



Master Recherche Sciences et Technologies

Mention BGAE : Biologie, Géosciences, Agro-ressources, Environnement

Spécialité : *Eau et Environnement*

Rapport de stage

Année 2005-2006

Version du 27 juin 2006

**MODELE DE SURFACE
APPLIQUE A LA VARIABILITE
HYDRO-GLACIOLOGIQUE
SUR 50 ANS DANS LES ANDES**

Soutenu le 27 juin 2006

Par Chloé ALASSIMONE

Directrice de stage :

Co-encadrants :

Anne COUDRAIN

Christine DELIRE

François DELCLAUX

(GREAT ICE)

(ISEM)

(HSM)

Laboratoire d'accueil : Great Ice UMR 032

TABLE DES MATIERES :

REMERCIEMENTS	2
TABLE DES MATIERES :	3
AVANT-PROPOS :	5
INTRODUCTION	6
PRESENTATION GENERALE	7
I. Zones d'étude :	7
1. <i>Description générale :</i>	7
• Description géographique et topographique :.....	7
• Conditions climatiques et atmosphériques:.....	9
- <i>conditions climatiques :</i>	9
- <i>conditions atmosphériques:</i>	10
• Phénomènes glaciologiques :.....	12
- <i>définition des glaciers tropicaux :</i>	12
- <i>Altitude de la ligne d'équilibre : ELA</i>	13
- <i>Bilan de masse : accumulation et fonte</i>	13
• Enjeux de l'étude de ces glaciers :.....	14
2. <i>Description locale :</i>	15
2.1. Glacier Antizana	16
• Localisation et description :.....	16
• Observations rapides :	16
2.2. Glacier Artesonraju.....	17
• Localisation et description :.....	17
• Observations rapides :	18
2.3. Glacier Zongo.....	19
• Localisation et description :.....	19
• Observations rapides.....	20
2.4. Bassin versant du lac Titicaca :	20
• Le bassin versant du lac Titicaca :.....	21
II. IBIS	22
1. <i>Présentation du modèle :</i>	22
2. <i>Description :</i>	22
3. <i>Données de forçage :</i>	23
4. <i>Principales applications du modèle :</i>	24
5. <i>Parties du modèle utiles dans le cadre de notre étude :</i>	24
III. Données d'observation	26

1.	<i>Sources des données</i>	26
2.	<i>Choix des périodes</i>	26
RESULTATS		27
I.	Analyse des données utilisées provenant du CRU :.....	27
II.	Etude glaciologique :	31
1.	<i>Simulations</i> :	31
2.	<i>Influence du stock initial de neige</i> :.....	32
3.	<i>Influence de l'altitude</i> :.....	35
4.	<i>Influence des modes climatologique/séries temporelles</i> :.....	39
5.	<i>Comparaison des trois mailles</i> :.....	40
6.	<i>Discussion - Conclusion</i> :	43
III.	Etude hydrologique :	44
1.	<i>Introduction</i> :	44
2.	<i>Données disponibles</i> :.....	45
3.	<i>Prise en compte du lac par rapport au maillage d'IBIS</i> :.....	47
4.	<i>Description des données</i> :	47
5.	<i>Analyse des résultats de simulation</i> :.....	49
6.	<i>Sensibilité de l'effet d'altitude sur le rayonnement et l'ETP dans IBIS</i> :. 51	
7.	<i>Conclusion sur la validation du bilan hydrique IBIS</i> :	52
CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES		53
LISTE DES FIGURES		55
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES		57
ANNEXES		59

AVANT-PROPOS :

Cette étude a été effectuée dans le cadre de mon stage de Master 2 Recherche Eau et Environnement de l'Université Montpellier 2.

Ce stage s'est déroulé à la Maison des Sciences de l'Eau de Montpellier (MSEM) du 2 janvier 2005 au 31 juin 2006.

Le sujet « Modèle de surface appliqué à la variabilité hydro-glaciologique sur 50 ans dans les Andes » a été défini, proposé et financé par l'unité de recherche 032 Great Ice (Glaciers et Ressources en Eau d'Altitude : Indicateurs Climatiques et Environnementaux) de l'IRD (Institut de Recherche et de Développement).

Ce travail rentre dans le cadre des études menées au sein de l'unité Great Ice et est lié à la caractérisation de la variabilité des glaciers et des lacs de hauts bassins andins.

Mme Coudrain a dirigé mon travail en tant que directrice de stage. Le travail a été mené dans le cadre de collaborations avec deux autres unités de recherche associées à l'UM IT. Ainsi, Christine Delire, de l'ISEM (Institut des Sciences de l'Evolution), a participé à mon encadrement pour l'utilisation d'un modèle nommé IBIS. Et François Delclaux, d'ISM (HydroSciences Montpellier), m'a soutenue et guidée pour l'étude du bilan du lac Titicaca sur lequel il travaille en collaborations avec Great Ice depuis plusieurs années.

INTRODUCTION

La variation climatique est aujourd'hui au cœur même de nombreux travaux de recherches. Depuis quelques dizaines d'années, l'intérêt des scientifiques se porte sur le suivi des zones glaciaires. En effet, ceux-ci enregistrent physiquement et chimiquement les variations climatiques et atmosphériques du globe et se présentent comme de bons indicateurs climatiques du réchauffement global de la planète.

Les glaciers andins, qui se trouvent à de hautes altitudes, et dans une zone de phénomènes atmosphériques et climatiques complexes en relation étroite avec cette variation du climat, représentent non seulement une ressource en eau glaciaire importante mais aussi une réserve inestimable de données passées et actuelles. Or, depuis une cinquantaine d'années, un retrait important des surfaces glaciaires sur le globe a été mis en évidence (Coudrain & Francou 2005). Il est donc prioritaire de les étudier avant qu'elles ne s'épuisent.

Les grands lacs d'altitude qui constituent l'autre réserve d'eau importante dans la région subissent également les impacts des changements climatiques. En particulier le lac Titicaca a subi des modifications notables (Delclaux et al 2006).

Dans ce travail exploratoire, nous utilisons le modèle d'interface IBIS (Integrated Biosphere Simulator), forcé par des données climatiques spatialisées pour simuler l'évolution sur la période 1950-1995

- des stocks de neiges sur les Andes tropicales
- du drainage et ruissellement sur le bassin versant du lac Titicaca.

IBIS est un modèle d'interface qui traite les interactions verticales entre la surface continentale (sol, végétation) et l'atmosphère selon un maillage régulier. Ce type de modèle peut être utilisé couplé à un modèle climatique (GCM), ou comme dans cette étude seul, forcé par des observations climatiques.

Notre but ici est d'une part de tester la cohérence temporelle entre les résultats d'IBIS sur 50 ans et les observations attestant de variations de l'hydro-cryosphère. D'autre part, de lier ces variations à la variabilité climatique observée.

PRESENTATION GENERALE

I. Zones d'étude :

1. *Description générale :*

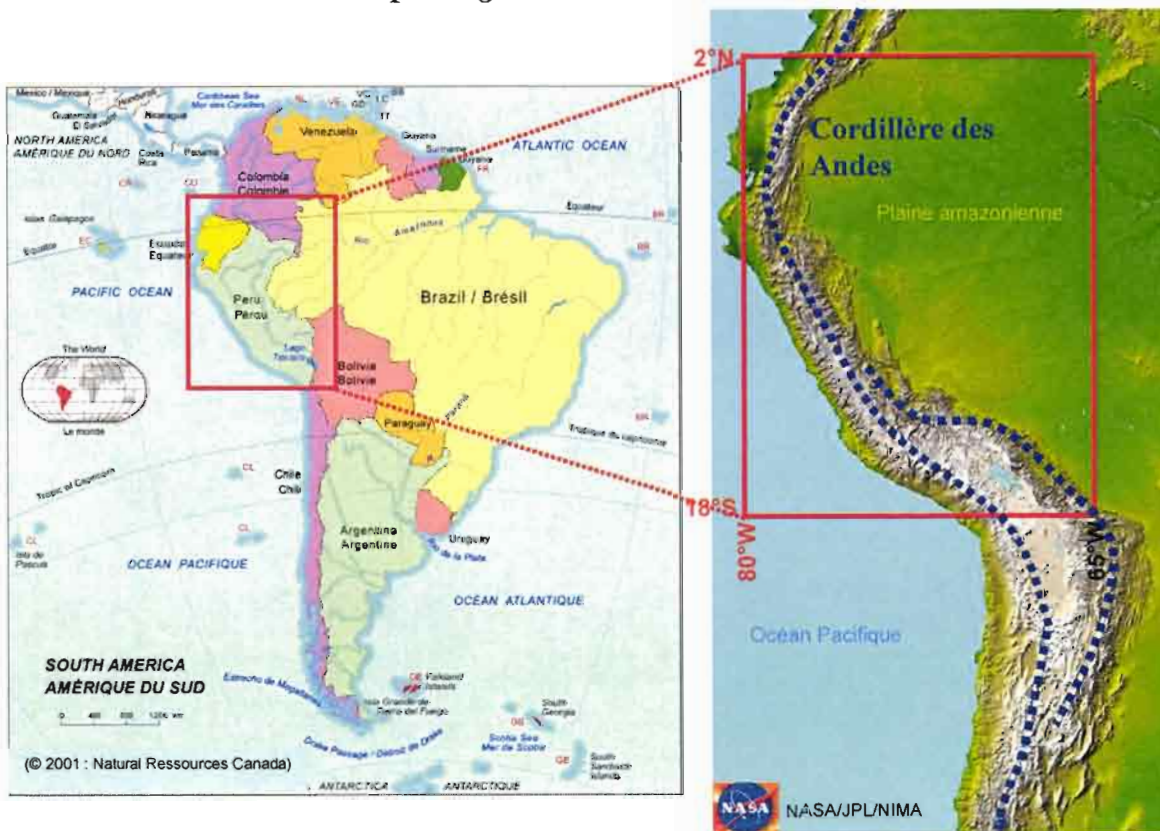


Figure 1 - Carte de l'Amérique du sud et localisation de la zone d'étude

- Description géographique et topographique :

La côte Pacifique à l'ouest de l'Amérique du sud est dominée par la cordillère des Andes, la deuxième plus haute chaîne de montagnes après l'Himalaya. Les Andes sont constituées d'une immense chaîne de montagne s'étendant parallèlement à la côte sur plus de 7000 km, du Venezuela jusqu'au sud du Chili et de l'Argentine. Sa largeur atteint par endroit 700 km entre 18°S et 20°S. Le point culminant s'élève à 6 768 m de hauteur (le Huascarán, Pérou), et plusieurs sommets de la région inter tropicale portent des glaciers.

La région étudiée est celle des Andes centrales allant d'Equateur jusqu'au nord de la Bolivie, plus précisément de 2°N à 18°S et de 68°W à 80°W, où le recul spectaculaire et récent des glaciers est bien documenté au cours des dernières décennies (fig1).

Les trois pays intervenant dans notre étude sont composés d'ensembles géographiques bien distincts.

❖ L'Equateur est séparé par les Andes en trois parties :



- une plaine littorale, **la Costa**, de 30 à 200 km de large comprise entre la côte pacifique et la chaîne andine couvrant près d'un quart de la superficie de l'Equateur.

- **les Andes** ou encore appelées la Sierra, composée de deux cordillères parallèles rapprochées, élevées et massives. Ces deux chaînes sont constituées de plusieurs volcans de plus de 5000 m avec notamment le Chimborazo, le plus haut volcan inactif et le Cotopaxi culminant à 6310 m qui est le plus haut des volcans actifs. L'altitude moyenne du plateau andin est de 2500 m. Quito, la capitale, se situe au nord de cette zone à une altitude avoisinant les 2850 mètres.

- la partie est de l'Equateur, **l'Oriente**, est composée d'une région de jungle amazonienne.

❖ Le Pérou est lui aussi divisé en trois régions de topographies distinctes:



- la plaine côtière, appelée aussi **Costa** qui est une bande étroite et désertique s'étendant tout le long du littoral. L'irrigation de cette région est possible grâce à de nombreux cours d'eau descendant directement des Andes en direction du Pacifique. C'est en particulier dans cette zone basse que se trouve Lima, la capitale du Pérou, ainsi que la plupart des villes et industries péruviennes.

- **la Sierra**, couvrant 30% de la superficie du Pérou, constituée par la chaîne andine avec ses hauts sommets, ses hauts plateaux et des vallées très profondes. Cette zone comprend la Cordillère Blanche (qui est la plus haute chaîne de montagnes tropicales du monde, avec la plus vaste couverture glaciaire de l'entre-tropiques). Plus au sud, la chaîne andine s'écarte en deux parties pour laisser place à un haut plateau, l'Altiplano. Au sud-est de cet altiplano à la frontière entre le Pérou et la Bolivie, se trouve le lac Titicaca, le plus vaste lac d'altitude au monde (8340 km² à 3900m)

- la partie Est du Pérou est constituée d'un long piémont se prolongeant par la vaste **plaine amazonienne**.

- ❖ La Bolivie est divisée en trois régions distinctes :



- **l'Altiplano** où l'on retrouve le lac Titicaca mais aussi dans son prolongement, le lac Poopó. Le bassin des lacs Titicaca et Poopó constitue une partie essentielle du réseau hydrographique du pays. Nichée à plus de 3000 mètres au sud du lac Titicaca, se trouve La Paz, capitale de la Bolivie,

- la région des **Yungas** commençant sur les contreforts de la Cordillère Orientale d'où s'amorcent plusieurs vallées profondes. C'est une région fertile dont l'activité est essentiellement agricole

- au sud-est du pays se trouvent les plaines tropicales du **Chaco**, qui s'étendent vers le Paraguay et l'Argentine.

Le contexte orographique de chaque pays est responsable de la variabilité climatique et atmosphérique créant ainsi de grandes différences climatiques d'une région à une autre au sein même de chaque pays.

- Conditions climatiques et atmosphériques:

- *conditions climatiques :*

- ❖ Équateur :

Le climat en Equateur est équatorial. Celui-ci associé à l'hétérogénéité géographique et topographique du pays, est très difficile à décrire car il présente de grandes variations sur des distances très réduites. On peut définir plus facilement le climat selon la zone géographique que selon la saison. En résumé, il fait froid et relativement sec sur la Cordillère des Andes; chaud et humide en Amazonie et chaud sur la côte. Pour une même zone on peut noter de grandes variations (20°) entre le jour et la nuit.

De plus de mi-juin jusqu'à mi-octobre, le climat est sec, ensoleillé et venteux. Mais entre octobre et mars, le climat est pluvieux, nuageux (ni venteux ni froid). Puis de mi-mars jusqu'à mi-Juin on a un climat intermédiaire.

- ❖ Pérou et Bolivie :

Ces deux pays ne connaissent que deux saisons, une saison sèche et une saison humide. Mais en fonction des régions et de l'altitude, le climat varie fortement.

En effet, dans la plaine côtière où les pluies sont quasi inexistantes (moins de 51 mm en moyenne de précipitations par an), les mois les plus chauds sont décembre, janvier, février : 26 à 30°C, et les plus froids sont juin, juillet, août (10 à 19 °C). Ce sont des températures plutôt fraîches pour la latitude qui s'expliquent par la présence du courant de Humboldt (ou courant du Pérou), un courant marin froid, qui remonte depuis le sud le long des côtes du Pacifique et provoque des nuages chargés en vapeur d'eau.

Dans les Andes, où le climat est froid et sec, les mois les plus chauds correspondent à la saison des pluies (décembre à avril) et la température varie fortement au cours de la journée.

Les précipitations annuelles moyennes, dans certaines localités, comme Cuzco, au sud-est de la sierra, peuvent atteindre 815 mm.

La forêt amazonienne est caractérisée par un climat chaud et humide subtropical. Il y pleut tous les jours très brièvement. Dans cette région, les températures oscillent entre 30°C en août et 35°C entre décembre et avril et la saison des pluies s'échelonne de novembre à avril avec des précipitations annuelles pouvant atteindre, surtout aux limites plaines / montagnes des valeurs moyennes de 3 810 mm.

En Bolivie, l'Altiplano, subissant de façon chronique des inondations, possède des températures extrêmement fraîches descendant même en dessous de 0°C.

Dans les régions de faible altitude, le climat est plus chaud et humide, caractéristique des pays situés sous les tropiques. Les températures moyennes annuelles se situent entre 8°C dans l'Altiplano et 26°C dans les plaines orientales.

- conditions atmosphériques:

La côte andine est sujette à des variations atmosphériques liées au mouvement de la zone de convergence intertropicale (ITCZ) et ponctuellement aux événements «El Niño».

L'ITCZ est caractérisée par de fortes précipitations associée à la convergence d'air chaud selon un mécanisme de cellules (fig. 2-a), de part et d'autre de l'équateur, créant cette large bande de nuages et de lourdes précipitations tropicales. L'ITCZ migre vers le nord ou le sud en fonction des saisons (fig. 2-b).

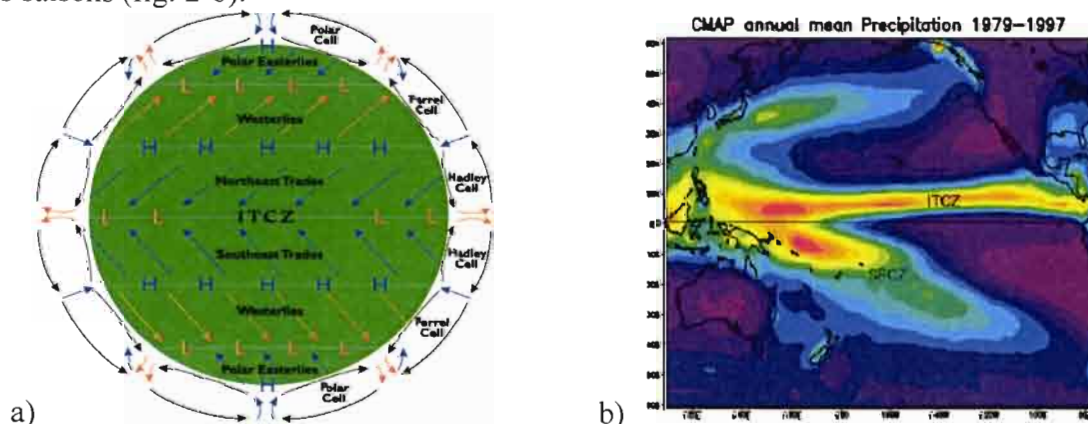


Figure 2 – a) Répartition des zones et des cellules de convergences – b) ITCZ le long de l'équateur qui se déplace du nord au sud avec la saison. En rouge, le maximum de précipitations. © CMAP

De plus, pendant les « El Niño », l'ITCZ tend à se déplacer plus lentement vers le Nord, ce qui entraîne un retard de début de saison des pluies.

El Niño fait référence à un phénomène observé depuis des centaines d'années par les pêcheurs, consistant en une apparition d'un courant d'eaux chaudes venu du nord le long de la côte de l'Équateur et du Pérou. El Niño est un phénomène de grande influence sur le climat mondial, qui tous les 5 à 7 ans environ, s'intensifie pouvant donner des événements exceptionnels comme en 1982/1983 et 1997/1998. Ce phénomène caractérisé depuis le début du 18ème siècle, n'a commencé à être relié aux phénomènes climatiques (vents, courants océaniques, pluies intenses) à l'échelle mondiale, que depuis les années 1920 :

Sir Gilbert Walker, s'est aperçu, dans les années 20, d'une corrélation remarquable entre les relevés barométriques de l'est et de l'ouest de l'océan Pacifique : lorsque la pression augmente dans l'ouest, elle s'abaisse dans l'est, et inversement. Il nomma ce mouvement d'oscillation «Southern Oscillation» (SO).

Vers la fin des années 60, le professeur Jacob Bjerknes a été le premier à voir une connexion entre les températures des eaux de surface (SST), les alizés et la pluviométrie accompagnant les

variations de SO. Il fut le premier à établir qu'El Niño et l'oscillation australe SO font partie d'un même phénomène nommé ENSO.

En période normale (Fig.3), les vents soufflent vers l'ouest (Indonésie) à travers le Pacifique tropical regroupant l'eau de surface chaude dans la partie occidentale et refroidissant les eaux de surface du pacifique central. Cette migration induit une différence entre les eaux de surfaces Est et Ouest de 8°C. La remontée de la thermocline (limite eaux chaudes de surface / eaux froides en profondeur) par upwelling entraîne aussi une baisse des températures des eaux de surface (SST) et refroidit les masses d'air qui le surplombent, les empêchant de former des nuages et de la pluie. La pluie est donc présente seulement sur les côtes ouest.

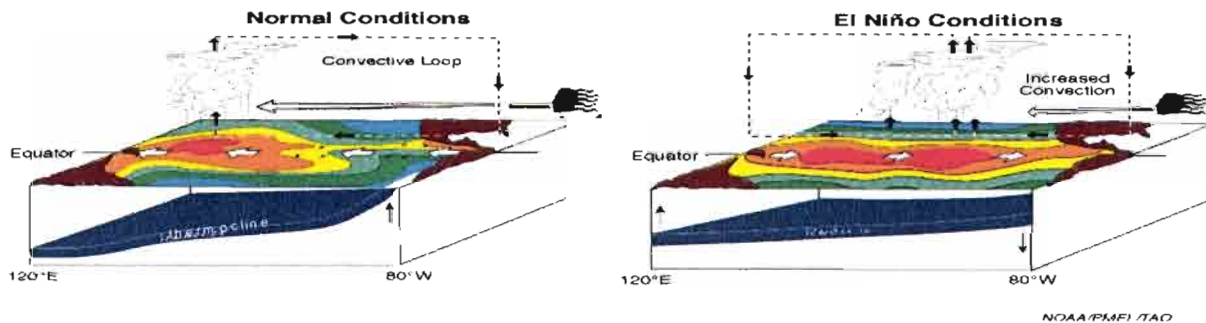
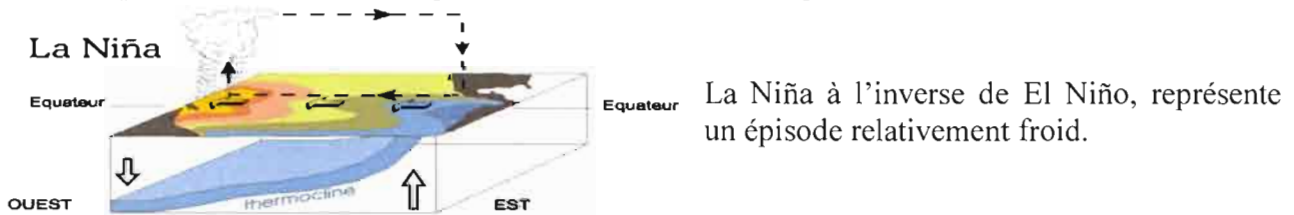


Figure 3 - Représentation de la circulation atmosphérique et océanique

Les périodes El Niño sont caractérisées par un affaiblissement des alizés, un abaissement de l'upwelling et un réchauffement de l'est de l'océan Pacifique. L'air humide, plus chaud et donc moins dense, devient assez léger pour s'élever et former des nuages à l'origine des fortes pluies sur l'équateur. On a donc un déplacement du maximum des pluies de l'ouest vers l'est.



La Niña à l'inverse de El Niño, représente un épisode relativement froid.

Figure 4 - Représentation des phénomènes en période La Niña

Ces variations sont représentées par un indice appelé SOI (Southern Oscillation Index) correspondant à la variation par rapport à la normale de la pression entre Tahiti et l'Australie. Un SOI positif est associé à des vents plus forts et à des états de La Niña, et un SOI négatif est associé à des vents plus faibles que la normale et à des états d'El Niño.

Le graphique suivant représente l'indice ENSO ou MEI pour la zone équatoriale. Le MEI est un indice combinant diverses variables de l'atmosphère et de l'océan dans le Pacifique Central. Il est positif en phase chaude (El Niño) et négatif en phase froide (La Niña). Les données sont standardisées et calculées en moyenne mobile sur deux mois.

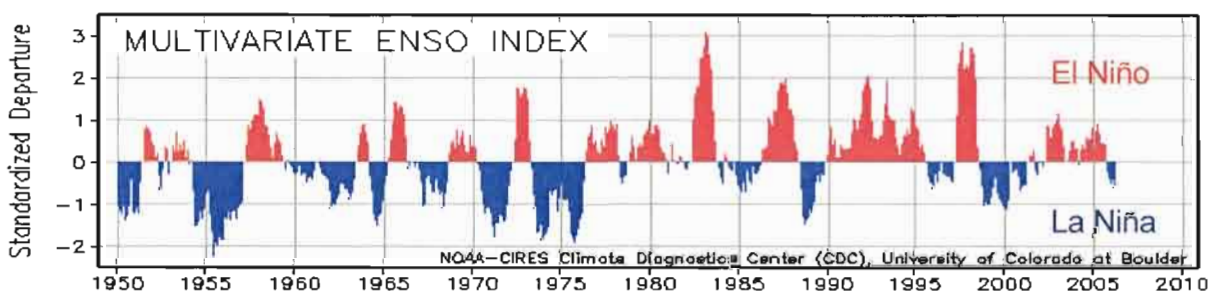


Figure 5 - Indice ENSO ou Multivariate ENSO Index (MEI) pour la période janvier 1950 – avril 2005 (source : <http://www.cdc.noaa.gov/people/klaus.wolter/MEI>).

Les conséquences du phénomène ENSO à la surface de la Terre sont nombreuses, notamment sur la cote sud-américaine qui voit à chaque épisode important, son économie et son environnement perturbés. De plus El Niño ne se produit pas de façon régulière mais selon une fréquence de 2 à 10 ans, et deux évènements ne sont jamais identiques. El Niño de 1982/1983 est le plus fort enregistré du siècle, suivi par celui de 1997/1998 qui a été également très intense.

Plusieurs études se sont orientées assez récemment vers l'impact du phénomène ENSO sur l'évolution des glaciers (e.g: Francou, Favier, Vuille, Cáceres, 2004) mettant en évidence les relations entre El Niño et les bilans de masses de certains glaciers de la cordillère des Andes.

- Phénomènes glaciologiques :

- *définition des glaciers tropicaux :*

Les glaciers tropicaux représentent moins de 5% des glaciers montagneux mondiaux avec environ 2800 km² de surface totale, soit 0.16% des glaces continentales.

Situés entre les tropiques du Cancer (23°26'N) et du Capricorne (23°26'S), ils sont présents en Afrique, Indonésie et Amérique du Sud (zone orangée sur la figure 6). La plupart de ces glaciers tropicaux se trouvent en majorité en Amérique latine notamment dans la Cordillère des Andes au Pérou, en Bolivie et en Equateur.

Selon certains auteurs (Kaser et Osmaton, 2002), la définition des glaciers tropicaux résulte de la combinaison entre une limite thermique (zone où la variation de T°C diurne est supérieure à la variation annuelle) et une limite météorologique (ITCZ) comme le montre la figure 6.

