1979), sur la foi de datation K/Ar maintient l'interprétation de DOBROVOLNY selon laquelle les dépôts fossilisés par la cinérite et datés de 3,27 M.a. sont issus d'une glaciation antérieure à la glaciation Calvario.

La série de La Paz a servi de référence à ARGOLLO(1982) pour l'étude de l'évolution du piedmont ouest de la Cordillère Royale au Quaternaire. L'analyse stratigraphique l'a conduit à subdiviser le Plio-Quaternaire en huit étapes majeures (tableau 2). Du plus récent au plus ancien, il distingue:

A: Une période marquée par le retrait des glaciers qui a suivi la dernière phase d'extension maximale des glaciers (glaciation Choqueyapu). Cette déglaciation fut interrompue par six phases de stabilisation ou d'avancées mineures, dont les deux premières au moins sont antérieures à 9800 ans B.P. Au cours de cette période se sont succédées des phases de creusement ou d'accumulation fluviatile grossière et des phases d'accumulation fluviatile fine (limons organiques);

B: Une période glaciaire comprenant deux stades (Choqueyapu I et II) séparés par un interstadiaire dont le dernier est postérieur à 33000 ans B.P. Les séries fluviatiles de cette époque, très discontinues, sont datées de plus de 40000 ans B.P. à la base et de 16000 ans B.P. environ au sommet;

C: Une période interglaciaire où se sont surtout développées des surfaces d'érosion. Quelques témoins de glacis (glacis IV) sont conservés à la base du piedmont;

D: Une période glaciaire représentée par les puissantes moraines

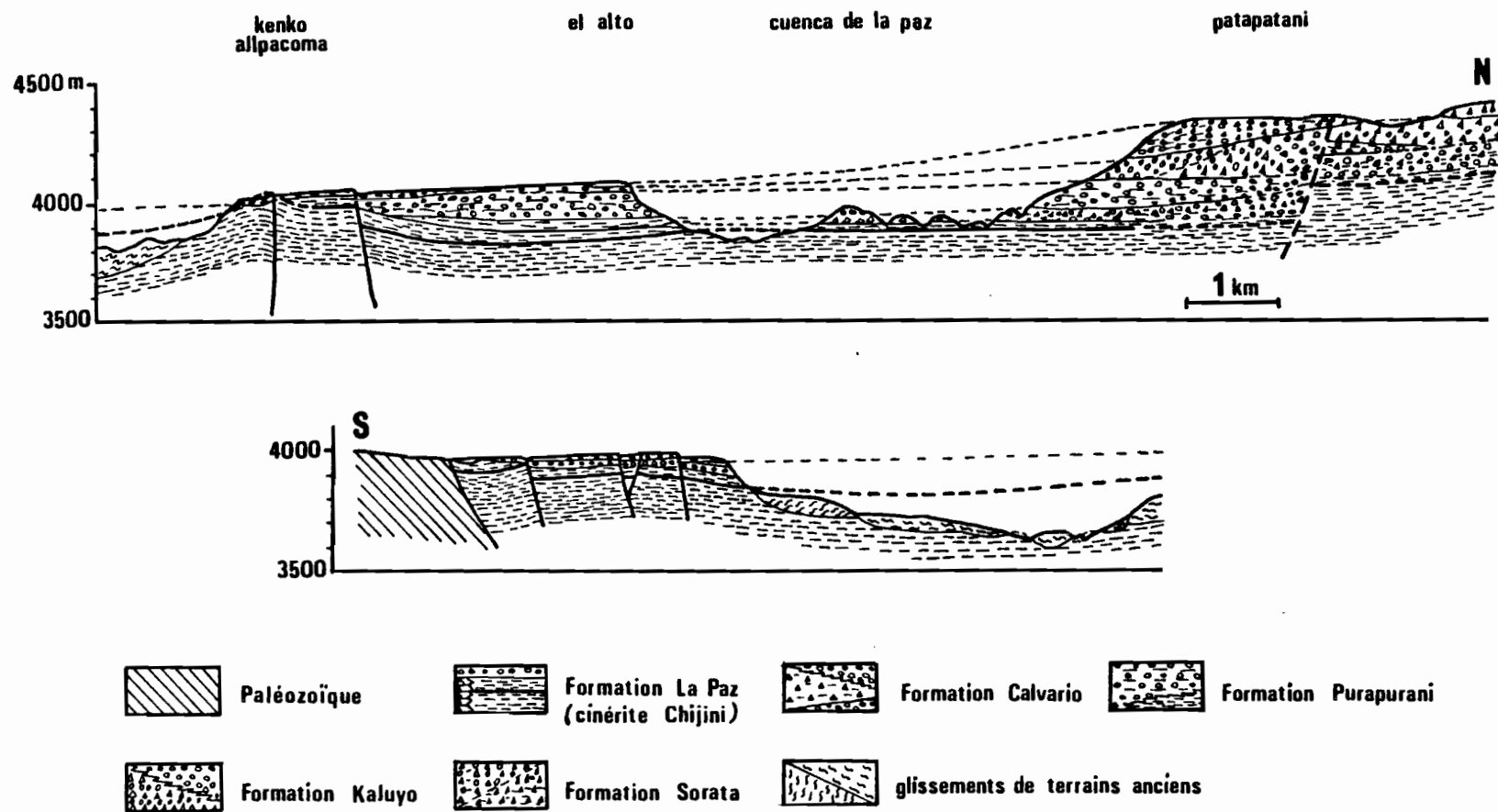


Fig. 2.- Coupe géologique N-S du Plio-Quaternaire de La Paz (d'après données BRGM-BCOM, in: BLES et al, 1977)

	AMONT		AVAL	
	Vallées non connectées à la Cordillère	Vallées connectées à la Cordillère	sans connexion	avec connexion
A	basses terrasses	6 5 4 3 2 1 moraines (retrait glaciaire) (> 9800 ans B.P.)	basse terrasse (tourbes)	basses terrasses (gravats)
B	Gravats et tourbes (Sorechata II) SII (16000 ans BP) Terrasse rouge (Sorechata I) SI (>40000 ans BP)	moraines Choqueyapu (MCh) { MChII MChI	gravats et tourbes gravats	Terrasses fluvio glaciaires ou cône de déjection { SII SI
C	Pédimentation (glacis IV) Creusement → Accumulation de gravats (glacis IV) Pédogenèse (sol rubéfié)			
D	Moraines Sorata (MS) → Coulée de boue Sorata (FBS)			
E	Creusement Formation de vallées → Accumulation de gravats (GPS) ("cônes pré-Sorata") pédogenèse (sol rubéfié) Pédimentation (glacis III)			
F	Formations anciennes (Calvario-Kaluyo) et paléosols (FA) Erosion Horizon rubéfié (paléosol ?) Erosion			
G				
H	Formation La Paz (FLP)			

Tableau 2: Cadre stratigraphique général du piedmont occidental de la Cordillère Royale (d'après ARGOLLO, 1982)

Sorata. Des coulées boueuses, qui forment de vastes cônes de déjection, ont remanié et étalé le matériel morainique à l'aval des anciennes vallées glaciaires;

E: Une période interglaciaire, caractérisée par le développement d'une surface morphologique majeure (glacis III). Le creusement du glacis III a alimenté de grands cônes de déjection ("gravats pré-Sorata");

F: Une période qui correspond aux deux glaciations Calvario et Kaluyo que ARGOLLO désigne sous le terme de "formations anciennes"(F.A), séparées par un interglaciaire (F.Purapurani). Les affleurements qui témoignent des événements de cette époque sont rares dans la Cordillère Royale;

G: Une période de creusement;

H: Une période de sédimentation lacustre plus ou moins conglomératique (formation "La Paz"). A La Paz, ces dépôts, épais de 800 mètres, sont datés du Pliocène: 5,5 M.a. à la base (SERVANT et al,1987) et 3,2 M.a vers le sommet (CLAPPERTON,1979).

En conclusion de son étude stratigraphique, ARGOLLO place la formation "La Paz" ainsi que les témoins des glaciations anciennes Calvario et Kaluyo dans le Pliocène-Pléistocène inférieur. Le Pléistocène moyen correspondrait à l'élaboration du glacis III au cours de l'interglaciaire post-Kaluyo, à la glaciation Sorata, et à l'interglaciaire post-Sorata. Le développement de la glaciation Choqueyapu se situerait durant le Pléistocène supérieur. Il ne s'agit ici que d'une chronologie relative dans la mesure où il n'y a pas dans l'immédiat d'âge radiochronologique pour ces différents événements. La limite Pléistocène-Holocène n'est pas bien définie, mais ARGOLLO note la présence d'importantes moraines qui seraient postérieures à 10000 ans B.P. dans les parties hautes des vallées.

C - La Cordillère d'Apolobamba.

1/ Le cadre général.

La Cordillère Orientale est une des grandes unités morphologiques des Andes Centrales, puisqu'elle atteint 100 km de large au Nord des Andes boliviennes et dépasse 400 km vers le Sud (MARTINEZ,1980). Dans sa partie septentrionale on trouve les Cordillères "Tres Cruces","Real", "Las Muñecas" et "Apolobamba" laquelle se situe à 250 km environ au Nord de la ville de La Paz, sur la frontière du Pérou (fig.3).

La zone d'étude s'étend sur environ 1600 km², autour du secteur de "Ulla-Ulla". Elle se situe entre 14°44' et 15°15' de latitude sud, 69° et 69°21' de longitude ouest.

Cette région est limitée à l'Est par les hauts reliefs qui avoisinent le plus souvent 6000 mètres d'altitude. La ligne de crête définit le partage des eaux: à l'Est le drainage s'effectue vers le bassin amazonien, à l'Ouest il s'effectue sur le bassin du lac Titicaca. Sur ce versant, de grands cônes de déjection débordent sur la plaine alluviale du rio Suches qui marque la frontière entre la Bolivie et le Pérou.

Ce site de haute altitude, encore très peu étudié jusqu'ici, a été défini comme une région semi-aride à climat sec; la maigre végétation, de type "Puna brava" (TROLL,1968) et l'aridité du lieu en témoignent. Les températures sont basses, la moyenne annuelle étant de 7,7°C. Le mois de juin est le plus rigoureux, entre 0,3°C et 4,6°C; novembre est le mois le plus clément avec des températures comprises entre 12°C et 14°C (PEREZ,1972). Ces valeurs moyennes

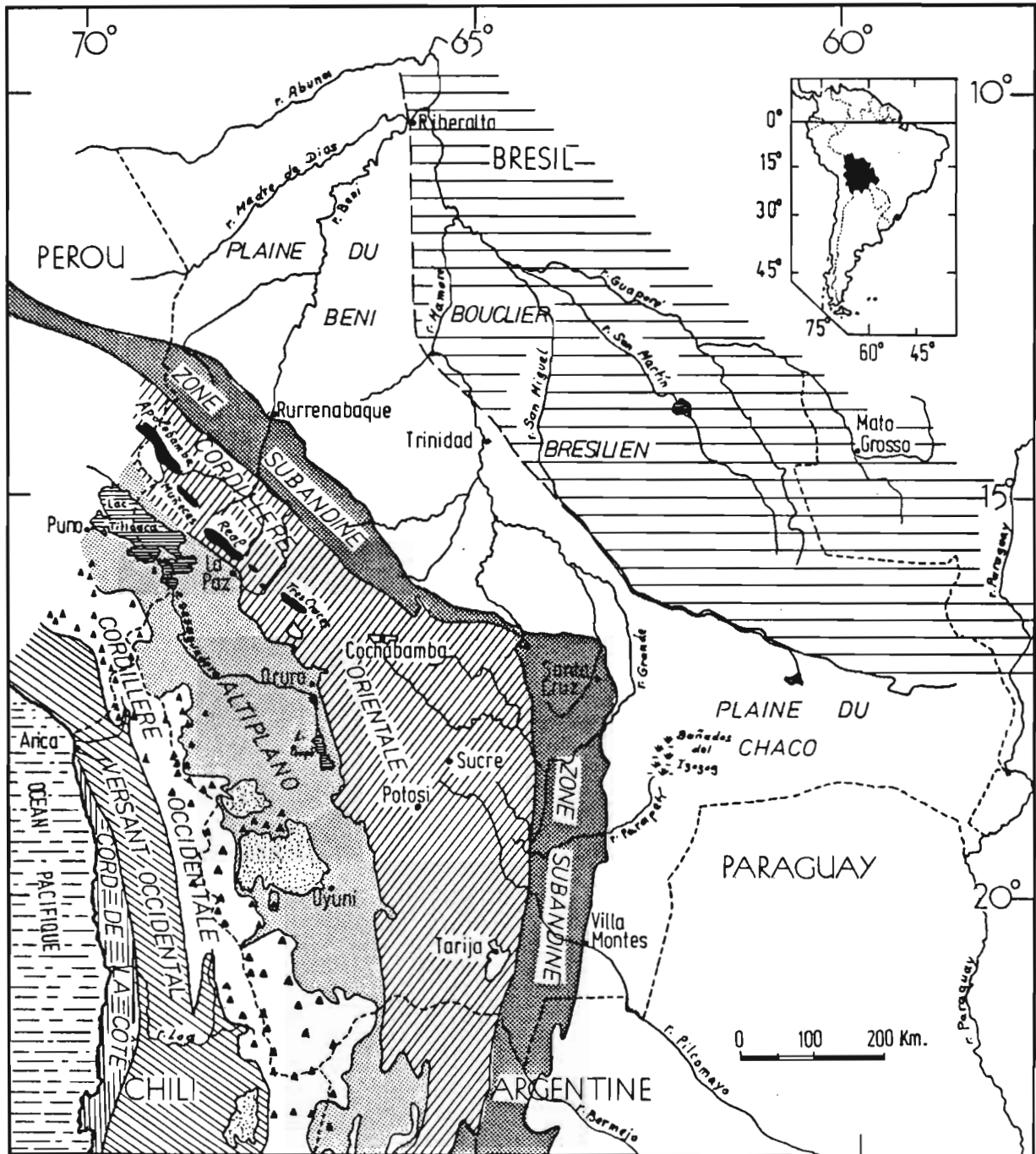


Fig.3.- Les unités morphologiques des Andes Centrales en Bolivie.

masquent les fortes amplitudes qui existent entre les températures diurnes et nocturnes. De tels écarts facilitent l'éclatement des roches gélives et jouent ainsi un rôle prépondérant dans la morphogénèse.

Toutefois, ce sont surtout les glaciations, notamment au Pléistocène comme nous le verrons, qui ont modelé les grands traits du paysage actuel: moraines, cirques, vallées en U et bassins de drainage associés.

2 - Les formations antérieures au Pliocène.

En ce qui concerne le cadre stratigraphique détaillé de cette région, on peut se référer notamment aux travaux de NEWELL(1949), PEREZ (1972), AUDEBAUD(1976), LAUBACHER(1977) et MARTINEZ(1980) pour ce qui a trait à l'Altiplano occidental et à l'Altiplano oriental.

Si l'on s'en tient strictement aux formations reconnues dans le secteur de la Cordillère d'Apolobamba, on constate que la haute chaîne est formée de puissantes séries schisteuses(dévonien?) qui constituent le substratum paléozoïque épais de plusieurs centaines de mètres à l'affleurement. Le Permien s'observe localement sous forme de pointements à Hichucollo, et près de la lagune Cañauma(cf.carte). Il est formé d'un calcaire riche en Brachiopodes et Gastéropodes. Le Crétacé, calcaréo-gréseux, n'affleure qu'à l'extrême Sud du secteur de Ulla-Ulla, alors que les dépôts tertiaires n'y sont pas reconnus.

Les corps granitiques

La Cordillère d'Apolobamba qui constitue la partie la plus septentrionale de la Cordillère Orientale des Andes boliviennes se caractérise par l'absence de batholites. Dans les autres Cordillères

on trouve des massifs granitiques, alignés parallèlement à la chaîne, sur près de 200 km de longueur. Ils forment notamment les plus hauts sommets du massif de l'Illampu (Cordillère Royale) et de la Cordillère de Quimsa Cruz (17°S).

Selon MARTINEZ (1980) la localisation de ce chapelet de batholites serait due à une "prédisposition tectonique" de cette partie des Andes:

- les intrusions longent vers le Sud-Ouest la zone axiale de la chaîne hercynienne;
- elles sont dans le prolongement d'une grande faille longitudinale;
- elles sont grossièrement alignées à l'aplomb d'une ancienne et importante faille décrochante du socle.

L'âge de ces grands batholites est très variable puisqu'ils sont datés du Trias jusqu'à l'Oligocène terminal (NIGEL GRANT et al, 1979).

La surface d'aplanissement Chayanta.

Sur le versant Occidental de la Cordillère Orientale les hauts reliefs dominant de vastes témoins d'une ancienne surface d'aplanissement qui se suit parfaitement dans le paysage lorsque l'on quitte la Cordillère d'Apolobamba pour rejoindre l'Altiplano et les abords du lac Titicaca (3810 m). Il s'agit de la surface d'aplanissement Chayanta (SERVANT et al, 1987) qui se situe entre 4200 et 4600 mètres d'altitude. L'âge de cette surface n'est pas déterminé avec précision; compte tenu des datations paléontologiques et isotopiques obtenues sur des remblaiements fluvio-lacustres (âges compris entre 24 et 14 M.a), il est probable que cette surface soit antérieure au Miocène.

3 - Les formations du Plio-Quaternaire.

Les travaux antérieurs ont servi de support à l'établissement de la carte géologique et géomorphologique de la Cordillère d'Apolobamba (cf. carte). On ne détaillera pas l'ensemble des formations, mais on signalera simplement les quelques différences par rapport à la Cordillère Royale.

La formation "La Paz" n'a pas été reconnue dans le secteur de Ulla-Ulla.

Les dépôts résultant des deux premiers épisodes glaciaires Calvario et Kaluyo ont été regroupés sous le terme de "formations anciennes" (F.A) en accord avec la terminologie employée par ARGOLLO(1982). Dans la Cordillère d'Apolobamba seuls des témoins de ces glaciations subsistent et les moraines ont subi des phénomènes d'altération, recouvrement et érosion, et sont de ce fait difficilement identifiables. Ces formations sont compactes, hétérogranulaires, à matrice argileuse ou sableuse dont les éléments les plus grossiers ont plusieurs mètres de diamètre. On les identifie au Sud-Ouest de la lagune Suches(14°45'S), près de la lagune Puyupuyu(15°S) et dans le secteur de Ucha-Ucha(15°05'S).

Après la mise en place du glacis (III), l'érosion fut très importante dans les parties hautes des vallées. Le matériel érodé s'est étalé largement sur la plaine de Ulla-Ulla en formant de grands cônes de déjection. Ils sont le plus souvent emboîtés, ce qui permet au mieux d'établir entre eux une chronologie relative, mais rarement de les caler stratigraphiquement. C'est pourquoi sont-ils cartographiés comme "cônes de déjection indifférenciés". Les "gravats pré-Sorata" définis par ARGOLLO(1982) sur la Cordillère Royale, pourraient correspondre à cet épisode de creusement important, à l'origine des cônes observés notamment dans les secteurs de Ulla-Ulla et Ucha-Ucha.

La glaciation Sorata a laissé dans la Cordillère d'Apolobamba comme ailleurs d'importantes moraines latérales qui barrent le paysage sur plusieurs kilomètres. Leur épaisseur avoisine ou dépasse souvent 250 mètres. L'épaisseur des sédiments décroît rapidement vers l'aval en dessinant un V fermé ce qui témoignerait d'une ablation très rapide des glaces. Il pourrait s'agir surtout d'une ablation par sublimation (températures trop élevées par exemple) plutôt que d'une ablation par fonte puisque l'on retrouve peu de matériels détritiques en aval (faible capacité de transport des eaux de fonte). Morphologiquement ces moraines sont allongées, arquées et arrondies. La fraction grossière, composée de débris schisteux paléozoïques, est englobée dans une matrice à dominante sableuse.

Bien qu'absents des parties hautes des vallées, les "cônes de déjection indifférenciés", assimilés pour partie aux "gravats pré-Sorata", pourraient aussi provenir du remaniement des dépôts glaciaires Sorata. Il s'agirait alors des "coulées de boues Sorata" dont la présence a été signalée par ARGOLLO(1982) dans la Cordillère Royale.

L'interglaciaire post-Sorata, marqué par une érosion du piedmont, a permis l'élaboration d'un nouveau glacis (glacis IV) en aval des vallées et dont il reste des témoins au Nord-Est de Hichucollo(14°57'S).

La glaciation Choqueyapu (Choqueyapu I et II), dont le développement est restreint aux seules vallées élaborées durant l'interglaciaire précédent, a laissé dans le paysage des moraines aux formes aiguës, étroites et encore peu érodées. Leurs dépôts obturent de nombreuses vallées et ont conduit à la formation de la plupart des lacs de la Cordillère d'Apolobamba. Aucun reste de matières organiques fossiles (tourbes) susceptible de préciser l'âge de la glaciation Choqueyapu n'a été découvert dans ce secteur.

Le retrait général des glaces dans les parties hautes de la Cordillère marque le passage du Pléistocène à l'Holocène. Toutefois ce retrait ne fut pas continu puisqu'il fut interrompu par une ou plusieurs phases de stationnement ou d'avancées mineures des glaciers (NOGAMI, 1970; MERCER et al, 1977; GOUZE et al, 1986).

Au cours des dix derniers millénaires et comme en témoigne la présence de moraines récentes près des glaciers actuels, il semble que ces derniers aient connu, comme à la fin du Pléistocène, des phases d'avancées même si le phénomène semble être beaucoup moins important. Il appartiendra d'en évaluer l'ampleur dans le chapitre consacré aux fluctuations des glaciers au cours de l'Holocène.

4 - Le réseau hydrographique.

Les eaux du piémont occidental de la Cordillère d'Apolobamba sont drainées vers le lac Titicaca. Au débouché des vallées sur la vaste plaine alluviale qui s'étend vers le Rio Suches, la topographie est peu accusée, légèrement ondulée, obligeant le réseau hydrographique à s'ordonner suivant différents tracés. Il peut être sub-parallèle en raison du faible pendage. Il peut aussi être méandrique comme c'est le cas du rio Suches. Parfois il se divise en de multiples chenaux formant alors un réseau anastomosé (rio Cañauma et Puyupuyu). On peut enfin avoir un tracé dichotomique, comme c'est le cas des rivières situées au Nord de Ulla-Ulla (rio Cañauma).

5 - La carte géologique et géomorphologique du piémont occidental.

La cartographie du piémont occidental de la Cordillère d'Apolobamba dans le secteur de Ulla-Ulla (carte) a été dressée en grande

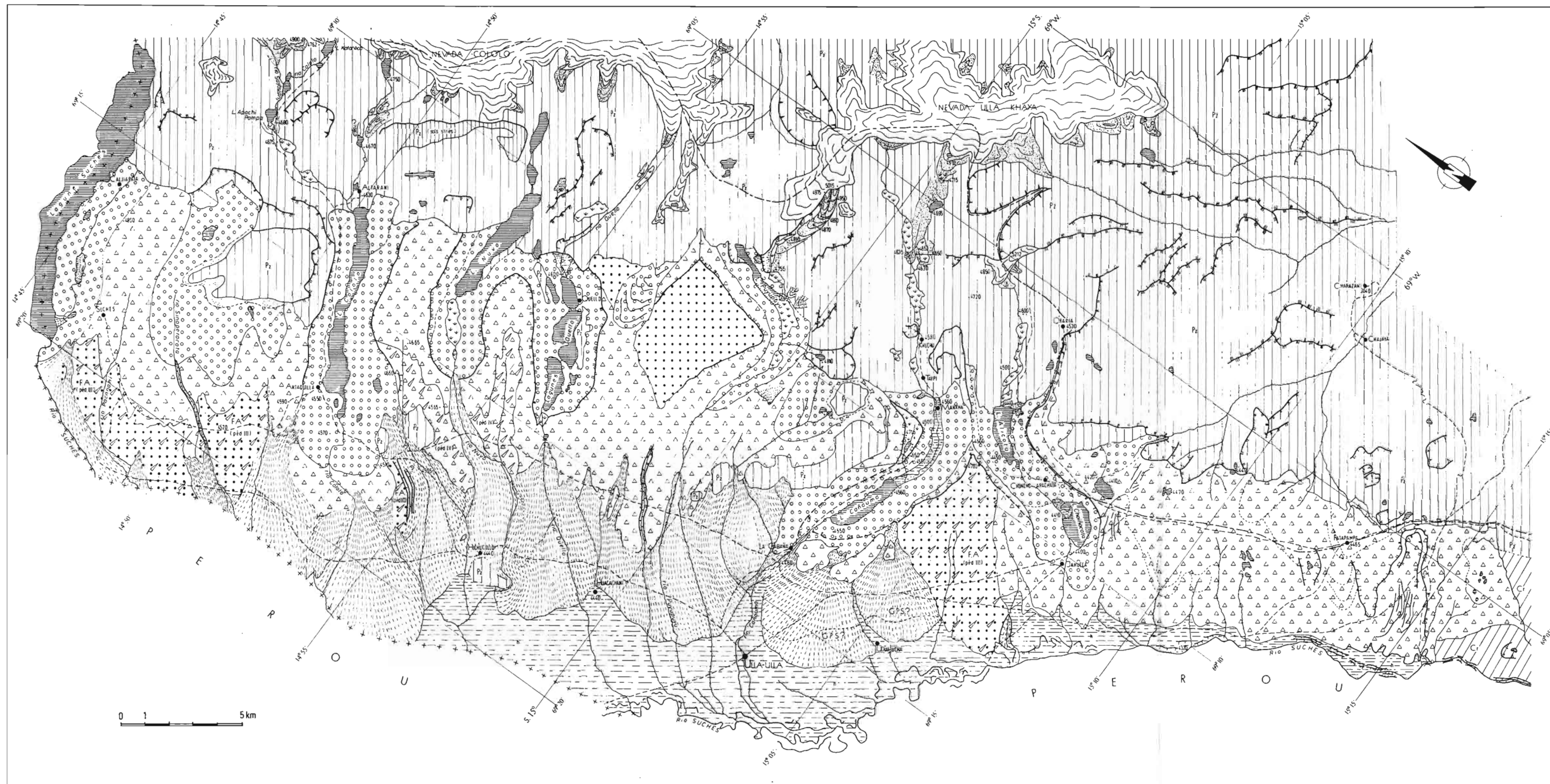
partie avec le support de photographies aériennes de l'Institut Géographique Militaire Bolivien (I.G.M.), puisque à ce jour de nombreuses lacunes existent encore dans cette zone concernant les fonds topographiques. Les échelles des photographies étant différentes, la partie nord (clichés de 1975) est au 1:68 000, alors que la partie sud (clichés de 1964) est au 1:35 000; nous avons opté pour une carte au 1:160 000. (La légende figure en annexe).

D - Le problème des datations.

L'historique des recherches a permis de soulever différents problèmes concernant surtout l'âge des événements qui ont marqué le Plio-Quaternaire en Bolivie.

I - L'existence de la glaciation Patapatani.

Le problème a déjà été évoqué. Rappelons que DOBROVOLNY (1962) identifia la présence d'une glaciation antérieure à la glaciation Calvario, dont les dépôts sont fossilisés par une cinérite. CLAPPERTON (1979), sur la foi de datations K/Ar, confirmait l'interprétation de DOBROVOLNY. Mais SERVANT (1977) et BALLIVIAN (1978) contestent l'existence d'une glaciation antérieure à Calvario en démontrant que la cinérite reconnue par DOBROVOLNY se situe en fait au-dessus des dépôts de la glaciation Calvario. Ainsi cette glaciation constitue bien pour eux le premier épisode glaciaire du Plio-Quaternaire bolivien.



2 - La formation "La Paz".

La formation "La Paz" (600 mètres d'épaisseur environ) se présente sous deux faciès différents: le premier est argilo-sableux, stratifié, le second est surtout conglomératique. Entre les deux il y a passage latéral par digitation hecto à kilométriques (SERVANT, 1977).

L'âge pliocène de cette formation est bien établi. Des méthodes radiochronologiques ont été utilisées puisque cette formation inclut plusieurs niveaux de cinérites. A la base, l'une d'entre elles est datée de 5,5 M.a. environ (SERVANT et al, 1987). Dans la partie supérieure la cinérite Chijini est datée de $3,27 \pm 0,14$ M.a. (CLAPPERTON, 1979). D'autre part, des arguments paléontologiques, avec la découverte de fossiles vertébrés, confirment l'âge pliocène de la formation "La Paz" (VILLARROEL et GRAF, 1979).

3 - La limite Pliocène-Pléistocène.

La limite la plus communément admise est définie suivant une échelle magnétostratigraphique. Elle coïncide avec le début de la période Olduvaï (Geological Time Table, VAN EYSINGA, Elsevier 1975).

Sur l'Altiplano Nord-bolivien, l'âge radiométrique tertiaire le plus récent est de 2,5 M.a. (EVERNDEN et al, 1966). Cet âge, qui correspond au Pliocène terminal, a été obtenu sur une ignimbrite (ignimbrite "Perez") qui fossilise une surface d'érosion post-Miocène assimilée à un vaste glacis d'ablation.

Du point de vue paléontologique, c'est un changement de faune qui marque régionalement sur l'Altiplano bolivien la limite Pliocène-Pléistocène. Ce changement n'a pas été daté mais il correspond au

remplacement d'une faune tertiaire endémique de l'Amérique du Sud attribuée au Pliocène (HOFFSTETTER et al, 1971; VILLARROEL et GRAF, 1979) par des fossiles dont les vertébrés présentent des affinités avec la faune d'Amérique du Nord.

Dans la région de La Paz, au niveau régional, cette limite se situerait dans la partie sommitale de la formation "La Paz", au-dessus de la cinérite Chijini. On la place par convention à la base des dépôts du premier épisode glaciaire Calvario.

4 - L'âge des quatre grandes glaciations.

Dans la mesure où l'on fixe comme base du Pléistocène le début de la première glaciation, on peut considérer que les quatre grands épisodes glaciaires datent du Pléistocène.

Dans de nombreuses régions de hautes et moyennes latitudes le passage Pliocène-Quaternaire est caractérisé par un refroidissement climatique. En Bolivie, il semble que la marque de ce refroidissement soit le développement de la première glaciation (Calvario). Le fait que l'on n'ait pas observé de glaciations plus anciennes peut être une conséquence d'un effet purement climatique, mais peut-être aussi lié au problème de la surrection des Andes puisque le volume montagneux actuel a pratiquement été créé par des soulèvements fini-Miocène, Pliocène et Pléistocène inférieur (LAVENU, 1978; MARTINEZ, 1980; SERVANT et al, 1987). On ignore donc encore quelle était l'altitude des Andes avant la première glaciation, ce qui peut expliquer l'absence de glaciations antérieures à l'épisode Calvario. Les formations anciennes issues des glaciations Calvario et Kaluyo ont été associées au Pléistocène inférieur.

L'épisode Sorata n'est pas daté. Compte tenu des âges radiométriques obtenus sur les dépôts de la dernière glaciation Choqueyapu, on peut simplement affirmer que la glaciation Sorata est antérieure à 35 000 ans B.P. (ARGOLLO, 1982), et qu'elle se serait développée au cours du Pléistocène moyen (?).

La glaciation Choqueyapu, dernier des quatre grands épisodes glaciaires, est la mieux connue. ARGOLLO(1982) a noté que la présence de deux avancées (Choqueyapu I et Choqueyapu II) séparées par un interstadiaire, ce qui avait été pressenti par TROLL (1935). Les moraines Choqueyapu II reposent localement sur des tourbes datées de 35 000 ans B.P. au moins. Dans la Cordillère de Cochabamba (17°21' S; 68°48'W), un âge ^{14}C d'environ 16610 ± 130 ans B.P. obtenu sur une tourbe remaniée dans ces moraines indiquerait, s'il venait à être confirmé, que cet épisode est postérieur à cette date(SERVANT et al,1981;ARGOLLO,1982). Au Sud du Pérou, dans la Cordillère de Vilcanota(Quelccaya),qui constitue le prolongement de la Cordillère d'Apolobamba, ce dernier pléniglaciaire se situe après 28560 et avant 14010 ans B.P.(MERCER et PALACIOS, 1977), ce qui recoupe les observations faites en Bolivie.

Le retrait des glaciers est marqué par une succession de moraines équivalente à autant d'épisodes de stabilisations ou de nouvelles avancées. Dans la Cordillère Royale, NOGAMI (1970) identifie ainsi six ensembles morainiques postérieurs à la glaciation Choqueyapu, mais il ne fournit pas de données quantitatives sur ces événements. De nouvelles observations ont permis de regrouper ces générations de moraines suivant quatre groupes principaux (GOUZE et al,1986), dont le premier est constitué par les moraines Choqueyapu; les deux suivants par des moraines antérieures à l'Holocène, dont l'un serait

consécutif à une avancée ayant culminé vers 11000 ans B.P. au Pérou (MERCER et PALACIOS, 1977), le plus récent résultant d'une avancée très récente.

E - Conclusions

Au travers de ce premier chapitre nous avons successivement:

- fait le point sur l'état des connaissances relatives à la stratigraphie du Plio-Quaternaire depuis les premiers travaux jusqu'à l'établissement de la chronologie actuellement utilisée en Bolivie;
- établi une carte géologique et géomorphologique du piémont ouest de la Cordillère d'Apolobamba. Cela a permis d'une part de prolonger vers le Nord-Ouest jusqu'aux frontières du Pérou les observations faites auparavant sur le piémont ouest de la Cordillère Royale par ARGOLLO(1982). D'autre part les interprétations ont confirmé la stratigraphie adoptée dans la région de La Paz.

Si le problème de l'âge des grandes glaciations subsiste, de nouvelles données existent concernant l'âge des moraines du Quaternaire récent. C'est ce qui va être évoqué dans le chapitre suivant.

En conclusion de sa thèse sur l'évolution du piedmont ouest de la Cordillère Royale au Quaternaire, ARGOLLO(1982) signalait que la limite Pléistocène-Holocène, marquée au Pérou par une brève période de réduction très importante des glaciers, n'avait pas été identifiée en Bolivie en raison des médiocres conditions d'affleurements. Toutefois, l'existence de plusieurs phases d'avancées glaciaires à l'Holocène ne pouvait pas être écartée. On pouvait même se demander s'il ne faudrait pas rattacher à ces éventuelles phases, des moraines situées en amont de tourbes datées de 10000 ans B.P.environ.

Il était donc important de tenter d'établir un calendrier des oscillations glaciaires holocènes dans la Cordillère Orientale. La reconnaissance de l'ensemble des vallées de la Cordillère d'Apolobamba et de quelques vallées de la Cordillère Royale a conduit à retenir un certain nombre d'entre elles qui recelaient de la matière organique fossile intercalée ou remaniée dans les dépôts morainiques. La détermination de l'âge de ces tourbes par des méthodes radiochronologiques (carbone 14) permettrait ainsi d'obtenir les âges limites des oscillations glaciaires.

Pour chaque vallée on rend compte brièvement du cadre géologique et géomorphologique, puis de la position des différentes moraines le long de profils longitudinaux dans les parties hautes des vallées, ainsi que de la situation des coupes stratigraphiques où sont localisées les tourbes.

Etant donné la quasi-absence de fonds topographiques de la région, les altitudes ont été évaluées à l'altimètre de poche (THOMMEN type 6000).

CHAPITRE II - LES MORAINES DU QUATERNAIRE RECENT ET LEURS DATATIONS

PAR LE ^{14}C

A - Les vallées glaciaires de la Cordillère d'Apolobamba

1 - Les vallées de la lagune Cololo.

Ce secteur est formé de deux vallées principales, celle d'Altarani et celle de Cololo. Cette dernière possède une vallée latérale dans sa partie sommitale: la vallée Sayhuani. L'ensemble est connecté au niveau de la lagune Cololo (fig.4). Cette lagune très étroite et longue de près de 8km, est insérée dans les dépôts du dernier maximum glaciaire Choqueyapu. Vers l'aval, de part et d'autre du village de Antaquilla, les puissantes moraines Sorata forment les reliefs les plus élevés.

* La vallée de Altarani.

La vallée est dominée par les épaisses séries schisteuses du Paléozoïque. Les dépôts glaciaires récents y sont peu importants et se cantonnent à proximité du glacier actuel qui est peu développé. Les quelques moraines récentes ne sont pas colonisées par la végétation actuelle, et nulle part n'a été noté la présence de dépôts organiques fossiles.

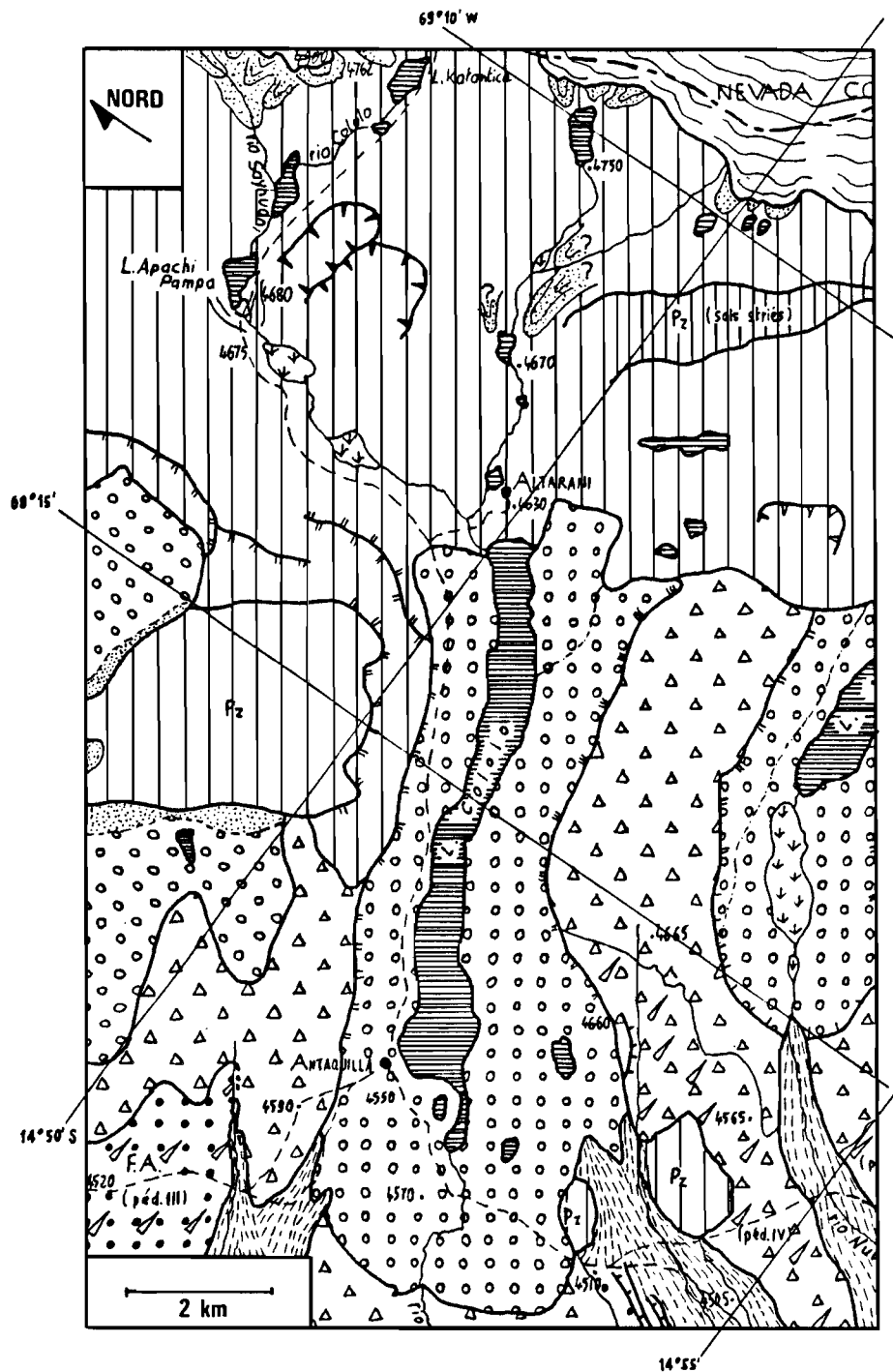


Fig.4.- Les vallées débouchant à la lagune Cololo

(les figurés sont identiques à ceux utilisés pour la carte géologique de la Cordillère d'Apolobamba, à laquelle on se reportera).

