

**UNIVERSITE MONTPELLIER II
SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC**

T H E S E

pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE MONTPELLIER II

***Discipline : Terre solide : géodynamique des enveloppes supérieures, paléobiosphère
Formation Doctorale : Eau continentale et société
Ecole Doctorale : Systèmes Intégrés en Biologie, Agronomie, Géosciences, Hydrosciences,
Environnement***

Présentée et soutenue publiquement

Par

Wilson SUAREZ

Le 29 novembre 2007

Titre :

**Le bassin versant du fleuve Santa (Andes du Pérou) :
dynamique des écoulements en contexte glacio-pluvio-nival**

JURY

- SERVAT Eric, Directeur de Recherche, IRD – HSM, Montpellier
- ANDREASSIAN Vazken, Ingénieur du GREF, CEMAGREF, Antony
- RIBSTEIN Pierre, Professeur, Université Pierre et Marie Curie, Paris 6
- CHEVALLIER Pierre, Directeur de Recherche, IRD – Great Ice, Montpellier
- ETCHEVERS Pierre, Ingénieur de la Météo, CEN Météo France, Grenoble
- HINGRAY Benoît, Chargé de Recherche, CNRS – LTHE, Grenoble
- POUYAUD Bernard, Directeur de Recherche, IRD – Great Ice, Montpellier

Président
Rapporteur
Rapporteur
Directeur de Thèse
Examineur
Examineur
Invité

Remerciements

Cela fait exactement six ans que j'ai commencé mes études avec l'Unité Great Ice de l'IRD, depuis mon diplôme d'Ingénieur au Pérou jusqu'à cette thèse de PhD en France.

Je souhaite remercier en premier lieu trois personnes, sans privilégier aucun ordre que celui dans lequel j'ai fait leur connaissance: **Bernard pouyaud** qui, comme co-directeur de ce travail de thèse a pris très tôt la décision de m'aider au Pérou, alors que je n'étais que stagiaire en hydrologie; **Pierre Chevallier** qui, comme directeur de ma thèse et responsable de mon DEA auparavant, a bien voulu prendre le risque d'assumer la direction d'un étudiant étranger qui ne soit pas à l'époque francophone. Grâce à l'aide et aux conseils de ces deux personnes j'ai pu arriver où j'en suis actuellement dans ma vie professionnelle et personnelle; **Robert Gallaire**, responsable de l'Unité Great Ice au Pérou, grâce à son appui professionnel et logistique m'a permis d'éviter une grande quantité de problèmes durant la réalisation de ce travail.

Tous mes remerciements à ces trois personnes.

Ensuite je voudrais remercier tous les membres de mon jury pour avoir accepté de juger mon travail: Eric Servat, Vazken Andreassian, Pierre Ribstein, Pierre Etchevers et Benoît Hingray. C'est un honneur qu'ils me font.

Au Pérou, je voudrais remercier le directeur de l'Unité de glaciologie de l'INRENA, Marcos Zapata et son équipe d'ingénieurs Jesus Gomez, Alejandro Cochachin, Nelson Santilla. Sans leur importante contribution les travaux de glaciologie et hydrologie de la Cordillère Blanche seraient impossibles à mener. Je voudrais aussi remercier toute la Direction de l'Hydrologie du SENAMHI, spécialement l'ingénieur Jorge Yerren qui m'a accordé son appui depuis mes débuts comme stagiaire. Il est important de souligner la qualité des rapports humains dont j'ai bénéficié, tant à Huaraz qu'à Lima, lors de la réalisation de mes travaux successifs.

A Montpellier, au sein de la Maison des Sciences de l'Eau, il y a tellement de personnes de Great Ice qui m'ont aidé: D'abord à madame Anne Coudrain directrice de la unité, Y.Arnaud dans le domaine des Images satellites, Yan L'hôte dans le domaine de l'information pluviométrique, JM Sicart dans le domaine de l'hydrologie de montagne... D'une manière

générale toutes les personnes de l'Unité ont été attentives à mes besoins, et m'ont apporté avec patience et gentillesse leur appui. Ainsi Catherine et Joelle ont accepté de m'héberger dans leur bibliothèque afin de me permettre d'y travailler sereinement lors de mes séjours en France.

En dehors du travail, le fait d'avoir du quitter mon pays m'a demandé un effort d'adaptation à la vie française qui a été largement facilité par la présences de tous ces amis que j'ai rencontrés au cours des quatre dernières années, qui m'ont fait découvrir les coutumes et les générosités de leur pays: Arthur, Cristine, Ingrid, Julián, Isabelle, Kenza, Marion (Rabiet et Egal), Nina, Odile, Paulina, Tangi, etc.

Enfin je voudrais remercier ma famille: mes parents Ismael y Doris sans leurs conseils et leur appui moral, je ne serais pas ce que je suis actuellement; mes frère et sœur, Nelson et Diana qui ont enjoué les courts séjours que j'ai passés dans ma famille durant les dernières années.

Table Des Matières

Remerciements.....	1
Introduction.....	5
CHAPITRE 1 : Description de la zone d'étude.....	13
Présentation de la zone d'étude et contexte de la recherche	15
1.1 Généralités	15
1.2 Paramètres physiographiques	17
1.3 Géologie	19
1.4 Sols	20
1.4.1 Fluviosols	21
1.4.2 Paramosols	22
1.4.3 Histosols	22
1.4.4 Lithosols	22
1.4.5 Formation lithique.	23
1.5 Aspect climatique	24
1.5.1 La zone de convergence intertropicale	24
1.5.2 Le phénomène « ENSO »	25
1.5.2.1 Oscillation Sud (SO)	26
1.5.2.2 Un épisode « El Niño »	26
1.5.2.3 Alors, et La Niña ?	30
1.5.2.4 Caractérisation des phases froide et chaude de l'ENSO	31
1.6 Les Précipitations	35
1.6.1 Genèse de la précipitation	35
1.6.2 Précipitation sur le bassin versant du rio Santa	38
1.6.2.1 Zone Santa amont	38
1.6.2.2 Zone Cordillère Blanche Sud	38
1.6.2.3 Zone Cordillère Blanche Nord et Centre	39
1.6.2.4 Zone Santa milieu vallée	39
1.6.2.5 Zone cordillère Noire Sud	39
1.6.2.6 Zone Nord	39
1.6.2.7 Zone Pacifique	40
1.7 Les Glaciers	42
1.7.1 Distributions, pente et orientation	42
1.7.2 Types de glaciers	45
1.7.3 Les Glaciers et le Changement Climatique	47
1.8 Importance sociale et économique du rio Santa	49
1.8.1 Importance Sociale	49
1.8.2 Importance Economique	49
1.8.2.1 Centrale hydroélectrique de Huallanca	49
1.8.2.2 Projet spécial Chavimochic	50
CHAPITRE 2 : Hydro climatologie du bassin versant du rio Santa.....	53
2.1 Disponibilité des données	55
2.1.1 Données de terrain	56
2.1.1.1 Données en dehors de la zone englacée	57
2.1.1.2 Données dans la zone englacée	62
2.1.2 L'évapotranspiration	65
2.2 Les réanalyses	67
2.2.1 Les « Réanalyses-1 » du NCEP/NCAR	71
2.2.1.1 Classification des champs de réanalyses	75
2.2.1.2 Fiabilité des réanalyses du NCEP/NCAR	76
2.2.2 Les réanalyses de NCEP/NCAR, pour le bassin versant du fleuve Santa	77
2.2.3 Validation des données des réanalyses pour le bassin versant du fleuve Santa	78
2.2.3.1 Coefficient de corrélation « produit – moment » de Pearson (r^2)	79
2.2.3.2 Relation entre la pression et l'altitude.	79

2.3 Variables hydrologiques	82
2.3.1 L'année hydrologique et le régime saisonnier	82
2.3.2 Relation entre la couverture glaciaire et les écoulements	83
2.4 Variabilité pluvio - climatique dans l'amont du bassin versant du rio Santa	89
2.4.1 Méthodes d'étude de la variabilité pluvio – climatique	90
2.4.1.1 Etude des indices	90
2.4.1.2 Test de détection de rupture	90
2.4.2 Mise en évidence de la variabilité climatique sur le bassin versant du Rio Santa	93
2.4.2.1 Variabilité de la précipitation	93
2.4.2.2 Variabilité de la température.	101
2.4.3 Relations entre « L'ENSO » et la variabilité climatique du bassin versant rio Santa	104
2.4.3.1 Relations entre les précipitations et l'ENSO	106
2.4.3.2 Relations entre la Température et les événements ENSO	111
2.5 Conclusions	114
CHAPITRE 3 : Etude d'un modèle d'écoulement capable de représenter l'évolution des ressources en eau sur des bassins versants de haute montagne.....	118
3.1 Description du modèle	121
3.1.1 Zone Glaciaire	123
3.1.2 Zone non glaciaire	129
3.1.2.1 GR1M	139
3.1.2.2 GR2M	131
3.2 Critère d'optimisation	136
3.2.1 Coefficient de corrélation (r^2)	136
3.2.2 Critère de Nash	136
3.2.3 Conservation de la masse (bilan volumétrique)	137
3.3 Extrapolation du modèle et facteur climatique	139
3.3.1 La Zone Sud de la Cordillère Blanche	140
3.3.1.1 Le cas de Artesón et Parón	141
3.3.1.2 Autres sous-bassins versants	154
3.3.2 La zone Sud de la Cordillère Blanche	160
3.3.2.1 Le sous-bassin versant de Yanamarey.	160
3.3.2.2 Autres sous-bassins versants.	162
3.4 Sensibilité du modèle	167
3.5 Conclusions	171
CHAPITRE 4 : Le changement climatique dans la région du bassin versant du rio Santa, Scénarios du changement et prévisions d'impacts.....	173
4.1 Théorie du Changement climatique	176
4.1.1 Le changement climatique et sa simulation	176
4.1.2 Le facteur anthropogénique	179
4.1.3 Prévisions du climat futur de la terre	181
4.2 Choix des modèles AOGCM et des scénarios à utiliser	189
4.3 Méthodologie	191
4.3.1 Recul glaciaire	191
4.4 Impact du changement climatique sur les ressources hydriques du rio Santa	192
4.4.1 Evolution des variables climatiques	193
4.4.2 Résultats	195
4.4.2.1 Zone Nord de la Cordillère Blanche	195
4.4.2.2 Zone Sud de la Cordillère Blanche	203
4.5 Conclusions	216
Conclusions Générales.....	219
Références Bibliographiques.....	227
Annexe.....	239

INTRODUCTION

Dans le cadre d'une coopération scientifique initiée en 2000, entre l'IRD (France) et le SENAMHI (Servicio Nacional de Meteorología del Perú), puis en 2001 avec l'INRENA (Instituto Nacional de Recursos Naturales del Perú), une équipe franco-péruvienne conduit une étude sur l'évolution des ressources en l'eau dans les Andes péruviennes, avec une attention particulière pour les bassins de haute montagne comportant des glaciers. Ce travail a pour objectif de préciser le rôle joué par la variabilité climatique sur la disponibilité de la ressource en eau apportée par ces bassins de haute montagne.

Pour le Pérou, géographiquement situé au cœur de la région intertropicale où l'effet du réchauffement climatique est notable depuis le siècle dernier, l'évaluation de la ressource hydrique, tout spécialement celle d'origine glaciaire, est un enjeu majeur.

Le Pérou possède plus de 70% des glaciers tropicaux du monde, dont environ la moitié dans la Cordillère Blanche (Francou, 1997). Cette chaîne montagneuse, qui se trouve à environ 400 km au nord de la capitale Lima, a une grande importance pour l'activité économique du pays. Le fleuve Santa (9°S-78°W), encadré par la Cordillère Noire (sans glacier) à l'ouest et la Cordillère Blanche à l'est, recueille l'eau qui s'écoule des glaciers et joue un rôle important dans les principaux projets d'irrigation du nord du pays, tout en alimentant la centrale hydroélectrique de « Huallanca » qui fournit l'énergie des principales villes et villages de la vallée. En effet, la fonte des glaciers, maintenue en saison sèche, permet d'avoir des débits stables toute l'année. Cette eau est aussi utilisée pour l'alimentation en eau des habitants de la vallée et en particulier de la ville de Huaraz (60 000 habitants).

Le régime du Rio Santa dépend de la période de l'année. Pendant la saison humide (de décembre à avril), on constate un apport principal de la pluie, alors qu'au cours des autres mois qui correspondent aux saisons sèche et de transition, l'apport principal vient des écoulements de fonte des glaciers (Vignon, 2002).

Des études récentes ont montré que, depuis le Petit Age de la Glace (1650-1850), tous les glaciers du monde reculent (Francou, 1993) ; ce recul a nettement augmenté au cours des 20 dernières années. Il est particulièrement rapide dans le cas des glaciers tropicaux et son origine est liée au réchauffement global de la planète (IPCC, 2001) qui provoque une

remontée de la ligne d'équilibre des glaciers. Cette ligne correspond à la limite physique où le bilan de masse du glacier est nul (Paterson, 1994 ; Wagon, 1999).

Dès le début des années 80, les écoulements du Rio Santa ont présenté une croissance notable à cause de l'augmentation de la surface d'ablation des glaciers en dessous de la ligne d'équilibre qui montait. Mais, avec la fonte importante actuelle, cette surface d'ablation va se réduire progressivement, en même temps que le glacier dans son ensemble, entraînant à terme une diminution des débits moyens d'écoulement du fleuve Santa.

Par ailleurs, avec la pression démographique, la demande en eau est en augmentation constante : pour les turbines de la centrale hydroélectrique de « Huallanca », pour l'agriculture et l'alimentation des populations de la vallée et pour des projets d'irrigation envisagés par le gouvernement dans le nord du pays.

Problématique et objectifs

L'objectif de ce travail est d'évaluer les variations possibles des débits futurs (au titre des ressources en eau) de la partie amont (au-dessus de 2000 mètres) du bassin du fleuve Santa, en prenant en compte la variabilité des conditions climatiques dans un contexte local peu riche en données. Ces variations des conditions climatiques sont encore bien marquées (IPCC, 2001) dans les régions tropicales. Le Pérou est un pays situé en bordure ouest de l'Amérique du Sud. Il est traversé par la Cordillère des Andes. Á l'ouest de la Cordillère s'étend une côte désertique (en très fort déficit hydrique), et de l'autre côte le bassin versant amazonien qui dispose d'un bilan hydrique largement excédentaire. Près de 67% de la population du Pérou habite dans les principales villes installées sur la côte désertique du pays. Ces populations utilisent l'eau qui vient de la Cordillère et de ses glaciers, pour sa consommation, l'agriculture, la production d'énergie, etc.

Pourquoi évaluer les ressources en eau d'un bassin versant englacé comme celui du Rio Santa ?

- La moitié des glaciers péruviens (le Pérou à presque 70% de l'ensemble des glaciers tropicaux du monde) se trouve sur le bassin versant du fleuve Santa. La fonte de ces glaciers permet d'avoir de l'eau pour ses différents usages (consommation, agriculture, etc.). Cette zone constitue une bonne zone d'étude pour les objectifs de cette thèse parce qu'elle concentre les deux processus principaux producteurs des ressources en l'eau : les précipitations liquides et solides, dont une partie se transforme directement en écoulements, et les glaciers dont le recul actuel accroît l'eau de fonte.
- La problématique du changement climatique commence à être prise en considération dans les décisions de type politique par les principaux organismes de gestion des ressources naturelles du Pérou (INRENA) et de gestion de l'environnement comme la Commission nationale de Environnement du Pérou (CONAM). Ceux ont pris conscience de l'importance pour l'avenir des ressources en eau glaciaire.
- Ce bassin versant dispose d'une bonne série de données hydrologiques (depuis 1948) dans plusieurs sous bassins versants du Santa. Il y a aussi une collection importante de

données climatiques sur les zones englacées de ce bassin versant. Enfin, en 2000 a été signée une coopération entre SENAMHI (Pérou), INRENA (Pérou) et l'Institut de Recherche pour le Développement de France (IRD) pour équiper et suivre le comportement de quelques glaciers et lacs glaciaires péruviens. Cette coopération nous a permis de disposer de données fiables des débits issus des principaux lacs des sous bassins versants et de données météorologiques sur et à proximité des glaciers.

L'objectif final, en résumé, est donc d'élaborer un modèle qui puisse représenter les écoulements qui sortent du bassin versant du fleuve Santa. Ce modèle doit être sensible aux différentes manifestations de la variabilité climatique pour permettre la prise de décisions sur la gestion future de l'eau, malgré la faible disponibilité de données hydro climatiques dans cette zone de hautes montagnes.

Les travaux entrepris s'organisent principalement autour de quatre axes de recherches.

- **La première étape** prend en compte l'acquisition, la recompilation et la critique de toute l'information utile (données hydro météorologiques, information cartographique, information spatiale, etc.) à partir de l'année 1948. Compte tenu de l'existence d'une série d'institutions qui ont travaillé successivement ou travaillent encore (EGENOR, INRENA, SENAMHI, Direction d'eaux, etc.) sur ce bassin versant, la sélection des données et leur critique a été une étape très lourde et importante pour connaître quelles étaient les données disponibles effectivement pour accomplir notre projet.
- **La deuxième étape**, une fois toute l'information traitée et critiquée, concerne la recherche de relations entre l'information hydro climatique disponible et la variation spatiale et temporelle de la ressource en eau. Dans cette étape nous avons décidé de privilégier des méthodes statistiques robustes qui soient capables de dégager la relation existant entre les deux principaux éléments contributeurs de l'écoulement (la précipitation et la fusion glaciaire) et les paramètres climatiques.
- **La troisième étape**, après que les relations spatiales et temporelles ont été définies, consiste à utiliser cette information pour développer un modèle qui soit capable de représenter les écoulements d'origine glaciaire et non glaciaire. La modélisation de la fonte glaciaire a été jusqu'ici bien développée, principalement par l'utilisation de

modèles physiques distribués spatialement, nécessitant donc la spatialisation sur l'ensemble du glacier du bilan énergétique obtenu localement De façon complexe à partir de données multiples. Pour ce travail, les données de ce type nécessaires n'existaient pas, et on a décidé d'utiliser un modèle plus simple, moins gourmand en données, mais qui soit capable de représenter les écoulements de la partie glaciaire. Pour la modélisation des écoulements non glaciaires, les modèles de la famille GRxy ont prouvé leur efficacité pour la modélisation pluie – débit, sans utiliser beaucoup de données. Ces deux modèles seront ensuite intégrés pour reconstituer les écoulements finaux à la sortie des bassins.

- **La quatrième étape** prend en compte les sorties des *modèles de circulation générale couplés atmosphère-océans* (AOGCM). Ces modèles ont été utilisés pour prévoir les impacts du changement climatique sur la planète en fonction des scénarii climatiques proposés par l'Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). Des sorties de ces modèles sont couplées avec le modèle hydro-glaciologique développé dans l'étape trois, pour parvenir à quantifier ces impacts sur les écoulements du fleuve Santa.

Ce travail n'a pas comme objectif d'analyser la variabilité climatique en tant que telle, puisqu'on utilise les résultats des modèles climatiques pour estimer la variation des ressources en l'eau. L'analyse de la variabilité climatique comme son évolution dans le temps ses domaines relevant d'autres compétences.

Organisation du mémoire

Le premier chapitre présente la zone d'étude et le contexte. Dans ce chapitre, se rencontrent les informations relatives à l'hydrologie, la géologie et la climatologie régionales, ainsi qu'un rappel de l'importance économique et sociale de ce bassin versant dans le territoire péruvien.

Le deuxième chapitre analyse l'information existante, hydrologique et climatique. Dans ce chapitre s'analyse donc les relations globales existant entre les différentes variables climatiques et les écoulements sortants (glaciaires et non glaciaires).

Le troisième chapitre est consacré à la fois aux modélisations de la surface glaciaire et de la surface non glaciaire. On utilise le modèle GR pour la surface non glaciaire avec différents paramètres. Pour la surface glaciaire, est présenté le modèle d'écoulement développé pour quantifier l'apport glaciaire.

Le quatrième chapitre présente spécifiquement le concept du changement climatique. On y analyse le changement climatique et ses conséquences, grâce à une description des modèles globaux qui ont été utiles au présent travail. En fin il présente les résultats du couplage entre les modèles globaux et le modèle d'écoulement général (couplage entre le modèle GR et les apports glaciaires). Ces résultats prennent en compte les scénarios différents proposés par l'IPCC.

CHAPITRE 1 : Description de la zone d'étude

1. Présentation de la zone d'étude et contexte de la recherche

1.1 Généralités

Le bassin versant du río Santa se trouve à 400 km au nord de la capitale Lima à proximité de la côte pacifique du Pérou. Il verse ses eaux à l'Océan Pacifique. Ce bassin versant a une surface totale de 11721 km². Au niveau administratif, il se place au milieu du département d'Ancash.

Au plan géographique, il se situe entre 10°12' et 7°58' de latitude sud et 78° 41' et 77°13' de longitude ouest (figure 1.1). Ses limites hydrologiques sont pour le nord les bassins versants des petits fleuves côtiers Chao et Viru et pour le sud les bassins versants des fleuves Pativilca et Fortaleza. Pour le côté est, il est limitrophe avec le fleuve Marañon (affluent du fleuve Amazone) et au sud-ouest avec les bassins versants des fleuves : Lacramarca, Casma, Huarmey et Fortaleza et l'Océan Pacifique.

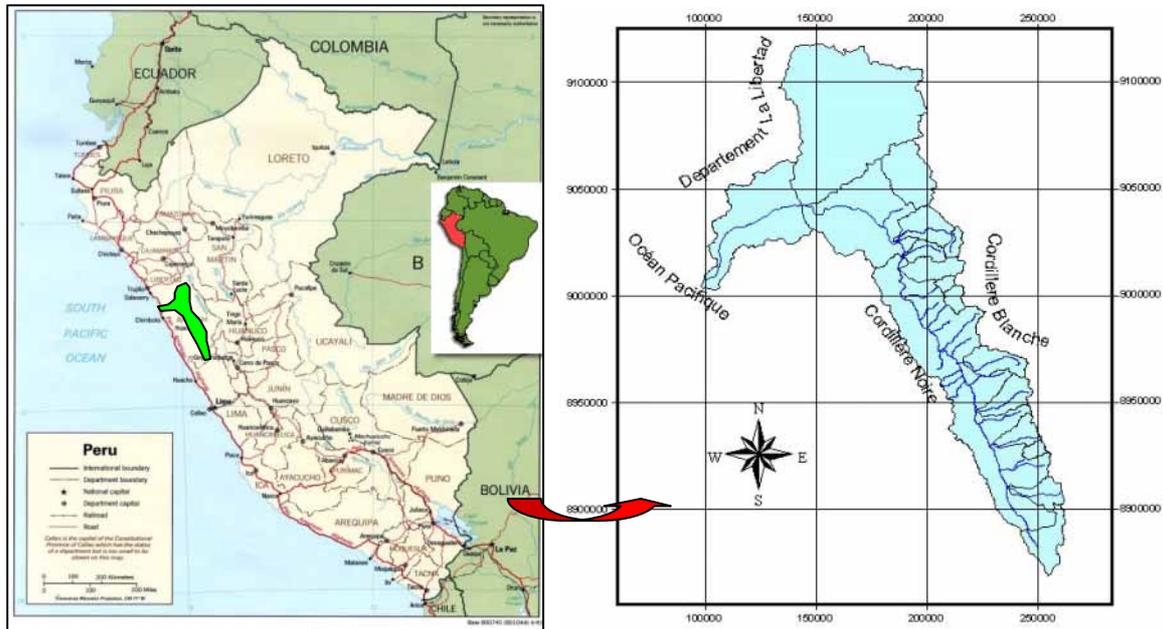


Figure 1. 1 Position du Pérou en Amérique du Sud et position du bassin versant du río Santa au Pérou.

Au niveau altitudinal, ce bassin versant a une amplitude qui va depuis l'océan Pacifique jusqu'au point le plus élevé du Pérou, le Nevado Huascarán, à 6768 mètres d'altitude. Au niveau de la climatologie, le bassin versant peut être partagé en bassin humide (à l'amont) et

bassin sec (à l'aval). Le bassin humide représente la surface de capture (zone où se présentent les précipitations) et se trouve au-dessus de 2000 mètres d'altitude. Cette surface représente 83% de la surface totale de tout le bassin versant du río Santa.

Le río Santa a 315 km de longueur maximale, entre sa source au lac Conococha (4020 mètres), jusqu'à l'Océan Pacifique. De cette distance 146 km appartiennent au bassin humide. Ce bassin versant, à l'amont, est enserré entre deux Cordillères : la Blanche et la Noire. La Cordillère Blanche se compose, pour 631 km², de couverture glaciaire, dont 381 km² appartiennent au bassin versant du río Santa qui se jette à l'Océan Pacifique et 250 km² appartenant au bassin versant amazonien. Cette Cordillère compte 260 lacs, dont 192 appartiennent au bassin versant du río Santa (Acuña, 2003). C'est dans cette Cordillère que se trouve la montagne plus haute du Pérou (Huascaran, 6768 mètres).

La Cordillère Noire, située à l'ouest de la Cordillère Blanche, en bordure du Pacifique dont elle n'est séparée que par une mince bande côtière, a une altitude maximale de 5178 mètres (montagne Cancahua). Dans cette Cordillère n'existe aucun glacier, mais les parties les plus élevées peuvent être, de manière sporadique, couvertes de neige.

Dans la figure 1.2, en 3D l'amont du bassin versant du río Santa où se distinguent les deux Cordillères avec leurs lacs et la couverture glaciaire de la Cordillère Blanche.

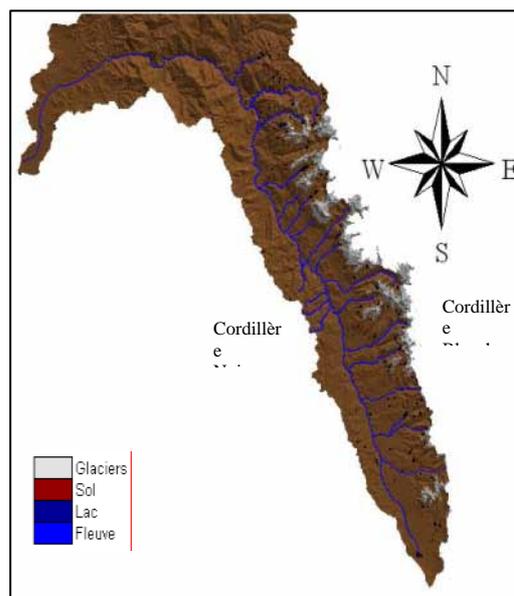


Figure 1. 2 Vue 3D de l'amont du río Santa, en couleur blanc la surface glaciaire de la cordillère Blanche et en bleu les lacs et le réseau hydrographique.

Ce bassin versant se décompose en différents sous-bassins versant avec des glaciers ou sans glaciers. Dans la figure 1.3 on a reconstitué le rectangle équivalent du bassin du río Santa et de ses principaux sous-bassins.

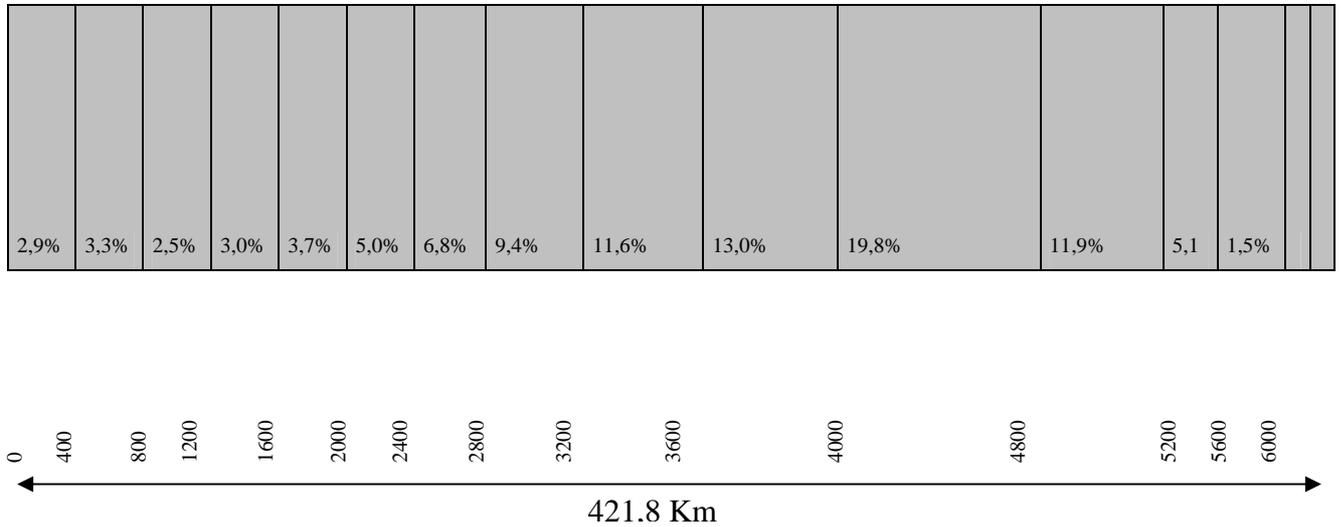


Figure 1. 3 Carte du rectangle équivalent du bassin versant du río Santa selon les lignes de niveau.

1.2 Paramètres physiographiques

Le bassin versant du río Santa présente une forme irrégulière, mince puis élargie (forme de pistolet), qui a une influence sur ses écoulements superficiels. Cela est confirmé par la valeur du facteur de forme (0,11) de son rectangle équivalent (figure 1.3) où le côté le plus petit représente 6,6% du côté le plus grand. Cette forme indique que le ruissellement direct, produit par les précipitations sur les pentes, a un effet rapide sur les débits du fleuve.

Principaux paramètres physiographiques :

Coefficient de compacité : 2,33

Facteur de forme : 0,11

Rectangle équivalent :

Côté plus grand : 421,84 km

Côte plus petite : 27,79 km

Ce bassin versant dans son ensemble comporte à la fois des sous-bassins versants (figure 1.4) de nature glaciaire et non glaciaire, dont le tableau 1.1 fournit les différents paramètres physiographiques.

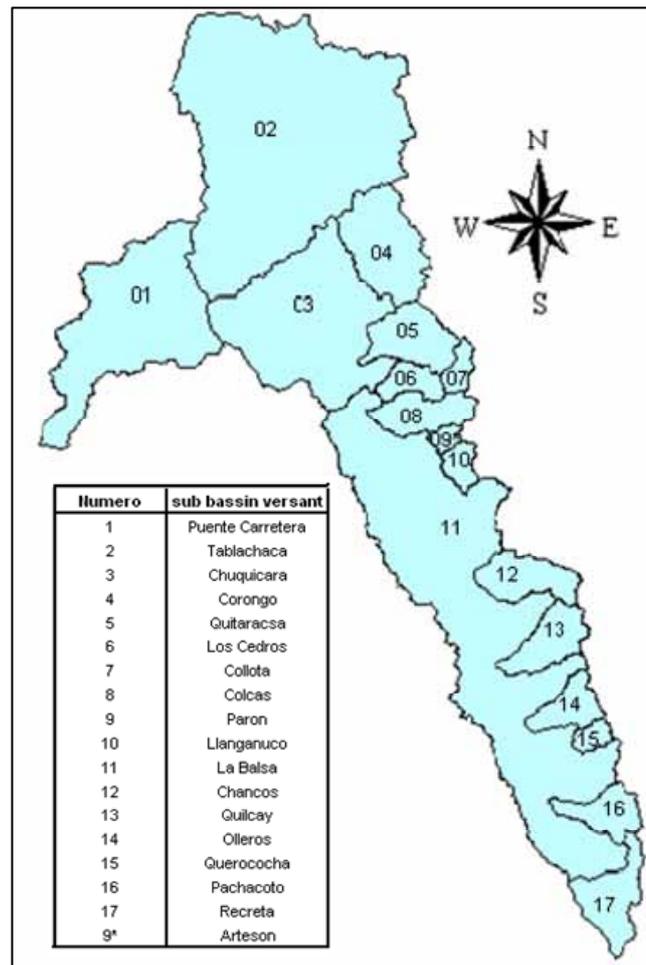


Figure 1. 4 Carte du bassin versant du río Santa avec tous les sous-bassins versants. Le numéro 9* indique l'existence d'un autre sous-bassin versant (Artesón) dans le sous-bassin versant (Parón).

Tableau 1. 1 Sous-bassins versants du bassin versant du río Santa avec leurs paramètres physiographiques.

Bassin	surface Km ²	Périmètre Km	Indice de compacité	Rectangles équivalents	
				L	I
Artesón	8,8	12,9	1,22	4,47	1,96
Chancos	271,4	84,2	1,43	34,16	7,95
Chuquicara	1393,5	209,6	1,57	89,19	15,62
Colcas	234,2	78,7	1,44	32,03	7,31
Collota	77,5	42,9	1,36	16,82	4,61
Corongo	507,1	108,2	1,34	42,01	12,07
La Balsa	3159,0	539,6	2,69	257,51	12,27
Llanganuco	86,1	42,8	1,29	16,02	5,38
Los Cedros	131,2	58,1	1,42	23,42	5,60
Olleros	176,4	66,3	1,40	26,47	6,67
Pachacoto	201,7	77,4	1,53	32,52	6,20
Parón	47,4	30,7	1,25	11,06	4,28
Puente Carretera	1324,1	221,1	1,70	96,90	13,66
Querococha	64,0	36,4	1,27	13,43	4,77
Quilcay	250,3	80,6	1,43	32,64	7,67
Quitaraca	310,9	87,7	1,39	34,93	8,90
Recreta	299,9	100,3	1,62	43,18	6,95
Tablachaca	3186,9	291,4	1,45	118,89	26,81
SANTA	11721,6	899,3	2,33	421,84	27,79

1.3 Géologie

La zone étudiée était constituée, à l'origine, d'un grand bassin de sédimentation, qui fut le siège, dans son histoire géologique, successivement d'effondrements et d'émersions (ONERN, 1972). Ce processus a permis le dépôt de sédiments de faciès aussi bien marins que continentaux.

Les roches qui affleurent dans la région sont sédimentaires, métamorphiques et ignées. Les premières sont représentées principalement par des calcaires, des lutites, des conglomérats et du matériel volcanique. Les secondes comprennent principalement des quartzites, des ardoises et des marbres. Pour les troisièmes, il s'agit principalement de granodiorites provenant d'un batholithe intrusif et d'effusions volcaniques qui couvrent partiellement ou

totalemment des structures et roches plus anciennes. L'âge de ces roches va depuis le jurassique supérieur jusqu'au quaternaire récent (INADE, 2002).

L'amont du bassin versant (au-dessus de 2000 mètres) est constitué par deux formations montagneuses principales, les Cordillères, la Blanche et la Noire. La Cordillère Blanche est un batholite de granodiorite de l'âge tertiaire supérieur, encaissé par des sédiments créacés et par des dépôts morainiques glaciaires pléistocènes et du Petit Age de Glace (PAG) (XVème siècle à la fin du XIXème siècle). Les principaux événements structuraux régionaux ont été la compression, le plissement, et le sur-épanchement du bassin sédimentaire, suivis par l'éruption du volcan Calipuy, l'intrusion du batholite de la Cordillère Blanche et la formation de la terrasse du « Callejon de Huaylas » (vallée du río Santa). Les directions structurales dominantes dans la région sont d'abord selon un axe nord-ouest (correspond au río Santa), puis un axe nord-est (structure secondaire qui traverse la vallée).

Dans la Cordillère Noire, le volcan Calipuy est à l'origine de dépôts minéraux d'argent, de plomb, de zinc, de cuivre et d'or exploités actuellement. Les dépôts sont associés avec une chaîne d'altérations hydro thermales sur une longueur de 70 km, qui vont parallèlement à la vallée du río Santa selon une direction nord-ouest.

L'origine même de la chaîne andine, dont les deux cordillères font partie, est expliquée synthétiquement de la façon suivante : « la chaîne andine résulte de la convergence d'une plaque océanique, la plaque de Nazca, située dans le sud-est de l'océan Pacifique et d'une plaque continentale, celle de l'Amérique du sud. La première plaque « subducte » à une vitesse de 10 cm/an sous la seconde. Au large, les fosses du Pérou et du Chili, avec leur profondeur de plus de 6000 mètres, marquent morphologiquement la subduction. Lui est liée une séismicité profonde très constante tout au long du désert côtier et sur l'édifice andin » (Francou, 1995).

1.4 Sols

Dans cette zone, la répartition des sols est extrêmement complexe et leurs variations spatiales importantes. Le Bureau National d'évaluation des Ressources Naturelles du Pérou (ONERN) en 1972 a fait une étude exploratoire de leur potentiel d'utilisation. Cette étude est la plus récente faite pour les sols de ce bassin versant. Pour simplifier les études de sols,

ceux-ci seront présentés en accord aux grands groupes de la classification FAO. Dans le cas du bassin du Santa, il y a 11 grands groupes de sols identifiés (ONERN, 1972), présentés sur la table 1.2 selon la classification FAO. Sur la figure 1. 15 on peut voir sur une section du Bassin Versant les différents types de sols. On va seulement présenter une description du type de sols qui se trouvent sur la vallée inter andine et les régions de haute montagne.

Tableau 1. 2 Grands groupes de sols dans le bassin versant du río Santa selon la classification FAO.

Fluvisols Fluvisol eutric (irrigue) Fluvisol eutric (sec) Fluvisol gleic Fluvisol eutric (andine)	Yermosols Yermosol haplic
	Xerosols Xerosols luvico
Regosols Regosol eutric (irrigue et sec)	Kastonozems Kastonozem luvic Kastonozem calcic
Solonchaks Solonchaks ortic Solonchaks gleic	Paramosols Paramosol distric Paramosols eutric
Andosols Andosols vitric Andosols mollic Andosols andosol	Histosols Litosols Litosol desertic Litosol distric (andine) Litosol eutric (andine)

1.4.1 Fluviosols

Ce sont des sols avec un relief topographique à prédominance plane. Ils présentent une morphologie stratifiée, formée sur des dépôts récents d'origine alluviale. Dans la couche plus proche de la surface, il y a de la matière organique en quantité variable, puis un matériel minéral de caractéristiques morphologiques non différenciées. Ces sols sont présents dans la plupart des surfaces agricoles de ce bassin versant. D'un point de vue économique, ces sols sont les plus aptes à la production agricole.

1.4.2 Paramosols

Ils se rencontrent en inclusions au-dessus de 3900 mètres, associés avec des lithosols de relief topographique varié, et sont développés sur un matériel igné intrusif et métamorphique principalement. Par suite des conditions climatiques très rigoureuses, leur potentiel agricole est très limité aux activités d'élevage transhumant.

1.4.3 Histosols

Dans ce groupe de sols, n'a été déterminée qu'une seule unité. Elle est formée par des sols de nature organique, qui se trouvent généralement dans des zones de dépression et sont hydro morphiques. Par suite de leur morphologie, ils ne peuvent supporter qu'une activité d'élevage extensif.

1.4.4 Lithosols

Selon leurs positions géographiques et leurs conditions climatiques, on a déterminé les deux unités suivantes : les lithosols désertiques et les lithosols andins (ONERN, 1972). **Le lithosol désertique présente** une lithologie variée, où prédominent les roches ignées intrusives (granite, granodiorite, diorite, etc.), après les roches volcaniques (andésites, agglomérats, etc.) et à un moindre niveau les roches sédimentaires et métamorphiques (calcaires, lutites, quartzites). Leur pente est très prononcée avec plus de 70%. Ce groupe, en association avec la formation lithique, couvre principalement la portion inférieure du flanc occidental andin (depuis l'océan jusqu'à 2600 mètres). Il se présente aussi en association avec les régosols dans sa zone inférieure et avec les xérosols dans sa zone supérieure. Ce sont des sols sans potentiel agricole par leurs conditions climatiques arides, leur nature superficielle et leur pente. **Le Lithosol andin** présente une lithologie principalement formée par des roches sédimentaires, volcaniques et métamorphiques (selon sa position sur le bassin versant). Il est prédominant à l'amont du río Santa et au-dessus de 2600 mètres sur le flanc occidental des Andes. Le relief est très marqué avec des pentes supérieures à 70%. Cette formation, sur l'amont du río Santa, a pour limites supérieures les formations nivales ou purement lithiques,

et sur le flanc occidental des Andes a pour limite inférieure les lithosols désertiques. Par suite de leurs pentes abruptes, ces sols ne sont pas aptes pour l'agriculture, et on peut seulement y développer un élevage nomade.

1.4.5 Formation lithique.

Ce n'est pas une formation édaphique (ce n'est pas un sol), constituée essentiellement d'affleurements de roche nue (affleurement rocheux) et de d'éboulis détritiques peu consolidés de roches. Ils se trouvent distribués largement dans tout le bassin. La composition lithologique est variée, depuis des matériels volcaniques (andésites et dacites) et des roches intrusives (granodiorites), jusqu'à des roches sédimentaires et des roches métamorphiques. Ils ne sont aptes ni pour l'agriculture, ni pour l'élevage.

Sur la figure 1.5 on peut voir un profil de distribution des grands groupes de sols du bassin versant du río Santa.

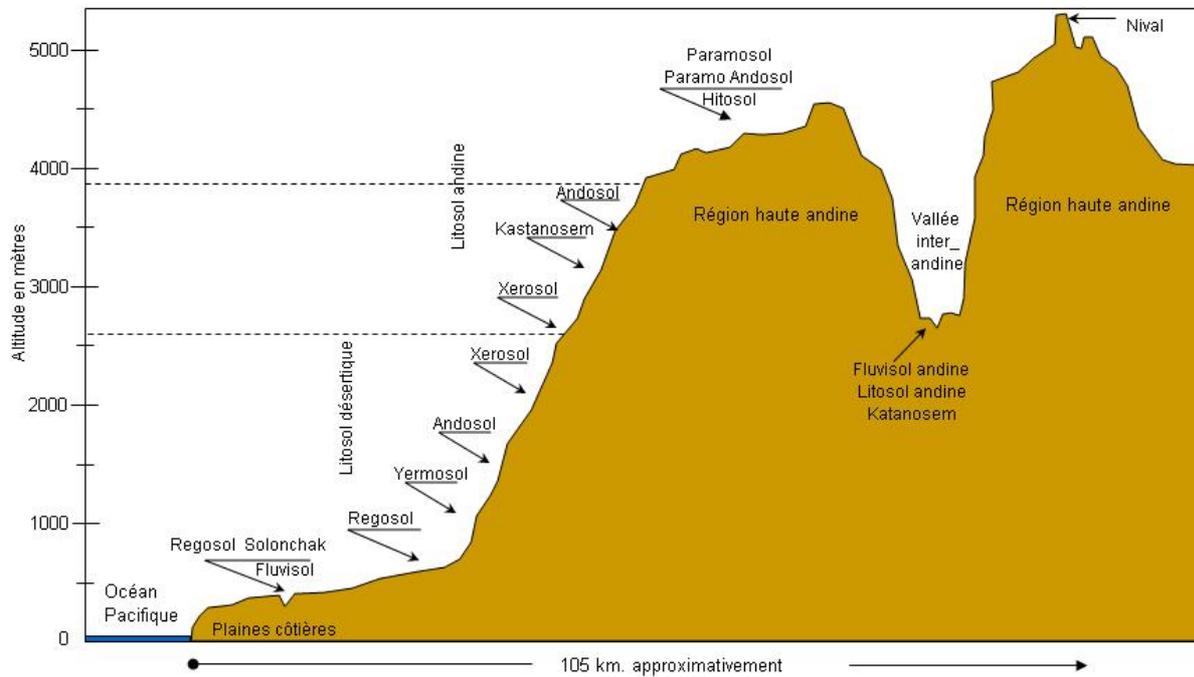


Figure 1. 5 Profil de distribution des grands groupes de sols du bassin versant du río Santa.

1.5 Aspect climatique

Le bassin versant du río Santa se trouve dans la région tropicale. La région tropicale, selon Kasser (1996), est définie comme l'intersection de trois surfaces du globe terrestre : la surface balayée par la zone de convergence intertropicale (ITCZ), la surface où l'amplitude thermique diurne est supérieure à l'amplitude thermique annuelle, et la surface comprise entre les tropiques du Cancer et du Capricorne (figure 1.6).

Dans la thèse de Sicart (2002), il y a deux définitions supplémentaires de la région tropicale, l'une proposée par Garstang et Fitzjarrald (1999) : « *ils considèrent que les saisons sont distinguées en terme d'humidité et non de température, car l'humidité sous forme vapeur ou liquide est la variable prédominante dans l'atmosphère tropicale, déterminant le climat sur toutes les échelles de temps et d'espace* » (Sicart, 2002). L'autre est la définition proposée par Hastenrath (1991) : « *la zone tropicale est comprise entre les latitudes 30°S et 30°N, englobant la moitié de la surface terrestre. Sous les tropiques, les processus de période journalière et les circulations locales sont beaucoup plus vigoureux qu'aux plus hautes latitudes* » (Sicart, 2002).

1.5.1 La zone de convergence intertropicale

Le bassin versant du río Santa se trouve situé dans la zone de convergence intertropicale (ITCZ : Inter Tropical Convergence Zone (Hastenrath, 1991)), de sorte que la position de notre bassin versant dans cet endroit caractéristique marque le comportement des précipitations. La saisonnalité de la couverture nuageuse sur le bassin versant (Andes centrales) est fortement liée aussi à l'ITCZ (Garreaud, 2003). L'ITCZ (figure 1.6) est une ceinture de basses pressions qui entoure la planète. Il est formé, comme son nom l'indique, par la convergence d'air chaud et humide, de part et d'autre de l'équateur, où convergent les alizés du nord-est et du sud-est (Sicart, 2002).

L'air est poussé vers l'ITCZ par l'action de la cellule de Hadley (Rossel, 1997), qui est une caractéristique atmosphérique à méso échelle qui fait partie du système planétaire de distribution de la chaleur et l'humidité. Il est transporté verticalement vers le haut par l'activité convective des orages.

La localisation de cette région de l'ITCZ change avec un cycle saisonnier qui suit la position du soleil dans le zénith, atteignant sa position la plus au nord (8°N) pendant l'été de l'hémisphère nord, et sa position la plus au sud (1°S) pendant le mois de janvier.

Les variations de la position de l'ITCZ ont une influence sur les précipitations des pays des régions équatoriales, en étant à l'origine des deux saisons caractéristiques de ces régions : la saison sèche et la saison humide, selon les échanges thermiques correspondant, comme dans les latitudes supérieures. Comme la force de Coriolis est inférieure pour les basses latitudes proches de l'équateur, le mouvement principal de l'atmosphère a pour origine la cellule de Hadley, sans vents très intenses.

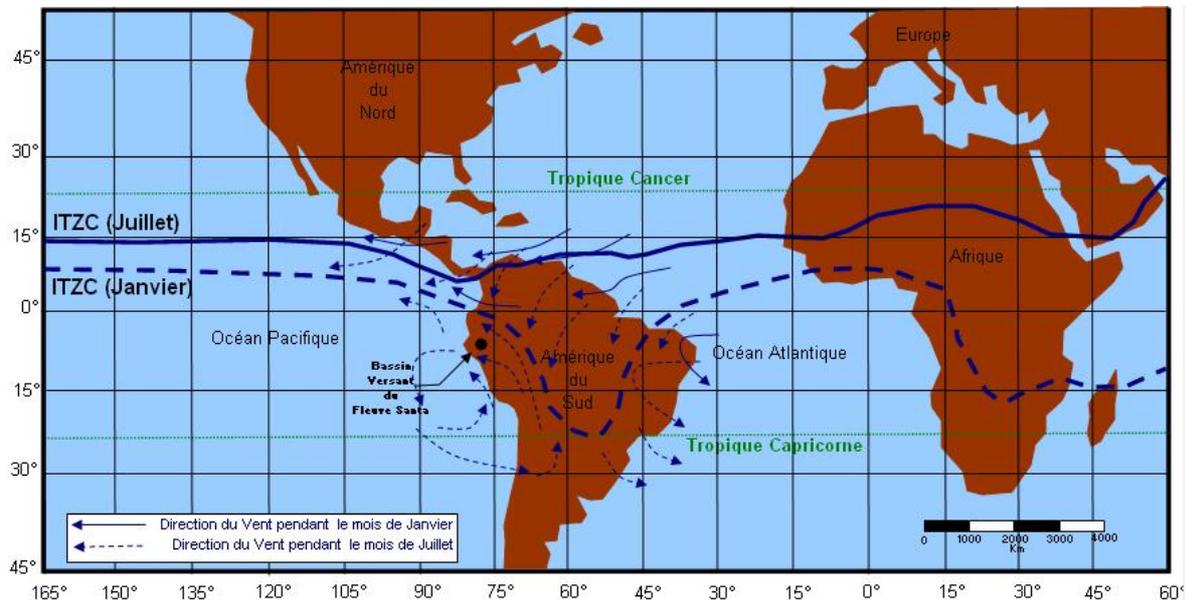


Figure 1.6 Direction du vent en surface et position de la zone de convergence intertropicale (ITCZ) en Amérique du Sud, au cours de l'été austral et de l'hiver austral. Le point noir indique la position du bassin versant du río Santa.

1.5.2 Le phénomène « ENSO »

Le terme ENSO (El Niño - Sud Oscillation) est utilisé pour décrire un système de fluctuation océanique (El Niño) et climatique (Oscillation Sud) du Pacifique équatorial, dont les conséquences affectent toute la planète. Ce terme a été utilisé pour la première fois par Rasmusson et Carpenter en 1981 (Allan, 1996), qui décrivent l'interaction.

Le phénomène ENSO a des implications considérables sur l'Amérique du Sud. Il produit des augmentations dans le régime pluviométrique du nord du Pérou (Rossel, 1997; Waylen, 1986) et du sud de l'Equateur (Rossel, 1997), aussi bien que des déficits dans la région altiplanique des Andes (Garreaud, 2003 ; Gioda, 2001). Au niveau de la température, il correspond à une augmentation de 0.5 à 1.0°C dans la troposphère (Chiang, 2002) au niveau des Andes centrales, avec une augmentation de la fonte des glacier tropicaux (Ribstein, 1995), qu'on peut apprécier notamment dans le travail de Wagnon, 2001.

« El Niño » fut à l'origine une expression utilisée par des pêcheurs du Nord du Pérou (Rossel, 1997 ; Allan, 1996 ; Chaffaut, 1998), qui ont employé ce nom pour qualifier un phénomène océanique de réchauffement de l'eau provoquant la fuite des anchois plus au sud. Ce nom a été donné par les pêcheurs parce que ce phénomène se présente pendant le mois de décembre proche de Noël, qui est la naissance de l'enfant Jésus. Ce terme a été utilisé ensuite par la communauté scientifique internationale pour qualifier les événements de la climatologie locale d'amplitude exceptionnelle (Quinn, 1997). En fait, « El Niño » est un phénomène climatique qui concerne tout le Pacifique équatorial.

Ce phénomène se présente selon des intervalles de deux à sept ans et il se caractérise par une augmentation de température de 3°C à 6°C en moyenne de la surface de l'Océan Pacifique (Chaffaut, 1998). Actuellement, avec le réchauffement de la planète, il apparaît que ce cycle présente une réduction des intervalles entre ses manifestations (IPCC, 2001).

1.5.2.1 Oscillation Sud (SO)

Elle correspond à la composante atmosphérique de l'ENSO. Ce facteur semble effectivement constituer un paramètre significatif de la variabilité interannuelle du climat sous les tropiques (Chaffaut, 1998). Cette oscillation SO est une fluctuation pseudo cyclique du système océan-atmosphère sur le Pacifique intertropical.

Dans l'atmosphère, ce phénomène se manifeste par une tendance au développement d'anomalies de pression de signe inverse entre le secteur occidental du Pacifique tropical (secteur indo-australien) et la région voisine de l'anticyclone subtropical du Pacifique sud

(secteur sud-oriental). La différence de pression mensuelle moyenne entre Tahiti (18°S, 150°S) et Darwin (12°26S, 130°52'E) est employée pour qualifier ces anomalies.

Cette oscillation apparaît comme positive ou négative. La phase positive correspond à une pression anormalement élevée dans le sud pacifique, alors qu'elle est en dessous de la normale dans le secteur ouest océanique australien. Un haut SOI correspond à la fois : à un puissant anticyclone subtropical dans le Pacifique sud, à de forts alizés (renforcement de la circulation est-ouest), et à une montée conséquente du niveau de la mer dans l'ouest Pacifique et à une poussée renforcée des eaux froides profondes sur la cote sud-américaine.

Les températures plus froides qui se présentent en face des côtes de l'Amérique du Sud sont la cause d'un autre phénomène océanique appelé upwelling, lequel est produit par l'action conjuguée des vents et de la rotation de la terre. Un upwelling correspond à l'« affleurement » d'une masse d'eau profonde vers la surface, proche à la côte, provenant des niveaux profonds de l'Océan.

Pendant la phase négative de l'OS, les formations de nuages et de précipitations migrent vers l'Amérique, alors que dans l'atmosphère se produisent des altérations de la pression atmosphérique : elle s'abaisse sur le flanc est du Pacifique et monte dans l'ouest.

Dans la figure 1.7, on présente l'Océan Pacifique pendant les différentes étapes de l'ENSO.

Dans le programme TOGA (Tropical Ocean and Global Atmosphère), un important travail de mesure des courants a été fait sur l'Océan Pacifique pendant plusieurs années, ce qui a permis à des océanographes et physiciens de démontrer comment des courants des surfaces sont associés à des ondes équatoriales, elles-mêmes issues de variations de vent, jouant dans le Pacifique central équatorial un rôle fondamental dans le processus de développement des différents phases d'ENSO et dans leur succession à une échelle interannuelle (Chaffaut, 1998).

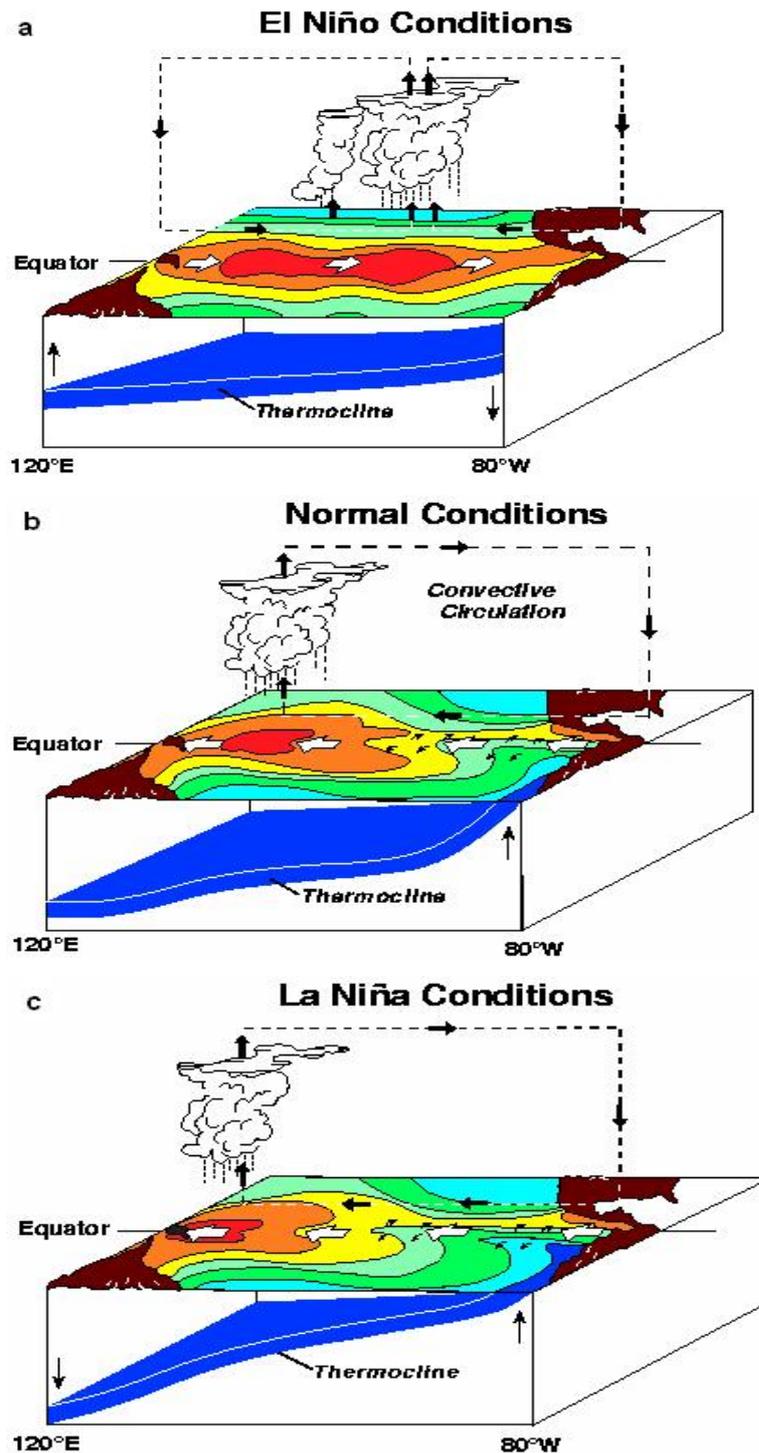


Figure 1. 7 Différentes phases de l'ENSO et des conditions normales : a) Situation El Niño, déplacement de la masse de l'eau chaude sur la surface de l'Océan Pacifique avec un déplacement aussi de nuages par action de changement de pression vers l'Amérique du Sud. b) Conditions normales sur l'Océan pacifique. c) Situation La Niña (phase froide), déplacement de la masse d'eau chaude sur la surface de l'Océan Pacifique vers son flanc Ouest. <http://www.pmel.noaa.gov/tao/elnino/nino-home.html#>

1.5.2.2 Un épisode « El Niño »

Selon le modèle développé par Wyrtki, 1979, El Niño en tant que phénomène climatique présente des séquences claires précédant son arrivée aux côtes de l'Amérique du Sud. Une masse d'eau chaude de la taille de l'Europe se déplace de presque 3000 kilomètres, depuis de la partie occidentale de l'Océan Pacifique (près de la longitude 180 °O, zone de changement horaire). Ce déplacement est dû à une descente brusque de l'indice de l'Oscillation Sud et à l'affaiblissement des vents alizés (figure 1.8) et d'un coup du vent de l'Ouest du Pacifique vers l'Est. L'affaiblissement des vents alizés commence généralement en octobre ou les mois suivants.

L'eau chaude accumulée dans le Pacifique occidental, que les vents ne retiennent plus, coule en retour vers l'Est. Le niveau de la mer monte à l'est de la ligne internationale de changement horaire. Les courants s'organisent en trains d'ondes, connus comme « ondes de Kelvin », qui se dirigent vers l'est dans la bande équatoriale, rejoignant les côtes de l'Amérique du Sud en deux ou trois mois ; ces ondes ont une vitesse de 250 km/jour (Chaffaut, 1998).

Les ondes de Kelvin produisent deux effets : des courants anormaux vers l'Est et un abaissement de la thermocline. Les deux effets ont tendance à réchauffer la surface de la mer. Le premier en apportant l'eau chaude de l'Ouest et le deuxième en empêchant l'affleurement des eaux froides provenant de la thermocline ou sous-jacentes à celle-ci. L'affleurement, qui a la plus grande importance, apparaît très renforcé face à l'Amérique du Sud, où la thermocline n'est souvent pas très profonde. La surface de la mer commence à s'y réchauffer en décembre ou janvier, quand les premières ondes Kelvin arrivent à la côte. Pendant que El Niño va en se développant, les vents alizés continuent à s'affaiblir à proximité de l'Indonésie, pour finir par être remplacés par les vents superficiels venant de l'Ouest. Les ondes Kelvin renforcées réduisent encore plus la thermocline au niveau de l'Amérique du Sud. Pendant ce processus, les alizés du sud-est qui passent face à la côte sud-américaine ne s'annulent pas comme ceux de la région d'Indonésie, ils continuent en propulsant la florescence (remonte de l'eau) mais l'eau n'est pas froide, elle est chaude. En conséquence le courant d'Ouest, face à la partie équatoriale de l'Amérique du Sur, non seulement reste faible sous l'impulsion vers l'Est des ondes kelvin, mais en plus devient plus chaud que auparavant. Le réchauffement de la surface commence à s'étendre en direction de l'ouest tout au long de l'équateur.

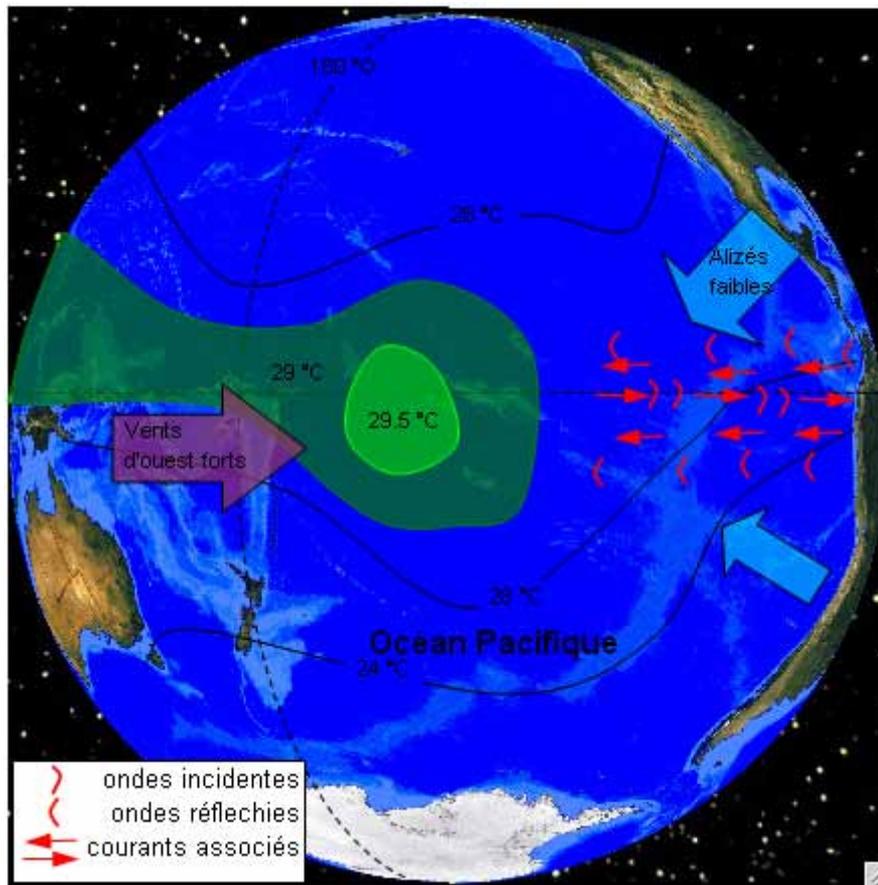


Figure 1. 8 : Evénement « El Niño » modifié par rapport à celui proposé par Picaut, 1997

1.5.2.3 Alors, et La Niña ?

Le phénomène « La Niña » se développe pendant la phase positive de l'OS à un niveau significatif et se prolonge pendant plusieurs mois. L'arrivée des ondes équatoriales sur les côtes latino-américaines contribue à arrêter la progression du bord oriental de la réserve d'eau chaude vers l'est. En effet, « ricochant » contre ces côtes qui forment un véritable mur, ces ondes de « Rossby » réfléchies (Pouyaud, 2002), simultanément avec les courants qui leur sont associés, retournent alors avec une vitesse de propagation plus faible de 100 km/jour vers le centre du Pacifique en repoussant le bord Est de la réserve d'eaux chaudes, jusqu'à 180° de longitude, qui finalement avancent vers l'Ouest. Avec ce retournement des masses d'eau, reprend la remontée des eaux froides profondes qui s'effectue au long des côtes occidentales de l'Amérique du Sud. A nouveau, les températures de la partie Est du pacifique sont froides. Ainsi, un à deux ans après son début, El Niño cède sa place à La Niña. Avec l'installation de

ce nouveau système, les vents, les courants, les ondes équatoriales et leurs réflexions continuent, mais avec des variations des vents (renforcements des alizés) et des courants dans un sens opposé à ceux observés pendant El Niño. Sur la figure 1.9 on peut voir les conditions océaniques et atmosphériques pendant La Niña.

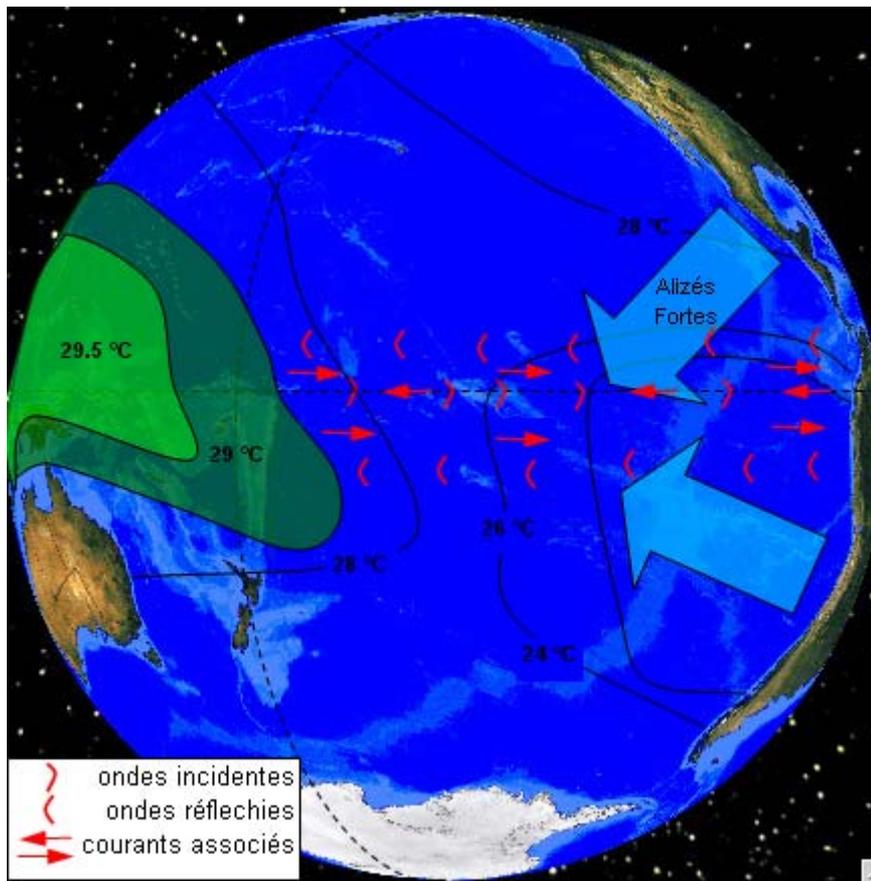


Figure 1. 9 Evénement « La Niña » modifié par rapport à celui proposée par Picaut, 1997

Dans le déroulement des événements ENSO, entre ses phases chaudes (El Niño) et ses phases froides (La Niña), se placent les périodes appelées « Normales » qui se caractérisent par l'absence d'événements El Niño ou La Niña, durant lesquelles les caractéristiques des vents et des courants sont également normales.

1.5.2.4 Caractérisation des phases froide et chaude de l'ENSO

Pour caractériser l' ENSO, existe une série d'indices bien expliqués dans le travail de Rossell (1997). Ce n'est pas l'objet de ce travail d'expliquer tous ces indices, et on ne va donc

présenter que les deux indices les plus utilisés. Comme indiqué auparavant, avant tout, l'ENSO est un phénomène atmosphérique qui a comme caractéristiques principales des anomalies des pressions atmosphériques et des températures des surfaces océaniques. Ces deux types d'anomalies ont été traduites en indices pour caractériser les phase chaude et froide de l'ENSO.

La température de l'océan Pacifique : Elle a été découpée en quatre zones significatives, où est mesurée la température superficielle de la mer (TSM).

- Niño 1 + 2 (0-10°S) (90°O-80°O)
- Niño 3 (5°N-5°S) 150°O-90°O)
- Niño 4 (5°N-5°S) (160°E-150°O)
- Niño 3.5 (5°N-5°S) (170°O-120°O)

Parmi ces quatre zones, les zones 1 et 2 sont associées à cause de la petite différence de température qui existe entre elles.

Sur la figure 1.10, on peut voir les quatre zones significatives de l'Océan Pacifique.

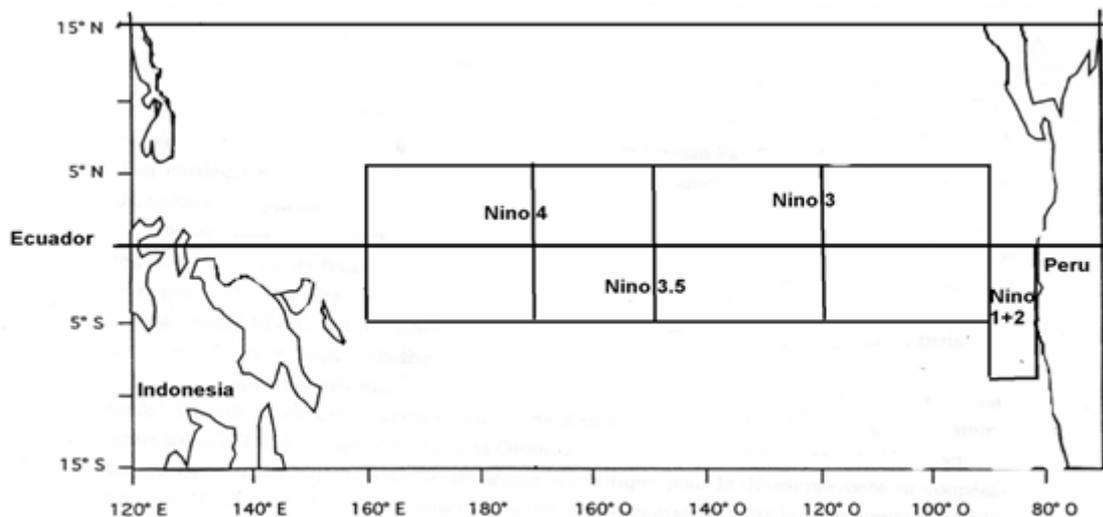


Figure 1. 10 Position des 4 zones significatives pour la mesure de la température de la mer (Chaffaut, 1998).

Généralement les anomalies de températures, positives, de grande ampleur, correspondent aux années El Niño, et l'inverse pour La Niña. Sur la figure 1.11, on peut voir les indices de température superficielle de la mer, où les années El Niño 1982-83 et 1997-98 sont très

apparentes. Cette information est fournie par la « National Ocean and Atmosphere Administration (NOAA) » des Etats-Unis en son site web :

<http://ftp.cpc.ncep.noaa.gov/wd52dg/data/indices/sstoi.indices>

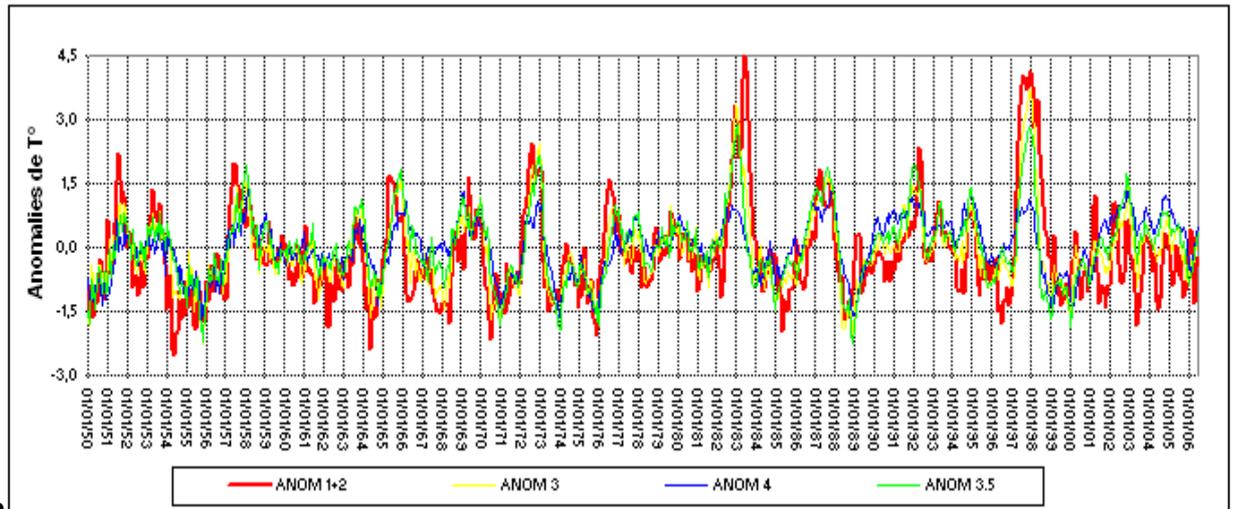


Figure 1. 11 Anomalies de température des 4 zones El Niño entre 1950 et 2006. Pour les années 1982-83 et 1997-98 se remarquent les « El Niño » exceptionnels.

La variation de la pression atmosphérique : Pendant les phases froides et chaudes de l'ENSO s'observent des anomalies de la pression atmosphérique au-dessus de l'océan Pacifique. Ces anomalies sont mesurées entre 2 points sur les flancs Est et Ouest de l'océan Pacifique. Le premier point se trouve à Tahiti (18°S, 150°O) et l'autre à Darwin, Australie (12°26'S, 130°52'E). Parker utilise l'anomalie de la différence de pression entre ces deux lieux comme un index de la SO facilement exploitable : SOI (Southern Oscillation Index) en anglais. Une anomalie très positive correspond à la phase froide (La Niña) et une anomalie très négative à la phase chaude (El Niño).

Cette information est disponible au niveau mensuel sur le web, fournie par la « National Ocean and Atmosphere Administration (NOAA) » des Etats-Unis d'Amérique sur son site Internet: <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/soi>

Dans la figure 1.12, on peut voir les indices SOI.

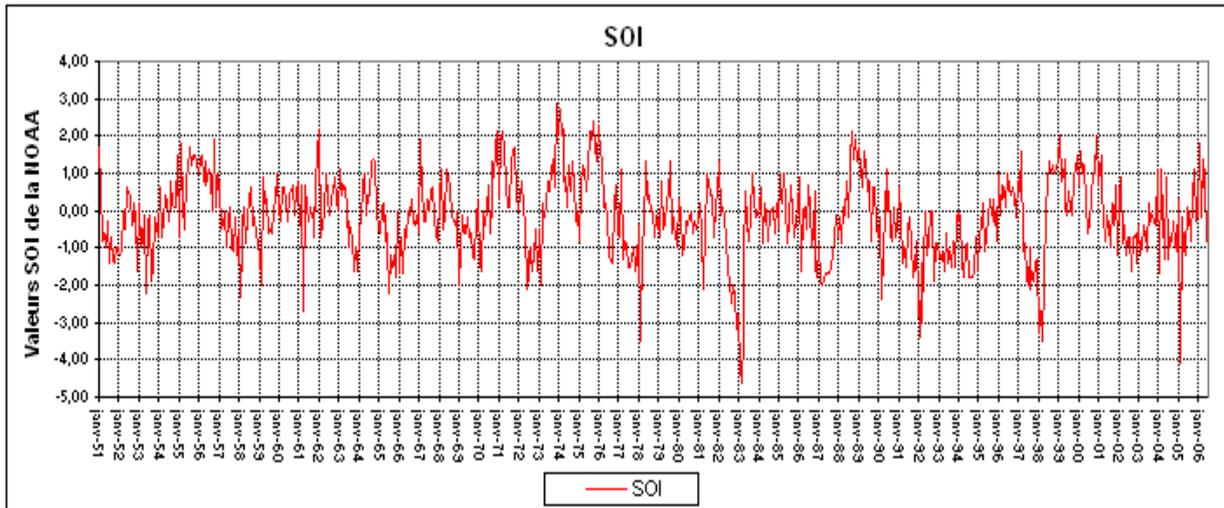


Figure 1. 12 Anomalies de la pression atmosphérique au-dessus de l'océan Pacifique (SOI). Entre les années 1951 à 2006, se remarquent les « El Niño » exceptionnels de 1982-83 et 1997-98.

1.6 Les Précipitations

La précipitation du bassin versant du río Santa est d'abord fonction de sa position dans la zone intertropicale de la planète. La saisonnalité de la couverture nuageuse du bassin versant du Santa, situé dans les Andes centrales est fortement liée à l'ITCZ (Garreaud, 2003). Comme on a dit l'ITCZ est une zone de haute convection qui ceinture le globe (Burroughs, 2005) et sa position change en cours d'année (figure 1.6). Cette position permet d'avoir des saisons bien différenciées pendant l'année : la saison sèche et la saison des pluies. On peut considérer une troisième saison qui correspond aux périodes de transition. (Peterson, 2001).

La précipitation qui tombe sur la vallée du Santa a pour origine l'humidité qui vient principalement du bassin versant amazonien.

1.6.1 Genèse de la précipitation

Les précipitations sur les Andes centrales sont fortement liées à la climatologie du bassin versant amazonien (Vizy, 2005 ; Vuille, 2003 ; Liebmann, 2001). Les études précédentes ont démontré que pendant le mois de janvier existe une forte évaporation sur l'océan Atlantique et dans l'ensemble du bassin versant amazonien. Normalement les températures de l'océan Atlantique sont de l'ordre de 26 °C (Allan, 1996) au niveau de la région tropicale, et peuvent s'élever jusqu'à 29°C.

La saison des pluies dans le bassin versant amazonien se caractérise par une forte évapotranspiration, ce qui est vrai aussi pour la région côtière nord-est du Brésil (à la hauteur de la ligne équatoriale). Pendant le mois de janvier, une forte ceinture de basses pressions est présente (liée à la position de l'ITCZ) en Amazonie et sur l'Océan Atlantique. Ces basses pressions, conjuguées avec la forte évaporation, permettent à l'humidité présente sur le sol de monter. Cette humidité trouve à plus grande altitude des conditions climatiques plus froides et sature l'air, ce qui entraîne ensuite des précipitations convectives. Cette humidité présente sur l'Amazonie, sous l'impact des vents qui viennent de l'océan Atlantique par l'action de la rotation de la planète et de l'ITCZ (figure 1.6) se déplace vers l'ouest, vers l'Océan Pacifique. Pendant ce déplacement, l'humidité monte dans l'atmosphère pour précipiter à nouveau sur l'Amazonie selon un processus cyclique, puis, à l'issue de ce processus, l'humidité finit par

toucher la Cordillère des Andes. Ce contact entraîne deux conséquences, en premier lieu le vent change de direction et porte cette humidité vers le sud de la cordillère, mais simultanément, un autre processus s'enclenche en même temps. Quand l'humidité touche la cordillère, elle doit monter sous l'action des vents et arrive à une altitude où les conditions climatiques sont plus froides. L'air est à nouveau saturé, d'où de la précipitation orographique. Ce type de précipitation se rencontre sur le bassin versant du río Santa. Sur la figure 1.13 sont indiqués les processus d'évaporation sur l'Amazonie et leur déplacement vers la Cordillère des Andes.

Pendant la saison sèche (mois de mai à août), les conditions climatiques sont très différentes de celles de la saison des pluies. Pendant la saison sèche, l'ITZC se trouve plus au nord de la région équatoriale, ce qui veut dire que la zone convective entre 75° et 45° O s'est déplacée du bassin versant amazonien vers le nord du Venezuela et la région des Caraïbes. Ce déplacement s'accompagne d'une diminution considérable de l'évaporation dans le bassin versant amazonien. La température de l'océan Atlantique reste presque pareille et l'humidité de l'évaporation est ramenée par les vents (figure 1.13) jusqu'au bassin versant amazonien sans être aussi forte qu'à la saison des pluies. Cette faible humidité finit par atteindre la cordillère des Andes, sous l'action des faibles courants d'air, sans être suffisante pour générer des précipitations de type orographique sur les Andes.

Une troisième saison peut être considérée, la saison de transition qui représente une interface entre la saison sèche et la saison des pluies, et inversement. Pendant les mois de transition (humidité faible), la convection sur l'Amazonie est aussi faible, mais le gradient géopotentiel entre les Andes et l'océan Atlantique reste important (Vizy, 2005), ce qui va permettre une anomalie de flux vers l'ouest qui influence principalement la pente Est des Andes, où l'humidité monte et peut permettre de la convection sur les Andes et donner des précipitations faibles, par comparaison avec la saison des pluies.

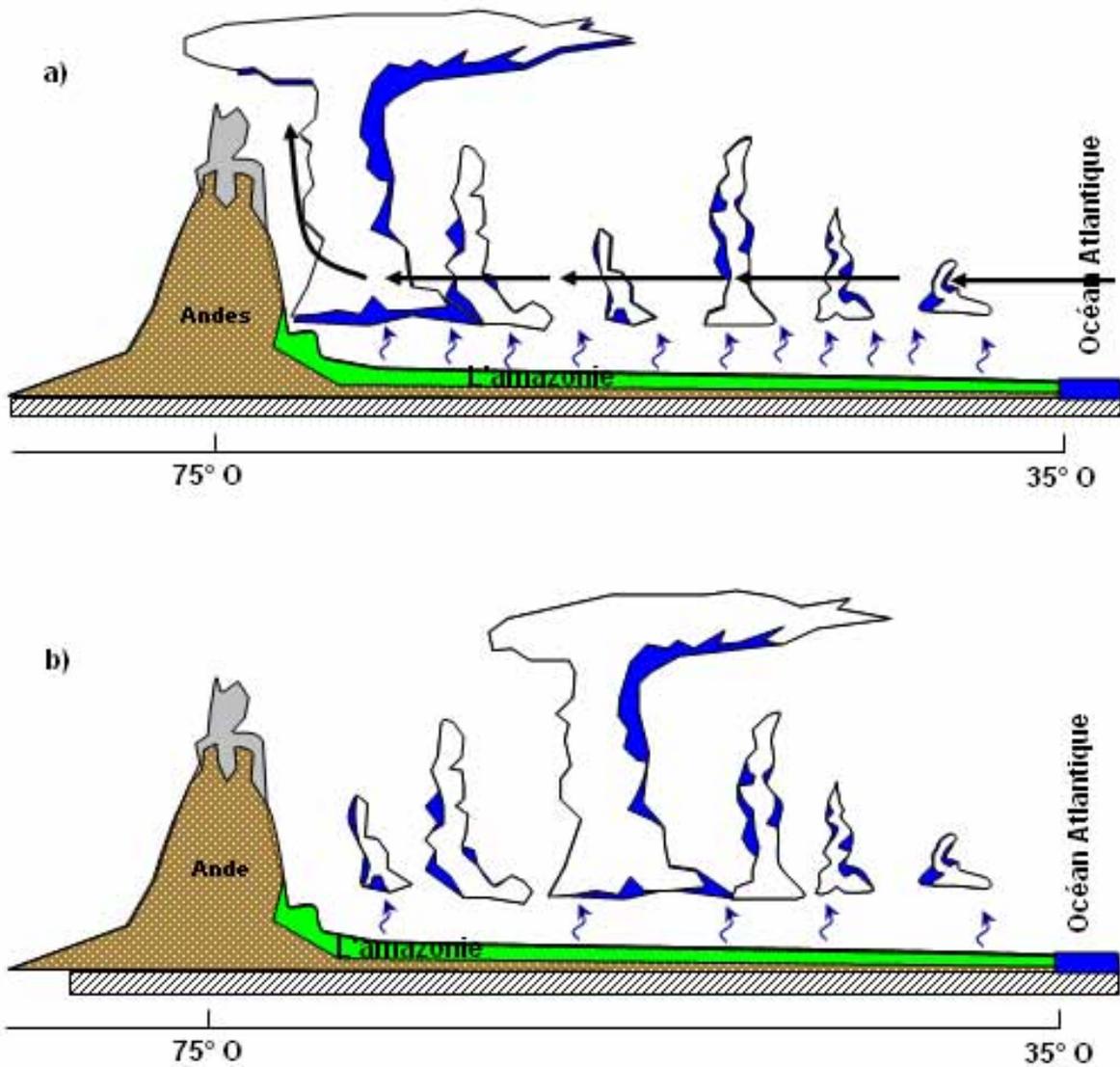


Figure 1. 13 Représentation de la genèse de la précipitation sur les Andes (au niveau de la Cordillère Blanche) : a) Durant la saison des pluies, les nuages sont formés par l'évaporation sur le bassin versant amazonien et l'océan Atlantique, par action de la convection l'humidité peut monter pour former les nuages qui sont déplacés vers la Cordillère par l'action des vents provenant de l'Est. Au contact avec les Andes, ils montent encore (convection forcée) et permettent une forte précipitation par action orographique b) Durant la saison sèche, la ceinture de convection s'est déplacée plus au nord de l'Equateur, il y a une plus faible évaporation, donc moins d'humidité, et le vents persiste encore, mais plus faiblement, les conditions ne permettent plus la formation de beaucoup de nuages qui arrivent de l'Océan et précipitent immédiatement sur le bassin versant amazonien.

1.6.2 Précipitation sur le bassin versant du río Santa

Une classification des zones pluviométriques du bassin versant a été faite en fonction des précipitations de la région. Cette classification est basée sur le travail de Rossel (1997) en Equateur concernant la régionalisation de la pluviométrie. La méthode utilisée est la méthode CLIMAN (méthode des indices annuels de précipitation). Cette classification a été faite en début d'année 2001, avec des données pluviométriques qui se terminent à l'année 2000 (Pouyaud, 2003). Dans le chapitre 02, on traitera des stations pluviométriques.

