

ACADEMIE DE MONTPELLIER

UNIVERSITE MONTPELLIER II

--- SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC ---

THESE

présentée à l'Université de Montpellier II Sciences et Techniques du Languedoc
pour obtenir le diplôme de DOCTORAT

SPECIALITE : MECANIQUE, GENIE MECANIQUE, GENIE CIVIL
Formation Doctorale : HYDROLOGIE "SCIENCES DE L'EAU ET AMENAGEMENT"
École Doctorale : GEOSCIENCES

**INFLUENCE DU NIÑO SUR LES REGIMES
PLUVIOMETRIQUES DE L'EQUATEUR**

par

ROSSEL Frédéric

Soutenue le 22 septembre 1997

devant le Jury composé de :

MM. BOCQUILLON Claude, Université de Montpellier II,

Président

MM. CADIER Éric, ORSTOM, Quito,

Directeur de Thèse

MM. HASTENRATH Stefan, Université du Wisconsin,

Rapporteur

MM. HUBERT Pierre, École des Mines de Paris,

Rapporteur

MM. LE GOULVEN Patrick, ORSTOM, Montpellier,

Examineur

Version en noir et blanc sans les annexes

Les graphiques couleurs et les annexes peuvent
être obtenus sur simple demande à

FREDERIC ROSSEL

6 rue de Brion, 30270 Saint Jean du Gard, France.
E-mail : frossel@mnet.fr, Tél 33 (0) 4 66 85 36 31

Heureux celui qui a pu pénétrer
les causes secrètes des choses

Virgile

à mes parents

à Bozo

à sa mère

REMERCIEMENTS

Voilà bientôt 4 ans, deux ans en Equateur et un an et demi dans mes Cévennes natales, que je travaille avec plaisir sur ce sujet, allant de découvertes en découvertes. Un grand nombre de personnes ont croisé ma route, m'ont soutenu, orienté ... J'aurais aimé que chacune d'elles puisse trouver dans ces quelques lignes ne serait-ce qu'un mot de reconnaissance. Mais, il me faudrait écrire 300 nouvelles pages !!!!

Je veux tout d'abord remercier sincèrement Éric Cadier, mon directeur de thèse, que ce soit en France comme à Quito, il a été et reste un ami mais aussi un partenaire de travail. Il a su m'apporter les critiques et le recul dont j'avais besoin. Trouve ici, Éric, toute ma reconnaissance pour l'énorme travail de correction que tu as dû fournir.

Je pense ensuite à Patrick Le Goulven qui grâce à ses remarques éclairées a fait évoluer cette étude. Sa connaissance de l'Equateur et du problème de la critique des séries climatologiques m'a permis d'homogénéiser la pluviométrie. Que ce bien sympathique breton ait toute ma reconnaissance pour tout cela, ainsi que pour sa disponibilité, sa constante bonne humeur et la motivation qu'il a su me transmettre durant mes courts passages à l'ORSTOM de Montpellier.

Un grand merci à Stefan Hastenrath et à Pierre Hubert pour avoir accepté d'être juges de mon travail, tâche qui n'a pas été rendue facile par mes envois fractionnés et tardifs.

Claude Bocquillon m'a fait découvrir très jeune l'hydrologie un jour d'inondation sur la route de Nîmes (1988). Je le remercie chaleureusement pour la constante confiance qu'il m'a accordée pendant toutes ces années (ISIM, DEA, Doctorat...) ainsi que d'avoir accepté d'être membre de mon jury. Je pense également à Frédéric Moniod qui a toujours su trouver le sujet qui me convenait (VSN, Doctorat...).

Merci aussi à Philippe Hisard, océanographe de l'ORSTOM, correcteur non-officiel des chapitres traitant de l'ENSO et qui a su rapidement me transmettre les connaissances de bases sur ce vaste phénomène. Je m'adresse également à Pierre Pourrut pour la bibliographie qu'il a mis à ma disposition et pour ses nombreux conseils lors de ses passages à Quito.

Ce travail doit aussi beaucoup à Roger Calvez, ami avec qui j'ai souvent refait le monde. Sa persévérance dans la critique des données a été un exemple. J'en profite pour saluer toute l'équipe du projet INSEQ et plus particulièrement Lupita pour son importante aide pour la correction des figures et pour son travail de mise en forme de la version espagnole, dont la traduction a été réalisée par M. Ortiz, Mario pour ses coups de main en informatique sans oublier Anahi, Hubert, Simon, Fernando, Javier, Rodrigo et tous les "compañeros de estudios".

Je tiens également à remercier l'ensemble du personnel de l'INAMHI pour sa sympathique collaboration, avec une pensée spéciale pour Gustavo Gomez et sa famille (mes gardiens de

poissons !!!), Carlos Lugo pour nos longues discussions sur les vents, Raoul, Gonzalo et tout le département de climatologie pour leur collaboration lors de l'homogénéisation des données, Marcelo et l'équipe du service informatique, Gonzalo des archives, ainsi que l'INOCAR, l'INECEL, l'UMACPA, l'INERHI, Pedro Basabe, Rodrigo Zeas, le Teniente Jorge Cardenas et bien d'autres que j'oublie, qu'ils m'en excusent. Un grand merci également à l'observateur équatorien qui a retrouvé son carnet d'observations de 1964.

Je tiens également à remercier tous ceux qui à un moment donné ont été disponibles pour quelques explications, conseils ou données : Rébert, Delecluse, Ronchail à Paris, Servain, Dessier, Roy à Brest, Hélène Lubes, Claudine Dieulin, Patrick Raous à Montpellier, ainsi que Monique, Nadine, Malika, Brigitte, Valérie, Nathalie, Joëlle, Eugenio pour leur assistance technique, sans oublier Christian Leduc pour sa relecture finale.

Finalement, je voudrais exprimer toute ma sympathie à une montagne de personnes qui m'ont apporté leur soutien pendant ces quelques années.

Bernard Francou pour ses joyeux séjours au Condominio Fuentes de Piedra, la découverte du romantique Antisana ainsi que pour son chaleureux accueil lors du séminaire de La Paz. J'en profite pour mettre un mot à Patrick Wagnon grâce à qui le Cotopaxi ne fut qu'une balade en Bretagne !!!

Les amis de Quito et de France pour leur présence après la Grande Glissade. Un grand merci aux inconnus du refuge ainsi qu'aux sexy visiteuses de la chambre 128, Dominique, Marie Lou, Marie Renée ... et le Démon (un jour tu verras, on ira randonner ensemble!!!), sans oublier ces sacrés compères Lolo et Popo ainsi que Cathia et Philippe les traducteurs éclair. Je pense également à Richard Fournier, la troisième patte des "montagnards de la nuit" avec qui nous avons touché le ciel en octobre 95.

Merci enfin et surtout à tous ceux qui m'ont accompagné pendant la pénible dernière année de rédaction. Guy et Nelly pour le café du samedi matin et les instants de décompression "à la campagne". Évelyne pour les repas improvisés et sa joie de vivre. Françoise et Yves pour leur compréhension, leur présence et leur soutien moral de tous les instants et tous les autres ... les amis qui ont su ne pas nous oublier durant nos séjours hors de France et qui ont su profiter de notre présence en Cévennes sans pour autant perturber l'Ermite du 6 rue de Brion, le BdB pour son grain de folie, sa bonne humeur, ses motos, sa roulotte ...

Je termine avec les plus chers, petit Bozo qui a su se mettre en route au bon moment, me donnant ainsi le dernier coup de pied pour ce travail, et surtout celle sans qui rien n'aurait vu le jour.

Merci enfin aux cèpes des Cévennes qui se préparent à sortir en quantité cet automne !!!

RESUME

Les régions côtières de l'Equateur sont soumises à un climat très variable, les années de déficit pluviométrique alternent avec quelques années d'abondance provoquant des inondations parfois dévastatrices. Cette irrégularité des précipitations est fortement liée à l'état de l'océan Pacifique au large de l'Equateur et du Pérou. Cette partie de l'océan, où se rencontrent le courant froid de Humboldt et le courant équatorial chaud, est une région clef du développement des anomalies climatiques de type ENSO (El Niño Southern Oscillation). Malgré ces motifs d'intérêt, l'Equateur n'avait jusqu'à présent fait l'objet que d'un nombre relativement modeste d'études, les limites de l'influence du Niño sur les précipitations étaient mal définies.

La méthode du vecteur régional s'est avérée un outil très performant pour créer des indices représentatifs de l'organisation chronologique régionale des séries pluviométriques en permettant d'éliminer les erreurs de mesures et de s'affranchir d'une partie de la variabilité climatique locale. L'analyse des différences entre les années Niño et les années normales permet de déterminer l'importance et les limites de l'influence du Niño sur les précipitations annuelles de l'Equateur. En caractérisant les anomalies saisonnières des pluies des régions les plus fortement influencées ainsi que les anomalies de température (TSM) et de vent de surface du Pacifique au large de l'Equateur, un schéma type d'apparition des précipitations a pu être établi.

Le lien entre les précipitations, la température et le vent a permis de déterminer des corrélations linéaires multiples simples et logiques, explicatives des totaux des mois de la saison des pluies des régions de la moitié sud du littoral. Les indices pluviométriques des zones les plus humides sont plus fortement liés à la TSM, alors que ceux des zones semi-arides du sud-ouest sont plus fortement corrélés avec le vent. Les corrélations linéaires multiples entre les indices de pluies, de TSM et de vent d'un mois donné et les indices de pluies du mois suivant permettent d'expliquer de 50 à 70% de la variance des précipitations du mois suivant, résultats équivalents aux meilleures prévisions obtenues dans d'autres régions de la planète. Les indices *prévisionnels* des mois du début de la saison des pluies sont les précipitations des régions situées au nord du littoral où la saison est la plus précoce, alors que l'indice *prévisionnel* des mois de la fin de la saison des pluies est la TSM du Pacifique oriental, ce qui correspond à la très forte influence du Niño sur les précipitations des mois de cette période.

GLOSSAIRE

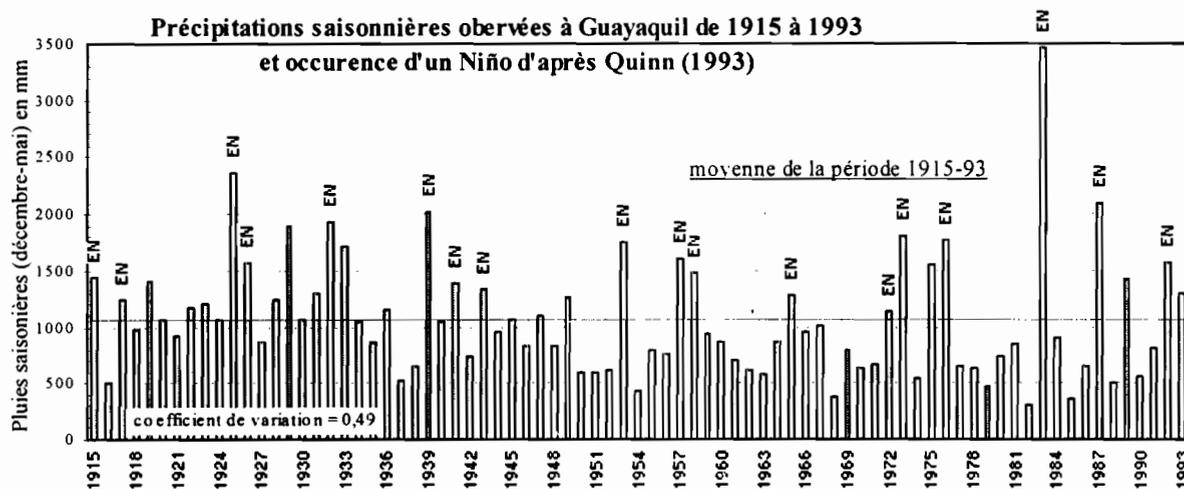
ACP	Analyse en Composantes Principales
BHIME	Banco Hidroclimatico Mensual
CAC	Climate Analysis Center
CCEN	Contre Courant Equatorial Nord
CEDEGE	Comisión de estudio para el desarrollo de la cuenca del río Guayas
CEN	Courant Equatorial Nord
CEOS	Climate and Eastern Ocean System Program
CEPAL	Comision Economica para America Latina
CES	Courant Equatorial Sud
CLIMAN	Climatic monthly analysis
CMB	Climate Modeling Branch
COADS	Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set
DAC	Dirección de Aviación Civil
ENSO	El Niño / Southern Oscillation
ERFEN	Estudio Regional del Fenomeno de El Niño
FE	Front Equatorial
FITADE	Fonctionnement de l'irrigation traditionnelle dans les Andes équatoriennes
INAMHI	Instituto nacional de meteorología e hidrología
INECEL	Instituto nacional de electrificación
INERHI	Instituto nacional de recursos hidricos
INOCAR	Instituto nacional de oceanografía del armada
INSEQ	Inondations et sécheresses en Equateur
MVR	Méthode du Vecteur Régional
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
ORSTOM	Institut français de recherche scientifique pour le développement en coopération
PRONAREG	Programme National de la Régionalisation
RAN	Rapport annuel
SCOR	Scientific Commitee for Ocean Research
SO	Southern Oscillation
SOI	Southern Oscillation Index
TSM	Température Superficielle de la Mer
ZCIT	Zone de Convergence Intertropicale
ZCPS	Zone de Convergence du Pacifique Sud

SOMMAIRE

INTRODUCTION	13
PREMIÈRE PARTIE : EL NIÑO ET L'EQUATEUR	
1. EQUATEUR : PAYS DE CONTRASTES	19
2. L'ENSO : PHENOMENE ATMOSPHERIQUE ET OCEANIQUE	45
3. INDICES ET CLASSIFICATIONS	75
4. CARACTERISATION DES NIÑO SPECIFIQUE A L'EQUATEUR	99
DEUXIÈME PARTIE : EL NIÑO ET LES PRÉCIPITATIONS	
5. HOMOGENEISATION ET REGIONALISATION DE LA PLUVIOMETRIE ANNUELLE ET MENSUELLE	121
6. REGIONALISATION DE L'INFLUENCE DU NIÑO SUR LES PRÉCIPITATIONS ANNUELLES	147
7. ANOMALIES PLUVIOMETRIQUES DES ANNEES NIÑO	171
TROISIÈME PARTIE DE L'EXPLICATION À LA PREVISION DES PRÉCIPITATIONS	
8. MODELES EXPLICATIFS DES ANOMALIES PLUVIOMETRIQUES	197
9. PREVISIONS DES PRECIPITATIONS	237
CONCLUSION GÉNÉRALE	263
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	269
TABLE DES MATIÈRES	281
SOMMAIRE DES ANNEXES	289

INTRODUCTION

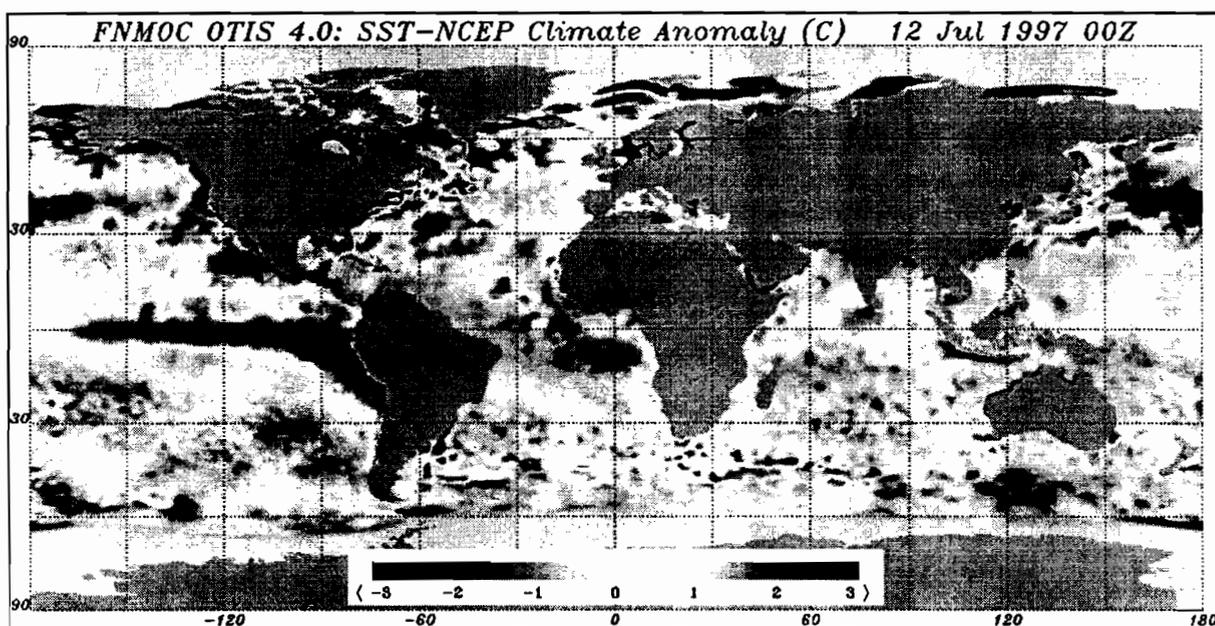
L'Equateur, pays andin, amazonien et riverain du Pacifique est une terre de contrastes, contrastes humains et chocs de civilisations mais aussi contrastes physiques, géologiques, climatiques et hydrologiques. On y trouve en effet, sur de courtes distances, des terrains accidentés et des plaines, des régions humides et d'autres sèches. Cet aspect est accentué par la très forte irrégularité des éléments climatiques et en particulier par celle des totaux pluviométriques, pouvant se manifester aussi bien par des pluies anormalement abondantes que par des sécheresses aiguës. L'excès ainsi que le manque d'eau ont un impact capital sur le fragile équilibre d'une économie nationale dépendant en grande partie des ressources agricoles ; c'est pourquoi, le climat est l'une des préoccupations de l'agriculteur, du planificateur, des politiques, des médias ou de l'ingénieur chargé de gérer les infrastructures hydrauliques. Les moyennes annuelles des **pluies** ne constituent pas un critère d'appréciation suffisant pour les régions côtières, car ce sont les événements exceptionnels qui provoquent les conséquences les plus graves, comme les pluies très importantes qui accompagnent les Niño. La prévision de ces événements serait donc très précieuse pour en limiter les effets.



La variabilité inter-annuelle des totaux pluviométriques des régions côtières de l'Equateur est extrêmement forte, le total de la saison des pluies (décembre-mai) pouvant varier de 300 mm en 1982 à 3450 mm en 1983. On remarque que la très grande majorité des précipitations excédentaires correspond à des années Niño. Les années marquées EN correspondent aux Niño d'intensité moyenne à très forte identifiés par Quinn (1993).

Bien qu'il ne soit pas possible d'avancer une explication définitive des causes d'apparition d'un **Niño**, en particulier parce qu'un examen comparatif montre que ces phénomènes ne se ressemblent jamais complètement malgré certaines caractéristiques communes, plusieurs théories ont été émises au sujet de la formation et du développement d'un événement type. Les alizés soufflent d'est en ouest, des zones de hautes pressions atmosphériques des côtes occidentales des Amériques vers la zone de basses pressions de l'Indonésie et du nord de l'Australie. Les alizés, en traversant l'océan Pacifique, se chargent d'humidité qui se libère sous forme de pluies en s'élevant et se refroidissant au-dessus de la

zone de basses pressions. Les alizés poussent devant eux les eaux superficielles chaudes du Pacifique, créant les courants nord et sud-équatoriaux qui sont partiellement compensés par un contre-courant équatorial. Les eaux chaudes s'accumulent à l'ouest du Pacifique, alors que les côtes sud-américaines sont longées par le courant froid de Humboldt, l'océan est alors très légèrement en *pente*. Lorsque les alizés forts et persistants faiblissent brusquement, par suite d'un déplacement vers le sud-ouest de l'anticyclone du Pacifique sud-est, les masses d'eau chaude accumulées à l'ouest repartent vers l'est en renforçant le contre-courant équatorial. A la rencontre du continent sud-américain, les eaux sont distribuées en partie vers le nord et la Californie, mais surtout vers le sud et longent les côtes de l'Equateur et du Pérou.



Les anomalies de température superficielle de la mer (TSM) observées le 12 juillet 1997 sur le Pacifique tropical correspondent aux caractéristiques d'un Niño ; si ces anomalies persistent jusqu'à la prochaine saison des pluies, de fortes précipitations devraient être observées sur les régions côtières de l'Equateur.

Au niveau de l'Equateur, l'affaiblissement des alizés, la température élevée des eaux océaniques de surface et les positions anormales occupées par le front équatorial (FE) et la zone de convergence intertropicale (ZCIT), créent des conditions propices à d'abondantes précipitations sur les régions côtières. Le FE est repoussé au sud par l'afflux d'eau chaude et la ZCIT se situe également en position très méridionale suite à la forte altération de la circulation atmosphérique de Hadley. Même si ces pluies n'ont pas que des aspects négatifs (remplissage des retenues, apport d'eau à la végétation et alimentation des nappes souterraines de secteurs au climat sec à semi-aride), elles ont des conséquences néfastes car elles sont souvent suivies d'**inondations** dévastatrices qui provoquent des pertes économiques sévères et peuvent être à l'origine de pertes en vies humaines. Pour tenter de **limiter ces effets** dans l'importante zone de développement économique de la plaine du Guayas, des ouvrages de protection et de contrôle ont été construits ou sont projetés par le gouvernement équatorien.

C'est dans ce contexte que le programme INSEQ (Inondations et Sécheresses en Equateur) de coopération franco-équatorienne entre l'Institut national équatorien de météorologie et d'hydrologie, INAMHI, et l'Institut français de recherche scientifique pour le développement en coopération, ORSTOM, a vu le jour en 1993. L'un des objectifs de ce programme est de disposer des données et des études nécessaires à l'implantation de deux systèmes d'alerte et de prévision des crues et des étiages, ainsi que de localiser, dimensionner et définir les règles de gestion des grands ouvrages de protection et de régulation hydraulique. Pour cela, quatre grands pôles de travail ont été développés :

- Traitement, critique et homogénéisation de l'information hydro-pluviométrique.
- Étiages et courbes de tarissement.
- Modélisation journalière de la transformation des précipitations en écoulements.
- Influence du Niño sur les régimes pluviométriques (objet du présent travail).

L'événement de 1983 a eu des conséquences tellement dramatiques en Equateur et au Pérou que le Niño est parfois accusé à tort d'être à l'origine de nombreux maux du pays. Cette étude sur les relations entre la variabilité inter-annuelle des précipitations et le Niño est la première de ce type en Equateur où seul l'événement exceptionnel de 1983 avait été analysé. Aucune analyse de l'influence du Niño sur les régimes pluviométriques de l'Equateur n'avait été réalisée sur une période relativement importante contenant plusieurs Niño. L'objectif de cette thèse était, dans un premier temps, de **caractériser l'influence du phénomène sur les régimes pluviométriques pendant la période la plus longue possible, pour ensuite déterminer dans quelles mesures des prévisions à moyen terme pourraient être réalisées.** Ce mémoire présente les résultats obtenus en neuf chapitres regroupés en trois parties.

Dans la première, intitulée "El Niño et l'Equateur", nous soulignons la diversité géographique et climatique qui caractérise l'Equateur puis nous présentons les problèmes de sécheresses et surtout d'inondations auxquels sont confrontées les populations des régions côtières du pays (Chapitre 1). Au chapitre 2, nous exposons les théories sur l'origine et le développement de l'ENSO et ses différentes conséquences sur les climats de la planète. Nous présentons ensuite, au chapitre 3, les indices (pression atmosphérique, vents, température superficielle de la mer ...) utilisés pour caractériser l'oscillation australe, l'ENSO et l'El Niño, ainsi que les différentes classifications des années ENSO et Niño. La diversité des classifications parfois contradictoires et souvent difficiles à utiliser en temps réel, nous a conduit à proposer une méthode d'identification des événements Niño adaptée à l'étude de l'influence du Niño sur les régimes pluviométriques de l'Equateur (chapitre 4).

La deuxième partie "El Niño et les précipitations" se propose de caractériser l'influence du Niño sur les précipitations annuelles et saisonnières de l'Equateur et plus particulièrement des régions côtières. Pour réaliser ceci, un important travail de critique, d'homogénéisation et de régionalisation de l'information pluviométrique hétérogène disponible a été nécessaire (chapitre 5). L'analyse des différences entre les précipitations annuelles des années Niño et non-Niño a permis de préciser les limites et l'importance de l'influence du Niño sur les pluies annuelles (chapitre 6). La détermination des anomalies pluviométriques saisonnières et des conditions climatiques moyennes de chaque événement permet de définir les conditions types d'apparition de pluies excédentaires (chapitre 7).

Dans la troisième partie "**De l'explication à la prévision des précipitations**", nous analysons les possibilités de prévision des précipitations mensuelles et saisonnières. Pour cela, nous avons tout d'abord recherché des modèles explicatifs des pluies saisonnières et mensuelles qui font intervenir de manière simple et logique les différentes variables caractérisant le climat et l'état de l'océan (chapitre 8). Nous recherchons ensuite des modèles prévisionnels selon le même principe, mais en utilisant uniquement les variables des mois antérieurs pour estimer les totaux pluviométriques d'un mois donné. Nous utilisons également les prévisions de TSM réalisées par les programmes de recherche sur les variations climatiques, océaniques et l'ENSO pour apprécier la situation saisonnière à venir (chapitre 9).

1^{ERE} PARTIE

EL NIÑO ET L'EQUATEUR

CHAPITRE 1: L'EQUATEUR, PAYS DE CONTRASTES

CHAPITRE 2: L'ENSO PHENOMENE ATMOSPHERIQUE ET OCEANIQUE

CHAPITRE 3: INDICES ET CLASSIFICATIONS

CHAPITRE 4: CARACTERISATION DES NIÑO SPECIFIQUE A L'EQUATEUR

Chapitre 1

L'EQUATEUR

PAYS DE CONTRASTES

1. EQUATEUR : PAYS DE CONTRASTES

Etudier le milieu naturel équatorien revient à traduire l'une des expériences géographiques les plus extraordinaires qui ait été décrite par les voyageurs et scientifiques du monde entier au cours des derniers siècles. Pizarro, la Condamine, Humboldt et Darwin, pour ne citer que les plus célèbres, y ont trouvé un formidable terrain d'étude. Tous ont mis en évidence, sur ce territoire réduit d'environ 270 000 Km², de saisissants contrastes liés à la géotectonique des Andes et à l'extraordinaire variété des climats, auxquels correspond une abondante diversité dans la flore et la faune. A ces différences spatiales s'ajoute une très forte variabilité inter-annuelle du climat sur les régions côtières liée au Niño qui peut se traduire par de longues périodes d'inondations. Au fil des siècles et de nos jours encore l'homme s'adapte ou modifie son environnement pour vivre avec ces variations.

1.1 HISTOIRE D'UNE RICHESSE ANCIENNE

Malgré les petites dimensions de l'Equateur, ses peuples possédaient des langues et des cultures variées, nées de la diversité des latitudes et des héritages culturels dont ils étaient originaires, aussi bien du nord que du sud du sous-continent américain. Ces différents milieux allaient déterminer divers types d'adaptation culturelle. En raison de sa position carrefour sur le continent, les tournants historiques du pays furent souvent provoqués par l'extérieur : Caras venus du littoral septentrional, Incas arrivés du sud, Espagnols surgis d'une autre planète, voisins pressés de s'agrandir à ses dépens une fois disloquée la Grande Colombie, tous ont voulu remodeler ce pays à leur image.

1.1.1 Les populations préhispaniques

Différentes recherches ont permis d'identifier les caractères propres aux peuples préhispaniques et préincaïques de l'actuelle république de l'Equateur, ces peuples sont souvent confondus avec les Incas, bien qu'ils leur aient opposé une longue et farouche résistance. Seul l'essor des recherches archéologiques a permis de découvrir progressivement qu'ils avaient développé une civilisation et une culture originales. Il faut rappeler aussi que les guerriers expansionnistes de Cuzco exercèrent leur domination pendant moins d'un siècle sur les chaînes de montagnes aux environs de Cuenca, et moins de cinquante ans sur la région de Quito.

1.1.1.1 L'arrivée des hommes sur le nouveau continent

L'arrivée des premiers hommes sur le continent américain remonte probablement à 30 000 ans, avant le paroxysme de la glaciation altonienne. La baisse du niveau des océans, consécutive à l'élargissement des calottes glacières, permit à des peuplades eurasiennes de franchir à pied sec l'actuel détroit de Béring (Perrotet et al., 1993). Cette hypothèse fut, entre

autres, défendue par Paul Rivet au début du siècle. Les vestiges archéologiques existants permettent d'affirmer que l'histoire de l'Equateur débute il y a quelques 11 000 ans (Salazar, 1996). Aux environs de cette date, débute une amélioration climatique, les hommes colonisent alors les montagnes et la côte, tout l'espace de l'Alaska à la Patagonie est ainsi occupé. Durant cette première phase, appelée **lithique**, les hommes pratiquent la cueillette et la chasse jusqu'au troisième millénaire avant J.C., dans la zone côtière, l'activité de la pêche fait peu à peu son apparition. C'est là que plus tard, on trouvera les premières traces d'agriculture (maïs) et de sédentarisation, la montagne favorisant moins un habitat de ce type.

1.1.1.2 Culture préincaïque, riche mais encore mal connue

Ce pays fut le berceau de brillantes cultures, par sa position carrefour *il est à la charnière des Andes tropicales humides et des Andes tropicales sèches, entre l'océan Pacifique et l'Amazonie. Il apparaît comme un lieu de passage des navigations littorales nord-sud, carrefour des pistes transandines avec les pistes provenant de l'Amazonie qui ont mêlé pendant plusieurs siècles des peuples différents d'Amérique centrale, d'Amazonie et des Andes. Très tôt, cette position carrefour favorisa les progrès techniques et culturels (Collin Delavaud, 1993).* On y a découvert les plus vieilles poteries d'Amérique, de deux millénaires plus ancienne que celles du Pérou. Estrada (in Holm, 1996) situe l'origine de cette culture à l'autre extrémité de l'océan Pacifique, il considère la côte équatorienne comme le point de chute d'embarcations japonaises de culture Jomon naufragées, poussées par les courants marins de Kuro-Shivo tout d'abord, puis de Californie et du Niño. Ils introduisirent, 4 000 ans avant l'ère chrétienne, une tradition céramiste et peut-être même des techniques agricoles qui se diffusèrent dans tout l'Equateur.

La phase **formative** (4 000 à 300 av. J.C.) se caractérise par une sédentarisation de la population, l'apparition de la céramique, de l'agriculture et la domestication des espèces du milieu. Différentes périodes se succèdent (Valdivia, Machalilla et Chorrera), définies par un art de la céramique différent et évolutif. Il semblerait que l'Equateur, durant ces périodes formatives, joua le rôle d'un pivot dans le développement des cultures entre les pôles culturels du Mexique et de l'empire inca (Holm, 1996).

La période de **Développement régional** (300 av. J.C. à 500 ap. J.C.) est caractérisée par la division de l'espace septentrional andin en plusieurs chefferies régionales, connues sous le nom de seigneuries ou **cacizgos** (domaines du cacique). La côte tropicale nord et les fertiles vallées ondulées de la côte centrale donnèrent naissance aux seigneuries les plus connues, La Tolita, Jama-coaque et Bahia, contrastant avec la moitié sud où se développe la culture Guangala, et plus encore avec l'extrémité méridionale du littoral, où se situe la culture Jambeli. Ces seigneuries constituent des unités politiques relativement indépendantes qui gouvernent un territoire qui leur est propre, bien que les contours n'en soient pas clairement délimités, en maintenant un contact permanent les unes avec les autres. Elles se structurent autour d'une élite, dominée par un "seigneur" ou "cacique" qui semble tirer son pouvoir de la guerre, de la magie ou de la maîtrise des ressources économiques (Echeverría Almeida, 1996). C'est à cette période qu'apparaît le travail de la métallurgie. La très grande qualité esthétique

de sa céramique figurative et ses belles pièces d'orfèvreries (or et platine) ont placé **La Tolita** parmi les cultures les plus artistiques du continent (Buys, 1996).

Plus tard, de fécondes migrations par voies maritimes auraient abordé la côte Pacifique de l'Equateur, comme celles des Caris sur les côtes du Manabi. Au IX^e siècle de l'ère chrétienne, ces populations allaient migrer vers la région inter-andine. Elles allaient y soumettre les Quitus, peuple ancien de l'ère équatorienne, et constituer une caste dominante qui sera le point de départ d'un processus d'organisation de l'état, appelé le Royaume de Quito. Quant à l'organisation sociale des villages Caranquis, il est estimé qu'ils se trouvaient à un stade de caciquat appliqué à toute la société, avec une hiérarchie stratifiée et un statut héréditaire (Salvador Lara, 1996). Ce processus connut une phase de consolidation grâce à la dynastie des Shyris qui firent face à l'invasion inca. L'alliance de nombreux peuples, des Caranquis du nord et des Cañaris du sud, a effectivement permis d'organiser une sérieuse résistance.

1.1.1.3 L'arrivée des Incas

A la fin du XV^e siècle, les peuples indigènes des Andes septentrionales durent faire face à l'expansionnisme du Tahuantinsuyu, état né dans la région de Cuzco, qui répandit son influence sur un vaste territoire en Amérique du Sud. Finalement, de l'union de l'Inca Huayna Capac et de la fille du monarque de Quito naît Atahualpa, qui après une foudroyante guerre civile, vainc son frère Huascar, seigneur de Cuzco. Mais Atahualpa tombera à Cajamarca aux mains des Espagnols après un siècle de règne Inca sur l'Equateur (Almeida Reyes, 1996).

1.1.2 La période de colonisation

1.1.2.1 Un terrain propice

L'Empire Inca entre dans une phase de décomposition politique provoquée par la rivalité des factions qui s'affrontèrent dans les guerres de pouvoir. C'est dans ces années-là que se présentèrent sur la côte Pacifique les premiers espagnols (1525-35). Pendant leur progression à l'intérieur des terres, ils trouvèrent l'appui de peuples qui désiraient se libérer du joug des Incas. Ceci explique pourquoi une troupe de seulement 200 soldats ait pu vaincre Atahualpa et son armée. Une fois la mission de Pizarro accomplie, et le paiement d'une rançon destinée à libérer l'Inca, ce dernier fut exécuté sur la place de Cajamarca. Ainsi s'achevait une longue histoire indigène de l'Amérique andine. Après la disparition d'Atahualpa, l'empire Inca se désarticula rapidement, entraînant la fin d'une civilisation et la naissance d'une période de colonisation sur le modèle du monde européen du XVI^e siècle.

1.1.2.2 L'organisation du pouvoir

La population, divisée en *partidos*, était administrée par le truchement des caciques, chefs coutumiers indigènes recrutés par les espagnols. Les indiens étaient confiés à des *encomenderos* qui, au nom du roi, régnaient en véritables seigneurs. Pour leur propre sécurité, les *encomenderos* n'étaient pas autorisés à résider sur leurs propres exploitations, et vivaient confinés dans des communautés espagnoles. Ils étaient représentés sur leurs terres par les *mayordomos* métis, toujours prompts à exploiter les indiens. Responsables de la mise en valeur des terres, les *encomenderos* étaient chargés, en contre partie, de dispenser aux

indigènes les rudiments de la religion chrétienne. Par peur des représailles, les indiens embrassèrent la foi catholique à laquelle ils mêlèrent leurs croyances ancestrales. L'église étant le principal propriétaire terrien, son pouvoir était omnipotent (Collin Delavaud, 1993).

Il fallut attendre l'oeil éclairé du célèbre religieux Bartolomé de Las Casas pour que soit dénoncée l'iniquité du système d'exploitation, du partage des terres et des hommes réduits à l'esclavage. En 1542, son plaidoyer en faveur des indiens encouragea la couronne à édicter une série de nouvelles lois visant à mettre fin au système des prébendes. L'autorité du conseil des Indes qui devait veiller à l'application de ces lois, était représentée par les *audencias*. Elles allaient bientôt cumuler les pouvoirs législatif, exécutif et judiciaire et devenir en 1563, **l'Audencia de Quito**. Gonzalo Pizarro tenta d'arracher à la couronne les terres de l'Audencia, mais cette révolte fut rapidement matée. Après avoir été la cible des pirates, l'Equateur accueillit au XVIII^e siècle, plusieurs expéditions scientifiques.

1.1.3 L'Equateur un pays indépendant

1.1.3.1 *La déclaration de l'indépendance*

En 1809, le vice-roi de la Nouvelle Grenade écrase une conspiration aristocratique qui a renversé le président intendant de l'Audencia de Quito. La ville est, cependant, libérée des forces royalistes par le Général Sucre en 1822. Quelques semaines plus tard, Simon Bolívar y fait une entrée triomphale. Il rêvait de créer, comme au nord du continent, des Etats Unis d'Amérique du Sud, c'est ainsi que naquit **La Grande Colombie**.

1.1.3.2 *La grande Colombie*

Cette union regroupait l'Equateur, la Colombie (dont faisait partie Panama) et le Venezuela. En juillet 1822, Bolívar et son homologue argentin, José de San Martin, se rencontrèrent et parachevèrent le processus de libération du continent. En 1830, Quito fait sécession de la Grande Colombie en raison des guerres frontalières, pour former **l'Equateur**. Cependant, jusqu'en 1845, le pays est dominé politiquement par des généraux d'origine vénézuélienne, et en particulier par le général Juan José Flores. Ces militaires se taillent des fiefs dans la Sierra, tout en arbitrant l'opposition entre les planteurs et les commerçants de Guayaquil et les notables de la montagne, riches de leur domination sur les indiens endettés.

1.1.3.3 *Les grands hommes politiques de l'histoire moderne*

Après une guerre civile provoquée par une expédition mal organisée par l'Espagne, les libéraux s'installent au pouvoir (1845-1859). Gabriel Garcia Moreno succède aux libéraux. De 1859 à 1875, il exerce une dictature progressiste et théocratique qui modernise le pays. Après son assassinat, les conservateurs traditionnels, en fait l'oligarchie de la Sierra, gardent le pouvoir (1875-1895) jusqu'à ce que Eloy Alfaro applique à l'Equateur un libéralisme autoritaire et anticlérical. Les structures sociales du pays restent inchangées et l'emprise de l'étranger s'accroît sur l'économie. La permanence et la gravité des problèmes favorisent après 1932 la pérennité du chef charismatique José Maria Velasco Ibarra qui est porté cinq fois au pouvoir, mais contesté par l'armée, il ne peut mener à son terme qu'un seul de ses mandats. Le velasquisme incarne une espérance de changement face aux partis liés aux intérêts de classe, face aussi à des groupes révolutionnaires sans audience populaire. Renversé

une nouvelle fois en 1972, après avoir établi un régime dictatorial (1970), Velasco Ibarra est remplacé par le général Guillermo Rodriguez Lara, qui instaure un régime "nationaliste, militaire et révolutionnaire". Rodriguez Lara est, à son tour déposé en 1976 par une junte militaire qui élabore le projet d'une nouvelle Constitution approuvée par le référendum en 1978. Les élections présidentielles de 1979 symbolisent le retour à la normalité démocratique. Malgré une reprise du populisme suscitée par la perte accélérée du pouvoir d'achat des masses, une droite conservatrice et un socialisme modéré constituent l'essentiel des forces politiques d'aujourd'hui.

1.2 QUELQUES NOTIONS D'ÉCONOMIE

La conjoncture internationale et la politique des marchés d'importation et d'exportation peuvent faire évoluer assez rapidement la situation économique d'un pays dont la richesse est presque exclusivement dépendante des ressources naturelles. C'est le cas de l'Equateur : essentiellement agricole, cacao au début du siècle, remplacé par la banane dont il deviendra le premier producteur mondial dans la décennie 80, ses revenus se sont brusquement accrus lors de la mise en exploitation de son pétrole amazonien; de 1974 à 1986, suivant les quotas de vente autorisés par l'OPEP et le cours du baril, le pétrole a représenté entre 50 et 65 % du produit interne. Depuis peu, la prise de conscience de l'épuisement prochain des réserves d'hydrocarbures (vers 2010 au rythme actuel de l'extraction) a motivé une politique d'indépendance vis-à-vis de ces derniers en prônant le développement de ressources non traditionnelles, par exemple l'aquaculture de crevette, et le retour à l'agriculture. Rapidement, il apparaît que les deux principales régions de production destinées à l'exportation sont le littoral avec l'agriculture et l'aquaculture intensives et l'Amazonie avec les hydrocarbures. L'importance économique des régions côtières du pays et sa dépendance aux aléas climatiques explique le grand intérêt que l'on porte aux régimes pluviométriques de cette zone.

1.3 LE MILIEU NATUREL

L'Equateur, situé entre le Pacifique, la Colombie et le Pérou, est divisé en vingt provinces et a pour capitale Quito (1,3 M. d'habitants) située au nord du pays à 2850 mètres d'altitude. Sa population, de 11 millions d'habitants dont la moitié réside en milieu urbain, est composée de descendants, le plus souvent métissés, des conquistadores espagnols; mais aussi d'indiens qui représentent environ 40% de la population totale (Perrotet et al., 1995). Le pays est situé sur la ligne équatoriale entre 1°25'N et 5°00'S et entre 75°12'W et 81°00'W (Figure 1-1). Le territoire réduit de cette république offre de saisissants contrastes qui sont dus à l'extraordinaire variété des climats et des régions géographiques.

1.3.1 Eléments de la géologie équatorienne

Des phénomènes géologiques particuliers, tels que l'orogénèse andine et le volcanisme, revêtent une grande importance car ils conditionnent en grande partie les ressources naturelles de l'Equateur. C'est également de l'évolution géodynamique de la marge pacifique, subduction sous le continent de la lithosphère océanique Nazca, que résulte la division du pays en trois régions naturelles parallèles : côte, Andes et Amazonie.

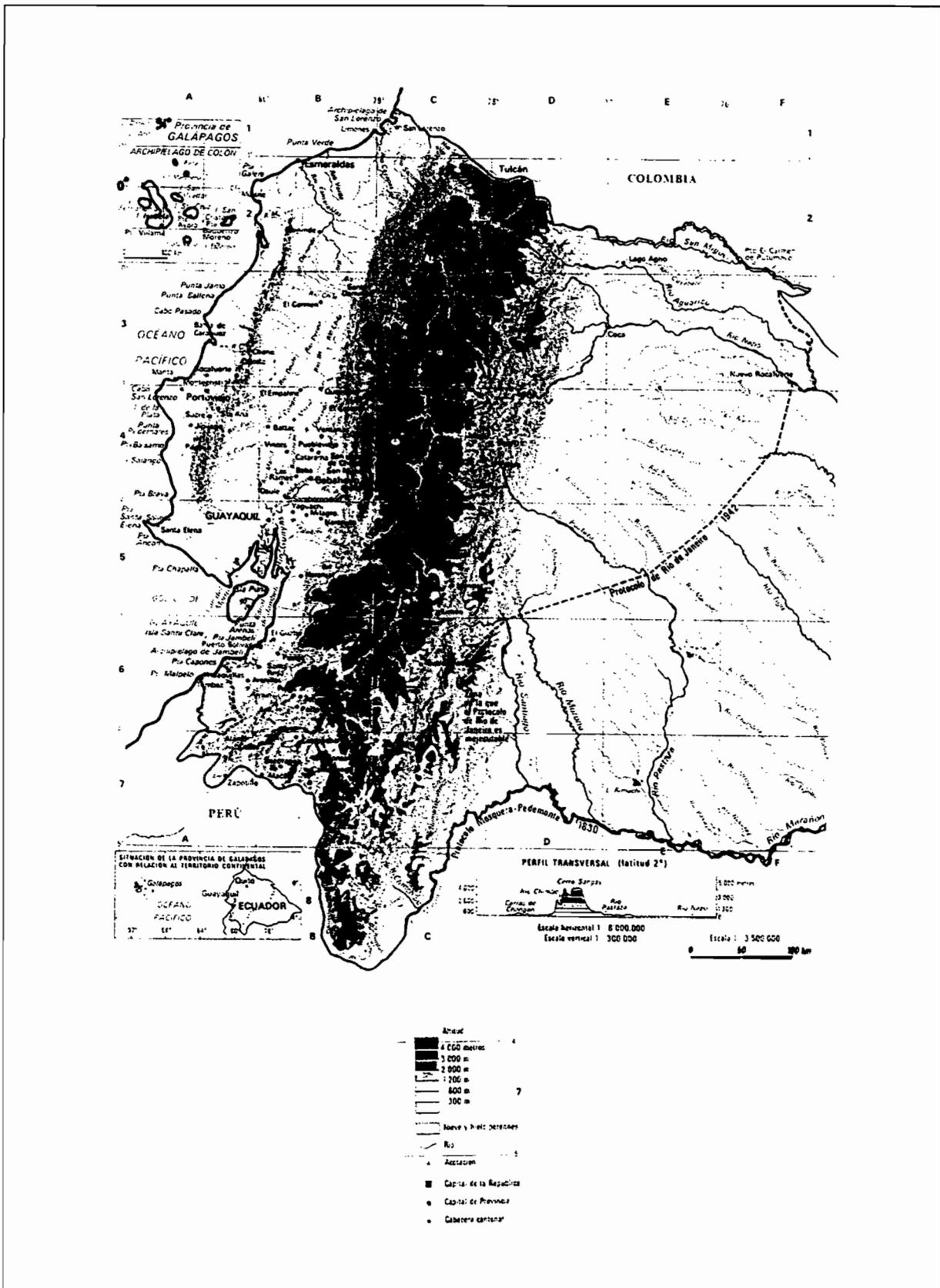


Figure 1-1 : Carte physique de l'Equateur (Pourrut, 1994a).

1.3.1.1 Les régions côtières

La côte est constituée par des roches volcaniques d'origine marine rattachées au continent à la fin du Crétacé, puis recouvertes par des sédiments mixtes marins ou détritiques, tertiaires et quaternaires. Parmi les accidents majeurs, on doit signaler que le golfe de Guayaquil et la dépression du bassin hydrographique du Guayas semblent s'être ouverts dès le Miocène. Les reliefs marquant un soulèvement au nord de Guayaquil correspondent probablement au passage subducté, pendant le Quaternaire, de la ride inactive de Carnégie (Burgos Guevara, 1996).

1.3.1.2 La zone inter-andine

Le géographe allemand Hans Meyer, qui en 1903 mena des recherches sur le couloir inter-andin, était peut-être proche de la vérité lorsqu'il postulait que les vallées inter-andines actuelles avaient de grands lacs, mais qu'avec les glaciations et les mouvements de la croûte terrestre, ceux-ci s'effondrèrent, s'écoulant ainsi vers le Pacifique ou l'Amazone, et creusant de la sorte le lit de certains cours d'eau. Telle aurait été la formation des crevasses du fleuve Mira, au nord, de la gorge du Pastaza, à l'est, ainsi que des profonds canyons par lesquels s'écoulaient les rivières Chimbo, Chanchan, Paute et Zamora. De nouvelles études semblent étayer cette théorie et l'on a démontré que la cuvette de Latacunga-Ambato avait été, durant le Quaternaire diluvien, une vaste lagune qui s'étendait depuis les collines de Callo jusqu'à celles de Mocha, sur une distance de 140 km (Burgos Guevara, 1996). Cependant, seuls deux lacs de cette époque subsistent dans les régions andines : la Cocha au sud de la Colombie et le Titicaca entre le Pérou et la Bolivie. Le système lacustre d'altitude est un héritage des anciens glaciers, il se présente sous forme de lacs de surcreusement glaciaire ou morainique, beaucoup plus petits situés dans des vallées. Il y a également quelques lacs de cratère de volcans.

1.3.1.3 L'Amazonie

L'histoire géologique de la région amazonienne nous fournit des explications utiles à la compréhension des caractéristiques modernes de la géographie. Meggers (in Burgos Guevara, 1996) soutient qu'à l'ère tertiaire ce territoire avait l'aspect d'un immense lac d'eau douce. Avec la **poussée de la cordillère andine** et le dégel des glaciers, la barrière montagneuse forma la limite d'une grande inondation, retenue à l'autre extrémité par les "boucliers" du Brésil et de la Guyane, tandis que les sédiments essentiellement d'origine volcanique andine se déposaient au fond du lac. L'alimentation continue apportée par les sources causa le débordement des eaux et la formation du canal amazonien, creusant ainsi le fond jusqu'à une profondeur considérable. Durant les millénaires suivants, le fond meuble de ce lac fut soumis à un drainage continu des sédiments accumulés, accompagné de la perte inévitable des substances nutritives du sol, ce que fait encore aujourd'hui l'Amazone. Cette évolution géologique allait avoir pour résultat l'apparition d'un sol extrêmement pauvre et fragile caractéristique de la majeure partie des terrains de la cuvette amazonienne, ce facteur aurait affecté l'évolution de la culture des hommes dans le bassin amazonien (Meggers in Burgos Guevara, 1996).