Vers 4670 m d'altitude, la présence de groupes de moraines mal individualisées suggère que ces dépôts seraient les témoins d'épisodes d'avancées mineures postérieures au dernier pléniglaciaire Choqueyapu (moraines M₃; GOUZE et al, 1986).

* La vallée de Cololo

I. La vallée principale

Cette vallée, dominée par des sommets atteignant 5400 mètres d'altitude, se caractérise par la présence de vastes zones marécageuses, très développées aux abords des dépôts de la glaciation Choqueyapu et ceci jusque sur la partie sommitale, occupée par trois petits lacs. La lagune Apachi Pampa, à 4680m d'altitude, est fermée par des dépôts glaciaires aux contours érodés qui seraient peut-être l'équivalent des moraines observées de façon plus nette dans la vallée voisine de Altarani (moraines M₃?).

Plus haut, à 4760m d'altitude, de belles moraines viennent s'amortir à proximité immédiate de la lagune Katantica (14°47'S). Leur morphologie, aux contours nets, et l'absence de végétation actuelle sont des indices de dépôts récents. Le glacier qui a transporté ce matériel se situe aujourd'hui à 4900 mètres; il se subdivise en deux langues.

La fraction grossière des moraines est formée de débris schisteux hétérométriques. Des blocs de dimension métrique constituent les moraines les plus récentes où la matrice, de nature limono-argileuse, est pratiquement absente. Vers l'aval la tendance est inverse puisque la fraction fine constitue le plus souvent la moraine elle-même, les débris, rares, ont des dimensions décimétriques.

Entre le glacier actuel et la lagune on dénombre une trentaine de cordons morainiques environ qui témoignent d'autant d'épisodes mineurs d'avancées ou de stabilisation du front de la glace (fig.5).

A 400 m du glacier et à 4855 m d'altitude l'un de ces cordons remanie des tourbes. L'échantillon prélevé (éch.T.534) est daté de 425 ± 60 ans B.P, qui est l'équivalent en âge calendaire du XV^e XVI^e siècle (KLEIN et al, 1982) et indique une avancée glaciaire postérieure à cette date.

Plus bas, à la cote 4810 m, des niveaux organiques en place sont intercalés entre des dépôts glaciaires. Du sommet vers la base, la succession lithologique est la suivante: (fig.6)

- 0 - 10 cm : sol actuel, paléosol;
- 10 - 20 cm : graviers fluviatiles (diamètre maximum 5 cm);
- 20 - 40 cm : limons organiques (quelques racines) avec des lentilles sableuses à éléments centimétriques;
- 40 - 60 cm : tourbe → éch.T.518: âge ^{14}C : 1680 ± 75 ans B.P;
- 60 - 80 cm : limons organiques très poreux;
- 80 - 85 cm : tourbes;
- 85 - 105 cm : limons organiques avec de nombreuses racines;
- 105 - 165 cm : niveau limono-argileux à blocs de diamètre maximum 20cm(A);
- 165 - 215 cm : tourbes (quelques niveaux limoneux) → éch.T.535: âge ^{14}C : 8475 ± 200 ans B.P;
- 215 - 295 cm : limons organiques;
- 295 - 365 cm : niveaux limono-tourbeux, plus limoneux à la base;
- 365 - ... cm : dépôt glaciaire à éléments schisteux (diamètre maximum 25 cm) pris dans une matrice limono-argileuse (B).

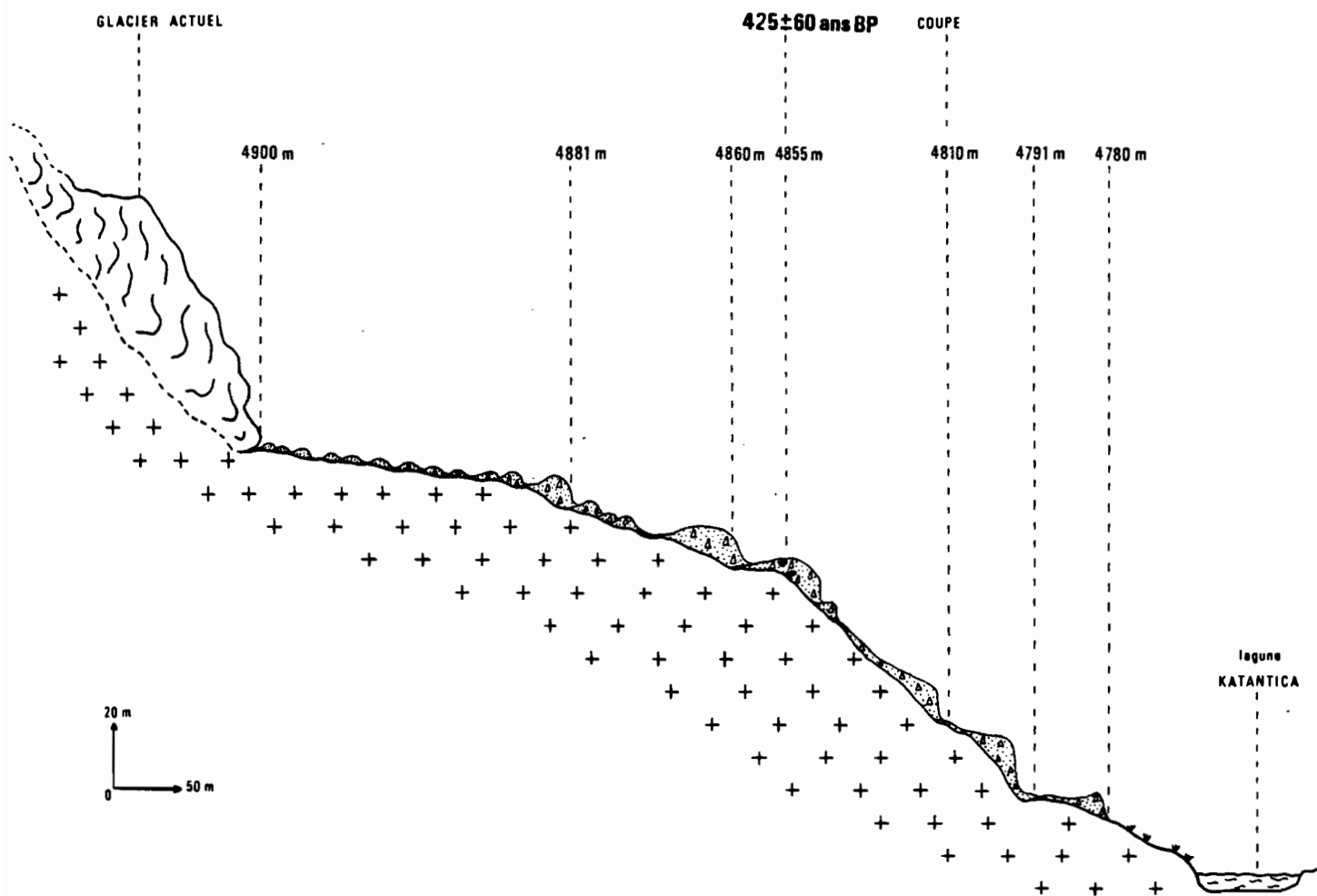


Fig.5.-Profil schématique du haut de la vallée glaciaire de Cololo.

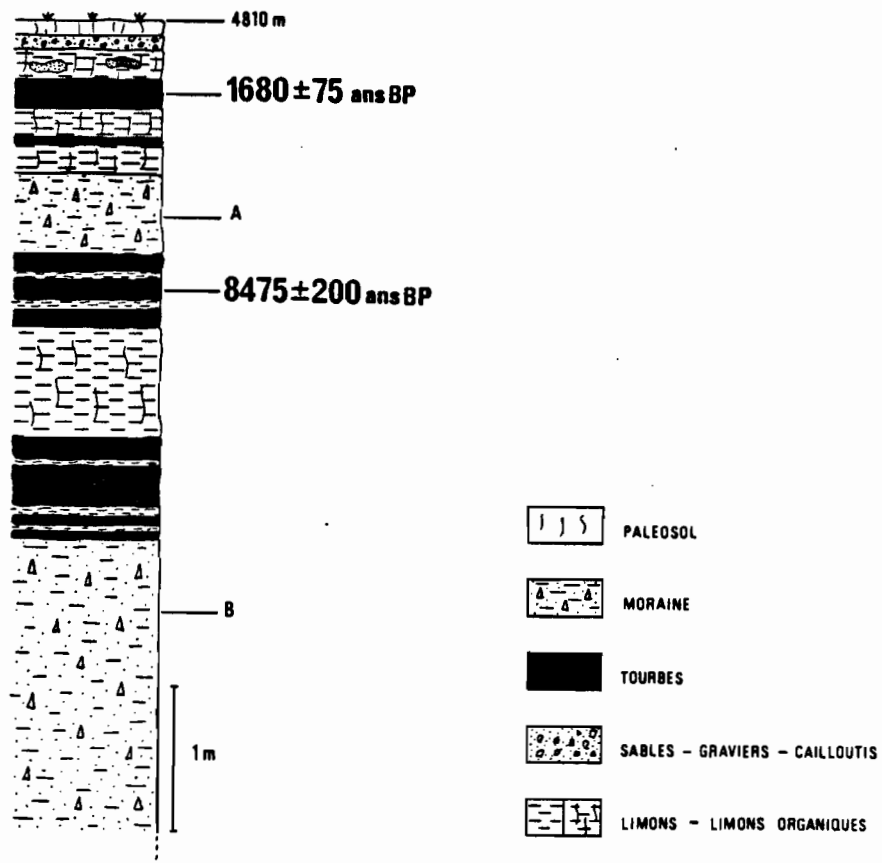


Fig.6.- Succession lithologique de la vallée du rio Cololo.

La nature du dépôt (A), postérieur à 8475 ans B.P. et antérieur à 1680 ans B.P., n'indique pas a priori s'il s'agit d'une véritable moraine, ou d'une moraine remaniée par des coulées de boue, puisque dans un cas comme dans l'autre la composition lithologique est la même. De part sa forme, nous attribuerons ce dépôt à un petit cordon morainique identique à ceux que l'on observe plus haut, à proximité immédiate du glacier actuel.

Compte-tenu de ces éléments, on peut ébaucher la chronologie suivante (fig.7):

- Antérieurement à 8475 ans B.P., le glacier se trouvait à une altitude de 4810m, voire plus bas et à une distance d'au moins 500m par rapport à la position du glacier actuel;
- Un retrait, dont on ignore l'ampleur, s'est ensuite engagé, permettant l'instauration d'une sédimentation de type marécageuse;
- Dans l'intervalle de temps compris entre 8475 et 1680 ans B.P., le glacier a pu avancer si l'on assimile les argiles à blocs à des sédiments d'origine glaciaire, et amorcer ensuite un nouveau retrait;
- Enfin, postérieurement à 1680 ans B.P., des avancées mineures se sont produites comme en atteste la présence de nombreux cordons morainiques à proximité du glacier. L'une d'elle a entraîné un déplacement de 400m environ par rapport au front actuel; elle est postérieure à 425 ans B.P.

Ces avancées mineures s'inscrivent dans un contexte général de retrait, le glacier actuel se situant à 4900 m d'altitude.

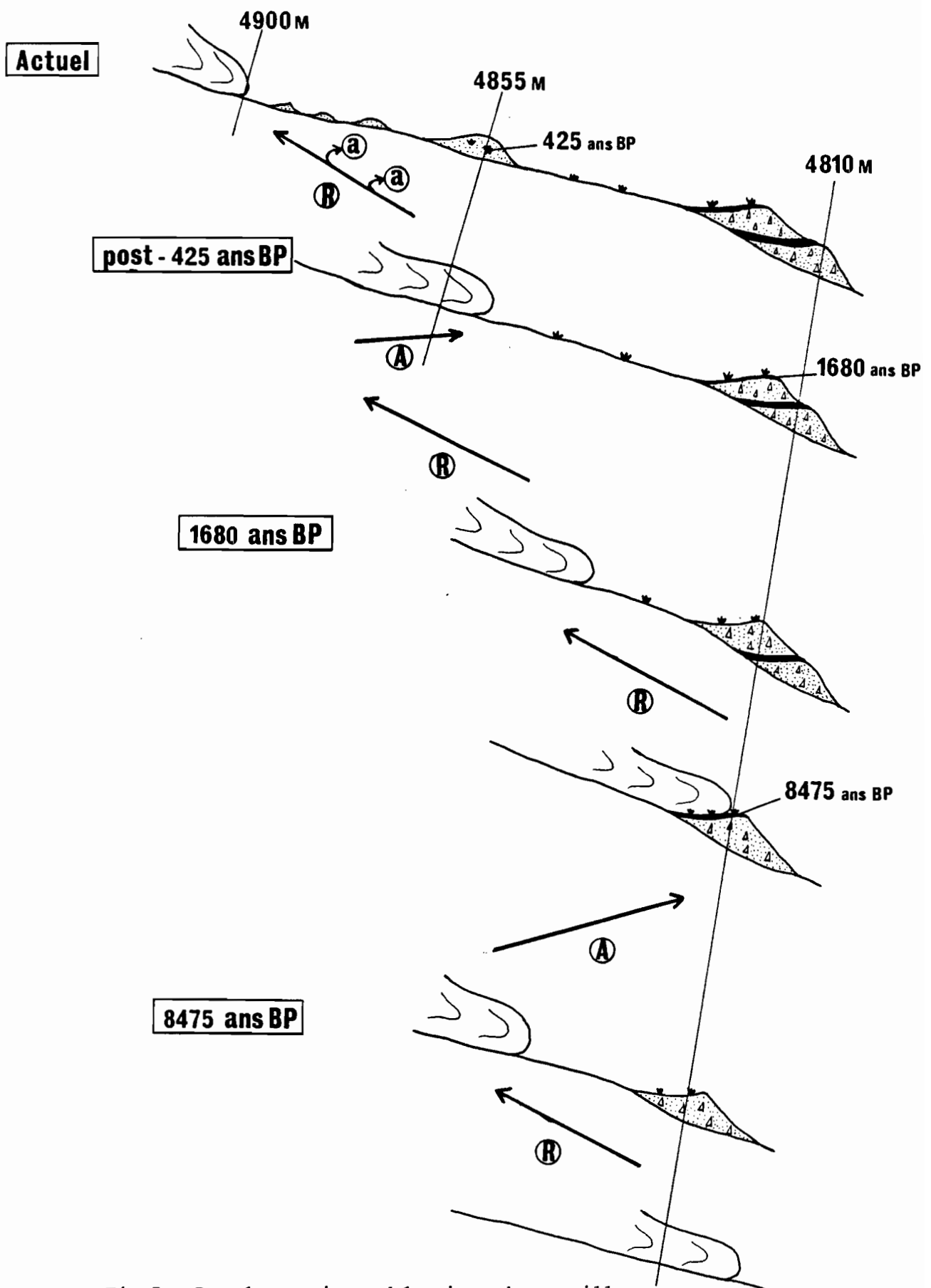


Fig.7.- Représentation schématique des oscillations glaciaires holocènes dans la vallée de Cololo (vallée principale)

2. Vallée adjacente de SAYHUANI

Cette vallée est voisine de la précédente puisqu'elle se situe au Nord de la vallée principale qui est orientée Est-Ouest. La connexion s'opère au niveau d'une lagune, à mi-distance entre les lagunes Katantica et Apachi Pampa (fig.4). La vallée de Sayhuani comporte sur son flanc est cinq petites vallées qui ont donné chacune des dépôts glaciaires (fig.8).

La base du glacier sommital se situe à environ 5100 m d'altitude, soit 200 m plus haut que celui de la vallée principale. Quoiqu'il en soit les cordons morainiques présentent les mêmes caractéristiques morphologiques, avec toutefois l'absence de gros blocs de dimension métrique dans les dépôts les plus récents aux abords du glacier actuel là où la végétation est encore absente aujourd'hui.

Trois coupes, étagées entre 5000 et 4940 mètres d'altitude ont été levées (fig.9):

* La première, à 5000 m d'altitude, près du glacier, se présente ainsi du sommet à la base :

- 0 - 5 cm : sol actuel, paléosol;
- 5 - 305 cm : dépôt glaciaire à matériel schisteux, matrice limono-argileuse;
- 305 - 325 cm : tourbes;
- 325 - 335 cm : limons;
- 335 - 340 cm : tourbes;
- 340 - 360 cm : limons;
- 360 - 370 cm : tourbes → éch. T.536: âge ^{14}C : 4690 $\pm$ 100 ans B.P;

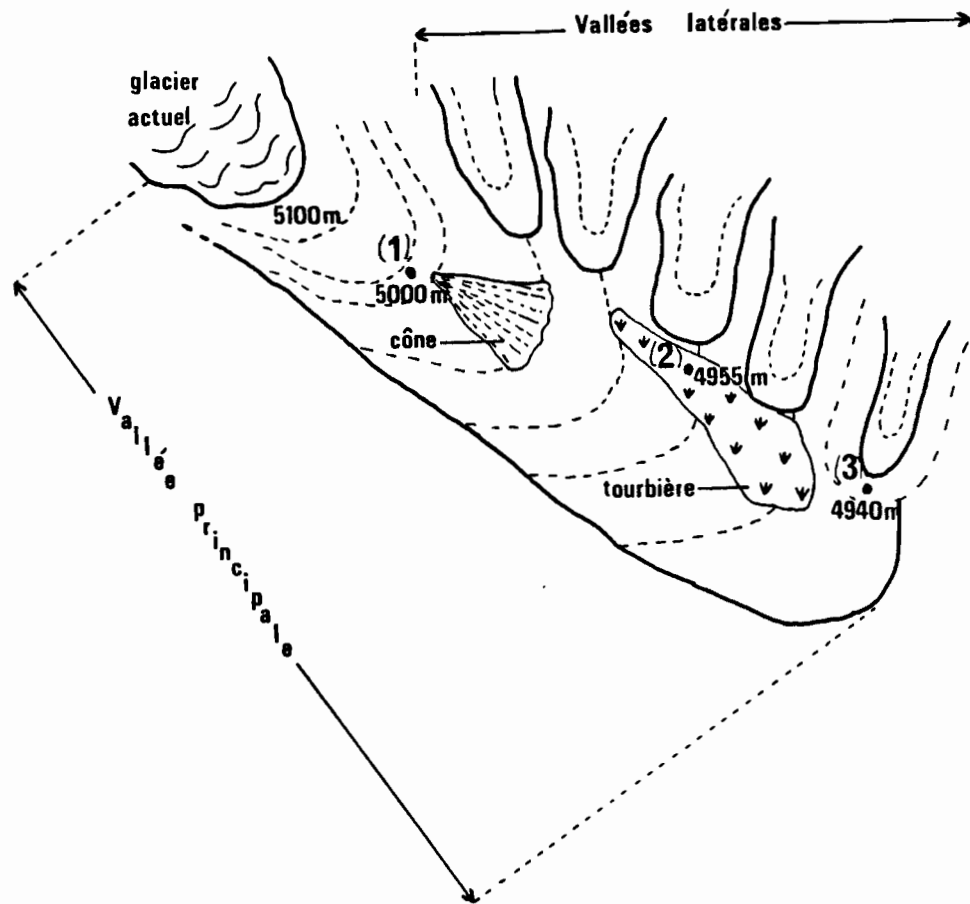


Fig.8.- Représentation schématique de la position des moraines de la vallée de Sayhuani.

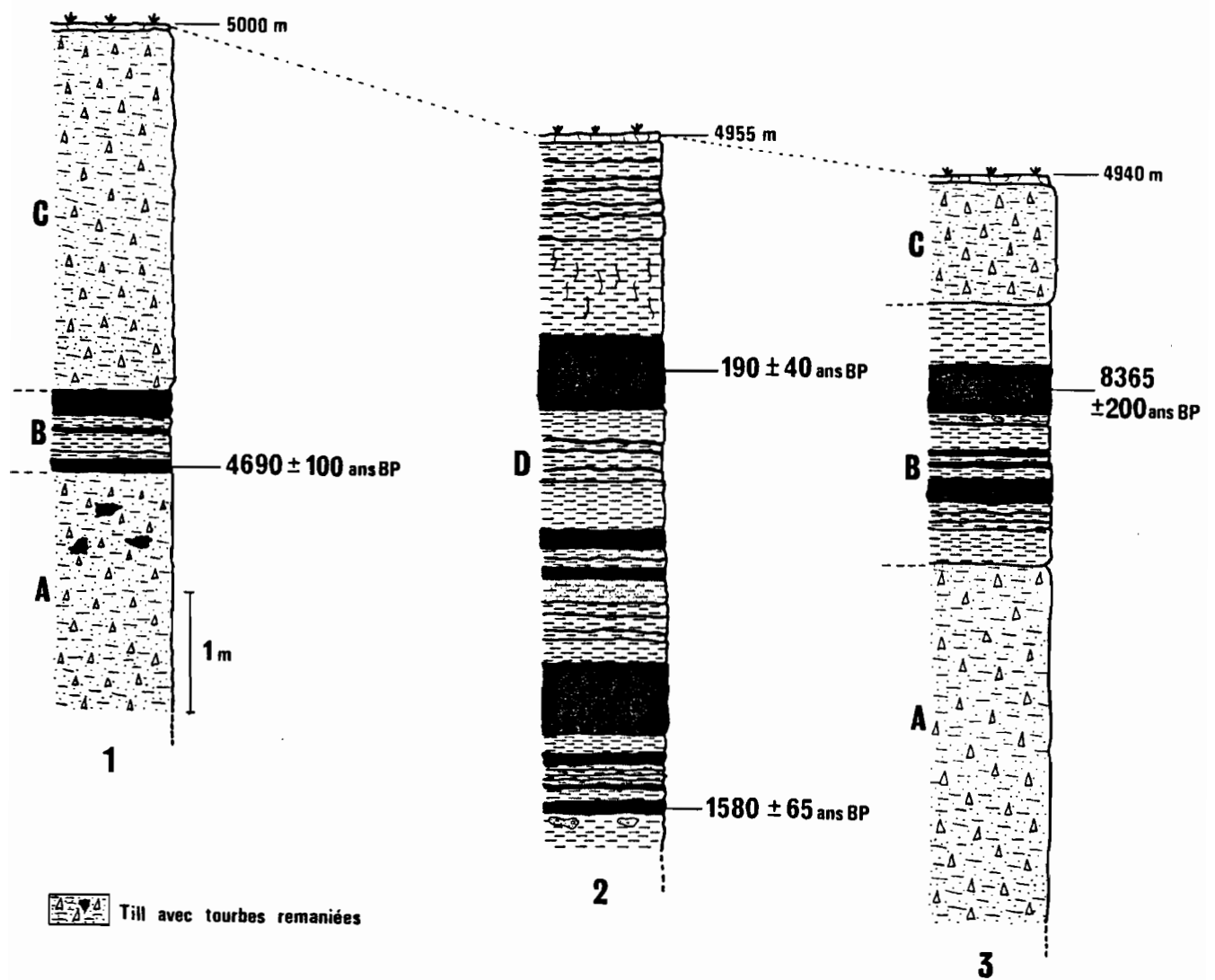


Fig.9.- Successions lithologiques de la vallée de Sayhuani.

370 - ... cm : moraine à matériel schisteux, matrice limono-argileuse;
présence de tourbes remaniées.

L'épisode limono-tourbeux, peu épais, sépare deux dépôts morainiques qui témoignent de deux avancées glaciaires, l'une étant antérieure et l'autre postérieure à 4690 ans B.P.

* La deuxième coupe, à 4955 m d'altitude, se décompose ainsi du sommet à la base:

0 - 5 cm : sol actuel, paléosol;
5 - 65 cm : limons intercalés de fins niveaux organiques;
65 - 85 cm : limons;
85 - 165 cm : limons poreux contenant des restes de racines;
165 - 225 cm : tourbes → éch. T.538 : âge ^{14}C : $190^* \pm 40$ ans B.P.;
225 - 285 cm : limons intercalés de fins niveaux organiques;
285 - 325 cm : limons;
325 - 340 cm : tourbes;
340 - 355 cm : limons intercalés de fins niveaux organiques;
355 - 363 cm : tourbes;
363 - 383 cm : alternance de limons et de sables fins;
383 - 413 cm : limons organiques (quelques niveaux tourbeux);
413 - 433 cm : limons;
433 - 493 cm : tourbes;
493 - 508 cm : limons;
508 - 518 cm : tourbes;
518 - 533 cm : limons organiques (quelques niveaux tourbeux);
533 - 538 cm : tourbes;

538 - 548 cm : limons ;

548 - 558 cm : tourbes → éch. T.537: âge ^{14}C : 1580 ± 65 ans B.P;

558 - ... cm : limons avec des lentilles graveleuses au sommet.

* La "jeunesse" de l'échantillon T.538, daté de 190 ± 40 ans B.P, se traduit par une certaine imprécision quant à son âge calendaire, qui serait compris entre les années 1620-1890 ou 1910-1950.

Cette coupe ne recèle pas de dépôts glaciaires: dans la partie inférieure, la moraine sous-jacente n'a pu être atteinte alors que dans la partie supérieure le till le plus bas de la vallée latérale ne recoupe pas la série limono-tourbeuse. On peut ainsi déduire que le glacier de cette vallée adjacente n'est jamais descendu en-dessous de 4955 m durant l'intervalle de temps compris entre 1580 et 190 ans B.P.

* La dernière coupe, à 4940 m d'altitude, présente du sommet à la base la succession lithologique suivante:

0 - 5 cm : sol actuel, paléosol;

5 - 105 cm : moraine à matériel schisteux, matrice limono-argileuse;

105 - 155 cm : limons;

155 - 195 cm : tourbes → éch. T.539: âge ^{14}C : 8365 ± 200 ans B.P;

195 - 205 cm : limons avec lentilles de graviers;

205 - 207 cm : tourbes;

207 - 227 cm : limons;

227 - 250 cm : alternance de niveaux tourbeux et limoneux centimétriques;

250 - 270 cm : tourbes;

- 270 - 290 cm : limons organiques avec quelques fins niveaux tourbeux;
- 290 - 320 cm : niveaux limono-argileux;
- 320 - ...cm : dépôt glaciaire à matériel schisteux; matrice limono-argileuse.

On peut conclure à l'existence de deux avancées glaciaires, l'une étant antérieure et l'autre postérieure à 8365 ans B.P.

A partir de l'analyse de ces coupes et compte tenu des âges radiométriques on peut proposer à titre d'hypothèse, la succession suivante (fig.10):

- Les dépôts glaciaires (A) abandonnés par l'avancée glaciaire antérieure à 4690 ans B.P (coupe 1) pourraient également être ceux déposés avant 8365 ans B.P. (coupe 3). Ils seraient l'équivalent de ceux observés dans la vallée voisine de Altarani (moraine M₃?);
- L'âge de la végétation (B) qui a colonisé ces moraines démontre que le glacier se situait au-dessus de 5000 m dans la vallée principale et au-dessus de 4940 m dans une des vallées latérales. On ignore néanmoins l'amplitude de ce retrait;
- Postérieurement à 4690 ans B.P. les glaciers ont avancé (C). Les dépôts encore meubles ainsi que l'absence de végétation plaident pour des tills d'âge très récent.

Les dépôts limono-tourbeux de la coupe 2 (notés D) conduisent à émettre deux hypothèses:

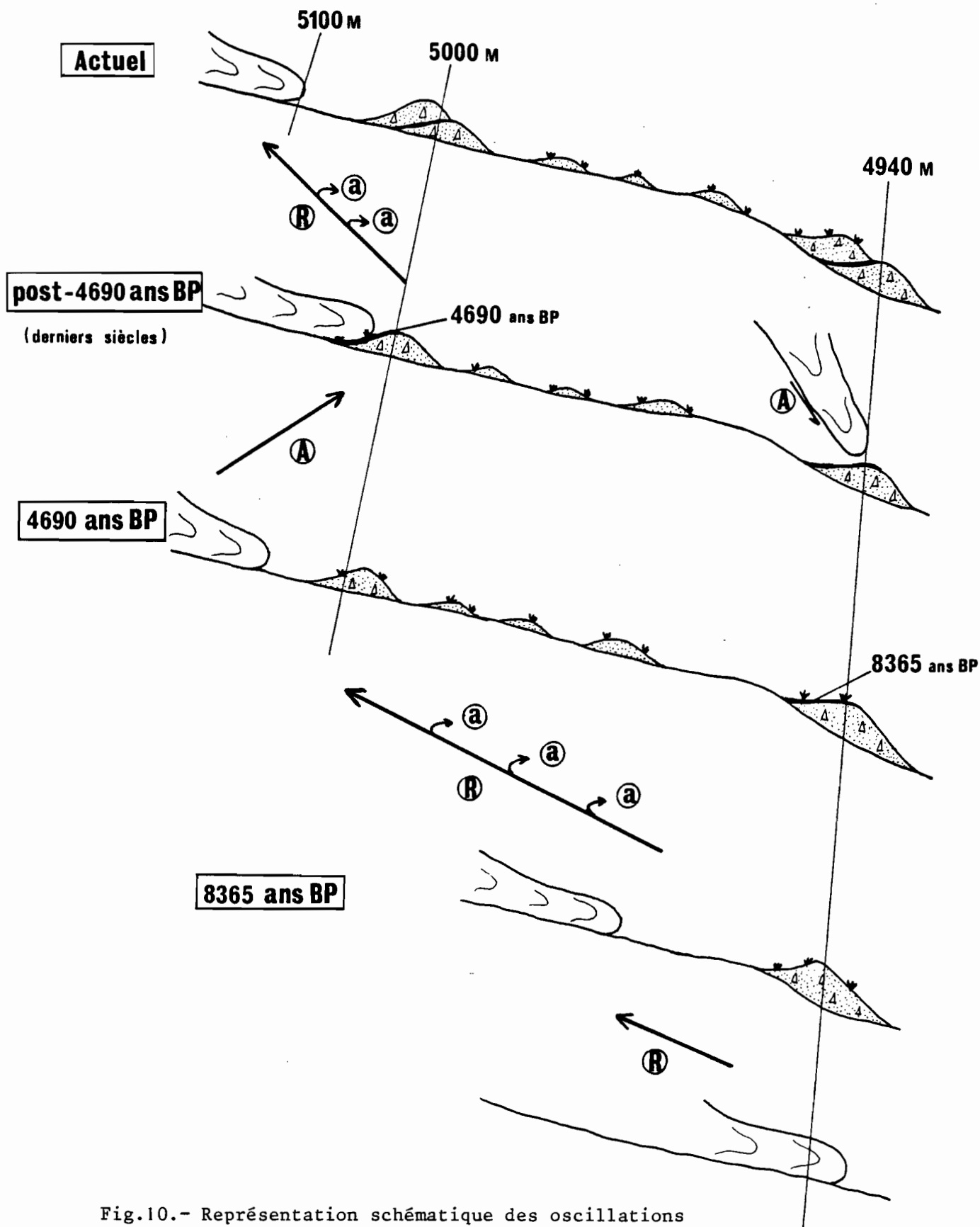


Fig.10.- Représentation schématique des oscillations glaciaires holocènes dans la vallée de Sayhuani.

- ces dépôts sont postérieurs à l'avancée glaciaire (C). Alors celle-ci est postérieure à 4690 ans B.P. et antérieure à 1580 ans B.P;
- ces dépôts sont contemporains de l'avancée glaciaire (C) ou antérieurs à celle-ci. Alors le glacier de la vallée adjacente n'a pu atteindre la tourbière pour des raisons qui tiennent à la configuration du lieu (exposition, topographie, etc...) ou à la taille du glacier. L'âge de l'avancée glaciaire (C) serait alors postérieur à 1580 ans B.P, voire postérieur à 190 ans B.P.

2- La vallée de la Lagune Puyupuyu.

Très étroite et longue de 3 km environ, la lagune Puyupuyu, à 4695m d'altitude, est progressivement comblée au niveau de son exutoire par des tourbières à Distichia. De part et d'autre s'étalent les dépôts du dernier maximum glaciaire Choqueyapu. Ici encore les reliefs environnants sont constitués par les puissantes moraines latérales de la glaciation Sorata, adossées vers l'Ouest aux témoins des formations anciennes Calvario et Kaluyo (fig.11).

Dans la partie haute de la vallée, les dépôts postérieurs à Choqueyapu s'étalent depuis le pied du glacier, vers 5000m d'altitude, jusqu'à proximité de la lagune à 4740m. La morphologie et la répartition dans l'espace de ces moraines sont différentes. Les plus anciennes, situées approximativement entre 4855 et 4740m d'altitude, sont très éoussées, aplaties et souvent espacées. Entre elles, et parfois sur des étendues de plusieurs centaines de mètres, de vastes tourbières, qui furent à l'origine d'une sédimentation marécageuse, se développent encore actuellement (fig.12).

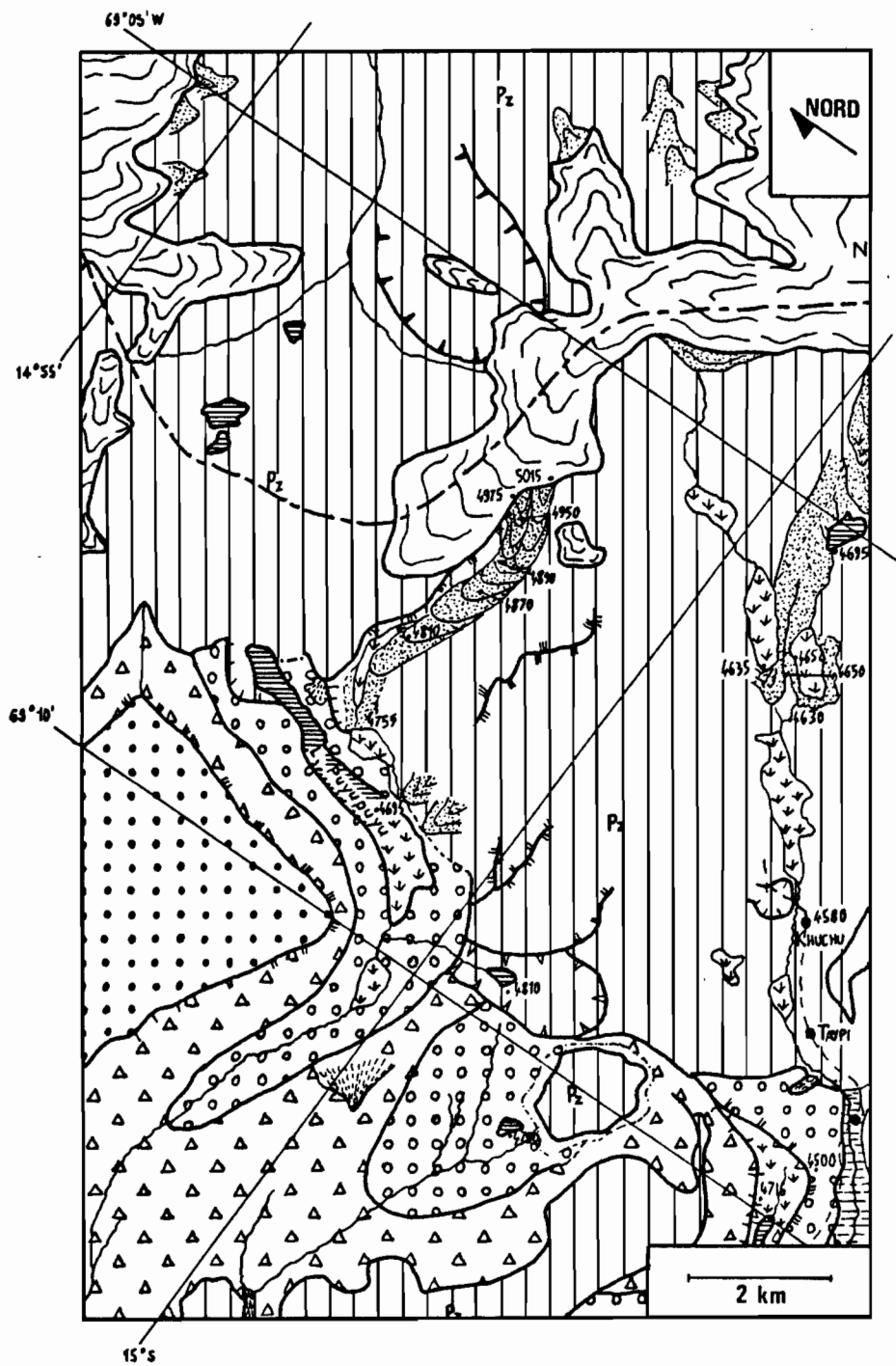


Fig.11.- Le secteur de la vallée de la lagune Puyupuyu.