Sont présentées dans ce qui suit les 7 zones déterminées en fonction du premier classement proposé (Pouyaud, 2003) :

1.6.2.1 Zone Santa amont

Elle correspond à la partie de la haute vallée du río Santa et de ses marges. Cette vallée est large avec des terrains humides et un paysage altiplanique. Dans cette région se trouve le lac Conococho, où est la naissance du río Santa. Les précipitations moyennes se situent entre 700 à 800 mm par an. Dans cette région, les variations de la précipitation en fonction de l'altitude ne sont pas bien différenciées, car la variation de l'altitude est minimale (entre 3600 à 4200 mètres). Dans la zone se trouve le sous bassin versant de Recreta et de petites portions de la partie aval du bassin versant de Pachacoto.

1.6.2.2 Zone Cordillère Blanche Sud

Elle correspond au sud de la Cordillère Blanche, où les montagnes et les cols sont plus bas en altitude en comparaison avec le nord de ce bassin versant. L'altitude de cette zone est située entre 4000 mètres et 5400 mètres environ. Cette zone reçoit une précipitation de 900 mm (endroit les plus bas) à 1000 mm par an, au niveau des glaciers. Dans cette zone, se trouvent les sous bassins versants de Pachacoto, Olleros, Querococho et une portion du grand bassin du Santa à la Balsa.

1.6.2.3 Zone Cordillère Blanche Nord et Centre

Elle correspond au nord et au centre de la Cordillère Blanche. Dans cette région se trouvent les montagnes les plus hautes du Pérou (Huascarán, Huandoy, Chopicalqui, etc.). Ici l'altitude passe de 3000 mètres (en moyenne) jusqu'aux 6768 mètres (Huascarán), ce qui arrête la pénétration de l'humidité amazonienne davantage que plus au sud, limitant les précipitations à 900 mm environ. Cette zone contient les sous bassins les plus représentatifs des parties d'altitude du bassin versant du río Santa. On peut trouver ici les sous bassins versants de Quillcay, Chancos, Llanganuco, Parón, Colcas, Los Cedros, Quitaracsa et une portion du grand bassin du Santa à La Balsa et de celui de Chuquicara. Ici aussi se rencontrent les surfaces glaciaires les plus importantes.

1.6.2.4 Zone Santa milieu vallée

Elle correspond au fond de la vallée du Santa et des marges du fleuve. Cette zone présente deux caractéristiques orographiques bien différenciées, entre le fleuve Colcas et la Quebrada Los Cedros, la rivière est très étroite par rapport au reste de la zone. Il s'agit du canyon del Pato. L'altitude de cette zone se situe entre 1000 à 3600 mètres d'altitude. Les conditions pluviométriques de cette zone sont fortement influencées par la présence du río Santa et les basses altitudes. La précipitation, en son endroit le plus bas (zone mesurée) est de 170 mm et monte à 700 mm en moyenne par an à la station pluviométrique la plus haute.

1.6.2.5 Zone cordillère Noire Sud

Elle correspond à la Cordillère Noire entre Huancapeti et Callan. L'altitude de cette région varie entre 3400 et 4600 mètres. La précipitation se trouve entre 450 mm et 800 mm par an en fonction de l'altitude. Dans cette zone, se trouve seulement une partie du sous bassin versant du Santa à La Balsa. Le problème de cette région est le manque de stations pluviométriques, puisqu'il n'y a que trois stations pour toute cette région.

1.6.2.6 Zone Nord

Elle correspond à la partie nord du bassin versant du río Santa. Elle est formée par deux sous bassins versants : Corongo et Tablachaca. Dans cette région n'existent aucun glacier, au nord de la cordillère Blanche. L'altitude de cette zone varie entre 1500 mètres jusqu'à 4800 mètres. Le manque de stations pluviométriques ne permet pas de connaître quelle y est la précipitation moyenne de la partie la plus basse, mais par extrapolation des stations des régions voisines, on déduit qu'elle est proche de 200 mm. Pour la partie haute (3000 mètres à station pluviométrique la plus haute) la précipitation est évaluée autour de 600 mm par an en moyenne.

1.6.2.7 Zone Pacifique

Elle correspond à la partie de río Santa qui arrive à l'océan Pacifique. La précipitation dans cette région se trouve entre 0 mm à 150 mm par an. Son altitude est entre le niveau de la mer jusqu'à 1500 mètres. Cette zone se caractérise par un aspect désertique. Dans cette zone se trouvent les sous bassins versants de Chuquicara et une portion de celui de Tablachaca. La station hydrologique de Puente Carretera est située juste avant l'océan. Sur la figure 1.14 sont présentées les sept zones pluviométriques.



Figure 1. 14 Bassin versant du río Santa avec les 7 zones pluviométriques identifiées : 1) zone Santa amont, 2) zone Cordillère Blanche Sud, 3) zone Cordillère Blanche Nord et Centre, 4) zone Santa milieu, 5) Zone Cordillère Noire Sud, 6) Zone Nord et 7) Zone Pacifique. Graphique modifié à partir de celui proposé par Pouyaud, 2003.

1.7 Les Glaciers

En accord avec (1995) « *un glacier est considéré comme un stock d'eau solide comprenant de la neige, du névé et de la glace, permanent à l'échelle humaine, qui se renouvelle continuellement par le jeu combiné de l'accumulation (chutes de neige, neige déposée par le vent et les avalanches) et de l'ablation (fonte). Il s'écoule en permanence sous l'effet de son propre poids, des parties hautes où l'accumulation l'emporte vers les parties basses où l'ablation domine, le débit solide étant maximal là où le bilan accumulation - ablation est nul* ». Au chapitre 2 on s'étendra davantage sur le comportement des glaciers de la Cordillère Blanche.

Les glaciers du bassin versant Santa se trouvent dans la Cordillère Blanche (figure 1.2). Cette Cordillère a une surface totale de 631 km², dont 381 km² appartiennent au bassin versant du río Santa, les autres 250 km² sont sur le bassin versant amazonien. La plus grand part des glaciers se trouve à l'amont et au centre de la vallée du Santa. Cette Cordillère aussi présente la montagne la plus haute du Pérou,

1.7.1 Distributions, pente et orientation

Les glaciers présentent une hétérogénéité selon leur distribution dans la Cordillère Blanche. Les couvertures de glaces plus importantes se trouvent au centre de celle-ci (zone pluviométrique 3). Dans cette zone se présentent les montagnes les plus élevées de tout le bassin versant. Il y a un autre ensemble de glaciers importants plus au sud (zone pluviométrique 2). Ils sont en moindre quantité, mais de plus facile accès.

Avec l'utilisation des images satellites (Spot 5 de l'année 2003), un modèle numérique de terrain (résolution de 50 mètres) et les cartes géographiques au 1/50000 (Alpevereinskarte, 1991) de la zone d'étude ont été déterminées les couvertures glaciaires. Sur le tableau 1.3 on présente les couvertures glaciaires pour chacun de sous bassins versants du río Santa, ainsi que leurs altitudes maximales et les points les plus bas de la couverture glaciaire. Il existe aussi quelques autres glaciers appartenant au bassin versant du río Santa, mais qui ne sont pas considérés appartenir à la Cordillère Blanche. Ils sont aussi présentés sur le tableau 1.3, mais on ne donne pas leurs surfaces glaciaires, puisqu'ils sont en dehors des images SPOT 05 pour les calculer.

Les sous bassins versants glaciaires présentent en général une forme en fer à cheval où l'ouverture se présente vers le sud ouest (en direction du río Santa). Entre les sous bassins versants de Llanganuco et Chancos se trouve une paroi glaciaire ($9^{\circ}15' S$; $77^{\circ}30' 0$) qui est l'arrière d'un autre bassin versant qui verse ses eaux vers l'Amazonie. Cette paroi est l'unique exception en rapport à l'orientation des autres bassins versant. Sur la figure 1.15 est présentée une carte de l'ensemble de la Cordillère Blanche avec l'orientation de tous ses glaciers référencée par rapport au nord géographique.

A propos de la pente des glaciers, on peut dire qu'en général ils ont une pente qui varie en fonction de l'altitude. Dans leurs points les plus bas (entre 4200 à 4400 mètres) existe une pente qui va de 0° à 30° . Dans la zone sud (zone pluviométrique 2) où les montagnes sont moins élevées, existe une plus importante distribution géographique de ces pentes. La pente dominante sur la Cordillère Blanche est celle située entre 30° et 60° , qui représente plus de 60% de la surface glaciaire. La zone nord est la région qui présente la plus importante distribution des surfaces avec cette classe de pente (principalement dans les bassins de Parón et Llanganuco). Des pentes moins représentées sont celles qui se trouvent entre 60° et 87° d'élévation, elles se trouvent généralement au-dessus des 5600 mètres d'altitude, jusqu'à 6768 mètres.

Sur la figure 1.15 est présentée une carte avec l'ensemble de la Cordillère Blanche et les pentes de tous les glaciers.

Tableau 1. 3 Couverture glaciaire de la Cordillère Blanche dans les sous bassins versants du río Santa, dans la partie inférieure orographie du même bassin versant, en dehors de la Cordillère Blanche.

sub bassin versant	surface glacier km ²	Altitude maximale m	montagne plus élevée	Altitude minimale m
Arteson	6,4	6025	Artesonraju	4723
Chancos	56,9	6274	Pallcaraju	4388
Chuquicara	0,0009	5195	Milluacocha	5019
Colcas	36,1	6259	Santa Cruz	4595
Collota	13,0	6050	Pucajica Norte	4550
La Balsa	129,4	6768	Huascarán	4251
Llanganuco	28,5	6768	Huascarán	4450
Los Cedros	18,7	6259	Santa Cruz	4620
Olleros	13,9	5722	Uruashraju	4536
Pachacoto	16,8	5686	Caullaraju	4878
Paron	20,7	6395	Huandoy	4251
Querococha	1,9	5237	Yanamarey	4700
Quilcay	33,6	6274	Pallcaraju	4425
Quitaracsa	3,0	5480	Milluacocha	4768
Recreta	8,1	5479	Tuco	4785
Totale	380,5			

Corongo		5326	Champara Norte	4528
Chuquicara		5850	Champara	4525
Quitaracsa		5850	Champara	4553

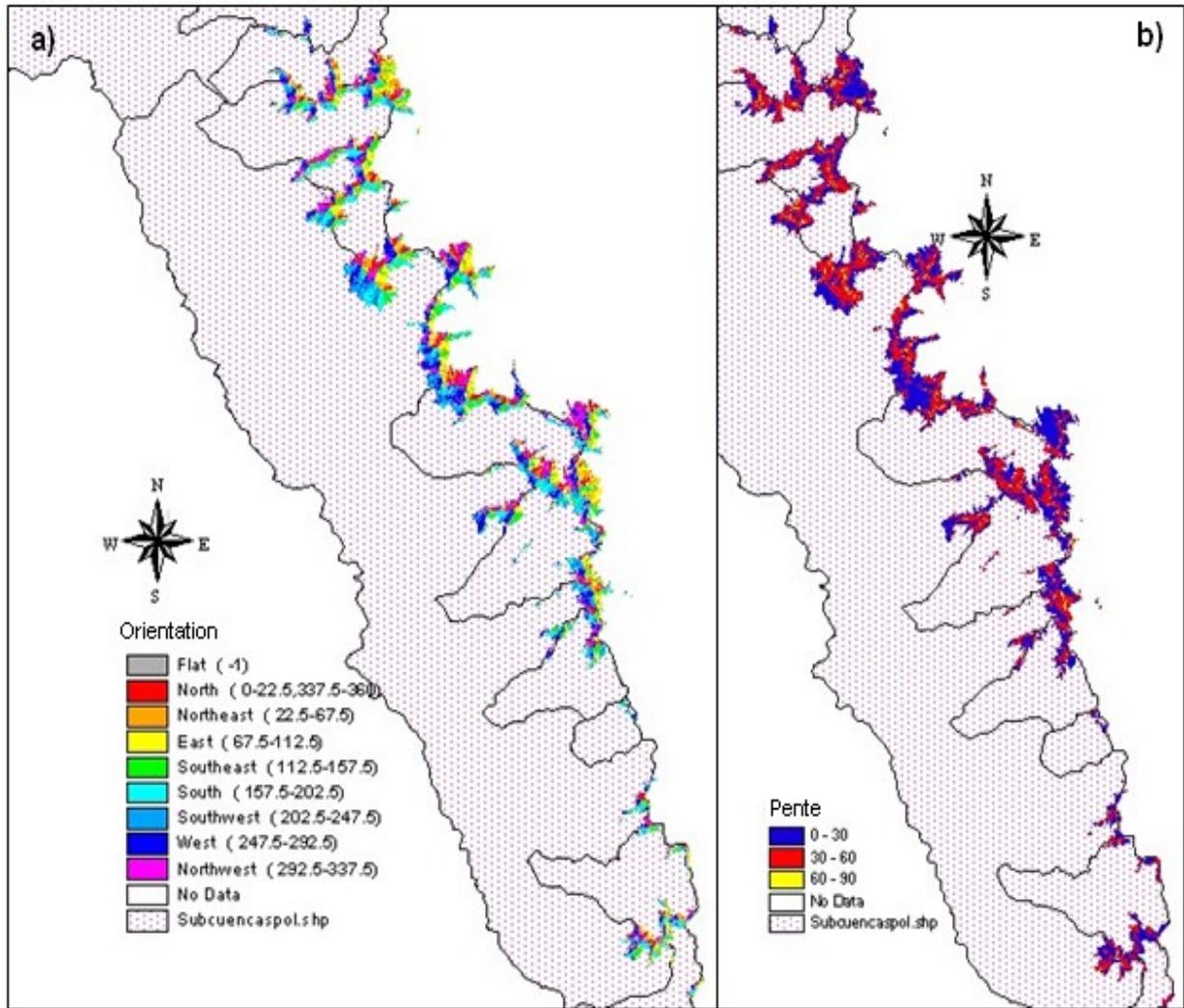


Figure 1. 15 Orientation des glaciers (a) par rapport au nord géographique et Pente des glaciers (b) de la Cordillère Blanche

1.7.2 Types de glaciers

Avant de commenter les types des glaciers existant dans la Cordillère Blanche, il faut donner des précisions générales sur les types des glaciers existant sur la planète. En général, les glaciers sont classés en fonction de différents paramètres : taille, forme, température et position par rapport à la zone climatique.

En ce qui concerne leur taille, les glaciers peuvent être classés en *glace continentale* (la taille la plus grande), des « champs de glace », qui existe seulement dans la région de Patagonie pour l'Amérique du Sud, en *glaciers de plateau* pour la taille moyenne (pas ou peu en Amérique du Sud) et en glaciers de type *alpin*, pour les plus petits. Ce dernier type peut être défini en aspect et en épaisseur. La Cordillère Blanche présente de petits glaciers, qui ne sont

pas classés dans le type alpin, à cause de leurs conditions morphologiques. En accord à leur taille, il est difficile des les classer.

Selon leur forme, les glaciers de la Cordillère Blanche peuvent être présentés comme des glaciers de *vallée* (Artesonraju, Pastoruri, Yanamarey, etc) et *calotte de sommet*. Les premiers ont une surface d'accumulation vaste, avec une forme de bassin versant, et présentent en outre une langue mince et convexe. Les glaciers de *sommet* (Huascaran, etc) présentent la caractéristique de couvrir leur support d'un chapeau de glace. Ce dernier est plus présent en comparaison avec les glaciers de vallée. Un type spécial de glaciers très fréquent en Cordillère Blanche est celui appelé glacier *suspendu*. Par suite des amplitudes thermiques considérables des saisons et de l'humidité amazonienne toujours présente, se maintiennent des lobes et corniches glaciaires sur les parois les plus relevées, parfois jusqu'à la verticale. Ils se trouvent généralement au-dessus des 5500 mètres. Ces glaciers ne peuvent pas être considérés comme des glaciers alpins car ils ne descendent plus jusqu'à leur vallée initiale.

En accord avec la relation du facteur température/dynamique, les glaciers de la Cordillère Blanche ne se trouvent dans aucun des deux groupes les plus importants : glaciers *tempérés* et glaciers *froids*. Les glaciers tempérés ont un déplacement plus rapide par rapport à celui des glaciers froids. Les glaciers froids se trouvent généralement dans les régions polaires. La masse totale de glace est en dessous de la température de fusion de la glace. Les glaciers tempérés ont une masse de glace dans laquelle la température se trouve proche du point où la glace fond sous pression. Une caractéristique des glaciers tempérés est qu'ils réagissent à des conditions saisonnières. Les glaciers tempérés présentent aussi la caractéristique de pouvoir avoir des crues de grand débit d'eau fondue qui leur donne la possibilité de dérapier sur leur support basal. Les glaciers froids n'ont pas ce type de déplacement parce que leur support est congelé. Dans la Cordillère Blanche, les glaciers ne peuvent être considérés ni comme froids, ni comme tempérés. Ils ont la caractéristique de présenter une zone d'accumulation à températures négative. Ils présentent au contraire en bas du glacier, une zone en fusion constante, là où les températures sont positives. Pour les glaciers de la Cordillère Blanche, l'avance dynamique du glacier vers l'aval est contrariée par la fusion au front, de sorte que ces glaciers sont en recul. Cela sera traité plus en détail au chapitre 2.

Enfin, en accord avec leur position dans les ceintures climatiques de la planète, on peut classer les glaciers en : *polaires, extratropicaux, subtropicaux et tropicaux*. Les glaciers

polaires sont froids, avec une faible vitesse de flux. Pour des raisons climatiques, ils présentent de faibles précipitations dans la zone d'accumulation. Les glaciers extratropicaux sont des glaciers qui présentent une zone d'accumulation bien différenciée d'une zone d'ablation. La croissance de la langue glaciaire pendant l'hiver est relativement rapide. Les glaciers subtropicaux se trouvent dans la ceinture sèche de la planète, et se trouvent donc dans les zones les plus hautes de la planète (P.E. les glaciers himalayens). Ils présentent une faible fluctuation annuelle. Le dernier type de glaciers correspond aux glaciers tropicaux, qui se trouvent dans la région tropicale de la planète. Les fluctuations thermiques environnantes ne sont pas importantes, pourtant les variations de leur bilan de masse le sont, ligne d'équilibre, isotherme zéro et ligne de neige sont voisines, et la zone d'ablation est relativement petite.

En résumé, on peut dire que les glaciers de la Cordillère Blanche sont de petits glaciers suspendus et des glaciers de vallée, ils ne sont considérés ni froids ni tempérés et en accord avec leur position sont du type tropical. Dans la figure 1.16, sont présentés différents exemples des glaciers de la cordillère Blanche.

Les concepts d'ablation et d'accumulation glaciaires seront traités plus en détail dans le chapitre 2.

1.7.3 Les Glaciers et le Changement Climatique

Selon l'IPCC (2001), à partir du début des années 80, la planète présente une accélération de l'augmentation de sa température moyenne. Cette augmentation est la conséquence des variations climatiques en général. Deux conséquences particulières sont évoquées, qui ont des influences directes sur l'Amérique du Sud : il s'agit d'une fréquence sans doute accrue du retour du phénomène « El Niño » et de son amplitude, ainsi que le recul accéléré des glaciers (qui est un phénomène global). A partir de l'année 2000 l'Unité de Glaciologie et Ressources Hydriques de l'INRENA (UGRH) a repris ses mesures de reculs glaciaires sur des différents glaciers de la Cordillère Blanche.

Le concept du changement climatique et ses conséquences sur la Cordillère Blanche seront développés dans le chapitre 4, et au chapitre 2 fournies des précisions sur le recul glaciaire durant les dernières 20 années dans la zone de la Cordillère Blanche.



Figure 1. 16 Différents types des glaciers dans la Cordillère Blanche : a) Glacier « Artesonraju », on voit une paroi de glace (glacier suspendu) typique des glaciers tropicaux. b) Glacier entre Artesonraju et Pyramide, glacier du type vallée, on voit une langue glaciaire avec la zone d'ablation (partie inférieure) et d'accumulation (partie supérieure) bien différenciées (photo courtoisie de l'UGRH-Huaraz et Bernard Pouyaud).

1.8 Importance sociale et économique du río Santa

1.8.1 Importance Sociale

En terme général, le río Santa a une importance sociale principalement pour la population qui habite sur le bassin versant (357 653 habitants). Ils utilisent l'eau pour la consommation humaine (eau potable) et pour l'agriculture (irrigation à petite échelle). A l'amont du río Santa, plus de 60% (www.inei.gob.pe) de la population dépend de l'agriculture. Les principales cultures sont la pomme de terre, le maïs, la tomate et les fleurs. On y trouve un total de 47 807 hectares qui utilisent un volume moyen annuel d'eau de 617,15 millions de m³. De cette surface, 6 516 ha situés dans la vallée côtière utilisent 338,98 millions de m³ d'eau, alors que les 41 291 ha, placés au long du Santa, appelé Callejón de Huaylas utilisent 278,17 millions de m³.

1.8.2 Importance Economique

L'eau du río Santa a une importance considérable pour les activités économiques du Pérou. Ces activités consistent principalement en la génération d'énergie électrique (centrale hydroélectrique de Huallanca) et l'agriculture d'exportation (projet spécial Chavimochic).

1.8.2.1 Centrale hydroélectrique de Huallanca

Cette centrale se trouve à la sortie du *Cañon del Pato* (canyon formé entre la Cordillère Blanche et Noire, qui a une longueur de 10 000 mètres avec des différences de niveau de 415 mètres et la distance entre les deux parois n'est parfois que de 5 mètres), par 8°51' de latitude sud et 78°59' de longitude ouest (figure 1.17). Cette centrale a été construite pour une puissance installée finale de 150 MW en 1958. Dans son début elle a travaillé avec une puissance de 50 MW, postérieurement portée à 100 en 1967, et 150 MW en 1981 respectivement.

La structure principale de cette centrale est construite dans la rive droite du río Santa, entre le fleuve Quitaracsa et la quebrada Los Cedros, qui forment partie de la Cordillère Blanche. En 1999, Duke Energy (entreprise propriétaire de la centrale d'Huallanca) a terminé l'agrandissement de la centrale du *Cañon del Pato* (Huallanca) en portant la puissance de 150

MW à 247 MW de capacité installée. Actuellement la centrale a une puissance effective de 263 MW.

La centrale profite des eaux du río Santa, régulées notamment par les lacs de Parón (qui sera analysé plus en détail dans le chapitre 3) et Cullicocha. En 2003, le lac d'Aguascocha a été aménagé, suivi en 2005 par le lac de Rajucolta, pour permettre de disposer de 70 millions de m³ supplémentaires en saison sèche. Ces groupes de lacs sont importants pour la génération d'énergie électrique de la centrale.

Cette centrale fait partie du système interconnecté du nord du Pérou. Tout ce réseau est constitué de sept centrales, du nord et centre du Pérou, et a une capacité totale de 3000 MW. Ils donnent le courant électrique à tout le nord de Pérou et à la capitale Lima également (8 millions d'habitants).

1.8.2.2 Projet spécial Chavimochic

Le *Projet spécial Chavimochic* est considéré comme un projet multiple (agricole, énergétique et populationnel). Il consiste en la captation de l'eau du río Santa grâce à une prise d'eau et à sa dérivation par un réseau de canaux ouverts, de tunnels, de conduits couverts et une série d'infrastructures spéciales sur une longueur de 270 kilomètres. Ce réseau commence dans le bassin versant du Santa et se finalise dans les *Pampas de Urricape*. Sur son chemin, le canal-mère donne de l'eau aux vallées des fleuves Chao, Virú, Moche et Chicama, d'où le nom du projet qui curieusement n'a pas retenu le nom du Santa.

Ce projet comprend aussi les centrales hydroélectriques de Virú, de Cola, et Pie de Presa et une station de traitement d'eau potable, ainsi que la construction et/ou la mise en adéquation de l'infrastructure mineure d'irrigation, d'arrosage et de drainage des périmètres irrigués. L'application de techniques d'arrosage moderne dans les nouveaux périmètres a bénéficié au développement agricole et agroindustriel des vallées bénéficiaires.

Au niveau de la production électrique, existe la génération de 88MW d'énergie électrique qui sont distribués de la manière suivante : De Cola (80MW), Virú (7.5 MW) et Tanguche (0.64MW) qui seront interconnectées avec le système du nord du Pérou.

Au niveau de la consommation d'eau potable a été considérée la dotation pour la ville de Trujillo qui a une population de 732,592 habitants (INEI, 2006) avec les villages proches.

Le point plus important de ce projet est l'habilitation des terres agricoles qui prend en compte l'amélioration de la production de 78 310 ha avec de l'eau complémentaire et l'incorporation à l'agriculture de 66 075 ha de terres en friches avec l'apport d'eau du río Santa. Ce processus s'accomplira en trois étapes : la première étape intéresse l'amélioration de 17 948 ha et l'incorporation de 33 957 ha. Dans la deuxième étape suivra l'amélioration de 10 315 ha et l'incorporation de 12 708 ha et pour la troisième et dernière étape il s'agira de l'amélioration de 50 047 ha et de l'incorporation de 19 410 ha. Dans la figure 1.17 est présentée une carte du Projet spécial Chavimochic.

Il existe aussi un autre projet spécial qui utilise l'eau du río Santa, mais de moindre importance en rapport à Chavimochic. Ce projet s'appelle Chincas (figure 1.17). Il concerne l'amélioration du système d'irrigation de 29 770 ha et l'incorporation de 14 450 ha (vallées de Lacramarca, Ñepeña, Casma et Sechín) à l'agriculture. Celui-ci prend aussi en compte la dotation d'eau potable pour la population de la ville de Chimbote (249,000 habitants).

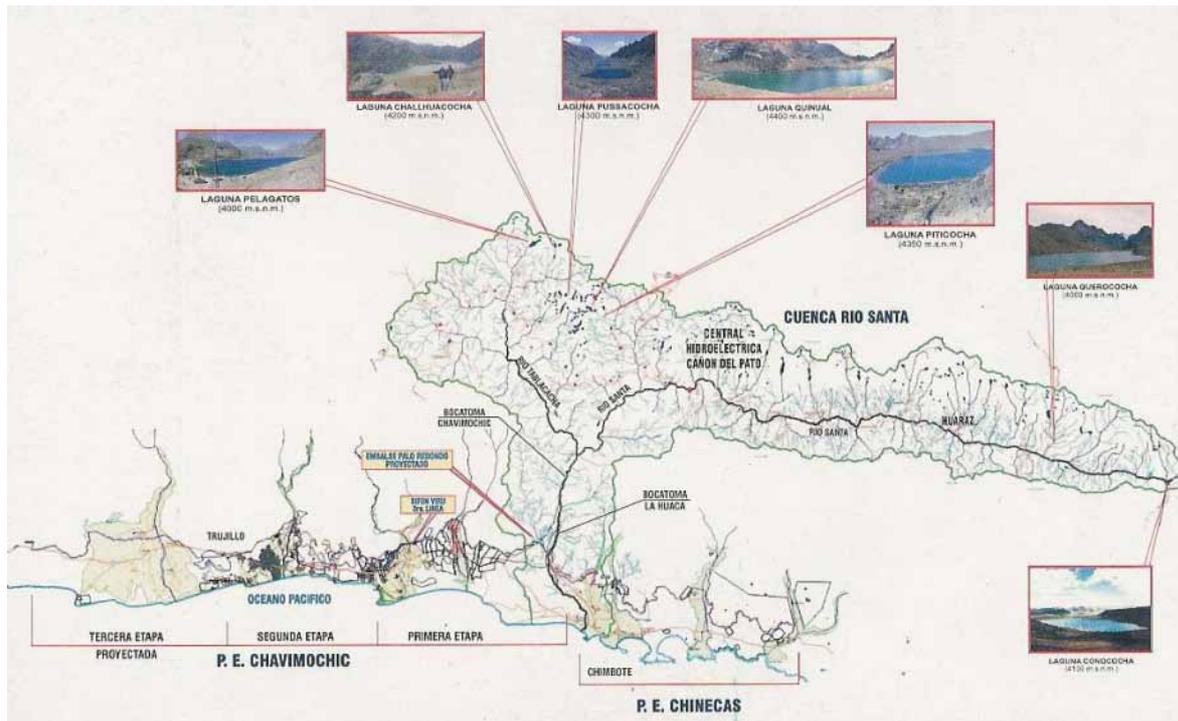


Figure 1.17 Position de la Centrale Hydroélectrique du Cañon del Pato (Huallanca), Projet spécial Chavimochic (avec ses trois étapes) et position du projet spécial Chinecas, En relation au Bassin Versant du río Santa.

CHAPITRE 2 : Hydroclimatologie du bassin versant du Río Santa

En général, tous les événements hydrologiques sont liés aux conditions climatiques de la zone d'étude, soit à l'échelle locale, soit à l'échelle régionale. Cette interrelation concerne aussi bien de simples variations de précipitation ou que la dynamique complexe des débits des cours d'eau (par action de la pluie, de la fusion glaciaire, du drainage souterrain, etc.).

Mettre en évidence ce type de relations requiert des méthodes spécifiques et des outils statistiques. Cette étape de l'analyse est largement fonction de la disponibilité et de la qualité des données, afin d'évaluer la variabilité des principales composantes positives (apports) du cycle hydrologique et de déterminer les relations qui existent entre elles et les paramètres climatiques.

Le présent chapitre traitera de la disponibilité des données existant dans la partie amont du bassin versant (au-dessus de 2000 mètres d'altitude), des méthodes utilisées pour mettre en évidence les relations entre paramètres hydrologiques et climatiques et, enfin, des relations elles-mêmes. Cette approche conduira à décider des paramètres disponibles les plus représentatifs pour une modélisation des ressources en l'eau de la vallée.

2.1 Disponibilité des données

L'évaluation de la variabilité climatique, ainsi que la modélisation hydrologique, nécessitent une information à différents pas de temps en diverses positions géographiques. Un des problèmes les plus communs en hydrologie est de disposer de données de qualité qui soient utilisables avec de bonnes distributions spatiales et temporelles.

Pour évaluer les ressources en l'eau, il est important de disposer d'une bonne banque de données. Les données utilisées pour ce travail ont principalement deux origines : un premier groupe correspond à des mesures qui ont été faites sur le terrain (précipitation, débit, etc.) et un deuxième groupe à des données qui ont été obtenues de différentes sources, observées par des services opérationnels ou calculées à partir de modèles climatiques, comme les réanalyses du NCEP. Un troisième type de données consiste dans les résultats d'un traitement préalable des observations, comme, par exemple, dans le cas de l'évapotranspiration. Pour une meilleure compréhension de l'analyse ultérieure, l'ensemble des données disponibles sont présentées dans ce chapitre.

2.1.1 Données de terrain

Dans la cette partie du mémoire, on présente toute l'information climatique et hydrologique rassemblée sur l'amont du bassin versant du río Santa. Au début des années 1940, pendant la construction de la centrale hydroélectrique de « El Pato » (Huallanca), le gouvernement avait décidé d'installer un réseau d'observations pluviométrique, hydrologique et glaciologique sur l'amont du río Santa. Ce réseau a été géré par « ELECTROPERU » jusqu'en 1997, année où cette entreprise nationale a été rachetée par DUKE ENERGIE dans un processus de privatisation. Ce réseau hydroclimatologique est distribué, pour les données hydrométriques, entre les altitudes de 4112 mètres à la station de Parón et 1861 mètres à celle de La Balsa. A partir des années 90 de nouvelles stations hydrométriques ont été installées dans des endroits plus élevés, comme Artesoncocha (4300 m, en 1996) et Yanamarey (4400 m, en 2001) avec la participation de l'unité de recherche Great Ice de l'IRD et de l'Unité de Glaciologie et de Ressources Hydriques (UGRH) de l'INRENA à Huaraz. Pour les stations pluviométriques, la situation est presque similaire avec une plus grande amplitude d'altitudes entre la station de Cahuish à 4550 mètres et celle de Hidroelectrica à 1386 mètres. De manière générale, ce réseau est resté opérationnel jusqu'en 2000, année où un nombre important de stations a été fermé, essentiellement pour des raisons économiques. Actuellement, il ne reste qu'un nombre réduit de stations encore opérationnelles ; elles sont gérées par les institutions suivantes : l'UGRH, le Service National de Météorologie et d'Hydrologie du Pérou (SENAMHI), Duke Energie, l'unité de recherche Great Ice de l'IRD et la Direction Générale de l'Eau du Ministère de l'Agriculture (DEGAS). Depuis 2004, des jaugeages sont réalisés dans le cadre du projet Chavimocic en différents endroits du río Santa, à l'amont, comme à l'aval de l'usine de Huallanca (station Condorcerro, 412 mètres) pour contrôler le débit qui sera prélevé à des fins d'irrigation vers les départements côtiers de « La Libertad » et de « Lambayeque », situés plus au nord. Certaines institutions disposent d'informations hydrométéorologiques plus détaillées et davantage orientées vers des travaux scientifiques, comme les stations qui sont contrôlées par l'IRD, l'UGRH ou l'Université d'Innsbruck (Autriche). Elles sont situées principalement sur les glaciers ou très proches des zones englacées.

Pour mieux expliquer la disponibilité des données, celles-ci seront présentées ici en deux grands groupes selon la zone où elles sont situées : le premier groupe comprend les données en dehors des zones englacées, et le deuxième celles qui sont dans la zone englacée. Cette

classification a été déterminée en fonction de l'intérêt pour l'exploitation des données et de la date de début des observations, en particulier météorologiques.

2.1.1.1 Données en dehors de la zone englacée

Il y a deux types de données climatologiques (température et précipitation) intéressantes pour notre recherche et une variable hydrologique (débit) qui soient disponibles après la construction de la centrale hydroélectrique de « El Pato ». Un total de 20 stations hydrométriques, de 36 stations pluviométriques et de 4 stations équipées des capteurs de température a été identifié pour l'ensemble du bassin versant.

•Données hydrométriques

L'information hydrométrique provient principalement de la filiale de Duke Energie EGENOR, du Senamhi et de l'UGRH de Huaraz. Cette banque de données a été vérifiée par Pouyaud (2003). Dans le tableau 2.1 on présente un inventaire de l'ensemble de toutes les stations hydrométriques.

Tableau 2. 1 Stations hydrométriques situées en amont du bassin versant du río Santa. Les stations avec des noms en gras disposent de données après l'année 2000. La colonne « cours d'eau » indique s'il s'agit du río Santa ou de l'un de ses affluents.

Nom	cours d'eau	Latitude (°sud)	Longitude (°ouest)	Altitude	Début	Fin
Artesoncocha	Artesoncocha	8:58:38	77:38:41	4300	1996	2005
Chancos	Quebrada Honda	9:19:15	77:34:47	2872	1953	1999
Chuquicara	Chuquicara	8:38:51	78:13:55	532	1954	1997
Colcas	Colcas	8:55:24	77:50:33	2048	1953	1998
Condorcerro	Santa	8:39:30	78:15:43	477	1956	2005
Conococha	Santa	10:07:09	77:17:00	4068	?	?
Huancamarca	Huancamarca	8:06:00	78:18:00	4000	1977	1995
Huillca	Safuna	8:47:39	77:36:47	3980	?	?
La Balsa	Santa	8:52:39	77:49:38	1861	1954	2005
Llanganuco	Llanganuco	9:04:43	77:39:05	3916	1953	2005
Los cedros	Los cedros	8:52:18	77:49:43	1878	1952	2002
Manta	Manta	8:36:31	77:53:03	1920	1968	1997
Miraflores	Santa	9:29:46	77:32:29	2994	1987	1997
Olleros	Olleros	9:40:01	77:27:49	3456	1970	1998
Pachacoto	Pachacoto	9:51:09	77:24:08	3745	1953	1997
Paron	Paron	9:00:14	77:41:20	4112	1953	2005
Puente Carretera	Santa	8:58:12	78:37:48	18	1931	1988
Querococha	Querococha	9:43:35	77:19:57	4037	1953	1998
Quillcay	Quillcay	9:31:24	77:31:39	3091	1953	1998
Quitaracsa	Quitaracsa	8:47:52	77:51:08	1480	1953	1999
Recreta	Santa	10:02:27	77:19:33	4018	1953	1995
Yanamarey	Yanamarey	9:39:36	77:16:38	4600	2001	2005

Les stations hydrométriques présentent deux types de problèmes généraux :

- **Le premier** est relatif à la longueur de la série hydrométrique, puisque seulement 2 stations ont des séries complètes jusqu'en 2005. Ce sont Parón et Condorcerro. La première station, Parón, a des données reconstituées à partir de 1994 (année où le cours d'eau Parón commence à être contrôlé pour réguler le débit de la centrale hydroélectrique) ; le cas de cette station sera traité plus en avant. La deuxième station, Condorcerro, se trouve à l'aval du bassin versant à 477 mètres d'altitude. Sa position ne permet pas de connaître l'apport spécifique de l'amont du bassin versant (zone de la Cordillère Blanche et de la Cordillère Noire), par suite des apports intermédiaires des affluents de Tablachaca, Corongo et Puente Carretera.

➤ **Le deuxième** problème est généré par les débits contrôlés par des ouvrages et qui concernent les observations des stations situées sur la partie aval du río Santa (Puente Carretera, La Balsa et Condorderro). A partir de mai 2001, EGENOR a construit, puis géré le réservoir « San Diego » (vers 2000 mètres) en rive gauche du río Santa (figure 2.1) pour réguler son débit pendant l'époque d'étiage. Ce réservoir a une capacité de 725 583 m³. L'installation de ce réservoir dans la vallée a eu pour conséquence une artificialisation du débit journalier. Actuellement quatre autres réservoirs (lacs) aménagés existent à l'amont du bassin versant : Parón, Cullicocha, Aguascocha et Rajucolca. Ils permettent la régulation des débits du Río Santa, en fonction des besoins de la centrale hydroélectrique d'El Pato.



Figure 2. 1 : Réservoir San Diego, placé au flanc gauche du río Santa avec une capacité maximale de 725 583 m³. Il est utilisé pour réguler le débit journalier de la central hydroélectrique « El Pato ».

•Données pluviométriques

Pour l'information pluviométrique, deux sources principales coexistent : EGENOR (ancien Electroperu, filiale de Duke Energie) et le Senamhi. Le tableau 2.2 offre un inventaire de toutes les stations de mesure des précipitations dans le bassin versant. L'information pluviométrique est disponible à un pas de temps mensuel, à l'exception de Parón et Hidroelectrica qui ont été équipés à partir de 2003 de pluviomètres électroniques enregistrant les précipitations au pas de temps de 15 minutes.

Tableau 2. 2 Stations pluviométriques situées dans le bassin versant du río Santa. Dans la colonne « D » un code de couleur indique la disponibilité des données : i) en bleu, les stations qui ont des données complètes, ii) en rouge, les stations avec des données incomplètes, et iii) en vert, les stations qui n'ont pas de données. Les noms en gras sont ceux des stations qui possèdent des données après l'année 2000.

Nom	Latitude (°sud)	Longitude (°ouest)	Altitude	Début	Fin	D
Anta	9:21:00	77:36:00	2748	1971	2000	
Cachicadan	8:06:00	78:09:00	2892	1964	2004	
Cahuish	9:41:05	77:15:17	4550	1953	1999	
Caraz	9:02:43	77:48:25	2286	1946	1996	
Chacchan	9:33:00	77:46:12	2285	1964	1998	
Chancos	9:19:10	77:34:30	2895	1953	1999	
Chuquicara				1982	1985	
Collota	9:57:02	77:19:33	3910	1953	2000	
Conococha	10:08:00	77:17:00	4150	1957	1968	
El Chorro				1982	1985	
Hidroelectrica	8:48:12	77:50:49	1386	1945	2001	
Huancamarcanga	8:06:00	78:18:00	4000	1971	2004	
Huancapeti	9:45:00	77:31:48	4420	1953	1999	
Huaraz	9:29:34	77:30:49	3050	1971	2005	
Huillca	8:46:46	77:36:41	3950	1977	1999	
Laguna Utupo	9:40:48	77:30:00	4200	1981	1998	
Lampas - Alto	10:09:27	77:13:32	4100	1971	1998	
Lampas - Bajo				1957	1988	
Llanganuco	9:04:43	77:39:05	3918	1953	2000	
Milpo	9:52:48	77:13:48	4400	1963	2004	
Mollepata	8:10:48	77:58:12	3758	1963	1998	
Pachacoto	9:51:12	77:24:04	3786	1953	2000	
Paron	8:59:57	77:41:05	4215	1949	2005	
Punta Callan	9:32:48	77:37:15	4275	1982	1999	
Punta Mojon	10:05:00	77:12:21	4390	1953	2000	
Querococha	9:43:46	77:19:57	4087	1965	2001	
Quiruncancha	9:43:54	77:29:47	4010	1953	1999	
Quitacocha				1979	1991	
Recreta	10:02:27	77:17:00	4020	1953	2000	
Recuay	9:43:12	77:27:00	3394	1966	2005	
Safuna	8:50:00	77:37:00	4400	1969	1975	
San Lorenzo				1965	1971	
Shacaypampa	9:45:13	77:23:46	3820	1953	2000	
Ticapampa	9:45:09	77:26:32	3480	1948	1993	
Yanacocha	10:02:27	77:12:27	4450	1953	2005	

•Données de Température

L'information sur les températures, pour l'ensemble du bassin versant, est parcimonieuse. Il n'y a que 5 stations qui fournissent des données au pas de temps mensuel. A l'issue d'une analyse poste à poste, la qualité des données des ces stations est apparue très hétérogène et

peu cohérente dans un bassin versant aux conditions climatiques relativement homogènes. L'exploitation de ces stations ne peut servir que pour vérifier la saisonnalité de la température au long de l'année. La station de Parón, avec une série temporelle courte (de 2002 à aujourd'hui) est l'unique station présentant des données exploitables et elle sera examinée en détail plus loin. Le tableau 2.3 présente un inventaire de ces stations.

Tableau 2. 3 Stations équipées de capteurs de température, situées à l'amont du bassin versant du río Santa. Les stations dont le nom est en gras ont des données après l'année 2000.

Nom	Latitude (°sud)	Longitude (°ouest)	Altitude	Début	Fin
Anta	9:21:00	77:36:00	2748	1971	1995
Huaraz	9:29:34	77:30:49	3050	1971	1977
Querococha	9:43:46	77:19:57	4087	1969	1999
Recuay	9:43:12	77:27:00	3394	1969	1986
Parón	8:59:57	77:41:05	4200	2001	2005

La figure 2.2 donne la localisation des stations hydrométriques, pluviométriques et de température. La distribution des stations hydrométriques est bonne pour la rive droite (Cordillère Blanche), au contraire de la rive gauche (Cordillère Noire) où elles sont totalement absentes. Pour les stations pluviométriques, on trouve une dissymétrie comparable avec une bonne distribution en rive droite contrairement à la rive gauche. On ne trouve en effet que trois pluviomètres localisés plutôt au sud de la Cordillère Noire. Les stations de températures, peu nombreuses, sont pour l'essentiel localisées au sud du bassin versant.

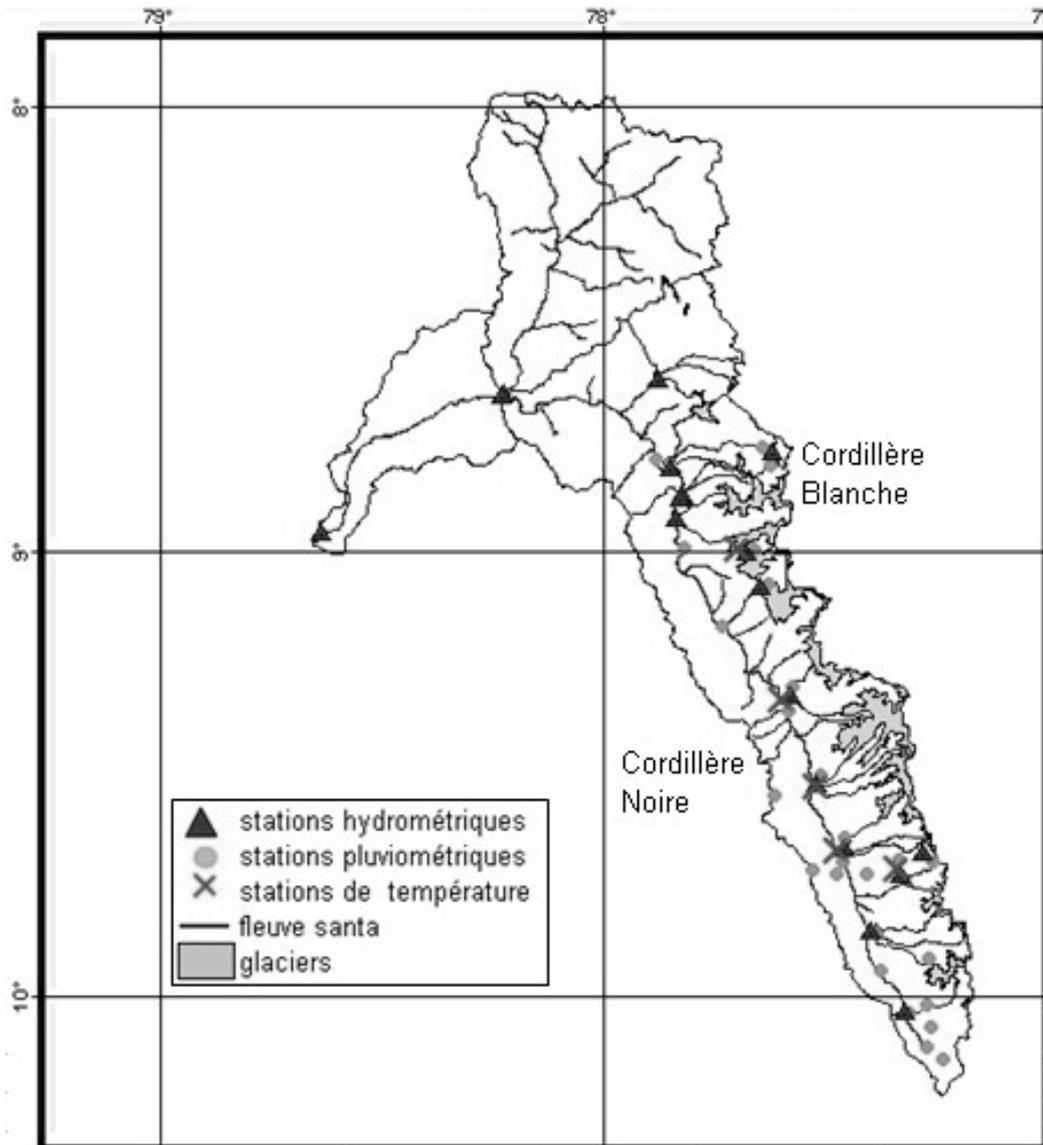


Figure 2. 2 Position des stations hydrométriques, pluviométriques et de température à l'amont du bassin versant du río Santa.

2.1.1.2 Données dans la zone englacée

La banque de données des stations disposant d'informations climatologiques est peu fournie. L'équipement des stations glaciaires n'a vraiment commencé qu'au début des années 2000, à l'exception notable du déversoir triangulaire du lac Artesoncocha installé en 1996. Les données peuvent être classées en trois types : climatologiques sur le glacier (température, rayonnement, direction du vent, etc.), pluviométriques et hydrologiques pour les débits issus des lacs proches des glaciers. Une catégorie spéciale de données est constituée par l'information sur les avancées et les reculs glaciaires qui sera traitée dans la section suivante.

•Données climatologiques sur les glaciers

Actuellement, il y a trois glaciers équipés dans le cadre du partenariat entre l'unité Great Ice de l'IRD et l'UGRH de l'INRENA. Le premier glacier équipé a été le glacier Artesonraju ($08^{\circ}57'28,8''$ S et $77^{\circ}38'14,0''$ O). Il possède deux capteurs de type Hobo installés sur le glacier à 4980 et à 5073 mètres et un troisième placé dans la cabine limnimétrique qui contrôle l'émissaire du lac Artesóncocha (4350 mètres). Ce type de capteur enregistre des données de température et humidité à un pas de temps compris entre 10 et 15 minutes. Les données sont disponibles à partir d'avril 2002 jusqu'à aujourd'hui. Le second glacier équipé a été le glacier Yanamarey ($09^{\circ}39,26'$ S et $77^{\circ}16.20'$ O). Il a été équipé du même capteur Hobo que ceux du glacier Artesonraju avec des données à partir de janvier 2003. Le dernier glacier équipé est le glacier Uruashraju ($9^{\circ}35'12,8''$ S et $77^{\circ}19'23,7''$ O), également avec un capteur Hobo qui fonctionne à partir de décembre 2003.

• Données pluviométriques sur les glaciers

A cause des difficultés d'accès aux glaciers, il est difficile d'avoir des mesures quotidiennes et parfois même mensuelles. Les capteurs installés sont principalement des pluviomètres totalisateurs mesurés en principe une fois par mois à des dates qui peuvent varier en fonction des conditions climatiques. Actuellement, il y a trois glaciers équipés : Artesonraju, Yanamarey et Uruashraju. Artesonraju possède quatre pluviomètres entre 4466 et 5073 mètres. Ils disposent d'une information depuis février 2001. Yanamarey est équipé de deux pluviomètres entre 4595 et 4700 mètres avec des données depuis août 2002. Pour le glacier Uruashraju, le suivi de la précipitation est plus important, avec un pluviomètre totalisateur, deux pluviomètres de type « réservoir 2000 » (Gomez et al, 2003) et un pluviographe automatique Hobo. Ils sont localisés entre 4580 et 4688 mètres. Leurs séries de données commencent en décembre 2003. Tous ces pluviomètres sont placés à proximité immédiate du glacier, mais pas sur le glacier lui-même. En Cordillère Blanca, il n'y a aucun capteur capable de mesurer l'apport de précipitation solide (neige). D'après nos observations de terrain, on n'observe de précipitation solide que dans les parties les plus élevées des glaciers au-dessus de 5000 mètres.

- **Données hydrométriques à l'aval des glaciers**

Une tâche importante dans le travail d'évaluation des ressources en l'eau d'un bassin versant fortement englacé est de connaître les apports qui viennent de la pluie et de la fusion glaciaire. L'unité Great Ice, en coopération avec l'UGRH de l'INRENA, a étudié les possibilités de la Cordillère Blanche d'offrir des bassins versants fortement englacés disposant de lacs proglaciaires où installer des capteurs hydrométriques suffisamment proches des glaciers pour être significatifs. Deux bassins versants correspondaient à ces critères, Artesón et Yanamarey. Pour quantifier les débits à l'exutoire des lacs de ces deux bassins versants, ont été installés sur les lacs des limnigraphes du type CHLOE à l'amont de déversoirs composites : seuil épais plus triangle mince sur le lac Artesoncocha, et seuil Venturi sur le lac Yanamarey. Le lac Uruashraju, à l'aval du glacier Uruashraju, a aussi été équipé d'un déversoir, mais il ne dispose pas de limnigraphe. Les données de débits sont disponibles pour le lac Artesoncocha à partir de février 1996 avec une importante lacune entre 1997 et 2000 et pour le lac Yanamarey à partir de janvier 2003. Dans le cas du lac Uruashraju, sans un suivi du niveau du lac, il est impossible de connaître le débit qui en sort. Sur le tableau 2.4 on présente la disponibilité des données pour les bassins versants fortement englacés. On y a ajouté les données du lac Parón. Bien qu'éloignées de la zone fortement englacée, les stations de Parón (climatique, pluviométrique et hydrologique) sont bien placées pour fournir un point de comparaison avec les stations de la zone englacée (principalement avec le glacier Artesonraju et lac Artesoncocha). Dans la section suivante, on fera une description plus détaillée de tous ces bassins versants (Paron, Artesón et Yanamarey) et de leurs glaciers (Artesonraju, Yanamarey et Uruashraju).

Tableau 2. 4 Disponibilité des données concernant les glaciers Artesón, Yanamarey et Uruashraju. La station de Parón se trouve en dehors de la zone englacée, mais très proche, ses données seront utilisées pour les comparer avec les autres stations.

	2000-2001												2001-2002												2002-2003												2003-2004												2004-2005											
	sep	oct	nov	dec	jan	feb	mar	avr	mai	juin	juil	août	sep	oct	nov	dec	jan	feb	mar	avr	mai	juin	juil	août	sep	oct	nov	dec	jan	feb	mar	avr	mai	juin	juil	août	sep	oct	nov	dec	jan	feb	mar	avr	mai	juin	juil	août	sep	oct	nov	dec	jan	feb	mar	avr	mai	juin	juil	août
Artesón	Pluie (totalisateur)												Pluie sur l'estation												Pluie sur l'estation												Pluie sur l'estation												Pluie sur l'estation											
	Debit Lagune												Debit Lagune												Debit Lagune												Debit Lagune												Debit Lagune											
	Temperature Glacier												Temperature Glacier												Temperature Glacier												Temperature Glacier												Temperature Glacier											
Parón	Niveau Lagune												Niveau Lagune												Niveau Lagune												Niveau Lagune												Niveau Lagune											
	Temperature estation												Temperature estation												Temperature estation												Temperature estation												Temperature estation											
	Niveau Lagune												Niveau Lagune												Niveau Lagune												Niveau Lagune												Niveau Lagune											
Yanamarey	Pluie (totalisateur)												Pluie sur l'estation												Pluie sur l'estation												Pluie sur l'estation												Pluie sur l'estation											
	Debit Lagune												Debit Lagune												Debit Lagune												Debit Lagune												Debit Lagune											
	Temperature Glacier												Temperature Glacier												Temperature Glacier												Temperature Glacier												Temperature Glacier											
Uruashraju	Niveau Lagune												Niveau Lagune												Niveau Lagune												Niveau Lagune												Niveau Lagune											
	Temperature estation												Temperature estation												Temperature estation												Temperature estation												Temperature estation											
	Debit Lagune												Debit Lagune												Debit Lagune												Debit Lagune												Debit Lagune											

■ Données complètes
■ Données incomplètes, le numéro indique combien de jours de données manquent
■ Données artificielles
■ Sans données

2.1.2 L'évapotranspiration

Dans le bassin versant du río Santa, il existe 5 stations entre 3750 et 4030 mètres où des mesures d'évaporation ont été réalisées de 1972 à 1974. Ces valeurs ont été utilisées par Tarazona (2003) pour les comparer à des méthodes empiriques d'estimation de l'évapotranspiration. Tarazona, dans son mémoire d'ingénieur, a comparé différentes méthodes pour calculer l'évapotranspiration potentielle. Les méthodes qu'il a utilisées sont : Braney-Criddle (Doorenbos et Pruitt ,1977), Penman-FAO (Penman , 1956), Hargreaves type II (Hargreaves et Samani , 1982), Hargreaves type III, Thomthwaite, Penman modifiée pour le Pérou (Garcia , 1984). C'est cette dernière qui s'ajuste le mieux au bassin versant du río Santa sur la base des données mesurées pendant des années 70). L'inconvénient de cette méthode est la quantité d'information qu'elle demande. Toutefois une partie importante de cette information, comme la radiation ou l'albédo, est disponible sous forme de tableaux publiés par l'UNESCO (1977).

$$E_o = \frac{\left[\frac{m * e_s}{P * T^2} \right] * Rn + Ea}{\left[\frac{m * e_s}{P * T^2} \right] + 1}$$

Où:

E_o : Evapotranspiration potentielle en (mm/jour)

m : $8.03 \cdot 10^6 \text{ } ^\circ\text{K}^2$

e_s : pression de vapeur de saturante (hPa)

P : pression atmosphérique de la zone d'étude (hPa), fournie par l'équation (Tarazona, 2003):

$$P = 1014.78 * e^{-1.17 \cdot 10^{-4} z}$$

avec Z : altitude de la station (mètres)

T : température de l'air ($^\circ\text{K}$)

R_n : radiation Nette (mm/jour)

$$R_n = R_{noc} - R_{nol}$$

$$R_{nol} = -0.827 + 0.209 \Delta T$$

R_{nol} : radiation nette en longues ondes

$$R_{noc} = (1 - \alpha) Q_s (0.284 + 0.205 \Delta T / N)$$

R_{noc} : radiation nette en courtes ondes

Q_s : radiation solaire au sommet de l'atmosphère

N : durée du jour

A : albédo; moyenne pour les conditions de la zone d'étude

$$\Delta T : T_{\max} - T_{\min}$$

E_a : terme aérodynamique (mm/jour)

$$E_a = -5.3500 + 3.980 R_{nol}$$

L'information sur les radiations de grande et courte longueurs d'ondes, la radiation solaire au sommet de l'atmosphère, la température maximale, la température minimale et la durée du jour est disponible sur des tableaux en fonction de la position de la zone d'étude sur la planète. L'information de l'albédo est disponible en fonction du type de sol et du mode d'utilisation du sol. Les valeurs de l'évapotranspiration ont été calculées pour une valeur moyenne de l'amont du bassin versant. La figure 2.3 présente la distribution de l'évapotranspiration calculée par la méthode de Penman, modifiée par Garcia. En moyenne, l'évapotranspiration pour la Cordillère Blanche se situe autour de 1100 mm/an.

La figure 2.3 montre les comparaisons faites par Tarazona (2005) avec les différentes méthodes d'évaluation de l'évapotranspiration sur la zone d'étude à une altitude de

3700 mètres, ainsi que les valeurs moyennes de toutes les stations observées dans les années 70.

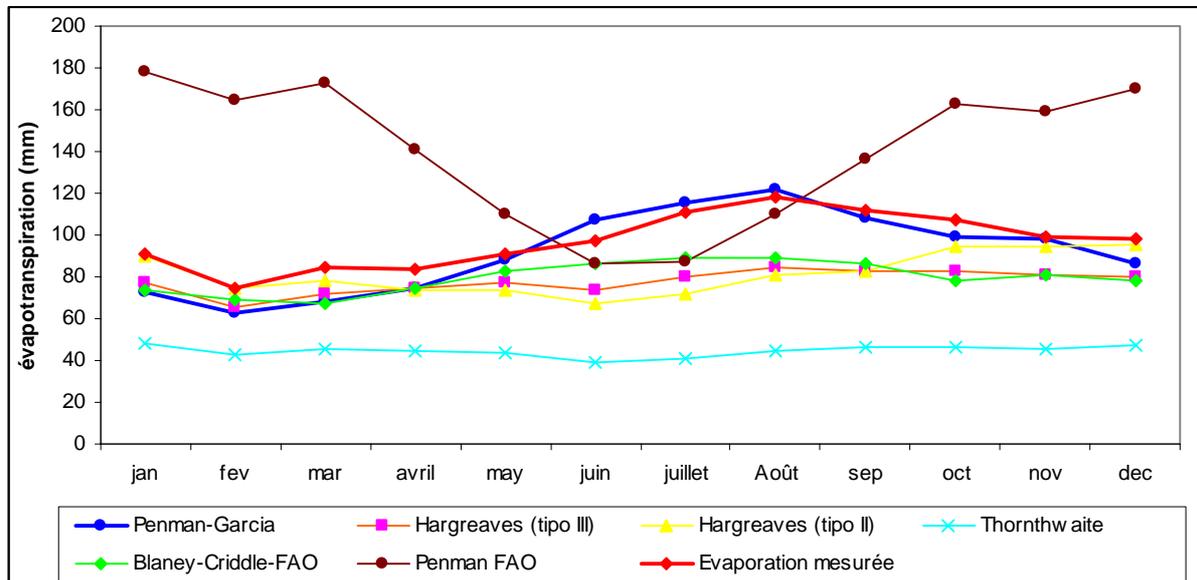


Figure 2. 3 Evapotranspiration moyenne mensuelle à l'amont du bassin versant du río Santa sur différents méthodes calculées par Tarazona (2003) et valeur moyenne de l'évaporation mesurée pendant les années 70.

2.2 Les réanalyses

Une étude de l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM) en 1998, montre que les systèmes d'observations météorologiques se sont sérieusement dégradés dans certaines parties du monde. Le déclin des réseaux classiques d'observations menace gravement la recherche en climatologie et sciences appliquées à la nature, comme par exemple la variation climatique et la quantification des ressources en l'eau.

Avec l'avancée des techniques de modélisation de la dynamique atmosphérique, les climatologues ont développé de nouveaux outils pour la recherche, afin de pallier aux questions sur la qualité et le manque des données dans différentes parties de la planète. Pendant les années 50 et 60, les observations météorologiques ont été faites avec des ballons de radio sondages envoyés dans l'atmosphère. Dans les années 70, avec l'arrivée des satellites, le concept de l'observation climatique change beaucoup. L'information fournie par les satellites, croisée avec les données au sol, intégrée dans des modèles globaux, permet de connaître les principaux paramètres climatiques à différentes coordonnées et altitudes. Ces données sont stockées en d'imposants fichiers que plusieurs laboratoires ont commencé à

utiliser pour analyser la variabilité du climat de la planète à une échelle globale. Par exemple le projet ERBE (Earth Radiation Budget Experiment), à la fin des années 80, avait pour objectif de mesurer la répartition géographique et saisonnière du flux solaire absorbé par l'ensemble du système climatique. Le principal problème identifié dans ces études est lié à l'hétérogénéité des données provenant des satellites.

Au cours des années 90, un nouvel concept en acquisition et traitement de données entre en scène dans la climatologie : ce sont les « Réanalyses ». Ce système utilise des bases de données très hétérogènes provenant de différentes sources (avions, satellites, sondes, données de terrain, etc.). Pour parvenir à des reconstitutions performantes des paramètres climatiques, les réanalyses utilisent un modèle atmosphérique, afin de reconstituer des champs atmosphériques complets et cohérents entre eux, répartis aux points d'une grille à l'échelle du globe, en surface comme à différents altitudes (fonction de la pression atmosphérique). Ce type d'information présente des avantages indéniables par rapport à des mesures fait sur le terrain :

- Fournir une information climatique avec une couverture spatiale et temporelle de toute la planète.
- Fournir une information en temps réel, à comparer et analyser avec les données qui ont été mesurées sur le terrain.
- Permettre des comparaisons climatiques entre différentes zones (macro et micro échelle) pour l'étude de la climatologie globale.

Grâce aux modèles de circulation générale de l'atmosphère (MCGA), l'information fournie par les réanalyses présente moins d'erreurs par suite du système opératif qui recalcule des données générées à partir des données mesurées sur le terrain ou dans l'atmosphère. Actuellement, avec toutes les limitations que présentent les données « classiques » au sol (liées principalement à l'hétérogénéité de leurs sources), les données de réanalyses sont un outil important pour l'étude de la climatologie, et dans notre cas pour l'hydrologie, et permettent de résoudre les problèmes liés à la qualité et la quantité des données.

Aujourd'hui, existent trois laboratoires qui travaillent sur les données de réanalyses :

- NCEP/NCAR (National Centers for Environmental Predictions), qui a comme sources de données la « National Oceanic American Agence (NOAA) ». Il travaille depuis 1995 sur les programmes « réanalyses 1 » et « réanalyses 2 ». La différence entre les deux programmes de réanalyses porte principalement sur la longueur de la série de données et sur les outils pour le traitement de celles-ci. Les données sont disponibles sur internet à l'adresse : <http://www.cdc.noaa.gov/cdc/reanalysis/>
- ECMWF (European Centre for Medium Range Weather Forecasts), qui est sa propre source de données. Il travaille sur les programmes « ERA-40 » et « ERA-15 ». La différence principale entre ERA-40 et ERA 15 est la même que celle que présentent les réanalyses du NCEP. Les données sur Internet sont disponibles à l'adresse : http://data.ecmwf.int/data/d/era40_invariant/
- NASA/DAO (National Aeronautics and space Administration / Data Assimilation Office).

Pour choisir les réanalyses à utiliser, un critère important est l'accès au public de cette information. Les modèles du NCEP/NCAR et ECMWF sont disponibles sur internet. L'utilisation des données de réanalyses demande un traitement spécial des données : il convient généralement de comparer la série des données de réanalyses avec les données disponibles sur le terrain. Ce travail est un peu fastidieux en fonction de l'échelle de temps et de la couverture spatiale à étudier. Une critique comparative des différentes sorties de réanalyses n'entre pas dans le sujet de ce mémoire. Il suffit de retenir que le choix du modèle pour le présent travail a été fait en fonction de 3 paramètres : la longueur de la série de données, les paramètres climatiques à évaluer (température, rayonnement et précipitation) et la distribution spatiale des niveaux géo-potentiels (altitude) des données. A cause de leur disponibilité sur internet les seules réanalyses du NCEP/ NCAR et de ECMWF ont été évaluées.

Concernant la longueur de la série, les deux laboratoires ont des données disponibles, qui sont fonction de la date de sortie du modèle. Dans le cas des réanalyses 1 et 2 NCEP/NCAR, les données sont actualisées jusqu'à maintenant (septembre 2006, dans le cas de nos traitements) avec la différence que, pour les réanalyses 1, l'information est disponible dès 1948 et, pour les réanalyses 2, seulement depuis 1979. Dans le cas des réanalyses ECMWF,

l'information était disponible, à la date de notre travail, à partir de 1957 pour ERA-40 et de 1978 pour ERA-15 et, dans les deux cas, jusqu'en août 2002. Les données ECMWF présentent donc l'inconvénient d'une lacune d'information importante pour toute comparaison avec les observations de notre terrain postérieurement à août 2002.

Concernant les variables climatiques à évaluer, si on considère que le travail se fait dans un contexte de parcimonie, les variables climatiques à extraire des réanalyses sont peu nombreuses. Dans le bassin amont du río Santa, il y a deux types d'écoulement qui parviennent au cours d'eau, ceux dus aux écoulements d'origine pluviale, et ceux dus à la fusion glaciaire. Les réanalyses NCEP/NCAR et ECMWF fournissent des données « d'eau précipitable » pour estimer la pluie, et, pour l'estimation de la fusion glaciaire, elles donnent des données de rayonnement et de température de l'air à différents niveaux de pression. Le vrai problème se présente avec les données sur le terrain, où on ne dispose pas de séries longues de données de rayonnement, ni de température sur les glaciers. Pouyaud (2003) a montré que les écoulements sur les petits bassins du río Santa sont fortement corrélés avec les températures de réanalyses. Il est donc suffisant d'utiliser des réanalyses débutant en 2000, date à laquelle commence les observations de température sur le terrain, jusqu'à maintenant.

Sur la **distribution spatiale et les niveaux géopotentiels** (altitude) des données de réanalyses. Toutes les réanalyses ont été faites en considérant une couverture de toute la planète. Les données exploitables sur Internet sont présentes aux points des grilles de 2.5 x 2.5° (degrés terrestres de latitude et de longitude) et couvrent toute la zone tropicale de la planète. Les niveaux géopotentiels les plus importants pour notre étude correspondent à ceux compris entre 600 hPa et 400 hPa qui représentent l'altitude où se trouvent les glaciers de la Cordillère Blanche.

Enfin, après de l'évaluation de ces trois paramètres, ce sont les « réanalyses 1 » du NCEP/NCAR qui ont été choisies comme compléments convenables des données de terrain de notre cas d'étude.

2.2.1 Les « Réanalyses-1 » du NCEP/NCAR

Les agences américaines NCEP et NCAR travaillent ensemble pour produire des données rétroactives depuis l'année 1948. Dans cet objectif, elles utilisent une variété hétérogène de sources qui alimentent leurs banques de données. Dans un premier temps, elles ont travaillé à faire ces reconstitutions dans l'hémisphère nord, puis dans l'hémisphère sud.

Les réanalyses 1 utilisent le modèle spectral opérationnel global (Medium Range Forecasting, MRF), créé par le NCEP en 1995. Le modèle global utilise une résolution T62 : soit 28 niveaux de pression (de 1000 hPa à 10 hPa) et 62 grilles de résolution horizontales (192 longitudes par 94 latitudes, soit des mailles de $1,9^\circ \times 1,9^\circ$, équivalentes à 210 kilomètres de résolution à l'Equateur). L'analyse de la variation de schéma (interpolation) est à 3 dimensions (3DVAR). Ce schéma est appelé « Spectral Statistical Interpolation », développé par NCEP. Le système physique du modèle est détaillé par Kalney et al (1996).

En général, les réanalyses se composent de trois modules majeurs :

- Un module de décodage et de pré-traitement des données avec un processus de contrôle de qualité ;
- Un module d'assimilation de données par le modèle Medium Range Forecasting (MRF) avec un système de contrôle automatique de qualité ;
- Un module d'archivage des sorties de réanalyses au format universel binaire de présentation de l'OMM.

Les données d'entrée pour le modèle du NCEP viennent de nombreuses sources : les radiosondages (pour les données de température, vent horizontale et humidité spécifique), les satellites d'observation infrarouge (TIROS), les satellites opérationnels de sondage vertical (TOVS) qui mesurent la température à 100 hPa, les sondages verticaux de la température dans les océans et aux pôles par la NOAA (excepté entre 20°N et 20°S , à cause de la précipitation polluée), les satellites géostationnaires, les observations aériennes du vent et de la température

et les enregistrements de surface (pression, température, vent horizontal et humidité spécifique). De toutes les données d'entrée, celles provenant des radiosondes sont les plus sensibles. Les contrôles de qualité (QC) pour ces données utilisent deux systèmes : une « interpolation optimale du QC » pour toutes les observations et un « complex quality control for heights and temperature programme (QCHT) » (Collins, 1999) pour mesurer la qualité des radiosondages d'altitude et des températures et corriger les erreurs basées sur la consistance hydrostatique.

Bien que les réseaux d'observation de données soient régulièrement contrôlés, les systèmes d'observation ont constamment évolués et on peut distinguer trois étapes :

- La première étape, ou période « initiale », à partir des années 40 jusqu'à l'année géophysique internationale (1957). Au cours de cette période, les observations étaient faites toutes les 3 heures, avant l'installation du temps synoptique actuel (00h00, 06h00, 12h00, 18h00). A partir de 1957, on passe au temps synoptique actuel.
- La deuxième étape, entre 1958 et 1978, avec l'installation du « réseau moderne » qui prend en compte l'utilisation de radiosondages pour analyser les couches plus hautes de l'atmosphère.
- La troisième étape peut être considérée comme l'étape des satellites, qui ont considérablement amélioré à partir de 1978 les études de l'atmosphère. Cette étape a été marquée par le développement de l'acquisition de données sur le rayonnement atmosphérique.

Dans un premier temps, les incréments d'observations, c'est à dire les différences entre le pronostic à - 6 h et les observations, ont été une excellente mesure d'évaluation du pronostic à + 6 heures, mais ils ont montré des problèmes pour les zones riches en information où les erreurs moyennes quadratiques (rms) ont été plus grandes par rapport à des zones où il n'y avait pas beaucoup d'information. Dans quelques zones ces derniers présentaient un rms proche de zéro. A partir de ce type d'observations on a commencé à considérer que les rms proches de zéro étaient davantage un signal de manque de données que de bon pronostic. Avec l'arrivée des satellites, on a pu mieux déterminer les valeurs des rms, qui sont apparues être fonction de la latitude : pour les tropiques elles sont proche de 5 m, pour l'hémisphère

nord entre 5 m et 10 m et pour l'hémisphère sud entre 10 m et 18 m. Cette étude a été faite pour une altitude de 500 hPa (Kistler et al., 2001).

Dans le module d'assimilation, le modèle MRF produit le premier champ initial en effectuant une prévision à 6 heures. Aux temps 0Z, 6Z, 12Z et 18Z, les données intégrées (prises pour le premier module) sont comparées avec ce champ initial. Le QC (control de qualité) est vérifié entre les données entrantes et les données générées de la première estimation : si la différence est comprise entre certaines limites définies, les données entrantes sont acceptées, sinon les données sont rejetées. Enfin le système d'assimilation intègre ainsi les données entrantes pour construire la première estimation et produit une analyse par l'intermédiaire du système d'assimilation GDAS (Global Data Assimilation and Forecast System). Ce concept est expliqué par Kanamitsu (1989). Avec GDAS le module d'assimilation produit la première estimation et à partir de cette analyse, le modèle produit une autre prévision à 6 heures. Dans cette nouvelle analyse la qualité dépend de la qualité de l'analyse précédente (Mo et al. ; 1995). Ce sont ces champs qui servent à leur tour de champs initiaux pour la prévision suivante. Dans le cas où les données sont inexistantes, c'est le champ initial qui est utilisé sans aucune modification.

En ce qui concerne **le mode d'archivage** des sorties de réanalyses, les données sont disponibles sur internet ou sur CD-ROMS. Ardoin (2004) a fait un schéma de tous ces processus, basé sur le travail de Kalnay et al (1996). Sa représentation graphique est présentée dans la figure 2.4.

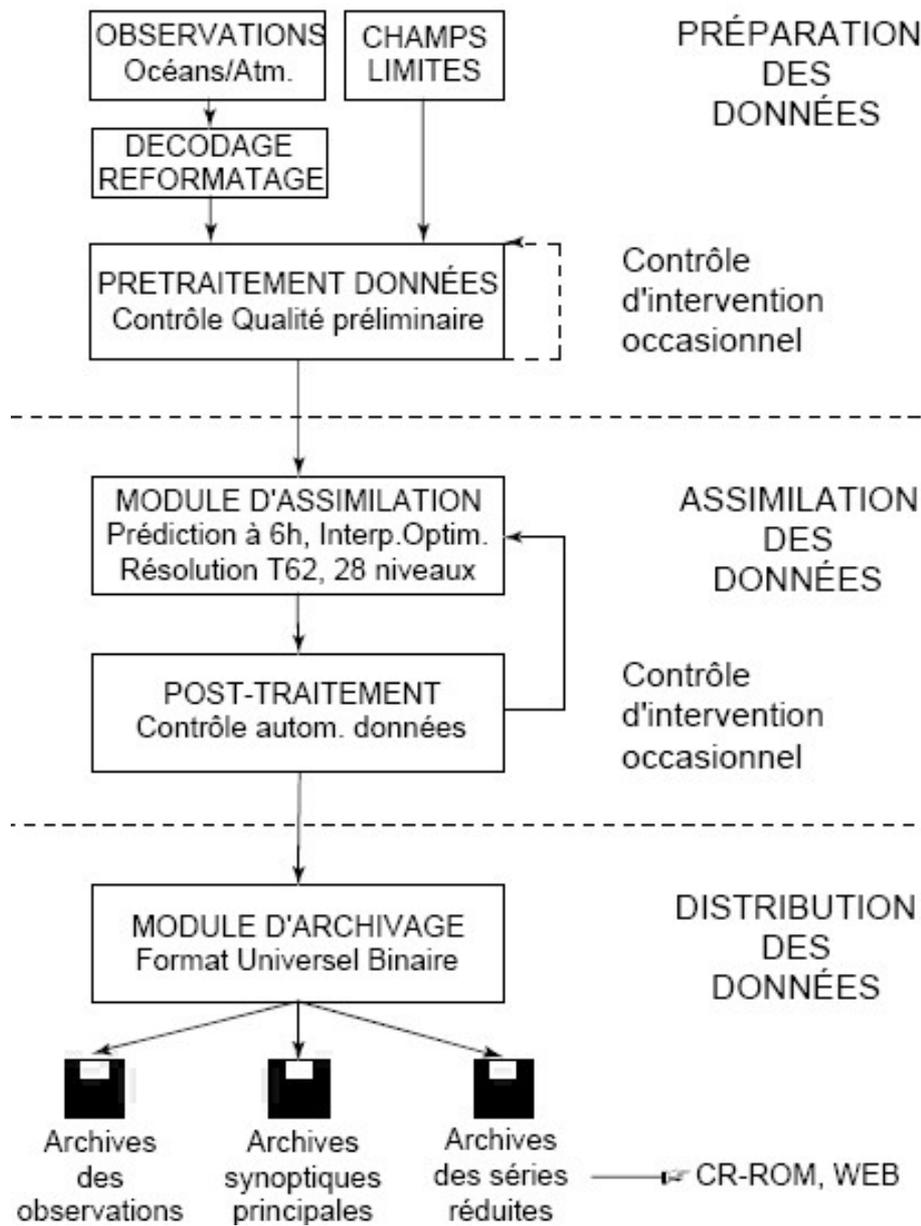


Figure 2. 4 Schéma des principaux composants du système de réanalyses NCEP/NCAR (Ardoin, 2004)

2.2.1.1 Classification des champs de réanalyses

L'information disponible peut être utilisée pour différentes applications. Cette information a été classée en quatre catégories qui sont établies en fonction de la physique du modèle ou des observations.

- **Classe A** : la variable analysée est fortement influencée par les observations. C'est le cas de la température de l'air et du vent. On peut considérer que cette information est la plus fiable.
- **Classe B** : Ici sont considérées les variables qui sont fortement influencées par les observations, mais le modèle aussi. Les principales variables placées ici sont l'humidité, la direction du vent et les paramètres de la surface.
- **Classe C** : la variable n'est pas influencée par les observations, et dépend du modèle. La variable est adaptée à la physique atmosphérique du modèle. C'est le cas des flux de surface et de la précipitation. Cependant, si les phénomènes sont bien paramétrés, on peut obtenir une meilleure estimation que celle fournie par les données observées.
- **Classe D** : la variable dépend exclusivement du modèle. Elles sont considérées relever de la plus faible qualité.

Il est important d'indiquer que il faut toujours être prudent avec les données des réanalyses et si possible faire des comparaisons avec des observations ou bien d'autres modèles. Cette classification est une aide à l'interprétation des réanalyses, notamment des classes B et C qui, sont sous l'influence du modèle et nécessitent une attention supplémentaire. Cela ne signifie pas pour autant que ces variables sont très éloignées de la réalité. Sur le tableau 2.5 on présente par catégorie les principales données des réanalyses.

Tableau 2. 5 Classification par catégorie des principales données de réanalyses du NCEP/NCAR (Ardoin, 2004).

Classe	Paramètre	Niveaux	Résolution (long. x lat.)
A	Hauteur du géopotentiel	17	144 x 73
	Température de l'air	17	144 x 73
	Vent zonal et méridien	17	144 x 73
	Pression au niveau de la mer	surface	144 x 73
B	Eau précipitable	colonne	144 x 73
	Humidité spécifique	8	144 x 73
	Vitesse verticale	8	144 x 73
C	Flux de chaleur latente	surface	192 x 94
	Flux de chaleur sensible	surface	192 x 94
	Flux solaire incident (courte longueur d'onde)	surface	192 x 94
	Flux sortant (grande longueur d'onde)	surface	192 x 94
	Précipitations	surface	192 x 94
	Albédo	surface	192 x 94
D	Rugosité	surface	144 x 73
	Résistance stomatique	surface	192 x 94
17 niveaux : de 1000 à 100 hPa		144 x 73 : soit 2,5° x 2,5°	
8 niveaux : de 1000 à 300 hPa		192 x 94 : soit 1,9° x 1,9°	

2.2.1.2 Fiabilité des réanalyses du NCEP/NCAR

Le modèle des réanalyses présente deux types d'erreurs. Le premier est lié à la physique du modèle (<http://wesley.wwb.noaa.gov/reanalysis.html>). Le second est davantage lié aux erreurs humaines et a été détecté plus tard, ce qui a permis de les corriger et les introduire dans les réanalyses.

Une première erreur a été liée à la couverture de neige dans les années 1974 à 1994 dans l'Amérique du Nord. La couche de neige de l'année 1973 a été utilisée pendant 20 ans. Ces erreurs sont plus évidentes pendant le mois (octobre) de transition saisonnière. **La deuxième erreur**, liée à l'information de la pression de la mer, est due à PAoBs (données australiennes) qui a un poids quatre fois plus faible que les autres observations. Ces erreurs n'ont été corrigées que partiellement pour 3 raisons. D'abord, les poids du PAoBs n'ont pas changé le produit final de la pression de la mer ; ensuite les PAoBs les plus aberrantes ont été éliminées dans le premier contrôle de qualité, enfin les erreurs ne sont pas significatives pour un pas de temps de 6 heures. **La troisième** erreur est liée au module de pronostic. Il a eu une

formulation de la diffusion horizontale de l'humidité provoquant une convergence de l'humidité et donnant des chutes de neige sur les bassins de haute latitude en hiver (neige spectrale). Une quatrième erreur (pas significative) est liée à la paramétrisation du flux de chaleur sensible qui avait permis que le flux de chaleur sensible soit nul si le vent superficiel disparaissait. Cela conduisait à des valeurs de température de surface peut peu réalistes dans certains cas (fortes valeurs). Cette erreur a été corrigée tôt dans le cours des réanalyses. Kalnay, (1996) explique au mieux les problèmes liés à ces erreurs.

En général, le système des réanalyses assimile plutôt bien l'information des couches supérieures de l'air, mais il est marginalement influencé par les observations superficielles à cause de l'orographie.

De nombreux travaux exploitent les données du réanalyses dans le monde. En Cordillère Blanche, le travail de Pouyaud (2003) montre les excellentes relations entre les débits des bassins versants englacés et les températures de réanalyses NCEP/NCAR.

Pour analyser la fiabilité des données de réanalyses sur notre zone d'étude, on a comparé des séries observées avec des données générées par les réanalyses. Les résultats seront présentés plus loin.

2.2.2 Les réanalyses NCEP/NCAR pour le bassin versant du río Santa

L'utilisation des données des réanalyses sur le bassin du río Santa a pour objectif d'élargir les séries de données de terrain existantes et de voir si on peut les utiliser dans les processus de modélisation des ressources en eau. Les deux variables susceptibles d'être utilisées sont la précipitation (donnée de type C) et la température de l'air (donnée de type A) au niveau de 500 hPa, qui représente une altitude proche de 5500 mètres. Ces variables climatologiques ont été choisies en fonction de l'objectif du travail et de la disponibilité des données de terrain pour pouvoir les comparer.

Les données de précipitation et de température de l'air à 500 hPa sont disponibles à partir de 1948 jusqu'à aujourd'hui. Ces variables sont différentes au niveau spatial : l'information de la précipitation se trouve aux sommets de grilles de 1,9 degrés x 1,9 degrés et la température aux

sommets de grilles de 2,5 degrés x 2,5 degrés. Pour les données de températures les sommets de grille utilisés sont au nord (77.5 O ; 7.5 S) et au sud (77.5 O ; 10 S) ; et pour la précipitation au nord (76.9 O ; 8.6 S) et au sud (76.9 O ; 10.5 S). Sur la figure 2.5, on présente la couverture des grilles des deux variables pour le bassin versant du río Santa. Sur cette figure on remarquera que l'information de la précipitation ne couvre pas l'ensemble du bassin versant, mais seulement la partie amont et la Cordillère Blanca (zone d'étude).

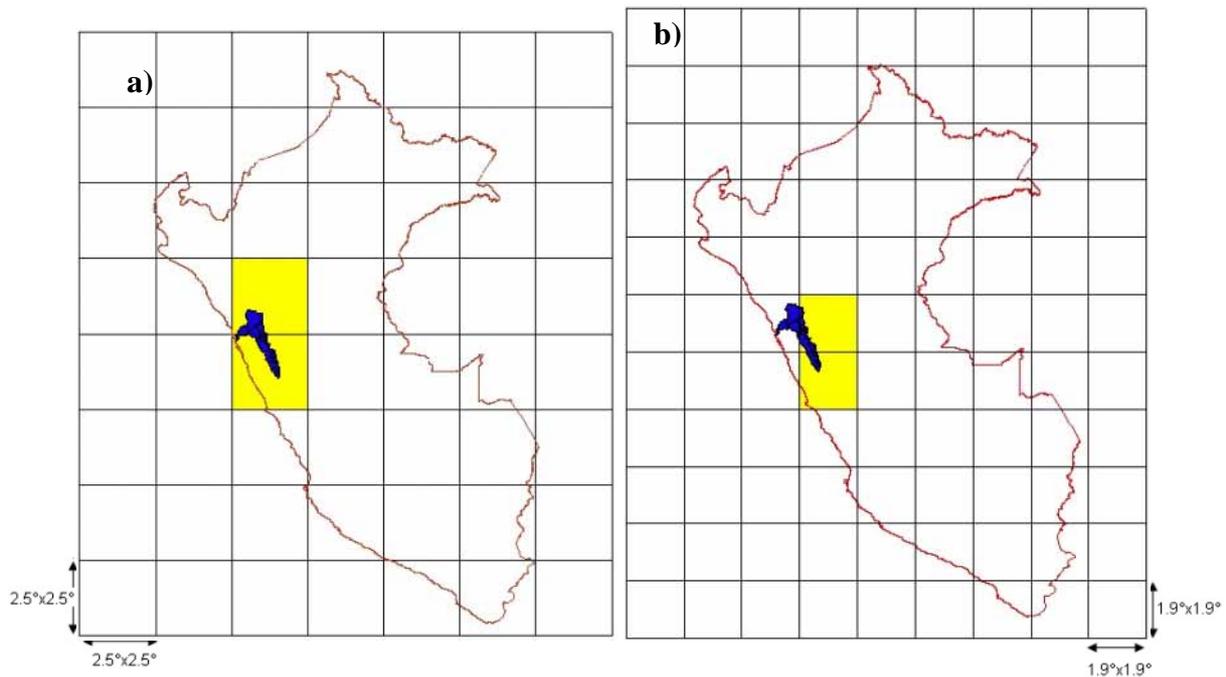


Figure 2.5 Disposition géographique des données de température et de précipitation des réanalyses du NCEP/NCAR pour le bassin versant du fleuve Santa, En couleur jaune les grilles utilisées. Sur la figure a) distribution spatiale des grilles de réanalyses du NCEP/NCAR pour la température (500 hPa) avec des mailles de résolution de 2.5°x2.5°. b) distribution spatiale des grilles de réanalyses du NCEP/NCAR pour la précipitation (niveau de la mer) avec des mailles de résolution de 1.9°x1.9°.