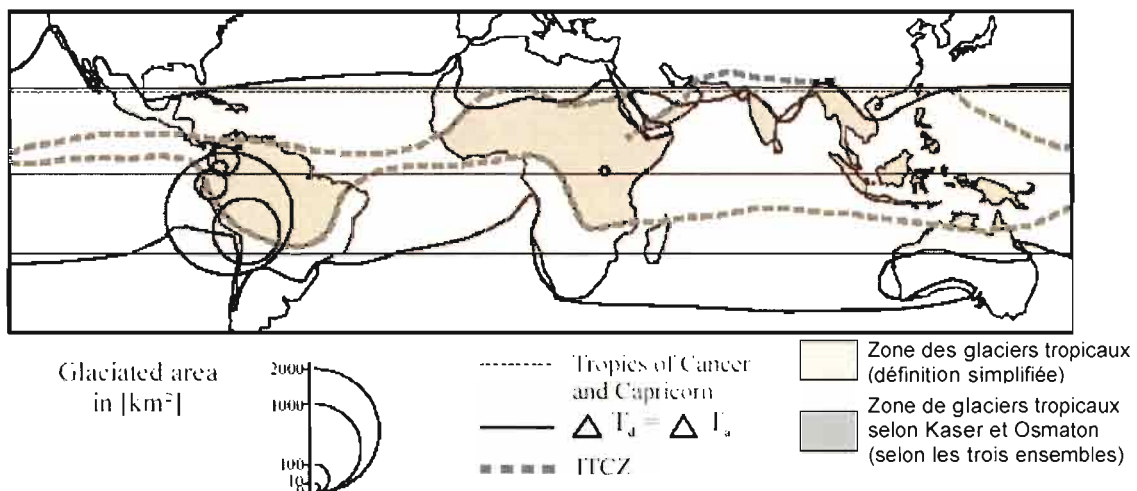


Figure 6 - *Distribution des surfaces glaciaires.*

Malgré leur faible expansion, la situation géographique et le fonctionnement spécifique permettent à ces glaciers d'être de très bons indicateurs des variations climatiques sur des échelles de temps relativement courtes (saisonniers à interannuelles).

- *Altitude de la ligne d'équilibre : ELA*

L'évolution des glaciers est fonction des phénomènes climatiques environnants. Ces évolutions se répercutent par des périodes d'avancées (ou crues) du glacier mais aussi d'ablation soit par fusion soit par sublimation de la glace.

Un glacier est divisé en deux parties par une ligne d'équilibre pour laquelle le bilan de masse annuel est nul: à l'amont de cette ligne le bilan est positif, c'est la zone dite d'accumulation, tandis qu'à l'aval le bilan est négatif, c'est la zone d'ablation. L'altitude de cette ligne, appelée l'Altitude de la Ligne d'Equilibre (ALE ou ELA en anglais), est un très bon indicateur du bilan de masse annuel des glaciers. Selon Paterson (1994), cette altitude correspond aussi à la limite inférieure à laquelle la couverture neigeuse persiste à la fin d'une saison d'ablation. Condom et al (2006) ont précisé les paramètres d'une relation simple entre pluviométrie, température, topographie et ELA appliquée à l'ensemble des Andes. Leurs résultats permettent de présenter une estimation de l'ELA en fonction de la latitude.

- *Bilan de masse : accumulation et fonte*

Les glaciers tropicaux ont un comportement différent de celui des glaciers alpins. Dans les Alpes, l'hiver est associé à une ablation nulle, associée à une accumulation, et durant l'été se produit une fonte due aux températures élevées. En revanche, sous les tropiques, les glaciers sont soumis durant la saison des pluies à une fonte dans leur partie basse et à une accumulation sur la partie haute.

Selon les observations des chercheurs, notamment sur le glacier du Zongo, les débits des cours d'eau issus de la fonte de la glace pendant la période humide sont nettement supérieurs à ceux produits en période sèche. Cette fonte importante durant l'été austral (période humide) se produit alors que l'accumulation et les précipitations sont les plus importantes.

Le bilan de masse est positif en zone d'accumulation et négatif en zone d'ablation du glacier. En amont de la ELA, la masse accumulée est en moyenne supérieure à la masse perdue par ablation (situation inverse à l'aval de la ELA).

Les événements El Niño ou La Niña ont, selon plusieurs études, une importance sur les mécanismes de fonte des glaciers tropicaux. En effet, on a remarqué que les grands événements El Niño ou La Niña ont des conséquences directes sur les températures : en période El Niño, les températures augmentent nettement et inversement en période La Niña. Le phénomène El Niño a pour conséquence une baisse de la pluviométrie sur les Andes du sud, mais deux comportements légèrement différents de la pluviométrie peuvent être observés en fonction de la latitude : d'une part en Equateur, où la fonte est contrôlée principalement par l'albédo, le phénomène El Niño s'accompagne de précipitations plus faibles et inversement en période La Niña ; d'autre part, à des latitudes plus basses, El Niño n'influe pas de façon aussi importante sur les précipitations (Vuille et al., 2000 ; Pouyaud et al., 2005).

- Enjeux de l'étude de ces glaciers :

L'étude et la surveillance de ces glaciers tropicaux ont été initiées par l'intérêt qu'ils suscitent. En effet, ces glaciers sont à la fois importants pour le maintien de l'environnement des régions auxquelles ils appartiennent et d'une façon plus générale pour leur sensibilité aux variations climatiques.

Le réseau hydrique de la côte andine dépend des glaciers, constituant des ressources en eau majeures pour les pays concernés. Une partie d'entre eux permettent l'approvisionnement en eau et en énergie hydroélectrique de grandes villes comme la Paz (10 barrages hydroélectriques gérés par la COBEE (Compañía Boliviana de Energía Eléctrica) en aval du Zongo) ou encore Quito (Equateur) qui capte une partie de ses besoins en eau dans le torrent issu du glacier Antizana alimentant ainsi le principal réservoir d'eau potable (M. Stephen, 1998) géré par l'EMAAP (Empresa Metropolitana de Alcantarillado y Agua Potable).

Ces eaux de fonte provenant des hauts sommets andins assurent la régularité de l'approvisionnement en eau même lors des longues périodes saisonnières sèches.

L'IRD, anciennement ORSTOM, a mis en place en 1991 sous l'impulsion de Bernard Francou et Pierre Ribstein, le programme « Neiges et Glaciers Tropicaux » (devenu par la suite « GREAT ICE ») afin de comprendre la relation entre les glaciers et le climat et d'évaluer les ressources en eau actuelles et futures.

Le choix de l'IRD concernant l'étude des glaciers, notamment Zongo et Antizana a été fonction, non seulement de l'importance qu'ils ont sur le développement des régions situées en aval, mais aussi de leur facilité d'accès. De plus, ces deux glaciers localisés non loin des capitales, sont de surface moyenne par rapport aux autres glaciers andins et sont chacun compris dans un bassin versant contrôlé et étudié hydrologiquement.

Ces deux glaciers sont situés dans deux zones climatiques distinctes : zone tropicale externe pour le Zongo (Bolivie) caractérisée par l'alternance d'une saison humide et d'une saison sèche au cours de l'année, et la zone tropicale interne pour l'Antizana (Equateur) bien plus humide toute l'année. Ceci permet lors de comparaisons de résultats de vérifier l'importance de la saisonnalité dans les bilans de masses et le comportement des différents glaciers.

Enfin, l'Artesonraju, au Pérou, a été retenu et étudié car il est situé dans la Cordillère Blanche qui connaît depuis quelques années un retrait glaciaire important, continu et rapide avec un bilan de masse négatif constant.

Dans la suite de cette partie, nous allons décrire plus précisément les sites utiles à notre étude.

2. Description locale :



Figure 7 - Carte de localisation des différents sites d'étude

Sur chacun de ces glaciers étudiés dans le programme GREAT ICE, l'équipement initialement défini, comprenait selon Pierre Ribstein (2002):

- des balises d'ablation à lectures mensuelles ;
- des mesures de l'accumulation en zone haute du glacier deux fois par an, en début et fin de saison humide ;
- une topographie annuelle de la langue glaciaire et des balises ;
- des pluviomètres totalisateurs (surface de captation de 2000 cm² avec antigel et huile) à lectures mensuelles autour du glacier ;
- un pluviomètre journalier ou pluviographe par site, au moins ;
- un limnigraphe à la station de contrôle avec un déversoir.

2.1. Glacier Antizana



Figure 8 - Pente de l'Antizana, Equateur : sur la gauche, les glaciers 15 α et 15 β

- Localisation et description :

Le glacier Antizana15 (0°28'S, 78°09'W) est situé au sommet de l'Antizana (ou Antisana), volcan localisé à 40 km au sud-est de Quito sur la Cordillère Orientale (Whymper, 1892; Meyer, 1907; Sauer, 1971; Hastenrath, 1981). Se trouvant sur la pente du nord-ouest du volcan, il est protégé contre les systèmes orageux venant du bassin d'Amazonie. Du côté opposé, dû à une humidité constante, les glaciers se prolongent vers le bas à une altitude relativement basse (4500 m par comparaison avec 4800 m du côté occidental). Les glaciers de l'ouest, du nord et des secteurs du sud d'Antizana fournissent l'eau à Quito par deux collecteurs artificiels. Les extensions supérieures du glacier 15 se prolongent au sommet de l'Antizana à 5760 m, tandis que la partie basse forme deux bandes appelées respectivement α et β (fig.8) atteignant au plus bas 4840 m. (Siemond et al., 1997).

La surface du bassin hydrologique contenant le glacier Antizana 15 est estimée à 1,4 km² avec environ 50% de la surface, couverte par le glacier.

La partie soumise aux diverses études de bilan et d'évolution, est le glacier 15 α d'une superficie totale de 353 158 m² pour une longueur de 2.0 km.

- Observations rapides :



Figure 9 - Mesure de l'équilibre énergétique à 4900 m sur le glacier 15 α
(Photo: B. Francou, 1999)

Le climat est équatorial et humide. La précipitation annuelle moyenne s'élève à 1000 mm (mesuré) dans les extensions inférieures du glacier. Il n'y a aucune évidence d'une tendance nette de caractère saisonnier dans la précipitation et le mois le plus pluvieux peut se produire à tout moment à partir de février à octobre. Les mois de novembre à janvier représentent tout de même une période de précipitation décroissante correspondant au "veranillo" (petit été équatorien). La

température est presque constante pendant l'année, mais on remarque une variabilité inter-annuelle. La ELA est situé vers 5000 m et la précipitation sous forme liquide est possible à une altitude basse (< 5000 m). [INAMHI]

Le rapport de Caceres et al. de 2005 compilant les données relevées sur le glacier et les observations effectuées durant l'année 2004, montre une évolution du glacier entre 1995 et 2004. En effet, on a une élévation depuis les années 2000 de la ELA qui en 2004 se situe à 5145 m. Cette augmentation de la ELA correspondant à une augmentation de la zone d'ablation, s'accompagne d'un retrait du glacier. Entre 1994 et 2004 on a observé une récession de 260 m du glacier 15 α et environ 300 m pour la partie β de l'Antizana 15. La superficie totale du glacier a diminué de 19% depuis l'année 1994. De plus grâce à des séries de photos aériennes prises en 1956 et en 1965, un bilan plus impressionnant à été fait montrant que 33% de la surface du glacier a disparu entre 1956 et 2004. Ces résultats présentés sur le graphique ci-dessous, montrent que le glacier de l'Antizana connaît une période d'ablation accélérée.

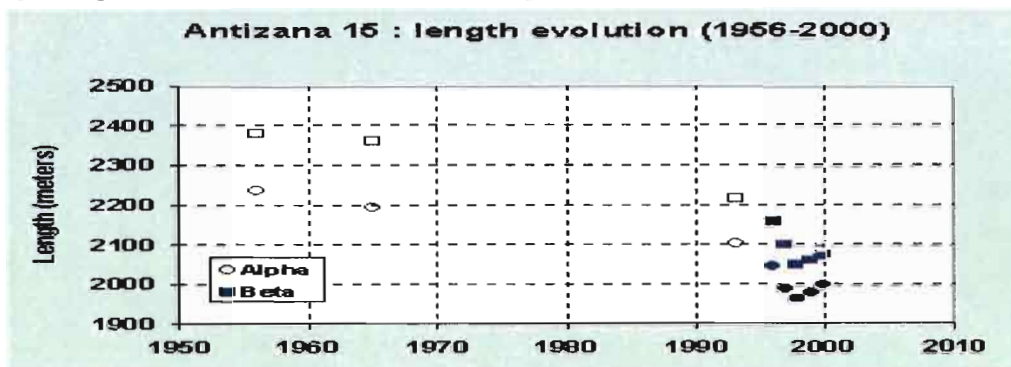


Figure 10 - Evolution de la longueur des glaciers 15 α et 15 β depuis 1956. Les symboles vides représentent les données obtenues par photogrammétrie. (d'après Cadier, 2001)

2.2. Glacier Artesonraju



Figure 11 - Photo de l'Artesonraju

- Localisation et description :

L'Artesonraju (08°58'S ; 77°38'W) est situé au cœur de la cordillère Blanche. C'est un glacier de 8.4 km² de superficie, son sommet atteint 6025 m d'altitude et le point le plus bas se situe à 4723 mètres. Ce glacier fait partie du bassin versant du lac Paròn englacé à 50 %.

Le glacier Artesonraju se situe en amont du lac Paròn. L'étude, depuis quelques années de la laguna Artesoncocha, à permis la reconstitution des sorties du glacier Artesonraju.

- Observations rapides :

Selon les données de l'UGRH (Unidad de Glaciología y Recursos Hídricos) et de l'INAGGA (Instituto Andino de Glaciología y Geoambiente), la superficie des glaciers de la Cordillère Blanche serait passée entre 1970 et 1997 de 723.4 km² (UGRH) à 611.5 km² (INAGGA). Cela correspond à une perte d'environ 15% en moins de 30 ans (Pouyaud et al., 2005).

Les données hydrologiques disponibles depuis une cinquantaine d'années ont permis de mettre en évidence une relation étroite entre lame d'eau écoulée, le taux d'englacement et les températures (Pouyaud et al., 2005).

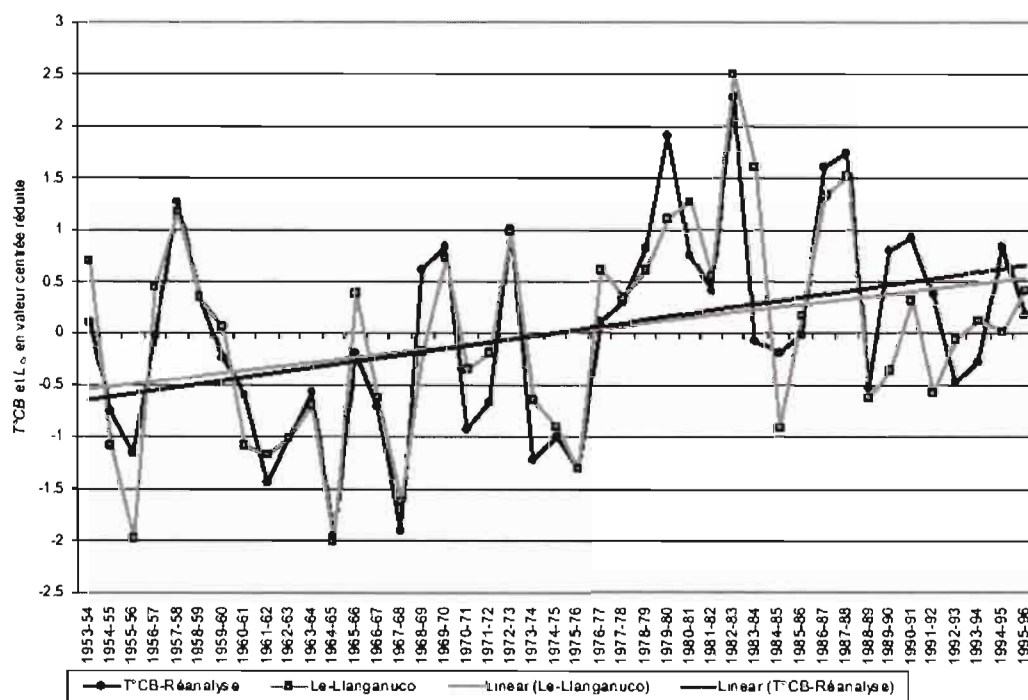


Figure 12 - Variabilité interannuelle entre la lame d'eau écoulée (Le) et les températures de réanalyses sur la Cordillère Blanche (T°CB) et leur tendance linéaire interannuelle. (Pouyaud, 2005)

Ce graphique met en évidence la relation étroite existante entre les températures de réanalyses (données NCEP) et la lame d'eau écoulée. De plus, il montre une évolution de la température vers un réchauffement : entre 1953 et 1996, les courbes de tendances interannuelles montrent une augmentation d'un peu plus de 1°C.

2.3. Glacier Zongo



Figure 13 - *Vue aérienne du glacier Zongo (août 2000) [informe n°1, 2001]*

- Localisation et description :

Le glacier du Zongo situé dans la Cordillère Royale en Bolivie à 40 km de La Paz, fait partie du massif de Huayna Potosi. Les coordonnées précises de ce glacier sont 16°15'S, 68°10'W. La surface totale du bassin versant est de 3 km² et la surface englacée est de 2.1 km². Le bassin versant est compris entre 4830 mètres et 6000 mètres d'altitude. L'exposition du glacier est sud dans sa partie haute et sud est dans sa partie basse [Francou et al., 1995 ; Ribstein et al., 1995 ; Rigaudière et al., 1995].

L'étude hydrologique et glaciologique du glacier Zongo a débuté en 1991 dans le cadre d'une coopération entre l'IRD (Institut de Recherche et Développement, anciennement ORSTOM) et la COBEE (Compagnie Bolivienne d'Energie Electrique) [Ribstein et al., 1995]. Ce programme d'étude a nécessité la mise en place dans les premiers temps de dispositifs de mesures à divers niveaux du bassin versant : une station hydrométrique à 4830 mètres destinée à enregistrer en continu le débit du torrent émissaire du glacier, un réseau de balises sur le glacier destiné à une étude de bilan-vitesse, et des pluviomètres totaliseurs.

Depuis cette date, les dispositifs de mesures ont été modifiés et d'autres ont été installés, afin d'améliorer et diversifier les sites et les variables mesurées. [Rigaudière et al., 1995].



Figure 14 – *Exemple d'une station de mesures: la station ORE en 2003 par T. Berger*

- Observations rapides

Les rapports annuels effectués par GREAT ICE entre 1991 et 2004 montrent une évolution des mesures. En effet les bilans des données rendent compte tout d'abord d'une variation de la ELA. Elle était, par exemple à 5489 m en 1991/1992 et à 5246 m en 2001/2002. De plus, la lame d'eau au torrent émissaire relatif au glacier montre une forte augmentation durant les années 1997 à 1999 qui peut être mis en relation avec le fort réchauffement dû au El Niño exceptionnel de 1998. On remarque que le bilan de masse est en général négatif sur les années d'observations. Il est positif en 1999 avec une pluviométrie forte et un albédo qui reste élevé toute l'année. Ceci est la conséquence de La Niña qui a suivi l'exceptionnel El Niño de 1997/1998.

2.4. Bassin versant du lac Titicaca :



Figure 15 – Localisation de l'altiplano et du lac Titicaca (Source: AFDEC, 2002).

Le lac Titicaca à cheval sur la frontière entre la Bolivie et le Pérou, est le lac le plus vaste d'Amérique du Sud et il est également le lac navigable de plus haute altitude au monde.

Ce lac fait partie de l'ensemble endoréique de l'Altiplano. Ce système fluvio-lacustre est constitué de quatre bassins hydrologiques: le bassin du lac Titicaca, le bassin de la rivière Desaguadero, celui du lac Poopó et enfin celui du lac salé de Coipasa et du salar d'Uyuni, point bas de l'ensemble du bassin.

Cet ensemble de 190 000 km², localisé entre 14°25' et 22°50' de latitude Sud et 71° et 67° Ouest de longitude, a une forme allongée de 200 km environ de largeur et près de 1000 km de longueur ;il est caractérisé au centre par une vaste plaine sédimentaire perchée entre 3600m et 4000m d'altitude, où se situent au nord le lac Titicaca, au centre le lac Poopó s'ouvrant sur la région des Salars (salars de Coipasa et d'Uyuni et les salars du sud-Lipez), plus au sud. De plus les bords nord et sud de l'Altiplano sont relevés topographiquement par les cordillères. La liaison entre le lac Titicaca et le lac Poopó se fait par le Desaguadero. La pluviométrie sur l'ensemble de

l'Altiplano évolue de 1800 mm/an dans le nord à 300 mm/an au niveau du lac Poopó (19°S) (Carmouze et al., 1977 ; Talbi et al. , 1999) et à 200 mm/an dans l'extrémité sud (Hastenrath et Kutzbach, 1985 ; Coudrain et al., 2002).

Nous nous intéresserons dans notre étude, plus particulièrement au bassin versant du lac Titicaca (cf. fig 15)

- Le bassin versant du lac Titicaca :

Ce bassin versant (14°S-16,5°S ; 69°W-73°W) d'une surface de 56 275 km² (Condom et al., 2004), est traversé par cinq grandes rivières alimentant le lac Titicaca : le Rio Ramis (couvrant 26 % des bassins affluents), le Rio Coata, le Rio Ilave, le Rio Huancané et le Rio Suchez (cf. fig 15 et annexe 2).

Le lac est composé de deux parties, le grand lac ou lac majeur au nord qui représente à lui seul 77% de la surface du lac, et le petit lac ou lac mineur au sud. Le niveau d'eau moyen du lac varie autour de 3808 m, ce qui correspond à une surface d'eau de 8448 km² (Condom et al., 2004 ; Carmouze et al., 1977). Le seuil du Rio Desaguadero seul exutoire du lac se trouve à l'extrémité sud du petit lac à 3807 m.

L'altiplano est marqué par une alternance de deux saisons : une saison humide de décembre à février durant laquelle 60% des précipitations se produisent, et une longue saison sèche de mars à novembre.

Les précipitations mensuelles maximum enregistrées au-dessus du lac atteignent des valeurs de 300 à 450 mm, selon la station.

Dans une précédente étude, Roche et al. (1992), montrent une particularité dans la distribution spatiale de la pluie au niveau du lac. En effet, la pluviométrie annuelle présente des isohyètes concentriques autour du lac avec au centre un maximum de pluviométrie enregistré d'environ 1000 mm (pour la période 1968-1987). Cette concentration de pluviométrie a initié d'autres études qui ont montré que sur la surface du lac il existe des phénomènes météorologiques qui amplifient la pluie sur le lac par rapport au bassin versant dans un rapport de 1.4 (Schweblin, 2004).

Diverses études se sont penchées sur la régulation hydrique du lac avec son système de vidange et de recharge (e.g. Monheim, 1956; Richerson et al., 1977; Carmouze et al., 1982; Roche et al.1992; Condom et al, 2004), mais les bilans obtenus sont sensiblement différents. En effet, l'écoulement de ce système est irrégulier et est fonction des fluctuations saisonnières, donc la période étudiée est déterminante et l'on remarque que c'est elle qui diffère selon les travaux (par exemple : 1956-1978 pour Carmouze; 1968-1987 pour Roche et al.).

Avec une surface totale en eau de 8372 km² et une profondeur moyenne du grand lac de 134 m, le volume total d'eau (à la côte 3808 m) contenu est de 893×10⁹ m³. Le bilan hydrologique est composé d'une part des apports fluviaux et météoriques, d'autre part des pertes par évaporation, infiltration et par l'exutoire du Desaguadero. Selon Roche et al., pour la période 1968-1987, les apports fluviaux sont de 8.51×10⁹ m³/an, la pluviométrie de l'ordre de 7.47×10⁹ m³/an tandis que l'évaporation (incluant les pertes par infiltration relativement faibles comprises entre 3.635 et 0.60×10⁹ m³/an représentent moins de 5% des pertes totales selon Carmouze) est de 13.8×10⁹ m³/an (1625 mm) et que le Desaguadero draine 1.36×10⁹ m³/an.

La valeur de l'évaporation varie en fonction des auteurs, des années d'études mais aussi de la façon de l'évaluer. Effectivement Carmouze (1992) présente une valeur constante d'évaporation de 1720 mm pour la période de 1956 à 1978, tandis que B. Pouyaud confirme la valeur de 1600 mm (Pouyaud, 1993). Cependant, Delclaux et al. (2006) a pu rendre compte de cette forte variabilité de l'évaporation en reliant celle-ci à la pluviométrie à l'échelle interannuelle : plus la période est humide et plus l'évaporation est faible.

II. IBIS

1. *Présentation du modèle :*

Le modèle IBIS (Integrated Biosphere Simulator) (Foley et al., 1996 ; Kucharik et al, 2000) est un modèle d'intégration de la biosphère terrestre. Il a été réalisé afin de faire le lien entre les processus physiques, hydrologiques et biogéochimiques qui se produisent à la surface du sol et dans la végétation. IBIS ne représente que les échanges verticaux d'eau, d'énergie et de carbone ; les transferts latéraux ne sont pas pris en compte.

Ibis a été développé pour des études globales, mais peut être aussi utilisé pour des simulations locales.

Nous utilisons ici la version 2.6 d'IBIS simulant les relations sol-plantes-atmosphère.

2. *Description :*

FORCAGES ATMOSPHERIQUES

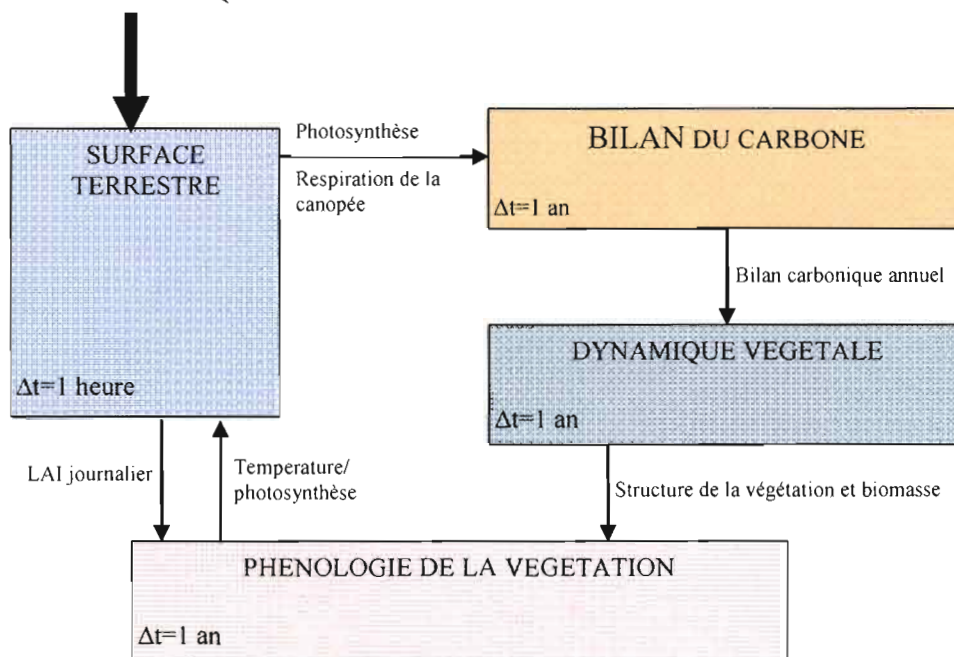


Figure 16 - Structure du modèle

Le modèle est composé de quatre parties (Figure 16):

- surface : elle est décrite par deux couches de végétation (haute et basse), et six couches de sol, réparties sur quatre mètres de profondeur. Cette partie simule l'énergie de surface, l'eau, le CO₂... Ceci selon un pas de temps de 60 minutes.
- phénologie : selon un pas de temps journalier, décrit l'évolution de l'indice foliaire (débourrement, sénescence)
- bilan carbonique : fait la somme de la photosynthèse et de la respiration pour chaque maille
- dynamique végétale (non utilisé dans le cadre de ce travail)

Le schéma de surface reçoit les forçages atmosphériques suivants :

- température de l'air à deux mètres du sol,
- précipitations totales,
- humidité relative,

- vitesse du vent,
- flux radiatifs calculés,
- concentration en CO₂,

et détermine pour chaque maille :

- les échanges énergétiques et hydrologiques entre la biosphère et l'atmosphère,
- les mouvements verticaux de l'eau dans le sol.