1.3.2 L'aspect physiographique

Deux chaînes andines courent à travers le pays du nord au sud, le partageant en trois régions bien distinctes connues sous le nom de "*Costa*" ou côte à l'ouest, littoral contrasté qui s'étend le long de l'océan Pacifique; la "*Sierra*" ou montagne au centre qui est sillonnée par les cordillères et un système de volcans qui lui confère un caractère "andin"; vient ensuite, à l'est, ce qu'il convient d'appeler "*El Oriente*" ou région amazonienne, ensemble complexe du piedmont oriental composé de reliefs andins et d'une vaste zone de plaines fluviales couvertes d'une épaisse forêt tropicale sillonnée par d'innombrables rivières qui se jettent dans le fleuve Marañon ou Amazone. A ces trois grandes régions naturelles, il convient de rajouter la région insulaire des îles Galápagos située sur la ligne équatoriale à environ 1000 km du continent.

1.3.2.1 La côte, *Costa* ou littoral

La plaine côtière s'étend de la rivière Mataje au nord jusqu'au Zarumilla au sud, sur une longueur de presque 700 km et sur une largeur maximale de 180 km à la latitude de Guayaquil. Riche en ressources naturelles, la plaine côtière abrite la moitié de la population équatorienne, Guayaquil (1,8 M. d'habitants) étant la plus grande ville du pays. La côte s'étire sur toute la longueur du littoral et présente une topographie différente selon la latitude. Dans la partie nord-ouest, une cordillère de basse altitude (inférieure à 800 m), portant le nom de Chongon-Colonche, fait face à la rade de Valdivia. Le reste est constitué d'une zone tropicale moins accidentée. Le climat, particulièrement chaud et humide, y est propice à une forêt de type tropical, au feuillage toujours vert. Dans les estuaires, la mangrove abrite une flore et une faune variées, mais menacées par l'exploitation à grande échelle de crevettes. Ces basses terres de marécages, fréquemment inondées à la saison des pluies par la crue des fleuves, sont réservées à l'aquaculture. La très importante plaine du Guayas constitue la plus grande zone inondable du pays, particulièrement pendant la saison "d'hiver" (de décembre à mai). On l'a décrite comme une zone torride caractéristique à la végétation luxuriante, point de rencontre de fleuves et de marais, autrefois recouverte d'une forêt tropicale humide où les précipitations atteignaient 6.000 mm. Jusqu'au début de ce siècle, elle possédait la flore et la faune les plus surprenantes des régions tropicales (Burgos Guevara, 1996). Sur les basses terres irriguées par les *ríos* Guayas et Daule se sont développées de nombreuses cultures commerciales destinées à l'exportation (banane, canne à sucre, cacao) dans de grandes exploitations souvent contrôlées depuis les Etats-Unis.

1.3.2.2 La cordillère des Andes ou "*Sierra*"

Dans leur traversée de l'Equateur, les Andes ont l'apparence d'un plissement rocheux atteignant des altitudes comprises entre 4 000 et 4 500 mètres, interrompu par l'apparition de volcans et de montagnes plus élevés, du moins jusqu'à la ligne centrale de la cordillère. Un des paysages caractéristique de la Sierra est le "paramo". Ce sont des formations géobotaniques et géomorphologiques situées entre 3 300 m d'altitude et la limite des neiges (elles apparaissent dans la région à partir de 4 800 m). Le paramo se caractérise par son climat rigoureux et une couverture végétale bien reconnaissable appelée "pajonal graminetum" ou "paramo bravo", désert sauvage dans la terminologie locale, une sorte de couverture naturelle qui retient l'humidité au bénéfice des basses terres.

Dans une perspective géologique, le pays apparaît comme "vertébré" du nord au sud par deux chaînes de montagnes parallèles, qui occupent une largeur de 100 à 120 km, reliées en certains endroits par des contreforts transversaux, les *nudos*. Si la chaîne occidentale est franchissable, la cordillère orientale, dite cordillère Royale, est plus massive. Coincée entre les deux chaînes et divisé par les "nudos", la dépression centrale de hautes altitudes (3.000 m) se divise en une série de bassins (*hoyas*) élevés, formés de dépôts volcaniques (Burgos Guevara, 1996). Elle constitue le couloir inter-andin, plus connu sous le nom d'**Avenue des volcans** que lui a attribué l'explorateur Alexandre de Humboldt en raison des deux défilés de pics volcaniques récents qui le bordent. Drainé par des rivières transversales, ce bassin fertile est habité, les cultures y constituent une mosaïque de champs qui s'accrochent au flanc des montagnes, la route panaméricaine s'y fraie un chemin difficile serpentant du nord au sud, de cols en vallées, gravissant et dévalant les *nudos*.

Un chapelet d'une cinquantaine de sommets volcaniques couronne les cordillères. Coiffés de neiges éternelles ou cernés de cendres, ils sont souvent drapés d'un manteau de brume qui rend leur cime invisible. Les principaux sommets sont du nord au sud, le Cayambe (5.790 m), l'Antisana (5.758 m), les Illiniza (5.248 m), le Cotopaxi (5.897 m), le Carihuayrazo (5.020 m), le Chimborazo (6.310 m), le Tungurahua (5.023 m), l'Altar (5.320 m) et le Shangay (5.230 m). Au centre de la Sierra culmine le puissant Chimborazo, alors que le célèbre Cotopaxi est l'un des plus hauts volcans actifs du monde. A l'est de la cordillère orientale, surgissent de la forêt trois autres cônes volcaniques alignés en direction du sud, le Reventador (3.485 m), le Pan de Azucar (3.600 m) et le Sumaco (3.900 m).

1.3.2.3 La région amazonienne

Le versant oriental des Andes s'ouvre sur l'Amazonie équatorienne : "El Oriente" qui avec ses 130.000 km² couvre près de 50% de la surface du pays, fait partie des 3.700.000 km² du bassin de l'Amazone recouvert de forêt tropicale humide. Les rivières sont des affluents de l'Amazone; le plus long est le *río Napo* (825 km) qui décrit de nombreux méandres en raison de la faible déclivité du terrain. L'absence de route dans la forêt impénétrable a longtemps fait de ces rivières des voies de communication privilégiées. Dans la forêt, on rencontre des clairières destinées à l'activité agricole et à l'installation des hommes, les cours d'eau permettant de compléter le régime alimentaire grâce à la pêche. Devant le manque de sols fertiles, les populations amazoniennes se voient dans l'obligation de continuer à partager leur culture en assolement (Burgos Guevara, 1996). Le manteau vert et ocre de la forêt humide donne au visiteur la sensation d'une terrible uniformité, mais c'est une fausse impression, on trouve en son sein les contrastes les plus spectaculaires, en raison de l'énorme variété d'espèces dans la flore et la faune. Les bois durs et les palmiers donnent à ce paysage son caractère particulier. Mais, l'élargissement de la frontière économique, la colonisation et l'exploitation pétrolière accélèrent un processus permanent de dégradation des écosystèmes originaux amazoniens.

1.3.2.4 Les îles Galápagos

Il existe une quatrième région naturelle située dans l'océan Pacifique à un millier de kilomètres du continent à l'ouest : l'archipel des Galápagos. C'est un groupe d'îles et d'îlots

formés par un phénomène de volcanisme marin, qui ont émergé il y a environ 4 ou 5 millions d'années. Leur situation isolée a préservé des espèces uniques, parmi les plus étranges de notre planète : tortues géantes, iguanes terrestres et marins, etc. Charles Darwin devait s'étonner du caractère unique des espèces de flore et de faune trouvées sur l'archipel. Celles-ci allaient constituer les fondements de sa théorie de l'évolution des espèces.

1.4 LES DIFFÉRENTS CLIMATS DE L'EQUATEUR

Afin de décrire les différents climats de l'Equateur, nous reprenons une grande partie de l'exposé proposé dans le recueil de travaux intitulé "L'eau en Equateur; principaux acquis en hydroclimatologie" (Pourrut, 1994c). Pour de plus amples détails sur les techniques et observations utilisées pour définir ces différentes classes de climat, nous invitons le lecteur à se reporter à cet ouvrage qui permet d'avoir une image claire des travaux réalisés par les hydrologues de l'ORSTOM en Equateur de 1974 à 1993. Nous préciserons simplement que cette étude a été réalisée avec des séries s'étalant sur la période comprise entre 1964 et 1978 et plus rarement jusqu'à 1983.

1.4.1 Valeurs de quelques-uns des principaux éléments climatiques

1.4.1.1 Durée annuelle de l'ensoleillement

Sur toute la plaine littorale, jusqu'à une altitude de 500 m sur le flanc de la cordillère occidentale, la durée annuelle de l'ensoleillement varie généralement entre 500 et 1300 heures, les zones les plus sèches étant les plus favorisées. Dans les Andes et le couloir inter-andin, l'ensoleillement annuel est presque toujours supérieur à 1000 heures, sauf aux endroits les plus pluvieux (faces externes des cordillères). On peut estimer qu'il varie de 600 à 1.400 heures entre 500 m et 1.500 m, qu'il est compris entre 1.000 et 2.000 heures entre 1.500 m et 3.000 m et qu'il peut dépasser ces valeurs dans les endroits plus élevés. Il existe peu de données concernant la région amazonienne, mais il est probable que la durée annuelle de l'ensoleillement n'y dépasse que très rarement 1200 heures. Dans l'archipel des Galápagos, le nombre annuel d'heures d'ensoleillement doit être toujours égal ou supérieur à 2000 heures sur les franges littorales. Cette durée est sans doute plus proche de 1500 heures dans les parties élevées qui "accrochent" les nuages bas.

1.4.1.2 Les températures

La gamme de températures est très étendue puisque du sommet des volcans au littoral ou à la plaine amazonienne, les moyennes s'étalent d'environ 0 à plus de 26°C (Figure 1-2). Dans la région andine, la température est étroitement liée à l'altitude. Entre 1.500 et 3.000 m, les valeurs moyennes varient entre 20 et 8°C, ce qui correspond à des valeurs maximales absolues comprises entre 30 et 22°C et des valeurs minimales absolues de 5 à -4°C. Sur les flancs externes des deux cordillères, le gradient altitudinal de la température moyenne est de 4,5°C tous les 1.000 m d'altitude entre 500 et 2.700 m et de 6,5°C tous les 1.000 m d'altitude entre 2.700 et 4.200 m. Dans la région orientale, la plaine littorale et les îles Galápagos, la moyenne annuelle s'établit aux alentours de 24 à 25°C, avec des extrêmes qui ne dépassent guère 38°C et qui descendent très rarement à moins de 13°C.

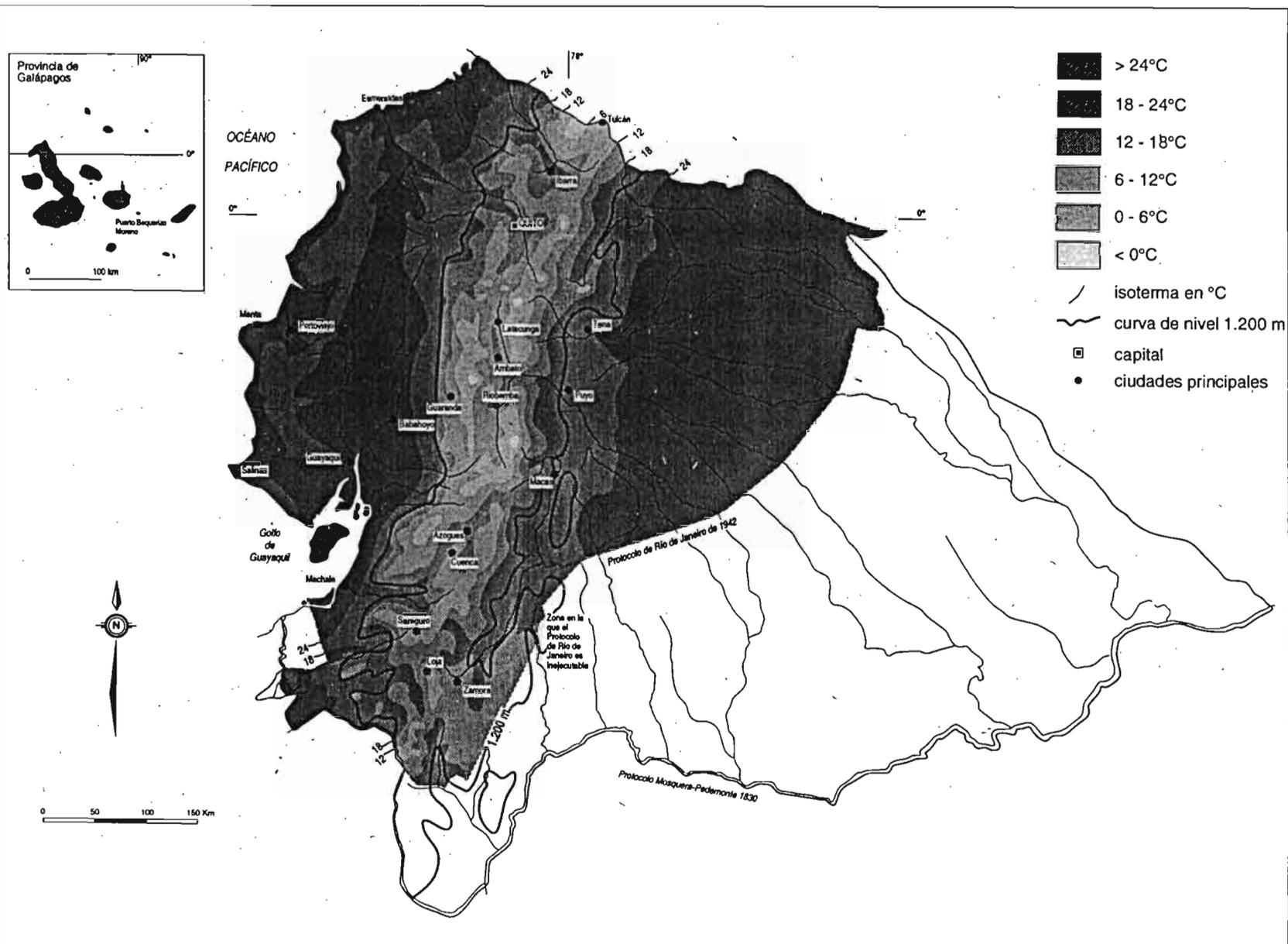


Figure 1-2 : Isothermes annuelles de l'Équateur calculées sur la période 1964-73 (Pourrut, 1994c).

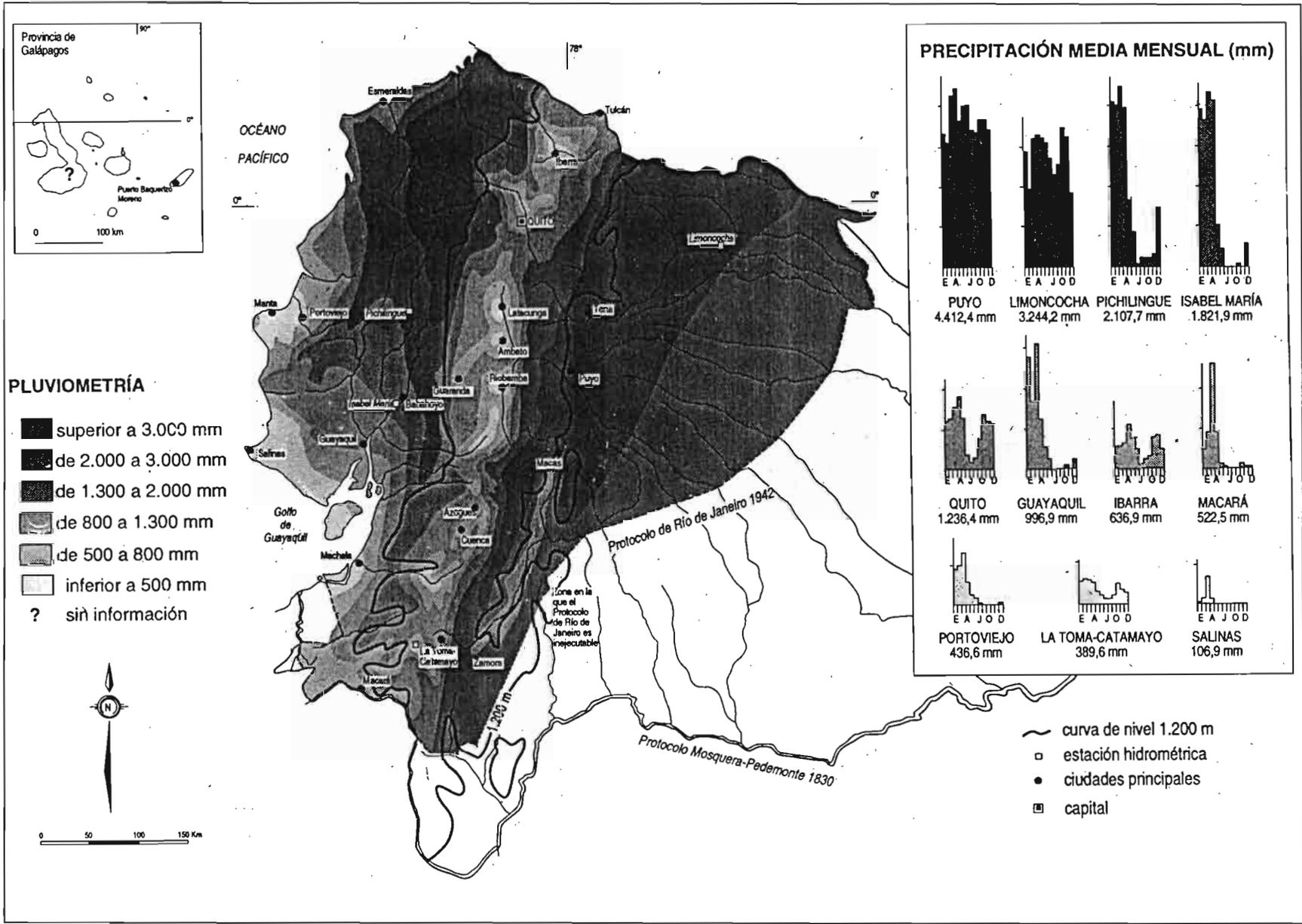
1.4.1.3 Les précipitations

Comme dans le cas des températures, la gamme des hauteurs annuelles de pluies est très étendue puisqu'elle varie de moins de 200 mm à plus de 6000 mm (Figure 1-3). La région amazonienne et le nord-ouest de la province d'Esmeraldas sont les zones les plus arrosées. Les totaux annuels y dépassant 3000 mm et les valeurs mensuelles, généralement supérieures à 200 mm, peuvent y atteindre plus de 500 mm. Les pluies y sont réparties de façon relativement uniforme tout au long de l'année avec une légère baisse de décembre à février. De la marge littorale à la face externe de la cordillère occidentale, les précipitations annuelles augmentent d'ouest en est avec une certaine irrégularité due aux reliefs locaux. Les valeurs les plus faibles, inférieures à 200 mm, s'observent à la pointe de la péninsule de Santa Elena (Salinas) et au cap San Lorenzo (sud-ouest de Manta). Les valeurs maximales sont supérieures à 3000 mm, elles correspondent aux régions situées au nord de Santo Domingo. La distribution des pluies comprend une période pluvieuse unique entre décembre et mai et une saison sèche marquée les six autres mois de l'année.

La région andine est soumise à l'influence alternée de masses d'air océanique et amazonienne. Il s'ensuit un régime pluviométrique complexe, généralement caractérisé par deux saisons pluvieuses, de février à mai et d'octobre à novembre. La première saison sèche, située entre juin et septembre, est marquée alors que la seconde est bien moins accentuée, sa position fluctue mais a généralement lieu fin décembre. Les pluies sont généralement comprises entre 800 mm et 1500 mm, les valeurs annuelles peuvent cependant être très inférieures dans les bassins inter-andins bien abrités, comme dans les vallées du Chota (300 mm à Salinas de Imbabura) et du Jubones (400 mm à Santa Isabel). En altitude, à plus de 3.500 m, on observe de fréquents brouillards et les pluies sont souvent de longue durée et de faible intensité ("lluvisna").

Dans la province insulaire, l'insuffisance du réseau d'observations ne permet pas d'avancer des conclusions définitives. On peut cependant différencier le régime pluviométrique des zones littorales basses de celui des zones hautes. Les premières sont le siège d'un climat très sec où l'on observe deux saisons relativement plus arrosées d'environ trois mois chacune, la première centrée sur février et la seconde s'étalant de juin à septembre. Il n'en est pas de même en altitude où la pluviométrie est plus élevée et où la période la plus humide se situe probablement entre novembre et février. C'est en effet à cette période que le régime de vents pousse vers les îles des nuages bas qui, malgré leur faible température, s'accrochent aux alentours des sommets élevés où le refroidissement résultant de la détente adiabatique provoque en partie leur condensation sous la forme de pluie d'intensité très faible ("garúa") ou de brouillard.

Figure 1-3 : Pluviométrie annuelle de l'Equateur calculée sur la période 1965-78 (Pourrut, 1994c).



Un aspect très particulier des précipitations est la forte irrégularité inter-annuelle observée dans la plus grande partie des régions côtières où les coefficients de variation des totaux annuels dépassent souvent 0,40. Le coefficient d'irrégularité inter-annuelle (K_3), quotient des valeurs décennales humides et sèches, est extrêmement élevé dans la frange littorale où il est toujours supérieur à 2 et dépasse parfois 4 (4,7 à Machala; 2,9 à Guayaquil; 2,8 à Portoviejo). Il diminue ensuite progressivement vers l'intérieur. Compris entre 2 et 1,5 dans la zone andine (1,8 à Tulcan; 1,6 à Quito; 1,6 à Loja; 1,9 à Ambato où règne un microclimat sec, etc.), il atteint sa valeur minimale dans le bassin amazonien où les régimes pluviométriques témoignent d'une grande régularité (1,3 à Puyo et à Limoncocha).

En ce qui concerne les pluies journalières, les valeurs enregistrées dans la zone côtière et dans la zone amazonienne sont nettement plus élevées que celles observées dans la région andine. Quant aux intensités, celles observées dans le couloir inter-andin et dans les zones d'altitude sont bien plus faibles que partout ailleurs. Les valeurs décennales y atteignent à peine 110 mm/h en 5 mn et 70 mm/h en 15 mn (les plus élevées ont été enregistrées à Quito avec 127 mm/h et 84 mm/h) alors qu'elles sont de l'ordre de 160 mm/h en 5 mn et de 110 mm/h en 15 mn sur le littoral, valeurs elles-mêmes dépassées en Amazonie où, pour des intervalles de temps identiques, elles atteignent respectivement 200 mm/h et 130 mm/h.

1.4.2 Les grandes classes de climats de l'Equateur

La classification proposée par Pourrut (1994c) a été principalement établie en fonction des précipitations, elle est basée sur des critères choisis pour leur simplicité, elle répartit les climats en un nombre limité de catégories. Les paramètres pris en compte sont les précipitations (totaux annuels et régimes) et les températures (moyennes annuelles).

La caractérisation du régime des pluies a été effectuée en fonction de la distribution saisonnière des précipitations. Les principaux régimes sont :

- "*équatorial*" quand on observe deux maximums pluviométriques plus ou moins liés au mouvement apparent du soleil : deux saisons pluvieuses coïncident avec les équinoxes, une saison sèche correspond au solstice d'été et une courte saison peu pluvieuse se situe à l'époque du solstice d'hiver.
- "*tropical*" lorsqu'un seul maximum pluvieux et une seule saison sèche sont marqués.
- "*uniforme*" lorsque les pluies sont bien distribuées tout au long de l'année.

Pour caractériser la hauteur annuelle des précipitations, les définitions et les limites suivantes ont été retenues :

- "*aride à semi-aride*" pour des totaux inférieurs à 500 mm,
- "*sec à semi-humide*" entre 500 mm et 1000 mm,
- "*humide*" entre 1000 mm et 2000 mm,
- "*très humide*" pour les totaux supérieurs à 2000 mm.

Pour distinguer les températures annuelles, trois classes ont été choisies :

- "*mégathermique*" pour des températures moyennes supérieures à 22 °C,
- "*mésothermique*" pour des températures entre 12 et 22 °C,
- "*froid*" pour des températures inférieures à 12 °C.

Le croisement de ces critères a permis de localiser neuf grandes classes de climats, chacune des 4 régions naturelles étant le siège d'une ou plusieurs de ces classes (Figure 1-4).

1.4.2.1 Région côtière

D'ouest en est, on peut distinguer trois types de climats :

- *Le climat tropical mégathermique aride à semi-aride* règne dans la péninsule de Santa Elena, le cap San Lorenzo et la frange littorale méridionale. Les températures moyennes annuelles sont d'environ 24 °C, les maximales dépassent rarement 32 °C et les minimales sont de l'ordre de 16 °C. Les précipitations annuelles sont inférieures à 500 mm et concentrées en une seule saison pluvieuse, de janvier à avril. Etant donné le rôle prépondérant du courant froid de Humboldt, c'est au cap de Salinas qu'on observe les valeurs minimales annuelles de pluies (125,5 mm) et de températures (23,4 °C). Entre juillet et octobre, le temps se caractérise par un ciel très nuageux, des brouillards et de faibles crachins ("*garúa*") sans impact notable sur la végétation. Principale conséquence des pluies très élevées provoquées par le Niño qui survient épisodiquement et qui constitue les seules occasions où verdit le paysage, le coefficient d'irrégularité inter-annuelle des précipitations de ces régions est exceptionnellement élevé (K_3 supérieur à 4).

- *Le climat tropical mégathermique sec à semi-humide* est situé à l'est de la zone climatique précédente et son influence s'étend sur une frange d'environ 80 km de large. Le total pluviométrique annuel est compris entre 500 et 1000 mm recueillis principalement de décembre à mai. La saison sèche est très marquée et les températures moyennes sont élevées, supérieures à 24 °C. La végétation est principalement constituée par une forêt sèche où dominant de nombreux fromagers, les "*ceibos*".

- *Le climat tropical mégathermique humide*, présent dans une frange dont la largeur maximale est légèrement inférieure à 110 km, débute vers Esmeraldas pour disparaître au niveau du golfe de Guayaquil. Les pluies annuelles y varient généralement entre 1000 mm et 2000 mm, comme dans le cas précédent, elles sont concentrées en une période unique, de décembre à mai, alors que le climat est sec le reste de l'année. Les températures moyennes fluctuent autour de 24 °C et la végétation est une forêt dense d'arbres à feuilles caduques.

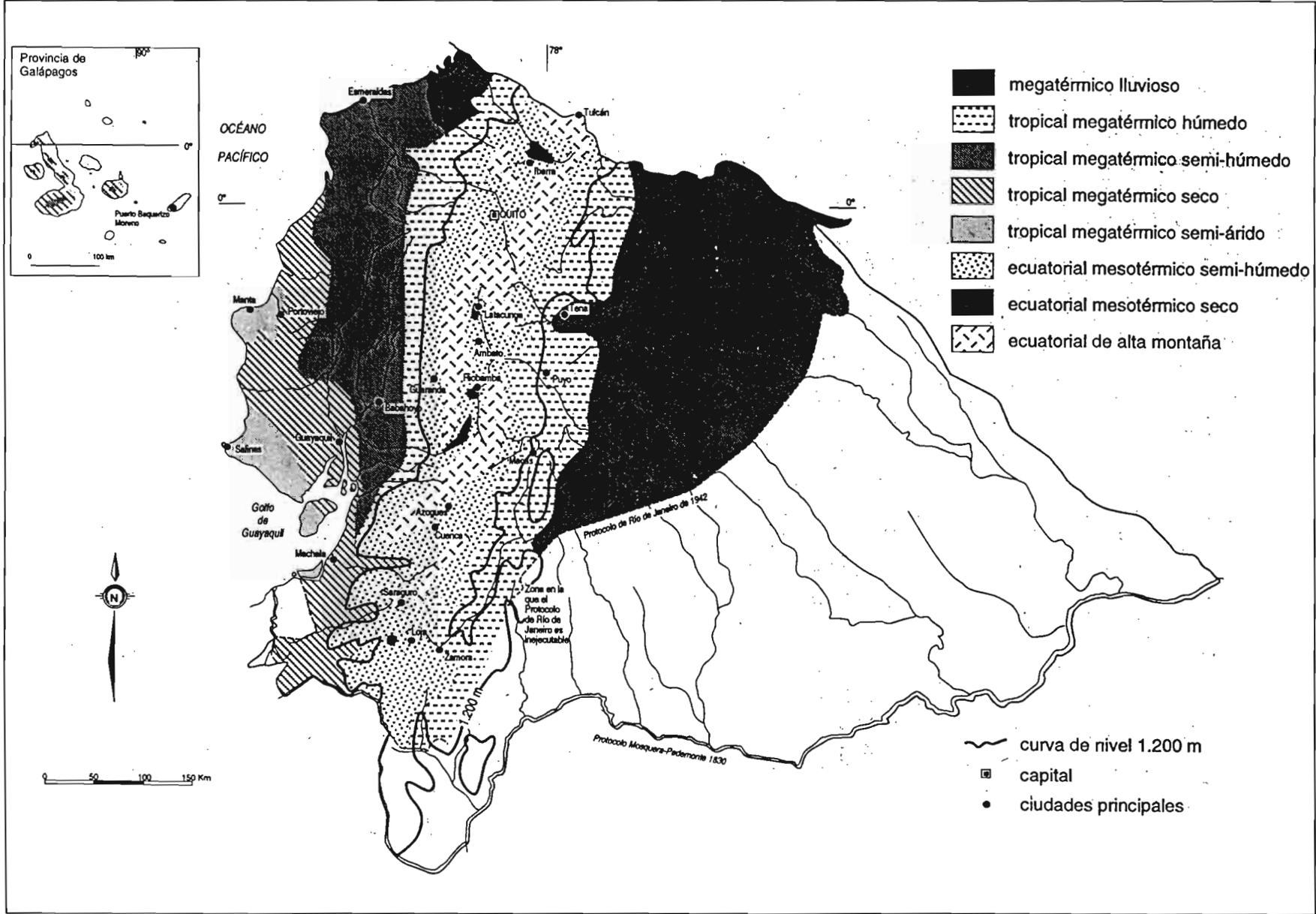


Figure 1-4 : Répartition des principaux climats de l'Équateur (Pourrut, 1994c).

1.4.2.2 Région andine

En faisant abstraction d'un grand nombre de microclimats et de topoclimats résultant de l'exposition et de l'altitude, Pourrut (1994c) décrit quatre grands types de climats :

- *Le climat tropical mégathermique très humide* est un climat de transition entre ceux de la région andine et ceux des zones littorale et amazonienne. Il est présent sur les versants extérieurs des deux cordillères, entre 500 et 1.500 m d'altitude environ. Suivant l'élévation, les températures moyennes annuelles varient sensiblement mais restent élevées. Sur les versants recevant l'impact direct des masses d'air tropical chargé d'humidité, les précipitations annuelles sont supérieures à 2000 mm et peuvent parfois atteindre 4000 mm ; le régime saisonnier a une seule saison des pluies. La végétation naturelle est essentiellement forestière.

- *Le climat équatorial mésothermique semi-humide à humide* est le climat le plus courant de la zone inter-andine car, sauf dans les vallées abritées et les zones au-dessus de 3.200 m, il occupe la plus large extension. Les températures moyennes annuelles sont généralement comprises entre 12 et 20°C mais peuvent être inférieures sur les versants mal exposés ; les températures minimales descendent rarement au-dessous de 0°C et les températures maximales ne dépassent pas 30°C. Variant en fonction de l'altitude et de l'exposition, la durée de l'ensoleillement peut s'étaler entre 1000 et 2000 heures annuelles. Les précipitations annuelles fluctuent entre 500 et 2.000 mm et sont réparties en deux saisons pluvieuses, de février à mai et d'octobre à novembre. La saison sèche principale, de juin à septembre, est toujours bien marquée; quant à la seconde, sa durée et sa position sont beaucoup plus aléatoires bien qu'on puisse avancer qu'elle est souvent inférieure à trois semaines et qu'elle se situe fin décembre, raison pour laquelle elle est appelée "veranillo de El Nino" ("court été de l'enfant Jésus"). La végétation naturelle de cette zone a été largement remplacée par des pâturages et des cultures.

- *Le climat équatorial mésothermique sec* est associé aux vallées inter-andines abritées et d'altitude moins élevée. Les températures moyennes annuelles y fluctuent entre 12 et 20°C avec très peu de différence entre les mois d'été et d'hiver. Les pluies annuelles sont inférieures à 500 mm et présentent deux pics pluviométriques séparés par deux saisons sèches aux mêmes époques que le climat précédemment décrit. Dans ces dépressions, l'accumulation d'air relativement froid et par conséquent plus dense contribue à créer des conditions climatiques assez stables : le ciel y est généralement peu nuageux et l'ensoleillement dépasse 1500 h/an.

- *le climat équatorial froid de haute montagne* se situe toujours au-dessus de 3000 m. L'altitude et l'exposition des versants sont les facteurs qui conditionnent les valeurs des températures et des pluies. Les températures maximales dépassent rarement 20°C, les minimales sont inférieures à 0°C et les moyennes annuelles, quoique très variables, fluctuent le plus souvent entre 4 et 8°C. La gamme des totaux pluviométriques annuels s'étale de 800 à 2000 mm et la plupart des averses sont de longue durée mais de faible intensité. La végétation naturelle, appelée "matorral" à l'étage le plus bas, est remplacée à l'étage supérieur par un couvert herbacé fréquemment saturée d'eau, le "paramo", pour ensuite laisser place aux sommets rocailloux et enneigés à partir de 4800 m.

1.4.2.3 Région amazonienne

Le climat uniforme mégathermique très humide est caractérisé par une température moyenne élevée, voisine de 25°C, et par des totaux pluviométriques très importants, presque toujours supérieurs à 3000 mm et pouvant dépasser localement 6000 mm (volcan Reventador par exemple). Malgré l'existence d'un maximum pluvieux en juillet-août et d'une baisse relative entre décembre et février, la distribution des pluies est remarquablement régulière tout au long de l'année. Le ciel est très souvent nuageux ce qui se traduit par un ensoleillement faible, de l'ordre de 1.000 heures par an. Etant donné qu'il n'existe pas de repos du cycle végétatif, la végétation est une forêt sempervirente. Ce climat est de règle sur le bassin amazonien et concerne également une partie de la région septentrionale de la province côtière d'Esmeraldas.

1.4.2.4 La région insulaire

Le climat insulaire est de type équatorial, mais se caractérise par une forte diversité qui dépend de l'altitude et de l'exposition des versants par rapport aux vents dominants. Sur les bordures littorales, jusqu'à 100 m d'altitude environ, les températures moyennes fluctuent autour de 23°C et le climat varie d'aride à très sec: il passe peu à peu à semi-aride puis à humide quand l'altitude augmente. En ce qui concerne le régime des pluies, il faut différencier celui des zones de basse altitude de celui des zones haute. Dans le premier cas, on observe deux saisons relativement plus humides d'environ trois mois chacune, centrées sur le mois de février et sur la période juin-septembre, la première étant nettement plus marquée que la seconde. Dans le deuxième cas, le refroidissement adiabatique provoque la condensation de l'humidité de l'air et il se forme des brouillards ou des crachins ("garúa") entre novembre et février. Les pluies annuelles peuvent varier de moins de 100 mm à près de 2000 mm, ces valeurs montrent l'influence de l'exposition aux vents, les zones situées au sud étant les plus humides. Par ailleurs, un important gradient pluviométrique croissant avec l'altitude a été mis en évidence, le gradient thermique est inverse et les températures baissent de quelques degrés avec l'altitude.

1.5 INONDATIONS ET SÉCHERESSES SUR LES RÉGIONS CÔTIÈRES

1.5.1 La plaine du Río Guayas

Le bassin versant du fleuve Guayas est située au centre ouest de l'Equateur, avec une superficie de 31 500 km², il ne correspond qu'à 13% du territoire équatorien, mais 40% de la population totale du pays y est concentrée. Le fleuve Guayas est formé par quatre grandes rivières qui s'écoulent du nord au sud et d'est en ouest, elles se rejoignent au nord de la ville de Guayaquil pour former le Guayas (Figure 1-5). A l'ouest, se trouve le Daule dont le bassin versant, de 12.000 km², est entièrement situé dans la zone côtière inférieure. Au centre, le Vinces, de 6.400 km², est en partie situé sur les contreforts de la cordillère des Andes. Plus à l'est, le bassin versant du Babahoyo, 7.800 km², dont la partie amont est située dans la Sierra. Enfin, à l'extrême sud-est, les bassins versants des rivières Chimbo et Bulubulu, 5.200 km², le Chimbo provenant en grande partie de la région inter-andine.

La production agricole de la plaine du Guayas est actuellement l'une des plus importantes de l'Equateur, aussi bien du point de vue des cultures de subsistance que du point de vue de l'exportation. Il existe plus de 300.000 ha facilement irrigables, l'eau destinée à l'irrigation représente 95% de la consommation humaine. Parmi les principales activités agricoles, on peut citer la culture de la banane, du riz, du café, du cacao et l'élevage de crevettes destinées principalement à l'exportation ou des cultures plus traditionnelles comme le manioc, les

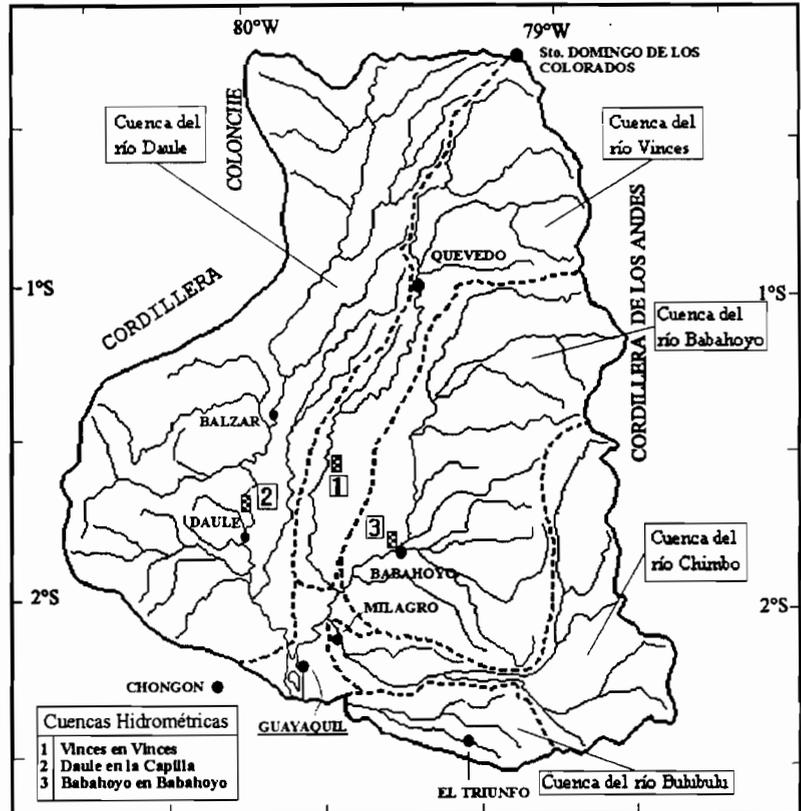


Figure 1-5 : Plan de base du bassin versant du Guayas.

cultures maraîchères et fruitières de consommation locale. Les grandes exploitations travaillant pour l'exportation (essentiellement vers les Etats-Unis qui contrôlent ces entreprises) ont installé des réseaux de mesure pluviométrique, afin d'optimiser le rendement de leurs cultures.

La pluviométrie moyenne annuelle varie du nord au sud et d'est en ouest : de 3.000 mm à la limite nord-est à Santo Domingo de Los Colorados, elle atteint 2200 mm à Quevedo puis 1.200 mm au niveau des villes de Babahoyo et Daule, 1.000 mm à Guayaquil et finalement 750 mm à Chogon dans l'extrême sud-ouest. La distribution des précipitations et des écoulements est très irrégulière. Tout d'abord d'un point de vue saisonnier, en effet, au cours d'une année, plus de 85% des précipitations a lieu durant les quatre premiers mois. Les variations des précipitations d'une année à l'autre sont également très fortes, les coefficients de variations des totaux annuels peuvent dépasser 0,40. Ceci entraîne une extrême irrégularité des débits des rivières, qui peuvent varier avec un rapport de 100 entre les crues et les étiages. Par exemple, le débit du Daule à la station de la Capilla dont le bassin versant est de 4.500 km² peut passer de 1.800 m³/s en crue à moins de 12 m³/s en étiage (Rossel et al., 1996a).

Malheureusement, les situations extrêmes telles que l'excès d'eau (inondations) ou le déficit d'eau (sécheresse), constituent les situations les plus fréquentes, si bien que les villes comme Babahoyo, Balzar, Milagro, Quevedo ou Vincés et les zones agricoles de ces secteurs font régulièrement face à des inondations qui peuvent provoquer de sévères pertes économiques et humaines. Pour tenter de limiter ces problèmes dans cette importante zone de

développement économique du pays, des ouvrages de protection et de contrôle ont été construits ou sont projetés :

- Barrages d'usages multiples, destinés à réduire les débits de pointe des crues et emmagasiner de l'eau pour la redistribuer durant la période critique d'étiage (irrigation, adduction d'eau potable, industrie, navigation, transfert vers d'autres secteurs moins favorisés, centrale électrique ...).
- Dignes et autres ouvrages de contention des crues avec pour but de protéger les villes et les zones peuplées, industrielles ou cultivées.
- Systèmes de drainage pour évacuer les eaux en excès.
- "By Pass" ou canaux de grandes dimensions destinés à évacuer directement les crues d'une rivière vers la mer ou une autre rivière.
- Systèmes d'alerte de crues, pour aviser la population et permettre une meilleure gestion des ouvrages de retenues et de régulation.

1.5.2 Ouvrages de protection existants et prévus dans la région du Guayas

La CEDEGE (Comisión de estudio para el desarrollo de la cuenca del río Guayas) est l'institut chargé de la planification et de l'exécution des ouvrages d'intérêt général pour le bassin versant du Guayas et en particulier des ouvrages de régulation et de protection contre les crues. Elle a élaboré un plan hydraulique à long terme qui définit 20 sites possibles de barrages pour la protection contre les crues et pour l'irrigation, 2 projets de transvasement d'un bassin versant vers un autre, 2 de dérivations vers la mer et 3 projets locaux de rétention (Figure 1-6).

D'après la CEDEGE (1984) les ouvrages prévus permettraient une protection contre les inondations

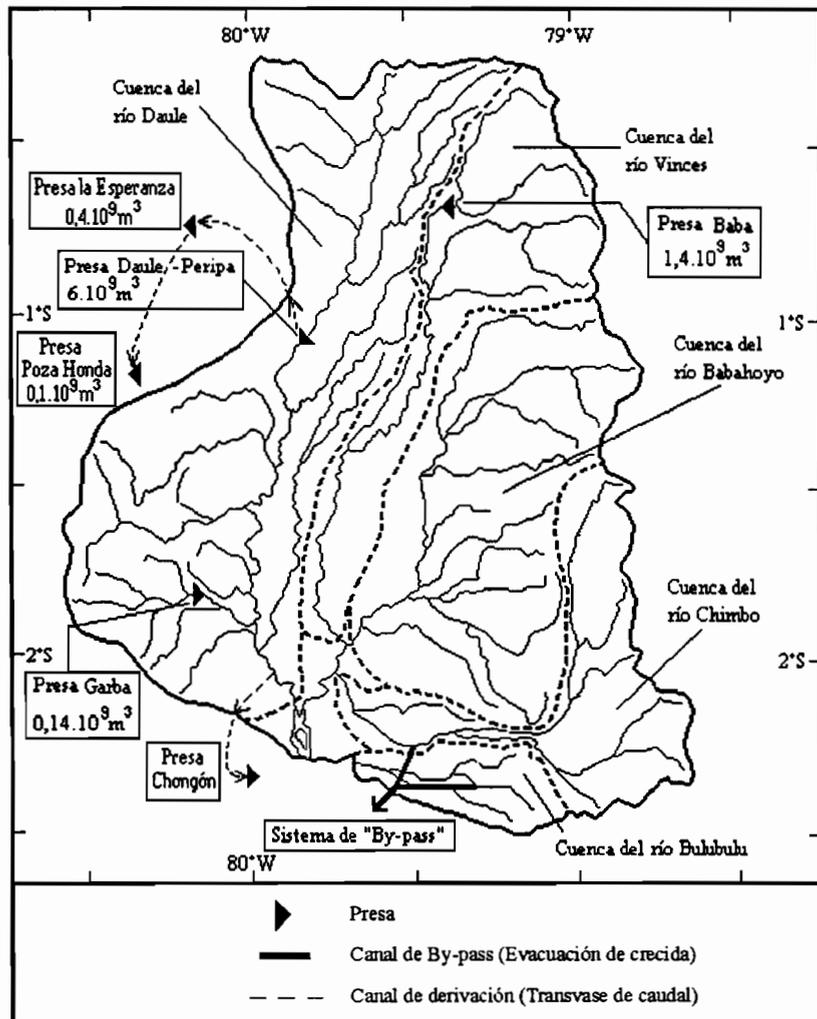


Figure 1-6 : Situation des principaux ouvrages de régulation existants ou prévus (CEDEGE, 1984)

pour une période de retour de 30 ans dans le bassin versant du Daule, de 25 ans pour le Vinces, mais seulement de 5 ans pour le Babahoyo. Les retenues ne sont par contre pas une solution envisageable pour les bassins versants du Chimbo et du Bulubulu pour lesquels il a fallu envisager un système d'évacuation des crues par des canaux de grandes dimensions appelés "By-Pass".

La retenue Daule-Peripa est la principale retenue du bassin versant du Guayas. Elle contrôle une région de 4.500 km², ce qui représente 40 % de la superficie totale du bassin versant du Daule. Le volume de la retenue est de 6 milliards de m³, il est légèrement supérieur à l'écoulement moyen annuel du bassin qui a été estimé à 5,3 10⁹ m³. Le lac formé a une superficie de 270 km², le barrage atteint une hauteur de 78 m et a une longueur de 250 m, il est prolongé par une digue de 21 km qui permet de fermer le lac dans les parties les plus basses du bassin versant. Trois vannes principales permettent d'évacuer un débit de pointe de 3.600 m³/s et un évacuateur de crue permet de laisser passer 800 m³/s supplémentaires. Le coût total de cet ouvrage a été évalué à 1,2 milliard de dollars, il est actuellement en fonctionnement et lorsque les étapes complémentaires seront réalisées, cette retenue permettra:

- de réduire le débit de pointe d'une crue de période de retour de 30 ans à celui d'une crue de période de retour de seulement 2 ans;
- le transfert d'eau vers d'autres retenues comme la Poza Honda, la Esperanza ou Chogon qui sont situées en dehors du bassin versant du Guayas dans la partie du littoral où le déficit en eau est permanent;
- l'irrigation de 50 000 ha dans la partie basse du fleuve Daule;
- le fonctionnement d'une usine hydroélectrique de 130 MW ou plus, prévue pour fournir 500 millions de kw.h par an.

Cette retenue est sans aucun doute un progrès essentiel pour la protection contre les inondations de la région basse du Daule. Néanmoins, il est évident qu'en cas de périodes pluvieuses de fréquences élevées, comme ce fut le cas pour l'hiver catastrophique de 1983, la retenue "Daule-Peripa" se remplirait avec la succession des crues. La protection contre les crues suivantes se limiterait alors à la réduction des débits de pointe par laminage dans la retenue. Il serait donc utile d'associer au système de gestion de la retenue, un réseau hydro-météorologique d'alerte permettant de prévoir le moment où il est judicieux de vider en partie ou totalement la retenue dans le cas d'un risque d'arrivée de très importants volumes d'eau (situation Niño). De plus, cette retenue contrôle seulement la moitié nord du bassin versant du Daule et ne peut donc pas protéger les régions aval des crues originaires de la partie inférieure du cours d'eau ou du sud-ouest du bassin.