2.2.3 Validation des données de réanalyses pour le bassin versant du río Santa

L'utilisation de l'information fournie par les réanalyses demande un traitement spécial. Les deux types de données utilisées (température et précipitation) doivent être comparées avec les données de terrain afin d'effectuer un calage, à condition que les corrélations avec les données de terrain soient acceptables. En fonction de la disponibilité des données et des objectifs du travail, deux pas de temps ont été utilisés pour évaluation : l'échelle annuelle et l'échelle mensuelle. Comme mode de comparaison entre les données obtenues des réanalyses et les

données mesurées sur le terrain, on utilise un ajustement statistique capable de quantifier la relation existant entre les deux séries.

2.2.3.1 Coefficient de corrélation « produit – moment » de Pearson (r^2)

Ce coefficient statistique est similaire au coefficient de détermination. Il est souvent utilisé pour mesurer l'efficacité d'un modèle (Evans, 2003), mais dans notre cas il sera utilisé pour mesurer la relation existant entre deux variables (X et Y).

Il s'écrit :

$$R^2 = \left(\frac{\sum (y - y_m)(x - x_m)}{\sqrt{\sum (y - y_m)^2 \sum (x - x_m)^2}} \right)^2$$

Où X_m est la moyenne des valeurs de la variable « X » et Y_m celle des valeurs de la variable « Y » en comparaison. Ce chiffre varie entre 0 et 1. La valeur 0 indique qu'il n'existe pas de relation entre les variables X et Y. Par contre, la valeur 1 indique que le comportement de X peut être expliqué entièrement par la variable Y, ou reste en forte relation avec celle-ci. Lorsque le chiffre est plus proche de 1, la relation est plus forte, et si c'est de 0, c'est l'inverse.

En général, ce coefficient sera largement utilisé dans le présent travail pour évaluer les relations entre différentes variables hydrologiques et climatiques.

2.2.3.2 Relation entre la pression et l'altitude.

Comme on l'a indiqué, l'information des réanalyses pour la température est disponible selon le champ de pression. Cette information est disponible pour 17 champs. Pour déterminer l'altitude en fonction de la pression, on utilise l'équation 2.3 qui permet de transformer la pression atmosphérique en altitude en mètres.

$$Z = [8430,153 * \ln(1013,3/P1)] / [1 + 0,095 * \ln(1013,3/P1)]$$

Où,

Z : altitude en mètres

P1 : pression atmosphérique en hPa

1013,3 : pression atmosphérique moyenne au niveau de la mer

Pour la précipitation, la détermination de l'altitude n'est pas nécessaire parce que l'information des réanalyses est la même aux différents niveaux d'altitude.

La disponibilité des données de température sur le terrain ne permet pas de comparer avec la série des réanalyses à un pas de temps annuel, mais par contre cela est possible à un pas de temps mensuel. On a comparé les températures existantes à 3 stations proches des glaciers disposant d'informations au pas de temps mensuel, avec l'information disponible des réanalyses. Pour ajuster les valeurs des réanalyses avec celles des stations à différentes altitudes, on a tracé, avec les données de réanalyses à différentes altitudes, une courbe polynômiale du deuxième degré qui correspond au meilleur ajustement avec des coefficients de corrélation supérieurs à 0.98 pour chaque mois. Avec l'information fournie par cette courbe, on a pu utiliser les températures de réanalyses pour extrapoler aux différentes altitudes les données de chaque station proche des glaciers, et corriger ainsi le décalage existant avec les données du terrain. Les corrélations de celles-ci avec les réanalyses sont très bonnes après ce traitement. Les coefficients de corrélations entre réanalyses et données de Artesonraju, Uruashraju et Yanamarey sont, respectivement : 0,88 ; 0,78 et 0,75. Elles sont représentées sur la figure 2.6.

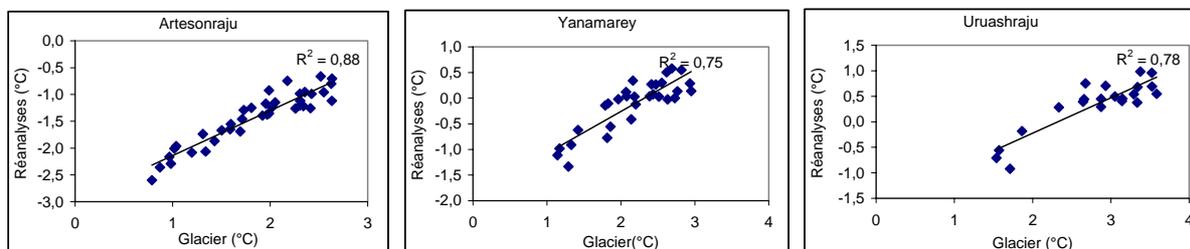


Figure 2.6 Corrélation entre les données du réanalyses avec les données des glaciers Artesonraju, Yanamarey et Uruashraju.

Pour la précipitation, les séries de données de terrain vont permettre de faire une comparaison aussi bien annuelle que mensuelle. La comparaison mensuelle a été faite en fonction des zones pluviométriques déterminées sur la rive droite du fleuve Santa, compte tenu de la situation des glaciers de la Cordillère Blanche. Dans cette zone se trouvent trois zones pluviométriques : Cordillère Blanche Sud, Cordillère Blanche Nord et Centre Nord.

Les précipitations générées par les réanalyses nécessitent deux mailles (figure 2.5) pour couvrir l'ensemble de la Cordillère Blanche. Les précipitations en neuf stations différentes appartenant à ces zones ont été comparées avec les précipitations des réanalyses au pas de temps annuel. Les stations des zones « Cordillère Blanche Sud » et « Cordillère Blanche Nord et Centre » ont été comparées avec les données de la maille sud (76.9 O ; 10.5 S). Les stations de la zone « Cordillère Blanche Nord et Centre » et de la zone « Centre Nord » ont été comparées avec les données de la maille nord (76.9 O ; 8.6 S). Les corrélations trouvées sont en général très mauvaises. Sur le tableau 2.6, on présente les corrélations entre les données de précipitation des réanalyses et les observations de terrain. Les évaluations annuelles ont été faites en année hydrologique, concept qui sera expliqué dans la partie 2.3 de ce chapitre.

Tableau 2. 6 Corrélations (Pearson) entre stations pluviométriques de la partie droite du fleuve Santa avec les données des réanalyses. a) Corrélations avec les données des réanalyses de la grille 76.9 O ; 8.6 S et dans b) Corrélations avec les données des réanalyses de la grille 76.9 O ; 10.5 S.

a)	Zone Nord			Zone Cordillère Blanche Nord et centre		
	Cachicadan	Mollepata	Huancamarcanga	Chancos	Paron	Llanganuco
Réanalyses Nord	0,003	0,033	0,012	0,090	0,005	0,002

b)	Zone Cordillère Blanche Nord et centre			Zone Cordillère Blanche Sud		
	Chancos	Paron	Llanganuco	Querococha	Cahuis	Milpo
Réanalyses Sud	0,186	0,027	0,007	0,019	0,007	0,028

La comparaison des séries de données de terrain avec celles des réanalyses aux pas de temps mensuel et annuel a montré que, contrairement aux températures, les précipitations des réanalyses ne sont pas représentatives des précipitations des zones de glaciers. Une analyse au pas de temps mensuel est donc de ce fait inutile.

2.3 Variables hydrologiques

2.3.1 L'année hydrologique et le régime saisonnier

Au Pérou, l'année hydrologique est déterminée en fonction du mois qui présente les premières précipitations en zone de montagne. Comme indiqué dans le premier chapitre, les précipitations se produisent en fonction de la position de la ZCIT. Pendant le mois de septembre (saison de transition) les précipitations commencent dans les zones péruviennes de montagne, alors que c'est durant le mois d'août que se situe la fin de la saison sèche. En résumé, l'année hydrologique débute en septembre (année n), pour s'achever en août (année n+1) de l'année calendaire suivante. Au plan saisonnier, on sépare l'année en trois saisons : la saison humide (novembre(année n), décembre (année n), janvier (année n+1), février (année n+1) et mars (année n+1)), la saison sèche (mai (année n+1), juin (année n+1), juillet (année n+1) et août (année n+1)) et les saisons de transition (avril (année n+1), septembre (année n) et octobre (année n)). Sur le tableau 2.7, on présente les précipitations totales en pourcentage pour chaque mois et chaque saison (humide, sèche et transition). Pour la saison humide la précipitation, en pourcentage pour chaque mois, doit être supérieure à 8%, pour la saison sèche inférieure à 3% ; et pour la saison de transition entre 8 et 3%. Enfin, les saisons humide, sèche et de transition représentent 73,3%, 5,3% et 21,4% respectivement de la précipitation totale pour l'amont du bassin versant du Santa. Cette distribution a été adoptée en fonction des objectifs de ce travail. Les stations pluviométriques utilisées ont été choisies en fonction de la longueur de leur série et de la qualité des données après un travail préalable d'évaluation. Sur la figure 2.7 sont représentées en pourcentages les précipitations moyennes, pour l'amont du bassin versant, pour chaque mois de l'année hydrologique et pour les trois saisons.

Tableau 2. 7 Pourcentages des précipitations mensuelles, et des saisons humide, sèche et transition pour les stations pluviométriques utilisées.

ESTATION	Année hydrologie												Saison Humide %	Saison Sèche %	Saison Transition %
	Sept	Oct	Nov	Déc	Janv	Févr	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Août			
CACHICADAN	3,4	7,4	7,0	11,2	14,3	18,0	19,4	11,6	3,7	2,0	0,8	1,0	70,0	7,6	22,4
HUANCAMARGA	3,6	7,1	7,1	10,5	12,6	19,1	21,4	9,8	4,2	2,1	1,0	1,4	70,7	8,7	20,5
MOLLEPATA	1,4	7,2	6,1	11,3	16,7	19,2	24,1	10,9	2,0	0,8	0,2	0,3	77,3	3,3	19,5
PARON	5,6	8,3	9,7	11,5	14,5	18,0	16,2	9,3	4,3	1,1	0,4	1,1	69,9	6,8	23,3
CARAZ	1,1	4,9	6,7	6,2	12,2	22,1	32,3	12,4	1,5	0,5	0,1	0,1	79,5	2,2	18,3
LLANGANUCO	2,6	6,8	9,0	11,8	14,4	17,4	21,2	11,7	3,7	0,5	0,2	0,7	73,8	5,0	21,2
YUNGAY	1,0	6,9	9,5	9,9	13,9	19,3	26,4	11,5	1,3	0,0	0,1	0,3	79,0	1,7	19,3
CHANCOS	1,7	6,6	8,3	10,6	15,7	16,8	23,1	13,4	3,2	0,3	0,1	0,3	74,4	3,9	21,7
ANTA	3,7	9,4	9,9	12,2	13,6	18,7	18,4	9,8	3,2	0,6	0,1	0,5	72,7	4,4	22,9
HUARAZ	3,8	9,1	8,9	12,8	15,4	17,0	17,8	10,6	3,2	0,5	0,2	0,6	72,0	4,5	23,5
CAHUISH	3,9	9,1	8,9	11,8	12,9	16,1	16,7	11,6	5,9	1,5	0,5	1,1	66,4	9,0	24,6
RECUAY	4,0	10,7	10,6	12,3	14,1	15,2	17,8	9,9	3,5	0,6	0,3	0,9	70,0	5,3	24,7
QUEROCOCHA	4,2	9,1	9,7	12,5	15,2	15,6	17,1	9,3	3,9	1,3	0,7	1,4	70,1	7,2	22,7
TICAPAMPA	4,6	9,5	10,0	11,4	15,3	16,7	17,8	10,0	2,9	0,4	0,3	1,0	71,3	4,6	24,2
SHACAYPAMPA	2,3	7,9	9,0	12,4	14,5	18,0	19,3	11,2	4,3	0,5	0,1	0,5	73,3	5,4	21,4
PACHACOTO	1,7	6,9	8,2	11,9	16,3	18,6	20,7	11,0	3,8	0,5	0,1	0,3	75,8	4,6	19,6
MILPO	6,1	9,6	9,7	12,4	14,1	15,3	15,0	8,8	4,1	1,5	1,3	2,1	66,5	9,0	24,5
COLLOTA	1,7	7,1	8,2	12,9	15,2	18,6	21,1	10,7	4,1	0,2	0,0	0,3	75,9	4,6	19,5
YANACOCHA	2,4	6,8	8,2	10,6	15,1	19,5	21,0	10,8	4,3	0,6	0,2	0,6	74,3	5,7	20,0
RECRETA	1,5	4,8	7,1	11,4	16,9	20,2	23,6	10,3	3,6	0,2	0,1	0,4	79,2	4,3	16,5
PUNTA-MOJON	1,7	6,0	7,6	11,6	15,7	20,7	21,4	10,9	3,4	0,5	0,1	0,4	77,0	4,4	18,6
	3,0	7,7	8,5	11,4	14,7	18,1	20,6	10,7	3,5	0,8	0,3	0,7	73,3	5,3	21,4

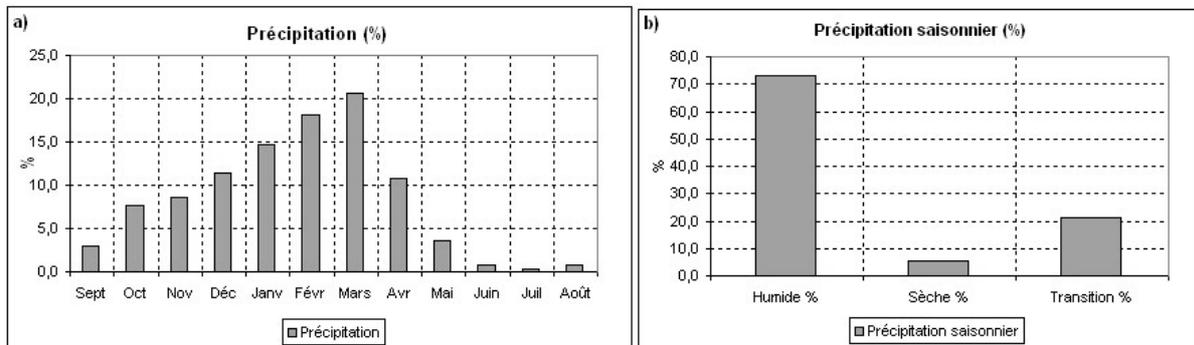


Figure 2. 7 Pourcentage des précipitations moyennes mensuelles, à l’amont du bassin versant du río Santa, et des saisons humide, sèche et transition

2.3.2 Relation entre la couverture glacière et les écoulements

Pour mettre en évidence le déterminisme des relations existant entre les écoulements des différents sous bassins versants, on a comparé les débits sortant de chacun des sous bassins versants, sous forme de lame écoulée (rapport entre le volume d’eau écoulée et la surface du bassin versant). Cela a été fait sur l’année hydrologique et pour les saisons humide, sèche et

de transition. Dans le tableau 2.8 sont présentées les lames écoulées des différents bassins versants pour ces diverses périodes.

Les ressources en l'eau disponibles dans le bassin versant sont liées généralement aux caractéristiques climatiques locales et aux caractéristiques physiologiques du bassin (géologie, pédologie, orographie, couverture végétale, etc..). Pour quantifier ces ressources, les comportements hydroclimatiques du bassin doivent être connus pour chaque bassin versant. Dans le cas des bassins versants de haute montagne à forte composante glaciaire, où les relations entre les écoulements et l'importance des précipitations (pluie ou neige) s'avèrent complexes selon la période de l'année et la nature liquide ou solide des précipitations, il est intéressant d'analyser les relations existant entre les lames écoulées (rapports entre le volume d'eau sortant du bassin versant et la surface totale du bassin versant, exprimées en mètres) et les pourcentages de couverture glaciaire (table 2.8) de chaque sous-bassin versant.

Cette approche permet de mettre en évidence l'importance des écoulements d'origine glaciaire.

Pour cette analyse, on a utilisé les couvertures glaciaires des années 1970, 1991 et 2003. Ces années sont utilisées parce qu'on y dispose d'informations cartographiques fiables. Pour l'année 1971, les surfaces glaciaires ont été calculées à partir de la carte au 1/100 000 de l'Institut Géographique National du Pérou (IGN). Pour l'année 1991 on a utilisé une image du satellite SPOT 3 du 22 juillet 1991 avec une résolution multispectrale de 20 mètres par pixels, qui a été fournie par l'« Institut für Geographie » de l'Université d'Innsbruck en Autriche. Pour l'année 2003, les surfaces glaciaires ont été calculées à partir d'une image SPOT 5 d'août 2003 avec une résolution multispectrale de 10 mètres fournie par l'unité de recherche Great Ice.

La comparaison entre les lames écoulées et les surfaces glaciaires est faite pour différents pas de temps. Le premier pas de temps est celui de l'année hydrologique, et le second est le pas de temps saisonnier correspondant aux diverses saisons humide, sèche et de transition.

L'excellente corrélation qui existe entre les lames écoulées annuelles et les surfaces glaciaires met en évidence l'importance de la fonte glaciaire dans la constitution des débits des bassins versants à forte composante glaciaire. Sur la figure 2.8, on peut voir les relations existant,

pour l'ensemble des sous-bassins versants glaciaires de la Cordillère Blanche, entre les écoulements et leurs couvertures glaciaires, pour les années 1970, 1991 et 2003.

Ces corrélations décrivent les relations existant entre les couvertures glaciaires et les écoulements sortant de chaque sous-bassin versant pour les 35 dernières années. Pour l'année 1970, la corrélation de 0,88 indique une forte relation entre lame écoulée et surface glaciaire. Pour l'année 1991, les corrélations sont aussi très bonnes avec un coefficient de 0,88. Pour l'année 2003, cette analyse est faite avec deux ensembles de données. Le premier ensemble prend en compte un sous-bassin versant supplémentaire (Artesón), qui avec un pourcentage d'englacement de 0,72% porte la corrélation à 0,88, alors que sans ce sous-bassin elle n'est que de 0,72.

En résumé, cette approche permet de mettre en évidence l'importance des écoulements d'origine glaciaire, sans pour autant permettre encore de quantifier les apports d'origine glaciaire ou pluviométrique. Pour améliorer cette approche, il faut comparer les lames écoulées saisonnières avec les pourcentages de couverture glaciaire.

Tableau 2. 8 Surface de couverture glaciaire, pourcentage d'englacement et lame d'eau écoulée annuelle pour les sous-bassins versants disposant d'informations cartographiques pour les années 1970, 1991 et 2003.

	Surface du B.V	Surface Glacier km ²			% englacement			Lame écoulée (m)
	km ²	1970	1991	2003	1970	1991	2003	Moyenne interannuelle
Artesón	8,8	7,0	6,6	6,37	0,80	0,75	0,72	1,80
Parón	47,4	25,0	23,2	20,66	0,53	0,49	0,44	1,25
Llanganuco	86,1	35,0	33,7	28,52	0,41	0,39	0,33	1,09
Chancos	271,4	90,5	65,3	56,86	0,33	0,24	0,21	1,01
Colcas	234,2	51,0	39	36,08	0,22	0,17	0,15	0,78
Quillcay	250,3	92,5	45,9	33,61	0,37	0,18	0,13	0,90
Pachacoto	201,7	24,3	20,3	16,78	0,12	0,10	0,08	0,66
Olleros	176,4	28,5	28,5	13,87	0,16	0,16	0,08	0,86
Querococha	64,0	4,0	2,1	1,92	0,06	0,03	0,03	0,84
Recreta	299,9	6,0	5,1		0,02	0,02		0,29

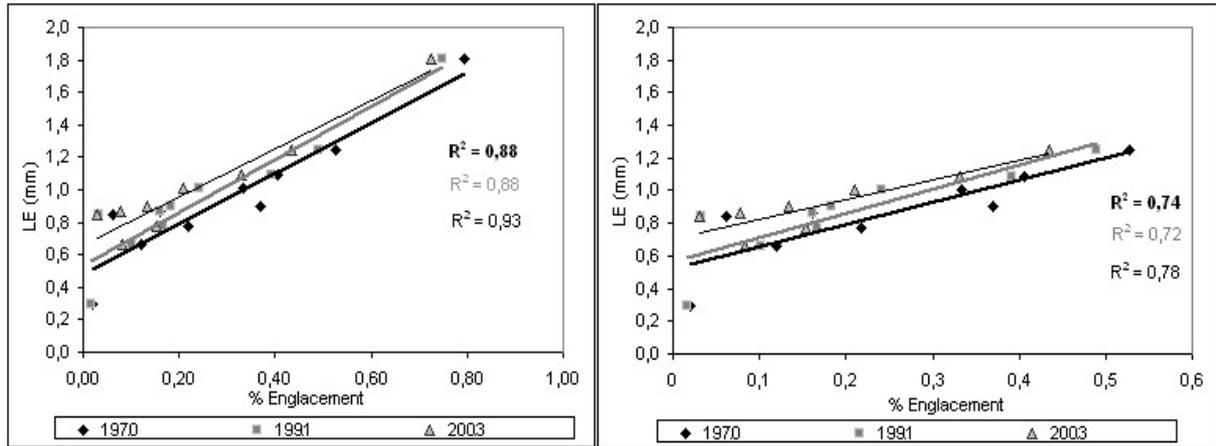


Figure 2.8 Corrélation entre les lames écoulées et les pourcentages de couverture glaciaire à l'échelle annuelle pour les sous bassins versants disposant d'informations cartographiques pour les années 1970, 1991 et 2003. Le cartouche de gauche inclut Artesón et celui de droite ne l'inclut pas.

Les faibles corrélations (R^2 : 0,48 ; 0,41 ; et 0,35) existant entre les couvertures glaciaires et les lames écoulées pour la saison humide aux trois dates d'évaluation (1970, 1991 et 2003) montrent que la contribution des précipitations liquides est importante dans la constitution des écoulements sortant des sous-bassins glaciaires. Pour la saison de transition, les corrélations (R^2 : 0,76; 0,74 et 0,68) présentent une augmentation significative de leur qualité par rapport à la saison humide. Pendant cette saison de transition, les couvertures glaciaires deviennent capables d'expliquer partiellement les écoulements sortants, mais les précipitations liquides participent encore aussi aux écoulements. Pour la saison sèche les corrélations deviennent vraiment significatives (R^2 : 0,87 ; 0,95 et 0,94), en comparaison aux autres saisons, pour chacune des années 1970, 1991 et 2003.

C'est principalement en saison sèche que l'ICTZ se place dans sa position la plus éloignée de la région amazonienne péruvienne, expliquant le peu de précipitation. Pour la saison sèche, on peut donc constater que les écoulements issus des sous-bassins versants englacés dépendent principalement des apports de fonte glaciaire (mais pas en totalité), ce qui confirme l'importance des glaciers pour les ressources en eau de ces bassins. Le tableau 2.9 présente les lames écoulées saisonnières de chaque saison et les pourcentages d'englacement de chaque bassin versant.

Tableau 2. 9 Lames écoulées saisonnières de différents sous-bassins versants de l’amont du río Santa. Les lames écoulées du sous-bassin versant de Parón ont été calculées avec l’information existant jusqu’en 1994, date jusqu’à laquelle il y avait un écoulement naturel, qui fut par la suite régulé pour la production d’électricité.

lame éc m/mois/km ²	humide	transition	sèche	1970	% englacement	
					1991	2003
RECRETA	0,2023	0,0545	0,0355	0,02	0,02	0,02
COLCAS	0,4463	0,1624	0,1662	0,22	0,17	0,15
PARON <1994	0,6010	0,2755	0,3691	0,53	0,49	0,44
ARTESONCOCHA	1,0957	0,3938	0,3138	0,80	0,75	0,72
LLANGANUCO	0,5759	0,2398	0,2752	0,41	0,39	0,33
CHANCOS	0,5839	0,2257	0,1994	0,33	0,24	0,21
QUILLCAY	0,5338	0,1962	0,1707	0,37	0,18	0,13
OLLEROS	0,5304	0,1920	0,1410	0,16	0,16	0,08
QUEROCOCHA	0,5519	0,1726	0,1178	0,06	0,03	0,03
PACHACOTO	0,4209	0,1405	0,1012	0,12	0,10	0,08

Sur la figure 2.9 sont fournies les différentes corrélations saisonnières existantes pour les années 1970, 1991 et 2003. Sur ces calculs saisonniers, on n’a pas pris en compte le sous-bassin versant d’Artesón, puisqu’on ne dispose pas d’information cartographique pour les années 1991 et 1970.

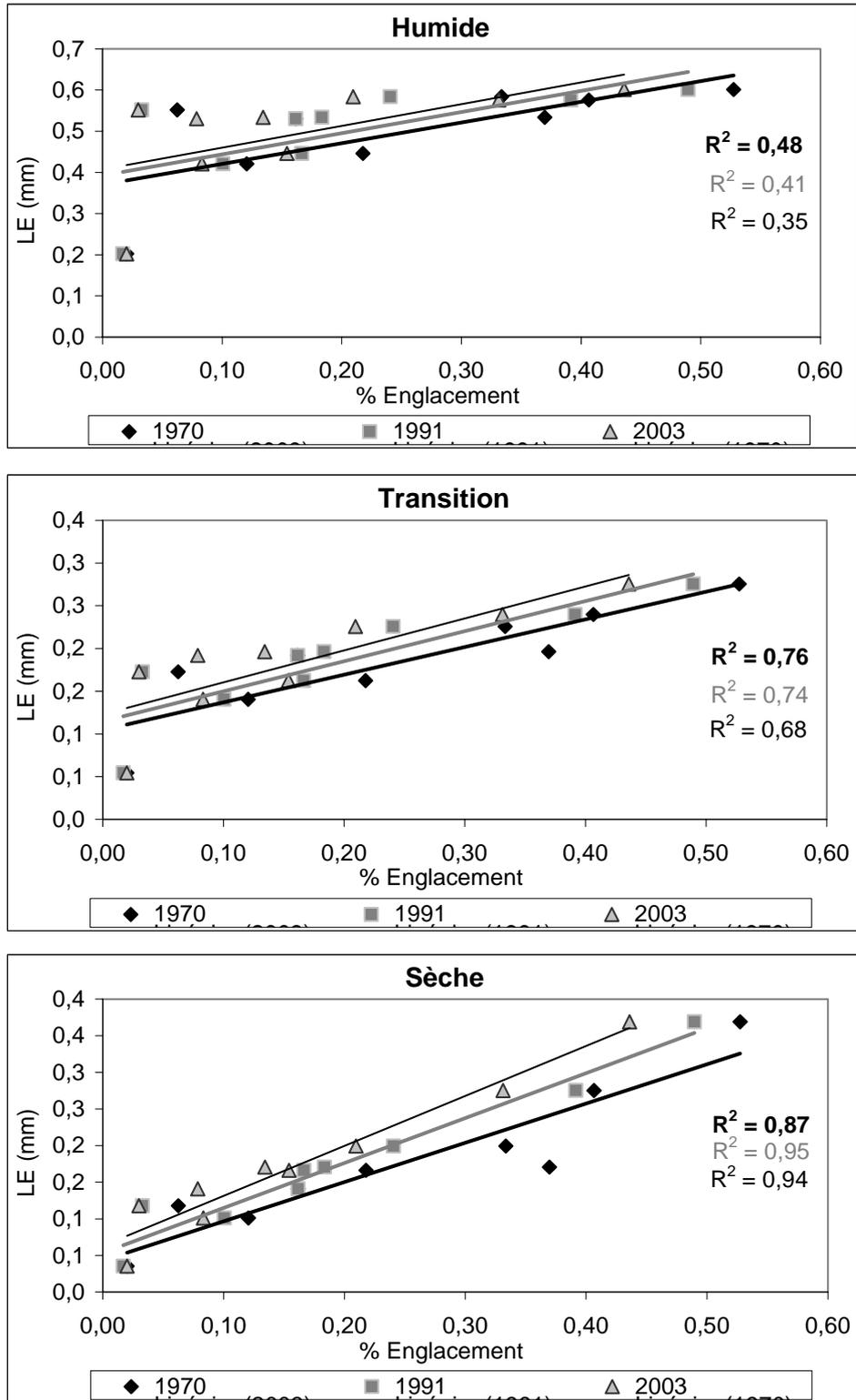


Figure 2. 9 Corrélation entre les pourcentages d'englacement et les lames d'eau écoulées pour les différentes saisons pluviométriques : saison humide, saison de transition et saison sèche. Les stations utilisées sont indiquées sur le tableau 2.9.

2.4 Variabilité pluvio-climatique dans l'amont du bassin versant du río Santa

Après avoir vu précédemment l'importante relation existant entre les écoulements et la couverture glaciaire (pour les trois saisons pluviométriques), il reste à analyser le rôle attendu de la précipitation sur le cycle de l'eau, au titre des variations futures des principales variables hydro-climatiques dans cette région. Pour étudier la précipitation, on dispose d'informations pluviométriques à partir de 1948 jusqu'en septembre 2003. Dans le cas des apports glaciaires, analyser leur variabilité est plus difficile. Le plus pratique est alors d'analyser une variable climatique qui est en relation avec la fusion glaciaire comme la température.

En ce qui concerne l'analyse de la précipitation, on s'intéresse aux cumuls annuels, mensuels et saisonniers des pluies. On s'intéressera principalement, pour la précipitation, aux saisons « de transition » et « humide », puisque les écoulements glaciaires ne suffisent pas alors à expliquer seuls les débits issus des sous- bassins versants amont. Pendant la saison sèche les écoulements sont expliqués de manière partielle pour les apports glaciaires mais il y a encore des petits apports de la précipitation liquide o fusion de la neige.

Pour caractériser le comportement des apports glaciaires, on a choisi la température atmosphérique comme variable climatique représentative. Dans la région tropicale, la température de l'air est un paramètre très important pour expliquer les écoulements des glaciers, même s'il n'est pas le seul. On s'intéressa principalement aux températures moyennes mensuelles et annuelles.

Les procédés d'analyse de la variabilité climatique utilisent des méthodes basées sur des tests de stationnarité de séries chronologiques de mesures, par la recherche de segmentations selon une manière la plus adaptée. Plusieurs travaux de ce type ont déjà été conduits sur des régions d'Afrique et d'Europe, ce qui a permis d'élaborer les différentes méthodologies d'analyse des deux principaux éléments à analyser : les tendances et les ruptures des séries chronologiques.

Il sera également important d'évaluer l'influence de phénomènes climatiques régionaux, comme « El Niño » et « La Niña » sur la variabilité climatologique locale, afin de déterminer leur influence sur les écoulements.

2.4.1 Méthodes d'étude de la variabilité pluvio-climatique

Avant de continuer, il faut préciser qu'ont été développés des logiciels capables de faire les principaux travaux d'analyses statistiques appliquées à l'hydrologie, comme KronosStat (développé par l'IRD), utilisé pour les analyses de détection d'éventuelles composantes constitutives des séries. Le logiciel Surfer® est utilisé pour des interpolations et les représentations cartographiques.

2.4.1.1 Etude des indices

Les indices utilisés dans ce qui suit mesurent les écarts entre les variables étudiées par rapport à une moyenne établie sur une longue période. Ils permettent de différencier les années sèches/déficitaires et humides/excédentaires, dans le cas de la précipitation, de même que les années plus chaudes ou plus froides, dans le cas de la température.

Pour chaque paramètre étudié, l'indice annuel est défini comme une variable centrée réduite (Lamb, 1982), dont l'équation 2.4 représente l'équation mathématique :

$$I = \frac{X_i - \bar{X}}{\sigma}$$

Avec,

X_i : valeur de la variable pour l'année i étudiée,

\bar{X} : moyenne interannuelle de la variable étudiée, sur la période de référence,

σ : valeur de l'écart type de la variable sur la même période de référence.

2.4.1.2 Test de détection de rupture

Une rupture peut être définie de façon générale par un changement dans la loi de probabilité de la série chronologique à un instant donné, le plus souvent inconnu.

Le logiciel KronoStat a été développé à l'origine pour analyser la variabilité climatique en Afrique de l'Ouest et Centrale non sahélienne et est donc orienté sur l'analyses de séries

hydrométéorologiques. KhronoStat est un logiciel qui regroupe des tests de vérification du caractère aléatoire de l'échantillon (test d'auto corrélation et test de corrélation sur le rang) et de détection de rupture. La détection de rupture utilise le test de Buishand et l'ellipse de Bois, la méthode non paramétrique de Pettitt, l'approche bayésienne de Lee et Heghinian et la méthode de Hubert (Lubès *et al.*, 1994).

•Test de Pettitt

Le test de Pettitt (Pettitt, 1979) est non-paramétrique, il se caractérise par sa fiabilité et est dérivé de celui de Mann-Whitney. L'absence de rupture dans une série (X_i) de taille N constitue l'hypothèse nulle. Sa mise en œuvre suppose que pour tout instant t compris entre 1 et N , les séries chronologiques (X_i) $i-1$ à t et $t+1$ à N appartient à la même population. La variable à tester est le maximum en valeur absolue de la variable $U_{t,N}$ définie par :

$$U_{t,N} = \sum_{i=1}^t \sum_{j=t+1}^N D_{ij}$$

Où $D_{ij} = \text{sgn}(X_i - X_j)$ avec $\text{sgd}(x) = 1$ si $x > 0$, 0 si $x = 0$ et -1 si $x < 0$

Si l'hypothèse nulle est rejetée, une estimation de la date de rupture est donnée par l'instant t définissant le maximum en valeur absolue de la variable $U_{t,N}$.

•Méthode Bayésienne de Lee et Heghinian

La méthode bayésienne de Lee et Heghinian propose une approche paramétrique. Son application sur une série nécessite une distribution normale des valeurs de cette dernière. Le modèle de base de la procédure est le suivant :

$$X_i = \begin{cases} \mu + \varepsilon_i & i = 1, \dots, \tau \\ \mu + \delta + \varepsilon_i & i = \tau + 1, \dots, N \end{cases}$$

Les ε_i sont indépendants et normalement distribués, de moyenne nulle et de variance σ^2 .

τ et δ représentent respectivement la position dans le temps et l'amplitude d'un changement éventuel de moyenne.

La méthode établit la distribution de probabilité a posteriori de la position dans le temps d'un changement. Lorsque la distribution est unimodale, la date de la rupture est estimée par le mode avec d'autant plus de précision que la dispersion de la distribution est faible.

•Test statistique U de Buishand

La procédure de Buishand fait référence au même modèle et aux mêmes hypothèses que l'approche de Lee et Heghinian. En supposant une distribution a priori uniforme pour la position du point de rupture t , la statistique U de Buishand est définie par :

$$U = [N(N + 1)]^{-1} \sum_{k=1}^{N-1} \left(\frac{S_k}{D_x} \right)^2$$

Où $S_k = \sum_{i=1}^k (x_i - M)$ pour $k=1, \dots, N$; D_x désigne l'écart type de la série, M la moyenne.

L'hypothèse nulle du test statistique est l'absence de rupture dans la série. En cas de rejet de l'hypothèse nulle, aucune estimation de la date de rupture n'est proposée par ce test.

Outre ces différentes procédures, la construction d'une ellipse de contrôle permet d'analyser l'homogénéité de la série de (X_i) . La variable S_k , définie ci-dessus, suit une distribution normale de moyenne nulle et de variance $k(N-k)N^{-1} \sigma^2$ (écart type), $k=0, \dots, N$ sous l'hypothèse nulle d'homogénéité de la série des (X_i) . Il est donc possible de définir une région de confiance dite ellipse de contrôle de Bois associée à un seuil de confiance contenant la série des S_k sous l'hypothèse nulle.

•La segmentation de Hubert

La procédure de segmentation de séries chronologiques proposée par Hubert (**Hubert, 1989**), est appropriée à la recherche de multiples changements de moyenne. Elle fournit, au moyen d'un algorithme spécifique, une ou plusieurs dates de rupture (éventuellement aucune) qui séparent des segments contigus dont les moyennes sont significativement différentes au regard du test de Scheffé (Dagnelie, 1975).

Ces différentes méthodes seront successivement appliquées à chacune de nos séries. Cependant, de nombreuses études réalisées principalement en Afrique, mais aussi ailleurs, au moyen du test de Pettitt attestent de sa robustesse pour la détection des ruptures dans une série chronologique (Lubès *et al.*, 1994 ; Servat *et al.*, 1998 & 1999 ; Ouedraogo, 2001). En conclusion on peut dire que pour analyser l'homogénéité de la série, on s'appuiera sur cette dernière, et les autres seront des outils pour confirmer les résultats de celui-ci.

2.4.2 Mise en évidence de la variabilité climatique sur le bassin versant du río Santa

2.4.2.1 Variabilité de la précipitation

Les variables ont été analysées au pas de temps mensuel sur la base de l'année hydrologique. L'évaluation a été centrée sur 21 stations distribuées dans l'amont du bassin versant. Ces stations ont été choisies en fonction du travail de Pouyaud et al, (2003) où on fait une classification des stations pluviométriques en fonction de leur qualité et de la disponibilité de leurs données.

En premier, on a analysé les précipitations par la méthode des indices pour déterminer les années à considérer comme humides et sèches. Sur la figure 2.10, on présente le résumé de l'analyse selon les régions pluviométriques qui ont été définies dans le chapitre précédent. L'étude a été faite sur la zone humide (au-dessus de 2000 mètres) du bassin versant.

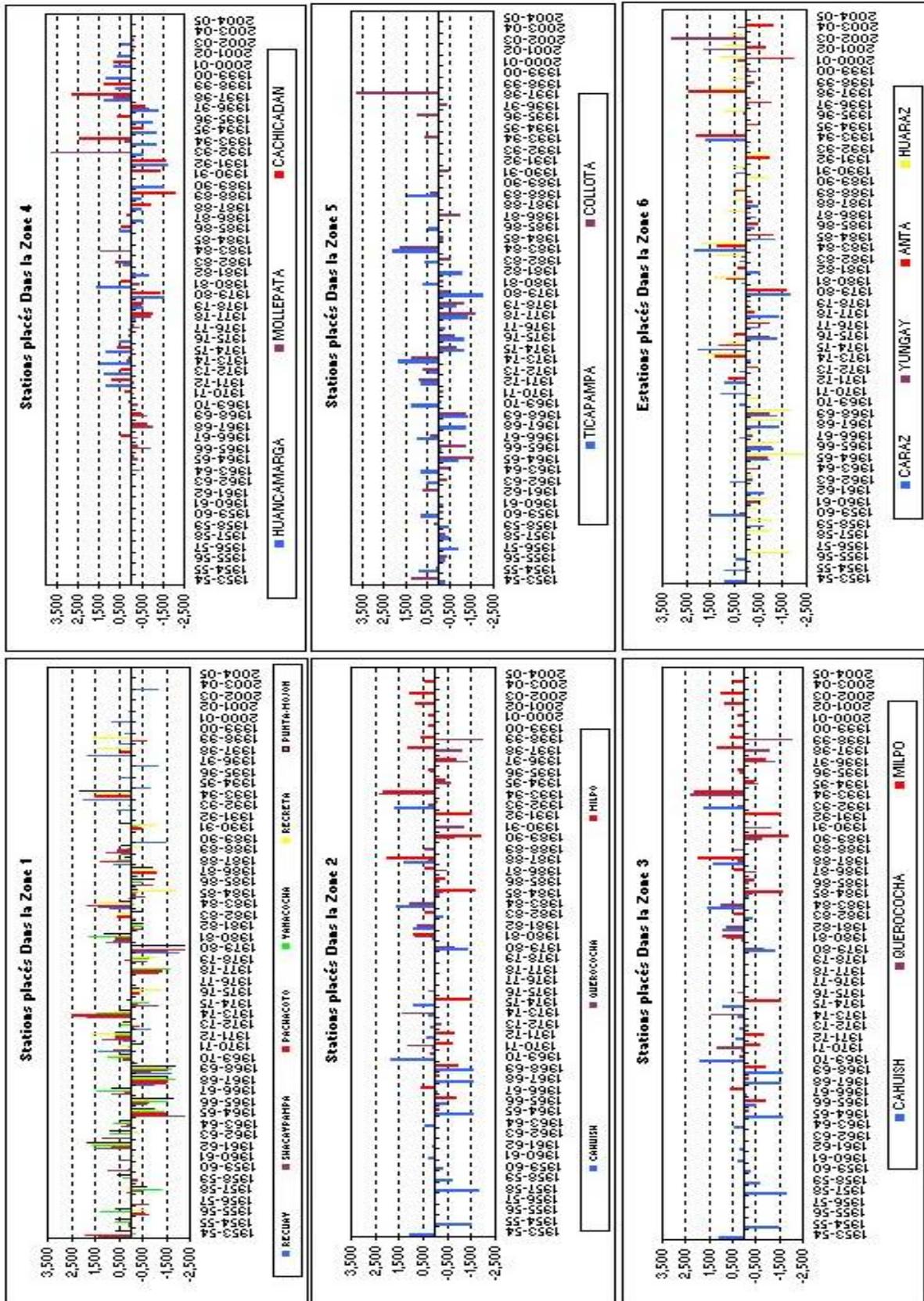


Figure 2. 10 Evolution des indices de la précipitation annuelle, par rapport à la moyenne interannuelle de la période de 1953-1954 à 2004-2005 (années hydrologiques) de quelques stations de référence de la partie humide du bassin versant du río Santa selon leur région pluviométrique. L'axe des ordonnées présente des valeurs centrées réduites.

La figure 2.10 montre l'évolution des précipitations annuelles (en année hydrologique) selon les régions pluviométriques. On peut constater, comme première observation générale, le manque d'information pluviométrique à partir de l'année 2000.

Sur la figure 2.11, on présente le pourcentage de stations déficitaires, pour l'ensemble de la région humide du bassin versant du río Santa. Pour cette étude, on a utilisé l'information disponible à partir de 1953-1954.

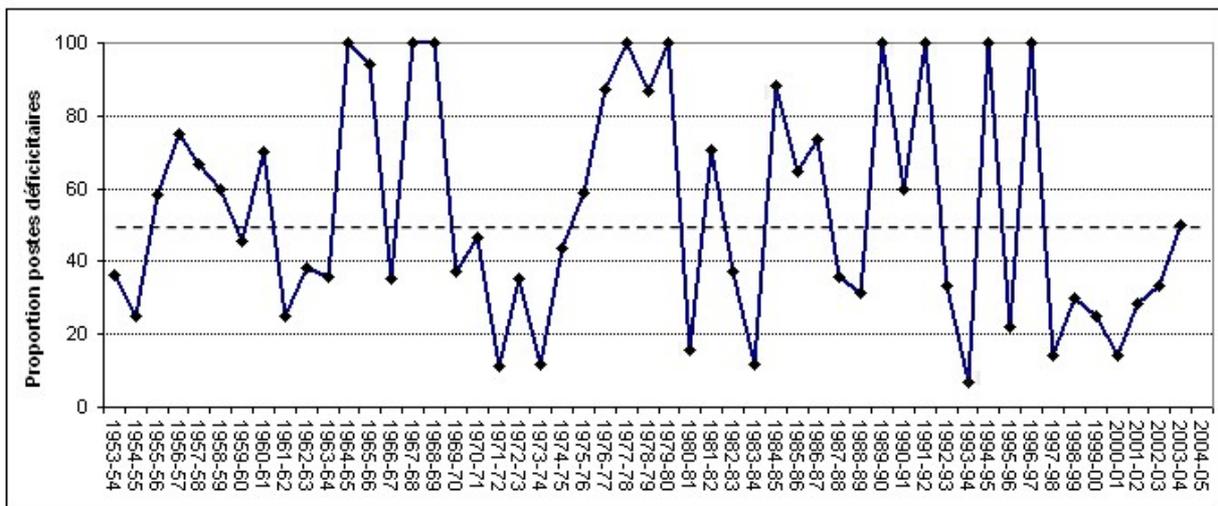


Figure 2. 11 Pourcentage de stations déficitaires durant la période de référence 1953-1954 à 2004-2005.

Sur cette figure, il est vraiment difficile de définir une tendance des précipitations de la région humide. On peut remarquer que, pendant les années 50, la précipitation a été déficitaire avec un déficit de pluie pour 50% à presque 80% des stations pluviométriques. Pour les années 60 la situation a été presque pareille jusqu'en 1969-70. Cette période est marquée aussi par l'année 66-67 qui présente un excès significatif par rapport aux années précédentes et suivantes. Entre les années 69-70 jusqu'à 74-75 les précipitations ont présenté une tendance à l'augmentation avec les années 71-72 et 73-74, où près de 85% des stations présentent cette augmentation.

En 75-76 débute une succession de déficits des précipitations qui a duré jusqu'à 79-80. Les années 77-78 et 79-80 présentent toutes des stations avec déficits. A partir de l'année 80-81, jusqu'à 88-89, la situation de la précipitation a été vraiment variable avec des successions de déficits et d'augmentation de la précipitation. Dans cette période il y a deux années qui présentent des excès significatifs de la précipitation : 80-81 et 83-84. Pour les années 90, le

comportement de la précipitation a été presque semblable à celui des années 80, avec des oscillations, mais aussi avec des années déficitaires en nombre plus important que dans les années 80. Les années 89-90, 91-92, 94-95 et 96-97 présentent un déficit de précipitation pour la totalité des stations qui ont été évaluées. Les années 93-94 et 95-96 indiquent qu'il y a eu une augmentation de la précipitation pour un minimum de 80% des stations évaluées.

A partir de 97-98, on peut observer une augmentation générale de la précipitation jusqu'à aujourd'hui. L'année 97-98 présente des excès dans la presque totalité des stations. Cette méthode nous permet de savoir si une année présente un excès ou une diminution de la précipitation en fonction du nombre de stations, mais par contre elle ne permet pas d'en connaître l'importance en la quantifiant. Pour connaître l'amplitude de l'augmentation ou de la diminution des précipitations, on a évalué leur distribution spatiale.

Tableau 2. 10 Variations moyennes de la précipitation par décennies en pourcentage par rapport à la précipitation moyenne annuelle.

	Longitude	Latitude	Décennie				
			sep60-août 69	sep69-août 79	sep79-août 89	sep89-août 99	sep99-août 05
CACHICADAN	-78,15	-8,10	-6,94	-2,78	-14,71	13,31	7,73
HUANCAMARGA	-78,30	-8,10		17,93	-7,19	-20,55	29,40
MOLLEPATA	-77,97	-8,18	-30,89	-13,23	23,31	57,22	
PARON	-77,69	-9,01	-8,81	-13,11	-5,62	1,66	-1,75
CARAZ	-77,81	-9,05	-20,38	-3,46	-0,48	45,07	
LLANGANUCO	-77,65	-9,08	5,72	-5,16	-4,25	9,36	
YUNGAY	-77,74	-9,15	-36,57	-60,79		-13,50	
CHANCOS	-77,58	-9,32	-17,29	-3,89	18,92	23,78	
ANTA	-77,60	-9,35		0,97	4,21	7,41	-37,79
HUARAZ	-77,51	-9,49	-25,57	13,23	15,29	13,22	23,92
CAHUISH	-77,25	-9,68	-4,04	1,04	6,05	24,04	
RECUAY	-77,45	-9,72	-17,91	-6,96	2,34	10,53	-1,92
QUEROCOCHA	-77,33	-9,73		9,25	4,51	-10,86	
TICAPAMPA	-77,44	-9,75	-0,22	-7,24	11,16		
SHACAYPAMPA	-77,40	-9,75	-2,39	-2,42	3,28		
PACHACOTO	-77,40	-9,85	-10,41	-3,62	9,50	5,06	
MILPO	-77,23	-9,88	-5,44	-26,53	-0,46	4,99	17,64
COLLOTA	-77,33	-9,95	-14,82	-7,26	1,15	29,46	
YANACOCCHA	-77,21	-10,04	-1,62	-1,20	2,53	-1,75	
RECRETA	-77,28	-10,04	-6,06	3,81	-7,92	26,05	
PUNTA-MOJON	-77,21	-10,08	-3,93	-4,81	-2,78	29,17	

 >0 S/D <0

Sur le tableau 2.10, on peut voir en pourcentage les variations moyennes de la précipitation par décennies par rapport à la précipitation moyenne annuelle. Les stations ont été classées selon leur latitude (du nord au sud). Dans ce tableau, on peut voir les tendances décennales. Les cellules grises représentent les déficits et les noires les excédents de précipitation. Cette étude de tendance n'a pas été étendue aux années 50 à cause de la faible disponibilité d'information. Les années 60 présentent une diminution de la précipitation en général dans la

région humide. Pour les années 70 on observe que dans les parties les plus au nord et les plus au sud, il existe encore une tendance à la diminution, mais par contre au centre (entre les latitudes 9,32° et 9,73°), il y a une augmentation de cette même précipitation. Pour les années 80, la situation est semblable à celle des années 70 avec la différence que dans la zone centrale les précipitations en augmentation s'étendent sur une plus grande surface entre la ville de Yungay et le lac de Yanacocha. Dans les années 90, l'amont du bassin versant présente une augmentation générale de la précipitation. De 2000 à aujourd'hui, l'information n'est pas suffisante pour analyser ou définir une tendance, mais l'information existante est présentée dans le tableau.

Pour mieux analyser cette tendance, on a élaboré une série de figures où on précise la distribution spatiale des précipitations en s'appuyant sur la méthode de krigeage fournie par le logiciel Surfer®.

Sur la figure 2.12, on peut voir l'évolution spatiale avec l'aide de la cartographie présentée. Ces figures sont les représentations graphiques du tableau 2.10. De façon générale, l'examen des graphiques confirme que la distribution des précipitations est fortement liée à la présence des montagnes et à l'altitude. Les pourcentages les plus faibles se trouvent à proximité des bassins versants de Parón, Llanganuco et Los Cedros au voisinage des sommets les plus élevés. Et c'est dans les régions où la précipitation présente les valeurs les plus élevées que se situent les sommets de plus faible altitude, comme à l'amont du bassin (au sud) et dans la zone de Huaraz. Les montagnes présentent une barrière naturelle qui empêche le passage vers le Pacifique de l'humidité provenant de l'Atlantique via l'Amazonie. Les précipitations abondantes de la région centrale et de l'amont arrivent à passer par la partie sud du bassin versant depuis le lac Yanacocha jusqu'à la zone est du lac de Conococha.

Ces figures ne tiennent pas compte des données postérieures à 2000 à cause de la faible disponibilité d'information qui ne permet pas une représentation réaliste de la tendance et de la distribution spatiale de la pluie. Sur la photo 2.13, on observe sur le sous-bassin versant de Yanamarey (altitude maximale de 5000 mètres) la présence du manteau nuageux qui arrive du bassin versant Atlantique au début de la saison des pluies (novembre 2004).

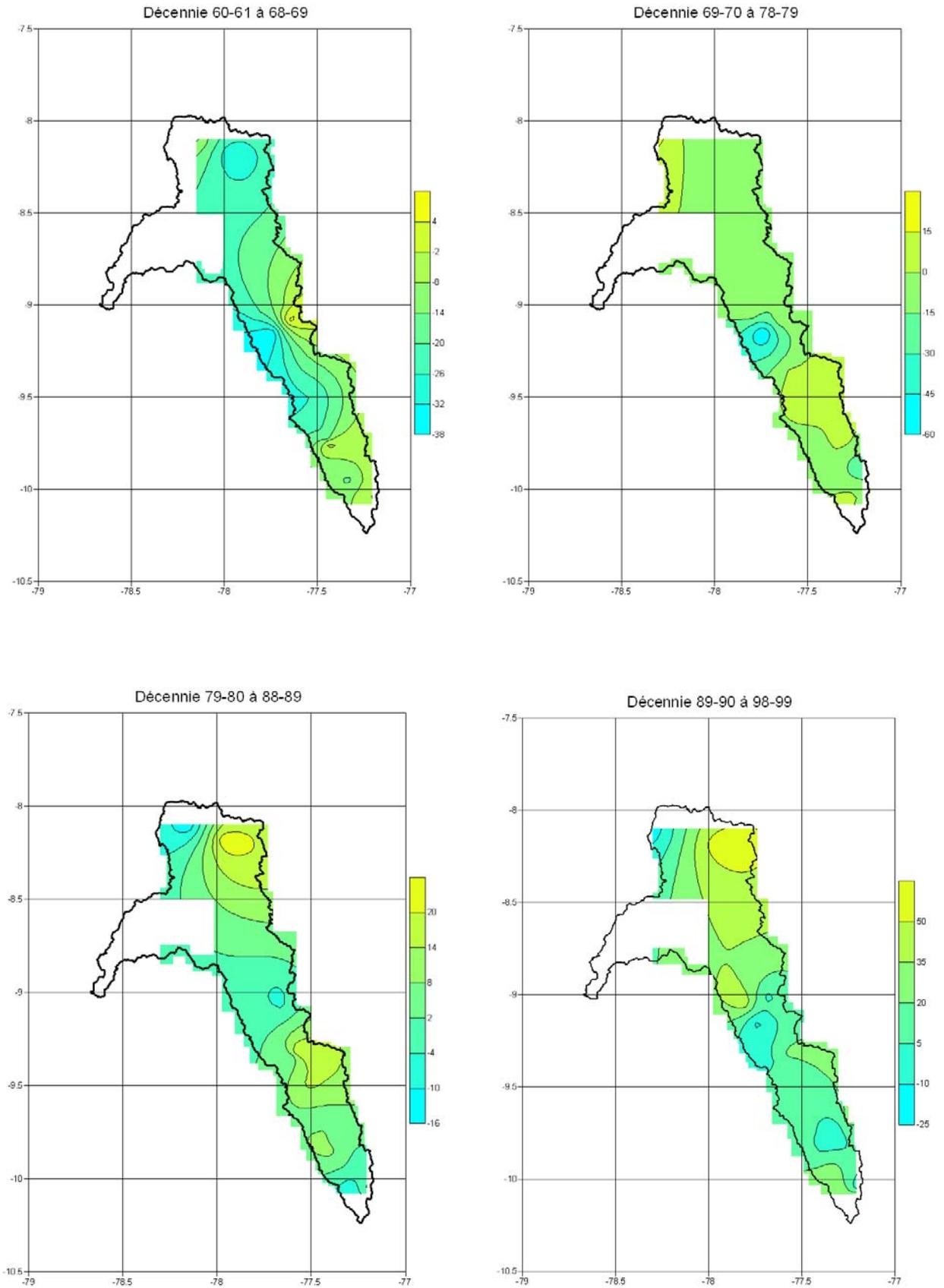


Figure 2. 12 Variation relative (codée en couleur) en pourcentages de la pluie moyenne décennale pour les périodes 1960-1961 jusqu'à 1998-1999, en relation avec la moyenne interannuelle.



Figure 2. 13 Photo au début de la saison de pluie (novembre 2004) du sous-bassin versant de Yanamarey (5100 mètres altitude maximale) où se remarque l'arrivée des nuages provenant du bassin Atlantique.

• **Homogénéité des séries et calcul des déficits**

Les études d'homogénéité de la série sont réalisées avec le logiciel Kronostat. La non-stationnarité des séries chronologiques est représentée par une segmentation en séquences statistiques différentes. On a utilisé l'information provenant de 12 stations pluviométriques qui ont été choisies en fonction de la longueur et de la disponibilité de leurs données. Pouyaud (2003) a fait une reconstitution des données manquantes pour étendre les séries de données qui ne présentent pas beaucoup de lacunes. Le logiciel Kronostat exige en effet des séries annuelles complètes. Le traitement n'a pas été possible dans nord du bassin versant (zone de Cachicadan et Corongo), faute de données appropriées.

Sur les 12 stations testées, le test de Pettitt a montré une rupture au seuil de confiance de 90% à la seule station de Huaraz pour les années 1969-1970 et 1973-1974 (segmentation de Hubert). Dans le tableau 2.11 on présente un résumé de ces résultats. Le test de Hubert est utile pour la détection de segmentations et de ruptures de séries, mais il travaille davantage en complément du test de Pettitt. Sur ce tableau, on peut voir que pour la méthode de segmentation de Hubert, quatre stations présentent des ruptures : Huaraz, Querococha, Recreta et Punta Mojon. Huaraz, comme Querococha, présentent une rupture (Hubert) au début des années 70, date à laquelle ont été aussi trouvées des ruptures dans les régions africaines (Ardoin , 2004) et en zone amazonienne de l'Amérique du Sud. Pour les autres stations, la rupture est proche de la fin de la série ou proche d'une précipitation exceptionnelle (exemple pour l'année 1998-1999 de « El Niño ») et elle se trouve plus difficilement interprétable. Dans le cas de Punta Mojon, la série s'arrête en 1994-1995, et la rupture est datée de 1993-1994 parce que la précipitation de cette année a été faible. Pour le cas de Querococha, la rupture est proche de l'année du phénomène « El Niño » qui correspond aussi à la fin de sa série. La même chose se passe pour la station de Recreta où la rupture correspond à une année de fin de la série par ailleurs proche de 1997-1998.

Contrairement à d'autres études sur l'homogénéité des séries chronologiques de précipitation en différentes régions de la planète (Afrique, Europe et bassin amazonien d'Amérique du Sud), on ne constate donc pas ici de rupture marquée dans la stationnarité des séries pluviométriques pendant les années 70 et les séries pluviométriques sont plutôt homogènes.

Tableau 2. 11 Résumé de l'analyse des séries pluviométriques par le test de Pettitt et la segmentation de Hubert pour 12 stations qui disposent d'une information complète et longue.

Nom station	Période d'observation	Pluie annuelle (mm)	Date de rupture (Segmentation de Hubert)
CACHICADAN			
HUANCAMARGA			
MOLLEPATA			
PARON	1948-1949 à 2000-2001	830,8	
CARAZ	1954-1955 à 1994-1995	175,2	
LLANGANUCO	1953-1954 à 1998-1999	653,6	
YUNGAY			
CHANCOS	1953-1954 à 1999-2000	555,7	
ANTA			
HUARAZ	1953-1954 à 1998-1999	528,0 979,7 744,3	1969-1970 1972-1973
CAHUISH			
RECUAY			
QUEROCOCHA	1954-1955 à 1999-2000	817,0 1035,7 642,7	1968-1969 1996-1997
TICAPAMPA	1953-1954 à 1992-1993	736,9	
SHACAYPAMPA	1953-1954 à 1998-1999	649,8	
PACHACOTO	1953-1954 à 1998-1999	577,0	
MILPO			
COLLOTA	1953-1954 à 1994-1995	477,4	
YANACOCHA	1953-1954 à 1998-1999		
RECRETA	1953-1954 à 1998-1999	472,5 760,8	1997-1998
PUNTA-MOJON	1953-1954 à 1994-1995	691,2 365,0	1992-1993

2.4.2.2 Variabilité de la température.

La principale variable utilisée dans ce cas est la température moyenne mensuelle. Puisque les séries de température mesurées sur le terrain sont très courtes (toutes les séries à données fiables ne disposent d'information qu'après l'année 2000), on a décidé d'utiliser l'information des réanalyses pour compléter (depuis l'année 1948) les séries de températures mesurées, grâce aux excellentes corrélations constatées. Géographiquement, les zones les plus intéressantes sont celles où se trouvent les glaciers de la Cordillère Blanca. La valeur de la température peut présenter des variations, pour la même altitude, en différentes positions de la Cordillère Blanca, mais ces variations sont minimales. L'ordre de grandeur de ces variations mensuelles est inférieur à 1°C. Une seule série de températures peut donc être considérée comme représentative pour toute la zone de la Cordillère Blanca. On considère donc la série annuelle

des réanalyses de températures de l'atmosphère au-dessus de la Cordillère Blanca à 5500 m (500 hPa) sur la période de 1948-1949 à 2004-2005. Sur la figure 2.14, cette série de températures atmosphériques est représentée en valeurs centrées réduites.

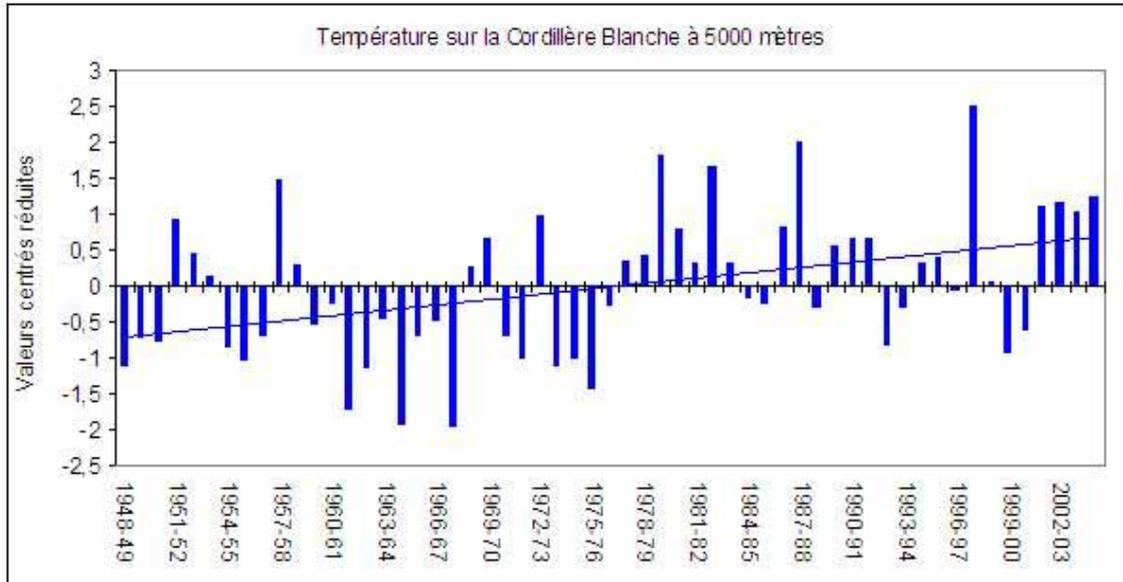


Figure 2. 14 Températures au-dessus de la Cordillère Blanca, en valeurs centrées réduites, pour une altitude de 5500 mètres, représentées en années hydrologiques. Les données correspondent aux informations des réanalyses à 500 hPa. La ligne bleue montre la tendance de la température.

L'utilisation de la série chronologique de températures fournies par les réanalyses (plus de 40 ans) est notamment justifiée par les corrélations trouvées par Pouyaud (2005) entre les écoulements des bassins versants englacés (Llanganuco, Parón, etc) et ces données de température de réanalyses (voir chapitre 3). Sur la figure 2.13 on peut voir que les années 57-58, 79-80, 82-83, 86-87, 97-98, ainsi que les 4 dernières années, ont été des années particulièrement chaudes par rapport à la température moyenne. Par contre les années 61-62, 64-65, 67-68, 73-74, 74-75 et 75-76 apparaissent comme des années froides. Beaucoup de ces années, considérées comme chaudes et froides, sont à rapporter avec l'occurrence des événements climatiques « El Niño » et « La Niña ». Ces relations seront expliquées dans la section suivante.

L'analyse de l'homogénéité de la série de température à 5500 mètres met en évidence une rupture en 1976-1977. Cette rupture a été détectée dans différentes régions de la planète. Pour caractériser plus en détail cette rupture, on a utilisé le coefficient de variations qui est représenté par :

$$\text{Variation} = \frac{(\text{moyenne après rupture} - \text{moyenne avant rupture})}{\text{moyenne avant rupture}}$$

Cette variable va permettre de déterminer l'évolution de la température après la rupture de la série.

La hausse de la température est estimée à près de 0,5°C, soit une augmentation en moyenne de 25% entre la période 1948-1949 / 1976-1977 et la période 1976-1977 / 2004-2005.

2.4.3 Impact d'ENSO sur la variabilité climatique du bassin versant du río Santa

Comme nous l'avons vu dans le chapitre antérieur, « El Niño » comme « La Niña » sont deux facettes d'un phénomène océano-climatiques (ENSO, *El Niño Southern Oscillations*) qui interagissent de manière importante sur la climatologie de la planète. Bien des études ont été faites pour démontrer les relations existant entre des variations climatiques (sécheresse, inondations, etc.) et les événements ENSO.

Le Pérou, en tant que pays tropical situé sur la partie est de l'Océan Pacifique, est directement concerné par tout changement océanique ou atmosphérique originaire de cet océan. Lors de l'arrivée de ce phénomène, des précipitations exceptionnelles se produisent au nord du Pérou (frontière avec Equateur), alors qu'au contraire la région sud altiplanique présente des déficits de précipitation.

Au Pérou, la caractérisation et la quantification des événements ENSO s'effectuent de diverses manières. Une première approche se base sur des variables climatiques : l'indice SOI (figure 1.12) et les anomalies de la température superficielle de l'Océan Pacifique pour la zone 1+2 (figure 1.10 et 1.11). Une autre approche, très utilisée au Pérou, consiste à caractériser l'ENSO par l'impact économique de ses conséquences sur le pays (inondations, sécheresses, etc.). Ces deux manières de caractériser l'ENSO peuvent se présenter ensemble ou être séparées. Dans le cas de notre étude on a utilisé des variables climatiques pour caractériser l'ENSO.

Une autre question en rapport avec l'ENSO est de quantifier son importance : Mega Niño, El Niño fort, El Niño faible, etc. Beaucoup d'indicateurs ont été utilisés pour quantifier le phénomène, mais dans le présent travail on a décidé d'utiliser une méthode qui prend en compte les deux variables climatiques disponibles. Cette méthode est expliquée par la figure 2.15, où on peut voir qu'il existe une relation linéaire entre le SOI et les anomalies de la température superficielle de l'océan de la zone 1+2 de l'Océan Pacifique durant les années 1948-49 à 2004-05. Les points en corrélation se situent principalement dans les quadrants (sens horaire) II et IV et sont proches de l'origine. Cette relation ne dispose que d'un coefficient de corrélation modeste ($R^2 = 0,43$).

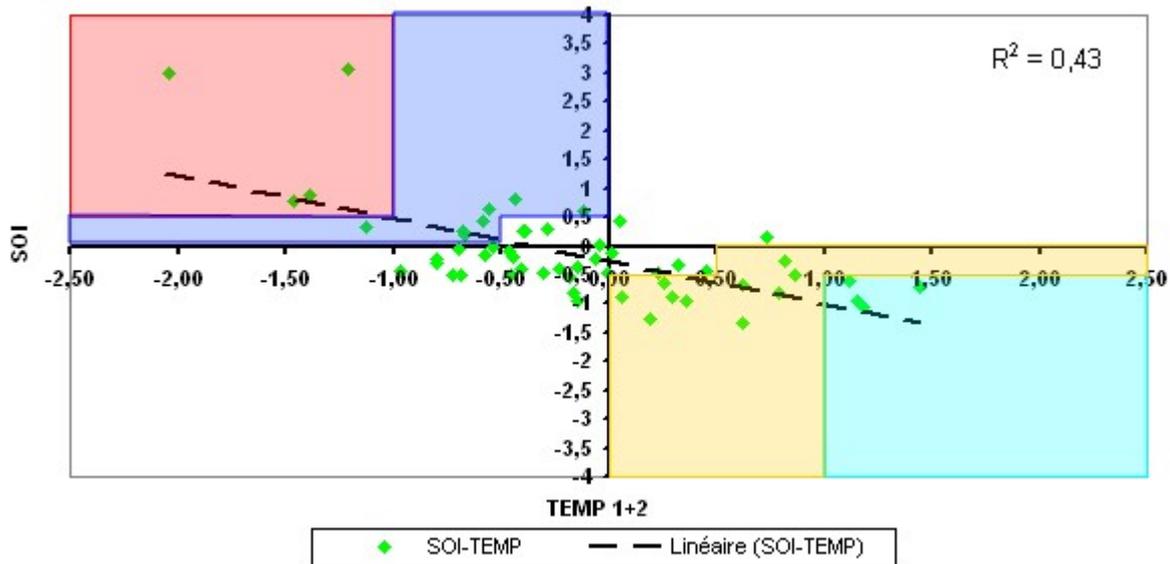


Figure 2. 15 Relation existant entre l'indice SOI et la température superficielle de l'Océan Pacifique pour les zones 1+2, pour les années 1948-49 à 2004-05. En rouge, la zone « El Niño », en bleu clair la zone « La Niña », en bleu soutenu la zone « El Niño faible » et en jaune la zone « La Niña faible ». Les autres points situés en dehors de ces zones sont considérés comme des années « normales ».

Sur la figure 2.15, on utilise une classification topologique par couleurs pour définir « El Niño » en rouge (SOI : [-2,5; -1] et les anomalies de la température superficielle de l'Océan Pacifique, T °C de la Zone 1+2: [0,5 ; 4°]), « La Niña » (SOI: [1; 2,5] et T °C: [-0,5 ; -4°]) en bleu clair, « El niño Faible » en bleu soutenu et « la Niña Faible » en jaune. Les points situés en dehors des ces régions sont considérés comme des années normales (sans influence positive ou négative de l'ENSO).

En suivant cette caractérisation, sont considérées comme des années El Niño : 1997-98 ; 1982-83 ; 1986-87 et 1991-92. Si on considère seulement le SOI : 1982-83 ; 1991-1992 ; 1986-87 ; 1997-98 et 1992-93. Si on considère seulement la température superficielle de l'Océan Pacifique de la Zone 1+2 : 1997-98 ; 1982-83 ; 1986-87 ; 1996-97 ; 1991-1992 ; 1957-58 et 1971-72.

Les cas « La Niña », où les indications du SOI et des anomalies de la température superficielle de l'Océan Pacifique pour la zone 1+2 coïncident, sont les années suivantes : 1955-1956 ; 1970-71 ; 1973-74 et 1988-89 . Si on considère seulement le SOI : 1955-56 ; 1970-71 ; 1973-74 ; 1974-75 et 1988-89. Si on ne considère que la température superficielle de l'Océan Pacifique (zone 1+2), il y a 12 années, dont on n'indique que les plus importantes : 1963-64 ; 1966-67 ; 1969-1970 ; 1973-74 ; 1974-75 ; 1985-86 ; 1988-89 ; 1999-00 et 2002-2003.

Pour le cas des « El Niño faible », on indiquera seulement celles des années qui se trouvent dans la zone bleue de la figure 2.15 : 1952-53 1957-58 ; 1968-69 ; 1971-72 ; 1972-73 ; 1992-93 et 1996-97. Pour le cas des « La Niña faible », on indiquera seulement les années qui se trouvent dans la couleur jaune de la figure 2.15 : 1954-55 ; 1961-62 ; 1966-67 ; 1967-68 ; 1974-75; 1975-76.; 1995-96 ; 1984-85 ; 1999-00 et 1998-99.

2.4.3.1 Relations entre les précipitations et l'ENSO

Les précipitations au Pérou varient considérablement selon les occurrences de l'ENSO. Dans le nord du Pérou, des précipitations supérieures à 1000 mm mensuels peuvent être enregistrées dans des lieux où la précipitation ne dépasse pas habituellement les 50mm annuels. Au contraire, pendant les mêmes « El Niño » se produisent des sécheresses dans la région altiplanique (au sud du Pérou) avec des réductions, jusqu'à 40%, par rapport à la précipitation moyenne annuelle. Le bassin versant du río Santa se trouve plus proche du nord que du sud du Pérou, mais le comportement de la précipitation n'y apparaît pas dépendre simplement de l'ENSO. La méthode expliquée dans la partie 2.4.1 de ce chapitre sera utilisée pour évaluer son influence. Dans une première étape, on a étudié les années ENSO qui se trouvent dans les régions rouge et verte de la figure 2.15. Le tableau 2.12 synthétise les résultats trouvés.

Tableau 2.12 Valeurs centrées-réduites des précipitations aux stations pluviométriques selon les occurrences d'événements « El Niño », « La Niña », « El Niño Faible », « la Niña Faible » et principales années caractéristiques de ces phénomènes, en prenant en référence le SOI et les anomalies de la température superficielle de l'Océan Pacifique pour la zone 1+2.

Estacion	Latitude	Longitude	Altitude	Début	Fin	Niños						Niñas					
						82-83	97-98	86-87	91-92	EN	ENF	LNF	LN	88-89	73-74	55-56	70-71
CACHICADAN	8:06:00	78:09:00	2892	1964	2004		2,79	0,21	-1,58	0,47	0,06	0,31	-0,57	-2,03	0,11		0,22
HUANCAMARGA	8:06:00	78:18:00	4000	1971	2004	0,36	1,20	-0,58	-1,74	-0,19	0,15	0,53	0,45	-0,48	1,38		
MOLLEPATA	8:10:48	77:58:12	3758	1963	1998	0,72	0,81			0,76	0,43	-0,44	0,00		0,13		-0,14
PARON	9:00:32	77:41:15	4185	1949	2001		0,34	-0,24		0,05	-0,30	0,47	0,57	-0,36		1,50	
CARAZ	9:02:43	77:48:25	2286	1946	1996	0,30		-0,38		-0,04	-0,02	-0,18	0,43		-0,16	0,39	1,06
LLANGANUCO	9:04:43	77:39:05	3918	1953	2000	-0,09	-0,25	-0,82		-0,39	0,05	0,47	0,30		1,57	0,17	-0,83
YUNGAY	9:09:09	77:44:28	2557	1953	2005						-0,35	-0,36					
CHANCOS	9:19:10	77:34:30	2895	1953	1999	2,34	0,13	0,70		1,06	0,16	-0,43	0,24	1,73	0,00	-0,73	-0,03
ANTA	9:21:00	77:36:00	2748	1971	2000	0,21	2,37	-0,13	-0,90	0,39	-0,20	0,12	0,90	0,46	1,33		
HUARAZ	9:29:34	77:30:49	3050	1971	2004	1,29	1,38	0,85	-0,93	0,65	-1,34	0,10	0,09	0,45	1,62	-1,79	
CAHUISH	9:41:05	77:15:17	4550	1953	1999	-0,31				-0,31	-0,23	-0,30	0,12	-0,01	0,23		0,13
RECUAY	9:43:12	77:27:00	3394	1966	2005	-0,14	1,79	-0,30		0,45	-0,54	0,03	0,86	0,38			1,34
QUEROCOCHA	9:43:46	77:19:57	4087	1965	2001		-1,07	-0,45		-0,76	-0,41	-0,47	0,97	0,41	1,36		1,15
TICAPAMPA	9:45:09	77:26:32	3480	1948	1993	0,64				0,64	-0,13	-0,29	0,99	1,37	1,85	-0,24	
SHACAYPAMPA	9:45:13	77:23:46	3820	1953	2000	-0,16				-0,16	0,10	-0,14	0,72	1,03	1,83	-0,70	0,72
PACHACOTO	9:51:12	77:24:04	3786	1953	2000	0,57	0,38	-1,09		-0,05	-0,44	-0,24	0,60	0,50	2,47	-0,55	-0,02
MILPO	9:52:48	77:13:48	4400	1963	2004	0,45	1,16	0,39	-1,50	0,13	-0,63	-0,22	-0,67				-0,67
COLLOTA	9:57:02	77:19:33	3910	1953	2000	-0,53	3,75	-0,97		0,75	-0,03	0,08	0,29	0,40	1,20	-0,30	-0,14
YANACOCHA	10:02:27	77:12:27	4450	1953	2000					-0,37	0,09	0,74	0,17	1,46	1,25	0,08	
RECRETA	10:02:27	77:17:00	4020	1953	2000	0,53	1,36	-0,96		0,31	0,23	-0,14	0,01	-0,42	0,61	-0,64	0,48
PUNTA-MOJON	10:05:00	77:12:21	4390	1953	2000	-0,52		-0,87		-0,70	-0,40	0,18	0,27	0,38	0,49	0,63	-0,41

EN: El Niño ; ENF: El Niño Faible; LNF: La Niña Faible; LN: La Niña



Sur ce tableau, on peut constater que l'influence du « El Niño » n'est pas bien caractérisée dans le bassin versant. Les valeurs montrent que quelques stations présentent des excès de précipitations, mais que par contre, dans les années « El Niño faible », on observe parfois une diminution des précipitations. Cette diminution n'est pas fortement marquée. Par contre, en ce qui concerne les quatre années « El Niño » les plus marquées : 1982-83, 1997-98, 1986-87 et 1991-92, il existe des différences significatives. Pour l'année 1982-83, le phénomène ne montre pas vraiment une influence caractéristique : les excès et les déficits restent faibles. Pour le cas de 1986-87, les précipitations sont presque similaires à 1982-83. L'année 1991-92 n'est pas bien documentée (seulement 5 stations), mais elle présente une tendance à la diminution de la pluie bien marquée. L'année 1997-98 (année très bien caractérisée), dernière année d'occurrence du phénomène, montre une augmentation significative de la précipitation par rapport aux autres années.

En ce qui concerne « La Niña », on peut voir sur le tableau 2.12 que l'augmentation de la précipitation est générale. Cette augmentation n'est pas forte, mais existe dans tout le bassin versant. Par contre, « La Niña faible » a des conséquences variables : on observe une augmentation de la précipitation pour davantage de stations que celles où se présente un déficit. L'analyse des années « La Niña » fournit des indications contrastées selon les groupes d'années : 1955-56, 1970-71, 1973-74 et 1988-89. En résumé, les deux dernières années présentent des précipitations en augmentation significative, alors que les années précédentes présentent au contraire un déficit de précipitation.

Pour approfondir ces études de la variabilité pluviométrique liée à l'ENSO, on a étudié les précipitations en se référant à la fois au SOI et aux anomalies de la température superficielle de l'Océan Pacifique pour la zone 1+2. Sur le tableau 2.13 et 2.14 on peut voir les variations de la précipitation en valeurs centrées-réduites par rapport à ces deux paramètres respectivement.

Tableau 2. 13 Valeurs centrées-réduites des précipitations aux stations pluviométriques étudiées en relation avec les phénomènes « El Niño » et « La Niña » et pour les principales années caractéristiques de ces phénomènes, avec comme référence la valeur du SOI (chiffres de la partie supérieure).

ESTACION	Latitude	Longitude	Altitude	Début	Fin	Niños					Niñas			
						82 - 83	97 - 98	<-1	-1/-0.5	-0.5/0	0/+0.5	+0.5/+1	>+1	73 - 74
CACHICADAN	8:06:00	78:09:00	2892	1964	2004		2,79	-0,04	-0,17	0,29	0,29	0,46	-0,57	0,11
HUANCAMARGA	8:06:00	78:18:00	4000	1971	2004	0,36	1,20	-0,50	-0,41	0,15	-0,07	0,91	0,45	1,38
MOLLEPATA	8:10:48	77:58:12	3758	1963	1998	0,72	0,81	0,76	-0,52	-0,12	0,05	-0,07	0,00	0,13
PARON	9:00:32	77:41:15	4185	1949	2001		0,34	0,05	-0,52	-0,33	0,25	0,92	0,57	
CARAZ	9:02:43	77:48:25	2286	1946	1996	0,30		-0,04	-0,35	-0,11	0,20	0,56	0,43	-0,16
LLANGANUCO	9:04:43	77:39:05	3918	1953	2000	-0,09	-0,25	-0,39	0,02	-0,26	0,10	0,62	0,30	1,57
YUNGAY	9:09:09	77:44:28	2557	1953	2005				0,27	-0,22	0,05	-0,40		
CHANCOS	9:19:10	77:34:30	2895	1953	1999	2,34	0,13	1,06	-0,01	-0,24	-0,27	-0,16	0,24	0,00
ANTA	9:21:00	77:36:00	2748	1971	2000	0,21	2,37	0,13	0,12	-0,15	-0,44	0,53	0,90	1,33
HUARAZ	9:29:34	77:30:49	3050	1971	2004	1,29	1,38	0,33	-0,52	-0,08	0,16	0,44	0,09	1,62
CAHUISH	9:41:05	77:15:17	4550	1953	1999	-0,31		-0,31	-1,28	0,09	-0,05	-0,17	0,12	0,23
RECUAY	9:43:12	77:27:00	3394	1966	2005	-0,14	1,79	0,45	-0,19	0,03	0,19	0,35	0,86	
QUEROCOCHA	9:43:46	77:19:57	4087	1965	2001		-1,07	-0,76	0,19	0,00	0,29	-0,86	0,97	1,36
TICAPAMPA	9:45:09	77:26:32	3480	1948	1993	0,64		0,64	-0,66	-0,20	0,31	-0,44	0,99	1,85
SHACAYPAMPA	9:45:13	77:23:46	3820	1953	2000	-0,16		-0,16	-0,62	-0,09	0,36	-0,39	0,72	1,83
PACHACOTO	9:51:12	77:24:04	3786	1953	2000	0,57	0,38	-0,05	-0,48	0,05	0,17	-0,30	0,60	2,47
MILPO	9:52:48	77:13:48	4400	1963	2004	0,45	1,16	-0,20	0,21	0,10	-0,12	-0,22	-0,67	
COLLOTA	9:57:02	77:19:33	3910	1953	2000	-0,53	3,75	0,75	-0,69	0,21	0,45	-0,45	0,29	1,20
YANACOCHA	10:02:27	77:12:27	4450	1953	2000				-1,25	0,08	0,27	-0,07	0,74	1,46
RECRETA	10:02:27	77:17:00	4020	1953	2000	0,53	1,36	0,31	-0,31	0,16	-0,09	0,17	0,01	0,61
PUNTA-MOJON	10:05:00	77:12:21	4390	1953	2000	-0,52		-0,70	-0,35	-0,11	0,35	0,14	0,27	0,49

■ [5,1] ■ <1;0] ■ <0,-1] □ <-1,-5] ou S/D

Sur le tableau 2.13 les valeurs centrées-réduites de la précipitation ont été comparées seulement avec l'indice SOI. Les valeurs (chiffres de la partie supérieure) qui sont < -1 sont caractéristiques d'événements « El Niño » et les valeurs qui sont > +1 sont caractéristiques d'événements « La Niña ». Les valeurs qui se trouvent entre les deux sont considérées comme caractéristiques de périodes de transition. Il y a aussi les valeurs des années les plus caractéristiques.

Pour les années « Niños » (<-1) la variation de la précipitation n'est pas bien marquée, puisqu'il y a des stations qui présentent des excès de précipitation, alors que d'autres présentent des déficits. Ces variations ne sont pas vraiment significatives. Par contre les années « Niñas » présentent une augmentation générale de la précipitation, mais qui par contre n'est pas vraiment considérable. Pour les valeurs entre -1 et -0.5 et -0.5 et 0 de l'indice SOI, il est difficile de conclure, puisqu'il n'existe pas un modèle vraiment défini du comportement des précipitations. L'année « El Niño » la plus caractéristique, 1982-83, de la même façon que dans la discussion précédente, ne fournit pas un comportement bien caractéristique. Par contre, l'année 1997-98 correspond à une augmentation systématique des précipitations.

Pour les années considérées comme «La Niña », l’augmentation est présente dans tout le bassin versant, mais cette augmentation n’est pas significative. Pour le rang de SOI entre 0 et +0.5, les précipitations sont aussi en augmentation, mais pas vraiment significative en comparaison avec les années « Niñas ». Par contre, pour les valeurs +0.5 à +1 du SOI, il est difficile de déduire un comportement uniforme des précipitations : dans la partie sud du bassin, s’observe une légère augmentation de la pluie en comparaison avec la partie nord. Pour l’année la plus représentative de « La Niña », 1974-75, les précipitations ont présenté une augmentation bien marquée et significative.

Dans l’analyse de l’ENSO utilisant seulement les anomalies de la température superficielle de l’Océan Pacifique pour la zone 1+2, les résultats sont presque identiques. Cet indicateur de l’ENSO montre de bons résultats par comparaison avec le SOI. Sur le tableau 2.14, on présente un résumé de ces résultats.

Tableau 2.14 Valeurs centrées-réduites des précipitations aux stations pluviométriques étudiées en fonction des occurrences du phénomène « El Niño », « La Niña » et pour les années les plus caractéristiques de ces phénomènes, en prenant comme référence les anomalies de la température superficielle de l’Océan Pacifique pour la zone 1+2 (chiffres de la partie supérieure).