En plus des 4 modules présentés plus haut, IBIS a un « générateur statistique de temps » (weather generator). Le module de surface dans IBIS résout les équations avec un pas de temps horaire alors que les bases de données de forçage atmosphérique globales disponibles pour le 20^{ème} siècle ont un pas de temps mensuel (cf. paragraphe suivant). De plus, ces bases de données ne fournissent ni le rayonnement solaire (ondes courtes), ni le rayonnement infrarouge incident (longues ondes). Le « générateur statistique de temps » (weather generator) d'IBIS estime le forçage horaire à partir des données mensuelles et calcule le rayonnement visible et infrarouge incident à partir des paramètres de l'orbite terrestre, de la nébulosité et de la température de l'air.

La végétation est classée en douze classes de types fonctionnels différents ayant les mêmes affinités bioclimatiques et en deux couches selon la hauteur : la canopée basse qui inclut herbes et arbustes, et la canopée haute qui regroupe tous les arbres.

Tableau 1 - Types Fonctionnels de Plantes (TFP)

		CODE	DESIGNATION
CANOPEE HAUTE	ARBRES	1	Feuillus tropicaux sempervirents*
		2	Feuillus tropicaux décidus
		3	Feuillus tempérés-chauds sempervirents
		4	Conifères tempérés sempervirents
		5	Feuillus tempérés décidus
		6	Conifères boréaux sempervirents
		7	Feuillus boréaux décidus
		8	Conifères boréaux décidus
CANOPEE BASSE	ARBUSTES	9	arbustes sempervirents
		10	arbustes décidus
	HERBES	11	herbes en C4 (climat chaud)
		12	herbes en C3 (climat frais)

* sempervirent (contrairement à décidu) caractérise des plantes ne perdant pas toutes leurs feuilles en fin de saison végétale. Exemples d'espèce: conifères, d'ensemble: taïga, forêts intertropicales.

Les deux mètres de sol sont divisés en six couches (0.1 ; 0.15 ; 0.25 ; 0.50 ; 1.00 et 2.00 mètres) afin d'accéder aux variations diurnes, saisonnières et interannuelles dans le sol de la température, de l'humidité et du gel. (cf. figure 17)

Le modèle peut être utilisé à des résolutions différentes. En effet, chaque maille est indépendante donc la résolution du modèle dépend de celle des données utilisées.

Sont associés au logiciel différents fichiers dont les détails techniques sont présentés en annexe 1.

3. Données de forçage :

Les données de forçage utilisées dans ce travail (cf. Annexe 1 : tableau 4) sont issues du CRU (Climatic Research Unit : <http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/hrg.htm>) et ont une résolution spatiale de 0.5 degré. Les précipitations, l'humidité relative de l'air, la température, la nébulosité, la vitesse du vent sont définies pour une altitude moyenne d'une maille de 0.5 degré. Deux types de séries existent :

- la série climatologique CRU CL 1.0 (New et al, 1999) qui est une série de 12 moyennes mensuelles (année moyenne), la moyenne portant sur la période 1960/1990,
- la série temporelle CRU TS 1.0 (New et al, 1999) qui comporte les données mensuelles observées sur la période de 1901 à 1995.

Afin de constituer ces séries temporelles, le CRU a réuni les mesures observées provenant de différentes stations synoptiques disponibles choisies judicieusement et les a interpolées en fonction de la latitude, de la longitude, et de l'altitude dans le but de constituer un maillage régulier de résolution voulue.

4. Principales applications du modèle :

Les études les plus remarquables ont mis en évidence les capacités du modèle IBIS à reproduire l'évolution de la végétation et des flux de carbone tant au pas de temps journalier que saisonnier et annuel. En particulier, l'ampleur de l'absorption annuelle de carbone est bien évaluée (e.g., El Maayar et al., 2001). La capacité d'IBIS à représenter l'évapotranspiration et l'évolution du réservoir d'eau dans le sol dans différents écosystèmes, a aussi été montrée par Delire et al. (1999). Le présent travail avec une application du modèle IBIS au domaine de l'hydroglaciologie dans un domaine de très fort relief est à notre connaissance une première et doit être compris comme un travail exploratoire.

5. Parties du modèle utiles dans le cadre de notre étude :

- la première concerne l'étude de variables glaciologiques modélisées :

IBIS inclut un module de calcul de neige. IBIS calcule dans chaque maille, la hauteur de la colonne de neige (snow depth : fichier *snod*) et la fraction de la maille couverte par la neige (snow fraction : fichier *snof*). La neige s'accumule lorsqu'il y a des précipitations neigeuses et la quantité de neige diminue par fonte et par sublimation. Dans IBIS, les précipitations se font sous la forme de neige lorsque la température de l'air est inférieure à 2,5°C. Ceci doit à priori surestimer la proportion de précipitations neigeuses dans le cas de précipitations entre 1 et 2,5°C mais à l'inverse néglige les précipitations neigeuses qui existent entre 2,5 et 3°C (L'Hôte et al., 2006). Dans Ibis, la fonte se produit lorsque la température de la neige est supérieure à 0°C.

Le modèle considère trois couches de neige sur le sol et en présence de végétation, la neige recouvre la canopée inférieure (herbes). (cf. figure 17)

IBIS calcule les bilans d'énergie et de masse de ces trois couches de neige. L'albédo de la neige dépend de sa température et de la longueur d'onde : 0,9 à -15°C et 0,7 à 0°C dans le visible et 0,6 à -15°C et 0,4 à 0°C dans l'infrarouge proche.

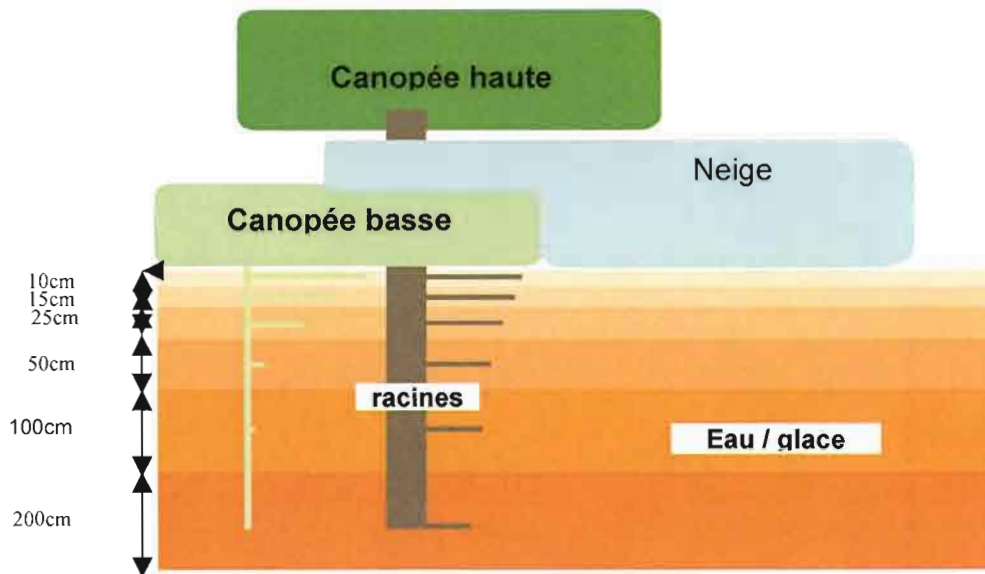


Figure 17 - Comportement hydrique du sol

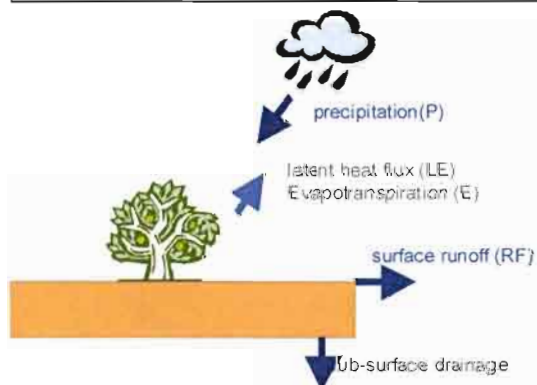
La densité de la neige, sa conductivité thermique et son émissivité sont constantes. Le modèle ne tient donc pas compte des changements physiques de la neige lorsqu'elle vieillit. Dans la réalité, avec la succession de périodes de fonte et de regel, la neige se tasse et se transforme petit à petit en glace dont les propriétés physiques sont différentes de celles de la neige.

Hauteur de neige (*snod*) et fraction de couverture neigeuse (*snof*) sont liées par une relation qui favorise une couverture complète de la maille. La quantité réelle de neige sur la maille est le produit de la fraction de couverture neigeuse et de la hauteur de neige. L'utilisateur met en données d'entrée un stock de neige et le modèle l'étale sur toute la surface de la maille.

- la deuxième concerne l'étude du bilan hydrique du lac Titicaca :

En effet, IBIS calcule le ruissellement et le drainage vertical sur et dans les sols selon des algorithmes hydrologiques simples. Ces calculs se font sur la base des données de pluviométrie provenant du CRU d'entrée du modèle et du calcul de l'évapotranspiration.

Bilan hydrique : Précipitation = Evapotranspiration – (Ruissellement + Drainage) + $\Delta W/\Delta t$



où $\Delta W/\Delta t$ est la variation du stock en eau dans le sol dans la maille
 et où la somme du ruissellement et du drainage représente les écoulements de sub-surface sur la maille.

Les mailles se comportent chacune en réservoir individuel. Sur la surface, le ruissellement est modélisé uniquement sur la maille sans avoir de répercussions sur celles qui l'entourent.

Figure 18 - Schématisation des flux intervenant dans le bilan hydrique à l'intérieur d'une maille.

III. Données d'observation

1. *Sources des données*

Dans le cadre de notre étude, nous nous sommes servis de plusieurs jeux de données.

Les données d'entrées (décrites en Annexe 1) nécessaires au fonctionnement du modèle IBIS sont de deux types :

- les données de surface provenant de différentes sources telles que IGBP/CONUS, le SAGE ou encore ETOPO de la NOAA/NGDC. (Références en Annexe 1)

- les données provenant du CRU.

De plus dans le cas des glaciers, nous avons fait une étude qualitative des résultats calculés par IBIS, nous ne nous sommes donc pas attachés à comparer directement nos résultats avec des données réelles mais plutôt avec des tendances telles qu'on les trouve dans la littérature.

Dans le cas de l'analyse du bassin versant du lac Titicaca et du bilan hydrologique simulé par IBIS, nous nous sommes servis dans notre travail, de données relatives au débit du Desaguadero, à la variation de volume du lac mais aussi des données de ruissellement, d'évaporation, précipitation provenant de divers travaux (Roche et al, 1992 ; Carmouze, 1977 ; Delclaux et al., 2006).

2. *Choix des périodes*

Le choix des périodes étudiées a été contraint par l'échelle temporelle des données d'entrée du modèle IBIS, mais aussi des données d'observation.

En effet, les données du CRU couvrent la période 1901-1995. Toutefois, les données antérieures à 1940 ne sont pas très fiables surtout en Amérique du Sud.

Nous avons donc choisi de faire tourner le modèle depuis 1940 jusqu'à 1995. Le modèle est initialisé avec la série climatologique pour la période 1940-1950, puis est forcé par la série temporelle réelle de 1950 à 1995. Les résultats des simulations concernant la période allant de 1950 à 1995 seront étudiés pour les variables d'observations disponibles sur cette période.

Pour l'évaluation du bilan hydrologique, nous avons choisi de nous intéresser à la période 1967-1986 car le bilan hydrologique (Roche et al., 1992) sur lequel nous basons notre comparaison à été effectué sur cet intervalle de temps.

RESULTATS

Les résultats de notre travail sont présentés en trois parties.

- La première porte sur l'analyse des données de forçage utilisées dans les simulations que nous avons menées par IBIS de 1950 à 1995 sur la zone d'étude (Andes centrales entre 2°N et 18°S et entre 68°W et 80°W).
- La seconde concerne les variables glaciologiques modélisées en menant une analyse fine sur trois mailles, contenant des glaciers, respectivement l'Antizana (0°28'S, 78°09'W), l'Artesonraju (0°58'S, 77°38'W) et le Zongo (16°15'S, 68°10'W).
- La troisième est ciblée sur le bilan hydrique du lac Titicaca avec la comparaison des résultats calculés par nos simulations avec IBIS et les observations disponibles.

I. Analyse des données utilisées provenant du CRU :

Cette partie présente l'analyse des données du CRU qui ont été utilisées pour le forçage du modèle dans nos simulations.

Les graphiques suivants (fig. 19 et 20) présentent l'évolution des précipitations et des températures de 1950 à 1995 des trois mailles de 0.5 degré incluant les trois glaciers qui nous intéressent. La surface de ces mailles est de l'ordre de 25 000 km². L'altitude moyenne de ces mailles est de 3190 mètres pour la maille de l'Antizana, de 3343 mètres pour la maille contenant l'Artesonraju et de 4507 mètres pour la maille du Zongo.

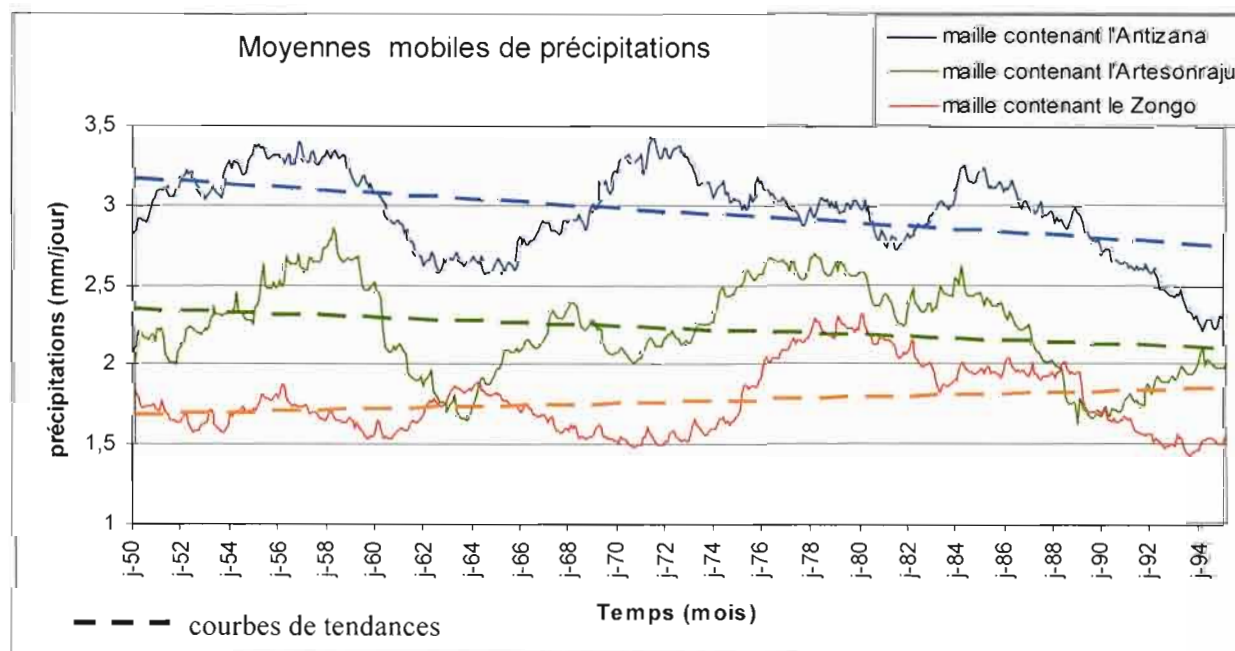


Figure 19 – Moyennes mobiles (sur 5 ans) des valeurs mensuelles des précipitations du CRU.

Ce graphique (fig. 19) montre une forte variabilité spatiale et temporelle des valeurs mensuelles des précipitations. Elles sont maximales avec une moyenne de l'ordre de 3 mm/j dans la maille de l'Antizana en Equateur (0,28°S) et minimales avec une moyenne de 1,6 mm/j dans la maille

du Zongo en Bolivie (16,15°S). De plus, on note de 1950 à 1995, une tendance à la diminution en Equateur (0,5 mm/j sur 45 ans) et au Pérou et au contraire à l'augmentation en Bolivie (0,15 mm/j en 45 ans). On peut de plus, observer sur les mailles contenant le Zongo et l'Antizana, une baisse de la pluviométrie depuis 1984 jusqu'en 1994 ; les données concernant l'Artesonraju montrent au contraire, après une baisse entre 1976 et 1988, une augmentation importante des moyennes interannuelles de la pluviométrie de 1,7 mm/jour à 2,1 mm/jour entre 1989 et 1995. Or les études récentes effectuées sur cette zone ainsi que les témoignages montrent que le glacier aurait tendance au recul depuis le Petit Age de Glace au 17^e siècle et que ce recul s'est accéléré depuis les années 1970 (Coudrain & Francou, 2005). Sans que ce recul soit nécessairement lié à une baisse de précipitation, on doit s'interroger sur la pertinence des stations retenues par le CRU pour l'interpolation des données, en effet il est possible qu'à des hauteurs différentes, la pluviométrie ne se répartisse pas de la même manière.

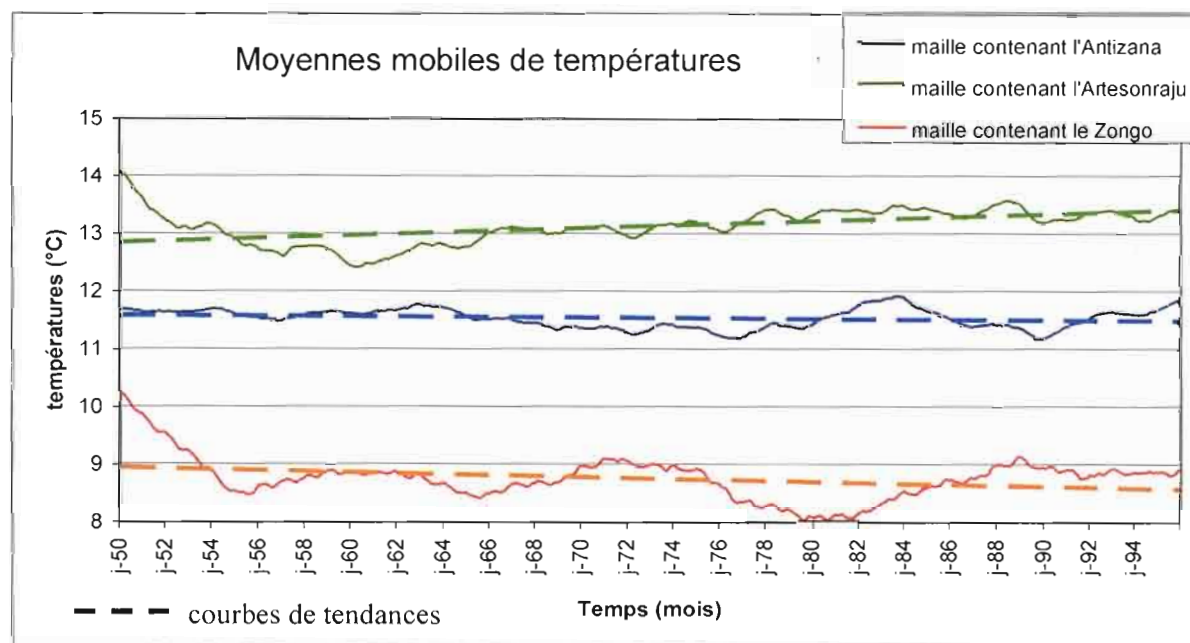


Figure 20 - Moyennes mobiles (sur 5 ans) des valeurs mensuelles de températures du CRU.

On remarque que les températures moyennes des trois mailles sont notablement différentes. Sur la maille du Pérou, la valeur moyenne est de 13,05°C, et sur celle de Bolivie elle est de 8.8°C. Sur la période de 45 ans considérée, les températures augmentent dans la maille de l'Artesonraju (de 12,5°C en 1960 à 13,5°C en 1995). La maille de l'Antizana reste relativement constante thermiquement tandis que celle du Zongo montre une alternance quasi-cyclique selon une période d'environ 10 ans. Dans le cas de l'Artesonraju au Pérou, la tendance que nous obtenons est similaire à celle obtenue par Bernard Pouyaud (cf. figure 12) à partir des températures de réanalyses du NCEP (National Center for Environmental Prediction) de 1953 à 1996.

Par contre, nos résultats semblent s'opposer aux données observées en Equateur et en Bolivie : des analyses de séries de données locales de stations d'altitude proches des glaciers en Equateur et en Bolivie montrent de claires augmentations des températures, allant de 0,32 à 0,34°C par décades (Vuille and Bradley, 2000). Cette différence de tendance est à imputer à l'interpolation spatiale et temporelle des données du CRU et au manque de stations. Il faudra en tenir compte dans l'analyse des résultats.

De plus, il ne faut pas oublier que les valeurs des températures du CRU correspondent à l'altitude moyenne de chaque maille qui est différente de celle des glaciers, c'est pourquoi ces graphiques nous intéressent surtout pour la variabilité qu'ils mettent en évidence.

Nous allons donc regarder plus en détail les indices pluviométriques et thermiques qui représentent la variation en valeur centrée réduite (VCR) de la pluie et de la température par rapport à une moyenne.

Pour chaque série de données mensuelles, nous avons calculé les totaux annuels nous permettant de calculer la moyenne μ , ainsi que l'écart type σ de la série avec les formules suivantes : soit n , le nombre d'échantillon, et X_i le total annuel de chaque année, on a :

$$\mu = \sum(X_i)/n \quad \text{et} \quad \sigma = \{[\sum(X_i - \mu)^2]/n\}^{1/2}$$

Une fois μ et σ obtenus on peut ainsi calculer la variable centrée réduite, soit l'indice, par la formule suivante :

$$VCR = (X_i - \mu)/\sigma$$

Ces valeurs finalement obtenues, peuvent être positives ou négatives, sachant que la moyenne correspond à la valeur 0. Il est donc possible d'étudier l'évolution de ces indices en fonction des années, et de voir s'il y a une tendance générale, à la hausse ou à la baisse, par rapport à la moyenne.

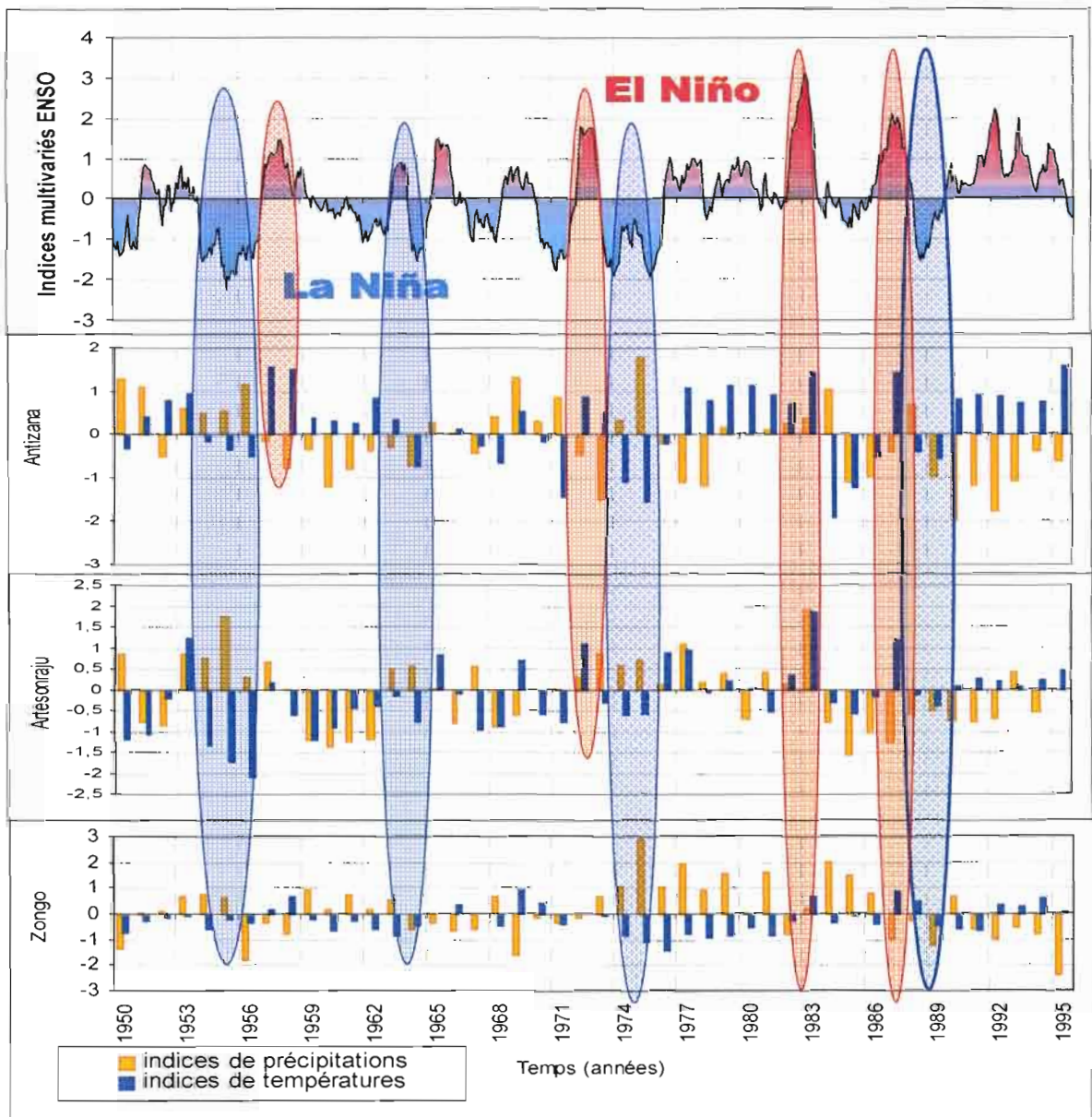


Figure 21 - Comparaison entre indices annuels de pluviométrie et de températures pour les mailles contenant l'Antizana, l'Artesonraju et le Zongo ; mise en relation avec l'alternance El Niño/la Niña.