Le reste de la plaine du Guayas est actuellement dépourvue d'ouvrages importants de protection contre les crues et la population vit au rythme des inondations et des sécheresses : les maisons des zones inondables sont construites sur pilotis; des digues et des surélévations du sol tentent de mettre à l'abri le bétail et les biens; les barques servent à palier à la déficience des routes inondables, etc. Pour faire face à cette carence, d'autres retenues sont projetées, dont celle de Baba (1,4 10⁹ m³) dans la partie amont du bassin versant du Vinces ou celle de

Garba ($0,14 \cdot 10^9 \text{ m}^3$) sur un affluent dans la partie sud-ouest du cours inférieur du Daule (Figure 1-6).

1.5.3 Les objectifs du projet INSEQ et de ce mémoire

Le programme **INSEQ** (Inondations et Sécheresses en Equateur) de coopération franco-équatorienne entre l'institut national équatorien de météorologie et d'hydrologie, l'**INAMHI**, et l'institut français de recherches scientifiques pour le développement en coopération, l'**ORSTOM**, a vu le jour à la fin de l'année 1993. Son équipe a été constituée par six à huit ingénieurs à temps complet ou partiel et une secrétaire de l'**INAMHI**, de deux hydrologues de l'**ORSTOM**, d'un allocataire de recherche français, de deux personnes employées par le projet ainsi que de six stagiaires et CSN français qui ont participé au projet sur des durées de deux à seize mois. L'un des objectifs de ce programme est de disposer des données et des études nécessaires à l'implantation d'un système d'alerte et de prévision des crues et des étiages de la moitié est du bassin versant du río Guayas. Ces études devraient également permettre de localiser, dimensionner et définir les règles de gestion des grands ouvrages de protection et de régulation hydraulique.

Pour cela, les traitements, la critique et l'homogénéisation de l'information hydro-pluviométrique ont été faits de manière relativement classique. Le maximum d'information a été recueilli auprès des différents organismes collecteurs de données hydro-pluviométriques qui sont plus d'une dizaine en Equateur; de l'institut de météorologie et hydrologie à l'institut d'électrification en passant par l'aviation civile et les grandes exploitations agricoles de la plaine du Guayas. L'inspection systématique de l'ensemble des stations météorologiques et hydrologiques a permis de définir leurs caractéristiques exactes et d'écarter certaines séries réalisées dans des conditions inacceptables (Rossel et al., 1996b et 1996c; Mejía et al., 1996b). Ces données ont ensuite été importées ou traitées et critiquées à l'aide des logiciels **PLUVIOM**, **HYDROM** et **CLIMAN** créés par l'**ORSTOM**, ainsi qu'avec des tableurs et logiciels de statistique disponibles dans le commerce. Cette étape de critique de l'information a été concrétisée par plusieurs rapports synthétisant l'ensemble des résultats (Rossel et al., 1995; Calvez et al., 1996; Mejía et al., 1996a).

L'étude des étiages sur le bassin versant du Guayas a été motivée par l'importante utilisation des ressources hydriques par l'agriculture. La régionalisation des coefficients de tarissement a été possible grâce à l'analyse des courbes de décroissance des débits en période sèche. L'établissement de scénarios a permis de déterminer les volumes de stockage nécessaires pour répondre aux besoins grandissant des grandes exploitations agricoles qui projettent de cultiver les régions relativement arides du sud-ouest grâce à de grands canaux d'irrigations (Figure 1-6; Zebrowski, 1995; Roura et Zebrowski, 1996). Les estimations saisonnières des précipitations sur les régions côtières présentées au chapitre 9 de ce mémoire devraient permettre de réaliser différents scénarios afin d'aiguiller les choix des cultures saisonnières et d'améliorer leur exploitation.

La modélisation journalière de la transformation pluie-débit a été développée à partir du modèle conceptuel **GR3** et de l'environnement informatique **EMILE**. De nombreuses adaptations du programme ont été nécessaires pour obtenir des résultats satisfaisants sur les

bassins versants étudiés du Guayas et du Paute. Les principales consistent dans l'ajout d'un système "maillé" qui permet l'ajustement indépendant de certains paramètres de calage des sous-bassins versants amont et dans la régionalisation d'un des paramètres de calage (Barrera, 1994; Molinaro, 1995; Bacci, 1997). Cette modélisation journalière de la transformation des précipitations en écoulements a permis de simuler différents scénarios de gestion des ouvrages de régulation hydraulique pour en déterminer les dimensions et optimiser leur gestion. Elle permet également de disposer des bases nécessaires à la conception de réseaux d'alerte.

De nombreuses études des relations entre la variabilité inter-annuelle des précipitations et l'ENSO ont été réalisées dans différentes parties de la planète, mais, à l'exception de l'événement de 1983, aucune analyse de l'influence du Niño sur les régimes hydro-pluviométriques de l'Equateur n'avait été réalisée sur une période relativement importante contenant plusieurs événements Niño. Les objectifs de cette thèse étaient donc de caractériser l'influence du Niño sur les régimes pluviométriques sur la période la plus longue possible et de déterminer dans quelles mesures des prévisions des précipitations saisonnières et mensuelles peuvent être réalisées.

1.6 CONCLUSION

Les climats de l'Amazonie, des Andes et des régions côtières de l'Equateur sont très différents. Ils peuvent également être très variables au sein d'une même région. Ainsi les zones semi-arides de la péninsule de Santa Elena ou du cap San Lorenzo du sud et de l'ouest du littoral ne sont distantes que de 200 à 300 km de la forêt tropicale humide du Cayapas au nord-ouest. Ces régions présentent également une très forte variabilité inter-annuelle avec la succession de périodes de sécheresse et d'inondation, ces dernières étant étroitement liées au Niño.

Afin de réduire les conséquences de cette variabilité, le gouvernement équatorien a mis en oeuvre un grand programme d'aménagement hydraulique de la plaine du Guayas. L'un des objectifs du programme INSEQ est de réaliser les études nécessaires pour optimiser la gestion des ouvrages de régulation. Le sujet de cette thèse est de définir l'influence réelle du Niño sur les régimes hydro-pluviométriques et d'étudier la possibilité de réaliser des prévisions mensuelles et saisonnières des totaux pluviométriques. Ces prévisions pourront permettre de réaliser différents scénarios et ainsi, d'orienter les décisions des responsables des ouvrages de régulation hydraulique et des grandes exploitations agricoles.

Le Niño, provoquant souvent de fortes précipitations, est la principale cause des inondations. Nous présentons donc, dans un premier temps, ce phénomène régional qui est en réalité la conséquence de perturbations touchant l'ensemble du Pacifique désignées par l'acronyme ENSO : El Niño - Southern Oscillation, faisant la liaison entre le Niño et les circulations atmosphériques générales.

Chapitre 2

L'ENSO PHENOMENE ATMOSPHERIQUE ET OCEANIQUE

2. L'ENSO : PHENOMENE ATMOSPHERIQUE ET OCEANIQUE

Les caractéristiques climatiques de l'Equateur sont, certaines années, modifiées par un phénomène couramment appelé Niño. Il peut provoquer de fortes pluies et une modification importante des fonctionnements des écosystèmes, pouvant aller jusqu'à une déstabilisation de l'économie du pays. Ce phénomène, longtemps perçu comme d'origine locale et propre à la côte ouest de l'Amérique du Sud, est en réalité, la conséquence d'un événement d'amplitude planétaire, l'ENSO.

Pour comprendre et caractériser le Niño, une étude approfondie des circulations atmosphériques et océaniques de la zone Pacifique dans une situation dite "normale" permettra de mettre en évidence les différentes phases nécessaires à la mise en place des perturbations qui donnent naissance à l'ENSO.

2.1 LES CIRCULATIONS ATMOSPHERIQUES ET OCEANIQUES DE LA ZONE PACIFIQUE DANS UNE SITUATION DITE NORMALE

2.1.1 Les circulations atmosphériques de la zone intertropicale

2.1.1.1 *Les circulations méridiennes*

Pour expliquer le phénomène des alizés, Hadley a, dès 1735, imaginé une circulation élémentaire représentée par une cellule à deux branches, l'une ascendante sur l'équateur, l'autre descendante sur les régions polaires. La déviation des vents au sol vers l'ouest dans le sens pôles-équateur, due à la force de Coriolis, apparaît pour la première fois, ainsi que la notion de circulation générale. Cette conception simpliste n'a été modifiée que vers le milieu du XIX^e siècle, en particulier par Ferrel qui a ajouté des déviations à la circulation de Hadley pour matérialiser les contrastes entre les régions tempérées et tropicales.

En 1930, Rossby a défini un modèle de circulation générale fournissant une explication logique des différents régimes de vent existants en fonction de la latitude (Figure 2-1). On distingue trois cellules, une équatoriale avec une circulation d'est dans les basses couches, une tempérée avec un régime d'ouest et une polaire avec des vents d'est. Deux zones de basses pressions à 60°N et à l'équateur, et deux de hautes pressions sur les tropiques et les régions polaires sont mises en évidence.

En 1951, Palmen a proposé un nouveau modèle tenant compte des échanges horizontaux à grande échelle et des courants jets (Figure 2-2). Il est caractérisé par :

- l'existence d'une importante cellule méridienne équatoriale à haute tropopause : la **cellule de Hadley**,
- une cellule des régions tempérées plus complexe que dans le modèle de Rossby : la **cellule de Ferrel**,

- la matérialisation du jet subtropical en liaison avec les cellules de Hadley et de Ferrel et du jet polaire,
- la zone de hautes pressions subtropicales générées par des mouvements descendants liés à la cellule équatoriale de Hadley et des mouvements horizontaux en provenance des régions tempérées,
- les hautes pressions polaires principalement liées à des mouvements horizontaux ayant pour origine les régions polaires et tempérées,
- la matérialisation du front polaire.

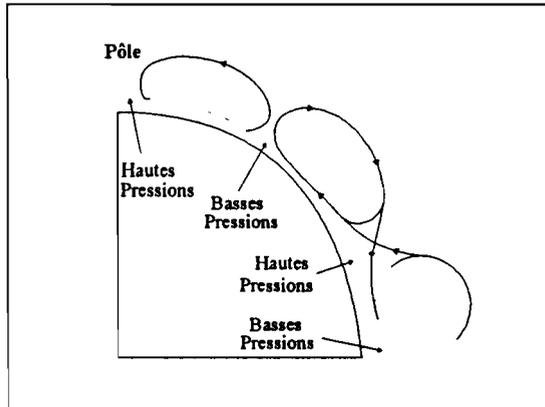


Figure 2-1 : Schéma de circulation de Rossby (D'après Dhoneur, 1985). La cellule de circulation de Hadley est découpée par des zones d'ascendances et de subsidences donnant naissance à des zones de hautes et de basses pressions.

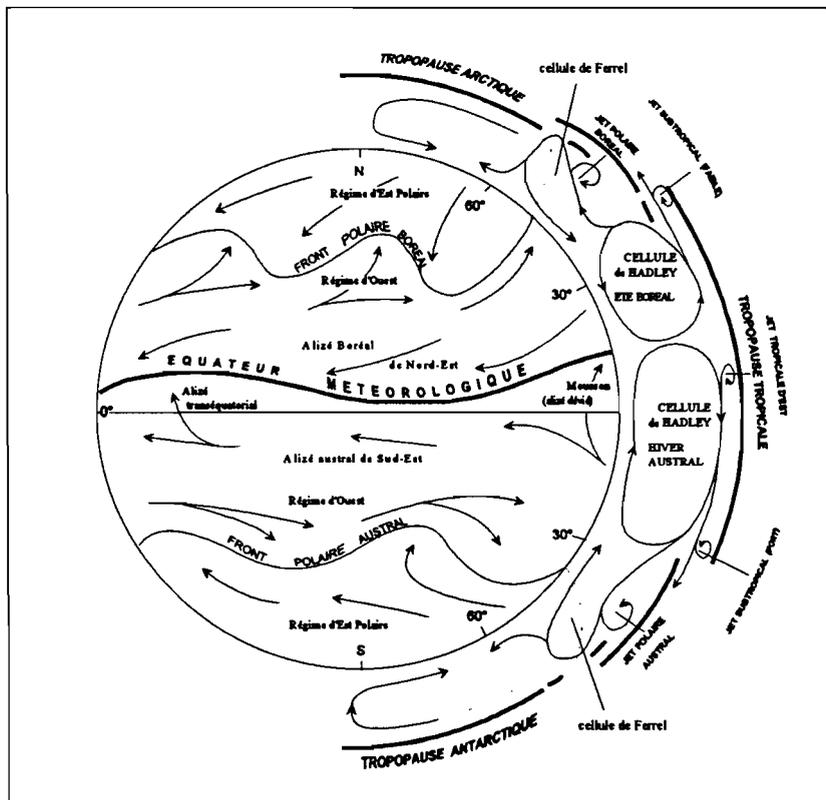


Figure 2-2 : Schéma de circulation générale de Palmen pendant l'hiver austral dans une région avec un climat de type mousson (D'après Beltrando et Chémery, 1995). C'est le modèle de base actuel. Les courants jets de moyenne et haute altitude y apparaissent, ainsi que les régimes de vents d'ouest des moyennes latitudes.

2.1.1.2 Les circulations zonales et l'oscillation australe

Dans les années 1920, Walker, directeur des Services Météorologiques des Indes, cherchait un moyen de prévoir la date d'arrivée et l'intensité de la mousson indienne d'été boréal. Pour cela, il s'est basé sur le calcul de corrélation entre différentes séries chronologiques de variables météorologiques de surface de divers points du globe. Il découvrit qu'une variation de pression de l'anticyclone du Pacifique sud-est correspondait automatiquement à une variation contraire de pression dans la zone de basses pressions de l'océan Indien. Il baptisa cette oscillation de pression entre les côtes américaines et l'Indonésie du nom d'**oscillation australe** (Southern Oscillation, SO). Il venait de mettre en évidence le schéma d'une circulation zonale (c'est à dire est-ouest et non plus nord-sud) qui sera ultérieurement baptisée en son honneur du nom de **cellule de Walker**. Ce type de cellule est caractérisé pour une latitude donnée par une zone de mouvements ascendants favorisant la formation de masses convectives et par une zone de mouvements descendants entraînant la dissipation des systèmes nuageux.

L'analyse de l'information recueillie par satellite a permis de conforter l'hypothèse de l'existence de circulations de type Walker dans les régions équatoriales. Elles auraient pour origine les différences de température entre les régions continentales et maritimes (Figure 2-3). Au-dessus des continents qui s'échauffent beaucoup plus vite que les océans, les masses d'air s'élèvent, pour redescendre au-dessus de l'océan plus froid, particulièrement dans les régions orientales du Pacifique et de l'Atlantique. Les vents à la surface de la mer et en altitude relient les zones d'ascendance et de subsidence des masses d'air de chaque cellule. La plus vaste des cellules de Walker se rencontre au-dessus du Pacifique équatorial et s'étend de l'Amérique du Sud à l'Indonésie, au-dessus de la moitié du pourtour du globe. Bjeknes a montré que les alizés du Pacifique central dans leur comportement normal, constituent la branche inférieure de cette cellule dont la branche supérieure (vers 200 hPa) est un flux de vent d'ouest.

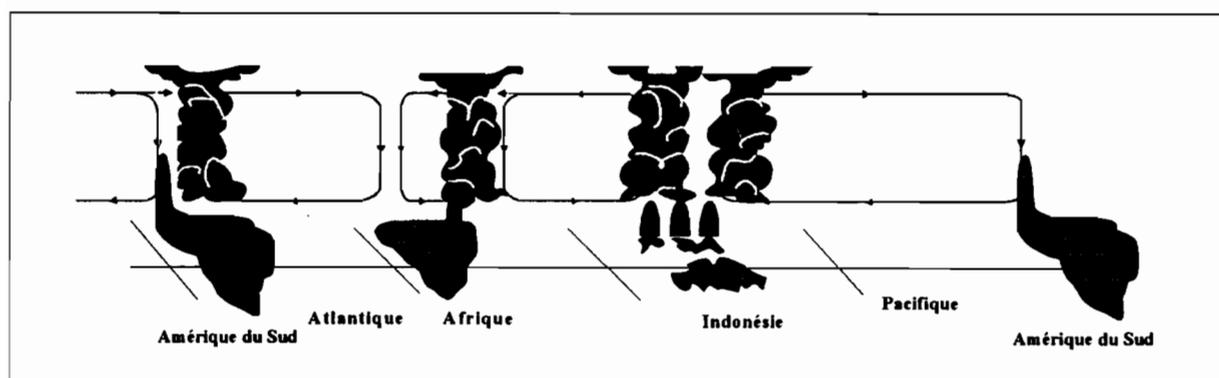


Figure 2-3 : Schéma des circulations zonales de Walker sur les régions équatoriales (Dhonneur, 1985).

2.1.1.3 Les vents

L'océan Pacifique s'étend de 40°S à 60°N et de 120°E à 70°W. Sa grande extension méridienne fait qu'il est en contact avec des systèmes climatiques différents (tropical, subtropical, tempéré et subpolaire). Des vents d'ouest soufflent dans les deux hémisphères aux latitudes tempérées, ils encadrent deux zones d'alizés et une zone de calmes équatoriaux. L'océan Pacifique tropical est marqué par deux principaux systèmes, les moussons et les alizés.

La mousson est un phénomène violent à renversement saisonnier qui affecte l'ouest du bassin. Dans l'hémisphère nord, la mousson asiatique, étroitement liée à la mousson indienne, est gouvernée par l'anticyclone tibétain en hiver boréal et par les marges dépressionnaires indiennes en été. La mousson d'hémisphère sud obéit au système atmosphérique centré sur l'Australie. Ces deux moussons oscillent semestriellement en opposition de phase.

Les alizés, au contraire, sont établis toute l'année sur les parties centrales et est de l'océan Pacifique. Ces vents de convergence se dirigent vers la dépression équatoriale, ils sont déviés vers l'ouest par la force de Coriolis et ont finalement une composante est au niveau de l'équateur (Figures 2-4 et 2-5). Ils présentent une faible variation saisonnière, en opposition suivant l'hémisphère. Leur vitesse est maximale entre 10 et 15°N et entre l'équateur et 15°S. La zone de convergence des alizés de nord-est dans l'hémisphère boréal, et de sud-est dans l'hémisphère austral, est la zone de convergence intertropicale (ZCIT) appelée parfois équateur météorologique. C'est une étroite bande s'étendant à travers quasiment tout l'océan Pacifique sur 5° de latitude, elle correspond à la branche ascendante des cellules de Hadley.

Dans l'hémisphère sud, les alizés de sud-est aboutissent à la zone de convergence du Pacifique sud (ZCPS) sous forme de vents de nord à est. Elle est beaucoup plus large et diffuse que la ZCIT. Pendant l'été boréal, les vents qui s'enroulent autour de l'anticyclone d'Australie, convergent vers la ZCPS. Ces zones de convergences évoluent avec la saison (Rasmusson et Carpenter, 1982). Elles sont le lieu de fortes précipitations liées à une convection intense. La convergence y est maximale et la vitesse horizontale du vent minimale. Du fait de sa faible extension en latitude, de courts déplacements nord-sud de la ZCIT, entraînent des modifications importantes de l'état atmosphérique local. Un exemple type est celui de l'océan Pacifique oriental où le Golfe de Panama et les régions côtières de la Colombie et de l'Equateur vivent au rythme des migrations saisonnières de la ZCIT qui suivent le mouvement apparent du soleil.

2.1.1.4 Variations saisonnières des vents de surface

En été boréal (Figure 2-4), dans le Pacifique nord, une zone de hautes pressions centrée sur 40°N-150°W couvre tout le nord-est du bassin. Une zone dépressionnaire est centrée sur la péninsule indienne. La circulation est anticyclonique de l'Amérique jusqu'à 150°E entre 10 et 50°N. Les alizés, sous les tropiques, sont de nord-est à l'est, d'est au centre et de sud-est à partir de 170°E où ils vont converger avec les vents de mousson qui soufflent du sud-ouest de l'Indonésie. Dans l'hémisphère sud, les hautes pressions règnent de 40 à 10°S et jusqu'à 5-10°N dans l'est. Les alizés soufflent sur tout le bassin entre le tropique du Capricorne et l'équateur et jusqu'à 8°N dans l'est par leurs prolongations en moussons de sud-ouest. La ZCPS est marquée et sa partie ouest est proche de l'équateur sur la Nouvelle-Guinée. La circulation anticyclonique se raccorde au sud à la dérive circumpolaire. A l'est, les alizés longent l'Amérique du Sud et s'orientent au sud-est vers 10-5°S où une divergence apparaît (branche de mousson vers le Golfe de Panama). A l'ouest, les vents de mousson s'enroulent autour des hautes pressions de l'Australie et de la Nouvelle-Guinée et traversent l'équateur en Indonésie. Enfin, une zone de calmes équatoriaux, axée sur 8°-10°N et associée à la ZCIT, traverse l'océan Pacifique de 150°E aux côtes américaines.

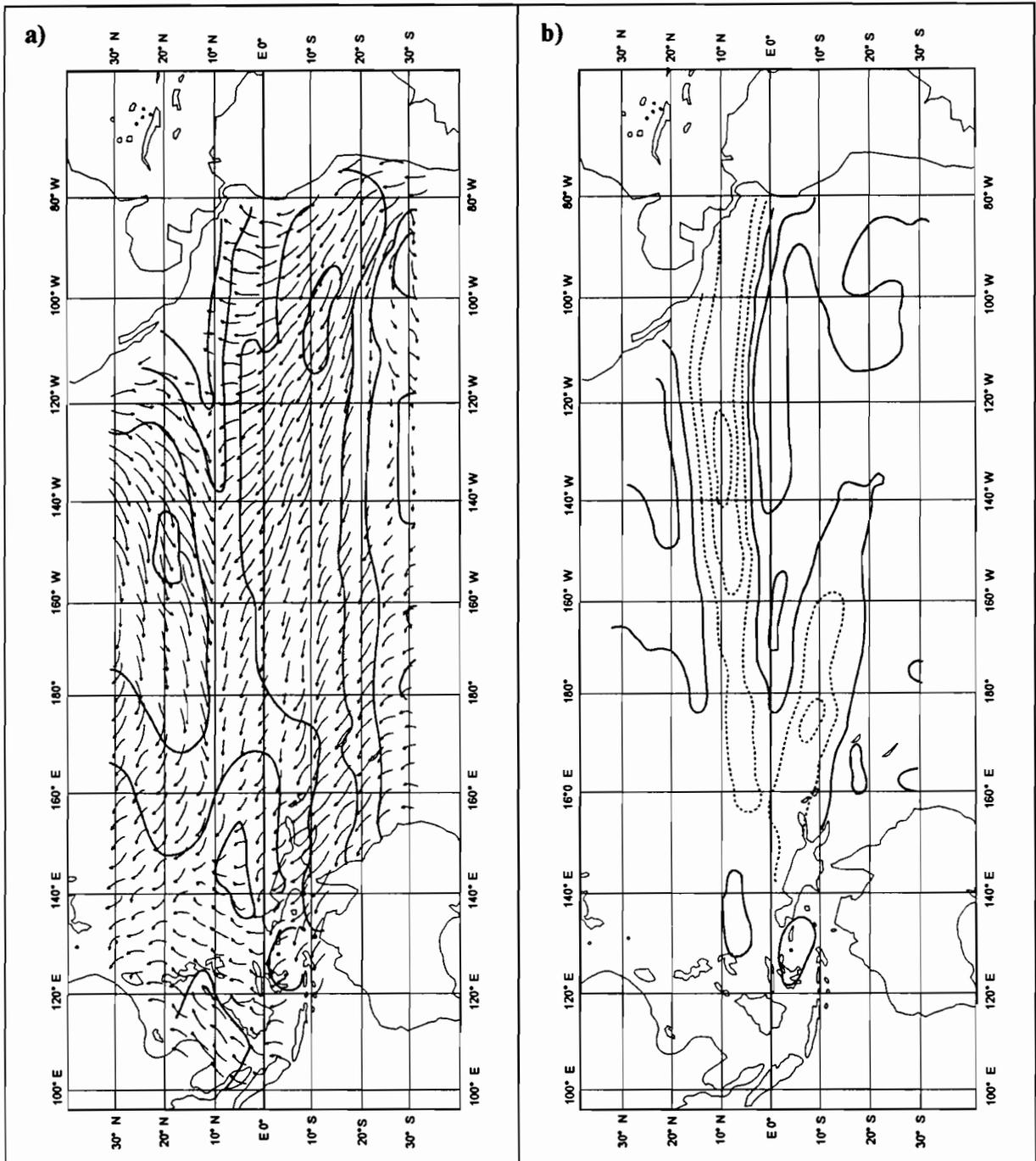


Figure 2-4 : été boréal (août) : a) Vents de surface et isotaches (m/s), l'intervalle entre les isotaches est de 2 m/s. b) Divergence (s^{-1}), les valeurs pointillées indiquent une convergence, l'intervalle entre les isolignes est de $2 \cdot 10^{-6} s^{-1}$ (Rasmusson et Carpenter, 1982).

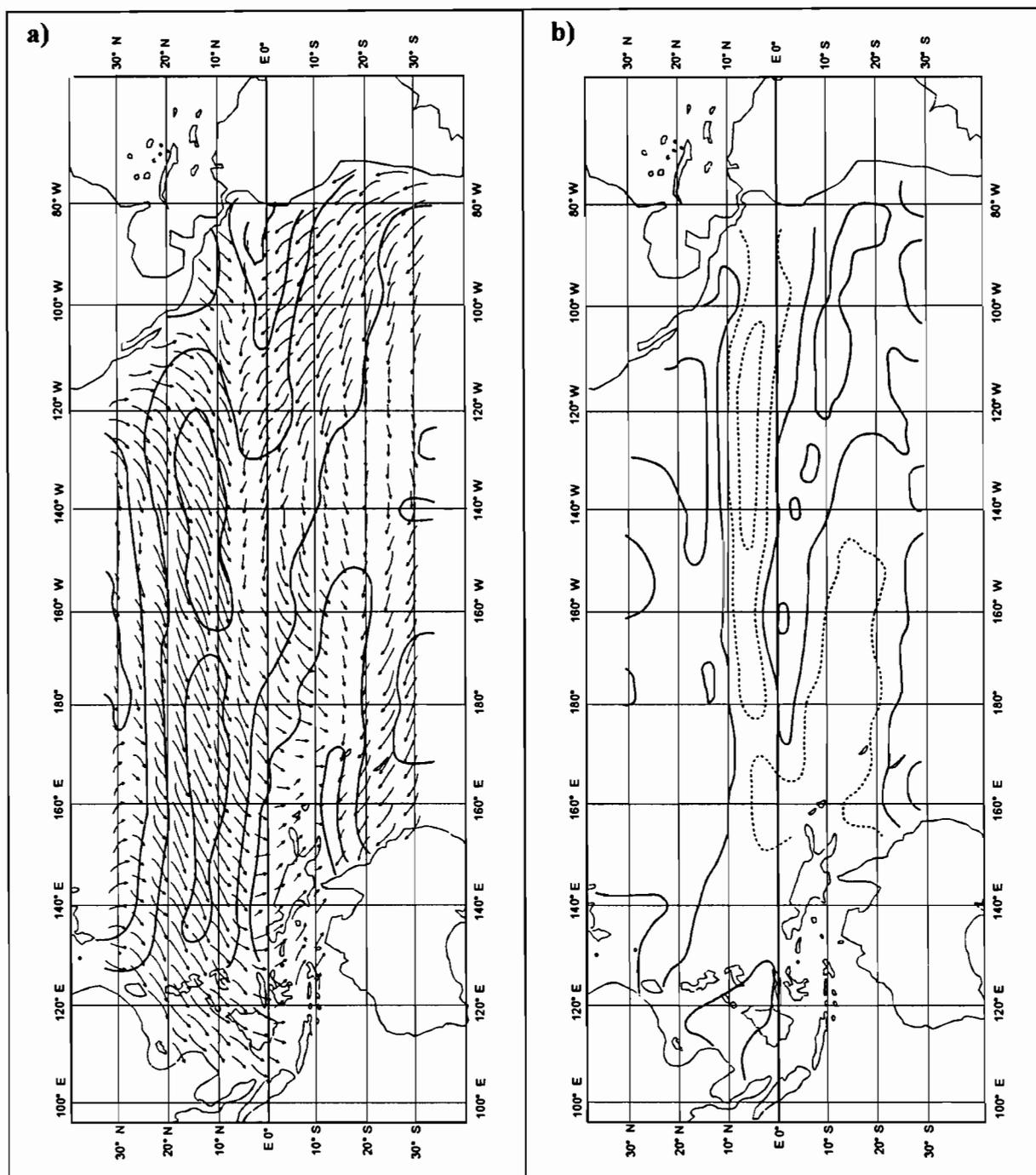


Figure 2-5 : hiver boréal (février) : a) Vents de surface et isotaches (m/s), l'intervalle entre les isotaches est de 2 m/s. b) Divergence (s^{-1}), les valeurs pointillées indiquent une convergence, l'intervalle entre les isolignes est de $2 \cdot 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ (Rasmusson et Carpenter, 1982).

En hiver boréal (Figure 2-5), l'anticyclone du Pacifique nord s'atténue et migre à l'est. A l'ouest, les hautes pressions règnent sur l'Asie. Les basses pressions sont centrées sur 50°N-180°, elles s'étendent de 70° à 30°N et canalisent les dépressions du Pacifique nord. La circulation est cyclonique entre 30°N et le détroit de Béring. A l'ouest, elle s'accorde avec la mousson d'hiver qui souffle de nord à nord-ouest sur le Japon et du nord-est aux Philippines. A l'est, elle s'appuie sur l'anticyclone subtropical qui génère sur son flanc sud des alizés de nord-est qui s'étendent jusque vers 160-170°W entre le tropique du Cancer et 8°N. Dans l'ouest, les alizés soufflent jusqu'à l'équateur car ils sont réactivés par les basses pressions qui règnent sur l'Australie et la Nouvelle-Guinée. Ils permettent à la mousson de traverser l'équateur des Philippines vers le nord-est de l'Australie. La ZCIT est placée entre l'équateur et 5°N dans le centre et se rapproche de l'équateur aux extrémités de l'océan. La saison des pluies de la zone côtière de l'Equateur et du Pérou correspond à l'éloignement de l'anticyclone du Pacifique sud-est et au déplacement méridien vers le sud de la ZCIT en janvier. Dans l'hémisphère sud, l'anticyclone situé au sud-est du bassin, centré sur 32°S - 100°W, génère des alizés ne dépassant guère l'équateur. De 150°E à 180° et entre 50 et 15°S, le régime des alizés est remplacé par une situation confuse de vents faibles de nord à nord-est et de calmes. La ZCPS est plus diffuse qu'en été et sa branche ouest, qui migre avec la saison, se trouve vers 10°S entre la mer de Corail et les Samoa.

2.1.2 Les circulations océaniques

2.1.2.1 Dynamique océanique : les courants marins

L'océan Pacifique couvre le tiers de la planète et représente à lui seul près de la moitié de la superficie des océans. La circulation de surface dans le centre du bassin est directement déterminée par la structure du champ de vent. Les deux cellules de circulations anticycloniques qui caractérisent les circulations nord et sud du Pacifique, induisent dans la zone équatoriale deux courants marins de surface d'est en ouest : les courants équatoriaux sud et nord (CES et CEN) (Figure 2-6). Ces deux courants atteignent leurs latitudes extrêmes vers 5 à 10°N. Ils sont séparés par un courant coulant vers l'est, fort et étroit, le contre-courant nord équatorial (CCEN). En subsurface, à l'équateur, un courant fort (de l'ordre du m/s) coule vers l'est. C'est le sous-courant équatorial (Figure 2-8) qui arrive parfois quasiment en surface dans la partie est du bassin, essentiellement au printemps. Enfin le contre-courant sud équatorial, plus faible que le contre-courant nord équatorial et de nature différente, s'écoule de façon diffuse en subsurface à partir de la mer de Corail en direction de l'est.

En été boréal, le régime des alizés est le plus marqué, il en est de même pour le système de courants qu'il engendre. Le courant CEN est alors compris entre 20 et 10°N, le CES entre 20°S et 3 à 4°N et le CCEN entre 3 à 4°N et 10°N. Ils ne sont pas symétriques par rapport à l'équateur mais par rapport à une ligne de convergence toujours située au nord de l'équateur qui correspond à peu près à la position de la ZCIT.

Le courant nord équatorial : le CEN

Il atteint sa vitesse maximum dans la partie centrale du bassin (vers 170°W - 180°) entre 25 et 5°N en février alors qu'en août, il ne descend pas au-dessous de 10°N. A l'extrême ouest

du bassin (125°E), il se divise en deux branches. La plus importante remonte vers le nord le long des Philippines, puis de Formose, s'infléchit ensuite vers le nord-est en direction des îles japonaises et amorce le courant de retour du bord ouest du Pacifique, le Kuro Shivo. La seconde va vers le sud et alimente le CCEN. A l'est, le courant nord équatorial est alimenté par les eaux du courant de Californie de mars à juillet et par celles du CCEN, le reste de l'année

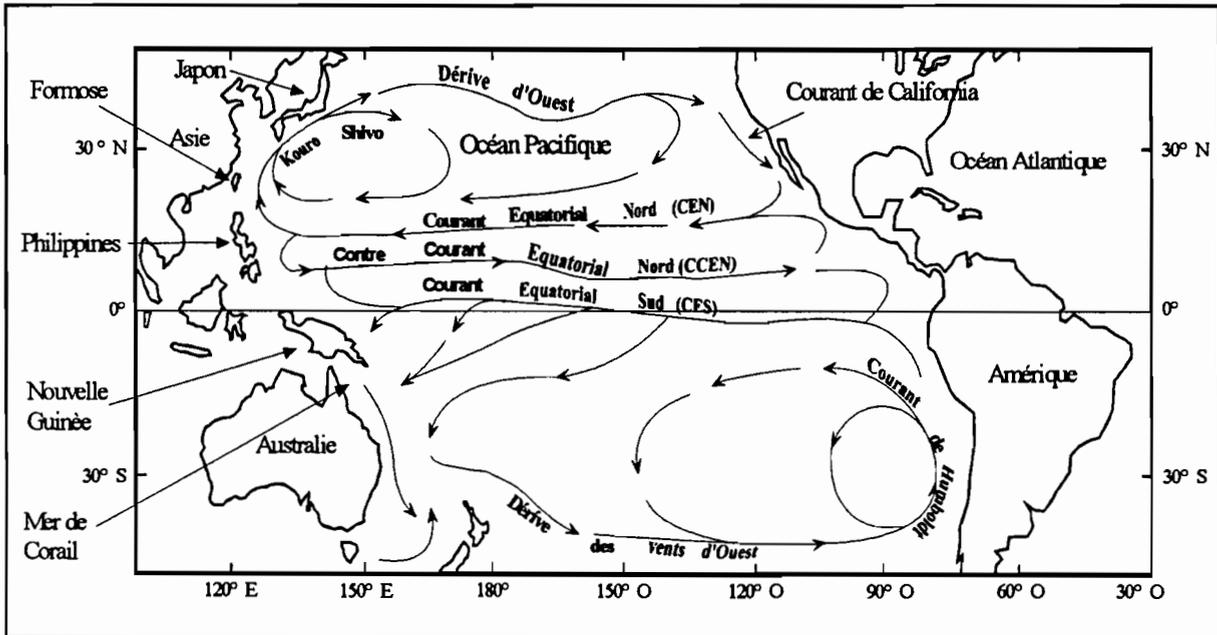


Figure 2-6 : Circulations marines moyennes des mois de février et mars à la surface de l'océan Pacifique.

Le courant sud équatorial : le CES

La partie nord de ce courant (comprise entre 2°S et 5°N) s'étend à l'ouest jusqu'à la Nouvelle-Guinée (135°E). Elle est partiellement déviée vers le nord et constitue la principale alimentation du CCEN. En août, lorsque sa vitesse est maximum (50 à 60 cm/s), ces eaux peuvent pénétrer dans l'archipel indonésien aidées par les vents de sud-est qui règnent alors sur le Pacifique ouest. En février, elles s'orientent vers la mer de Corail au sud-est.

La partie sud du CES est comprise entre 2 et 20°S, et se disperse en circuits anticycloniques dans la partie est du bassin et rejoint la dérive des vents d'ouest au sud de l'océan Pacifique. Les variations saisonnières du régime des vents et les barrières topographiques sont à l'origine de cette dispersion. Durant l'été austral, lorsque l'anticyclone australien est vigoureux, la dispersion est importante. En hiver, les alizés soufflent sur tout le Pacifique sud, réduisant la dispersion.

Le CES est alimenté à l'est par le courant froid de Humboldt qui longe les côtes de l'Amérique du Sud, en provenance des eaux froides des régions subpolaires. Le long de la côte péruvienne existe une des plus importantes, voire la plus importante, remontée d'eau froide du globe ou *upwelling*. Les alizés de sud-est qui soufflent en permanence, déplacent les eaux de surface vers le large. Ce qui entraîne une remontée d'une profondeur de 100 à 200 mètres d'eaux plus froides en provenance de la couche inférieure et un refroidissement marqué des eaux côtières. Au printemps boréal, l'affleurement à l'est du Pacifique du sous courant équatorial perturbe le CES (Freitag et al., 1987 et 1991, d'après Dandin, 1993).

Le contre courant nord équatorial : le CCEN

Il atteint son maximum de développement en août. Il varie en phase avec le CES qui constitue sa principale source d'alimentation dans l'ouest. Ainsi, de février à mars, il disparaît quasiment, il est alors axé sur 5°N, large d'environ 2° et est alimenté seulement par le CEN. A l'est de 140°W, sa largeur varie d'environ 3° de latitude en mai à plus de 5° en août, septembre et octobre puis décroît de nouveau à moins de 4° en décembre (Wyrтки, 1975).

A l'est de 90°W, il se sépare en deux branches. Une partie de ses eaux part vers le nord et le nord-ouest au niveau du Costa-Rica pour rejoindre le CEN, le reste part vers le sud et l'ouest, repris par le CES. C'est ce courant chaud qui longe les côtes nord de l'Amérique du Sud qui avait été appelé courant d'El Niño par les pêcheurs sud-américains.

Cette représentation du CCEN en fonction de celle des courants qui l'alimentent est très schématique mais présente un intérêt didactique. La réalité fait intervenir des mécanismes d'alimentation complexes tout au long de son parcours, notamment par le biais d'échanges méridiens et verticaux avec les courants qui l'entourent.

2.1.2.2 Structure thermique du Pacifique équatorial

La structure thermique de l'océan Pacifique est étroitement liée à sa structure dynamique. Les alizés et les courants nord et sud équatoriaux provoquent une accumulation d'eau chaude dans la partie ouest de l'océan. Celle-ci forme une région quasi-homotherme, de la surface jusqu'à une centaine de mètres de profondeur. C'est le "réservoir" d'eau chaude du Pacifique appelé *warm pool* par les anglophones. Cette accumulation d'eau chaude moins dense implique une élévation du niveau de la mer dans ces régions. D'après Wyrтки (1979), dans les conditions normales des vents, la différence de niveau des eaux entre la côte de l'Amérique centrale et le Pacifique ouest, le long de l'équateur, atteint environ 40 cm (Figure 2-7).

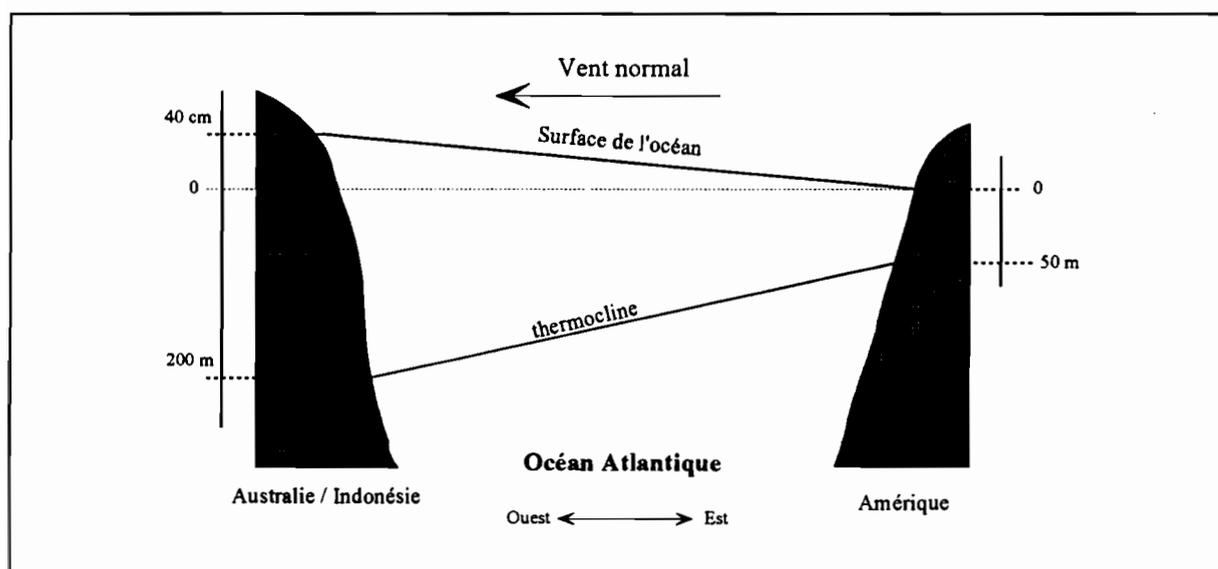


Figure 2-7 : Réponse de la structure longitudinale du Pacifique équatorial à des vents alizés normaux (Wyrтки, 1979).

On rencontre donc, dans l'océan tropical, une couche supérieure chaude de faible densité et une couche inférieure froide de plus forte densité. L'interface entre ces deux couches est appelée **la thermocline**. Elle peut être considérée comme une barrière thermique limitant les échanges. Une coupe zonale, quelle que soit la latitude choisie, montre une remontée constante de la thermocline vers la surface, d'ouest en est, d'une profondeur d'environ 200 m près des îles Salomon à 50 m près des îles Galápagos (Figure 2-7). A l'ouest, la présence du *warm pool* maintient une température stable de 29 à 30°C. A l'est du bassin, l'isotherme 20°C reste proche de la surface malgré de fortes variations saisonnières.

La structure méridienne du relief de la surface dynamique de l'océan Pacifique tropical présente une alternance de creux et de crêtes (Figure 2-8). Selon la latitude, la thermocline est plus ou moins dilatée. Elle "éclate" à l'équateur sous l'effet des mouvements verticaux d'eau associés au sous-courant équatorial et se resserre à quelques degrés de part et d'autre. Elle s'éloigne de la surface vers 5°N et s'en rapproche vers 9°N. Au nord de 10°N et au sud de 3°S, elle commence à plonger vers les pôles en s'étendant verticalement.

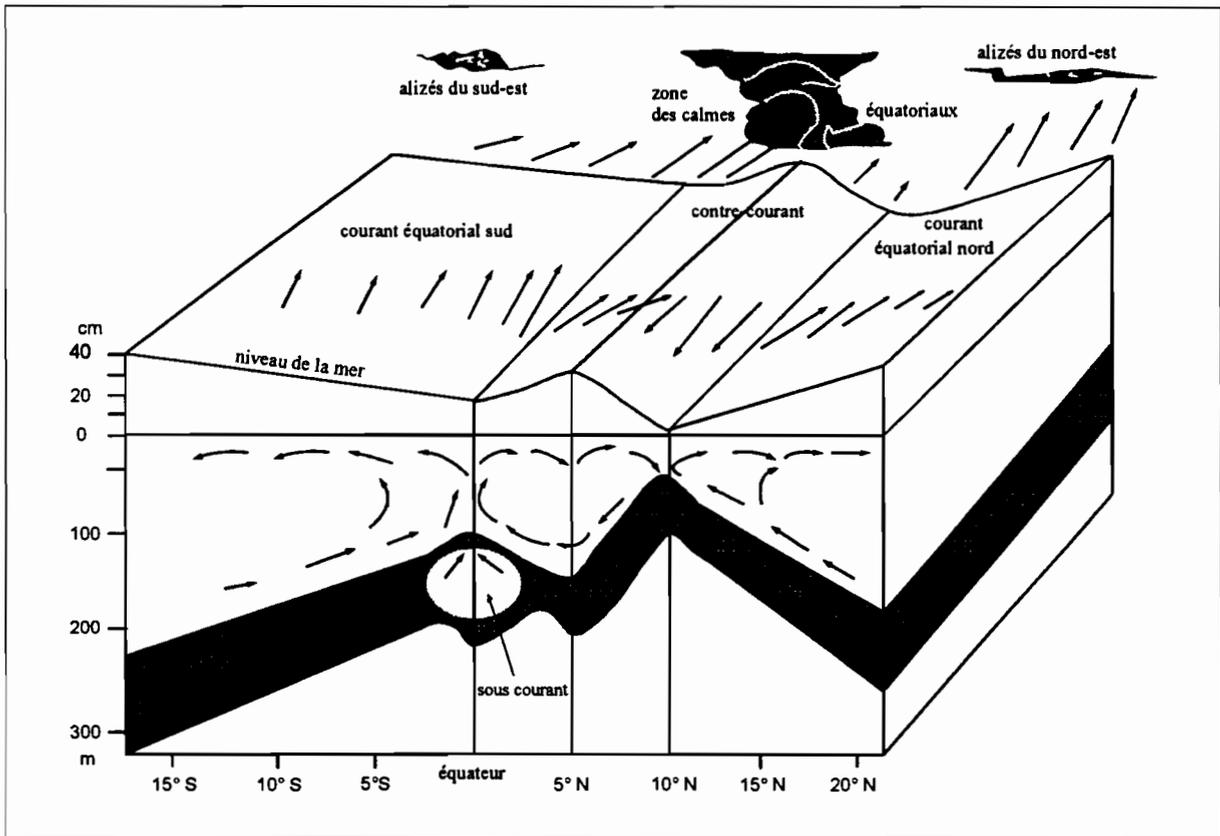


Figure 2-8 : Coupe schématique méridienne montrant les vents, les courants de surface et de subsurface, la structure thermique et les topographies de la surface de la mer et de la thermocline dans le Pacifique équatorial central (Wyrтки, 1979).

2.2 SITUATION "NIÑO"

2.2.1 Perception historique

Le long de la côte péruvienne, il existe d'importantes remontées d'eau froide d'une profondeur de 100 à 200 mètres. Elles apportent de grandes quantités d'éléments nutritifs dans la zone euphotique, où le phytoplancton peut se développer. Ce phytoplancton représente un vaste réservoir de nourriture qui permet la croissance d'importantes populations de poissons (anchovettes, sardinelles, etc). C'est une des raisons pour laquelle une civilisation de pêcheurs s'est rapidement développée, ils ont baptisé du nom de Niño le faible courant côtier chaud en provenance du nord qui, à l'époque de Noël, circule le long des côtes des républiques équatorienne et péruvienne. Il tire son nom de la fête de Noël car en espagnol, El Niño veut dire l'enfant et plus particulièrement l'enfant Jésus. Ce courant transporte vers le sud des eaux chaudes en provenance du nord de l'équateur, ceci marque le début de la saison des pluies.

Certaines années, ce flux est anormalement fort et s'étend loin au sud le long des côtes du Pérou où les eaux, même en été, sont habituellement froides en raison des upwellings. Les pêcheurs constatent alors la disparition des poissons et la mort d'oiseaux de mer en grand nombre, faute de nourriture. Cet événement est accompagné de pluies torrentielles sur les régions côtières de l'Equateur et du nord du Pérou. Les scientifiques qui étudiaient le phénomène parlaient des apparitions "catastrophiques" du Niño en raison de ses conséquences sur la vie marine et les populations. L'adjectif "catastrophique" fut omis et l'expression Niño désigne maintenant à elle seule cet événement anormal.

Historiquement, le Niño a été perçu comme une mousson d'hiver anormale qui serait venue renforcer le flot d'alizés d'Atlantique s'enroulant autour de l'anticyclone des Bermudes et pénétrant de façon anormale vers le Pérou. Bjerknes (1961) l'expliqua comme une exagération démesurée du courant côtier saisonnier qui longe les côtes colombiennes et équatoriennes. Il pensait que les vents de sud associés à l'anticyclone de l'île de Pâques cessaient et que l'upwelling laissait place aux eaux chaudes venues du nord. En conséquence, faute d'éléments nutritifs le plancton ne pouvait plus se développer, les poissons disparaissaient et les oiseaux mourraient de faim. Le Niño était considéré comme un phénomène d'origine locale.

2.2.2 Phénomène global "océan-atmosphère"

En dépit des nombreux progrès faits récemment grâce à l'accumulation de données d'observation, les hypothèses avancées ne sont pas toujours concordantes et les facteurs conditionnant certains paramètres, surtout ceux utiles à la prévision, font encore l'objet d'études. Pour l'instant, selon Ménard et Delcroix (1996) les explications les plus satisfaisantes sont assez anciennes puisqu'il s'agit de celles de Bjerknes (1969) et de Wyrтки (1975).