Estacion	Latitude	Longitude	Altitude	Début	Fin	Niños				Niñas			
						82 - 83	97 - 98	<0,5	0,5/0	0/-0,5	>-0,5	54-55	67-68
CACHICADAN	8:06:00	78:09:00	2892	1964	2004		2,79	0,33	-0,35	0,07	0,00		-0,72
HUANCAMARGA	8:06:00	78:18:00	4000	1971	2004	0,36	1,20	-0,15	-0,26	-0,09	0,38		
MOLLEPATA	8:10:48	77:58:12	3758	1963	1998	0,72	0,81	0,15	0,33	-0,10	-0,31		-0,98
PARON	9:00:32	77:41:15	4185	1949	2001		0,34	0,05	-0,67	-0,08	0,29	2,44	
CARAZ	9:02:43	77:48:25	2286	1946	1996	0,30		0,26	-0,70	0,05	0,41	0,90	-1,29
LLANGANUCO	9:04:43	77:39:05	3918	1953	2000	-0,09	-0,25	0,00	-1,07	0,50	0,27		
YUNGAY	9:09:09	77:44:28	2557	1953	2005			-0,08	-0,87	0,03	0,41	-0,05	
CHANCOS	9:19:10	77:34:30	2895	1953	1999	2,34	0,13	0,86	-0,37	0,09	-0,16	-0,13	-1,54
ANTA	9:21:00	77:36:00	2748	1971	2000	0,21	2,37	0,21	-0,64	0,03	0,22		
HUARAZ	9:29:34	77:30:49	3050	1971	2004	1,29	1,38	0,34	-1,36	0,16	-0,03		-1,50
CAHUISH	9:41:05	77:15:17	4550	1953	1999	-0,31		-0,59	-0,51	0,29	0,20	-1,44	-1,56
RECUAY	9:43:12	77:27:00	3394	1966	2005	-0,14	1,79	0,11	-0,99	0,20	0,16		-0,99
QUEROCOCHA	9:43:46	77:19:57	4087	1965	2001		-1,07	-0,94	-0,24	0,09	0,40		
TICAPAMPA	9:45:09	77:26:32	3480	1948	1993	0,64		0,33	-0,80	0,03	0,12	0,88	-1,19
SHACAYPAMPA	9:45:13	77:23:46	3820	1953	2000	-0,16		0,40	-1,03	0,33	0,02	0,06	-1,46
PACHACOTO	9:51:12	77:24:04	3786	1953	2000	0,57	0,38	0,01	-1,08	0,17	0,10	0,09	-1,55
MILPO	9:52:48	77:13:48	4400	1963	2004	0,45	1,16	-0,19	-0,35	0,41	-0,18		-0,13
COLLOTA	9:57:02	77:19:33	3910	1953	2000	-0,53	3,75	0,43	-0,72	-0,11	0,10	0,10	
YANACOCCHA	10:02:27	77:12:27	4450	1953	2000			-0,32	-0,68	0,10	0,21	0,58	-1,82
RECRETA	10:02:27	77:17:00	4020	1953	2000	0,53	1,36	0,53	-0,69	0,18	0,11	0,22	-1,21
PUNTA-MOJON	10:05:00	77:12:21	4390	1953	2000	-0,52		-0,37	-1,19	0,44	0,24	0,64	-1,54

 [5;1]

 <1;0]

 <0;-1]

 <-1;-5] ou S/D

En utilisant les anomalies de la température de l'Océan Pacifique pour évaluer les précipitations, on constate que pour les années «El Niño» (> 0.5) les précipitations n'augmentent pas de façon vraiment significative. C'est pareil pour les années «la Niña» (> -0.5), où il y a une tendance plus marquée et significative à l'augmentation de la précipitation.

Pour les rangs de $+0.5$ à 0 de la température superficielle de l'Océan Pacifique de la zone 1+2, on constate un comportement curieux des précipitations. Elles présentent des diminutions dans tout le bassin versant. Par contre, pour le rang de 0 à -0.5 , les précipitations montrent une augmentation dans tout le bassin versant (en amont principalement).

Pour les années «El Niño» exceptionnelles de 1982-83 et 1997-98, on retrouve les mêmes comportements déjà expliqués ci-dessus. Mais pour les années «La Niña» exceptionnelles de 1954-55 et 1967-68, les comportements sont différents. La première ne montre pas de tendance bien définie, alors que la seconde montre une diminution significative de la précipitation.

2.4.3.2 Relations entre la température et les événements ENSO

Des nombreuses études ont été faites sur les relations entre la variabilité de la température atmosphérique et l'anomalie ENSO au-dessus des bassins versants englacés des régions tropicales de la planète. Les variables et paramètres qui ont déjà été utilisés pour caractériser et évaluer les relations entre l'ENSO et les précipitations seront utilisés aussi pour caractériser les relations avec la température atmosphérique. Sur les tableaux 2.15, 2.16 et 2.17 on peut voir les résultats, les années « El Niño » correspondent à la zone rouge de la figure 2.15. Les années « El Niño » présentent en général une augmentation significative de la température. Pour les années « El Niño faible », cette augmentation existe aussi, mais de manière moins évidente. Pour les années « El Niño » les plus caractéristiques, 1982-83 et 1997-98, la température présente une augmentation significative avec pour la seconde des valeurs records dans tout le bassin versant. Pour les 2 autres années représentatives 1986-87 et 1991-92, les températures présentent aussi une augmentation, mais de façon moins sensibles que pour les années 1982-82 et 1997-98. On remarque, sur la figure 2.14, que ces deux dernières années sont plus proches de l'origine (dans la zone rouge), que les années 1982-83 et 1997-98. Ces années 1986-87 et 1992-93 sont donc à considérer comme des années « El Niño » modérées, moins fortes qu'en 1997-98 et 1982-83.

Pour les années « La Niña », on observe que la température présente une diminution faible. En général, on peut voir que pendant les années « Niñas » la température descend. Cependant, l'examen des années les plus significatives montre que les premières d'entre elles (1955-56, 1970-71 et 1973-74) témoignent de diminutions plus significatives, par comparaison à la dernière année 1988-89. Généralement, une année « La Niña » arrive après une année « El Niño », mais son intensité n'a pas nécessairement la même importance.

Tableau 2.15 Valeurs centrées-réduites de la température atmosphérique étudiées en fonction des occurrences de phénomènes ENSO : « El Niño », « La Niña », « El Niño Faible », « la Niña Faible » et pour les principales années caractéristiques de ces phénomènes prend comme référence le SOI et pour les anomalies de la température superficielle de l'Océan Pacifique pour la zone 1+2.

Niños						Niñas					
82 - 83	97 - 98	86-87	91-92	EL Niño	El Niño Faible	La Niña Faible	La Niña	88-89	73-74	55-56	70-71
1,66	2,50	0,83	0,64	1,40	0,15	-0,84	-0,81	-0,33	-1,13	-1,07	-0,72

Tableau 2. 16 Valeurs centrées réduites de la température évaluée en fonction du phénomène « El Niño », « La Niña » et les principales années qui ont caractérisé ces phénomènes prennent comme référence le SOI.

Niños					Niñas			
82 - 83	97 - 98	<-1	-1/-0.5	-0.5/0	0/+0.5	+0.5/+1	>+1	73 - 74
1,66	2,50	1,25	0,45	0,30	-0,69	-0,84	-0,81	-1,13

Tableau 2. 17 Valeurs centrées réduites de la température évaluée en fonction du phénomène « El Niño », « La Niña » et les principales années qui ont caractérisé ces phénomènes prennent comme référence les anomalies de la température superficielle de l’Océan Pacifique pour la zone 1+2.

Niños				Niñas			
82 - 83	97 - 98	<0,5	0,5/0	0/-0,5	>-0,5	54-55	67-68
1,66	2,50	0,84	-0,08	0,07	-0,54	-0,89	-2,00

Si on considère les « Niños » seulement en fonction de l’Indice SOI (et non des variations de la température de l’Océan Pacifique (Tableau 2.15b)), le comportement de la température atmosphérique est presque similaire aux indices précédents. Pour les années « El Niño » et « El Niño faible » (-1/-0.5) la température présente une augmentation en relation avec l’intensité de ce phénomène. Pour les années « Niñas », c’est une tendance à la diminution de la température, qui est aussi en rapport avec l’intensité de l’événement. Pour l’année la plus représentative de « La Niña » (1973-74), la température montre aussi une diminution.

La prise en compte de l’ENSO, avec les seules variations de la température superficielle de l’Océan Pacifique pour la zone 1+2, conduit à des résultats vraiment intéressants (tableau 2.17). Dans le cas des « Niños », quand les variations sont supérieures à + 0.5°C, la température atmosphérique présente une augmentation significative. Par contre, quand les variations se situent entre 0 et 0.5°C, la température atmosphérique présente une faible diminution en valeurs centrées-réduites. Dans le cas des « Niñas », le comportement est un peu spécial aussi. Pour les valeurs où les variations de la températures superficielle de l’Océan Pacifique sont inférieurs à - 0.5°C, on observe que la température atmosphérique présente une faible diminution. Pour les valeurs comprises entre 0 et -0.5°C de la variation de la température superficielle de l’Océan, les températures atmosphériques présentent une faible augmentation en valeurs centrées-réduites. Pour l’année la plus caractéristique (1967-68), la

température atmosphérique a présenté une diminution significative, plus représentative que pour les autres années évaluées auparavant.

2.5 Conclusions

Toute étude climatologique ou hydrologique s'appuie sur deux exigences en matière de données : leur qualité et leur disponibilité. Dans le cas du bassin versant du río Santa, ce sont ces caractéristiques qui ont permis de déterminer le pas de temps à utiliser en fonction des objectifs de cette étude.

Les données hydroclimatiques, disponibles dans la zone glaciaire, sont accessibles dès le pas de temps horaire (à l'exception de la pluie autour des glaciers), mais pour des séries de données courtes, puisque l'information débute généralement en 2000 et va jusqu'à aujourd'hui.

Dans la zone non englacée, l'information hydroclimatique est plus abondante et les séries plus longues, mais elle n'est par contre généralement disponible qu'au pas de temps mensuel. Quant à la longueur de la série, on constate que beaucoup de stations ont été fermées à la fin des années 90. La figure 2.16 schématise toute l'information de la zone d'étude.

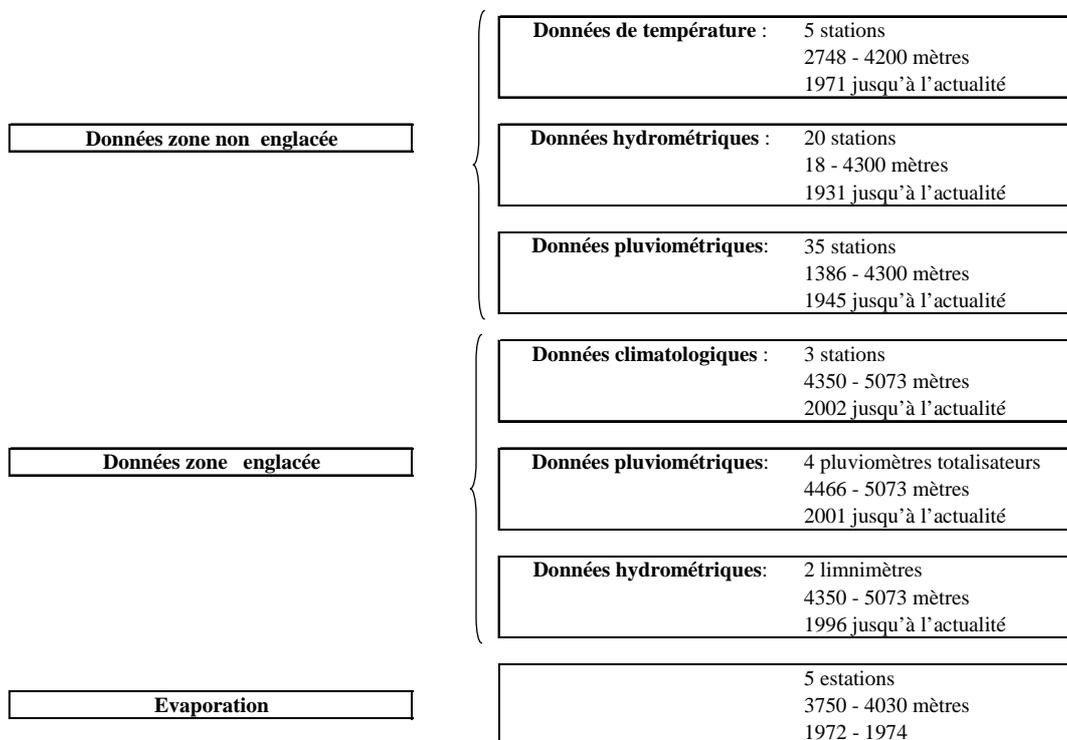


Figure 2. 16 Résumé d'information disponible sur la zone d'étude.

Les problèmes de longueur des séries de température ont été réglés avec l'utilisation des données de réanalyses du NCEP. Les réanalyses ont permis d'étendre les séries dès l'année

1948-49 (les années hydrologiques vont de septembre - août). Pour le cas de la précipitation, l'information disponible a été suffisante pour les études climatiques.

Dans l'analyse des relations entre les écoulements (lames d'eau) et la couverture glaciaire de chaque sous-bassin versant évaluée lors des années 1970, 1991 et 2003, on a vu qu'il existe une forte corrélation interannuelles avec des R^2 de 0,75 ; 0,74 ; et 0,71, respectivement. Cette corrélation est très significative de la dépendance des débits vis-à-vis de la fusion glaciaire. L'étude saisonnière (humide, sèche et transition) a permis de confirmer que les apports glaciaires sont dominants durant les saisons sèche et de transition. Les corrélations (1970 ; 1991 et 2003 : 0,87 ; 0,95 ; 0,96) trouvées entre la couverture glaciaire et les lames d'eau montrent que ce sont actuellement les apports glaciaires qui représentent presque toute l'eau écoulée durant les saisons sèches, et que c'est durant les années les plus récentes que cette dépendance est la plus marquée. Pour la saison de transition, les corrélations sont encore importantes (0,76 ; 0,74 et 0,78), pour les années étudiées, mais le comportement des écoulements glaciaires n'a pas beaucoup changé au cours du temps, ou bien les précipitations ont augmenté durant ces saisons. Dans le cas des saisons humides, les corrélations (0,48 ; 0,41 ; 0,33) ne sont pas très significatives. Leur faiblesse indique que la précipitation liquide joue alors un rôle important.

Dans la détermination des années humides et sèches, on a détecté 7 années humides (où plus de 80% des stations présentent un excès de précipitation) et 12 années sèches (où plus de 80% des stations présentent un déficit de précipitation) à partir de 1949. Pour les années sèches, il y a deux périodes bien différenciées : la première de 1975-76 à 1979-80, et la seconde de 1964-65 à 1969-70. Pour les années humides, il y a aussi deux périodes : de 1971-72 à 1973-74 et de 1997-98 à 2003-04. Pendant les années 90, les années sèches et humides s'intercalent sans pouvoir définir un modèle unique.

En ce qui concerne la tendance de la précipitation, l'évaluation à l'échelle décennale montre que la précipitation présente une légère augmentation continue par rapport à la décennie des années 50. Dans un premier temps, cette augmentation apparaît dans la partie moyenne de l'amont, pour après s'étendre ensuite vers tout l'amont (tableau 2.10). En général, la précipitation a augmenté depuis la décennie 60 jusqu'à aujourd'hui de presque 20 %, en moyenne, sur l'amont. Par contre, on doit dire que ce comportement décennal n'est pas homogène dans tout l'amont, car il y a des petites zones qui présentent des déficits (tableau

2.10) sans doute à cause de conditions climatiques locales (altitude des montagnes, forme du micro bassin versant, etc.).

Pour l'analyse des séries chronologiques de précipitation, on note une stationarité dans les séries. D'autres études ont été faites dans différentes régions de la planète (Amazonie aussi), qui montrent des ruptures dans les années 70 qui n'est pas vérifiée ici. Cela peut être expliqué par le caractère orographique (convection forcée) des précipitations et par la présence de la Cordillère des Andes.

En ce qui concerne la variabilité de la température atmosphérique, la situation est différente. A une altitude de 5500 mètres, une rupture est notée à partir de l'année 1976-1977. L'analyse de la relation entre la série avant et après 1977 montre que la température atmosphérique a eu en moyenne une augmentation de 0,5°C (25%) en 50 ans. Cette rupture se retrouve dans les différentes études qui ont été faites dans différentes parties de la planète. La confirmation de ce fait, à cette altitude, n'a été permis que parce qu'il existait une station avec une information fiable (année 2000 jusqu'à maintenant) permettant d'étendre sa propre série à l'aide des données de réanalyses NCEP. Les années les plus chaudes se présentent principalement à partir de la fin de la décennie 70 (1997-98, 1987-88, 1982-83 et 1979-80), alors que les années froides se retrouvent pendant la décennie 60 et n'apparaissent plus de manière bien marquées ultérieurement.

Pour tenter d'expliquer la variabilité climatique des précipitations et des températures, on a comparé ces variables avec des indices caractérisant le phénomène ENSO. Par manque d'indicateur simple pour caractériser ENSO, on a créé un graphique (figure 2.15), où nous utilisons le SOI et la température superficielle de l'Océan Pacifique. Ce graphique nous a permis de séparer l'ENSO en différents groupes : « El Niño », « El Niño Faible », « années normales », « La Niña faible » et « La Niña ».

Selon cette topologie, durant les années « El Niño », il n'existe pas un comportement vraiment défini en Cordillère Blanche des précipitations. Mais, par contre, les années « El Niño faible » présente une tendance est à la diminution de la pluie. Toutefois, pendant le dernier « El Niño » (1997-98), les précipitations ont montré une augmentation significative pour la plupart des stations. Pour les années « La Niña » la précipitation a une légère tendance à augmenter à presque toutes les stations. Pour les années « La Niña Faible » la tendance n'est

pas bien marquée et ne permet pas de dire si la précipitation a augmenté ou diminué. Les dernières années « La Niña » importantes (1988-89 et 1973-74) montrent une augmentation dans les précipitations.

La température atmosphérique apparaît avoir un comportement fortement lié à l'ENSO : en années « El Niño » la température atmosphérique présente une tendance à l'augmentation et dans le cas des années « La Niña » la température atmosphérique présente une diminution bien marquée également. Les années les plus caractéristiques de « El Niño » et « La Niña » présentent les valeurs les plus fortes de ces hausses et diminutions.

On a caractérisé aussi l'ENSO avec seulement le SOI, puis ensuite avec la température de l'Océan Pacifique pour la zone 1+2. On a alors constaté qu'en utilisant seulement la température de l'Océan, on peut bien caractériser ENSO pour les précipitations dans le bassin versant. On montre aussi que des variations négatives de la température de l'Océan correspondent à une petite tendance à l'augmentation de la précipitation, et que si la variation est positive (entre 0.5 °C et 0) la précipitation a une tendance à la diminution, et enfin que si la variation est supérieure à 0.5 °C (El Niño) les précipitations augmentent alors fortement.

Enfin, on peut dire que les précipitations sont vraiment variables dans ce bassin versant, les années qui ont été retenues comme sèches et humides (au niveau de nombre de stations) ne sont pas toutes en relation avec l'ENSO, mais par contre, si nous analysons l'ENSO en fonction des indices, on voit apparaître une petite relation entre les variations de la précipitation et les variations de la température superficielle de l'Océan Pacifique. Dans le cas des variations de la température atmosphérique au-dessus du bassin versant gardent une relation avec l'ENSO bien marquée.

CHAPITRE 3 : Etude d'un modèle d'écoulement capable de représenter l'évolution des ressources en eau sur des bassins versants de haute montagne

L'étude des effets de la variabilité climatique sur les ressources en eau demande la mise en place d'outils qui soient capables de représenter les écoulements. D'abord, il faut définir la notion de « ressources en eau » : en accord avec le manuel pour l'évaluation des capacités nationales publié par l'OMM en 1997, on le définit comme « l'ensemble des eaux disponibles ou que l'on peut mobiliser, pour satisfaire en quantité et en qualité une demande donnée en un lieu donné, pendant une période appropriée » (Sighomnou, 2004).

Les usages des ressources en eau sur le bassin versant du Río Santa sont très diversifiés : depuis l'utilisation pour l'irrigation jusqu'à la production d'électricité, l'alimentation en eau potable, etc. Plutôt que de les analyser individuellement cette étude s'intéresse principalement à la distribution dans le temps des volumes disponibles pour ces différents usages.

On a vu au chapitre 2 que les débits des sous-bassins versants amont présentent selon les cas des augmentations ou des diminutions au cours des dernières années. Ces variations sont fortement liées aux variables climatiques, principalement la précipitation et la température,. Le modèle à utiliser doit donc être capable de quantifier la disponibilité des ressources en l'eau en fonction de ces deux principales variables. De plus, dans une perspective de simulation, les variables à utiliser pour le modèle doivent être compatibles avec les données produites par les modèles globaux de prévision climatique basés sur les scénarios de l'IPCC.

3.1 Description du modèle

En suivant les résultats du chapitre 2, la principale caractéristique du modèle à choisir doit être sa capacité opératoire dans un contexte de disponibilité pauvre en données climatiques et hydrologiques

Pour choisir le modèle plus performant, il est donc important de prendre en compte: le type et la disponibilité des données. On a vu que les données d'observation proches des glaciers n'existent qu'à partir de 2001. Par contre une information hydro-climatique existe pour des stations de vallée depuis les années 50, mais la plupart s'arrête en 1998.

Ces données concernent principalement la précipitation, les débits à l'exutoire de chaque sous-bassin versant et la température. Toutefois, les observations de température restent rares et on a du recourir aux données des réanalyses de la NOAA (Kistler et al., 2001) pour reconstituer les séries sur le terrain (Pouyaud et al., 2006 ; Juen, 2006).

La présence de glaciers au-dessus de 5000 mètres est une caractéristique des montagnes de la région tropicale. Ces glaciers présentent un écoulement pérenne. Pendant la saison humide, l'ablation, en particulier la fonte glaciaire, est plus importante qu'en saison sèche (Kaser, 1999). Le problème essentiel de l'hydrologie des hautes montagnes tropicales est de bien quantifier les apports glaciaires. Cette quantification est déterminante pour connaître la disponibilité en eau glaciaire pour les activités humaines. Ce problème est fortement lié aussi à la rareté des sites géographiques où il est possible de mesurer ces apports au cycle de l'eau (Francou et Pouyaud, 2004) avec des appareils de mesure suffisamment précis.

Pour toutes ces raisons, on a décidé d'utiliser un modèle théorique/conceptuel pour quantifier le bilan hydrique et analyser la nature des écoulements dans les régions d'altitudes tropicales. Un modèle mathématique est une représentation analytique (sous forme d'équation) de la complexité observée ou supposée d'un phénomène physique, représentation qui permet une meilleure compréhension des différentes composantes du phénomène et d'analyser les interactions qu'elles exercent entre elles. Dans cette optique, il est constitué d'une ou de plusieurs relations entre variables, jugées caractéristiques, de tout ou partie des phénomènes représentés (Desbordes M., 1987 ; Petrescou C., 2002 ; Voirin-Morel S., 2003). A partir de ce

concept, évolutif selon les avancées de la connaissance et le développement de l'informatique, on a focalisé notre travail sur les points principaux suivants :

- Une meilleure compréhension du fonctionnement du système modélisé.
- Une prédiction de la distribution future des ressources en eau.
- Une analyse des différentes situations auxquelles le système peut être soumis (augmentation ou diminution de la pluie, de la température, etc.).

On définit un modèle théorique comme la représentation théorique d'un réseau hydrologique sur lequel peut être élaboré un modèle mathématique. Le modèle théorique inclut des hypothèses sur l'hydrologie, les propriétés des constituants, leurs dimensionnalités et les principaux processus en cours.

Un modèle « conceptuel » sera, d'un point de vue hydrologique, la représentation idéale d'un système hydrologique dont on cherche à expliquer un phénomène. Une autre définition importante aussi est celle des concepts de modèles « global » ou « distribué ». Le premier ne prend pas en compte la complexité du système et le considère tout ensemble comme une seule unité. Par contre, le second prend en compte cette complexité avec l'utilisation de sous-unités spatiales.

Dans une première étape, on a considéré les sous-bassins versants comme des unités globales, mais l'existence de deux zones aux fonctionnements hydrologiques bien différenciés (zones englacée et non englacée) nous a obligé à utiliser une spatialisation semi-distribuée qui permette de les analyser de façon séparée.

Les observations faites sur le terrain ont permis de déterminer ce que les hydrologies des zones englacées et non englacées ont en commun, et leurs oppositions. La détermination du pas de temps à utiliser est importante : il doit être choisi en fonction des objectifs du travail. En accord avec Jansson et al (2003), un pas de temps de long terme (années et plus) est approprié pour l'analyse du stockage de glace qui va affecter le niveau des mers ou le cycle de l'eau sur de grands bassins versants fortement englacés. Un pas de temps intermédiaire (de quelques jours au mois) est mieux approprié à l'analyse des écoulements de bassins versants englacés de plus petite taille et le comportement induit des fleuves vers l'aval. Un pas de temps journalier est à considérer pour des événements particuliers de stockage. Un autre

facteur important est le manque de données, qui nous oblige à choisir un modèle qui utilise un nombre minimum de variables hydro-climatiques pour son fonctionnement. Au chapitre antérieur, on a vu que température et précipitation liquide sont les variables disponibles les plus abondantes. On formule l'hypothèse que l'évapotranspiration a peu varié toutes ces dernières années, hypothèse étayée par l'observation que les caractéristiques de la couverture végétale ont peu évolué dans la région des « Paramo ».

En définitive, pour permettre une meilleure analyse, il a été décidé d'utiliser deux niveaux de distribution spatiale. Le premier correspond à la distinction entre les zones glaciaire et non glaciaire qui ont été délimitées par l'utilisation de l'image SPOT 5 (août 2003) et deux cartes de la Cordillère Blanche avec une résolution de 1 :100000 (1991 ; 1970) reliée à un MNT. Le deuxième niveau de spatialisation consiste en une partition en bandes altitudinales qui sont utilisées pour distribuer spatialement les variables climatiques de modélisation au pas de temps mensuel : température, précipitation et évaporation. Ce deuxième niveau de spatialisation sera mieux expliqué lors de la présentation de la modélisation du sous-bassin versant Parón - Artesón.

3.1.1 Zone Glaciaire

En analysant l'image SPOT 5 et le MNT associé, on a déterminé les altitudes minimales et maximales des glaciers de chaque sous-bassin versant, qui appartiennent à la zone humide du bassin versant du Río Santa. Ces valeurs sont présentées dans le tableau 3.1.

Tableau 3. 1 Altitudes maximale et minimale des glaciers pour chaque sous-bassin versant de la partie humide du bassin versant du Río Santa. Les altitudes ont été déterminées à partir de l'image SPOT 5 d'août 2005 et un MNT associé.

sous bassin versant	Altitude maximale mètres	Altitude minimale mètres
Artesón	6025	4723
Chancos	6274	4388
Chuquicara	5195	5019
Colcas	6259	4595
Collota	6050	4550
Llanganuco	6768	4450
Los Cedros	6259	4620
Olleros	5722	4536
Pachacoto	5686	4878
Parón	6395	4251
Querococha	5237	4700
Quilcay	6274	4425
Quitaracsa	5480	4768
Recreta	5479	4785

Sur ce tableau, on peut voir que les fronts glaciaires les plus bas correspondent aux bassins de Parón et Llanganuco. Ce dernier est à la fois celui qui présente l'altitude glaciaire la plus importante. L'image de satellite a permis de déterminer ces valeurs, mais cela n'indique pas que tous ces sous-bassins versants seront analysés et modélisés. Actuellement les reculs des fronts glaciaires ont été estimés en moyenne à 15 à 18 mètres par an (Gomez et Quijano (2003) dans la zone de la Cordillère Blanche. D'une façon générale, dans la région tropicale (avec des glaciers au-dessus de 5000 mètres) le recul s'est accéléré à partir du début des années 80 (Gaffen et al, 2000). Dans le cas de notre travail, on considérera que la surface glaciaire est constante. Pour ce type d'étude, cette hypothèse se vérifie, sur une période d'analyse pas trop longue, en raison de l'extension importante du glacier. Schaepli (2005) a adopté la même hypothèse dans les Alpes.

Différents modèles ont été créés pour analyser les comportements nivo-glaciaires. Les modèles les plus utilisés sont du type « degré-jour » ou « facteur de fonte » (Hock, 2003). Ce type de modèles base l'analyse sur la fusion de la glace et de la neige par l'étude des échanges énergétiques à l'interface surface-atmosphère. La précision de ce type de modèles est très bonne, mais ils nécessitent trop d'informations climatiques (température, rayonnement, albédo, bilan de masse glaciaire; etc.) pour être utilisés ici. Dans le contexte de notre travail, une grande partie de l'information nécessaire n'existe pas. Nous avons décidé alors d'utiliser

une approche voisine, mais simplifiée, de la méthode « degré – jour » (Hock, 2003) en divisant le glacier en deux parties : une partie « contributive » et une partie « non contributive ». Cette adaptation a été faite en se basant sur l'utilisation de photos des glaciers montrant les différenciations superficielles, par analogie avec le concept hydrologique de surface contributive (Beven et Kirkby, 1979).

Le principal paramètre contrôlant la fusion d'un glacier tropical, soumis à une haute radiation solaire, est l'albédo (Favier, 2004). Cet albédo peut varier entre 0,3 pour la langue inférieure du glacier (souvent couverte de débris et composée de glaces ou de neiges sales), et 0,8, parfois davantage, pour la partie la plus haute du glacier (Singh, 2001). La position de la ligne de neige en situation permanente est un bon élément pour lier les deux variables climatiques importantes : la précipitation et la température. Cette ligne de neige sera considérée comme la limite qui sépare la zone contributive (ZC) de la zone non contributive (ZNC). On admet que cette division se déploie tout au long d'une ligne horizontale, parallèle aux lignes de niveau et qu'elle dépend de la température de l'air, qui constitue ainsi un paramètre du calage (T_{calage}). Schäefli et al. (2005) estiment que cette T_{calage} varie entre 0 et 2 °C en les Alpes suisses, en considérant que la température de calage à un instant t donné est celle de la surface glaciaire qui peut produire de la fonte – cette surface varie dans le temps. En suivant L'Hôte et al. (2005), ce comportement peut aussi s'appliquer dans les Andes centrales qui présentent des conditions très similaires aux Alpes en termes de seuil de température distinguant les précipitations de pluie ou de neige.

Physiquement, on peut représenter les hypothèses de distribution spatiale du modèle par les équations :

$$ZA \in ZC, \quad T_{air} > T_{calage}, \quad 0^{\circ}\text{C} < T_{calage} < 2^{\circ}\text{C}$$

$$ZA \notin ZC, \quad T_{air} < T_{calage}, \quad 0^{\circ}\text{C} < T_{calage} < 2^{\circ}\text{C}$$

Où ; ZA est la surface en un point quelconque placé sur glacier ; ZC est la surface contributive du glacier ; T_{air} (°C) est la température de l'air au-dessus de ce point du glacier ; T_{calage} (°C) est la température de l'air au-dessus de la ligne qui sépare la ZC de la ZNC.

Cette limite, caractérisée par la valeur de T_{calage} , permet aussi de séparer les précipitations liquide et solide. Au-dessus de cette limite, la précipitation est considérée solide (neige, P_{sol}) et la contribution de cette zone est considérée comme négligeable vis-à-vis des écoulements qui sortent du glacier. Au-dessous de cette limite, la précipitation est considérée comme liquide (pluie, P_{liq}) et contribue aux écoulements du glacier.

Pour ce travail, la ZC est considérée comme invariante à l'échelle annuelle et saisonnière (explications données plus loin).

Physiquement, on peut traduire cette hypothèse par les équations :

$$\begin{array}{lll} T_{air} > T_{calage} & P_{liq} = P & P_{sol} = 0 \\ T_{air} < T_{calage} & P_{liq} = 0 & P_{sol} = P \end{array}$$

Où : P (mm/mois) est la précipitation totale en 1 mois et T_{air} ($^{\circ}C$) est la température de l'air à une altitude donnée.

Les observations photographiques qui ont été faites sur le glacier d'Artesónraju ont permis de considérer que l'amplitude des variations de la position de la ligne de neige était minimale au cours des différentes années. Sur la figure 3.1 on observe cette faible variation de la ligne de neige en prenant pour référence les courbes de niveau de 4950 et 5000 mètres pour différentes périodes au cours des années 2001 à 2004.

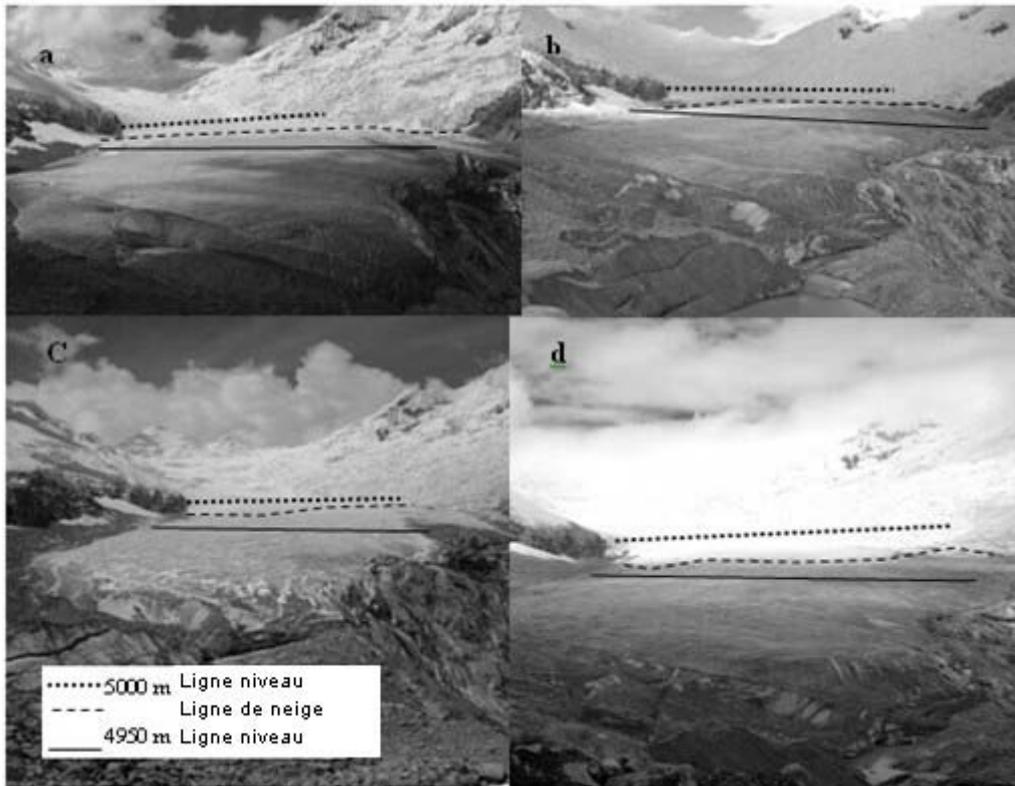


Figure 3. 1 Position de la ligne de neige en relation avec les courbes de niveau de 4950 et 5000 mètres sur le glacier Artesónraju : a) février 2002 ; b) avril 2003 ; c) Mars 2003 et d) septembre 2004.

Pour modéliser les écoulements de la surface contributive nous utilisons le modèle proposé par Baker et al (1982), où l'écoulement glaciaire est réparti en trois réservoirs parallèles qui représentent : la neige, la glace et le firn (Jansson et al., 2003). Dans notre cas, nous avons adopté une simplification où on ne conserve dans l'équation que le réservoir « glace » :

$$Q_{ice}(t_i + 1) = Q_{ice}(t_i) \times e^{-\frac{t_i + 1 - t_i}{K_{ice}}} + [P_{liq,ice}(t_i + 1) + M_{ice}(t_i + 1) \times T(t_i + 1)] \times \left(1 - e^{-\frac{t_i + 1 - t_i}{K_{ice}}} \right)$$

Où: $Q_{ice}(t_i)$ (mm/mois) est la sortie du réservoir glace pendant le temps t_i ; K_{ice} (mois) est une constante de temps ; $P_{liq,ice}$ (mm/mois) est la précipitation liquide sur la zone contributive du glacier ; $T(t_i + 1)$ (°C) est la température moyenne de l'air dans la zone contributive du glacier ; M_{ice} est le facteur de fonte de la glace.

Dans cette équation M_{ice} et K_{ice} sont des paramètres de calage.

Il est important d'indiquer que cette équation s'ajuste seulement si $T(t_i + 1) > T_{fonte}$.

Sur la figure 3.2 on peut voir le schéma simplifié de la ZC et ZNC du glacier avec la séparation de la précipitation en neige et pluie.

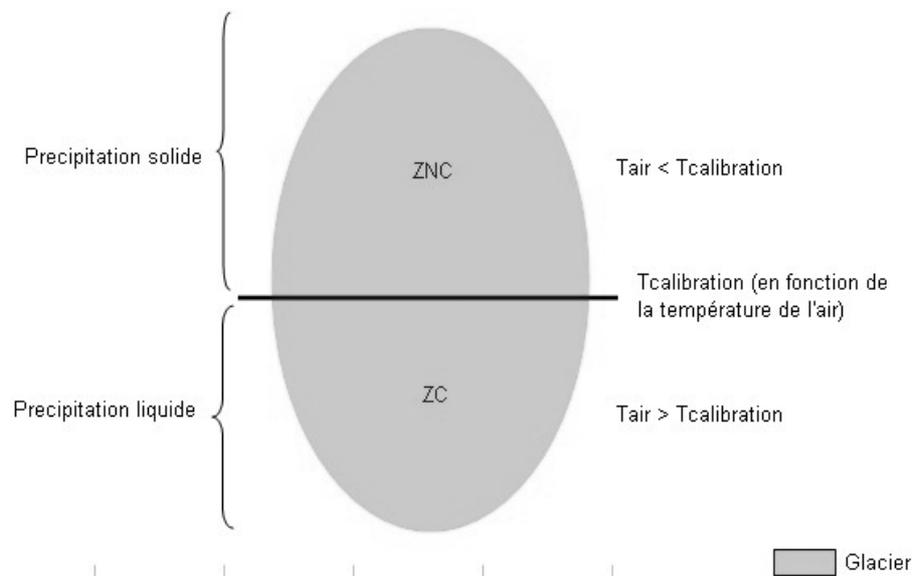


Figure 3. 2 Schéma simplifié de la zone glaciaire

3.1.2 Zone non glaciaire

Pour quantifier les écoulements de la zone non glaciaire, deux modèles conceptuels de la famille GR ont été testés (Edijatno et al., 1999) au pas de temps mensuel. Ces modèles ont été initialement développés pour les bassins versants français, mais ils ont aussi été utilisés en région tropicale en Afrique avec des résultats satisfaisants (Ardoin, 2004). Au pas de temps mensuel, ils sont capables de travailler avec deux variables d'entrée : la précipitation (P) et l'évapotranspiration (E). Ils ont été adaptés (Schweblin, 2004) pour le bassin du lac Titicaca. Dans notre cas, on a modifié ces modèles pour pouvoir utiliser soit trois réservoirs (sol, lac et glacier), soit seulement deux (sol et glacier), en fonction de la situation particulière de chaque sous-bassin versant.

3.1.2.1 GR1M

C'est le premier modèle utilisé pour la zone non glaciaire. Ce modèle utilise un seul paramètre de calage qui régule la capacité maximale d'absorption d'eau (K_{apa}) dans le réservoir sol. Les processus de modélisation se partagent en trois étapes : la première (neutralisation) considère deux scénarios :

Scénario 1 : $P > E$

$$P_n = P - E ; E_n = 0$$

Scénario 2: $P < E$

$$E_n = E - P ; P_n = 0$$

Où, P (mm/mois) est la pluie ; E (mm/mois) est l'évapotranspiration ; P_n (mm/mois) la précipitation nette ; E_n (mm/mois) l'évapotranspiration nette.

Le réservoir sol a un flux entrant (P_n) et un flux sortant (E_n).

La deuxième étape s'intéresse au comportement du réservoir sol où la pluie (P_n) est stockée ou ruisselée, et où l'évapotranspiration (E_n) dépend du taux de remplissage (K)

$$k = \frac{H_w}{K_{apa}}$$

Où, K est le taux de remplissage ; H_w (mm/mois) est le niveau de l'eau dans un temps t ; K_{apa} (mm/mois) est la capacité maximale d'absorption du sol.

Le réservoir sol stocke une partie de la pluie :

$$P_s = (1 - K^2) \cdot P_n$$

Où P_s (mm/mois) est la pluie stockée par le sol ; K le taux de remplissage ; P_n (mm/mois) la pluie nette.

Le réservoir sol perd :

$$E_s = K \cdot (2 - K) \cdot E_n$$

Où, E_s (mm/mois) est l'évapotranspiration perdue par le sol ; K le taux de remplissage ; E_n (mm/mois) l'évaporation nette.

Des équations précédentes, nous obtenons la pluie qui ne peut pas être stockée par le réservoir sol :

$$P_r = K^2 \cdot P_n$$

Où, P_r (mm/mois) la pluie ruisselée ; K le taux de remplissage ; P_n (mm/mois) la pluie nette

La troisième étape se passe au niveau du lac où la pluie ruisselée est reçue par le lac avec la contribution directe qui vient de la surface glaciaire. Sur le lac, on doit aussi considérer la pluie directe (Plac), ainsi que l'évaporation directe (Elac). A l'exutoire du lac, on obtient le débit modélisé. Dans les sous-bassins versants où il n'y a pas de lacs, la contribution du glacier est ajoutée à la pluie ruisselée.

3.1.2.2 GR2M

C'est le deuxième modèle utilisé pour la zone non glaciale. Il utilise deux paramètres de calage : un facteur de production (X1) et la capacité de rétention d'eau par le sol (Kapa).

Ce modèle possède quatre étapes. Dans la première, les données d'entrée, la pluie (P) et l'évapotranspiration (E), sont modulées par un facteur commun, le paramètre X1 ($0 < X1 < 1$):

$$P' = X1 \cdot P$$

$$E' = X1 \cdot E$$

Où, P' (mm/mois) est la pluie corrigée ; E' (mm/mois) l'évapotranspiration corrigée ; $X1$ le facteur d'ajustement.

Dans l'étape de neutralisation, le modèle utilise la quantité d'eau U' , représentant l'interception, qui est soustraite des données corrigées précédemment. Elle permet d'évaluer la contribution de la pluie au sol et l'évapotranspiration du sol.

$$Pn = P' - U'$$

$$En = E' - U'$$

Où, Pn (mm/mois) est la pluie nette ; En (mm/mois) l'évapotranspiration nette ; U' (mm/mois) l'eau interceptée.

Au début, pour l'étape du réservoir sol, la contribution du (Pn) à la pluie sur le sol s'estime par :

$$Ps = H_1 - H_w$$

Où:

$$H_1 = \frac{H_w + Pn}{1 + \left(H_w \cdot \frac{Pn}{(K_{apa})^2}\right)} - H_w$$

Où, P_s (mm/mois) est la pluie non infiltrée par le sol ; H_1 (mm/mois) la contribution de la pluie nette ; H_w (mm/mois) la hauteur initiale de l'eau ; P_n (mm/mois) la pluie nette ; K_{apa} (mm/mois) la capacité maximale de rétention du sol.

La quantité de l'eau qui ruisselle vers le réservoir lac est donnée par l'équation :

$$Pr = P_n - P_s$$

Où, Pr (mm/mois) est la pluie ruisselée ; P_n (mm/mois) la pluie nette ; P_s (mm/mois) la pluie stockée par le sol

La valeur de l'évapotranspiration réelle du réservoir sol est donnée par l'équation :

$$Es = H_1 - H_2$$

Où,

$$H_2 = \frac{H_1 \cdot (1 - \tanh(\frac{En}{K_{apa}}))}{1 + \tanh(\frac{En}{K_{apa}}) \cdot (1 - (\frac{H_1}{K_{apa}}))}$$

Où, Es (mm/mois) est l'évapotranspiration réelle du réservoir sol ; H_2 (mm/mois) l'apport d'eau au réservoir sol.

La dernière étape concerne le réservoir lac, qui reçoit la pluie ruisselée (Pr), la pluie directe sur le lac ($Plac$) et l'apport du réservoir glaciaire. Il a des pertes constituées par l'évaporation du lac ($Elac$) et la sortie par le déversoir (Q_{sortie}).

Le choix d'utilisation de l'un ou de l'autre de ces deux modèles est fonction des variables disponibles. Les paramètres de calage qu'ils emploient et leur similitude n'induisent pas de variations significatives dans la forme générale du modèle.

Sur la figure 3.3 et 3.4 on peut voir la représentation graphique de ces deux modèles.

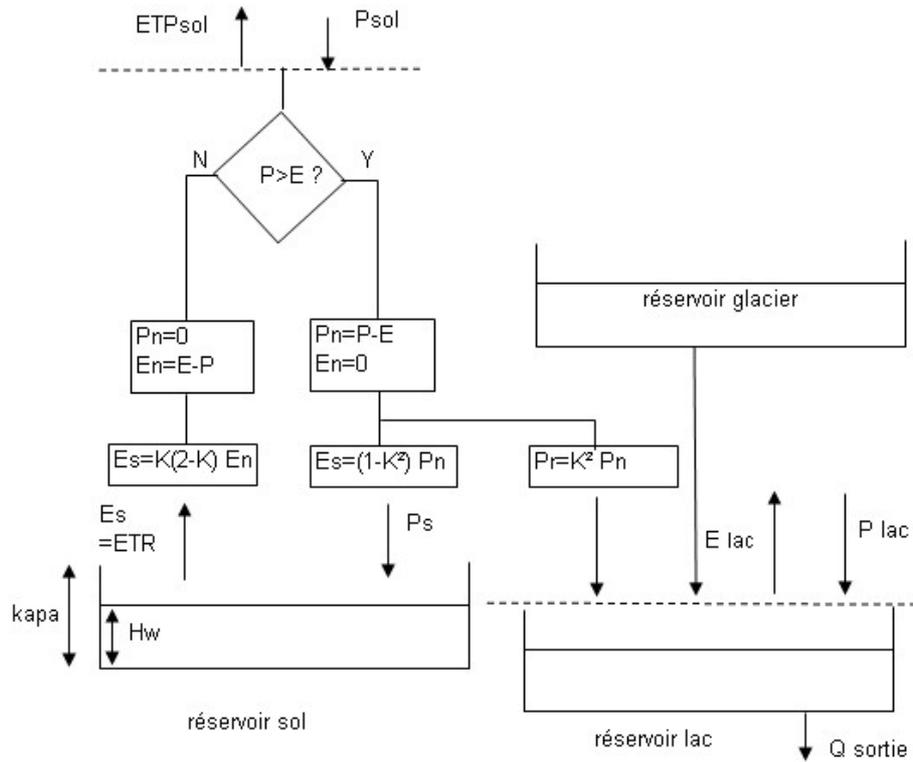


Figure 3. 3 Modèle GR1M modifié pour la Cordillère Blanche

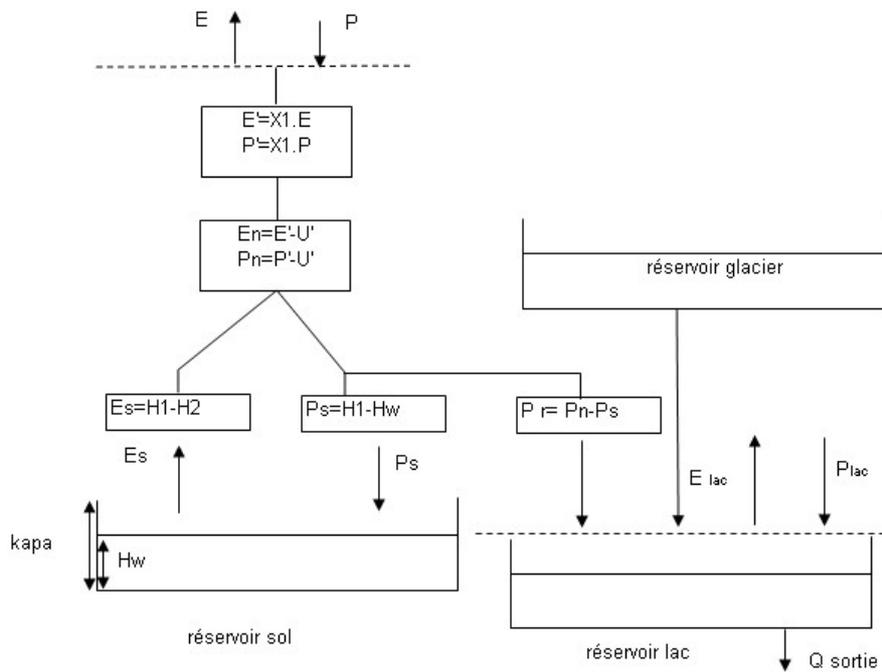


Figure 3. 4 Modèle GR2M modifié pour la Cordillère Blanche

Un facteur important dans la modélisation de la surface non glaciaire est la spatialisation de celle-ci. A cause des caractéristiques orographiques, climatiques et de taille des sous-bassins versants, nous avons décidé de considérer toute cette partie (ZNG) comme une surface globale unique où le débit final sera modélisé seulement à l'exutoire de chaque sous-bassin versant, qu'il s'agisse du déversoir d'un lac ou d'un point de contrôle du débit.

Finalement, pour les zones glaciaire et non glaciaire, on retient, selon le modèle choisi pour la surface non glaciaire, soit 4 ou soit 5 paramètres de calage :

- Pour le modèle qui prend en compte le modèle GR1M, on a 4 paramètres : température de calage « Tcalage », constante de réponse « K » et facteur de fusion de la glace « Mice » pour la zone glaciaire. Pour la partie non glaciaire, le seul paramètre est la capacité de rétention de l'eau par le sol « Kapa ».

- Pour le modèle qui prend en compte le modèle GR2M, on a 5 paramètres : température de calage « Tcalage », constante de réponse « K » et facteur de fusion de la glace « Mice » pour la zone glaciaire. Pour la partie non glaciaire, il y a deux paramètres : la capacité de rétention de l'eau par le sol « Kapa » et le facteur d'ajustement des données d'entrée de la fonction de production « X1 ».

La figure 3.5 représente le schéma général de la modélisation en prenant en compte les zones glaciaire et non glaciaire.

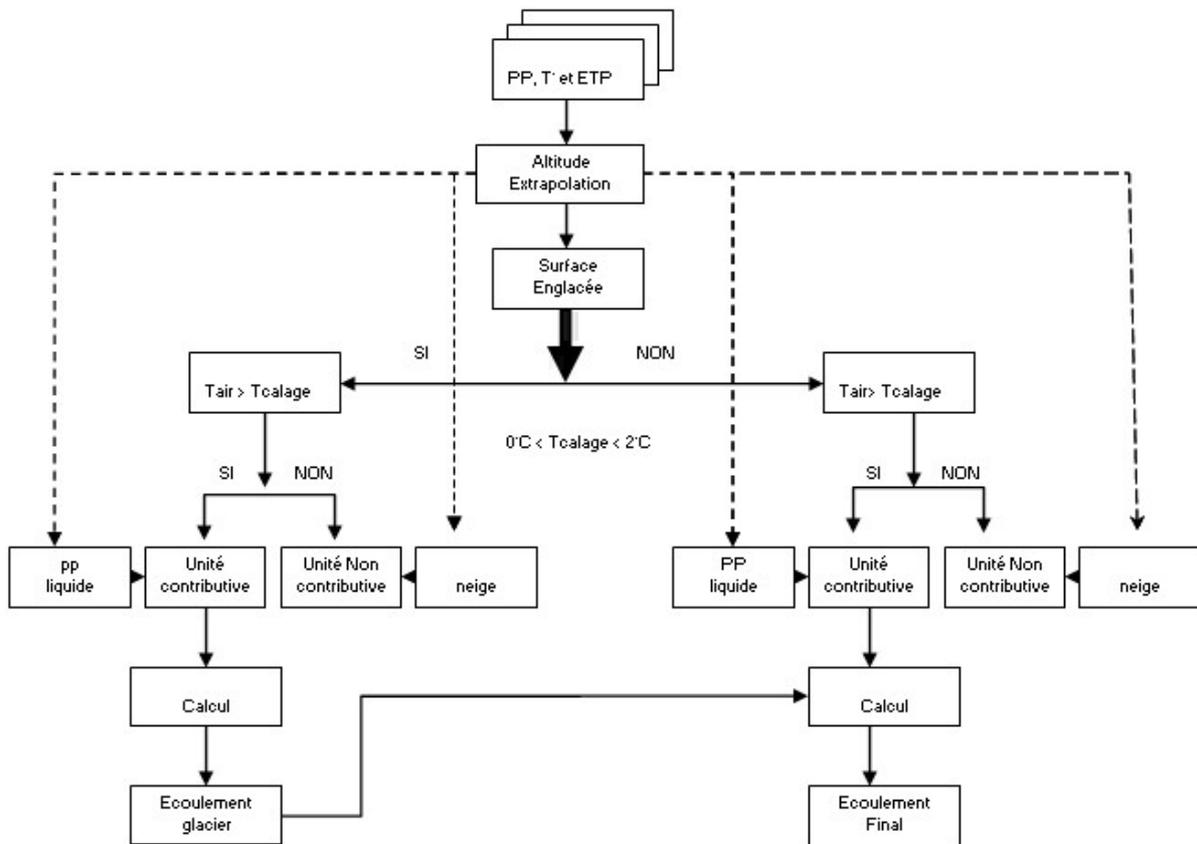


Figure 3. 5. Représentation générale de l'ensemble des parties non glaciaire et glaciaire dans le modèle.

3.2 Critère d'optimisation

L'optimisation de systèmes non-linéaires, comme les modèles « pluie-débit » et « degré-jour », est une étape délicate et certains auteurs s'accordent à dire que la qualité des paramètres d'un modèle dépend notamment de la puissance et de la robustesse de l'algorithme utilisé (Duan et al, 1992). De nombreuses méthodes mathématiques et statistiques ont été créées pour pouvoir représenter la qualité des résultats de modélisations en relation avec les observations. Ces méthodes, ou critères, ont pour but de trouver le meilleur jeu de paramètres qui représentent les valeurs observées et approchent au mieux le comportement du système analysé.

Deux critères ont été sélectionnés comme indicateurs de la qualité de notre modèle.

3.2.1 Coefficient de corrélation (r^2)

Le coefficient de corrélation (r^2) est un critère statistique simple, déjà utilisé au chapitre 2 pour les analyses climatologique et hydrologique du bassin versant. Il renseigne uniquement sur la bonne corrélation avec les observations (débits), sans évaluer les intensités (Sighomnou 2004).

3.2.2 Critère de Nash

Il a été proposé par Nash et Sutcliffe (1970). Ce critère permet de savoir si les résultats des simulations sont en accord avec les observations, à la fois en terme de phase et aussi en terme d'intensité. Il est souvent désigné par l'appellation raccourcie « Nash ». Plus sa valeur est proche de 1, plus le modèle est satisfaisant.

Le critère de Nash est défini par l'équation suivante:

$$Nash = 1 - \frac{\sum_{t=1}^n (Q_{obs,t} - Q_{sim,t})^2}{\sum_{t=1}^n \left(\overline{Q_{obs,t}} - Q_{obs,t} \right)^2}$$

Où $Q_{obs,t}$ est le débit observé ; $Q_{sim,t}$ est le débit calculé pour un mois t ; $\overline{Q_{obs,t}}$ est la moyenne des débits observés pendant la période de calage ; n, le nombre de mois d'observation.

3.2.3 Conservation de la masse (bilan volumétrique)

Un troisième élément important pour notre travail concerne l'évaluation du bilan volumétrique entre le volume total mesuré et le volume total modélisé. C'est un outil important dans l'analyse des ressources en eau (le but de notre travail) puisqu'il va permettre de mesurer la quantification de cette ressource. Cette grandeur, qui constitue aussi un critère d'ajustement, sera désignée dans la suite par l'expression « bilan ».

Elle est représenté par l'équation suivante :

$$Bilan = \frac{\sum_{t=1}^n (Q_{obs,t})}{\sum_{t=1}^n (Q_{sim,t})}$$

Où $Q_{obs,t}$ est le débit observé ; $Q_{sim,t}$ est le débit calculé pour un mois t ; $\overline{Q_{obs,t}}$ est la moyenne des débits observé pendant la période de calage ; n, le nombre de mois d'observation.

Pour l'optimisation, les algorithmes les plus utilisés en l'hydrologie sont ceux proposés par Rosenbrock (1960), d'une part, et par Nelder et Mead (1964), d'autre part. Ils sont très souvent utilisés pour les modèles pluie-débits non linéaires. Dans la présente étude, une

méthode manuelle d'itérations successives a été préférée. Bien que très longue, elle se montre efficace lorsqu'il a plus de deux paramètres à optimiser dans un environnement de calcul construit sous tableur Excel ®.

3.3 Extrapolation du modèle et facteur climatique

A cause du manque de données hydro-climatiques, il est difficile de modéliser l'ensemble de la partie humide du bassin versant du Río Santa. On a donc décidé de se limiter aux sous-bassins versants qui disposent de débits mesurés à leurs exutoires. Un ensemble de 11 sous-bassins versants a été sélectionné pour ce travail. Ces bassins ont été séparés en deux groupes en fonction de conditions climatiques et pluviométriques similaires déjà expliquées au chapitre 1. Cette partition est en particulier utilisée pour extrapoler les valeurs de précipitations en fonction des caractéristiques locales.

Le premier groupe est celui des sous-bassins versants qui se trouvent dans la zone nord de la Cordillère Blanche (figure 3.6) : Los Cedros, Colcas, Artesón, Parón et Llanganuco ; le deuxième groupe comporte les sous--bassins versants qui se trouvent au milieu et au sud de la Cordillère Blanche (figure 1.14) : Chancos, Quilcay, Olleros, Yanamarey, Pachacoto et Recreta. Pour ce deuxième groupe on a rassemblé des sous-bassins versants relevant de plusieurs régions climatiques, ce qui permet de profiter d'observations pluviométriques moins denses que dans la zone nord de la Cordillère Blanche.

Sur le tableau 3.2 figurent les sous-bassins versants qui appartiennent à chaque groupe.

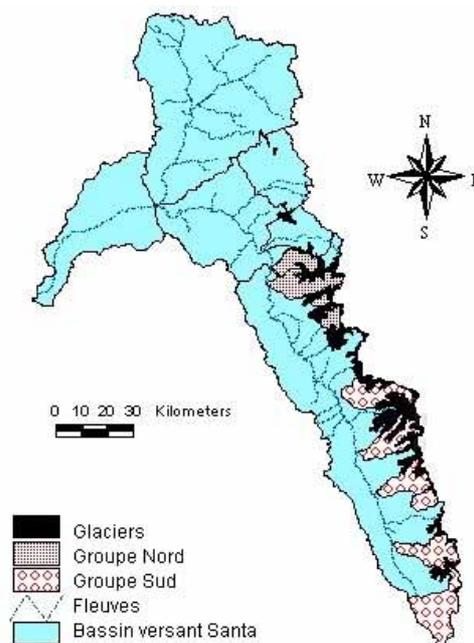


Figure 3. 6 Groupes des sous-bassins versants séparés en fonction de leurs conditions climatiques et pluviométriques

De tous ces sous-bassins versants, Artesón et Yanamarey sont les seuls qui disposent d'informations climatiques sur les glaciers et de points de contrôle (limniographes) hydrologique proches du glacier. Mais les séries de données correspondantes de ces deux bassins fortement englacés sont très courtes. Par contre, les autres sous-bassins versants disposent d'informations hydrologiques de beaucoup plus longue durée, depuis la fin des années 50' jusqu'à la fin des années 90.

En raison de ces difficultés, tester les deux modèles (GR1M et GR2M) pour la zone non glaciaire (ZNG) sur tous les sous-bassins versants serait fastidieux et sans grande précision. On a donc décidé de calibrer les deux modèles sur un seul sous-bassin versant et les tester sur un autre.

Le sous-bassin versant Artesón a été choisi pour comparer les deux modèles de la ZNG à cause de la quantité d'informations climatologiques dont il dispose sur sa partie glaciaire, par comparaison aux autres sous-bassins versants. Pour tester les résultats de la calibration du modèle, on a choisi le sous-bassin versant de Parón, plus grand que celui d'Artesón qu'il englobe. Ensuite, le modèle retenu sera étendu à tous les autres sous-bassins versants.

Une question importante, liée à la série de données, est celle du choix de la période de calage. La date de septembre 1991 (début de l'année hydrologique) a été choisie principalement par référence à celle de l'image de satellite la plus récente (août 2003). On a jugé possible, pour la modélisation, de considérer que les superficies glaciaires des divers bassins variaient peu durant toute la période de calibration... Mais cette hypothèse n'est admissible que pour de courtes périodes de temps. Une période de validité portant sur les 12 années antérieures a été considérée comme un maximum pour l'image utilisée.

3.3.1 La Zone Sud de la Cordillère Blanche

Le groupe est formé par 5 sous-bassins versants (Los Cedros, Colcas, Parón, Artesón et Llanganuco) qui sont tous situés au nord de Llanganuco. Dans une première étape on va tester les deux modèles sur le bassin d'Artesón et de Parón.

3.3.1.1 Le cas d'Artesón et de Parón

Les sous-bassins versants d'Artesón et de Parón forment un ensemble (80°59' S, 77°41' O) où le plus petit bassin d'Artesón, à l'amont, se trouve englobé dans celui plus grand de Parón, à l'aval. Le bassin global de Parón a 47,4 km² de surface, dont 20,7 km² sont glaciaires. Dans le système constitué par ce bassin (figure 3.7) se trouvent deux lacs, d'abord celui d'Artesón avec une surface moyenne de 0,6 km², puis celui de Parón avec une surface qui change assez considérablement en fonction du niveau du lac lui-même. Une différence notable entre les lacs Parón et Artesón porte sur la nature de leur déversoirs : le lac Artesón dispose d'un déversoir naturel équipé d'un déversoir mixte (triangulaire, puis rectangulaire) pour les besoins de la station hydrologique installée, par contre le lac Parón, qui n'avait pas de déversoir naturel, mais évacuait ses eaux par des infiltrations à travers la moraine-barrage, a été équipé d'un tunnel d'évacuation et d'une vanne qui contrôle de manière artificielle le débit de sortie, utilisé en aval pour produire de l'énergie électrique. Le lac Parón, après l'installation d'une première station hydrologique en 1953, fut l'objet de toute une série de transformations qui seront détaillées par la suite.

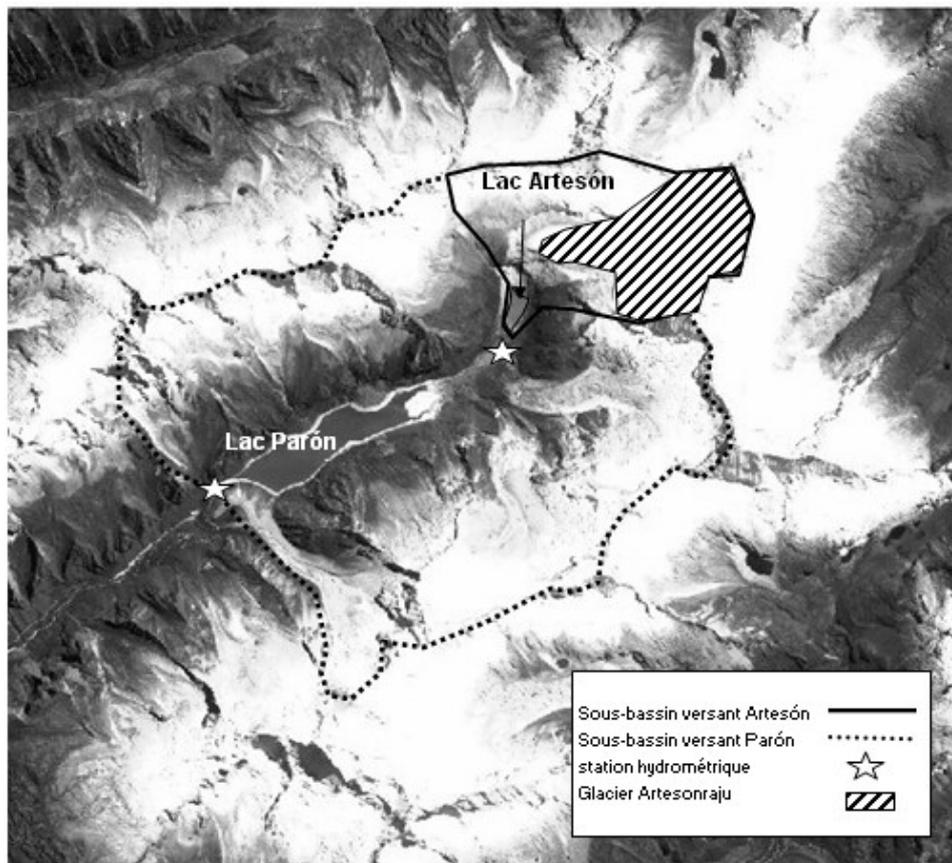


Figure 3. 7 Sous-bassins versants de Parón et Artesón et leurs stations hydrométriques.

Une première étape de la modélisation concerne les variables principales du modèle que sont la température et la précipitation. On a utilisé l'information climatique disponible, par discrétisation spatiale, pour calculer la température moyenne de l'air sur la zone contributive du glacier et la pluie moyenne sur les surfaces contributives des zones glaciaire et non glaciaire. Cette spatialisation correspond au deuxième niveau de spatialisation du modèle.

D'abord, concernant la précipitation, la bonne corrélation ($R^2=0.90$) au pas de temps mensuel qui a été trouvée entre la précipitation observée à la station de Parón (4200 mètres) et au glacier d'Artesónraju (4980 mètres, figure 3.8) a permis son extrapolation entre les bandes d'altitude. Chaque bande d'altitude s'étale sur 400 m de dénivelée, et concerne à la fois la zone glaciaire et la zone non glaciaire.

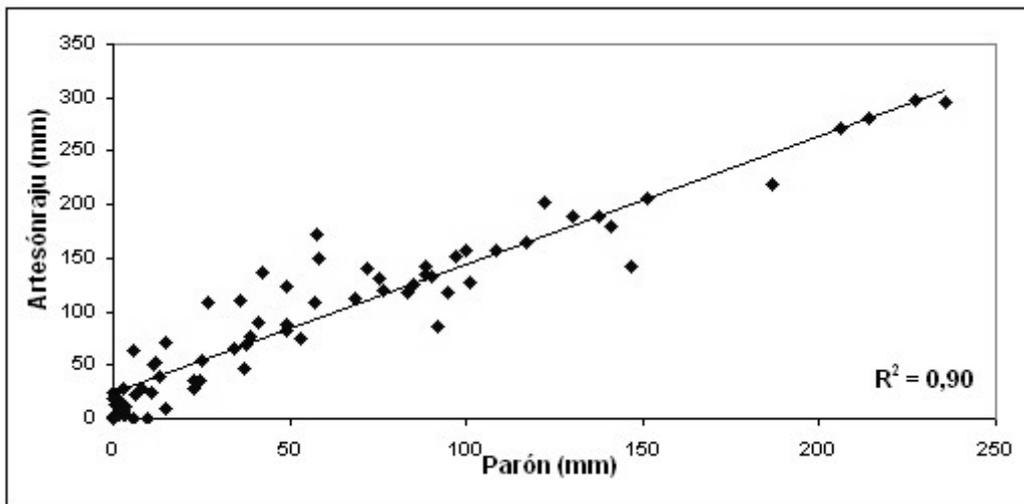


Figure 3. 8 Précipitation de la station de Parón (4200 mètres) vs la station du glacier Artesónraju (4980 mètres).

La précipitation totale sur une zone contributive est représentée par l'équation suivante :

$$PPS = \frac{\sum_{i=1}^n (PPi \cdot ai)}{n}$$

Où PP_s (mm/mois) est la précipitation sur la zone contributive glaciaire ou non glaciaire ; PP_i (mm/mois) est la précipitation sur l'élévation de la bande d'altitude i ; ai (m^2) est l'aire de la bande d'altitude i ; n est le nombre de bandes d'altitude. Sur la figure 3.9 on peut voir la distribution par bandes d'altitude de la surface glaciaire et non glaciaire des 11 sous-bassins versants étudiés. Ces bandes ont été calculées à partir de l'image SPOT 5 avec un modèle numérique de terrain (MNT) de l'Institut Géographique du Pérou (IGP) avec une résolution de 200 mètres.

Concernant la température, les informations de la station de Parón et du glacier Artesónraju ont été employées. Une interpolation entre les deux stations nous a permis de calculer le gradient altitudinal de la température, en supposant un environnement climatique similaire. Plusieurs auteurs utilisent pour ce gradient altitudinal la valeur moyenne de $0.6^\circ C/100 m$ (Francou, 1993 (Andes) ; Shaefli, 2005(Alpes)). Avec les données de température disponibles depuis 2000, nous avons pu définir : 1) un gradient de température pour chaque période saisonnière : humide (novembre, décembre, janvier, février et mars), sèche (mai, juin, juillet et août), et transitoire (avril, septembre et octobre), et 2) pendant l'année hydrologique en totalité. Le tableau 3.2 récapitule les valeurs obtenues.

	humide	sèche	transition	année hydro
Gradient ($^\circ C/100 m$)	0.54	0.49	0.53	0.52

Tableau 3. 2 Gradients altitudinaux de températures obtenus entre la station de Parón et glacier Artesónraju pour chaque période saisonnière et l'année hydrologique.

L'évapotranspiration a été considérée comme une valeur unique pour la zone contributive entière. Une méthode de Penman modifiée par García a été employée pour l'estimer. Cette méthode a été spécialement développée pour être employée dans les Andes péruviennes et a été calibrée pour le bassin du Río Santa par Tarazona (2005).

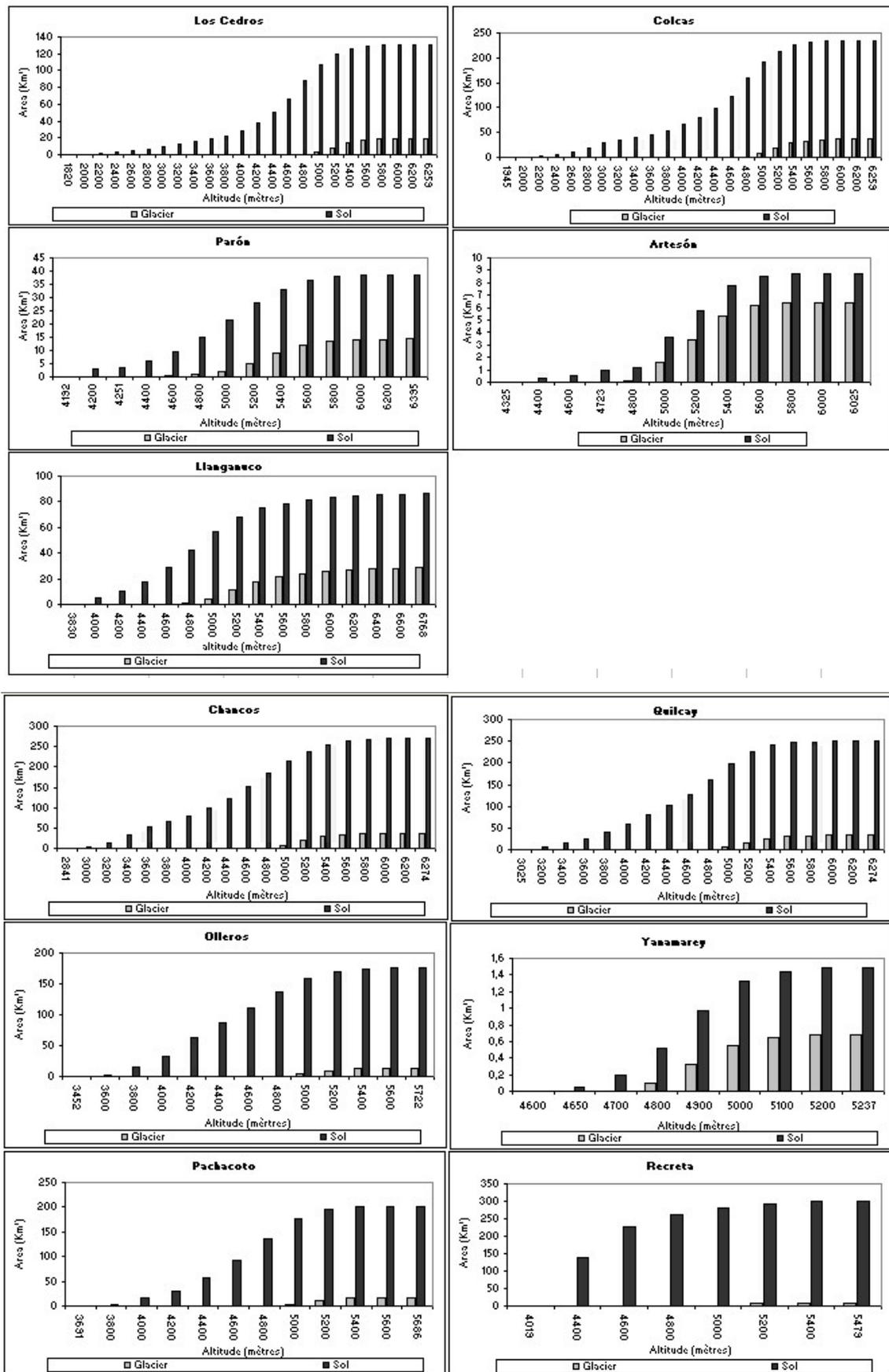


Figure 3. 9 Bandes d'altitude pour les surfaces glaciaires et non glaciaires des 11 sous-bassins versants étudiés.

Les deux modèles ont été appliqués, dans une première étape, au bassin d'Artesón, avec une série de données commençant en septembre 2000 et finissant en août 2005. Nous avons fait 12 essais sur ce sous-bassin versant, en recherchant les paramètres qui reproduisaient le mieux les débits observés à l'exutoire. Les 12 essais ont été divisés en deux groupes de six essais : (A) la situation de la ligne qui sépare la ZC de la ZNC a été modifiée pour chaque saison (humide, sèche et de transition) ; (B) la situation de la ligne qui sépare la ZC de la ZNC reste inchangée pendant l'année entière, mais change d'une année à une autre. Dans chacun des 2 groupes précédents, trois essais (01-03 et 07-09) font appel au modèle GR1M et les trois autres (04-06 et 10-12) au modèle GR2M. Pour chaque groupe, les quatre essais ont été divisés en deux périodes (septembre 2000-Février 2003 et mars 2003-Août 2005) pour calibrer et valider le modèle. Dans les deux essais restants, la période entière a été utilisée seulement pour le calage dans un objectif de comparaison. Sur la figure 3.10, figure une représentation graphique de ces opérations.

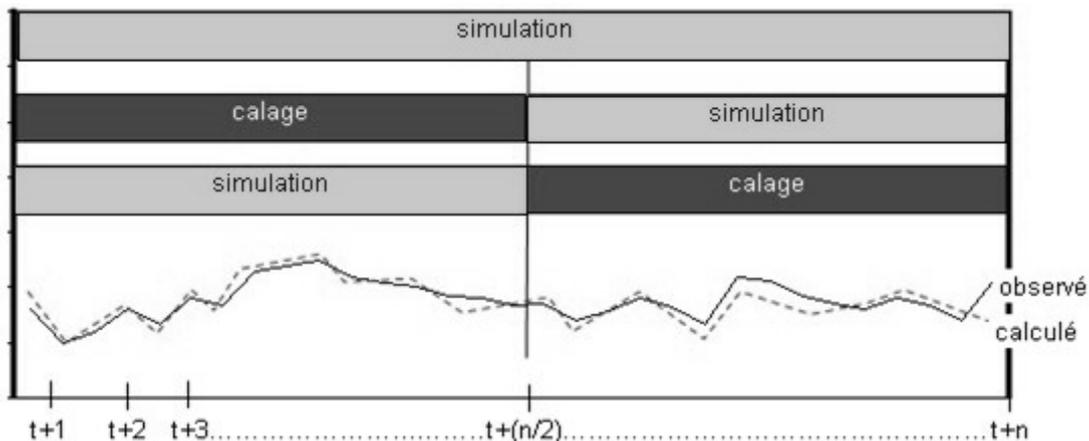


Figure 3. 10 séparation des séries simulées et observées pour la calibration et validation où « n » représente le nombre total d'observations et « t » la date de début de la série observée.

Les résultats de chaque essai sont présentés dans les tableaux 3.3 et 3.4. Dans une première étape, on a utilisé le critère de Nash et celui du bilan pour mesurer l'efficacité de notre modèle. Les valeurs des paramètres respectifs obtenus pour tous les essais sont rassemblées dans le tableau 3.5.

Les groupes A et B fournissent des résultats semblables pour ce qui est des deux critères (tableau 3.5). Aucune explication physique des différences n'émerge de ces résultats et le

phénomène d'équifinalité (Beven et al, 2001) des jeux de paramètres est probablement la principale explication ; c'est la raison pour laquelle nous ne tentons pas d'analyse détaillée.

Tableau 3. 3 Résultats pour les essais du groupe A.

Groupe	A	Annuel		Saison		Saison	
				Septembre 2000–Février 2003		Mars 2003–Août 2005	
cours		Nash	Bilan	Nash	Bilan	Nash	Bilan
GR1M	01	0.79 c	1.0 c	-	-	-	-
	02	-	-	0.80 c	1.0 c	0.73 v	1.17 v
	03	-	-	0.66 v	0.830 v	0.83 c	1.01 c
GR2M	04	0.80c	1.0 c	-	-	-	-
	05	-	-	0.82 c	0.99 c	0.74 v	1.16 v
	06	-	-	0.72 v	0.87 v	0.84 c	1.00 c

c, calibration; v, validation.

Tableau 3. 4 Résultats pour les essais du groupe B.

Groupe	B	Annuel		Saison		Saison	
				Septembre 2000–Février 2003		Mars 2003–Août 2005	
cours		Nash	Bilan	Nash	Bilan	Nash	Bilan
GR1M	07	0.76 c	0.99 c	-	-	-	-
	08	-	-	0.77 c	0.95 c	0.73 v	1.09 v
	09	-	-	0.71 v	0.77 v	0.88 c	0.99 c
GR2M	10	0.76 c	1.00 c	-	-	-	-
	11	-	-	0.78 c	0.98 c	0.69 v	1.12 v
	12	-	-	0.73 v	0.94 v	0.78 c	0.99 c

c, calibration; v, validation.

Tableau 3. 5 Valeurs des paramètres de calage

Essais	T (°C)	KI	M_{ice} (mm/°C)	K_{apa} (mm)	XI
01	1.48	1.03	290	430	-
02	1.46	0.93	320	500	-
03	1.67	1.25	310	400	-
04	1.55	1.07	300	240	0.40
05	1.42	0.93	305	250	0.20
06	1.60	1.30	285	250	0.40
07	1.52	0.55	325	500	-
08	1.50	0.70	330	500	-
09	1.52	0.50	300	500	-
10	1.50	0.60	300	300	0.38
11	1.45	0.76	320	300	0.29
12	1.65	0.55	325	250	0.55

T : température de la ligne de séparation entre ZC et ZNC; M_{ice} : écoulement spécifique du glacier; KI et XI : paramètres du GR1M et GR2M; K_{apa} : capacité du contenu en eau du sol des modèles.

L'observation des résultats montre que pour le coefficient de Nash les valeurs s'étendent entre [0.84 ; 0.72] et [0.71 ; 0.88] pour les groupes A et B respectivement. Dans le cas du critère de bilan de masse, noté « bilan » dans les tableaux, les valeurs s'étendent de [0.84 ; 1.17] et [0.77 ; 1.12] pour les groupes A et B respectivement. En général, les valeurs des coefficients de Nash et du bilan sont élevées, mais il reste difficile de décider quel modèle est le plus efficace, puisque ces résultats sont voisins. Pour comparer les qualités d'ajustement des différents modèles, nous avons construit un diagramme cartésien où l'axe des X représente les valeurs du coefficient de Nash et les valeurs sur l'axe des Y représentent le bilan de masse. Le point de qualité d'efficacité maximale correspond aux valeurs : Nash = 1, Bilan = 1. La distance la plus courte entre ce point et les points représentatifs de chaque essai désigne l'essai correspondant au modèle le plus efficace. Sur la figure 3.11, l'efficacité maximum (1.0 ; 1.0) est représentée par un cercle noir, alors que les losanges correspondent aux calages des modèles et les carrés aux validations de ces modèles.

L'application du modèle à 2 paramètres dans la zone non englacé soulève quelques doutes, concernant le paramètre XI . La correction des précipitations et de l'évapotranspiration atteint 55%, alors qu'il a été choisi en fonction de résultats mieux optimisés. Une analyse postérieure de sensibilité peut déterminer l'importance de ce paramètre dans le modèle.

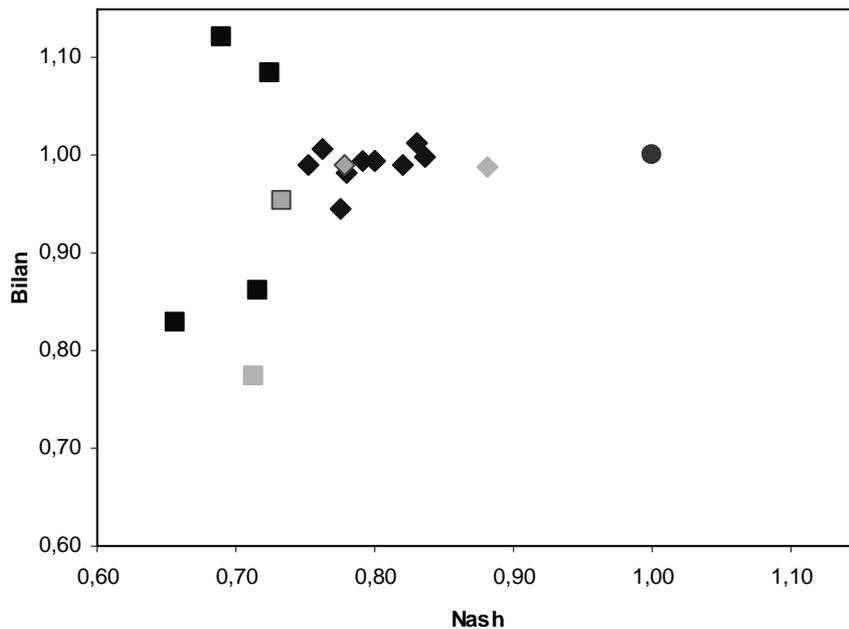


Figure 3. 11 : critère de Nash vs critère de bilan de masse. Le cercle noir correspond au maximum efficacité ; les losanges correspondent aux calages et les carrés aux validations du modèle. Les valeurs de l'essai 09 sont présentées avec la couleur grise (la meilleure valeur pour le calibrage) et l'essai 12 avec la couleur grise entourée de noir (la meilleure valeur pour la validation). Ce dernier essai correspond à la distance minimale entre le calibrage et la validation.

Le tableau 3.6 présente les distances de chacun de ces points au point optimal. On peut en conclure que pour le groupe A, les essais 03 et 06 ont conduits aux meilleurs paramètres de calage, de même que les essais 09 et 12 pour le groupe B. En analysant seulement les valeurs de calibrage, on peut observer que l'essai 09 du groupe B conduit au meilleur résultat. Pour les validations, c'est l'essai 12 qui conduit au meilleur résultat et son calibrage est tout à fait comparable à celui du meilleur essai 09. Puisque les essais 09 et 12 appartiennent au groupe B, on peut en conclure que les essais employant un gradient annuel unique (au lieu de gradients saisonniers individualisés) ne compromettent pas l'efficacité de la simulation. Cela montre également que l'emploi de la version à deux paramètres de GRM dans la zone non glaciaire est préférable. En conclusion, on a donc retenu l'essai 12 pour tout notre travail, à cause de sa faible dispersion dans le tableau 3.6.

Sur la figure 3.12 les résultats de l'essai 12 sont comparés aux débits mesurés du lac Artesón.

Tableau 3. 6 Distance de chaque essai au point optimal, et écart type correspondant. Les meilleures valeurs sont dans les cellules en gras.

Course	<i>calage</i>	<i>Validation</i>	σ
01	0.21		
02	0.20	0.32	0.08
03	0.17	0.38	0.15
04	0.20		
05	0.18	0.30	0.09
06	0.16	0.32	0.11
07	0.25		
08	0.23	0.29	0.04
09	0.12	0.37	0.17
10	0.24		
11	0.22	0.33	0.08
12	0.22	0.27	0.03

σ : écart type

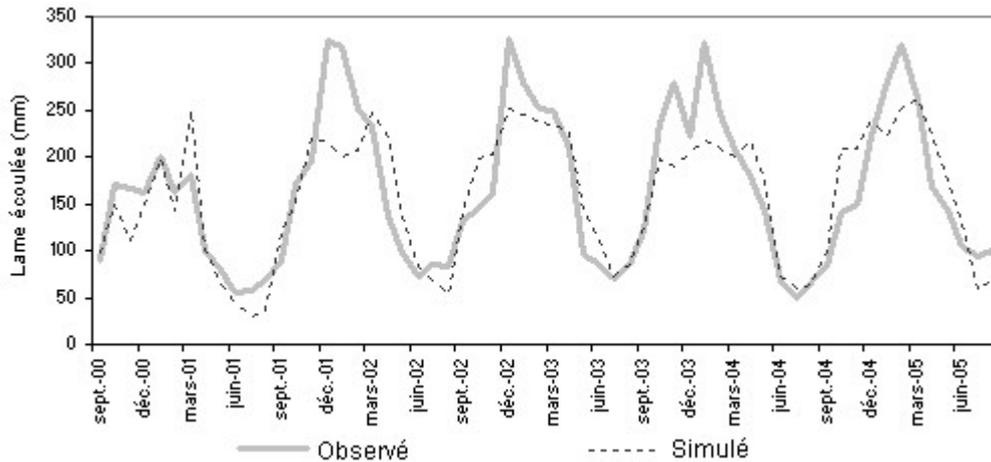


Figure 3. 12 Valeurs simulés de la lame écoulee du Lac Artesón en comparaison avec les valeurs observées.

La figure 3.13 montre le résultat de l'essai 12 (en valeurs normalisées) pour les variables suivantes : débits simulé et observé à la sortie du lac Artesón, température mesurée sur le glacier Artesónraju (4980 m ASL) et précipitation pour le lac Artesón (précipitations moyennes sur la ZC, sous la ligne déterminée par la valeur de Tcalibration). Le débit mensuel observé à l'exutoire du lac Artesón est assez comparable à la courbe de la température, au contraire du débit simulé dont les crêtes ne suivent pas très bien celles des températures. Ceci peut être attribué principalement à la distribution temporelle des précipitations, qui n'est pas bien représentée par des valeurs mensuelles. En outre, il est important de noter que pendant l'année hydrologique 2000-2001, les débits ont été inférieurs à ceux des autres années étudiées. C'est dû aux températures plus basses générées par un événement La Niña (Favier et al, 2004) et par l'altitude inférieure de la ligne de découpe séparant la zone de contribution de la

zone de non contribution. Enfin, on peut dire que le modèle s'appuie principalement sur les températures et conserve une distribution ZC/ZNC constante sur toute l'année.