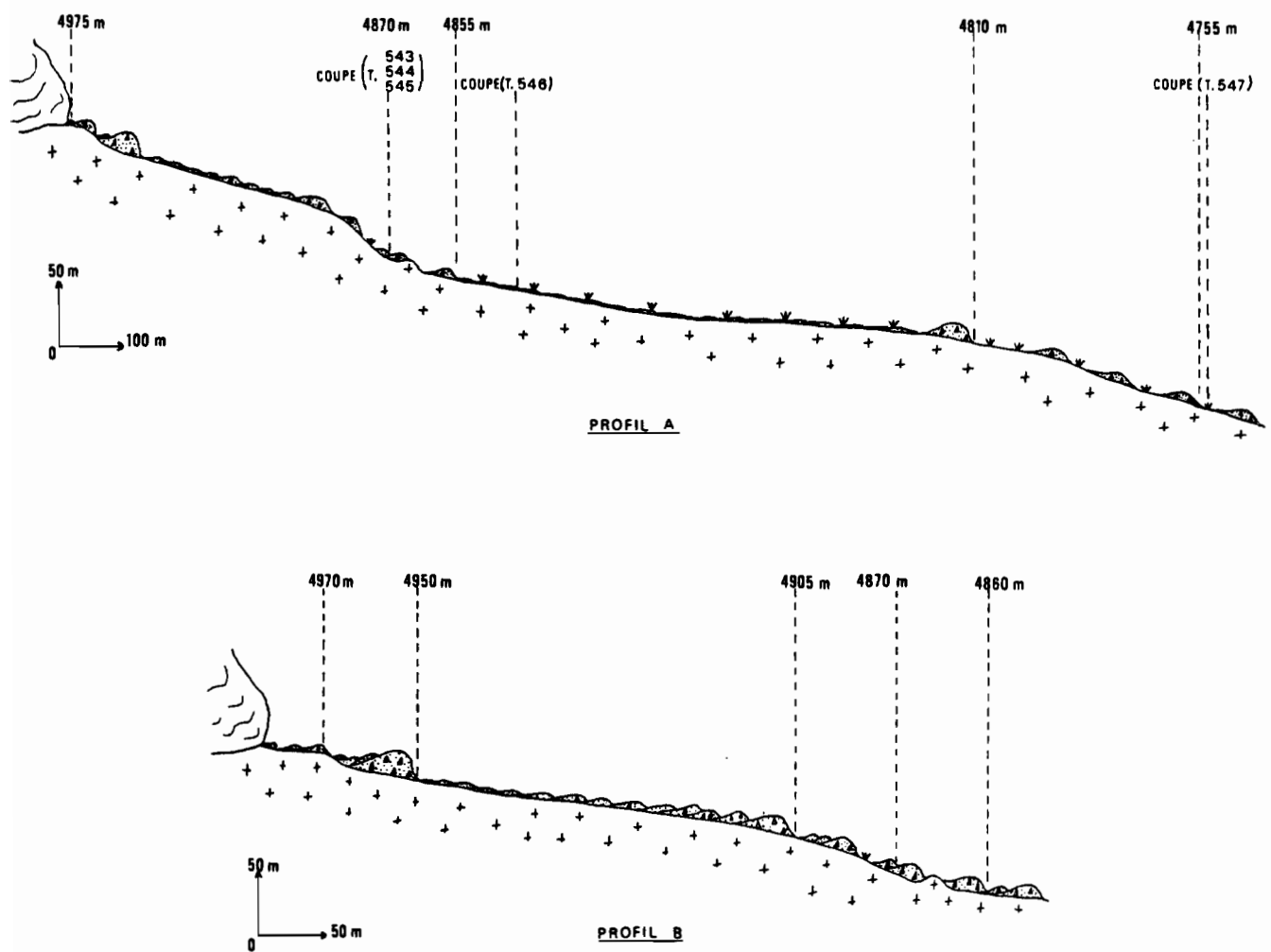


Fig.12.- Profils de la vallée glaciaire de Puyupuyu.

A - Profil général

B - Détails de la partie haute

Au contraire, entre 4855m et le glacier, on observe plutôt un enchevêtrement complexe de moraines, peu démantelées encore par l'érosion. Elles sont constituées d'une matrice sableuse ou graveleuse et de blocs schisteux hétérométriques, les plus gros atteignant plusieurs mètres de diamètre. Leur abondance décroît vers l'aval. Latéralement, ces moraines ont une épaisseur qui peut atteindre parfois 20 mètres, alors qu'au front leur puissance est de l'ordre du mètre.

L'entaille du rio Puyupuyu à travers ces dépôts a permis de lever trois coupes.

Les successions lithologiques (fig.13).

D'amont en aval, étagées de 4860 à 4740 mètres, on distingue:

* La coupe la plus haute, près du sommet, qui permet de reconnaître du sommet à la base les niveaux suivants:

0- 20 cm: sol actuel, paléosol;

20- 50 cm: limons sans stratification avec des passées tourbeuses;

50- 80 cm: niveau argilo-limoneux à graviers grossiers. Ces dépôts pourraient être d'origine glaciaire;

80- 95 cm: tourbes → éch. T.545: âge ^{14}C : 1110 ± 60 ans B.P.;

95-110 cm: graviers grossiers de couleur gris sombre, intercalés à des dépôts organiques et à des limons; l'origine colluviale ou glaciaire de ce niveau est difficile à déterminer.

110-125 cm: tourbes → éch. T.544: âge ^{14}C : 1760 ± 90 ans B.P.;

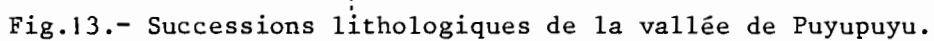


Fig.13.- Successions lithologiques de la vallée de Puyupuyu.

125-175 cm: niveau argilo-limoneux riche en débris schisteux d'origine glaciaire;

175-... cm: tourbes —→ éch.T.543: âge ^{14}C : 7490 $\pm$ 110 ans B.P.

La tourbe T.544 s'est développée sur un dépôt morainique peu épais mais bien marqué dans le paysage et qui soulignerait un épisode de stationnement ou d'avancée mineure du glacier entre 7490 et 1760 ans B.P. La même remarque peut s'appliquer au dépôt postérieur à 1110 ans B.P., dans la mesure où il s'agit bien d'un dépôt glaciaire.

* La coupe intermédiaire, levée sur une surface légèrement ondulée où se développent actuellement de vastes tourbières, permet de distinguer du sommet vers la base:

0- 20 cm: sol actuel, paléosol;

20- 35 cm: graviers moyens (diamètre maximum 2 cm) de couleur rouge orangé;

35- 70 cm: alternance rythmique de limons $\pm$ organiques et de sables fins;

70-155 cm: graviers fluvio-glaciaires imbriqués, déci- à centimétriques; présence de lentilles sableuses et de limons à la base;

155-220 cm: ensemble limono-sableux avec passage progressif d'un limon franc à la base à des sables de plus en plus grossiers;

220-250 cm: ensemble stratifié formé de l'intercalation de limons gris et de tourbes feuilletées —→ éch.T.546 : âge ^{14}C : 200 $\pm$ 40 ans B.P;

250- ...cm: graviers fluviatiles très grossiers, sans granoclassement, pris dans une matrice sableuse; imbrications peu nettes ou absentes.

Cette coupe ne comprend pas de dépôts glaciaires, les moraines sous-jacentes n'ayant pas été atteintes. Toutefois, la dominante lithologique graviers-sables peut témoigner d'une modification de la capacité de transport des rivières de l'époque (vers 200 ans B.P.) par rapport au type de dépôts essentiellement limono-tourbeux rencontrés jusqu'ici.

* La dernière coupe a été levée en surplomb de la lagune Puyupuyu, là où s'amortissent les derniers reliefs glaciaires postérieurs à la période Choqueyapu. Du sommet à la base on distingue:

- 0- 25 cm: limons gris organiques très poreux avec quelques racines;
fins niveaux sableux;
- 25- 75 cm: limons sombres très organiques, nombreuses racines;
- 75- 90 cm: tourbes sombres, compactes —→ T.547:âge ^{14}C :1570±70
ans B.P;
- 90- 95 cm: limons gris très poreux;
- 95-115 cm: limons sombres très organiques;
- 115-175 cm: tourbes noires, compactes, à longues racines brunes
orangées;
- 175-180 cm: limons gris;
- 180-... cm: graviers fluviatiles grossiers (diamètre maximum 5 cm)
à niveaux d'imbrications nets.

Il faut noter l'absence de végétation actuelle; ce fait pourrait être attribué à l'absence d'eaux stagnantes dans cette zone.

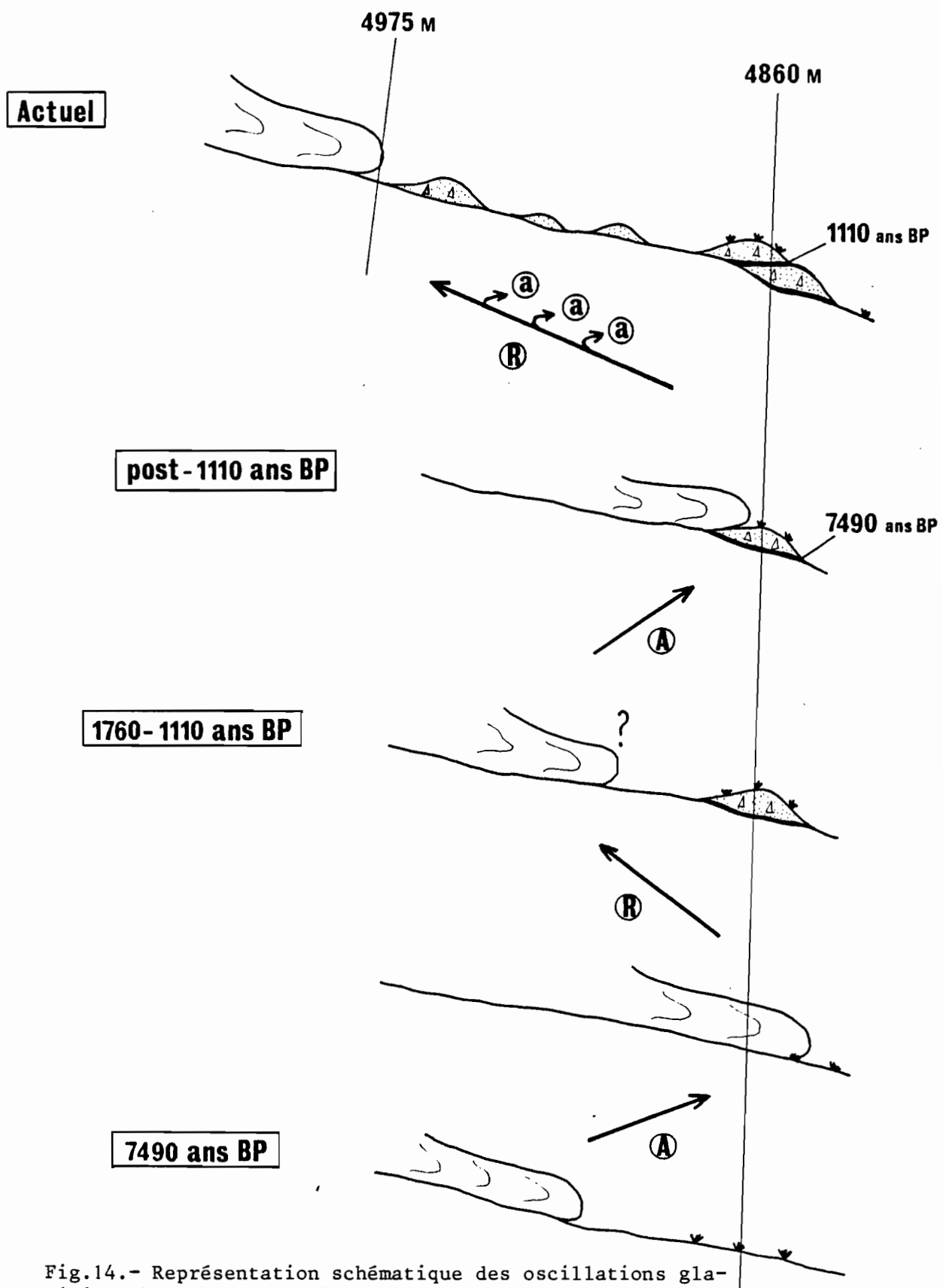


Fig.14.- Représentation schématique des oscillations glaciaires holocènes dans la vallée de Puyupuyu.

Des forages à la tarière manuelle n'ont pas permis d'atteindre le substratum morainique.

Les moraines émoussées et aplaties, localisées entre 4760 et 4860m d'altitude, sont chronologiquement postérieures au maximum de développement de la glaciation Choqueyapu et antérieures à celles que l'on trouve à proximité du glacier. Elles matérialiseraient alors les épisodes de stationnements ou d'avancées qui ont marqué la fin du Pléistocène et dont on a déjà noté la présence dans les autres vallées. L'absence de restes de matière organique entre ces dépôts ne permet pas de confirmer cette interprétation.

Près du glacier la présence de nombreuses moraines atteste de mouvements glaciaires récents. Les âges ^{14}C disponibles permettent de conclure à des avancées mineures postérieures à 7490 ans B.P. et antérieures à 1760 ans B.P., puis postérieures à 1110 ans B.P. si l'on assimile un niveau argilo-limoneux à un dépôt d'origine glaciaire (fig.14).

3 - La vallée de la lagune Cañauma.

C'est la vallée la plus longue du secteur de la Cordillère d'Apolobamba (20 km environ) mais elle présente un relief assez plat puisque entre la lagune Cañauma et le pied du glacier on note seulement 350 m de dénivellation (fig.15). On retrouve toujours la même répartition des dépôts d'origine glaciaire: sur les flancs internes des moraines abandonnées par les épisodes glaciaires Calvario, Kaluyo (formations anciennes) et Sorata sont plaqués les dépôts Choqueyapu, très développés dans cette zone et dont les moraines terminales, à l'origine de la lagune, obturent la vallée près du lieu-dit "La Cabaña".

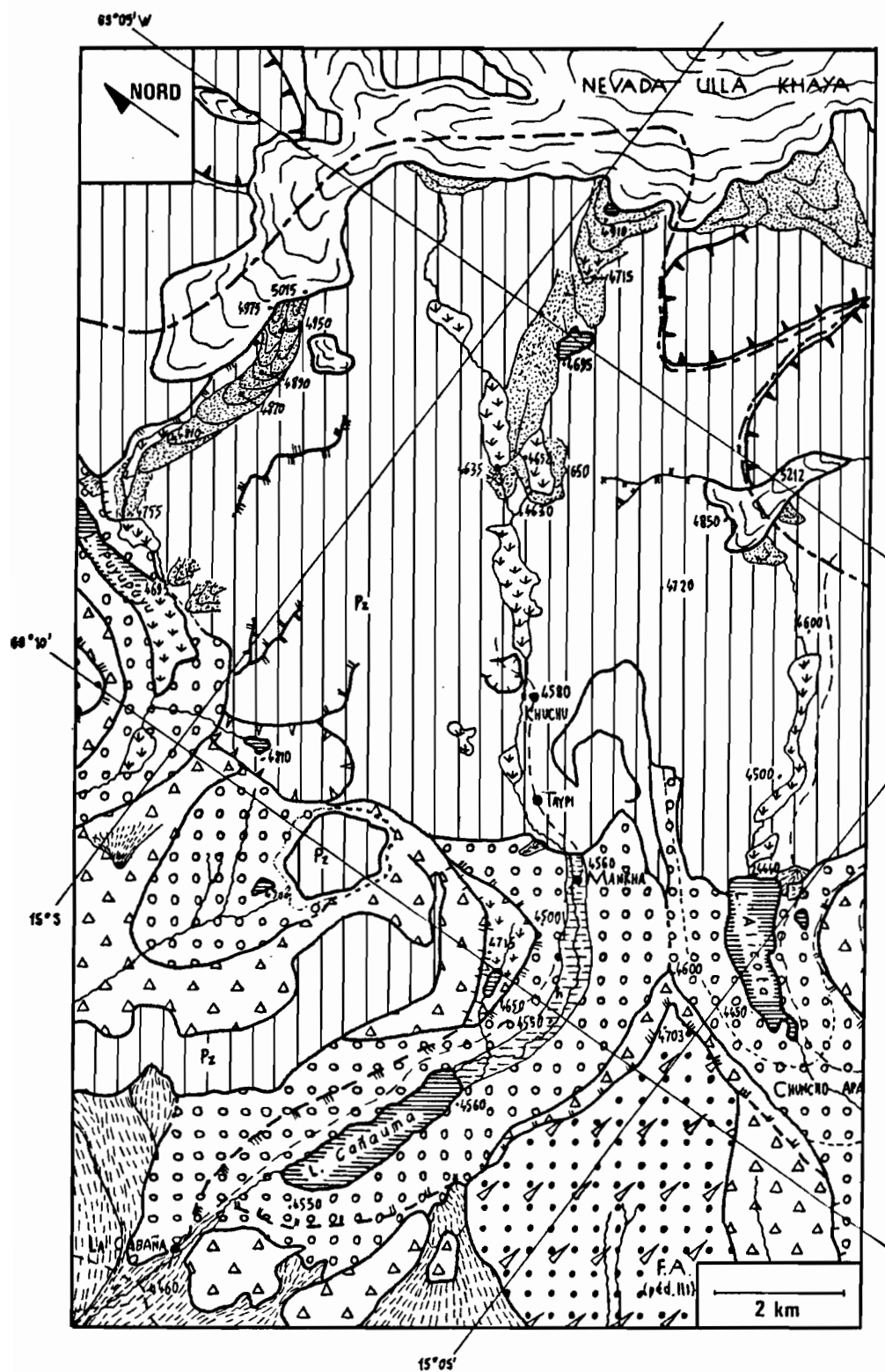


Fig.15.- Le secteur de la vallée de Cañauma.

Dans les parties hautes, entre 4630 et 4700 mètres, les dépôts sont bien individualisés (fig.16). Ils ont des formes arrondies et peuvent atteindre une dizaine de mètres d'épaisseur. Aucune trace de matière organique fossile n'a été découverte sous ces moraines. Au-dessus, près d'un petit lac, les dépôts glaciaires, plus aplatis et peu puissants, supportent des étendues marécageuses. Enfin, à proximité immédiate du glacier situé à 4910 m d'altitude, les moraines sont peu épaisses, aiguës et souvent remodelées sur leurs flancs internes ce qui rend difficile l'établissement d'une chronologie relative. Une matrice limono-sableuse lie la fraction grossière schisteuse qui compose pour une grande partie les dépôts les plus récemment abandonnés par le glacier.

Les successions lithologiques (fig.17)

Le rio Cañauma qui entaille les dépôts glaciaires récents a permis de lever la coupe suivante à 4760 m d'altitude; du sommet vers la base on distingue:

0-350 cm: dépôt glaciaire à éléments schisteux hétérogranulaires
(diamètre maximum 80 cm); la matrice est limono-argileuse;
350-360 cm: tourbes → éch.T.519: âge ^{14}C : 8975 $\pm$ 200 ans B.P;
360-362 cm: limons gris;
362-... cm: galets fluviatiles granoclassés (diamètre maximum 20
cm à la base, 8 cm au sommet).

Plus bas, à 4630 m d'altitude, en arrière de moraines postérieures à Choqueyapu, la présence de terrasses fluviatiles a permis de lever la coupe suivante:

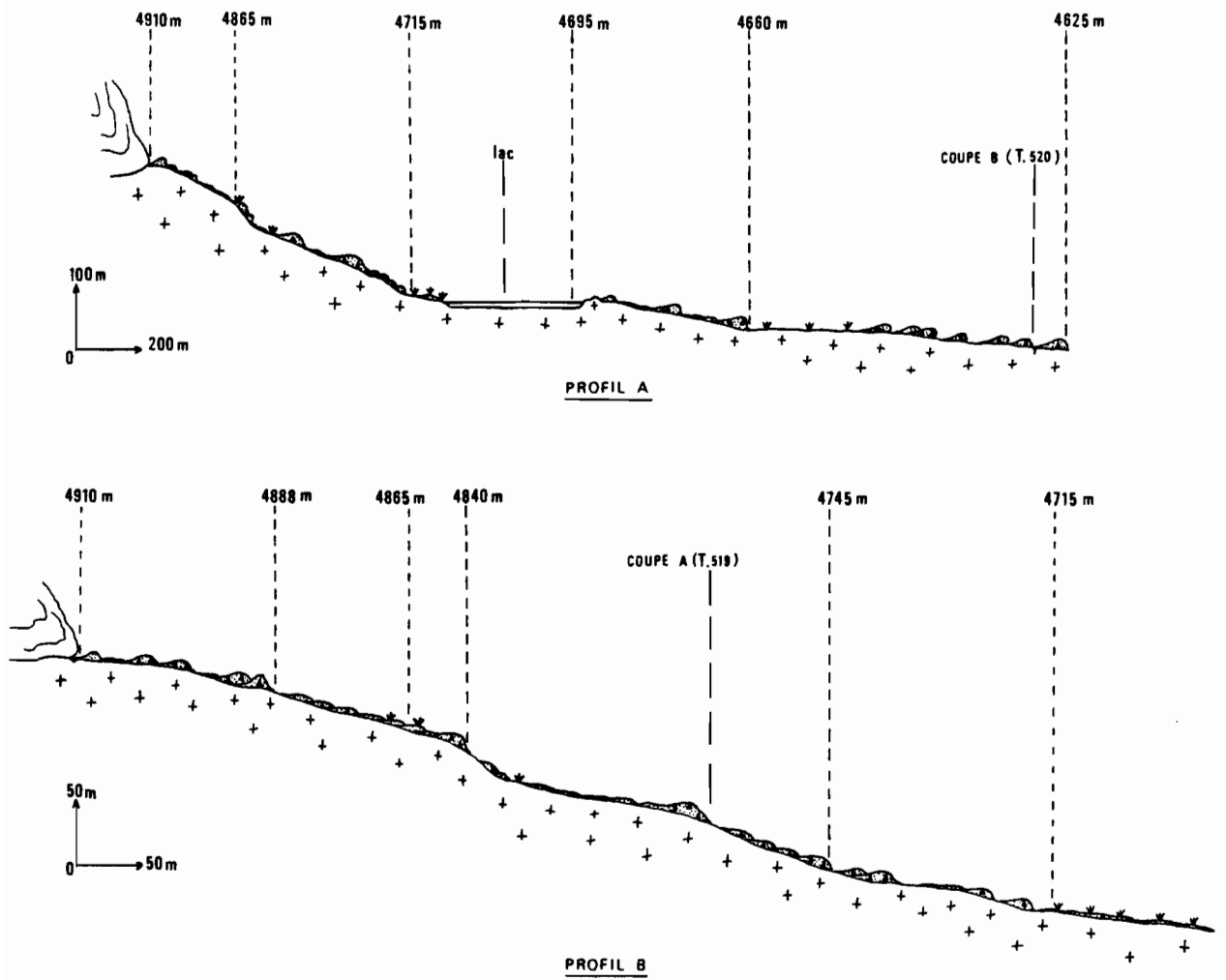


Fig.16.- Profils de la vallée glaciaire de Cañauma.

A - Profil général

B - Détails de la partie haute

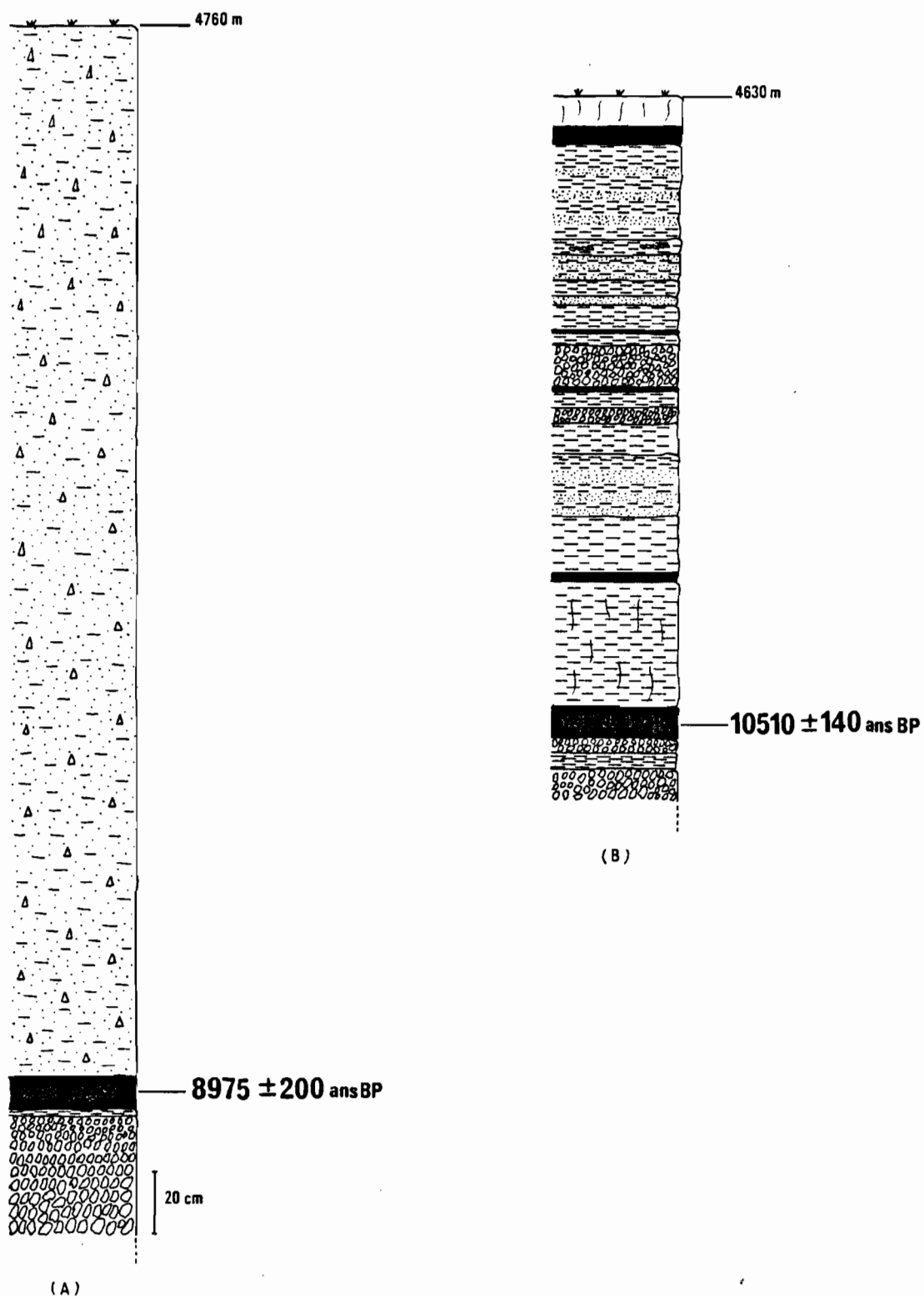


Fig.17.- Successions lithologiques en amont de la vallée de Cañauma.

0- 10 cm: sol actuel, paléosol;
 10- 16 cm: tourbes;
 16- 59 cm: succession rythmique de limons organiques et de sables fins; niveaux de graviers imbriqués;
 59- 80 cm: limons gris-blancs avec un fin niveau organique (1cm);
 80- 95 cm: graviers moyens;
 95- 97 cm: tourbes;
 97-102 cm: limons fins;
 102-107 cm: graviers moyens présentant des imbrications;
 107-117 cm: limons gris;
 117-137 cm: succession rythmique de limons gris et de sables fins à moyens;
 137-157 cm: limons gris compacts;
 157-160 cm: tourbes;
 160-200 cm: limons gris à forte porosité, présence de racines;
 200-210 cm: tourbes sombres compactes —→ éch. T.520:âge ^{14}C :
 10510 $\pm$ 140 ans B.P.;
 210-215 cm: graviers moyens (diamètre maximum 2 cm);
 215-220 cm: limons blancs compacts;
 220-... cm: graviers moyens sans imbrication.

Dans le contexte général du retrait glaciaire postérieur à Choqueyapu, les moraines abandonnées aux altitudes 4630-4700 mètres témoignent de nouvelles avancées ou de stationnements du glacier de l'époque. Cet épisode est antérieur à l'Holocène puisque la base de la terrasse fluviatile qui se trouve en arrière de ces dépôts est datée de 10510 ans B.P. Comme dans les autres vallées on peut attribuer ces oscillations glaciaires à la fin du Pléistocène (moraines M₂; GOUZE et al, 1986).

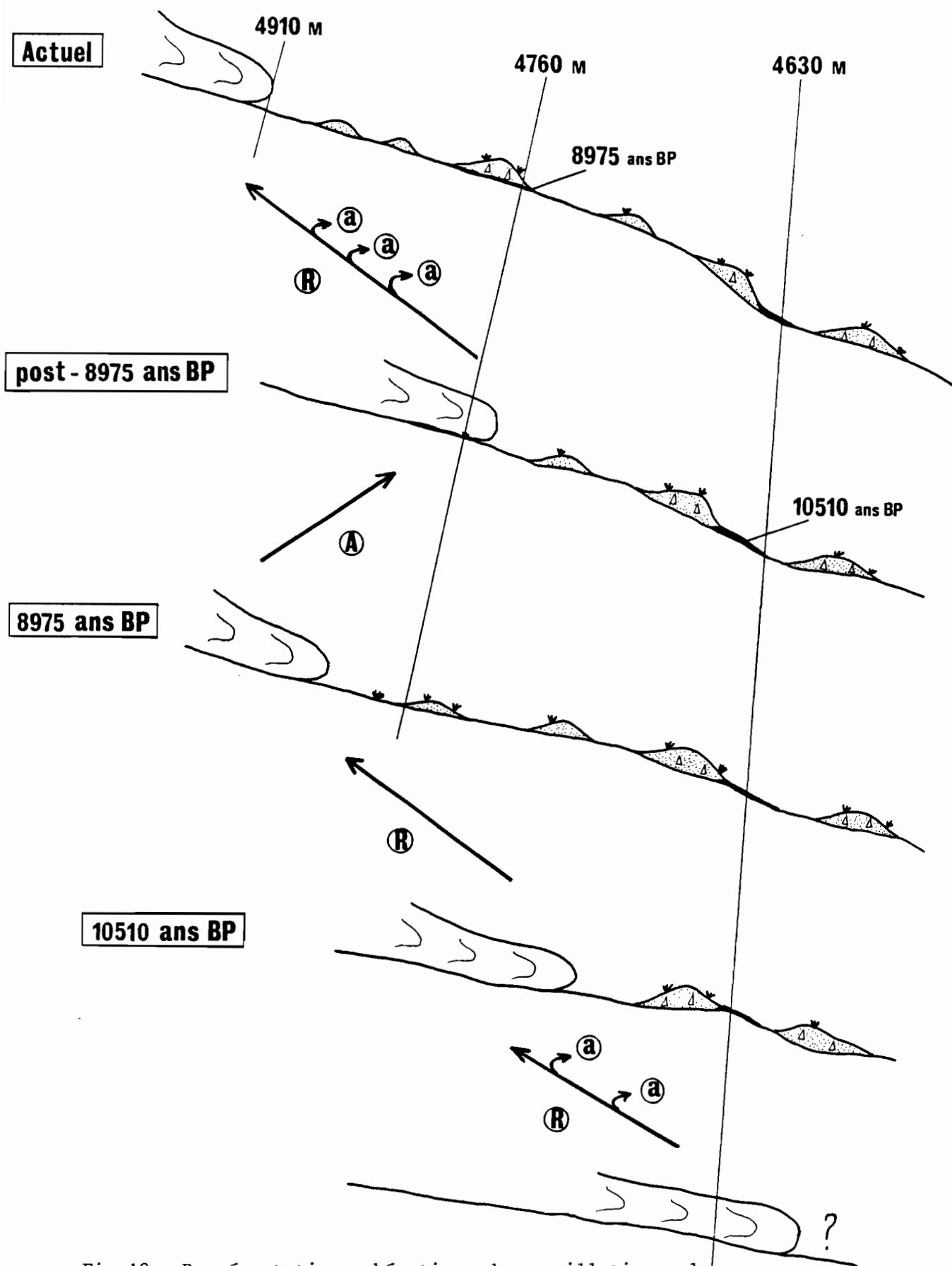


Fig.18.- Représentation schématique des oscillations glaciaires holocènes dans la vallée de Cañama.

Le retrait s'est poursuivi durant l'Holocène(fig.18), mais il a été périodiquement interrompu par de nouvelles avancées. Les seuls restes de matières organiques découverts permettent de conclure que l'une de ces avancées s'est produite postérieurement à 8975 ans B.P; le glacier de l'époque se trouvait alors au moins à 500 m de distance de son niveau actuel et 150m plus bas en altitude.

Des témoins de cette avancée ont déjà été notés dans les autres vallées de la Cordillère d'Apolobamba.

B - Les vallées glaciaires de la Cordillère Royale.

1 - La vallée du rio ChuquiagUILlo.

La Cordillère Royale ($15^{\circ}45'-17^{\circ}$ S, $67^{\circ}-68^{\circ}30'W$) (voir fig.3) a déjà fait l'objet d'une étude sur l'évolution de son piedmont ouest au Quaternaire, et conduit notamment à l'établissement d'une carte géologique et géomorphologique (ARGOLLO, 1982).

En conclusion l'auteur souligne qu'après le dernier pléniglaciaire Choqueyapu, dont l'âge est postérieur à 33000 ans B.P. environ, voire même postérieur à 16600 ans B.P. (SERVANT et al, 1981), le retrait qui a suivi a été momentanément interrompu par deux phases de stabilisation ou d'avancées mineures antérieures à 10000 ans B.P. environ. Les témoins de ces épisodes qui concernent la période Pléistocène supérieur-Holocène ont été mis en évidence

en amont d'une vallée de La Paz, le long du rio ChuquiagUILlo (fig.19 et 20).

Il s'agit d'une part d'un cône détritique de quatre mètres d'épaisseur qui repose directement sur du matériel du dernier maximum glaciaire; la base, formée d'une alternance de limons organiques et de dépôts caillouteux, est datée de 12350 ± 100 ans B.P.(SERVANT et al,1981; ARGOLLO, 1982), (fig.21).

D'autre part, à quatre km en amont de ce site, des dépôts marécageux, datés de 9915 ± 80 ans B.P., se sont développés en arrière d'une puissante moraine frontale(SERVANT et al,1981;ARGOLLO,1982) (fig.22).

Plusieurs moraines existent en amont du site daté de 10000 ans B.P. ARGOLLO(1982) n'exclut pas que ces moraines pourraient témoigner d'avancées mineures des glaciers au cours de l'Holocène.

A l'exception de la vallée de Hichu-Kkota dont il va être question maintenant, nos propres investigations dans la Cordillère Royale n'ont pas conduit à la découverte d'éléments nouveaux susceptibles de fournir des âges limites aux oscillations glaciaires qui marquent la fin du Pléistocène.

2 - La vallée de Hichu-Kkota.