2.2.2.1 *L'association du Niño avec l'oscillation australe*

Il ne fut accordé qu'une très relative attention aux travaux de Walker jusqu'à la fin des années cinquante, période à laquelle Berlage remit en évidence l'importance de l'oscillation australe en établissant une relation entre les anomalies de température superficielle de la mer

(TSM) observée à Puerto Chicama (8°S, Pérou) et les fluctuations de l'oscillation australe. Au cours de l'Année Géophysique Internationale de 1957-58, le réseau d'observations météorologiques fut considérablement renforcé. Cette année fut marquée par un fort réchauffement des eaux de surface des côtes de l'Amérique du Sud. L'étude de cet événement a permis à Bjerknes (1966 et 1969) de se rendre compte que le phénomène près des côtes sud-américaines était lié à une vaste oscillation du système océan-atmosphère qui dépasse largement l'échelle locale.

Il établit un rapprochement entre le réchauffement à proximité des côtes sud-américaines, les fortes précipitations dans le Pacifique centre-équatorial, l'augmentation des pressions dans les zones de basses pressions au-dessus de l'Indonésie et l'affaiblissement de l'anticyclone de l'île de Pâques. Selon lui, l'apparition d'un Niño est liée aux fluctuations de la circulation de Walker du Pacifique et donc à l'oscillation australe. Il analysa l'indice de l'oscillation australe ou SOI (Southern Oscillation Index). Cet indice est égal à la valeur centrée réduite de la différence entre les valeurs centrées réduites des pressions atmosphériques mesurées à Tahiti (Polynésie) et Darwin (Australie). Il est positif lorsque la différence de pression entre les centres de hautes et de basses pressions est supérieure à l'écart habituel (Phase positive) et négatif dans le cas contraire (Phase négative). Bjerknes remarqua que le Niño est associé à un indice négatif, il débute généralement lorsque l'indice commence à diminuer et se termine lorsque l'indice atteint sa valeur minimale. On parla alors de l'ENSO ou El Niño/Southern Oscillation.

Bjerknes affirma que les interactions entre l'océan et l'atmosphère ont pour résultat de donner naissance à l'oscillation australe par un mécanisme de rétroaction. Lorsque les alizés de la partie ouest sont forts, l'atmosphère se charge abondamment d'humidité et la circulation de Walker est très intense. Les vents forts provoquent aussi l'apparition d'upwelling et maintiennent ainsi à la surface des océans un gradient prononcé de température le long de l'équateur entre les bordures orientales et occidentales de l'océan Pacifique. A l'opposé, lorsque les vents sont faibles, l'atmosphère se charge moins d'humidité, la circulation de Walker devient faible, les upwellings équatoriaux prennent fin et le gradient de température décroît. A ce moment-là, des eaux nord-équatoriales plus chaudes envahissent les zones côtières près du Pérou, c'est le Niño.

2.2.2.2 Réponse dynamique de l'océan

Pour Wyrski (1979), les explications de Bjerknes permettent de justifier l'existence de deux états, quasi-stationnaires, de la circulation de Walker. Mais, toujours selon Wyrski, elles apportent peu de lumière sur les raisons profondes de l'oscillation australe. Grâce aux observations faites entre 1950 et 1980 par des navires marchands, Wyrski a examiné les variations des alizés au-dessus du Pacifique. Il a ainsi découvert que les vents, près du Pérou, n'étaient pas moins intenses pendant les périodes reconnues du Niño. Ceci réfutait l'idée selon laquelle le Niño était provoqué par un affaiblissement des vents le long des côtes péruviennes. Par contre, il notait que durant les deux années précédant le phénomène, les alizés de sud-est étaient beaucoup plus forts qu'à l'ordinaire dans le Pacifique central. A la même époque, Wyrski a montré que le niveau de la mer, dans le Pacifique occidental était anormalement élevé

l'année précédant le Niño et que pendant celui-ci, le contre-courant nord-équatorial était très fort. Ces observations donnèrent l'essor à une théorie nouvelle pour expliquer l'origine d'El Niño (Wyrtki, 1975). Elle peut-être décomposée en deux phases, l'une de "formation" au cours de laquelle un certain nombre de conditions doivent être réunies pour que pendant la deuxième l'événement Niño puisse avoir lieu.

Phase de "formation"

Lorsque, pendant une longue période, les alizés de sud-est sont plus forts qu'à l'accoutumée, ils transportent, grâce au courant sud-équatorial, d'importants volumes d'eau vers le Pacifique ouest. Le phénomène entraîne une accumulation d'eau chaude dans les régions entre la Nouvelle-Guinée, les Samoa, la Nouvelle-Calédonie et peut-être aussi aux mêmes longitudes au nord de l'équateur. Le niveau de l'eau s'élève dans ces régions et la thermocline s'enfonce. A partir de mesures du niveau de la mer, Wyrtki constate qu'à l'issue de périodes de vents forts durant plus d'une année, le niveau s'élève d'environ 10 cm par rapport à la normale, dans l'ouest du Pacifique, et s'abaisse de 5 cm près de la côte sud-américaine. En même temps, la thermocline s'élève à l'est de près de 20 m, et s'abaisse à l'ouest à peu près de la même hauteur (Figure 2-9).

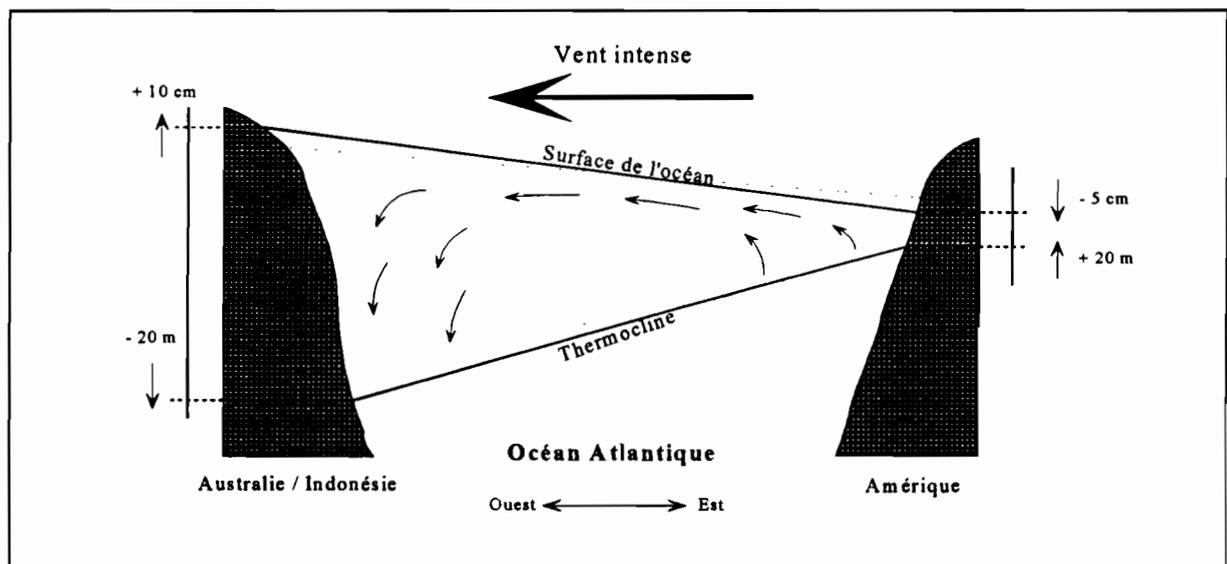


Figure 2-9 : Réponse de la structure longitudinale du Pacifique équatorial à des vents alizés intenses (Wyrtki, 1979).

Phase de "réalisation"

Lorsque les alizés s'affaiblissent, après une période de vents forts, l'eau accumulée a tendance à s'écouler en retour vers son lieu d'origine, puisqu'elle n'est plus retenue par la force d'entraînement du vent en surface. Le courant sud-équatorial devient beaucoup plus faible et le contre-courant nord-équatorial s'intensifie. Wyrtki suggère que la transition est favorisée par une **onde équatoriale de Kelvin**. De telles ondes se propagent à l'interface de deux fluides, ici la thermocline. Une onde de Kelvin transiterait en deux ou trois mois entre les bords ouest et est du bassin Pacifique. La thermocline s'élève à l'ouest et le niveau marin s'abaisse. Dans le même temps, le niveau de la mer s'élève nettement le long des côtes sud-américaines et la thermocline s'enfonce de façon plus spectaculaire encore (Figure 2-10).

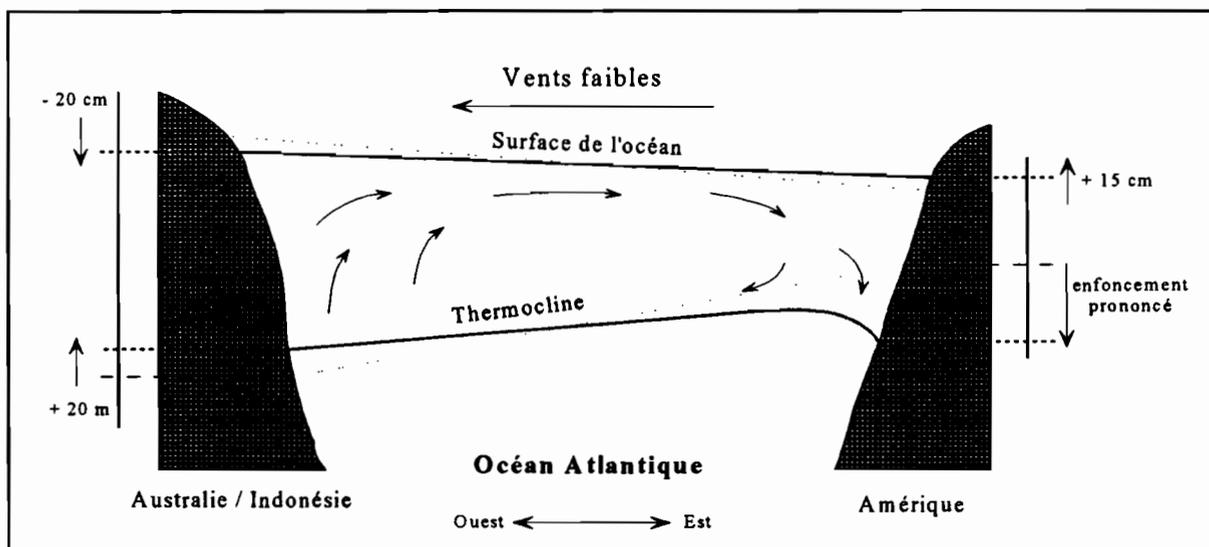


Figure 2-10 : Réponse de la structure longitudinale du Pacifique équatorial à des vents alizés faibles (Wyrtki, 1979).

La **théorie de Wyrtki** peut donc se résumer aux propos suivants. Le Niño constitue la réponse de l'océan Pacifique équatorial à une augmentation prolongée de la force d'entraînement des vents, qu'il exprime dans ces termes : " *De forts alizés du sud-est, soufflant pendant plus de dix-huit mois, provoquent une accumulation d'eau chaude dans le Pacifique ouest, une élévation du niveau de la mer et un approfondissement de la thermocline. Dès que les vents faiblissent, l'eau accumulée a tendance à s'écouler en retour vers le Pacifique est, ce qui provoque une élévation du niveau de la mer et un abaissement de la thermocline au large des côtes sud-américaines. Cette arrivée d'eau chaude le long des côtes supplante les effets de l'upwelling et marque le début d'un Niño* " (Wyrtki, 1979).

Cette théorie a entraîné un grand nombre de tentatives de prévision du climat à long terme au début des années 1980. C'est ainsi qu'à l'automne 1982, Wyrtki faisait partie des scientifiques qui annonçaient que l'on observerait une situation normale en 1983 et certainement même en 1984. Mais dès novembre 1982, on a observé un réchauffement très prononcé au large des côtes sud-américaines. Celui-ci allait durer jusqu'à l'automne 1983, on venait d'assister à "l'événement du siècle". Ce Niño d'ampleur extraordinaire et dont les conséquences furent souvent désastreuses n'a pas remis la théorie en cause, car des analyses postérieures ont montré qu'il correspondait au schéma proposé. Mais il a montré les limites de la prévision qui est aléatoire au-delà de quelques mois.

2.2.3 Les phases d'une anomalie composite ou d'un ENSO canonique

Les théories complémentaires de Bjerknes et Wyrtki pour expliquer la formation d'un ENSO restent les plus satisfaisantes. Il n'est cependant pas possible d'avancer une explication définitive des causes d'apparition de l'ENSO. En particulier parce qu'un examen comparatif montre que les événements passés ne se ressemblent jamais complètement malgré certaines caractéristiques communes (Cane, 1983). Rasmusson et Carpenter (1982) ont analysé six événements ENSO postérieurs à 1945 (1951, 1953, 1957, 1965, 1969 et 1972) pour lesquels l'information est la plus complète. Ils ont décomposé les événements en plusieurs phases (Figures 2-12), ils ont ainsi construit un événement *composite* ou canonique. Il ne faut pas

oublier que ce *composite* n'est qu'un moule approximatif. De nombreux aspects sont sujets à caution dans la mesure où le nombre d'observations est très restreint en certains endroits de la planète. Il ne rend évidemment pas compte de l'événement de 1982-83. La première et la troisième phase de l'événement composite proposé par Rasmusson et Carpenter (1982) correspondent aux périodes de *formation* et de *réalisation* suggérés par Wyrtki (1979). Les phases suivantes retracent la propagation de l'anomalie positive de TSM sur l'ensemble de l'océan Pacifique tropical. Un événement typique commence tôt dans l'année, évolue pendant le printemps boréal jusqu'à une phase maximale atteinte l'hiver boréal suivant et s'achève après 10 à 15 mois de températures anormalement élevées le long de l'Amérique du Sud (Enfield, 1989). L'ENSO et le cycle saisonnier semblent synchrones.

2.2.3.1 Phase de préconditionnement

A la fin de l'été boréal de l'année précédant l'ENSO, la TSM dans l'est de l'océan Pacifique est plus faible que la normale (Figure 2-11a) et les alizés sont plus forts. Ils tendent à accumuler l'eau chaude dans l'ouest où le niveau de la mer est par conséquent plus élevé que d'habitude. La pression baisse en Australie et la ZCPS est placée au sud-ouest de sa position normale, ce qui détermine les structures d'anomalie de vent et de température dans le Pacifique ouest et sud-ouest. Il n'est toujours pas certain que ces signaux faibles soient réellement des antécédents de l'ENSO.

2.2.3.2 Phase initiale

Après ce prélude, vers la fin de l'année, s'établit une phase de démarrage. Des anomalies (écart à la moyenne) positives de température apparaissent le long des côtes Sud-américaines au Sud de 10°S et autour de la ligne de changement de date (180°) (Figure 2-11b). Les alizés diminuent à partir de septembre-octobre à l'ouest de 180°, ce qui donne lieu à des anomalies de nord-ouest et d'ouest, puis sur l'ensemble du Pacifique. La pente de la thermocline commence à diminuer. La ZCPS retrouve une position proche de la normale. Ces éléments peuvent cependant être observés sans qu'un ENSO survienne par la suite (Philander, 1990).

2.2.3.3 Phase maximum

Au printemps suivant, une langue d'eau chaude s'étend à partir des côtes colombiennes le long de l'équateur jusqu'à environ 140°W (Figure 2-11c), ainsi que le long des côtes de l'Équateur et du Pérou où les anomalies atteignent 2 à 3°C et sont maximales en avril, mai ou juin. On distingue aisément l'anomalie de TSM de l'El Niño du réchauffement saisonnier normal. Dans le même temps, le niveau marin s'élève à la côte, au nord comme au sud de l'équateur, et la thermocline s'enfonce. Un fort courant vers le sud est observé le long des côtes de la Colombie au Pérou. L'anomalie qui était observée à l'ouest de la ligne de changement de date s'étend vers cette langue qui entame la traversée du Pacifique. Les deux zones de convergence du Pacifique se rapprochent de l'équateur et les zones de convection et de précipitation de l'ouest du bassin, associées à la convergence de grande échelle, migrent vers l'est. Des anomalies de vent d'ouest sont enregistrées le long de l'équateur entre 100°W et 170°E.

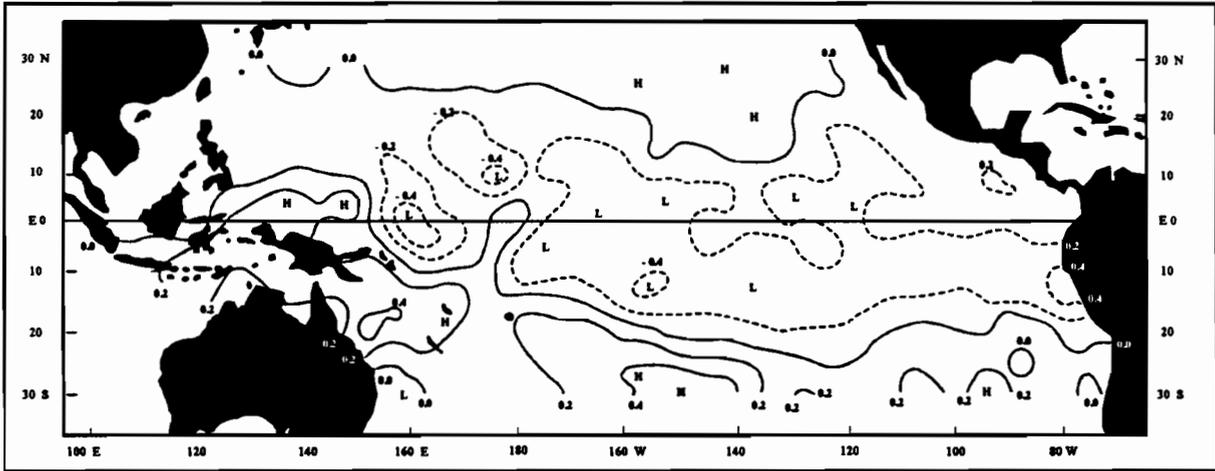


Figure 2-11a : Anomalies de TSM (en °C) lors des différentes phases de l'ENSO composite, obtenues par moyennes des données de six événements ENSO entre 1949 et 1973 (Rasmusson et Carpenter, 1982). Phase antérieure, Anomalies moyennes de TSM d'août à octobre de l'année précédent l'ENSO

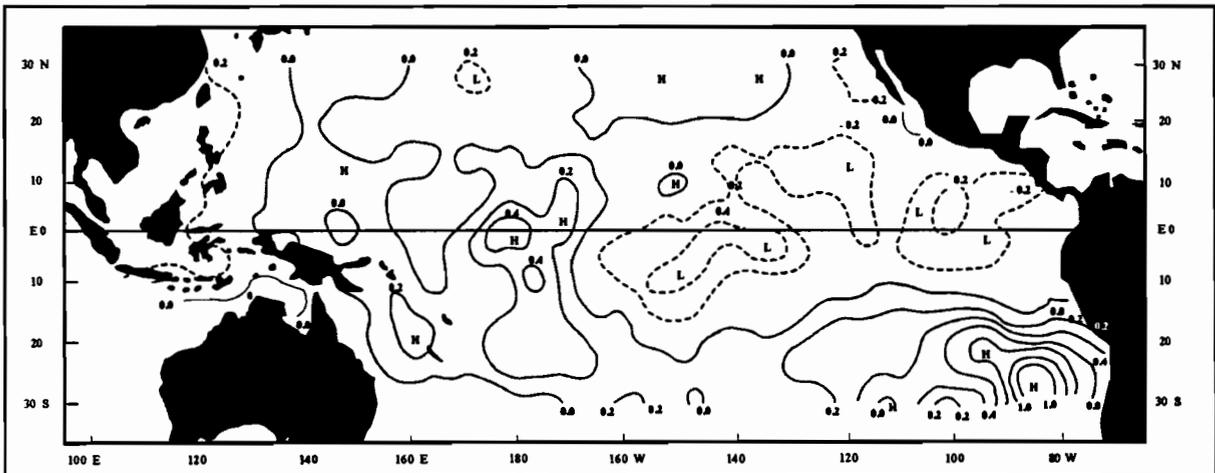


Figure 2-11b : Idem Figure 2-11a pour la phase initiale, moyennes de novembre à janvier précédent l'ENSO.

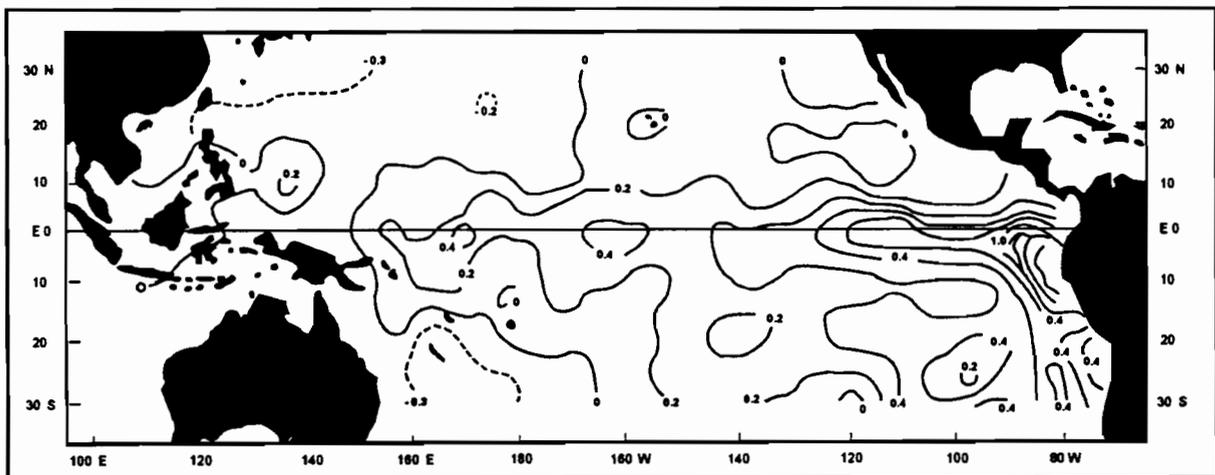


Figure 2-11c : Idem Figure 2-11a pour la phase maximum, moyennes de mars à mai de l'année ENSO.

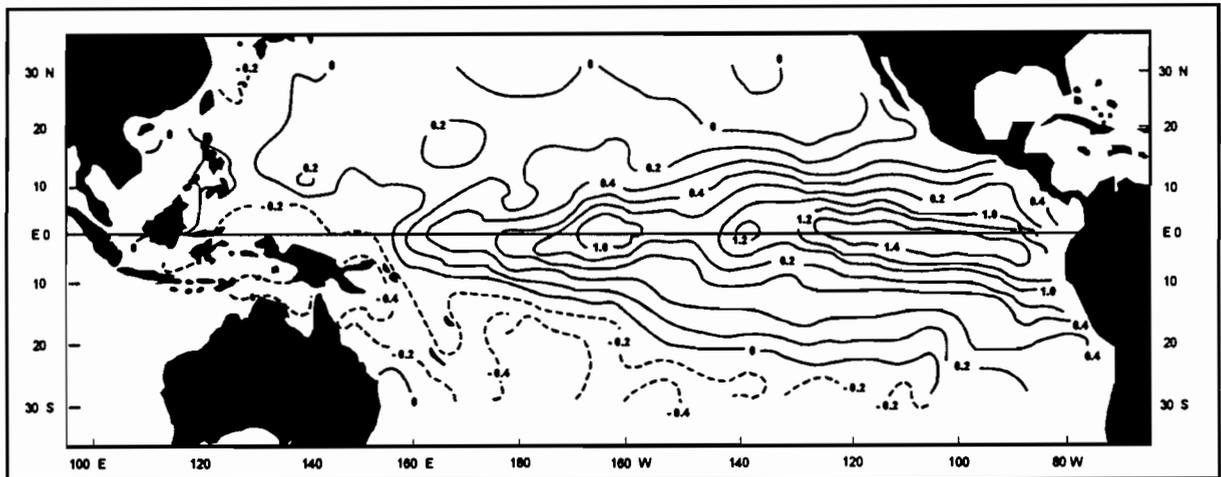


Figure 2-11d : Idem Figure 2-11a pour la phase de transition, moyennes d'août à octobre de l'année ENSO.

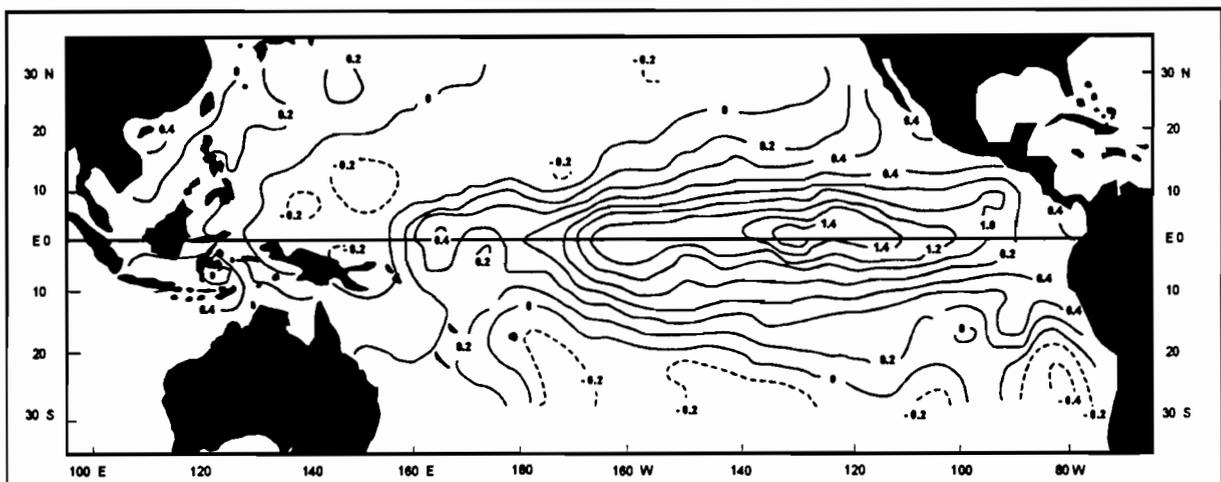


Figure 2-11e : Idem Figure 2-11a pour la phase de maturité, moyennes de décembre à février suivant l'ENSO.

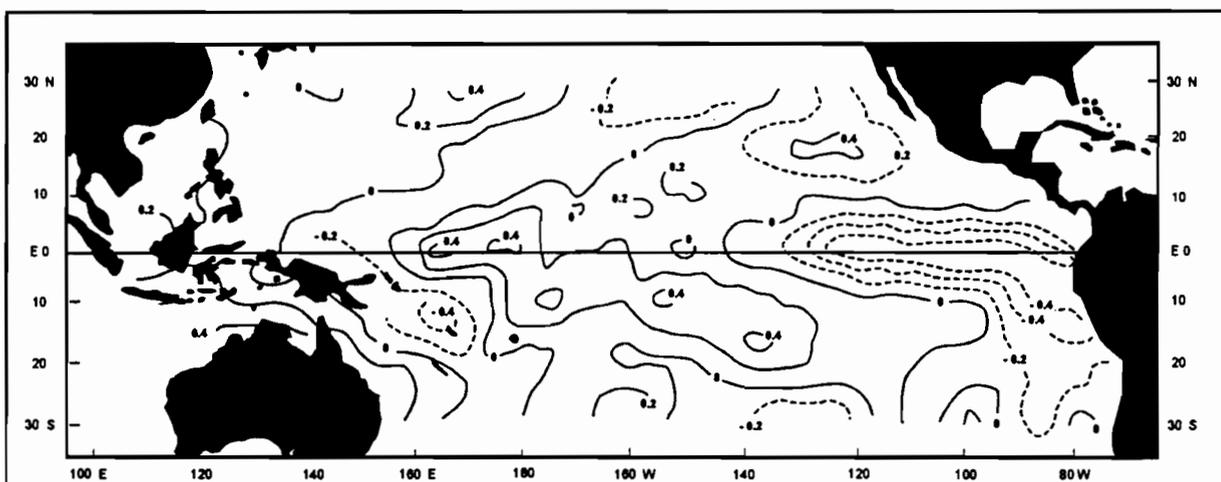


Figure 2-11f : Idem Figure 2-11a pour la phase de retour à la normale, moyennes de mai à juillet de l'année suivant l'ENSO.

2.2.3.4 Phase de transition

Au cours de la période de transition située à la fin de l'été, les anomalies côtières le long de l'Amérique du Sud vont disparaître, alors que la langue d'eau chaude s'étend sur tout le Pacifique (Figure 2-11d). A l'ouest, les vents sont renversés et soufflent très nettement vers l'est. Les précipitations dans le Pacifique centre ouest sont alors maximales. Les anomalies de vents conduisent à une réduction importante des courants équatoriaux (CEN et CES). A l'automne, les TSM sont très peu supérieures à la normale près de la côte américaine, mais les isothermes froides sont toujours placées plus profondément que d'ordinaire.

2.2.3.5 Phase de maturité

En janvier, l'événement entre alors dans une phase mature, qui est la phase d'extension maximale des anomalies de TSM (Figure 2-11e). Elles sont positives sur toute la longueur de l'équateur (avec un maximum de 1,6°C), mais également le long des côtes de l'Amérique du Sud. Une deuxième anomalie maximale est généralement observée en janvier le long des côtes sud-américaines, elle correspond à l'absence de refroidissement saisonnier qui survient généralement pendant l'été boréal. A l'ouest de 180°, les anomalies de TSM redeviennent normales. Les vents sont par contre toujours renversés entre 180° et 130°W et orientés vers le sud entre l'équateur et 10°N. Peu à peu, l'océan retrouve ensuite une structure classique (Figure 2-12f).

2.2.4 L'origine du phénomène

On possède actuellement une bonne description du phénomène et on explique assez bien l'enchaînement des événements à partir d'une anomalie de la circulation atmosphérique, ou de la température de surface du Pacifique. En revanche, la cause du déclenchement reste encore mystérieuse et donc difficilement prévisible. Quelle est la cause de l'affaiblissement ou du renversement des alizés dans l'ouest du Pacifique qui va donner naissance au phénomène ? On peut regrouper les différentes hypothèses avancées pour l'expliquer en deux familles, l'une d'origine externe à l'océan Pacifique et l'autre d'origine interne. La première école regroupe principalement des météorologistes et la seconde des océanographes (Cadet et Garnier, 1988). Dandin (1993) résume assez bien les différentes hypothèses.

Certains chercheurs placent l'origine du phénomène au-dessus de l'océan Indien qui est le siège des moussons d'été et d'hiver caractérisées par le renversement saisonnier du régime des vents. Le système de vent des moussons dans l'océan Indien est couplé à celui des alizés de l'océan Pacifique, ce que montre la forte corrélation entre les fluctuations des deux systèmes. D'autres suggèrent une propagation vers l'est d'anomalies de pression, d'ondes atmosphériques ou encore d'une onde équatoriale de type onde de Kelvin. Des études plus récentes font intervenir, outre les ondes de Kelvin qui se propagent rapidement (elles peuvent atteindre 3 m/s) d'ouest en est, des **ondes de Rossby** de basse fréquence qui se propagent plus lentement d'est en ouest. Lors du passage d'un front d'onde de Kelvin, sous forme d'une bulle d'eau libre, le niveau marin s'élève de 10 à 30 cm, la thermocline s'enfonce de 10 à 30 mètres et les courants peuvent se renverser (Figure 2-12). Selon cette théorie, dite de "l'oscillateur

retardé", la propagation des ondes dans l'océan Pacifique, ainsi que leur réflexion sur les bords du bassin déterminent le début, la durée et la fin de l'ENSO. Les modèles numériques fondés sur cette théorie permettent de simuler correctement un bon nombre d'observations.

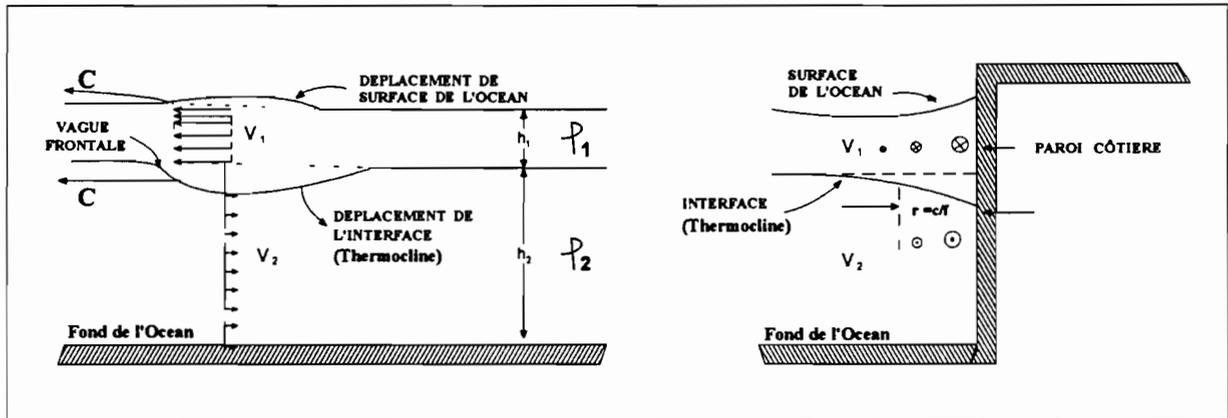


Figure 2-12 : Vue schématique d'une onde de Kelvin longeant une bordure est dans l'hémisphère nord. On remarque l'amplitude maximale de l'onde à la côte (Miyasak, 1986, in Dandin, 1993).

D'autres chercheurs proposent une origine interne à l'océan Pacifique. Cette hypothèse est fondée sur les résultats d'un certain nombre de modèles de circulations océanographiques couplés à celle de l'atmosphère. Ces modèles sont relativement simples et capables de reproduire des anomalies identiques à celles provoquées par l'oscillation australe. Ils font aussi intervenir les ondes de Kelvin et de Rossby. Pour ces auteurs, on ne doit pas se demander si le vent modifie la TSM, ou si c'est l'inverse. Un modèle couplé décrit l'évolution simultanée du vent, de la TSM, de la profondeur de la thermocline, et d'autres variables océaniques et atmosphériques. Grâce aux résultats de leur modèle, Cane et al. (1986) avaient annoncé dès la fin de 1985 et de façon plus précise au printemps 1986, l'imminence d'un ENSO pour le Noël 1986, qui s'est effectivement produit.

En fait, plus qu'une oscillation entre deux états extrêmes, l'oscillation australe apparaît comme une oscillation du système couplé océan/atmosphère autour d'un état d'équilibre instable (Dandin, 1993). Plusieurs éléments semblent faciliter ces mouvements de va-et-vient. En particulier, l'accumulation d'eau chaude dans l'Ouest qui constitue une réserve d'énergie potentielle qui se libère lors d'un ENSO. Pour que cette phase s'opère, il est nécessaire qu'une instabilité quelconque s'ajoute au cycle saisonnier. Celle-ci peut apparaître soit dans l'ouest et se propager lentement vers l'est soit dans le centre et l'est du bassin. La perturbation initiale génère des ondes de Kelvin et de Rossby dont la réflexion sur le bord Ouest génère un signal sous forme d'une onde de Kelvin (Dandin, 1993). C'est le principe de l'oscillateur retardé. L'étude des instabilités qui se développent à l'interface montre des modes de propagation ni purement océaniques, ni purement atmosphériques. Ces mécanismes d'interactions introduisent l'aléatoire qui fait défaut aux schémas ondulatoires mais les invalident puisque les ondes libres n'existent plus dans ces conditions couplées (Dandin, 1993). En fait, la distinction entre les mécanismes des "modes couplés" et de "l'oscillateur retardé" est quelque peu factice tant tous deux apparaissent étroitement imbriqués.

Barnston et al. (1994) ont analysé les principaux modèles de prévision. Ils ont conclu qu'aucune explication totalement satisfaisante n'existait. Les résultats obtenus par les différentes équipes montrent que l'origine du phénomène est très complexe. Il s'agit, comme souvent en géophysique, du problème de la poule et de l'oeuf, qui est à l'origine de quoi ? Aujourd'hui, les programmes mondiaux de recherche sur le climat fédèrent plusieurs études dont l'ambition est la compréhension, voire la prédiction, du climat de la terre. Pour la première fois, les chercheurs utilisent conjointement des mesures *in situ*, des observations par satellite et des simulations numériques. Beaucoup d'espoirs sont nés des mesures par satellite, elles seules donnent une vision de tout le bassin océanique, englobant les échelles spatiales et temporelles qui caractérisent l'ENSO. De l'espace, on peut mesurer la TSM et le niveau de la mer dont on déduit les courants de surface. Les anomalies du niveau de la mer correspondant à la propagation des ondes de Kelvin, ont été observées lors de l'événement de 1992 (Ménard et Delcroix, 1996). L'accumulation des observations de plus en plus nombreuses et précises et l'accroissement des moyens de calcul devraient permettre une meilleure compréhension et l'amélioration des prévisions.

Cependant que dire du caractère déroutant que ce phénomène peut prendre parfois, tel en 1982-83 juste après la publication de l'ENSO canonique de Rasmusson et Carpenter (1983) avec lequel cet événement n'est pas en parfait accord. Que dire aussi de ces périodes plus ou moins longues de réchauffement sur plusieurs années (92-94) sans que le phénomène n'ait le temps de "recharger ses batteries". Hisard (1996) estime qu'il y a encore beaucoup à apprendre et que les récentes études explicatives à base d'ondes de Kelvin et de Rossby devront un jour être complétées ou même révisées. Hisard suppose que le "grand moteur" est certainement dans l'Antarctique qui est la source d'énergie des anticyclones subtropicaux de l'hémisphère sud et donc directement responsable de leur santé ou de leurs maux.

2.2.5 Les phases positives de l'oscillation australe ou l'anti-ENSO

Lorsque la différence de pression atmosphérique entre l'anticyclone de l'île de Pâques et la dépression indonésienne est supérieure à la normale, les alizés sont alors très forts et balayent l'océan Pacifique d'est en ouest. Cette phase de l'oscillation australe correspond à des valeurs positives du SOI, elle est généralement associée à un refroidissement du Pacifique tropical est et central. Cette situation a été plus particulièrement étudiée suite à l'occurrence de l'anti-ENSO très intense de 1988 qui a certainement contribué à la forte sécheresse qui a frappé l'Amérique du nord cette année là (Trenberth et Branstator, 1992). Généralement, les anomalies climatiques liées à l'oscillation australe durant sa phase positive sont opposées à celles de la phase négative (Ropelewski et Halpert, 1987, 1989).

Cependant dans certaines régions seule une des phases est associée à des anomalies climatiques significatives. En particulier, les fortes pluies qui ont lieu durant les épisodes Niño, le long des côtes du nord du Pérou et du sud de l'Equateur apparaissent comme une interruption des conditions sèches qui prévalent durant les périodes non-Niño, ce qui inclut les épisodes froids (Waylen et Caviedes, 1986a, Kousky et Ropelewski, 1989). Nous vérifierons brièvement cette affirmation en déterminant les périodes de refroidissement marqué de la TSM du Pacifique au large des côtes de l'Equateur et du Pérou et en analysant leur coïncidence avec les années de pluviométrie déficitaire (Chapitre 4).

Il semble donc que l'anti-ENSO considéré comme un événement froid de grande échelle dans l'océan Pacifique central ne se traduise pas par des conditions océaniques et atmosphériques opposées à celles observées lors d'un ENSO le long des côtes de l'Equateur et du Pérou. Il sera donc difficile de parler de situation anti-Niño.

2.2.6 ENSO, Niño, Oscillation australe : des noms qui prêtent à confusion

L'important effort de recherche qui a été mis en place au cours des deux dernières décennies pour améliorer la compréhension des mécanismes qui engendrent le phénomène El Niño, en particulier après l'événement exceptionnel de 1982-83, a été accompagné de l'introduction de termes et d'acronymes nouveaux. Des termes tels que ENSO, événement chaud, événements froid ou Niña n'existaient pas il y a 15 ans. Les pêcheurs sud-américains désignaient par le Niño le courant océanique relativement faible et chaud qui s'établit presque tous les ans du nord vers le sud le long des côtes de l'Equateur et du nord du Pérou. Ce terme a ensuite été réservé par les scientifiques aux événements locaux d'amplitudes exceptionnelles (Quinn et al., 1978, 1987; SCOR, 1983). Puis, il a représenté l'ensemble des perturbations de grande échelle touchant l'intégralité du Pacifique tropical (Philander, 1989). Le Niño a également été présenté comme la composante océanique de l'ENSO, mais aussi comme l'une des phases du cycle de l'ENSO. Le terme ENSO, introduit pour faire la distinction entre les épisodes chauds de grande échelle dans le Pacifique central et les événements locaux Niño le long des côtes de l'Amérique du Sud, a également été utilisé pour décrire l'évolution d'une oscillation auto-entretenu du système océan-atmosphère dans l'océan Pacifique central. Cependant cette oscillation est généralement interprétée comme l'oscillation australe proprement dite.

Aceituno (1993) estime qu'un effort pour proposer une terminologie commune et cohérente est souhaitable. Les expressions événement froid, phase positive de l'oscillation australe, anti-ENSO, anti-Niño ou Niña représentent une même réalité et un consensus devrait aboutir pour désigner les anomalies atmosphériques et océaniques qui caractérisent la phase positive de l'oscillation australe. La diversité des sens donnés à l'acronyme ENSO a engendré la confusion; comme l'ont proposé Quinn et Neal (1983), Aceituno (1993) ou Quinn (1993) ce problème peut être résolu en utilisant l'acronyme ENSO dans son sens originel, c'est à dire pour désigner les périodes anormalement chaudes dans le Pacifique central et les autres anomalies atmosphériques et océaniques associées durant la phase négative de l'oscillation australe, et de réserver le terme Niño aux anomalies locales le long des côtes de l'Equateur et du Pérou. Nous adhérons à cette vision du problème et utiliserons donc les termes Niño et ENSO pour désigner respectivement les phénomènes régionaux et globaux.

2.3 LES DIFFERENTS EFFETS DE L'ENSO SUR LES CLIMATS DE LA PLANETE

Dans sa phase négative extrême, l'oscillation australe s'accompagne de différentes anomalies qui affectent la circulation générale. Dans les paragraphes précédents, nous avons déjà évoqué certaines de ces anomalies pour l'océan Pacifique tropical. La figure publiée par Ropelewski et Halpert en 1987 est généralement prise comme référence pour présenter l'influence de l'ENSO sur les précipitations (Figure 2-13). Ils ont déterminé les régions de la

planète dont les précipitations présentent une liaison significative avec l'ENSO, à partir de séries de 1700 stations pluviométriques. Nous pouvons remarquer que les auteurs n'ont pu traiter, par manque de données, le versant occidental de la Cordillère des Andes comprenant les régions côtières de l'Equateur et du Pérou qui font partie des régions les plus sensibles à l'ENSO. Des résultats similaires ont été présentés par Kousky et al. (1984) et plus récemment par les mêmes Ropelewski et Halpert (1996). Nous précisons quand cela est possible, grâce à l'exposé des résultats des nombreux travaux réalisés, l'influence de l'ENSO sur les climats du Pacifique tropical, puis du reste de la ceinture intertropicale et des latitudes tempérées. Nous donnons également quelques indications à propos de l'influence de l'ENSO sur les cyclones du Pacifique et de l'Atlantique, sur les écosystèmes côtiers et sur certaines activités humaines de l'Amérique du Sud.

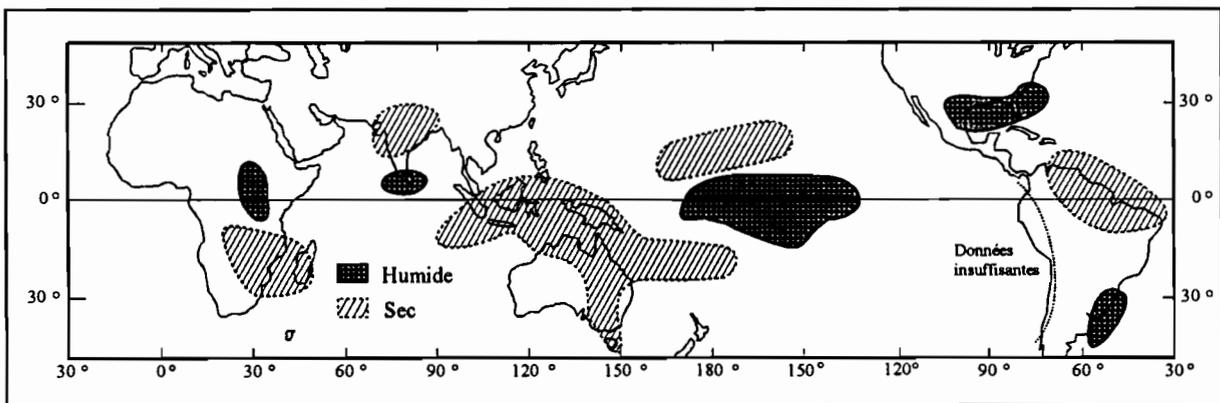


Figure 2-13 : Anomalies de précipitations affectant le globe pendant un événement ENSO selon Ropelewski et Halpert (1987, 1996).

2.3.1 L'océan Pacifique intertropical

2.3.1.1 Effets de l'ENSO sur les précipitations

Le déplacement zonal de la cellule de Walker du Pacifique s'accompagne d'importantes variations des pluies. D'abondantes précipitations (plusieurs fois la moyenne annuelle pendant l'événement de 1982-1983) sont observées à l'est de la ligne de changement de date et près de la côte ouest du continent américain. Des pluies torrentielles sont observées en Equateur (Cepal, 1983; Nouvelot et Pourrut, 1984; Rossel et al., 1996a) et au Pérou (Caviedes et Waylen, 1987; Tapley et Waylen, 1990) s'accompagnant la plus part du temps d'inondations (Waylen et Caviedes, 1986b; Nouvelot et Pourrut, 1994) et de glissements de terrains comme pendant les événements de 1982-83 et 1986-87.

Dans le Pacifique central, l'excès pluviométrique est caractérisé par des pluies plus fréquentes. En revanche, la sécheresse sévit en Australie et en Indonésie. En effet, dans le Pacifique ouest, les phases négatives de l'oscillation australe correspondent à une augmentation des pressions atmosphériques qui se traduisent généralement par une réduction des précipitations. Cette baisse a été observée pour les pluies en Nouvelle-Calédonie (Morlière et Rébert, 1986), en Australie (Mc Bride et Nicholls, 1983; Nicholls, 1989) et pour les écoulements en Nouvelle-Zélande (Moss et al., 1994) et en Australie (Simpson et al., 1993a).

2.3.1.2 Effets de l'ENSO sur les cyclones

D'après Cadet et Garnier (1988), l'activité cyclonique au-dessus de l'océan Pacifique dépend étroitement de la phase de l'oscillation australe. Il existe trois grandes régions d'activité cyclonique. La première est située au nord de l'équateur, au large des côtes de l'Amérique centrale avec une moyenne annuelle de 14 cyclones. La deuxième se trouve vers les Philippines et la mer de Chine avec une moyenne de 26 en été boréal. La dernière est au sud de l'équateur avec une moyenne de 16 en été austral. L'oscillation australe ne semble apporter de modification sensible sur le nombre et l'intensité des cyclones que dans le Pacifique sud. Sur 26 années d'observations (1958-1985), comprenant sept événements ENSO, la moyenne annuelle y est de 16,4 mais la moyenne atteint 19,1 pendant les années ENSO. Cet accroissement est surtout dû à leur augmentation dans la partie est, vers la Polynésie, où l'activité cyclonique est généralement nulle. Tout se passe comme si, pendant les ENSO, la zone cyclonique se décalait vers l'est en même temps que la ZCPS. Par contre, dans la partie ouest, Nicholls (1988), s'appuyant sur une série de cyclones tropicaux de 1909 à 1983, établit une corrélation négative et significative entre les pressions à Darwin et le nombre de cyclones affectant l'Australie. On observe ainsi un nombre plus important de cyclones dans cette région pendant les phases positives de l'oscillation australe.