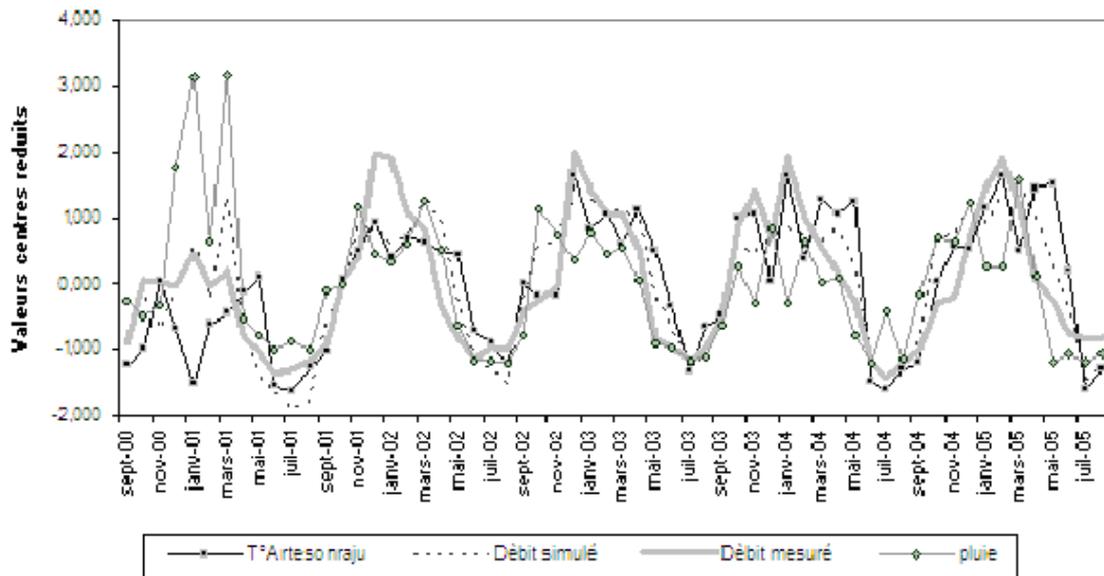


Figure 3. 13 Résultats de l'essai 12. Comparaison des valeurs normalisées pour les variables suivantes : débit simulé et observé à l'exutoire, température mesurée sur le glacier d'Artesón (4980 mètres) et précipitation pour le lac Artesón (précipitations moyennes sur la ZC, sous la ligne déterminée par la valeur de Tcalibration).

Pour pouvoir prendre en compte la série entière des débits (commençant en novembre 2000) et des niveaux (commençant en août 1992) du bassin versant du lac Parón, nous avons dû reconstituer la série des débits à l'exutoire du lac Artesón depuis l'année hydrologique 1992-1993 jusqu'à 2000-2001. La reconstruction de ces débits est montrée sur la figure 3.14. Dans cette reconstruction, il faut noter l'année hydrologique 1997-1998, où s'observe une augmentation significative du débit. Cette augmentation, liée au phénomène El Niño, est due à l'augmentation concomitante de la température de l'air pour les régions tropicales élevées de montagne (Vuille et Bradley, 2000 ; Sobel et al, 2002). Cette augmentation de la température a pour conséquence une remontée significative de la position de la ligne qui sépare la ZC de la ZNC, soit une plus grande surface de fonte du glacier.

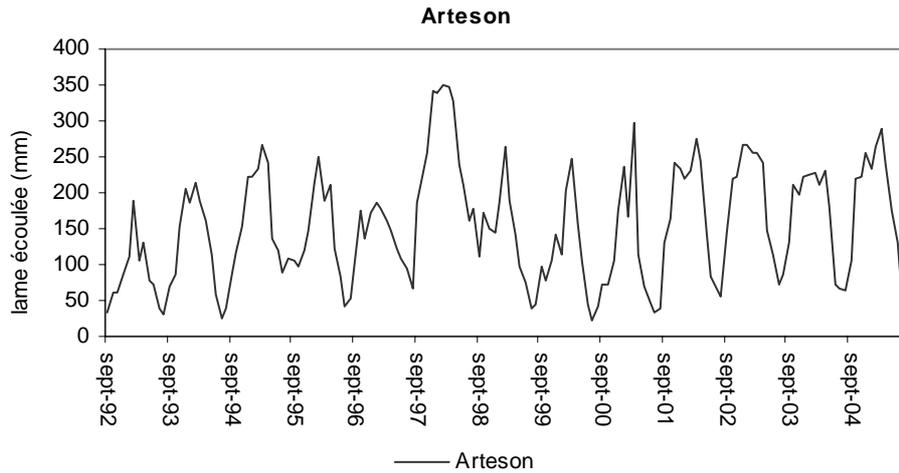


Figure 3. 14 lames écoulée à l'exutoire du Lac Artesón, reconstituée par le modelé GR2M, avec $T_{\text{calibration}}$ constant durant toute l'année.

Afin d'appliquer la même approche à la modélisation des débits du lac Parón, qui inclut le sous-bassin versant d'Artesón, nous utilisons la méthode la plus simple, avec $T_{\text{calibration}}$ constant sur l'année (groupe B), et la version GR2M du modèle.

Avant de poursuivre l'étude du sous-bassin versant de Parón, il est nécessaire de donner quelques précisions sur l'histoire de ce lac :

- Fonctionnement « naturel » jusqu'à la fin des années 60 : les écoulements naturels sont des infiltrations au travers de la moraine à l'origine du lac.

- Au début de l'année 1968, ont commencé des travaux d'aménagement destinés à prévenir un éventuel débordement : construction d'un canal déversoir bétonné à la cote 4198 m, puis d'un siphon métallique ; ni l'un ni l'autre de ces aménagements n'ont jamais fonctionné .

- En 1970 un tunnel de 1157 mètres a été percé en rive droite du Lac Parón dans la granodiorite du batholite afin d'abaisser le niveau du lac et ainsi de contrôler son débordement en cas d'éboulement ; le tunnel a été achevé à la fin de l'année 1972.

- En 1980, l'Entreprise de Production Electrique du Pérou (ELECTROPERU) qui utilise l'eau du lac Parón pour alimenter l'usine de Huayanca sur le río Santa a entrepris de nouveaux travaux en deux étapes. La première étape consiste à percer un

nouveau tunnel, et la seconde étape à aménager une chambre de sondage de grande dimension forée au fond du tunnel, puis à perforer 2 mini tunnels de 0.5 mètres de diamètre jusqu'au lac. Ainsi, une connexion provisoire permettait une première vidange du lac à une cote d'environ 50 mètres au-dessous du niveau naturel (4200 m).

- Les travaux commencent en 1983. La vidange commence début 1984, mais est vite interrompue suite à un éboulement dans le tunnel. Des travaux de réfection du tunnel sont réalisés d'octobre à décembre 1984.

- Une nouvelle vidange est entreprise en février 1985 après une inspection qui montre le mauvais état et le mauvais fonctionnement des vannes qui ne s'ouvrent que difficilement avec des outils hydrauliques et pas manuellement, le tout dans des conditions assez dantesques puisque des ingénieurs accédant à la chambre des vannes par le tunnel y furent retenus prisonniers lorsqu'il fut impossible de fermer complètement les vannes....

- En septembre 1986 la vidange est terminée au niveau le plus bas attendu, à la cote 4154.238 mètres. Le rabattement du niveau du lac a été accompagné par le suivi d'un dispositif complexe de balises et de piézomètres sur la digue morainique naturelle, qui s'affaissa de plus d'un mètre en certains endroits.

- Fin 1987, une troisième phase de construction d'une vanne définitive hors d'eau est élaborée. Les caractéristiques de l'installation résultante sont : 4185 m pour l'altitude maximale « recommandée » du lac, avec possibilité « exceptionnelle » d'aller jusqu'à à 4190 mètres ; prise d'eau à 4155 mètres ; volume « mort » de 14 Mm³.

- Les travaux sont finalement conduits de 1990 à fin 1991, date de la réception de l'ouvrage. Après une phase d'essais début 1992 avec des remplissages alternant avec quelques lâchures, une véritable gestion de la retenue, consistant dans un soutien important des étiages du cours d'eau aval, commence en 1992.

- Aujourd'hui, il subsiste des problèmes avec la vanne : lorsque les indicateurs indiquent une fermeture totale, on observe dans la réalité des écoulements dans le

tunnel, sans pouvoir exactement déterminer si la part de ces écoulements provient de fuites au niveau de la vanne, ou d'arrivées d'eau dans le tunnel.

Ainsi, les débits observés à la sortie du tunnel de Parón sont commandés par un ouvrage mécanique parfois en panne. En conséquence, afin de reconstruire les entrées observées du lac Parón, ainsi que les débits à l'exutoire du tunnel, à partir de septembre 1992, les observations suivantes ont été prises en considération :

- (a) les niveaux d'eau du lac depuis septembre 1992;
- (b) les valeurs de l'ouverture de la vanne, notées par l'opérateur, depuis septembre 2000;
- (c) le bilan entre précipitation et évaporation au-dessus du lac ;
- (d) les mesures des débits à la sortie du tunnel pour calibrer le dispositif entier.

Cette analyse conduit à l'équation suivante pour déterminer le débit de sortie, avec un coefficient de corrélation satisfaisant ($r^2 = 0.82$) :

$$Q_r = -0.70 \times V + 1.29$$

où : Q_r est le débit normal mensuel entrant en moyenne dans le lac Parón, reconstitué à partir des variations mensuelles, en m^3/s ; V , les variations du volume du lac Parón, en m^3/s , à l'exclusion du cas où le niveau du lac serait au-dessous du niveau de prise.

Si on compare les débits reconstruits et les débits simulés entrant dans le lac Parón, les valeurs des critères sont tout à fait bonnes : Nash=0.80 et bilan=0.91, au cours de la période de novembre 2000 à août 2005, et respectivement 0.87 et 1.08 pour la période de septembre 1992 à août 2005.

Sur la figure 3.14, on compare les deux courbes des débits mensuels reconstitués et observés, pendant la période de septembre 1992 à août 2005. Une lacune est à noter entre juillet et octobre 2000, provoquée par des anomalies et des données de niveaux d'eau du lac absentes dans le livre des opérations de la compagnie de Duke Energy. On notera que les valeurs

maximales simulées sont toujours plus hautes que les valeurs mesurées, ce qui provient probablement du problème de fuites de la vannes et/ou d'infiltrations dans le tunnel, les uns et les autres impossibles à réparer pratiquement.

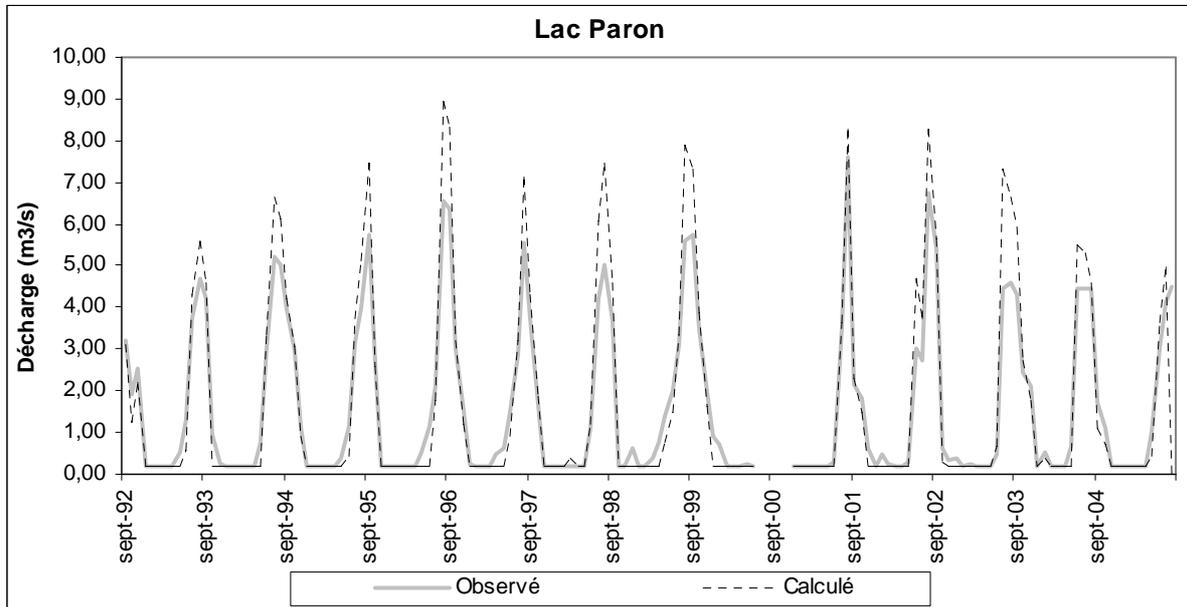


Figure 3. 15 Débits observé et simulé à l'exutoire du Lac Parón. La simulation a été faite avec les paramètres obtenus avec l'essai 12 de la modélisation du sous-bassin versant Artesón.

En conclusion, après avoir extrapolé de façon satisfaisante au cas de Parón le modèle utilisant une température de calibration pour séparer la zone d'étude en deux parties (ZC et ZNC), c'est-à-dire considérer une zone contribuant au débit à partir de la précipitation liquide et de la fusion glaciaire, il est envisageable d'utiliser cette même méthodologie pour évaluer les apports des autres sous-bassins versants. On utilisera comme modèle général une température annuelle constante, mais variable d'une année à une autre, qui détermine la séparation entre la ZC de la ZNC. Pour la zone non glaciaire, le modèle GR2M fournit les résultats optimaux.

3.3.1.2 Autres sous-bassins versants

Dans la zone nord restent encore 3 sous-bassins versants à évaluer : Los Cedros, Colcas et Llanganuco. Ces bassins, bien que se trouvant dans le même groupe, présentent certaines différences entre eux. Ces différences portent sur l'information disponible, mais aussi sur les altitudes maximales de chaque sous-bassin versant voisin. Ces différences sont déterminantes dès lors qu'il s'agit de les modéliser.

Pour une meilleure compréhension des valeurs des indices mesurant l'efficacité du modèle, on retient en premier les meilleurs paramètres de calibrage du modèle pour chaque sous-bassin versant. Dans le tableau 3.7, on montre les meilleures valeurs des critères obtenues pour ces 3 sous-bassins versants, comparées à celles d'Artesón. Les valeurs de Parón ne figurent pas, puisqu'elles ne sont qu'une extrapolation de celles d'Artesón. Sur le tableau 3.8, sont fournis les paramètres de calage correspondant à ces critères pour chaque sous-bassin versant.

Tableau 3. 7 Valeurs des indices d'efficacité du modèle pour la zone Nord de la Cordillère Blanche.

	Calibration				Validation			
	Nash	Bilan	r ²	Date	Nash	Bilan	r ²	Date
Los Cedros	0,43	0,97	0,42	Sep91-Août94	0,34	1,19	0,48	Sep94-Août97
Colcas	0,69	0,97	0,63	Sep91-Fev95	0,69	1,16	0,85	Mar95-Aot98
Artesón	0,78	0,99	0,69	Sep00-Fev03	0,72	0,99	0,74	Mar03-Août05
Llanganuco	0,64	0,96	0,70	Sep55- Août76	0,75	1,08	0,77	Sep76-Août97

Tableau 3. 8 Valeurs des paramètres de calage les meilleurs pour la zone Nord de la cordillère Blanche

BV	T	KI	M _{ice}	K _{apa}	XI
	(°C)		(mm/°C)	(mm)	
Los Cedros	0,1	0,5	450	100	0,1
Colcas	0,25	0,5	440	200	0,3
Artesón	1,65	0,55	325	250	0,55
Llanganuco	0,2	0,9	230	320	0,30

T: température de la ligne de séparation de la ZC et de la ZNC; M_{ice}: écoulement spécifique du glacier; KI et XI: paramètres du GR1M et GR2M; K_{apa}: capacité du contenu en eau du sol des modèles.

En première analyse du tableau 3.7, on observera que les sous-bassins versants présentant la meilleure efficacité sont ceux qui ont la plus grande couverture glaciaire (Llanganuco et Artesón). Sur le tableau 3.8, on observe une différence très marquée entre les paramètres T et Kapa des différents sous-bassins versants. Les valeurs du Mice restent assez proches entre elles, dans des marges de valeurs acceptables. Pour le cas de la température (T), on peut noter que les valeurs les plus élevées correspondent aux sous-bassins versant avec la plus grande couverture glaciaire. Pour Kapa, les valeurs présentent le même comportement que pour (T), mais cela ne signifie pas qu'il y ait une relation entre ces paramètres.

Pour mieux comprendre les valeurs de ces tableaux (3.7 et 3.8), il convient d'analyser individuellement chaque sous-bassin versant. Los Cedros est le sous-bassin versant le plus au nord de son groupe. La série d'étude est comprise entre septembre 91 et août 97 (Los Cedros et Colcas ont des séries historiques de débit plus longues, mais il est difficile de les exploiter, faute d'information cartographique précise). Ce sous-bassin versant présente des valeurs d'efficacité plus faibles que celles des autres bassins. Sur la figure 3.16, nous pouvons voir que les débits simulés sont légèrement inférieurs à ceux observés au début, puis légèrement supérieurs à la fin de la série. C'est principalement notable durant l'année 1993 (160 mm). Ces différences peuvent être expliquées par une déficience de l'information pluviométrique, car le bassin ne possède pas de pluviomètre et les données utilisées proviennent de la station du lac Parón. On peut penser que les précipitations venant de la région amazonienne sont plus abondantes à Los Cedros, puisque les montagnes qui le séparent du bassin Atlantique sont moins élevées qu'à Parón où l'altitude des crêtes culmine en moyenne à 5600 mètres. Cette hypothèse reste toutefois à démontrer avec l'installation de pluviomètres sur chaque sous-bassin versant.

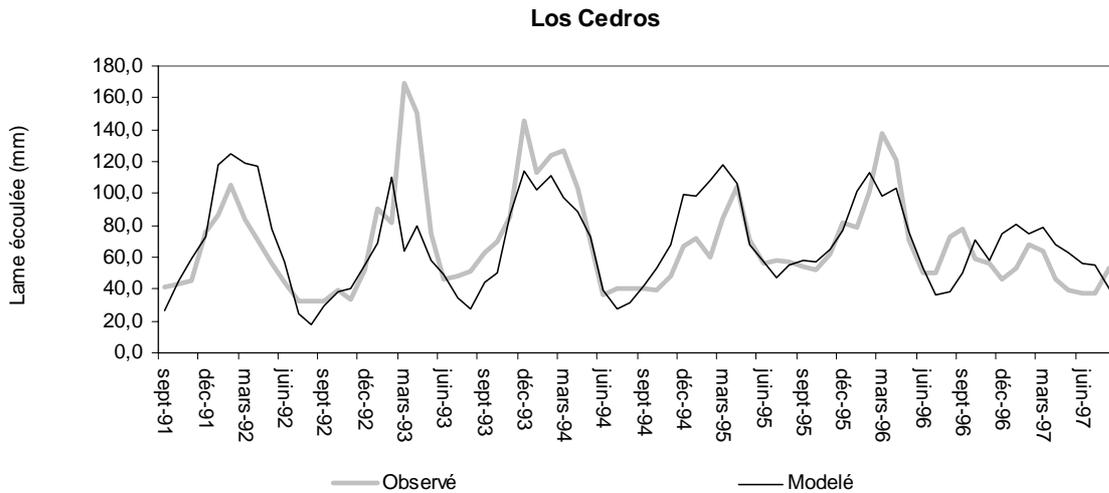


Figure 3. 16 Lames écoulées, simulées et observées du sous-bassin Los Cedros.

Dans le cas du sous-bassin versant de Colcas, la série observée va de septembre 91 jusqu'à août 98. Ici, il peut être observé que les valeurs de l'efficience du modèle sont meilleures (tableau 3.7) qu'à Los Cedros. Une importante caractéristique de l'analyse de ce sous-bassin versant est que sa période d'étude couvre l'été 1998 concerné par le phénomène El Niño. Pendant cette période, les précipitations, comme le débit glaciaire, ont été plus élevées. C'est pourquoi on observe des valeurs élevées du bilan en validation. Dans ce bassin, les données de précipitation utilisées sont aussi celles de Parón. Sur la figure 3.17, nous pouvons observer la comparaison entre les lames simulée et observée de ce sous-bassin versant. Nous pouvons noter qu'en mars 1998 la lame observée présente un fort accroissement dû à El Niño, alors que la lame simulée ne peut pas bien la représenter. Ceci pourrait avoir deux explications : d'une part, les données de précipitation observées à Parón ne représentent pas correctement la pluie de cette période ; d'autre part, pendant les très fortes crues, les débits sont très turbulents et leur évaluation est erronée. En 1993, nous avons le même problème que pour Los Cedros, le débit observé (< 150 mm) est significativement plus grand que le débit simulé. Ceci indiquerait que cette année-là la précipitation a été significativement plus élevée dans ces 2 sous-bassins versants par référence à celui de Parón. On pourrait interpréter cela en constatant que géographiquement Colcas est une transition entre Los Cedros et Parón, à la fois du point de vue orographique et pluviométrique.

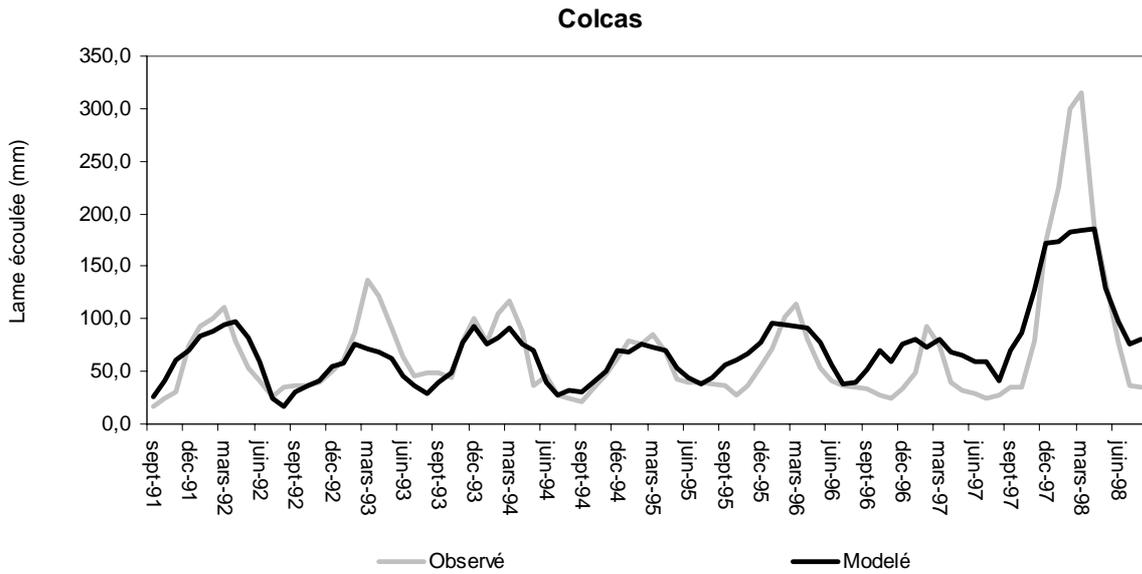


Figure 3. 17 Lames écoulées observées et simulées du sous-bassin versant de Colcas.

Dans le cas du sous-bassin versant de Llanganuco, la situation est un peu différente. Ce bassin a une couverture glaciaire (33%) plus importante que Los Cedros et Colcas. Ses données pluviométriques propres sont celles de la station située à l'exutoire de ce sous-bassin versant. Avec l'utilisation de la carte de 1/100000 de 1991 (Ames, 2000) et la carte nationale de 1970 on a pu reconstituer les surfaces glaciaires jusqu'à 1970 pour profiter d'une série de données hydrométriques plus longue (septembre 1955 à novembre 1997). Une autre différence observée pour le bassin de Llanganuco concerne l'année 1993. Contrairement aux sous-bassins de Los Cedros et de Colcas, les lames écoulées observées n'ont pas présenté une augmentation significative (figure 3.18). Ceci est sans doute dû au fait que l'on dispose à Llanganuco de données de pluie mesurées localement et que la précipitation n'y est pas aussi importante que dans les deux autres sous-bassins. Ce sous bassin versant présente les sommets les plus hauts de la Cordillère Blanche, avec en particulier le Huascarán (6768 mètres). Les valeurs de Nash (0.64 ; 0,75) obtenues par la modélisation sont bonnes. Le 0.64 de Nash pour la validation est dû à une extrapolation de la surface glacier sur la période qui va de 1970 jusqu'à 1954. Les valeurs du bilan (0.96 ; 1.08), comme le R^2 (0.70 ; 0.77) confirment que le modèle est acceptable pour ce sous-bassin versant. La figure 3.18 présente les lames écoulées simulées et observées.

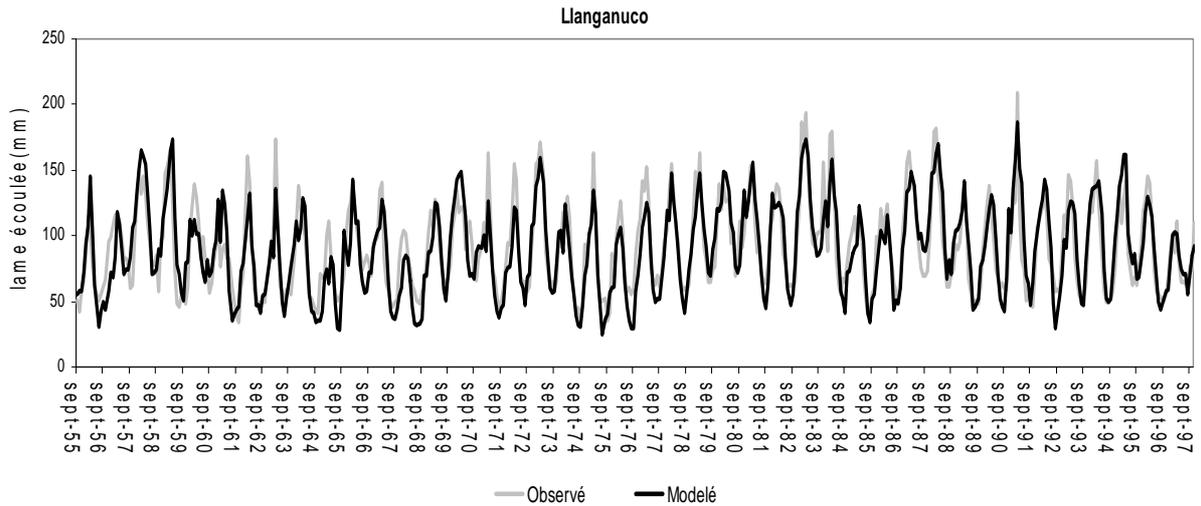


Figure 3. 18 Lames écoulées observée et simulée du sous-bassin versant de Llanganuco

En résumé, pour le groupe de la zone nord de la Cordillère Blanche, les simulations sont acceptables. Les principaux problèmes concernent les bassins de Los Cedros et Colcas, et sont liés à l'indisponibilité des données de pluie, entraînant le recours à celles du sous-bassin de Parón et bien qu'étant dans le même groupe pluviométrique, ces dernières présentent sans doute des différences notables avec la précipitation réelle des sous-bassins versants concernés.

3.3.2 La zone Sud de la Cordillère Blanche

Ce groupe est formé par les sous-bassins versants de : Chancos, Quilcay, Olleros, Yanamarey, Pachacoto et Recreta. La partie nord de ce groupe se caractérise par le manque de stations pluviométriques. Dans les sous-bassins, on ne trouve que des stations de Querococha (4087 mètres) et de Cahuish (4550 mètres). Les autres stations disponibles se trouvent généralement dans le fond de la vallée du Río Santa, où la précipitation provient de l'humidité qui entre par la partie la plus basse de la cordillère, entre les sous-bassins de Querococha et de Pachacoto. Ces stations de vallée ne peuvent pas être considérées comme représentatives.

Par conséquent, on ne peut utiliser que la précipitation de la station de Querococha pour modéliser les sous-bassins de Chancos, Quilcay, Olleros et Querococha. Pour les sous-bassins de Pachacoto et de Recreta, on dispose d'informations propres.

De tous ces sous-bassins, celui qui dispose de la plus grande quantité d'information est celui de Yanamarey, puisqu'il possède une information hydrologique dans la zone glaciaire. Bien que de faible durée, elle servira dans une première évaluation à vérifier si le modèle calé pour la zone nord de la Cordillère Blanche peut correctement opérer dans sa partie sud.

Il est important de dire que si la paramétrisation est modifiée, le concept reste inchangé ; mais une nouvelle évaluation permet de le confirmer.

3.3.2.1 Le sous-bassin versant de Yanamarey.

Ce sous-bassin versant de 1.48 km² de surface possède 0.67 km² de glaciers. Il dispose d'un lac très proche du glacier, ce qui permet d'avoir une bonne mesure de l'apport glaciaire. La série hydrologique est réduite, de janvier 2002 à mars 2005. Pour cette raison, la série permet seulement d'effectuer un calage, sans validation. Le glacier lui-même a été l'objet d'un important suivi dès l'année 1981 (Amez et Hastenrath, 1996), et le retrait du front du glacier a été suivi jusqu'à aujourd'hui. L'information climatique (température) sur le glacier est, par contre, limitée (janvier 2002 à mars 2005) ; mais bien que courte, cette série peut être comparée avec les données des réanalyses, les températures du glacier Artesónraju et celles

du glacier Uruashraju (4688 mètres, sur le sous-bassin versant de Quilcay). La corrélation avec les données des réanalyses est très acceptable ($r^2=0.72$), ainsi que celle avec Artesónraju ($r^2=0.82$) et avec Uruashraju ($r^2=0.96$). Ceci nous indique que le gradient annuel obtenu dans le sous-bassin versant d'Artesón (0.52 °C/100 mètres) peut être utilisé pour ce sous-bassin, ainsi que pour l'ensemble de son groupe.

Pour la précipitation, on utilise seulement les données de la station située à proximité du glacier. Comme le glacier est très petit, il n'a pas été nécessaire d'extrapoler les données en bandes altitudinales comme à Artesónraju. Les résultats sont bons, avec un critère de Nash d'une valeur de 0.76 et un bilan de 0.94 et un r^2 de 0.73. Sur la figure 3.19, nous pouvons observer les lames écoulées observées et calculées sur ce sous-bassin versant. Les valeurs des paramètres utilisés pour son calage sont présentées dans le tableau 3.10

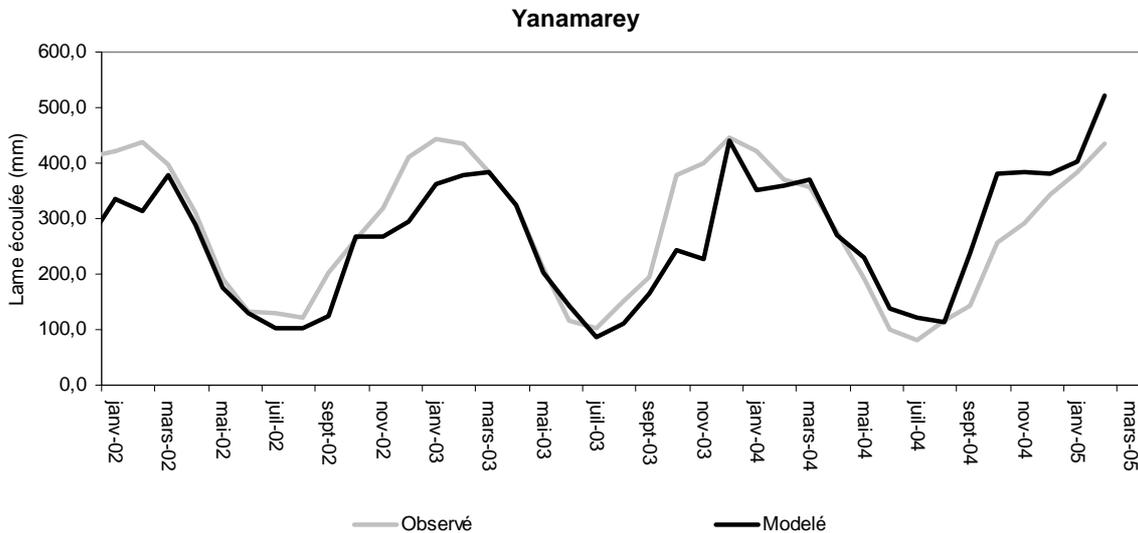


Figure 3. 19 Lames écoulées observées et simulées du sous-bassin versant de Yanamarey

3.3.2.2 Autres sous-bassins versants.

Pour l'analyse des autres sous-bassins versants, on utilise la température corrigée des réanalyses, à partir des données des glaciers de Yanamarey et d'Artesónraju. Pour la précipitation, contrairement à Yanamarey, on utilise un gradient en ayant comme base les données des stations de Yanamarey (4720 mètres) et de Querococha (4087 mètres). Cette extrapolation a été utilisée pour la modélisation des sous-bassins de Chancos, Quillcay et Olleros. Dans le cas de Pachacoto, on utilise l'information pluviométrique des stations de Milpo (4400 mètres) et Pachacoto (3786 mètres) situées sur ce sous-bassin versant. Dans le cas du sous-bassin versant de Recreta, on utilise l'information des stations de Recreta (4020 mètres), Alto Lampas (4100 mètres) et Punta Mojon (4390 mètres). Dans ces extrapolations on a utilisé des bandes altitudinales de 400 mètres d'amplitude, comme dans le cas d'Artesón. Ces bandes sont représentées sur la figure 3.9.

Avant de commencer l'analyse de chaque sous-bassin, il est nécessaire d'analyser et de critiquer les valeurs des indices d'efficacité du modèle (tableaux 3.9) et les valeurs des paramètres de calibrage (tableau 3.10).

	Calage				Validation			
	Nash	Bilan	r ²	Date	Nash	Bilan	r ²	Date
Chancos	0,76	1,04	0,69	Sep91-Aoû95	0,63	0,73	0,76	Sep95-Aoû98
Quillcay	0,74	1,01	0,75	Sep70-Aoû84	0,71	0,99	0,67	Sep84-Aoû97
Olleros	0,75	0,89	0,74	Sep70-Aoû84	0,71	1,01	0,66	Sep84-Aoû97
Yanamarey	0,76	0,95	0,73	Sep02-Mar05				
Pachacoto	0,76	0,90	0,71	Sep70-Aoû84	0,72	0,97	0,70	Sep84-Aoû97
Recreta	0,58	0,85	0,60	Mar91-Dec95				

Tableau 3. 9 Valeurs des indices d'efficacité du modèle pour la zone sud de la Cordillère Blanche

BV	T	KI	M_{ice}	K_{apa}	XI
	(°C)		(mm/°C)	(mm)	
Chancos	0,20	0,5	290	200	0,60
Quilcay	0,60	0,9	410	240	0,38
Olleros	0,19	1,1	240	200	0,30
Yanamarey	1,35	0,5	330	430	0,37
Pachacoto	0,19	1,1	270	200	0,3
Recreta	1,00	2,1	200	330	0,28

Tableau 3. 10 Valeurs des meilleurs paramètres de calage pour la zone sud de la Cordillère Blanche

Dans le tableau 3.9 on observe en règle générale que les valeurs qui mesurent l'efficacité du modèle sont bonnes à l'exception de celles de Recreta. Le problème noté à Recreta est lié à la précipitation et à sa position géographique ; son cas sera traité en dernier.

L'analyse des paramètres de calage montre que, pour la température, les valeurs de calage sont très proches, à l'exception de celles de Yanamarey. A Yanamarey, la température de calage est influencée par la taille du glacier et son altitude. Ce glacier est celui qui a la dénivellée la plus petite (5200 à 4720 mètres) de toute la Cordillère Blanche et sa taille est très faible. De plus, il est situé dans la partie la plus au sud du bassin versant du río Santa.

Le sous-bassin de Chancos est situé entre ceux de Llanganuco et de Quilcay. Selon les valeurs des critères d'efficacité montrées dans le tableau 3.9, nous pouvons déduire que le modèle est satisfaisant pour la période de calage, avec quelques problèmes pour la validation. Sur la figure 3.20, nous pouvons observer que la série hydrologique est moyenne (septembre 1991 - août 1999). Une autre observation est relative à la lame écoulee observée pour l'année 1998 (El Niño) dont les valeurs sont très élevées (433 mm), ainsi que pour l'année 1999. Ces lames écoulées, du point de vue du modèle, sont difficiles à expliquer, si nous considérons que la précipitation est celle de Querococha. La station de Querococha, située dans la partie la plus au sud de la Cordillère Blanche, enregistre toujours de fortes valeurs de précipitation. Etant donné le caractère turbulent de l'écoulement, on peut aussi considérer qu'il est difficile d'avoir de bonnes mesures et d'extrapolations des forts débits, ce qui pourrait être la cause des différences excessives entre la lame écoulee observée et la lame simulée.

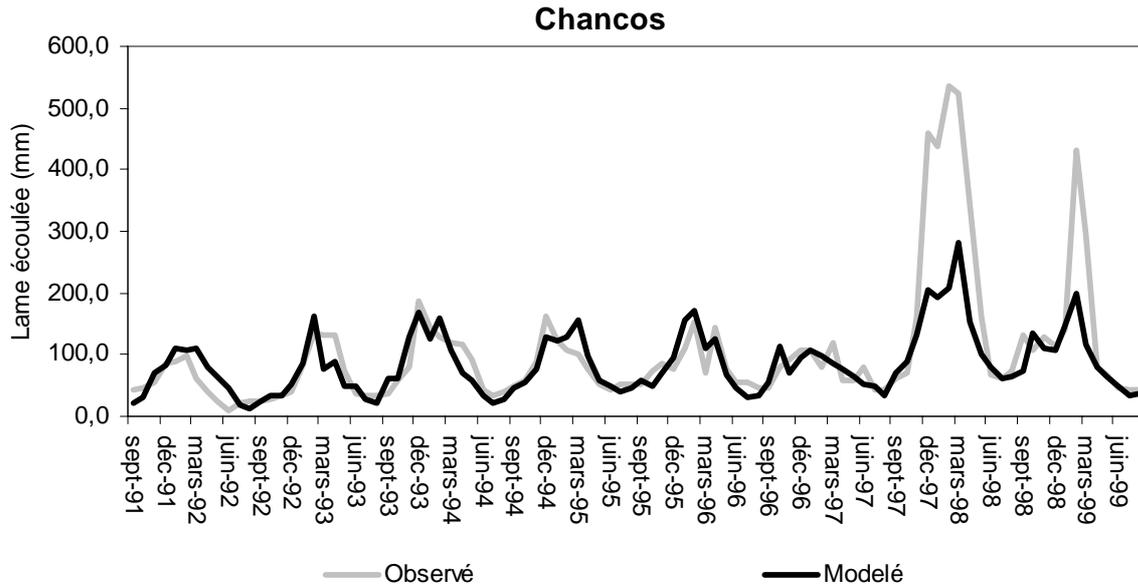


Figure 3. 20 Lames écoulées observées et simulées du sous-bassin versant de Chancos.

Le sous-bassin de Quillcay présente une série de données hydrologiques qui va de 1953 à 1997. A cause du manque d'information cartographique fiable avant de 1970, il est difficile de profiter de toute la série historique (la même pour Chancos, Olleros, Pachacoto et Recreta). Dans ce cas, on a travaillé avec une série qui va de septembre 1970 à novembre 1997. Les valeurs des critères de Nash, du bilan et de r^2 sont bonnes. Ce sous-bassin ne possède que 18% de couverture glaciaire (2003), ce qui signifie que la surface exposée à la pluie est dominante. En considérant que les données de précipitation ne sont pas propres à ce sous-bassin et proviennent d'un sous-bassin versant relativement éloigné, on peut estimer que leur estimation devient peu fiable lorsqu'elles sont extrapolées à ce sous-bassin. Sur la figure 3.21 on peut apprécier les résultats comparatifs entre lames écoulées observées et calculées.

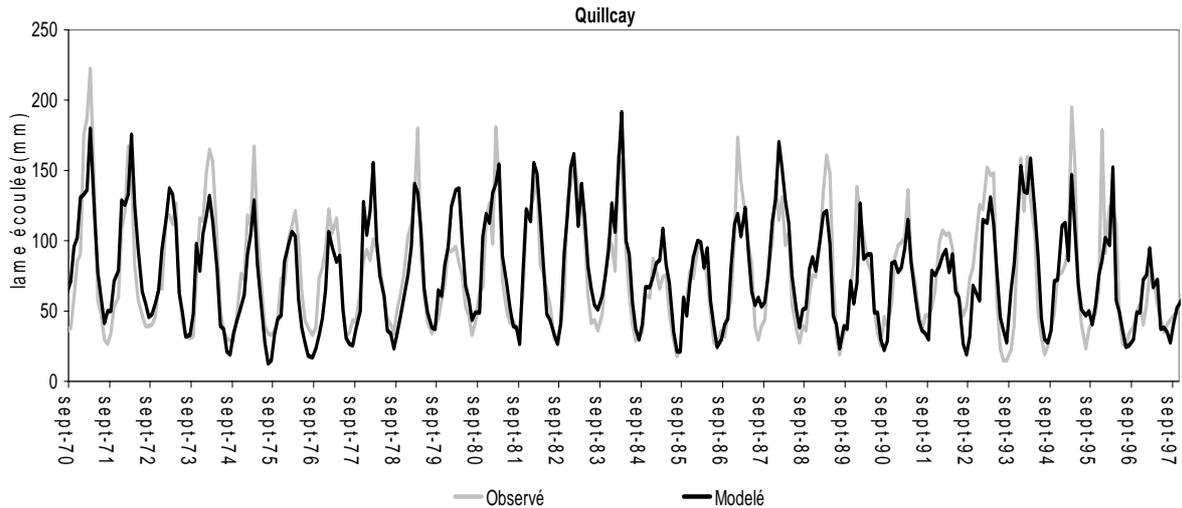


Figure 3. 21 Lames écoulées observées et simulées du sous-bassin versant de Quillcay.

A mesure que dans l'analyse nous nous approchons du sous-bassin versant de Yanamarey, les valeurs des critères d'efficience s'améliorent. Cela peut se voir dans le cas du sous-bassin d'Olleros. Ses valeurs des critères de Nash, du bilan et de r^2 sont meilleures que celles de Chancos et de Quillcay, mais pas que celles de Yanamarey. Olleros présente une série hydrologique exploitable entre septembre 1970 et novembre 1997. Un autre facteur qui peut influencer les résultats de modélisation est que la couverture glaciaire est plus importante (37% de couverture glaciaire) que dans les autres sous-bassins versants. Ceci fait que la précipitation liquide influence moins le modèle, même si elle correspond encore à un apport important. Sur la figure 3.22 on peut apprécier les résultats comparatifs entre les lames écoulées observées et calculées pour celui-ci.

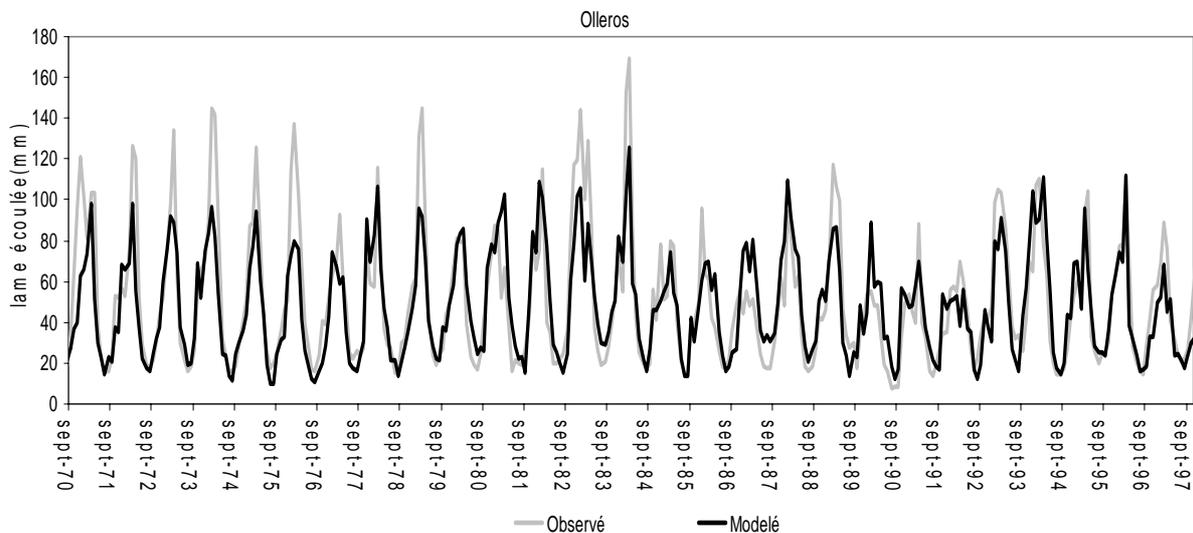


Figure 3. 22 Lames écoulées observées et simulées du sous-bassin versant de Olleros.

Les sous-bassins versants de Pachacoto et de Recreta, contrairement aux autres de leur groupe, utilisent leurs propres données de précipitation et pas celles provenant de l'extrapolation de la station de Querococha. Ce sous-bassin de Pachacoto est un de ceux pour lesquels le modèle proposé est fonctionne le mieux. Ses indicateurs d'efficacité sont parmi les plus forts de la Cordillère Blanche, bien que possédant une couverture glaciaire limitée (12%), ce bassin possède une série hydrologique utilisable qui va de septembre 1970 jusqu'à octobre 1997. Ses critères d'efficacité montrent qu'en prenant en compte des valeurs observées de précipitation sur les sous-bassins eux-mêmes, le modèle peut correctement représenter les écoulements provenant des parties non glaciaires. Sur la figure 3.23, on montre les lames écoulées, observées et calculées de ce sous-bassin versant. On remarque sur cette figure que, malgré la bonne modélisation obtenue, il subsiste des difficultés pour représenter les pics observés en mars 1993 et mars 1996. Il reste donc des faiblesses dans le modèle retenu.

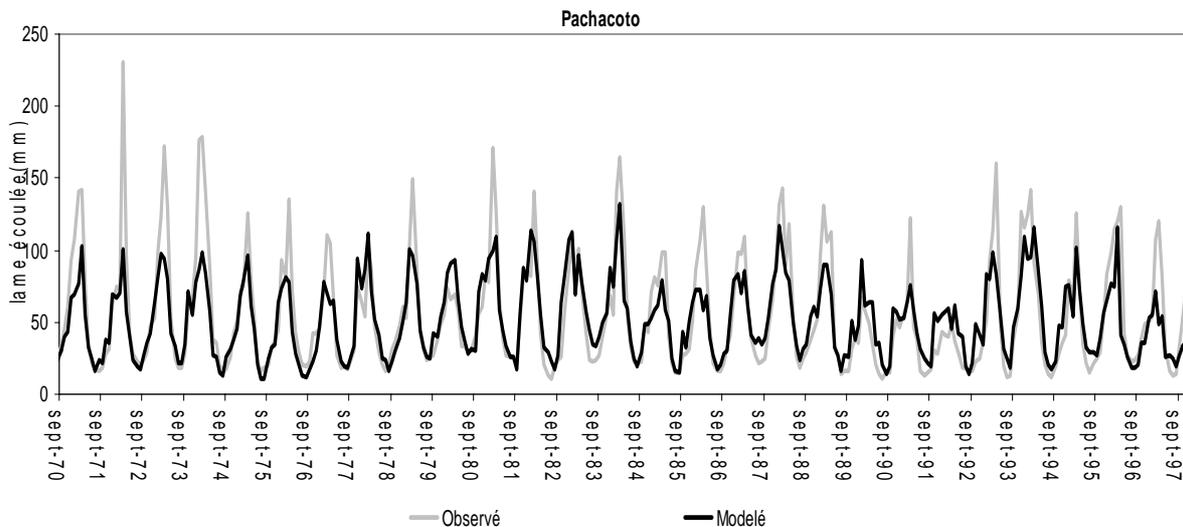


Figure 3. 23 Lames écoulées observées et simulées du sous-bassin versant de Pachacoto

Enfin, le dernier sous-bassin versant évalué est celui de Recreta. Ce sous-bassin versant se trouve dans la partie de l'extrême sud du bassin versant du Río Santa. Son altitude maximale est de 5479 mètres et la minimale de 4019 m. Sur foi de ces valeurs, on pourrait penser que ce bassin présente des sommets élevés, alors que la chaîne montagneuse n'émerge guère et qu'il se présente plutôt sous la forme d'un vaste plan incliné. Sa couverture glaciaire est minimale, avec seulement 2% de la surface totale de tout le bassin (299 km²). Sa série hydrologique est très courte (septembre 91 à décembre 95), ce qui ne permet pas d'effectuer un processus

complet de calage et une validation. On doit donc se limiter au calage. Les valeurs des indices d'efficacité ne sont pas très élevées, ce qui est en rapport direct avec la distribution spatiale de la précipitation, Recreta incluant partiellement la Cordillère Noire.

Des données relatives à la précipitation sur la Cordillère Noire existent, mais elles sont localisées au milieu de la chaîne (stations de Chaccan, Punta Callan, Huancapeti et Ticapampa du tableau 2.2) et correspondent à une zone pluviométrique distincte (figure 1.14). Formuler une hypothèse d'extrapolation des précipitations observées en Cordillère Noire dans le bassin de Recreta relèverait de la pure conjecture et enlèverait une part de rigueur à cette étude. C'est pour cette raison que la modélisation est réalisée avec les données existantes dans la Cordillère Blanche. Climatiquement, ce sous-bassin versant appartient à un groupe différent de ceux des zones Nord et Sud traités précédemment. Néanmoins, dans le cadre de notre évaluation et par convenance géographique, le cas du bassin de Recreta a été rapproché de celui de Pachacoto. Sur la figure 3.24, on note, sans plus de commentaires, que les lames d'écoulement observées sont nettement plus élevées que celles simulées (mars 1993 et mars 1994).

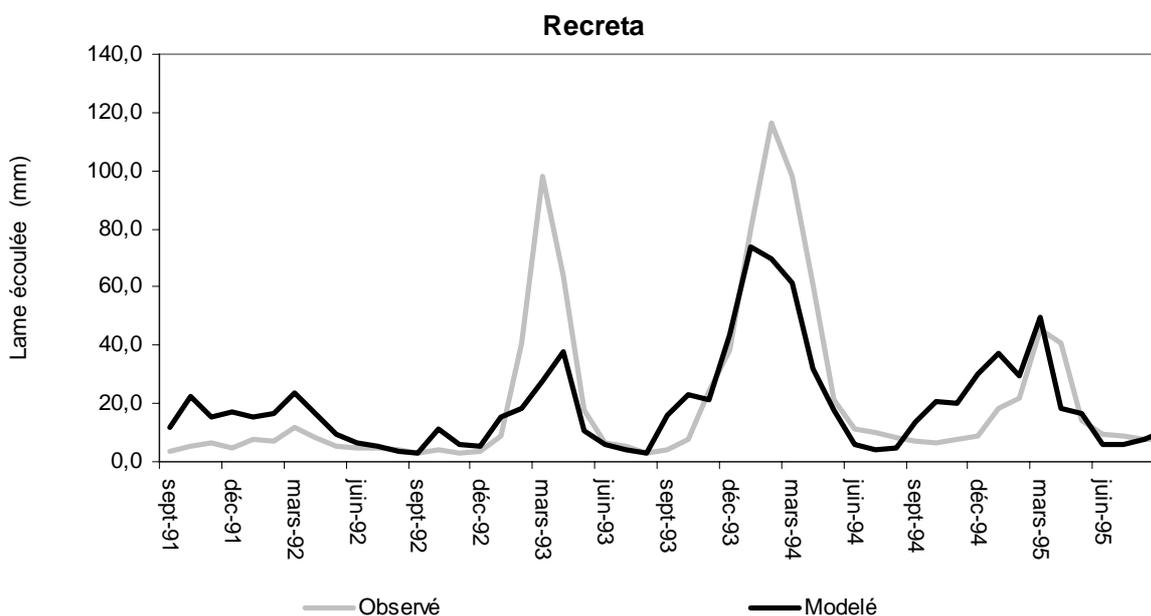


Figure 3. 24 Lames écoulées observées et simulées du sous-bassin versant de Recreta

3.4 Sensibilité du modèle

Un test de sensibilité a été fait sur les paramètres du modèle, il a été fait pour vérifier quels sont les variables plus importants. Il a été fait sur les 5 paramètres : température de calage « Tcalage » (0 – 2 °C), constante de réponse « K » (0,1 – 3) et facteur de fusion de la glace « Mice » (104 – 552 mm/°C). Pour la partie non glaciaire, il y a deux paramètres : la capacité de rétention de l'eau par le sol « Kapa » (50 – 600 mm) et le facteur d'ajustement des données d'entrée de la fonction de production « X1 » (0 – 1). La sensibilité a été testée entre les valeurs en parentes. On a choisi seulement 3 sous bassin versant pour l'analyse : Arteson avec le coefficient d'englacement plus important (72%), Pachacoto avec le coefficient d'englacement moins important (8%) et Llanganuco avec un coefficient d'englacement intermédiaire (33 %). Sur la figure 3.25 on peut voir les résultats pour les trois sous bassins versant.

Une analyse plus détaillée de chaque sous bassin versant peut montrer quelques caractéristiques. Au niveau du bassin plus englacé les paramètres plus importants sont liés à la température. La Tcalage minimale (0°C) est qui donne la lame écoulee plus importante et le Mice minimale donne la lame écoulee plus faible. Les paramètres liés à la zone non englacée n'ont pas une présence importante.

Au niveau du bassin versant avec une faible couverture glaciaire (Pachacoto) le facteur de température est important aussi, La Tcalage maximale (2°C) donne la lame écoulee plus faible. La lame écoulee plus importante se présente avec l'utilisation de un paramètre X1 maximale, il donne une lame écoulee vraiment représentative. Les autres paramètres montrent généralement des lames écoulées mineures à l'observé. Les paramètres plus importants sont le facteur X1 et la Tcalage.

Pour un bassin intermédiaire (Llanganuco) les paramètres plus importants sont liés aussi avec la température. Le Mice maximale et Tcalage maximale donnent les lames écoulées plus fortes et faibles. Un détail important à remarquer est que au début de la série le facteur Kapa minimale et le X1 maximale ont des lames fortes.

En général après de regarder la sensibilité on peut dire, que notre modèle est piloté principalement pour la température et dans les bassins versants pas fortement englacés est important aussi mais moins que dans les autres sous bassins versants.

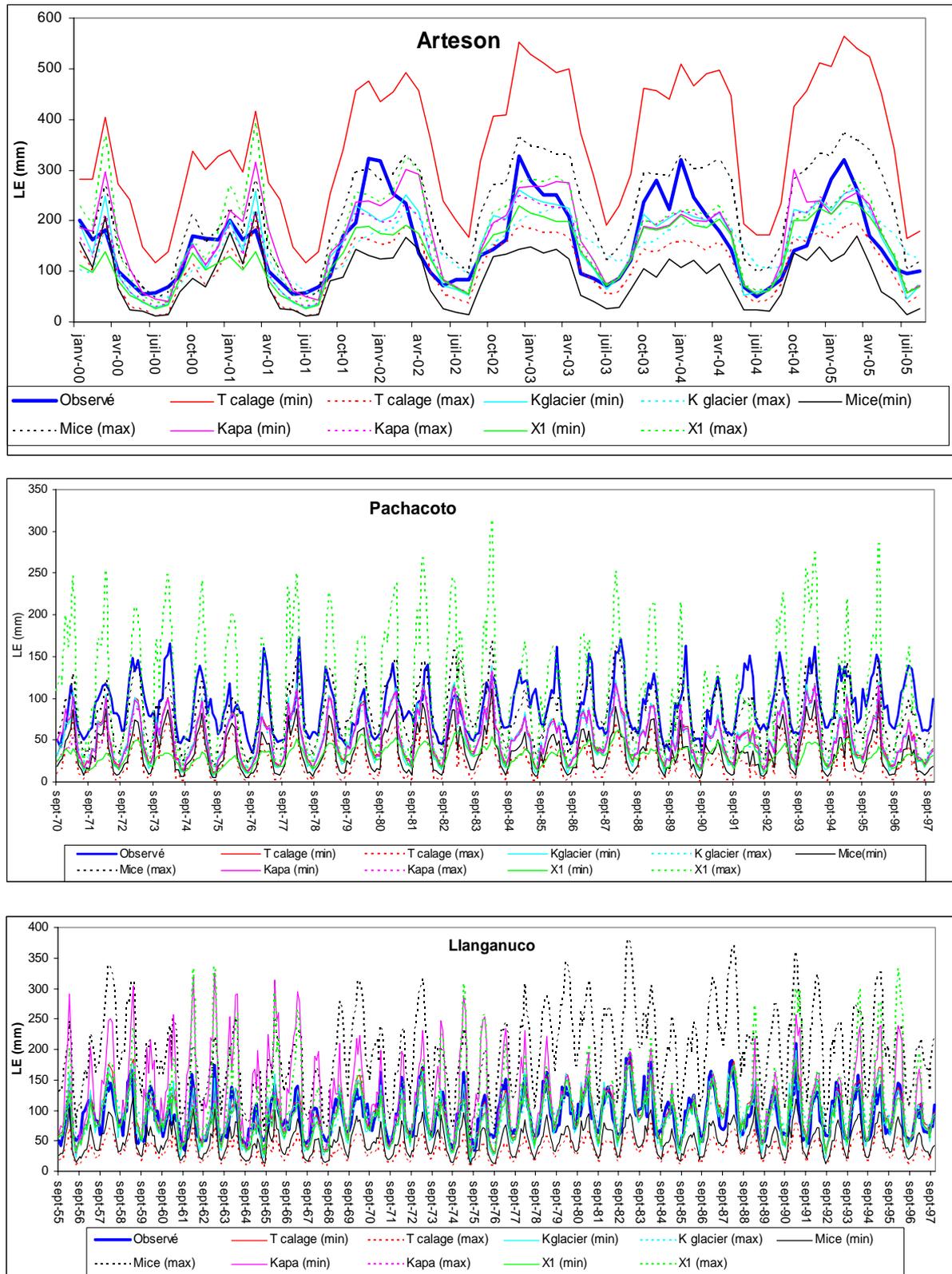


Figure 3. 25 Test de sensibilité sur les sous bassin versant d'Artesón, Pachacoto et Llanganuco.

3.5 Conclusions

Avec l'objectif de pouvoir représenter le futur des ressources hydriques des bassins versant de hautes montagnes tropicales, dans un contexte de parcimonie des données, un modèle d'écoulement a été élaboré par adaptation de modèles préexistants. Ce modèle se base sur des hypothèses simples, mais robustes, capables de reproduire les phénomènes naturels. Les bassins versants de hautes montagnes tropicales possèdent deux parties bien différenciées, la première est leur couverture glaciaire, et la seconde est constituée du reste du bassin versant non glaciaire. Dans le cas de la partie glaciaire, on a fait l'hypothèse d'une ligne, définie en relation avec la température de fonte de la glace, qui divise le glacier en une partie avec fonte et une autre sans fonte. La position de cette ligne est considérée fixe durant toute l'année, mais varie d'une année à l'autre.

Pour la partie non glaciaire, deux modèles (GR1M et GR2M) de la même famille ont été comparés afin de voir quel est le plus satisfaisant dans la représentation des écoulements d'origine non glaciaire. L'utilisation du critère de Nash comme méthode de calage a montré que le modèle GR2M (modèle d'ingénierie rurale à deux paramètres au pas de temps mensuel), en liaison avec les hypothèses faites pour la partie glaciaire, était capable de représenter de manière satisfaisante les ressources hydriques du bassin versant.

Le modèle utilisé, bien que robuste, utilise cinq paramètres de calage, dont 3 concerne la partie glaciaire et deux la partie non glaciaire. Malgré la robustesse du modèle, ses résultats ne sont pas aussi bons qu'escompté, si nous les comparons avec l'efficacité d'autres modèles spécialisés pour la représentation des ressources hydriques non glaciaire comme TopModel, GR2M spatialisée, etc., ou des modèles du type « degré-jour ». Le fait même que notre modèle appartient à la famille des modèles globaux – conceptuels, entraîne qu'il ne peut pas représenter de manière correcte des processus internes qu'il ne sait pas détailler par construction.

La principale vertu du modèle utilisé, en comparaison aux modèles plus spécialisés, est le peu d'information requise en variables d'entrée : température de l'air, précipitation et évapotranspiration suffisent. Dans le cas de la température, on observe que les données mesurées sur le terrain restent en bonne corrélation avec les données des réanalyses de la

NOAA, d'où la disponibilité de longues séries. Les données de précipitation doivent nécessairement venir du terrain puisqu'elles ne sont pas corrélables avec des données de réanalyses disponibles. Pour l'évapotranspiration enfin, les données peuvent être obtenues à partir de formules empiriques (Penman, FAO, Garcia, etc.).

En analysant les résultats des onze bassins versants évalués, on constate certaines limitations du modèle pour représenter les maximums mensuels des écoulements. Ceci est principalement dû aux hypothèses faites sur la partie glaciaire, ainsi que sur la qualité et la quantité des données pluviométriques. En effet, l'information pluviométrique disponible est très mal distribuée dans tout le bassin, un grand nombre de stations étant voisines du Río Santa, et très peu situées dans les parties hautes des sous-bassins versants. Pour pouvoir modéliser certains des sous-bassins versants, il a donc fallu utiliser une information pluviométrique provenant de stations qui n'étaient pas situées sur le bassin, mais qui appartenaient à la même zone pluviométrique. Les valeurs d'efficacités les plus fortes ont été trouvées dans le sous bassin versant qui utilise des données pluviométriques locales. Les efficacités diminuent dans les sous-bassins avec l'augmentation de la distance au pluviomètre de référence utilisé. Cela confirme l'hypothèse que la qualité des données de précipitations est déterminante sur l'opérationnalité du modèle.

A ce niveau, on doit aussi noter que le modèle n'est pas capable de séparer de manière correcte les écoulements glaciaires des écoulements non glaciaires et qu'il est principalement piloté par la température.

Enfin, la question pendante, afin de répondre à l'objectif principal de ce mémoire, est de vérifier si le modèle peut être utilisé à travers ses variables d'entrée (précipitation, évapotranspiration potentielle et température) pour prévoir le futur des ressources hydriques des bassins versants de haute montagne tropicale, en se basant sur des scénarios climatiques vraisemblables de l'évolution à venir du climat à l'échelle globale. Cela fait l'objet du prochain chapitre.

Chapitre 4 : Le changement climatique dans la région du bassin versant du Río Santa, Scénarios du changement et prévisions d'impacts.

Ces dernières 25 années ont été marquées par une série d'événements climatiques de caractère global, qui vont des variations de la température, à celles des régimes pluviométriques, de la radiation incidente, etc. Les gouvernements de la planète ont commencé à prendre conscience de ces changements et leurs conséquences à partir des années 80. À la fin de ces années 80, l'OMM (Organisation Météorologique Mondiale), à la demande de l'ONU a convoqué un groupe d'experts pour analyser ces changements et leurs répercussions. Ce groupe s'est constitué en "Intergovernmental Panel on Climate Change" (IPCC), qui depuis sa création a produit de nombreux rapports, documents techniques et méthodologiques relatifs aux changements qui se sont produits jusqu'à la situation actuelle et à ce qui pourrait maintenant advenir, selon différents scénarios générés.

Un aspect particulier de ces documents concerne les scénarios des SRES. (Special Report on Emission Scénarios) qui proposent plusieurs scénarios pour l'avenir climatique de la planète. Ces scénarios se basent sur l'utilisation de Modèles de Circulation Générale (MCG) qui permettent de simuler les réactions du système climatique et de prévoir leur évolution future. Actuellement, ce sont les Modèles de Circulation Générale prenant en compte des interconnexions entre l'atmosphère et l'océan (AOGCM) et celle des agents de forçages (effet de serre et aérosols) qui présentent les meilleurs résultats.

Le présent chapitre n'essaye pas d'expliquer le phénomène du changement climatique et ses implications, mais il en présente seulement une brève description, afin de montrer quel sera son impact sur les ressources hydriques du bassin versant du Río Santa. Cet impact sera examiné à partir des scénarios climatiques proposés par l'IPCC, d'une part, et d'un scénario original que nous proposons, d'autre part. Ces scénarios seront principalement centrés sur l'évolution de la température et de la précipitation. Une grande partie de l'information présentée dans ce chapitre provient du rapport de l'IPCC de 2001. Ce rapport fournit une information à l'échelle du globe, mais dans notre cas nous nous intéresserons principalement à la région tropicale. En 2007, l'IPCC a publié un nouveau rapport alors que cette thèse était déjà bien avancée ; nous n'avons pas pu le prendre en considération.

4.1 Théorie du Changement climatique

4.1.1 Le changement climatique et sa simulation

Nous définissons comme « changement climatique » tout changement dans le climat au cours du temps, qu'il soit induit par la variabilité naturelle ou du à l'activité humaine (IPCC, 2001). Selon les observations relatées par l'IPCC, on considère que durant le XXème siècle le plus grand réchauffement s'est produit entre 1910 et 1945, puis entre 1976 et 2000, 1998 constituant une date clé qui coïncide avec un très fort ENSO (El Niño Southern Oscillation). Ce réchauffement est le plus élevé des 1000 dernières années.

Bien que les modèles globaux disposent d'un bon niveau de confiance, ils présentent néanmoins des problèmes pour la température à partir de 1979. En ce qui concerne la précipitation, des études montrent que celles-ci ont augmenté de 0.2 à 0.3% par décennie dans les régions tropicales (10°N à 10°S), et malgré une mauvaise connaissance de la dynamique des nuages, les modèles fournissent de bons résultats aux échelles spatiales et temporelles.

Un autre facteur important, plus difficile à démontrer, est l'augmentation en fréquence et intensité des phénomènes "El Niño" à partir 1970. Jusque dans les années 70, un phénomène El Niño de type exceptionnel se produisait 2 fois par 50 ans (BCOM, 1998). Au cours des 25 dernières années, deux El Niño exceptionnels ont eu lieu en 1983 et en 1998.

Avant de continuer, il est nécessaire de présenter les principales variations observées dans le système climatique. Pour la température, on note que celle-ci a augmenté de $0.6 \pm 0.2^{\circ}\text{C}$ à l'échelle globale, mais que pour les régions tropicales cette variation n'est que de $+ 0.15 \pm 0.05^{\circ}\text{C}$, par décennie à partir de 1979. Dans cette étude de la température, on observe que les périodes d'augmentation les plus importantes se situent entre 1910 et 1945, puis de 1976 jusqu'à aujourd'hui.

En ce qui concerne les températures minimales et maximales, l'IPCC indique que ce sont les minimales qui ont augmenté presque deux fois plus vite que les températures maximales ($0.2^{\circ}\text{C}/\text{décennie}$, à comparer avec $0.1^{\circ}\text{C}/\text{décennie}$). Au niveau global, la comparaison entre la température de la troposphère et celle de la surface terrestre montre que l'augmentation la

plus importante concerne la surface terrestre. Les analyses de tendance de la température depuis 1958 pour les 8 premiers kilomètres de l'atmosphère et sur la surface terrestre coïncident avec un réchauffement identique, autour de 0.1°C par décennie. Depuis 1979 les satellites montrent un réchauffement d'environ $0.05 \pm 0.10^\circ\text{C}$ par décennie à l'échelle mondiale dans la troposphère moyenne à inférieure. La température moyenne annuelle de la surface a considérablement augmenté de $0,15 \pm 0,05^\circ\text{C}$ par décennie, soit une différence qui est statistiquement significative. Par contre, pour la période 1958-1978, la tendance d'augmentation pour les 8 premiers kilomètres de l'atmosphère était d'environ $0.2^\circ\text{C}/\text{décennie}$.

Pour pouvoir mieux comprendre ces variations climatiques, il est nécessaire de connaître quels sont les éléments du forçage (figure 4.1) qui sont à l'origine de ces changements dans le climat. Les principaux éléments à l'origine de ce forçage sont des gaz dits « à effet de serre » (GES) (cf. figure 4.1), dont les plus importants sont les suivants : H₂O (vapeur d'eau), CO₂ (dioxyde de carbone), N₂O (protoxyde d'azote), CH₄ (méthane), O₃ (ozone). Parmi ceux-ci, le CO₂ a été le mieux suivi, puisque les mesures directes de ses concentrations dans l'atmosphère ont commencé vers le milieu du XX^{ème} siècle, mesures qui ont été étendues pendant les dernières années à d'autres gaz importants.

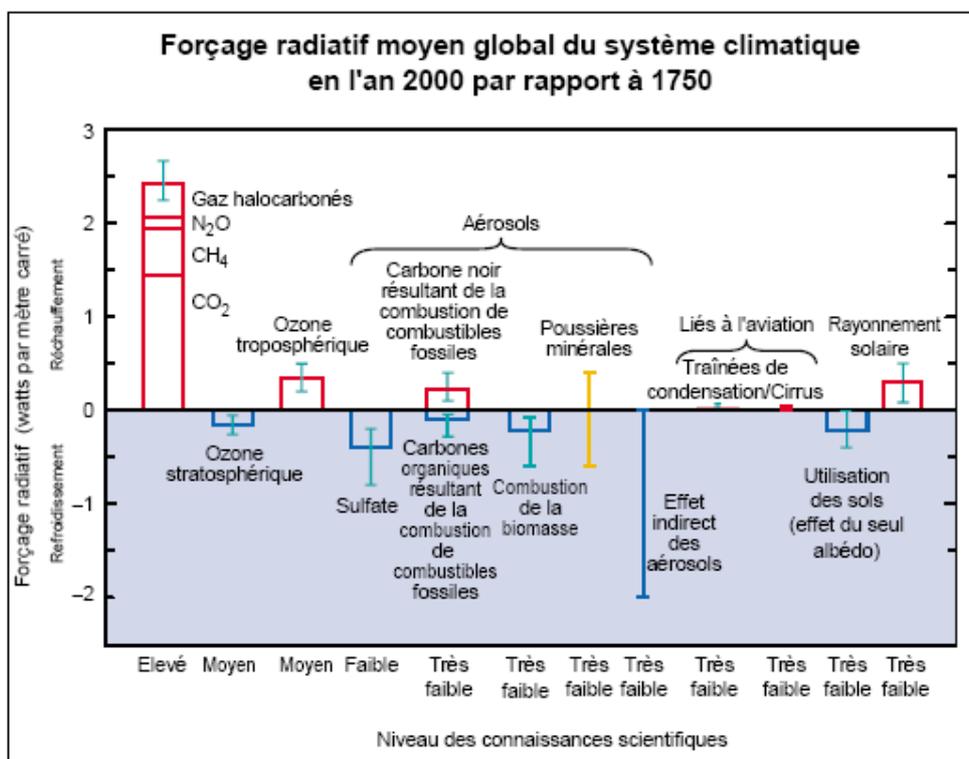


Figure 4. 1 Principaux éléments du forçage radiatif.

Le changement dans l'énergie disponible pour le système terre-atmosphère à l'échelle mondiale, induit par des changements de ces éléments de forçage, est appelé forçage radiatif et il s'exprime en $W.m^{-2}$. Il constitue un indice des impacts moyens mondiaux sur le système superficie-troposphère, produits par différentes causes naturelles ou anthropogéniques. Parmi les principaux GES indiqués ci-dessus, les gaz halocarbonés, l'ozone troposphérique et les aérosols résultant des combustibles fossiles ont un impact positif (augmentation de la température) dans l'atmosphère, tandis que les autres ont un impact négatif.

Un autre facteur important du point de vue opérationnel est celui de la simulation du système climatique et de ses changements. Il serait fastidieux de restituer ici une explication générale et le lecteur intéressé pourra consulter l'étude détaillée présentée par McGuffie et Henderson-Sellers (2004). Nous ne reprendrons brièvement ces notions qu'en fonction des nécessités de notre travail.

Un modèle climatique est la représentation numérique du système climatique de la terre. La capacité du modèle à simuler les réponses du système climatique à des forçages dépend dans une grande mesure du degré de compréhension des processus physiques, géophysiques, chimiques et biologiques qui régissent le système climatique. Les modèles climatiques, dans lesquels sont couplés les composants atmosphériques et océaniques, sont connus sous le nom de modèles de circulation générale atmosphère - océan (AOGCM). Ces modèles sont capables de simuler les régions humides et très sèches qui sont observées dans les zones tropicales et subtropicales et la manière dont celles-ci évoluent au cours des saisons et d'une année à l'autre. Bien que la méthode soit fiable, elle ne permet pas de vérifier les rétroactions. De la vapeur de l'eau, H_2O , principal gaz à effet de serre, il doit être noté que son importance est directement liée à celle de l'émission de CO_2 , dont l'émission est le principal responsable du réchauffement global, et donc de l'accroissement de la quantité de vapeur d'eau atmosphérique induisant un cycle de l'eau renforcé.

Ces modèles, dans le domaine océanographique, ont obtenu un important succès en parvenant à simuler les événements "El Niño". Cependant, la représentation de la couverture végétale de la surface terrestre qui affecte le climat mondial de différentes manières reste une difficulté avec tout particulièrement la prise en compte des incendies affectant les forêts tropicales (IPCC, 2001).

Une série d'études basées sur les AOGCM concernent les phénomènes non linéaires et le changement climatique rapide. La possibilité existe que des changements rapides et irréversibles dans le système climatique se produisent, mais il y a une haute incertitude sur les mécanismes qui sont en jeu et par conséquent aussi sur la probabilité ou l'échelle temporelle de ces transitions. Des échantillons de glace extraits du pôle sud et du Groenland suggèrent que les régimes atmosphériques pourraient évoluer en un laps de temps de quelques années induisant des changements planétaires de grande échelle.

Les modèles couplés ont évolué et se sont améliorés considérablement, de sorte qu'en général ils permettent de faire des simulations crédibles du climat, au moins à l'échelle sous-continentale et à des échelles temporaires qui vont de la saison à la décennie. Les modèles couplés sont considérés comme des instruments appropriés pour faire des prévisions utiles des climats futurs. La confiance générale dans les prévisions des modèles a augmenté et ces modèles produisent actuellement des simulations stables du climat à la surface de la planète sur des durées de plusieurs siècles ; ils sont considérés de qualité suffisante pour être utilisés afin de prévoir les changements climatiques à venir.

L'analyse des phénomènes extrêmes simulés par les modèles climatiques et la confiance accordée à ces simulations sont encore à une étape embryonnaire, particulièrement en ce qui concerne la fréquence et la trajectoire des tempêtes. Toutefois, la multiplication récente de programmes d'intercomparaison entre les modèles renforce leur capacité à prévoir les changements climatiques.

4.1.2 Le facteur anthropogénique

Le facteur anthropogénique pourrait être défini comme le processus qui traduit l'impact de l'homme sur le climat. Sa détection repose sur la démonstration qu'un changement observé est très différent (du point de vue statistique) de ce qui pourrait être considéré comme relevant de la seule variabilité naturelle. Sa qualification suppose d'établir les relations de cause à effet, avec un degré défini de confiance, y compris l'évaluation d'hypothèses concurrentes. Selon les résultats des modèles actuels, il est peu probable que le réchauffement enregistré durant les 100 dernières années soit exclusivement dû à un facteur naturel (variabilité naturelle).

Toutes les simulations faites, avec prise en compte des gaz à effet de serre et des aérosols de sulfates (IPCC, 2001) qui ont été utilisés dans les études de détection, montrent qu'une contribution anthropogénique considérable est nécessaire pour expliquer les tendances observées à la surface de la planète et dans la troposphère, durant au moins les 30 dernières années. La majorité des études de qualification sont arrivées à la conclusion que, durant les 50 dernières années, la vitesse et l'ampleur du réchauffement de la terre causé uniquement par l'augmentation de la concentration des gaz à effet de serre, sont égaux ou supérieurs à la vitesse et à l'ampleur du réchauffement observé. Malgré les avancées dans l'étude du climat, il existe encore des divergences dans le profil vertical du changement de températures dans la troposphère entre ce qu'indiquent les observations et les modèles. Les simulations ne peuvent pas complètement reproduire la différence entre les tendances observées durant les 25 dernières années à la surface de la planète et dans les couches inférieures de la troposphère. En résumé, il pourrait être dit que la variabilité naturelle n'arrive pas seule à expliquer la variation du climat ces 25 dernières années et qu'il doit exister un autre facteur (variabilité par effet anthropogénique) qui permet d'expliquer les variations climatiques. Sur la figure 4.2, on peut observer les comparaisons entre les résultats des modèles et les observations des températures, selon que sont pris en compte les seuls forçages naturels ou anthropogéniques, ou les deux à la fois.

Températures à la surface simulées et moyennées annuellement et globalement

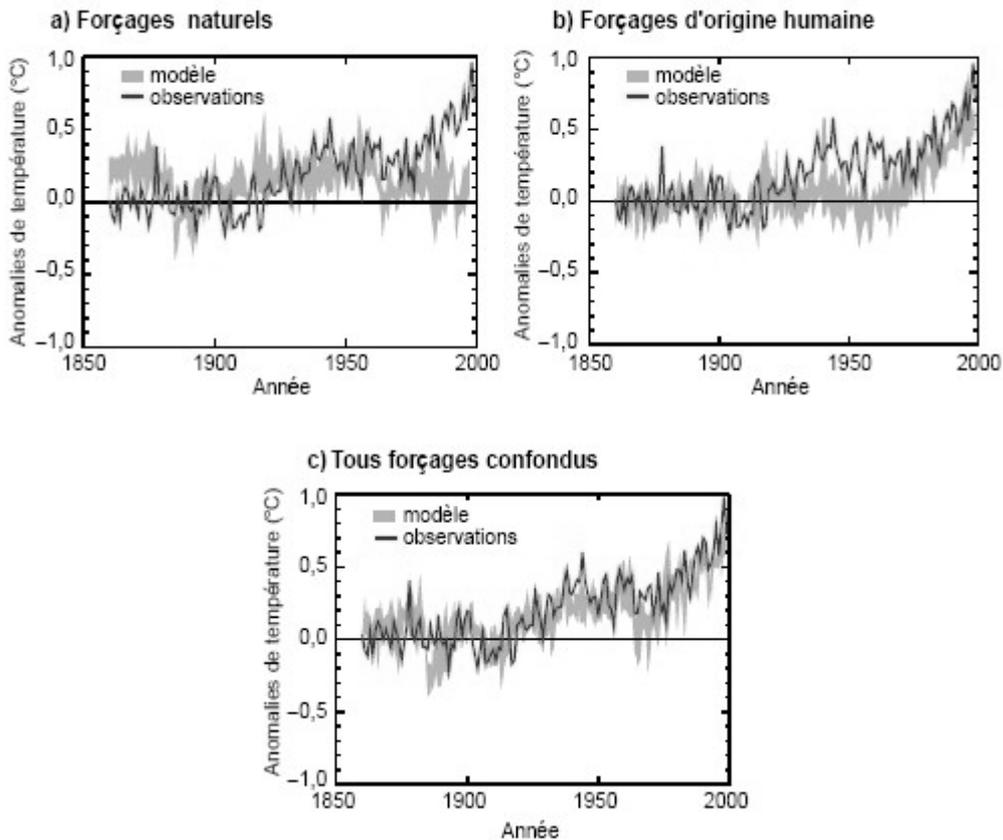


Figure 4. 2 Comparaisons entre les variations de température naturelle et humaine à partir de 1850 et les valeurs simulées des modèles (IPCC, 2001)

4.1.3 Prévisions du climat futur de la terre

L'IPCC a élaboré un groupe de 40 scénarios climatiques pour le futur, dont 35 prennent en compte des informations sur les taux de gaz à effet de serre nécessaires pour forcer les modèles climatiques. Tous les scénarios prennent en compte les principales forces démographiques, économiques et technologiques qui déterminent les émissions futures des gaz à effet de serre. Les politiques mises en œuvre par les gouvernements détermineront pour le futur les facteurs déterminants des émissions de GES, comme le changement démographique, le développement social et économique, le changement technologique, etc.

Ces scénarios étaient présentés dès 1990 dans le rapport spécial sur les scénarios d'émission - SRES (IPCC, 2000). Ceux-ci sont groupés en 4 grandes familles. Chaque famille est indiquée par un sigle (A1, A2, B1, B2), qui correspondent à une évolution différente aux plans économique, social, démographique et environnemental. On présente ci-dessous une brève description de ces familles de scénarios.

FAMILLE A1 : Cette famille de scénarios considère que l'avancée économique sera la priorité, la population atteindra son maximum vers le milieu du siècle et diminuera ensuite. En ce qui concerne les technologies, celles-ci présenteront davantage d'efficacité et seront rapidement introduites. La famille de scénarios A1 comprend quatre groupes, appelés A1T, A1C, A1G et A1B, qui explorent les diverses structures possibles des futurs systèmes d'énergie. Les groupes A1C et A1G sont combinés en un groupe de scénarios A1F1, caractérisés par "l'utilisation intensive de combustibles d'origine fossile".

FAMILLE A2 : Elle considère un monde hétérogène dont les caractéristiques les plus importantes sont la conservation des identités culturelles locales. La natalité aura une croissance constante mais lente. La dynamique du secteur économique sera principalement régionale, la croissance comme le changement technologique seront lents et fragmentés (c'est la plus lente de toutes les lignes évolutives).

FAMILLE B1 : Pour ce qui concerne la population, les caractéristiques restent égales à celles de la famille A1, mais elles se différencient quant au comportement économique. Le secteur économique se caractérise par l'importance des services et de la communication, obtenue à la fois en utilisant des technologies plus propres et une gestion plus efficace des ressources. Une importance vitale est accordée à la « *soutenabilité* » économique, sociale et environnementale. Les politiques climatiques ne présentent pas d'importants changements.

FAMILLE B2 : La priorité va à des solutions locales pour l'économique, le social et l'environnemental. La population augmente progressivement, mais à rythme plus faible que pour le scénario A2. Au niveau économique le développement est intermédiaire, avec un changement technologique moins rapide et plus diversifié que dans les scénarios A1 et B1. Les politiques environnementales sont centrées sur des décisions locales et régionales.

Dans la figure 4.3 on présente un résumé des familles de scénarios proposées par SRES.

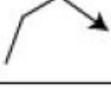
Scenario	Population	Economy	Environment	Equity	Technology	Globalisation	Climate
AIFI							
AIB							
AIT							
B1							
A2							
B2							

Figure 4. 3 Variations qualitatives des différents composants des scénarios SRES. (IPCC, 2001)

4.2 Choix des modèles AOGCM et des scénarios à utiliser

Avant de choisir un modèle et un scénario, ce qu'il faut évaluer en premier, c'est la disponibilité et la fiabilité de l'information relative à ceux-ci. Les informations de base requises par le modèle d'écoulement sont la précipitation, la température et l'évapotranspiration réelle. Pour la plupart, les modèles AOGCM proposent des valeurs de précipitation correspondant aux 4 familles de scénarios jusqu'à l'année 2100. Le problème sur la précipitation vient de la méthodologie employée pour son calcul, puisque ses bases scientifiques utilisent des équations mathématiques qui simulent les processus convectifs qui produisent la pluie. Ces simulations, dans les régions tropicales de l'Amérique du Sud, peuvent être convenables pour les plaines amazoniennes. Dans le bassin du Río Santa, le relief et l'orographie ne permettent pas d'utiliser les sorties de ces modèles car la précipitation est surtout d'origine orographique (par convection forcée).

Dans le cas de la température, la situation est différente, car les AOGCM travaillent à partir de cellules qui couvrent la surface de la planète (résolution horizontale), et de colonnes divisées en plusieurs niveaux (résolution verticale). La résolution horizontale diffère d'un modèle à un autre, et pour certains modèles la résolution ces cellules est différente dans leur

partie continentale et océanique. Les modèles qui présentent une résolution horizontale de 250 à 600 km ont une résolution de 1 km dans le vertical ; pour une résolution horizontale de 125 à 250 km, la résolution dans le plan vertical est de 200 à 400 mètres approximativement (Ardoin, 2004). Pour la température, dans le cas du río Santa, les AOGCM à utiliser doivent fournir la température à une altitude approximative de 5000 à 6000 mètres, qui correspond à l'altitude moyenne représentative des parties glaciaires. Dans la figure 4.4 on peut observer la structure du modèle HadCM3 créé par le Hadley Center (Royaume Uni).