Cette vallée de la Cordillère Royale, située à 65 km au Nord de La Paz et à 30 km au Nord-Est du lac Titicaca, présente un double intérêt (fig.23). En premier lieu ce site recèle des témoins des ultimes fluctuations des glaciers et l'on déduira de l'examen des

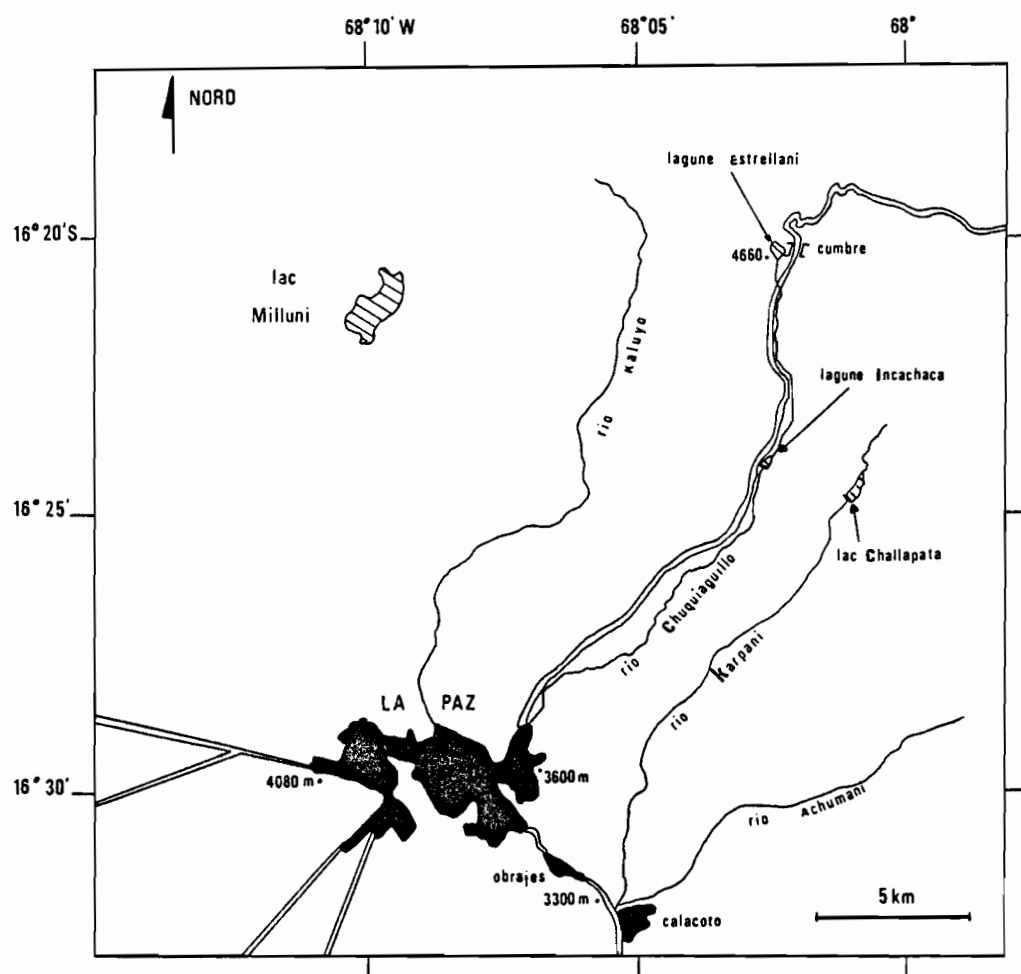


Fig.19.- Schéma de localisation du rio ChuquiagUILlo

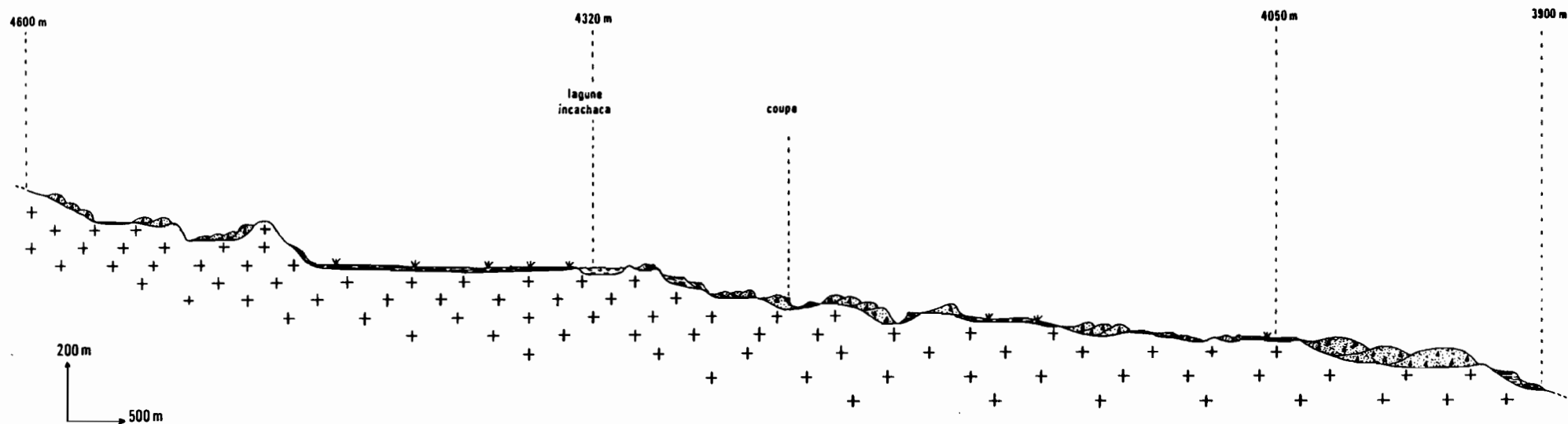


Fig.20.- Profil de la vallée du rio ChuquiagUILlo (entre 3900 m et 4600 m d'altitude)

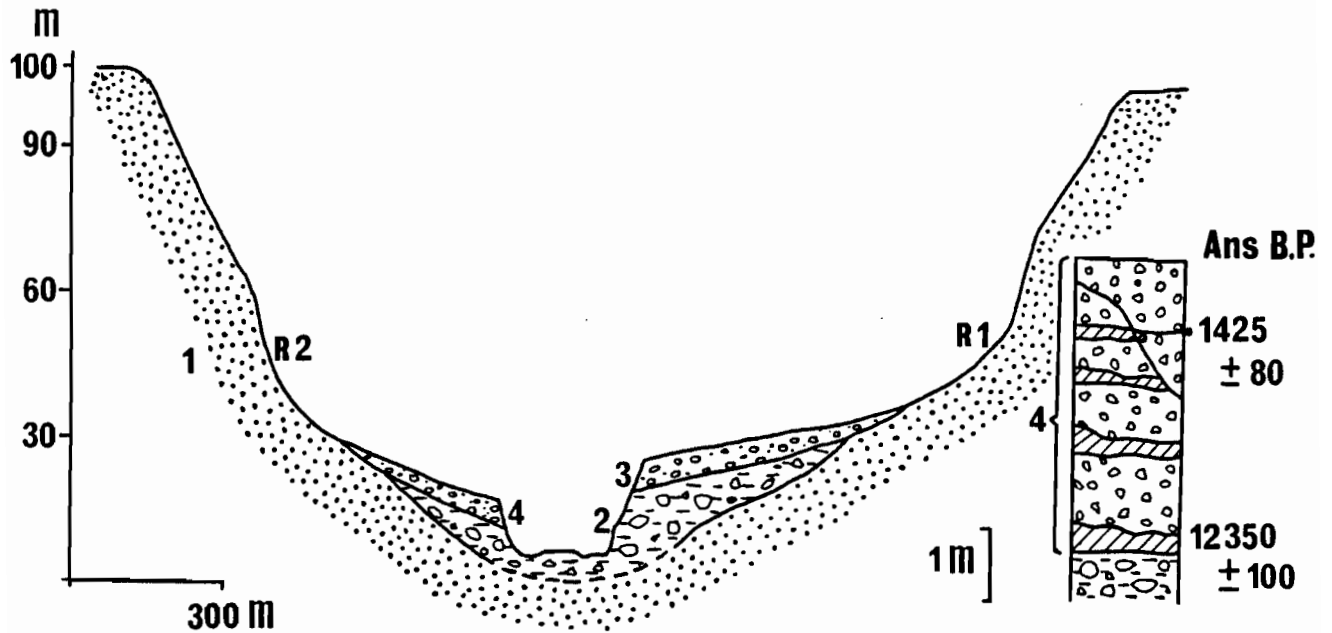
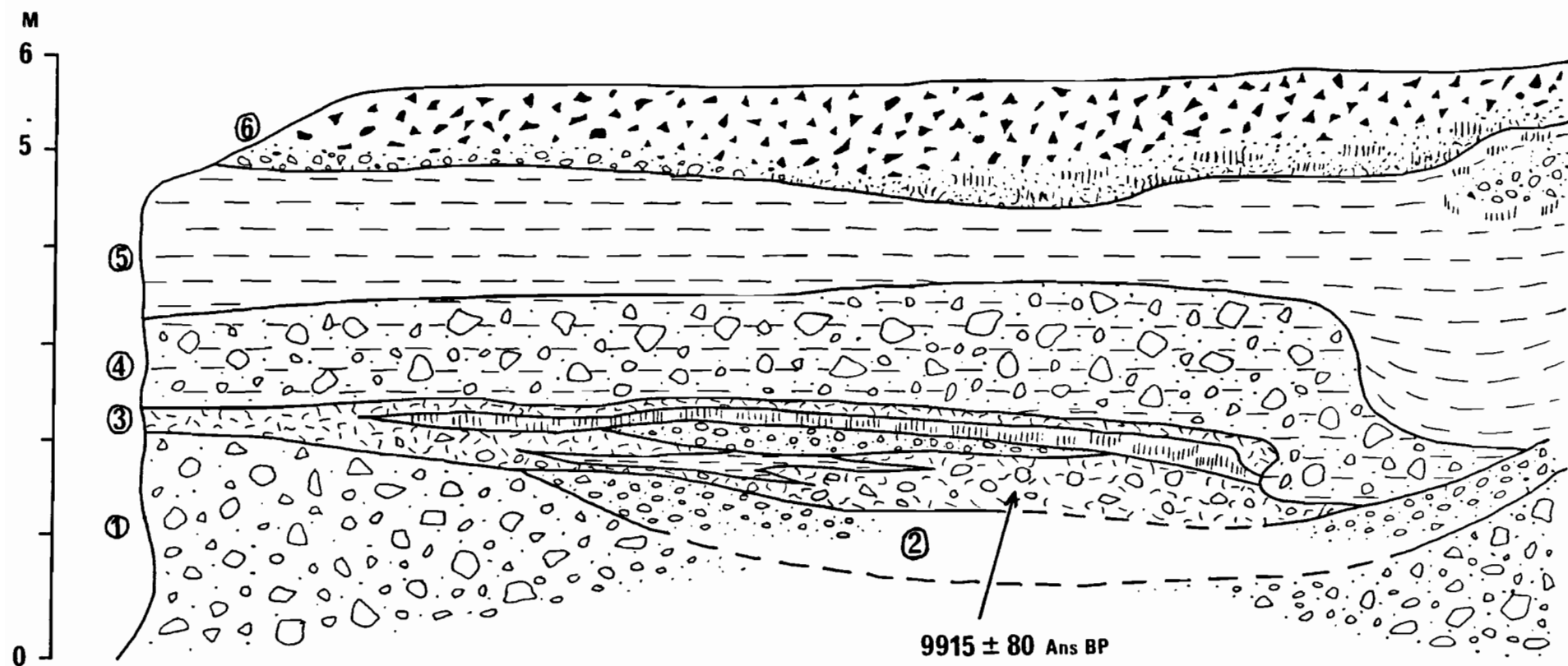


Fig.21.- EVOLUTION DES VALLEES AU QUATERNAIRE RECENT. Exemple du rio ChuquiagUILlo (région de La Paz).

- 1 - Plio-Quaternaire conglomératique et argileux.
- 2 - Moraines du dernier pléniglaciaire.
- 3 - Cône détritique associé au ravinement (R_1) des versants.
- 4 - Cône détritique associé à de nouvelles phases de ravinement (R_2). A droite: succession lithologique du cône 4 (en grisé: couches limoneuses ou tourbeuses). Les tourbes (32000-16000 ans B.P.) antérieures aux moraines n'apparaissent pas ici. (d'après SERVANT et al., 1981).



- 6 Colluvions graveleuses
- 5 Argile grise lacustre
- 4 Argile à blocs et à cailloux
- 3 Tourbe à lentilles argileuses ou caillouteuses
- 2 Graviers anguleux
- 1 Dépôt glaciaire

Fig.22.- Coupe du rio Chuquiaguillo (d'après ARGOLLO, 1982)

dépôts glaciaires de nouvelles données quantitatives sur les oscillations glaciaires holocènes.

En second lieu, la présence d'une épaisse tourbière fossile (4,50 m environ), a servi pour partie de support au troisième volet de ce travail et qui concerne l'utilisation de l'outil isotopique en paléoclimatologie.

La vallée, qui fait actuellement l'objet de travaux spécialisés et complémentaires relatifs à la sédimentologie lacustre (WIRRMANN), la palynologie (YBERT), la diatomologie (SERVANT-VILDARY) et la paléobotanique (OSTRIA), présente une succession de trois lacs: Jancko Kkota (4690 mètres d'altitude), Khotia (4450m) et Khara Kkota (4310m). (fig.23).

Les deux lagunes les plus basses sont enserrées dans de puissantes séries schisteuses, peu altérées, d'âge ordovico-silurien. Ces formations sont remplacées au niveau de la troisième lagune par un granite intrusif tertiaire (RODRIGO et al , 1979). Les puissantes moraines Sorata se sont développées sur des dépôts glaciaires plus anciens, très érodés, composés d'éléments grossiers de quartzites et de granite. Les moraines du dernier pléniglaciaire Choqueyapu occupent la bordure interne des dépôts Sorata. Si les lacs de Khotia et Jancko Kkota sont obturés par des verrous schisteux, celui de Khara Kkota est fermé par une moraine frontale Choqueyapu (fig.23).

Les dépôts les plus récents s'étalent sur 1 km environ en aval du glacier de Cerro Wila Llojeta, dont la base se situe à 4860 m d'altitude (fig.24). On identifie principalement quatre générations de moraines, dont on suit bien les cordons latéraux, épais de quelques mètres, et frontaux (1 mètre au plus). Chacune d'elles comprend sur

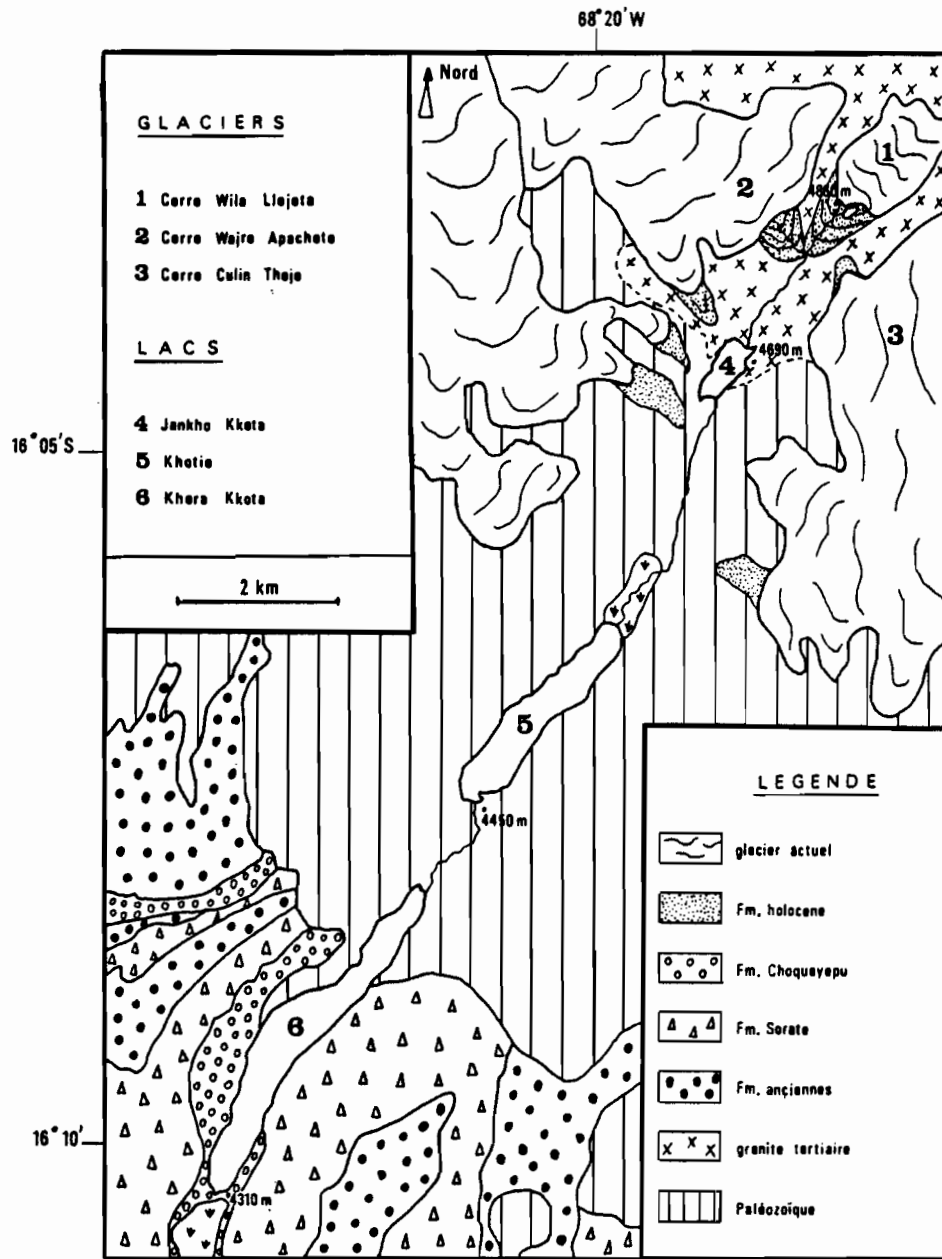


Fig.23.- La vallée glaciaire de Hichu-Kkota
(modifiée d'après L.A.RODRIGO, 1979)

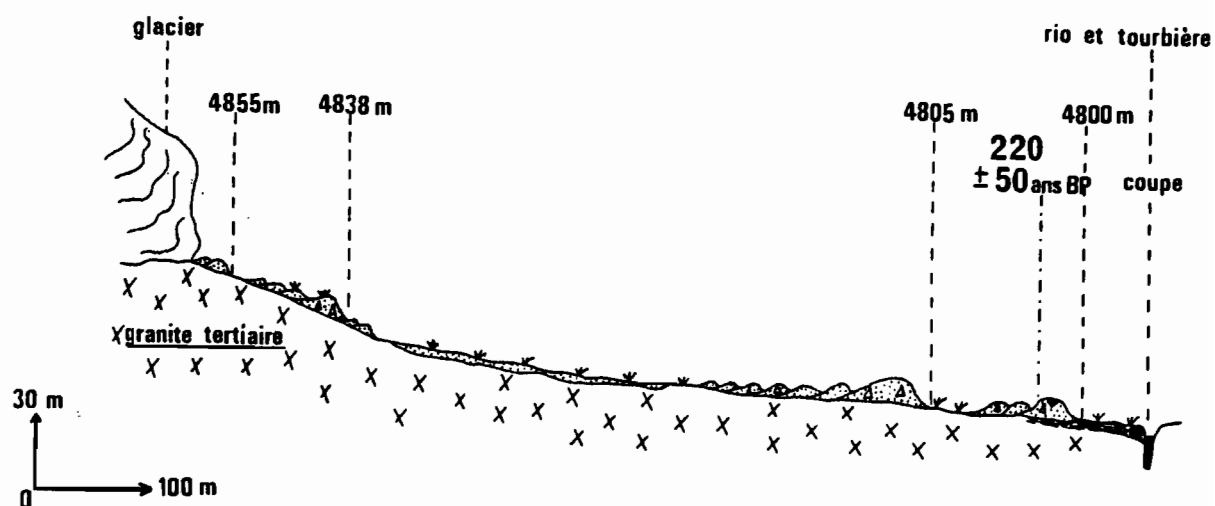


Fig.24.- Profil de la partie sommitale de la vallée de Hichu-Kkota.

ses bords internes et externes d'autres tills de moindre importance qui se recoupent parfois.

Les dépôts ont sensiblement les mêmes caractéristiques: la fraction grossière est formée d'éléments granitiques aux dimensions très variables, de quelques cm jusqu'à 2 m de diamètre. La matrice est constituée de sables grossiers parfois associés à des limons; elle peut constituer le cordon lui-même à proximité immédiate du glacier.

La végétation actuelle, rare ou absente sur les moraines les plus récentes, est surtout constituée par des plantes de tourbières de la famille des Juncaceae, du type Distichia, qui délimitent de très vastes zones marécageuses en arrière des moraines.

A la cote 4800 m, les dépôts de cette vallée recoupent ceux issus d'une petite vallée latérale, très encaissée, dominée par le glacier du Cerro Wajra Apacheta (fig.25). On peut établir un parallèle entre les deux vallées puisque l'agencement des tills est le même et que des échantillons de tourbes remaniées au sein des moraines notées 4 affichent des âges très récents et sensiblement voisins compte tenu de l'incertitude sur les mesures. Ils sont respectivement de 145 ± 40 ans B.P. (éch.T.553) sur la vallée latérale, soit l'intervalle de temps compris entre 1650 et 1950 en années calendaires, et de 220 ± 50 (éch.T.540) sur la vallée principale, ce qui correspond aux années 1510 - 1680 ou 1705 - 1810 ou 1850 - 1875.

Cette génération de moraines recouvre une épaisse tourbière, à 4800m d'altitude.

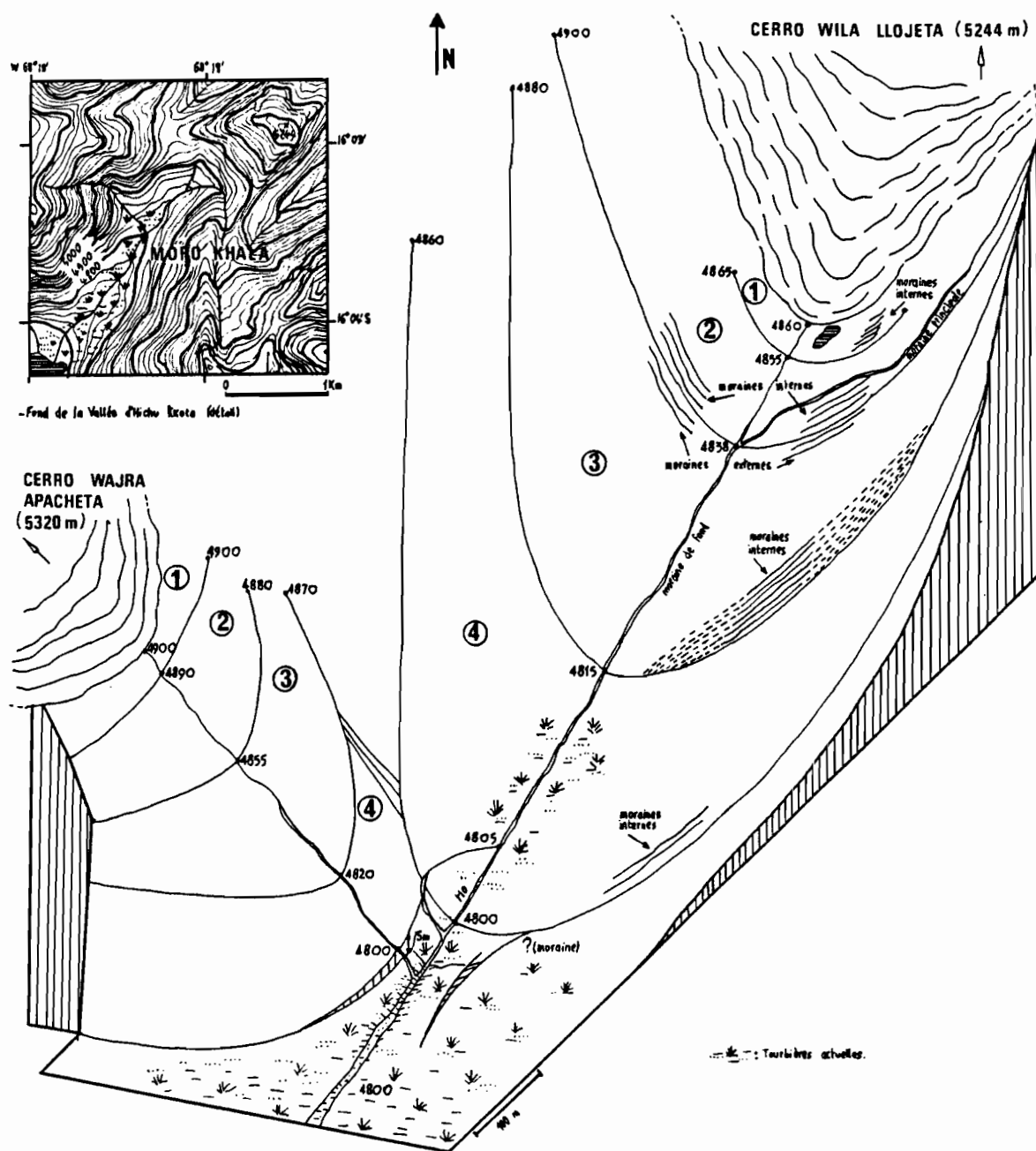


Fig.25.- Diagramme synthétique: confluence des vallées du Cerro Wila Llojeta et du Cerro Wajra Apacheta.

Lithostratigraphie dans la tourbière de Hichu-Kkota.

Sur plus de 4,50 m, le rio Pauchintani a entaillé les sédiments de nature surtout limono-tourbeuse à la base et au sommet, plutôt limono-sableuse dans la partie médiane. On n'en détaillera pas la composition lithologique ici puisque celle-ci sera reprise en détail dans la troisième partie.

On notera simplement que d'après les âges radiométriques, la mise en place de ces dépôts s'échelonnent entre 4240 ± 85 ans B.P. (base) et 500 ± 80 ans B.P. (près du sommet), et que d'autre part on n'observe aucune discontinuité de sédimentation. Ces résultats nous permettent de conclure en trois points:

- La tourbière fossile de Hichu-Kkota ne recèle pas de sédiments d'origine glaciaire ce qui implique que les glaciers sont toujours restés au-dessus de 4800 m durant l'intervalle de temps compris entre 4240 et 500 ans B.P.;

- Postérieurement à 500 ans B.P. (14^e-16^e siècle en années calendaires), le glacier a avancé de 1 km environ par rapport à sa position actuelle et 60 mètres plus bas en altitude. Les tourbes remaniées dans les moraines qui témoignent de cet épisode ont très probablement été arrachées au substratum. De ce fait, cette ultime avancée serait plus récente encore et aurait culminée au 16^e, 17^e, voire même au 18^e siècle;

- Par la suite le glacier est remonté jusqu'à occuper la position qui est la sienne aujourd'hui. Ce retrait a été périodiquement

interrompu par des phases de stationnements ou d'avancées mineures, dont on peut dire qu'elles se sont produites au cours des deux derniers siècles.

La position et l'encadrement chronologique des moraines holocènes ont permis de montrer que les glaciers ont occupé des altitudes voisines de celles qu'ils occupent actuellement, à l'exception toutefois des derniers siècles où une avancée importante (1 km environ) s'est produite.

Il est alors possible de reconstituer dans leurs grandes lignes les oscillations des glaciers depuis le dernier pléniglaciaire. C'est l'objet de la deuxième partie de ce travail consacré à la paléohydrologie du Quaternaire récent.



DEUXIEME PARTIE

- ESSAI DE PALEOHYDROLOGIE DU QUATERNAIRE RECENT

CHAPITRE I - LA RECONSTITUTION DES OSCILLATIONS GLACIAIRES DEPUIS
LE DERNIER PLENIGLACIAIRE DANS LA CORDILLERE
ORIENTALE DE BOLIVIE

Dans le chapitre relatif à la stratigraphie du Plio-Quaternaire, le problème de l'âge du dernier pléniglaciaire Choqueyapu a déjà été abordé. Rappelons que dans la Cordillère Royale, ARGOLLO(1982) situe cet épisode après 33000 ans B.P. Dans un autre secteur de la Cordillère Orientale, il serait postérieur à 27000 ans B.P. environ, voire même postérieur à 16600 ans B.P. d'après un âge unique obtenu à partir de tourbes remaniées dans ces moraines, âge qui demande néanmoins confirmation (SERVANT et al, 1981; ARGOLLO, 1982).

Nos propres investigations dans la Cordillère d'Apolobamba n'ont pas conduit à la découverte de nouveaux éléments susceptibles de dater cet événement, même si là comme ailleurs les moraines abandonnées par cette glaciation s'observent nettement dans le paysage, à 10-15km du front des glaciers actuels, plusieurs centaines de mètres en contrebas (NOGAMI, 1970; GOUZE et al, 1986).

Sur le versant occidental de la Cordillère de Quimsa Cruz (17° de lat.S), au Sud de la Cordillère Royale, ces moraines sont situées à 1000 mètres environ en-dessous des glaciers actuels, à des distances comprises entre 9 et 13 km (MÜLLER, 1985).

En ce qui concerne les pays limitrophes les données quantitatives sont rares. Pour mémoire, signalons que dans le Sud du Chili,

en Patagonie (39° de lat.S) cet épisode aurait eu son maximum d'intensité peu après 13000 ans B.P.(MERCER, 1982). Dans la Cordillère de Vilcanota (Quelccaya) qui constitue, au sein de la Cordillère Orientale, le prolongement de la Cordillère d'Apolobamba côté péruvien, MERCER et PALACIOS (1977) placent le dernier maximum glaciaire après 28000 et avant 14000 ans B.P. Nous nous en tiendrons dans l'immédiat à cet intervalle de temps, étant donné la proximité des secteurs d'études et compte tenu du fait que ces âges recoupent ceux proposés par SERVANT et ARGOLLO(1982).

Les glaciers se sont ensuite retirés dans la partie haute de la Cordillère, mais ce retrait ne fut pas continu comme en témoigne la présence de moraines en arrière du front des dépôts de la période Choqueyapu. Nos observations dans la Cordillère Orientale, ainsi qu'une étude géomorphologique antérieure dans la Cordillère Royale (NOGAMI, 1970) avait conduit à l'identification de quatre groupes principaux de moraines (GOUZE et al,1986), dont le premier, noté M_1 , correspond aux tills de la glaciation Choqueyapu. Chacun de ces groupes comprend plusieurs générations de dépôts dont il reste pour l'instant difficile d'établir la stratigraphie détaillée (fig.26).

L'ensemble M_2 , complexe dans le détail, permet de situer les glaciers de l'époque 300 mètres plus haut en moyenne que le front des moraines Choqueyapu. Dans la Cordillère Royale, les tills postérieurs à 12350 ans B.P. (vallée du rio Chuquiaguillo) observés par ARGOLLO(1982) pourraient appartenir à ce groupe, lequel est également identifié dans la Cordillère d'Apolobamba (vallée de Cañauma) où les dépôts fluviatiles situés à 4630 mètres d'altitude et datés de 10510 ans B.P. se sont développés postérieurement à la mise en place de ces moraines. Enfin, dans la Cordillère de Vilcanota

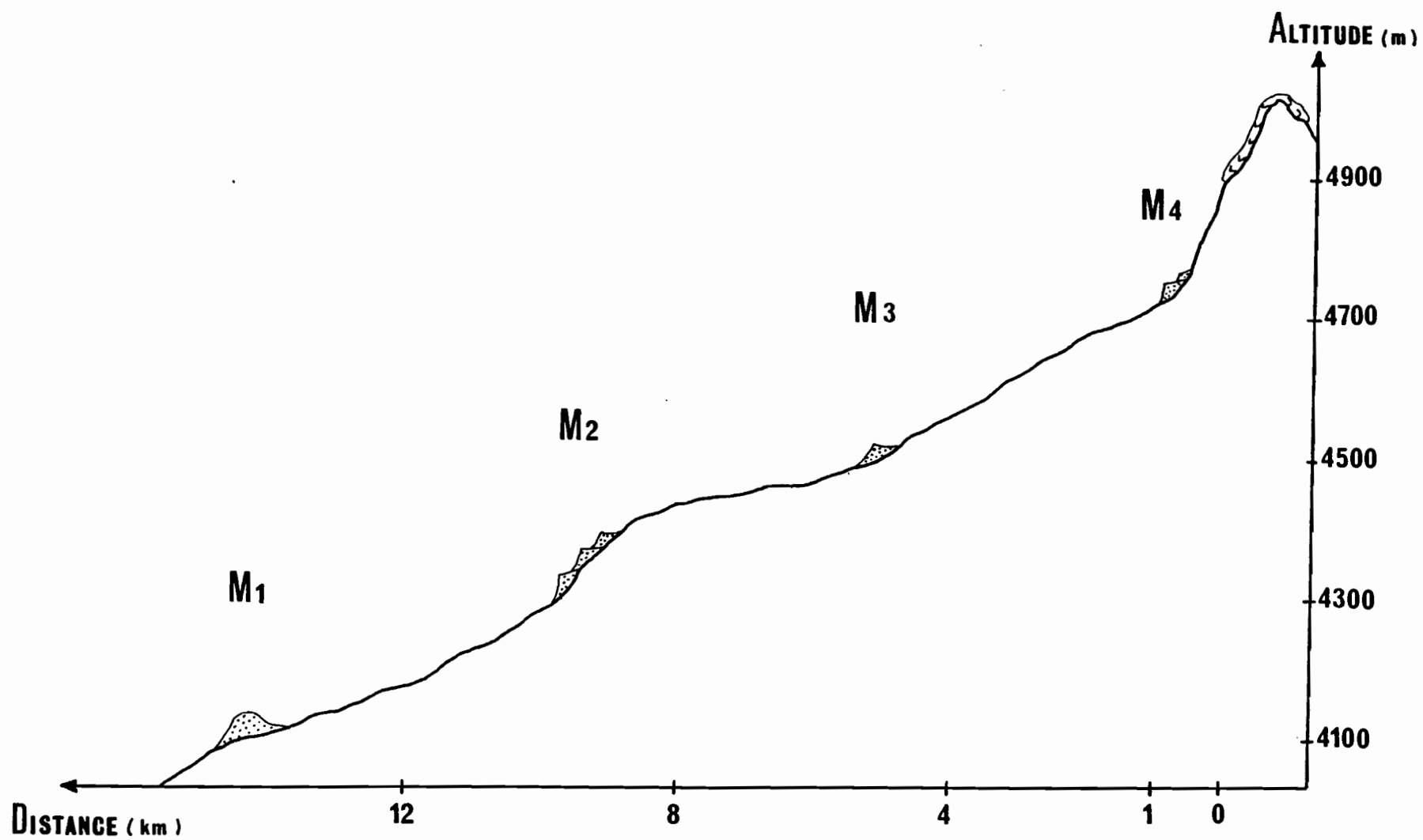


Fig.26.- Diagramme synthétique des positions et altitudes moyennes des moraines (M) dans quelques vallées de la Cordillère Orientale de Bolivie.

(Quelccaya) au Sud du Pérou près de la frontière bolivienne, la formation Huancané III définie par MERCER(1975-1977), située à 9km du front actuel des glaciers, et dont l'âge est postérieur à 14000 ans B.P, pourrait être aussi l'équivalent du groupe de moraines M₂. (fig.27).

Le troisième ensemble (M₃) n'est pas encore bien situé stratigraphiquement puisque dans certaines vallées il peut se confondre avec le précédent, voire même être absent. Néanmoins dans la Cordillère Royale, la puissante moraine frontale dont l'âge est antérieur à 9915±80 ans B.P.(vallée du rio ChuquiagUILlo) appartiendrait à ce groupe. Dans la Cordillère de Quimsa Cruz, MÜLLER (1985) note la présence d'un ensemble de moraines qui se situe entre 4,5 et 7 km environ de la base des glaciers. L'auteur indique d'après des critères morphologiques que ce groupe marquerait une période de stabilisation des glaciers, en arrière des moraines du dernier pléniglaciaire. Il constituerait l'équivalent des moraines M₃.

On peut donc considérer que les groupes de moraines M₂ et M₃ caractérisent un palier dans la déglaciation qui a suivi la période Choqueyapu.

Le passage entre le Pléistocène et l'Holocène est marqué par un recul très important des glaciers après les épisodes de stationnements ou d'avancées postérieurs à la dernière glaciation. Pour preuve, MERCER (1977) note la présence de végétation fossile datée de 9980 ± 255 ans B.P. à proximité immédiate du glacier actuel dans la Cordillère de Vilcanota. Ainsi en 1000 années B.P., on peut estimer le retrait des glaciers à 300 mètres en moyenne en altitude ce qui correspond à une distance de 2 ou 3 voire 4 km selon les vallées. Nos observations dans la Cordillère d'Apolobamba confirment

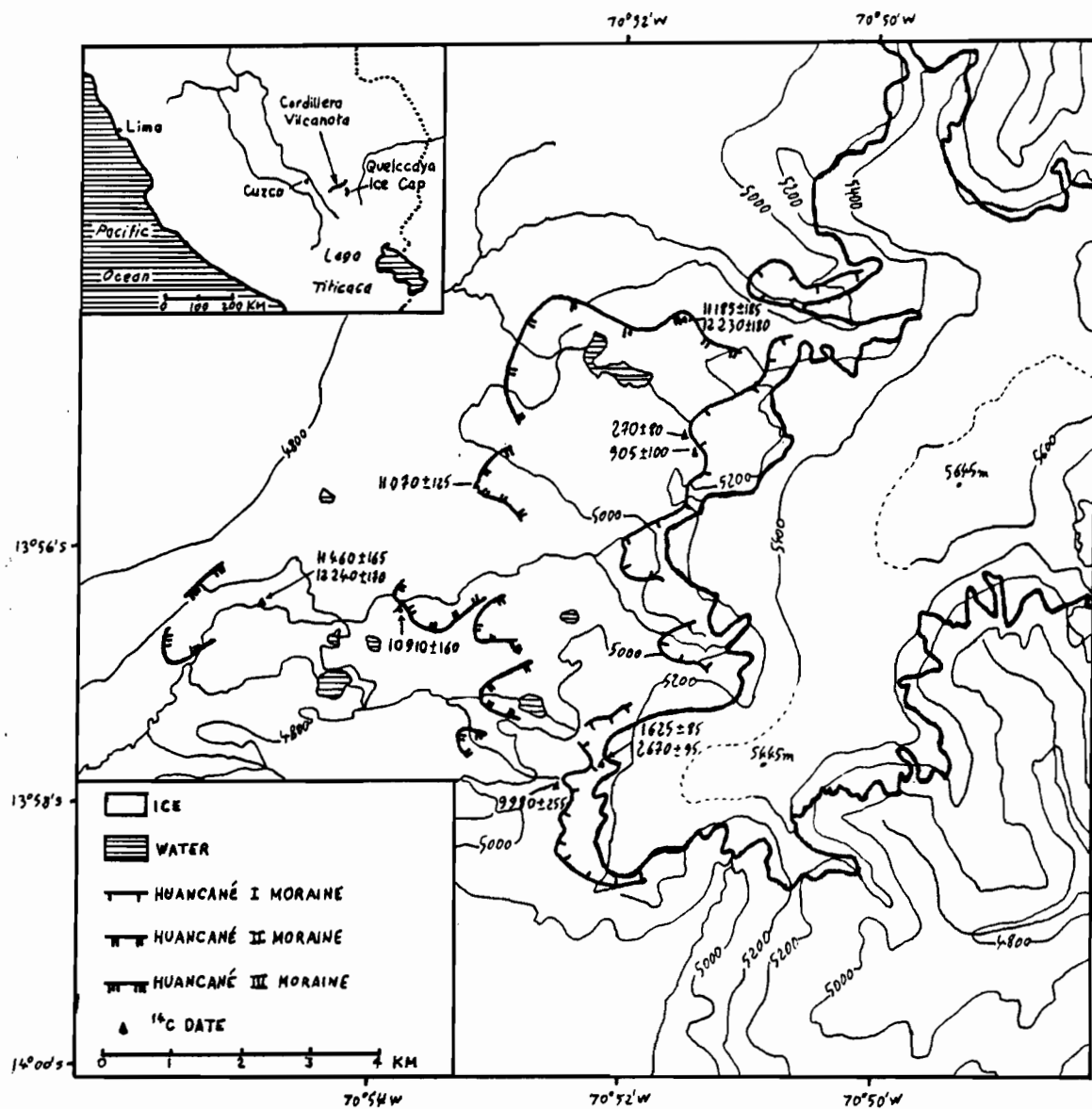


Fig.27.- Position des moraines Huanacané et des échantillons datés au ^{14}C dans la Cordillère Vilcanota au Pérou. (d'après MERCER et PALACIOS, 1977).

ce résultat. La présence de matière organique fossile datée de 8975 ans B.P. (vallée de Cañama), 8475 ans B.P. (vallée de Cololo) et 7490 ans B.P. (vallée de Puyupuyu), située à une distance de 500 mètres environ du front des glaciers actuels montrent que dès le début de l'Holocène la position des glaciers dans la Cordillère devait être voisine de celle d'aujourd'hui. Ceci n'exclut pas l'hypothèse selon laquelle le volume glaciaire pourrait avoir été plus réduit encore qu'actuellement, seule la découverte de tourbes holocènes sous la glace permettrait de le montrer.

Le maintien des glaciers dans les parties hautes des vallées andines après le début de l'Holocène est confirmé puisque l'on note la présence de végétation à 5000 mètres d'altitude, il y a 4690 ans B.P. (vallée de Sayhuani). Dans la Cordillère Royale, l'ancienne tourbière de Hichu-Kkota, située à 1 km environ du glacier actuel, ne présente pas de discontinuité de sédimentation, ni d'intercalations de sédiments d'origine glaciaire durant les quelques 3700 ans de son histoire (entre 4240 et 500 ans B.P.).

Ce résultat est en accord avec les observations de MÜLLER (1985) dans la Cordillère de Quimsa Cruz, où les glaciers avaient la même dimension qu'aujourd'hui entre 8000 et 5500 ans B.P. environ.

D'autre part sur le site de Atoromachuma, la présence de tourbes fossiles démontre que le glacier, depuis 4200 ans B.P. n'a pas avancé de plus de 400 mètres par rapport à la position qu'il atteignit durant les 300 dernières années.

Il faut donc admettre que globalement les glaciers ont conservé des positions voisines de l'actuel dès le début de l'Holocène et jusqu'à 500 ans B.P. Néanmoins des oscillations mineures ont pu se produire durant cet intervalle de temps.

Au Pérou, on retrouve des tourbes sous la glace actuelle, montrant ainsi qu'entre 2670 et 1625 ans B.P., les glaciers de l'époque étaient plus réduits qu'aujourd'hui (MERCER et PALACIOS, 1977).

Dans la Cordillère d'Apolobamba également, des témoins de ces oscillations mineures existent comme le démontre la présence de cordons morainiques peu épais près des glaciers actuels. Ainsi dans la vallée de Sayhuani la présence de dépôts d'origine glaciaire postérieurs à 8365 ans B.P. et antérieurs à 4690 ans B.P. à 300 mètres environ du front actuel prouve que le glacier a pu avancer ou tout au moins se stabiliser durant cet intervalle de temps. La présence d'argiles à blocs dans la vallée de Cololo, déposées entre 8475 et 1680 ans B.P., et les niveaux argilo-limoneux à débris schisteux dans la vallée de Puyupuyu, déposés entre 7490 et 1760 ans B.P. pourraient attester également de la présence des glaciers de l'époque à 500 mètres environ de leur niveau actuel, dans la mesure où il s'agit effectivement de dépôts morainiques. Mais ces oscillations dont l'âge reste imprécis ne constituent que des faits mineurs locaux et ne témoignent pas d'avancées importantes des glaciers au cours de l'Holocène jusqu'à 500 ans B.P.