2.3.1.3 Effets de l'ENSO ou plus précisément ici du Niño sur les écosystèmes et les activités humaines du versant ouest de la cordillère des Andes

Les rapports entre l'apparition du Niño et la mortalité massive des oiseaux de mer ont été remarqués depuis que le "guano" (matière provenant principalement de l'accumulation d'excréments d'oiseaux marins qui constitue un engrais riche en azote et en acide phosphorique) est devenu un élément important des exportations du Pérou au XIX^e siècle. Au cours du Niño de 1957-58, la population d'oiseaux de mer, par manque de nourriture, est tombée de 28 à 6 millions d'individus (Figure 2-14). A cette époque, la pêche d'anchois au Pérou était encore réduite, les effets possibles du Niño sur les populations de poissons sont passés inaperçus. La population d'oiseaux remonte ensuite lentement jusqu'à 15 millions pour être ramenée à 4 millions par les effets de l'El Niño de 1965. L'influence de cet événement est encore assez faible sur la pêche des anchois car le stock, qui n'est pas encore surexploité, se régénère rapidement.

Il n'en fut pas de même en 1972, le Niño fut alors particulièrement durable et marqué. La population de poissons était à cette époque soumise à une surexploitation qui se traduisait par une diminution régulière de la taille des individus capturés. Les deux facteurs ont probablement contribué à l'effondrement des pêcheries après le Niño de 1972. Les prises d'anchois tombèrent de 10 millions de tonnes en 1971 à 4 millions en 1972 et à 1,5 million en 1973 (Idyll, 1973, d'après Wyrski, 1979). Depuis, elles n'ont jamais retrouvé leur niveau initial. Tous les Niño ultérieurs ont entraîné une rupture de la chaîne écologique dans la région côtière de l'Amérique du Sud, et des bouleversements des écosystèmes côtiers.

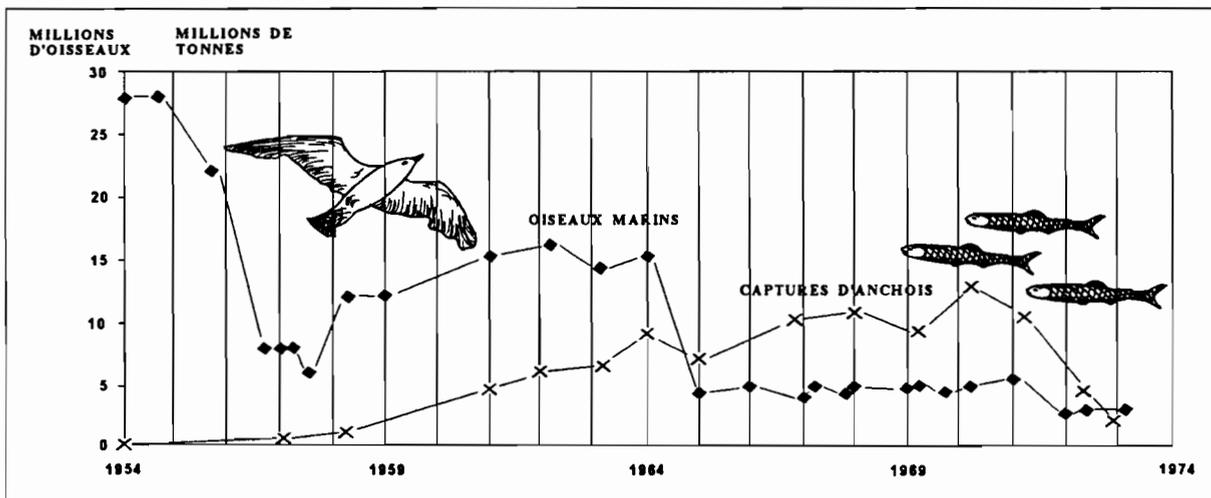


Figure 2-14 : Chaque événement Niño est marqué par des pulsations des écosystèmes côtiers de l'Amérique du Sud. Notons cependant que la chute suivant l'année 1972 résulte également d'une surexploitation des ressources au cours des années précédentes (Idyll, 1973, d'après Wyrтки, 1979).

Pour ce qui est de l'activité agricole des régions côtières de l'Amérique du Sud, la présence de précipitations, les années Niño, dans des régions normalement arides permet généralement le développement de cultures. Mais, dans d'autres secteurs l'excès de pluie peut entraîner des pertes de production. Lors de l'événement exceptionnel de 1983, la situation a pris une tournure catastrophique. En Equateur, les zones de grande production traditionnelle (Guayas, Los Ríos, El Oro) ont vu leur production réduite à néant par pourrissement des cultures submergées pendant plusieurs mois. Les intenses et persistantes précipitations des mois de décembre et janvier ont détruit des cultures, réduit les rendements et retarde les semences. Pendant l'amélioration du climat en février de nombreux efforts ont été réalisés pour profiter des grandes surfaces de la péninsule de Santa Elena et du Manabi, normalement arides mais qui en cette occasion disposaient d'humidité. Le retour des précipitations en mars, et avec une intensité supérieure encore en mai et juin, n'ont pas permis les récoltes attendues. Les pertes ont été aggravées par la destruction des voies de communication qui a entravé l'acheminement des faibles productions vers les centres de consommation.

2.3.2 Effets de l'ENSO sur le reste de la ceinture intertropicale

2.3.2.1 L'Altiplano bolivien et péruvien

En opposition avec la côte Pacifique de l'Amérique du Sud, les hautes terres du sud du Pérou et l'Altiplano Bolivien sont marquées par un déficit des précipitations les années ENSO (Francou et Pizarro, 1985; Tapley et Waylen, 1990; Aceituno et Montecinos 1992).

2.3.2.2 Les Caraïbes et le reste de l'Amérique tropicale

Hastenrath (1990a) a mis en évidence des corrélations positives entre les écoulements de plusieurs pays de cette région (Panama, Colombie, Venezuela, Surinam, Guyane française) et le SOI. Ceci fut confirmé par Aceituno (1995) pour les parties andines de la Colombie. Waylen et al. (1994) ont observé ce déficit pluviométrique lors des phases négatives de l'oscillation australe à San José du Costa-Rica, et Bocanegra et Caicedo (1994) au centre et nord-est de la Colombie.

2.3.2.3 L'océan Atlantique

En raison des sécheresses catastrophiques qui affectent le Sahel et le nord-est brésilien, l'océan Atlantique a été particulièrement étudié. Covey et Hastenrath (1978) ont établi que les pressions de surface dans l'Atlantique sud varient généralement en sens inverse de celles du Pacifique sud. On observe donc une accélération des alizés du sud au voisinage de l'équateur due au gonflement de l'anticyclone de Sainte Hélène d'où un refroidissement des eaux de surface par renforcement de l'upwelling de l'Atlantique. Toutefois, ce schéma général n'est pas toujours respecté, les dimensions plus restreintes de l'Atlantique entraînent des réactions plus rapides, parfois déphasées par rapport à celles du Pacifique (Cadet et Garnier, 1988).

Les cyclones naissent au sein de la zone de convergence intertropicale au large de Dakar à partir des perturbations africaines, et se déplacent ensuite vers l'ouest en se renforçant sur les eaux chaudes des Caraïbes entre juillet et octobre. Leur nombre se réduit considérablement en période ENSO (Cadet et Garnier, 1988). Cette diminution d'activité cyclonique sur l'Atlantique peut être attribué au renforcement des alizés qui engendre une baisse des températures accompagnée d'une augmentation du cisaillement vertical du vent. Ces phénomènes tendent à inhiber l'activité cyclonique.

2.3.2.4 Le nord-est brésilien

Au cours des dernières décennies, certains événements secs affectant le nord-est du Brésil ont eu lieu après le développement d'un ENSO sur l'océan Pacifique, suggérant une influence de l'oscillation australe. Hastenrath et al. (1987) ont montré une corrélation significative entre l'indice de l'oscillation australe en janvier-avril et les anomalies des pluies au nord-est du Brésil. Hastenrath (1990b) a utilisé la valeur du mois de janvier de cet indice pour prévoir le total des précipitations de la saison des pluies suivante.

2.3.2.5 L'Afrique

L'influence de l'oscillation australe sur la pluviométrie africaine fait l'objet de nombreux travaux dont ceux de Ropelewski et Halpert (1989) qui montrent la relation entre la phase négative de l'oscillation australe et les déficits pluviométriques en Afrique de l'est et du sud-est. Mais ils n'ont mis en évidence aucune relation statistiquement significative avec les pluies du Sahel. Pendant les ENSO, une légère augmentation des débits du Nil dans sa partie amont a été décelée. Par contre, Eltahir (1996) a montré qu'il existe une diminution des écoulements du Nil à Assouan en Egypte lorsque la TSM du Pacifique central augmente.

2.3.2.6 La mousson indienne

C'est la recherche d'indice permettant de prévoir l'intensité des pluies en Indes qui a conduit Walker à la découverte de l'oscillation australe. Cette liaison entre l'activité de la mousson et l'oscillation australe a été confirmée par de nombreuses études (Rasmusson et Carpenter, 1983; Cadet, 1986; Hastenrath, 1987 et 1988). La mousson indienne d'été est déficitaire pendant l'été boréal de l'année ENSO. Ce qui fait dire à Cadet et Garnier (1988) qu'une mauvaise mousson d'été est un signe précurseur de l'ENSO.

2.3.3 Les latitudes tempérées

Mechoso et Iribarren (1992) ont montré que l'on observe une augmentation des débits des rivières Uruguay et Negro dans le sud-est de l'Amérique du Sud, pendant les phases négatives de l'oscillation australe. A Santiago du Chili, Aceituno et al. (1989) et Rutland et Fuenzalida (1991) ont observé une augmentation des précipitations avec l'élévation de la température superficielle du Pacifique tropical central.

Namias (1976) a élaboré des cartes d'anomalies de températures et de précipitation en hiver pour l'Amérique du nord pour neuf événements ENSO. Il montre ainsi que les régions du nord-ouest sont plus chaudes et sèches que la normale, et que celles du sud-est sont plus froides et pluvieuses les années ENSO. Ces résultats ont été confirmés par les analyses plus récentes de Ropelewski et Halpert (1986), Schoenherr et Nicholson (1989), Redmond et Koch (1991) et Kahya et Dracup (1993). Cependant, la répartition des anomalies de températures et de pluies est bien loin d'être identique pour chacun des cas étudiés. Il est clair que l'oscillation australe joue un rôle dans les variations climatiques des Etats-Unis pendant l'hiver boréal. Cependant, elle ne constitue qu'un facteur d'échelle globale parmi d'autres facteurs d'échelle régionale ou locale.

L'altération du champ de pression sur l'Atlantique nord qu'engendrent les phases négatives de l'oscillation australe devrait se traduire par des modifications du climat de l'Europe. Cependant aucune liaison statistique significative avec l'ENSO n'a pu être établie. Ceci suggère qu'au-delà du bassin du Pacifique et de l'Amérique du nord l'intensité des signaux de l'oscillation australe décroît avec la distance et se confond probablement avec d'autres phénomènes atmosphériques non directement liés à l'ENSO.

2.3.4 Variations climatiques observées pendant un événement ENSO

Lors d'un événement ENSO de nombreuses variations pluviométriques sont observées sur l'ensemble de la planète. La synthèse des résultats de l'ensemble des travaux que nous venons d'exposer nous permet de compléter la carte établie par Ropelewski et Halpert (1996) (Figure 2-15). Une augmentation des précipitations est observée dans le Pacifique central, sur le versant ouest de la Cordillère des Andes en Equateur et au Pérou ainsi que sur une grande partie du "Cône sud" (Chili, Argentine et Uruguay). Alors que les pluies sont déficitaires dans les régions situées à l'ouest de l'océan Pacifique entre la Nouvelle Zélande et l'Indonésie, ainsi que sur le bassin de l'Amazone (Altiplano péruvien et bolivien, Manaus et nordeste brésilien) et au nord de l'Amérique du Sud de la Guyane française au Costa Rica (Surinam, Venezuela, Colombie, Panama). L'influence sur le reste de la planète est moins marquée.

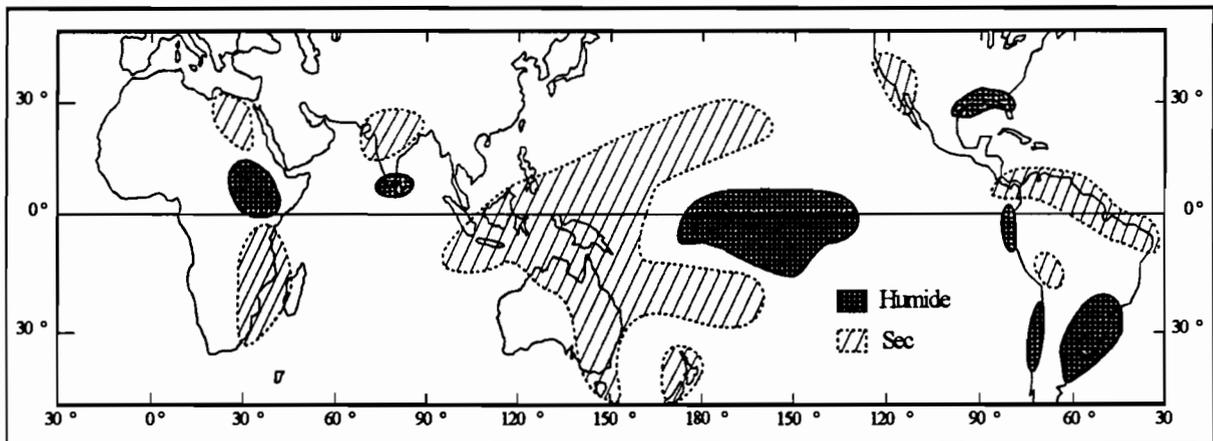


Figure 2-15 : Anomalies climatiques qui accompagnent généralement un événement ENSO d'après l'ensemble des études présentées dans ce paragraphe.

2.4 CONCLUSION

L'océan Pacifique est généralement balayé par les alizés. Ces vents qui soufflent d'est en ouest constituent la branche horizontale de la plus grande des cellules de Walker qui couvre l'ensemble de l'océan entre les îles de Pâques et l'Australie. L'oscillation australe correspond aux variations de cette circulation atmosphérique. Sous l'action des alizés qui soufflent sur la majorité de l'océan intertropical, deux courants marins équatoriaux nord et sud se déplacent d'est en ouest. Ils sont séparés par le contre courant nord équatorial de faible extension nord-sud mais de vitesse de circulation d'ouest en est élevée. Ces circulations atmosphériques et océaniques majoritairement d'est en ouest entre les tropiques, sont compensées aux latitudes tempérées par des mouvements opposés. Elles se traduisent par un fort gradient thermique à la surface de l'océan, ainsi les eaux de l'Indonésie sont plus chaudes que celles situées au large des côtes de l'Amérique.

Certaines années, de forts alizés entraînent une accumulation d'eau chaude dans le Pacifique ouest. L'affaiblissement de ces vents permet le retour de ces eaux vers le continent américain. Ce retour est favorisé par les ondes de Kelvin qui se déplacent d'est en ouest au niveau de la thermocline, entraînant un enfoncement de celle-ci à l'ouest. Cette arrivée d'eaux chaudes et la modification de la structure verticale de l'océan au large des côtes sud-américaines marque le début d'un Niño. Ce réchauffement se généralise ensuite à l'ensemble de l'océan Pacifique tropical central. Le Niño correspond au réchauffement régional de l'océan Pacifique au large des côtes de l'Amérique du Sud. L'ENSO désigne l'ensemble du phénomène touchant l'intégralité de l'océan Pacifique.

Aujourd'hui, même si quelques divergences existent, on possède une bonne description du phénomène et on explique assez bien l'enchaînement des événements. L'origine de ce phénomène reste cependant encore mystérieuse. Plusieurs hypothèses sont avancées quant à l'affaiblissement des alizés qui le déclenchent. De grands espoirs sont mis dans les résultats que devraient fournir les nouvelles analyses réalisées simultanément avec des mesures *in situ*, des observations par satellite et des simulations numériques. Ces recherches sont du plus grand intérêt pour de très nombreux pays car l'ENSO est le plus fort signal climatique de la planète.

L'ENSO a des répercussions parfois catastrophiques sur une grande partie des régions tropicales et dans un degré moindre, sur les tempérées. Il se traduit généralement par une augmentation des précipitations au centre et à l'est du Pacifique sur les côtes occidentales du continent américain et par des sécheresses en Australie et Indonésie à l'ouest du bassin. Les régions côtières de l'Equateur sont avec le nord-ouest du Pérou, les zones de la planète les plus touchées. Mais, l'Equateur est paradoxalement le pays pour lequel l'influence de l'ENSO et du Niño est la moins étudiée. Pour déterminer cette influence et tenter d'en limiter les conséquences néfastes, il est nécessaire d'identifier les années où il a eu lieu.

Chapitre 3

INDICES ET CLASSIFICATIONS

3. INDICES ET CLASSIFICATIONS

L'ENSO correspond à un enchaînement de perturbations atmosphériques et océaniques qui semble relativement bien défini. Pour déterminer l'influence de ce phénomène sur les précipitations en Equateur, il est nécessaire de connaître les variables physiques qui le caractérisent ainsi que les années où il a sévi. En analysant les classifications proposées par différents auteurs des années en années normales, ENSO et anti-ENSO ou normales et Niño, il apparaît rapidement que la complexité du phénomène et les objectifs de chaque auteur donnent naissance à une grande diversité des résultats. Les définitions et outils utilisés sont des plus variés : indices de pression atmosphérique, de vent, de TSM, de pluie, récits historiques, etc. Nous tentons de choisir parmi ces études une classification et une ou des variables définissant le Niño qui répondent à nos objectifs. Une importance particulière a donc été donnée aux relations entre l'ENSO, le Niño et certains éléments des climats continentaux et plus particulièrement les régimes pluviométriques.

3.1 DIFFÉRENTS INDICES UTILISÉS POUR CARACTÉRISER L'ENSO

La pression atmosphérique, la température superficielle de la mer, l'intensité et la direction des vents sont les variables les plus fréquemment utilisées pour l'analyse de l'oscillation australe et de ses répercussions sur les climats continentaux. Nous décrivons ici ces indices et indiquons l'origine des séries que nous avons obtenues.

3.1.1 Indices calculés à partir de la pression atmosphérique

Le Chapitre 2 a montré que l'oscillation australe correspond aux variations du champ de pression entre le Pacifique sud-ouest et l'Indonésie, elle est donc généralement caractérisée par des indices calculés à partir de différences de pressions atmosphériques de l'océan Pacifique (Chen, 1982; Trenberth, 1984; Wright, 1989). Pour cela, de nombreux auteurs ont regroupé et critiqué des séries de mesures de pression atmosphérique ramenée au niveau de la mer de différentes parties de l'océan Pacifique. Nous pouvons citer Ropelewski et Jones (1987) qui ont complété la série de Tahiti pour la période 1876-1935 et Allan et al. (1991) celle de Darwin pour la période 1865-1881. La durée des enregistrements, tout autant que la situation géographique des points de mesure, a conduit à la sélection d'un certain nombre de sites. Nous mentionnons ici les plus utilisés : Tahiti (17°30'S, 150°W) et Rapa (28°S, 144°W) îles de la Polynésie française et l'île de Pâques (27°S, 109°W) représentent la région de hautes pressions du Pacifique sud-est ; Darwin (12°S, 131°E), ville du nord de l'Australie, la zone de basse pression de l'Indonésie (Figure 3-1).

L'existence de plusieurs sources de données avait entraîné une divergence des résultats. Quinn et Burt (1970) ont donc rassemblé ces séries afin de résoudre ce problème. Les séries des valeurs moyennes mensuelles brutes, centrées et centrées réduites de la pression atmosphérique ramenée au niveau de la mer de ces quatre points de mesure sont aujourd'hui diffusées mensuellement par le CAC sur Internet (<ftp:nic.fb4.noaa.gov/pub/cac/cddb/indices>). Elles sont disponibles depuis 1882 pour Tahiti et Darwin et 1951 pour Rapa et l'île de Pâques.

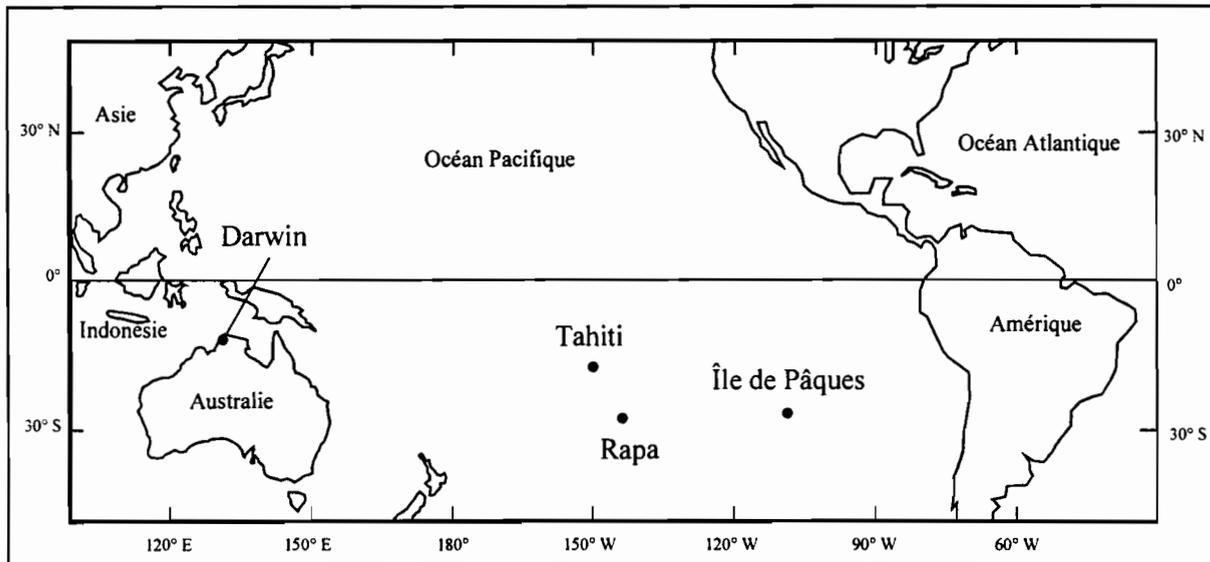


Figure 3-1 : Situation des principaux points de mesure de pression atmosphérique utilisés pour le calcul d'indices de l'oscillation australe.

A partir de ces séries, de nombreux indices ont été proposés pour analyser l'oscillation australe. Les plus simples sont les anomalies mensuelles ou différences à la moyenne mensuelle (valeurs centrées) de la pression atmosphérique. Elles sont parfois normalisées en les divisant par l'écart-type mensuel (variables centrées réduites, dont la moyenne est nulle et l'écart-type égal à un). Chen (1982) recommande l'utilisation d'une combinaison des valeurs mesurées à Tahiti et Darwin pour une étude de diagnostic, et à Rapa et à l'île de Pâques pour les applications à la prévision de l'ENSO.

Trenberth (1984) a recherché l'**indice optimum** pour représenter la variance de l'oscillation australe. Il propose la différence entre les valeurs centrées réduites des pressions mesurées à Tahiti et Darwin (Tahiti - Darwin). Cette forme a été retenue par le CAC et est actuellement la plus utilisée (Hastenrath, 1990a; Redmond et Koch, 1991; Simpson et al., 1993a; Moss et al., 1994). Cet indice est appelé **SOI**, de l'anglais *Southern Oscillation Index* ou indice de l'oscillation australe.

Le CAC diffuse également les valeurs des indices (Pâques + Rapa), (Rapa - Tahiti) et du SOI, ces séries sont disponibles depuis 1882 pour SOI et seulement depuis 1951 pour les deux autres. Par ailleurs, Wright (1984) a proposé un indice saisonnier (mars-mai, juin-août, septembre-novembre et décembre-février). Cet indice est égal, pour la période 1935-84, à la différence entre les anomalies de pression observées à Darwin et à Tahiti (Darwin-Tahiti), calculée mensuellement et moyennée sur les trois mois de la saison. En 1989, il a estimé les valeurs de cet indice pour la période 1851-1934 et proposé une série sans lacune pour la période 1851-1984 (Wright, 1989).

Le Tableau 3-1 présente un récapitulatif des indices de pression atmosphérique, avec les coordonnées des points de mesure, les périodes disponibles, les pas de temps de calcul et l'origine de ces informations.

Indice	Coordonnées	Période	Pas de temps	Origine
Darwin	12°S, 131°E	1882 - 1996	Mensuel	CAC Internet
Tahiti	17°30'S, 150°W	1882 - 1996	Mensuel	CAC Internet
Rapa	28°S, 144°W	1951 - 1996	Mensuel	CAC Internet
Pâques	27°S, 109°W	1951 - 1996	Mensuel	CAC Internet
Pâques + Rapa	-	1951 - 1996	Mensuel	CAC Internet
Rapa - Tahiti	-	1951 - 1996	Mensuel	CAC Internet
SOI (Tah. - Dar.)	-	1882 - 1996	Mensuel	CAC Internet
Darwin - Tahiti	-	1851 - 1984	Trimestriel	Wright, 1989

Tableau 3-1 : Coordonnées, période disponible, pas de temps de calcul et origine des indices de pression atmosphérique.

3.1.2 Indices calculés à partir de la température superficielle de la mer (TSM)

Le chapitre précédent a montré qu'un événement ENSO correspond généralement à un réchauffement de la TSM de l'océan Pacifique tropical ouest qui se déplace par la suite vers l'est. De plus, il accentue le courant chaud qui se présente au niveau des côtes de l'Amérique du Sud. De nombreux auteurs, dont Namias (1976) et Wright (1984, 1989) ont recherché et analysé des séries historiques de la TSM du Pacifique tropical.

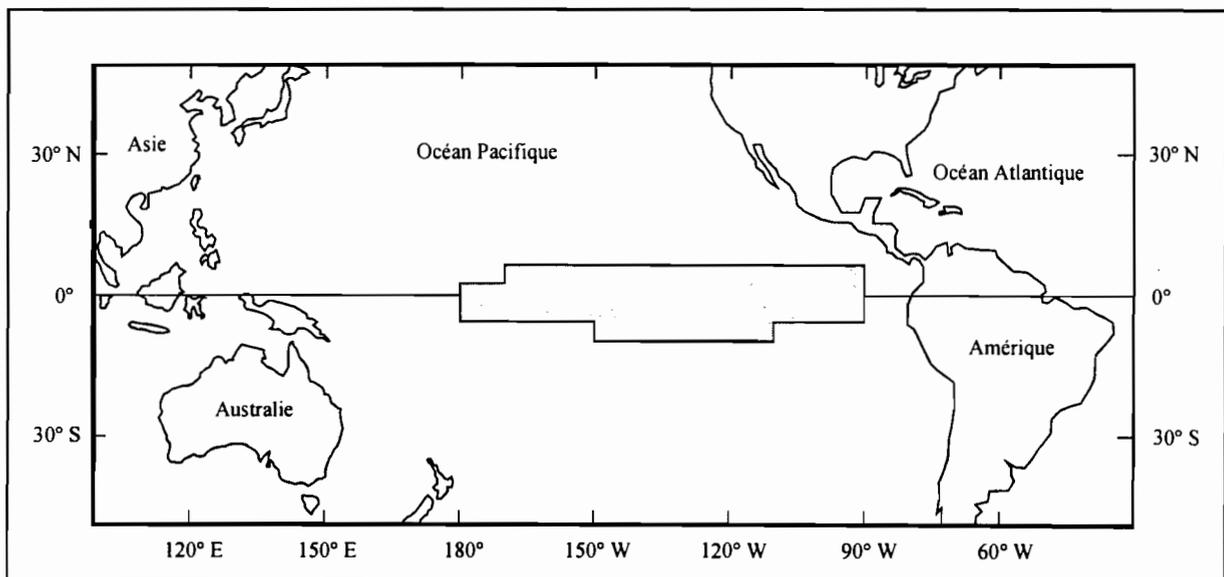


Figure 3-2 : Région de l'océan Pacifique équatorial choisie par Wright pour calculer son indices de TSM (Wright, 1984).

Wright (1984) a proposé un indice de TSM égal à la moyenne des anomalies mensuelles (différences à la moyenne) de TSM de secteurs de $4 \times 10^\circ$ (latitude x longitude) pour la région centre-est de l'océan Pacifique équatorial ($6-2^\circ\text{N}, 170-90^\circ\text{W}$; $2^\circ\text{N}-6^\circ\text{S}, 180-90^\circ\text{W}$; $6-10^\circ\text{S}, 150-110^\circ\text{W}$, Figure 3-2). Sa série mensuelle exprimée en degré Celsius est disponible pour la période comprise entre 1893 et 1983 (Wright, 1989).

Quatre secteurs de l'océan Pacifique ont été définis pour l'analyse de l'ENSO : les blocs Niño 1 (5°N-10°S, 90-80°W), Niño 2 (0-5°S, 90-80°W), Niño 3 (5°N- 5°S, 150-90°W) et Niño 4 (5°N- 5°S, 160°E- 150°W) (Figure 3-3). Le peu de différence entre les blocs Niño 1 et 2 a conduit à les regrouper en un seul bloc appelé Niño 1+2 (0-10°S, 90-80°W). Le CAC diffuse mensuellement les valeurs brutes, centrées et centrées réduites de la TSM moyenne de ces trois secteurs de l'océan, elles sont disponibles depuis 1970. Ces blocs sont aujourd'hui les plus utilisés pour l'analyse et la prévision de l'ENSO. C'est pour le bloc Niño 3 que les prévisions réalisées par les modèles couplés "océan-atmosphère" sont les plus performantes.

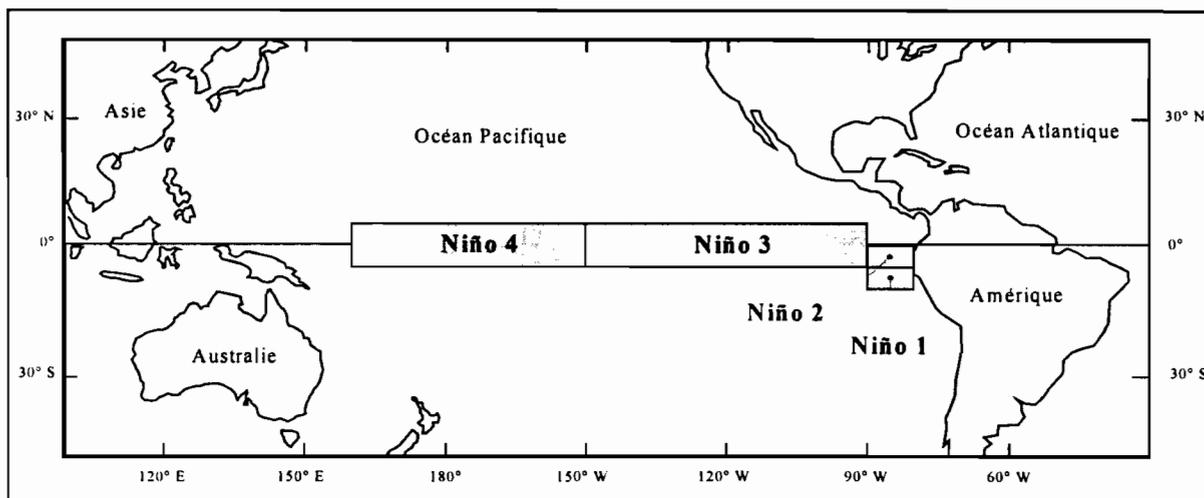


Figure 3-3 : Situations des blocs Niño 1, 2, 3 et 4, les blocs 1 et 2 sont regroupés en un seul secteur appelé Niño 1+2.

Dans leur recherche d'un indice de TSM pour expliquer les débits de rivières de l'Australie, Simpson et al. (1993b) ont utilisé l'indice saisonnier de Wright (1989) et le bloc Niño 3. Ils justifient le choix de l'indice de Wright par sa disponibilité depuis la fin du siècle dernier et celui du bloc Niño 3 par les essais de prévision réalisés avec ce bloc. La bonne corrélation linéaire entre les valeurs mensuelles de ces deux indices ($R = 0,96$ pour la période 1970-86), a permis à Simpson et al. (1993a) d'utiliser les valeurs de la TSM du bloc Niño 3 pour actualiser l'indice saisonnier de Wright.

Les grandes voies de navigation maritime de l'océan Pacifique ont été des zones privilégiées de mesures de TSM. Rasmusson et Carpenter (1983) ont analysé la variabilité saisonnière de la TSM de six de ces voies (Figure 3-4). Ils ont déterminé les sections de 8° de latitude de variabilité maximale. Le CAC publie aujourd'hui pour les périodes 1921-38 et 1949-96, les valeurs brutes, centrées et centrées réduites de la TSM moyenne mensuelle des lignes 1 et 6. Ces voies sont situées au large des côtes du continent américain (Ship Track1) et dans la région du Pacifique central (170°W) située entre Hawaii et les îles Fidji (Ship Track6).

Depuis la fin des années 80, les efforts de compilation de données sur tous les océans ont abouti à la création d'une base de données appelée "COADS" (Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set). Elle regroupe des observations réalisées à la surface de tous les océans. Ces données ont été publiées à plusieurs reprises par différents auteurs, nous avons obtenu la version publiée conjointement par la NOAA et l'ORSTOM sur CD-ROM (CEOS, 1994), ainsi qu'une version homogénéisée par Da Silva et al. (1995) pour la période 1945 à 1989.

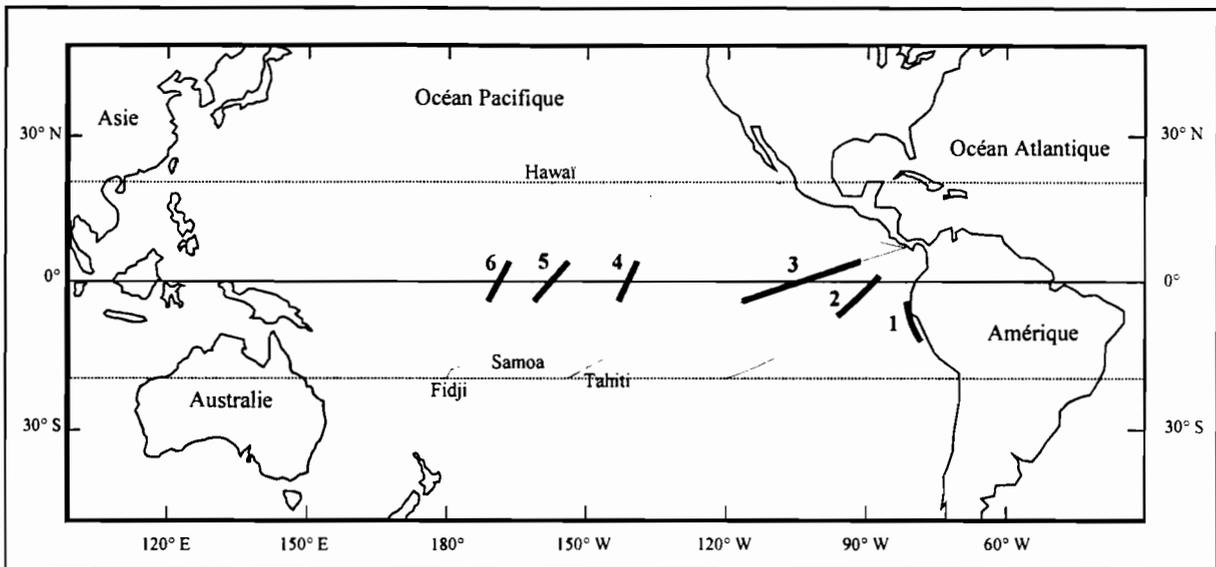


Figure 3-4 : Grandes lignes de navigation maritime (Ship Track) utilisées pour la mesure de la TSM de l'océan Pacifique. Les parties en gras correspondent aux 8° de latitude de variabilité saisonnière maximum (Rasmusson et Carpenter, 1982).

Au niveau régional, nous avons pu obtenir de l'institut océanographique de l'armée équatorienne (INOCAR) les valeurs mensuelles de la TSM mesurée dans sept ports de la côte de l'Equateur. Ces ports sont, du nord au sud, San Lorenzo, Esmeraldas, Manta, La Libertad, Salinas, Puná et Puerto Bolívar (Figure 3-5).

Ces enregistrements de TSM locaux sont intéressants car ils représentent une information locale ponctuelle. Mais, il faudra s'assurer que leurs variations sont d'origine océanique et ne sont pas dues aux écoulements continentaux, principalement pour les ports qui sont situés dans des estuaires (San Lorenzo, Esmeraldas, Puná et Puerto Bolívar). Les enregistrements réalisés à Salinas depuis 1974 ont été interrompus en 1992, suite à l'installation de la station de La Libertad en 1988, distante de moins de 10 km. La bonne corrélation entre les parties concomitantes des séries de ces deux ports ($R = 0,99$) permet d'étendre la série de La Libertad à la période 1974-96 et de ne considérer qu'une série pour cette partie de la côte.

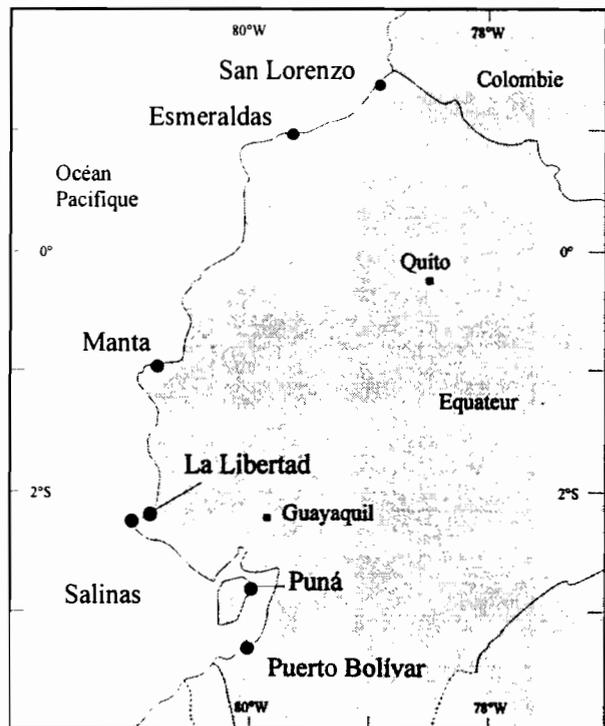


Figure 3-5 : Situation géographique des points de mesure de TSM en Equateur.

Le Tableau 3-2 présente un récapitulatif des indices de TSM, avec les coordonnées des points de mesure, les périodes disponibles, les pas de temps de calcul et l'origine de ces informations.

Indice	Région de mesure	Période	Pas de temps	Origine
Wright	Voir Figure 3-2	1893 - 1983	Mensuel	Wright 1989
Niño 1+2	0-10°S, 90-80°W	1970 - 1996	Mensuel	CAC Internet
Niño 3	5°N-5°S, 150-90°W	1970 - 1996	Mensuel	CAC Internet
Niño 4	5°N-5°S, 150°W-160°E	1970 - 1996	Mensuel	CAC Internet
Ship 1	Côte ouest de l'Amérique	1921-38 et 1949-96	Mensuel	CAC Internet
Ship 6	Hawaii - Fidji	1921-38 et 1949-96	Mensuel	CAC Internet
CEOS	Blocs de 1° x 1°	1945 - 1989	Mensuel	CEOS 1994
Da Silva	Blocs de 1° x 1°	1945 - 1989	Mensuel	Da Silva 1995
INOCAR	5 ports équatoriens	1975 - 1996	Mensuel	INOCAR

Tableau 3-2 : Région de mesure, périodes disponibles, pas de temps de calcul et origine des indices de TSM.

3.1.3 Indices calculés à partir des composantes méridiennes et zonales des vents

Comme nous l'avons vu au chapitre précédent, l'apparition d'un événement ENSO est directement liée aux vents alizés qui soufflent généralement d'est en ouest sur le Pacifique équatorial. Le CAC publie, dans le répertoire "indices" de son serveur sur Internet, trois indices des alizés à 850 mb : wpac850, cpac850 et epac850. Ils correspondent respectivement au Pacifique équatorial ouest (5°N-5°S, 135°E-180°W), centre (5°N-5°S, 175°-140°W), et est (5°N-5°S, 135°-120°W). Le CAC propose également un indice de vent zonal du Pacifique équatorial centre-est (équateur, 165-110°W) à 200 mb, zwnd200. Les indices de vents méridionaux sont disponibles depuis 1975 et celui de vent zonal depuis 1968.

Par ailleurs, on trouve parmi les données COADS du CEOS (1994) et de Da Silva et al. (1995), les anomalies des tensions de vent. Ces anomalies sont proportionnelles à l'intensité du vent (voir Annexe 3-1 pour plus de détails). Ces indices sont disponibles pour l'ensemble des océans de la planète avec un maillage de un degré carré, pour la période comprise entre 1945 et 1989. Le Tableau 3-3 présente un récapitulatif des indices de vent, avec les coordonnées des régions de mesure, les périodes disponibles, les pas de temps de calcul et l'origine de ces informations.

Indice	Région de mesure	Période	Pas de temps	Origine
wpac850	5N-5S, 135E-180W	1975 - 1996	Mensuel	CAC Internet
cpac850	5N-5S, 175-140W	1975 - 1996	Mensuel	CAC Internet
epac850	5N-5S, 135-120W	1975 - 1996	Mensuel	CAC Internet
zwnd200	0°, 165-110°W	1968 - 1996	Mensuel	CAC Internet
CEOS	Blocs de 1° x 1°	1945 - 1989	Mensuel	CEOS, 1994
Da Silva	Blocs de 1° x 1°	1945 - 1989	Mensuel	Da Silva et al., 1995

Tableau 3-3 : Région de mesure, période disponible, pas de temps de calcul et origine des séries des indices de vents.

3.1.4 Indices calculés à partir de précipitations

Selon Wright (1977), la région du Pacifique où la pluviométrie a la plus forte relation avec l'oscillation australe est proche de l'équateur dans le secteur 160°E - 150°W. Il a donc considéré que la moyenne des précipitations des stations de cette région peut être utilisée comme un indice de l'oscillation australe (Wright, 1984). Il a ainsi proposé un indice calculé à partir des séries mensuelles des stations de sept îles du Pacifique équatorial (Fanning, Christmas, Malden, Canton, Tarawa, Ocean et Nauru, Figure 3-6). Pour chaque mois de chaque station, il a déterminé la moyenne des racines cubiques des totaux mensuels. Il a ensuite exprimé, pour chaque mois, ces racines cubiques en pourcentages des moyennes correspondantes. L'indice pluviométrique est égal à la moyenne de ces valeurs, il n'a pas été calculé s'il n'y avait pas un minimum de deux valeurs pour un mois donné. Wright (1989) a homogénéisé ces données sur la période 1893-1983.

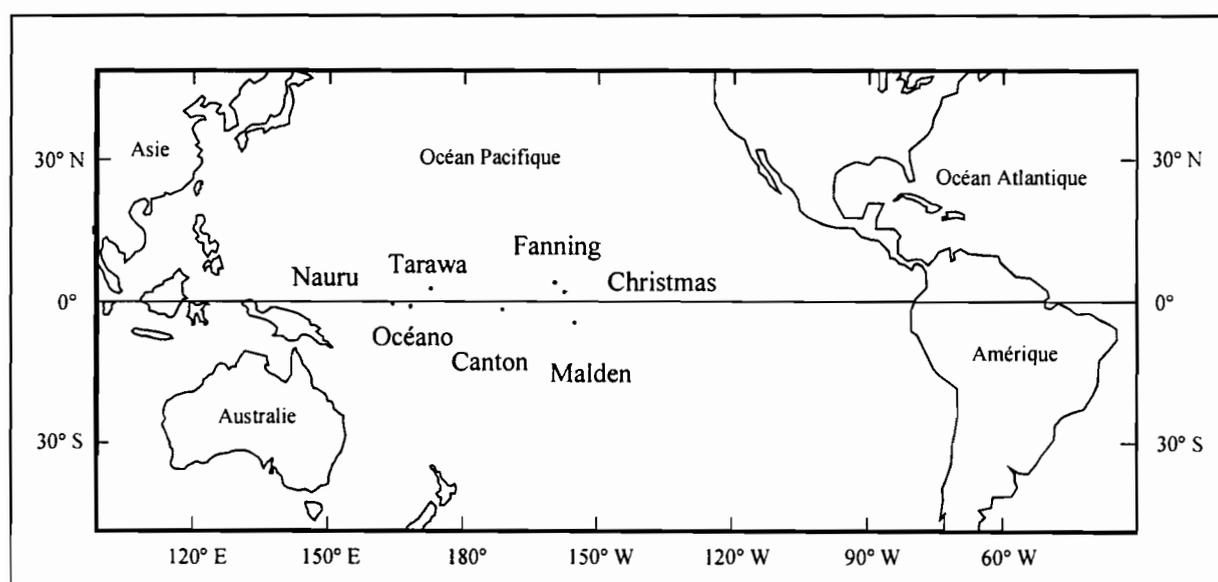


Figure 3-6 : Stations choisies par Wright (1984) pour calculer son indice pluviométrique.

3.2 CLASSIFICATIONS PROPOSÉES PAR DIFFÉRENTS AUTEURS

Nous pensions trouver dans la littérature une ou deux classifications des années en plusieurs classes reconnues et utilisées par l'ensemble des auteurs. Certains auteurs ont considéré deux classes (ENSO et non-ENSO), d'autres trois (ENSO, normale et anti-ENSO). Comme l'ont justement relevé Schoenherr et Nicholson (1989), il existe un certain désaccord entre les auteurs. La lecture d'un nouvel article apporte souvent une nouvelle classification.

Nous avons donc analysé un certain nombre de classifications et les critères utilisés qui sont souvent justifiés par le contexte. Nous présentons, dans un premier temps, les classifications établies à partir de critères globaux qui concernent les événements ENSO et anti-ENSO. Puis celles, définies avec des variables régionales du Pacifique est, qui permettent d'identifier les Niño.

Nous avons créé deux classifications que nous avons appelé *tendance générale*, une pour les ENSO et l'autre pour les Niño (colonnes 10 et 21 du Tableau 3-5). Ces *tendances générales* reflètent la tendance qu'ont les auteurs à classer une année donnée ; une année a été considérée Niño si plus de la moitié des auteurs la considère comme telle. Elles ont été construites afin de servir de point de comparaison lors de l'analyse des différentes classifications. Nous avons reporté dans le Tableau 3-5 l'ensemble de ces classifications pour la période de 120 ans comprise entre 1874 et 1993.

Numéro des colonnes du Tableau 3-5	Référence bibliographique dont a été extraite la classification
1	Aceituno, del Rio et Rutllant, 1989
2	Aceituno et Garreaud, 1995
3	van Loon et Madden, 1981
4	Waylen, Quesada et Caviades, 1994
5	Kiladis et van Loon, 1988
6	Rutllant et Fuenzalida, 1991
7	Ropelewski et Jones, 1987
8	Fu, Diaz et Fletcher, 1986
9	Simpson, Cane, Zebiak et Herczeg, 1993a
10	Quinn, 1993
11	<i>Tendance générale pour les ENSO</i>
12	Quinn, Zopf, Short et Kuo Yang, 1978
13	Kousky, Kagano et Cavalcanti, 1984
14	Morlière et Rébert, 1986
15	Quinn, Neal et Antunez de Mayolo, 1987
16	Tapley et Waylen, 1990
17	Quinn, 1993
18	Waylen et Caviades, 1986a
19	Francou et Pizarro, 1985
20	Rasmusson et Carpenter, 1983
21	<i>Tendance générale pour les Niño</i>

Tableau 3-4 : Correspondance entre les numéros des colonnes du Tableau 3-5 et les auteurs des articles dont sont extraites les classifications.

Auteur	ENSO										Niño										
	*1	*2	*3	*4	*5	*6	*7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	*18	19	20	21
1888										4		3			1		2				
1889												1			1						
1890																					
1891										4		4			6						
1892																					
1893																					
1894																					
1895																					
1896										3		3			3	3					
1897										3					3	3	3				
1898																					
1899										6		4			4	4	4				
1900										6		3			4	4					
1901																					
1902										5		3			3	3	3				
1903																					
1904										4											
1905										4		3			1		1				
1906																					
1907										3					2	3	3				
1908																					
1909																					
1910																					
1911										3		4			4	4	2				
1912										3		3			4	4	2				
1913										5											
1914										5		3			3	3	3				
1915										5											
1916																					
1917												2			4	4	3				
1918										5		4			1	1	2				
1919										5		3			1	1	2				

Tableau 3-5 : Classifications proposées par différents auteurs. Les numéros des colonnes (de 1 à 21) correspondent aux auteurs (Tableau 3-4). Les périodes en gris foncé correspondent aux événements ENSO (Niño), celles en gris clair aux événements anti-ENSO (anti-Niño), celles en blanc aux années normales ou non-ENSO (non-Niño). Les colonnes marquées d'un astérisque (*) correspondent aux auteurs qui ont considéré les trois types de situation ENSO, normale et anti-ENSO. Les chiffres de 1 à 6 correspondent aux différences d'intensité des ENSO (Niño).