Ces indices nous permettent de mettre en évidence les variations existantes entre les précipitations et les températures.

Deux points ressortent de la figure 21 :

- l'anti-corrélation entre les indices de précipitation et de température :

Cette différence de phase est cohérente avec les résultats de différentes études montrant que le phénomène ENSO a pour conséquence une diminution de la pluviométrie et une augmentation des températures. Ce mécanisme est d'autant plus important que l'on se trouve vers l'Equateur.

- la relation entre les indices d'ENSO et les indices pluviométriques et thermiques :

Effectivement, la variation des indices de température est en phase avec les variations du phénomène El Niño/La Niña. Cette similitude de comportement est très nette pour la maille équatoriale (Antizana) et la maille péruvienne (Artesonraju) : par exemple lors d'événements importants d'El Niño tels qu'en 1983/1984 et 1987/1988, on voit sur les graphiques que pour les trois mailles, les indices de température sont positifs et plus importants que pour des phénomènes El Niño moindres. De même, lors des fortes périodes La Niña de 1954/1956 et 1974/1976, les indices montrent une température négative par rapport à la moyenne, simultanée des trois mailles étudiées. En revanche, nous pouvons constater que lors de phénomènes ENSO de plus faible intensité, la maille bolivienne montre des variations de température semblables aux zones plus équatoriales mais d'amplitudes atténuées.

Nous pouvons expliquer ceci par le fait que le Zongo se situe dans une région plus méridionale et donc moins influencée par l'ENSO que l'Antizana et l'Artesonraju.

Ces graphiques montrent donc que la région étudiée est bien soumise à la variabilité du signal ENSO, mais de manière plus ou moins claire selon la latitude.

De plus, le graphique concernant la maille du Zongo montre une augmentation très nette de la pluviométrie de 1973 à 1986. Cette observation est corrélée par les variations du niveau d'eau du lac Titicaca. En effet, la courbe de variation du niveau du lac (Roche et al., 1992) montre la même évolution des précipitations de 1950 à 1989.

Cette analyse succincte permet de considérer que les données du CRU pour la région étudiée présentent des variabilités intéressantes sur la période de référence pour faire des tests du modèle IBIS sur l'évolution des grands réservoirs glaciers et lacs d'altitude. Cependant, on doit considérer ces données avec précaution, une analyse plus fine de validation serait nécessaire pour conclure sur la validité des données du CRU pour décrire l'évolution sur 1950 – 1995 de la climatologie régionale. Nous allons dans la section II, décrire les simulations effectuées ainsi que leur analyse.

II. Etude glaciologique :

1. *Simulations :*

Les simulations sont effectuées avec un fonctionnement climatologique (valeurs pour une année moyenne des données de forçage) de 1940 à 1950 et à partir de 1950 avec des séries temporelles. Les données de sortie sont mensuelles et annuelles. Chaque simulation a été réalisée avec une résolution de $0,5^\circ$ correspondant à celle des données de forçage d'IBIS.

Nous rappelons aussi que le modèle est utilisé dans ce travail sur une grille allant de 2°N à 18°S et de 65°W à 80°W , représentant notre zone d'étude. Cette grille est constituée de 120 mailles de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ parmi lesquelles 1105 sont continentales (IBIS ne calcule rien sur les océans et les lacs).

Quatre simulations ont été effectuées:

- simulation 1 :

Cette première simulation effectuée nous a permis de visualiser de quelle manière sont représentées les variables de neige (fraction de neige *snof* et hauteur de neige *snod*). Cette simulation a été initialisée avec un stock de neige nul sur chaque maille et l'altitude moyenne à $0,5^\circ$ de résolution:

- **snod = 0**
- **altitude = altitude moyenne du CRU**

- simulation 2 :

Cette fois-ci, nous avons entré comme condition initiale, un stock de neige pour les mailles englacées de notre zone d'étude en conservant l'altitude moyenne des mailles :

- **snod \neq 0**
- **altitude = altitude moyenne du CRU**

Cette nouvelle simulation a montré des améliorations concernant la simulation de la fonte du stock de neige sur les mailles contenant l'Antizana, l'Artesonraju et le Zongo.

- simulation 3 :

Cette simulation est initialisée avec un stock de neige initial non nul sur les mailles englacées et une altitude réelle correspondant aux sommets de ces mêmes mailles englacées :

- **snod \neq 0**
- **altitude = altitude des sommets de la maille**
- **fonctionnement sur la série temporelle entière**

- simulation 4 :

Nous avons entré les mêmes caractéristiques que la précédente, mais nous avons effectué cette simulation sur la série climatologique afin de pouvoir comparer l'influence du mode de fonctionnement sur les résultats :

- **snod \neq 0**
- **altitude = altitude des sommets**
- **fonctionnement climatologique**

2. Influence du stock initial de neige :

Dans IBIS, la neige est représentée sur chaque maille, par deux variables : la hauteur de neige (snod) et la fraction de couverture de la maille (snof). La quantité totale de neige, appelée « stock de neige », correspond au produit de ces deux variables.

La première simulation, nous montre que la fraction de neige et la hauteur de neige sur les trois mailles étudiées, est quasiment nulle tout au long de l'année.

En effet, si l'on prend par exemple la maille contenant l'Artesonraju (figure 22), nous pouvons observer que la hauteur de neige simulée est comprise entre 0 et 6 cm et atteint des valeurs égales à 0 de façon régulière et prolongée pendant la saison sèche. Les données de fraction de neige sur chaque maille sont très proches de zéro et diminuent très fortement le bilan du stock de neige.

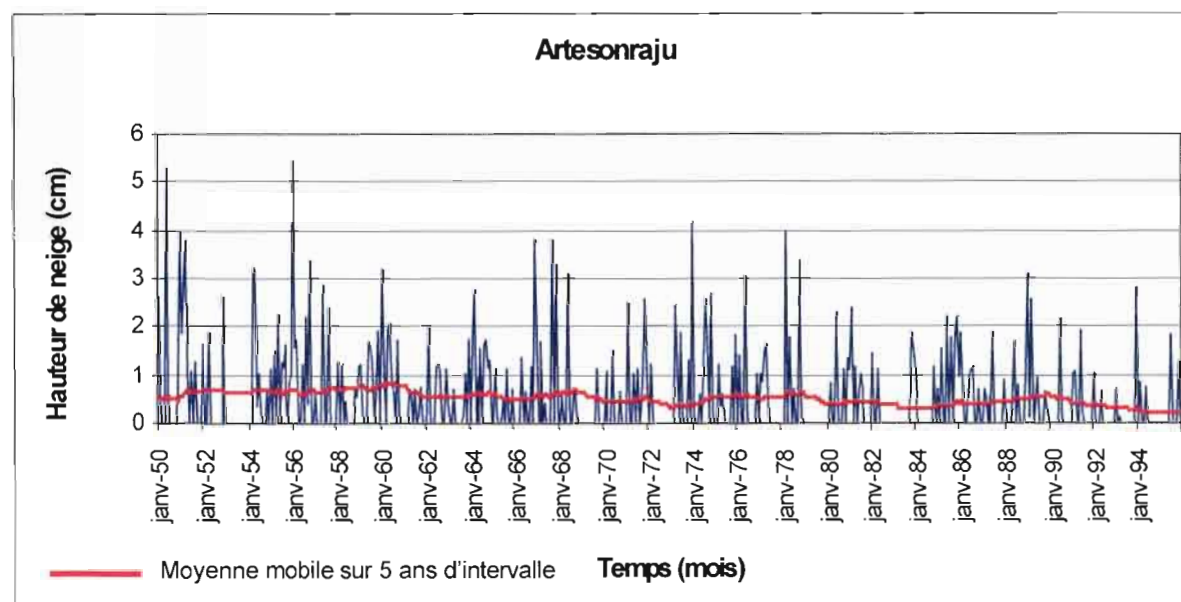


Figure 22 - Hauteur de neige (snod) calculée par la simulation 1 pour la maille contenant l'Artesonraju.

IBIS calcule les précipitations sur l'ensemble de la zone et, selon la température, transforme celle-ci en neige. Or, au terme de cette première simulation, initialisée à partir des données du CRU, sur des mailles d'altitude moyenne de 25 000 km² (résolution de 0,5°*0,5°), nous pouvons voir que la neige générée fond très rapidement : IBIS n'accumule pas de neige et ne crée pas de glacier. Ceci concorde avec la réalité puisque les glaciers andins contiennent de la glace accumulée sur plusieurs milliers d'années (environ 20 000 ans) et sont en phase générale de recul et non d'extension depuis le Petit Age de Glace (17^{ième} – 18^{ième} siècle, par ex. Rabatel et al, 2005).

La première simulation nous a montré que pour tester les résultats du modèle sur les zones englacées, un stock de glace initial est nécessaire.

La première étape a été d'entrer dans le modèle une condition initiale d'englacement. Nous nous sommes basés sur l'inventaire des glaciers effectué en 2005 par GLIMS (<http://www.GLIMS.org/MapsAndDocs/>) afin de déterminer approximativement, pour chacune des mailles de la zone d'étude, la fraction de glace existante encore aujourd'hui. Or, d'après nos connaissances, celle-ci aurait diminué de 20% à 30% depuis les années 60-70 ; cette estimation nous a donc permis d'évaluer une fraction initiale d'enneigement sur chaque maille.

De plus, nous ne disposons pas d'observations d'épaisseur de neige et de glace sur l'ensemble de ces glaciers. En première approximation nous avons supposé une hauteur initiale de neige de 50 m. Cette répartition des mailles englacées est décrite pour notre zone d'étude sur la figure 23, qui représente en terme de fraction, la quantité de neige que nous avons estimé sur chaque maille.

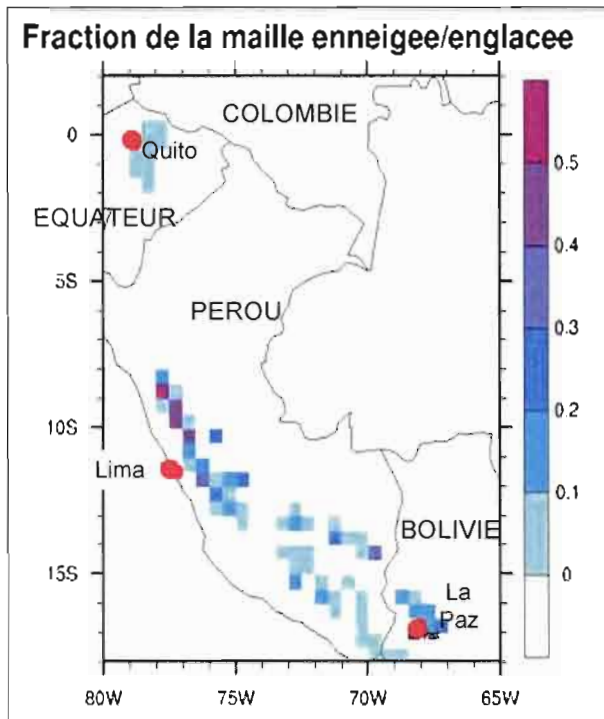


Figure 23 – Evaluation de la fraction surfacique enneigée/englacée en 1960.

Par exemple sur la maille (77°25W ; 08°75S) comprenant l'Artesonraju, la fraction initiale de couverture de neige est de 6% avec sur cette fraction une hauteur initiale de neige de 50 mètres. La figure 24 présente l'évolution de la hauteur de neige dans cette maille. A l'exception des premiers mois, les résultats de la simulation 2 (avec stock de neige initial) sont semblables aux résultats sans stock de neige initial. Après un mois (février 1940), la hauteur de neige est réduite à 2 m, et deux mois plus tard la hauteur de neige est réduite à quelques centimètres (figure 24, zoom sur les premiers mois).

Afin de comprendre l'évolution de la hauteur de neige simulée par IBIS, il faut détailler comment le module de neige d'IBIS traite la hauteur de neige et la fraction de neige initiale au premier pas de temps. Comme décrit à la section 3.3, le module de neige d'IBIS tend à maximiser dès que possible la fraction de couverture de neige sur la maille, tout en conservant le stock total de neige qui correspond au produit de la fraction enneigée par la hauteur de neige.

$$\begin{aligned} \text{Stock total de neige } (T_0 + \Delta t) &= \text{hauteur de neige } (T_0 + \Delta t) * \text{fraction d'enneigement } (T_0 + \Delta t) \\ &= \text{hauteur de neige } (T_0) * \text{fraction d'enneigement } (T_0) \end{aligned}$$

Dans le cas de l'Artesonraju, la fraction initiale d'enneigement est de 0,06 et la hauteur initiale est de 50 m. Le stock initial réparti sur l'ensemble de la maille est donc de $50\text{m} \times 0,06 = 3 \text{ m}$. Au premier pas de temps le module de neige d'IBIS répartit ces 50 m sur toute la maille de sorte que la fraction d'enneigement est de 1 et la hauteur de neige est de 3 m. Le stock de neige total sur la maille est toujours de 3 m ($3\text{m} \times 1$) (Fig. 25).

Exemple de l'Artesonraju :

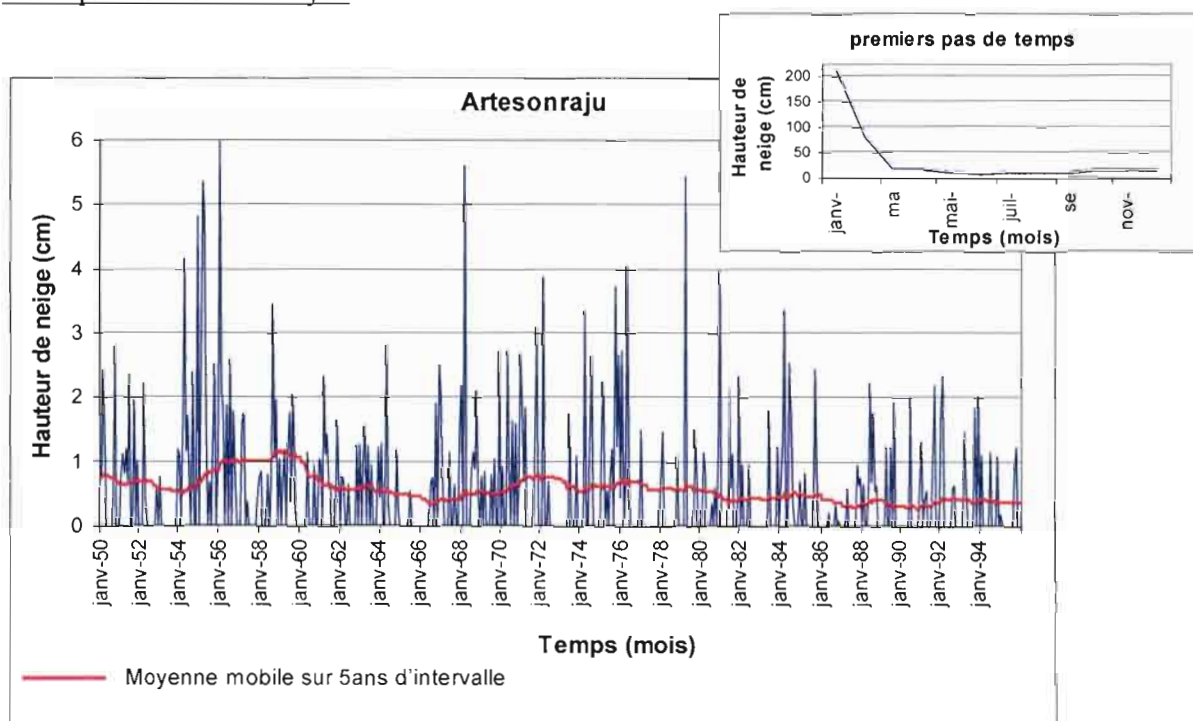


Figure 24 - Hauteur de neige (snod) calculée par la simulation 2 pour la maille contenant l'Artesonraju.

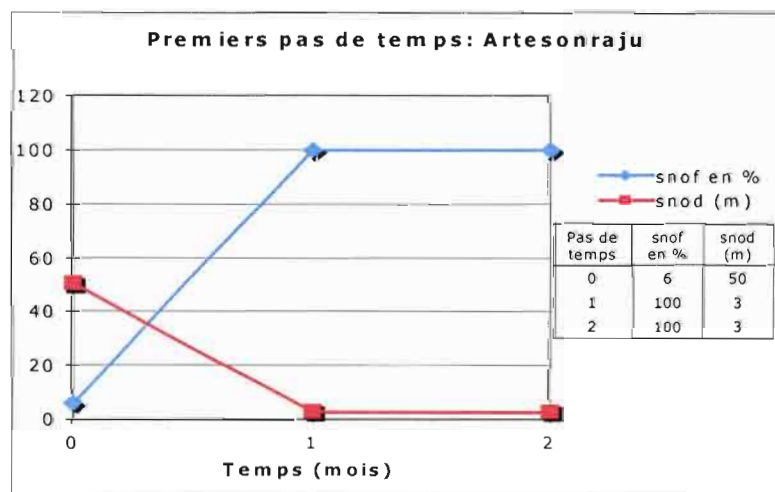


Figure 25 - Transformation des conditions initiales d'englacement par le modèle au cours des premiers pas de temps (T_1 =janvier 1940 ; T_2 =février 1940) sur la maille contenant l'Artesonraju.

Dans ce cas, on peut facilement voir sur la figure 24, une tendance à la diminution de la hauteur de glace (moyenne mobile), ainsi que la transformation effectuée par IBIS concernant la répartition de la glace entre le temps T_0 et le temps T_1 (Fig. 25).

En revanche, même si la courbe de tendance montre une diminution et qu'elle ne s'annule pas, la courbe des valeurs montre quand à elle, que la hauteur de glace est nulle plusieurs fois par an. Donc cette condition initiale n'est pas suffisante pour reproduire correctement l'évolution du stock de glace au sein des glaciers andins.

Une autre sorte de paramètres évidents du contrôle du stock de neige est représentée par l'altitude et la température dans le calcul et le mécanisme de fonte de la neige de ce modèle.

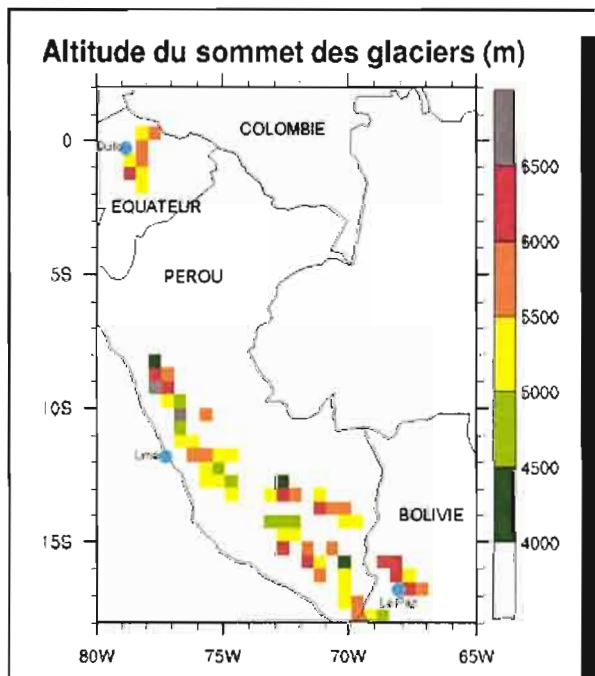
3. Influence de l'altitude :

La donnée de température du CRU est une température moyenne pour la maille à l'altitude moyenne de celle-ci. Or l'altitude moyenne des mailles à une résolution de 0.5 degré ne correspond pas à celle des glaciers étudiés : le modèle lisse la topographie, sous-estimant l'altitude de la maille à près de 2 000 mètres en dessous de celle des glaciers. Sur certaines mailles où se trouvent les glaciers, les données du CRU donnent jusqu'à 14°C en moyenne mensuelle en janvier (Fig. 20), ce qui ne permet pas la survie d'un glacier.

Comme nous nous intéressons surtout à l'évolution des glaciers, nous avons envisagé trois solutions:

- ~ utiliser les données de réanalyse de température à 500hP du NCEP (centre de prévision météo américain), 500 hP est la pression correspondant à peu près à l'altitude des glaciers andins,
- ~ utiliser la courbe de variation de température en fonction de la ELA afin de recalculer des températures plus proches de la réalité,
- ~ utiliser la température au sommet des glaciers calculée à partir du gradient de température en fonction de l'altitude (-6.5°C pour 1000 m) et des altitudes des sommets des glaciers pour les mailles contenant une condition initiale de glace.

Nous avons choisi d'utiliser les températures au sommet des glaciers. Nous avons, par l'intermédiaire de GoogleEarth, déterminé, en fonction des données référencées, une altitude maximale pour chaque maille contenant un glacier (fig. 26). Ainsi, nous avons modifié dans le modèle la température selon le gradient.



$$T'_m = T_m + \delta T / \delta Z (Z_s - Z_m)$$

Avec :

T'_m = température moyenne rectifiée en °C à l'altitude Z_s .

$\delta T / \delta Z$ = gradient de température = -6,5°C pour 1000 mètres.

Z_s = hauteur du sommet évaluée.

Z_m = hauteur moyenne d'IBIS.

Figure 26 - Altitudes maximales des glaciers.

La comparaison entre les simulations 2 et 3 permet d'analyser la sensibilité des résultats à cette modification de l'altitude.

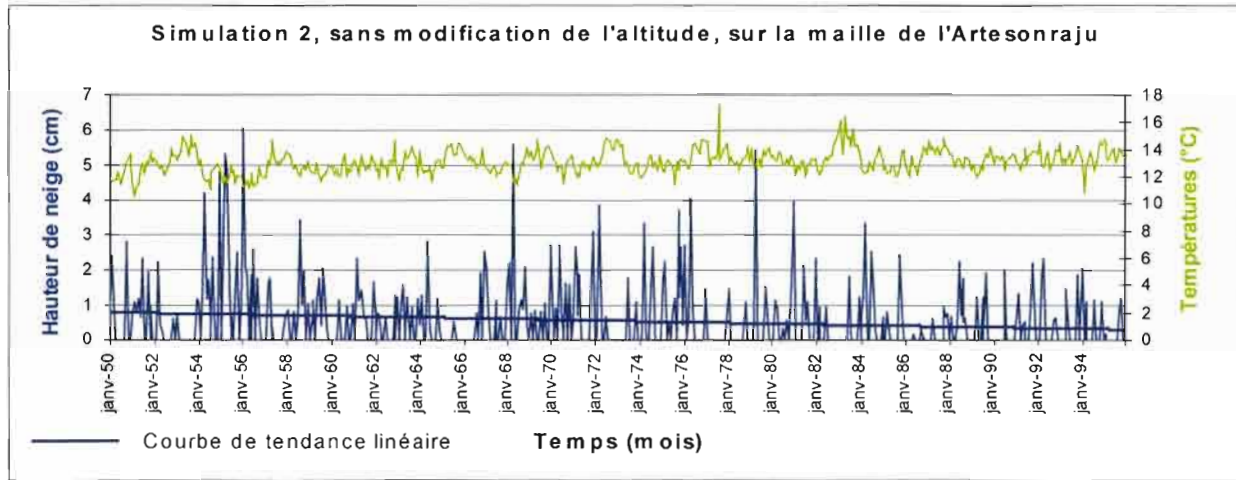


Figure 27 - Hauteur de neige et températures, calculées à 3343 mètres, par la simulation 2, pour la maille contenant l'Artesonraju.

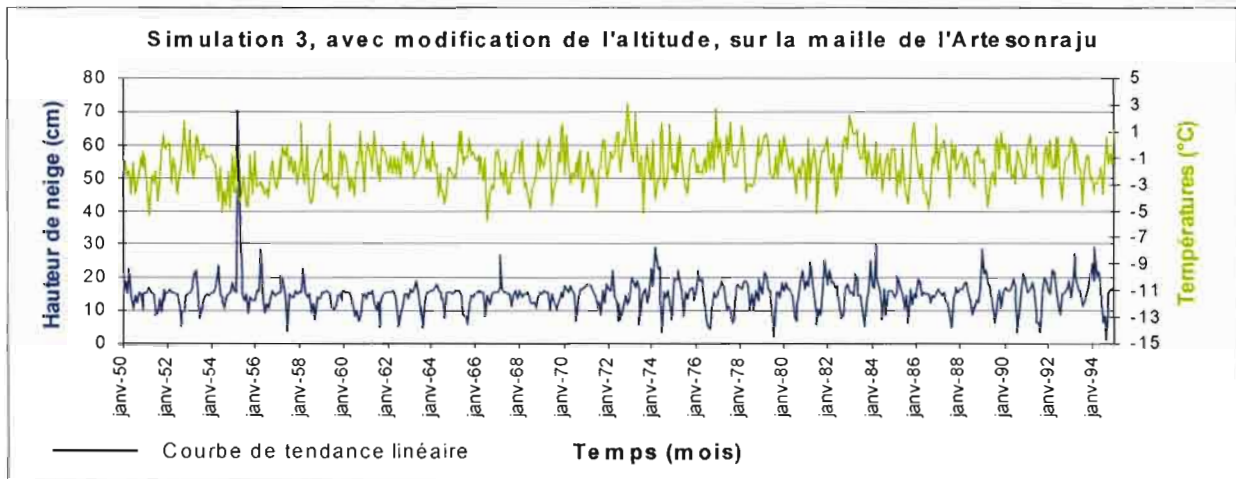


Figure 28 - Hauteur de neige et températures, calculées à 5700 mètres, par la simulation 3 pour la maille contenant l'Artesonraju.

Les figures 27 et 28 montrent, en vert, les données de température calculées pour chaque simulation. On peut facilement voir que la température moyenne mensuelle de la maille de l'Artesonraju pour la simulation 2 (fig. 27), est de 13°C, alors que celle calculée par la simulation 3 (fig. 28) est de - 2°C en moyenne par mois. La diminution de la température moyenne des glaciers sur les mailles de l'Antizana et du Zongo est présentée en Annexe 3. Le changement d'altitude imposé donne des températures en moyenne négatives sur les trois mailles étudiées (Tableau 2), plus cohérents avec l'existence d'un glacier.

Tableau 2 – Analyse des variations des moyennes Hauteur de neige et Températures calculées par les simulations 2 et 3 :

	Simulation 2 IBIS sans modification d'altitude		Simulation 3 IBIS avec modification d'altitude		Ecart entre les deux simulations (Sim. 3 – Sim. 2)	
	hauteur de neige (cm)	température (°C)	hauteur de neige (cm)	température (°C)	ΔH neige (cm)	ΔT (°C)
Antizana	2	11	16	-3	+ 14	- 14
Artesonraju	1	13	15	-1	+ 14	- 14
Zongo	7	9	15	-3	+ 8	-12

Sur ces mêmes graphiques, nous avons représenté, en bleu, les hauteurs de neige calculées par IBIS:

- la figure 27, et les figures a) et b) de l'annexe 3, montrent que les hauteurs de neige calculées pour les altitudes moyennes de chaque maille, par la simulation 2, varient entre 0 et 10 cm (voir 15 cm dans le cas du Zongo). Nous n'avons pas représenté le stock de neige *snof* \times *snod*, les résultats de fraction de neige *snof* étant très faibles (compris entre 0 et 0,009).