Un dernier ensemble de moraines (M_4 ; GOUZE et al, 1986) surmonte les formations marécageuses dans la plupart des vallées et témoigne de l'existence d'une ultime avancée des glaciers. Elle fut importante puisque dans la Cordillère Royale, sur le site de Hichu-Kkota, ces moraines se situent à 1 km environ du front du glacier actuel (voir 1^è partie. Chap. II). Etant donné leurs positions on sait que cet événement est au moins postérieur à 500 ans B.P., voire plus récent encore puisque ces mêmes dépôts ont remanié des tourbes datées de 220 ± 50 ans B.P. On peut donc considérer que cette avancée aurait débuté après le 14^{ème} siècle et se serait poursuivie au moins jusqu'au 18^{ème} siècle.

Dans la Cordillère d'Apolobamba de nombreux témoins de cette avancée glaciaire existent: il en est ainsi des dépôts postérieurs à 1110 ans B.P. dans la vallée de Puyupuyu, de ceux postérieurs à 8975 ans B.P. dans la vallée de Cañauma, de ceux postérieurs à 4690 ans B.P. dans la vallée de Sayhuani et des moraines qui remanient des tourbes datées de 425 ans B.P. dans la vallée de Cololo.

Dans la Cordillère de Quimsa Cruz, MÜLLER(1985) a noté également la présence de ces dépôts. Dans la Cordillère de Vilcanota (Pérou), un groupe de moraines se situe à 1 km environ du front des glaciers actuels (formation Huancané I) (fig.27). Son âge est postérieur à 905 ± 100 ans B.P, l'avancée ayant culminé entre 600 et 300 ans B.P.(MERCER et al, 1975; MERCER et PALACIOS, 1977). Cet épisode serait donc l'équivalent du petit âge glaciaire bien connu en Europe et identifié à l'échelle mondiale par de nombreux auteurs.

Enfin le retrait récent, postérieur au 18^{ème} siècle, a été interrompu par des périodes d'avancées mineures ou de stationnements du glacier comme l'atteste la présence de moraines de faible épaisseur, encore dépourvues de végétation.

Dans la Cordillère de Quimsa Cruz, MÜLLER (1985) situe, sur la base de documents photographiques, l'une de ces avancées mineures comme étant postérieure à 1920.

Dans la Cordillère Orientale de Bolivie, l'évolution des glaciers depuis 30000 ans B.P. environ est donc la suivante (fig.28):

- Après le dernier pléniglaciaire dont l'âge, encore imprécis, serait postérieur à 27000 ans B.P. environ et antérieur à 14000 ans B.P., les glaciers reculent vers les parties hautes de la Cordillère;

- Ce retrait n'a pas été continu. Il fut entrecoupé de périodes de stationnement ou d'avancées mineures, matérialisées par un certain nombre de moraines dont les âges sont encore antérieurs au début de l'Holocène.

Cet épisode démontre qu'il y a donc eu un palier dans la déglaciation;

- A 10000 ans B.P., la limite des glaciers se situe à des altitudes proches de celles qu'ils occupent aujourd'hui. Malgré quelques avancées mineures, ils conservent ces positions durant la quasi-totalité de l'Holocène jusqu'à 500 ans B.P. environ;

- Enfin, au cours des derniers siècles (14^è-18^è) les glaciers avancent une dernière fois de façon importante, avant d'amorcer un repli qui semble encore se poursuivre aujourd'hui.

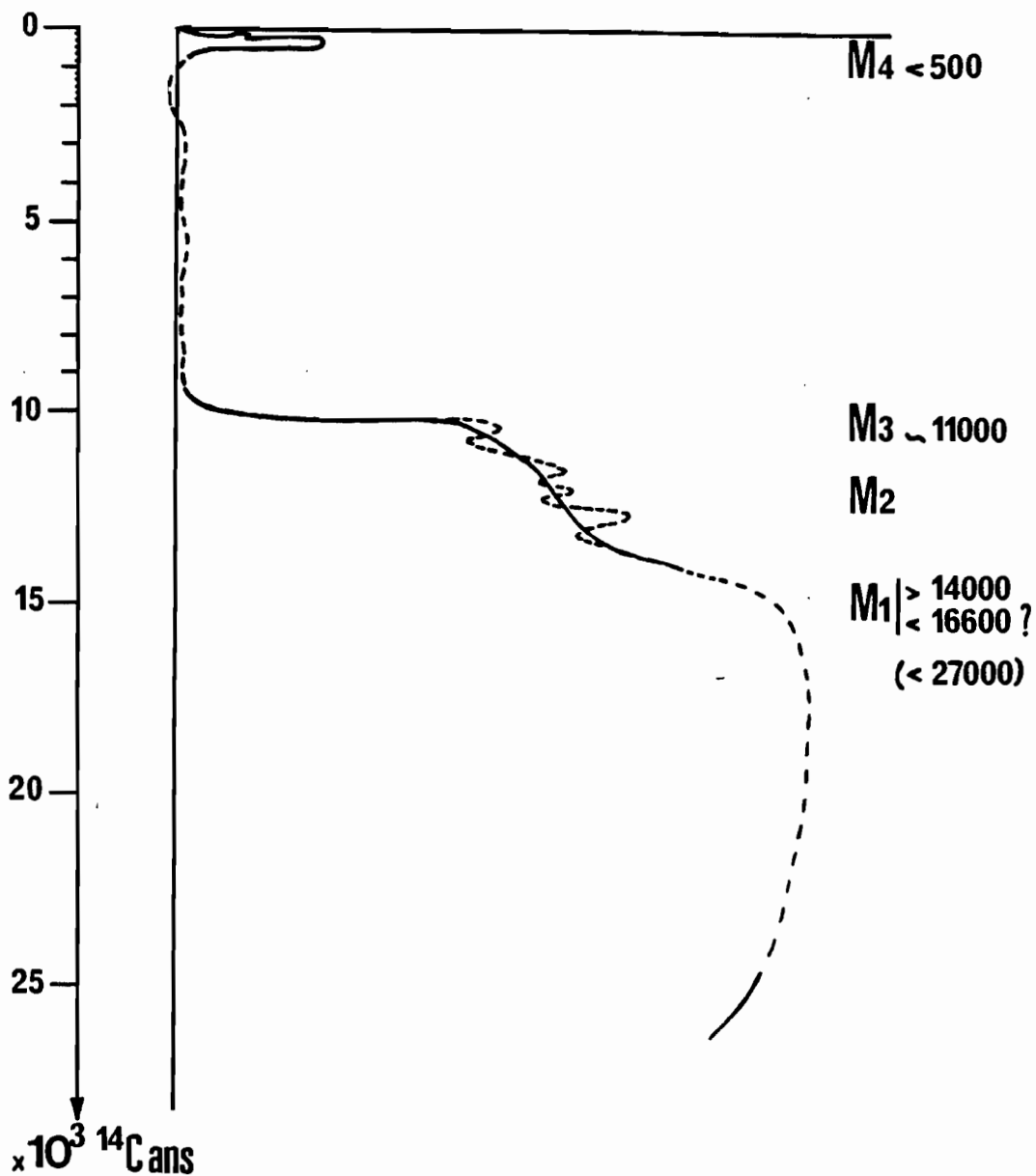


Fig.28.- Etapes majeures des oscillations glaciaires dans la Cordillère Orientale de Bolivie depuis 30000 ans B.P. environ (L'échelle des abscisses n'est pas précisée car l'altitude de chaque génération de moraines varie selon les vallées).

CHAPITRE II - CORRELATION ENTRE LES OSCILLATIONS DES GLACIERS ET LES FLUCTUATIONS DU NIVEAU DES LACS.

Dans les Andes boliviennes le problème des oscillations glaciaires a souvent été associé au problème de la variation du niveau des lacs.

Ainsi, dès 1928, les travaux de TROLL, repris un peu plus tard par KESSLER (1963) démontraient que les dépressions de l'Altiplano avaient été le siège de plusieurs phases d'extensions lacustres au cours du Quaternaire moyen et supérieur. Les plus récentes sont connues sous les noms de Ballivián (BOWMANN, 1909), Minchin (STEINMANN, 1906) et Tauca (SERVANT, 1977). Ces auteurs extrapolaient les résultats en considérant que ces épisodes de hauts niveaux lacustres devaient être synchrones de l'extension maximale des glaciers des Andes et de l'"âge de la glace" des latitudes moyennes.

En 1978, SERVANT et FONTES mettaient également en parallèle les extensions lacustres et les extensions glaciaires à propos d'une étude sur les lacs quaternaires des hauts plateaux andins. Ils notaient ainsi que les périodes de fortes activités glaciaires de la fin du Pléistocène qui atteignent leur paroxysme avec l'épisode Choqueyapu, puis avec les époques de stabilisation ou d'avancées mineures antérieures à 10000 ans B.P. pouvaient être corrélées avec les hauts niveaux lacustres reconnus au Sud de l'Altiplano. Toutefois les positions exactes des rivages lacustres n'ont pu être établies avec certitude, même si des âges ^{14}C avaient permis un premier essai de chronologie.

Aujourd'hui cette chronologie s'est précisée et affinée. On possède notamment des données sur la bathymétrie des lacs de l'Altiplano durant les 10000 dernières années, ce qui constitue un fait nouveau et important dans la mesure où l'on ignorait jusqu'alors si le niveau des lacs était resté stable au cours de l'Holocène.

D'autre part, l'étude des moraines du Quaternaire récent et leurs datations par le ^{14}C (2^e partie, Ch.I) a permis de définir les étapes majeures des oscillations glaciaires dans la Cordillère Orientale depuis 30000 ans B.P. environ.

Il convient donc de reprendre l'ensemble de ces résultats pour situer les oscillations lacustres par rapport aux fluctuations du niveau des glaciers. Les données lacustres qui couvrent la période 30000-10000 ans B.P. sont empruntées à SERVANT et FONTES (1978), celles concernant l'Holocène à WIRRMANN(1987).

LES LACS

I - La période lacustre Minchin.

Sur l'Altiplano Nord cette extension n'est pas datée. Des dépôts argilo-sableux observés à 15-20m au-dessus du lac Titicaca lui sont attribués, mais la remontée a été atténuée par l'existence d'un exutoire vers le Sud (rio Desaguadero).

Les preuves de l'existence de la période lacustre Minchin sont plus nettes sur l'Altiplano Sud. Les dépôts laissés par le lac qui couvrait environ 63000 km² sont surtout représentés par des constructions algaires qui forment des récifs parfois très développés.

On trouve également des sédiments argilo-sableux plus ou moins calcaires à l'écart de ces zones récifales.

On ignore encore dans le détail l'évolution paléobathymétrique du lac mais les points les plus hauts où s'observent les constructions algaires indiquent que les hauteurs d'eaux ont pu se situer durant une brève période à plus de 50m au-dessus du niveau actuel des lacs des bassins méridionaux. L'existence et la nature de terrasses d'abrasion montrent cependant que d'une part le plan d'eau a connu des périodes de stabilisation prolongée et que d'autre part ces terrasses ont dû s'élaborer durant la phase de retrait du lac.

Les datations ^{14}C disponibles obtenues à partir de coquilles, montrent que l'une des phases de stationnement du niveau du paléolac Minchin se situe vers 27000 ans B.P. (+ 60m environ au-dessus du fond actuel du "salar" de Uyuni). Dans le Sud-Est de l'Altiplano (Lipez) un âge ^{14}C de 22000 ans B.P. environ (RISACHER, communication orale) indique le maintien au moins jusqu'à cette date de lacs profonds dans une région où les nappes d'eau sont aujourd'hui pelliculaires.

2 - L'interlacustre Minchin-Tauca.

Sur l'Altiplano Nord, des preuves de l'abaissement du niveau du lac existent sous la forme de dépôts de cailloutis reposant sur des argiles lacustres de la période Minchin. Au Sud, on trouve des surfaces de ravinement ainsi que des dépôts fluviatiles qui remanient des débris d'algues Minchin. D'autre part, des sondages effectués dans le "salar" de Uyuni (bassin méridional) montrent que le lac a connu une période d'assèchement.

Cet interlacustre n'est pas daté avec précision. On peut toutefois affirmer qu'il a débuté après 22000 ans B.P. environ, qui constitue l'âge limite supérieur de la période Minchin. Sans anticiper sur le haut niveau lacustre suivant, on peut ajouter que cet interlacustre est antérieur à 12500-13000 ans B.P.

3 - La période lacustre Tauca.

Cet épisode est peu marqué au Nord de l'Altiplano (lac Titicaca) pour les mêmes raisons invoquées pour la période Minchin, c'est-à-dire le déversement de l'eau à l'exutoire du lac par le rio Desaguadero.

Les dépôts sont au contraire très développés sur l'Altiplano Sud (lac Poopo-"salars" de Uyuni et Coipasa). Selon les endroits, il s'agit le plus souvent de dépôts argileux à sableux qui présentent des passées limoneuses et calcaires dans lesquelles se trouvent des coquilles de Gastéropodes (fig.29).

Lors de sa phase d'extension maximale le lac devait avoir une superficie de l'ordre de 43000 km² et une profondeur qui pouvait atteindre par endroit plus de 60 mètres. Le milieu était salé, avec toutefois des apports d'eaux douces (SERVANT-VILDARY, 1978; MOURGUIART et al, 1986). Les datations ¹⁴C disponibles obtenues sur des coquilles et des calcaires lacustres permettent de caler cet épisode entre 12500-13000 et 10500 ans B.P. environ.

4 - La phase d'assèchement Tauca.

Les dépôts les plus bas qui correspondent à la période immédiatement antérieure à l'assèchement du lac Tauca sont datés respectivement

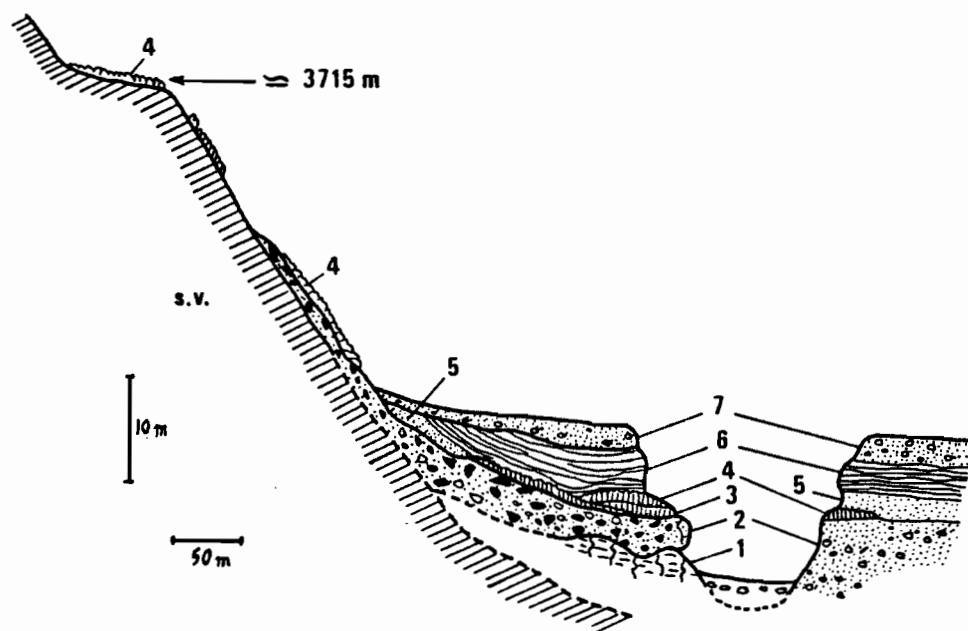


Fig.29.- Coupe dans le Quaternaire de Tauca. S.V. substratum volcanique quaternaire. 1: Paléosol argileux. Ravinement. 2. Eboulis et gravats plus ou moins sableux (ép.2m.max.). 3. Dalles calcaires bréchiques localement oolithiques. 4. Constructions d'algues calcaires(lacustre Minchin). 5. Sables éoliens probablement remaniés par ruissellement; débris d'algues remaniés;localement cailloutis (ép. 0 à 3 m). 6. Dépôts argileux à sableux fins, finement lités, à passées limoneuses et calcaires; coquilles de Gastéropodes (Formation Tauca, ép. 2.50 m environ). 7. Sables à cailloutis (ép. 2 m environ). (D'après SERVANT et al., 1978).

de 10020±160 et 10380±180 ans B.P., ce qui place cet épisode au passage entre la fin du Pléistocène et le début de l'Holocène. Dans le Sud, on ne possède pas actuellement de données quantitatives sur la durée de cette phase d'assèchement.

Sur l'Altiplano Nord (lac Titicaca) le plan d'eau de l'époque se situait au-dessous de son niveau actuel. Le milieu reste un milieu d'eaux douces.

5 - Les oscillations lacustres au cours de l'Holocène.

Les résultats dont il va être fait état sont extraits d'une étude sédimentologique qui a été réalisée sur des carottes prélevées dans les bassins Nord et Sud du lac Titicaca (WIRRMANN et OLIVEIRA ALMEIDA, 1986; MOURGUIART et al, 1986). (fig.30). Après le passage du Pléistocène à l'Holocène (10500-8000 ans B.P. environ) caractérisé au Sud par l'assèchement partiel des bassins et au Nord par des niveaux du lac plus bas que l'actuel, l'évolution paléobathymétrique peut être subdivisée en quatre phases:

- de 8000 à 7000 ans B.P. environ, établissement d'un très bas niveau lacustre (bassin Nord) avec notamment précipitations de niveaux de gypse;

- de 7000 à 4000-5000 ans B.P. environ, le plan d'eau remonte rapidement pour atteindre un palier de relative stabilisation. Parallèlement, les eaux du lac se dessalent;

- de 4000-5000 à 2200 ans B.P. environ, la remontée des eaux se poursuit: l'analyse des populations d'Ostracodes démontrent qu'aux alentours de 2200 ans B.P. le lac se situait 10m plus bas environ qu'actuellement;

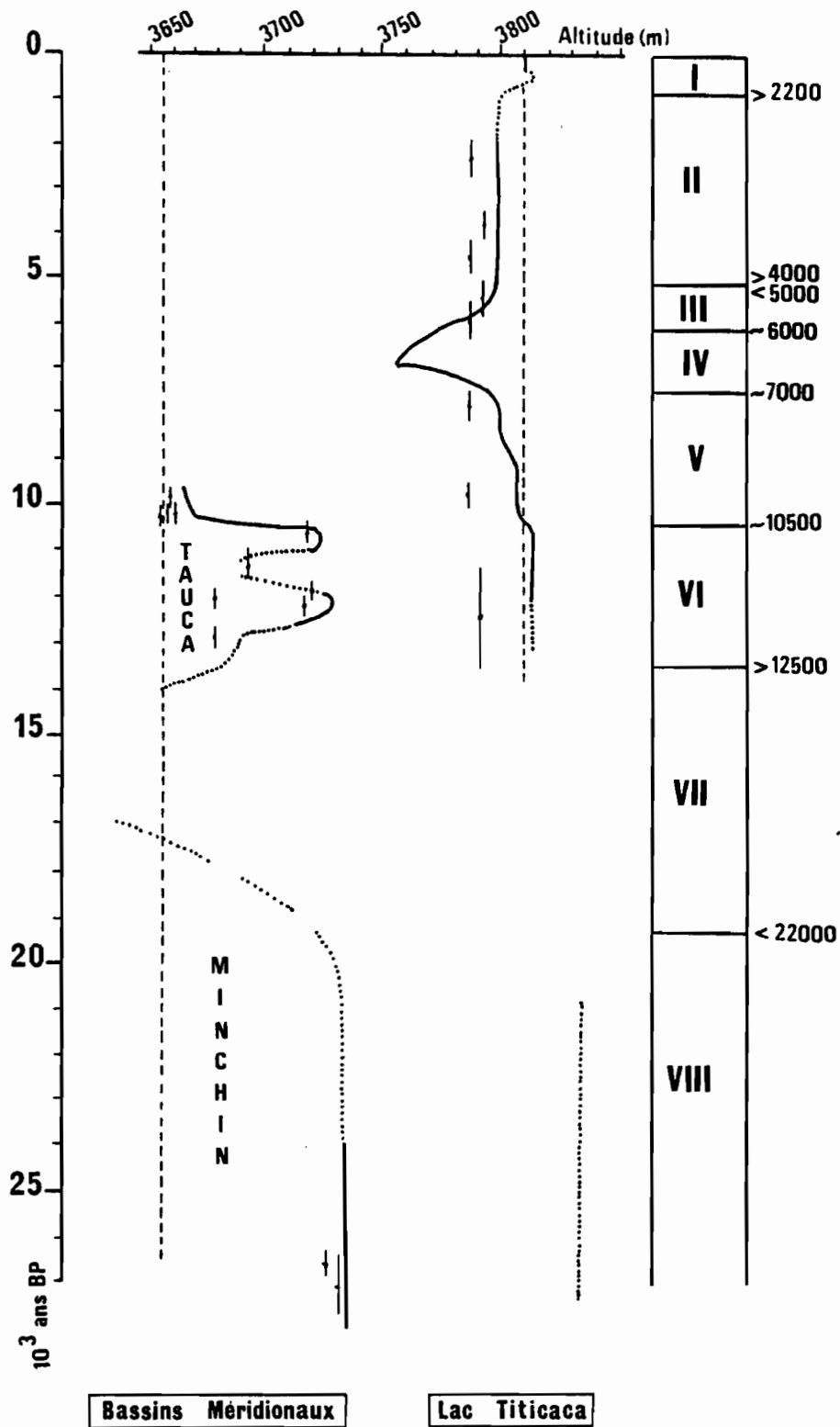


Fig.30.- Oscillations des plans d'eau des bassins méridionaux et du lac Titicaca depuis 30000 ans B.P. environ (d'après WIRRMANN et MOURGUIART, 1987).

- postérieurement à 2200 ans B.P. le lac atteint progressivement son niveau actuel. Sur la base de données historiques on note cependant une légère élévation du plan d'eau vers la fin du 16^e siècle (WIRRMANN, communication orale).

LES GLACIERS - LA CHRONOLOGIE AVEC LES EPISODES LACUSTRES

1 - La glaciation Choqueyapu.

La dernière extension maximale des glaciers dont on a établi qu'elle s'était produite entre 27000 et 14000 ans B.P. environ, et probablement plus près de ce dernier âge, ne peut servir, du fait de cette imprécision, de référence à l'établissement d'une chronologie fine des événements de cette époque.

Toutefois, compte tenu de l'âge approximatif de cette glaciation et de celui de l'extension lacustre Minchin (27000-22000 ans B.P. environ), on peut penser qu'il existe un rapport entre ces deux événements. Il reste néanmoins difficile de savoir quels sont les rapports chronologiques précis entre l'élévation des plans d'eau et l'avancée des glaciers de l'époque.

2 - Le premier stade du retrait post-Choqueyapu.

La déglaciation qui a suivi le maximum du dernier pléniglaciaire a débuté antérieurement à 14000 ans B.P. et s'est traduite par un retrait d'environ 300 mètres en altitude du front des glaciers (GOUZE et al, 1986) (cf. 1^e partie).

Si l'on tente de replacer cet événement par rapport à la chronologie des événements lacustres, cet épisode pourrait correspondre

à l'interlacustre Minchin-Tauca (post-22000 et anté-13000 ans B.P. environ) au cours duquel il est démontré que le niveau du lac Minchin s'est fortement abaissé (SERVANT et al, 1978), un assèchement complet pouvant même être envisageable (RISACHER, travaux en cours).

3 - Stationnement ou avancées mineures des glaciers.

L'existence d'un palier au cours du retrait glaciaire post-Choqueyapu a été démontrée en Bolivie(cf.1^è partie). Il correspond à plusieurs stades d'avancées mineures ou de stationnement des glaciers (moraines M₂ et M₃; GOUZE et al, 1986). L'âge des moraines correspondantes est postérieur à 14000 ans B.P. et l'on a souligné que l'une d'entre elles a été datée au Pérou de 11000 ans B.P. environ (MERCER et PALACIOS,1977).

Cet âge est très proche de celui de la période d'extension lacustre Tauca, datée de 13000-11000 ans B.P. environ.

Les datations disponibles ne permettent pas encore de suivre dans le détail l'évolution paléohydrologique de la fin du Pléistocène (oscillations du lac Tauca, moraines M₂ et M₃) mais elles démontrent cependant que l'amélioration des bilans lacustres (Tauca) est synchrone d'une amélioration des bilans glaciaires.

4 - Le deuxième stade du retrait post-Choqueyapu.

Après cette pause, le retrait des glaciers a repris postérieurement à 11000 ans B.P. de manière très spectaculaire puisqu'en l'espace de 1000 ans environ, on a noté que les glaciers se sont retirés sur plusieurs km de distance et sur quelques centaines

de mètres en altitude pour se situer alors à des altitudes voisines de l'Actuel, voire plus haut encore(cf.1^è partie).

Cela a été notamment démontré par la découverte de tourbes datées de 10000 ans B.P. environ à près de 5000 mètres dans la Cordillère d'Apolobamba. Au Pérou, MERCER(1977) révélait la présence de matières organiques datées de 9980 ans B.P. à proximité des glaciers actuels.

Compte-tenu des datations ^{14}C on peut associer cette deuxième phase de retrait à la phase d'assèchement Tauca bien marquée sur l'Altiplano Sud et dont on sait qu'elle se situe vers 10000 ans B.P., au passage Pléistocène-Holocène.

5 - Les glaciers au cours de l'Holocène.

En conclusion de l'étude des moraines du Quaternaire récent, on notait que les fonds de vallées avaient été le siège d'une sédimentation marécageuse à proximité immédiate des glaciers actuels, démontrant ainsi que dans leur ensemble les glaciers n'avaient pas avancé durant la quasi-totalité de l'Holocène. Seuls les derniers siècles (14^è-18^è siècle) se caractérisaient par une avancée des fronts glaciaires.

Cette dernière avancée pourrait être corrélée avec la légère remontée du plan d'eau du lac Titicaca au 16^è siècle.

Conclusions.

Compte tenu de ce qui vient d'être exposé, il se confirme qu'il existe une relation entre les fluctuations du niveau des lacs et les oscillations des glaciers (fig.31). Ce phénomène apparaît particulièrement net au passage Pléistocène-Holocène où l'extension lacustre Tauca (12500-11000 ans B.P.) coïncide avec l'amélioration temporaire des bilans glaciaires dans un contexte général de retrait (moraines M_3 datées de 11000 ans B.P. environ).

Au contraire, la baisse du niveau du lac Tauca, puis son assèchement aux alentours de 10000 ans B.P. sont contemporains de la deuxième phase de retrait post-Choqueyapu .

On note donc un synchronisme entre la montée du niveau des lacs et l'avancée des glaciers, et corrélativement entre la baisse du niveau des lacs et le retrait des glaciers.

A partir de ces considérations sur le synchronisme des oscillations glaciaires et lacustres, on peut extrapoler sur les fluctuations des glaciers lorsque celles-ci ne sont pas directement observables. Ainsi on peut supposer que si le niveau des eaux sur l'Altiplano Nord (lac Titicaca) était plus bas qu'il ne l'est actuellement au cours de l'Holocène, alors les glaciers devaient être plus réduits durant cette même période.

On peut donc imaginer, par analogie, que les glaciers se sont retirés au-delà de leurs limites actuelles au passage Pléistocène-Holocène dans des proportions qui restent à déterminer (peut-être même ont-ils disparu?). L'âge de la reprise de l'activité glaciaire est certainement postérieure à 6000 ans B.P. environ, avec peut-être

une avancée rapide suivie d'une période de stabilisation. Puis, postérieurement à 4000 ans B.P., les glaciers auraient atteint puis dépassé leurs limites actuelles de 1 km environ ("petit âge de la glace" entre le 14^e et le 18^e siècle).

En l'état actuel des choses, seule la découverte de matière organique fossile sous les glaciers actuels permettrait de vérifier ces hypothèses.

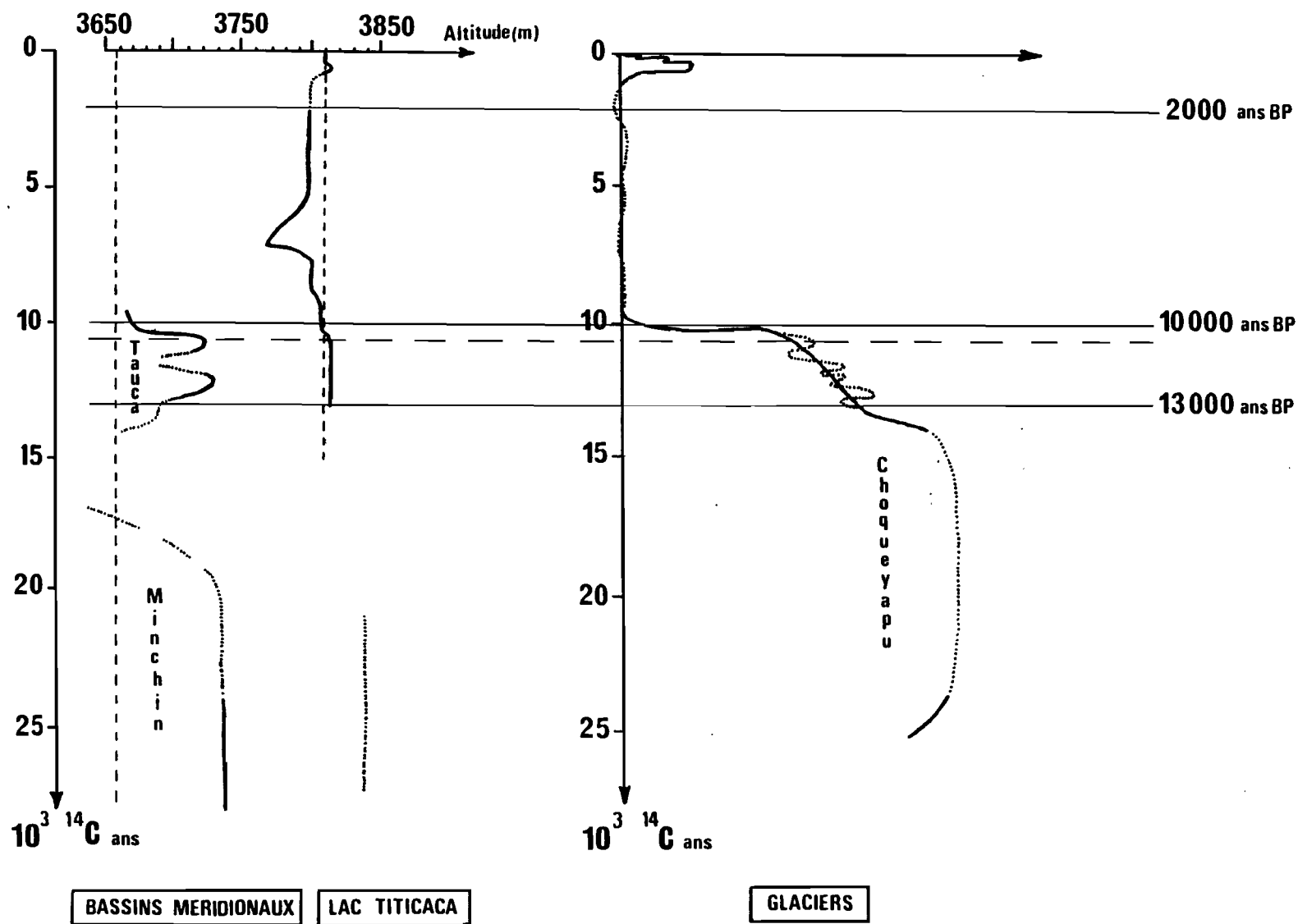


Fig.31.- Relations entre les oscillations glaciaires et lacustres en Bolivie durant le Quaternaire récent (données lacustres extraites de WIRRMANN et MOURGUIART, 1987).

On a constaté qu'il existe un faisceau de présomptions important sur la contemporanéité entre les fluctuations du niveau des lacs et les oscillations des glaciers.

En dernier lieu, il convient maintenant de s'interroger sur les causes de ces variations.

CHAPITRE III - INTERPRETATION PALEOHYDROLOGIQUE ET PALEOCLIMATIQUE DES OSCILLATIONS GLACIAIRES ET LACUSTRES.

Des essais de modélisation ont été entrepris suivant une approche climatique à partir des bilans en eau sur les lacs de l'Altiplano (HASTENRATH et KUTZBACH, 1985), puis par extension les auteurs ont transposé ces données aux épisodes de hauts niveaux lacustres de la fin du Pléistocène.

Les conclusions font apparaître que durant les périodes d'extension lacustre Minchin et Tauca, les précipitations auraient été respectivement supérieures de 300 à 200mm par an en moyenne par rapport aux valeurs actuelles. Dans un travail similaire, KESSLER (1985) propose que le haut niveau lacustre Tauca aurait été dû à des précipitations de 30% supérieures aux hauteurs actuelles sur le bassin de l'Altiplano.

L'augmentation des pertes par évaporation due à l'augmentation de la surface en eau des lacs exige en contrepartie que le système soit entretenu par des précipitations qui restent importantes, soit par l'apport d'autres sources.

SERVANT et FONTES (1978) avaient suggéré que les eaux de fonte

des glaciers pouvaient être de bons pourvoyeurs pour les lacs. HASTENRATH et KUTZBACH ont vérifié cette hypothèse par des calculs qui ont permis d'estimer que la quantité d'eau de fonte provenant du dernier pléniglaciaire était insuffisante (équivalent à 20mm d'eau par an environ) pour conduire à une élévation du niveau des lacs.

En considérant donc que l'augmentation des précipitations constitue la cause principale de la montée des eaux des lacs, les auteurs ont tenté d'évaluer l'effet de cette augmentation sur les bilans glaciaires. Ainsi, entre 16° et 21° de latitude Sud, des données quantitatives sur le déplacement en altitude de l'isotherme 0°C (HASTENRATH, 1971), sur les variations des hauteurs de précipitations (KESSLER, 1963) et sur le déplacement de la ligne d'équilibre des glaciers suggèrent que celle-ci est très sensible à l'augmentation des hauteurs de précipitations mais non à la décroissance de la température.

Ces considérations montrent que les conditions climatiques qui ont occasionné les hauts niveaux lacustres sont également favorables à l'avancée des glaciers ce qui démontrerait la justesse des conclusions des premiers observateurs sur le sujet.

En conclusion de leurs travaux, HASTENRATH et KUTZBACH (1985) suggèrent que les épisodes humides liés à l'augmentation des hauteurs de précipitations précèdent ou coïncident, mais ne suivent pas les extensions glaciaires des Andes tropicales.

Compte tenu de ces résultats, on peut proposer en conclusion une interprétation paléoclimatique des oscillations glaciaires et lacustres depuis le dernier pléniglaciaire Choqueyapu jusqu'à la période actuelle:

- L'existence du dernier pléniglaciaire, très probablement contemporain de l'extension lacustre Minchin, correspondrait à une période très humide, liée à des précipitations plus importantes qu'aujourd'hui;

- Globalement, la période post-Choqueyapu est caractérisée par l'instauration de conditions climatiques sèches. Cela s'est traduit par l'existence de deux phases dans la déglaciation Choqueyapu et par deux phases d'assèchement des lacs Minchin et Tauca. Toutefois, dans ce contexte climatique sec, une brève période plus humide (13000-11000 ans B.P.) marquée par une reprise des précipitations, occasionne une remontée des lacs (extension Tauca) et un palier dans le retrait glaciaire (période de stabilisation ou d'avancées mineures);

- Durant une grande partie de l'Holocène, tout au moins jusqu'aux alentours de 3600 ans B.P., les conditions climatiques sèches semblent se maintenir (glaciers réduits- bas niveaux lacustres);

- Puis, progressivement un retour à des conditions climatiques plus humides s'instaure. Les lacs remontent et les glaciers avancent, mais l'âge de ces événements reste encore imprécis.

Au Pérou, dans la Cordillère de Vilcanota, dont on a dit qu'elle constituait le prolongement de la Cordillère d'Apolobamba du côté péruvien, des mesures physiques et isotopiques sur des carottes de glace confirment que durant l'ultime poussée des glaces, le climat était humide (1500-1720 après J-C; THOMPSON et al, 1985).

Depuis lors, le retour à des conditions climatiques plus sèches expliquerait le retrait des glaciers jusqu'à aujourd'hui.

Plusieurs hypothèses pouvaient être formulées jusqu'à présent sur l'interprétation des fluctuations lacustres et glaciaires. Nos données, basées sur une corrélation stratigraphique entre les

oscillations des glaciers et les oscillations des lacs, indiquent donc que la variation de la hauteur moyenne des précipitations et probablement un facteur climatique prépondérant. Toutefois, les modifications de température et les phénomènes d'évaporation sont encore mal évalués et ne doivent pas de ce fait être complètement écartés.

TROISIÈME PARTIE

- LES RESULTATS ISOTOPIQUES

La présence dans la Cordillère Orientale de Bolivie d'importantes tourbières actuelles et fossiles a été mise à profit pour faire des mesures de teneurs en isotopes lourds sur les plantes, dans le but de mettre en évidence d'éventuelles variations et d'essayer dans la mesure du possible d'en apprécier l'importance.

CHAPITRE I - QUELQUES DEFINITIONS DE GEOCHIMIE ISOTOPIQUE.

Les isotopes sont des atomes qui ont un même cortège électronique, un même nombre de protons, mais un nombre variable de neutrons. Cette particularité se traduit par une légère différence de masse des espèces isotopiques considérées qui ne change pas sensiblement leurs propriétés chimiques générales, mais conduit à des modifications de leurs propriétés physiques.

Pour la molécule d'eau, les isotopes se répartissent en isotopes stables (^{18}O , ^{17}O , ^{16}O et ^2H (ou deutérium), ^1H) et isotope radioactif (^3H ou tritium).

Les masses différentes entre ces éléments chimiques entraînent une modification du rapport de proportionnalité entre isotopes lourds (^{18}O , ^2H) et isotopes légers (^{16}O , ^1H), qui s'opère au profit de l'isotope lourd lors des changements de phase: c'est le phénomène de fractionnement isotopique (fig.32).

Pour l'eau liquide en présence de sa vapeur, ce facteur de fractionnement est: $\alpha^{18}_\text{O} = \frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{liquide}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{vapeur}}} = 1,009 \text{ à } 25,4^\circ\text{C}$

et: $\alpha^2_\text{H} = \frac{(^2\text{H}/^1\text{H})_{\text{liquide}}}{(^2\text{H}/^1\text{H})_{\text{vapeur}}} = 1,075 \text{ à } 25,4^\circ\text{C}$ (FRIEDMANN et O'NEIL, 1977).