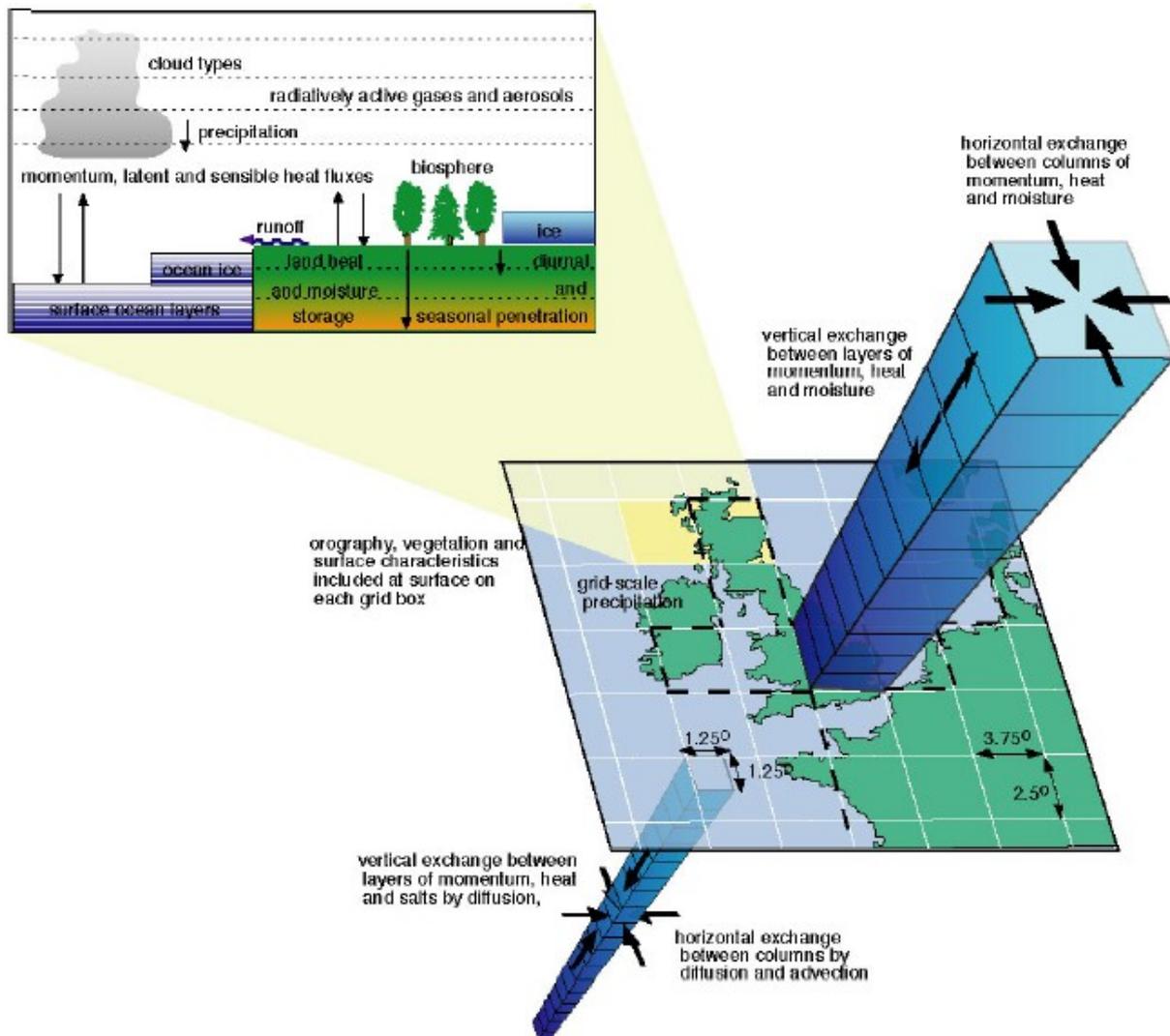


Figure 4. 4 Composantes horizontales et verticales du modèle climatique HadCM3 (Viner et Hulme, 1997)

Après avoir donné ces précisions, il reste évaluer les modèles disponibles. Actuellement il existe une grande variété de modèles développés par différents pays. L'IPCC recommande seulement sept modèles (ce sont les sept premiers modèles du tableau 2.1) qui permettent la simulation du climat futur en prenant en compte les évolutions attendues des gaz à effet de serre. Les simulations du climat futur sont faites généralement à partir d'un scénario où la composition de l'atmosphère présente chaque année une augmentation de 1% de la concentration de CO₂.

Parmi les modèles présentés dans le tableau 4.1, quatre seulement seront utilisées pour notre étude : HadCM3, CSIRO-MK2, CCSR-NIES et ECHAM4. Le modèle français ARPEGE a été ajouté à cette liste, car il fournit, comme les 4 autres, une information de température à un niveau de pression de 500 hPa (5500 mètres approximativement) .

Un autre point important est le choix des scénarios. Parmi les 4 scénarios de base du SRES, on a retenu les scénarios A2 et B2. Cette sélection se base très pragmatiquement sur la disponibilité des sorties d'AOCGM sur internet (tableau 4.1). Les sorties du modèle ARPEGE ne sont pas disponibles sur internet, mais elles nous ont été aimablement fournies par Météo-France.

Tableau 4. 1 Disponibilité de données AOCGM pour les scénarios SRES, (en gris les modèles utilisés dans le présent travail)

Modèles	A1	A1B	A1T	A1F1	A2	B1	B2
HadCM3							
CSIRO-MK2							
ECHAM4							
GFDL-R15							
CGCM							
CCSR/NIES							
NCAR-DOE							
ARPEGE							

Ce n'est pas l'objet de cette étude de faire une critique approfondie des modèles choisis, ni d'analyser leur structure ; nous fournirons seulement quelques indications sur l'origine de ces modèles :

- **HadCM3**, développé par "*le Hadley Center*" (Royaume-Uni), il est principalement dédié à l'étude de la prévision des changements climatiques futurs. Gordon et al. (2000) décrivent ce modèle. Sa résolution spatiale est $2.5^\circ \times 3.75^\circ$ (degrés de latitude et de longitude terrestres).
- **CSIRO-MK2** est un modèle australien développé par "*Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation*". Son développement et son fonctionnement sont expliqués par Gordon et Farrell (1997). Sa résolution spatiale est de $3.2^\circ \times 5.6^\circ$.
- **Echam4** a été développé par l'institut allemand "*Max Plack Institute für Metereologie*" qui l'a principalement développé pour une analyse de l'impact des activités anthropiques sur le système climatique. Roeckmer et al. (1996) présentent une description de ce modèle. Sa résolution spatiale est de $2.8^\circ \times 2.8^\circ$.
- **CCSR/NIES** est un modèle japonais développé par *l'Université de Tokyo* en collaboration avec le *National Institute of Environmental Studies (NIES)*. Ce modèle est décrit par Numaguti et al. (1995). Sa résolution spatiale est de $5.6^\circ \times 5.6^\circ$.
- **ARPEGE** est un modèle développé par *Météo - France*. Une description détaillée de ce modèle est donnée par Déqué et al. (1994). Ce modèle n'est pas disponible sur le web. Il a été fourni par *Météo - France*. Sa résolution spatiale est de $2.9^\circ \times 2.8^\circ$.

Sur la figure 4.5, on observe la couverture spatiale de chacun de ces modèles en ce qui concerne le bassin versant du río Santa. Dans le tableau 4.2 figurent les coordonnées du point moyen de chaque cellule du modèle utilisé. Pour certains modèles, le bassin versant du río Santa est divisé en plusieurs cellules ; dans ces cas la valeur utilisée est la moyenne des valeurs de chaque cellule.

Tableau 4. 2 Position spatiale des cellules des modèles climatiques SRES en référence au bassin versant du río Santa

	Latitude (Sud)	Longitude (Ouest)
ECHAM4	9.7671	78.75
		75.9375
CCSR	8.3067	78.75
CSIRO	7.9643	78.75
	11.15	
HadCM3	10,0	78.75
	7.5	75,0
ARPEGE	7.0	77.35
	9.8	77.35

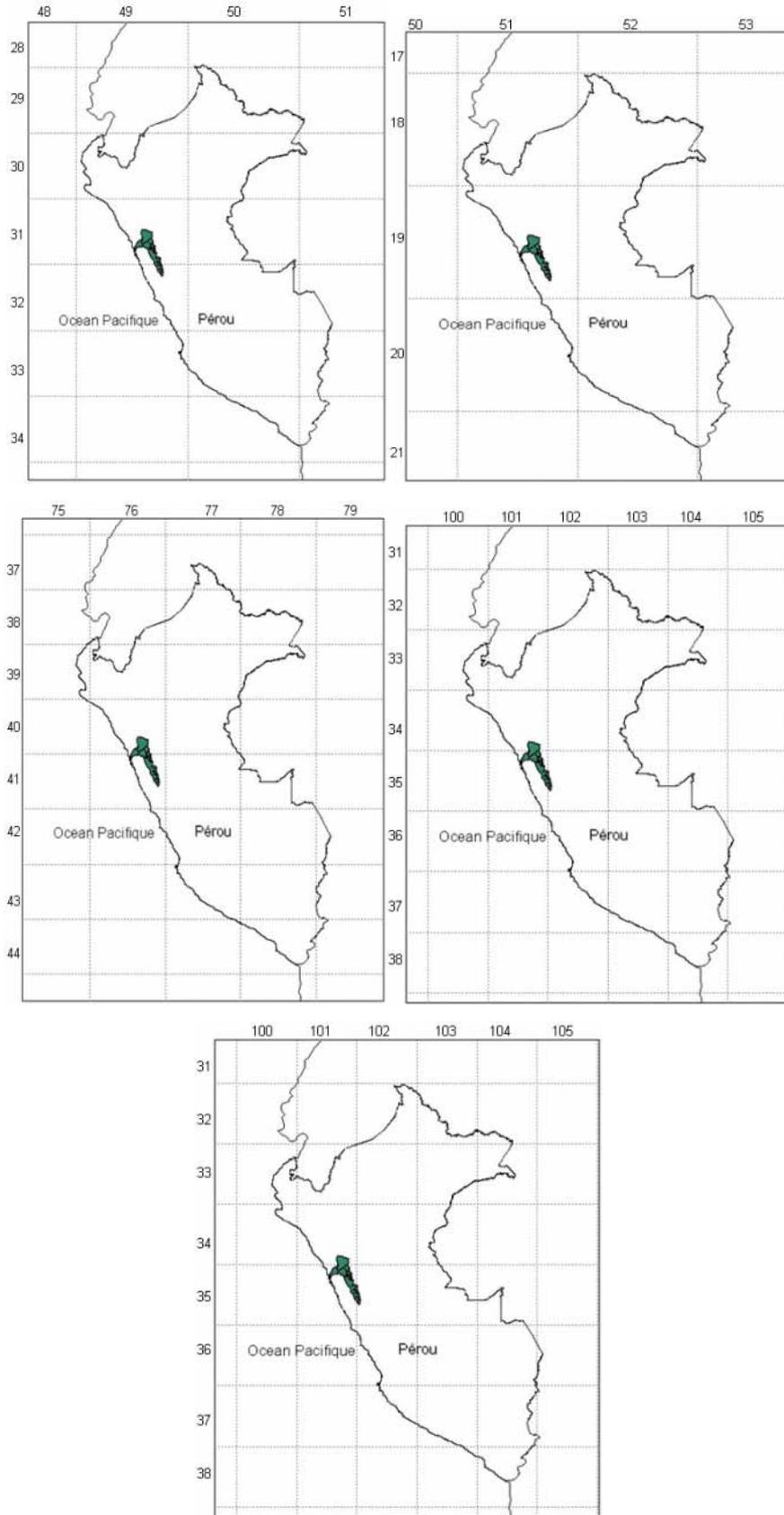


Figure 4. 5 Position du bassin du río Santa sur les grilles des modèles. De gauche à droite à partir du haut le modèles : CSIRO, CCSR/NIES, HadCM3, ECHAM4 et ARPEGE.

4.3 Méthodologie

Une fois obtenue l'information nécessaire à l'utilisation des modèles, l'étape suivante est de choisir une méthodologie pour exploiter l'information. Mearns et al. (2003) décrivent une série de méthodes qui peuvent être utilisées pour profiter de l'information des modèles. Dans notre cas, c'est la méthode de la variation d'horizons (2020, 2050, 2080), proposée par l'IPCC, qui a été adoptée. Cette méthode a pour principe de calculer les variations de la température annuelle entre ces trois horizons et la période de référence actuelle, puis d'appliquer ce taux de variation aux données observées.

Pour une meilleure compréhension de cette méthode, la figure 4.6 permet de voir les résultats de son application à la série de données de température annuelle (moyenne de la température des mois de chaque année) dans le cas du modèle CSIRO avec le scénario A2.

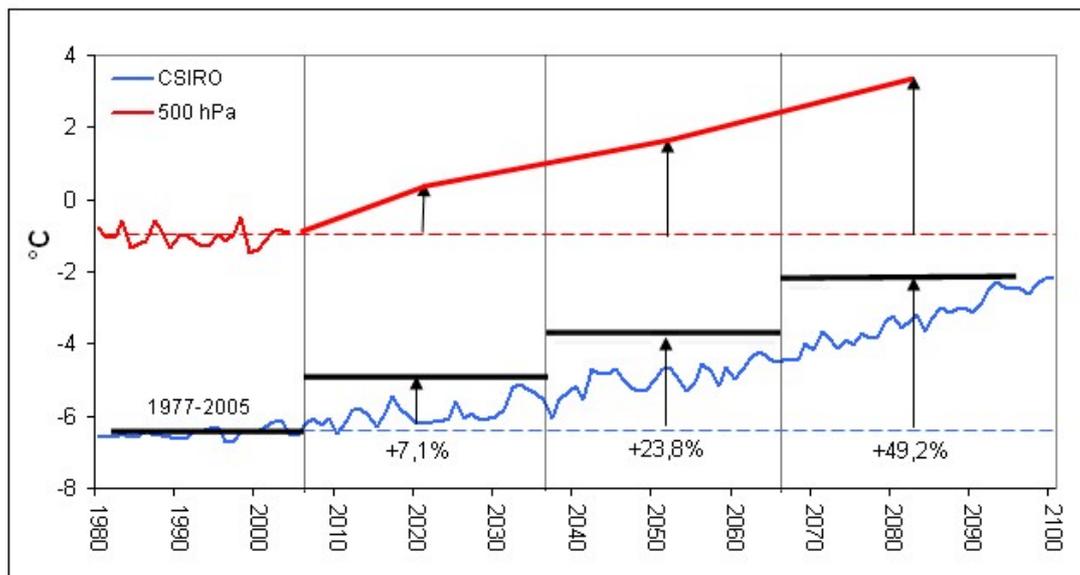


Figure 4. 6 Représentation des variations annuelles pour trois horizons de la série de température du Modèle CSIRO-A2 pour la zone du bassin du Río Santa. En rouge, les séries de température de terrain (corrigée avec les données de réanalyse) et les données extrapolées avec le taux de variation du modèle climatique. En bleu, les données du modèle climatique. Les segments horizontaux représentent les moyennes sur différentes périodes : période actuelle de référence (1977-2005 et des trois horizons futurs.

Les variations sont exprimées en pourcentage et sont calculées par la formule suivante:

$$\Delta_{horiz,i,j} = 100 \times \left(\frac{\overline{X}_{horiz,i,i} - \overline{X}_{ref,i,j}}{\overline{X}_{ref,i,j}} \right)$$

Où:

$\overline{X}_{horiz,i,i}$ Valeur moyenne annuelle calculée d'un horizon donné.

$\overline{X}_{ref,i,j}$ Valeur moyenne annuelle calculée sur la période de référence.

On doit ensuite appliquer le taux de variation sur la série observée (en rouge sur la figure 4.6). Pour ceci, on crée une série fictive entre 2006 et 2095, qui est la période couverte par les trois horizons, avec une moyenne identique à celle de la période de référence. Nous considérons que les données observées entre 1977 et 2005 peuvent être susceptibles de se reproduire de nouveau. Nous effectuons un tirage aléatoire entre 1977 et 2005 de trois séries de 30 années chacun. Les valeurs de ce tirage sont utilisées pour créer les séries fictives de la température pour la période 2006-2095.

On doit noter ici qu'il pourrait être considéré comme abusif d'appliquer des pourcentages de variation à une température relative exprimée en °C alors que la température absolue s'exprime en °K (0°C ~ 273°K). Toutefois, le caractère particulier du milieu de la haute montagne où la valeur de 0°C marque le passage de la phase solide à la phase liquide, déclencheur du processus de fonte et d'écoulement, autorise un tel procédé. Par ailleurs dans la suite du travail, on appliquera aussi des variations absolues de température (+4 et +6°C). Pour les deux autres variables primaires (précipitation et évapotranspiration), cette réserve n'a pas de signification puisqu'il s'agit directement de valeurs absolues.

À cette série fictive, doivent être appliqués les taux de variation calculés aux trois horizons au sein des données du modèle CSIRO (figure 4.6) d'après les formules :

$$X_{SCEN,i,j} = X_{moyObsRef,i,j} \times \Delta_{Horiz,i,j}$$

où:

$X_{moyObsRef,i,j}$ = valeur moyenne annuelle observée sur la période de référence

$\Delta_{Horiz,i,j}$ = taux de variation annuel à un horizon déterminé

De cette manière nous pouvons dire que nous avons une série plus réaliste en respectant les pourcentages de variation des modèles.

Un bassin versant dont l'apport principal vient du glacier a un comportement particulier. Dans un premier temps, à la suite de l'augmentation de température, la surface de fusion augmente provoquant une augmentation des lames écoulées. Mais les glaciers ne sont pas éternels, et la lame écoulee va atteindre après un certain nombre d'années un maximum à partir duquel cette lame écoulee va commencer à diminuer par suite de la perte de surface glaciaire accompagnant le recul du glacier. Pour pouvoir obtenir une meilleure estimation de l'année où se présentera ce maximum, on a décidé de « densifier » la méthode des trois horizons (2020,2050 et 2080) en travaillant avec 10 horizons (2010, 2020.2030....., 2100), et en conservant la même méthode pour le reste.

4.3.1 Recul glaciaire

Dans le chapitre précédent, on a vu que dans le modèle utilisé le front glaciaire est considéré constant pour des périodes relativement courtes d'évaluation des ressources hydriques. Pour l'évaluation par la méthode des horizons, cette hypothèse ne peut plus être considérée. Il est nécessaire de faire une estimation empirique du recul glaciaire.

Généralement pour estimer la dynamique de l'avancement ou du recul, les modèles de glacier se basent sur la position de la ligne d'équilibre (ELA). Deux méthodes sont très utilisées : d'une part, celle qui considère l'*Accumulation Area Ratio* « AAR » (Serrano et Gonzales, 2004) comme une constante et, d'autre part, celle qui estime empiriquement le volume situé à l'aval de l'ELA (Radic et Hock, 2006). Dans notre cas, on ne dispose pas de la position de l'ELA et une autre méthode doit être employée. Pouyaud (2004) sur la base de mesures topographiques faites depuis 1965 du recul du front du glacier de Yanamarey (figure 4.7) a déterminé un coefficient de recul glaciaire réputé valable pour les bassins versants glaciaires

comparables de la Cordillère Blanche. C'est ce type de coefficient estimé de façon empirique qui sera utilisé pour faire une estimation du recul du front glaciaire dans chaque sous bassin versant du Río Santa. Ce coefficient est multiplié par la surface du glacier et le nombre d'années concernées afin de déterminer la surface perdue.

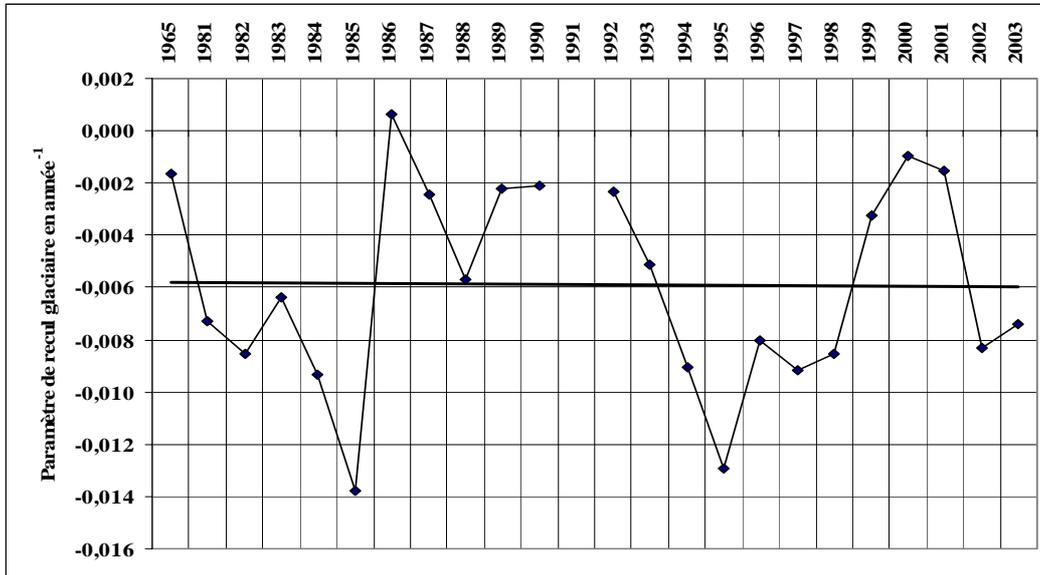


Figure 4. 7 Coefficient de recul glaciaire estimé sur la base des mesures faites au glacier de Yanamarey (Pouyaud, 2004).

4.4 Impact du changement climatique sur les ressources hydriques du río Santa

Le but de ce travail est de faire des prévisions de l'impact du changement climatique sur le bassin versant du Río Santa et, pour cela, nous utiliserons le modèle d'écoulement décrit au chapitre 3 avec un certain nombre d'hypothèses. A partir de la variabilité de la température fournie par les AOCGM, on formule trois hypothèses distinctes sur la précipitation à l'horizon 2100 : (1) elle diminue de 10%, (2) elle reste constante, (3) elle augmente de 10%., L'évapotranspiration sera toujours supposée constante. Le modèle a été utilisé au chapitre 3 avec un pas de temps mensuel, mais pour les prévisions d'impact du changement climatique, on l'utilisera avec un pas de temps annuel.

Une série d'hypothèses sont posées selon le type des variables utilisées et selon les autres facteurs climatiques :

- Les couvertures végétales ne changent pas significativement, les pentes fortes des versants des montagnes n'autorisant pas une végétation abondante.
- Bien que l'occurrence du phénomène El Niño soit en augmentation, il est difficile de prévoir les années où il va se produire. Puisque les modèles climatiques ne prévoient pas ce phénomène, nous n'entreprendrons pas sa simulation
- La situation du Pérou dans une zone de haute activité sismique a conduit dans le passé à d'importants éboulements de glaciers, accompagnés parfois de rupture des moraines qui retiennent des lacs. Ces phénomènes ne seront pas traités.

4.4.1 Evolution des variables climatiques

La température est la variable principale de nos simulations, dont les données proviennent des cinq modèles climatiques retenus. Ceux-ci seront utilisés avec 4 scénarios différents pour chaque sous bassin versant. Les scénarios A2 et B2 du SRES sont les deux utilisés. A ces deux premiers scénarios de température, on en a ajouté deux supplémentaires, dont l'information ne provient d'aucun AOCGM. Ceux-ci prennent en considération des conditions plus sévères que celles retenues par l'IPCC. Le premier considère que la température d'ici l'année 2100 va augmenter de 4°C par rapport à la moyenne actuelle, à une altitude de 500 hPa dans le bassin versant du Río Santa. Le second considère une augmentation de 6°C. L'extrapolation de ces 2 nouveaux scénarios a été faite en utilisant des équations polynomiales du troisième degré (ces équations ressemblent à celle de la variation de la température des AOCGM). En prenant comme référence pour l'année 2005 la température de -1°C, les équations polynomiales pour les variations de 4°C et 6°C sont respectivement,

$$T = 0,0003799(t^2) - 1,5117314(t) + 1514,0365$$

$$T = 0,0005574(t^2) - 2,2249424(t) + 2219,23368$$

Où, T est la température en °C et t l'année cible.

En ce qui concerne la précipitation, les données des modèles climatiques ne seront pas prises en considération. A leur place, on a décidé de coupler toutes les simulations de températures à 3 types de scénarios de précipitation. Le premier scénario considère la précipitation constante, le deuxième qu'elle augmente de 10% et le troisième qu'elle diminue de 10% d'ici l'année

2100, tout cela en référence à la moyenne calculée sur la série historique de chaque sous bassin versant. Pour le cas de l'évapotranspiration, on part du même concept que celui utilisé pour la précipitation, mais on garde une évapotranspiration constante pour tous les scénarios, compte-tenu du manque de données d'observation (un modèle plus réaliste devrait faire varier l'ETP en fonction de la température).

En résumé, pour chaque sous bassin versant, on a retenu 4 scénarios climatiques principaux du point de vue de la température. Deux de ceux-ci correspondent aux scénarios A2 et B2 proposés par SRES. Les deux autres considèrent des augmentations de 4 et de 6°C, d'ici l'année 2100. Pour les scénarios de température issus du SRES, chacun se sub-divise en 3 sous-scénarios de précipitation (+ 10%, constante, -10%) alors que l'évapotranspiration reste la même pour chaque scénario de température. Les scénarios qui prennent en considération une augmentation de 4 et 6°C conservent la pluie et l'évapotranspiration constantes dans le temps. La figure 4.8 schématise ces scénarios et sous-scénarios.

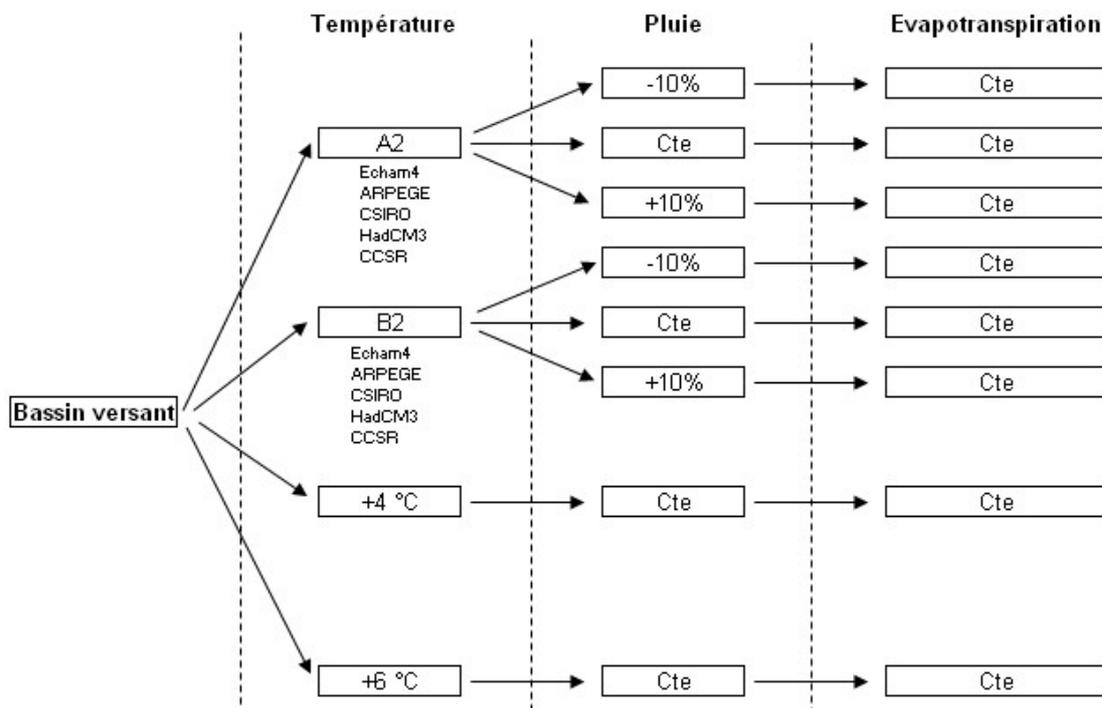


Figure 4. 8 Schéma des 8 scénarios climatiques utilisés pour chacun des sous bassins versant

Sur le tableau 4.3, on peut voir les variations en pourcentage de la température pour chaque séries des modèles climatiques par rapport à leurs séries de référence pour les scénarios A2 et B2.

Horizon	A2					B2				
	Arpege	CCSR	CSIRO	Echam4	Hadcm3	Arpege	CCSR	CSIRO	Echam4	Hadcm3
2020	14,0	13,4	7,1	22,8	18,3	21,1	13,2	9,5	22,0	18,3
2050	46,5	34,3	23,8	60,9	52,7	50,2	34,1	26,4	59,2	42,0
2080	96,2	75,1	49,2	125,5	95,1	71,5	56,1	40,3	92,4	70,8
2010	7,4	10,8	6,4	13,5	15,9	19,0	9,6	6,8	13,7	16,7
2020	19,7	14,9	8,9	22,8	17,5	26,5	15,1	13,8	26,3	20,0
2030	23,3	19,0	13,0	30,5	31,2	35,9	19,0	17,5	36,0	28,9
2040	34,9	25,4	20,0	41,6	39,3	47,2	27,2	22,9	42,6	34,4
2050	46,7	32,2	22,8	53,7	52,4	53,0	33,3	27,4	57,9	38,7
2060	59,5	43,3	29,5	76,6	67,0	54,8	39,9	29,1	73,5	53,4
2070	79,2	57,2	37,5	99,7	79,1	66,6	46,9	36,2	79,8	63,2
2080	94,6	72,3	46,6	120,7	100,2	74,3	51,6	39,4	90,8	72,9
2090	109,7	84,9	57,6	134,9	103,4	78,0	62,1	44,0	93,5	76,7
2100	110,0	92,1	63,8	142,9	102,3	72,6	66,9	42,9	110,5	71,3

Tableau 4. 3 Variation en pourcentage de la température pour chaque modèle climatique sous les hypothèses des scénarios A2 et B2 de l'IPCC.

4.4.2 Résultats

Ils portent sur les lames écoulées des 10 sous bassins versants, celui de Parón étant écarté puisque son débit est régulé de manière artificielle. La première analyse sera centrée sur la zone nord de la Cordillère Blanche. Pour tous les scénarios et tous les sous bassins versants, les variations en pourcentage des lames écoulées seront prises en compte, en référence à la moyenne de leurs séries historiques utilisées pour l'estimation initiale des valeurs de chacune des variables.

4.4.2.1 Zone Nord de la Cordillère Blanche

Sur la figure 4.9, on peut voir les lames écoulées pour un scénario A2 en température et pour une précipitation et une évapotranspiration constantes. En première analyse, on constate que le modèle CSIRO présente la plus grande variation pour ce scénario, au contraire du modèle Echam4. Les sous-bassin versants de Los Cedros et de Colcas présentent une diminution de leurs lames écoulées jusqu'à l'année 2100. Dans le cas de Los Cedros, cette lame diminuerait dans une fourchette de 603 mm à 864 mm, soit une diminution de 7% à 35%. Pour Colcas les lames écoulées se situeront entre 566 mm et 693 mm, soit une réduction de 10 à 27%. Pour Artesón et de Llanganuco, la situation est inverse. Ces deux sous-bassin versants présentent des augmentations de leurs lames écoulées qui atteignent pour Artesón un intervalle de 1954 mm à 3664 mm, soit une variation de 3% à 93% par comparaison à la lame écoulee de référence. Dans le cas de Llanganuco, les lames écoulées pour l'année 2100 se situeraient entre 1104 mm et 1373 mm. Ce qui correspond à une variation de 2 à 27% de la lame écoulee. Artesón, comme Llanganuco, présentent une augmentation constante et presque semblable selon les modèles jusqu'aux années 2040 – 2050 où les lames commencent à montrer une

augmentation plus marquée. Cette différence de comportement d'Artesón et de Llanganuco s'explique par des couvertures glaciaires plus importantes qu'à Los Cedros et Colcas.

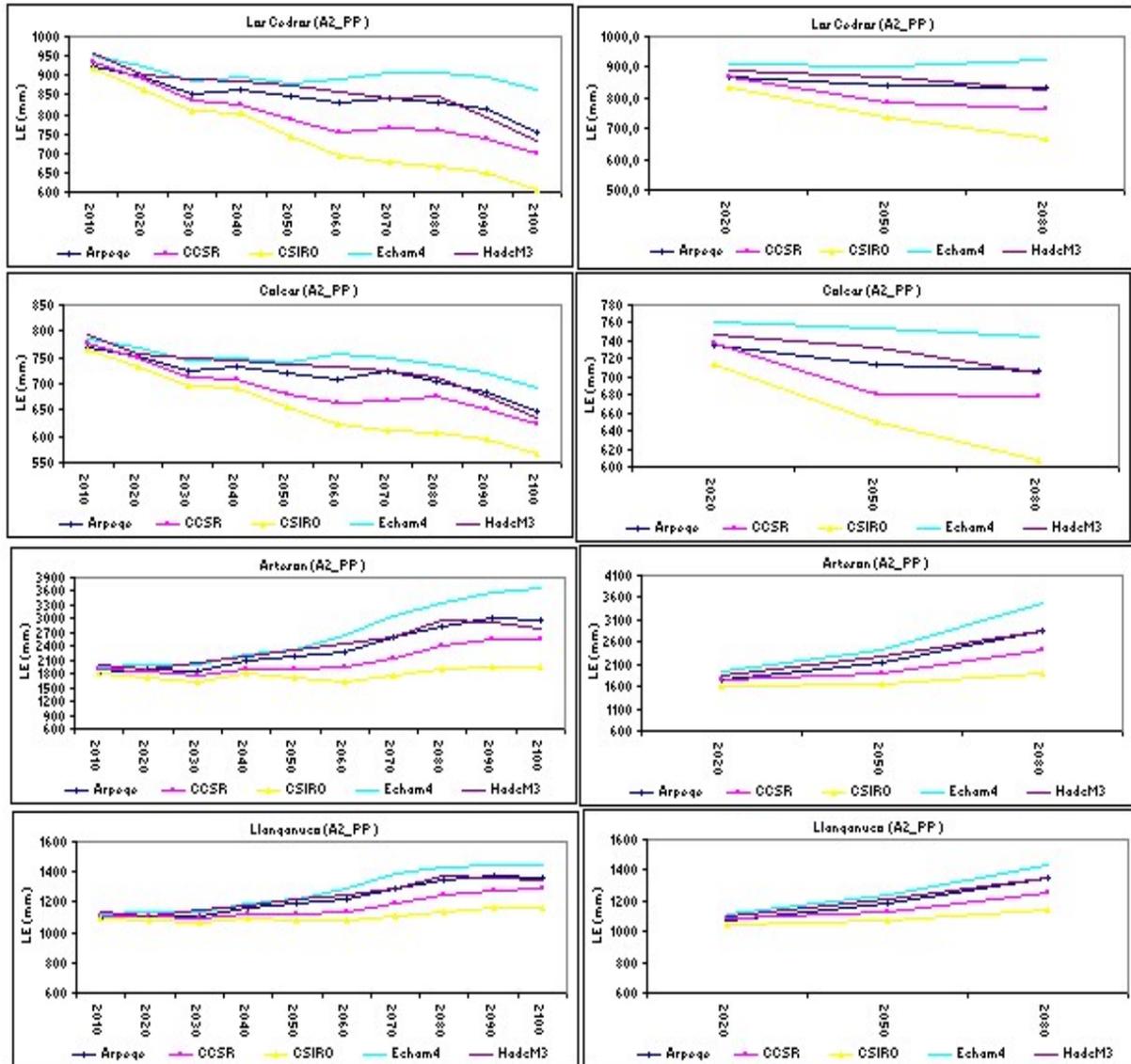


Figure 4. 9 Simulation des lames écoulées pour la zone Nord de la Cordillère Blanca, avec le scénario A2 de température et en considérant précipitation et évapotranspiration constantes.

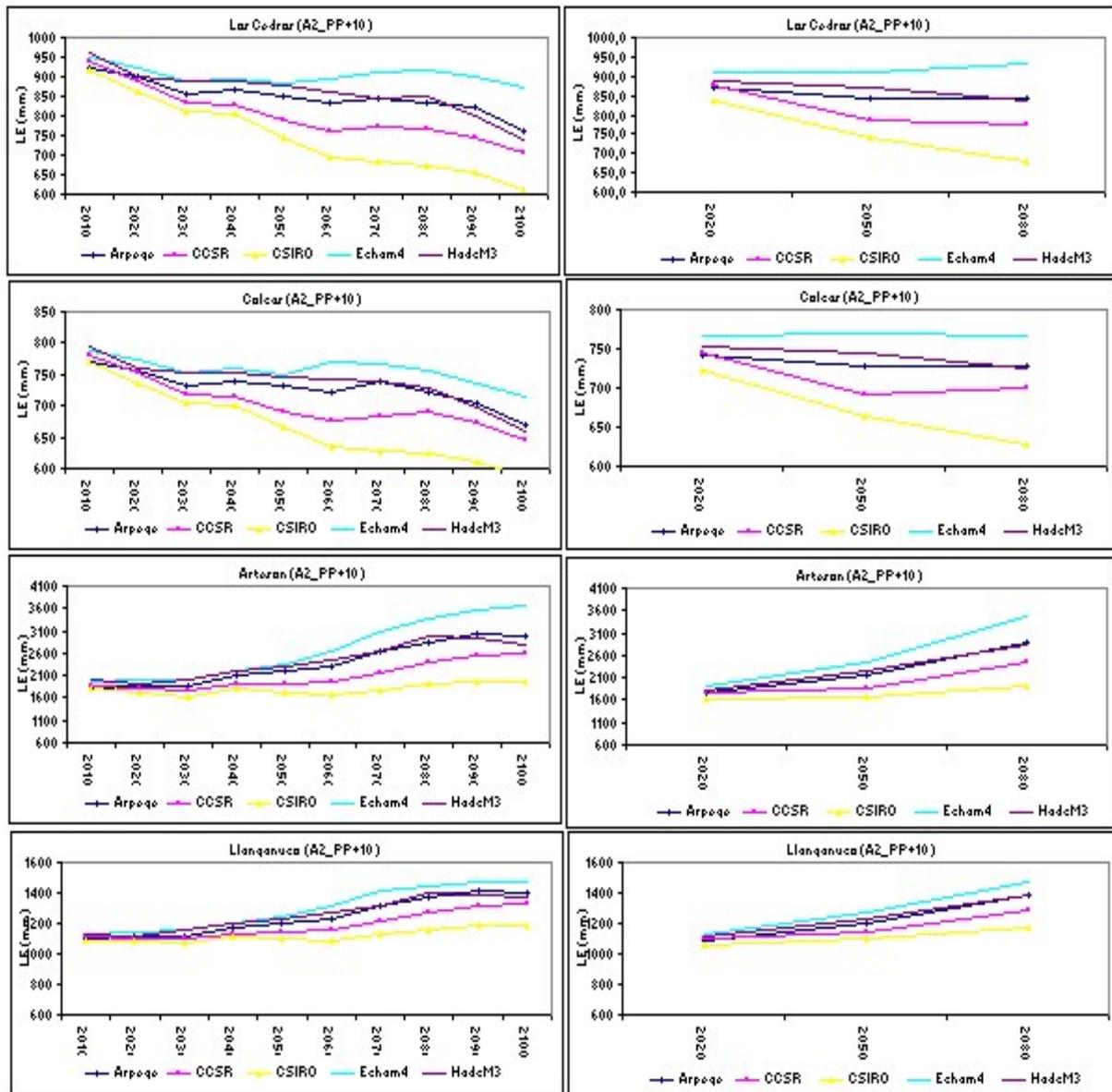


Figure 4. 10 Simulation des lames écoulées pour la zone Nord de la Cordillère Blanca, avec le scénario A2 de température et considérant une augmentation de 10% de la précipitation et l'évapotranspiration constante.

Dans l'analyse pour le scénario A2 (température), en considérant cette fois que la précipitation augmente de 10% (figure 4.10) jusqu'en 2100, on peut observer le même comportement qu'avec une précipitation constante, mais les taux de variation des lames écoulées jusqu'en 2100 sont différents. Les lames écoulées pour Los Cedros diminuent entre 7 et 35%, et pour Colcas entre 8 et 24%, peu différentes de la simulation à pluie constante. Ce qui montre bien, que malgré une moindre couverture glaciaire qu'Artesón et Llanganuco, la fusion glaciaire reste pour le futur l'apport le plus important dans leurs lames écoulées. Dans le cas d'Artesón l'augmentation se situe entre 4 et 94% et à Llanganuco entre 5 à 30%, ce qui confirme que ces lames ne varieraient pas beaucoup avec une augmentation de la précipitation. Pour le scénario

qui considère que la précipitation diminue de 10% (figure 4.11) les tendances sont encore les mêmes et les rangs des variations ne sont pas significativement différents en comparaison avec le cas précédent (augmentation de 10%)

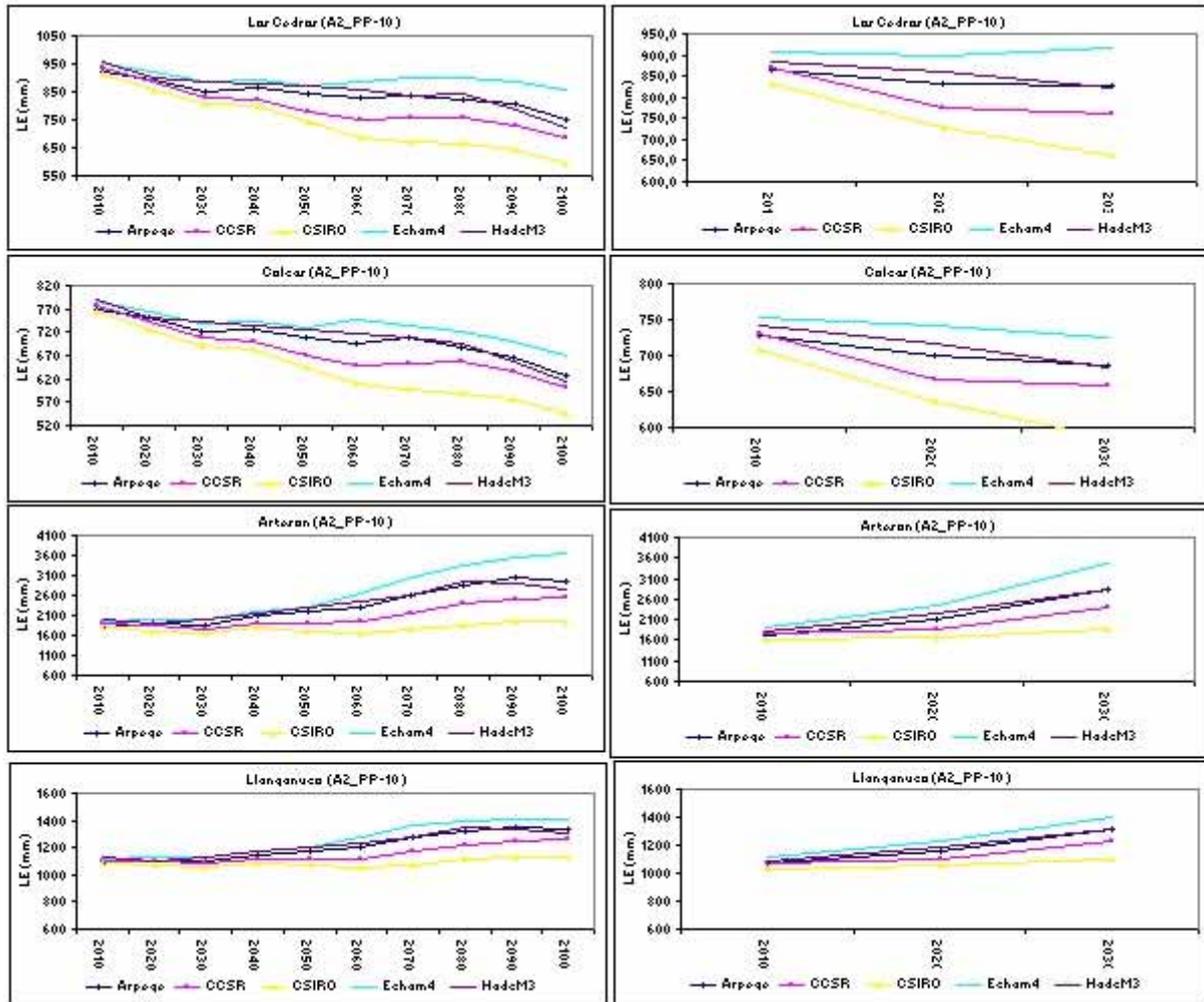


Figure 4. 11 Simulation des lames écoulées pour la zone Nord de la Cordillère Blanca, avec le scénario A2 de température et considérant une réduction de 10% de la précipitation et l'évapotranspiration constante.

Dans le cas des simulations avec le scénario B2 avec les précipitations considérées constantes jusqu'à l'année 2100 (figure 4.12), les résultats sont différents par rapport au scénario A2, mais les tendances sont maintenues en grande partie. Los Cedros comme Colcas présentent une diminution des lames écoulées. Dans le cas de Los Cedros, les lames écoulées se situent entre 548 et 771 mm pour l'année 2100, ce qui représente une diminution de 17 à 41%. Dans le cas de Colcas, la lame écoulée obtenue varie entre 536 et 726 mm (soit 6% à 31% de diminution). Dans le cas d'Artesón et de Llanganuco, la tendance est à une augmentation des lames écoulées jusqu'à l'année 2100 dans tous les modèles, à l'exception du modèle CSIRO. Ceci est dû au fait que le scénario B2 est moins pessimiste que le scénario A2 et que le

modèle CSIRO montre la plus petite variation de température de tous les modèles. Ceci influence particulièrement les bassins avec une plus grande couverture glaciaire, et il pourrait en être conclu que, pour le modèle CSIRO, l'augmentation de la température ne suffit pas pour influencer la fusion glaciaire et, par conséquent, la lame écoulee diminue par rapport à la période de référence. Artesón présente une lame écoulee de 1511 à 2841 mm, ce qui représente une variation de -20 à +50%. A Llanganuco, les taux de variation sont entre -7et 22%.

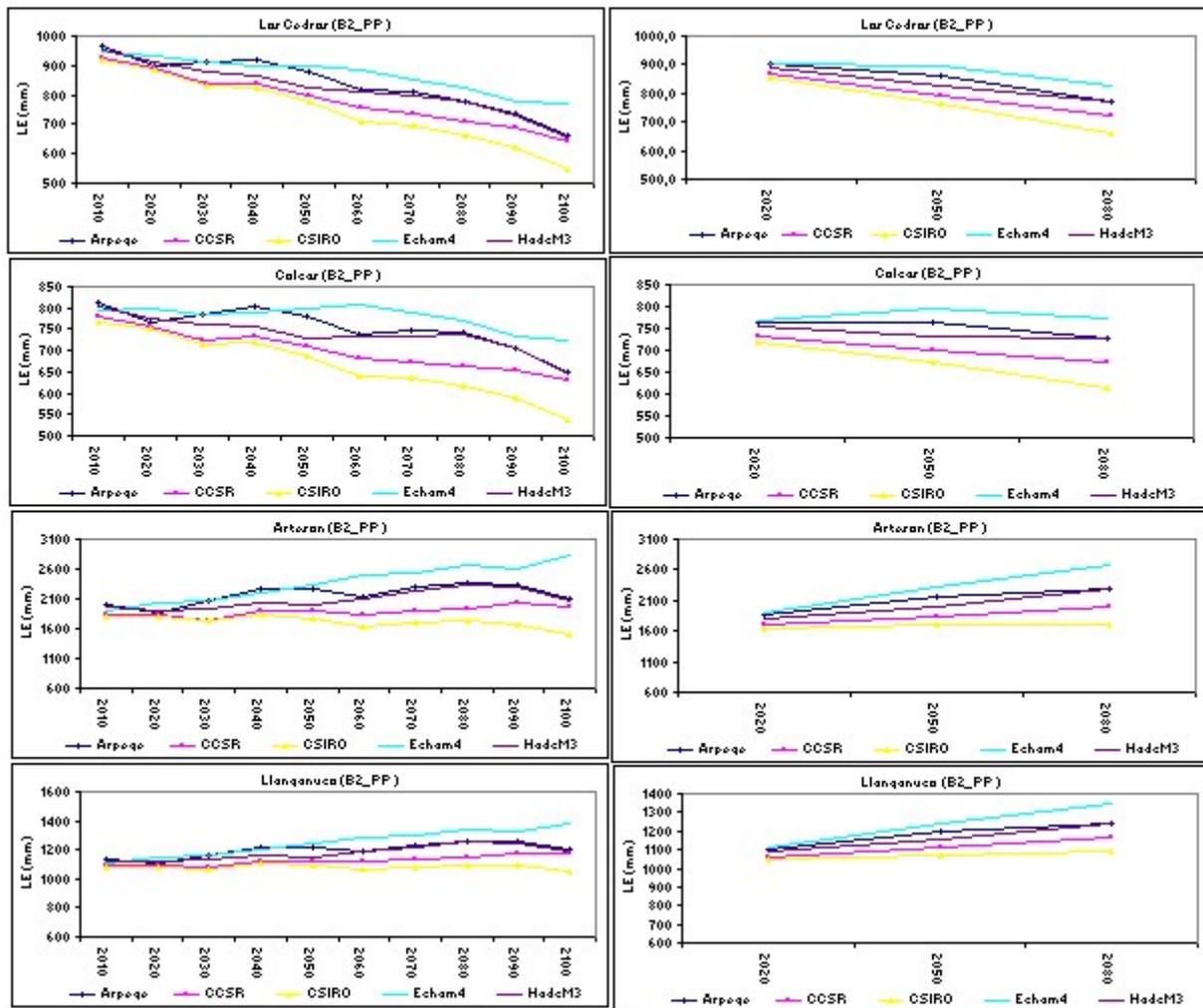


Figure 4. 12 Simulation des lames écoulées pour la zone Nord de la Cordillère Blanca, pour le scénario B2 de température et en considérant précipitation et évapotranspiration constantes.

Pour le scénario B2, en considérant une augmentation de 10% (figure 4.13) des précipitations, la situation ne change pas beaucoup par rapport à une précipitation constante. On n'observe qu'une variation des taux, mais ni des comportements ni des tendances. Pour Los Cedros la lame écoulee se situe entre 563 et 786 mm (soit -16 à -40%), pour Colcas celles-ci sont entre

538 et 727 mm (soit -6 à -30%), Artesón entre 1536 et 2866 mm (soit -19 à 51%) et à Llanganuco la lame écoulee va de 1032 mm à 1343 mm (soit -4 à 24%).

Les résultats du scénario qui considère que la précipitation diminue de 10% (figure 4.14) montre les mêmes tendances et des modifications minimales des taux de variation des quatre sous bassins versants par rapport au premier scénario.

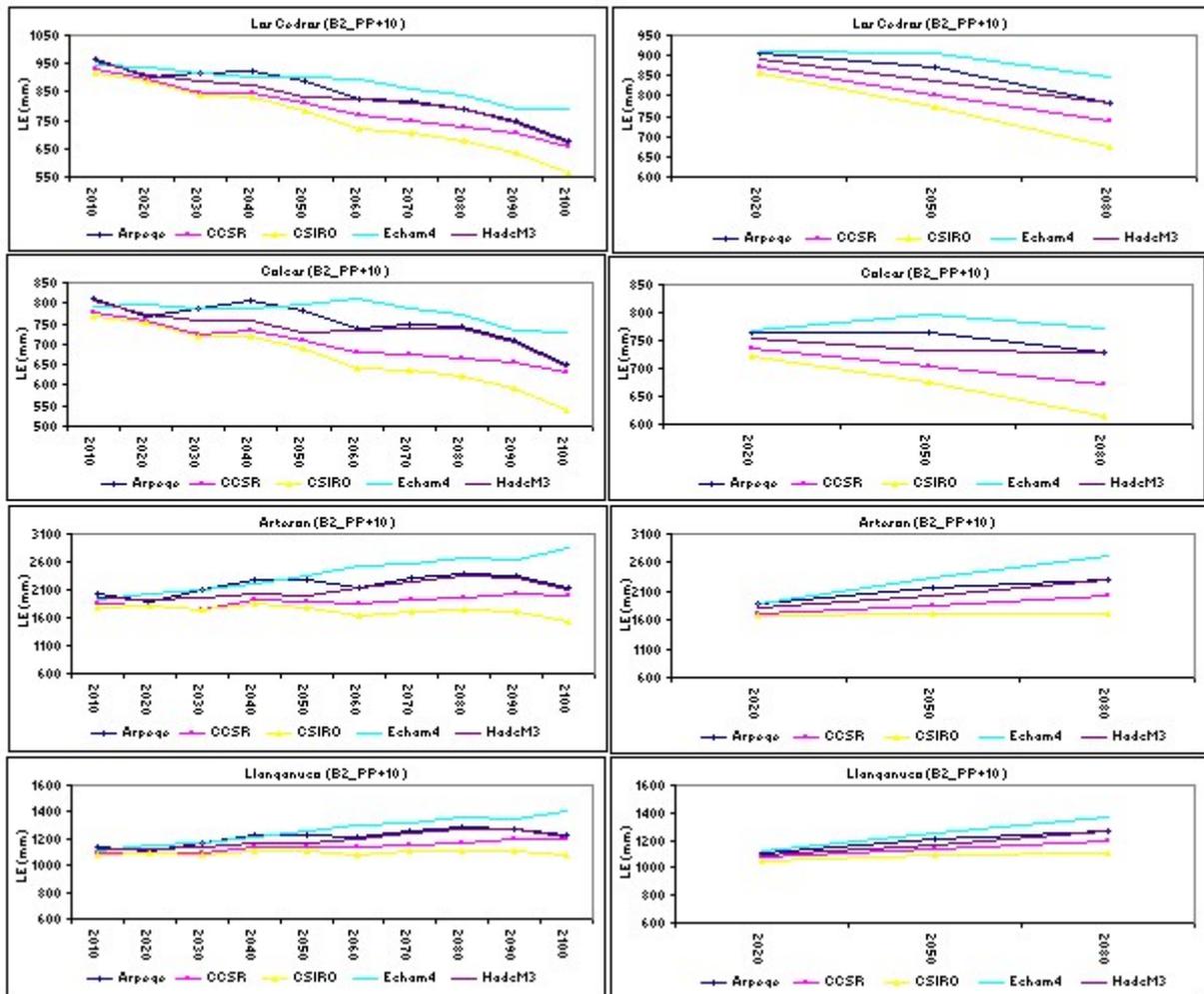


Figure 4. 13 Simulation des lames écoulées pour la zone Nord de la Cordillère Blanca, avec le scénario B2 de température et considérant une augmentation de 10% de la précipitation et l'évapotranspiration constante.

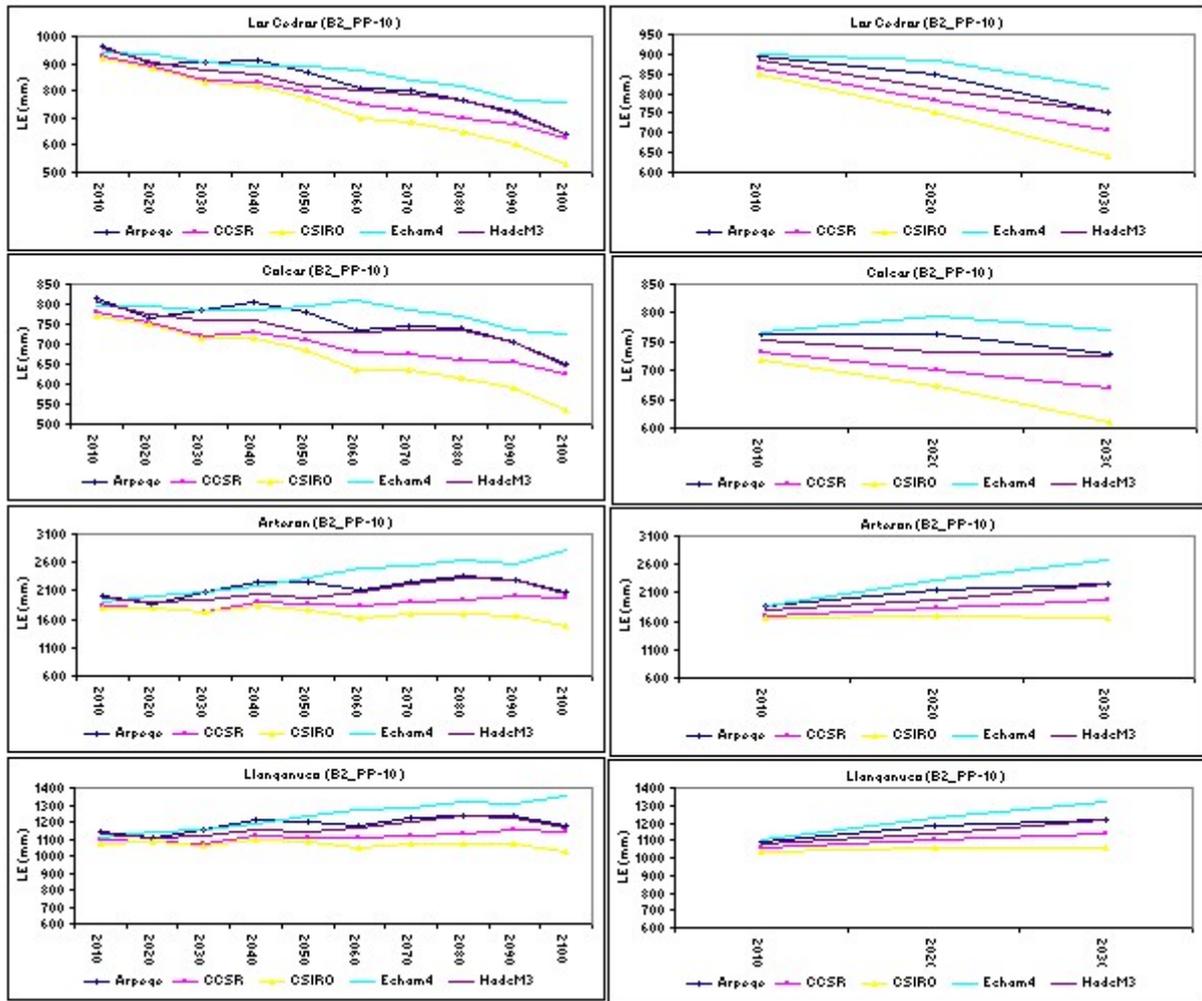


Figure 4. 14 Simulation des lames écoulées pour la zone Nord de la Cordillère Blanca, avec le scénario B2 de température et considérant une réduction de 10% de la précipitation, et l'évapotranspiration constante.

Les deux derniers scénarios ne considèrent qu'une augmentation de la température de l'air de 4°C à 6°C, alors que les précipitations et l'évapotranspiration restent constantes. Contrairement aux cas utilisant les données issues de modèles climatiques, ici les tendances des bassins avec une plus grande surface glaciaire changent avec le temps. Pour une augmentation de 4°C (figure 4.15) à Artesón, on observe pour le troisième horizon (2030, en se limitant 3 horizons décennaux) que la lame écoulée augmente, mais quand on prend en considération les 10 horizons, on observe que le maximum d'écoulement est atteint dès le neuvième horizon (2090), puis que les lames écoulées diminuent. La même situation se produit avec Llanganuco qui présente un maximum pour le neuvième horizon. Dans les sous bassins versants de Los Cedros et de Colcas, les diminutions des lames écoulées se maintiennent, avec une accélération de la tendance entre 2050 et 2070.

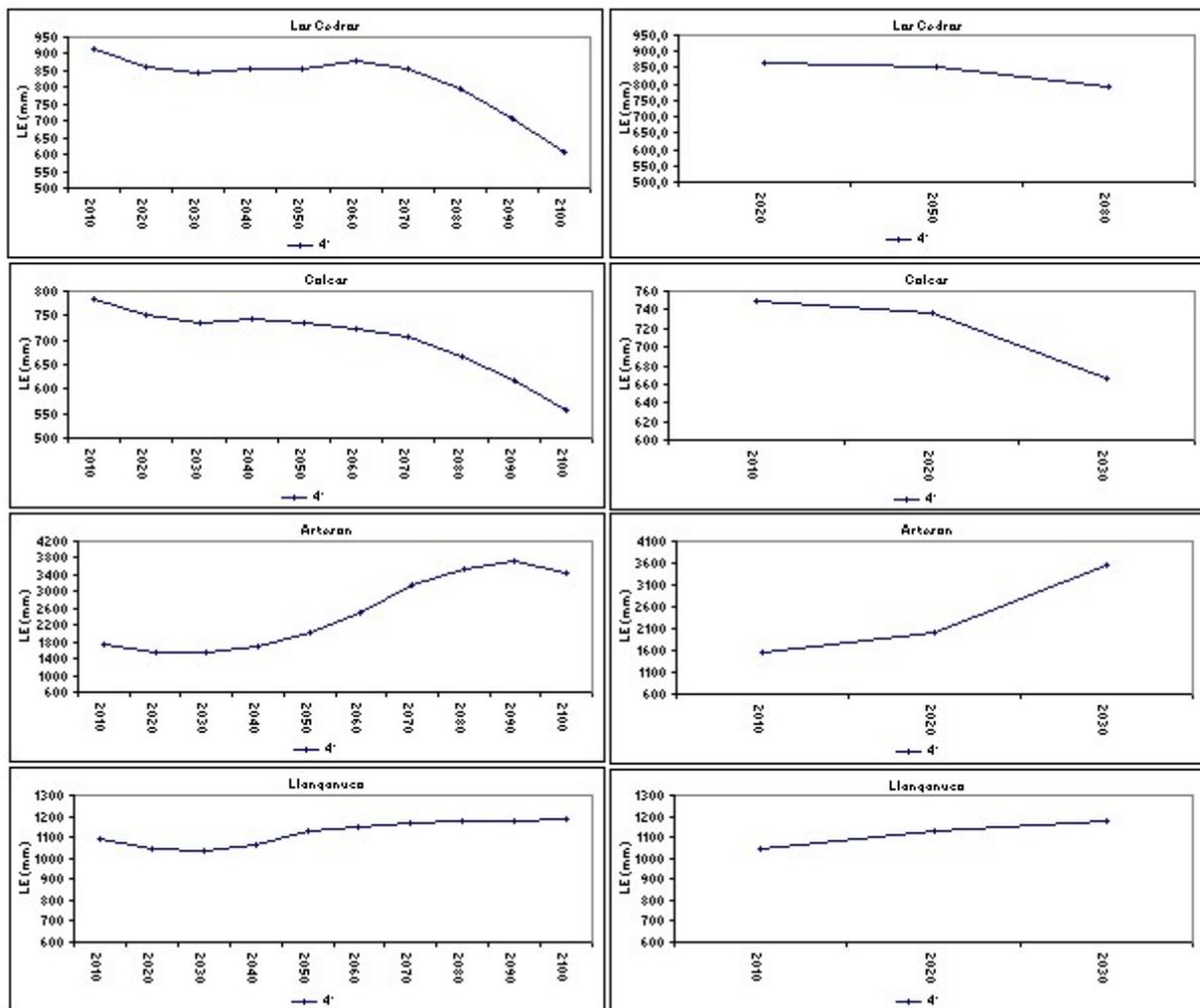


Figure 4. 15 Simulation des lames écoulées pour la zone Nord de la Cordillère Blanca, avec un scénario où la température augmente de 4°C jusqu'à l'année 2100 et considérant la précipitation et l'évapotranspiration constantes.

En raison de cette augmentation de température, il apparaît que les écoulements des 4 sous-bassins vont majoritairement résulter des apports de la fusion glaciaire d'ici 2100. Pour le scénario qui considère une augmentation de la température de 6°C (figure 4.16) jusqu'à l'année 2100, les comportements des sous bassins d'Artesón et Llanganuco sont semblables, avec la différence que le maximum de l'écoulement se situe entre le septième et huitième horizon (sur les dix de la simulation), alors que si nous utilisons seulement trois horizons les lames écoulées apparaissent en augmentation continue. Dans le cas de Los Cedros et de Colcas, les lames écoulées à la fin du dixième horizon montrent de très faibles écoulements. Ces bassins auront alors perdu plus de 90% de leur surface glaciaire pour Los Cedros et la totalité pour Colcas.

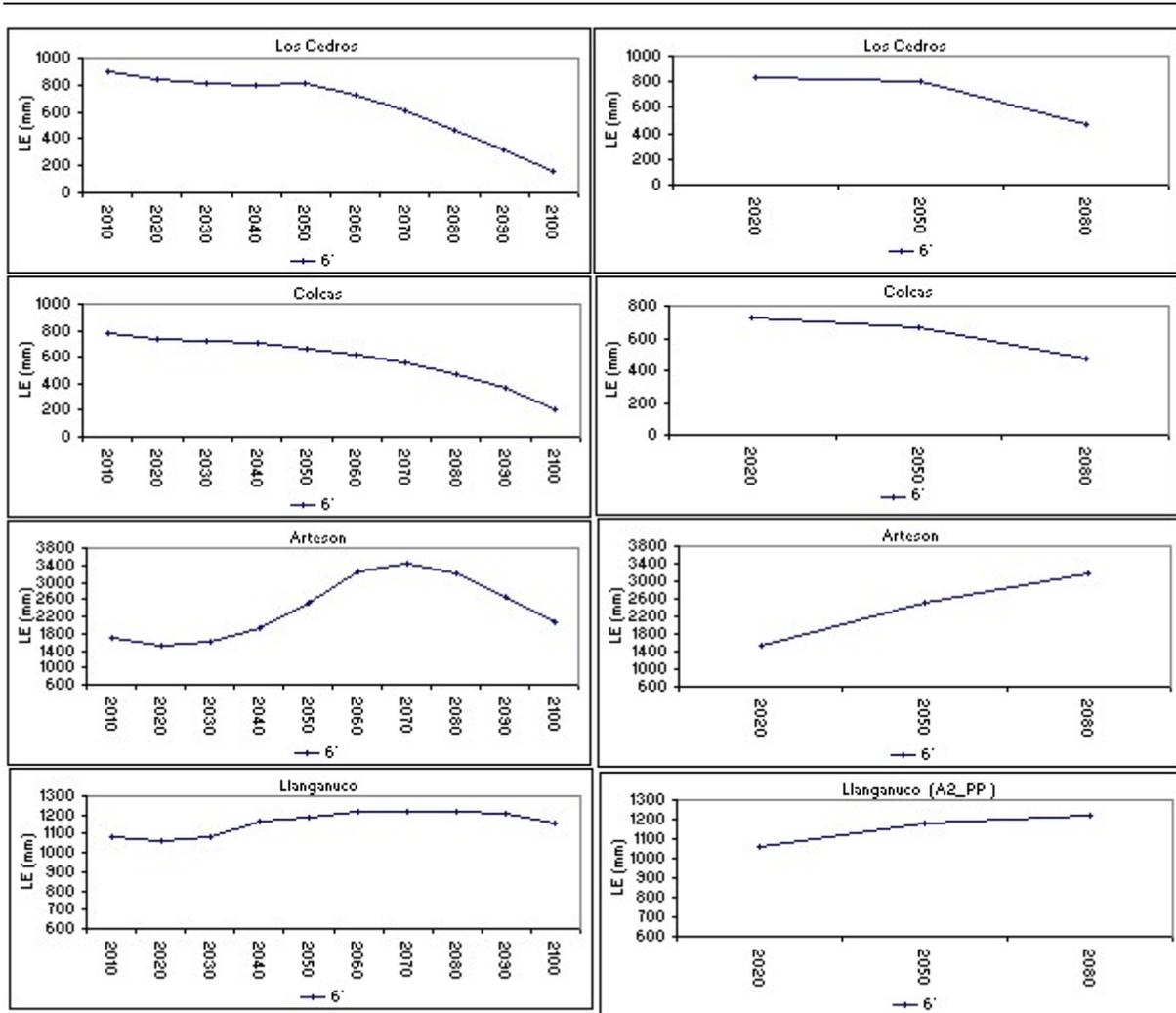


Figure 4. 16 Simulation des lames écoulées pour la zone Nord de la Cordillère Blanca, avec un scénario où la température augmente de 6°C jusqu'à l'année 2100, et considérant la précipitation et l'évapotranspiration constantes.

4.4.2.2 Zone Sud de la Cordillère Blanca

Pour la zone sud, on a simulé l'évolution des six sous bassins modélisés dans le chapitre précédent. Le scénario A2 pour la température, avec la précipitation et l'évapotranspiration constantes, est le premier à être présenté (figure 4.17). Pour cette zone sud, le sous bassin versant de Chancos est le seul qui montre une tendance à l'augmentation de sa lame écoulée. Pour l'année 2100, sa lame écoulée simulée va de 1012 à 1205 mm selon les modèles, ce qui en pourcentage correspond à une augmentation de 0 à 19%. Le modèle climatique qui ne produit ni augmentation ni diminution de la lame écoulée est celui du CSIRO. Les sous bassins de Quilcay, Olleros, Yanamarey, Pachacoto et de Recreta montrent tous une diminution de leurs lames écoulées.

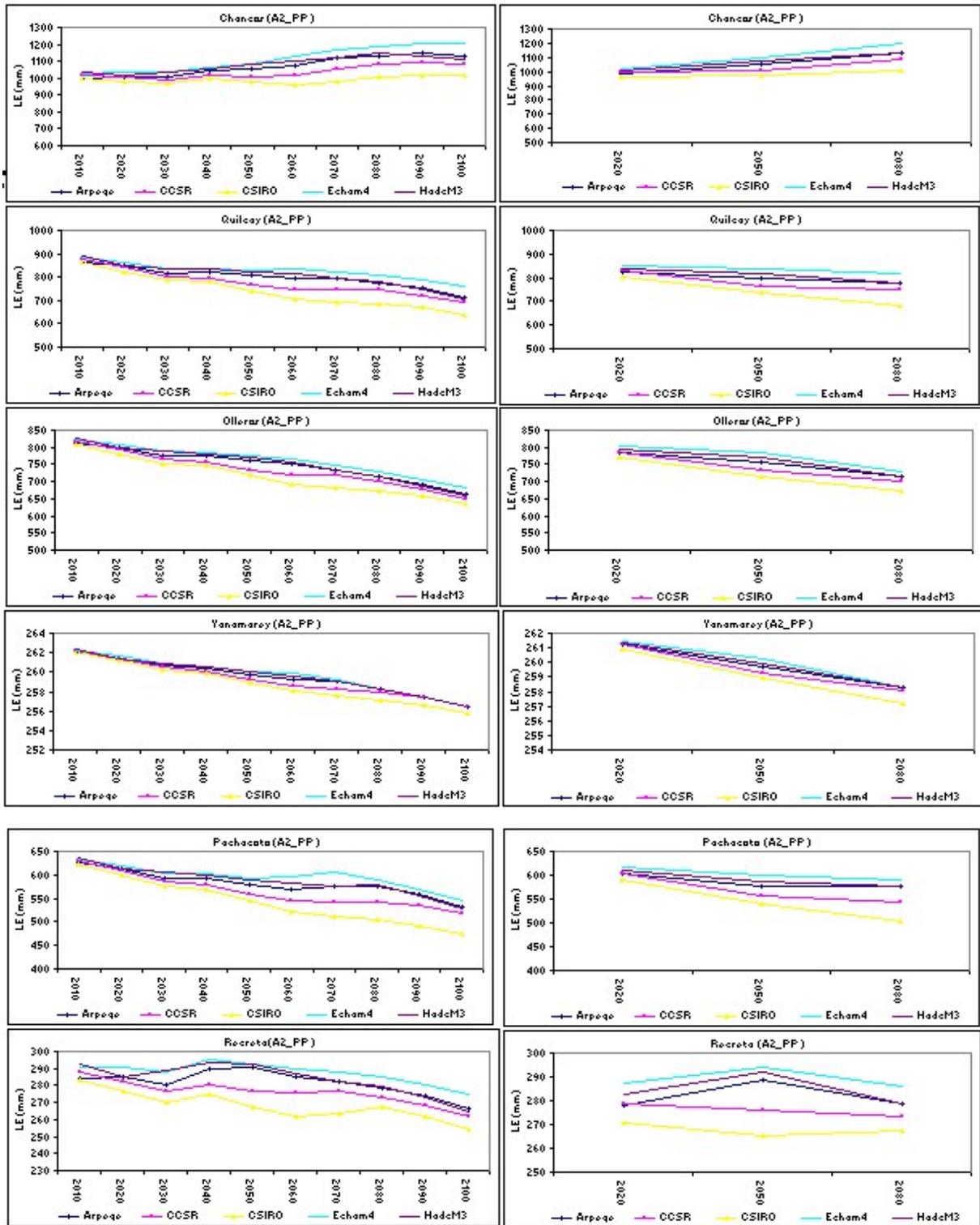


Figure 4. 17 Simulation des lames écoulées pour la zone Sud de la Cordillère Blanche, avec le scénario A2 de température, et considérant la précipitation et évapotranspiration constantes.

Parmi ces 5 sous-bassins, ceux de Yanamarey et de Recreta ont des résultats un peu différents. Dans le cas de Yanamarey, on observe une diminution légère et constante des lames écoulées, due à la petite taille de sa partie glaciaire. Pour 2100, tous les modèles climatiques montrent une diminution de 9% de la lame écoulee. Cela indique que son régime hydrologique ne dépendra alors que des seuls apports pluviaux après disparition du glacier. Dans le cas de Recreta, les variations sont aussi très faibles, ce sous bassin étant celui qui a le plus petit secteur glaciaire rapporté à sa surface (< 2% de couverture glaciaire). Recreta relève davantage d'un régime pluvial que glaciaire, puisque sa surface glaciaire apporte fort peu à son écoulement. Pour les sous bassins de Quilcay, Olleros et Pachacoto, les diminutions de leurs lames écoulées varient entre de 29 à 13% jusqu'à l'année 2100.

Quand on utilise le scénario A2 avec une augmentation de 10% de la précipitation (figure 4.18) les comportements restent très semblables à ceux correspondant à une précipitation constante, avec quelques petites différences dans les taux de variation. La seule exception est le bassin de Yanamarey, qui dépend beaucoup de la précipitation en montrant une augmentation de la lame écoulee pour tous les modèles climatiques. C'est du, comme on l'a déjà dit, à sa petite surface glaciaire et à la nature pluviale de son régime. Les autres sous-bassins ont une variation de leurs lames écoulées de +/- 3%, avec des précipitations constantes.

Pour un scénario A2 considérant que la précipitation diminue de 10% jusqu'en 2100 (figure 4.19), les comportements sont semblables pour les différents sous-bassins. Yanamarey présente une diminution de son débit (la précipitation est toujours importante dans ce sous bassin versant), mais ne diminue que de 18%, alors que Quilcay, Olleros et Pachacoto présentent des diminutions de leurs lames écoulées qui vont de 32 à 18%. Chancos dans ces conditions présente encore une augmentation de l'ordre de 4 à 16% à l'exception du modèle CSIRO qui montre une diminution de 3% de la lame écoulee. Bien que les cinq autres sous bassins versants montrent tous une diminution de leurs écoulements, trois d'entre eux (Quilcay, Olleros et Pachacoto) continuent à dépendre principalement de la fusion glaciaire, au contraire des deux autres (Yanamarey et Recreta).

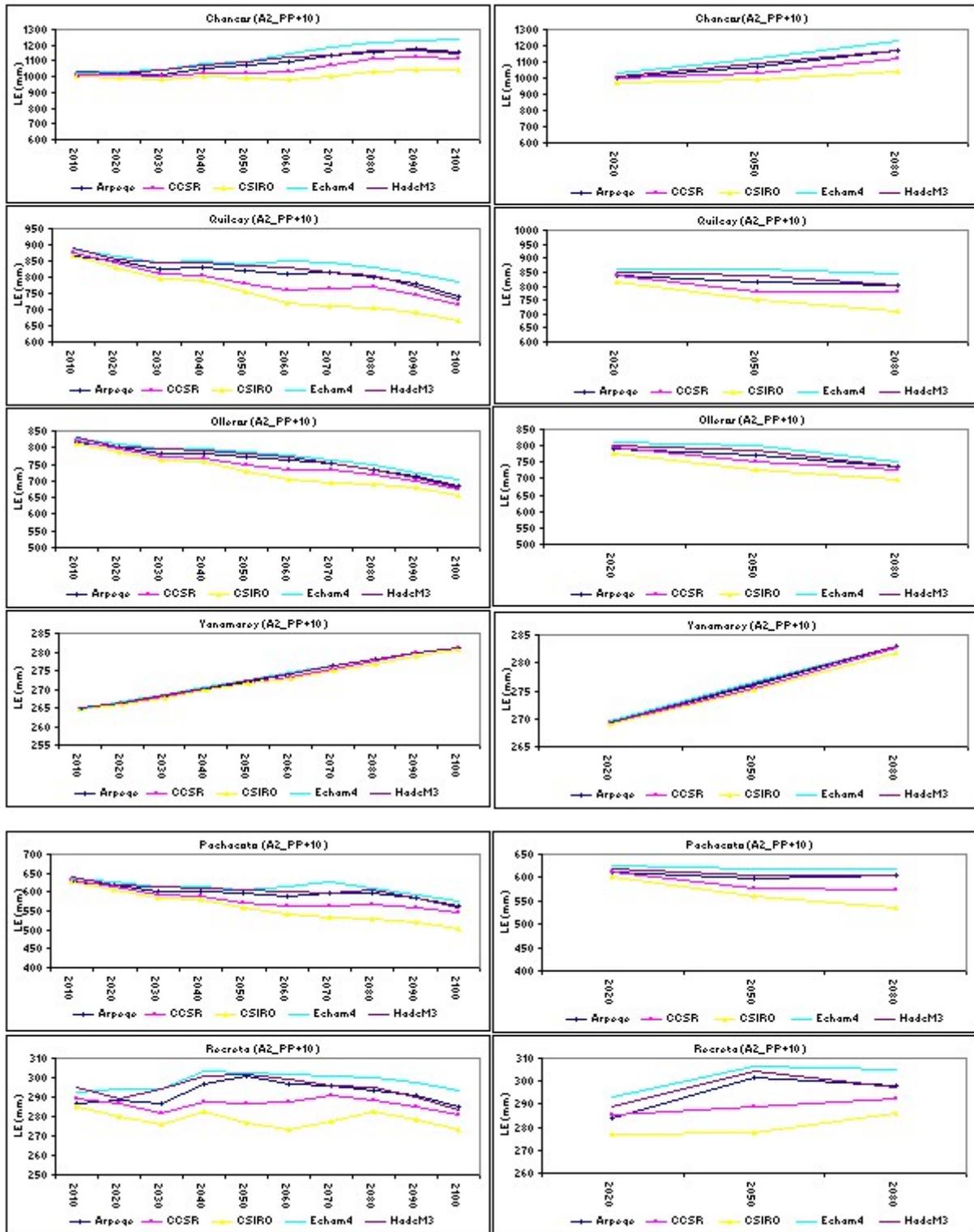


Figure4.18 Simulation des lames écoulées pour la zone Sud de la Cordillère Blanche, avec le scénario A2 de température, et considérant une augmentation de 10% de la précipitation et l'évapotranspiration constante.

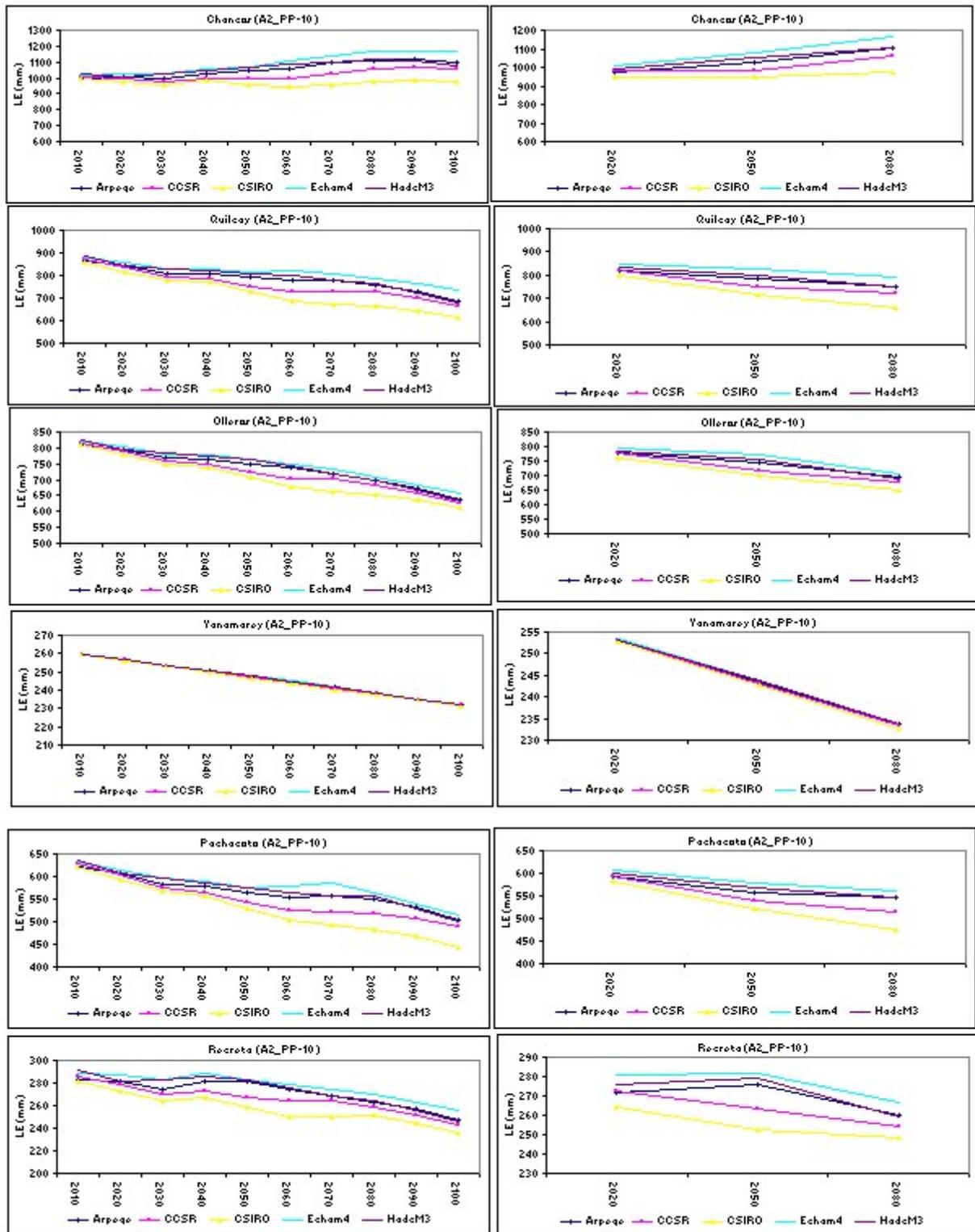


Figure 4. 19 Simulation des lames écoulées pour la zone Sud de la Cordillère Blanca, avec le scénario A2 de température, et considérant une réduction de 10% dans la précipitation et l'évapotranspiration constante.

Quand on considère la température obtenue avec le scénario B2 et une précipitation constante (figure 4.20), seul le sous-bassin versant de Chancos présente une augmentation de ses écoulements pour quatre modèles climatiques, seul le modèle du CSIRO conduisant à une diminution de l'ordre de 3% de l'écoulement en 2100. Pour les autres modèles climatiques, l'augmentation des écoulements varie de 7 à 20%. Pour les sous-bassins versants de Quilcay, Olleros et Pachacoto, on observe une diminution des écoulements en 2100 avec des taux variant de 10 à 32%. On n'observe pas de changements de tendances dans des horizons intermédiaires, la diminution reste toujours constante. Yanamarey montre toutefois un comportement particulier. Pour le second horizon (2020, sur 3) on observe le passage du régime glacio-pluvio-nival à un régime qui n'est plus que pluvio-nival, la surface glaciaire ayant disparu et l'écoulement se maintenant constant, proche de 240 mm annuels. Le sous-bassin de Recreta présente un résultat très hétérogène : les modèles ARPEGE et HadcM3 considèrent que jusqu'en 2100 les écoulements ne varient pas, alors que les modèles CCSR et CSIRO montrent une diminution des écoulements de l'ordre de 1 à 3% et le modèle Echam4 présente une augmentation de 2%.

Avec le scénario B2 et une augmentation de 10% de la précipitation (figure 4.21), les sous bassins versants de Chancos et de Recreta présentent des augmentations dans leurs lames écoulées. Dans le cas de Chancos, l'augmentation est constante jusqu'en 2100, d'environ 22%, à l'exception du modèle du CSIRO qui présente une diminution de 2%. Recreta montre une augmentation générale de ses lames écoulées de l'ordre de 5 à 10%. Quilcay, Olleros et Pachacoto continuent de présenter une tendance à une réduction des lames écoulées de l'ordre de 32 à 6%. Bien que ces bassins voient diminuer leurs lames écoulées, celles-ci continuent à dépendre en grande partie de la fusion glaciaire. Yanamarey présente de nouveau un comportement différent : en 2050, on observe un point singulier dans la lame écoulée. A cette date les glaciers de ce sous bassin auront disparu, mais la lame écoulée commence à augmenter en lien avec les précipitations. A l'horizon 2050 la lame aura diminué d'environ 6%, puis à l'horizon 2080 elle augmente à nouveau jusqu'à n'être inférieure que de 3% par rapport à la période de référence.