- Par contre, la simulation 3 (figure 28 et annexes 3 c) et d)) donne des valeurs de hauteurs et de fractions de neige supérieures (de 2 à 15 fois supérieures). La correction d'altitude que nous avons imposée a donc bien pour effet d'augmenter la quantité de neige simulée par IBIS dans les mailles considérées. Toutefois, IBIS continue à faire fondre la grande majorité du stock de neige initial durant les 28 premiers mois simulés (de janvier 1940 à juillet 1942). Il s'agit d'une amélioration par rapport à la simulation 2 où la fonte s'opérait durant les six premiers mois. Les raisons de cette fonte trop rapide sont discutées à la section 6. Mais, comme nous nous intéressons à la tendance, cette simulation bien qu'imparfaite nous permet de déduire des résultats intéressants.

Nous présentons dans la figure suivante, le stock de neige calculé à partir de la simulation 3 (prise en compte de l'altitude réelle des sommets) pour la maille de l'Artesonraju. Les graphiques représentant les mailles de l'Antizana et du Zongo sont présentés en Annexe 4.

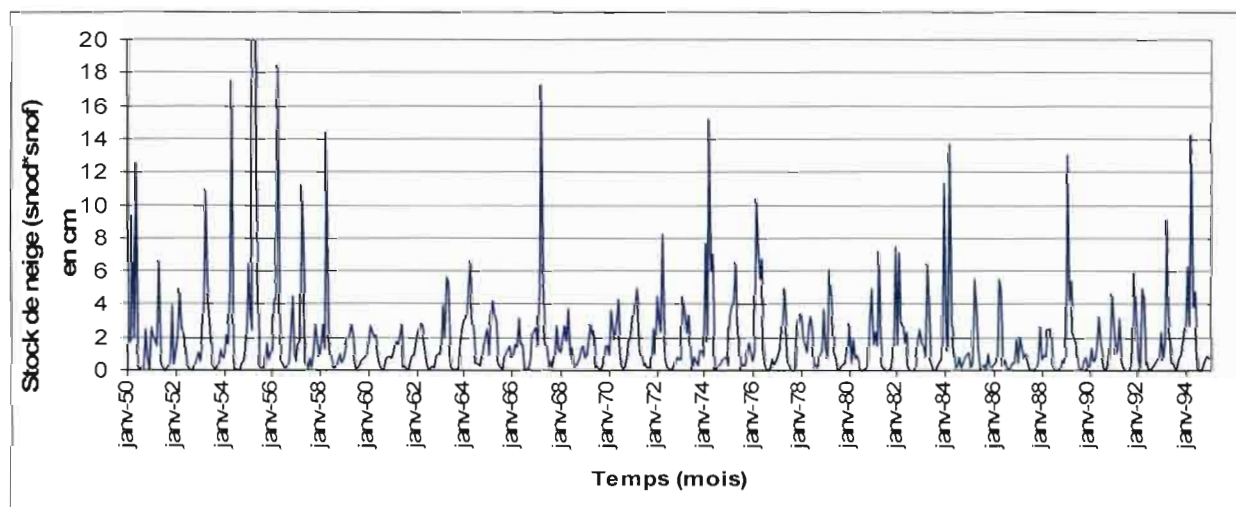


Figure 29 - Représentation du stock de neige sur la maille de l'Artesonraju avec prise en compte de l'altitude réelle.

De 1950 à 1995, IBIS simule une alternance d'augmentations importantes du stock de neige et de diminutions pouvant atteindre des valeurs quasi nulles. En s'intéressant plus particulièrement aux dates auxquelles ces augmentations se produisent, nous avons perçu une correspondance possible avec les variations d'ENSO. Nous les avons ainsi comparés. Les résultats se trouvent sur la figure 30 en ce qui concerne l'Artesonraju, et en Annexe 4 pour la maille équatoriale et la maille bolivienne.

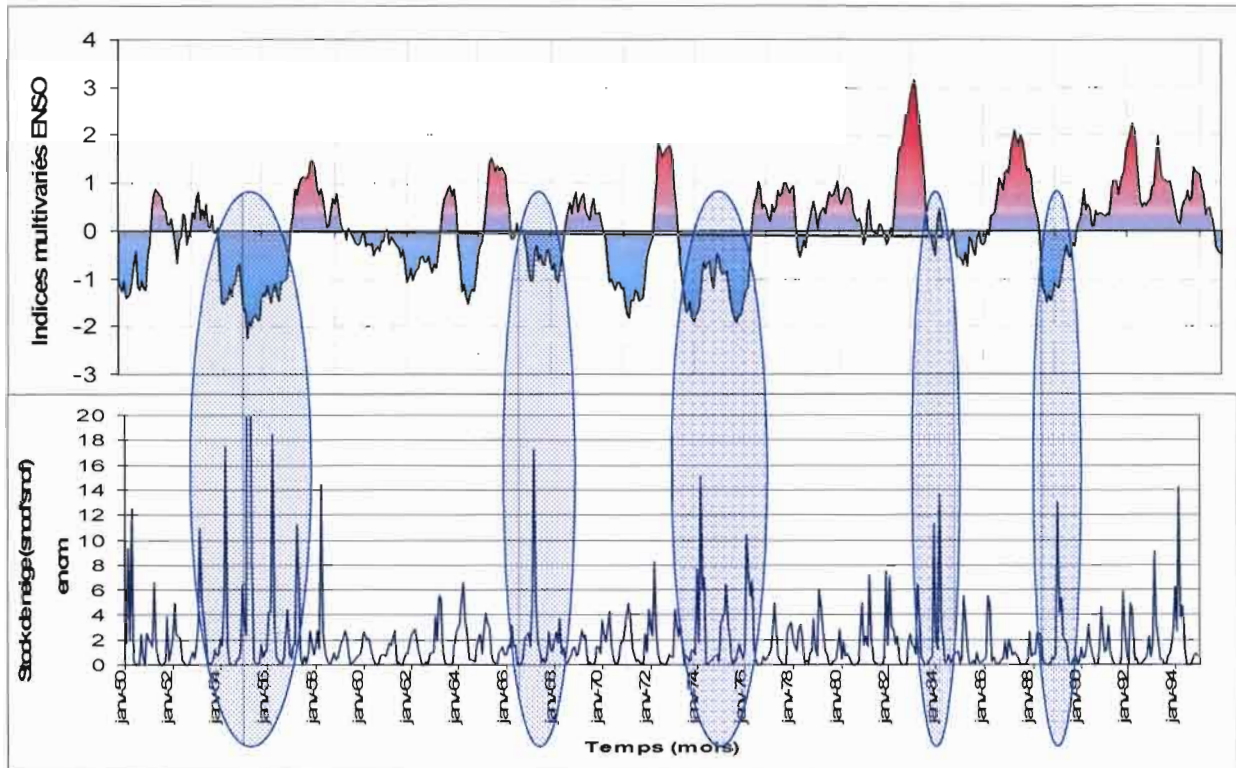


Figure 30 - Représentation du stock de neige sur la maille de l'Artesonraju avec prise en compte de l'altitude réelle. Comparaison avec les variations d'ENSO.

Cette figure montre que l'augmentation des stocks de neige simulés par IBIS coïncide avec les phases froides d'ENSO (phases La Niña). Les années où le stock simulé est faible correspondent souvent avec la phase chaude d'ENSO (El Niño). Ce résultat qui devrait être confirmé par une analyse statistique est tout à fait cohérent avec ce qu'on observe sur les glaciers. En effet, Francou et al. (2004) montrent que les minimums d'ablation se produisent pendant les années La Niña, années durant lesquelles certains glaciers se stabilisent ou progressent. Par contre, les maximums d'ablation sont atteints pendant ou immédiatement après les périodes El Niño, notamment en 1991-1992, 1994-1996 et 1997-1998. Ces corrélations stock de neige et phénomènes atmosphériques sont aussi observables sur les mailles de l'Antizana et du Zongo (Cf. annexe 5).

Cette partie a montré que la modification d'altitude sur le calcul des variables glaciologiques est primordiale pour le bilan final de stock de neige simulé par IBIS.

4. Influence des modes climatologique/séries temporelles :

Les simulations 3 et 4, ont été réalisées avec les mêmes conditions initiales mais avec un fonctionnement du modèle différent, afin de tester la sensibilité d'IBIS au type de forçage appliqué. La simulation 3 a été faite à partir de la série temporelle réelle alors que la quatrième a été effectuée en mode climatologique.

Le graphique suivant montre la différence entre les deux modes de fonctionnement :

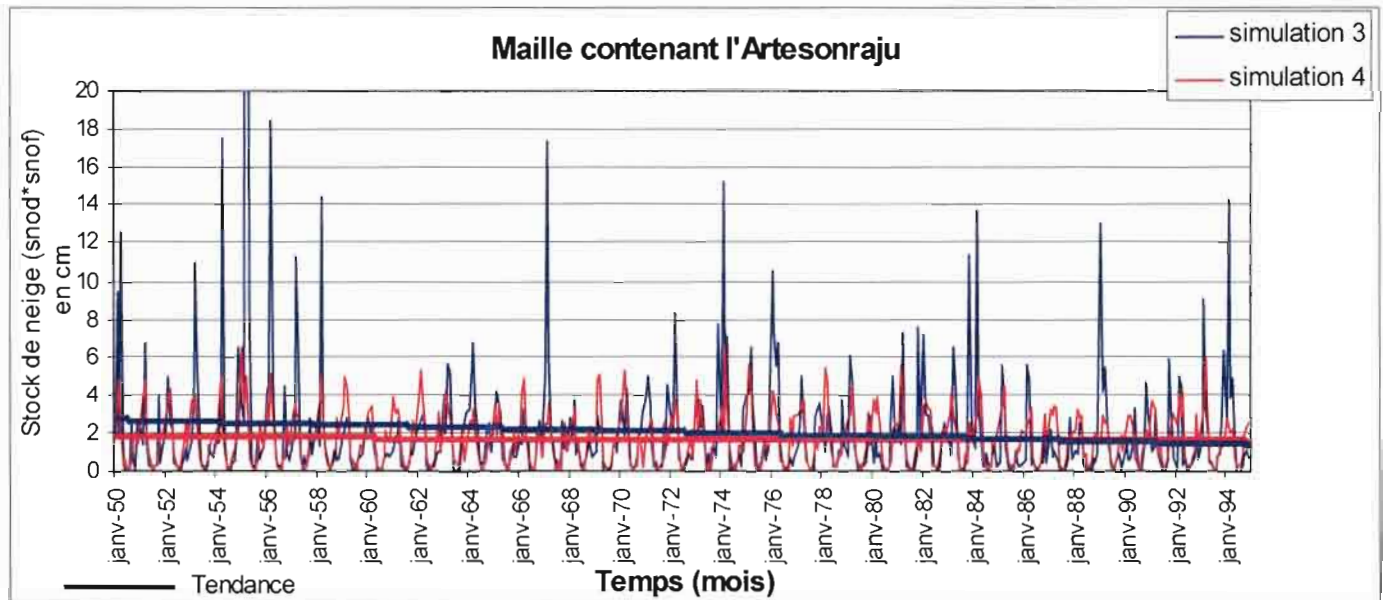


Figure 31 - Comparaison entre simulations effectuées sur la série temporelle réelle (en bleu) et en mode climatologique (en rouge) sur la période 1950-1995.

Nous pouvons observer que pour la simulation 4 effectuée en mode climatologique, c'est-à-dire sur une année moyenne, les résultats varient peu et que la moyenne (en rouge) est constante (1,5 cm). En revanche, la simulation 3 (en bleu) effectuée sur les séries climatiques temporelles réelles, montre des résultats variables et avec une courbe de tendance qui diminue entre 1950 et 1995 comme nous l'avons montré précédemment.

Ces résultats sont cohérents, en effet, comme la simulation 4 est forcée par des variables moyennes sur une année, les résultats obtenus ne peuvent qu'être constants sur toute la période, alors que la simulation effectuée à partir des séries réelles avec leurs variations irrégulières donnent au contraire une évolution perceptible.

Sur la base de ces tests de sensibilité, nous présentons dans la partie suivante l'analyse des résultats de stock de neige pour la simulation 3 en les comparant pour chacune des mailles. Ceci nous a permis d'interpréter la façon dont le modèle intègre la température, la pluviométrie ainsi que la latitude dans les calculs de neige pour chacun des sites étudiés.

5. Comparaison des trois mailles :

Cette dernière partie compare les résultats de la simulation 3 initialisée par un stock de glace et une altitude équivalente à celle des sommets des glaciers.

Le graphique ci-dessous représente l'évolution du stock de glace en moyenne lissée sur 5ans pour chacune des trois mailles étudiées de 1945 à 1995.

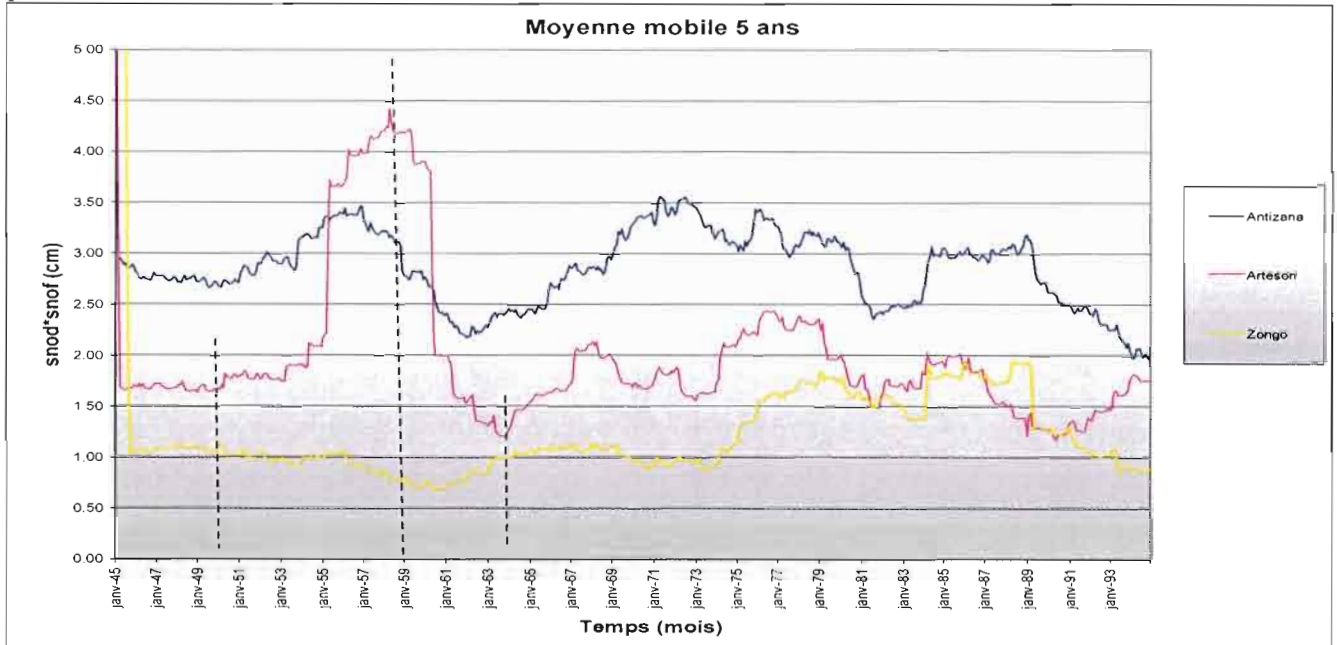


Figure 32 - Evolution du stock de neige de 1945 à 1994 pour trois des mailles englacées.

Ces courbes montrent une variation du stock de neige compris entre 0,75 et 4,5 cm. Pour chacune de ces courbes nous retrouvons sous forme de moyennes les résultats obtenus et décrit précédemment lors de la comparaison des valeurs de stock avec les variations ENSO. On retrouve de manière plus lissée les augmentations de stock correspondant aux périodes de La Niña. On remarque d'ailleurs que l'augmentation à partir du stock de neige sur la maille du Zongo est plus facilement visualisée sur ce graphique.

En ce qui concerne l'Artesonraju, nous déterminons facilement sur la figure 32, qu'à partir de 1950, le stock de neige augmente, s'intensifie pendant les années 1954-1955 et diminue rapidement à partir de 1959 jusqu'en 1964.

Cette variation du stock neigeux est tout à fait concordante avec les observations de température et de précipitations qui ont été utilisées pour forcer les simulations.

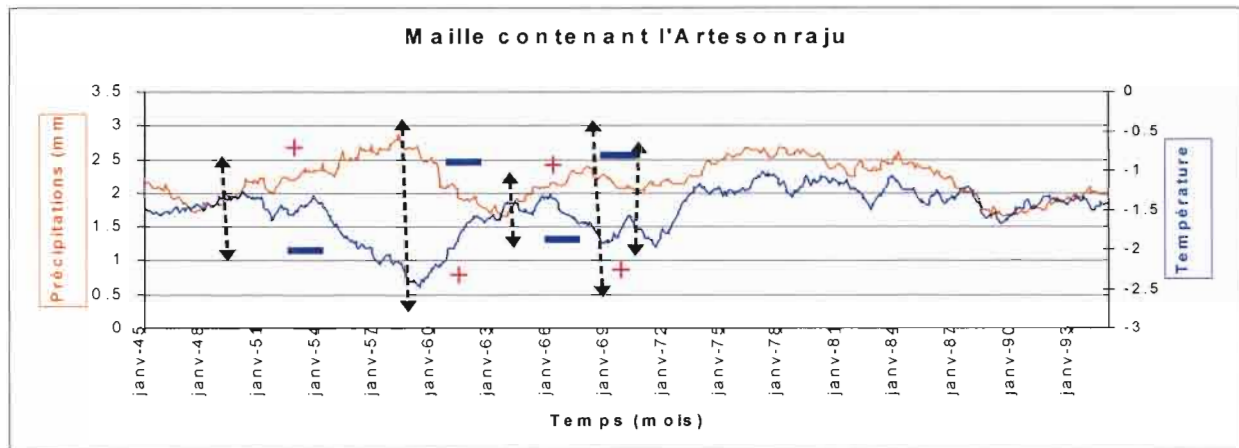


Figure 33 - Moyennes mobiles des précipitations et des températures issues du CRU, de 1945 à 1994.

Nous pouvons remarquer par ailleurs, que la maille contenant l'Artesonraju montre une augmentation du stock de neige à partir de 1990. Nous avons déjà noté précédemment dans l'analyse des données du CRU, que la courbe de précipitation pour la même maille montrait elle aussi, une augmentation entre 1990 et 1995. Or dans la réalité même si les données du CRU qui sont des données d'observations, montrent une augmentation de la pluviométrie, les témoignages et les études faites in situ montrent catégoriquement, que durant les derniers cinquante ans, le glacier de l'Artesonraju régresse.

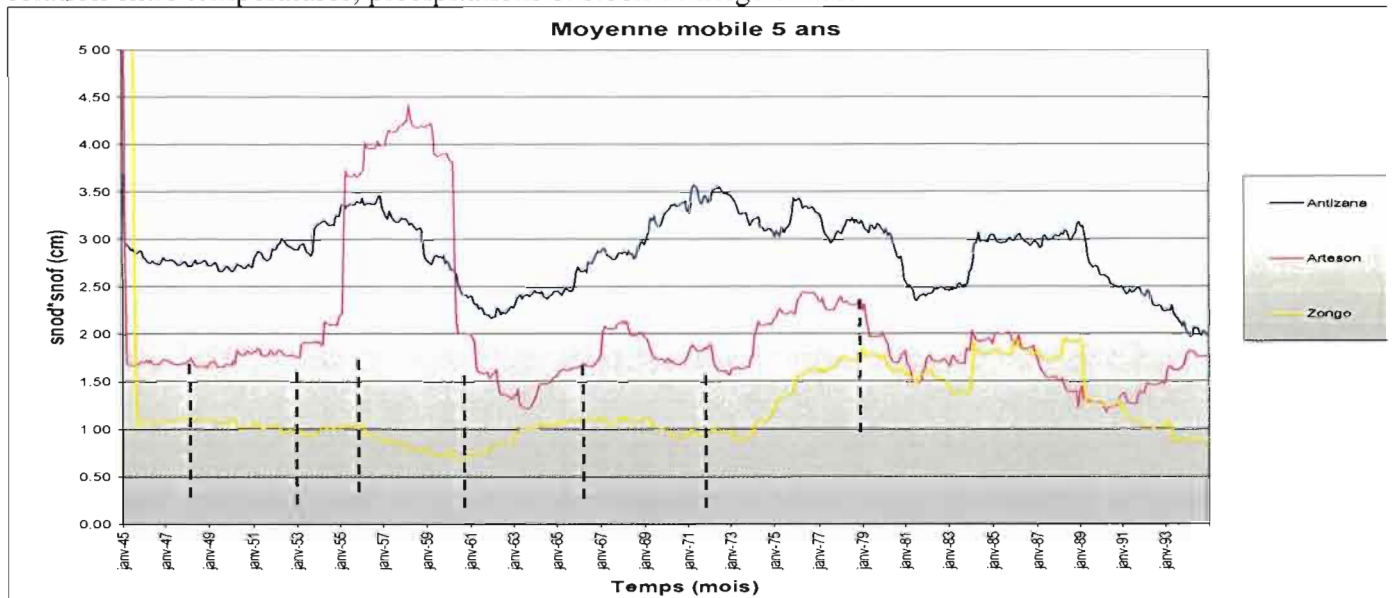
La figure 33 montre pour la période allant de 1950 à 1972, une alternance des courbes de température et de précipitation. En effet, quand la température (T°) augmente, les précipitations (P) diminuent et inversement.

Dans ce cas précis, on peut donc déterminer une relation logique simplifiée entre la température, les précipitations et le stock neigeux résultant de ces conditions :

- si T° augmente et P diminue alors le stock de neige diminue,
- si T° diminue et P augmente alors le stock de neige augmente.

Cette démarche va maintenant être testée pour les mailles contenant respectivement le Zongo (Figure 34) et l'Antizana (Figure 35).

Dans le cas de la maille contenant le Zongo, nous pouvons observer, de 1946 à 1979, la même relation entre températures, précipitations et stock de neige simulé.



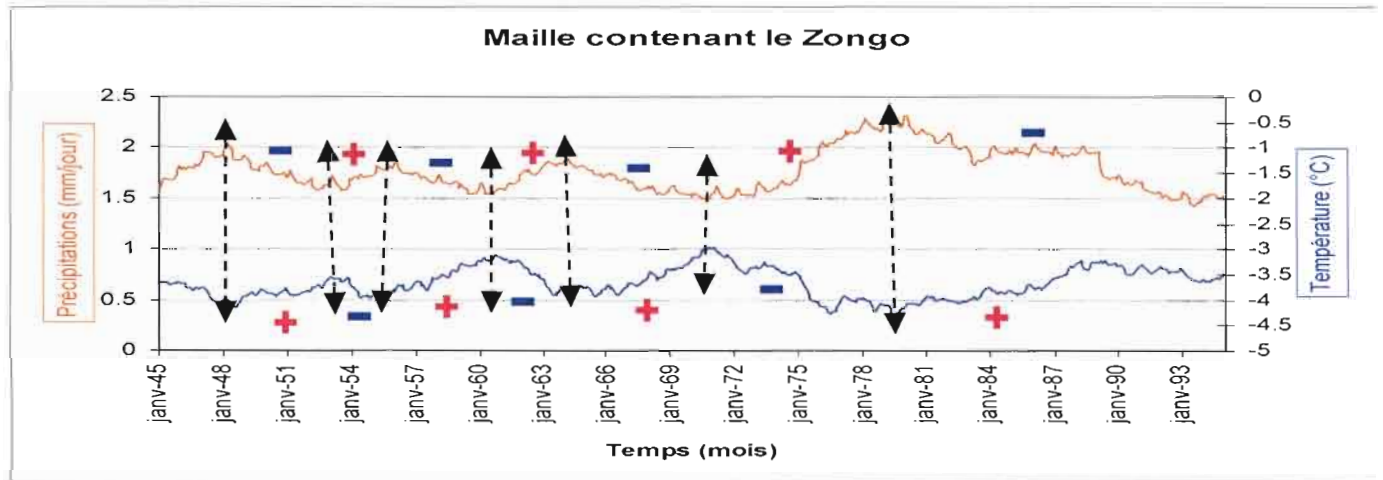


Figure 34 - Représentations graphiques du stock de neige (au dessus), des précipitations et des températures (au dessous) pour la maille contenant le Zongo.

En effet, la correspondance entre les valeurs de précipitations et de températures est bien marquée, notamment pour les années 1960, 1966, 1972 et 1979 où l'on en conclut que IBIS respecte bien dans ses calculs de variables le principe que si la température augmente et la pluie diminue alors le stock neigeux va forcément diminuer. De plus, la courbe de précipitations montre bien cette tendance à la hausse que nous avons déjà noté précédemment et qui est confirmé par les données réelles et la littérature.

En revanche, la maille contenant l'Antizana en Equateur, ne montre pas de relation aussi simple. Effectivement les maximums observés sur les courbes précipitation et température ne montrent pas de relation évidente. Dans le cas de la maille de l'Artesonraju et du Zongo, les inversions des pentes de chaque courbe étaient en phase l'une de l'autre. Or dans ce cas, on ne peut observer cette correspondance que pour l'année 1972 et l'année 1984.