Ce facteur traduit l'enrichissement (ou l'appauvrissement) isotopique d'une phase par rapport à l'autre. Dans le cas de l'oxygène 18 , cet enrichissement est univoque (FONTES, 1976); la vapeur est toujours appauvrie en isotopes lourds par rapport au liquide qui lui a donné naissance.

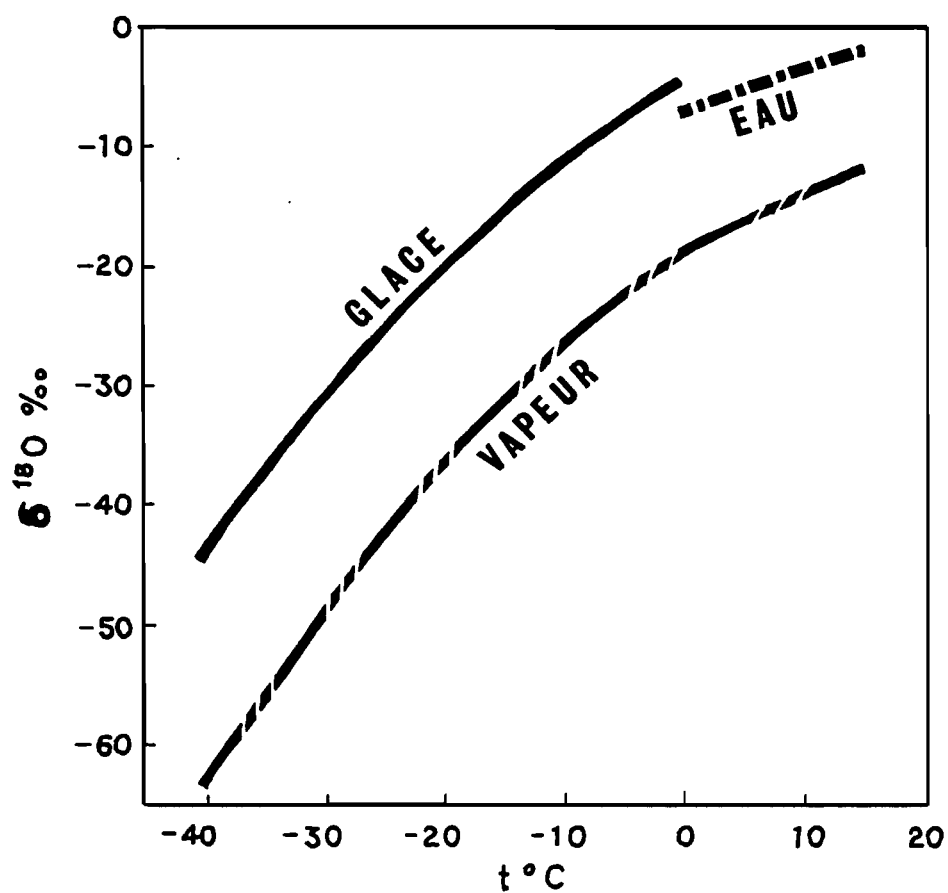


Fig.32: Fractionnement isotopique.

Fractionnement isotopique de l'oxygène en fonction de la température entre l'eau liquide et la vapeur, au-dessus de zéro °c, et entre l'eau solide et la vapeur, au-dessous de zéro °c (D'après GONFIANTINI, 1971 in FONTES, 1976).

D'un point de vue pratique et du fait de la très faible abondance des isotopes stables dans la nature (Tableau) on utilise la notation δ (delta) qui représente l'écart relatif entre le rapport isotopique de l'échantillon considéré et celui d'un étalon de référence.

Eléments	Isotopes Stables	
OXYGENE	^{16}O	99,76 %
	^{17}O	0,04 %
	^{18}O	0,20 %
HYDROGENE	^1H	99,984 %
	^2H	0,015 %

Il existe deux étalons: PDB et SMOW. Le premier est surtout utilisé avec les carbonates et représente le CO_2 extrait par attaque acide à 25°C du rostre d'une *Belemnite* de la formation géologique *Peedee* de Caroline du Sud, d'où le nom de PDB (*Peedee Belemnite*). Le second est un échantillon d'eau censé représenter la composition isotopique moyenne des eaux océaniques qui correspondent à près de 98% de l'eau de l'hydrosphère.

Tous les résultats relatifs à l'eau sont exprimés en fonction de cet étalon SMOW (Standard Mean Ocean Water; CRAIG, 1961):

$$\delta = \left[\frac{R \text{ (échantillon)}}{R \text{ (étalon)}} - 1 \right] \cdot 1000$$

avec R = rapport isotopique $\simeq$ concentration de l'espèce isotopique rare. Soit, par exemple, pour l'oxygène :

$$\delta = \left[\frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O}) \text{ éch.}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O}) \text{ ét.}} - 1 \right] \cdot 1000$$

Les échantillons "enrichis" par rapport à l'étalon donneront des valeurs positives, les échantillons "appauvris" auront des valeurs négatives.

CHAPITRE II - QUELQUES TRAVAUX DE REFERENCE CONCERNANT LES ISOTOPES DE LA MATIERE ORGANIQUE

Depuis un certain nombre d'années les mesures isotopiques sont pratiquées sur l'eau, la glace, les carbonates, les silicates et les sulfates; plus récemment elles se sont étendues à la matière organique d'origine végétale et ce type d'étude connaît actuellement un essor grandissant. Divers travaux ont ainsi fait apparaître les rapports entre la composition isotopique de l'oxygène et du deutérium et différents paramètres climatiques, ce qui est d'un intérêt évident quant à l'utilisation de ces isotopes comme traceurs paléoclimatiques.

L'exploration de cette voie a conduit à de nombreuses observations empiriques qui ont nécessité un important travail de laboratoire où le contrôle de différents paramètres a permis de mieux connaître les mécanismes de variations des isotopes dans la matière organique. Les quelques exemples choisis parmi d'autres illustrent cette démarche.

Le deutérium dans la matière organique.

La première étude sur le deutérium dans les bois et les tourbes revient à SCHIEGL et VOGEL (1970) qui avaient travaillé sur la matière organique totale. SMITH et EPSTEIN (1970) avaient eux noté la possibilité d'échanges d'atomes d'hydrogène (^2H) dans les plantes en fonction de l'humidité de l'air. Il était apparu nécessaire d'individualiser

les différents composants de la plante et de travailler sur la cellulose, constituant de toutes les plantes et pouvant être facilement isolé.

La cellulose, comme la plupart des autres composés organiques contient des atomes d'hydrogènes échangeables. Mais le procédé simple de nitration de la cellulose permet d'éliminer virtuellement ce type d'hydrogènes (EPSTEIN et al, 1978).

Le(s) facteur(s) climatique(s) qui influe(nt) de manière prépondérante sur les teneurs en deutérium de la matière organique (températures, humidité atmosphérique, précipitations), font encore l'objet de discussions. (BRENNINKMEIJER, 1983; DE NIRO et al, 1979, 1981; EPSTEIN et al, 1976/1977; WHITE et al, 1980; WILSON et GRINSTED, 1975).

L'oxygène-18 dans la matière organique:

Les premiers travaux ont porté sur la mesure des teneurs en oxygène-18 des cernes de troncs d'arbres (LIBBY et al, 1972-1977). Il a été ainsi proposé qu'il existait une relation entre les paléotempératures des derniers siècles et la composition isotopique des cernes(chênes de la région de Munich).

Le matériel analysé par GRAY et THOMSON (1976, 1977) était également constitué de cernes de troncs, notamment dans des épicéas de la région d'Edmonton au Canada. Dans ces régions froides, les résultats sont très satisfaisants et la bonne corrélation obtenue a permis dans ce cas d'estimer les valeurs des paléotempératures à $\pm 0,15^{\circ}\text{C}$. Ces auteurs ont travaillé sur la cellulose du bois qui est considérée comme meilleur "indicateur" thermique que la lignine ou le bois total (GRAY et al, 1977).

D'autres chercheurs tel EPSTEIN (1977) concluaient également sur l'importance du facteur température dans la composition isotopique des plantes aquatiques.

Diverses plantes qui avaient poussé sous des climats différents ont fait l'objet de mesures isotopiques de la part de FERHI et LETOLLE (1977). D'après eux, la cause de l'hétérogénéité des résultats était à rechercher d'une part dans la variété des milieux écologiques et d'autre part dans le mode d'assimilation photosynthétique (cycle en C_3 de CALVIN ou cycle en C_4 de HATCH et SLACK). STERNBERG et DE NIRO (1983) ont également souligné l'importance du type de métabolisme des plantes.

A partir d'un transect à travers les Etats-Unis, BURK et STUIVER (1981) ont enregistré des différences de composition isotopique qu'ils ont relié aux différents types de climat. Ils arrivent à la conclusion suivant laquelle la teneur en oxygène ^{18}O dans la cellulose des arbres reflétait surtout la température moyenne annuelle et l'humidité de l'atmosphère.

Si la corrélation entre les mécanismes de fractionnement isotopique dans les tissus des plantes et les paramètres climatiques semble bien établie, les études en milieu contrôlé montrent que ce rapport est indirect. Les expériences conduites par FERHI (1976-1984) concluent au fait que les variations de teneur en ^{18}O de la cellulose des plantes dépendent surtout de la composition isotopique de l'eau dans les feuilles, si l'on admet que les teneurs en ^{18}O de CO_2 et O_2 atmosphérique sont relativement stables, respectivement 41 ‰ et 24 ‰. Cette composition isotopique de l'eau du mésophylle serait liée pour partie à celle de l'eau du sol (LONG et al, 1978; FERHI, 1980; EDWARDS et al, 1985) et pour partie à l'humidité relative. D'après FERHI (1980) ces deux paramètres sont à leur tour directement liés aux facteurs climatiques tels que les précipitations et la température.

Diverses campagnes de prélèvements de matière organique en fonction de la latitude ont mis en évidence l'influence dominante de l'un ou de l'autre de ces facteurs sur les variations de teneur en ^{18}O des plantes (transect Nord-Sud à travers l'Europe et l'Afrique de l'Ouest, FERHI, 1980; transect Nord-Sud en Suède, GEGOUT, 1982). Ainsi, des zones tropicales arides jusqu'aux régions polaires (30° - 40° lat.N), les températures moyennes annuelles s'abaissent progressivement, ce qui se répercute proportionnellement sur les teneurs en ^{18}O des plantes. A l'inverse, si de l'Equateur jusqu'aux zones tropicales arides (0° - 30° lat.N), les moyennes thermiques annuelles restent partout élevées, la pluviosité varie considérablement et semble alors devenir le facteur qui influe le plus sur les variations des teneurs en oxygène 18 .

Si l'utilisation des isotopes de la matière organique en climatologie devient possible à partir de ces éléments d'interprétation, il fallait toutefois s'assurer que la teneur en ^{18}O caractéristique des conditions climatiques du moment ne se modifiait pas avec le temps. C'est un fait très important lorsque l'on se propose d'étudier la climatologie de l'ancien, comme cela est le cas ici à partir de tourbes fossiles plurimillénaires.

Ces travaux ont été menés sur de la matière organique décomposée et les résultats montrent de façon satisfaisante que le "signal" isotopique originel est bien mémorisé (BALABANE, 1978; LIST, 1980).

Les bonnes corrélations obtenues dans la comparaison entre des mesures isotopiques, des diagrammes polliniques et, lorsqu'elles existaient, des références historiques attestent de l'intérêt de l'outil isotopique dans les essais de reconstitutions paléoclimatiques.

Ainsi l'étude d'une tourbière fossile de la région de Venise (fig. 33) fait apparaître des modifications climatiques qualitatives entre 39500 et 14000 ans B.P. par l'analyse conjointe de l'oxygène 18 et des pollens (FERHI, 1980). Des travaux similaires sur des tourbières holocènes du Massif Central (GEGOUT, 1982) et de Hollande (BRENNINKMEIJER, 1983) ont également abouti à de bonnes corrélations.

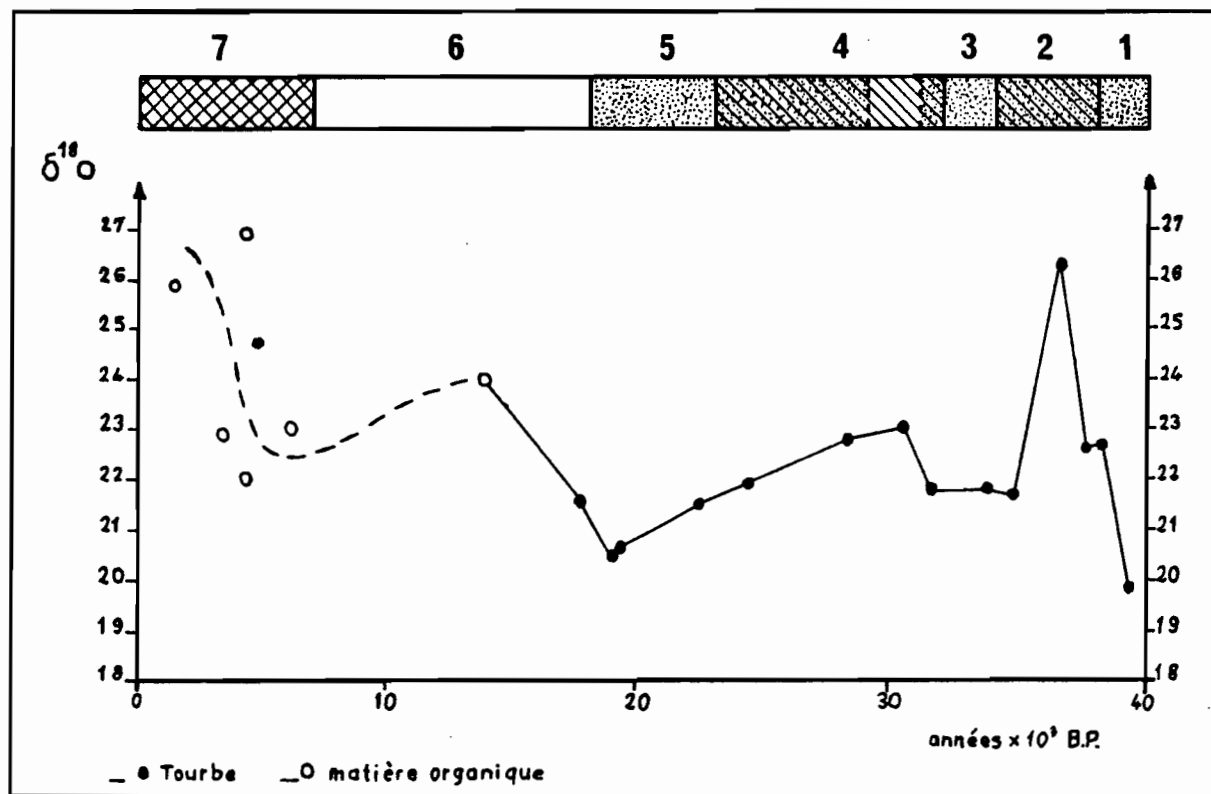


Fig. 33: Variation des $\delta^{18}\text{O}$ de la matière organique de tourbes holocènes et pléistocènes (région de Venise) (in FERHI, 1980)

- 1 - Steppe à graminées : climat froid et sec
- 2 - Végétation forestière: climat évolue du tempéré humide au chaud et sec
- 3 - Végétation steppique : climat froid et sec
- 4 - Forêt ouverte : climat sec
- 5 - Nouvelle phase steppique: climat froid et très sec
- 6 - (Pas d'échantillon)
- 7 - Forêt mixte: climat chaud et humide

CHAPITRE III - CHOIX DU MATERIEL.

Deux types d'échantillonnages ont été effectués. Le premier correspond à des prélèvements de végétaux actuels, le second à des prélèvements de restes organiques fossiles dans deux anciennes tourbières à deux altitudes différentes, 4800 et 4150 mètres.

1/ Matière organique actuelle

Les vallées de la Cordillère sont colonisées par une végétation de type "Puna brava" (TROLL, 1968) caractéristique des climats tropicaux de haute altitude. Les plantes sont distribuées suivant de vastes zones de toundra tourbeuse où arbres et arbustes sont absents. On trouve essentiellement des graminées et des composés parmi lesquelles des plantes de la famille des Juncaceae (Distichia, Oxychloé), présentes à toutes les altitudes mais dans des proportions variables.

Le site de prélèvements choisi a été la vallée de HICHU-KKOTA, dont le cadre géologique et géomorphologique a été défini dans la partie relative aux oscillations glaciaires.

Nous avons échantillonné Distichia filamentosa et Distichia muscoïdes, plantes reconnaissables à leur organisation spatiale sous forme de "coussinets", et dont la présence est continue tout le long de la vallée, Distichia filamentosa remplaçant progressivement Distichia muscoïdes vers 4800 m d'altitude (OSTRIA, communication personnelle).

Méthode et objectif d'échantillonnage

Les prélèvements des plantes actuelles et de l'eau qui baigne ces tourbières ont été effectués en six points de la vallée, choisis en fonction de l'altitude et des facilités d'accès, entre 4340 et 5000 mètres, suivant des tranches d'altitude de 100 mètres environ (fig.34). Dans la mesure du possible, plusieurs prélèvements ont été effectués en chacun des points, afin d'obtenir une valeur moyenne, plus représentative des teneurs en isotopes lourds des plantes à l'altitude considérée.

L'échantillonnage a porté sur les parties aériennes des plantes, et cela pour deux raisons. D'une part les feuilles constituent le siège principal des phénomènes d'évapotranspiration liés aux conditions climatiques de l'endroit, et d'autre part on constate que les macrorestes conservés dans les tourbières fossiles sont surtout constitués par des débris de feuilles, ce qui peut permettre des comparaisons dans la mesure où l'on travaille sur la même partie de la plante.

Le but de cet échantillonnage est de mettre en évidence un gradient isotopique en fonction de l'altitude.

2/ Matière organique fossile

Le second type d'échantillonnage correspond à deux carottages dans des tourbières fossiles choisies en raison de la présence de macrorestes en bon état de conservation, bon état dû sans doute en partie au climat froid en haute altitude qui limite la dégradation de la matière organique. On peut ainsi mettre en évidence des variations des

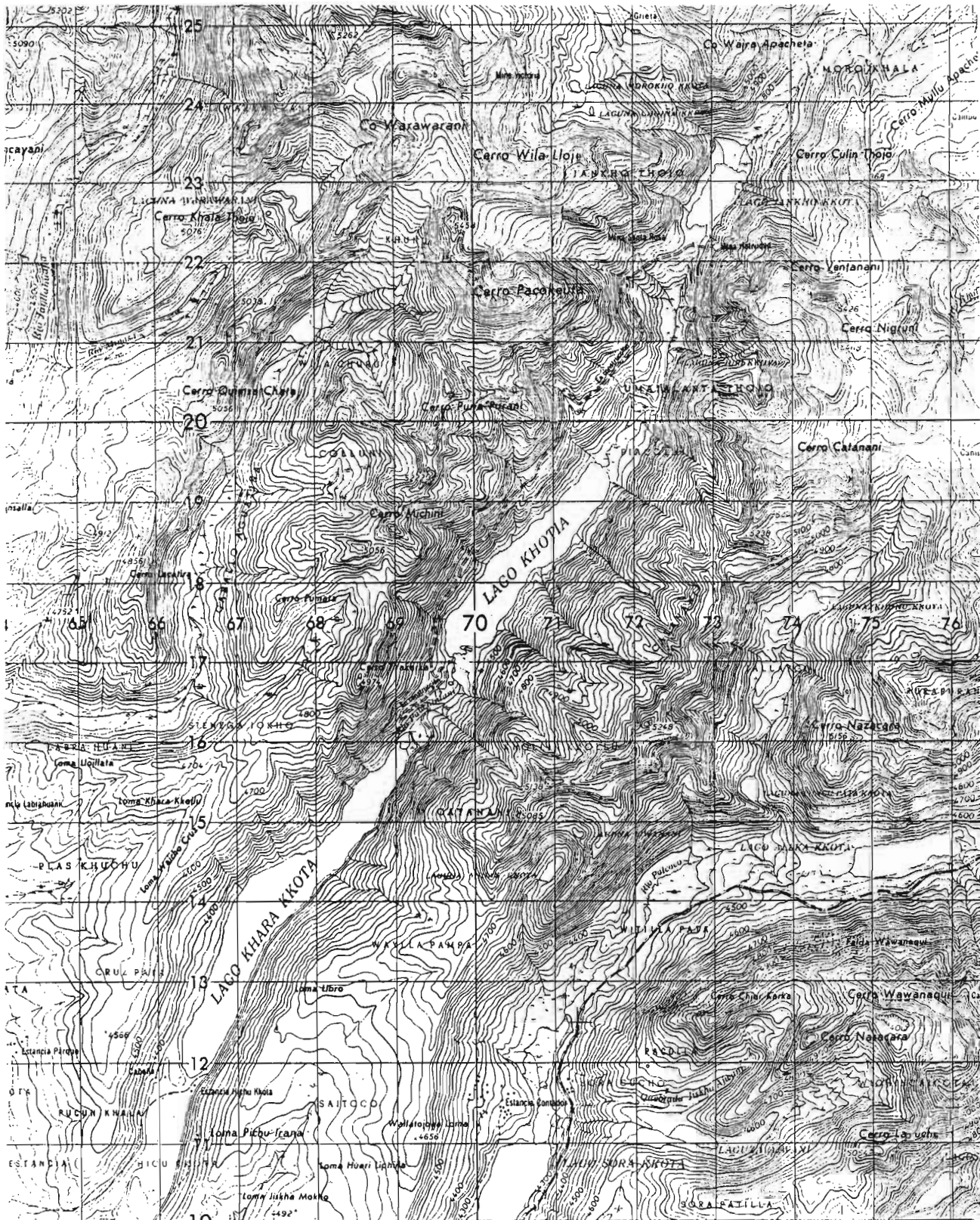


Fig. 34 : Carte de localisation des sites de prélèvement des plantes actuelles dans la vallée de Hichu-Kkota.

teneurs en isotopes lourds dans les différents niveaux organiques, variations qui ne sont pas liées à l'altitude, puisque l'on s'affranchit dans ce cas de ce paramètre qui reste constant.

Pour des raisons analytiques d'ordre pratique, l'épaisseur de sédiments de matière organique prélevés à fin d'analyse est de l'ordre de 2 cm. Cela signifie, si l'on prend par exemple la coupe de Hichu-Kkota, qu'une mesure isotopique peut intégrer à elle seule plusieurs dizaines d'années "d'histoire" de la région. Compte tenu de ce type d'échantillonnage, on définira seulement des tendances climatiques générales aux époques considérées.

La représentation schématique des coupes de Hichu-Kkota et Sorechata sera donnée dans le chapitre relatif aux "résultats".

Coupe de Hichu-Kkota

Cette coupe, épaisse de 4,60 m, se situe à 4800 mètres d'altitude à l'amont du lac de Jancko Kkota, et à 1 km environ du front du glacier actuel (fig. 35). Elle est recouverte par une moraine récente qui date du "petit âge de la glace" (GOUZE et al, 1986) et présente une alternance de lits fortement organiques et de lits plus détritiques. La coupe synthétique se présente comme suit, du sommet vers la base (les échantillons dont on a déterminé la teneur en oxygène 18 sont notés K, ceux que l'on a datés par la méthode du carbone 14 sont notés H):

0- 22 cm : Paléosol limoneux;

22-61 cm : Tourbes sombres, macrorestes bien conservés:

K₁ (22 cm); K₂ (35 cm); K₂₋₃ (40 cm); K₃ (45 cm);

K₃₋₄(50cm); K₄(54cm); H₁(22cm); H₂(45cm).

61-71 cm : Limons gris clair, présence de macrorestes végétaux;

71-79 cm : Tourbes sombres : K₅ (76 cm) H₃ (76 cm);

79-106 cm: Limons organiques à très organiques passant progressivement
à des tourbes: K₆ (105 cm) H₄ (105 cm);

106-124 cm: Tourbes sombres K₇ (113 cm) ; K₈ (123 cm);

124-161 cm: Sables grossiers évoluant vers des sables fins, présence de
restes organiques;

161-165 cm: Tourbes noires K₉ (163 cm) H₆ (163 cm);

165-179 cm: alternance de lits centimétriques de sables et de limons;

179-181 cm: Tourbes K₁₀ (180 cm);

181-192 cm: Sables fins;

192-196 cm: Tourbes K₁₁ (195 cm);

196-202 cm: Sables fins à moyens;

202-204 cm: Tourbes avec passées limoneuses;

204-254 cm: Intercalation de limons et de sables fins, avec lentilles
de sables grossiers et présence de restes organiques,
(208-228 cm) : K₁₁₋₁₂ (225 cm);

254-279 cm: Sables fins à moyens, avec lentilles de sables grossiers et
quelques macrorestes végétaux: K₁₂ (255 cm);

279-284 cm: Limons gris;

284-294 cm: Sables moyens à grossiers;

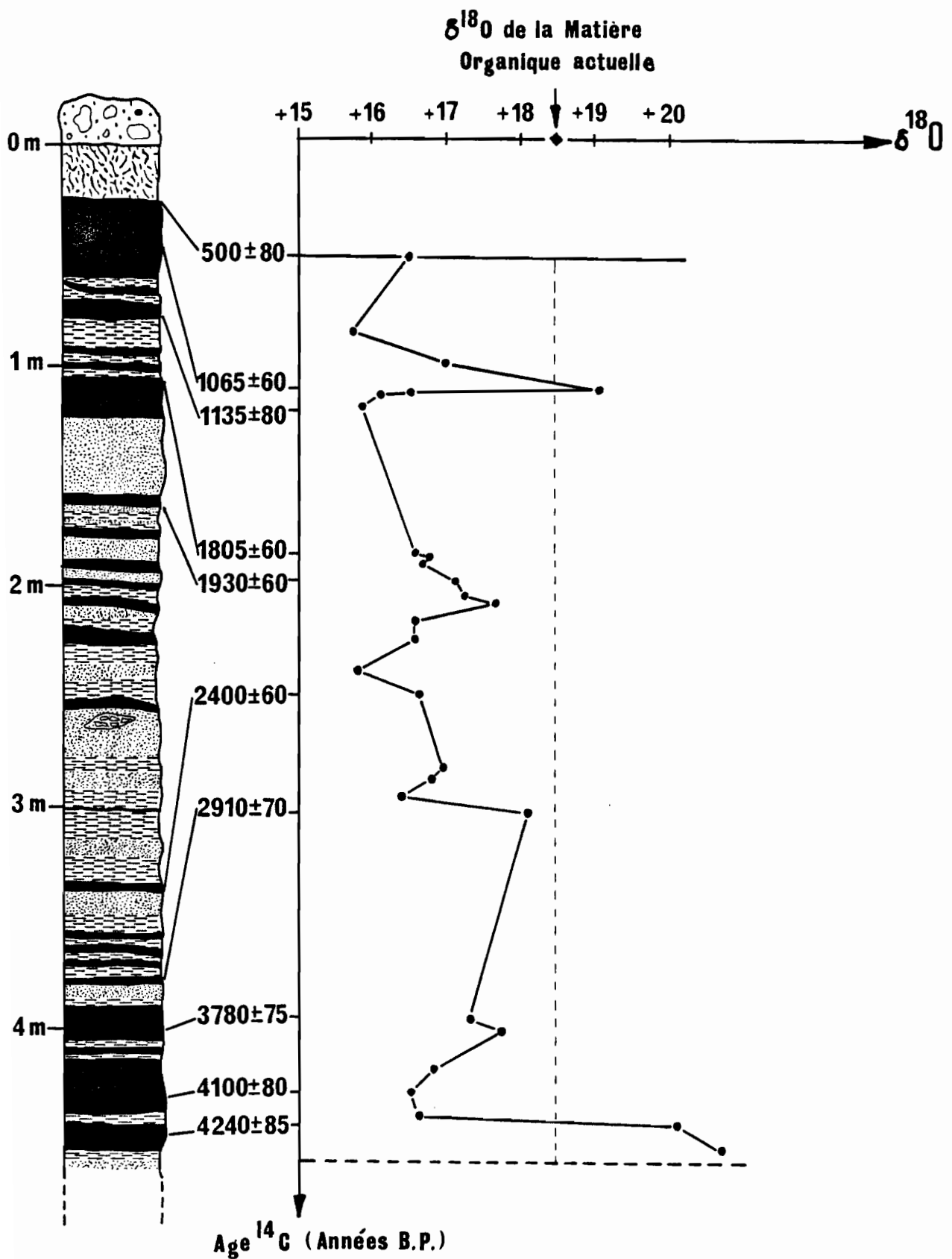
294-319 cm: Limons avec des macrorestes végétaux et un niveau noir car-
bonisé à 311 cm : K₁₂₋₁₃ (300 cm);

319-325 cm: Sables grossiers;

325-337 cm: Limons gris;

337-339 cm: Tourbes K₁₃ (338 cm) H₇ (338 cm);

339-353 cm: Sables fins passant progressivement à des sables grossiers;



 Dépôt glaciaire

 Limons

 Paléosol

 Sables

 Tourbes

Fig. 35 : Variations des teneurs en oxygène 18 des macrorestes végétaux sur la coupe de Hichu-Kkota (4800m)

353-384 cm: Intercalations de limons et de tourbes:

K₁₄ (364 cm); K₁₅ (368 cm); K₁₅₋₁₆ (374 cm);

K₁₆ (380 cm) - H₈ (380 cm);

384-390 cm: Sables fins passant progressivement à des sables grossiers;

390-456 cm: Intercalations de limons et de tourbes:

K₁₇ (400 cm); K₁₈ (405 cm); K₁₉ (420 cm); K₂₀ (430 cm);

K₂₁ (440 cm); K₂₁₋₂₂ (445 cm); K₂₂ (450 cm);

H₉ (400 cm); H₁₀ (430 cm); H₁₁ (445 cm);

456-... cm: Limons passant à des sables fins.

Coupe de Sorechata

La vallée de Sorechata (fig. 36), au Nord-Ouest de la ville de La Paz (16°22' de lat.S et 68°16' de long.O), est une petite vallée dont le bassin versant est totalement isolé de la partie haute de la Cordillère Royale. Elle n'a pas été occupée par les glaciers du Quaternaire récent et les seuls témoins de cette époque sont des basses terrasses fluviatiles étagées qui convergent vers l'aval. Latéralement, des axes de drainage ou "quebradas" correspondent à de profondes incisions quaternaires, souvent colmatées par des dépôts de plusieurs mètres d'épaisseur. Le remblaiement de l'une de ces "quebradas" a permis de lever une coupe, à l'altitude de 4150 mètres. Du sommet vers la base, on distingue (les échantillons dont on a déterminé la teneur en oxygène 18 sont notés S, ceux que l'on a daté par la méthode du carbone 14 sont notés Sor): (fig.37).

0 - 50 cm: Sol-paléosol brun, très organique à la base;

50 - 112 cm: Matière organique brûlée, absence totale de macrorestes, présence de niveaux limoneux à la base;

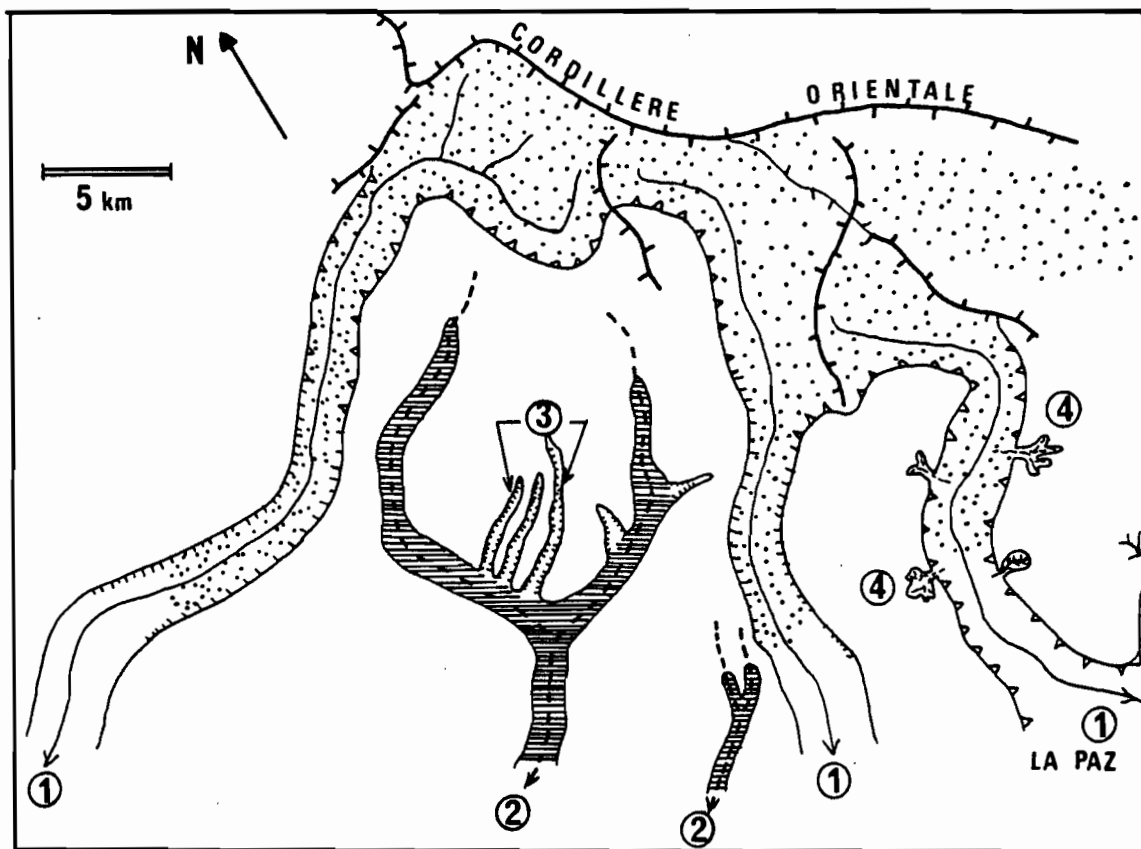


Fig.36 : Localisation de la vallée de SORECHATA

Schéma d'une partie du piedmont ouest de la Cordillère Orientale au Nord-Ouest de la ville de La Paz.

1: Vallées majeures; 2: Vallées mineures (Sorechata à l'Ouest, Chiarjahuira à l'Est); 3: "Quebrada"; 4: ravinements de versants. (D'après SERVANT et FONTES, 1984).

- 112-160 cm: Sables fins passant progressivement à des sables grossiers
(petites passées limoneuses);
- 160-168 cm: Matière organique brûlée sans macroreste;
- 168-190 cm: Sables moyens avec des lentilles de galets($\varnothing$ maximum 6cm);
- 190-236 cm Matière organique partiellement brûlée,
présence de macrorestes à deux niveaux:
S₈ (207 cm) Sor₄ (207 cm)
S₉ (230 cm);
- 236-246 cm: Gravier pris dans une matrice sableuse;
- 246-286 cm: Tourbes, présence de macrorestes:
S₁₀ (262 cm); S₁₁ (272 cm); Sor₅ (272 cm);
- 286-313 cm: Tourbes évoluant vers des niveaux limono-tourbeux
à la base: S₁₂ (289 cm);
- 313-316 cm: Sables fins à moyens;
- 316-326 cm: Sables fins avec quelques lentilles de tourbes :
S₁₃ (316 cm);
- 326-329 cm: Sables fins à moyens;
- 329-340 cm: Sables fins avec quelques lentilles de tourbes:
S₁₄ (331 cm) Sor₆ (331 cm);
- 340-353 cm: Sables fins à moyens avec quelques lentilles de tourbes:
S₁₅ (343 cm);
- 353-356 cm: Tourbes: S₁₆ (354 cm);
- 356-359 cm: Sables fins à moyens;
- 359-376 cm: Tourbes (brûlées ?), rares macrorestes; passées sableuses;
- 376-378 cm: Sables fins à moyens, présence de macrorestes:
S₁₇ (378 cm) Sor₇ (378 cm);

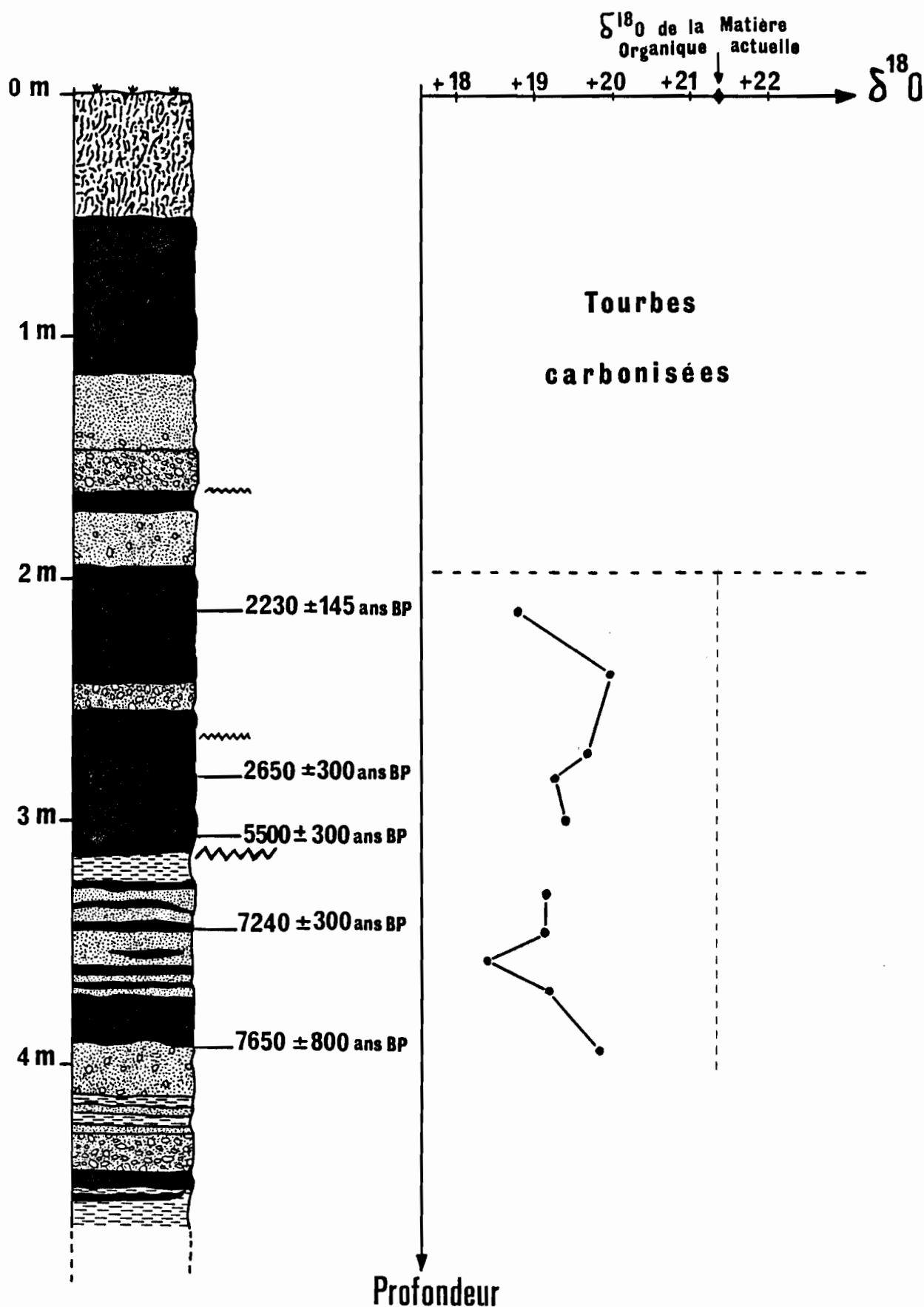


Fig.37: Variations des teneurs en oxygène 18 des macrorestes végétaux sur la coupe de Sorechata (4150m).