Auteur	ENSO										Niño										
	*1	*2	*3	*4	*5	*6	*7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	*18	19	20	21
1920																					
1921																					
1922																					
1923																					
1924																					
1925																					
1926																					
1927																					
1928																					
1929																					
1930																					
1931																					
1932																					
1933																					
1934																					
1935																					
1936																					
1937																					
1938																					
1939																					
1940																					
1941																					
1942																					
1943																					
1944																					
1945																					
1946																					
1947																					
1948																					
1949																					
1950																					
1951																					
1952																					
1953																					
1954																					
1955																					

Tableau 3-5 (suite) : Classifications proposées par différents auteurs.

Auteur	ENSO										Niño										
	*1	*2	*3	*4	*5	*6	*7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	*18	19	20	21
1956																					
1957																					
1958																					
1959																					
1960																					
1961																					
1962																					
1963																					
1964																					
1965																					
1966																					
1967																					
1968																					
1969																					
1970																					
1971																					
1972																					
1973																					
1974																					
1975																					
1976																					
1977																					
1978																					
1979																					
1980																					
1981																					
1982																					
1983																					
1984																					
1985																					
1986																					
1987																					
1988																					
1989																					

Tableau 3-5 (suite) : Classifications proposées par différents auteurs.

3.2.1 Classifications proposées par Aceituno et al. (1989 et 1995)

Aceituno et al. (1989) ont analysé les relations entre les anomalies de précipitations du centre du Chili et de TSM de l'océan Pacifique central. Ils ont constaté que la relation entre l'indice de TSM défini par Wright (1989) et la pluie de Santiago du Chili n'est pas constante dans le temps. Ils ont donc divisé la période 1874 à 1987 en trois périodes de 38 ans (1874-1911, 1912-49 et 1950-87). Pour identifier les événements ENSO et anti-ENSO, ils ont sélectionné les six épisodes (avril-septembre) les plus chauds et les plus froids de chacune des périodes de 38 ans. Cette classification (colonne 1) se différencie de la *tendance générale* par un nombre d'événements plus réduits, et par l'année 1946 qu'ils classent comme un épisode froid alors que deux autres auteurs la considèrent comme un ENSO et huit comme une année normale.

Dans leur analyse de la relation entre l'oscillation australe et les écoulements dans les Andes, Aceituno et Garreaud (1995) ont utilisé l'indice de TSM de Wright (1989) disponible jusqu'à 1986, qu'ils ont actualisé jusqu'à 1989 à l'aide des anomalies de TSM du bloc Niño 3. En raison de la diversité des régimes hydrologiques andins, ils ont divisé l'année en deux. Ils ont donc sélectionné les périodes, de mai à septembre (hiver austral) ou de novembre à mars (été austral) pendant lesquelles la TSM moyenne se situe dans les 20% supérieurs ou inférieurs. La classification qu'ils ont ainsi obtenue (colonne 2) pour la période 1936 à 1989 comprend plus d'événements que la précédente et se rapproche de la *tendance générale*. Nous noterons qu'avec ce critère de sélection, les années 1953 et 1976 n'ont pas été retenues comme des événements chauds.

3.2.2 Classification proposée par Waylen et al. (1994)

Dans leur étude de la relation entre l'ENSO et les précipitations de San José du Costa-Rica, Waylen et al. (1994) proposent d'utiliser la série (1882-1987) des valeurs mensuelles du SOI et une définition pour sélectionner les événements ENSO. Cette définition est la suivante : *'Des valeurs négatives de l'indice impliquent une différence de pression plus faible et la présence des conditions El Niño sur les côtes du Pérou. Au contraire, des valeurs positives correspondent à une élévation du gradient de pression entre Tahiti et Darwin et aux conditions anti-El Niño'* (traduction libre).

Néanmoins, nous avons constaté que malgré une telle définition, la sélection a été réalisée à partir d'une étude antérieure (Caviedes et Waylen, 1991 in Waylen et al. 1994) pour les ENSO et d'enregistrements de la température superficielle de l'océan de la côte péruvienne et des sécheresses du Chili central pour les événements froids. Si nous comparons leur classification (colonne 3) pour la période 1889 à 1989 avec la série du SOI (Figure 3-7), plusieurs années classées comme ENSO (1907, 1917, 1931, 1942, 1954 et 1973) correspondent à des valeurs positives du SOI. Cette classification se différencie de la *tendance générale* par l'absence des ENSO de 1923 et 1969 ainsi que par la sélection de l'année 1917 comme ENSO, alors que la majorité des auteurs la considèrent anti-ENSO.

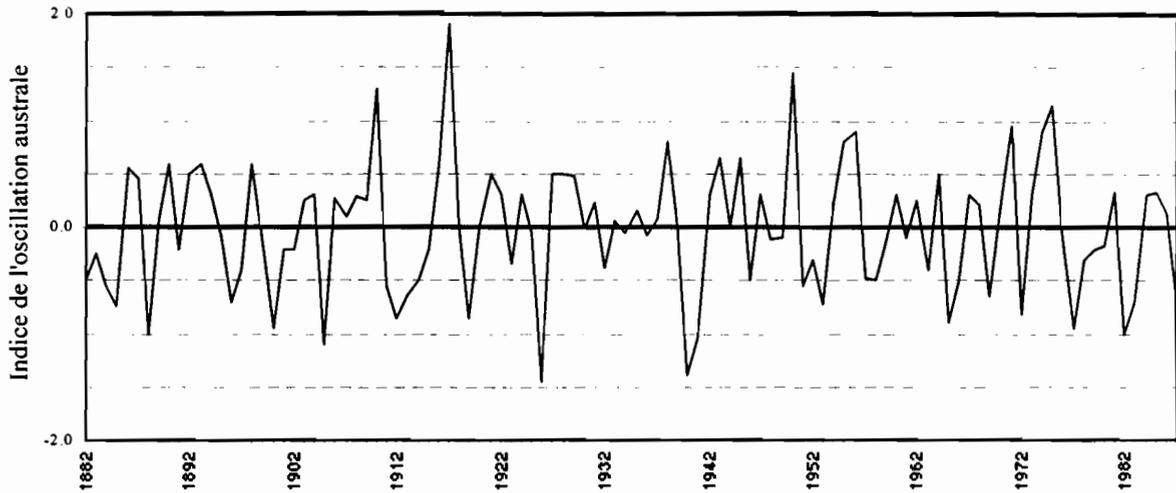


Figure 3-7 : Valeurs annuelles du SOI compilées par Schneider et Schönwiese (1989, d'après Waylen et al., 1994).

3.2.3 Classification proposée par van Loon et Madden (1981), et utilisée par Rogers (1988)

Van Loon et Madden (1981) ont analysé les relations planétaires entre l'oscillation australe, la pression atmosphérique au niveau de la mer et la température de l'air pendant l'hiver boréal. Pour cela, ils se sont intéressés aux extrêmes de l'oscillation australe qu'ils ont appelés *Basse/Humide* (Low/Wet, ENSO) et *Haute/Sèche* (High/Dry, anti-ENSO). *Basse* et *Haute* font référence à la pression atmosphérique sur l'océan Pacifique tropical central et est, et *Humide* et *Sèche* aux précipitations dans l'océan Pacifique équatorial. Ils ont considéré une année comme ENSO, lorsque l'on observe des maximums de précipitations et de pression sur l'océan Indien et un minimum de pression sur l'océan Pacifique tropical, et inversement pour les années anti-ENSO. Pour les événements ENSO, leur classification (colonne 4) se différencie de la *tendance générale* principalement par les années 1923 et 1951 qu'ils ne considèrent pas comme des ENSO. Pour les anti-ENSO, ils n'ont pas retenu les années 1908 et 1931 et ils sont les seuls à mentionner les hivers boréaux de 1923, 1945 et 1962.

Rogers (1988) a étudié la variabilité spatiale des précipitations saisonnières des Caraïbes et de l'Amérique tropicale, associée à l'oscillation australe. Il a analysé la différence entre les moyennes annuelles des années ENSO et anti-ENSO. Pour former ces deux échantillons de données, il a utilisé la classification de van Loon et Madden (1981) dans sa forme originelle.

3.2.4 Classification proposée par Kiladis et van Loon (1988) et utilisée par Rutllant et Fuenzalida (1991)

Pour l'analyse des anomalies météorologiques sur le Pacifique et l'Inde associées aux extrêmes de l'oscillation australe, Kiladis et van Loon (1988) ont tracé différentes cartes d'anomalies de précipitations, de températures et de pressions pour différentes étapes des phases extrêmes de l'oscillation australe. Pour le choix des événements, ils se sont basés sur un indice saisonnier (de trois mois) de TSM de l'océan Pacifique équatorial est ($4^{\circ}\text{N} - 4^{\circ}\text{S} / 160 - 80^{\circ}\text{W}$) calculé à partir des données COADS et du SOI. Ils ont considéré que l'on est en présence d'un événement ENSO si l'anomalie de TSM est positive durant au moins trois

saisons consécutives et d'au minimum 0,5°C pendant au moins une saison, et si le SOI est négatif et inférieur à -1,0 pendant les mêmes durées. Les événements anti-ENSO correspondent aux conditions opposées.

Ils ont pu, grâce à cette définition, établir une classification pour la période 1882 à 1982, qu'ils ont étendue à 1877 par l'ajout des événements de 1877 et 1880 reconnus comme des événements importants par Quinn et al. (1978). Cette classification (colonne 5) se différencie de la *tendance générale*, par la prise en compte de 1906, 1920 et 1931 pour des événements froids, et de 1932 pour un ENSO et par l'omission de la période 1940-41 qui est considérée comme un ENSO exceptionnel par Quinn (1993) et fort par presque tous les autres auteurs. Nous pouvons également remarquer que pour les événements ENSO qui s'étalent sur deux années dans d'autres classifications, ces auteurs n'ont considéré qu'une année qui peut être soit la première soit la seconde, sans qu'ils aient précisé leur critère de sélection.

Dans leur étude des aspects synoptiques de la variabilité des précipitations du Chili central, Rutllant et Fuenzalida (1991) proposent une représentation graphique des anomalies annuelles de pluviométrie à Santiago du Chili sur laquelle ils ont noté les années ENSO et anti-ENSO. Ils se sont basés pour cela sur la classification de Kiladis et van Loon (1988), qu'ils ont complété avec les travaux de Quinn et Neal (1983) et avec l'année 1968 identifiée comme ENSO par van Loon et Shea (1985). L'article de Quinn et Neal, auquel ils font référence, ne contient pas de classification, mais fait référence à celle de Quinn et al. (1978). La comparaison des années qu'ils ont finalement retenues (colonne 6) avec les classifications de Kiladis et van Loon (1988) et de Quinn et al. (1978), nous permet de faire les trois remarques suivantes.

- Toutes les années signalées par Kiladis et van Loon (1988) ont été retenues.
- Les années 1900, 1905, 1912, 1914, 1919, 1926, 1941 et 1958 signalées par Quinn et al. (1978) ont été rajoutées.
- L'année 1977 a été retenue alors qu'elle n'est signalée ni par Kiladis et van Loon (1988) ni par Quinn et al. (1978).

3.2.5 Classification proposée par Ropelewski et Jones (1987) et utilisée par Ropelewski et Halpert (1989) et Mechoso et Iribarren (1992)

Avec la publication des valeurs moyennes mensuelles de la pression atmosphérique mesurée à Tahiti pour la période 1876 à 1935, Ropelewski et Jones (1987) ont proposé un schéma rationnel pour identifier les phases extrêmes positives et négatives de l'oscillation australe. Pour cela, ils ont utilisé la moyenne mobile sur cinq mois de la valeur centrée réduite du SOI publiée par le CAC. Ils ont établi une liste des années d'indice faible (ENSO) pendant lesquelles cette moyenne mobile est inférieure au quartile inférieur (25% inférieur) sur une période d'un minimum de cinq mois et inversement pour les années d'indice fort (anti-ENSO). Cette classification (colonne 7) se différencie de la *tendance générale* principalement par l'absence des années 1891 et 1930 comme des ENSO et de 1898 et 1942 comme anti-ENSO, et par la prise en compte de 1946 comme ENSO.

Pour l'analyse des relations entre les phases d'indices positifs de l'oscillation australe et les grands systèmes de précipitations, Ropelewski et Halpert (1989) ont utilisé la classification proposée par Ropelewski et Jones (1987) pour sélectionner les années anti-ENSO. Cette liste des événements anti-ENSO a été reprise par Mechoso et Iribarren (1992) pour l'analyse des relations entre les débits de deux cours d'eau du sud-est de l'Amérique du Sud (Rio Negro et Uruguay) avec l'oscillation australe.

3.2.6 Classification proposée par Fu et al. (1986) et utilisée par Schoenherr et Nicholson (1989)

Fu et al. (1986) ont analysé l'évolution de la TSM du Pacifique central associée aux phases négatives de l'oscillation australe. Pour cela, ils ont établi un catalogue des événements ENSO à partir du SOI et de la TSM du Pacifique équatorial central et Est (0-10°S, 160-80°W) pour la période comprise entre 1930 et 1982. Ils ne précisent pas quels ont été leurs critères de sélection. Cette classification (colonne 8) se différencie de la *tendance générale* principalement par la prise en compte de 1946.

Dans leur régionalisation de l'impact de l'ENSO sur les précipitations en Californie, Schoenherr et Nicholson (1989) ont tracé des cartes d'anomalies des totaux pluviométriques annuels, calculés du premier juillet au 30 juin, pour les onze ENSO de la période 1951-82. Pour le choix des années ENSO, ils ont considéré les années classées comme telles par Fu et al. (1986), auxquelles ils ont rajouté les années 1968 et 1977 retenues par Yarnal (1985, d'après Schoenherr et Nicholson, 1989).

3.2.7 Classification proposée par Simpson et al. (1993a)

Simpson et al. (1993a) ont analysé la relation existant entre les débits de la principale rivière du sud-est Australien (Murray) et l'ENSO. Pour identifier les événements ENSO, ils se sont basés sur l'indice de pression atmosphérique défini par Ropelewski et Jones (1987) et sur l'indice de TSM du Pacifique équatorial défini par Wright (1989). Ils ne précisent pas quels ont été leurs critères de sélection, mais ils indiquent que toutes les années retenues (de juin à mai) présentent une anomalie annuelle de l'indice de Wright supérieure à 0,5°C, à l'exception de deux. De plus, ils ont classé l'année 1943 comme ENSO en s'appuyant sur l'analyse de Quinn et al. (1987), alors que les valeurs des indices de pression et de TSM ne justifient pas sa sélection. Leur classification (colonne 9) est identique à celle de Simpson et al. (1993b), obtenue à partir de la classification de Quinn et al. (1987). Elles se différencient de la *tendance générale* par l'absence des années 1891, 1953 et 1963 et par la prise en compte d'une seule année pour les événements de plus longue durée (1899-1900, 1904-05, 13-14, 18-19, 39-41, 82-83).

3.2.8 Classifications proposées par Quinn et al. (1978, 1987) et Quinn (1993)

Quinn est certainement l'auteur qui a le plus travaillé sur l'identification des événements ENSO et Niño. Il a réussi à établir des classifications commençant au XVI^e siècle. Il précise que la classification des événements est très subjective, car il n'y a pas deux événements identiques si l'on considère des critères multiples tels que la date de début, la durée, la zone

d'extension, l'écart de température, le niveau des dégâts provoqués, etc. Pour ces raisons, il identifie les Niño et ENSO grâce à de nombreux critères. Les événements ont été catalogués en fonction de l'importance des différentes anomalies des critères et de la période de l'année au cours de laquelle elles se présentent. Il affirme que **les "vrais" Niño ont lieu pendant la première moitié de l'année lorsqu'ils sont en phase avec le cycle saisonnier**. Ils ont aussi défini un niveau de confiance, que nous n'avons pas reporté dans le Tableau 3-5. Ce niveau est estimé en fonction de la quantité et de la qualité de l'information disponible pour chaque événement. Le minimum correspond à la classe 1, et le maximum à la classe 5 lorsque l'information est complète.

3.2.8.1 Classification proposée par Quinn et al. (1978) et utilisée par Rasmusson et Carpenter (1983), Kousky et al. (1984), Morlière et Rébert (1986) et Elliot et Angell (1988)

Quinn et son équipe de l'Université de l'Oregon en 1978 ont proposé une classification des événements régionaux Niño identifiés par l'analyse des neuf variables suivantes :

1. Les perturbations de la pêche des anchois et de la vie des oiseaux marins du littoral péruvien.
2. Des rapports historiques sur les événements qui ont affecté les côtes du Pérou et du Sud de l'Equateur.
3. Des données hydrologiques de la région côtière du Pérou.
4. Les valeurs de TSM de l'océan le long des côtes du Pérou et du Sud de l'Equateur.
5. Des précipitations des régions côtières du Pérou et du Sud de l'Equateur.
6. L'amplitude des variations de l'indice de l'oscillation australe (SOI).
7. D'autres indices de pression lorsque le SOI n'est pas calculable.
8. La TSM de l'ensemble de l'océan Pacifique équatorial.
9. Des précipitations sur les îles de l'océan Pacifique équatorial central et est.

Les événements Niño ont été catalogués comme fort (4), moyen (3), faible (2) et très faible (1). Quinn et al. (1978) précisent qu'ils ont conservé les deux catégories faibles, car la différence entre celles-ci et les plus fortes ne dépend pas seulement d'une différence dans l'amplitude maximale des anomalies des indices, mais aussi dans la **synchronisation ou non avec le cycle saisonnier**. Si l'anomalie est en phase avec le réchauffement saisonnier (été austral), un événement moyen ou fort va certainement avoir lieu, par contre, si ce n'est pas le cas, seul un événement faible ou très faible peut être attendu.

L'analyse faite par Quinn et al. (1978) montre que les événements qu'ils considèrent comme moyens ou forts sont reconnus comme tels par la majorité des auteurs, alors que les faibles ne le sont pas toujours et que les très faibles ne sont pas reconnus généralement comme des Niño. La comparaison de cette classification (colonne 12) avec la *tendance générale* des Niño (colonne 21) aboutit à peu près au même constat. Nous relèverons cependant que l'année 1929 est considérée par Quinn comme un événement d'intensité moyenne alors qu'elle n'est pas retenue par les autres auteurs ni par ce même Quinn dans ses classifications plus récentes de 1987 et 1993 et l'omission de 1907 qu'il intégrera plus tard (Quinn et al., 1987).

Rasmusson et Carpenter (1983) ont étudié les relations entre la TSM du Pacifique équatorial est et les précipitations en Inde et au Sri Lanka. Ils ont utilisé la classification de Quinn et al. (1978) pour sélectionner les années ENSO des périodes 1875-1920 et 1939-47. Ils n'ont considéré que les événements moyens et forts. Pour les événements s'étalant sur deux années ils n'ont considéré que la première année, partant du principe que la deuxième année correspond au réchauffement secondaire typique de l'événement *composite* proposé par Rasmusson et Carpenter (1982). Il y a concordance entre la règle de sélection que se sont fixés les auteurs et les années qu'ils ont effectivement retenues (Colonne 21).

Kousky et al. (1984) ont analysé les anomalies pluviométriques globales liées à l'oscillation australe pour la période comprise entre 1912 et 1960. Pour cela, ils ont sélectionné les années ENSO, en se basant sur la classification de Quinn et al. (1978). Si nous comparons les événements effectivement retenus avec la référence (colonnes 13 et 12), nous constatons que ces auteurs ont retenu tous les événements moyens et forts, mais ont écarté deux des sept Niño faibles et n'ont pas considéré les très faibles. Ces choix, pour les événements faibles de 1917 et 1940, n'ont pas été justifiés par les auteurs.

Dans leur analyse des relations entre les déficits pluviométriques en Nouvelle Calédonie et l'ENSO, Morlière et Rébert (1986) précisent qu'ils ont obtenu leur liste des Niño à partir de la classification de Quinn et al. (1978) en ne considérant que les événements moyens et forts pour la période antérieure à 1950, à laquelle ils ont rajouté l'année 1982. La comparaison des événements effectivement retenus avec la classification de Quinn et al. (1978) (colonnes 16 et 14), nous conduit à remarquer que l'événement d'intensité faible de 1932 a été pris en compte et que celui d'intensité moyenne de 1939 a été omis, sans que les auteurs aient justifié ces deux "écarts" à la règle qu'ils ont établie. Seule la première année des événements s'étalant sur deux ans a été prise en compte. Ce choix n'est pas expliqué, mais il rejoint celui fait par Rasmusson et Carpenter (1983). Même si ce n'est pas précisé, nous pouvons supposer qu'ils ont considéré seulement l'année 1930 pour l'ENSO de 1929-30 par correction de la classification de Quinn et al. (1978), cette correction a également été publiée par Quinn en 1987 (Quinn et al., 1987).

Pour montrer l'évolution des relations entre l'oscillation australe et de nombreuses variables climatologiques planétaires, Elliot et Angell (1988) font référence aux événements moyens (3) et forts (4) de Quinn et al. (1978) pour la période comprise entre 1883 et 1987. La liste qu'ils ont utilisée correspond exactement aux événements d'intensité trois et quatre de la classification de Quinn et al. à laquelle ils ont rajouté les années 1982 et 1983.

3.2.8.2 Classification proposée par Quinn et al. (1987) et utilisée par Tapley et Waylen (1990) et Simpson et al. (1993b)

Pour l'établissement de cette deuxième classification, Quinn et al. (1987) ont utilisé les variables de la publication de 1978 complétées par d'autres des régions côtières du nord du Pérou, comme les temps de trajet des bateaux marchands, les rapports de marins sur les conditions de mer, les anomalies de température de l'air des villes du nord du Pérou, etc. Ils ont réparti les événements en six classes d'intensité : moyen faible (1, W/M), moyen (2, M), moyen fort (3, M+), fort (4, S), fort plus (5, S+) et très fort (6, VS). La classification qu'ils

proposent (Colonne 15) se différencie de celle de 1978 (Colonne 12) par des différences d'intensité et quelques événements d'intensité moyenne ou moindre ont été rajoutés ou supprimés. Elle se différencie de la tendance générale principalement par l'omission de 1969.

Tapley et Waylen (1990) ont étudié la variabilité spatiale des précipitations annuelles en relation avec les événements ENSO dans l'ouest du Pérou. Dans le but d'ajuster une loi statistique composite aux totaux pluviométriques annuels, ils ont divisé leur échantillon de données en deux : les années ENSO et les années non-ENSO. Ils ont réalisé cette division en se basant sur le catalogue des événements ENSO proposé par Quinn et al. (1987). La classification effectivement retenue se différencie de la classification de référence (Colonnes 16 et 15) par l'omission de 1905 et la prise en compte des années 1966 et 1977.

Dans leur analyse de la relation entre les débits de deux cours d'eau du sud-est de l'Australie (Murray et Darling) et les prévisions de TSM du bloc Niño 3, Simpson et al. (1993b) affirment avoir considéré les années Niño classées comme moyen à fort par Quinn et al. (1987). Les événements effectivement retenus (Colonne 9) sont très différents de ceux de la classification de référence (Colonne 15). La classification qu'ils ont utilisée est identique à celle que Simpson et al. (1993a) avaient obtenue à partir d'indice de pression atmosphérique et de température superficielle de l'océan.

3.2.8.3 *Classifications proposées par Quinn (1993)*

Les travaux réalisés au cours des années 80 sur l'ENSO ont montré que le Niño est l'une des conséquences régionales du phénomène global qu'est l'ENSO. Quinn s'était, dans ses travaux antérieurs (Quinn et al., 1978 et 1987), intéressé à l'El Niño régional, il a ici recherché des enregistrements sur les variations climatiques d'autres parties du monde. Il a ainsi rassemblé de nombreuses données sur les sécheresses, écoulements, épidémies, famines et autres phénomènes qui pourraient être liés à l'oscillation australe de la région ouest du Pacifique, de l'océan Indien et de l'est africain.

Il a ainsi établi deux classifications. La première concerne les ENSO à l'origine de nombreux changements climatiques des régions tropicales entre l'est de l'Afrique et l'Amérique. La deuxième, des Niño, se limite à l'ouest de l'Equateur, au nord-ouest du Pérou et à leurs eaux océaniques côtières. Les événements ont été répartis en six classes d'intensité : moyen faible (1, M-), moyen (2, M), moyen fort (3, M+), fort (4, S), fort plus (5, S+) et très fort (6, VS). Ces deux classifications sont disponibles pour la période comprise entre 1525 et 1992. Nous présentons ici la période comprise entre 1874 et 1992 (Colonnes 10 et 17).

Une comparaison de ces deux classifications nous permet de faire quelques remarques. Au cours du vingtième siècle, pendant lequel l'information est complète, les Niño sont d'une manière générale plus courts que les ENSO, et d'intensité plus ou moins forte que celle du phénomène global. Tous les Niño correspondent à un ENSO et tous les ENSO à un Niño sauf celui de 1979-80. La classification des ENSO se différencie de la *tendance générale* principalement par la prise en compte de 1907, 1932, 1943-44, 1979-80 et l'omission de 1963, celle des Niño est proche de la *tendance générale*.

3.2.9 Classification proposée par Waylen et Caviedes (1986a)

Dans leur étude des relations entre les inondations du nord-ouest du Pérou et le Niño, Waylen et Caviedes (1986a) n'ont pas voulu utiliser les variables hydrologiques comme critère de sélection des événements Niño. Ce point est très important si l'on veut étudier l'influence du Niño sur les régimes hydro-pluviométriques. Il serait effectivement anormal d'utiliser les écoulements d'un cours d'eau pour sélectionner les Niño, pour ensuite constater que les années d'écoulements excédentaires sont les années Niño.

Ils ont sélectionné les années Niño, normale et anti-Niño, à partir des publications de Schweigger (1959, d'après Waylen et Caviedes, 1986a), Quinn et Burt (1970), Wyrтки et al. (1976), Covey et Hastenrath (1978), Bellido Delgado (1983, d'après Waylen et Caviedes, 1986a)), Barnett (1984, d'après Waylen et Caviedes, 1986a) et van Loon et Shea (1985). Cette méthode de sélection est très subjective. En effet, il est possible de créer un grand nombre de classifications par combinaison de cinq colonnes du Tableau 3-5. Ils affirment cependant avoir ainsi obtenu une classification objective pour l'étude des inondations du nord-Ouet du Pérou, pour la période 1911 à 1983 (colonne 18). Nous pouvons indiquer quelques différences notables avec la *tendance générale*.

- Les années 1912, 1914, 1930 et 1951 sont classées comme des années anti-Niño alors que la grande majorité des auteurs, dont Tapley et Waylen (1990), les considèrent comme des années Niño.
- Les années 1917, 1918, 1919, 1923 et 1969 n'ont pas été considérées comme Niño.
- L'événement Niño de 1976 est décalé et étendu à la période 1978-79.

L'ensemble de ces remarques met en évidence les divergences de cette classification avec celles proposées par la majorité des auteurs (dont Waylen dans des publications plus récentes). Elle a cependant été reprise sans modifications par les mêmes auteurs pour des publications ultérieures (Waylen et Caviedes, 1986b; Caviedes et Waylen, 1987).

3.2.10 Classification proposée par Francou et Pizarro (1985)

Dans leur étude des relations entre les Niño et les sécheresses dans les Andes centrales, Francou et Pizarro (1985) ont retenu dix événements entre 1925 et 1983, sans justifier leur choix. Cette sélection (colonne 19) se différencie de la *tendance générale* par l'absence des événements de 1930, 1932, 1939 et 1943. Dans un deuxième temps, ils ont réparti ces Niño en quatre classes selon leur intensité. Celle-ci est définie par la durée de l'anomalie positive et par la valeur maximum atteinte par la TSM moyenne mensuelle mesurée dans quatre ports péruviens et par la valeur centrée réduite de la TSM moyenne annuelle de Puerto Chicama au Pérou. Ces classes (faible, moyen, fort et exceptionnellement fort) peuvent être rapprochées des classes 1, 2, 4 et 6 de Quinn (1993).

3.2.11 Classification proposée par Rasmusson et Carpenter (1983) et utilisée par Ropelewski et Halpert (1986, 1987 et 1989), Mechoso et Iribarren (1992) et Kahya et Dracup (1993)

Pour leur étude des relations entre la TSM du Pacifique équatorial est et les précipitations en Inde et au Sri Lanka, Rasmusson et Carpenter (1983) ont utilisé deux sources d'information pour identifier les événements chauds moyens et forts dans le Pacifique équatorial est. Pendant la période où des données de surface de l'océan sont disponibles (1921 à 1938 et 1949 à 1979), ils ont utilisé la TSM moyenne entre 4 et 12°S, le long de la ligne maritime "Ship Track I". Ils ont inclus tous les événements qui présentent une anomalie positive supérieure à 1°C et une différence entre l'anomalie positive maximum de l'année de l'événement chaud et l'anomalie négative maximum de l'année précédente supérieure à +2,5°C. Le deuxième point de cette définition a pour effet d'exclure la deuxième année des événements qui s'étalent sur deux ans.

Comme nous l'avons déjà vu, Rasmusson et Carpenter (1983) ont utilisé la classification de Quinn et al. (1978) pour la période où les données marines ne sont pas disponibles (1875 à 1920 et 1939-48). Ils précisent qu'ils n'ont considéré que les événements moyens et forts et que, pour les événements s'étalant sur deux années, ils n'ont considéré que la première année partant du principe que la deuxième année correspond au second réchauffement de l'événement composite déterminé par Rasmusson et Carpenter (1982). La classification des événements ENSO finalement retenue par Rasmusson et Carpenter (1983) (colonne 20) est proche de la *tendance générale*. Elle se différencie par l'absence de 1907 et 1943, et par la sélection d'une seule année pour les événements de longue durée.

Ropelewski et Halpert (1986) ont recherché les régions des USA où les précipitations et les températures de l'air ont un lien avec l'ENSO. Ils ont utilisé ensuite la même méthode d'analyse pour les précipitations de l'ensemble de la planète (Ropelewski et Halpert, 1987 et 1989). Pour cela, ils ont réparti les séries annuelles en deux classes, les années ENSO et non-ENSO. Ils ont réalisé cette sélection à partir de la forme originelle de la classification de Rasmusson et Carpenter (1983) à l'exception de l'année 1971 qui a été retenue au lieu de 1972.

Elle a plus récemment été utilisée sans modification par Mechoso et Iribarren (1992) pour l'analyse des relations entre les débits de deux cours d'eau du sud-est de l'Amérique du Sud (Rio Negro et Uruguay) et l'oscillation australe, et par Kahya et Dracup (1993) pour l'analyse des relations entre l'ENSO et les écoulements aux USA.

3.3 ANALYSE GLOBALE DES CLASSIFICATIONS

Nous pouvons distinguer trois catégories parmi les classifications que nous avons étudiées. La première correspond aux auteurs qui ont établi leur propre classification soit à partir de séries d'indices de TSM ou de pression atmosphérique de l'océan Pacifique (van Loon et Madden, 1981; Rasmusson et Carpenter, 1983; van Loon et Shea, 1985; Fu et al., 1986; Ropelewski et Jones, 1987; Kiladis et van Loon, 1988; Aceituno et al., 1989; Simpson et al., 1993a; Aceituno et Garreaud, 1995) soit à partir des conséquences de l'oscillation australe (Quinn et al., 1978 et 1987; Quinn, 1993). Dans la deuxième, les auteurs se sont

servis d'une classification antérieure (Rogers, 1987 et 1988; Ropelewski et Halpert, 1989; Mechoso et Iribarren, 1992) dont ils n'ont parfois conservé que les événements majeurs (Rasmusson et Carpenter, 1983; Elliot et Angell, 1988). La dernière correspond à des classifications établies à partir d'une ou plusieurs classifications plus anciennes auxquelles les auteurs ont rajouté ou retiré des événements parfois sans justifier ou argumenter ces modifications (Kousky et al., 1984; Waylen et Caviedes, 1986a; Morlière et Rébert, 1986; Ropelewski et Halpert, 1987; Schoenherr et Nicholson, 1989; Tapley et Waylen, 1990; Rutllant et Fuenzalida, 1991; Simpson et al., 1993b; Waylen et al., 1994).

Les auteurs qui se sont intéressés au Pacifique central et occidental ont généralement utilisé les classifications de l'ENSO (van Loon et Madden, 1981; van Loon et Shea, 1985; Fu et al., 1986; Ropelewski et Jones, 1987; Rogers, 1987 et 1988; Kiladis et van Loon, 1988; Ropelewski et Halpert, 1989; Mechoso et Iribarren, 1992; Simpson et al., 1993a). Ceux qui se sont consacrés au versant Pacifique du continent américain ont travaillé de préférence avec celles du phénomène régional qu'est le Niño (Francou et Pizarro, 1985; Waylen et Caviedes, 1986a; Ropelewski et Halpert, 1986; Tapley et Waylen, 1990; Kahya et Dracup, 1993).

Si pour le phénomène d'amplitude planétaire qu'est l'ENSO, il a été possible de définir et d'identifier de façon relativement claire une situation opposée appelée anti-ENSO, ce n'est pas le cas pour le phénomène régional Niño. Seuls Waylen et Caviedes (1986a) se sont hasardés à identifier de telles situations. Nous avons vu lors de l'exposé de cette classification que les auteurs ne donnent pas leurs procédés d'identification et que celle-ci est en opposition avec la tendance générale pour plusieurs années. Il semble que les refroidissements de la TSM du Pacifique oriental ne soient pas directement liés à la TSM du Pacifique ouest ou central et à l'oscillation australe. Il n'y a pas de classification des années anti-Niño car on n'observe pas de situation régionale opposée à celle des Niño lors des événements anti-ENSO. Alors que nous pouvons remarquer que selon nos tendances générales, 25 des 26 Niño correspondent à un ENSO, seule la perturbation globale de 1963 ne s'est pas traduite par un événement régional. Les tendances générales des deux types d'événements se différencient essentiellement par la durée des épisodes. Les El Niño peuvent être de durée plus importante, mais aussi plus réduite que les ENSO, et survenir avec un décalage de quelques mois.

3.4 CONCLUSION

Il apparaît que la complexité du phénomène donnant naissance à l'ENSO et au Niño, ne permet pas d'établir d'une manière précise et indiscutable quelles sont les années où ils ont eu lieu. C'est pour cette raison que des indices variés sont utilisés pour tenter de caractériser les événements. Chaque auteur a été obligé de créer ou d'utiliser une classification répondant aux besoins de son étude. L'analyse de ces nombreuses classifications a permis d'identifier certaines années dont les caractéristiques sont suffisamment marquées pour être reconnues comme des années ENSO par l'ensemble des auteurs.

Notre objectif est d'étudier l'influence de l'ENSO sur les régimes hydro-pluviométriques de l'Equateur et éventuellement de pouvoir anticiper ses conséquences. L'Equateur est situé dans la partie orientale de l'océan Pacifique, dans la région où l'on observe la conséquence régionale appelée Niño du phénomène global qu'est l'ENSO. Nous recherchons donc une méthode d'identification des Niño utilisable pour la gestion en temps réel et dans un cadre prévisionnel. En accord avec Waylen et Caviedes (1986a), nous estimons qu'il est préférable de ne pas utiliser de variable hydrologique ou pluviométrique comme critère de sélection des années Niño pour étudier l'influence de ce même phénomène sur ces mêmes variables. Nous n'utiliserons donc pas les classifications proposées par Quinn et al. (1978, 1987) et Quinn (1993) qui utilisent les précipitations et les écoulements du sud de l'Equateur. Nous ne retiendrons pas les classifications de Waylen et Caviedes (1986a) et de Waylen et al. (1994), car ces auteurs n'indiquent pas clairement leurs critères de sélection alors que leurs classifications sont en désaccord avec la tendance générale sur plusieurs années.

Le procédé de répartition des événements en classes d'intensité de Francou et Pizarro (1985) est intéressant car il considère la durée et l'amplitude maximum de l'anomalie positive de TSM du Pacifique oriental, mais il ne permet pas d'identifier les Niño. La méthode de sélection des événements de Rasmusson et Carpenter (1983) nous paraît être la plus adaptée à notre étude. Cependant, elle exclut la deuxième année des événements qui s'étalent sur deux ans. Or, même si ce second réchauffement de la TSM est généralement moins important que le premier, il a lui aussi une influence sur les régimes pluviométriques de l'Equateur. Enfin, nous pourrions utiliser la *tendance générale*, mais celle-ci n'est évidemment pas disponible en temps réel et reste subjective.

Aucun des procédés d'identification analysés ne convient totalement à nos objectifs. Nous allons donc rechercher un indice de l'océan Pacifique oriental disponible en temps réel qui permette d'identifier les événements Niño de ce siècle et d'en apprécier l'intensité. Pour ceci, nous considérerons les caractéristiques générales du phénomène, nous utiliserons les indices diffusés sur Internet, nous nous inspirerons des travaux de Rasmusson et Carpenter (1983) et de Francou et Pizarro (1985) ainsi que des critères de sélection utilisés par Aceituno et Garreaud (1995), Kiladis et van Loon (1988) et Ropelewski et Jones (1987) pour les ENSO.

Chapitre 4

CARACTERISATION DU NIÑO SPECIFIQUE A L'EQUATEUR

4. CARACTERISATION DES NIÑO SPÉCIFIQUE À L'EQUATEUR

La complexité des phénomènes donnant naissance à l'ENSO et au Niño, mais aussi la diversité des situations rencontrées et le caractère plus ou moins accentué de telle ou telle conséquence locale ne permettent pas de déterminer de manière précise et indiscutable quelles sont les années où ils ont eu lieu. L'examen de la majorité des travaux sur les relations entre l'oscillation australe, l'ENSO, ou le Niño et plusieurs éléments des climats n'a pas permis d'identifier une classification unique reconnue par l'ensemble de la communauté scientifique. Plusieurs auteurs ont établi leur propre classification en fonction de la région de la planète qu'ils étudiaient et des objectifs de leurs études.

Notre objectif est de définir l'influence du Niño sur les régimes pluviométriques de l'Equateur et éventuellement de pouvoir anticiper ses conséquences. Ce pays est situé dans la partie orientale de l'océan Pacifique, dans la région où l'on observe la conséquence régionale appelée Niño du phénomène global qu'est l'ENSO. Nous recherchons donc un indice de l'océan Pacifique oriental disponible en temps réel qui permette d'identifier les événements Niño de ce siècle. Nous essayerons ensuite de caractériser simplement l'intensité des événements et leur influence globale sur les précipitations des régions côtières.

4.1 ORIENTATION DE LA RECHERCHE

4.1.1 Quelles méthodes ont été utilisées pour identifier les ENSO et les Niño ?

Nous avons analysé les critères utilisés par les auteurs qui proposent une méthode d'identification des ENSO ou Niño ; leur principe repose sur l'identification de périodes de durée plus ou moins longue pendant lesquelles l'indice considéré (TSM du Pacifique ou SOI) présente des anomalies maximums.

Rasmusson et Carpenter (1982) ont utilisé les valeurs mensuelles de la TSM de l'indice Ship 1 (Ship Track 1). Ils ont associé des Niño aux périodes qui présentent une anomalie positive supérieure à 1°C et une différence entre l'anomalie positive maximum de l'année de l'événement chaud et l'anomalie négative maximum de l'année précédente supérieure à +2,5°C. Trois éléments peuvent être notés dans ce procédé de sélection :

1. L'indice Ship 1 est utilisé pour représenter la TSM du Pacifique oriental.
2. Un seul mois avec une anomalie supérieure à 1°C.
3. Le choix d'une différence de TSM supérieure à 2,5°C entre l'année de l'événement et la précédente. Nous avons vu au Chapitre 3 que cette condition a pour conséquence d'exclure la deuxième année des événements qui s'étalent sur deux ans. Nous ne retiendrons pas ce critère, car même si le réchauffement de la deuxième année est moins important, il peut entraîner une augmentation des précipitations. Les événements de 1957-58 et 1972-73 le confirment.

Ropelewski et Jones (1987) utilisent la moyenne mobile sur cinq mois de la valeur centrée réduite du SOI pour identifier les phases extrêmes de l'oscillation australe. Ils ont sélectionné les périodes pendant lesquelles la moyenne mobile se situe dans les 25% supérieurs ou inférieurs. Les deux points de cette méthode de sélection peuvent être utilisés pour identifier les années Niño avec la TSM du Pacifique oriental.

1. Des périodes de cinq mois.
2. Des périodes pendant lesquelles la TSM moyenne des cinq mois se situe dans les 25% supérieurs.

Kiladis et van Loon (1988) utilisent les anomalies de la TSM du Pacifique équatorial central et est (4°S - 4°N, 160 - 80°W) et le SOI pour identifier les années ENSO et anti-ENSO. Une année est ENSO si l'anomalie de TSM est positive pendant au moins trois saisons (de trois mois chacune) consécutives et d'au minimum 0,5°C pendant au moins une saison, et si le SOI est négatif et inférieur à -1,0 durant les mêmes périodes. Nous pouvons noter deux points dans cette méthode :

1. Une période de neuf mois présentant une anomalie positive.
2. L'anomalie de TSM doit être supérieure à 0.5°C pendant au moins trois mois.

Accituno et Garreaud (1995) ont utilisé les valeurs de l'indice de TSM du Pacifique central défini par Wright (1989) pour identifier les années ENSO et anti-ENSO. Ils ont sélectionné les périodes de mai à septembre (hiver austral) ou de novembre à mars (été austral) pendant lesquelles la TSM moyenne se situe dans les 20% supérieurs ou inférieurs. Cette méthode de sélection peut être utilisée pour identifier les années Niño avec la TSM du Pacifique oriental. Deux points caractérisent cette méthode :

1. Des périodes de cinq mois.
2. Des périodes pendant lesquelles la TSM moyenne des cinq mois se situe dans les 20% supérieurs.

4.1.2 L'ENSO ou Niño ?

Les indices de pression atmosphérique ou de vent représentant l'activité des cellules de Walker et de Hadley de l'océan Pacifique (SOI, Tahiti, Rapa) et les indices de TSM de l'océan Pacifique tropical central et ouest (Niño 3, Wright, Ship 6) permettent de caractériser l'ENSO, alors que les indices de TSM de l'est du Pacifique (Niño 1+2, Ship1) correspondent au Niño. L'Equateur (1°N - 4°S, 80°W) est adjacent à la région de l'océan Pacifique oriental où l'on observe les Niño. Le deuxième chapitre a montré qu'un événement correspond à une augmentation de la TSM au large des côtes de l'Equateur ce qui permet une évaporation plus importante. Le potentiel de précipitations (les nuages) est donc plus élevé, cette situation est généralement accompagnée de vents du sud-ouest (déviation des alizés en vents de mousson du sud-ouest, Rasmusson et Carpenter, 1982). Les nuages vont donc se déplacer vers le continent où on observera de fortes précipitations à la rencontre des reliefs andins.

Il semble naturel de supposer que les variations de TSM ou de vent du Pacifique oriental ont une influence plus importante sur les pluies des régions côtières de l'Equateur que celles du Pacifique central. Afin de valider cette hypothèse, nous avons calculé les coefficients de

corrélation linéaire entre plusieurs indices pluviométriques de l'Equateur (moyenne des indices des zones proches de la Cordillère des Andes, moyenne des indices des zones proches de l'océan Pacifique et précipitations enregistrées à Guayaquil, Chapitre 5) et les indices généralement utilisés pour caractériser l'ENSO et l'El Niño (Tableau 4-1). Ces coefficients n'ont pas de valeur significative pour les indices de TSM de la région ouest du Pacifique ($R < 0,3$ pour Niño 4 et Ship 6) et le SOI, alors que les variations de TSM du Pacifique oriental ont une corrélation élevée avec les pluies ($R > 0,7$ pour Niño 1+2 et Ship 1). Ceci permet d'affirmer que le Niño que nous avons défini comme étant le phénomène local proche des côtes de l'Amérique du Sud a une influence sur les précipitations des régions côtières de l'Equateur plus importante que l'ENSO qui correspond lui au phénomène planétaire global.

Indice	Région du Pacifique	Corrélation avec les indices pluviométriques		
		Proche des Andes	Proche de l'océan	Guayaquil
Niño1+2	Est (Niño)	0,82	0,77	0,70
Ship1	Est (Niño)	0,84	0,79	0,72
Niño3	Centre (ENSO)	0,53	0,51	0,46
SOI	Global (ENSO)	-0,15	-0,10	-0,13
Niño4	Ouest (ENSO)	-0,11	-0,14	-0,08
Ship6	Ouest (ENSO)	-0,01	-0,07	-0,01

Tableau 4-1 : Coefficients de corrélation linéaire entre les valeurs mensuelles de cinq indices de TSM du Pacifique tropical et SOI avec trois indices pluviométriques des régions côtières de l'Equateur, sur les périodes 1964-93 pour Niño 1+2, Ship 1, SOI et Ship 6 et 1970-93 pour Niño 3 et Niño 4.

L'examen des séries mensuelles du SOI, des indices de TSM du Pacifique ouest, central et est et des indices pluviométriques de l'Equateur permet de constater que la majorité des périodes de faible SOI sont accompagnées d'un réchauffement généralisé de l'océan et de fortes précipitations en Equateur (Figure 4-1). Cette situation correspond à la description moyenne d'un ENSO et de ses conséquences sur les régions du Pacifique oriental.

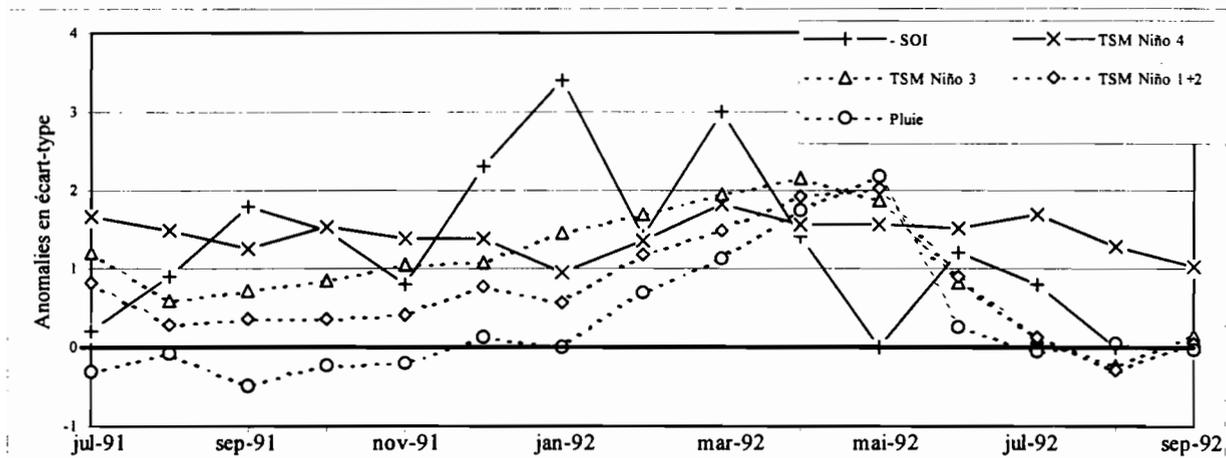


Figure 4-1 : Exemple de phase négative de l'oscillation australe accompagnée d'un réchauffement généralisé de l'océan Pacifique et de fortes précipitations en Equateur.

Cependant, il arrive que le SOI soit négatif et que la TSM du Pacifique ouest augmente sans que l'on observe ni de réchauffement du Pacifique est ni de précipitations excédentaires en Equateur (Figure 4-2). Les conditions préliminaires à un ENSO ont eu lieu, mais

l'anomalie de TSM ne s'est pas propagée vers l'Ouest. Wyrski (1979) utilise le terme de "Niño avorté" pour désigner ce type de situation. Dans ce cas, le climat du Pacifique ouest où le réchauffement de la TSM est observé a dû être influencé, mais pas celui de l'Equateur car les perturbations des circulations atmosphériques et océaniques n'ont pas atteint l'est de l'océan.