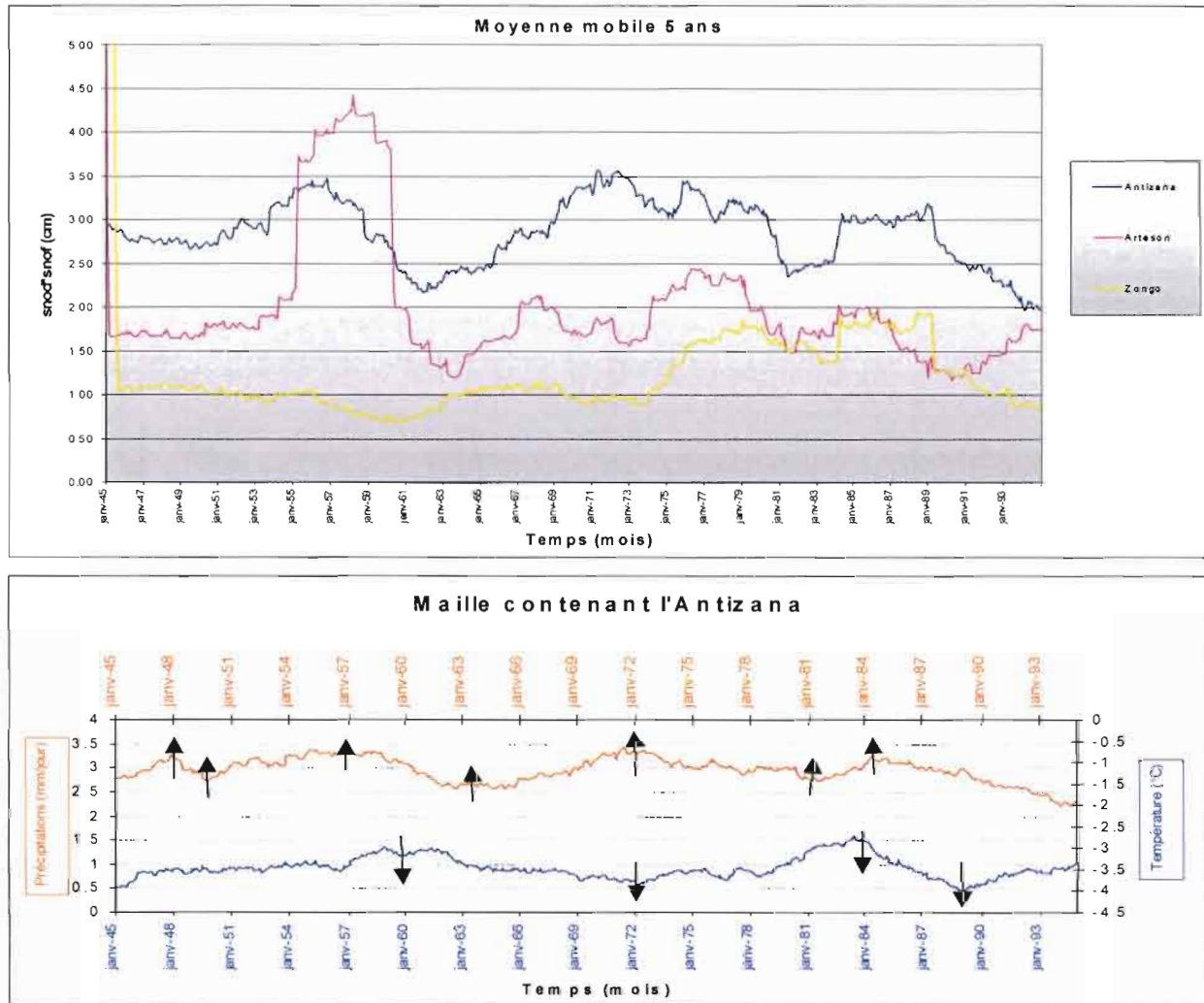


Figure 35 - Représentations graphiques du stock de neige (au dessus), des précipitations et des températures (au dessous) pour la maille contenant l'Antizana.

Le fait que ce glacier soit situé au niveau de l'équateur, contrairement aux deux autres est important. En effet, au niveau de l'équateur, il n'y a pas de saison marquée des pluies ni des températures, et les phénomènes thermiques et pluviométriques sont relativement complexes. On ne peut donc pas observer de relation simple entre ces deux paramètres et le stock de neige simulé. En revanche, nous pouvons lier les deux années où la relation se vérifie au phénomène de La Niña : effectivement, pour les mêmes années le signal ENSO est très négatif et décrit des Niña très fortes. Donc, même si la relation ne se vérifie pas aussi facilement que dans le cas des autres mailles, on peut voir que le modèle est cohérent dans ses calculs internes de neige.

6. Discussion - Conclusion :

IBIS forcé par les données du CRU simule pour la période 1950 -1995 des variations de stock de neige qui sont cohérentes avec les données d'entrée et globalement avec la variabilité des glaciers. Les tendances calculées sur l'ensemble de la période montrent une diminution des stocks de neige. De plus, les simulations montrent des variabilités interannuelles cohérentes avec l'influence d'ENSO. En période La Niña, les données d'entrée présentent généralement des précipitations plus importantes et des températures plus faibles. Le modèle IBIS forcé par ces données calcule des augmentations du stock de neige.

Cependant sur la période 1950 – 1995 les données du CRU utilisées pour le forçage du modèle ne sont pas dans la région des Andes centrales suffisamment étayées et les essais de simulations doivent à ce stade être considérées comme exploratoires.

Cependant, les simulations ont montré que le stock de neige initial fond trop rapidement, en quelques mois. Une cause première de cette fonte trop rapide est l'altitude moyenne des mailles de 25 000 km² environ qui est de l'ordre de 2 000 mètres sous l'altitude réelle des glaciers. Les températures du CRU sur les mailles des glaciers sont beaucoup trop élevées pour l'existence d'un glacier. Pour simuler l'évolution du stock de neige il faut artificiellement élever l'altitude des mailles englacées (et donc réduire la température).

Toutefois, malgré la prise en compte d'un stock de neige initial et de l'effet de l'altitude des glaciers sur la température, IBIS n'arrive pas à simuler correctement la fonte des trois glaciers. En effet, IBIS fait fondre la quasi-totalité du stock de neige initial en deux ans et demi. Il y a plusieurs raisons à cette fonte trop rapide :

- IBIS simule de la neige et non de la glace. Neige et glace ont des propriétés physiques différentes. La glace par exemple a une densité beaucoup plus élevée que la neige.
- Les précipitations sur les glaciers sont sans doute sous-estimées par les données du CRU qui sont basées essentiellement sur des données de stations météorologiques en fond de vallée. Hors les précipitations en altitude sont souvent plus importantes qu'en fond de vallée. Ribstein et al (1995) montrent par exemple que les précipitations sur le glacier du Zongo sont de 20 % supérieures à celles de la station pluviométrique Plataforma dans la vallée en bas du glacier.
- IBIS suppose que chaque maille de 0.5 x 0.5 est horizontale. Dans la réalité, les glaciers et les 0.5 degrés les entourant ne sont évidemment pas horizontaux. Des études ont montré que l'inclinaison des glaciers pouvait réduire le rayonnement incident jusqu'à 30 % (Sicart et al., 2005).

Notre travail permet de conclure favorablement sur la faisabilité d'une étude pour apprécier régionalement l'influence de la latitude mais aussi éventuellement, du phénomène El Niño, sur la différence de résultat entre les glaciers d'Equateur et ceux du Pérou ou de Bolivie.

Une autre partie pourrait être envisagée afin de faire une étude, non pas locale sur quelques mailles, mais plus régionale, en considérant par exemple, trois ensembles : un en Equateur, un au Pérou et un en Bolivie. Par leur résolution, les données du CRU sont en effet destinées à des études à plus large échelle. De même IBIS, et surtout son module de neige n'a pas été développé pour représenter en détail les processus à l'œuvre sur un petit glacier dans une région montagneuse. Il serait donc intéressant d'étendre notre analyse de l'évolution des stocks de neige à des zones plus larges

III. Etude hydrologique :

1. *Introduction :*

IBIS génère les termes du bilan hydrologique par maille verticale : le ruissellement R, le drainage D ainsi que l'évapotranspiration réelle et potentielle. En revanche IBIS ne fait pas de routage permettant, par exemple, le calcul du débit à un exutoire de bassin versant. Nous voulons essayer de valider la modélisation des flux de surface (R+D) calculés par IBIS. Il existe un outil spécifique permettant cette étude : un modèle hydrologique spatialisé HYDRA, développé par

Coe (Coe, 2001) qui a été utilisé pour le bassin du Mississipi, de l'Amazone et du lac Tchad. Mais la mise en œuvre complexe de celui-ci ne nous a pas permis de l'utiliser dans le cadre de ce stage. Nous avons donc choisi de faire un bilan simple du lac Titicaca à une échelle interannuelle, en considérant que la somme des termes (R+D) d'IBIS sur le bassin versant simulent les apports au lac par le système hydrographique. Nous allons de plus considérer que l'évapotranspiration du lac est équivalente à l'évapotranspiration potentielle ETP calculée par IBIS.

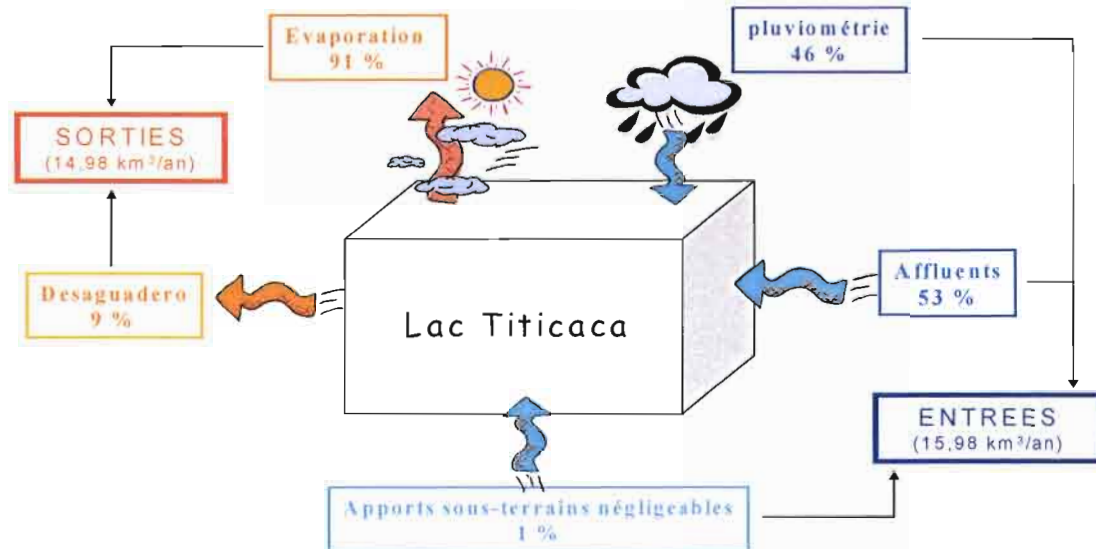


Figure 36 - Bilan hydrologique du lac Titicaca selon les valeurs de Roche et al.(1992).

Le bilan hydrologique du lac peut s'exprimer de la façon suivante :

$$\Delta V_{lac}/\Delta t = S_{lac}*(P-E) + (R+D) - Q_d$$

Avec :

- ΔV_{lac} : variation de volume du lac km^3
- Δt : pas de temps (an)
- S_{lac} : surface du lac considérée comme constante ($\sim 8.5 \cdot 10^3 km^2$)
- P : précipitations sur le lac (m/an)
- E : évaporation (m/an)
- R : ruissellement sur la surface du bassin versant (m/an)
- D : drainage sur la surface du bassin versant (m/an)
- Q_d : débit de l'exutoire du lac Titicaca : le Desaguadero (m^3/an)

Dans l'équation, les volumes de ruissellement et de drainage (km^3) ont été ramenés en mètres en divisant par la surface du lac.

La validation hydrologique d'IBIS s'effectue en comparant le terme (R+D) calculé sur la même période avec le terme résultat d'observation.

$$(R+D) = \Delta V_{lac}/\Delta t - S_{lac}*(P-E) + Q_d$$

2. Données disponibles:

- a) Observations :

Nous avons utilisé des données provenant de diverses études (e.g : Carmouze, 1977 ; Roche, 1992) ainsi que des données d'observation du débit du seul exutoire du lac, le rio Desaguadero. Dans leur étude «Climatologie et hydrologie du bassin du lac Titicaca», Roche et al. (1992) ont évalué les termes du bilan hydrologique pour le lac durant la période 1968-1987.

Tableau 3 – Données du bilan hydrologique du lac Titicaca pour la période 1968-1987 en moyennes annuelles par Roche et al. (1992). L'évaporation est estimée par bilan hydrique.

	Précipitations lac	Rivières	Effluents	Evaporation lac	Variation du lac
Hauteur mm	880	1002	160	1628	94
Volume $10^9 m^3$	7.47	8.51	1.36	13.82	0.8
%	46.8	53.2	8.9	91.1	

b) Données IBIS :

Deux types de données issues des simulations IBIS sont utilisés :

- le terme (R+D) assimilé au rivières,
- le terme d'évapotranspiration potentielle, ETP, qu'on suppose équivalente à l'évaporation du lac.

Ces données résultent de simulations différentes effectuées sur la zone englobant le bassin versant (14°S à 19°S et 68°W à 71,5°W):

- **Simulation 5 :**

Il s'agit d'un zoom sur l'Altiplano à partir de la simulation 3. Le calcul de l'ETP a été ajouté au code d'IBIS afin d'estimer l'évaporation du lac.

- **snod ≠ 0**
- **altitude = altitude des sommets**

- **Simulation 6 :**

Nous nous sommes également intéressés au problème du bilan radiatif. En effet, celui-ci est très variable d'une région à une autre, et il est très sensible aux variations d'altitudes. Or dans la simulation précédente, l'effet de l'altitude sur le bilan radiatif n'est pas pris en compte. La simulation 6 a donc été effectuée en complément de la précédente, pour tester la sensibilité du modèle au rayonnement solaire :

- **snod ≠ 0**
- **altitude = altitude des sommets**
- **rayonnement solaire = f(altitude réelle)**

Dans les simulations, le rayonnement solaire d'IBIS est calculé par le module de générateur de temps « weather generator », à partir des paramètres de l'orbite terrestre, et de la nébulosité fournie par le CRU. Le générateur de temps utilise une relation empirique qui estime la fraction de rayonnement solaire qui est transmise par l'atmosphère. En effet, une grande partie du rayonnement qui arrive au sommet de l'atmosphère est absorbée par celle-ci et seule une fraction du rayonnement arrive jusqu'au sol. La fraction transmise est d'autant plus petite qu'il y a des nuages. Dans la simulation 5, le rayonnement solaire au sol est calculé par Friend (1998):

$trans = 0.251 + 0.509 * (1 - cloud)$ où *trans* est la fraction de rayonnement solaire transmise par l'atmosphère et *cloud* est la fraction de couverture nuageuse.

Cette relation empirique a été développée sur base de mesures prises à des altitudes proches du niveau de la mer. Or le bassin versant du Lac Titicaca est à une altitude supérieure à 3 800 mètres. Des études ont montré qu'en moyenne sur l'année, le rayonnement en ondes courtes augmentait d'environ 9% par 1000 m d'altitude (Blumthaler & Ambach, 1992). Nous avons donc modifié pour la simulation 6, la relation de la manière suivante :

$$trans = 0.251 * e^{\frac{(0.09 * alt)}{1000}} + 0.509 * (1 - cloud) \quad \text{où } alt \text{ est l'altitude en mètres.}$$

3. Prise en compte du lac par rapport au maillage d'IBIS :

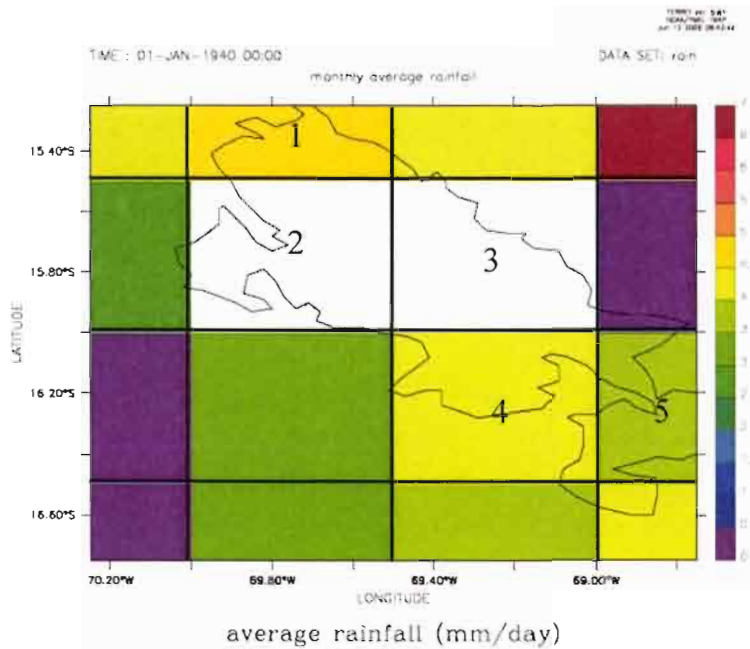


Figure 37 - Représentation du lac Titicaca en fonction du maillage d'IBIS.

Il est important de noter qu'IBIS n'effectue pas de calculs sur les mailles ayant plus de 50% de leur surface couverte par l'eau. Il en résulte que les valeurs des variables calculées sur ces mailles sont considérées comme manquantes. Or la surface du lac Titicaca est contenue dans plusieurs mailles numérotées de 1 à 5. Les mailles 2 et 3, en blanc sur la figure 36, ne sont pas prises en compte par IBIS. Nous avons alors supposé que les données manquantes de P, ETP sur ces deux mailles, pouvaient être remplacées par la valeur calculée par IBIS sur une des mailles 1, 4 ou 5 ; nous avons choisi de prendre la maille numéro 4 (16°S-16,5°S à 69°W-69,5°W) pour représenter le lac. En effet, c'est celle qui est la plus représentative du lac car la maille 5 est centrée sur la partie basse du lac Titicaca qui possède des caractéristiques différentes.

4. Description des données :

L'ensemble des données d'observation et de simulation est récapitulé dans le tableau 3:

Tableau 4 - Données observées et calculées sur le lac Titicaca (1968-1987) :

S lac = 8500 km ²		Variation de volume du lac = ΔVlac = 0,8 km ³	
S maille = 2852 km ²		Volume des apports du bassin versant selon Roche = 8.5 km ³ /an	
DEBIT DESAGUADERO	PRECIPITATION LAC	EVAPORATION LAC	RUISSELLEMENT+ DRAINAGE IBIS

	Qd Roche	Qd obs	P Roche	P CRU	Evap Roche	Evap Carmouze	ETP IBIS simulation 5	ETP IBIS simulation 6	(R+D) simulation 5	(R+D) simulation 6
Années	km3/an	km3/an	m/an	m/an	m/an	m/an	m/an	m/an	m/an	m/an
1968	1,36	0,286	0,882	1,029	1,625	1,7	1,094	1,339	3,896	2,392
1969	1,36	0,216	0,882	0,666	1,625	1,7	1,082	1,323	2,054	1,242
1970	1,36	0,057	0,882	0,923	1,625	1,7	1,11	1,357	1,866	1,029
1971	1,36	0,066	0,882	0,93	1,625	1,7	1,11	1,358	3,655	2,372
1972	1,36	0,029	0,882	1,034	1,625	1,7	1,108	1,355	3,131	2,101
1973	1,36	0,052	0,882	1,153	1,625	1,7	1,114	1,362	4,017	2,397
1974	1,36	0,554	0,882	1,05	1,625	1,7	1,048	1,291	4,982	2,93
1975	1,36	0,242	0,882	0,999	1,625	1,7	1,069	1,315	4,746	3,059
1976	1,36	0,327	0,882	0,741	1,625	1,7	1,101	1,341	5,509	3,763
1977	1,36	0,172	0,882	0,959	1,625	1,7	1,091	1,333	3,533	2,409
1978	1,36	0,174	0,882	0,889	1,625	1,7	1,112	1,356	4,357	2,729
1979	1,36	0,763	0,882	0,973	1,625	1,7	1,111	1,359	4,459	2,837
1980	1,36	0,88	0,882	0,764	1,625	1,7	1,129	1,371	2,201	1,469
1981	1,36	0,624	0,882	1,04	1,625	1,7	1,088	1,333	3,529	2,261
1982	1,36	0,895	0,882	0,893	1,625	1,7	1,123	1,363	2,738	1,59
1983	1,36	0,061	0,882	0,768	1,625	1,7	1,146	1,387	1,025	0,646
1984	1,36	1,398	0,882	1,388	1,625	1,7	1,055	1,303	4,994	3,352
1985	1,36	2,873	0,882	1,244	1,625	1,7	1,069	1,316	3,236	1,967
1986	1,36	5,66	0,882	0,952	1,625	1,7	1,087	1,334	10,45	7,825
1987	1,36	3,661	0,882	0,807	1,625	1,7	1,122	1,364	3,653	2,683
Volume moyen annuel (km ³ /an)	1,36	0,95	7,47	8,16	13,81	14,45	9,34	11,42	11,13	7,28

Sur la période d'étude 1968-1987, la variation de volume du lac ΔV_{lac} est de 0,8 km³/an, et le volume des apports du bassin versant est de 8.5 km³/an.

Les variables intervenant dans le tableau 3 sont les suivantes :

◇ DEBIT DESAGUADERO : deux scénarios ont été retenus : un débit constant (issu de Roche) et une série temporelle de débits annuels observés.

◇ PRECIPITATION LAC : deux séries de précipitations sont représentées : une précipitation constante issue de Roche et une série de pluies qui proviennent du CRU. Ces dernières ne sont pas les pluies originelles du CRU car des études effectuées sur la pluie à la surface du lac (Schweblin, 2004) ont montré que des phénomènes météorologiques locaux amplifiaient la pluie sur le lac par rapport à celle du bassin versant dans un rapport de 1.4. Nous avons donc multiplié les données CRU, par ce coefficient pour estimer le volume annuel de précipitation réellement tombé sur le lac. Nous obtenons alors une valeur de 8.16 km³/an pour la pluviométrie d'IBIS rectifiée par le coefficient, alors que la valeur de pluviométrie proposée par Roche est de 7.47 km³/an. En considérant que l'écart de résultat de 0.5 km³/an représente moins de 10% de la pluviométrie totale donnée par Roche, nous pouvons donc considérer la moyenne annuelle de pluviométrie CRU comme correcte.

◇ EVAPORATION LAC : quatre séries sont décrites dans cette partie du tableau :

- Evap roche : l'évaporation estimée par Roche et al.(1992), à partir d'un bilan hydrique effectué sur le bassin versant du lac,
- Evap Carmouze : une valeur constante d'évaporation issue d'un bilan énergétique mené par Carmouze (1992) sur la période 1964-1978.
- ETP IBIS issue de la simulation 5

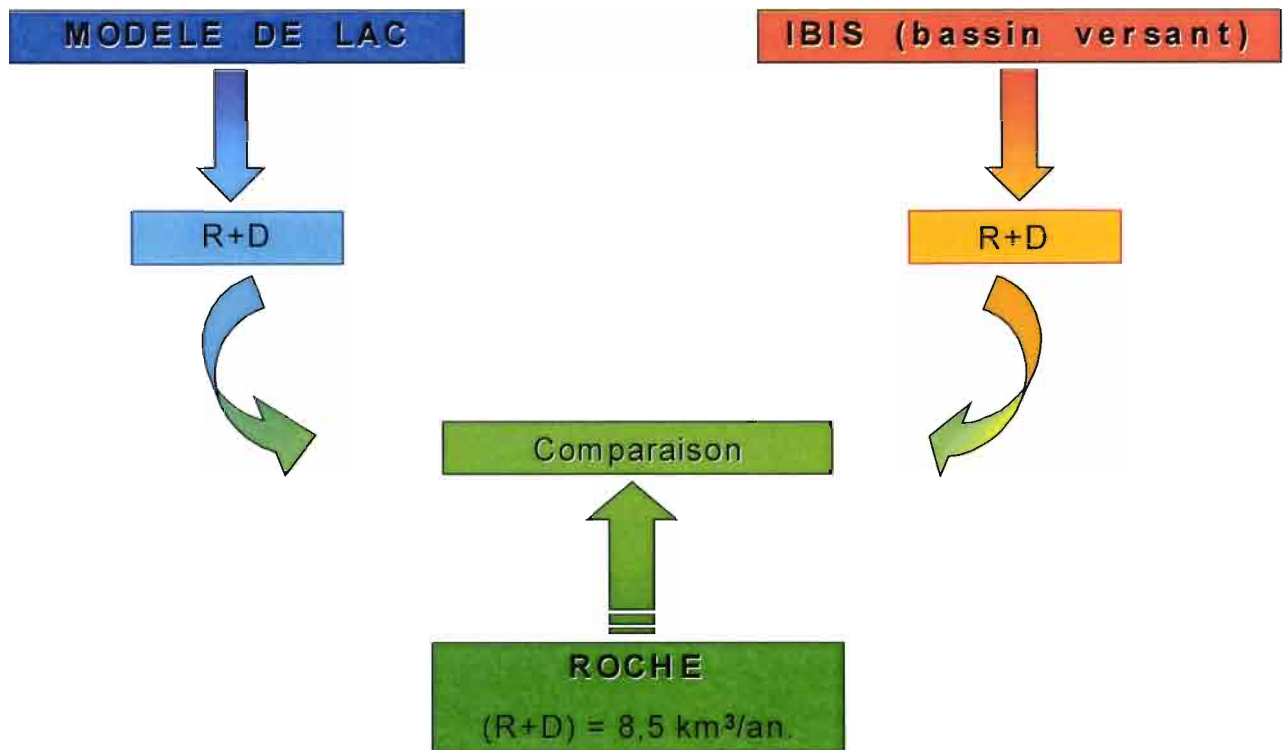
- ETP IBIS issue de la simulation 6

✧ RUISSELLEMENT+DRAINAGE IBIS : bilan des flux hydriques obtenu à partir des deux simulations.

5. Analyse des résultats de simulation :

Nous allons comparer le volume d'apports au lac, via le ruissellement et le drainage issus de la modélisation des flux de surface IBIS aux valeurs calculées par le modèle de lac :

$$(R+D) = \Delta V_{lac} / \Delta t - S_{lac} * (P-E) + Q_d$$



Le tableau 4, page suivante, regroupe les différents scénarios mis en œuvre.

Tableau 5 – Résultats des simulations des apports (R+D) au lac par le modèle et par IBIS.

Les écarts sont exprimés en % par rapport à la valeur de Roche : 8,51 km³/an:

	BILAN LAC									IBIS (bassin versant)		
	DEBIT DESAGUADERO		PRECIPITATION LAC		EVAPORATION LAC				(R+D) modèle		(R+D) IBIS	
	Qd Roche	Qd obs	P Roche	P CRU	Evap Roche	Evap Carmouze	ETP IBIS simulation 5	ETP IBIS simulation 6		Ecart par rapport à Roche		Ecart par rapport à Roche
Scénario 1	✓		✓		✓				8,48	0 %	X	
Scénario 2		✓		✓		✓		8,04	- 5 %			
Scénario 3 (simulation 5)		✓		✓			✓		2,93	- 65 %	11,12	+ 31%
Scénario 4 (simulation 6)		✓		✓			✓		5,00	- 41 %	7,28	- 14%

◇ Scénario 1 :

Dans ce scénario où le modèle de lac est forcé par les données de Roche, l'écart entre le terme calculé (R+D) et le volume « Rivières » estimé par Roche (cf Tableau 2) est quasi nul (écart≈0%), ceci est tout à fait cohérent et a permis de tester la fiabilité du modèle.

◇ Scénario 2 :

Afin de tester la sensibilité du modèle aux données d'entrée, nous avons utilisé un jeu de données différent de celui de Roche : le débit du Desaguadero est le débit observé à l'exutoire du lac ; la pluviométrie provient du CRU et l'évaporation est celle estimée par Carmouze en 1992. On constate que le modèle de lac sous-estime de 5% les apports des rivières par rapport à Roche.

En effet, la comparaison des deux scénarios (cf. Tableau 3) montre :

- une augmentation de la pluviométrie : + 0,66 km³/an
- une diminution du débit du Desaguadero : - 0,41 km³/an
- une augmentation de l'évaporation : + 0,65 km³/an

Ainsi, le passage du scénario 1 au scénario 2 se traduit par une augmentation des apports de : 0,66 - [- 0,41 + 0,65] = 0,42 km³/an.