378-398 cm: Sables grossiers;

398-413 cm: Intercalations de niveaux limono-argileux et de niveaux
sableux;

413-428 cm: Graviers;

428- .. cm: Tourbes transformées, noires, rares macrorestes; passage
à des limons vers la base.

La tourbière de Sorechata ayant été brûlée sur les deux premiers
mètres environ, il s'est avéré qu'aucun macroreste n'a pu être récupé-
ré et analysé.

CHAPITRE IV - ANALYSE

1/ Préparation des échantillons

Pour la végétation actuelle, la préparation consiste simplement à une homogénéisation, c'est-à-dire à mélanger l'ensemble des mêmes parties de la plante, en l'occurrence ici les feuilles. Après plusieurs nettoyages à l'eau du robinet puis à l'eau distillée, les échantillons sont mis à l'étuve (60°C) jusqu'à séchage complet.

La matière organique fossile demande une préparation plus longue et plus minutieuse puisqu'il est primordial de séparer les macrorestes fossiles de tout agrégat d'origine minérale, ainsi que d'éventuels composants végétaux actuels (racines) susceptibles de polluer les niveaux anciens.

En raison de la bonne conservation des macrorestes végétaux, l'élimination de la fraction minérale des échantillons a été obtenue par de simples méthodes physiques.

Pour chacun des échantillons, la préparation est la suivante: (3 heures environ).

- Nettoyage sous jet d'eau des macrorestes organiques sur un tamis dont la maille est fonction de la granulométrie du composé minéral à éliminer (limons ou sables);
- Décantation dans un bécher, pour récupérer la fraction organique;
- Les macrorestes sont ensuite soumis aux ultrasons (1/2 heure environ) pour parfaire la séparation des différentes fibres;

- on dispose ensuite l'échantillon dans un bécher muni d'un agitateur et rempli d'eau auquel on ajoute quelques grammes d'hexamétaphosphate de sodium $(\text{Na PO}_3)_6$ pour éliminer les derniers agrégats minéraux comme les limons ou les argiles (1/2 heure);

- on rince abondamment;

- on répète deux fois encore la dernière opération, le bécher ne contenant alors que l'échantillon et de l'eau du robinet (1/2 heure);

- on rince abondamment;

- le bécher est rempli une dernière fois avec de l'eau distillée (1/2 heure);

- on rince abondamment à l'eau distillée, puis on met les échantillons à l'étuve à 60°C.

La matière organique parfaitement pure est alors broyée, puis tamisée à 400 microns. L'échantillon est alors prêt à être analysé.

2/ Analyse

Les analyses isotopiques pratiquées sur les échantillons de matière organique ont eu pour but la détermination des teneurs en oxygène 18, carbone 13 et carbone 14.

La technique de datation par la méthode du carbone 14 est la scintillation liquide (cf.FONTES, 1971).

Carbone 13

La mesure du rapport isotopique $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ est relativement simple (FILLY et al, 1975). Quelques milligrammes de matière organique sont brûlés en présence d'un excès d'oxygène pour que la combustion soit

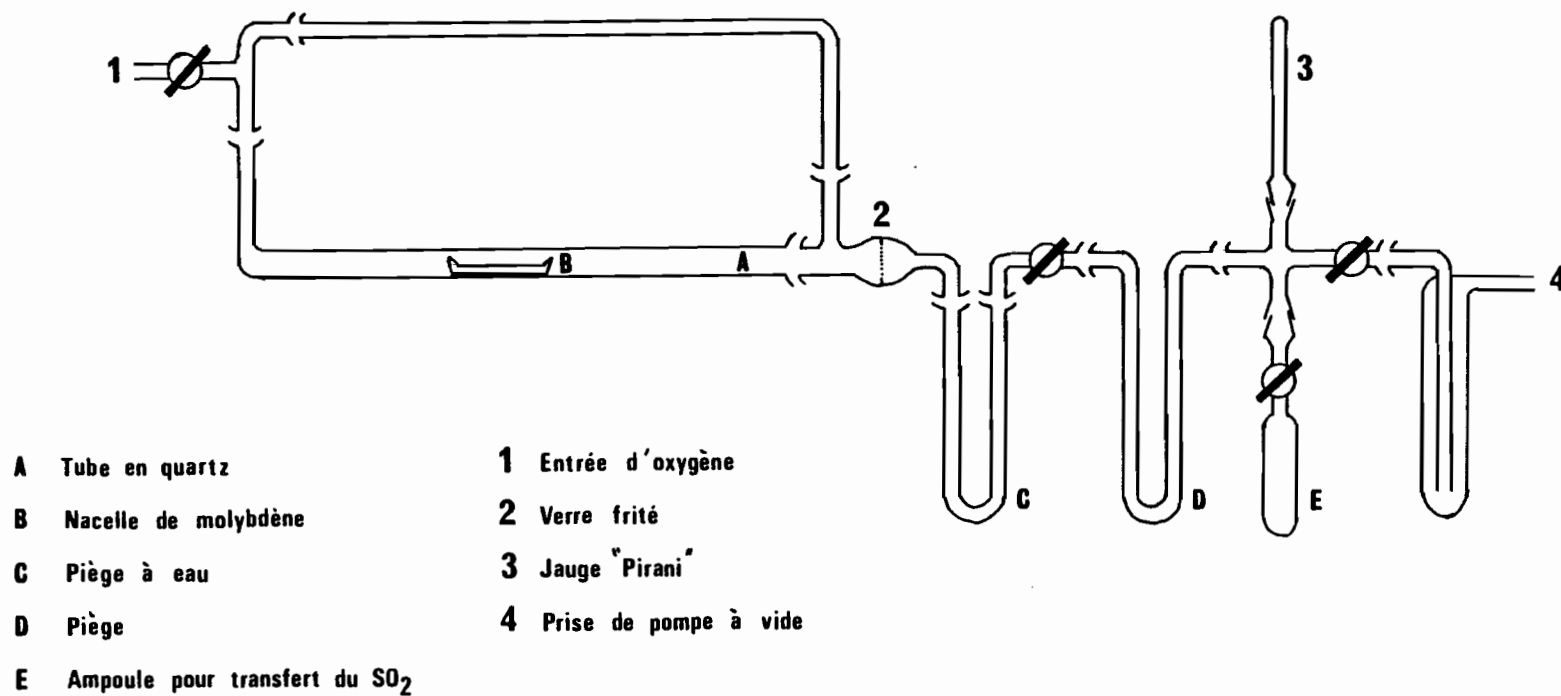


Fig. 38 : Ligne d'extraction du carbone organique en vue de son analyse isotopique (D'après FILLY et al, 1975).

complète. On piège l'eau qui provient de la combustion, puis on distille l'oxygène en excès et on récupère le CO_2 formé dans un porte échantillon qui baigne dans de l'azote liquide (fig. 38). La détermination de la teneur en ^{13}C se fait par spectrométrie de masse. Les résultats sont exprimés selon $\delta^{13}\text{C}/\text{PDB}$.

Oxygène ^{18}O

Différentes méthodes d'extraction de l'oxygène ^{18}O de la matière organique ont été élaborées, toutes basées sur la récupération de cet isotope sous forme de dioxyde de carbone à fin d'analyse au spectromètre de masse.

L'inventaire de ces méthodes peut être consulté dans le travail de FERHI (1980). Celle utilisée ici a été mise au point en 1974 par HARDCASTLE et FRIEDMANN, puis modifiée par FERHI (1980, 1982) (fig.39). L'analyse s'opère en trois phases: la pyrolyse, la séparation des gaz et la conversion du monoxyde de carbone en dioxyde de carbone. Une analyse nécessite environ quatre heures.

a) Pyrolyse

Une prise d'essai de 15 à 20 mg de matière organique est introduite dans un fin tube de quartz placé lui-même dans un four préalablement chauffé à 800°C , l'ensemble étant sous vide.

Les gaz formés vont alors se trouver au contact du diamant platinisé, porté également à 800°C . Ces gaz sont réduits et donnent les composés CO , CO_2 et H_2 ; c'est la fin de la pyrolyse.

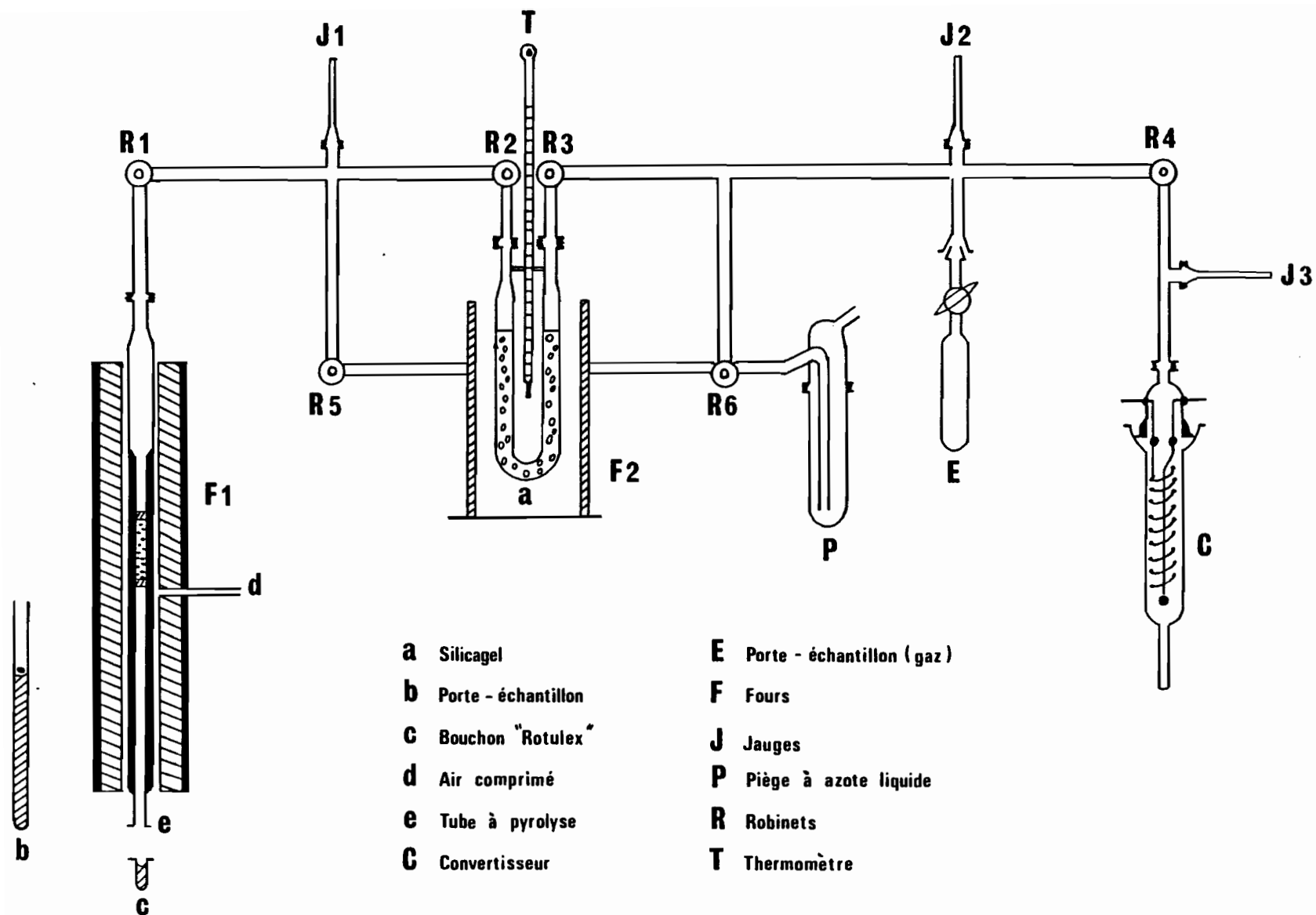


Fig. 39 : Ligne d'extraction de l'oxygène de la matière organique en vue de son analyse isotopique (d'après FERHI, 1980)

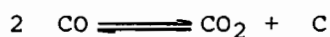
b) Séparation des gaz

Les gaz sont évacués vers un tube en U contenant du silicagel, et refroidis dans de l'azote liquide à -193°C .

Les capacités d'adsorption du silicagel à froid vont lui permettre de fixer le monoxyde de carbone, tandis que le CO_2 passe à l'état solide sur les parois du tube en U. Seul l'hydrogène ne subit pas de piégeage. Il peut donc être évacué en totalité vers la pompe à vide. En réchauffant le silicagel, les monoxyde et dioxyde de carbone repassent à l'état gazeux dans le tube en U.

c) Conversion $\text{CO} \longrightarrow \text{CO}_2$

Sous un courant électrique de 1500 volts, le CO est transformé en CO_2 , suivant la technique décrite par AGGETT et al (1965):



L'oxygène de l'échantillon est ainsi recueilli sous forme de CO_2 dans un porte-échantillon.

Les résultats sont exprimés selon $\delta^{18}\text{O}/\text{SMOW}$.

Avant de passer aux analyses de matière organique proprement dite sur la ligne d'extraction de l'oxygène, nous avons procédé à des tests de reproductibilité sur du papier filtre Watman (100% cellulose). Les résultats sont les suivants:

$\delta^{18}\text{O}$ (papier-filtre) :	+28,03	+28,35	+28,53	+28,46
moyenne	: +28,24			
écart-type	: $\sigma = 0,22$			

L'intervalle de confiance de la moyenne, calculé suivant la méthode du test "t" de Student, pour $P = 90\%$, est de $\pm 0,26$.

Certaines analyses d'échantillons de matière organique ont été doublées et les valeurs obtenues confirment ces résultats (pour la matière organique fossile: K_3 : +19,08 ; +18,77

K_{22} : +20,65; +20,68)

CHAPITRE V - RESULTATS

On exprimera tout d'abord les résultats isotopiques obtenus avec l'eau et la matière organique actuelle en fonction des altitudes de prélèvement. On rendra ensuite compte des résultats des analyses de matière organique sur les coupes de Hichu-Kkota et Sorechata (^{13}C , ^{18}O) qui ont été datées par la méthode du carbone 14 à différents niveaux.

Les teneurs en oxygène 18 de l'eau des tourbières

Les échantillons prélevés en six points de la vallée de Hichu-Kkota s'étagent entre 4340 et 4995 mètres d'altitude. Les valeurs sont comprises entre -14,05 et -18,87 ‰ (tableau et fig. 40).

La courbe d'ajustement qui rend compte de la variation des $\delta^{18}\text{O}$ en fonction de l'altitude, calculée par la méthode des moindres carrés, donne l'équation :

$$\delta^{18}\text{O} (\text{eau}) = -0,58 \cdot 10^{-2} m + 10,31$$

Dans cette vallée, les eaux qui baignent les tourbières ont donc des teneurs en oxygène 18 qui diminuent de 0,58 ‰ pour une augmentation d'altitude de 100 mètres, avec un coefficient de corrélation de 91 ‰.

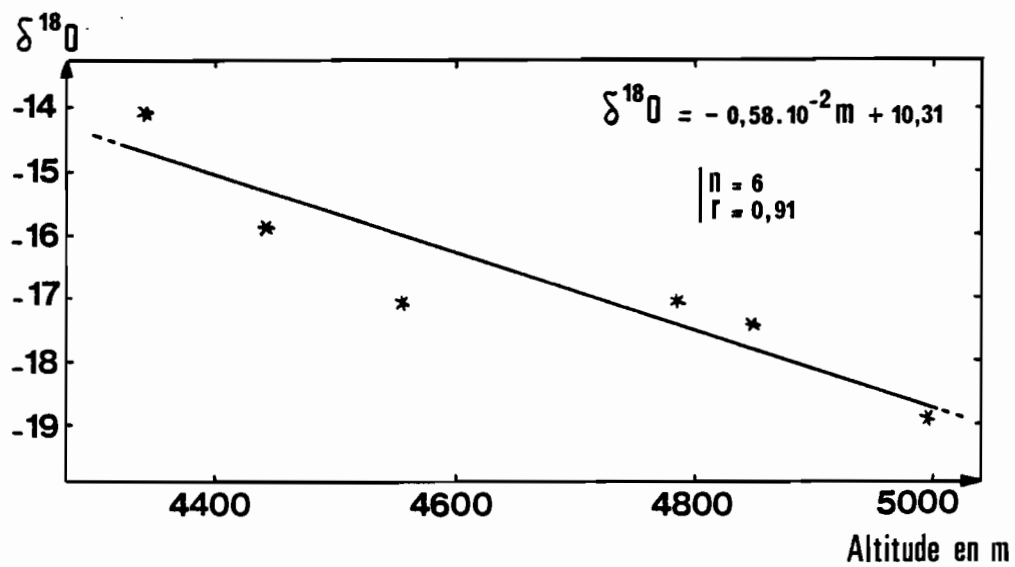
18
Fig.40: $\delta^{18}\text{O}$ DE L'EAU A HICHU-KKOTA

<u>ALTITUDE</u>	<u>$\delta^{18}\text{O}/\text{SMOW}$</u>
4995 m	- 18,87
4850 m	- 17,38
4785 m	- 17,06
4560 m	- 17,07
4440 m	- 15,92
4340 m	- 14,05

$$\delta^{18}\text{O} = - 0,0058 \text{ m} + 10,31$$

$$n = 6$$

$$r = 0,91$$



Les teneurs en oxygène 18 de la matière organique actuelle

Les échantillons, prélevés en six points de la vallée de Hichu-Kkota, s'étagent entre 4340 et 4975 mètres d'altitude. Les valeurs sont comprises entre +17,62 et +20,79 ‰ (tableau et fig.41).

La courbe d'ajustement qui rend compte de la variation de teneur en ^{18}O en fonction de l'altitude donne l'équation :

$$\delta^{18}\text{O} (\text{m.o}) = -0,44 \cdot 10^{-2} \text{ m} + 39,58$$

Les teneurs en oxygène 18 des plantes connaissent donc une diminution de l'ordre de 0,44 ‰ pour une augmentation d'altitude de 100 mètres, avec un coefficient de corrélation très significatif de 97 %.

Teneurs en oxygène 18 de la matière organique en fonction de la teneur en oxygène 18 de l'eau des tourbières.

La courbe d'ajustement qui rend compte des variations de teneur en ^{18}O en fonction de celles de l'eau qui baigne les tourbières donne l'équation (tableau et fig.42):

$$\delta^{18}\text{O} (\text{m.o}) = 0,66 \quad \delta^{18}\text{O} \text{ eau} + 30,28$$

Le bon coefficient de corrélation ($r = 97 \%$) est logique étant donné qu'en chacun des 6 points d'échantillonnage l'eau et la matière organique ont été prélevées à des altitudes identiques ou très proches,

Fig.41: $\delta^{18}\text{O}$ DE LA MATIERE ORGANIQUE ACTUELLE DE HICHU-KKOTA

<u>ALTITUDE</u>	<u>$\delta^{18}\text{O}$ / SMOW</u>
4975 m	+ 17,62
4850 m	+ 18,29
4775 m	+ 19,00
4560 m	+ 19,36
4450 m	+ 19,77
4340 m	+ 20,79

$$\delta^{18}\text{O M.O} = - 0,0044 \text{ M} + 39,58 \quad n = 6$$

$$r = 0,97$$

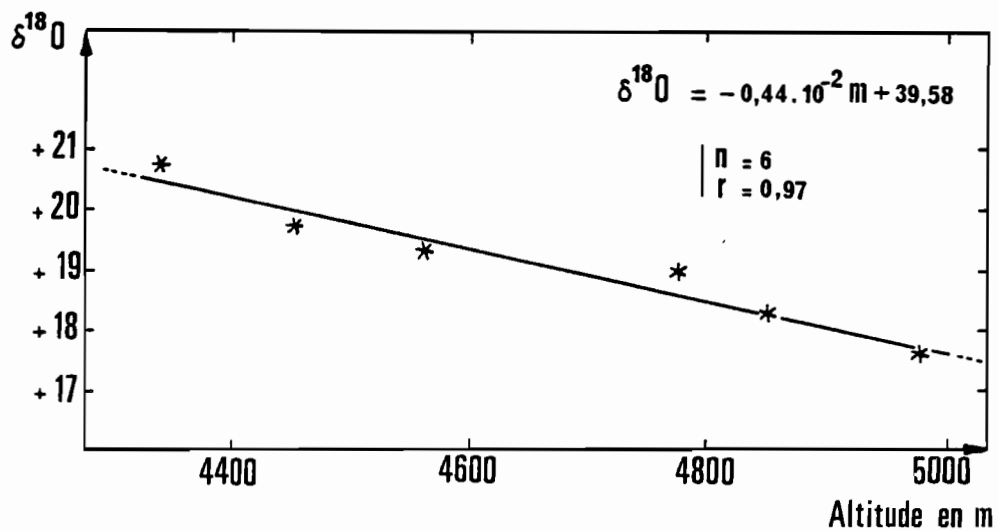
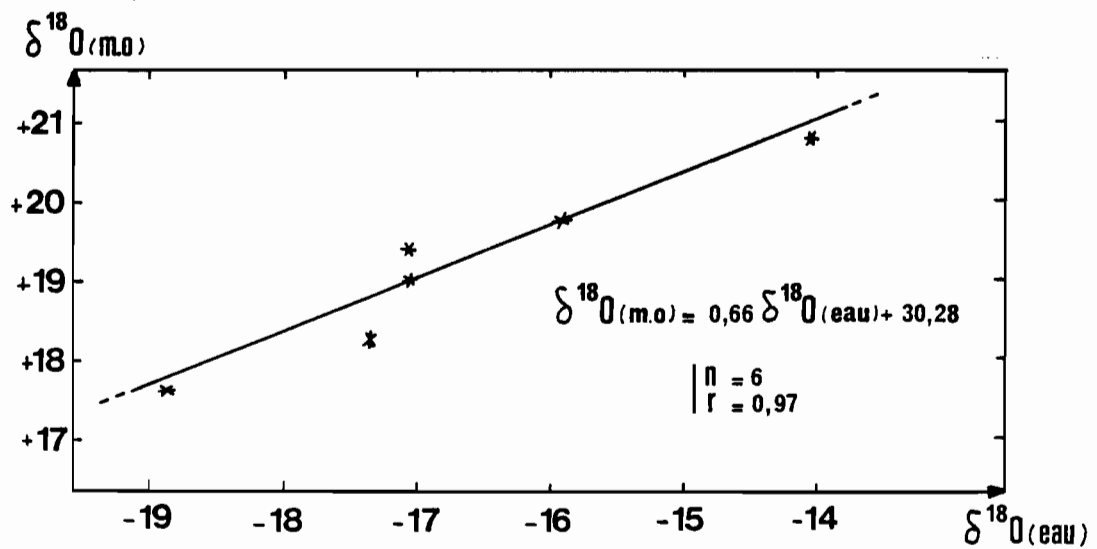


Fig.42: Relation entre les teneurs en oxygène 18 et celles de l'eau

$\delta^{18}\text{O}_{\text{EAU}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{MATIERE ORGANIQUE}}$
- 18,87	+ 17,62
- 17,38	+ 18,29
- 17,06	+ 19
- 17,07	+ 19,36
- 15,92	+ 19,77
- 14,05	+ 20,79

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{M.O.}} = 0,66 \delta^{18}\text{O}_{\text{eau}} + 30,28 \quad n = 6$$

$$r = 0,97$$



et que d'autre part l'eau ne fait que parcourir la tourbière, ce qui implique un temps de résidence négligeable, limitant ainsi un éventuel fractionnement.

Les teneurs en carbone 13 de la matière organique actuelle

Les teneurs en carbone 13 ont été mesurées sur les mêmes échantillons que ceux utilisés pour la détermination des teneurs en oxygène 18 .

Les valeurs sont comprises entre -24,56 et -27,65 ‰, soit une amplitude de -3,1 ‰ environ pour un $\delta^{13}\text{C}$ moyen de -25,56 ‰.

Ces valeurs sont caractéristiques des plantes dont le cycle photosynthétique est de type C_3 (cycle de Calvin). (fig.43).

<u>Altitude</u>	<u>$\delta^{13}\text{C}/\text{PDB}$</u>
4975 m	-25,18
4850 m	-24,76
4775 m	-24,60
4560 m	-27,65
4450 m	-26,62
4340 m	-24,56

La tourbière fossile de HICHU-KKOTA

Les teneurs en isotopes ont été mesurées dans la tourbière fossile en fonction de la profondeur. Cet échantillonnage est irrégulier du fait de la présence entre les niveaux de matière organique, de niveaux minéraux (limons, sables). Dix échantillons ont été datés par la méthode du carbone 14 : les âges s'échelonnent

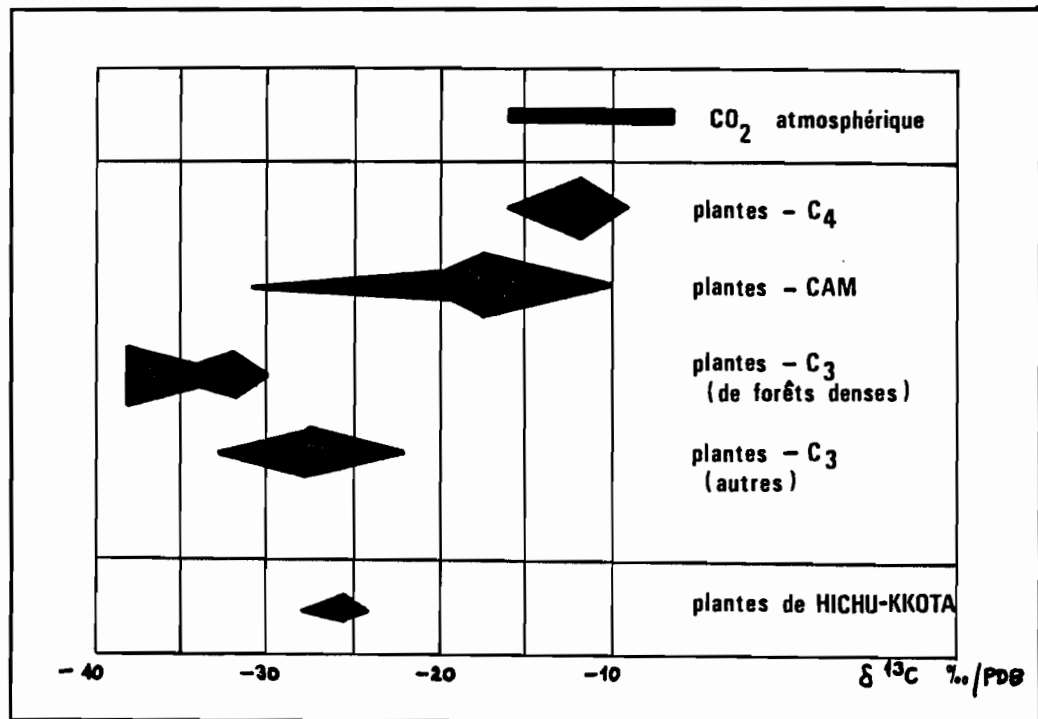


Fig. 43 : $\delta^{13}\text{C}$ des végétaux selon le type de métabolisme (D'après LERMAN, 1976, simplifié).

On a replacé sur la figure les valeurs mesurées sur les plantes de Hichu-Kkota.

entre 500 ans B.P. près du sommet et 4240 ans B.P. à la base.

Mesure des teneur en oxygène 18 (tableau en annexe), (fig.35).

Les valeurs varient entre + 15,73 ‰ et + 20,65 ‰ , soit une amplitude de 5 ‰ environ. La valeur moyenne de +17,06 ‰ reste inférieure à celle de la matière organique actuelle qui est de +18,46 ‰ à l'altitude de la tourbière (4800 m). Cette valeur a été obtenue à partir de l'équation: $\delta^{18}\text{O} (\text{m.o}) = -0,44.10^{-2}m + 39,58$ calculée plus haut.

Mesure des teneurs en carbone 13 (tableau en annexe).

Les valeurs varient entre -23,60‰ et -26,87‰ , soit une amplitude de 3,3‰ environ. La teneur moyenne en ^{13}C est de -25,16 ‰ .Ce résultat montre que la composition isotopique originelle de la matière organique est bien conservée. D'autre part, la valeur moyenne de 25,16‰ , caractéristique des plantes de type C_3 (cycle de Calvin), montre la bonne homogénéité de la flore de la tourbière en ce qui concerne la voie photosynthétique.

La tourbière fossile de SORECHATA

Les teneurs en oxygène 18 et en carbone 13 ont été mesurées dans la tourbière en fonction de la profondeur. Quatre échantillons ont été datés par la méthode du carbone 14.

Mesures des teneurs en oxygène 18 (tableau en annexe), (fig.37)

Les valeurs varient entre +18,35‰ et +19,93‰ , soit une amplitude de 1,6‰ environ pour une moyenne de +19,23‰ . L'ensemble des valeurs mesurées reste inférieur à la teneur en ^{18}O (+21,23‰) de la matière organique actuelle. Celle-ci a été calculée d'après l'équation:

$\delta^{18}\text{O} = -0,44.10^{-2} \text{ m} + 39,58$ établie à Hichu-Kkota à partir des prélèvements de plantes actuelles en fonction de l'altitude.

Mesures des teneurs en carbone 13 (tableau en annexe).

Les valeurs varient entre -25,01 ‰ et -25,80 ‰ , soit une amplitude de 0,8 ‰ environ. Le $\delta^{13}\text{C}$ moyen des valeurs mesurées est de -25,43‰ . On peut faire les mêmes remarques que pour les échantillons de la coupe de Hichu-Kkota avec notamment une bonne homogénéité floristique des plantes de type C_3 .

CHAPITRE VI- ELEMENT D'INTERPRETATION - CONCLUSIONS

Analyse des données actuelles

La similitude des gradients altitudinaux, respectivement 0,58 ‰ /100m pour l'eau d'alimentation des tourbières et 0,44 ‰ /100m pour la matière organique actuelle, suggère que les teneurs en oxygène 18 des plantes reflètent celles des eaux d'alimentation.

En ce cas le problème se situe au niveau de la provenance des eaux qui baignent les tourbières. En effet les écoulements sont assurés principalement par les nappes et par les précipitations (au cours de l'été austral) et dans une moindre mesure par les eaux de fonte des glaciers qui occupent actuellement à Hichu-Kkota les hauteurs des bassins de drainage.

On peut toutefois considérer que les précipitations jouent un rôle peu important dans l'établissement du gradient isotopique, et cela pour deux raisons:

- elles se distribuent sur une courte période de l'année;
- contrairement à ce que l'on observe en de nombreuses régions du monde, les teneurs en oxygène 18 des précipitations seraient indépendantes de l'altitude. Ces résultats proviennent des premières mesures faites sur la Cordillère Orientale grâce au réseau bolivien PHICAB (ROCHE, communication orale).

Il faudrait alors considérer que le gradient observé dans l'eau (et dans les tourbes) résulterait plutôt d'une évaporation progressive des eaux au fur et à mesure de leur transit le long de la vallée.

Une analyse des teneurs en deutérium de l'eau des tourbières, associée aux résultats sur l'oxygène 18 doit permettre dans un proche avenir de vérifier cette hypothèse.

Analyse des résultats concernant les coupes de Hichu-Kkota
et Sorechata

En ce qui concerne les résultats obtenus sur les macrorestes végétaux, dans la mesure où l'on admet que la composition isotopique des tourbes ne s'est pas modifiée après la fossilisation, on peut comparer l'ensemble des valeurs obtenues sur les deux coupes.

Ainsi, la totalité des valeurs, à l'exception de 3 sur le site de Hichu-Kkota (fig.35), est inférieure aux valeurs de références qui correspondent à l'altitude des coupes (+ 18,46 ‰ à 4800 m pour Hichu-Kkota et + 21,23 ‰ à 4150 m pour Sorechata).

Compte tenu de ce qui vient d'être développé à propos des données actuelles, il faut donc admettre qu'aux époques considérées les écarts observés montrent que les compositions isotopiques des eaux de subsurface qui parcouraient les tourbières étaient plus basses qu'elles ne le sont actuellement.

On est donc plutôt conduit à privilégier l'hypothèse selon laquelle devaient régner des conditions moins évaporantes qu'aujourd'hui lors du développement des tourbières.

L'existence de conditions moins évaporantes peut avoir des causes multiples.

Cela pourrait être lié par exemple à un problème de temps de transit des eaux avant d'atteindre les tourbières. Si les eaux qui baignaient les tourbières de Hichu-Kkota et Sorechata aux époques considérées avaient eu un temps de parcours plus réduit qu'il ne l'est actuellement, les eaux auraient été soumises à une évaporation moins importante et seraient donc moins enrichies en oxygène 18.

Cette hypothèse peut être rejetée pour des raisons qui tiennent à la configuration des lieux.

Le bassin versant de Sorechata est très réduit et d'autre part il n'y a pas de rétention d'eau en amont de la tourbière, les glaciers n'ayant jamais occupé ce secteur durant le Quaternaire. Dans la vallée de Hichu-Kkota la tourbière se situe à proximité immédiate du sommet de la vallée, à quelques centaines de mètres de distance du glacier. Ces distances sont trop réduites pour considérer qu'une quelconque modification de la position du glacier par rapport à la tourbière durant l'Holocène moyen et récent ait pu jouer un rôle important dans le sens d'une diminution des teneurs en oxygène 18 des eaux (et des plantes) de l'époque.

Il semble de toute manière que l'absence (à Sorechata) ou la présence (à Hichu-Kkota) de glaciers n'influence pas la composition isotopique des eaux qui parcourent les tourbières puisque l'on note dans un cas comme dans l'autre la diminution des teneurs en oxygène 18 dans des proportions voisines.

Il ne peut s'agir non plus d'une modification du temps de transit dans la tourbière. On est ici en présence de tourbières de pente où, du fait de la forte déclivité, l'eau circule en permanence et rapidement.

Dans la mesure où les fluctuations des teneurs en ^{18}O ne sont pas liées à un temps de transit des eaux, il faut considérer qu'il s'agit d'un problème climatique. Divers axes de recherches doivent être explorés en ce sens.

Le climat de l'époque a pu être globalement moins évaporant qu'actuellement ce qui aurait eu pour conséquence d'engendrer des teneurs en ^{18}O des eaux (et des plantes) plus faibles qu'aujourd'hui. La vapeur d'eau issue de l'Amazonie qui amène les perturbations sur le versant ouest de la Cordillère Orientale pourrait être également plus appauvrie en oxygène 18 .

En conclusion, et au stade actuel des recherches, l'analyse isotopique des macrorestes végétaux n'aboutit pas à une interprétation paléoclimatique définitive. Toutefois, nous pouvons admettre avec beaucoup de vraisemblance que les variations holocènes de la composition isotopique des macrorestes végétaux reflètent les variations de la composition isotopique des eaux superficielles.

Ce résultat, qui n'était certainement pas évident a priori, apporte aujourd'hui une solide motivation à de nouvelles recherches où il conviendra, pour un objectif paléoclimatique, d'associer étroitement les caractéristiques isotopiques des eaux (eaux météoriques, eaux de subsurface) et de la matière organique actuelle et fossile à une étude détaillée du contexte météorologique.

B I B L I O G R A P H I E

- AGGETT J., BUNTON C.A., LEWIS T.A., LLEWELLYN D.R., O'CONNOR C., ODELL A.L., 1965.- The isotopic analysis of oxygen in organic compounds and in coordination compounds containing organic ligands. Int.of applied radiation and isotopes. 16: 165-170.
- AHLFELD F., 1946.- Geologia de Bolivia. Rev.Mus.Plata. Secc. Geol., 3:5-370.
- AHLFELD F., BRANISA L., 1960.- Geologia de Bolivia, Instituto del Petroleo., Don Bosco, ed., La Paz, 245 p.
- ARGOLLO J., 1982.- Evolution du piedmont ouest de la Cordillère Royale (Bolivie) au Quaternaire- O.R.S.T.O.M., Paris., Thèse 3ème cycle, faculté des Sciences Aix-Marseille II, 110 p.
- AUDEBAUD E., LAUBACHER G., MAROCCO R., 1976.- Coupe géologique des Andes du Sud Pérou, de l'Océan Pacifique au Bouclier brésilien. Géol.Rdschau., 65, 1: 223-264.
- BALABANE M., 1978.- Reconnaissance des variations de la composition isotopique $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ de la matière organique accumulée en surface des podzols dans différents environnements bioclimatiques. Thèse 3ème Cycle, Université P. et M.Curie, Paris VI, 54p.
- BALABANE M., 1983.- Oxygen 18 , Deuterium and Carbon 13 content of organic matter from litter and humus layers in podzolic soils. CATENA., Vol.10., N° 1/2: 159-166.
- BALLIVIÁN O., BLES J.L., SERVANT M., 1978.- El Plio Cuaternario de la región de La Paz (Andes Orientales, Bolivia). Cah. O.R.S.T.O.M., sér.Géol., Vol.X., 1: 101-113.
- BLES J.L., ALVAREZ A., ANZOLEAGA O., BALLIVIÁN O., BUSTILLOS O., HOCHSTATTER H., MALATRAIT A., OTAZO N., 1977.- Plan de desarrollo urbano de la Ciudad de La Paz. Informe geológico n° 5. Características litoestratigráficas de la Cuenca de La Paz y alrededores. H. Alcaldía de La Paz, Consultoras BRGM-BCOM, Prudencio Claros y asociados, 35 p., 3 fig. h.t., 4 anexos.
- BOWMANN I., 1909.- The physiography of the central Andes: II. the eastern Andes. Am. J. Sci., (4), 28/166: 373-402.
- BOWMANN I., 1916.- The Andes of Southern Peru. New York Geogr. Soc., spec. Publ. J., 336 p.
- BRENNINKMEIJER C.A.M., 1983.- Deuterium, Oxygen 18 and Carbon 13 in tree rings and peat deposits in relation to climate. Thèse Univ. Groningen., 141 p.
- BRENNINKMEIJER C.A.M., VAN GEEL B., MOOK W.G., 1982.- Variations in the D/H and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios in cellulose extracted from a peat bog core. Earth and Planetary Science Letters., 61: 283-290.
- BUCHARDT B., FRITZ P., 1980.- Environmental isotopes as environmental and climatological indicators. In: Handbook of environmental Isotope Geochemistry. P.FRITZ and J-Ch.FONTES Editors, vol.I., The Terrestrial Environment., A: 473-504.