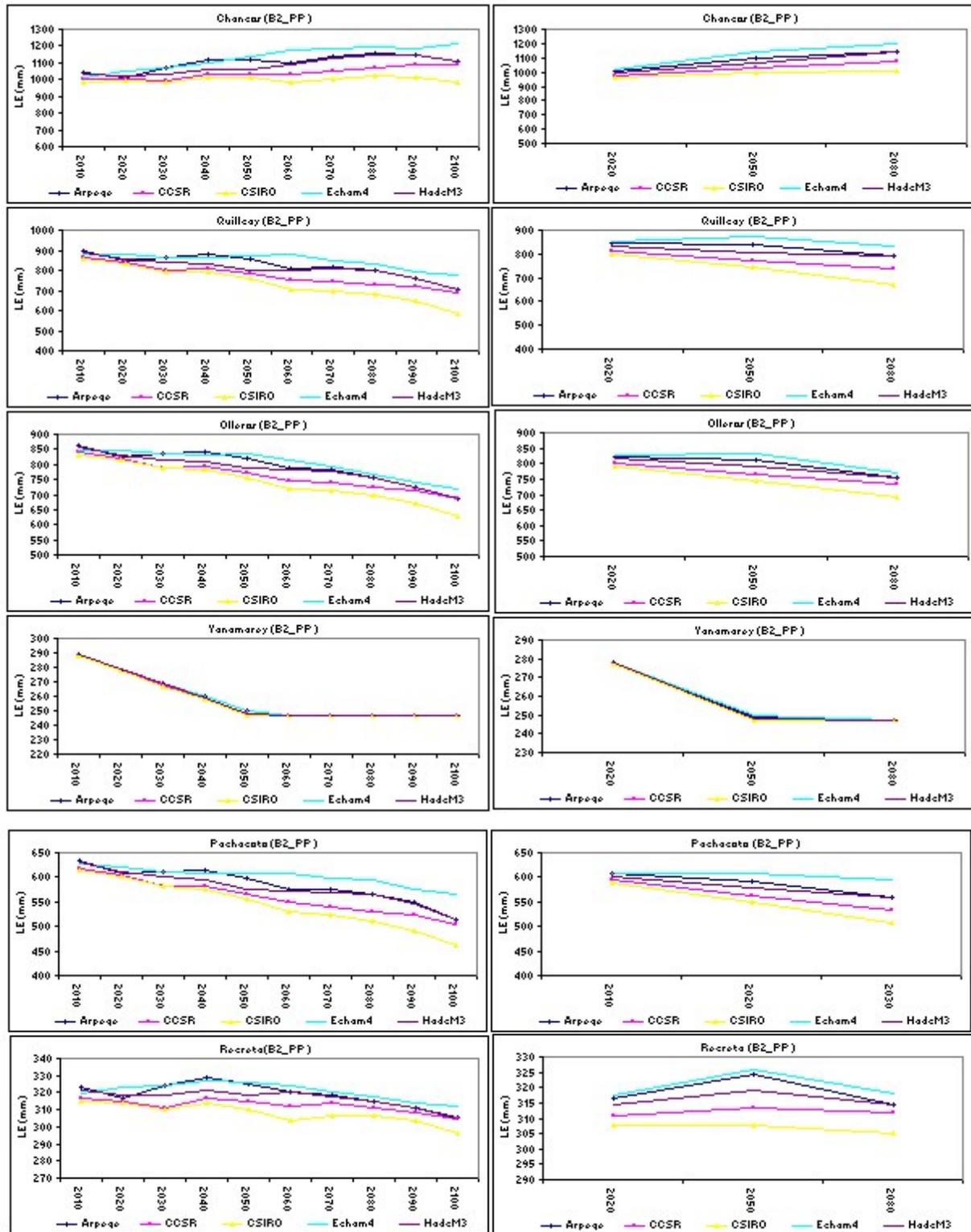


Figure 4. 20 Simulation des lames écoulées pour la zone Sud de la Cordillère Blanche, avec le scénario B2 de température et considérant la précipitation et évapotranspiration constantes.

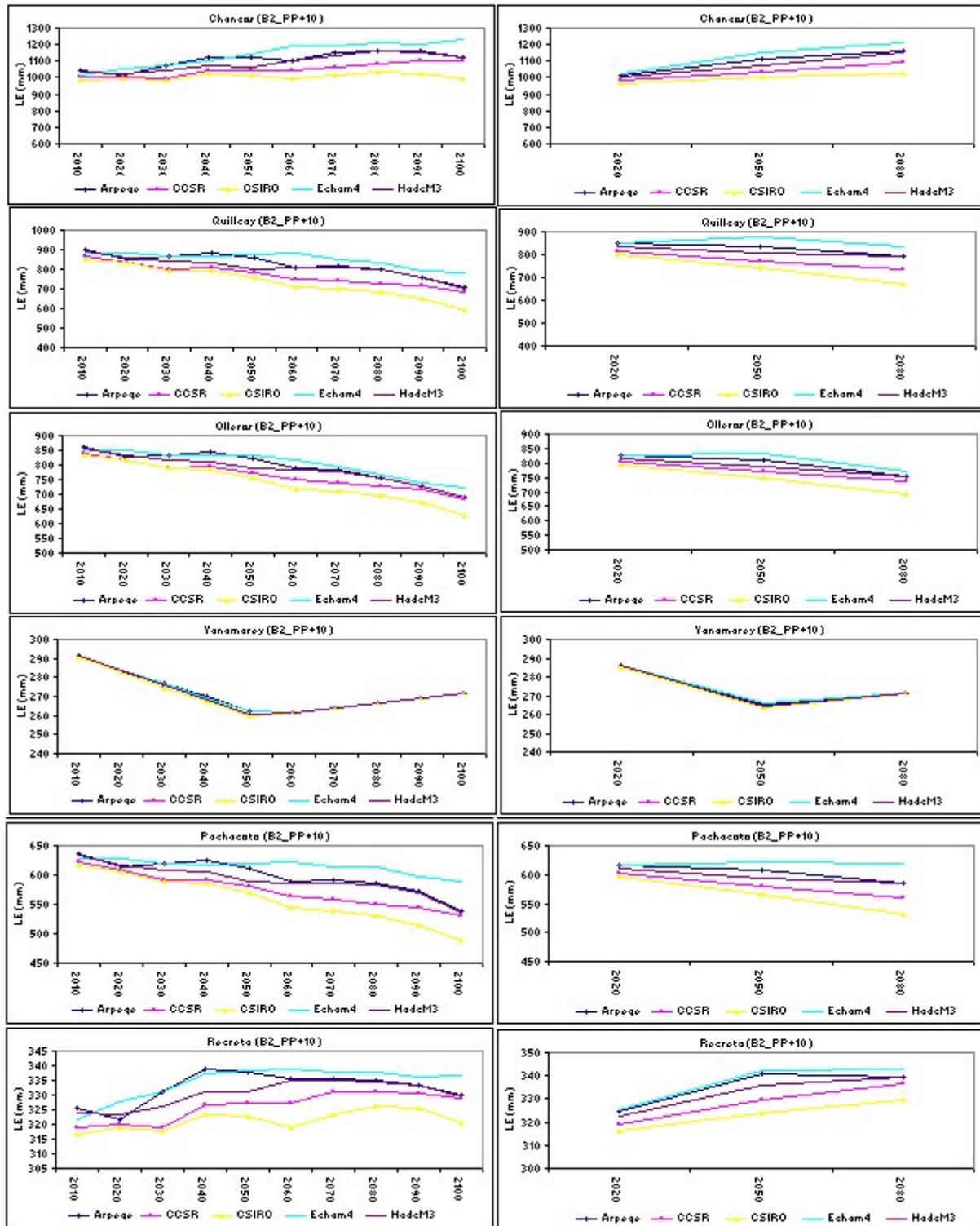


Figure 4. 21 Simulation des lames écoulées pour la zone Sud de la Cordillère Blanca, avec le scénario B2 de température et considérant une augmentation de 10% de la précipitation, et l'évapotranspiration constante.

Pour le scénario B2 où la précipitation diminue de 10% (figure 4.22), cinq sous bassins montrent une diminution de leurs lames écoulées : Quilcay, Olleros, Yanamarey, Pachacoto et Recreta. Quilcay, Olleros et Pachacoto, comme dans les deux scénarios précédents, continuent de montrer une diminution de leurs lames écoulées. Les taux de cette diminution sont situés entre 31 et 32% jusqu'en 2100. Recreta entre les années 2010 jusqu'à 2040 aurait une diminution modérée, mais ensuite présenterait une diminution plus rapide de sa lame écoulée, le taux de diminution de celle-ci se situant entre 6 à 11% jusqu'à l'année 2100, où sa lame écoulée n'a plus qu'une origine pluviale. Le seul sous bassin qui montre une augmentation dans ses débits est Chancos, où l'augmentation des lames écoulées se situe entre 6 et 19%. Mais dans ce dernier sous bassin, on observe le même comportement qu'avec le scénario précédent pour le modèle CSIRO, où la lame diminue de 5% jusqu'à l'année 2100.

Les deux derniers scénarios évalués considèrent une augmentation de 4 et 6°C de la température jusqu'à l'année 2100, avec la précipitation et l'évapotranspiration constantes par rapport à la série de référence. Dans le scénario où la température augmente de 4°C (figure 4.23), tous les sous bassins présentent une diminution de leurs lames écoulées. Le sous bassin d'Olleros présente la diminution la plus radicale avec 29% de moins jusqu'en 2100. Les sous bassins d'Olleros et de Pachacoto présentent une diminution légère des lames écoulées jusqu'à l'horizon 2050, et après cela la tendance s'accélère sous l'effet d'une perte glaciaire significative. Yanamarey présente une diminution jusqu'en 2050 où il se stabilise ensuite avec un régime de précipitation qui n'est plus que pluvial. Chancos présente un comportement semblable aux sous bassins versants d'Artesón et de Llanganuco du groupe précédent. Dans un premier temps, on note une augmentation de la lame écoulée atteignant un maximum de 21% à l'horizon 2080, puis débute ensuite une diminution pour parvenir à l'horizon 2100 avec une augmentation de 19% par rapport à la série de référence. Quilcay maintient une réduction constante de sa lame écoulée de 16% jusqu'en 2100. Recreta passerait à un régime totalement pluvial à l'horizon 2100.

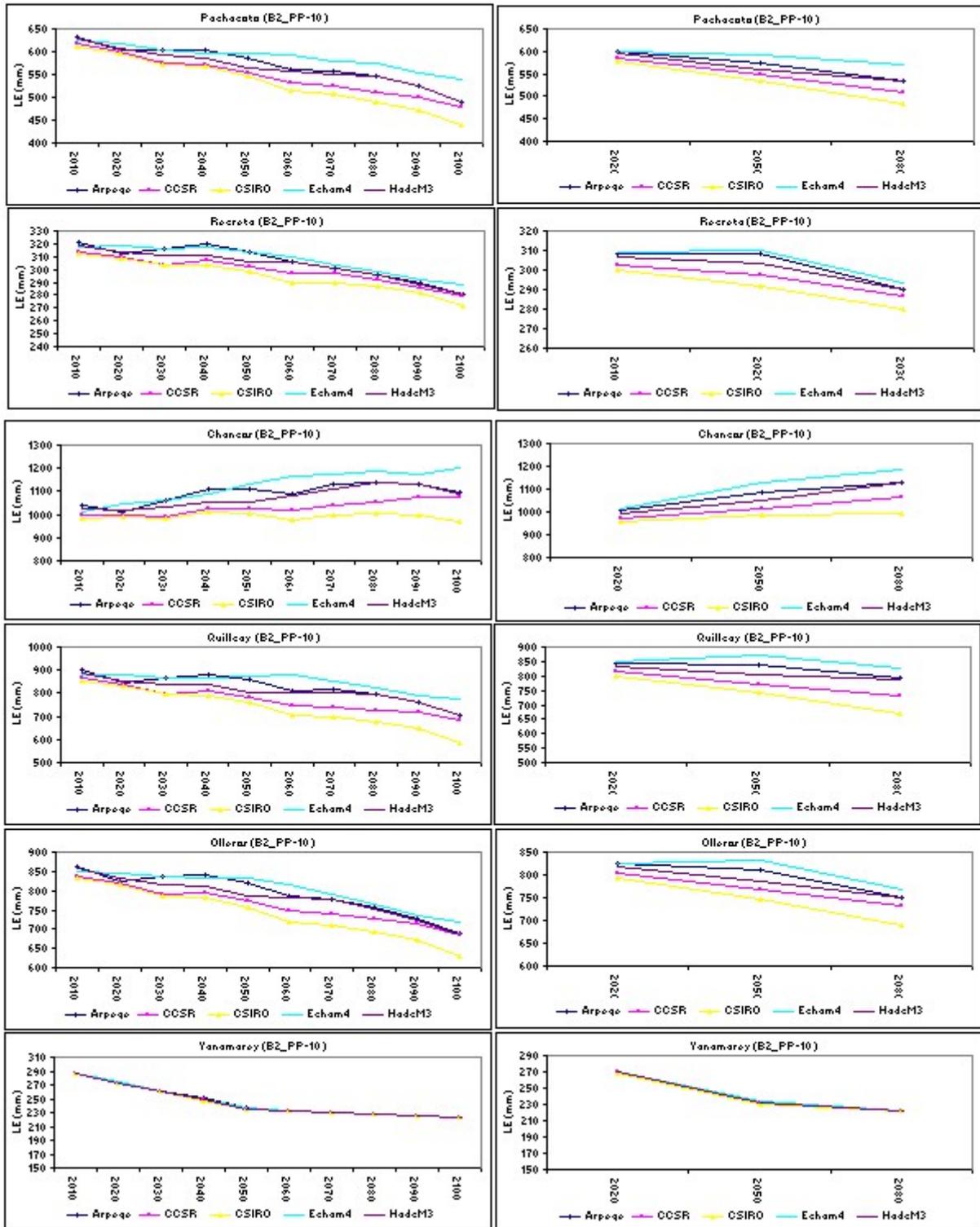


Figure 4. 22 Simulation des lames écoulées pour la zone Sud de la Cordillère Blanca, avec le scénario B2 de température et considérant une réduction de 10% dans la précipitation et l'évapotranspiration constante.

Dans le scénario d'une augmentation de 6°C (figure 4.24) jusqu'en 2100, les tendances sont semblables à celles observées avec une augmentation de 4°C. Les différences ne consistent que dans les dates des points de rupture et une plus grande précocité de l'apparition de régimes totalement pluviaux. Chancos présente une lame écoulée maximale dès 2060 (augmentation de 13%) et n'aura plus en 2100 que 7% de plus de lame écoulée par rapport à la série de référence. Yanamarey entrerait dans un régime pluvial dès 2030 ; Olleros et Pachacoto commencent à présenter une diminution modérée de leurs lames écoulées jusqu'en 2030, puis une accélération de cette diminution ensuite. Quilcay et Olleros présentent la réduction la plus brusque, en perdant respectivement 51 et 50% de leurs lames écoulées en 2100. Dans ce scénario (+6°C), Recreta et Yanamarey passent à un régime pluvial. Olleros, Pachacoto et Quilcay seront sur le point de passer à des régimes nivo-pluviaux, avec une perte de plus de 70% de leur couverture glaciaire. Seul Chancos conservera encore une surface glaciaire respectable au début des années 2100.

On trouvera en annexe, toute l'information numérique détaillée obtenue pour tous les scénarios appliqués aux sous-bassins glaciaires de la Cordillère Blanche.

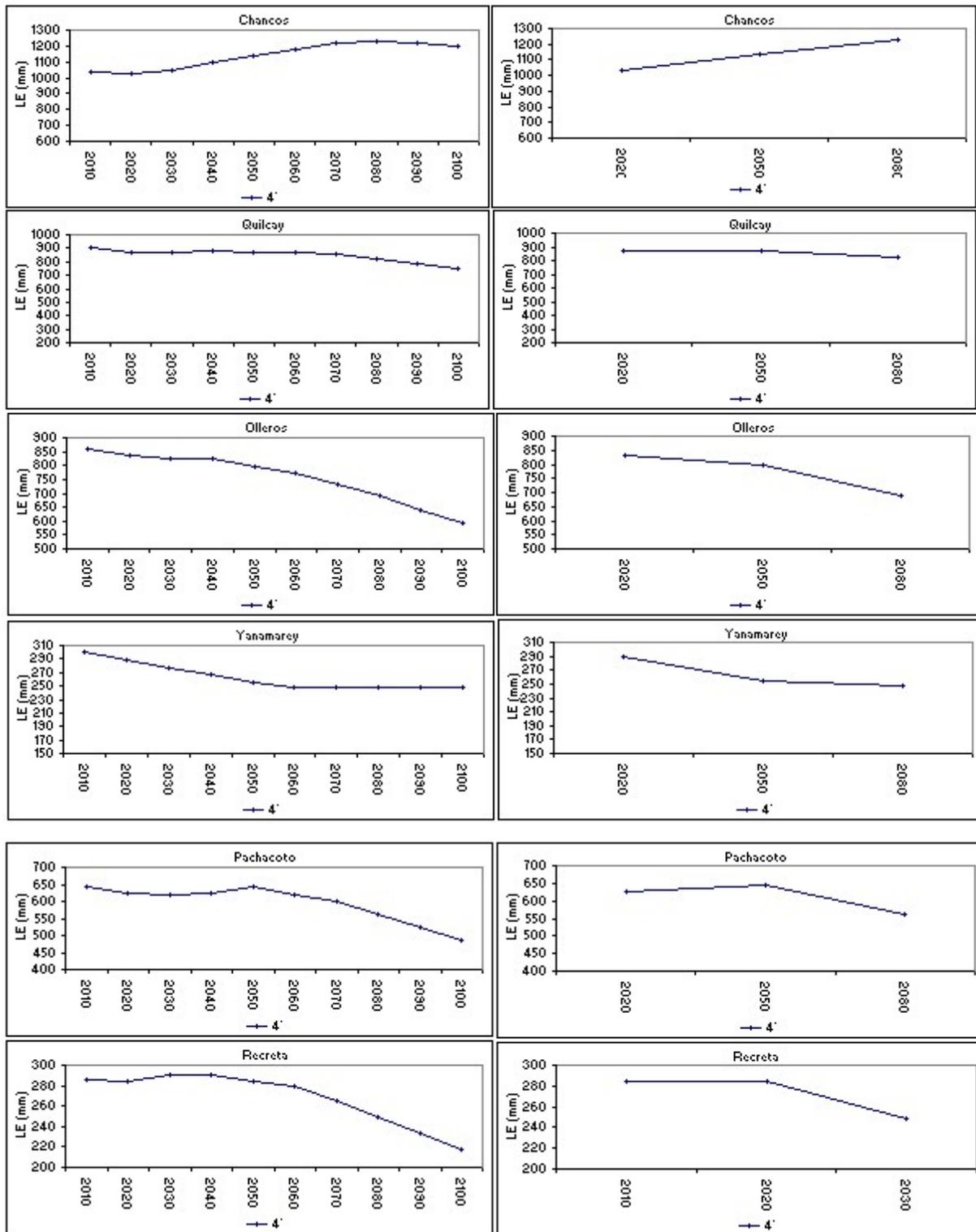


Figure 4. 23 Simulation des lames écoulées pour la zone Nord de la Cordillère Blanche, avec un scénario où la température augmente de 4°C jusqu'à l'année 2100 et considérant la précipitation et l'évapotranspiration constantes.

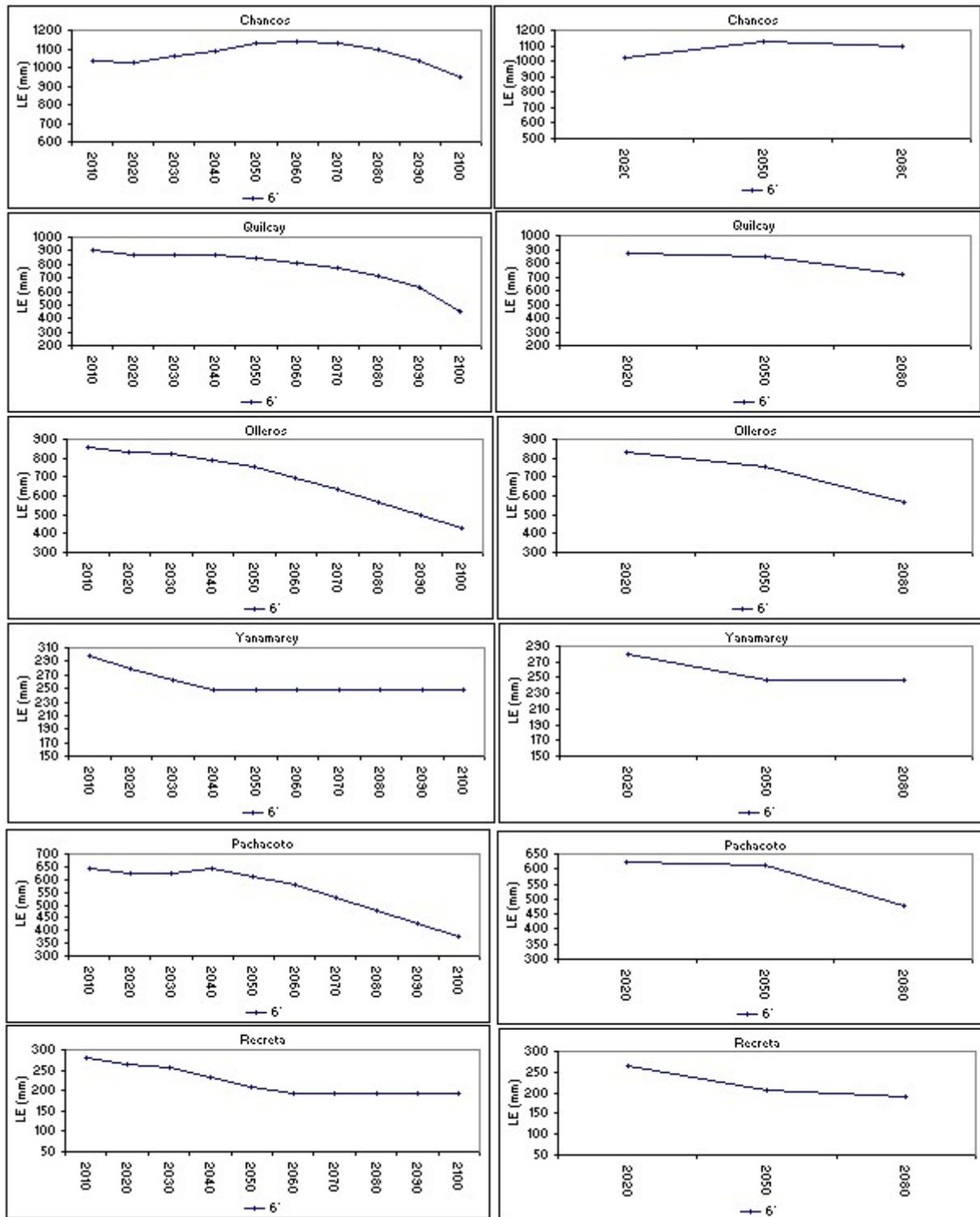


Figure 4. 24 Simulation des lames écoulées pour la zone Nord de la Cordillère Blanche, avec un scénario où la température augmente de 6°C jusqu'à l'année 2100 et considérant la précipitation et l'évapotranspiration constantes.

4.5 Conclusions

Après avoir analysé les lames écoulées de 10 sous-bassins versants glaciaires de la Cordillère Blanche sous différents scénarios, il n'y a pas lieu d'être optimiste en termes de ressources en eau. En général, les scénarios climatiques où la température suit la tendance A2 de l'IPCC montrent des résultats moins optimistes que les scénarios B2. Sept sous-bassins versants (Los Cedros, Colcas, Quilcay, Olleros, Yanamarey, Pachacoto et Recreta) montrent des diminutions de leurs lames écoulées à l'horizon 2100 alors que les trois autres (Artesón, Llanganuco et Chancos) présentent des augmentations. Parmi les modèles utilisés pour simuler les écoulements, le modèle du CSIRO est celui qui présente le moins de variations dans la température et il peut être considéré comme le plus optimiste et le modèle Echem4 sur ces mêmes considérations est le plus pessimiste. De plus, le modèle du CSIRO montre des tendances très différentes des autres modèles pour le scénario B2.

Les deux scénarios de température qui ne considèrent qu'un accroissement de la température de 4°C et de 6°C d'ici à 2100 conduisent à des situations plus critiques que celles présentées par les scénarios SRES pour tous les sous bassins versants, certains passant d'un régime glacio-nivo-pluvial à un régime seulement nivo-pluvial avant l'année 2100 avec une diminution drastique de la couverture glaciaire accompagnée à d'une diminution des lames écoulées.

L'analyse faite sur 10 horizons temporels a permis d'observer plus en détail les variations des lames écoulées comparativement au schéma classique de 3 horizons seulement, en permettant la détermination des changements de régimes et les années d'inflexion.

En résumé, on indiquera les taux de variation en pourcentage des lames écoulées pour chaque sous-bassin versant, considérant tous les scénarios utilisés, vis-à-vis de la période de référence :

Los Cedros : Le sous-bassin se trouve déjà dans un processus de déglaciation accompagné d'une diminution de sa lame écoulee. Bien qu'il ait une couverture glaciaire moyenne (14%), le scénario le plus pessimiste montre une diminution maximale de 84% et le plus optimiste une diminution de 7% de sa lame écoulee, par rapport à une lame écoulee de référence

de 932 mm. Pour l'année 2100, si les conditions sont critiques (variation de +6°C de la température de l'air), ce sous bassin versant aura un régime principalement nivo-pluvial avec la disparition presque totale de sa couverture glaciaire.

Colcas : Ce sous bassin versant a un comportement similaire à celui de Los Cedros. Tous les scénarios montrent une diminution de la lame écoulée, entre 73% et 6% de la lame écoulée de référence (772 mm) selon les scénarios le plus pessimiste et le plus optimiste. Dans dernier cas ce sous bassin versant présentera en 2100 des conditions de régime nivo-pluvial, à cause de disparition presque complète de toute sa couverture glaciaire.

Artesón : Les résultats sont hétérogènes selon les modèles et les scénarios. Les scénarios A2 et B2 annoncent une augmentation continue importante de la lame écoulée jusqu'en 2100. L'augmentation maximale est de 93% et minimale de 17% (hormis le cas du modèle CSIRO). Les scénarios correspondant à +4 et +6°C montrent des lames écoulées maximales entre les années 2070 à 2090 qui ensuite commencer à diminuer, la lame maximale présentant une augmentation de 97% par rapport aux 1896 mm de lame écoulée de référence. En 2100, la lame écoulée sera encore en grande partie dépendante de la fusion glaciaire.

Llanganuco : Les résultats sont très hétérogènes, semblables à Artesón, pour les scénarios A2 et B2 qui présentent une augmentation continue importante de la lame écoulée jusqu'en 2100, les lames écoulées présentant une augmentation maximale de 30% et minimale de 6% (hormis le cas du modèle CSIRO). Les scénarios de +4 et +6°C montrent des lames écoulées maximales entre les années 2100 à 2080 qui ensuite commencent à diminuer, la lame maximale présente une augmentation de 13%. Avec un pourcentage glaciaire respectable et une altitude significatives de ses sommets, ce sous bassin va continuer à dépendre en bonne partie de la fusion glaciaire après l'année 2100.

Chancos : Ces sous-bassin présente aussi des résultats hétérogènes, les scénarios A2 et B2 induisant une augmentation continue importante de la lame écoulée jusqu'en 2100, avec une augmentation maximale de 22% et minimale de 4% (hormis le cas du modèle CSIRO). Les scénarios de +4 et +6°C montrent une lame maximale entre les années 2060 à 2080 qui ensuite commence à diminuer, la lame maximale présente une augmentation de 21% (pour +4°C) en 2080. Ce sous bassin versant n'a pas un pourcentage glaciaire aussi important

qu'Artesón ou Llanganuco, mais sa lame écoulée dépendra encore de la fusion glaciaire en 2100.

Quilcay : Le sous-bassin présente déjà aujourd'hui une diminution de sa lame écoulée et cette tendance continuera jusqu'en 2100 pour se situer entre 51 et 10% par rapport à la lame écoulée de référence. Aujourd'hui, la fusion glaciaire est encore la composante principal de la lame écoulée, mais dans un scénario pessimiste (+6°C) la lame écoulée se trouvera en 2100 avec une forte dépendance nivo-pluviale.

Olleros : Le sous-bassin présente aujourd'hui une diminution de sa lame écoulée et cette tendance continuera jusqu'en 2100 pour se situer entre 50 et 14% par rapport à la lame écoulée de référence. Il a une faible couverture glaciaire actuellement (8%), et dans un scénario pessimiste (+6°C), tous ses glaciers vont disparaître d'ici l'année 2100 et il passera à un régime nivo-pluvial.

Yanamarey : C'est le plus petit de tous les sous-bassins versants avec un pourcentage glaciaire significatif aujourd'hui (45%) proportionnellement à sa taille. Il adoptera un régime nivo-pluvial avant l'année 2050 et ses lames écoulées auront des tendances positives ou négatives suivant la précipitation considérée.

Pachacoto : Ce sous bassin présente la même tendance qu'à Olleros et Quilcay. Avec une couverture glaciaire peu conséquente (8%). Selon un scénario pessimiste, son avenir sera une diminution de sa lame écoulée de 6 à 50%. Si la température augmente de 6°C, ce sous bassin versant aura adopté un régime nivo-pluvial pour la fin de ce siècle.

Recreta: Ce bassin versant est destiné à rester en régime nivo-pluvial quels que soient les scénarios, puisque l'est déjà. Ses lames écoulées auront donc des tendances positives ou négatives suivant la précipitation considérée.

Conclusions

L'objectif de ce travail était d'apporter des projections sur l'avenir des ressources en l'eau sur le bassin versant du rio Santa. Pour ce travail nous nous sommes appuyés sur le travail de collecte de données qui a été fait principalement par l'ancienne entreprise de production électrique du Pérou (Electroperu), l'unité de glaciologie (UGRH) de l'institut national de ressources naturelles du Pérou (INRENA), le service national de météorologie et d'hydrologie du Pérou (SENAMHI) et l'unité Great Ice de l'IRD.

Dans une première étape, ce travail a été centré sur la connaissance de la zone d'étude. Cette étape a aussi bien consisté en des périodes de supervision des équipements installés sur les glaciers, qu'au recueil des connaissances et avis des acteurs de la gestion de l'eau du rio Santa, aux niveaux économique et social. Dans cette étape, un point important a été l'évaluation de la qualité de l'information hydro climatique disponible pour choisir la méthodologie à utiliser dans notre travail.

Pour arriver à notre but, après l'étape de connaissance de la zone d'étude et selon la disponibilité des données, une méthodologie a été choisie qui s'appuie sur trois points :

1. *L'analyse et le diagnostic des principales variables climatiques existantes* qui sont disponibles pour déterminer les situations climatique et hydrique actuelles du bassin versant du rio Santa. Pour cette étape l'utilisation de différents outils statistique a été importante.
2. *La sélection et l'utilisation d'un modèle* qui s'appuie sur les données existantes pour représenter le comportement des écoulements actuels.
3. *l'Elaboration des scénarios climatiques régionaux* en fonction des données existantes sur le terrain. Pour arriver à ce point les propositions de l'IPCC ont été prises en compte et l'utilisation de scénarios fictifs a aussi été utilisée.

Pour produire une meilleure synthèse de nos résultats, chaque point de cette méthodologie sera présenté en résumé ci après :

L'analyse et le diagnostic des principales variables climatiques existantes : L'existence d'information climatique et hydrologique est limitée au niveau de la distribution spatiale comme temporelle. Les principales variables existantes sont les précipitations et les débits du rio Santa et de ses affluents. Ces deux séries de données sont pour la plupart disponibles, avec des lacunes, depuis de 1953 jusqu'à la fin des années 90. Au niveau de l'information climatique sur le glacier, on dispose d'une base de données importante à partir de 2001, avec comme variable principale la température. La comparaison entre les données atmosphérique des réanalyses de la NOAA et les données climatiques observées sur les glaciers a montré que l'utilisation des données des réanalyses de température de l'air à 500 hPa est possible sur ce bassin versant.

L'analyse de la précipitation montre que les séries pluviométriques sont homogènes. L'absence de rupture provient du type de précipitation (le caractère orographique est déterminant). En ce qui concerne l'évolution de la pluie au niveau temporel, on observe qu'elle présente une augmentation qui va de 20 à 40% selon la zone. Il est difficile de déterminer un modèle type de cette évolution, l'analyse au niveau décennal ne montre pas une tendance définie. Par contre on a vu que pendant les dernières années le phénomène climatique appelle « ENSO » commence à jouer un rôle important sur le comportement de la pluie en augmentation.

Au niveau de la température le comportement est différent par rapport à celui de la pluie. Il montre une rupture de la série historique entre les années 1976 et 1977. Cette rupture a été constatée pendant les années 70' en différentes parties de la planète. La température présente une augmentation de presque 25% si on compare les séries avant et après cette rupture. La température montre aussi une relation forte avec le facteur « ENSO », pendant les années El Niño la température augmente d'une manière significative et diminue à l'inverse pour La Niña. L'analyse du phénomène ENSO montre une relation forte avec les plus forts débits (1983 et 1998) du rio Santa. Cette relation est causée par l'apport de fusion glacier due à l'augmentation de la température.

Une analyse temporelle (années : 1970, 1991 et 2003) sur la relation existante entre les surfaces des couvertures glaciaires de différents sous bassins versants du rio Santa avec leurs lames écoulées montre la forte relation existant entre elles. Pour faire une meilleure approche de ces relations, une analyse temporelle au niveau saisonnier (saisons sèche, humide et

transition) a été faite. Cette analyse montre l'influence de la fusion glaciaire sur le débit des sous bassins versants les plus importants du rio Santa. En général, pendant les trois saisons retenues, les débits sont fortement liés à la couverture glaciaire, de sorte que cette fusion glaciaire est le principal facteur d'apport aux écoulements, pour quelque époque de l'année que ce soit.

Sélection et utilisation d'un modèle : Avec seulement deux variables principales disponibles (précipitation et température) le choix d'un modèle général a été difficile. On a décidé de séparer la zone d'étude en deux groupes : le premier est la zone glaciaire et l'autre la zone non glaciaire du bassin versant.

Dans le cas de la zone glaciaire un modèle du type global que s'appuie sur trois points a été choisi. Les trois points sont :

- L'information cartographique existante de la couverture glaciaire au niveau temporel (différentes époques). Il va permettre de définir une zone de fonte glaciaire.
- Une variation sur la méthode du modèle « degré – jour » pour la fonte glaciaire.
- Les variables précipitation et température. Après Pouyaud (2006), l'analyse des lames écoulées en relation avec la couverture glaciaire montre que la fonte est liée à la température, d'une manière plus importante qu'à la pluie.

Pour la zone non glaciaire les modèles GR1M et GR2M au pas de temps mensuel ont été choisis pour tester leurs performances. Ils ont été choisis parce qu'ils s'appuient sur le bilan hydrique et que leurs caractéristiques sont robustes. D'après des évaluations faites sur les sous bassins versants de Artesón et de Parón, le GR2M a été choisi. Le modèle final utilise 5 paramètres de calage, 3 pour la partie glaciaire et deux pour la partie non glaciaire. Il utilise aussi 3 variables principales : la température, la précipitation et l'évapotranspiration (calculée de manière empirique).

L'évaluation du modèle final sur 11 sous bassins versants par des indicateurs d'efficacité montre une fiabilité respectable et qu'il est aussi capable d'être couplé sur les variables

provenant des modèles globaux de circulation générale (AOGCM). Une autre caractéristique du modèle général est que la principale variable sur laquelle il s'appuie est la température.

Elaboration des scénarios climatiques : Après l'évaluation climatique et l'élaboration d'un modèle d'écoulement sur le sous bassin versant du rio Santa, l'étape finale a été centrée sur l'impact du changement climatique sur l'hydrologie du bassin, et l'avenir de ses ressources en eau. Dans cette étape nous nous sommes appuyés sur le travail fait par l'IPPC pendant l'année 2001. Parmi le groupe des modèles océan - atmosphérique qui simulent l'impact des émissions anthropogéniques ont été choisis 5 modèles (Echam4, ARPEGE, CCSR/NIES, CSIRO et HadCM3) pour notre travail en fonction des trois critères :

- Disponibilité d'information de la variable température au niveau de 500 hpa. La disponibilité de la précipitation n'est pas prise en compte puisque les modèles globaux utilisent des équations qui représentent le facteur convectif de la précipitation (sur le bassin versant du rio Santa la précipitation est orographique)..
- Disponibilité de l'information nécessaire au niveau public sur le web.
- Disponibilité de l'information pour les scénarios climatiques qui ont été choisis. Dans notre cas les scénarios A2 et B2 ont été choisis parce qu'ils présentent les simulations plus réalistes.

A cause de la non utilisation de l'information pluviométrique des modèles globaux, chaque scénario a été testé sur 3 différentes conditions futures de la précipitation : augmentation de 10%, constante et diminution de 10%. Pour tous les scénarios, l'évapotranspiration sera prise comme constante.

Deux scénarios en plus ont été créés pour évaluer les ressources en l'eau dans des conditions plus sévères. Ils prennent en compte une variation de 4 et de 6°C jusqu'à l'année 2100. Ils considèrent la pluie et l'évapotranspiration constantes.

Pour les évaluations qui ont pris en compte les sorties des modèles globaux, on constate que 3 sous bassins versants (Arteson, Llanganuco et Chancos) montrent une augmentation de leurs lames écoulées jusqu'à l'année 2100, et que tous les autres montrent des diminutions. Pour les

deux sous bassins versants de Yanamarey et de Recreta, la variable pluviométrique va avoir une importance relative vers la fin du siècle.

Pour l'évaluation faite avec des scénarios plus sévères, les résultats sont différents. Dans le cas le plus pessimiste (variations de + 6°C) tous les sous bassins versants montrent des diminutions de leurs lames écoulées. 3 sous bassin versant montrent une augmentation initiale (Artesón, Llanganuco et Chancos), suivie vers les années 2060 - 2090 d'une diminution qui commencer. Sur les sous bassins versants de Yanamarey, Recreta et Pachacoto, les glaciers auront disparu. Pour les autres sous bassins versants, à la fin de siècle XXI, la variable précipitation (solide et liquide) sera la plus importante sur leurs lames écoulées.

Discussions

Comme étape finale de ce travail, il est important de présenter ses limitations.

Pour caractériser la variabilité climatique nous avons analysé principalement deux variables (température et précipitation). Sur la zone glaciaire, il n'y a pas que la température qui dirige la fusion glaciaire. Il existe d'autres paramètres importants, comme l'albédo, la radiation (courte et longue) dont la prise en compte permet de mieux expliquer cette fusion.

Sur le modèle final que nous avons utilisé, la température est la variable la plus importante pour représenter les écoulements. La précipitation influence moins les apports, mais reste importante. Sur les résultats de la modélisation, on a vu que les meilleures valeurs se présentent sur les sous bassins versants qui ont utilisé une information pluviométrique qui leur est propre. Pour les autres sous bassins versants qui ont utilisé une information pluviométrique fiable qui n'appartenait pas à la même région pluviométrique, on observe qu'il est impossible de représenter de manière précise la pluie qui tombe réellement sur chaque sous bassin versant.

Le modèle final, bien qu'il présente de bons résultats, il n'est pas capable d'expliquer la non existence de relations entre les paramètres de calages, par exemple sur le sous bassin versant de Quilcay le facteur de écoulement unitaire (Mice) est 410 mm et pour Olleros 240 mm (tableau 3.5) .Ces deux sous bassin sont voisins et ce trouvent sur la même région pluviométrique.

Au niveau de l'évaluation des ressources en eau, les aspects plus faibles du modèle se trouvent dans l'analyse du recul glaciaire. Bien que le coefficient de recul ait été développé avec des données de terrain, ces données proviennent d'un petit glacier qui se trouve sur la partie la plus basse de la Cordillère Blanca. En réalité le recul glaciaire dépend de différents facteurs (pente, température, altitude, inclinaisons, etc.). L'utilisation de cette méthode exige donc une certaine prudence.

Au cours du premier semestre 2007, alors que ce travail était dans une phase d'achèvement, un nouveau rapport de l'IPCC a été présenté qui précise encore mieux que dans le rapport de 2001 les résultats des modélisations. Il donne en particulier des valeurs plus fiables quant au réchauffement climatique lui-même et à ses impacts, en particulier par l'utilisation de modèles de plus en plus performants pour estimer régionalement l'évolution de la température. L'application de ces nouveaux outils et l'amélioration probable au cours de prochaines années des modèles de spatialisation des données climatiques (en particulier les réanalyses) devraient sans aucun doute permettre de préciser encore les résultats présentés dans ce mémoire de thèse pour suivre l'évolution des ressources en eau de cette si belle et exceptionnelle région du « Callejón de Huaylas ».

Références Bibliographiques

- Acuña, J. (2004). Atlas Hidrológico del Perú: Cuenca del Santa. Lima, Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú: 30 pp.
- Allan, R., J. Lindesay and D. Parker (1996). El Niño Southern Oscillation & Climatic Variability. Collingwood, CSIRO.
- Ames, A. (2000). Cordillera Blanca Norte (Perú). Alpenvereinskarte. Innsbrucks.
- Ames, A. and M. Hastenrath (1996). "Mass balance and ice flow of the Uruashraju glacier, Cordillera Blanca, Peru." *Zetschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 32: 83-89.
- Ardoin-Bardin, S. (2004). Variabilité hydroclimatique et impacts sur les ressources en eau de grands bassins hydrographiques en zone Soudano-Sahélienne. Sciences et techniques du Languedoc. Montpellier, Université de Montpellier: 437 pp.
- Baker, D., H. Escher-vetter, H. Moser, H. Oerter and O. Reinwarth (1982). "A glacier discharge model based on results from field studies of energy balance, water storage and flow." *International association of hydrological sciences*, 138.
- BECOM-SOFI (1998). Estudio Hidrológico-Meteorológico del Perú con Fines de Evaluación y pronósticos del Fenómeno El Niño Para Prevención y Mitigación de Desastres. C. S. ORSTOM. Lima, Ministerio de Economía del Perú: 123 pp.
- Beven, K. (2005). "A manifesto for the equifinality thesis." *Journal of hydrology*: 1-19.
- Beven, K. J. and M. J. Kirkby (1979). "A physically based, variable contributing area model of basin hydrology." *Hydrological Sciences Journal*.
- Burroughs, W. (2005). *Comprendre le Climat*. Paris.

- Chaffaut, I. (1998). *Precipitations d'altitude, eaux souterraines et Changements Climatiques de l'altiplano Nord-Chilien*. Sciences de la Terre. Paris, Paris XI Orsay: 271.
- Chiang, J. C. and A. H. Sobel (2002). "Tropical Tropospheric Temperature Caused by ENSO and Their Influence on the Remote Tropical Climate." *Journal of climate* 15: 2616-2631.
- Déqué, M., C. Drevet, A. Braun and D. Cariolle (1994). "The ARPEGE-IFS atmosphere model: a contribution to the French community climate modelling." *Climate Dynamics* 10: 249-266.
- Desbordes, M. (1987). *Contribution à l'analyse et à la modélisation des mécanismes hydrologiques en milieu urbain*. Thèse doctorat. Montpellier, Univ. des Sci. et Tech. du Languedoc: 242 pp.
- Duan, Q., S. Sorooshian and V. Gupta (1992). "Effective and efficient global optimization for conceptual rainfall-models." *Water resources* 28: 1015-1031.
- Evans, M., S. Sheeder and D. Lehning (2003). "A spatial technique for estimating streambank erosion based on watershed characteristics." *Journal of Spatial Hydrology* 3: 13pp.
- Favier, V., P. Wagnon and P. Ribstein (2004). "Glaciers of the outer and inner tropics: A different behaviour but a common response to climatic forcing." *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS*, 31.
- Francou, B. (1993). *Hautes Montagnes, passion d'explorations*. Paris.
- Francou, B. and B. Pouyaud (2004). *MÉTODOS DE OBSERVACIÓN DE GLACIARES EN LOS ANDES TROPICALES: Mediciones de terreno y procesamiento*. Montpellier.
- Garcia, J. (1994). *Principios Físicos de Climatología*. Lima.

- Garreud, R., M. Vuille and A. Clement (2003). "The climate of the Altiplano: Observed current conditions and mechanisms of past changes." *Palaleo*: 5-22.
- Garstang, M. and D. Fitzjarrald (1999). *Observations of surface to atmosphere interactions in the tropics*. Oxford.
- Gioda, A., J. Ronchail, Y. L'Hote and B. Pouyaud (2001). "Analyse et Variabilité temporelle d'une longue série de pluies des Andes en relation avec l'oscillation Australe (La Paz, 3658 m, 1891-2000)."
- Gomez, J., A. Cochachin, G. Gonzales, M. Tournaud and J. Quijano (2003). *Monitoreo del Glaciar Artesonraju. Cordillera blanca (Perú)*. Huaraz, INRENA: 28-37.
- Gomez, J. and J. Quijano (2003). *Retrosceso del Frente Glaciar Gajap, Pastoruri y Broggi Cordillera Blanca (Perú)*. Huaraz, INRENA.
- Gordon, C., C. Cooper, C. A. Senior, H. Banks, J. M. Gregory, T. C. Johns, M. J.F.B and R. A. Wood (2000). "The simulation of SST, sea ice extents and ocean heat transports in a version of the Hadley Centre coupled model without flux adjustments." *Climatic Dynamic* 16: 147-168.
- Gordon, H. B. and S. P. O'Farrell (1997). "Transient climate change in the CSIRO coupled model with dynamic sea ice." *Mon. Weather Rev* 125: 875-907.
- Hanstenrath, S. (1991). *Climate Dynamics of the Tropics*. Dordrecht, Kluwer Academic Publishers.
- Hargreaves, G. H. and Z. A. Samani (1985). "Reference crop evapotranspiration from temperature." *Applied Eng. in Agric* 1(2): 96-99.

- Hock, R. (2003). "Glacier melt: a review of processes and their modelling." *Progress in Physical Geography* 29: 362-391.
- Hock, R., P. Jansson and L. Braun (2005). "Modelling the Reponse of Mountain Glacier Discharge to climate Warning." *Global Chnge and Mountain Regions*: 243-252.
- Hubert, P., J. Carbonnel and A. Chaouche (1989). "Segmentation des séries hydrométéorologiques. Application à des series de précipitacions et de débits de Afrique de l'Ouest." *Journal Hydrologie* 110: 349-367.
- INADE (2002). *Plan de Gestion de la oferta de agua en la cuenca de gestion Santa*. Lima, Instituto Nacional de Desarrollo: 305pp.
- IPCC (2000). *Special Report on Emissions Scenarios*. IPCC.
- IPCC (2001). *Cambio Climatico 2001*: 83.
- IPCC (2001). IPCC, 2001a. *Climate Change 2001: The Scientific Basis*. Contribution of Working Group I to theThird Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). C. U. Press. Cambridge: 944pp.
- Jasson, P., R. Hock and T. Schneider (2003). "The concept of glacier storage: a review." *Journal of Hydrology*: 116-129.
- Juen, I. (2006). *Glacier mass balance and runoff in the tropical Cordillera Blanca, Perú*. Institute of Geography. Innsbruck, University of Innsbruck: 194pp.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, w. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetmaa, R. Reynolds, R. Jenne and D. Joseph (1996). "The

- NCEP/NCAR 40-year reanalysis project." *Bulletin of the American Meteorological Society* 77: 437-471.
- Kanamitsu, M. (1989). "Description of the NMC global data assimilation and forecast system." *wea. Forecasting* 4(334-342).
- Kaser, G. (1998). *The Nature Of Tropical Glaciers*. London, Draft.
- Kaser, G. (1999). "A review of the modern fluctuations of tropical glaciers." *Global and Planetary Change* 22: 93-103.
- Kistler, R., E. Kalnay, w. Collins, S. Saha, G. White, J. Woollen, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, M. Kanamitsu, V. Kousky, H. Van Den Dool, R. Jenne and M. Fiorino (2001). "The NCEP-NCAR 50-Year Reanalysis: Monthly Means CD-ROM and Documentation." *Bulletin of the American Meteorological Society* 82: 247-268.
- Lamb, P. J. (1982). "Persistence of Subsaharan drought." *Nature* 299: 46-47.
- Liebmann, B. and J. Marengo (2001). "Interannual Variability of the Rainy season and rainfall in the Brazilian Amazon Basin." *Journal of climate* 14: 4308-4318.
- Lubès, H., J. M. Masson, E. Servat, J. E. Paturel, B. Kouame and J. F. Boyer (1994). *Caractérisation defluctuations dans une série chronologique par application de tests statistiques*. P. ICCARE. Montpellier., ORSTOM.
- Mc guffie, K. and A. Henderson-Sellers (2004). *A climate modelling Primer*. New York.
- Mearns, L., F. Giorgi, P. Whetton, D. Pabon and M. Hulme (2003). *Guidelines for use climate scenarios developed from regional climate model experiments*, IPCC: 38pp.

- Nash, J. E. and J. V. Sutcliffe (1970). "River flow forecasting through conceptual models part I - A discussion of principles." *Journal of hydrology* 10: 282-290.
- Nelder, J. A. and R. Mead (1964). "A Simplex method for function minimisation." *The Computer Journal* 7: 308-313.
- Numaguti, A., M. Takahashi, T. Nagajima and A. Sumi (1995). Development of an atmospheric general circulation model: Reports of a New Program for Center Basic Research Studies, Studies of Global Environment Change with Special Reference to Asia and Pacific Regions. Tokyo, CCSR: 1 - 27.
- ONERN (1972). *Inventario, Evaluacion y uso racional de los recursos naturales de la Costa*. ONERN. Lima, Oficina Nacional De Evaluacion de Recursos Naturales: 394pp.
- Patterson, W. S. B. (1994). *The Physics of Glaciers*. New York, Butterworth-Heinemann.
- Peterson, W., S. Nesbitt, R. Blaeslee, R. Cifelli, P. Hein and S. Rutledge (2001). "TRMM Observations of Convective Regimes in the Amazon." .
- Petrescu, M. (2002). *Etudes concernant les écoulements superficiels. Modélisation spatialisée de l'écoulement sur le bassin versant de Voinesti - Roumanie*, Univ. Ovidis de Constanta et de Montpellier II.: 182pp.
- Pettitt, A. N. (1979). "A non-parametric approach to the change-point problem." *Applied Statistics* 28: 126-135.
- Picaut, J. (1998). *Une nouvelle théorie pour comprendre les mécanismes complexes d'El Niño*. Fiche d'actualite Scientifique, ORSTOM: 1-4.

- Pouyaud, B., J. Yerren, M. Zapata, W. Suarez, A. Rodriguez, J. Gomez, W. Tamayo, F. Vignon and F. Vegas (2003). *Glaciares y Recursos Hidricos en la cuenca del rio Santa*. Lima, IRD-SENAMHI-INRENA: 63pp.
- Pouyaud, B., M. Zapata, J. Yerren, J. Gomez, G. Rosas, W. Suarez and P. Ribstein (2005). "Devenir des ressources en eau glaciaire de la Cordillère Blanche." *Hydrological Sciences Journal* 50: 999-1022.
- Quinn, W., V. Neal and A. d. Mayolo. (1997). "El Niño occurrences over the past four and a half centuries." *Journal Geophysical* 92: 14449-14461.
- Radic, V. and R. Hock (2006). "Modeling future glacier mass balance and volume changes using ERA-40 reanalysis and climate models: A sensitivity study at Storglaciären, Sweden." *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH* 11: 1029-2005.
- Ribstein, P., B. Pouyaud, J. M. Sicart, P. Wagnon, E. Ramirez and B. Francou (2003). *Climatic Variability and Hydrological Functioning of a Tropical Glaciar*.
- Roeckner, E., K. Arpe, L. Bengtsson, M. Christoph, M. Claussen, L. Dümeil, M. Esch, M. Giorgetta and U. Schlese (1996). *The atmospheric general circulation model ECHAM-4: model description and simulation of present-day climate*. Hamburg, Germany, Max-Planck institute for Metereology: 90pp.
- Rosenbrock, H. H. (1960). "An automatic method for finding the greatest value or least value of a function." *The Computer Journal* 3: 175-184.
- Rossel, F. (1997). *Influence du Niño sur les Régimes Pluviométriques de l'Equateur*. Géosciences. Montpellier, Montpellier II: 289pp.

- Schäefli, B. (2005). Resources: application to a glacier-fed hydropower production system in the swiss alps. Section des sciences et ingénierie de l'Environnement. Lausanne, École polytechnique fédérale de Lausanne: 219pp.
- Schäefli, B., B. Hingray, M. Niggli and A. Musy (2005). "A conceptual glacio-hydrological model for high mountainous catchments." *Hydrology and Earth System Sciences* 9: 95-109.
- Schweblin, M. (2004). modélisation Conceptuelle de dynamiques lacustres sur l'altiplano andin. Genéve, Institut de Recherche pour le développement: 41pp.
- Serrano, E. and J. J. Gonzàles (2004). "El mètode AAR para la determinaciòn de paleo-elas: anàlisis metodològico y aplicaciòn en el macizo de Valdecebollas (Coordillera Cantàbrica)." *Cuadrenos De Investigacion Cientifica* 30: 7-34.
- Servat, E., J. E. Paturel, K. Brou, M. Travaglio, M. Ouedraogo, J. F. Boyer, H. Lubès-Niel, Fritsch., J. M. Masson and B. Marieu (1998). Identification, caractérisation et conséquences d'une variabilité hydrologique en Afrique de l'Ouest et Centrale., Abidjan, AISH.
- Servat, E., J. E. Paturel, H. Lubès-Niel, B. Kouamé, J. M. Masson, M. Travaglio and B. Marieu (1999). "De différents aspects de la variabilité de la pluviométrie en Afrique de l'Ouest et Centrale." *Revue des sciences de l'eau* 12(2): 363-387.
- Sicart, J. M. (2002). Contribution à l'étude des flux d'énergie, Du bilan de masse et du débit de fonte d'un glacier tropical: Le Zongo, Bolivie. Géosciences et Ressources Naturelles. Paris, Paris VI: 334pp.
- Sighomnou, D. (2004). Analyse et redefinition des regimes climatiques et hydrologiques du Cameroun: Perspectives d'évolution des ressources en eau. Département des sciences de la terre, University of Yaounde: 291pp.

- Singh, S. and V. Singh (1999). *Snow and Glacier Hydrology*. Baton Rouge, Masson.
- Sobel, A. H., I. M. Held and C. S. Bretherton (2002). "The ENSO Signal in Tropical Tropospheric Temperature." *Journal of climate* 15: 2702-2706.
- Suarez, W. (2003). Bilan hydrique d'un système lacustre de haute montagne : le bassin Paron (Cordillère Blanche - Pérou). Montpellier, Université Montpellier 2, IRD: 65pp.
- Suarez, W. (2007). "Hydrological and hydraulic balance of Paron lake (white cordillera, Peru)." *Hydrological Sciences Journal*.
- Tarazona, E. (2005). Generacion de descargas mensuales en subcuencas de la cuenca del Rio Santa utilizando el método de Lutz Sholz. Recursos de Agua y Tierra. Lima, Universidad Nacional Agraria La Molina: 196pp.
- Vignon, F. (2002). Glaciares y recursos hídricos en el valle alto del río Santa. Paris, Université Pierre et Marie Curie: 61pp.
- Viner, D. and M. Hulme (1997). The Climate Impacts LINK project: applying results from the Hadley Centre's climate change experiments for climate change impacts assessments Climatic Research Unit. Norwich, UK: 17pp.
- Voirin-Morel, S. (2003). Modélisation distribuée des flux d'eau et d'énergie et des débits à l'échelle régionale du bassin Adour-Garonne. Toulouse, Univ. Toulouse III: 277.
- Vuille, M. and R. S. Bradley (2000). "Mean annual temperature trends and their vertical structure in the tropical Andes." *Geophysical Research Letters* 27: 3885-3888.
- Vuille, M., R. S. Bradley, M. Werner, R. Healy and F. Keimig (2003). "Modeling D18O in precipitation over the tropical Americas: 1. Interannual variability and climatic controls." *Journal of Geophysical Research* 108: 24.

Wagnon, P., P. Ribstein, B. Francou and P. B. (1999). "Annual cycle of energy balance of Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia." *Journal. Geophysical Research* (104)D4: 3907-3923.

Wagnon, P., P. Ribstein, B. Francou and J. M. Sicart (2001). "Anomalous heat and mass budget of Glaciar Zongo, Bolivia, during the 1997/1998 El Niño year." *Journal of Glaciology* 47(156): 21-28.

Waylen, P. R. and C. N. Caviedes (1986). "El Niño and annual floods on the north Peruvian littoral." *journal of hydrology* 89: 141-156.

Wyrski, I. (1979). "El Niño." ; *La recherche* 106 : 1212-1220 .

Annexes

**Modelling the water balance in the glacierized Parón Lake Basin
(White Cordillera, Peru)**

**WILSON SUAREZ¹, PIERRE CHEVALLIER²,
BERNARD POUYAUD² & PAULINA LOPEZ²**

- 1 Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú (SENAMHI), Dirección General de Hidrología, Jr. Cahuide 785 Jesús María, Lima11 - Peru
suarez@msem.univ-montp2.fr
- 2 IRD, UR Great Ice, Maison des Sciences de l'Eau, BP 64501, F-34394 Montpellier Cedex 5, France

Article accepté 23 août 2007

HYDROLOGICAL SCIENCES JOURNAL

Modelling the water balance in the glacierized Parón Lake Basin (White Cordillera, Peru)

**WILSON SUAREZ¹, PIERRE CHEVALLIER²,
BERNARD POUYAUD² & PAULINA LOPEZ²**

- 1 Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú (SENAMHI), Dirección General de Hidrología, Jr. Cahuide 785 Jesús María, Lima11 - Peru
suarez@msem.univ-montp2.fr
- 2 IRD, UR Great Ice, Maison des Sciences de l'Eau, BP 64501, F-34394 Montpellier Cedex 5, France

Abstract The White Cordillera (Northern Peru), with a glacial surface of 631 km², is the largest glacierized mountain range in the Tropics. Due to the lack of physical data from most of its sub-basins, it is difficult to build a physical model to estimate the water resource flowing from the glaciers at the present time and *a fortiori* for the future. The most recent GCM simulations indicate a significant increase in the temperature and an accelerated shrinking of the glaciers (IPCC, 2001). Consequently, we sought a model that would be based on the available data within instrumented sub-basins. A theoretical/conceptual water model makes it possible to quantify the local glacier contribution, which could then be applied to the other non-instrumented sub-basins. A total of 43.6% of Parón Lake's instrumented sub-basin area (47.4 km²) corresponds to glacial surfaces. Within this sub-basin, a smaller watershed (8.8 km²), called Artesón, with 72.9% glacierized area, has been accurately observed over a 5-hydrological-year period (September 2000 to August 2005). This information allowed us to calibrate the model over the Artesón sub-basin. The parameters obtained were applied to the entire Parón Basin using the same modelling approach.

Key words: water balance; glacial lake; Peru; snow melting line; tropical glacier; water resource.

Modélisation du bilan hydrique du bassin versant englacé du Lac Parón (Cordillère Blanche, Pérou)

Résumé Avec une surface glaciaire de 631 km², la Cordillère Blanche est la plus vaste chaîne de montagnes englacée sous les Tropiques. L'absence de données sur la plupart de ses sous-bassins rend toutefois difficile de construire un modèle physique d'estimation des écoulements provenant de ses glaciers, pour la période actuelle et *a fortiori* pour le futur. Les plus récentes simulations des MGCA indiquent une augmentation significative de la température et une diminution accélérée des glaciers (IPCC, 2001). Nous avons donc recherché une modélisation basée sur les données existantes de sous-bassins instrumentés. Un modèle théorique/conceptuel a d'abord permis de quantifier la contribution locale des glaciers. Dans une étape ultérieure, il sera applicable aux sous-bassins non instrumentés de la région. 43,6% de la surface du bassin instrumenté du lac Parón (47,4 km²) est englacée. A l'intérieur de ce bassin, le petit bassin emboîté d'Artesón (8,8 km²), avec 72,9% de surface englacée, a été observé avec précision durant 5 années hydrologiques (de septembre 2000 à août 2005). Ces informations ont permis de caler le modèle sur le sous-bassin d'Artesón. Les paramètres obtenus ont été appliqués pour modéliser le bilan hydrologique de l'ensemble du bassin de Parón

Mots clés: bilan hydrique, lac glaciaire, Pérou, glacier tropical, ressource en eau.

INTRODUCTION

The presence of glaciers above an average elevation of 4800 m asl is one of the main characteristics of the high tropical mountain regions. These glaciers produce a perennial glacial runoff throughout the year. During the wet season (December, January, February and March, for the southern hemisphere), the ablation by the melting process is greater than the ablation observed during the dry and cold season by the sublimation process (Kaser, 1999). Taking into account the present conditions induced by the global climate change, because of the permanent ablation process, the tropical glaciers are more affected than glaciers in middle or high latitudes, where ablation alternates with accumulation following the different seasons (Favier *et al.*, 2004). One of the problems faced by high-altitude hydrology in the tropical regions is the quantification of the glaciers' contribution to the overall water resource available for human activities. This issue results mainly from the lack of suitable geographical sites to measure the contribution of the glaciers to the hydrological cycle using accurate recording instruments (Francou & Pouyaud, 2004). For this reason, we decided to study the water balance using a theoretical/conceptual model with the following objectives: (i) to quantify the balance and (ii) to analyze the hydrological behaviours of the high-altitude tropical basins.

STUDY AREA AND DATA AVAILABILITY

Description of the study area

The north/south-oriented Rio Santa basin in northern Peru is located between two mountain ranges, the White Cordillera and the Black Cordillera (Fig. 1). It covers a total area of 11,910 km². The Black Cordillera, on the west side of the Rio Santa central valley, has a dry climate and no glaciers. On the east side of the Rio Santa central valley, the White Cordillera, higher in altitude and with a more humid climatic influence, contains the largest surface of glaciers within the Tropics, with a total glacial area of 631 km². In the White Cordillera, the Rio Santa basin comprises 19 hydrological sub-basins. From these 19 sub-basins, the discharges of only two (Parón and Llanganuco) have been observed over relatively long periods of time since 1971 (Pouyaud *et al.*, 2005).

The White Cordillera belongs to a mountain range formed by several basins of glacier origin, most of which have formed lakes as a consequence of glacial retreat. Some of these lakes are controlled artificially for power supply or farming irrigation purposes. The largest of them is the Parón Lake (8°59' S, 77°41' W, 4150/4190 m asl). Its basin covers an area of 47.4 km², 43.6% of which is glacierized. In the upper part of this basin, a smaller lake forms the outlet of a sub-basin, called Artesón Basin. It has an area of 8.8 km², 72.9% of which is glacierized (Fig. 1). The overflow of Artesón Lake runs naturally into Parón Lake.

In the White Cordillera, the annual retreat of the glaciers is globally estimated between 15 and 18 m/year, depending on the glacier (Gomez & Quijano, 2003). For tropical glaciers below an elevation of 5000 m asl, the retreat has been accelerating since the early 1980s (Gaffen *et al.*, 2000).

The outflows of the Parón Lake are regulated by one hatch located at the entry of a tunnel bored through rock in the right bank of the terminal moraine. The water discharges are managed for the generation of electricity at the Huallanca hydropower plant, built downstream on the Rio Santa (Suarez, 2003). The entire structure (hatch + tunnel) artificially maintains the level of the lake several dozen meters below its natural level and also serves as a protection against a sudden outburst of the terminal moraine in case of catastrophic flooding.

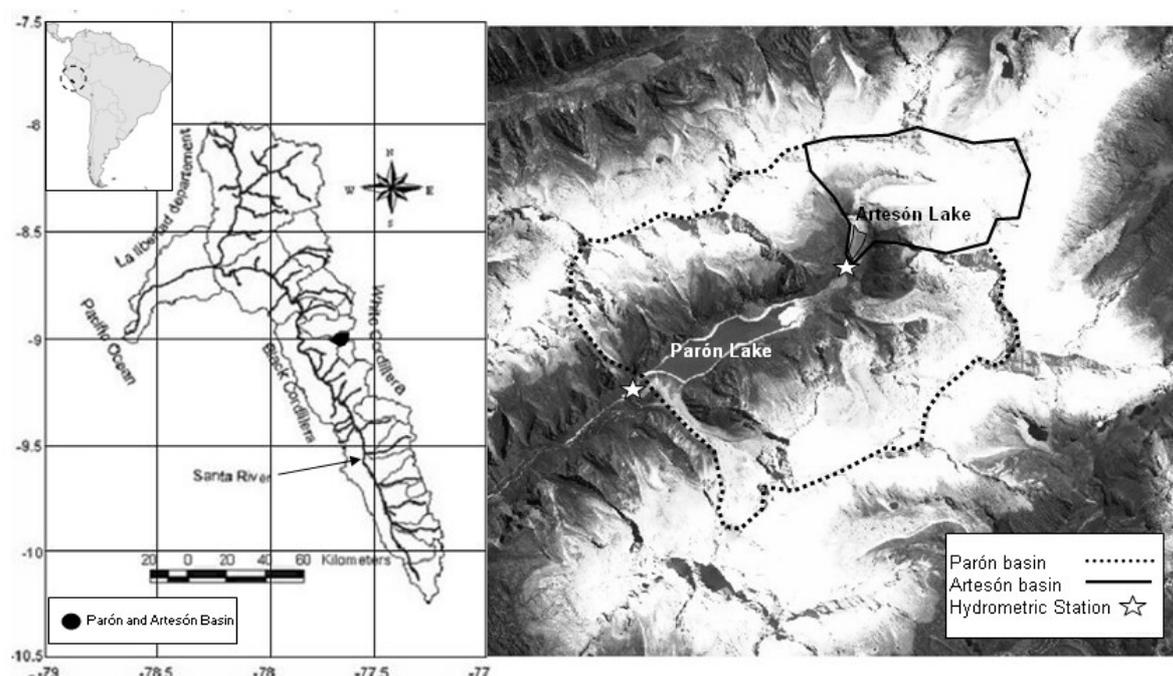


Fig. 1 Location of the Parón and Artesón basins (Spot 5 image, August 2003).

Data collection

The geographical information comes from an accurate local map on the 1/100,000 scale (Ames Marquez, 2000), a digital terrain model with a 50-m resolution (kindly provided by Prof. G. Kaser, Innsbruck University, Austria) and a SPOT 5 satellite image with a 10-m resolution dating from August 2003, provided by the Centre National d'Etudes Spatiales (CNES), France. Table 1 gives the most useful geographical information on the study zone.

3.1.1 Table 1. Geographical information for the basins studied

	Complete Lake Basin	Parón Basin	Artesón Parón Basin
Total area (km ²)	47.4	8.8	38.6
Glacierized area (km ²)	20.7	6.4	14.2
Not-glacierized area (km ²)	26.7	2.4	24.4
Elevation, max (m ASL)	6395	6025	6395
Elevation, min (m ASL)	4251	4723	4251

The meteorological and hydrological data were collected from September 2000 until August 2005 from three different sources:

- the weather station located on the frontal moraine of the lake and owned by the Duke Electric Power Company, manager of the Huallanca hydropower plant;
- several automatic sensors, installed in partnership, by IRD (Institut de Recherche pour le Développement, France) and INRENA (National Institute of Natural

- Resources, Peru) on the Artesón Glacier and on the outlets of the Artesón and Parón lakes;
- (c) rainfall gauges monitored by SENAMHI (National Meteorology and Hydrology Service of Peru) over the Rio Santa basin.

Most of the data obtained from Duke Energy and SENAMHI are available at a monthly time step. The automatic sensors give data at an infra-daily time step, but daily and monthly averages were used in this study.

In order to extrapolate the temperature data over the whole study area, two meteorological stations were used, located in each basin: at Lake Parón's operational house (elevation: 4200 m asl) and on Artesón Glacier (4980 m asl). An interpolation between the two stations allowed us to calculate a temperature gradient, considering the common climatic criteria. With temperature data available since 2000, we used a temperature gradient:

- (a) for each seasonal period: wet (November, December, January, February and March), dry (May, June, July and August), and transitory (April, September and October);
- (b) for the hydrological year (from 1 September to 31 August).

Table 2 summarizes the values obtained. It is interesting to note that these coefficients are systematically lower than the commonly used values of 0.6°C or 0.65°/100 m (Francou, 1993; Schaepli, 2005).

4.1.1 Table 2. Temperature gradients for different seasons and for the hydrological year

	Dry	Wet	Transition	Year
Gradient (°C/100 m)	0.54	0.49	0.53	0.52

For precipitation, the monitoring equipment installed cannot distinguish rainfalls from snowfalls. The good correlation ($R^2=0.89$) between the observed precipitation values at Parón (elevation: 4200 m asl) and on Artesón Glacier (4980 m asl) allowed us to extrapolate this data with the elevation. For the period before 2000, when observed data was not available, we used the air temperature values given by the NCEP-NCAR reanalysis data bank, according to the good results obtained by numerous authors in this region (e.g. Francou & Pouyaud, 2004).

For evapotranspiration, we used the values given at a monthly time step for the Rio Santa basin from Tarazona (2005), who assessed the evapotranspiration in the Peruvian Andes applying Penman's method modified by García.

METHODS

In this study, discharges were simulated using the conceptual semi-distributed modelling approach based on Schaepli et al. (2005).

A monthly time step was chosen for two reasons: (i) most of the data was available at this time scale; (ii) the monthly time step is quite efficient for the end-users of the water resource (agriculture, water supply and hydropower).

Basically, the Parón and Artesón basins are divided into two areas, glacierized and not-glacierized, with different hydrological processes in each area. The glacierized area was

hypothesized to be constant during the study period lasting several years. The two areas were distinguished using a SPOT 5 satellite image from August 2003.

Both parts of the basin were divided into 200-m elevation bands using a digital terrain model. For the Parón and Artesón basins, Fig. 2 shows the distribution of the areas of each elevation band, showing the glacierized area. Precipitation (P) and temperature (T) were derived for each band, using the interpolation procedure explained in the previous section.

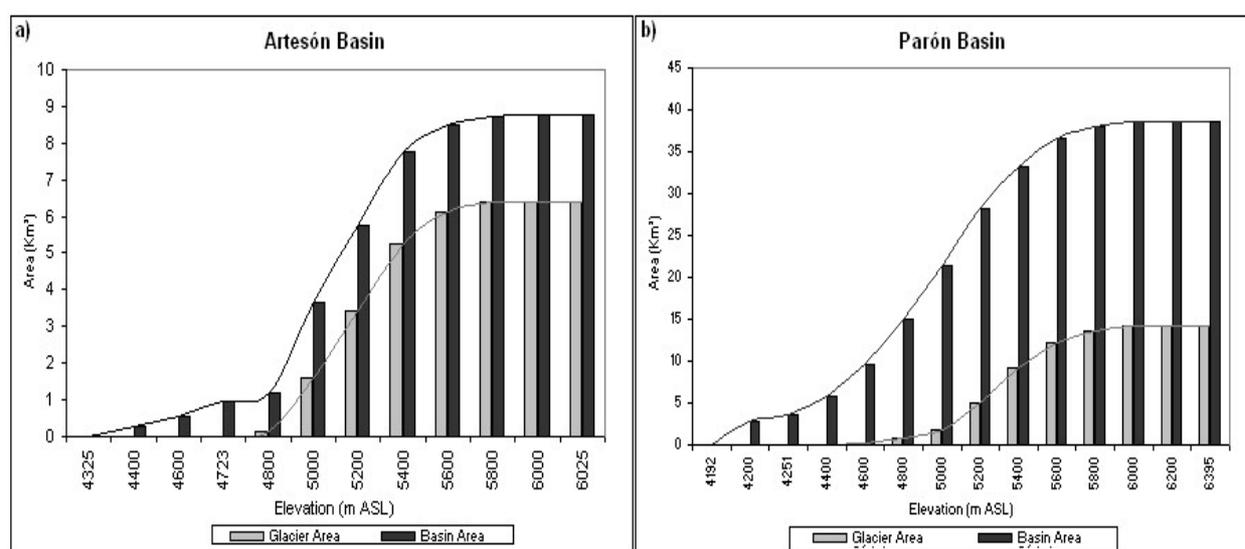


Fig. 2 Hypsometry of the Parón and Artesón basins, built with a discretisation of 200 m in elevation. The glacierized areas are represented in grey colour. It can be noted the lowest elevations for the glacierized area in the Parón and Artesón basins; they correspond respectively to 4723 and 4251 m ASL.

Glacierized area

The computation of glacier melt requires knowing the energy exchange at the glacier atmosphere interface. Empirical models, such as the degree-day or temperature index types of models, would require data that were not entirely available to the authors. Therefore, we decided to use an approach similar to the degree-day method, but dividing the glacier into a contributing (the glacier's lower section) and a non-contributing section (the glacier's upper part). The permanent snowline on the glacier is a significant indicator of the combined effect of variables, temperature and precipitation, and it was used as a limit (Fig. 3), dividing the glacierized area into contributing and non-contributing zones. It is assumed that the division runs along a contour line and depends on the air temperature, which constitutes a parameter of calibration.

Schaefli et al. (2005) estimate that this temperature, $T_{\text{calibration}}$, varies between 0 and 2°C in the Swiss Alps. According to L'Hôte et al. (2005), this behaviour can be applied in the Central Andes, which present very similar conditions to the Swiss Alps in terms of the threshold temperature distinguishing rainfalls from snowfalls.

This limit, characterized by the $T_{\text{calibration}}$ value, is also used to separate liquid from solid precipitation. Above the limit, the precipitation is solid (snowfall, P_{liq}) and its contribution to glacial runoff is considered negligible; below the limit, the precipitation is liquid (rainfall,

P_{sol}) and it contributes to glacial runoff. Then we have the following relations considering a monthly time step:

$$\begin{aligned} \text{If } T_{air} > T_{calibration} & \quad P_{liq} = P & \quad P_{sol} = 0 \\ \text{If } T_{air} < T_{calibration} & \quad P_{liq} = 0 & \quad P_{sol} = P \end{aligned} \quad (1)$$

where P (mm/month) is the total amount of precipitation in 1 month (mm/month) and T_{air} ($^{\circ}\text{C}$) is the air temperature at a given elevation.

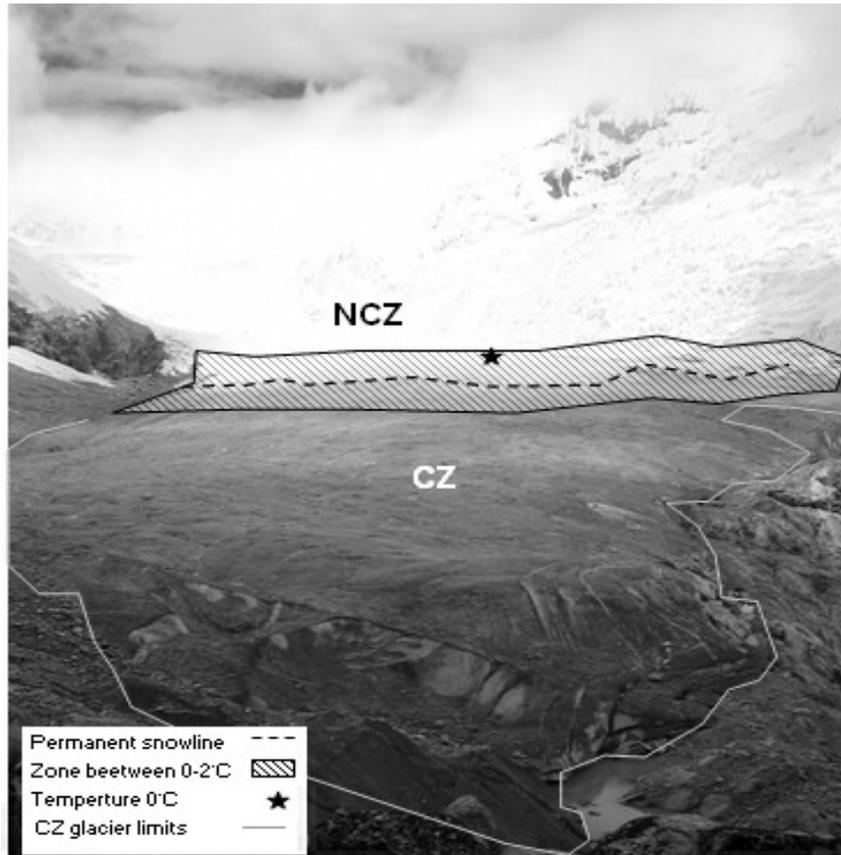


Fig. 3 Artesón glacier: the picture was taken in April 2005. The permanent snow line divides the glacier into a contributing (CZ) and non-contributing zone (NCZ). It corresponds to an elevation close to 5100 m ASL.

In short, we assume that on the glacierized areas of the basin, only the exposed ice section of the glacier contributes to the melt and constitutes the contributing zone of the glacierized area.

Shaepli used the model proposed by Baker et al. (1982), which simulated the glacial runoffs considering three different parallel reservoirs that represent snow, ice and firn. In our case, with the adopted simplification, only the ice reservoir was considered and the general equation is the following:

$$Q_{ice}(ti+1) = Q_{ice}(ti) \cdot e^{-\frac{ti+1-ti}{K_{ice}}} + [P_{liq,ice}(ti+1) + M_{ice}(ti+1) \cdot T(ti+1)] \cdot \left(1 - e^{-\frac{ti+1-ti}{K_{ice}}}\right) \quad (2)$$

where $Q_{ice}(ti)$ (mm/month) is the glacial discharge during the time ti ; K_{ice} is a time constant of the reservoir; $P_{liq,ice}$ (mm/month) is the liquid precipitation on the glacierized contributing

zone; $T(t_i)$ ($^{\circ}\text{C}$) is the average air temperature in the glacierized contributing zone; and M_{ice} ($\text{mm}/^{\circ}\text{C}$) is a factor of ice melting.

K_{ice} and M_{ice} are two parameters of calibration.

Not-glacierized area

In order to estimate the runoff generated in the not-glacierized areas, two versions of the monthly generic model of the GR family (Edijatno et al., 1999), GRM, were used. The two input variables were precipitation (P) and evapotranspiration (E). Since it was global and conceptual, the monthly GRM generic model was chosen, on the one hand, for this extreme simplicity and hardness, and, on the other hand, for its popularity within the French community of hydrologists.

We decided to test two versions of the model, one with two calibration parameters (GR2M) and the other with only one parameter (GR1M), in large part because the pertinence of applying such models within the context of high tropical mountains was unknown. The double test was an opportunity to observe whether the version with two parameters gave better results than the version with only one parameter.

Figure 4 schematizes the functioning of the GR2M version, with two calibration parameters:

- (a) X_1 , an evapotranspiration adjustment factor;
- (b) K_{apa} , representing the water volume, which can be stored in the basin's soils.

Detailed explanations on the modelling procedure and equations are given in Edijatno et al. (1999) and in Schweblin (2004). Figure 4 includes the glacial runoff, which is collected with the runoff of the not-glacierized area directly into the lake, whose outflow discharges were recorded.

The GR1M version uses only the K_{apa} parameter, with no other adjustment of the meteorological parameter.

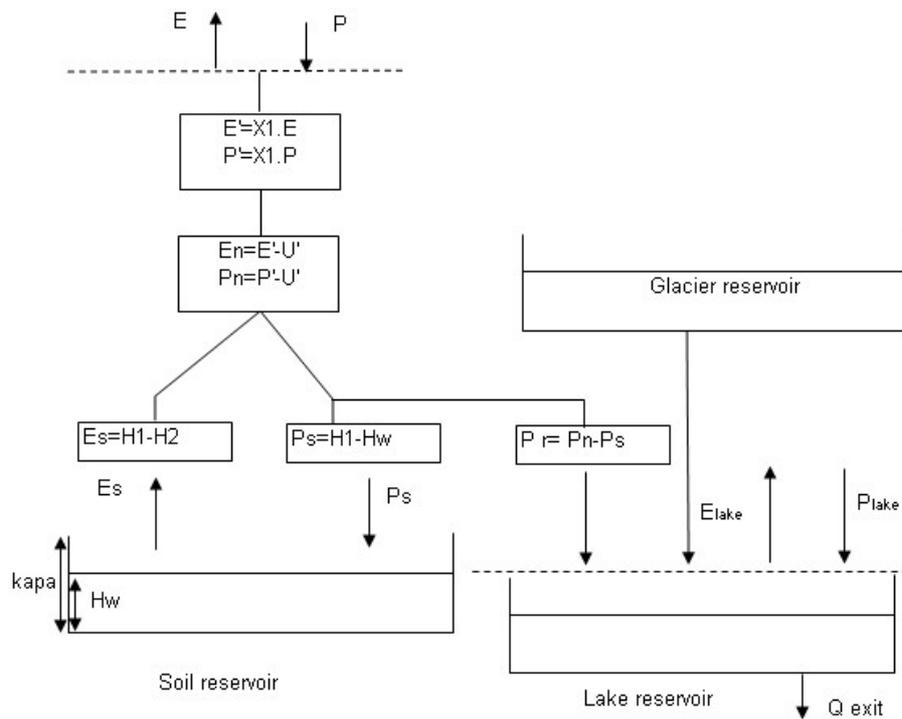


Fig. 4 General chart of the GR2M model variation, the GR1M model is similar but it has variations depending on production (it does not have a data correction parameter) and the drainage of the soil reservoir depends on the fill-up rate of the soil reservoir ($Kapa$) and net precipitation (P_n).

APPLICATION

Calibration

Summarizing the explanation given in the previous section, the model proposed needs four or five calibration parameters, depending on the version of GRM used:

- (a) a temperature, $T_{\text{calibration}}$ ($^{\circ}\text{C}$), varying within the interval $[0-2]^{\circ}\text{C}$,
- (b) an ice melting factor, M_{ice} ($\text{mm}/\text{month} \cdot ^{\circ}\text{C}$), varying within the interval $104.6-552.2$ $\text{mm}/\text{month} \cdot ^{\circ}\text{C}$, according to the hydrological balance during the 2001–2003 period (Suarez, 2003),
- (c) a time constant for the ice reservoir, K_{ice} (expressed in $(\text{time unit})^{-1}$),
- (d) the Kapa and X1 parameters of the GRM model, the second one not used in the one-parameter version.

The most commonly used criterion in hydrological modelling applications is the Nash criterion (Nash & Sutcliffe, 1970) given by equation 3. The mass conservation criterion (equation 4) is also very widely used to assess the error on the total runoff volume during long time steps (Schweblin, 2004).

$$Nash = 1 - \frac{\sum_{t=1}^n (Q_{obs,t} - Q_{sim,t})^2}{\sum_{t=1}^n (\overline{Q_{obs,t}} - Q_{obs,t})^2} \quad Balance = \frac{\sum_{t=1}^n Q_{obs,t}}{\sum_{t=1}^n Q_{sim,t}} \quad (3) \text{ and } (4)$$

where $Q_{obs,t}$ is the discharge observed; $Q_{sim,t}$ is the discharge calculated for the month t ; $\overline{Q_{obs,t}}$ is the average discharge observed during the calibration period; n , the number of months the discharge was observed.

Results and discussion

Artesón basin. The model was first applied to the Artesón sub-basin, with a data series beginning in September 2000 and ending in August 2005, completing 5 hydrological years.

We made 12 runs on this basin, searching for the parameters best simulating the discharges. They were divided into two groups of six runs:

- Group (a): the location of the line that separated the contributing zone from the non-contributing zone was considered to vary for each season (wet, dry and transition);
- Group (b): the line that separated the contributing from the non-contributing zone remained at the same location during the entire year, but varied from one year to the other.

In each group, three runs (01–03 and 07–09) used the GR1M model and the three others (04–06 and 10–12) the GR2M model. For each group, four runs were divided into two sections (September 2000–February 2003 and March 2003–August 2005) to calibrate and validate the model. In the two remaining runs, the entire period was used for calibration.

The results of each run are presented in Tables 3 and 4. The values of the respective parameters obtained for all the runs are collected in Table 5. For both groups, (a) and (b), runs with similar results based on both criteria presented significant differences in the parameter values given in Table 5. However, a physical explanation for those differences does not clearly stand out and the equifinality phenomenon (Beven & Freer, 2001) of the parameter

sets is probably the main factor; therefore we did not attempt a detailed analysis of these parameters.

5.1.1 Table 3. Group (a) runs

Group runs	(a)	Sep 00 – Aug 05		Sep 00–Feb 03		Mar 03–Aug 05	
		Nash	Balance	Nash	Balance	Nash	Balance
GR1M	01	0.791 c	0.995 c	-	-	-	-
	02	-	-	0.806 c	0.995 c	0.726 v	1.164 v
	03	-	-	0.657 v	0.830 v	0.831 c	1.012 c
GR2M	04	0.800	0.995	-	-	-	-
	05	-	-	0.820 c	0.991 c	0.739 v	1.154 v
	06	-	-	0.716 v	0.862 v	0.836 c	0.999 c

c, calibration; v, validation.

6.1.1 Table 4. Group (b) runs

Group (b)runs		Sep 00 – Aug 05		Sep 00–Feb 03		Mar 03–Aug 05	
		Nash	Balance	Nash	Balance	Nash	Balance
GR1M	07	0.753 c	0.991 c	-	-	-	-
	08	-	-	0.766 c	0.946 c	0.725 v	1.085 v
	09	-	-	0.713 v	0.774 v	0.882 c	0.989 c
GR2M	10	0.762 c	1.007 c	-	-	-	-
	11	-	-	0.780 c	0.983 c	0.690 v	1.121 v
	12	-	-	0.722 v	0.944 v	0.778 c	0.990 c

c, calibration; v, validation.