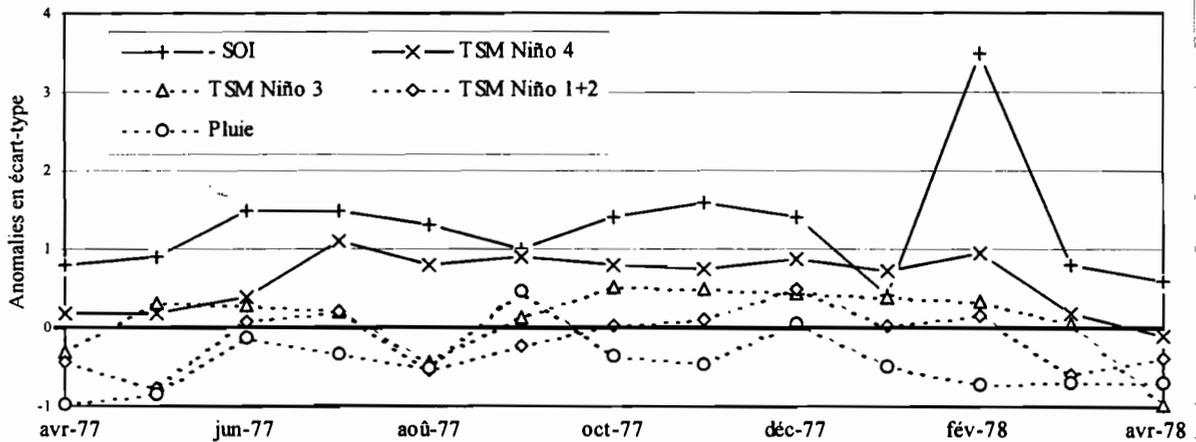


Figure 4-2 : Exemple de réchauffement de l'océan Pacifique ouest qui ne s'est pas déplacé à l'est et n'a pas provoqué d'excès pluviométrique sur les régions côtières de l'Equateur. Seul le SOI et dans une moindre mesure la TSM du bloc Niño4 indiquent un ENSO.

Par contre, les réchauffements prononcés de la TSM au large des côtes de l'Amérique du Sud coïncident généralement avec des précipitations excédentaires en Equateur (Figure 4-3). Le Chapitre 8 montrera que les valeurs mesurées à proximité de l'Amérique du Sud sont les variables les plus explicatives des précipitations des régions côtières de l'Equateur. Nous montrerons que le vent est également un paramètre important pour l'apparition de pluies excédentaires. Nous souhaitons cependant que la méthode reste simple et ne fasse intervenir qu'une seule variable, nous verrons que notre méthode utilisant uniquement la TSM du Pacifique est très satisfaisante pour identifier les Niño.

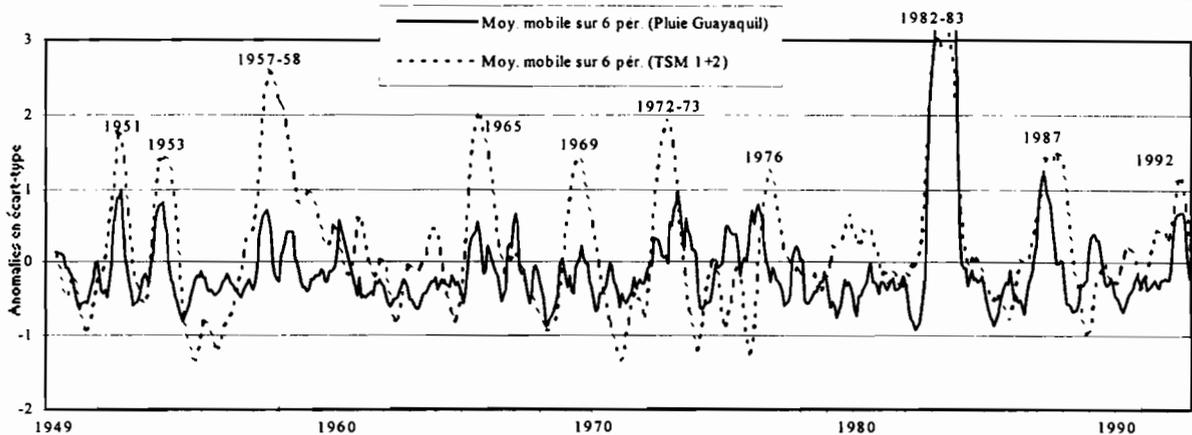


Figure 4-3 : On observe une similitude entre les variations (moyennes mobiles sur six mois des valeurs centrées réduites) des précipitations observées à Guayaquil et celles de la TSM du bloc Niño 1+2.

4.2 RECHERCHE D'UNE MÉTHODE D'IDENTIFICATION DES NIÑO ADAPTÉE À L'ÉTUDE DES PRÉCIPITATIONS EN EQUATEUR

Nous recherchons donc un procédé qui permette de ne retenir que les événements qui ont provoqué un apport d'eau anormalement chaude dans le Pacifique est. Bjerknes (1969) et Wyrki (1979) précisent que le début d'un Niño est marqué par l'arrivée d'eaux chaudes au large des côtes de l'Amérique centrale et surtout au nord de l'Amérique du Sud.

La définition du Niño proposée par le SCOR (Scientific Comitee on Oceanic Research, 1983) est une bonne synthèse des critères retenus par les différents auteurs. Le SCOR définit le Niño comme une anomalie de TSM d'extension régionale au large de l'Amérique du Sud supérieure ou égale à un écart-type pendant une période de plusieurs mois à plus d'une année (traduction libre). Nouvelot et Pourrut (1984) ont analysé les phénomènes climatiques extrêmes en Equateur et plus particulièrement l'impact du Niño de 1982-83. Ils proposent à cette occasion une définition dérivée de celle du SCOR. Ils définissent le Niño comme un flux d'eaux chaudes se déplaçant le long des côtes de l'Equateur et du Pérou qui, pendant une période d'au moins quatre mois, présente une anomalie positive de température égale ou supérieure à la valeur d'un écart-type. Les quatre points essentiels de cette définition sont :

1. *Un flux d'eaux chaudes* : tout le monde est d'accord sur ce point. Nous déterminerons le seuil de température le plus adapté à l'étude des précipitations en l'Equateur : la moyenne, les 25% supérieurs ? les 20% ? une autre valeur ?
2. *Le long des côtes de l'Equateur et du Pérou* : Nous rechercherons une série de valeur de la TSM de cette région de l'océan.
3. *D'au moins quatre mois* : c'est la durée moyenne proposée par les auteurs, quelle est la durée la plus adaptée à notre cas ? 3, 4, 5 ou plus ?
4. *Anomalie positive égale ou supérieure à la valeur d'un écart-type* : l'anomalie doit être supérieure à un seuil. Celui-ci doit-il être égal à un écart-type, à un degré Celsius ou à une autre valeur ?

Ces quatre conditions sont liées, il est impossible de déterminer un des paramètres indépendamment des autres, nous avons donc réalisé de très nombreux essais pour finalement aboutir à une définition adaptée à l'étude de l'influence du Niño sur les régimes hydro-pluviométriques de l'Equateur, qui peut s'énoncer de la manière suivante :

Un événement Niño correspond à une séquence d'au moins trois mois consécutifs pendant laquelle la TSM mensuelle du bloc Niño 1+2 est supérieure à 23°C et présente une anomalie positive supérieure à un degré Celsius.

Cette méthode permet d'identifier les événements Niño à partir des seules valeurs de la TSM du bloc Niño 1+2. Ces valeurs sont diffusées en temps réel, ce qui permettra leur utilisation dans un contexte opérationnel. La durée et les valeurs limites de la TSM ont été

déterminées arbitrairement sur un raisonnement certes discutable, mais nécessaire et justifié par le bon sens et les auteurs. Nous donnons un résumé des différents tests qui ont conduit au choix des quatre paramètres. Nous commençons par le deuxième, car il conditionne la détermination des autres points.

4.2.1 Quel indice de TSM utiliser pour caractériser le Niño ?

Notre programme de recherche se déroule dans le cadre d'une coopération internationale. Un des principaux objectifs de notre partenaire équatorien est de disposer d'un système de prévision des précipitations et des écoulements pour améliorer la gestion des ouvrages de régulation hydraulique. Nous recherchons donc une méthode d'identification des événements Niño utilisable en temps réel, nous utiliserons pour cela un des indices diffusés mensuellement sur Internet par le CAC.

Pour l'océan Pacifique oriental, nous avons le choix entre la TSM du bloc Niño 1+2 et celle de la ligne maritime Ship 1. La comparaison des séries des valeurs mensuelles de ces indices sur la période de concomitance (1970 à 1994) montre que ces deux indices ne sont pas significativement différents (Figure 4-4). Nous avons vérifié que les événements sélectionnés avec l'une ou l'autre des deux séries sont identiques. Nous utilisons l'indice Niño 1+2, car il a été défini pour l'étude du Niño.

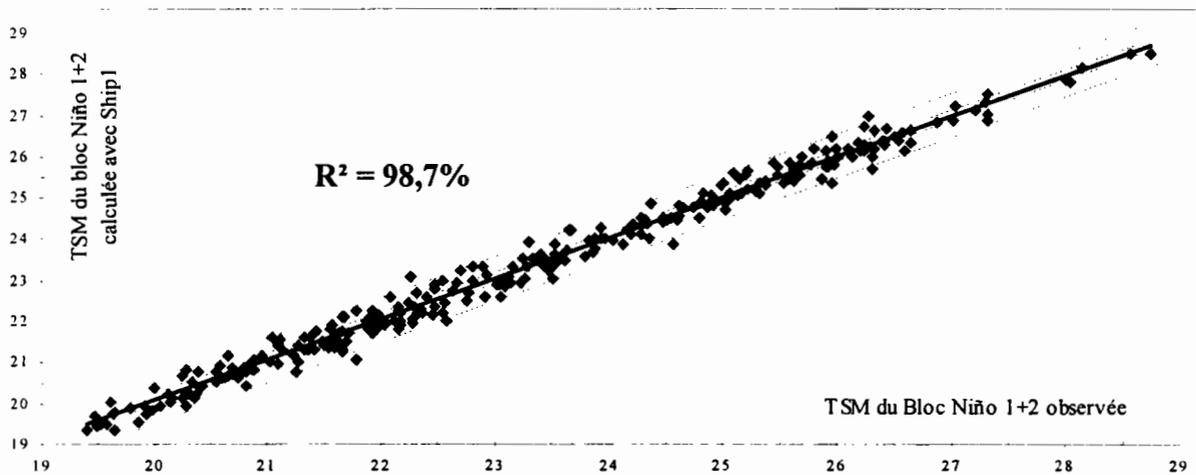


Figure 4-4 : TSM du bloc Niño 1+2 observée et calculée à l'aide des régressions linéaires mensuelles entre la TSM du bloc Niño 1+2 et celle de la ligne maritime Ship 1 de la période 1970-1994.

Afin de pouvoir identifier les événements Niño de la plus longue période possible, nous avons recherché la série de TSM du bloc Niño 1+2 la plus longue et la plus complète possible. Les valeurs de cet indice de la période 1970 à 1994 sont diffusées sur le serveur Internet du CAC. Pour les périodes plus anciennes (1921-38 et 1949-69), nous avons déterminé les valeurs de la TSM du bloc Niño 1+2 à partir de celles de l'indice Ship 1. Pour cela, nous avons utilisé les régressions linéaires mensuelles entre ces deux variables sur la période 1970-94.

Nous avons ainsi pu reconstituer une série mensuelle de la TSM du bloc Niño 1+2 pour les périodes 1921 à 1938 et 1949 à 1994. Celle-ci peut être considérée comme valide étant donné la forte valeur des coefficients de corrélation existant entre les séries de chaque mois de

la TSM du bloc Niño 1+2 et de Ship 1, ils sont compris entre 0,95 et 0,98 et le coefficient de corrélation entre les valeurs observées et calculées de la TSM du bloc Niño 1+2 de tous les mois confondus de la période 1970-94 est de 0,99 (Figure 4-4).

4.2.2 A partir de quelle température pouvons-nous considérer que l'eau est chaude ?

La TSM du bloc Niño 1+2 présente un cycle saisonnier marqué avec une moyenne mensuelle maximum en mars de 26,2°C et minimum en septembre de 20,5°C (Tableau 4-2, Figure 4-5). Certains auteurs ont choisi la moyenne inter-annuelle, d'autres les 20 ou 25 % supérieurs comme seuils au-dessus desquels la TSM doit se situer pour considérer que l'eau est chaude ou la présence d'une situation Niño. La moyenne inter-annuelle des périodes 1921-38 et 1949-94 de la TSM du bloc Niño 1+2 est égale à 23,1°C.

Mois	jan	fév	mar	avr	mai	jun	juil	aoû	sep	oct	nov	déc	mo
Moyenne	24.5	25.7	26.2	25.5	24.1	22.8	21.7	20.9	20.5	20.9	21.6	22.9	23.1
Ecart-type	0.81	0.75	0.85	0.99	1.22	1.26	1.15	1.10	0.85	0.88	0.89	0.88	0.97

Tableau 4-2 : Moyenne et écart-type des valeurs mensuelles de la TSM du bloc Niño1+2 pour les périodes 1921-38 et 1949-94.

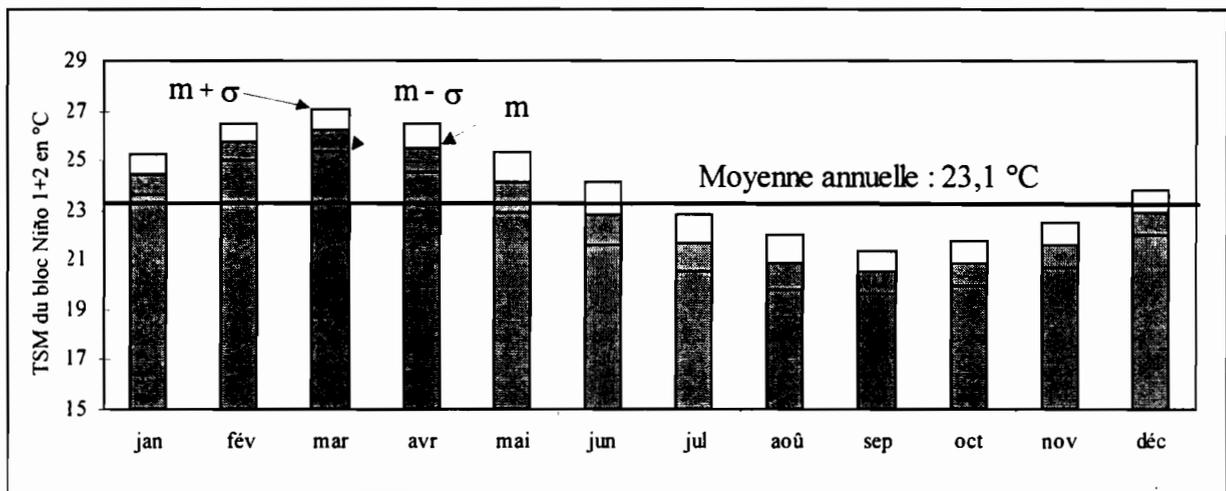


Figure 4-5 : Distribution des valeurs mensuelles de la TSM du bloc Niño1+2 des périodes 1921 à 1938 et 1949 à 1994 (m et σ sont la moyenne et l'écart-type mensuel).

Nous avons recherché les épisodes de trois mois ou plus qui présentent des anomalies de TSM du bloc Niño1+2 supérieures ou égales à un degré Celsius. Pour chaque épisode, nous avons calculé la valeur maximum du seuil de température pour lequel l'épisode a une durée de trois mois (Tableau 4-3). Ce seuil varie de 21,7°C, pour la séquence de septembre à novembre 1987, à 28,2°C pour celle de mars à mai 1983. Afin de disposer d'une référence pluviométrique pour nous guider dans notre choix, nous avons calculé l'anomalie pluviométrique (somme des valeurs centrées réduites des précipitations pendant les mois de l'événement) observée pendant ces épisodes dans les régions côtières d'Equateur proches de la Cordillère des Andes pour les événements postérieurs à 1963 et à Guayaquil pour les antérieurs.

Episode	88	66	31	73	76	51	32	72	69
Seuil	21,7	22,0	23,0	23,2	23,6	23,8	25,2	25,5	26,2
Pluies (vcr)	- 0,8	-0,4	+ 3,4	+ 3,2	+ 1,6	+ 4,8	+ 4,4	+ 6,2	+ 2,6
Episode	26	92	58	53	65	87	57	83	25
Seuil	26,2	26,4	26,8	26,8	26,9	27,0	27,5	28,2	22,3
Pluies (vcr)	+ 5,0	+ 5,3	+ 2,0	+ 5,0	+ 7,6	+ 4,9	+ 4,0	+ 37,0	+ 2,0

Tableau 4-3 : Seuil de température des épisodes de trois mois pendant lesquels les anomalies de TSM du bloc Niño 1+2 sont supérieures ou égales à un degré Celsius et somme des anomalies de pluie observées pendant l'événement (vcr : variables centrées réduites).

Ce tableau montre que les épisodes de trois mois pendant lesquels les anomalies de TSM du bloc Niño 1+2 sont supérieures ou égales à un degré Celsius avec une TSM minimum supérieure ou égale à 23,0°C coïncident avec un excès pluviométrique supérieur à un écart-type. Les épisodes de 1966 et 1988 ne correspondent pas à des précipitations excédentaires. Ce sont les prolongations des événements de 1965 et 1987, ils ont lieu à la fin de la saison froide pendant laquelle les précipitations sont nulles ou faibles. Par exemple, au cours de l'épisode de 1988, la TSM du bloc Niño 1+2 a présenté des anomalies supérieures à un 1°C, mais la valeur absolue de la TSM est restée inférieure ou proche de 23°C, la pluviométrie mensuelle des régions côtières de l'Equateur a été pendant toute cette période inférieure à 40 mm (Figure 4-6).

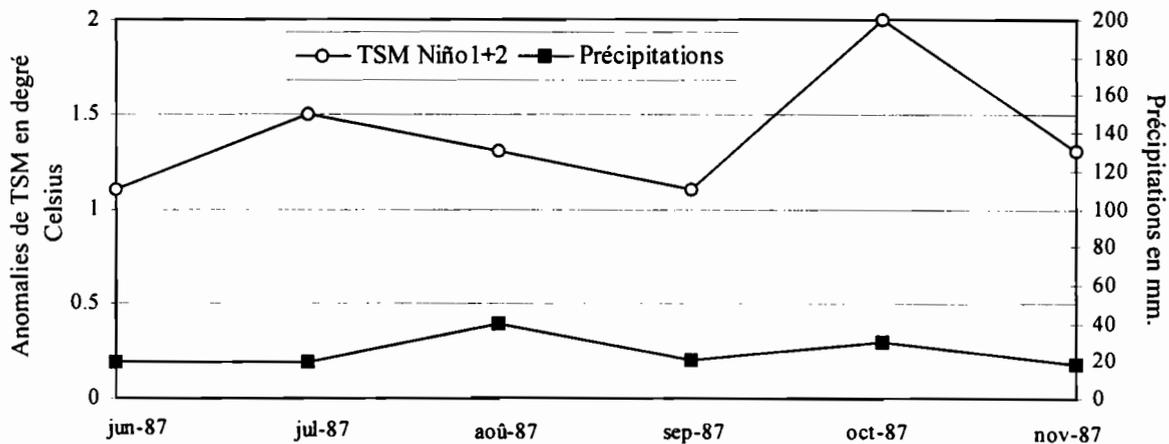


Figure 4-6 : Exemple de réchauffement de l'océan pendant la saison froide qui ne provoque pas de précipitations importantes sur les régions côtières de l'Equateur les plus influencées par le Niño.

Nous souhaitons que cette limite ait un sens au regard des précipitations moyennes des régions côtières de l'Equateur. La Figure 4-7 montre que si la TSM du bloc Niño 1+2 est inférieure à 23°C, les pluies sont toujours inférieures à 200 mm par mois, et le plus souvent à 100 mm par mois. Nous pouvons considérer ce seuil de 23°C comme la TSM en dessous de laquelle la probabilité d'observer des précipitations importantes est réduite. Cette valeur est proche de la moyenne inter-annuelle et de la limite suggérée par le Tableau 4-3, nous retiendrons donc le seuil de 23°C pour considérer que l'eau est "chaude".

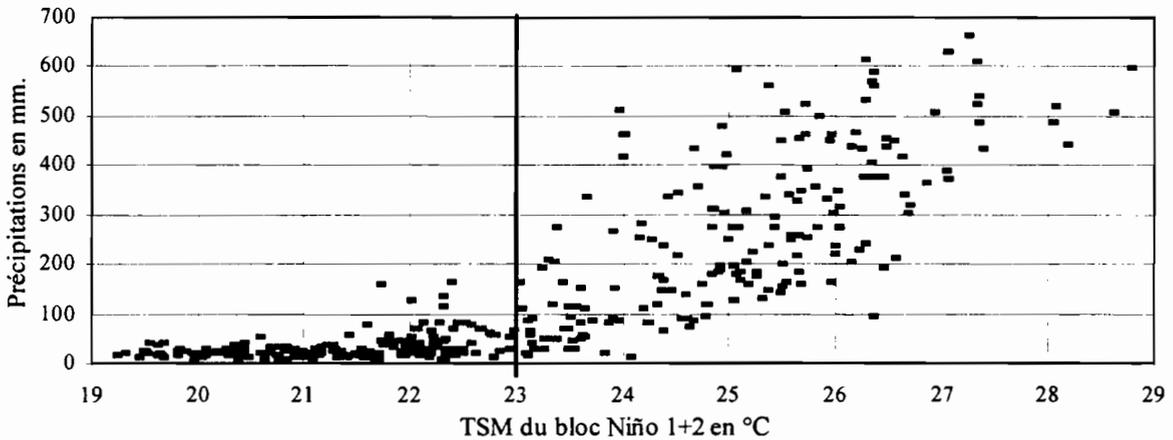


Figure 4-7 : Précipitations mensuelles moyennes des régions côtières de l'Equateur proches de la Cordillère des Andes et TSM mensuelle du bloc Niño1+2 (période 1964-93). On observe que pour des températures inférieures à 23°C les précipitations mensuelles sont toujours inférieures à 200 mm et le plus souvent à 100 mm.

4.2.3 Quelle doit être la durée minimum de l'anomalie ?

Les durées prises en compte par les différents auteurs varient entre 1 et 9 mois, avec une moyenne comprise entre 4 et 5 mois. La TSM de l'indice Ship 1 de l'événement composite ou canonique déterminé à partir de six El Niño forts par Rasmusson et Carpenter (1982) présente une anomalie supérieure à un écart-type pendant 12 mois. Le nombre d'événements sélectionnés varie avec la durée choisie, il augmente si elle est plus faible et diminue dans le cas contraire. Le choix de cette durée peut permettre de distinguer les événements de longue et de courte durée.

Nous avons déterminé le nombre de mois des épisodes pendant lesquels la TSM du bloc Niño 1+2 est supérieure à 23°C et l'anomalie de TSM est supérieure à 1°C (Tableau 4-4). Ce tableau montre que seuls les réchauffements d'une durée supérieure ou égale à trois mois coïncident avec des précipitations excédentaires. Si nous utilisons quatre mois, nous excluons les années 1976, 1973, 1931 et 1932, qui sont généralement considérées comme des années Niño (Tableau 3-5 du Chapitre 3). Nous retiendrons donc la valeur de **trois mois**, comme durée minimum des anomalies positives de TSM pendant un El Niño.

Episode	88	66	93	76	73	31	32	69	51
Durée	1	1	1	3	3	3	3	4	4
Pluies	- 0,8	-0,4	+ 0,2	+ 1,6	+ 3,2	+ 3,4	+ 4,4	+ 2,6	+ 4,8
Episode	92	26	65	53	72	57	87	58	83
Durée	4	5	5	6	6	7	7	8	11
Pluies	+ 5,3	+ 5,0	+ 7,6	+ 5,0	+ 6,2	+ 4,0	+ 4,9	+ 2,0	+ 37,0

Tableau 4-4 : Durée des périodes pendant lesquelles la TSM du bloc Niño 1+2 est supérieure à 23°C et pendant lesquelles l'anomalie de TSM est supérieure à un degré Celsius.

4.2.4 Quelle doit être l'amplitude minimale de l'anomalie ?

Un degré Celsius et un écart-type sont les valeurs les plus utilisées. Elles sont proches pour l'océan Pacifique oriental, la moyenne des écart-types des douze mois de l'année de la TSM du bloc Niño 1+2 est proche de 1,0°C (0,97). Nous utiliserons un seuil exprimé en degré Celsius plutôt qu'en écart-type, car la valeur de l'écart-type varie selon la période considérée. Le nombre d'événements sélectionnés varie avec la valeur de ce seuil, il augmente si la limite est plus faible et diminue dans le cas contraire. Nous avons déterminé l'anomalie minimale de TSM des épisodes de trois mois pendant lesquels la TSM du bloc Niño 1+2 est supérieure à 23°C (Tableau 4-5).

Episode	66	80	93	59	31	32	76	92	73	26
Anomalie mini	0,56	0,68	0,68	0,72	0,96	0,96	1,05	1,11	1,55	1,58
Pluies	- 0,4	+ 0,1	+ 0,2	- 0,5	+ 3,4	+ 4,4	+ 1,6	+ 5,3	3,2	+ 5,0
Episode	58	53	69	87	72	51	65	57	83	
Anomalie mini	1,61	1,61	1,83	1,83	2,13	2,15	2,41	3,19	3,94	
Pluies	+ 2,0	+ 5,0	+ 2,6	+ 4,9	+ 6,2	+ 4,8	+ 5,3	+ 4,0	+ 37,0	

Tableau 4-5 : Anomalie minimum des périodes de trois mois pendant lesquelles la TSM du bloc Niño 1+2 est supérieure à 23°C et pour lesquelles l'anomalie de TSM est inférieure à 0,5 écart-type.

Ce tableau montre que seuls les épisodes pendant lesquels l'anomalie minimum est supérieure ou égale à 0,96°C coïncident avec des excès pluviométriques. Si nous utilisons 1,2°C ou 1,3°C, nous excluons des années qui sont généralement considérées comme des années Niño (Tableau 3-5). Et si nous retenons 0,6°C, nous prenons en compte les années 1959, 1980 et 1993, qui ne sont généralement pas reconnues comme des années Niño. Nous retiendrons donc la valeur de 1°C, comme anomalie minimum de TSM du bloc Niño 1+2 pendant un événement Niño.

4.3 IDENTIFICATION ET CLASSIFICATION DES ÉVÉNEMENTS NIÑO

4.3.1 Identification des événements Niño

Nous avons déterminé les événements Niño des périodes 1921-38 et 1949-94 à l'aide de la méthode d'identification proposée avec les séries des valeurs absolues et des anomalies de la TSM du bloc Niño 1+2 (Figures 4-8, Annexe 4-1). Les 15 séquences suivantes correspondent aux critères d'identification des Niño :

- Novembre 1925 à mars 1926
- Mars à mai 1932
- Février à juillet 1953
- Novembre 1957 à juin 1958
- Mars à juin 1969
- Novembre 1972 à janvier 1973
- Octobre 1982 à août 1983
- Mars à juin 1992
- Novembre 1930 à janvier 1931
- Mai à août 1951
- Février à août 1957
- Mars à août 1965
- Mars à août 1972
- Mai à juillet 1976
- Janvier à juillet 1987

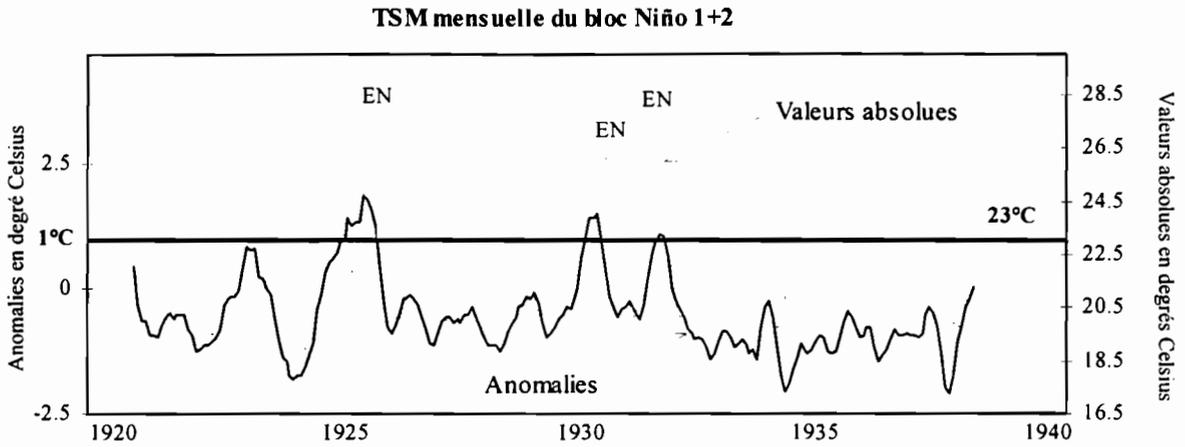


Figure 4-8a : Séries (en °C) des valeurs et des anomalies de la TSM du bloc Niño1+2 pour la période 1920 à 1940, les périodes marquées EN correspondent aux Niño.

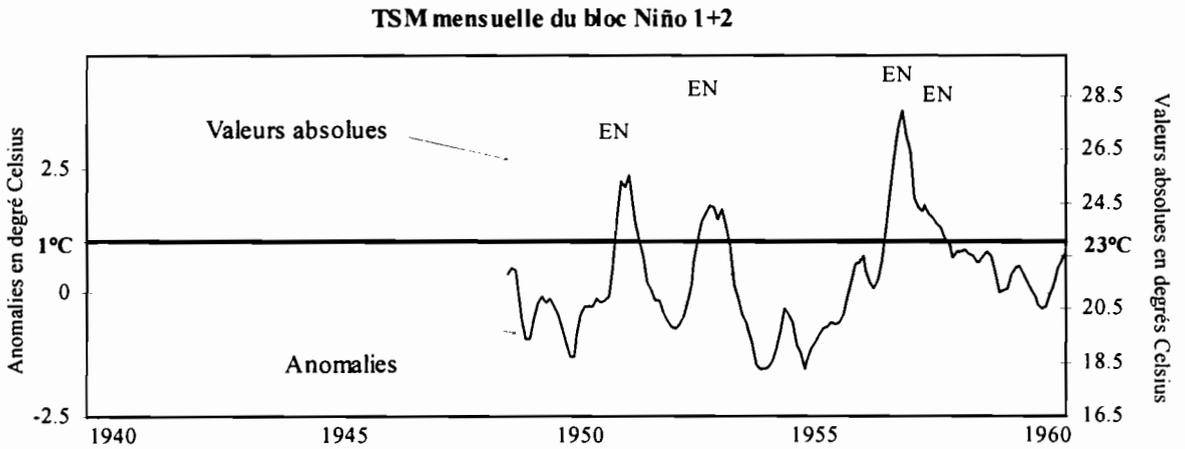


Figure 4-8b : Séries (en °C) des valeurs et des anomalies de la TSM du bloc Niño1+2 pour la période 1940 à 1960, les périodes marquées EN correspondent aux Niño.

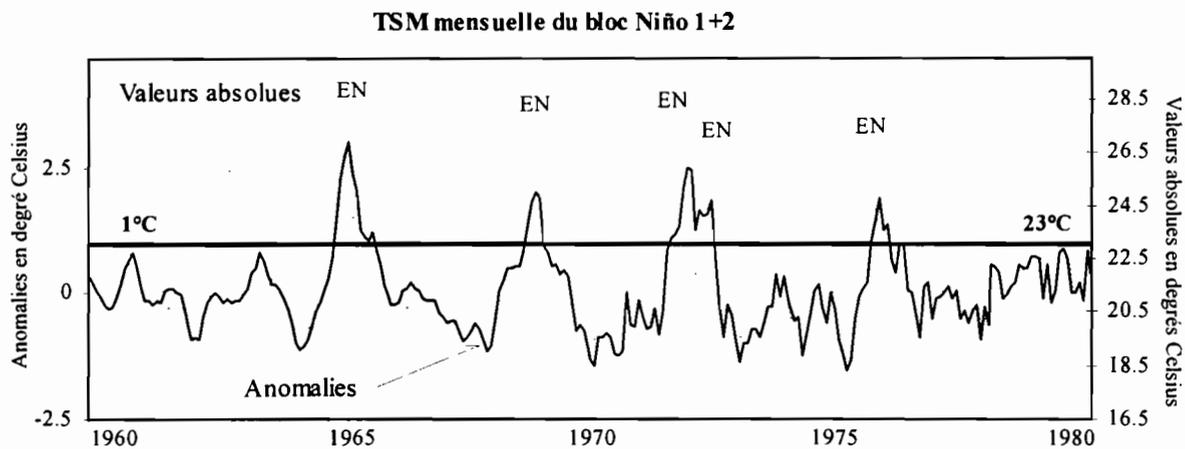


Figure 4-8c : Séries (en °C) des valeurs et des anomalies de la TSM du bloc Niño1+2 pour la période 1960 à 1980, les périodes marquées EN correspondent aux Niño.

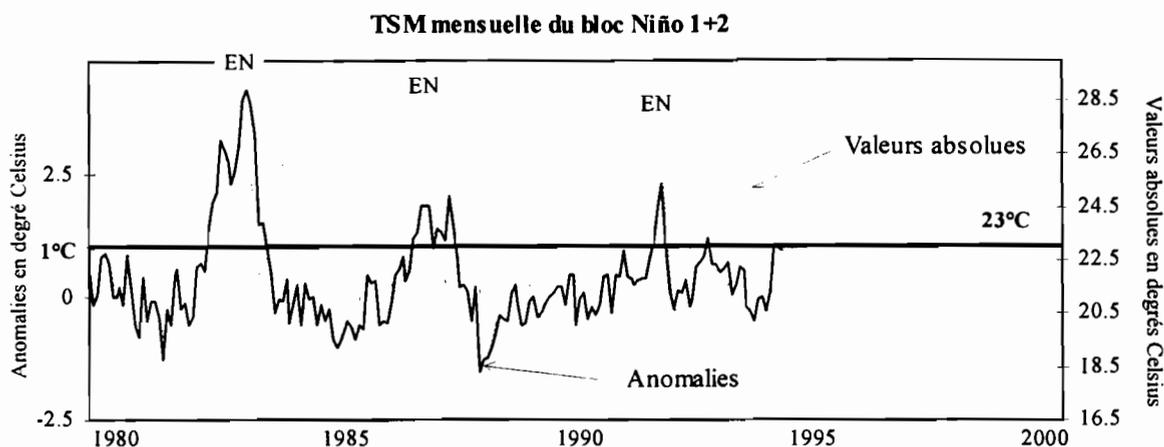


Figure 4-8d : Séries (en °C) des valeurs et des anomalies de la TSM du bloc Niño1+2 pour la période 1980 à 1994, les périodes marquées EN correspondent aux Niño.

4.3.2 Liste des années Niño

Afin de disposer d'une classification historique des années Niño et non-Niño, il nous faut définir la période de douze mois que nous allons considérer. L'année civile n'a pas de sens d'un point de vue climatique, car elle répartirait arbitrairement de nombreux événements sur deux années. Pour éviter ceci, il nous a semblé logique de fixer le changement d'année à la période la plus froide qui se situe en septembre (Figure 4-5) et correspond à la saison sèche. Nous considérerons donc le cycle annuel du 1° septembre au 31 août de l'année suivante, que nous rattacherons à l'année du 1° janvier compris dans le cycle. Lorsque nous parlerons par la suite de l'année 1968, il s'agira donc de la période comprise entre le 1° septembre 1967 et le 31 août 1968. Ce découpage correspond également à la définition de l'année hydrologique utilisée couramment pour les régions côtières de l'Equateur, puisque les périodes de minimum de précipitations et d'écoulements correspondent au minimum de température de l'océan Pacifique oriental. Nous pouvons ainsi associer quinze années aux épisodes précédents et proposer une classification des années en années Niño et non-Niño adaptée à l'étude des régimes hydro-pluviométriques de l'Equateur pour les périodes 1921 à 1938 et 1949 à 1994 (Tableau 4-6).

Années Niño de 1921 à 1938 et de 1949 à 1994	1926, 1931, 1932, 1951, 1953, 1957, 1958, 1965, 1969, 1972, 1973, 1976, 1983, 1987, 1992.
---	--

Tableau 4-6 : Années considérées Niño par la méthode d'identification proposée au paragraphe 4.2 pour les périodes 1921 à 1938 et 1949 à 1995.

Notre classification ne se différencie de la *tendance générale* des années Niño déterminée au chapitre 3 (Tableau 3-5) que par l'omission de l'année 1923. La période comprise entre juin et août 1923 présente effectivement une anomalie positive de TSM du bloc Niño1+2, mais celle-ci est seulement de 0,7°C et la valeur absolue de la TSM est comprise entre 21,7°C et 23,4°C (Figure 4-8a). Cette période ne correspond donc pas à notre définition du Niño.

4.3.3 Recherche d'indices globaux d'intensité et d'influence du Niño

Nous avons voulu quantifier simplement l'intensité et l'influence de chaque événement Niño. Pour cela Quinn et al. (1978, 1987, 1993) ont étudié l'amplitude des anomalies de différentes variables (TSM, les pluies, les écoulements, courants marins, etc , voir Chapitre 3), cette méthode est très intéressante et fiable car elle intègre de très nombreuses variables, mais elle est difficile à mettre en oeuvre dans un contexte opérationnel. Francou et Pizarro (1985) ont déterminé des classes d'intensité en fonction de la durée de l'anomalie et du maximum de la TSM observée dans plusieurs ports péruviens. Les précipitations et les écoulements sont effectivement directement liés à ces deux variables.

L'augmentation des précipitations est liée à celle de la TSM du Pacifique oriental : pour des valeurs de la TSM du bloc Niño 1+2 supérieures à 23°C, une augmentation de la TSM de 1°C provoque en moyenne une augmentation des précipitations de 90 mm (Figure 4-9). L'amplitude des anomalies de TSM conditionnera donc celles des anomalies de pluies. La probabilité que ces précipitations entraînent des écoulements supérieurs à la normale et des inondations est plus forte si les anomalies pluviométriques durent pendant plusieurs mois consécutifs. Le cumul des anomalies de TSM est donc également un critère important pour quantifier l'influence du Niño.

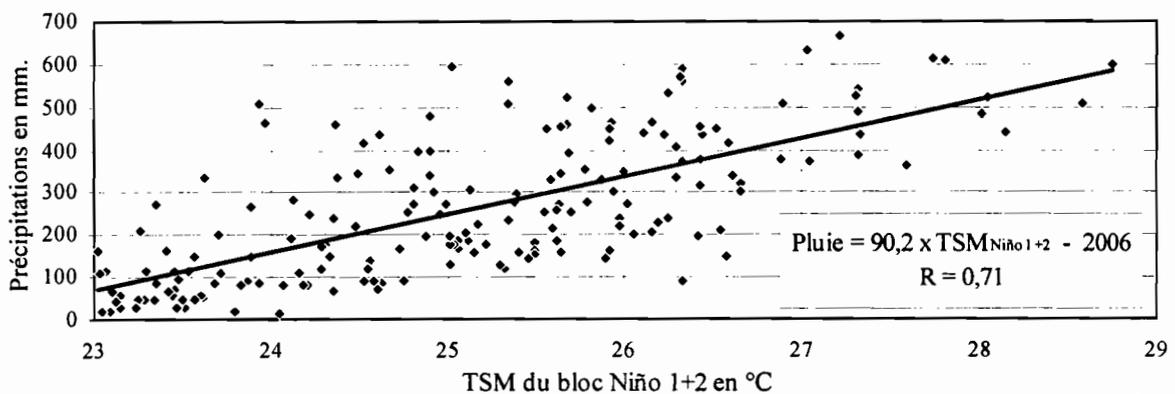


Figure 4-9 : Régression linéaire entre les précipitations des régions côtières proches de la cordillère et la TSM du bloc Niño1+2 pour la période 1964 à 1993, seuls les mois pendant lesquels la TSM est supérieure à 23°C ont été pris en compte.

Nous avons donc déterminé pour chaque Niño la somme des anomalies mensuelles de TSM (en °C) observées pendant les mois Niño. Cette valeur peut être considérée comme l'anomalie cumulée de TSM provoquée par l'événement et peut être proposée comme un indice global d'intensité. Le Chapitre 8 sera consacré à l'estimation des précipitations à partir d'indices de TSM et de vent, nous nous contentons ici de déterminer l'ordre de grandeur des précipitations provoquées par le Niño. Pour cela, nous avons utilisé l'équation de la droite de régression entre les précipitations mensuelles des régions côtières proches de la cordillère des Andes et la TSM du bloc Niño 1+2 (Figure 4-9). La différence entre les valeurs estimées pour le mois du Niño et les moyennes mensuelles peut être considérée comme l'anomalie de précipitations provoquée par le Niño. La somme de ces valeurs pour les mois du Niño peut être considérée comme l'excès pluviométrique provoqué par le phénomène, nous appelons cette somme l'indice d'excès pluviométrique.

Niño	1932	1931	1976	1973	1992	1969	1926	1951
Anomalie cumulée en °C	3,1	3,9	4,4	5,0	6,3	7,1	7,8	8,3
Indice d'influence en mm	306	103	320	201	569	648	403	528
Excès pluviométrique réel	-	-	143	383	667	252	-	-
Classe	faible	faible	faible	faible	moyen	moyen	moyen	moyen
Niño	1953	1987	1972	1958	1965	1957	1983	
Indice d'intensité en °C	9,1	10,4	10,8	11,4	14,2	19,1	34,5	
Indice d'influence en mm	686	690	742	733	1048	1444	2429	
Excès pluviométrique réel	-	722	416	-	917	-	2629	
Classe	moyen	moyen	moyen	moyen	fort	fort	excep	

Tableau 4-7 : Anomalie de TSM cumulée et indice d'excès pluviométrique des Niño des périodes 1921-38 et 1949-94.

Le calcul des anomalies cumulées de TSM et des indices d'excès pluviométrique pour les quinze événements de la période permet de répartir les Niño en quatre classes : les faibles, les moyens, les forts et les exceptionnels (Tableau 4-7, Figures 4-10 et 4-11). L'anomalie cumulée de TSM et l'indice d'excès pluviométrique sont compris entre 3 et 5°C et 100 et 350 mm pour les événements faibles, entre 6 et 12°C et 400 et 750 mm pour les moyens, entre 14 et 20°C et 1100 et 1500 mm pour les forts, et de 34,5°C et 2400 mm pour l'événement de 1983 qui constitue à lui tout seul la classe des événements exceptionnels.

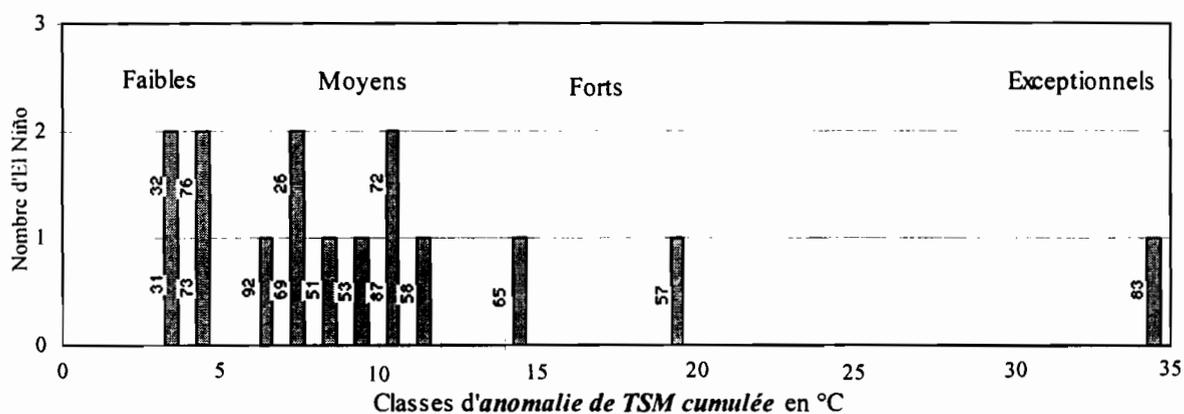


Figure 4-10 : Classes d'anomalie de TSM cumulée des Niño des périodes 1921-38 et 1949-94.

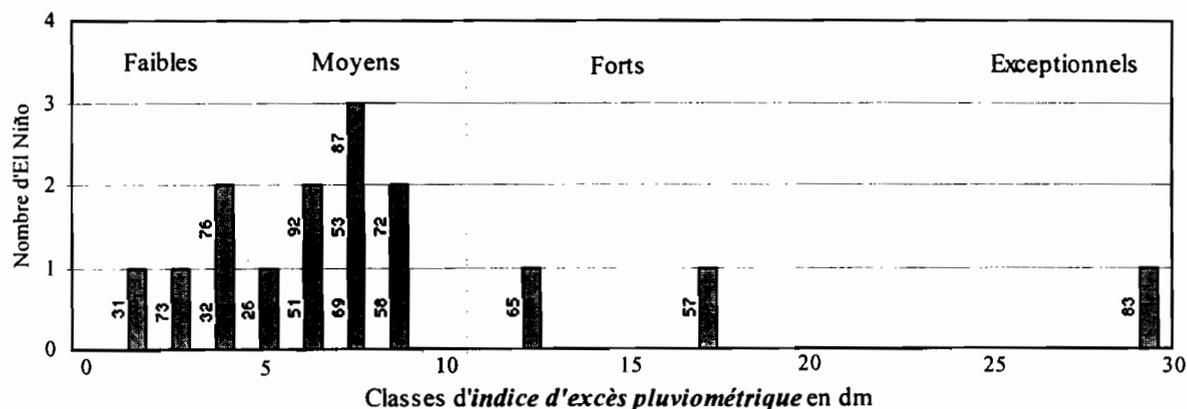


Figure 4-11 : Classes d'indices d'excès pluviométriques des Niño des périodes 1921-38 et 1949-94.

4.4 ANTI-NIÑO ET PRÉCIPITATIONS

Les chapitres 2 et 3 ont montré qu'il n'existe pas de réelle situation anti-Niño, conséquence régionale d'une situation anti-ENSO au cours de laquelle l'ensemble de l'océan Pacifique est plus froid que la normale, le gradient de pression entre le Pacifique est et ouest plus élevé et les alizés plus intenses. Même s'il est donc difficile de parler de situation anti-Niño, nous identifions ici les périodes de refroidissement du Pacifique tropical est appelées anti-Niño. Nous montrons ensuite sommairement que ces années anti-Niño ne correspondent pas à une situation pluviométrique déficitaire, opposée à celle des années Niño.

4.4.1 Identification de situation "anti-Niño"

Il nous a semblé logique d'identifier les anti-Niño avec une méthode utilisant des critères opposés à celle d'identification des Niño. Nous considérons donc qu'un anti-Niño correspond à une séquence d'au moins trois mois consécutifs pendant laquelle la TSM mensuelle du bloc Niño 1+2 présente une anomalie négative supérieure à 1°C. Les refroidissements qui ont lieu entre les mois d'août et d'octobre n'ont pas été retenus, car la TSM moyenne de ces mois est inférieure à 21°C (Tableau 4-2, §4.2.2). Au cours de ces mois de la saison sèche, avec un refroidissement de plus de 1°C, la TSM du bloc Niño 1+2 est inférieure à 20°C, température en dessous de laquelle les précipitations des régions relativement humides (pluies moyennes annuelles ~ 1000 mm) du littoral proche de la cordillère des Andes sont inférieures à 40 mm (Figure 4-7, §4.2.2) et sont généralement nulles sur les régions plus arides proches de l'océan. Treize années des périodes 1921-38 et 1949-94 présentent un refroidissement de plus de un degré pendant au moins trois mois consécutifs (Tableau 4-8 et Figures 4-12).

Années anti-Niño	1922, 1924, 1933, 1934, 1935, 1936, 1937, 1938, 1950, 1954, 1955, 1962, 1971.
-------------------------	--

Tableau 4-8 : Liste des années considérées anti-Niño pour les périodes 1921 à 1938 et 1949 à 1995.