Le modèle fonctionnant à variation de volume de lac imposé, cette augmentation correspond à une diminution des apports équivalents, soit 0,42 km³/an (- 5 %).

◇ Scénario 3 :

Dans cette partie, le modèle lac est forcé par l'évaporation d'IBIS, les autres données étant celles du scénario 2. Dans ce scénario, l'introduction de l'évaporation IBIS sous estime très fortement le terme (D+R). Ceci est dû à de très faibles valeurs de l'ETP, ce qui nécessite de diminuer les apports du bassin versant vers le lac.

Concernant le bilan (R+D) directement calculé par IBIS, on constate une surestimation de l'ordre de 30 % des flux de surface.

◇ Scénario 4 :

Dans ce dernier scénario, l'ETP IBIS est celle calculée en prenant en compte l'effet de l'altitude sur le rayonnement solaire. Les apports modélisés par le modèle de lac avec l'évaporation IBIS (simulation 6), sont de 41 % inférieurs à ceux obtenus par Roche. En effet, comme dans le scénario 3, les évaporations calculées par IBIS restent inférieures aux évaporations estimées, ce qui limite les flux entrants puisque le volume du lac D_v reste constant.

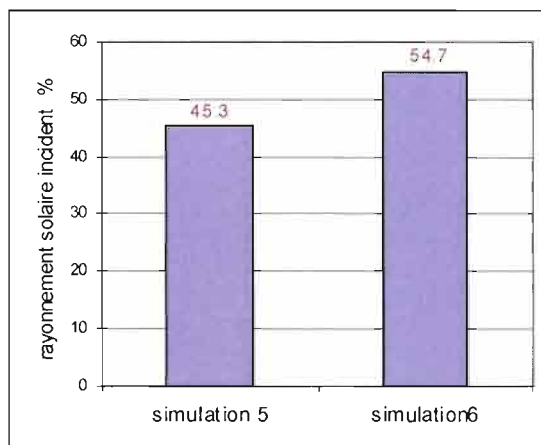
Concernant les R+D calculés par IBIS, les apports du bassin versant, bien que toujours insuffisants, tendent à se rapprocher de l'estimation de Roche.

Au vu des écarts entre les simulations IBIS 5 et 6, nous allons préciser les conséquences de l'introduction du modèle d'altitude dans le calcul d'ETP.

6. Sensibilité de l'effet d'altitude sur le rayonnement et l'ETP dans IBIS :

Lors de la simulation 6, nous avons modifié le calcul du rayonnement solaire incident en fonction du paramètre « altitude » des mailles étudiées.

Nous allons comparer et analyser l'influence de cette amélioration sur les variables de rayonnement solaire incident et d'évapotranspiration potentielle.

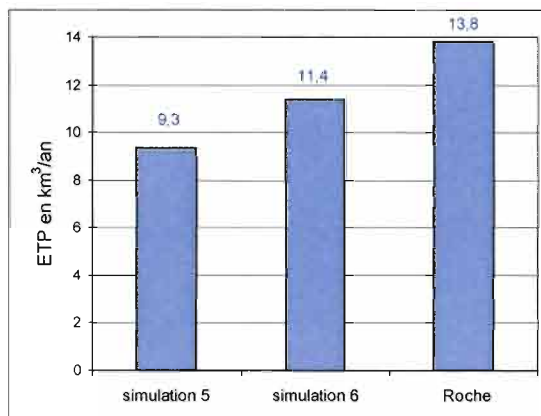


Le graphique ci-contre représente la moyenne du rayonnement incident sur le bassin versant du lac, calculé par le modèle.

Nous pouvons observer une augmentation de 9,4 % entre les deux simulations.

Comme le calcul de l'évaporation est fonction en partie du rayonnement, cette augmentation va influencer sur le résultat d'évapotranspiration potentielle.

Figure 38 - Comparaison du rayonnement solaire incident entre les simulations 5 et 6 d'IBIS.



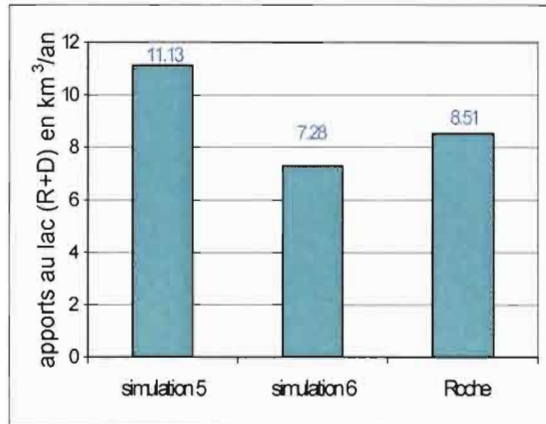
En effet, comme le montre la figure 38, la valeur d'ETP moyenne pour la période 1968/1987, présente une augmentation de 2,1 km³/an, soit 10,2%, entre les simulations 5 et 6. Cette valeur est à comparer avec l'estimation de l'évaporation du lac par Roche, soit 13,8 km³/an

La modification effectuée sur le calcul du rayonnement par la prise en compte de l'altitude, a donc bien une conséquence directe sur le calcul de l'ETP.

Figure 39 - Comparaison de l'ETP calculée par les simulations 5 et 6 d'IBIS et estimées par Roche.

Enfin, le Tableau 3 montre une différence concernant les apports ruisselés et drainés (R+D) entre les simulations 5 et 6, soit respectivement 11,13 et 7,28 km³/an. Cet écart s'explique en supposant que l'ETR varie de la même manière que l'ETP. Une augmentation d'ETR, liée à une augmentation ETP, induit une diminution de (R+D) : plus l'évapotranspiration est importante et plus le ruissellement et le drainage diminuent. La prise en compte de l'altitude dans la simulation

6 conduit ainsi à diminuer les termes d'apports hydriques au lac et ainsi de tendre à se rapprocher des valeurs observées.



La figure 39, met en évidence cet ajustement.

Figure 40 - Comparaison des apports au lac (R+D) calculés par IBIS et estimés par Roche.

Ce test de sensibilité par rapport à la prise en compte de l'altitude, nous a permis d'améliorer les résultats calculés par IBIS entrant dans le calcul du bilan hydrologique sur le bassin versant. Nous avons pu nous apercevoir de l'importance de l'altitude sur le calcul du rayonnement lui-même modifiant ensuite les résultats d'évapotranspiration.

Nous nous sommes ainsi rapproché des valeurs observées sur la période 1968/1987, tout en gardant à l'esprit que d'autres modifications et notamment la prise en compte de l'évaporation réelle du lac nous permettraient peut-être d'avoir des valeurs plus proches de la réalité.

7. Conclusion sur la validation du bilan hydrique IBIS :

La mise en œuvre d'IBIS dans le cas du bassin du lac Titicaca a permis de préciser le traitement des flux hydriques dans ce modèle.

Un modèle de lac à l'échelle interannuelle a été développé dans lequel les apports du bassin versant sont calculés pour maintenir l'écart de volume observé entre 1968 et 1987. Les simulations effectuées à l'aide de données hydrologiques soit observées soit estimées in situ, donnent de bons résultats (écarts entre 0% et 5%).

Par contre, la prise en compte de l'ETP d'IBIS assimilée à l'évaporation du lac pose problème : les écarts entre l'ETP IBIS et les estimations de l'évaporation varient de -5,11 à -2,39 km³/an. Cette sous-estimation d'ETP induit une sous-estimation des apports du bassin versant de -65% à -41%.

Concernant le calcul des apports du bassin versant au lac par IBIS, une analyse détaillée du module de calcul de l'ETP dans IBIS a montré que l'altitude n'était pas prise en compte dans le bilan radiatif. Une modification du code concernant la variation du rayonnement solaire en fonction de l'altitude, a permis d'améliorer sensiblement l'estimation de l'évaporation du lac.

Il faut également noter que l'amélioration du bilan radiatif joue un rôle non négligeable sur l'estimation des apports du bassin versant au lac : l'augmentation de l'ETR liée à celle de l'ETP, diminue le stock d'eau disponible par les écoulements, et donc la contribution du bassin versant au lac.

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Le travail effectué a porté sur la faisabilité d'utiliser un modèle d'interface pour explorer les variations de glaciers et de grands lacs en régions d'altitude. Pour l'évolution des masses de glace sur 45 ans, nous avons retenu la région des Andes centrales sur laquelle nous observons dans la réalité un important recul depuis 1650 à 1750 selon la latitude (Jomelli et al., soumis) et ce recul s'intensifie depuis les années 1970 (Coudrain & Francou, 2005).

Le modèle IBIS a été retenu pour cette étude. Ce modèle a donné lieu à des résultats publiés intéressants dans des environnements de reliefs peu prononcés et il était intéressant de le tester dans un environnement de grande altitude.

Nous avons utilisé IBIS selon une résolution de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ correspondant à celle utilisée dans les couplages avec des modèles de circulation atmosphérique générale. Les données d'entrées utilisées dans nos simulations sont celles du CRU sur la période 1901 à 1995.

Les simulations ont porté sur l'ensemble de la région de 2°N à 18°S et de 65°W à 80°W et sur la période de temps de 1950 à 1995.

Les résultats de 3 mailles partiellement englacées ont permis de conclure les points suivants.

Les résultats sont particulièrement intéressants concernant la variabilité interannuelle des quantités de neige stockées dans la maille sur les 45 ans étudiés (1950-1995).

En ce qui concerne les données du CRU, elles nous montrent des tendances et des variabilités interannuelles qui sont globalement cohérentes, et donc intéressantes a priori pour cette étude de test. Cependant pour une étude réelle, elles nécessiteraient d'être révisées ou confortées avec une analyse précise des données acquises par les services des régions concernées.

Les variations interannuelles de stock de neige simulées avec IBIS sont cohérentes avec les données d'entrée du CRU. Ainsi, pour les périodes où les précipitations augmentent et les températures diminuent, on observe une augmentation des stocks de neige. Ceci est particulièrement notable pour la maille située au Pérou et celle de Bolivie. Par contre, en Equateur, cette relation précipitation/température/neige est moins nette. Ceci est peut être le reflet de l'influence des événements El Niño dont les impacts sont vraisemblablement plus complexes sur les zones de latitude proche de 0° du Pacifique ouest que sur les zones de latitude plus basse. Donc le modèle pour ces latitudes équatoriales n'est pas en contradiction avec la réalité.

Ce travail montre une importance cruciale des conditions initiales qui intègrent les phénomènes des derniers 2000 ans (en effet les glaciers andins sont constitués de glace à partir de cette période). Nous avons montré des conditions d'utilisations de ce modèle :

- comme un stock initial important de glace,
- une rectification de l'altitude et de la température des mailles. En effet, en l'état actuel pour la simulation du stock de neige, l'altitude des mailles englacées est très inférieure à celles des glaciers. Nous avons donc montré que la relation $T_m + \delta T / \delta Z (Z_s - Z_m) = T'_m$ (avec T et Z les températures et les altitudes de la maille m et des sommets s) permet une amélioration de la simulation de stocks de neige.

De plus, nous avons identifié différents points à faire évoluer afin d'utiliser IBIS dans des régions de haute altitude. Tout d'abord, le rayonnement solaire, qui est un terme important dans la réalité, influant sur l'albédo qui dans IBIS est constant sur chaque maille. De plus, dans le modèle, le vieillissement de la glace n'est pas pris en compte.

En ce qui concerne la partie hydrologique de notre étude, nous nous sommes intéressés au bilan du lac Titicaca, pour lequel, sur la période 1968-1987, nous disposons de données (Roche, 1992) et sur lequel une étude récente (Delclaux et al. 2006) a permis de formuler l'évaporation en fonction d'un petit nombre de paramètres en vue d'études climatologiques sur des longues périodes.

Nous avons analysé les termes du bilan hydrologique calculés par IBIS à l'échelle d'un bassin versant : les termes d'écoulements de sub-surface (le ruissellement et le drainage), d'ETP et d'ETR.

Deux simulations IBIS ont été utilisées : la première identique à celle de glacier, la deuxième avec prise en compte de l'altitude sur le bilan radiatif.

Dans un premier temps, et après validation d'un modèle simple du lac Titicaca, nous avons testé la sensibilité de ce modèle à l'évaporation. La sous-estimation importante de l'ETP dans les simulations IBIS, conduit le modèle à sous estimer les apports du bassin versant de 65% à 41%. Bien que ces écarts soient importants, la prise en compte de l'altitude introduit une amélioration dans le résultat final.

Il faut également noter que ce modèle pourrait être sensiblement amélioré en prenant en compte la variation de la surface du lac, supposée constante dans notre étude, et également en intégrant la saisonnalité à l'échelle mensuelle dans la description des processus.

Dans un deuxième temps, nous avons considéré les apports au lac obtenus par sommation sur le bassin versant du ruissellement et du drainage (R+D) calculés par IBIS. Les deux simulations conduisent à des valeurs de (R+D) encadrant la valeur des apports estimée par Roche, + 31% et -14%. Comme précédemment, c'est la simulation où l'altitude est prise en compte qui donne de meilleurs résultats. En effet, l'influence de l'altitude sur l'ETP, et indirectement sur l'ETR, contribue à une augmentation de celles-ci, et par conséquent à une diminution du stock d'eau disponible en terme d'écoulement de surface et de sub-surface.

Cette analyse de l'hydrologie vue par IBIS a permis d'explicitier une limite de ce modèle quant au rôle de l'altitude sur le bilan hydrique. Cependant, la modification du calcul de l'ETP a permis une nette amélioration de la modélisation (IBIS).

A partir des résultats obtenus, il serait alors intéressant de poursuivre la validation d'IBIS, d'une part en analysant plus précisément le bilan radiatif par rapport aux valeurs disponibles dans la littérature, et d'autre part en mettant en œuvre un modèle de routage de flux calculés par IBIS.

Nous pouvons donc conclure que ce modèle, susceptible d'être amélioré, présente deux aspects intéressants :

- dans le cas d'une étude glaciologique IBIS est capable de montrer de manière qualitative des tendances. Ceci est nécessaire lors d'études préliminaires afin de préciser certains points susceptibles d'être explorés et ainsi de diriger les travaux dans une certaine direction.
- dans le cas d'une étude hydrologique, ce type de modèle étant à la base élaboré pour des études de transfert hydriques, énergétiques et de carbone entre les sols, les plantes et l'atmosphère, le module hydrologique est plus développé et conduit à des bilans d'eau cohérents à l'échelle régionale.

En revanche, il serait très intéressant de continuer les tests de sensibilité du modèle afin d'analyser l'influence du rayonnement solaire sur l'albédo, sur la fonte et sur le comportement des glaciers.

De plus, dans le cas de la glaciologie, une étude régionalisée, en regroupant certaines zones caractéristiques entre elles et en les comparant, permet d'observer l'influence de la latitude sur la modélisation des variables, et facilite l'analyse des résultats en fonction des conditions climatiques particulières à certaines zones.

LISTE DES FIGURES

Figure 1 - Carte de l'Amérique du sud et localisation de la zone d'étude.....	7
Figure 2 – a) Répartition des zones et des cellules de convergences – b) ITCZ le long de l'équateur qui se déplace du nord au sud avec la saison. En rouge, le maximum de précipitations. © CMAP	10
Figure 3 - Représentation de la circulation atmosphérique et océanique.....	11
Figure 4 - Représentation des phénomènes en période La Niña	11
Figure 5 - Indice ENSO ou Multivariate ENSO Index (MEI) pour la période janvier 1950 – avril	11
Figure 6 - Distribution des surfaces glaciaires.	12
Figure 7 - Carte de localisation des différents sites d'étude.....	15
Figure 8 - Pente de l'Antizana, Equateur : sur la gauche, les glaciers 15a et 15β.....	16
Figure 9 - Mesure de l'équilibre énergétique à 4900 m sur le glacier 15a.....	16
Figure 10 - Evolution de la longueur des glaciers 15a et 15β depuis 1956. Les symboles vides représentent les données obtenues par photogrammétrie. (d'après Cadier, 2001)	17
Figure 11 - Photo de l'Artesonraju	17
Figure 12 - Variabilité interannuelle entre la lame d'eau écoulée (Le) et les températures de réanalyses sur la Cordillère Blanche (T°CB) et leur tendance linéaire interannuelles. (Pouyaud, 2005)	18
Figure 13 - Vue aérienne du glacier Zongo.....	19
Figure 14 – Exemple d'une station de mesures: la station ORE en 2003 par T. Berger	19
Figure 15 – Localisation de l'altiplano	20
Figure 16 - Structure du modèle	22
Figure 17 - Comportement hydrique du sol.....	25
Figure 18 - Schématisation des flux intervenant	25
Figure 19 – Moyennes mobiles (sur 5 ans) des valeurs mensuelles des précipitations du CRU.....	27
Figure 20 - Moyennes mobiles (sur 5 ans) des valeurs mensuelles de températures du CRU.	28
Figure 21 - Comparaison entre indices annuels de pluviométrie et de températures pour les mailles contenant l'Antizana, l'Artesonraju et le Zongo ; mise en relation avec l'alternance El Niño/la Niña.	29
Figure 22 - Hauteur de neige (snod) calculée par la simulation 1 pour la maille contenant l'Artesonraju.	32
Figure 23 – Evaluation de la fraction surfacique enneigée/englacée en 1960.....	33
Figure 24 - Hauteur de neige (snod) calculée par la simulation 2 pour la maille contenant l'Artesonraju.	34
Figure 25 - Transformation des conditions initiales d'englacement par le modèle au cours des premiers pas de temps (T ₁ =janvier 1940 ; T ₂ =février 1940) sur la maille contenant l'Artesonraju.	34
Figure 26 - Altitudes maximales des glaciers.	35
Figure 27 - Hauteur de neige et températures, calculées à 3343 mètres, par la simulation 2, pour la maille contenant l'Artesonraju.	36
Figure 28 - Hauteur de neige et températures, calculées à 5700 mètres, par la simulation 3 pour la maille contenant l'Artesonraju.	36
Figure 29 - Représentation du stock de neige sur la maille de l'Artesonraju avec prise en compte de l'altitude réelle.....	37
Figure 30 - Représentation du stock de neige sur la maille de l'Artesonraju avec prise en compte de l'altitude réelle. Comparaison avec les variations d'ENSO.....	38

Figure 31 - Comparaison entre simulations effectuées sur la série temporelle réelle (en bleu) et en mode climatologique (en rouge) sur la période 1950-1995.	39
Figure 32 - Evolution du stock de neige de 1945 à 1994 pour trois des mailles englacées.	40
Figure 33 - Moyennes mobiles des précipitations et des températures issues du CRU, de 1945 à 1994.	41
Figure 34 - Représentations graphiques du stock de neige (au dessus), des précipitations et des températures (au dessous) pour la maille contenant le Zongo.	42
Figure 35 - Représentations graphiques du stock de neige (au dessus), des précipitations et des températures (au dessous) pour la maille contenant l'Antizana.	43
Figure 36 - Bilan hydrologique du lac Titicaca selon les valeurs de Roche et al. (1992).	45
Figure 37 - Représentation du lac Titicaca en fonction du maillage d'IBIS.	47
Figure 38 - Comparaison du rayonnement	51
Figure 39 - Comparaison de l'ETP calculée par	51
Figure 40 - Comparaison des apports au lac (R+D).....	52
Figure 41 - Carte du bassin versant Nord du lac Titicaca (Carmouze, 1977)	64
Figures 42 – a) b) c) d) - Hauteur de neige et températures calculées par les simulations IBIS 2 et 3. Les simulations 2 ont été effectuées aux altitudes initiales de 3190 m pour l'antizana et 4507 m pour le Zongo. Les simulations 3 sont effectuées à 5500 m et 6088 m respectivement pour l'Antizana et le Zongo.	65
Figure - 43 – Comparaison du stock de neige sur la maille du Zongo avec prise en compte de l'altitude dans la simulation IBIS, avec la variabilité d'ENSO :	66
Figure 44 - Comparaison du stock de neige sur la maille de l'Antizana avec prise en compte de l'altitude dans la simulation IBIS, avec la variabilité d'ENSO :	66

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 - Types Fonctionnels de Plantes (TFP)	23
Tableau 2 – Analyse des variations des moyennes Hauteur de neige et Températures calculées par les simulations 2 et 3.....	36
Tableau 3 – Données du bilan hydrologique du lac Titicaca pour la période 1968-1987 en moyennes annuelles par Roche et al. (1992). L'évaporation est estimée par bilan hydrique.	46
Tableau 4 - Données observées et calculées sur le lac Titicaca (1968-1987) :	47
Tableau 5 – Résultats des simulations des apports (R+D) au lac par le modèle et par IBIS.	49
Tableau 6 - Détails des fichiers d'entrées de base du modèle	61

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES**Publications et ouvrages :**

- Caceres B., Maisincho L., Taupin J.D., Francou B., Cadier E., Delclaux F., Bucher R., Villacis M., Parades D., Charazin J.P., Garcès A., Laval R. (2005) *Informe del ano 2004: Glaciares del Ecuador : Antizana y Carihuyarzo. Balance de Masa, Topografia, Meteorologia, Hidrologia*, IRD-INAMHI-EMAAP-QUITO, 171 p.
- Carmouze J.P., Arge C., Quintanilla J. (1977) *La régulation hydrique des Lacs Titicaca et Poopó*. Cah. ORSTOM, sér. Hydrobiol., N°4, 282 p.
- Coe M., Costa M.E., Botta A., Birkett C. (2002) *Long-term simulations of discharge and floods in the Amazon Basin*, Journal of geophysical research, vol.107, N°D20, The American geophysical Union.
- Condom T., Coudrain A., Dezetter A., Brunstein D., Delclaux F., Sicart J.E. (2004) *Transient modelling of lacustrine regressions : two case studies from Andean Altiplano*, John Wiley and Sons, 2408 p
- Condom, T., A. Coudrain, et al. (accepté) *Computation of the space and time evolution of equilibrium-line altitudes on Andean glaciers (10°N - 50°S latitude)*
- Coudrain A., Francou B., Zbigniew W. Kundzewicz (2005) *Glaciers shrinkage en the Andes and consequences for water resources- Editorial*, IAHS Press, 932 p.
- Delclaux F., Faroux., Favreau G., Lemoalle J., Ngo-Duc T. (2006) *Sensitivity of hydrological model to land surface model outputs : application to lake Chad basin, Central Africa*, Geological Research Abstracts. European Geosciences Union, vol.7.
- Delire C., Foley J.A. (1999) *Evaluating the performance of a land Surface/ecosystem model with biophysical measurements from constrating environments*. Journal of geophysical research, vol.104, N°D14, july 1999.
- El Maayar M., D.T. Price, C. Delire, J.A. Foley, A.T. Back, and P. Bessemoulin (2001) *Validation of the Integrated Biosphere Simulator (IBIS) over Canadian deciduous and coniferous boreal forest stands*. J. Geophys. Res., 106 (D13): 14339-14355
- Favier V., Caceres B., Maisincho L., Francou B., Chango R., Cruz F., Neubert D. (2000) *El glaciar 15 del Antizana (Ecuador). Balance de masa, Topografia, Meteorologia, Hidrologia y Micrometeorologia*. IRD-INAMHI-EMAAP-QUITO, 1999,31 p.
- Francou B., Vuille M., Favier V., Caceres B. (2004) *New evidence for an ENSO impact on low latitude glaciers : Antizana 15, Andes of Ecuador, 0°28'S*. 44 p.
- Francou B., Vuille M., Wagnon P., Mendoza J., Sicart J.E. (2003) *Tropical climate change recorded by a glacier in the central Andes during the last decades of the twentieth century : Chacaltaya, Bolivia, 16°S*. Journal of geophysical research, vol.108, 11 p.
- Friend AD (1998) *Parameterisation of a global daily weather generator for terrestrial ecosystem modelling*. Ecological Modelling 109 (2): 121-140
- Foley J.A., Prentice I.C., Ramankutty N., Levis S., Pollard D., Sitch S., Haxeltine A. (1996) *An integrated biosphere model of land surface processes, terrestrial carbon balance, and vegetation dynamics*, Global Biogeochemical cycles, vol.10, N°4, dec.1996, American Geophysical Union.
- Hastenrath S. (1981) *The glaciation of the Ecuador Andes*, A.A.Balkema Publishers.
- Kaser, Osmaton (2002) *Tropical Glaciers*, Cambridge University Press, New York, USA.

- Kucharik C.J., Foley J.A., Delire C., Fisher V., Coe M.T., Lenters J.D., Young-Molling C., Ramankutty N. (2000) *Testing the performance of a Dynamic Global Ecosystem Model : Water balance, carbon balance, and vegetation structure*, Global biogeochemical cycles, vol.14, N°3, sept.2000, The American Geophysical Union.
- L'Hôte Y., Chevallier P., Coudrain A., Lejeune Y., Etchevers P. (2005) *Relationship between precipitation phase and air temperature : comparison between the Bolivian Andes and the Swiss Alps*, IAHS Press, 997 p.
- Meyer H. (1907) *In der Hochanden con Ecuadro*, 2vol, Dietrich Reiner-Ernst Vohsen, Berlin
Edicion en castellano: *En los Altos Andes del Ecuadro*. Terra incognita, 3, Abya-Yala, Quito.
- New M., Hulme M., Jones P. (1999) *Representing twentieth-century space-time climate variability. Part I : Development of a 1961-90 mean monthly terrestrial climatology*. Journal of climate, American Meteorological Society, 856 p.
- New M., Hulme M., Jones P. (1999) *Representing twentieth-century space-time climate variability. Part II : Development of a 1901-96 monthly grids of terrestrial surface climate*. Journal of climate, American Meteorological Society, 856 p.
- Paterson W.S.B. (1994) *The physics of Glaciers* (Third Edition), Pergamon, New York.
- Pouyaud B., Zapata M., Yerren J., Gomez J., Rosas G., Suarez W., Ribstein P. (2005) *Devenir des ressources en eau glaciaire de la Cordière Blanche*, IAHS Press, 1022 p.
- Rabatel A, Jomelli V, Naveau P, Francou B, Grancher D. (2005) *Dating of little ice age glacier fluctuations in the tropical Andes: Charquini glaciers, Bolivia, 16 degrees S*. Comptes Rendus Géoscience 337 (15): 1311-1322
- Rabatel A., Mendoza J. (2004) *Informe Glaciares IRD Bolivia : Glaciares de Zongo, Chacaltaya y Charquini sur (16°S, Bolivia). Mediciones Meteorologicas, Hidrologicas y Glaciologicas, Ano Hidrologico 2002-2003*, IRD-IHH-SENAMHI, 92 p.
- Rabatel A., Dedieu JP., Vincent C. (2005) *The use of remote sensing data to determine Equilibrium Line Altitude and Mass Balance time series, validation on three French glaciers for the 1994-2002 period*. Journal of Glaciology.
- Rabatel A., Machaca A., Francou B., Jomelli V. (2005) *Glaciers recession on Cerro Charquini (Bolivia, 16°S) since the maximum of the Little Ice Age (17th century)*. Journal of Glaciology.
- Ramirez E., Francou B., Ribstein P., Descloitres P., Guérin M., Mendoza R., Gallaire J., Pouyaud B. (2001) *Small-sized glaciers disappearing in the Tropical Andes : Chacaltaya Glacier, a case study in Bolivia, 16°S*. Journal of Glaciology..
- Ribstein, P., E. Tiriau, B. Francou, and R. Saravia (1995) *Tropical climate and glacier hydrology: a case study in Bolivia*. J. Hydrol., 165, 221-234.
- Roche M.A., Bourges J., Cortes J., Mattos R. (1992) *Functionning and hydrological balance of Lake Titicaca*, 85 p.
- Siemond H., Francou B., Ayabaca E., De la Cruz A., Chango R. (1997) *El glaciar 15 del Antizana (Ecuador) : Investigaciones glaciologicas 1994-1997*, IFEA-ORSTOM-CNRS-EMAAP-Q-INAMHI, Quito, 88 p.
- Soruco A. (2005) *Etude du retrait des glaciers depuis cinquante ans dans les bassins hydrologiques alimentant en eau la ville de la Paz (Bolivie)*. Thèse DSF (IRD).
- Stephan M. (1998) *Contribution hydrologique des glaciers de l'Antizana au système collecteur de la Mica*, ENGEES, ORSTOM, 101 p.
- Schweblin Margot (2004) *Modélisation conceptuelle de dynamique lacustres sur l'Altiplano Andin*. IRD-INP.