7.1.1 Table 5. Values of the parameters

Run		T _{calibration} (°C)	M _{ice} (mm/month/°C)	K _{ice} (mm)	Kapa	X1
(a)	01	1.48	290	430	1.03	-
	02	1.46	320	500	0.93	-
	03	1.67	310	400	1.25	-
	04	1.55	300	240	1.07	0.40
	05	1.42	305	250	0.93	0.20
	06	1.60	285	250	1.30	0.40
(b)	07	1.52	325	500	0.55	-
	08	1.50	330	500	0.70	-
	09	1.52	300	500	0.50	-
	10	1.50	300	300	0.60	0.38
	11	1.45	320	300	0.76	0.29
	12	1.65	325	250	0.55	0.55

The Nash criterion ranged within the [0.72; 0.84] and [0.71; 0.88] intervals for the (a) and (b) group, respectively. The mass balance criterion ranged within the [0.84; 1.17] and [0.77; 1.12] intervals for the (a) and (b) group, respectively. In general, the values of both criteria were highly significant, but it is difficult to decide which model is more efficient, since these results are so close to each other. To compare the output efficiencies from the different runs, we used a Cartesian diagram where the X axis represents the Nash criterion values and the Y axis represents the mass balance criterion. The optimum point corresponds to Nash=1 and

balance=1. The shorter the distance between this optimum point and the point representative of each run, the more efficient the model was (Fig. 5).

Table 6 gathers the distances of each one of these points to the most optimal point. It can be concluded that for the (a) group, runs 03 and 06 as well as runs 09 and 12 for the (b) group, showed the best calibration parameters. When analyzing only the calibration values, it can be observed that run 09 (group (b)) had the best result. For the validations, run 12 presented the best result and its calibration was quite good compared with the best run (09).

8.1.1 Table 6. Distances of each run related to the most optimal point and standard deviation. The best values are in bold.

Run	Calibration	Validation	σ
01	0.21		
02	0.20	0.32	0.08
03	0.17	0.38	0.15
04	0.20		
05	0.18	0.30	0.09
06	0.16	0.32	0.11
07	0.25		
08	0.23	0.29	0.04
09	0.12	0.37	0.17
10	0.24		
11	0.22	0.33	0.08
12	0.22	0.27	0.03

σ : Standard deviation

Since run 09 and run 12 are in group (b), we can infer that using an annual gradient instead of seasonally adapted gradients does not reduce the simulation's efficiency. It also shows that using the two-parameter version of GRM in the not-glacierized area is preferable.

Figure 6 shows the result of run 12 in standardized units and the air temperature measured on Artesón Glacier (4980 m ASL) for the following variables: simulated and observed discharge at the Artesón Lake outlet, temperature measured on the Artesón glacier (4980 m ASL) and precipitation (average rainfall on the ZC area, under the line determined by the value of $T_{\text{calibration}}$) over the Artesón Basin.

The monthly outflow discharge observed for Artesón Lake was quite similar to the temperature curve, but the simulated discharge does not follow the peaks very well. This can be attributed mainly to the time variability of the precipitations, which is not well represented by monthly values.

In addition, it is important to note that during the hydrological year 2000–2001, lower discharges were recorded than during the other years studied. This is due to the lower temperatures caused by a La Niña event (Favier *et al.*, 2004) and by the lower elevation of the contour line dividing the contributing zone from the non-contributing zone.

Parón Lake basin. In order to apply the same modelling approach to the discharges entering Parón Lake, which includes the Artesón sub-basin, we used the simplest method: $T_{\text{calibration}}$ on an annual basis (group (b)), version GR2M of the model, calibrated over the complete study

period. This option corresponds to the parameters obtained with run 12 on Artesón (Nash = 0.78 and balance = 0.99).

Nevertheless, the discharges observed at the outlet of Parón tunnel were controlled at the hatch. Consequently, the following observations were used jointly to reconstruct the natural discharges observed entering Parón Lake beginning in September 1992:

- (a) the lake's water levels, recorded beginning in September 1992;
- (b) the hatch's opening values, recorded by the operator beginning in September 2000;
- (c) the balance (precipitation–evaporation) over the lake;
- (d) the measurements of discharges, taken at the outlet of the tunnel to calibrate the entire device.

This analysis resulted in the following equation with a satisfactory correlation coefficient ($R^2=0.82$):

$$Q_r = -0.70 \times V + 1.29$$

(5)

where Q_r is the reconstituted monthly mean entering natural discharge in Parón Lake, in m^3/s ; V , the variations in the volume of Parón Lake, in m^3/s , excluding the case of a lake's level below the intake level.

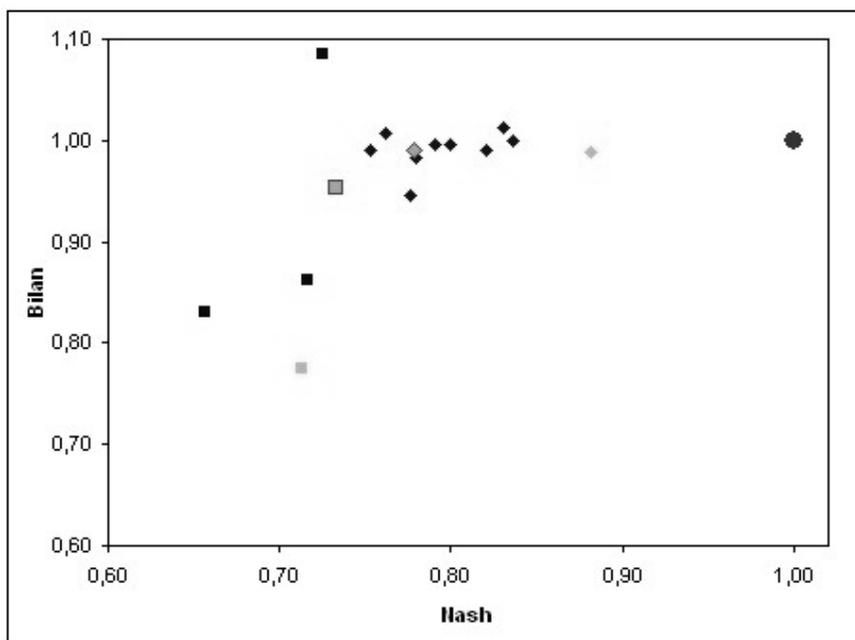


Fig. 5 The Nash criterion versus the mass balance criterion. The black circle indicates the point of maximum efficiency (ideal); the diamonds concern the calibrations and the squares the validations of the model. The values of the run 09 are presented in grey colour (best value for calibration) and of the run 12 in grey colour surrounded (best value for validation). It can be noted that, for this last run the distance between calibration and validation is minimum.

Comparing the reconstructed discharges and the simulated discharges entering Parón Lake, the criterion values are quite good: Nash=0.80 and balance=0.91 over the period from November 2000 to August 2005, and 0.87 and 1.08 for the period from September 1992 to August 2005.

Figure 7 compares both curves of monthly discharges during the entire period (September 1992 to August 2005). A gap can be noted between July and October 2000, caused by anomalies or missing data on the lake's water levels in the Duke Energy Company's

operations book. It can be noted that the simulated peak values are always higher than the measured values, which is caused by a permanent leakage problem with the hatch, well identified, but practically speaking, impossible to repair.

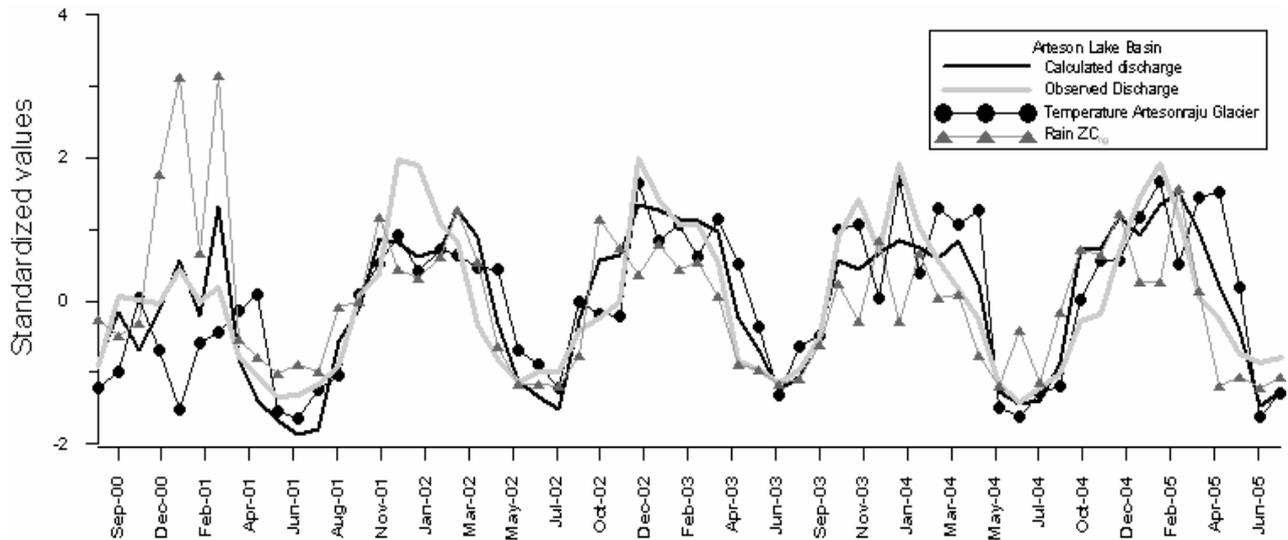


Fig. 6 Results of the run 12. Comparison of standardized values for the following variables: simulated and observed discharge at the Artesón Lake outlet, temperature measured on the Artesón glacier (4980 m ASL) and precipitation (average rainfall on the ZC area, under the line determined by the value of $T_{\text{calibration}}$) over the Artesón Basin.

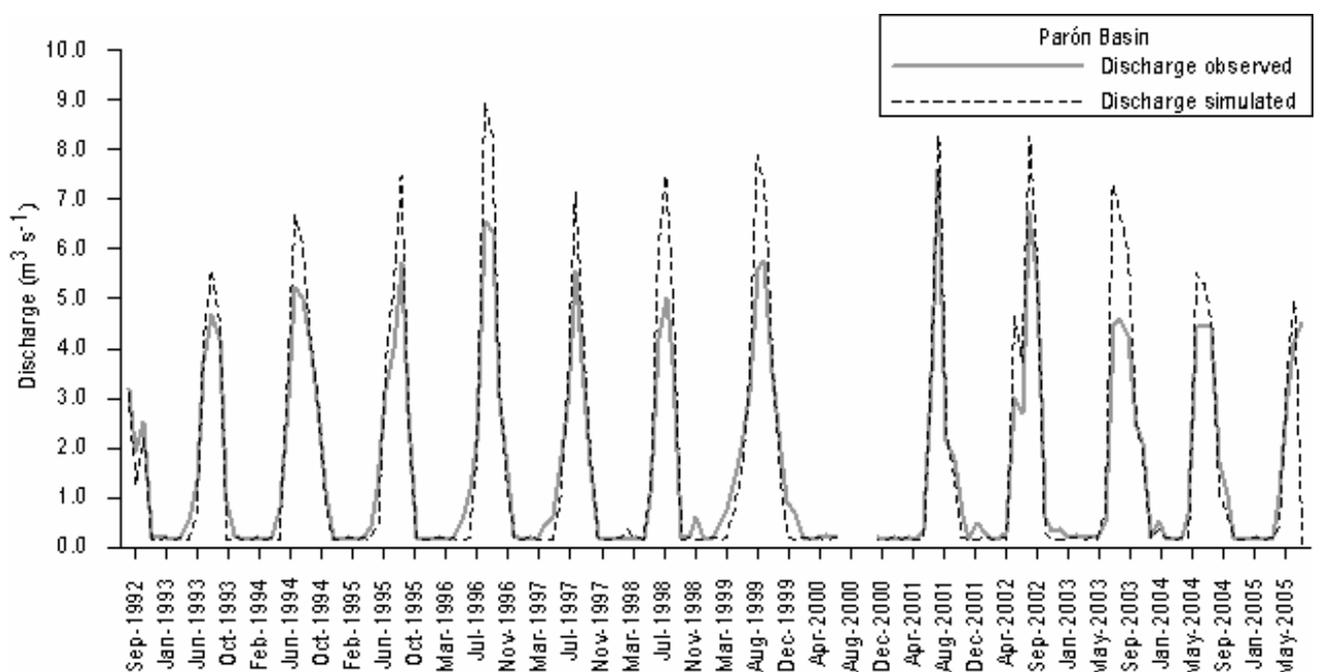


Fig. 7. Comparison between the observed (reconstruction: see explanations in the text) and simulated discharges entering in the Parón Lake. The simulation is based on the method and parameters obtained with the run 12 on the Artesón sub-basin.

CONCLUSIONS

The model's performance is acceptable considering that only two main input variables were used (precipitation and temperature). Though the evapotranspiration parameter, estimated at a regional scale, is essential in the water balance, it is less important here in the modelling process than the other two variables because of the conditions of the high-altitude environment, where its variability has a low significance.

The next steps of this study will attempt to apply this method and its parameterization in two directions:

- (a) extending the simulation to the entire Rio Santa basin, taking into account all the glacierized sub-basins of the right bank (Fig. 1);
- (b) evaluating the consequences of global warming over the coming decades on the basis of the IPCC scenarios (Gallopín & Rijsbermann, 2000; Nakicenovic & Swart, 2000). The climate data will come from the outputs of the atmospheric models (GCM).

Acknowledgements: For this study, Wilson Suarez and Paulina Lopez received PhD grants from the *Institut de Recherche pour le Développement* (IRD, France). The data were provided by the National Service of Hydrology and Meteorology of Peru (Senamhi, Lima), the National Institute of Natural Resources (INRENA, Lima and Huaraz), Duke Energy Company (Lima), Electroperu (Lima) and IRD (Lima and Montpellier). The SPOT 5 image was generously provided by the *Centre National d'Etudes Spatiales* (CNES, Toulouse, France). The digital terrain model was kindly provided by Prof. Georg Kaser of Innsbruck University (Austria).

The authors are grateful to the reviewers. They address special thanks to Dr. Francesca Pellicciotti, from Switzerland, for her invaluable help in clarifying the paper and improving the quality of the manuscript. Finally, our thanks are extended to the editor, who was very patient.

REFERENCES

- Baker, D., Escher-Vetter, H., Moser, H., Oerter, H., & Reinwarth, O. (1982) A glacier discharge model based on results from field studies of energy balance water storage and flux. *IAHS* 138.
- Beven, K. J. & Freer, J. (2001) Equifinality, data assimilation and uncertainty estimation in mechanistic modelling of complex environmental systems using the GLUE methodology. *J.Hydrol.* **249** 11-29.
- Favier, V., Wagnon, P. & Ribstein, P. (2004) Glaciers of the outer and inner tropics: A different behaviour but a common response to climate forcing. *Geophysical Research Letters* **31**(16),
- Francou, B. (1993) Hautes montagnes, passion d'explorations. Masson, Paris
- Francou, B. & Pouyaud, B. (2004) Metodos de observacion de glaciares en los Andes Tropicales: Mediciones de terreno y procesamiento. *IRD*
- Gaffen, D. J., Santer, B. D., Boyle, J. S., Christy, J. R., Graham, N. E. & Ross, R. J. (2000) Multidecadal changes in the vertical temperature structure of the tropical troposphere. *Science* **287**(5456), 1242-1245.
- Gallopín, G. C. & Rijsberman, F. (2000) Three global water scenarios. *Int.J.Water* **1**(1), 16-40.
- Gomez, J. & Quijano, J. (2003) Retroceso del Frente Glaciar Gajap. Pastoruri y Broggi Cordillera Blanca (Perú). *INRENA*
- IPCC (2001) Climate Change 2001: The Scientific Basis - Contribution of Working Group I

-
- to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). Cambridge University Press,
- Kaser, G. (1999) A review of the modern fluctuations of tropical glaciers. *Global & Planetary Change* **22** 93-103.
- 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. *Hydrological Sciences Journal* **50**(6), 989-997.
- Nakicenovic, N. & Swart, B. (2000) Emissions scenarios. A special report of Working Group III of the Intergovernmental Panel On Climate Change. Cambridge University Press,
- Nash, J. E. & Sutcliffe, J. V. (1970) River flow forecasting through conceptual models. *Journal of Hydrology* **10**(3), 282-290.
- Pouyaud, B., Zapata, M., Yerren, J., Gomez, J., Rosas, G., Suarez, W. & Ribstein, P. (2005) Devenir des ressources en eau glaciaire de la Cordillère Blanche. *Hydrological Sciences - Journal - des Sciences Hydrologiques* **50**(6), 999-1021.
- Schaefli, B. (2005) Resources: application to a glacier-fed hydropower production system in the swiss alps. PhD Ecole Polytechnique Fédérale, Lausanne
- Schaefli, B., Hingray, B., Niggli, M. & Musy, A. (2005) A conceptual glacio-hydrological model for high mountainous catchments. *Hydrology and Earth System Sciences* **9** 95-109.
- Schweblin, M. (2004) Modélisation conceptuelle de dynamiques lacustres sur l'altiplano andin. *IRD*
- Suarez, W. (2003) Bilan hydrique d'un système lacustre de haute montagne: le bassin Paron (Cordillère Blanche - Pérou). Mémoire DEA Université Montpellier 2, Montpellier
- Tarazona, E. (2005) Generación de descargas mensuales en subcuencas de la cuenca del Rio Santa utilizando el método de Lutz Sholz. PhD Universidad Nacional Agraria La Molina, Lima

Annexes 2

Variation de la lame écoulée en pourcentage à 3 et 10 horizons Pour la zone Nord pour les scénarios avec une variation de +4 et +6 °C

Los Cedros		Lame écoulée (Pluie Constante)												
	932	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
4°C		-7	-8	-15	-2	-7	-9	-8	-8	-5	-8	-15	-24	-35

Colcas		Lame écoulée (Pluie Constante)												
	772	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
4°C		-3	-5	-14	2	-3	-5	-4	-5	-6	-9	-14	-20	-28

Arteson		Lame écoulée (Pluie Constante)												
	1896	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
4°C		-19	6	87	-7	-19	-19	-11	6	32	67	87	97	83

Llanganuco		Lame écoulée (Pluie Constante)												
	1080	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
4°C		-7	1	5	-3	-7	-7	-5	1	2	4	5	5	6

Arteson		Lame écoulée (Pluie Constante)												
	1896	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
4°C		-100	-100	-100	-100	-100	-100	-100	-100	-100	-100	-100	-100	-100

Llanganuco		Lame écoulée (Pluie Constante)												
	1080	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
4°C		-100	-100	-100	-100	-100	-100	-100	-100	-100	-100	-100	-100	-100

Los Cedros		Lame écoulée (Pluie Constante)												
	932	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
6°C		-10	-13	-50	-3	-10	-12	-14	-13	-22	-34	-50	-66	-84

Colcas		Lame écoulée (Pluie Constante)												
	772	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
6°C		-5	-13	-40	1	-5	-7	-9	-13	-20	-28	-40	-53	-73

Arteson		Lame écoulée (Pluie Constante)												
	1896	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
6°C		-20	32	68	-9	-20	-16	1	32	72	81	68	41	8

Llanganuco		Lame écoulée (Pluie Constante)												
	1080	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
6°C		-2	9	13	0	-2	0	7	9	12	12	13	11	6

Arteson		Lame écoulée (Pluie Constante)												
	1896	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
6°C		-100	-100	-100	-100	-100	-100	-100	-100	-100	-100	-100	-100	-100

Llanganuco		Lame écoulée (Pluie Constante)												
	1080	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
6°C		-100	-100	-100	-100	-100	-100	-100	-100	-100	-100	-100	-100	-100

La valeur inscrite dans la cellule en haut à gauche est la valeur de référence de la lame écoulée

Variation de la lame écoulee en pourcentage à 3 et 10 horizons Pour la zone Nord pour le scénario A2 avec une pluie constante

Los Cedros		Lame écoulee (Pluie Constante)											
932	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
Arpege	-7	-10	-11	-1	-4	-8	-7	-9	-11	-10	-11	-13	-19
CCSR	-7	-16	-18	0	-5	-11	-11	-16	-19	-18	-18	-21	-25
CSIRO	-10	-21	-28	-2	-8	-13	-14	-20	-26	-27	-28	-31	-35
Echam4	-3	-3	-1	2	-1	-5	-4	-6	-4	-3	-3	-4	-7
HadcM3	-5	-7	-11	3	-4	-5	-5	-6	-8	-10	-9	-15	-22

Colcas		Lame écoulee (Pluie Constante)											
772	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
Arpege	-5	-8	-8	0	-2	-6	-5	-7	-8	-6	-9	-11	-16
CCSR	-4	-12	-12	1	-3	-8	-8	-12	-14	-14	-13	-15	-19
CSIRO	-7	-16	-21	-1	-5	-10	-10	-15	-19	-21	-21	-23	-27
Echam4	-2	-2	-3	2	0	-3	-3	-4	-2	-3	-4	-7	-10
HadcM3	-3	-5	-9	3	-2	-3	-4	-5	-5	-6	-8	-12	-18

Arteson		Lame écoulee (Pluie Constante)											
1896	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
Arpege	-8	13	51	-4	-1	-2	10	15	21	38	50	60	55
CCSR	-7	-1	28	-1	-3	-7	0	0	2	14	26	33	35
CSIRO	-14	-13	0	-5	-9	-14	-5	-10	-14	-8	-1	4	3
Echam4	2	29	83	2	5	6	17	23	40	61	77	88	93
HadcM3	-3	20	50	5	0	7	15	21	29	38	56	53	47

Llanguenco		Lame écoulee (Pluie Constante)											
1080	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
Arpege	-5	4	19	-4	-2	-2	3	5	7	14	18	21	20
CCSR	-4	-1	11	-2	-3	-4	-1	-1	0	5	10	13	14
CSIRO	-8	-5	0	-4	-5	-6	-3	-4	-5	-3	0	2	2
Echam4	-1	10	26	-1	0	1	5	8	14	22	25	27	27
HadcM3	-3	6	19	0	-2	1	4	7	10	14	21	20	18

La valeur inscrite dans la cellule en haut à gauche est la valeur de référence de la lame écoulee

Variation de la lame écoulée en pourcentage à 3 et 10 horizons Pour la zone Nord pour le scénario A2 avec une augmentation de 10% en pluie

Los Cedros		Lame écoulée (Pluie +10%)											
932	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
Arpege	-7	-10	-10	-1	-4	-8	-7	-9	-10	-9	-10	-12	-18
CCSR	-6	-16	-17	1	-5	-10	-11	-15	-18	-17	-18	-20	-25
CSIRO	-10	-21	-27	-2	-7	-13	-14	-20	-25	-27	-28	-30	-35
Echam4	-2	-3	0	2	-1	-5	-4	-5	-4	-2	-2	-3	-7
Hadcm3	-5	-7	-10	3	-3	-4	-5	-6	-7	-9	-9	-14	-21

Colcas		Lame écoulée (Pluie +10%)											
772	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
Arpege	-4	-6	-6	0	-2	-5	-4	-5	-6	-4	-7	-9	-13
CCSR	-4	-10	-9	1	-3	-7	-7	-10	-13	-12	-10	-13	-17
CSIRO	-7	-14	-19	0	-5	-9	-9	-14	-18	-19	-19	-21	-24
Echam4	-1	0	-1	2	0	-3	-2	-3	0	-1	-2	-5	-8
Hadcm3	-2	-3	-6	3	-2	-2	-3	-3	-4	-4	-6	-10	-15

Arteson		Lame écoulée (Pluie +10%)											
1896	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
Arpege	-8	13	52	-4	-1	-2	10	16	21	39	50	61	56
CCSR	-7	-1	29	-1	-3	-7	1	0	2	14	27	34	36
CSIRO	-14	-12	1	-5	-9	-13	-5	-10	-13	-7	0	5	4
Echam4	2	29	84	2	5	6	17	23	40	61	78	88	94
Hadcm3	-3	20	51	5	0	7	15	22	30	38	56	54	47

Llanganuco		Lame écoulée (Pluie +10%)											
1080	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
Arpege	-4	6	22	-3	-1	-1	4	6	9	16	21	24	23
CCSR	-3	1	14	-2	-2	-3	0	1	2	7	12	16	17
CSIRO	-7	-3	3	-4	-5	-5	-2	-3	-3	-1	3	5	5
Echam4	0	12	29	-1	1	2	6	9	16	24	28	29	30
Hadcm3	-2	8	21	0	-1	2	6	9	12	16	23	23	21

La valeur inscrite dans la cellule en haut à gauche est la valeur de référence de la lame écoulée

Variation de la lame écoulée en pourcentage à 3 et 10 horizons Pour la zone Nord pour le scénario A2 avec une diminution de 10% en pluie

Los Cedros		Lame écoulée (Pluie -10%)												
932	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100	
Arpege	-7	-11	-11	-1	-4	-9	-7	-9	-11	-10	-12	-13	-20	
CCSR	-7	-17	-19	0	-5	-11	-12	-16	-19	-18	-19	-22	-26	
CSIRO	-11	-22	-29	-2	-8	-14	-14	-21	-26	-28	-29	-31	-36	
Echam4	-3	-4	-1	2	-1	-5	-4	-6	-5	-3	-3	-5	-8	
Hadcm3	-5	-8	-12	3	-4	-5	-5	-7	-8	-10	-10	-15	-22	

Colcas		Lame écoulée (Pluie -10%)												
772	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100	
Arpege	-6	-9	-11	-1	-3	-7	-6	-8	-10	-8	-11	-14	-19	
CCSR	-5	-14	-15	1	-4	-8	-9	-13	-16	-15	-15	-18	-22	
CSIRO	-8	-18	-24	-1	-6	-11	-11	-16	-21	-23	-24	-26	-29	
Echam4	-2	-4	-6	2	-1	-4	-4	-6	-3	-5	-7	-9	-13	
Hadcm3	-4	-7	-11	2	-3	-4	-5	-6	-7	-8	-10	-15	-20	

Arteson		Lame écoulée (Pluie -10%)												
1896	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100	
Arpege	-8	12	51	-4	-1	-2	10	15	20	38	49	60	55	
CCSR	-7	-1	27	-1	-3	-7	0	-1	2	13	26	33	34	
CSIRO	-15	-13	-1	-5	-10	-14	-6	-11	-14	-8	-1	3	2	
Echam4	1	28	83	2	5	6	17	22	40	60	77	87	93	
Hadcm3	-4	19	49	5	0	6	15	21	29	37	55	53	46	

Llanganuco		Lame écoulée (Pluie -10%)												
1080	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100	
Arpege	-6	2	16	-4	-3	-3	2	3	5	12	16	19	17	
CCSR	-5	-3	8	-3	-3	-5	-2	-2	-1	3	8	10	11	
CSIRO	-9	-7	-3	-4	-6	-7	-4	-6	-7	-5	-2	0	-1	
Echam4	-2	8	23	-2	0	0	4	6	12	20	23	24	24	
Hadcm3	-4	4	16	-1	-2	0	3	6	8	12	18	17	15	

La valeur inscrite dans la cellule en haut à gauche est la valeur de référence de la lame écoulée

Variation de la lame écoulée en pourcentage à 3 et 10 horizons Pour la zone Nord pour le scénario B2 avec une pluie constante

Los Cedros		Lame écoulée (Pluie Constante)												
	932	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
Arpege		-3	-8	-17	4	-3	-2	-2	-6	-12	-13	-16	-21	-29
CCSR		-7	-15	-23	0	-5	-10	-10	-14	-19	-21	-24	-26	-31
CSIRO		-9	-18	-30	-2	-5	-11	-12	-17	-24	-26	-29	-34	-41
Echam4		-3	-4	-11	1	0	-2	-4	-4	-5	-9	-11	-17	-17
Hadcm3		-5	-11	-18	3	-2	-5	-7	-12	-13	-14	-17	-22	-30

Colcas		Lame écoulée (Pluie Constante)												
	772	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
Arpege		-1	-1	-6	5	-1	2	4	1	-4	-3	-4	-8	-16
CCSR		-5	-9	-13	1	-2	-6	-5	-8	-12	-13	-14	-15	-19
CSIRO		-7	-13	-21	0	-3	-7	-7	-11	-17	-18	-20	-24	-31
Echam4		-1	3	0	3	3	2	2	3	5	2	0	-5	-6
Hadcm3		-2	-5	-6	4	0	-2	-2	-6	-5	-5	-4	-9	-16

Arteson		Lame écoulée (Pluie Constante)												
	1896	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
Arpege		-2	14	21	6	-1	10	20	19	13	21	25	22	11
CCSR		-10	-2	5	-3	-4	-8	1	-1	-3	1	3	7	5
CSIRO		-13	-10	-10	-6	-5	-9	-4	-6	-14	-10	-9	-11	-20
Echam4		-1	23	42	1	7	10	15	24	32	34	40	38	50
Hadcm3		-5	6	20	4	1	2	7	5	11	17	23	21	9

Llanganuco		Lame écoulée (Pluie Constante)												
	1080	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
Arpege		-2	6	10	1	-2	3	8	8	6	10	12	11	7
CCSR		-5	-1	4	-3	-3	-4	0	0	-1	1	2	5	4
CSIRO		-7	-4	-3	-4	-3	-5	-2	-3	-6	-3	-3	-3	-7
Echam4		-1	10	19	-1	2	4	6	10	14	16	19	18	22
Hadcm3		-3	3	10	0	-1	0	3	2	5	8	11	11	6

La valeur inscrite dans la cellule en haut à gauche est la valeur de référence de la lame écoulée

Variation de la lame écoulée en pourcentage à 3 et 10 horizons Pour la zone Nord pour le scénario B2 avec une augmentation de 10% en pluie

Los Cedros		Lame écoulée (Pluie +10%)											
932	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
Arpege	-3	-7	-16	4	-3	-2	-1	-5	-11	-12	-15	-20	-28
CCSR	-6	-14	-21	0	-4	-9	-9	-13	-18	-20	-22	-25	-29
CSIRO	-8	-17	-28	-1	-5	-10	-11	-16	-23	-24	-28	-32	-40
Echam4	-2	-3	-9	1	1	-2	-3	-3	-4	-8	-10	-15	-16
Hadcm3	-4	-10	-16	3	-2	-5	-6	-11	-12	-13	-15	-20	-28

Colcas		Lame écoulée (Pluie +10%)											
772	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
Arpege	-1	-1	-5	5	-1	2	4	1	-4	-3	-4	-8	-16
CCSR	-5	-9	-13	1	-2	-6	-5	-8	-12	-13	-14	-15	-18
CSIRO	-7	-13	-20	0	-3	-7	-7	-11	-17	-18	-20	-23	-30
Echam4	0	3	0	3	3	2	2	3	5	2	0	-5	-6
Hadcm3	-2	-5	-6	4	0	-2	-2	-6	-5	-5	-4	-9	-16

Arteson		Lame écoulée (Pluie +10%)											
1896	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
Arpege	-1	15	22	6	-1	10	20	19	13	22	26	24	12
CCSR	-9	-2	7	-3	-4	-7	1	0	-2	2	4	8	6
CSIRO	-12	-10	-9	-5	-5	-9	-3	-6	-14	-9	-8	-10	-19
Echam4	0	24	43	1	7	10	16	24	33	35	41	39	51
Hadcm3	-4	6	21	4	1	3	8	5	12	18	24	22	10

Llanganuco		Lame écoulée (Pluie +10%)											
1080	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
Arpege	-1	8	13	1	-1	4	9	9	7	11	14	13	9
CCSR	-5	1	6	-3	-2	-3	1	1	1	3	4	7	6
CSIRO	-6	-3	-1	-4	-3	-4	-1	-2	-4	-2	-1	-1	-4
Echam4	-1	12	22	-1	2	4	7	11	16	17	21	20	24
Hadcm3	-2	4	12	0	0	1	4	3	7	10	13	13	8

La valeur inscrite dans la cellule en haut à gauche est la valeur de référence de la lame écoulée

Variation de la lame écoulée en pourcentage à 3 et 10 horizons Pour la zone Nord pour le scénario A2 avec une diminution de 10% en pluie

Los Cedros		Lame écoulée (Pluie -10%)											
932	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
Arpege	-4	-9	-19	3	-4	-3	-2	-7	-13	-14	-18	-23	-31
CCSR	-8	-16	-24	-1	-5	-10	-11	-15	-20	-22	-25	-28	-33
CSIRO	-9	-19	-31	-2	-5	-11	-12	-17	-25	-27	-30	-35	-43
Echam4	-4	-5	-13	1	0	-3	-4	-5	-6	-10	-13	-18	-19
Hadcm3	-5	-13	-19	2	-3	-6	-8	-13	-14	-15	-18	-23	-31

Colcas		Lame écoulée (Pluie -10%)											
772	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
Arpege	-1	-1	-6	5	-1	2	4	1	-5	-3	-4	-9	-16
CCSR	-5	-9	-13	1	-2	-7	-5	-8	-12	-13	-14	-15	-19
CSIRO	-7	-13	-21	0	-3	-7	-7	-11	-17	-18	-20	-24	-31
Echam4	-1	3	0	3	3	2	2	3	5	2	-1	-5	-6
Hadcm3	-2	-5	-6	4	0	-2	-2	-6	-5	-5	-5	-9	-17

Arteson		Lame écoulée (Pluie -10%)											
1896	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
Arpege	-2	13	19	6	-2	9	19	18	12	20	24	21	9
CCSR	-10	-3	4	-3	-4	-8	0	-1	-4	0	2	5	3
CSIRO	-13	-11	-12	-6	-6	-10	-4	-7	-15	-11	-10	-12	-22
Echam4	-1	22	40	1	7	9	15	23	31	33	39	37	49
Hadcm3	-5	5	19	4	0	2	7	4	10	16	22	20	8

Llanganuco		Lame écoulée (Pluie -10%)											
1080	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
Arpege	-3	5	8	1	-2	3	7	7	5	8	10	9	4
CCSR	-6	-2	1	-3	-3	-5	-1	-1	-2	0	1	2	2
CSIRO	-8	-6	-6	-4	-4	-5	-3	-4	-7	-5	-4	-5	-9
Echam4	-2	9	17	-1	2	3	5	9	13	14	17	16	20
Hadcm3	-4	1	8	0	-1	0	2	1	4	7	10	9	4

La valeur inscrite dans la cellule en haut à gauche est la valeur de référence de la lame écoulée

Variation de la lame écoulee en pourcentage à 3 et 10 horizons Pour la zone Sud pour les scénarios avec une variation de +4 et +6 °C

Chancos		Lame écoulee (Pluie Constante)											
1015	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
4°C	2	12	21	2	2	4	8	12	16	20	21	20	19

Quilcay		Lame écoulee (Pluie Constante)											
909	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
4°C	-2	-2	-8	1	-2	-3	-1	-2	-3	-4	-8	-12	-16

Olleros		Lame écoulee (Pluie Constante)											
862	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
4°C	1	-3	-16	4	1	0	0	-3	-6	-11	-16	-22	-29

Yanamarey		Lame écoulee (Pluie Constante)											
281	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
4°C	6	-4	-3	8	4	1	-2	-5	-7	-6	-5	-4	-3

Pachacoto		Lame écoulee (Pluie Constante)											
640	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
4°C	1	4	-9	4	1	0	1	4	0	-3	-9	-16	-22

Recreta		Lame écoulee (Pluie Constante)											
306	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
4°C	-7	-7	-19	-6	-7	-5	-5	-7	-9	-13	-19	-24	-29

Chancos		Lame écoulee (Pluie Constante)											
1015	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
6°C	1	12	8	2	1	4	7	12	13	12	8	2	-7

Quilcay		Lame écoulee (Pluie Constante)											
909	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
6°C	-6	-9	-23	-3	-6	-6	-7	-9	-13	-17	-23	-31	-51

Olleros		Lame écoulee (Pluie Constante)											
862	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
6°C	-4	-13	-34	-1	-4	-4	-9	-13	-19	-27	-34	-42	-50

Yanamarey		Lame écoulee (Pluie Constante)											
281	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
6°C	-1	-12	-12	6	-1	-7	-12	-12	-12	-12	-12	-12	-12

Pachacoto		Lame écoulee (Pluie Constante)											
640	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
6°C	-2	-4	-25	0	-2	-2	1	-4	-9	-17	-25	-33	-41

Recreta		Lame écoulee (Pluie Constante)											
306	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
6°C	-13	-32	-38	-9	-13	-17	-25	-32	-38	-38	-38	-38	-38

La valeur inscrite dans la cellule en haut à gauche est la valeur de référence de la lame écoulee

Variation de la lame écoulee en pourcentage à 3 et 10 horizons Pour la zone Sued pour le scénario A2 avec une pluie constante

Chancos		Lame écoulee (Pluie Constante)											
1015	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
Arpege	-3	3	12	-1	0	-1	3	4	6	10	12	13	11
CCSR	-2	-1	7	0	-1	-3	0	-1	0	4	7	8	7
CSIRO	-5	-5	-1	-2	-3	-5	-2	-4	-5	-3	-1	0	0
Echam4	0	9	18	1	2	2	5	7	11	15	17	18	19
HadcM3	-1	6	12	2	0	2	4	6	9	10	13	12	9

Quilcay		Lame écoulee (Pluie Constante)											
909	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
Arpege	-8	-11	-14	-4	-6	-10	-9	-11	-12	-12	-14	-16	-21
CCSR	-8	-15	-17	-3	-7	-11	-12	-15	-17	-17	-17	-20	-24
CSIRO	-11	-19	-24	-4	-9	-13	-13	-18	-22	-23	-24	-26	-29
Echam4	-5	-7	-9	-2	-4	-7	-7	-8	-7	-8	-10	-13	-16
HadcM3	-7	-9	-14	-1	-6	-7	-8	-9	-10	-12	-13	-17	-22

Olleros		Lame écoulee (Pluie Constante)											
862	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
Arpege	-7	-10	-15	-3	-5	-8	-8	-9	-11	-13	-15	-18	-21
CCSR	-6	-13	-16	-3	-6	-9	-10	-12	-15	-15	-17	-19	-23
CSIRO	-8	-15	-20	-4	-7	-10	-11	-15	-18	-19	-20	-22	-25
Echam4	-5	-7	-13	-2	-4	-6	-6	-8	-9	-11	-13	-16	-19
HadcM3	-6	-8	-15	-1	-5	-6	-7	-8	-10	-13	-15	-18	-22

Yanamarey		Lame écoulee (Pluie Constante)											
281	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
Arpege	-7	-8	-8	-7	-7	-7	-7	-8	-8	-8	-8	-8	-9
CCSR	-7	-8	-8	-7	-7	-7	-7	-8	-8	-8	-8	-8	-9
CSIRO	-7	-8	-8	-7	-7	-7	-8	-8	-8	-8	-8	-9	-9
Echam4	-7	-7	-8	-7	-7	-7	-7	-7	-8	-8	-8	-8	-9
HadcM3	-7	-7	-8	-7	-7	-7	-7	-7	-8	-8	-8	-8	-9

Pachacoto		Lame écoulee (Pluie Constante)											
640	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
Arpege	-4	-8	-8	0	-2	-6	-6	-8	-9	-8	-9	-11	-15
CCSR	-4	-11	-13	1	-3	-7	-8	-11	-13	-14	-14	-15	-18
CSIRO	-6	-14	-20	-1	-4	-8	-9	-13	-17	-19	-20	-22	-25
Echam4	-2	-5	-6	1	-1	-4	-4	-6	-5	-3	-6	-10	-13
HadcM3	-3	-7	-8	2	-2	-4	-5	-6	-7	-8	-8	-12	-16

Recreta		Lame écoulee (Pluie Constante)											
306	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
Arpege	-9	-6	-9	-7	-7	-8	-5	-5	-7	-8	-9	-10	-13
CCSR	-9	-10	-11	-6	-8	-10	-8	-10	-10	-9	-11	-12	-15
CSIRO	-12	-13	-13	-7	-10	-12	-10	-13	-15	-14	-13	-15	-17
Echam4	-6	-4	-7	-5	-5	-6	-3	-4	-5	-6	-7	-8	-10
HadcM3	-8	-5	-9	-4	-7	-6	-4	-4	-6	-8	-9	-11	-14

La valeur inscrite dans la cellule en haut à gauche est la valeur de référence de la lame écoulee

Variation de la lame écoulée en pourcentage à 3 et 10 horizons Pour la zone Sud pour le scénario A2 avec une augmentation de 10% en pluie

Chancos		Lame écoulée (Pluie +10%)											
1015	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
Arpege	-2	6	15	-1	0	0	4	6	8	12	14	16	14
CCSR	-1	1	10	0	-1	-2	1	1	2	6	9	10	10
CSIRO	-4	-3	2	-1	-3	-4	-1	-2	-3	-1	1	3	3
Echam4	1	11	22	1	2	3	6	8	13	17	20	21	22
HadcM3	0	8	15	2	0	3	6	8	10	12	15	14	13

Quilcay		Lame écoulée (Pluie +10%)											
909	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
Arpege	-7	-9	-11	-4	-6	-9	-8	-9	-10	-10	-12	-14	-18
CCSR	-7	-13	-14	-3	-6	-10	-11	-14	-16	-15	-15	-17	-21
CSIRO	-10	-17	-21	-4	-8	-12	-12	-16	-20	-21	-22	-23	-26
Echam4	-4	-5	-6	-2	-4	-6	-6	-7	-6	-6	-8	-10	-13
HadcM3	-6	-7	-11	-1	-5	-6	-6	-7	-8	-10	-11	-15	-19

Olleros		Lame écoulée (Pluie +10%)											
862	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
Arpege	-6	-8	-12	-3	-5	-7	-7	-8	-9	-11	-13	-15	-19
CCSR	-6	-11	-14	-2	-5	-8	-9	-11	-13	-13	-14	-17	-20
CSIRO	-7	-13	-17	-3	-6	-9	-10	-13	-16	-17	-18	-19	-22
Echam4	-4	-5	-10	-2	-3	-5	-5	-6	-7	-9	-11	-14	-16
HadcM3	-5	-7	-12	-1	-4	-5	-6	-7	-8	-11	-13	-16	-19

Yanamarey		Lame écoulée (Pluie +10%)											
281	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
Arpege	-4	-2	1	-6	-5	-5	-4	-3	-2	-2	-1	-1	0
CCSR	-4	-2	1	-6	-5	-5	-4	-3	-3	-2	-1	-1	0
CSIRO	-4	-2	0	-6	-5	-5	-4	-3	-3	-2	-1	-1	0
Echam4	-4	-2	1	-6	-5	-5	-4	-3	-2	-2	-1	-1	0
HadcM3	-4	-2	1	-6	-5	-4	-4	-3	-2	-2	-1	-1	0

Pachacoto		Lame écoulée (Pluie +10%)											
640	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
Arpege	-3	-5	-4	0	-2	-4	-4	-5	-7	-5	-5	-7	-11
CCSR	-2	-8	-9	1	-2	-5	-6	-9	-11	-11	-10	-11	-13
CSIRO	-4	-11	-15	0	-4	-7	-7	-11	-14	-15	-16	-18	-20
Echam4	0	-1	-1	2	0	-2	-2	-4	-2	0	-3	-6	-9
HadcM3	-2	-4	-4	2	-1	-2	-3	-4	-5	-5	-4	-7	-11

Recreta		Lame écoulée (Pluie +10%)											
306	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
Arpege	-7	-2	-3	-6	-6	-6	-3	-2	-3	-3	-4	-5	-7
CCSR	-7	-6	-4	-5	-6	-8	-6	-6	-6	-5	-6	-7	-8
CSIRO	-9	-9	-6	-7	-8	-10	-8	-9	-11	-9	-8	-9	-11
Echam4	-4	0	0	-4	-4	-4	-1	-1	-2	-2	-2	-3	-4
HadcM3	-6	0	-3	-4	-6	-4	-2	-1	-2	-3	-4	-5	-7

La valeur inscrite dans la cellule en haut à gauche est la valeur de référence de la lame écoulée

Variation de la lame écoulée en pourcentage à 3 et 10 horizons Pour la zone Sud pour le scénario A2 avec une diminution de 10% en pluie

Chancos		Lame écoulée (Pluie -10%)											
1015	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
Arpege	-4	1	9	-2	-1	-2	2	3	4	8	9	10	8
CCSR	-3	-3	4	-1	-2	-3	-2	-2	-2	1	4	5	4
CSIRO	-6	-7	-4	-2	-4	-6	-3	-5	-7	-6	-4	-3	-3
Echam4	-1	6	15	0	1	1	4	5	9	12	15	16	16
Hadcm3	-2	4	9	1	-1	1	3	5	7	8	10	9	6

Quilcay		Lame écoulée (Pluie -10%)											
909	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
Arpege	-9	-13	-17	-4	-7	-10	-10	-12	-14	-14	-16	-19	-24
CCSR	-9	-17	-20	-3	-7	-12	-13	-16	-19	-19	-19	-23	-26
CSIRO	-11	-21	-27	-5	-9	-14	-15	-19	-24	-25	-27	-29	-32
Echam4	-6	-9	-12	-3	-5	-8	-8	-10	-9	-10	-12	-15	-19
Hadcm3	-8	-11	-17	-2	-7	-8	-9	-10	-11	-14	-15	-20	-25

Olleros		Lame écoulée (Pluie -10%)											
862	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
Arpege	-7	-12	-18	-4	-6	-9	-9	-11	-12	-14	-17	-20	-24
CCSR	-7	-14	-19	-3	-6	-10	-11	-14	-16	-16	-19	-22	-25
CSIRO	-9	-17	-23	-4	-7	-11	-12	-16	-19	-21	-22	-24	-27
Echam4	-5	-8	-16	-2	-4	-7	-7	-9	-11	-13	-16	-18	-22
Hadcm3	-6	-10	-18	-2	-5	-7	-8	-9	-11	-14	-17	-21	-25

Yanamarey		Lame écoulée (Pluie -10%)											
281	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
Arpege	-10	-13	-17	-8	-9	-10	-11	-12	-13	-14	-15	-16	-18
CCSR	-10	-14	-17	-8	-9	-10	-11	-12	-13	-14	-15	-16	-18
CSIRO	-10	-14	-17	-8	-9	-10	-11	-12	-13	-14	-16	-17	-18
Echam4	-10	-13	-17	-8	-9	-10	-11	-12	-13	-14	-15	-16	-18
Hadcm3	-10	-13	-17	-8	-9	-10	-11	-12	-13	-14	-15	-16	-18

Pachacoto		Lame écoulée (Pluie -10%)											
640	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
Arpege	-6	-11	-13	-1	-3	-7	-8	-10	-12	-11	-12	-15	-20
CCSR	-5	-14	-18	0	-4	-8	-10	-13	-16	-17	-17	-19	-22
CSIRO	-7	-17	-24	-1	-5	-10	-11	-16	-20	-22	-24	-26	-30
Echam4	-3	-8	-11	1	-2	-5	-6	-8	-8	-7	-10	-14	-18
Hadcm3	-5	-10	-13	1	-3	-5	-7	-8	-10	-11	-11	-16	-20

Recreta		Lame écoulée (Pluie -10%)											
306	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
Arpege	-11	-10	-15	-8	-8	-10	-8	-8	-10	-12	-14	-16	-19
CCSR	-11	-14	-17	-7	-9	-12	-11	-13	-14	-14	-16	-18	-21
CSIRO	-14	-17	-19	-8	-11	-14	-13	-16	-18	-18	-18	-20	-23
Echam4	-8	-8	-13	-6	-6	-8	-6	-7	-9	-10	-12	-14	-16
Hadcm3	-10	-9	-15	-5	-8	-7	-7	-8	-10	-12	-14	-17	-20

La valeur inscrite dans la cellule en haut à gauche est la valeur de référence de la lame écoulée

Variation de la lame écoulee en pourcentage à 3 et 10 horizons Pour la zone Sud pour le scénario B2 avec une pluie constante

Chancos		Lame écoulee (Pluie Constante)											
1015	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
Arpege	0	8	13	2	0	5	10	10	8	12	14	13	9
CCSR	-4	1	6	-2	-1	-2	2	2	2	4	5	7	7
CSIRO	-5	-2	0	-3	-2	-3	0	-1	-3	-1	0	0	-3
Echam4	0	12	18	0	3	5	8	12	16	16	18	17	20
HadcM3	-2	5	12	1	1	2	5	4	8	11	13	13	9

Quilcay		Lame écoulee (Pluie Constante)											
909	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
Arpege	-3	-3	-9	4	-2	0	2	-1	-7	-6	-8	-12	-19
CCSR	-6	-11	-15	-1	-4	-8	-7	-10	-14	-15	-17	-17	-21
CSIRO	-8	-14	-23	-2	-4	-9	-9	-13	-19	-20	-22	-26	-32
Echam4	-2	1	-4	1	1	0	0	1	1	-2	-5	-9	-10
HadcM3	-4	-7	-9	3	-1	-3	-4	-8	-7	-7	-8	-13	-19

Olleros		Lame écoulee (Pluie Constante)											
862	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
Arpege	-2	-4	-11	2	-2	-1	0	-2	-6	-7	-10	-14	-18
CCSR	-5	-9	-13	0	-3	-6	-6	-8	-11	-12	-14	-15	-19
CSIRO	-6	-11	-18	-1	-3	-7	-7	-10	-15	-16	-17	-20	-25
Echam4	-2	-1	-9	1	1	-1	-1	-1	-3	-6	-9	-12	-15
HadcM3	-3	-6	-11	2	-1	-3	-4	-7	-7	-8	-10	-14	-18

Yanamarey		Lame écoulee (Pluie Constante)											
281	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
Arpege	-1	-11	-12	3	-1	-4	-8	-11	-12	-12	-12	-12	-12
CCSR	-1	-12	-12	3	-1	-5	-8	-12	-12	-12	-12	-12	-12
CSIRO	-1	-12	-12	2	-1	-5	-8	-12	-12	-12	-12	-12	-12
Echam4	-1	-11	-12	3	-1	-4	-8	-11	-12	-12	-12	-12	-12
HadcM3	-1	-12	-12	3	-1	-5	-8	-12	-12	-12	-12	-12	-12

Pachacoto		Lame écoulee (Pluie Constante)											
640	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
Arpege	-3	-6	-11	1	-3	-2	-2	-4	-8	-8	-10	-12	-18
CCSR	-5	-10	-15	-1	-4	-7	-7	-9	-12	-14	-15	-17	-20
CSIRO	-6	-12	-19	-2	-4	-7	-8	-11	-16	-17	-19	-22	-26
Echam4	-3	-3	-5	0	-1	-2	-3	-3	-3	-5	-5	-8	-10
HadcM3	-4	-8	-11	1	-2	-4	-5	-8	-9	-9	-10	-13	-18

Recreta		Lame écoulee (Pluie Constante)											
306	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
Arpege	3	6	3	6	4	6	8	6	5	4	3	2	0
CCSR	2	2	2	3	3	2	3	3	2	3	2	1	-1
CSIRO	1	1	0	3	3	1	2	1	-1	0	0	-1	-3
Echam4	4	7	4	4	6	6	7	7	6	5	4	3	2
HadcM3	3	4	3	5	4	4	5	4	5	4	3	2	0

La valeur inscrite dans la cellule en haut à gauche est la valeur de référence de la lame écoulee

Variation de la lame écoulée en pourcentage à 3 et 10 horizons Pour la zone Sud pour le scénario B2 avec une augmentation de 10% en pluie

Chancos		Lame écoulée (Pluie +10%)											
1015	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
Arpege	0	9	14	2	0	5	11	11	9	13	15	14	11
CCSR	-3	2	8	-1	-1	-2	2	3	2	5	6	9	9
CSIRO	-5	-1	1	-3	-2	-3	1	0	-2	0	2	1	-2
Echam4	1	13	20	0	4	6	9	13	17	17	19	18	22
Hadcm3	-1	6	14	1	1	2	5	5	8	12	15	14	11

Quilcay		Lame écoulée (Pluie +10%)											
909	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
Arpege	-2	-3	-9	4	-2	0	2	-1	-7	-6	-8	-12	-19
CCSR	-6	-11	-15	-1	-4	-8	-7	-10	-14	-15	-16	-17	-21
CSIRO	-8	-14	-22	-2	-4	-9	-9	-13	-19	-20	-22	-25	-32
Echam4	-2	1	-4	1	1	0	0	1	2	-2	-4	-9	-10
Hadcm3	-4	-7	-9	3	-1	-3	-4	-8	-7	-7	-8	-12	-19

Olleros		Lame écoulée (Pluie +10%)											
862	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
Arpege	-2	-4	-10	2	-2	-1	0	-2	-6	-7	-10	-14	-18
CCSR	-5	-9	-13	0	-3	-6	-6	-8	-11	-12	-14	-15	-19
CSIRO	-6	-11	-18	-1	-3	-7	-7	-10	-15	-15	-17	-20	-25
Echam4	-2	-1	-9	1	1	-1	-1	-1	-3	-6	-9	-12	-14
Hadcm3	-3	-6	-11	2	-1	-3	-4	-7	-7	-8	-10	-14	-18

Yanamarey		Lame écoulée (Pluie +10%)											
281	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
Arpege	2	-6	-3	4	1	-2	-4	-7	-7	-6	-5	-4	-3
CCSR	2	-6	-3	3	1	-2	-5	-8	-7	-6	-5	-4	-3
CSIRO	1	-6	-3	3	1	-2	-5	-8	-7	-6	-5	-4	-3
Echam4	2	-5	-3	4	1	-2	-4	-7	-7	-6	-5	-4	-3
Hadcm3	2	-6	-3	4	1	-2	-4	-7	-7	-6	-5	-4	-3

Pachacoto		Lame écoulée (Pluie +10%)											
640	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
Arpege	-2	-3	-7	2	-2	-1	0	-2	-6	-6	-6	-9	-14
CCSR	-4	-7	-11	-1	-3	-6	-5	-8	-10	-11	-12	-13	-16
CSIRO	-5	-10	-15	-1	-3	-6	-6	-9	-13	-14	-16	-18	-22
Echam4	-1	0	-1	0	0	-1	-1	-1	-1	-2	-2	-5	-6
Hadcm3	-2	-5	-7	1	-1	-3	-3	-6	-6	-7	-7	-9	-14

Recreta		Lame écoulée (Pluie +10%)											
306	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
Arpege	6	11	11	6	5	8	11	10	10	10	9	9	8
CCSR	4	8	10	4	5	4	7	7	7	8	8	8	7
CSIRO	3	6	8	4	4	4	6	6	4	6	6	6	5
Echam4	6	12	12	5	7	8	10	11	11	10	10	10	10
Hadcm3	5	10	11	6	6	7	8	8	9	9	9	9	8

La valeur inscrite dans la cellule en haut à gauche est la valeur de référence de la lame écoulée

Variation de la lame écoulée en pourcentage à 3 et 10 horizons Pour la zone Sud pour le scénario B2 avec une diminution de 10% en pluie

Chancos		Lame écoulée (Pluie -10%)											
1015	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
Arpege	-1	7	11	2	-1	5	9	9	7	11	12	11	8
CCSR	-4	0	5	-2	-2	-3	1	1	1	3	4	6	6
CSIRO	-6	-3	-2	-3	-2	-3	-1	-1	-4	-2	-1	-1	-5
Echam4	0	11	17	0	3	5	7	11	15	15	17	16	19
Hadcm3	-2	4	11	1	0	2	4	3	7	10	12	11	8

Quilcay		Lame écoulée (Pluie -10%)											
909	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
Arpege	-3	-4	-9	4	-2	0	2	-1	-7	-6	-8	-12	-19
CCSR	-6	-11	-16	-1	-4	-8	-7	-10	-14	-15	-17	-18	-21
CSIRO	-8	-15	-23	-2	-4	-9	-9	-13	-19	-20	-22	-26	-32
Echam4	-2	1	-4	1	1	0	0	1	1	-2	-5	-9	-11
Hadcm3	-4	-7	-9	3	-1	-3	-4	-8	-8	-7	-8	-13	-19

Olleros		Lame écoulée (Pluie -10%)											
862	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
Arpege	-2	-4	-11	2	-2	-1	0	-2	-7	-7	-10	-14	-18
CCSR	-5	-9	-13	0	-3	-6	-6	-8	-11	-12	-14	-15	-19
CSIRO	-6	-11	-18	-1	-3	-7	-7	-10	-15	-16	-18	-20	-25
Echam4	-2	-1	-9	1	1	-1	-1	-1	-3	-6	-9	-13	-15
Hadcm3	-3	-6	-11	2	-1	-3	-4	-7	-7	-8	-11	-14	-18

Yanamarey		Lame écoulée (Pluie -10%)											
281	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
Arpege	-4	-17	-21	2	-3	-7	-11	-16	-17	-18	-19	-20	-21
CCSR	-4	-18	-21	2	-3	-8	-12	-16	-17	-18	-19	-20	-21
CSIRO	-4	-18	-21	2	-3	-8	-12	-16	-17	-18	-19	-20	-21
Echam4	-4	-17	-21	2	-2	-7	-11	-15	-17	-18	-19	-20	-21
Hadcm3	-4	-17	-21	2	-3	-7	-11	-16	-17	-18	-19	-20	-21

Pachacoto		Lame écoulée (Pluie -10%)											
640	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
Arpege	-4	-8	-14	1	-4	-3	-3	-6	-11	-11	-13	-16	-22
CCSR	-6	-13	-19	-1	-4	-8	-8	-11	-15	-16	-19	-20	-23
CSIRO	-7	-15	-23	-2	-5	-8	-10	-13	-18	-19	-22	-25	-30
Echam4	-4	-6	-9	0	-1	-3	-4	-5	-5	-7	-8	-12	-14
Hadcm3	-5	-10	-15	0	-3	-5	-7	-10	-11	-12	-13	-16	-22

Recreta		Lame écoulée (Pluie -10%)											
306	2020	2050	2080	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
Arpege	1	1	-5	5	2	3	4	2	0	-2	-3	-6	-8
CCSR	-1	-3	-6	3	1	-1	0	-1	-3	-3	-5	-7	-9
CSIRO	-2	-5	-8	2	1	-1	-1	-3	-6	-6	-6	-8	-11
Echam4	1	1	-4	4	4	3	4	3	1	-1	-3	-5	-6
Hadcm3	0	-1	-5	4	2	2	2	0	0	-2	-4	-6	-8

La valeur inscrite dans la cellule en haut à gauche est la valeur de référence de la lame écoulée

Liste de Figures

Chapitre 1

Figure 1. 1	Position du Pérou en Amérique du Sud et position du bassin versant du rio Santa au Pérou.	15
Figure 1. 2	Vue 3D de l'amont du rio Santa	16
Figure 1. 3	Carte du rectangle équivalent du bassin versant du rio Santa selon les lignes de niveau.	17
Figure 1. 4	Carte du bassin versant du rio Santa avec tous les sous-bassins versants.	18
Figure 1. 5	Profil de distribution des grands groupes de sols du bassin versant du rio Santa.	23
Figure 1. 6	Direction du vent en surface et position de la zone de convergence intertropicale (ITCZ) en Amérique du Sud, au cours de l'été austral et de l'hiver austral.	25
Figure 1. 7	Différentes phases de l'ENSO et des conditions normales	28
Figure 1. 8	Événement « El Niño » modifié par rapport à celui proposé par Picaut, 1997	30
Figure 1. 9	Événement « La Niña » modifié par rapport à celui proposée par Picaut, 1997	31
Figure 1. 10	Position des 4 zones significatives pour la mesure de la température de la mer.	32
Figure 1. 11	Anomalies de température des 4 zones El Niño entre 1950 et 2006.	33
Figure 1. 12	Anomalies de la pression atmosphérique au-dessus de l'océan Pacifique (SOI).	34
Figure 1. 13	Représentation de la genèse de la précipitation sur les Andes (au niveau de la Cordillère Blanche).	37
Figure 1. 14	Bassin versant du rio Santa avec les 7 zones pluviométriques identifiées.	41
Figure 1. 15	Orientation des glaciers (a) par rapport au nord géographique et Pente des glaciers (b) de la Cordillère Blanche.	45
Figure 1. 16	Différents types des glaciers dans la Cordillère Blanche.	48
Figure 1. 17	Position de la Centrale Hydroélectrique du Cañon del Pato (Huallanca).	52

Chapitre 2

Figure 2. 1	Réservoir San Diego.	59
Figure 2. 2	Position des stations Hydrométriques, pluviométriques et de température à l'amont du bassin versant du rio Santa.	62
Figure 2. 3	Evapotranspiration moyenne mensuelle à l'amont du bassin versant du río Santa sur différents méthodes calculées par Tarazona (2003) Et la valeur moyenne de l'évaporation mesure pendant des années 70'.	67
Figure 2. 4	Schéma des principaux composants du système de réanalyses NCEP/NCAR.	74
Figure 2. 5	Disposition géographique des données de température et de précipitation des réanalyses du NCEP/NCAR pour le bassin versant du fleuve Santa.	78
Figure 2. 1	Corrélation entre les données du réanalyses avec les données des glaciers Artesonraju, Yanamarey et Uruashraju.	80
Figure 2. 7	Pourcentage des précipitations moyennes mensuelles, à l'amont du bassin versant du fleuve Santa, et des saisons humide, sèche et transition.	83

Figure 2. 8	Corrélation entre les lames écoulées et les pourcentages de couverture glaciaire pour les sous bassins versants disposant d'informations cartographiques pour les années 1970, 1991 et 2003.	86
Figure 2. 9	Corrélation entre les pourcentages d'englacement et les lames d'eau écoulées pour les différentes saisons pluviométriques : saison humide, saison de transition et saison sèche.	88
Figure 2. 10	Evolution des indices de la précipitation annuelle.	94
Figure 2. 11	Pourcentage de stations déficitaires durant la période de référence « 1953-1954 à 2004-2005 ».	95
Figure 2. 12	Variation relative (codée en couleur) en pourcentages de la pluie moyenne décennale pour les périodes 1960-1961 jusqu'à 1998-1999, en relation avec la moyenne interannuelle.	98
Figure 2. 13	Photo au début de la saison de pluie (novembre 2004) du sous-bassin versant de Yanamarey (5100 mètres altitude maximale).	99
Figure 2. 14	Températures au-dessus de la Cordillère Blanca, en valeurs centrés réduites, pour une altitude de 5000 mètres, représentées en années hydrologiques.	102
Figure 2. 15	Relation existant entre l'Indice SOI et la température superficielle de l'Océan Pacifique pour les zones 1+2, pour dans les années 1948-49 à 2004-05.	105
Figure 2. 16	Résumé d'information disponible sur la zone d'étude.	114

Chapitre 3

Figure 3. 1	Position de la ligne de neige en relation avec les lignes de niveau de 4950 et 5000 mètres sur le glacier Artesónraju.	127
Figure 3. 2	Schéma simplifié de la zone glaciaire	128
Figure 3. 3	Modèle GR1M modifié pour la cordillère Blanca	133
Figure 3. 4	Modèle GR2M modifié pour la cordillère Blanca	133
Figure 3. 5	Représentation générale de l'ensemble des parties non glaciaire et glaciaire dans le modèle.	135
Figure 3. 6	Groupes des sous-bassins versants séparés en fonction de leurs conditions climatiques et pluviométriques	139
Figure 3. 7	Sous-bassins versants de Parón et Artesón et leurs stations hydrométriques.	141
Figure 3. 8	Précipitation de la station de Parón (4200 mètres) vs la station du glacier Artesónraju (4980 mètres).	142
Figure 3. 9	Bandes d'altitude pour les surfaces glaciaires et non glaciaires des 11 sous-bassins versants étudiés.	144
Figure 3. 10	Séparation des séries simulées et observées.	145
Figure 3. 11	Critère de Nash vs critère de bilan de masse.	148
Figure 3. 12	Valeurs simulés de la lame écoulée du Lac Artesón en comparaison avec les valeurs observées.	149
Figure 3. 13	Résultats de l'essai 12.	150
Figure 3. 14	Lames écoulée à l'exutoire du Lac Artesón, reconstituée par le modèle GR2M.	151
Figure 3. 15	Débits observé et simulé à l'exutoire du Lac Parón. La simulation a été faite avec les paramètres obtenus avec l'essai 12 de la modélisation du sous-bassin versant Artesón.	154
Figure 3. 16	Lames écoulées, simulées et observées du sous-bassin Los Cedros.	157

Figure 3. 17 Lames écoulées observées et simulées du sous-bassin versant de Colcas.	158
Figure 3. 18 Lames écoulées observée et simulée du sous-bassin versant de Llanganuco.	159
Figure 3. 19 Lames écoulées observées et simulées du sous-bassin versant de Yanamarey.	161
Figure 3. 20 Lames écoulées observées et simulées du sous-bassin versant de Chancos.	164
Figure 3. 21 Lames écoulées observées et simulées du sous-bassin versant de Quillcay.	165
Figure 3. 22 Lames écoulées observées et simulées du sous-bassin versant de Olleros.	165
Figure 3. 23 Lames écoulées observées et simulées du sous-bassin versant de Pachacoto	166
Figure 3. 24 Lames écoulées observées et simulées du sous-bassin versant de Recreta	167
Figure 3. 1 Test de sensibilité sur les sous bassin versant d'Artesón, Pachacoto et Llanganuco.	170

Chapitre 4

Figure 4. 1 Principaux éléments du forçage radiatif.	177
Figure 4. 2 Comparaisons entre les variations de température naturelle et humaine à partir de 1850 comparés avec les valeurs simulées des modèles. (IPCC, 2001)	181
Figure 4. 3 Variations qualitatives des différents composants des scénarios SRES.	183
Figure 4. 4 Composantes horizontales et verticales du modèle climatique HadCM3.	184
Figure 4. 5 Position du bassin du rio Santa sur les grilles des modèles.	188
Figure 4. 6 Représentation des variations annuelles pour trois horizons pour la série de température du Modèle CSIRO-A2 Pour la zone du bassin du rio Santa.	189
Figure 4. 7 Coefficient de recul glaciaire estimé sur la base des mesures faites au glacier Yanamarey	192
Figure 4. 8 Schéma des 8 scenarios climatiques à utiliser pour chacun des sous bassins versant à analyser	194
Figure 4. 9 Simulation des lames écoulées pour la zone Nord de la cordillère Blanche, avec le scénario A2 de température et en considérant précipitation et évapotranspiration constantes.	196
Figure 4. 10 Simulation des lames écoulées pour la zone Nord de la cordillère Blanche, avec le scénario A2 de température et considérant une augmentation de 10% de la précipitation et l'évapotranspiration constantes.	197
Figure 4. 11 Simulation des lames écoulées pour la zone Nord de la cordillère Blanche, avec le scénario A2 de température et considérant une réduction de 10% de la précipitation et l'évapotranspiration constantes.	198
Figure 4. 12 Simulation des lames écoulées pour la zone Nord de la cordillère Blanche, pour le scénario B2 de température et en considérant précipitation et évapotranspiration constantes.	199
Figure 4. 13 Simulation des lames écoulées pour la zone Nord de la cordillère Blanche, avec le scénario B2 de température et considérant une augmentation de 10% de la précipitation et l'évapotranspiration constantes.	200
Figure 4. 14 Simulation des lames écoulées pour la zone Nord de la cordillère Blanche, avec le scénario B2 de température et considérant une réduction de 10% de la précipitation, et l'évapotranspiration constantes.	201

Figure 4. 15 Simulation des lames écoulées pour la zone Nord de la cordillère Blanche, avec un scénario où la température augmente de 4°C jusqu'à l'année 2100 et considérant la précipitation et l'évapotranspiration constantes.	202
Figure 4. 16 Simulation des lames écoulées pour la zone Nord de la cordillère Blanche, avec un scénario où la température augmente de 6°C jusqu'à l'année 2100, et considérant la précipitation et l'évapotranspiration constantes.	203
Figure 4. 17 Simulation des lames écoulées pour la zone Sud de la cordillère Blanche, avec le scénario A2 de température, et considérant la précipitation et évapotranspiration constantes.	204
Figure 4. 18 Simulation des lames écoulées pour la zone Sud de la cordillère Blanche, avec le scénario A2 de température, et considérant une augmentation de 10% de la précipitation et l'évapotranspiration constantes.	206
Figure 4. 19 Simulation des lames écoulées pour la zone Sud de la cordillère Blanche, avec le scénario A2 de température, et considérant une réduction de 10% dans la précipitation et l'évapotranspiration constantes.	207
Figure 4. 20 Simulation des lames écoulées pour la zone Sud de la cordillère Blanche, avec le scénario B2 de température et considérant la précipitation et évapotranspiration constantes.	209
Figure 4. 21 Simulation des lames écoulées pour la zone Sud de la cordillère Blanche, avec le scénario B2 de température et considérant une augmentation de 10% de la précipitation, et l'évapotranspiration constantes.	210
Figure 4. 22 Simulation des lames écoulées pour la zone Sud de la cordillère Blanche, avec le scénario B2 de température et considérant une réduction de 10% dans la précipitation et l'évapotranspiration constantes.	212
Figure 4. 23 Simulation des lames écoulées pour la zone Nord de la cordillère Blanche, avec un scénario où la température augmente de 4°C jusqu'à l'année 2100 et considérant la précipitation et l'évapotranspiration constantes.	214
Figure 4. 24 Simulation des lames écoulées pour la zone Nord de la cordillère Blanche, avec un scénario où la température augmente de 6°C jusqu'à l'année 2100 et considérant la précipitation et l'évapotranspiration constantes.	215

Liste de Tableaux

Chapitre 1

Tableau 1. 1	Sous-bassins versants du bassin versant du rio Santa avec leurs paramètres physiographiques.	19
Tableau 1. 2	Grands groupes de sols dans le bassin versant du rio Santa selon la classification FAO.	21
Tableau 1. 3	Couverture glaciaire de la Cordillère Blanche dans les sous bassins versants du rio Santa, dans la partie inférieure orographie du même bassin versant, en dehors de la Cordillère Blanche.	44

Chapitre 2

Tableau 2. 1	Stations hydrométriques situées en amont du bassin versant du rio Santa.	58
Tableau 2. 2	Stations pluviométriques situées dans le bassin versant du rio Santa.	60
Tableau 2. 3	Stations équipées de capteurs de température, situées à l'amont du bassin versant du rio Santa.	61
Tableau 2. 4	Disponibilité des données au niveau des glaciers Artesón, Yanamarey et Uruashraju.	65
Tableau 2. 5	Classification par catégorie des principales données de réanalyses du NCEP/NCAR .	76
Tableau 2. 6	Corrélations (Pearson) entre stations pluviométriques de la partie droite du fleuve Santa avec les données des réanalyses.	81
Tableau 2. 7	Pourcentages des précipitations mensuelles, et des saisons humide, sèche et transition pour les stations pluviométriques utilisées.	83
Tableau 2. 8	Surface de couverture glaciaire, pourcentage d'englacement et lame d'eau écoulée annuelle pour les sous-bassins versants disposant d'informations cartographiques pour les années 1970, 1991 et 2003.	85
Tableau 2. 9	Lames écoulées saisonnières de différents sous-bassins versants de l'amont du fleuve Santa.	87
Tableau 2. 10	Variations moyennes de la précipitation par décennies en pourcentage par rapport à la précipitation moyenne annuelle.	96
Tableau 2. 11	Résumé de l'analyse des séries pluviométriques par le test de Pettitt et la segmentation de Hubert pour 12 stations qui disposent d'une information complète et longue.	101
Tableau 2. 12	Valeurs centrées-réduites des précipitations aux stations pluviométriques selon les occurrences d'événements « El Niño », « La Niña », « El Niño Faible », « la Niña Faible » et principales années caractéristiques de ces phénomènes, en prenant en référence le SOI et les anomalies de la température superficielle de l'Océan Pacifique pour la zone 1+2.	106
Tableau 2. 13	Valeurs centrées-réduites des précipitation aux stations pluviométriques étudiées en relation avec les phénomènes « El Niño » et « La Niña » et pour les principales années caractéristiques de ces phénomènes, avec comme référence la valeur du SOI.	108
Tableau 2. 14	Valeurs centrées-réduites des précipitations aux stations pluviométriques étudiées en fonction des occurrences du phénomène « El Niño », « La Niña » et pour les années les plus caractéristiques de ces phénomènes, en prenant comme référence les anomalies de la température superficielle de l'Océan Pacifique pour la zone 1+2.	109
Tableau 2. 15	Valeurs centrées-réduites de la température atmosphérique étudiées en fonction des occurrences de phénomènes ENSO : « El Niño », « La Niña », « El Niño Faible », « la Niña Faible » et pour les	

principales années caractéristiques de ces phénomènes prend comme référence le SOI et pour les anomalies de la température superficielle de l’Océan Pacifique pour la zone 1+2.	111
Tableau 2. 16 Valeur centre de la température évaluée en fonction du phénomène « El Niño », « La Niña » et les principales années qui ont caractérisé ces phénomènes prennent comme référence le SOI.	112
Tableau 2. 17 Valeur centre de la température évaluée en fonction du phénomène « El Niño », « La Niña » et les principales années qui ont caractérisé ces phénomènes prennent comme référence les anomalies de la température superficielle de l’Océan Pacifique pour la zone 1+2.	112

Chapitre 3

Tableau 3. 1 Altitudes maximale et minimale des glaciers pour chaque sous-bassin versant de la partie humide du bassin versant du rio Santa. Les altitudes ont été déterminées à partir de l’image SPOT 5 d’août 2005 et un MNT associé.	124
Tableau 3. 2 Gradients altitudinaux de températures obtenus entre la station de Parón et glacier Artesónraju pour chaque période saisonnière et l’année hydrologique.	143
Tableau 3. 3 Résultats pour les essais du groupe A.	145
Tableau 3. 4 Résultats pour les essais du groupe B.	145
Tableau 3. 5 Valeurs des paramètres de calage	146
Tableau 3. 6 Distance de chaque essai au point optimal, et écart type correspondant. Les meilleures valeurs sont dans les cellules en gras.	149
Tableau 3. 7 Valeurs des indices d’efficacité du modèle pour la zone Nord de la Cordillère Blanche.	155
Tableau 3. 8 Valeurs des paramètres de calage les meilleurs pour la zone Nord de la cordillère Blanche	155
Tableau 3. 9 Valeurs des indices d’efficacité du modèle pour la zone sud de la Cordillère Blanche	162
Tableau 3. 10 Valeurs des meilleurs paramètres de calage pour la zone sud de la Cordillère Blanche	163

Chapitre 4

Tableau 4. 1 Disponibilité de données AOCGM pour les scénarios SRES.	185
Tableau 4. 2 Position spatiale des cellules des modèles climatiques SRES en référence au bassin versant du rio Santa	187
Tableau 4. 3 Variation en pourcentage de la température pour chaque modèle climatique sous les hypothèses des scénarios A2 et B2 de l’IPCC.	195

« Le bassin versant du fleuve Santa (Andes du Pérou) : dynamique des écoulements en contexte glacio – pluvio – nival »

Wilson Suarez

Directeur : Pierre Chevallier

Co-directeur : Bernard Pouyaud

Au début des années 70 les chercheurs de différents pays ont détecté des variations climatiques qu'ils ont appelé « changement climatique », lesquelles se manifestent par des variations des températures, du cycle de l'eau, du niveau de la mer, un recul accéléré des glaciers, etc. Afin d'évaluer ce changement climatique le programme de l'environnement des Nations Unies a créé pendant l'année 1988 le « Intergovernmental Panel on Climate Change » (IPCC en anglais). Cette Institution a évalué le changement climatique et ses conséquences au niveau planétaire. Le Pérou pays entièrement situé en Amérique du Sud dans la région intertropicale subit directement les effets de cette variation climatique. Le Pérou concentre presque 70% des glaciers tropicaux de la planète. Au nord de la ville de Lima se situe le bassin versant du fleuve Santa qui, avec une surface englacée de 631 km² représente presque un tiers de toutes les surfaces englacées du Pérou. Ce bassin draine une partie de la Cordillère Blanche « Cordillère Blanca ». Les glaciers de cette Cordillère présentent un recul qui s'est accéléré durant les 30 dernières années. Des photos aériennes de 1970 et les images satellites SPOT 3 et 5 pour les années 1991 et 2003 ont permis de quantifier la perte de masse glaciaire de la Cordillère Blanche. L'unité GREAT-ICE de l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD), le Service National de Météorologie et hydrologie du Pérou (SENAMHI) et l'Institut des Ressources Naturelles du Pérou (INRENA) ont signé une convention de coopération à partir de l'année 2000 (reconduite en 2004) afin de suivre l'évolution des glaciers et de la ressource en l'eau qui en dépend. C'est dans le cadre de cette coopération que j'étudie l'avenir de la ressource en eau de la partie amont (sur les 2000 premiers mètres à partir des crêtes) des sub - bassins versants englacés de la cordillère Blanche. Cette travail a permis d'établir une modélisation de la ressources en eau issue de la fusion glaciaire, tenant compte des écoulements liés de la précipitation liquide sur la zone non englacée. Cette modélisation travaille suivant 2 scénarios A2 et B2 du changement climatique proposés pour l'IPCC utilisant différents modèles de circulation général du couple atmosphère-Océans (AOGCM).

Mot clés : Pérou ; Cordillère Blanche ; Changement climatique ; Ressources en l'Eau.

«Basin of the Santa river (Peruvian Andean): Dynamics of the drain in a “glacio – pluvio – nival” context

Wilson Suarez

Director: Pierre Chevallier
Co-director: Bernard Pouyaud

At the beginning of the 70's the researches of different countries had found many climatic variations, who had been called “climatic changes”, which are manifested by temperature variations, in the water cycle, in the sea level, an accelerated backward of the glaciers, etc. In order to evaluate these climate changes, the environmental program of United Nations had created an « Intergovernmental Panel on Climate Change » (IPCC) in 1988. This institution had evaluated the climate change and its consequences at the global level. Peru, located in South America, in the intertropical region sustain directly this climatic variation. Peru contains the 70% of the tropical glaciers of the planet. In the northern part of Lima is located the basin of Santa river that has an area of 631 km² that represents one third of the total glaciers of Peru. This basin comes from a part of the “Cordillera Blanca”. The glaciers of these mountains present a backward that has been accelerated in the last 30 years. Aerial pictures from 1970 and satellital images Spot 3 and 5 from the years 1991 and 2003 permit to quantify the lost glacial of the “Cordillera Blanca”. The great ice unit of the Research Institute for the Development (IRD), the National Service of Meteorology and Climatology of Peru (SENHAMI), both organization signed a cooperation agreement since 2000 (renewable in 2004) with the purpose of following the glacial evolution and the water resources of which they depend on. Within this cooperation frame, I study the future of the highest part of the hydrological resources (from the 200 meters over the picks) from the sub-basin glacial of the “Cordillera Blanca”. This work has permitted to establish a modelation of the water resources produced by the glacial fussion, taking account of the drains linked to the liquid precipitations on the non-glacial zone. This modelation works following two scenarios (A2 and B2) of the climatic change proposed by the IPCC using different Atmospheric- Ocean general circulation models (AOGCM).

Key words: Peru, Cordillera Blanca, Climatic change, Water resources

« La Cuenca del rio Santa (Andes del Perú): Dinámica de los escurrimientos en un contexto “glacio – pluvio – nival”

Wilson Suarez

**Director: Pierre Chevallier
Co-director: Bernard Pouyaud**

Al comienzo de los años 70 los investigadores de diferentes países han detectado variaciones en el clima que ellos han llamado “cambios climáticos”, los cuales se manifiestan por variaciones de la temperatura, del ciclo del agua, del nivel del mar, un retroceso acelerado de los glaciares, etc. A fin de evaluar estos cambios climáticos el programa de medio ambiente de la Naciones Unidas a creado durante el año 1988 el « Intergovernmental Panel on Climate Change » (IPCC). Esta institución a evaluado el cambio climático y sus consecuencias a nivel planetario. El Perú país enteramente situado en la América del Sur dentro de la región intertropical sufre directamente los efectos de esta variación climática. El Perú concentra cerca del 70% de los glaciares tropicales del planeta. Al norte de la ciudad de Lima se ubica la cuenca vertiente del rio Santa que tienen una superficie de 631 km² que representa cerca de un tercio de toda la superficie glaciar del Perú. Esta cuenca drena una parte de la Cordillera Blanca. Los glaciares de esta cordillera presentan un retroceso que se ha acelerado durante los últimos 30 años. Fotos aéreas de 1970 e imágenes satelitales Spot 3 y 5 de los años 1991 y 2003 han permitido cuantificar la pérdida glaciar de la Cordillera Blanca. La unidad GREAT-ICE del Instituto de Investigación para el Desarrollo (IRD), El Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú (INRENA) han firmado una convención de cooperación a partir del años 2000 (renovada en 2004) con el fin de seguir la evolución de los glaciares y los recursos en agua de los que dependen. Dentro de este marco de cooperación yo estudio el futuro de los recursos hídricos de la parte alta (sobre los 2000 metros a partir de las crestas) de las sub-cuencas vertientes glaciadas de la Cordillera Blanca. Este trabajo a permitido establecer una modelación de los recursos en agua producidas por la fusión glaciar, teniendo en cuéntalos escurrimientos ligados de la precipitación líquida sobre la zona no glaciar. Esta modelización trabaja siguiendo 2 escenarios (A2 y B2) del cambio climático propuesto por el IPCC utilizando diferentes modelos de circulación general atmósfera – Océano (AOGCM).

Palabras claves: Perú; Cordillera Blanca; Cambio climático; Recursos en agua.

« Le bassin versant du fleuve Santa (Andes du Pérou) : dynamique des écoulements en contexte glacio – pluvio – nival »

Wilson Suarez
Directeur : Pierre Chevallier
Co-directeur : Bernard Pouyaud

Au début des années 70 les chercheurs de différents pays ont détecté des variations climatiques qu'ils ont appelé « changement climatique », lesquelles se manifestent par des variations des températures, du cycle de l'eau, du niveau de la mer, un recul accéléré des glaciers, etc. Afin d'évaluer ce changement climatique le programme de l'environnement des Nations Unies a créé pendant l'année 1988 le « Intergovernmental Panel on Climate Change » (IPCC en anglais). Cette Institution a évalué le changement climatique et ses conséquences au niveau planétaire. Le Pérou pays entièrement situé en Amérique du Sud dans la région intertropicale subit directement les effets de cette variation climatique. Le Pérou concentre presque 70% des glaciers tropicaux de la planète. Au nord de la ville de Lima se situe le bassin versant du fleuve Santa qui, avec une surface englacée de 631 km² représente presque un tiers de toutes les surfaces englacées du Pérou. Ce bassin draine une partie de la Cordillère Blanche « Cordillera Blanca ». Les glaciers de cette Cordillère présentent un recul qui s'est accéléré durant les 30 dernières années. Des photos aériennes de 1970 et les images satellites SPOT 3 et 5 pour les années 1991 et 2003 ont permis de quantifier la perte de masse glaciaire de la Cordillère Blanche. L'unité GREAT-ICE de l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD), le Service National de Météorologie et hydrologie du Pérou (SENAMHI) et l'Institut des Ressources Naturelles du Pérou (INRENA) ont signé une convention de coopération à partir de l'année 2000 (reconduite en 2004) afin de suivre l'évolution des glaciers et de la ressource en l'eau qui en dépend. C'est dans le cadre de cette coopération que j'étudie l'avenir de la ressource en eau de la partie amont (sur les 2000 premiers mètres à partir des crêtes) des sub - bassins versants englacés de la cordillère Blanche. Cette travail a permis d'établir une modélisation de la ressources en eau issue de la fusion glaciaire, tenant compte des écoulements liés de la précipitation liquide sur la zone non englacée. Cette modélisation travaille suivant 2 scénarios A2 et B2 du changement climatique proposés pour l'IPCC utilisant différents modèles de circulation général du couple atmosphère-Océans (AOGCM).

Mot clés : Pérou ; Cordillère Blanche ; Changement climatique ; Ressources en l'Eau.

«Basin of the Santa river (Peruvian Andean): Dynamics of the drain in a “glacio – pluvio – nival” context

Wilson Suarez
Director: Pierre Chevallier
Co-director: Bernard Pouyaud

At the beginning of the 70's the researches of different countries had found many climatic variations, who had been called “climatic changes”, which are manifested by temperature variations, in the water cycle, in the sea level, an accelerated backward of the glaciers, etc. In order to evaluate these climate changes, the environmental program of United Nations had created an « Intergovernmental Panel on Climate Change » (IPCC) in 1988. This institution had evaluated the climate change and its consequences at the global level. Peru, located in South America, in the intertropical region sustain directly this climatic variation. Peru contains the 70% of the tropical glaciers of the planet. In the northern part of Lima is located the basin of Santa river that has an area of 631 km² that represents one third of the total glaciers of Peru. This basin comes from a part of the “Cordillera Blanca”. The glaciers of these mountains present a backward that has been accelerated in the last 30 years. Aerial pictures from 1970 and satellital images Spot 3 and 5 from the years 1991 and 2003 permit to quantify the lost glacial of the “Cordillera Blanca”. The great ice unit of the Research Institute for the Development (IRD), the National Service of Meteorology and Climatology of Peru (SENHAMI), both organization signed a cooperation agreement since 2000 (renewable in 2004) with the purpose of following the glacial evolution and the water resources of which they depend on.

Within this cooperation frame, I study the future of the highest part of the hydrological resources (from the 200 meters over the picks) from the sub-basin glacial of the “Cordillera Blanca”. This work has permitted to establish a modelation of the water resources produced by the glacial fussion, taking account of the drains linked to the liquid precipitations on the non-glacial zone. This modelation works following two scenarios (A2 and B2) of the climatic change proposed by the IPCC using different Atmospheric- Ocean general circulation models (AOGCM).

Key words: Peru, Cordillera Blanca, Climatic change, Water resources