- BURK R.L., STUIVER M., 1981.- Oxygen isotope ratios in trees reflect mean annual temperature and humidity, Science, 211: 1417-1419.
- CLAPPERTON C.M., 1979.- Glaciation in Bolivia before 3,27 Myr. Nature, Vol. 277: 375-377.
- CLAPPERTON C.M., MAC EWAN C., 1985.- Late Quaternary moraines in the Chimbo-razo area, Ecuador. Arctic and Alpine Research., vol.17., n°2: 135-142.
- DEINES P., 1980.- The isotopic composition of reduced organic carbon in Hanbook of Environmental Isotope Geochemistry . Vol.I. A. Elsevier 1980-Scientific publishing company - Fritz and Fontes ed: 329-399.
- DENTON G.H., KARLEN W., 1973.- Holocene Climatic variations - Their pattern and possible cause. Quaternary Research., 3: 155-205.
- DOBROVOLNY E., 1962.- Geologia del Valle de La Paz. Dep.Nac.Geol., Minist. Min.Petr.Bol., n° 3, La Paz, 153 p.
- DOLLFUS O., 1976.- Les changements climatiques holocènes dans les hautes Andes tropicales. In: Bull.Assoc.Géogr.Franc., Paris., n° 433: 95-103.
- DOLLFUS O., 1978.- Note sur l'état actuel des connaissances sur la chronologie quaternaire de l'Altiplano bolivien et de ses bordures. Doc.dactylographié, inédit, 8 p.
- DONGMAN G., NURNBERG H.W., FORSTEL H., WAGENER K., 1974.- On the Enrichment of $H_2^{18}O$ in the leaves of transpiring plants. Radiat. Environm.Bio-phys., 11: 41-52.
- DUNBAR J., WILSON A.T., 1983.- The origin of oxygen in soil humic substances. Journal of Soil Science, 34: 99-103.
- EDWARDS T.W.D., ARAVENA R.O., FRITZ P., MORGAN A.V., 1985.- Interpreting paleoclimate from ^{18}O and 2H in plant cellulose: comparison with evidence from fossils insects and relict permafrost in southwestern Ontario. Can.J.Earth Sci., vol.22: 1720-1726.
- EPSTEIN S., THOMPSON P., YAPP C.J., 1977.- Oxygen and hydrogen isotopic ratios in plant cellulose. Science, 198 (4323): 1209-1215.
- EVERDEN J., KRIZ S., CHERRONI C., 1966.- Correlación de formaciones terciarias de la cuenca altiplanica a base de edades absolutas determinadas por el metodo potasio-argon. Serv.geol.de Bolivia, Hoja informativa, 1, La Paz.
- FERHI A., 1980.- Variation des $\delta^{18}O$ de la matière organique d'origine végétale. Application à l'étude des paléoenvironnements. Thèse de doctorat d'Etat, Université P.et M. Curie, Paris VI, 233 p.
- FERHI A., 1984.- Utilisation des teneurs en ^{18}O de la matière organique d'origine végétale pour la reconstitution des paléoenvironnements. 10^e R.A.S.T., Soc. Géol.Fr.Edit.Paris, p.222.
- FERHI A., LETOLLE R., LERMAN J.C., 1976.- Oxygen isotope ratios of organic matter: analyses of natural compositions. Proceed. 2nd Int.Conf. on stable isotopes (Oct. 1975), Oak Brook, Illinois: 716-724.

- FERHI A., LETOLLE R., GAUTHERET R., 1977.- Variation de la composition isotopique de l'oxygène organique de quelques plantes en fonction de leur milieu de vie. C.R. Acad.Sc.Paris, 284 (D): 1887-1889.
- FERHI A., LONG A., LERMAN J.C., 1977b.- Stable isotopes of oxygen in plants: a possible paleohygrometer. Hydrology and water resources in Arizona and the Southwest, Arizona Acad.of Sc., 7: 191-198.
- FERHI A., LETOLLE R., 1977c.- Transpiration and evaporation as the principal factors in oxygen isotope variations of organic matter in land plants. Physiol.Vég., 15 (2): 363-370.
- FERHI A., LETOLLE R., 1979.- Relation entre le milieu climatique et les teneurs en oxygène ¹⁸ de la cellulose des plantes terrestres. Physiol. Végét., 17 (1): 107-117.
- FERHI A., BARIAC T., JUSSERAND C., LETOLLE R., 1983.- An integrated method for isotopic analysis of oxygen from organic compounds, air water vapor and leaf water. Int.J.Appl.Radiat.Isot., Vol.34., N°10: 1451-1457.
- FILLY A., LETOLLE R., PUSSET M., 1975.- L'analyse isotopique du soufre: aspects techniques. Analisis, 3,4: 197-200.
- FONTES J-Ch., 1971.- Un ensemble destiné à la mesure de l'activité du radio-carbone naturel par scintillation liquide. Rev.Géogr.Phys.et Géol.Dyn., Vol.XIII, 2, fasc.1: 67-86, Paris.
- FONTES J-Ch., 1976.- Isotopes du milieu et cycles des eaux naturelles: quelques aspects. Thèse de doctorat d'état, Université P.et M.Curie, Paris VI, 208 p.
- FONTES J-Ch. et OLIVRY J.C., 1976.- Gradient isotopique entre 0 et 4000m dans les précipitations du Mont Cameroun- 4^èR.A.S.T., Paris, p.171.
- FONTES J-Ch., BOULANGE B. et RODRIGO L.A., 1981.- Carbone 14, carbone 13 et oxygène ¹⁸ dans les sédiments carbonatés du lac Titicaca. Premières estimations des vitesses de sédimentation et essai de paléoclimatologie. C.R.Acad.Sc.Paris., t.293, sér.II: 53-56.
- FORSTEL H., 1978a.- The enrichment of ¹⁸O in leaf water under natural conditions. Radiat. and Environm.Biophys., 15: 323-344.
- FORSTEL H., 1979.- The enrichment of H₂¹⁸O under field and under laboratory conditions. Proceed. 3 rd.Int.Conf.on stable isotopes. Acad.Press.: 191-203.
- FRANCOU B., 1984.- Données préliminaires pour l'étude des processus périglaciaires dans les hautes Andes du Pérou. Rev.de Géom.Dyn., XXXIII°, n°4: 113-126.
- FRIEDMAN I., O'NEIL J., 1977.- Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. In: M. FLEISCHER (Editor), Data of Geochemistry. U.S.Geol.Surv., Prof.Paper, 440-KK, 1-12 (6th ed.).
- GEGOUT Ph., 1982.- L'¹⁸O dans la matière organique des tourbes: relation avec les paléoclimats. Thèse 3^{ème} Cycle, Université P.et M. Curie, Paris VI, 117 p.

- GOUZE Ph., 1984.- Cartographie du Piémont occidental de la Cordillère d'Apolobamba (Bolivie). Les mouvements glaciaires holocènes. Relations avec la paléoclimatologie. Rapport d'activités U.M.S.A.-O.R.S.T.O.M.: 109 p.
- GOUZE Ph., ARGOLLO J., SALIEGE J.F., SERVANT M., 1986.- Interprétation paléoclimatique des oscillations des glaciers au cours des 20 derniers millénaires dans les régions tropicales; exemple des Andes boliviennes. C.R.Acad.Sc.Paris, Sér.II, t.303, n°3: 219-224.
- GOUZE Ph., FERHI A., FONTES J-Ch., ROCHE M., 1987.- Composition isotopique (^{18}O) de la matière organique des tourbières actuelles et holocènes en Bolivie. Résultats préliminaires et perspectives d'application en paléoclimatologie. Séminaire ORSTOM "paléolacs-paléoclimats", vol.n°1: 35-39.
- GRAF K., 1977.- Nuevos datos palinologicos del Cuaternario alto de Bolivia. In: Boletín del Servicio Geológico de Bolivia., Sér.A., vol n° 1: 1-14.
- GRAF K., 1981.- Palynological investigations of two post-glacial peat bogs near the boundary of Bolivia and Peru. Journal of biogeography, 8: 353-368.
- GRAY J., THOMPSON P., 1976.- Climatic informations from $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios of cellulose in tree rings. Nature, 262: 481-482.
- GRAY J., THOMPSON P., 1977.- Climatic information from $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ analysis of cellulose, lignin and whole wood from tree rings. Nature, 270: 708-709.
- HARDCASTLE K.G., FRIEDMAN I., 1974.- A method for oxygen isotopes analyses of organic matter. Geophys.Res.Lett., 1: 165-167.
- HASTENRATH S., 1971.- On the Pléistocène snowline depression in the arid regions of the South American Andes. Journal of Glaciology., 10:255-267.
- HASTENRATH S., 1981.- The glaciation of the ecuadorian Andes. A.A.BALKEMA: 159 p.
- HASTENRATH S., KUTZBACH J., 1985.- Late Pleistocene Climate and water budget of the South American Altiplano. Quaternary Research, 24: 249-256.
- HEINE K., 1980.- Oscillations tardi et postglaciaires des glaciers au Mexique: données et interprétations paléoclimatiques. A.A.BALKEMA: 291-304.
- HEINE K., 1983.- Ein Aussergewöhnlicher Gletschervorstoss in Mexiko vor 12000 Jahren; ein beitrag zum problem der Spätglazialen klimaschwankungen CATENA. Vol.10, n° 1/2: 1-25.
- HOFFSTETTER R., MARTINEZ C., MUNOZ REYES J., TOMASI P., 1971.- Le gisement d'Ayo-Ayo (Bolivie): une succession stratigraphique Pliocène-Pléistocène datée par les Mammifères. C.R.Acad.Sc.Paris, 273: 2472-2475.
- KESSLER A., 1963.- Über Klima und Wasserhaushalt des Altiplano (Bolivien, Peru) während des Hochstandes der letzten Vereisung. Erdkunde., 17:165-173.
- KESSLER A., 1983.- Recent climatic fluctuations and the last glaciation climate on the Altiplano (Perú, Bolivia). In: Int.Symp.on late Cainozoic Palaeocl. of the Southern Hemisphere: 1 p.

- KESSLER A., 1985.- Zur rekonstruktion von spätglazialen klima und wasserhaushalt auf dem peruanisch-bolivianischen altiplano. Zeitschrift für Gletscherkunde und glazialgeologie., Band 21: 107-114.
- KLEIN J., LERMAN J.C., DAMON P.E., RALPH E.K., 1982.- Calibration of Radiocarbon Dates. Radiocarbon, vol.24, n° 2: 103-150.
- LAUBACHER G., 1977.- Géologie de l'Altiplano et de la Cordillère Orientale au Nord et au Nord-Ouest du lac Titicaca (Pérou). In: Thèse commune:DALMAYRAC B. LAUBACHER G., MAROCCO R., 1977.- Univ.Sci.Tech.Lang., Montpellier, 501 p.
- LAUER W., FRANKENBERG P., 1983.- Late Glacial glaciation and the development of climate in southern South America. SASQUA/Swaziland/A.A.BALKEMA: 103-114.
- LAVENU A., 1978.- Néotectonique des sédiments plio-quaternaires du Nord de l'Altiplano bolivien (région de la Paz -Ayo Ayo-Umala). Cah.O.R.S.T.O.M. sér.Géol., vol.X., 1: 115-126.
- LAVENU A., FORNARI M., SEBRIER M., 1984.- Existence de deux nouveaux épisodes lacustres quaternaires dans l'Altiplano péruvo-bolivien. Cah.O.R.S.T.O.M., sér.Géol., vol.XIV., 1: 103-114.
- LERMAN J.C., 1976.- Isotope "paleothermometers" on continental matter: assessment. Coll.Intern. du C.N.R.S., 219. Les méthodes quantitatives d'étude des variations du climat au cours du Pléistocène.
- LIBBY L.M., 1972.- Multiple thermometry in Paléoclimat and historic climate. Journ.of Geophys.Res., 77, 23: 4310-4317.
- LIBBY L.M., PANDOLFI L.J., 1974.- Temperature dependance of isotope ratios in tree rings- Pro.Nat.Acad.Sci.USA., 71, n° 6: 2482-2486.
- LIBBY L.M., PANDOLFI L.J., PAYTON P.H., MARSHALL J., BECKER B.; GIERTZ-SIENBENLIST V., 1976.- Isotopic tree thermometers. Nature, 261: 284-288.
- LIBBY L.M., PANDOLFI L.J., 1977.- Climate periods in tree, ice and tides. Nature, 266: 415-417.
- LIST C.L., 1981.-Variation des teneurs en oxygène 18 des composés organiques de quelques sols acides au cours des processus de l'humification. Thèse 3ème Cycle, Université P. et M. Curie, Paris VI, 111 p.
- LONG A., LERMAN J-C., FERHI A., 1978.- Oxygen-¹⁸ in tree rings: paleothermometer or paleohygrometer? 4th.Int. Cong. on Geochronology, Cosmochronology, isotope geology. Snowmass-at-Aspen, Colorado. Edit.by Robert E. ZARTMAN. Geol.Survey Open-file Report 78-701: 253-254.
- LONG.A, FERHI A., LETOLLE R., LERMAN J.C., 1980.- Potential use of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ together in plant cellulose as a paleoenvironment indicator. Proceedings of the International Meeting on Stable isotopes in tree-ring research. New Paltz, New-York:105-115.
- MAC LAUGHLIN D.H., 1924.- Geology and physiography of the peruvian Cordillera, department of Junin and Lima. Géol.Soc.Am.Bull., 35: 591-690.
- 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. Travaux et documents O.R.S.T.O.M., 119: 352 p.

- MERCER J.H., 1982.- Holocene Glacier Variations in Southern South America. In: Holocene Glaciers, Striae., 18: 35-40.
- MERCER J.H., 1983.- Late Cainozoic glacier variations in South America South of the Equator. In: International Symposium on Late Cainozoic Palaeoclimates of the Southern Hemisphere: 1-2.
- MERCER J.H., THOMPSON L., MARANGUNIC C., RICKER J., 1975.- Peru's Quelccaya Ice Cap: glaciological and glacial geological studies. In: Antarctic Journal, vol. 10: 19-24.
- MERCER J.H., PALACIOS O., 1977.- Radiocarbon dating of the last glaciation in Péru. Géology, 5: 600-604.
- MOURGUIART Ph., CARBONEL P., PEYPOUQUET J.P., WIRRMANN D., VARGAS C., 1986.- Late Quaternary palaeohydrology of lake Huinaymarca (Bolivia). Hydrobiologia, 143: 191-197.
- MÜLLER R., 1985.- Zur Gletschergeschichte in der Cordillera Quimsa Cruz. Inaugural - Dissertation: 188 p.
- NEWELL N.D., 1949.- Geology of the lake Titicaca region, Perú and Bolivia. Soc.Amer., Memoir. 58, 276 p.
- NIGEL GRANT J., HALLS C., AVILA SALINAS W., SNELLING N.J., 1979.- K-Ar ages of igneous rocks and mineralization in part of the bolivian tin belt. Econ.Geology, 74: 838-851.
- NOGAMI M., 1970.- El retroceso de los glaciares en la Cordillera Real, Bolivia. Geog. Review of Japan, 43: 338-346.
- OSTRIA C., 1987.- Végétation de haute altitude des Andes de Bolivie (exemple d'une vallée glaciaire: Hichu-Kkota, Cordillère Royale). Séminaire ORSTOM "paléolacs-paléoclimats", vol.n°1: 25-29.
- PEREZ G.E., 1972.- Contribución al conocimiento geológico de la zona de Ulla-Ulla-Charazani. Tesis de grado, Univ.Mayor de San Andrés, La Paz, 70 p.
- RAPPORT UMSA-ORSTOM, 1979.- Limnologia de los lagos Khara-Khota y Khotia. Prov. Los Andes. Departamento La Paz. Instituto de Geodinamica y Limnologia, Convenio. UMSA-ORSTOM, La Paz, Bolivia: 37 p., 5 art.
- RODRIGO L.A., ORTUÑO F., VARGAS C., 1979.- Características geológicas, morfológicas y sedimentológicas de los lagos Khara Khota y Khotia. In: Rapport UMSA-ORSTOM. 1-8.
- ROUX M., SERVANT-VILDARY S., 1984.- Comparaisons statistiques de peuplements de diatomées fossiles et actuelles provenant des montagnes de Bolivie. Cah.O.R.S.T.O.M., sér.Géol., vol.XIV, n° 1: 3-13.
- ROUX M., SERVANT-VILDARY S., 1987.- Diatomées et milieux aquatiques de Bolivie. Application des méthodes statistiques à l'évaluation des paléotempératures et des paléosalinités. Séminaire ORSTOM "paléolacs-paléoclimats", vol.n°1: 41-46.
- SERVANT M., 1977.- Le cadre stratigraphique du Plio-Quaternaire de l'Altiplano des Andes Tropicales en Bolivie. Bull A.F.E.Q., 1, 50: 323-327.

- SERVANT M., 1984.- Climatic variations in the low continental latitudes during the last 30 000 years. In: N.A. MORNER and W.KARLEN (eds.) , Climatic Changes on a Yearly to Millennial Basis: 117-120.
- SERVANT M., ARGOLLO J., FERAUD G., BERNAT M., SEMPERE Th., LO BELLO Ph., 1987.- Les grandes étapes de la morphogenèse et du soulèvement des Andes Centrales (15°-22° Lat.S) au Cénozoïque et leur datation dans la Cordillère Orientale de Bolivie. C.R.Acad.Sc.Paris, (Sous presse).
- SERVANT M. et FONTES J.C., 1978.- Les lacs quaternaires des hauts plateaux des Andes boliviennes. Premières interprétations paléoclimatiques. Cah. O.R.S.T.O.M., sér.Géol., X, 1: 9-23.
- SERVANT M., VILLAROEL R., 1979.- Le problème paléoclimatique des Andes boliviennes et de leurs piedmonts amazoniens au Quaternaire. C.R.Acad.Sc.Paris, Sér.D., t.288: 665-668.
- SERVANT M., FONTES J.C., ARGOLLO J. et SALIEGE J.F., 1981.- Variations du régime et de la nature des précipitations au cours des 15 derniers millénaires dans les Andes de Bolivie. C.R.Acad.Sc.Paris, t.292, Sér.II: 1209-1212.
- SERVANT M., FONTES J-C., RIEU M., SALIEGE J.F., 1981.- Phases climatiques arides holocènes dans le Sud-Ouest de l'Amazonie (Bolivie). C.R.Acad.Sc.Paris, Sér. II, t.292: 1295-1297.
- SERVANT M., FONTES J.C., 1984.- Les basses terrasses fluviales du Quaternaire récent des Andes boliviennes. Datations par le ^{14}C . Interprétation paléoclimatique. Cah.ORSTOM, sér. Géol., vol.XIV., 1: 15-28.
- SERVANT-VILDARY S., 1979.- La flora diatomica de los lagos de Hichu Khota. In: Rapport UMSA-ORSTOM: 14-22.
- SERVANT-VILDARY S., 1982.- Altitudinal zonation of mountainous diatom flora in Bolivia: application to the study of the Quaternary. Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae, Vol. 25 (1-2): 179-210.
- STEINMANN G., HOK H., BISTRAM A., 1906.- Zur Geologie des suedöestlichen Bolivien, Zbl.Min., 5: 1-4.
- STERNBERG L., DE NIRO M., 1983.- Isotopic Composition of Cellulose from C_3 , C_4 and CAM plants growing near one another. Science, 220: 947-949.
- STEWART R.B., NEALL V.E., 1984.- Chronology of paleoclimatic change at the end of the last glaciation. In: Nature, vol.311: 47-48.
- STUIVER M., 1982.- A high-precision calibration of the AD radiocarbon time scale. In: Radiocarbon, vol. 24, N° 1: 1-26.
- THOMPSON L., HASTENRATH S., ARNAO B., 1979.- Climatic ice core records from the tropical Quelccaya Ice Cap. In: Science, vol.203: 1240-1243.
- THOMPSON L., MOSLEY-THOMPSON E., BOLZAN J.F., KOCI B.R., 1985.- A 1500 Year record of Tropical Precipitation in ice cores from the Quelccaya Ice Cap, Peru. Science, 229: 971-973.
- TRIMBORN P., STICHLER W., MOSER H., 1983.- Stable isotope studies on organic material. In: Paleoclimates and Paleowaters: a collection of environmental isotope studies. IAEA, Vienne: 101-104.

- TROLL C., 1927-1928.- Forschung Reisen in den zentralen Anden von Bolivia u Peru. Petermanns Geogr.Mitt., 73: 41-43, 218-222; 74: 100-103.
- TROLL C., 1968.- The Cordilleras of the tropical Americas. Geo-ecology of the mountainous regions of the tropical Americas. Coll.Geogr., 9: 15:56.
- TROLL C., FINSTERWALDER R., 1935.- Die Karten der Cordillera Real und des Talkessels von La Paz (Bolivien). Petermanns geogr.Mitt., 81: 393-399.
- VAN DER HAMMEN T., BARELDS J., DE JONG H. et DE VEER A.A., 1980/81.- Glacial sequence and environmental history in the Sierra Nevada del Cocuy (Colombia). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology., 32: 247-340.
- VARGAS C., 1982.- La sédimentation lacustre subactuelle d'un bassin intramontagneux: le lac Titicaca (Partie lac Huinaymarca -Bolivie). Thèse 3ème Cycle, Université de Bordeaux, 91 p.
- VILLARROEL C., GRAF K., 1979.- Zur Entstehung des Talkessels von La Paz/ Bolivien und Umgebung. Geogr.helvet., 34/1: 43-49.
- WEDEKING K.W., HAYES J.M., 1983.- Exchange of oxygen isotopes between water and organic material. Isotope Geoscience., 1: 357-370.
- WIRRMANN D., OLIVEIRA ALMEIDA L.F., 1986.- Low holocene level (7700 to 3650 years B.P.) of lake Titicaca (Bolivia, South America). Paleogeogr. Paleoclimat. Paleoecol., (sous presse).
- WIRRMANN D., MOURGUIART Ph., 1987.- Oscillations et paléosalinités des lacs du Quaternaire récent en Bolivie. Séminaire ORSTOM "paléolacs-paléoclimats", vol.n° 1: 3-8.
- WRIGHT H.E., 1984.- Late glacial and late Holocene Moraines in the Cerros Cuchpanga, Central Peru. Quaternary Research., 21: 275-285.
- YBERT J.P., 1981/82.- Analyse palynologique de la coupe holocène du rio Chiarjahuira sur l'Altiplano bolivien- Cah.O.R.S.T.O.M., sér. Géol., vol.XII, 2: 125-133.
- YBERT J.P., 1984.- Diagramme sporopollinique de la coupe holocène du Rio ChuquiagUILlo sur l'Altiplano bolivien. Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Géol., vol.XIV, 1: 29-34.

ANNEXES

LISTE DES FIGURES

- Figure 1 : Stratigraphie du Plio-Quaternaire de la région de La Paz.
- Figure 2 : Coupe géologique Nord-Sud du Plio-Quaternaire de La Paz.
- Figure 3 : Les unités morphologiques des Andes Centrales en Bolivie.
- Figure 4 : Les vallées débouchant à la lagune Cololo.
- Figure 5 : Profil schématique du haut de la vallée glaciaire de Cololo.
- Figure 6 : Succession lithologique de la vallée du rio Cololo.
- Figure 7 : Représentation schématique des oscillations glaciaires holocènes dans la vallée de Cololo.
- Figure 8 : Représentation schématique de la position des moraines de la vallée de Sayhuani.
- Figure 9 : Successions lithologiques de la vallée de Sayhuani.
- Figure 10 : Représentation schématique des oscillations glaciaires holocènes dans la vallée de Sayhuani.
- Figure 11 : Le secteur de la vallée de la lagune Puyupuyu.
- Figure 12 : Profils de la vallée glaciaire de Puyupuyu.
- Figure 13: Successions lithologiques de la vallée de Puyupuyu.
- Figure 14: Représentation schématique des oscillations glaciaires holocènes dans la vallée de Puyupuyu.
- Figure 15: Le secteur de la vallée de Cañauma.
- Figure 16: Profils de la vallée glaciaire de Cañauma.
- Figure 17: Successions lithologiques en amont de la vallée de Cañauma.
- Figure 18: Représentation schématique des oscillations glaciaires holocènes dans la vallée de Cañauma.
- Figure 19: Schéma de localisation du rio ChuquiagUILlo.
- Figure 20: Profil de la vallée du rio ChuquiagUILlo.
- Figure 21: Evolution des vallées au Quaternaire récent.
- Figure 22: Coupe du rio ChuquiagUILlo.
- Figure 23: La vallée glaciaire de Hichu-Kkota.

- Figure 24: Profil de la partie sommitale de la vallée de Hichu-Kkota.
- Figure 25: Diagramme synthétique: confluence des vallées du Cerro Wila Llojeta et du Cerro Wajra Apacheta.
- Figure 26: Diagramme synthétique des positions et altitudes moyennes des moraines (M) dans quelques vallées de la Cordillère Orientale de Bolivie.
- Figure 27: Position des moraines Huanané et des échantillons datés au ^{14}C dans la Cordillère Vilcanota au Pérou.
- Figure 28: Etapes majeures des oscillations glaciaires dans la Cordillère Orientale de Bolivie depuis 30000 ans B.P. environ.
- Figure 29: Coupe dans le Quaternaire de Tauca.
- Figure 30: Oscillations des plans d'eau des bassins méridionaux et du lac Titicaca depuis 30000 ans B.P. environ.
- Figure 31: Relations entre les oscillations glaciaires et lacustres en Bolivie durant le Quaternaire récent.
- Figure 32: Fractionnement isotopique.
- Figure 33: Variations des $\delta^{18}\text{O}$ de la matière organique de tourbes holocènes et pléistocènes (région de Venise).
- Figure 34: Carte de localisation des sites de prélèvement des plantes actuelles dans la vallée de Hichu-Kkota.
- Figure 35: Variations des teneurs en oxygène 18 des macrorestes végétaux sur la coupe de Hichu-Kkota (4800m).
- Figure 36: Localisation de la vallée de Sorechata.
- Figure 37: Variations des teneurs en oxygène 18 des macrorestes végétaux sur la coupe de Sorechata (4150m).
- Figure 38: Ligne d'extraction du carbone organique en vue de son analyse isotopique.
- Figure 39: Ligne d'extraction de l'oxygène de la matière organique en vue de son analyse isotopique.
- Figure 40: Teneurs en oxygène 18 de l'eau à Hichu-Kkota.
- Figure 41: Teneurs en oxygène 18 de la matière organique actuelle de Hichu-Kkota.
- Figure 42: Relation entre les teneurs en oxygène 18 et celles de l'eau
- Figure 43: $\delta^{13}\text{C}$ des végétaux selon le type de métabolisme.

CARTE GEOLOGIQUE
ET GEOMORPHOLOGIQUE
DU PIEMONT OCCIDENTAL
DE LA CORDILLERE D'APOLOBAMBA
- BOLIVIE -
(SECTEUR DE ULLA-ULLA)
(Etablie d'après photos aériennes d'I.G.M. (1964-1975)
Echelle 1:160.000

GEOLOGIE

HOLOCENE		Moraines (tills)
		Terrasses (gravats, sables, limons, tourbes)
PLEISTOCENE		Moraines Choqueyapu (tills)
		Moraines Sorata (tills)
		Gravats Pré-Sorata (gravats)
		"Formations Anciennes" indifférenciées du Quaternaire ancien à moyen (tills-gravats).
CRETACE		Grès, Calcaire
PALEOZOIQUE		Paléozoïque indifférencié (calcaires, schistes, quartzites)

GEOMORPHOLOGIE

	Glaciers actuels
	Moraines holocènes
	Moraines Choqueyapu (formes aigües)
	Moraines Sorata (formes arrondies)
	Formations anciennes très érodées
	Superficie d'érosion (pédiments III et IV)
	Cônes de déjection indifférenciés
	Plaine d'inondation et terrasses fluviales

SIGNES CONVENTIONNELS

-----	Ligne de partage des eaux
.....	Niveaux de fluctuation glaciaire
	hauteur d'escarpement < 50m
	hauteur d'escarpement > 50m
} Cirques	
	altitude < 10m
	10m < altitude < 50m
	altitude > 50m
} lignes de crêtes	
.....	Limites peu nettes
	Lacs
	Rivières
	Tourbières
	Localités
	Chemins
++++	Frontière Bolivie-Pérou

T A B L E A ULISTE DES ECHANTILLONS DATES PAR LA METHODE ¹⁴C

N°Echant.	Ans B.P.	Lat.S.	Long.W.	Altitude(m)	Localisation
T.553	145±40	16°04'	68°18'	4805	Hichu-Kkota
T.538	190±40	14°47'	69°11'30"	4955	Sayhuani
T.546*	200±40	14°58'	69°08'	4845	Puyupuyu
T.540	220±50	16°03'30"	68°18'20"	4805	Hichu-Kkota
T.534*	425±60	14°46'	69°10'30"	4855	Cololo
H ₁	500±80	16°03'30"	68°18'20"	4800	Hichu-Kkota
H ₂	1065±60	16°03'30"	68°18'20"	4800	Hichu-Kkota
T.545	1110±60	14°58'30"	69°07'	4860	Puyupuyu
H ₃	1135±80	16°03'30"	68°18'20"	4800	Hichu-Kkota
T.547*	1570±70	14°58'	69°08'	4740	Puyupuyu
T.537*	1580±65	14°47'	69°11'30"	4955	Sayhuani
T.518	1680±75	14°47'	69°10'30"	4810	Cololo
T.544	1760±90	14°58'30"	69°07'	4860	Puyupuyu
H ₄	1805±60	16°03'30"	68°18'20"	4800	Hichu-Kkota
H ₆	1930±60	16°03'30"	68°18'20"	4800	Hichu-Kkota
S ₄	2230 ± 145	16°22'	68°16'	4150	Sorechata

N°Echant.	Ans B.P.	Lat.S.	Long.W.	Altitude(m)	Localisation
H ₇	2400±60	16°03'30"	68°18'20"	4800	Hichu-Kkota
S ₅	2650±300	16°22'	68°16'	4150	Sorechata
H ₈	2910±70	16°03'30"	68°18'20"	4800	Hichu-Kkota
H ₉	3780±75	16°03'30"	68°18'20"	4800	Hichu-Kkota
H ₁₀	4100±80	16°03'30"	68°18'20"	4800	Hichu-Kkota
T.7	4240±85	16°03'30"	68°18'20"	4800	Hichu-Kkota
T.536	4690±100	14°46'	69°12'	5000	Sayhuani
86/85**	5500±300	16°22'	68°16'	4150	Sorechata
S ₆	7240±300	16°22'	68°16'	4150	Sorechata
T.543*	7490±110	14°58'30"	69°07'	4860	Puyupuyu
S ₇	7650±800	16°22'	68°16'	4150	Sorechata
T.539	8365±200	14°47'	69°11'30"	4940	Sayhuani
T.535	8475±200	14°47'	69°10'30"	4810	Cololo
T.519	8975±200	15°00'30"	69°04'	4760	Cañauma
M.S-80-15*	9915±81	16°26'	68°03'	4120	Rio Chuquiaguillo
T.520	10510±140	15°02'	69°07'	4630	Cañauma

N°Echant.	Ans B.P.	Lat.S.	Long.W.	Altitude(m)	Localisation
464*	12350±100	16°27'	68°06'	3900	Rio Chuquiaguillo
M.S-79-2A*	16610±130	17°21'	68°48'	3700	Rio Kollpaña
M.S-79-5*	27000±1200	17°21'	68°48'	3700	Rio Kollpaña
458*	33520±460	15°50'	68°37'	4020	Rio San Francisco

Analyses: J-C.FONTES* :Laboratoire d'Hydrologie et de Géochimie Isotopique.
Université de Paris-Sud. Orsay.

J-F.SALIEGE :Laboratoire de Géologie Dynamique.
Université Pierre et Marie Curie- Paris.

M.FOURNIER** :Laboratoire de Géochronologie
ORSTOM-Bondy.

COUPE DE HICHU-KKOTA

Echantillons	Profondeur (cm)	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	Ages ^{14}C (ans BP)
K ₁	22	16,44	- 25,70	500 ± 80
K ₂	35	15,73	- 25,30	
K ₂₋₃	40	17,01	- 23,92	
K ₃	45	19,08	- 23,93	1065 ± 60
K ₃₋₄	50	16,46	- 24,03	
K ₄	54	16,10	- 25,53	
K ₅	76	15,92	- 25,30	1135 ± 80
K ₆	105	16,54	- 25,20	1805 ± 60
K ₇	113	16,74	- 25,71	
K ₈	123	16,68	- 25,80	
K ₉	163	17,09	- 25,47	1930 ± 60
K ₁₀	180	17,20	- 25,80	
K ₁₁	195	17,65	- 25,00	
K ₁₁₋₁₂	225	16,54	- 25,11	
K ₁₂	255	16,54	- 25,41	
K ₁₂₋₁₃	300	15,81	—	
K ₁₃	338	16,65	- 24,21	2400 ± 60
K ₁₄	364	16,93	- 25,22	
K ₁₅	368	16,80	- 25,87,	
K ₁₅₋₁₆	374	16,39	- 24,85	

Echantillons	Profondeur(cm)	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	Ages ^{14}C (ans BP)
K ₁₆	380	18,07	- 25,70	2910 $\pm$ 70
K ₁₇	400	17,27	- 26,87	3780 $\pm$ 75
K ₁₈	405	17,69	- 25,82	
K ₁₉	420	16,83	- 25,33	
K ₂₀	430	16,45	- 25,66	4100 $\pm$ 80
K ₂₁	440	16,60	- 25,28	
K ₂₁₋₂₂	445	20,07	- 23,75	4240 $\pm$ 85
K ₂₂	450	20,65	- 23,60	

COUPE DE SORECHATA

Echantillons	Profondeur (cm)	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	Ages ^{14}C (ans BP)
S ₈	207	18,76	-25,40	2230 $\pm$ 145
S ₉	230	19,93	-25,33	
S ₁₀	262	19,64	-25,40	
S ₁₁	272	19,22	-25,01	2650 $\pm$ 300
S ₁₂	289	19,36	-25,53	
S ₁₃	316	19,09	-25,80	
S ₁₄	331	19,09	-25,23	7240 $\pm$ 300
S ₁₅	343	18,35	-25,46	
S ₁₆	354	19,12	-25,53	
S ₁₇	378	19,79	-25,60	7650 $\pm$ 800

TABLE DES MATIERES

	Pages
AVANT-PROPOS	
INTRODUCTION	1
<u>PREMIERE PARTIE</u>	
LES DONNEES GEOLOGIQUES -	
LA STRATIGRAPHIE DU PLEISTOCENE ET DE	
L'HOLOCENE.	3
<u>CHAPITRE I</u>	
Le Cénozoïque supérieur du piémont ouest de	
la Cordillère Orientale - Travaux antérieurs.	7
A Les premiers travaux	7
B Les travaux récents	9
C La Cordillère d'Apolobamba	17
1/ Le cadre général	17
2/ Les formations antérieures au Pliocène	19
3/ Les formations du Plio-Quaternaire	21
4/ Le réseau hydrographique	23
5/ La carte géologique et géomorphologique du	
piémont occidental.	23
D Le problème des datations	24
1/ L'existence de la glaciation Patapatani	24
2/ La formation "La Paz"	27
3/ La limite Pliocène-Pléistocène	27
4/ L'âge des quatre grandes glaciations	28
E Conclusions	30

	Pages
<u>CHAPITRE II</u> Les moraines du Quaternaire récent et leur datation par le carbone 14.	33
A Les vallées glaciaires de la Cordillère d'Apolobamba	33
1/ Les vallées de la lagune Cololo	33
2/ La vallée de la lagune Puyupuyu	48
3/ La vallée de la lagune Cañauma	55
B Les vallées glaciaires de la Cordillère Royale	63
1/ La vallée du rio ChuquiagUILlo	63
2/ La vallée de Hichu-Kkota	64
<u>DEUXIEME PARTIE</u> ESSAI DE PALEOHYDROLOGIE DU QUATERNAIRE RECENT	77
<u>CHAPITRE I</u> La reconstitution des oscillations glaciaires depuis le dernier pléniglaciaire dans la Cordillère Orientale de Bolivie.	79
<u>CHAPITRE II</u> Corrélation entre les oscillations des glaciers et les fluctuations du niveau des lacs.	89
<u>CHAPITRE III</u> Interprétation paléohydrologique et paléoclimatique des oscillations glaciaires et lacustres.	103

	Pages
<u>TROISIEME PARTIE</u>	
LES RESULTATS ISOTOPIQUES	107
 <u>CHAPITRE I</u> : Quelques définitions de géochimie isotopique	 111
<u>CHAPITRE II</u> : Quelques travaux de référence concernant les isotopes de la matière organique	115
<u>CHAPITRE III</u> : Choix du matériel	121
1/ Matière organique actuelle	121
2/ Matière organique fossile	122
- Coupe de Hichu-Kkota	124
- Coupe de Sorechata	127
 <u>CHAPITRE IV</u> : Analyse	 132
1/ Préparation des échantillons	132
2/ Analyse	133
 <u>CHAPITRE V</u> : Résultats	 139
<u>CHAPITRE VI</u> : Eléments d'interprétation-Conclusions	148
 BIBLIOGRAPHIE	 153
ANNEXES	161
TABLE DES MATIERES	

RESUME

Ce mémoire comprend trois parties:

- la première partie concerne l'établissement d'une carte géologique et géomorphologique du piémont ouest de la Cordillère d'Apolobamba (15°S-69°W). Cette cartographie s'appuie sur des données stratigraphiques antérieurement définies dans la Cordillère Royale;

- la deuxième partie est focalisée sur la reconstitution des oscillations des glaciers au cours des 30 derniers millénaires. Le dernier maximum glaciaire se situe après 27 000 et avant 14 000 ans B.P. Il est suivi, d'abord par un retrait important des glaces, ensuite par une série de phases de stationnement ou d'avancées mineures, enfin par un recul très rapide vers 10 000 ans B.P. Durant la quasi-totalité de l'Holocène les glaciers sont restés très hauts avant une ultime avancée durant les derniers siècles.

La courbe de fluctuations des glaciers est comparée à celle des oscillations lacustres. On montre que les bilans hydrologiques des lacs et des glaciers ont évolué de manière parallèle et synchrone. Il semblerait que ces variations soient plutôt liées à des modifications de hauteurs de précipitations;

- dans une troisième partie on caractérise deux tourbières holocènes par l'analyse isotopique (oxygène 18) de macrorestes végétaux. En comparant les résultats avec les données actuelles, on constate l'étroite relation qui existe entre les milieux actuels et l'altitude, ainsi que les importantes variations des teneurs en isotopes lourds des plantes fossiles.

Ces premiers résultats montre que la géochimie isotopique de la matière organique pourrait être un marqueur de caractères climatiques.

Mots-Clés: Bolivie - Glaciers - Holocène - Matière Organique -
Oxygène 18 - Paléohydrologie - Pléistocène - Tourbières.