- Vincent C., Ribstein P., Favier V., Wagnon P., Francou B. Le Meur E., Six D. (2004) *Glaciers fluctuations in the Alps and in the tropical Andes*. Académie des sciences, Elsevier SAS, 106 p.
- Whymper E. (1892) *Travel amongst the Great Andes of Equator*, Charles Steiner's and sons, New York.
Edition en castellano (1993) *Viajes a través de los majestuosos Andes del Ecuador* Terra Incognita, 4, Abya-Yala, Queto.
- Zbigniew W. Kundzewicz, Hydrological sciences, Journal des sciences hydrologiques, volume 50, number 6, December 2005, IRD-IAHS-AISH, 1200 p.

Sites internet :

- <http://www.GLIMS.org/MapsAndDocs/>
http://www.cccma.ec.gc.ca/french/fre_index.shtml
<http://www.tlfq.ulaval.ca/AXL/amsudant/equateur-carte.htm>
www.cdc.noaa.gov/people/klaus.wolter/MEI
- Les sites de mesure de Glacioclim-Andes :
www-leg.ujf-grenoble.fr/ServiceObs/SiteWebAndes/sitesmesure.htm
- Les glaciers des Tropiques : un enjeu pour l'étude du climat ?, 2003 :
www.futura-sciences.com/comprendre/d/imprimer.php?id=301
- Le Lac Titicaca :
www.icdp-online.de/news/workshops/abstracts/EGUOJ/EGUOJ-J-07377-1.pdf
- Glacier mass balance bulletin : www.geo.unizh.ch/mbb8/MBB8.pdf
<http://www.cnrs.fr/cw/dossiers/dosclim/biblio/pigbsom.htm>
http://www.newmediastudio.org/DataDiscovery/Hurr_ED_Center/Stages_of_Hurricane_Development/ITCZ/ITCZ.html
<http://www.extenza-eps.com/IAHS/doi/abs/10.1623/hysj.2005.50.6.999>
<http://www.mpl.ird.fr/hydrologie/ngt/ngtsuivi.htm>

ANNEXE 1 : Description du programme d'IBIS

ANNEXE 2 : Carte du bassin versant du lac Titicaca

ANNEXE 3 : Influence de l'altitude

ANNEXE 4 : Analyse des stocks de neige

ANNEXE 1 : Description du programme d'IBIS

Le modèle est composé d'une unité principale à laquelle peut s'ajouter une série de sous-routines, permettant l'insertion si nécessaire, de modifications et d'améliorations. Les différents programmes sont codés en Fortran.

Techniquement, le logiciel est composé de fichiers d'entrée, de fichiers «simulations», de fichiers principaux et de fichiers de sortie et restart. Le fichier «simulations» est en fait, le fichier que l'utilisateur va pouvoir modifier pour entrer les paramètres de sa simulation. Les autres fichiers ne sont pas modifiés par le simulateur.

- *Fichiers d'entrée :*

Treize fichiers d'entrée sont nécessaires pour faire marcher IBIS en mode standard. Ces fichiers sont au format netcdf, ils ont chacun une longitude, une latitude, une dimension temporelle ainsi qu'une troisième dimension optionnelle (couche ou niveau).

Tableau 6 - Détails des fichiers d'entrées de base du modèle

	NOM DU FICHIER	NOM DE LA VARIABLE	DESCRIPTION	UNITES	SOURCES
FICHIERS DE SURFACE	input/topo.nc	topo	topographie	mètres	ETOPO5 - NOAA/NGDC (1)
	input/soita.clay.nc	claypct	% d'argile	%	IGBP/CONUS (2)
	input/soita.sand.nc	sandpct	% de sable	%	IGBP/CONUS
	input/surta.nc	surta	masque terrestre	1=terre, 0=océan	adapté depuis ETOPO5
	input/vegtype.nc	vegtype	type de végétation initiale	index	SAGE (3)
FICHIERS CLIMATOLOGIQUES	input/delta.nc	deltat	température minimale absolue	°C	Université de l'Oregon (4)
	input/cld.mon.nc	cld	moyenne mensuelle de nébulosité	%	CRU (5)
	input/prec.mon.nc	prec	précipitation moyenne mensuelle	mm/jour	CRU
	input/rh.mon.nc	rh	humidité relative	%	CRU
	input/temp.mon.nc	temp	température de l'air à 2m du sol	°C	CRU
	input/trange.mon.nc	trange	écart de température moyen mensuel	°C	CRU
	input/wetd.mon.nc	wetd	jours « humides » par mois pluvieux	jours	CRU
	input/wspd.mon.nc	wspd	vitesse du vent	m/s	CRU
FICHIERS ANOMALIES CLIMATIQUES	input/cld.danom.nc	cld			
	input/prec.danom.nc	prec			
	input/rh.danom.nc	rh			
	input/temp.danom.nc	temp			
	input/trange.danom.nc	trange			
	input/wetd.danom.nc	wetd			
	input/wspd.danom.nc	wspd			

Les fichiers de surface correspondent aux fichiers utilisés à chaque simulation et décrivant l'état de surface du modèle.

Les fichiers climatologiques sont en fait les moyennes des variables concernées, des années 1961 à 1990.

En revanche les anomalies climatiques sont les séries chronologiques des écarts à la moyenne climatologique, de 1901 à 1995/98.

On peut définir par exemple la température réelle de janvier 1950 :

$T_{jan\ 1950} = T_{clim\ jan} + T_{anom}\ (janvier\ 1950)$

Sources des données d'entrée des simulations:

(1) NOAA/NGDC (National Oceanic and Atmospheric Administration / National Geophysical Data Center)

<http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/global.html>

(2) IGBP (global soil data task of the International Geosphere-Biosphere Programme, Allemagne)

<http://www.daac.ornl.gov/SOILS/igbp.html>

CONUS (Pennsylvania State University)

http://www.essc.psu.edu/soil_info/index.cgi?soil_data&conus

(3) SAGE /UW-Madison

<http://sage.sage.wisc.edu>

(4) département de géographie, université de l'Oregon

(5) CRU (Climate Research Unit, Angleterre)

http://ipcc-ddc.cru.uea.ac.uk/cru_data/examine/cru_climate.html

http://ipcc-ddc.cru.uea.ac.uk/obs/cru_climatologies.html

- *Fichiers «simulations» :*

- *ibis.infile :*

Il définit les caractéristiques de la simulation selon les exigences de l'utilisateur : zone géographique étudiée, dates de début et de fin de la simulation ainsi que le mode soit climatologique soit anomalie souhaité. 0 moins que cela soit mentionné, il n'y a aucun des paramètres à modifier si on reprend une simulation en route.

- *compar.h :*

Ce fichier sert à déterminer la résolution spatiale utilisée.

- *Fichiers principaux :*

Ceux-ci constituent le code d'IBIS en fortran 77 par un ensemble de sousroutines (*.f), de « common blocks » (*.h) et de fichiers de paramètres.

- *Fichiers restart : irestart :*

Ce répertoire est utilisé en cas de reprise d'une simulation si elle a été arrêtée. L'utilisateur n'a pas à manipuler ces fichiers.

- *Fichiers de sortie : output/*

Ils sont sous format netcdf (*.nc), ils peuvent être obtenus selon différents pas de temps : annuel, mensuel ou journalier. Ce choix revient à l'utilisateur en début de simulation dans le fichier de commandes `ibis.infile`. Ces fichiers de sortie peuvent être lus et visualisés graphiquement par `ncview`.

Procédure pour effectuer une simulation :

Dans `ibis.infile` : on rentre tous les paramètres voulus pour la simulation.

On recompile à l'aide de la commande `make` dans le terminal contenant le code fortran d'`ibis`. S'il n'y a aucun message d'erreur alors on peut passer au point c. ; en revanche, si un message d'erreur apparaît, concernant le nombre de points contenus dans la zone géographique définie, alors une modification est nécessaire. En effet, le nombre de points de la zone dans `ibis.infile` doit être identique à celui défini par `compar.h`, il faut donc le modifier : le message d'erreur nous à indiqué le nombre de points à rentrer dans le fichier `compar.h`. suite à cette modification, il faudra recompiler ;

On peut lancer `ibis` en entrant la commande `ibis` dans le terminal. La simulation se met en route. Remarque : pour arrêter la simulation une fois lancée, il suffit de taper `control+C` dans le terminal.

Les fichiers résultant de la simulation se trouvent dans le répertoire `output/`.

ANNEXE 2 : Carte du bassin versant du lac Titicaca

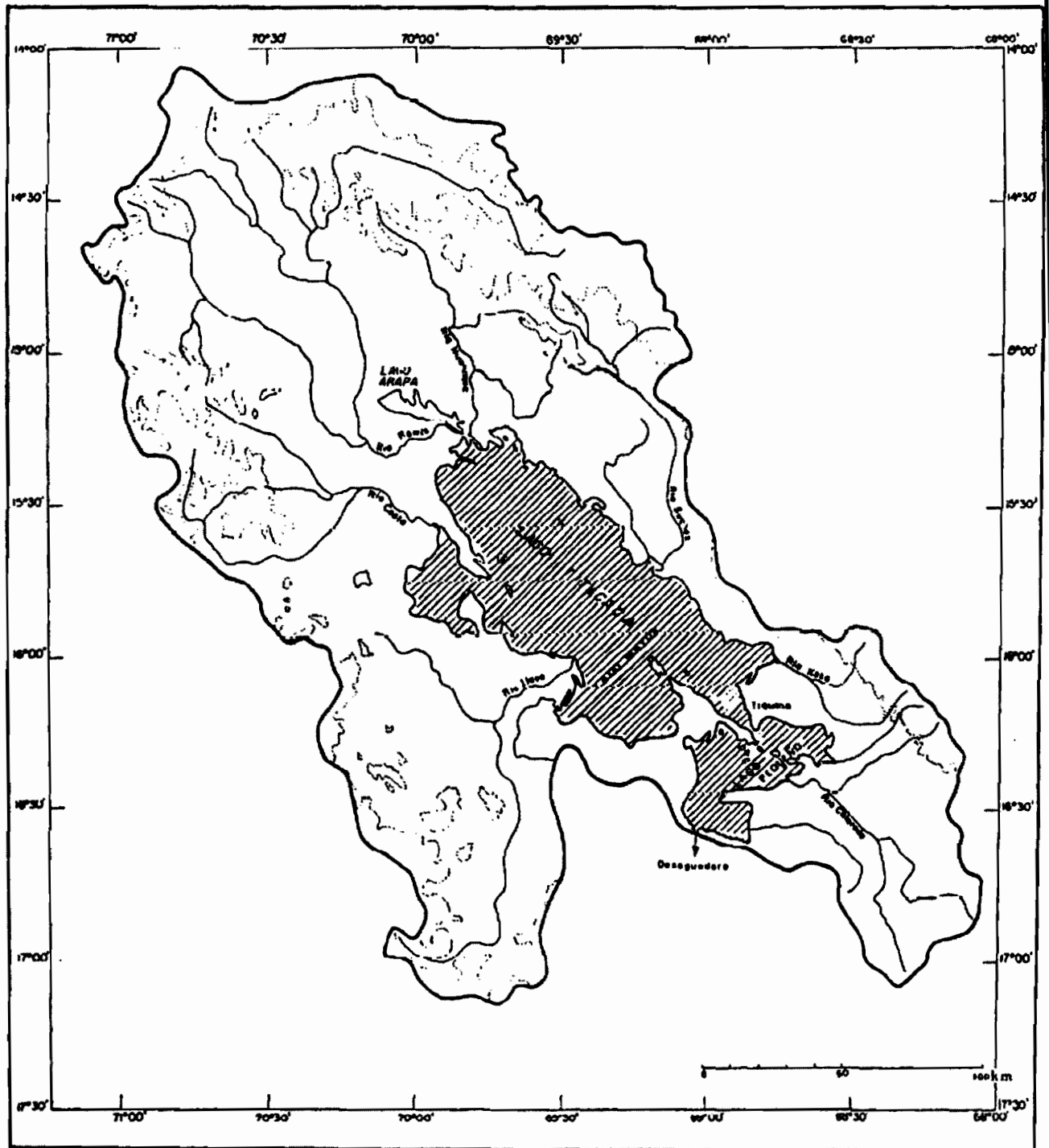
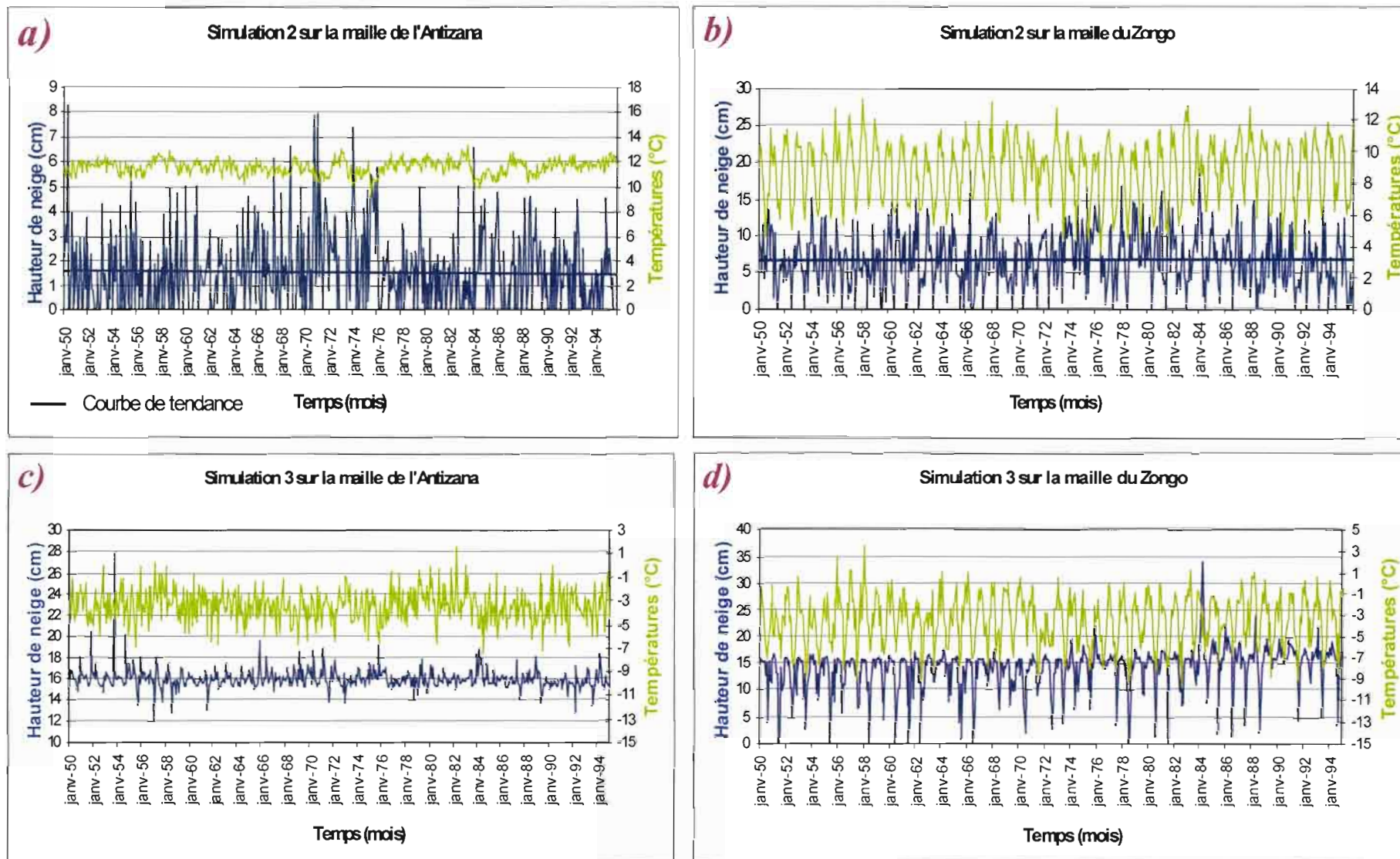


Figure 41 - Carte du bassin versant Nord du lac Titicaca (Carmouze, 1977)

ANNEXE 3 : Influence de l'altitude



Figures 42 – a) b) c) d) - Hauteur de neige et températures calculées par les simulations IBIS 2 et 3. Les simulations 2 ont été effectuées aux altitudes initiales de 3190 m pour l'antizana et 4507 m pour le Zongo. Les simulations 3 sont effectuées à 5500 m et 6088 m respectivement pour l'Antizana et le Zongo.

ANNEXE 4 : Analyse des stocks de neige

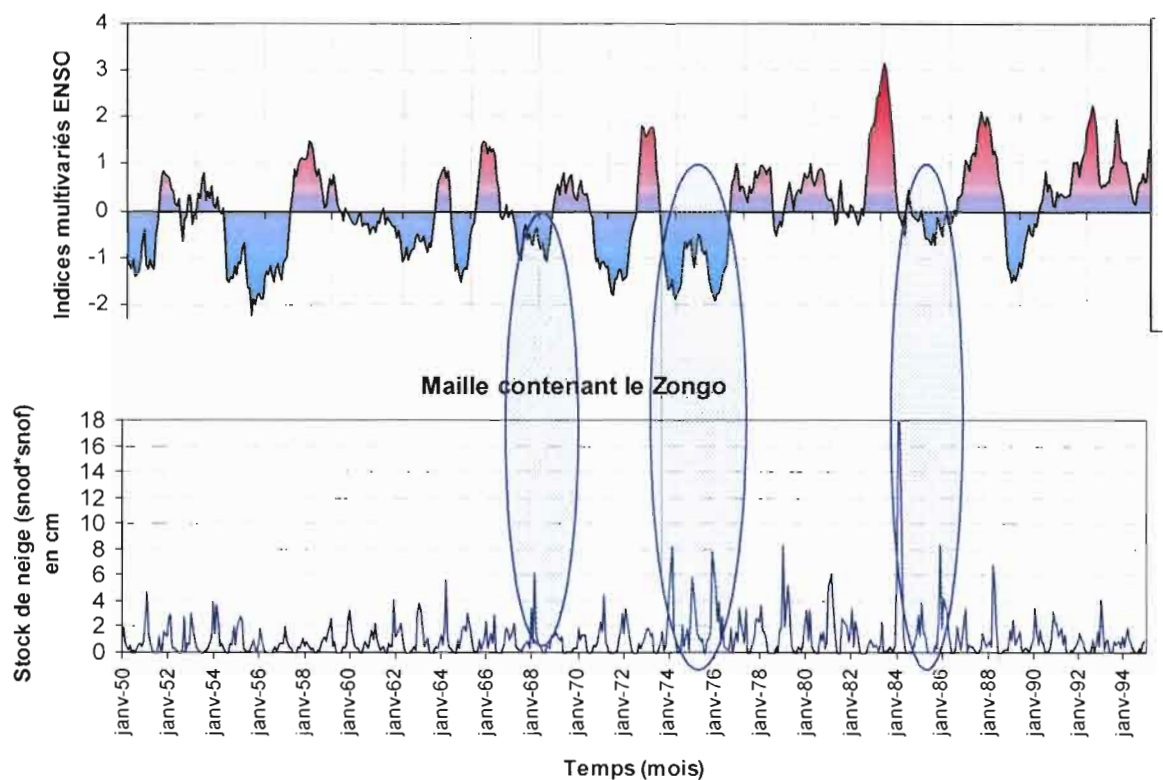


Figure - 43 – Comparaison du stock de neige sur la maille du Zongo avec prise en compte de l'altitude dans la simulation IBIS, avec la variabilité d'ENSO :

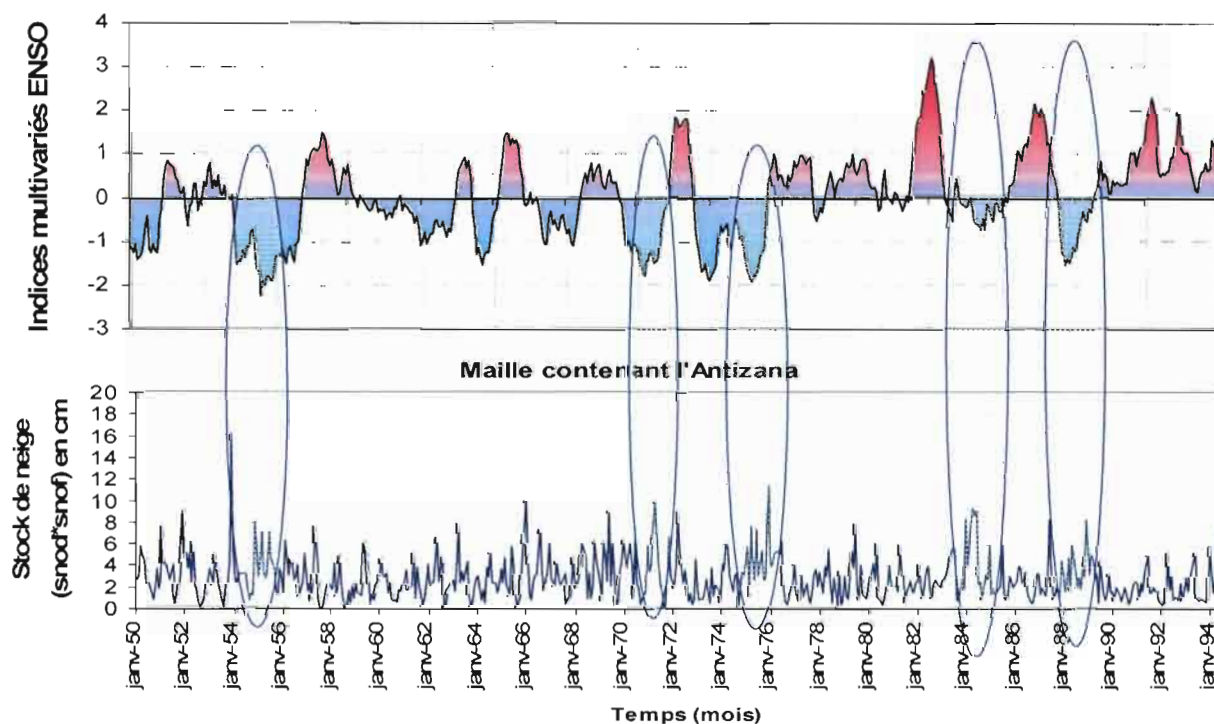


Figure 44 - Comparaison du stock de neige sur la maille de l'Antizana avec prise en compte de l'altitude dans la simulation IBIS, avec la variabilité d'ENSO :

MODELE DE SURFACE APPLIQUE A LA VARIABILITE HYDRO-GLACIOLOGIQUESUR 50 ANS DANS LES ANDES

Résumé :

Le travail exposé porte sur la cohérence temporelle sur 50 ans entre les observations attestant de variations de l'hydro-cryosphère en zone d'altitude et les résultats calculés par le schéma de surface IBIS qui simule les transferts de flux d'eau, d'énergie et de carbone à l'interface entre les surfaces continentales et l'atmosphère. La région étudiée est celles des Andes centrales, où le recul spectaculaire et récent des glaciers est bien documenté à travers les travaux de GREAT ICE (Glaciers et Ressources en Eau d'Altitude : Indicateurs Climatiques et Environnementaux).

La modélisation spatialisée des processus hydro-glaciologiques appliquée à une unité de surface de glacier ou à un bassin versant partiellement englacé, utilisant en entrée des variables climatiques fixes (calculées ou de réanalyse), est utilisée dans différents travaux en cours. Le but de ce travail est de tester une autre direction de modélisation. IBIS (Integrated Biosphere Simulator), modèle d'interface traitant les interactions verticales entre l'atmosphère et les surfaces continentales selon un maillage régulier, intègre les variables climatiques dépendant à la fois de phénomènes globaux et locaux. Ce type de modèle peut être utilisé couplé à un modèle climatique ou comme dans notre étude, seul forcé par des observations climatiques.

Notre étude consiste à tester l'aptitude de ces modèles à rendre compte des tendances observées de l'hydro-cryosphère dans une région inter-tropicale à fortes variations. Ce travail montre des variabilités interannuelles cohérentes avec les données d'entrée. Nous avons ainsi montré l'importance cruciale des conditions initiales qui intègrent les phénomènes des derniers 2000 ans pour l'étude hydro-glaciologique et qui conduisent à des résultats probants.

Mots clés : Schéma de surface ; Variations climatiques ; Hydro-glaciologie, Andes centrales ; 50 ans

Abstract :

We present here a study of the temporal coherence over 50 years between the observations attesting of atmospheric variations in a zone of high altitude and the results of a land-surface scheme/vegetation model IBIS, which simulates the water, energy and carbon fluxes between land surfaces and the atmosphere. The studied area is the central Andes, where the spectacular and recent retreat of the glaciers is well documented throughout the work of the GREAT ICE (Glaciers and Water Resources of Altitude: Climatic and Environmental indicators) research unit and associated Andean and international teams.

The spatialized modelling of the hydrologic and glaciologic processes of a unit of area of glacier or a partially iced catchment, using as forcing fixed climatic variables (calculated or from reanalysis) is used in various works in progress. The goal of this work is to test another modelling approach. We use a land-surface / vegetation model IBIS (Integrated Simulator Biosphere) representing the vertical interactions between soil, vegetation and the atmosphere. Results of IBIS depend on climatic variables and are influenced by both global and local phenomena. This type of model can be used coupled to a climatic model or as in our study, only forced by climatic observations.

Here, we test the aptitude of this type of model to account for the trends observed in the hydro-cryosphere in a highly variable intertropical zone. IBIS's results present interannual variability coherent with the forcing data. We showed the crucial importance of the initial conditions which integrate the phenomena of the last 2000 years for the glaciologic study and which lead to convincing results.

Key words : Surface model ; Climatic variations ; Hydro-glaciology ; Andes ; 50 years