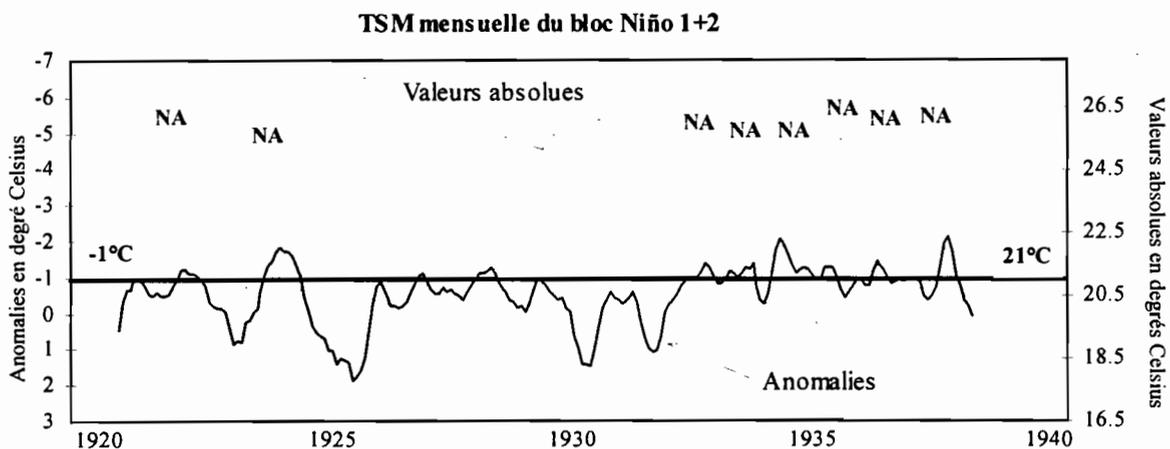


Figure 4-12a : Séries des valeurs et des anomalies de la TSM du bloc Niño1+2 pour la période 1920 à 1940, les périodes marquées NA correspondent aux situations Anti-Niño.

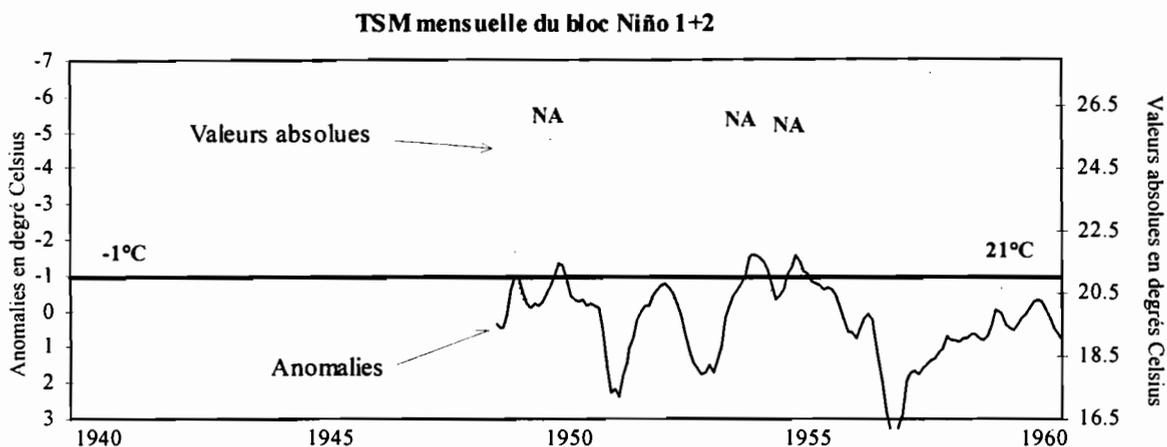


Figure 4-12b : Séries des valeurs et des anomalies de la TSM du bloc Niño1+2 pour la période 1940 à 1960, les périodes marquées NA correspondent aux situations Anti-Niño.

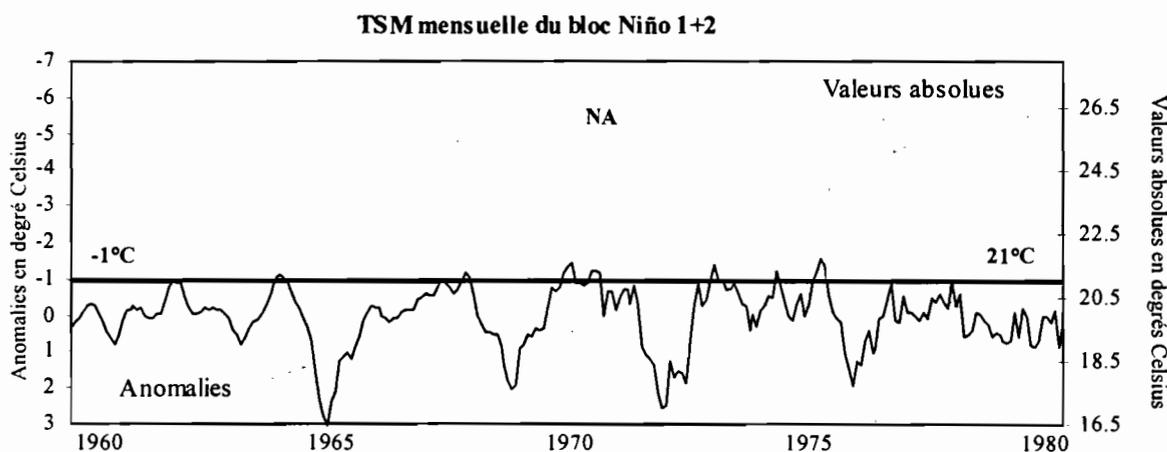


Figure 4-12c : Séries des valeurs et des anomalies de la TSM du bloc Niño1+2 pour la période 1960 à 1980, les périodes marquées NA correspondent aux situations Anti-Niño.

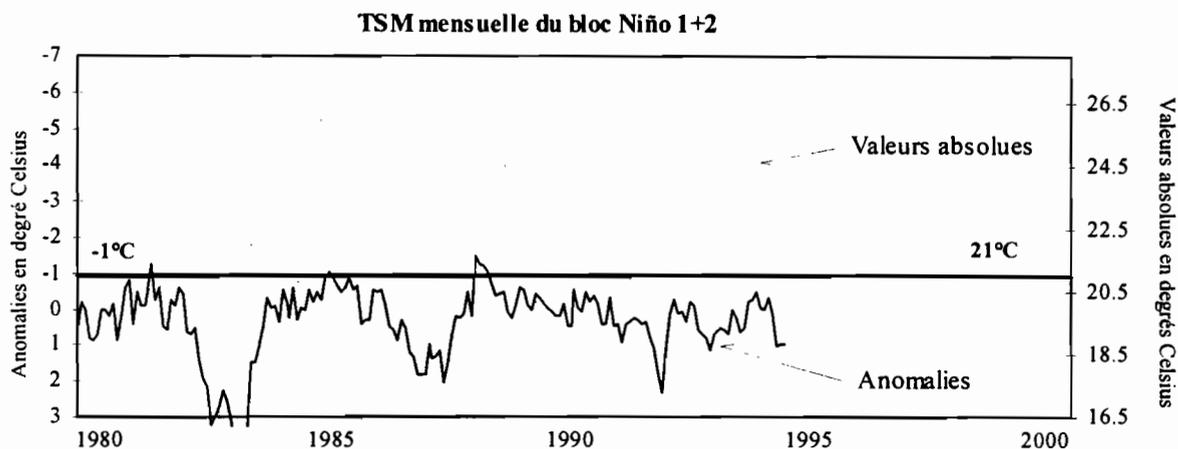


Figure 4-12d : Séries des valeurs et des anomalies de la TSM du bloc Niño1+2 pour la période 1980 à 1994, les périodes marquées NA correspondent aux situations Anti-Niño.

Nous pouvons remarquer l'absence d'anti-Niño entre 1972 et 1994, les refroidissements les plus prononcés de cette période (1975 et 1988) ont été observés pendant la saison sèche. Le refroidissement continu de plus de six ans entre 1933 et 1938 est tout à fait remarquable, deux de ces six années sont considérées comme anti-ENSO par plusieurs auteurs qui ont utilisé des séries de TSM du Pacifique central ou l'indice de pression SOI. Les quatre autres années sont considérées comme normales par l'ensemble des auteurs. L'indice Ship6 de TSM du Pacifique central (~160°W) et les indices de pression atmosphérique, de TSM et de précipitations du Pacifique central proposés par Wright (1989, Figure 4-13) pour l'étude de l'oscillation australe présentent des valeurs annuelles (septembre-août) moyennes et confirment que l'on est dans une situation anti-ENSO exceptionnellement longue, même si les années 1936 et 1937 correspondent à des valeurs moyennes des indices.

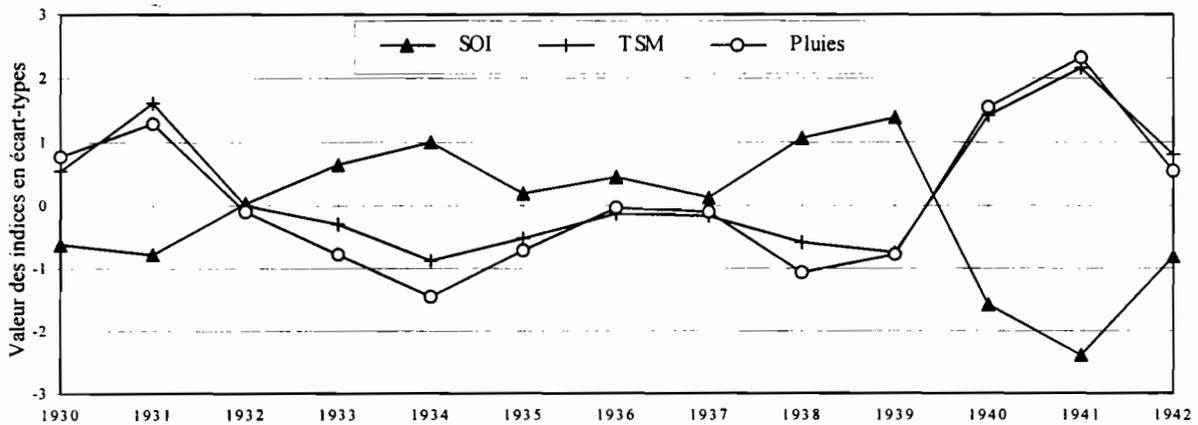


Figure 4-13 : Les valeurs annuelles (septembre-août) moyennes des indices de pression atmosphérique, de TSM et de précipitations du Pacifique central proposés par Wright (1989) confirment que la période 1933-39 correspond à une situation anti-ENSO exceptionnellement longue.

4.4.2 Relation entre les anti-Niño et les précipitations

Afin d'apprécier simplement la relation entre l'anti-Niño et les précipitations des régions côtières de l'Equateur, nous comparons les moyennes des précipitations des années anti-Niño, normales et Niño. Pour étudier la période la plus longue possible, nous utilisons les séries de six stations pluviométriques de longue durée (Chapitre 5), cinq du littoral : Pichilingue (P006), Santo Domingo (P027), Isabel Maria (P036), Milagro (P037), Manta (P047), Guayaquil (P056) et une des vallées inter-andines : Ambato (P028). Les séries de ces stations ont donc été divisées en trois échantillons (Tableau 4-9).

Années Niño	1926, 31, 32, 51, 53, 57, 58, 65, 69, 72, 73, 76, 83, 87, 92.
Années Normales	1921, 23, 25, 28, 29, 30, 49, 52, 56, 59, 60, 61, 63, 64, 66, 67, 70, 74, 75, 77, 78, 79, 80, 81, 82, 84, 85, 86, 88, 89, 90, 91, 93.
Années anti-Niño	1922, 24, 27, 33, 34, 35, 36, 37, 38, 50, 54, 55, 62, 68, 71.

Tableau 4-9 : Années Niño, normales et anti-Niño des périodes 1921-38 et 1949-1993.

Les différences entre les moyennes des années Niño et normales sont supérieures à 50 % pour les stations de la côte (Tableau 4-10), ce qui est en accord avec l'analyse complète que nous présenterons au Chapitre 6. Alors que les moyennes des années anti-Niño et normales ne sont pas significativement différentes, les écarts sont inférieurs à 15 % et ils sont positifs pour certaines stations et négatifs pour d'autres. Le refroidissement de l'océan observé les années anti-Niño au large de l'Equateur influence certainement les totaux pluviométriques des régions

côtières de ce pays. Cependant, si les précipitations directement corrélées à l'état de l'océan sont prépondérantes les années Niño, il existe également des pluies liées à d'autres facteurs, telle l'activité de la ZCIT, qui représentent certainement une part beaucoup plus importante des pluies les années anti-Niño et masquent ainsi son influence. Nous verrons aux Chapitres 7 et 8 que la prise en compte des indices de TSM mais aussi de vent permet d'expliquer de façon très satisfaisante les précipitations des régions côtières sans différenciation des années Niño, normales et anti-Niño.

Station	P006	P027	P036	P037	P047	P056	P028
Différence Niño / normale	+ 61 %	+ 49 %	+ 67 %	+ 77 %	+ 179 %	+ 86 %	- 2 %
Différence anti-Niño / normale	- 5 %	+ 8 %	+ 5 %	+ 13 %	- 4 %	- 10 %	+ 9 %

Tableau 4-10 : Différences entre les moyennes des années Niño et normales et des années anti-Niño et normales des périodes 1921-38 et 1949-1994.

4.5 CONCLUSION

Nous proposons une méthode d'identification des années Niño adaptée à l'étude des anomalies pluviométriques en Equateur. Nous considérerons qu'un événement Niño correspond à une séquence d'au moins trois mois consécutifs pendant laquelle la TSM mensuelle du bloc Niño 1+2 est supérieure à 23°C et présente une anomalie positive supérieure ou égale à un degré Celsius.

La durée et les valeurs limites de la TSM ont été déterminées arbitrairement sur un raisonnement certes discutable mais nécessaire et justifié par le bon sens et les auteurs. La TSM de l'océan Pacifique oriental a été retenue pour identifier les événements, car c'est l'indice qui correspond aux théories proposées par les océanographes et atmosphériciens. Nous verrons lorsqu'il s'agira d'expliquer les précipitations des régions côtières de l'Equateur que les vents ont également un rôle important.

La méthode d'identification proposée permet d'identifier quinze événements pour les périodes 1921-38 et 1945-94, cette classification est très proche de la tendance générale définie au Chapitre 3. Nous remarquons que les années identifiées comme des années Niño correspondent toutes à des années ENSO de la tendance générale. Nous proposons une estimation de l'intensité de chaque Niño et de son influence globale sur les précipitations grâce à un indice calculé en fonction de la durée et de l'amplitude des anomalies de TSM du Pacifique oriental.

Nous montrons également que les refroidissements prononcés du Pacifique oriental appelé anti-Niño ne se traduisent pas par des précipitations inférieures à la normale sur les régions côtières de l'Equateur, nous considérerons donc de manière indifférente les années normales et anti-Niño.

2^{IEME} PARTIE

EL NIÑO ET LES PLUIES

CHAPITRE 5: HOMOGENEISATION ET REGIONALISATION DE LA PLUVIOMETRIE ANNUELLE ET MENSUELLE

CHAPITRE 6: REGIONALISATION DE L'INFLUENCE DU NIÑO SUR LES PRECIPITATIONS ANNUELLES

CHAPITRE 7: ANOMALIES PLUVIOMETRIQUES DES ANNEES NIÑO

Chapitre 5

HOMOGENEISATION ET REGIONALISATION DE LA PLUVIOMETRIE ANNUELLE ET MENSUELLE

5. HOMOGÉNÉISATION ET RÉGIONALISATION DE LA PLUVIOMÉTRIE ANNUELLE ET MENSUELLE

Pour pouvoir expliquer et estimer les précipitations liées à l'El Niño, il est indispensable de disposer de données fiables. Jusqu'à présent, les erreurs présentes dans la banque de données entravaient la mise en oeuvre de ce type d'étude. Il a donc fallu, dans un premier temps, compléter et homogénéiser les séries pluviométriques annuelles et mensuelles. Ce travail a été réalisé grâce à la méthode du vecteur régional, qui permet de retenir un échantillon de stations possédant des séries de qualité et de durée satisfaisantes.

Afin de réduire le volume de l'information, tout en conservant une bonne image de la variabilité de la pluie, nous délimiterons des zones pluviométriques homogènes à l'intérieur desquelles les séries pluviométriques sont pseudo-proportionnelles. Nous rechercherons ensuite un indice représentatif de la variabilité interannuelle de la pluie de ces zones. Ces indices pourront être utilisés pour l'étude de la distribution spatiale de l'influence du Niño sur la pluviométrie.

5.1 COLLECTE DES DONNÉES PLUVIOMÉTRIQUES

Nous nous sommes principalement intéressé aux régions côtières de l'Equateur, car plusieurs études préliminaires ont montré que le Niño n'a pas d'influence significative sur les totaux pluviométriques des vallées inter-andines ou du versant amazonien (Rossel et al., 1995; Sémiond, 1995). Nouvelot et Pourrut (1994) ont remarqué qu'il est très difficile d'établir une relation directe entre le Niño et les pluviométries de la zone inter-andine enregistrées au cours de l'événement de 1982-83. Nous avons cependant étudié quatre régions des vallées inter-andines et une du versant oriental, afin de confirmer cette hypothèse de non-influence du Niño sur les totaux pluviométriques de ces régions.

En Equateur, de nombreuses institutions réalisent des relevés pluviométriques et hydro-climatiques selon des procédures pas toujours identiques. A l'échelle du pays, l'Institut National de Météorologie et d'Hydrologie (INAMHI) dispose d'un réseau de 340 stations météorologiques (42 météorologiques complètes, 73 météorologiques élémentaires et 225 pluviométriques). La Direction de l'Aviation Civile (DAC) a équipé la majorité des aéroports du pays de stations météorologiques. A un niveau régional, plusieurs institutions ont équipé leurs zones d'intérêt d'appareils de mesures complémentaires, l'Institut National d'Electrification (INECEL) a équipé les bassins versants alimentant ses projets hydro-électriques, l'Institut National des Ressources Hydriques (INERHI) a complété le réseau de base par des stations utiles à l'irrigation, la Commission d'Etudes pour le Développement du Bassin Versant de la rivière Guayas (CEDEGE) gère de nombreuses stations pour différents projets de cette région qui couvre une grande partie de la zone côtière. Nous pourrions compléter cette liste par de nombreux projets locaux privés ou publics (plantations de canne à sucre, bananeraies, micro-centrales hydro-électriques, universités, etc.).

Le manque de coordination et de stratégie d'ensemble pour l'implantation de ces réseaux de mesure conduit parfois à certaines aberrations, on peut rencontrer deux stations météorologiques de deux institutions dans la même ville et parfois à moins de 50 m de distance, alors que l'on ne trouvera aucune autre station à moins de 20 km. Ces organismes sont censés faire parvenir leurs données à l'INAMHI (loi constitutive de l'INAMHI du 25 mai 1979). Cet institut est chargé de les publier sous forme d'annuaires contenant les valeurs mensuelles et annuelles de l'ensemble des réseaux. Cependant, le manque de ressources financières de l'INAMHI et les rivalités entre institutions font que toute l'information n'y est pas systématiquement centralisée, ou parfois avec plusieurs années de retard. Ce qui ne permet pas un traitement correct des données.

Devant ce problème, le projet FITADE (Fonctionnement de l'irrigation traditionnelle dans les Andes équatoriennes, 1987 à 1994) de coopération entre l'INERHI et l'ORSTOM a organisé une collecte exhaustive de l'information météorologique au pas de temps mensuel (précipitations, température, vent, humidité relative, durée d'insolation, nébulosité, évaporation sur bac, et d'une partie de l'information hydrométrique). Cet énorme travail a débouché sur la création d'une banque de données hydro-climatiques mensuelles de l'Equateur où ont été stockées les valeurs antérieures à 1990, appelée "BHIME".

Dans le cadre du projet INSEQ, nous avons complété cette base de données pour les bassins versants des rivières Guayas et Paute. Pour ces deux cours d'eau, nous avons pu récupérer auprès des agences régionales de l'INECEL, de l'INERHI et de la DAC une certaine quantité d'information qui n'était jamais parvenue aux directions générales à Quito. De plus, l'inspection des stations de ces deux bassins versants a permis de récupérer des données anciennes manquantes auprès de certains observateurs qui avaient conservé leurs carnets originaux de relevés. Enfin pour terminer, nous avons mis à jour la banque de données jusqu'en décembre 1993 à partir des annuaires météorologiques de 1990 à 1993 de l'INAMHI.

Les totaux pluviométriques annuels utilisés ont été calculés en années hydrologiques, commençant à la fin de la saison sèche soit le premier septembre pour les régions côtières. Pour les secteurs de la Sierra et du versant amazonien étudiés, les variations saisonnières sont moins marquées. Elles présentent deux minimums, l'un en août ou septembre, l'autre en décembre ou janvier. La différence entre les totaux annuels en considérant la coupure au premier septembre ou au premier janvier est minime. Nous avons préféré utiliser la même période pour tous les groupes, donc lorsque nous parlerons par la suite de l'année 1975, il s'agira de la période comprise entre le premier septembre 1974 et le 31 août 1975.

Afin de réduire le nombre de séries à traiter, nous n'avons retenu dans un premier temps, que les stations dont la durée de fonctionnement est supérieure à 20 ans. Cependant, dans certains secteurs où la densité de stations est réduite, nous avons été contraint de garder des stations de plus courte durée. La Figure 5-1 montre la localisation des 226 stations météorologiques retenues, 164 pour les régions côtières où nous avons utilisé le maximum de stations et 62 pour les quatre régions andines sélectionnées et le versant amazonien. Aucune série de durée satisfaisante n'est disponible pour les régions les plus orientales de l'Equateur.

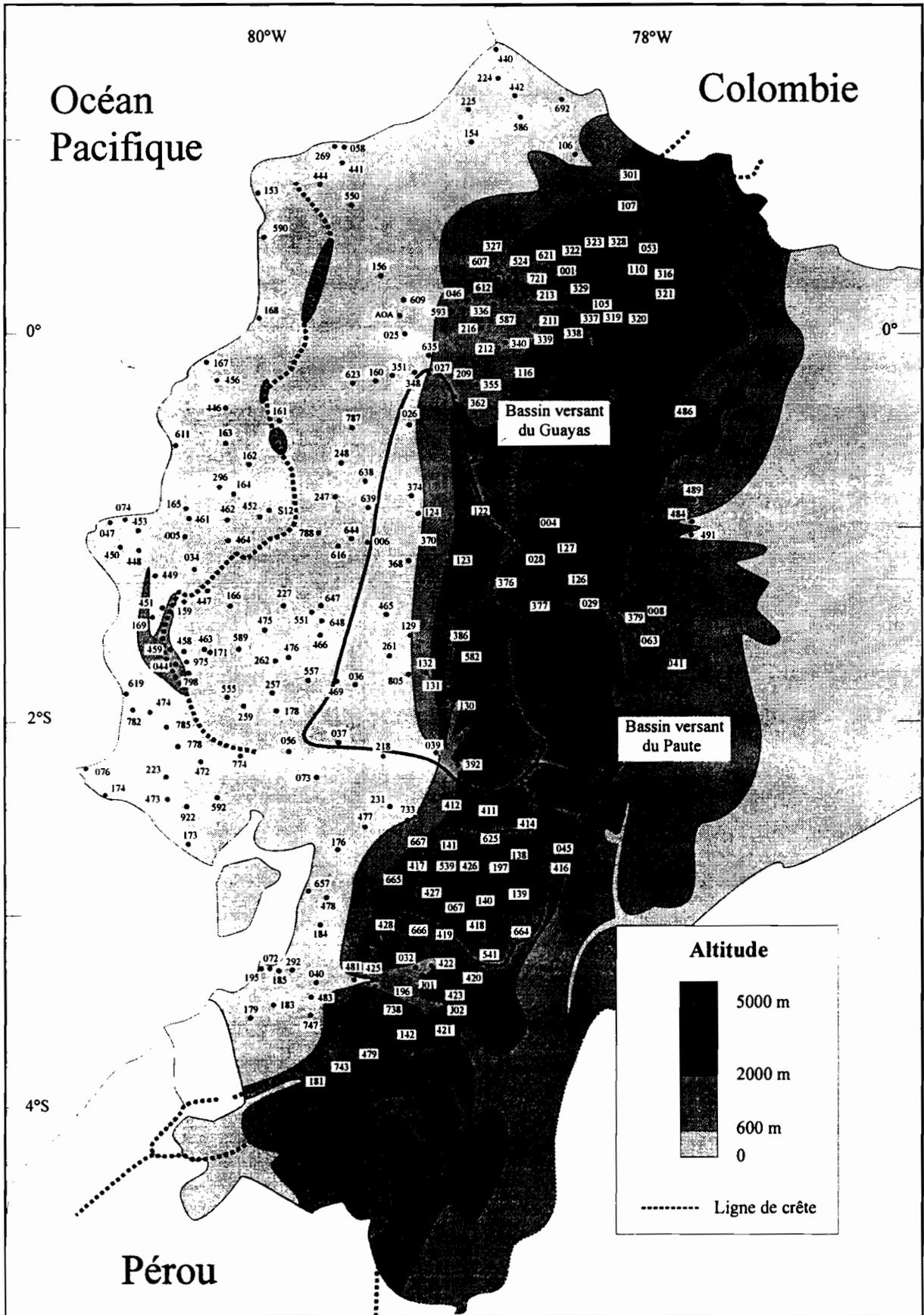


Figure 5-1 : Localisation des 226 stations météorologiques utilisées et limites des bassins versants étudiés dans le cadre du projet INSEQ.

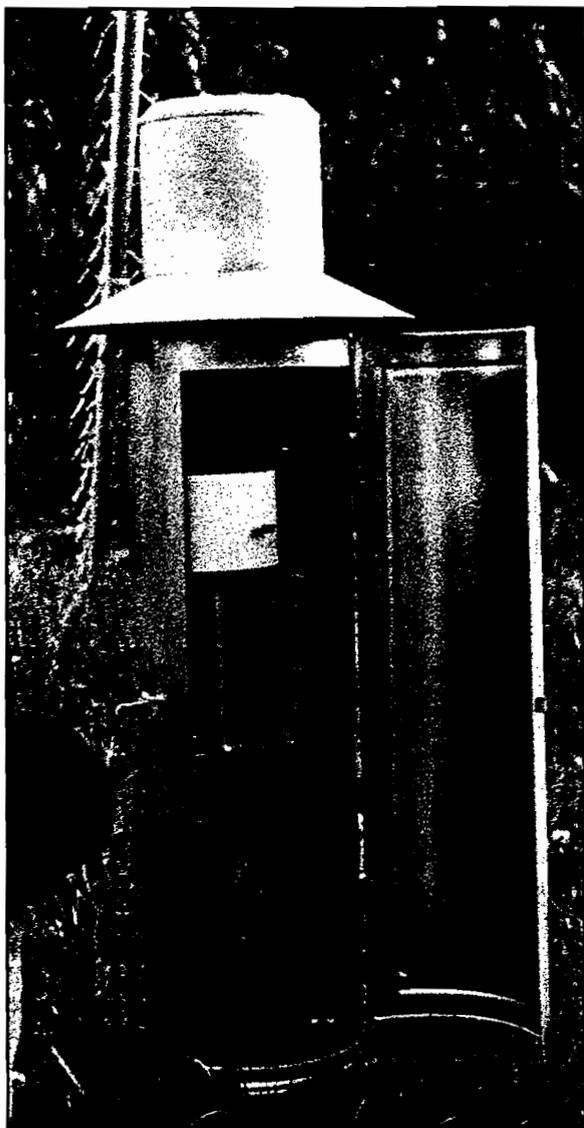


Photo 2 : Exemple d'un pluviographe, M137-Biblian, en bon état de fonctionnement (Photo : A. Rossel)

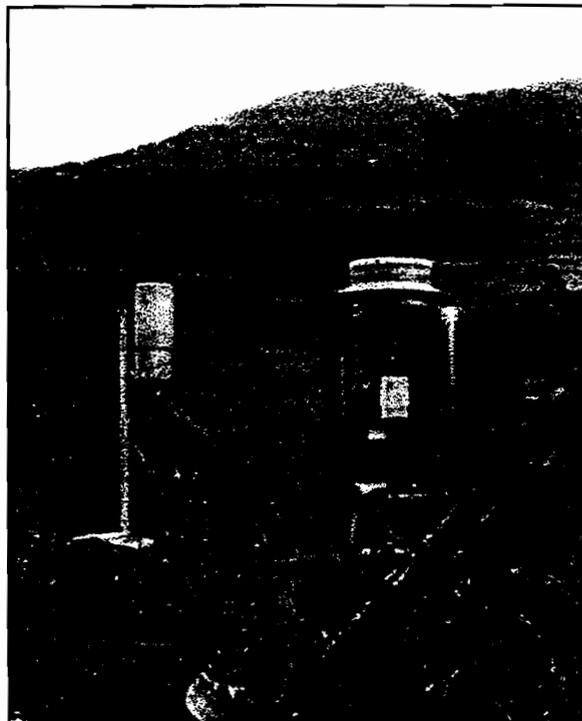


Photo 1 : Exemple d'une station, MA45-Soldados, où les risque d'erreurs de mesure par inversion d'éprouvette sont élevés (Photo : F. Rossel)



Photo 3 : Exemple d'un pluviomètre, M429 Surucucho, dont le milieu environnant a été modifié de façon progressive par la croissance des arbres, La méthode du vecteur régional avait détecté un comportement anormal de cette station avant son inspection (Photo : F. Rossel)

5.2 MÉTHODE D'HOMOGÉNÉISATION DES DONNÉES PLUVIOMÉTRIQUES

L'absence de protocole de mesure unique et bien souvent le manque de moyens financiers des institutions pour assurer la maintenance de leurs réseaux sont à l'origine d'erreurs systématiques ou occasionnelles. Certaines stations ont été déplacées parfois de plusieurs kilomètres sans changer de nom, leurs séries pouvant correspondre à deux populations distinctes. Des mesures sont réalisées en millimètres d'autres en pouces, certaines avec des pluviomètres de 200 cm² d'autres de 314 cm². Le manque d'entretien de certaines stations ou le non-paiement des observateurs sont souvent à l'origine de données erronées ou manquantes.

Cette constatation montre la nécessité d'une critique sévère des données collectées. Elles peuvent être éliminées quand elles s'écartent trop de la réalité, corrigées avec précaution lorsque la nature systématique des erreurs détectées le permet ou bien simplement signalées quand leur valeur semble anormale mais peut être considérée comme localement possible. L'ensemble de ces opérations constitue l'homogénéisation des données.

5.2.1 Homogénéité d'une série chronologique de précipitations annuelles

Une série de valeurs observées est de caractère aléatoire simple si toutes les valeurs sont indépendantes et proviennent d'un tirage au sort parmi une même population statistique. Le caractère aléatoire peut être modifié, selon Brunet-Moret (1979) par :

- **un effet de persistance** : les valeurs dépendent des précédentes, la série est stationnaire et ses paramètres de distribution ne varient pas dans le temps ;
- **un effet de tendance** : l'espérance mathématique des valeurs observées varie dans le temps ;
- **des effets cycliques ou pseudo-cycliques** : l'espérance mathématique d'une valeur varie dans le temps, mais la valeur moyenne de séries suffisamment longues peut être considérée comme stationnaire ;
- **des erreurs d'observation et de mesure** : elles affectent une ou plusieurs valeurs de la série.

Une série de totaux annuels peut contenir simultanément plusieurs de ces types d'effets. Les trois premiers caractérisent la pluviométrie du site et constituent l'organisation interne de la série. **Seules les erreurs d'observation et de mesure ou erreurs systématiques affectent l'homogénéité de la série.** Le problème de l'homogénéisation consiste à détecter et à identifier ces erreurs.

5.2.2 Les sources d'hétérogénéité et leurs conséquences

Les problèmes qui se présentent dans un réseau d'observation pluviométrique sont très variés. Rappelons seulement les plus fréquemment rencontrés en Equateur :

- **Modification du milieu environnant ou du site de mesure**
 - Par déplacement de l'appareil : c'est un des cas les plus fréquents et souvent la station conservera son nom tout en suivant les déménagements de son observateur.

Généralement, ces déplacements sont faibles, de l'ordre du kilomètre, mais dans un pays avec tant de relief, un déplacement de 500 m peut modifier sensiblement l'exposition de l'appareil ou l'altitude et ainsi provoquer de grandes différences dans la série de mesures.

- Par modification du milieu environnant : elle peut être brusque (construction proche) ou progressive (croissance d'arbres à proximité de l'appareil, Photo 3).
- Par changement de la hauteur de l'appareil : la quantité d'eau reçue par le pluviomètre varie sensiblement, surtout lorsque le site est exposé au vent.

- **Erreurs dues à l'appareil**

- Modification de la surface réceptrice par construction, échange ou déformation : si les pluviomètres commercialisés ont une surface réceptrice constante et connue, il n'en est pas toujours de même pour les totalisateurs de fabrication artisanale.
- Erreurs d'étalonnage : un vice de construction ou une erreur d'étalonnage peuvent se produire dans le cas des pluviographes.

- **Erreurs de mesure**

- Au niveau de l'éprouvette ou de la règle : la confusion d'éprouvette est un cas typique (Photo 1). Auparavant, le sud de l'Equateur était équipé de pluviomètres de 100 cm² avec l'éprouvette en verre correspondante. Une fois celle-ci cassée, l'observateur pouvait recevoir une neuve en plastique, mais étalonnée pour un pluviomètre de 200 cm². Dans ce cas, les mesures postérieures au changement sous-estimeront de 50% la hauteur réelle des pluies. En Equateur, des pluviomètres de superficies de 100, 200, 314 ou 400 cm² sont utilisés et il est assez fréquent que les mesures soient faites avec une éprouvette inappropriée. Cette erreur est généralement décelée facilement, mais elle peut aussi être confondue avec un changement de site, surtout dans les régions montagneuses où il existe de forts gradients de précipitations. Un autre cas difficile à détecter se présente lorsque l'observateur dispose, par "sécurité", de deux éprouvettes (différentes évidemment) et les utilise alternativement.
- Au niveau de l'enregistrement : par manque d'encre, erreurs de dates, notation erronée des hauteurs mesurées, erreurs de transcription, etc.

- **Erreurs de transmission**

Perte du courrier ou mauvais fonctionnement des systèmes de transmission (radio, téléphone, etc.).

- **Erreurs lors de l'archivage et de la publication**

Lors de la collecte et de la transcription des données brutes, des erreurs de copie ou de saisie peuvent se produire, les annuaires contiennent ces erreurs (oubli de dates, erreurs de stations, etc.).

Selon leur nature, les erreurs systématiques ont des conséquences différentes.

Une inversion d'éprouvette est un cas très fréquent, s'il n'y a pas utilisation simultanée de plusieurs éprouvettes, elle nécessite généralement peu d'années pour être détectée. Lorsque l'on connaît la date du changement, il est possible de reconstituer les totaux annuels, mensuels et même journaliers.

Un changement de l'environnement se détecte si l'on dispose de longues séries homogènes avant et après ce changement. Plus le changement est marqué, moins d'années seront nécessaires pour le détecter. L'expérience montre que, dans ce cas, on peut corriger les totaux annuels et mensuels pour homogénéiser la série mais il est généralement impossible de corriger les données journalières.

Dans le cas de déplacements fréquents de l'appareil ou d'autres causes produisant le même effet, les hétérogénéités ne pourront être discernées et aucune correction ne pourra être réalisée.

5.2.3 Choix de la méthode de critique des données

Ces nombreuses sources d'hétérogénéité montrent la nécessité d'un contrôle rigoureux des données pluviométriques. En général, un déplacement de pluviomètre coïncide avec un changement d'observateur et la confusion d'éprouvettes se produit après une interruption des mesures (Le Goulven et al., 1988). Un bon suivi historique indiquant les changements de site, d'observateurs, d'appareils de mesure et du milieu environnant, et une vérification fréquente des dimensions des pluviomètres et des éprouvettes permettraient de résoudre une grande partie des problèmes.

Malheureusement, si les inspecteurs connaissent les détails de la vie d'une station, ceux-ci ne figurent que rarement par écrit et la disparition des "gens qui savent" fait également disparaître l'information. Une partie de l'historique peut être reconstituée à partir des documents originaux envoyés par les observateurs ou à partir des quelques comptes rendus de mission des inspecteurs. Mais cela est généralement insuffisant, d'où la nécessité d'effectuer des tests d'homogénéité des données annuelles et mensuelles complétées par une vérification postérieure sur le terrain.

Il existe de nombreux tests statistiques : test des signes, de corrélation sérielle de *Wald*, de *Wolfowitz et Anderson*, des pointes de phase, de corrélation de rang de *Mann et Sperman*, de *Fisher-Yates*, etc. Ces tests ne peuvent que prouver le caractère aléatoire d'une série de variables indépendantes (Le Goulven et al., 1988), ce qui implique l'hypothèse de l'inexistence d'une organisation interne de l'échantillon observé. Malheureusement, la plupart des séries pluviométriques annuelles ont une organisation interne.

Ces tests sont conçus pour comparer une partie de l'échantillon au reste, il faut donc préalablement déterminer la coupure entre les séries homogènes. En faisant varier la série de valeurs, on pourrait trouver la date la plus probable de la rupture à condition que celle-ci soit unique. Mais dans les cas de plusieurs ruptures, ces tests ne peuvent pas distinguer les erreurs systématiques d'une organisation interne de la série, car ils n'ont pas été élaborés pour cela.

5.2.3.1 Test des simples masses ou du simple cumul

Le principe est assez simple, il consiste à porter en abscisse le numéro des années en omettant les années sans observations, et en ordonnée la somme des X_i/X_m où X_i représente les précipitations annuelles et X_m la pluviométrie moyenne de toutes les années utilisées. Dans le cas d'une série chronologique à caractère aléatoire simple, le graphique des simples masses oscillera autour d'une droite passant par l'origine. Si la série est affectée par un ou plusieurs des effets énumérés précédemment, le graphique présentera un ou des changements de pente. Le graphique des simples masses permet de trouver toutes les périodes pendant lesquelles la moyenne a été perturbée.

Si les tests des simples masses sont plus performants que les tests statistiques pour la recherche d'erreur, ils ne peuvent apporter des critères véritablement objectifs en ce qui concerne l'homogénéisation des données pluviométriques. Il est souvent impossible de distinguer avec certitude les erreurs systématiques d'un changement de tendance climatique bien marqué, à partir d'une seule série de données. Heureusement, dans l'étude des précipitations, on dispose généralement de plusieurs stations situées dans une même région.

5.2.3.2 Test des doubles masses ou des doubles cumul

On suppose l'existence de zones climatiques à l'intérieur desquelles on dispose de plusieurs stations dont les séries sont liées par des coefficients de corrélation linéaire significativement positifs. Situées dans une même zone climatique, les stations sont soumises aux mêmes effets de persistance, de tendance, ou de pseudo-cycles. Leurs coefficients de variation sont donc similaires et les totaux pluviométriques annuels sont pseudo-proportionnels. Pour une année i , les précipitations annuelles X_i et Y_i de deux stations X et Y de la même zone sont liées par la relation suivante :

$$X_i / X_m = Y_i / Y_m + e_i$$

X_m et Y_m correspondent aux moyennes inter-annuelles des deux stations. e_i est un terme aléatoire indépendant de X_i et de Y_i , dont l'espérance mathématique est égale à zéro et la variance est d'autant plus petite que le coefficient de corrélation linéaire entre les deux stations est plus fort.

Le principe consiste à porter en abscisse la somme des X_i / X_m , et en ordonnée la somme des Y_i / Y_m . Lorsque les stations sont suffisamment proches pour appartenir à une même tendance climatique, la relation linéaire entre les sommes cumulées est indépendante d'éventuelles fluctuations climatiques, elle peut uniquement être altérée par des facteurs aléatoires lorsque les données sont homogènes. Dans ce cas, toute modification de la pente du graphique correspondra à des erreurs systématiques et le changement de pente sera équivalent à la variation de la moyenne altérée.

Pour utiliser cette méthode, il est tout d'abord nécessaire de déterminer de manière empirique des groupes de stations appartenant à une même zone climatique. Pour cela, il faut prendre en compte les distances entre les stations, les effets du relief, le type de régime des pluies, etc. La taille d'une zone climatique se restreint si l'on diminue le pas de temps, ou si

l'on exige une pseudo-proportionnalité plus forte. Ensuite, à l'intérieur des groupes, on compare chacune des stations à toutes les autres, ce qui signifie que pour un groupe de m stations, le nombre des doubles masses atteint $m(m-1)/2$, soit 45 doubles masses pour un groupe de dix stations (190 pour 20, etc.).

La meilleure manière d'utiliser les doubles masses est de sélectionner, dans une zone climatique déterminée, quelques stations ayant de longues séries dont on est assuré de l'homogénéité (que l'on appelle stations de base). En comparant les stations voisines à ces stations de base et en effectuant les corrections nécessaires pour chaque changement de pente, il est possible de déterminer d'autres stations de base et d'avancer ainsi, lentement en vérifiant chaque diagnostic par comparaison avec toutes les stations de base. En opérant minutieusement de cette manière, on arrive à des diagnostics justes et généralement confirmés par l'historique de la station ou sur le terrain. Cette méthodologie a été utilisée dans de nombreux pays et de nombreux hydrologues ont prouvé son efficacité.

Cependant, il n'est pas toujours possible de trouver, dès le début, des stations de base et dans ce cas, l'interférence entre les erreurs provenant de stations différentes peut rendre très difficile le choix de critères de correction réellement objectifs. Il est aussi fréquent de disposer de stations de base ayant des périodes d'observation incomplètes. Il serait donc intéressant de disposer d'une variable de référence ou **vecteur régional** sans années incomplètes, construit à partir des stations situées dans une même zone climatique. La simple comparaison d'une station à ce vecteur de référence élaboré dans des conditions optimales permettrait de conclure, sans avoir à passer par toute une série de déductions qui mènent rapidement à des confusions lorsque le nombre de stations à traiter augmente.

5.2.3.3 *Le vecteur régional*

- **Conditions d'élaboration**

L'élaboration du vecteur devra s'ajuster à l'hypothèse de pseudo-proportionnalité des totaux annuels dans un espace donné et prendre en compte quelques considérations complémentaires :

- Sa construction ne doit pas exiger d'hypothèses préliminaires sur la distribution des totaux pluviométriques annuels.
- Pour une année donnée, le total annuel d'une seule station ne peut servir, *a priori*, de valeur de référence.
- Il est supposé que dans l'ensemble des données, il existe une valeur estimative de la tendance climatique régionale, plus représentative que l'information partielle de chacune des stations.
- La construction du vecteur doit être conçue de façon à ce que toute l'information disponible soit utilisée sans que les données erronées aient une influence sensible sur le résultat. Les stations avec des durées d'enregistrement très courtes (moins de 5 ans) ne seront pas éliminées car leurs données peuvent contribuer à la construction d'une composante annuelle du vecteur.

- **Analyse de la matrice des données**

L'ensemble des totaux annuels constitue une matrice A dont les colonnes représentent les stations et les lignes, les années. Les m données obtenues durant une année i représentent les coordonnées d'un vecteur (pluie) annuel dans l'espace des stations. Si la pseudo-proportionnalité était stricte, les n vecteurs constitueraient un ensemble de vecteurs colinéaires et la matrice pourrait être remplacée par une matrice dégénérée. En réalité, les données réelles ne suivent pas ce modèle théorique car chaque station a des fluctuations aléatoires. La matrice des données A peut être considérée égale à la somme de deux matrices : $A = B + E$, B représentant l'information théorique recherchée et E les perturbations aléatoires.

- **Construction d'un vecteur par la moyenne arithmétique**

Une des possibilités est de calculer pour chaque année un élément du vecteur en utilisant la moyenne arithmétique de tous les totaux observés au cours de cette année. En cas d'homogénéité préalable de toutes les données et de distribution normale, cette moyenne correspond effectivement à un paramètre à tendance centrale. Mais les variables s'éloignent souvent d'une distribution normale, soit à cause du nombre réduit des données qui donne lieu à des distributions asymétriques, soit par l'existence de séries chronologiques hétérogènes régies par des distributions plurimodales, soit par la présence de valeurs extrêmes qui altèrent le calcul de la moyenne (contamination de la moyenne par les valeurs extrêmes).

5.2.3.4 *Le vecteur régional proposé par Hiez (MVR)*

Une bonne estimation de la valeur centrale est la valeur modale, mais il n'existe pas de méthode simple pour son calcul. Dans le cas de nombreuses données, on pourrait les regrouper par classes et prendre comme valeur modale le point central de la classe de plus grande fréquence. Si ceci n'est pas le cas, il sera difficile de trouver les valeurs modales. Hiez (1977) a mis au point une méthode originale de traitement lignes-colonnes de la matrice des données. La rapidité de convergence de l'algorithme dépend de la qualité des données. L'absence de valeurs n'influence pas le traitement à condition d'avoir pour le moins trois valeurs par ligne et par colonne, mais l'estimation du vecteur sera meilleure si les données sont nombreuses.

Une fois le vecteur construit, les stations sont comparées au vecteur par doubles masses, cette comparaison ne porte pas sur les valeurs moyennes mais sur les valeurs les plus fréquentes. Le logiciel MVR (Méthode du Vecteur Régional) mis au point par l'ORSTOM, permet l'utilisation automatique de cette méthode. La critique de la totalité de la pluviométrie du Brésil a démontré que MVR est un instrument puissant.

Cependant son utilisation s'est avérée impossible aux Galápagos (îles équatoriennes situées à environ 1000 km du continent au niveau de l'équateur) où les précipitations sont généralement très faibles et ponctuellement fortes lors des années Niño. Dans le cas d'une distribution plurimodale, l'algorithme peut conduire à un calage sur l'un ou l'autre des modes.

5.2.3.5 Le vecteur des indices annuels de précipitation (CLIMAN)

Brunet-Moret (1977) considère qu'une zone climatique peut être représentée par un vecteur dont l'espérance mathématique est égale à 1. L'équation $A = B + E$ peut s'écrire :

$$X_{ij} / X_{mj} = Z_i + e_{ij}$$

Où X_{ij} est le total annuel de la station j pour l'année i

X_{mj} est la moyenne des X_{ij}

Z_i est la composante du vecteur de l'année i

e_{ij} est la fluctuation aléatoire de l'année i de la station j , l'espérance mathématique de e_j est égale à 0.

La matrice A (n, m) se compose des précipitations de m stations durant n années, elle est, dans la plupart des cas, incomplète. Afin de déterminer chaque X_{mj} et Z_i , l'algorithme de calcul consiste à minimiser l'équation :

$$\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^m \left(\frac{X_{ij}}{X_{mj}} - Z_i \right)^2$$

S'il existe j stations pour l'année i , en dérivant par rapport aux Z_i on obtient n équations :

$$Z_i = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^m \frac{X_{ij}}{X_{mj}}$$

En remplaçant dans la formule les valeurs de Z_i ainsi calculées et en dérivant par $1/X_{mj}$, on obtient un système de m équations à m inconnues en $1/X_{mj}$. La solution du système permet de trouver X_{mj} et les différents composants de Z_i . Cette méthode (Brunet-Moret, 1979), dont nous venons d'évoquer le principe, permet de donner le même poids aux différentes valeurs observées. On suppose que pour chaque année et dans chaque station les valeurs fausses sont minoritaires. Une première itération avec les éléments originaux de A donne une première série de valeurs. Si un élément X_{ij} / X_{mj} est en dehors d'un intervalle donné, X_{ij} est remplacé par $X_{m_j} \times Z_i$. Des itérations successives permettent rapidement d'éliminer ces valeurs aberrantes. Les limites de l'intervalle dépendent de la variance de e . Après plusieurs essais dans le couloir inter-andin et sur la côte de l'Equateur, Le Goulven et al. (1988) ont décidé de prendre 0,7 et 1,5 comme valeurs délimitant l'intervalle de comparaison. Ces quantités sont similaires à $2/\pi$ et à $\pi/2$, valeurs dues aux erreurs les plus fréquentes entre les éprouvettes et les pluviomètres.

Pour un groupe homogène, on peut considérer que la valeur Z_i que prend le vecteur chaque année est égale à la moyenne des anomalies de l'ensemble des stations du groupe cette année-là. Le vecteur a , par définition, a une moyenne égale à un sur l'ensemble de la période. Une valeur annuelle du vecteur de 1,2 signifiera que l'on a observé en moyenne des précipitations excédentaires de 20 % sur l'ensemble des pluviomètres cette année-là.

Dans le cadre du projet FITADE, les auteurs, souhaitant disposer de données fiables pour plusieurs vallées inter-andines équatoriennes, ont employé cette méthode. Ils ont, à cette occasion, créé un logiciel d'analyse de données climatiques mensuelles appelé CLIMAN, qui permet l'emploi de cette méthode de façon automatique.

5.2.3.6 CLIMAN ou MVR ?

Le vecteur régional de Hiez présente l'avantage de se baser sur une estimation précise de la valeur modale, il est alors indépendant des erreurs systématiques si celles-ci ne représentent qu'une minorité. On peut donc, en un seul passage, déceler les anomalies et calculer les coefficients de pente correspondant à une confusion d'éprouvette, un changement de localisation, etc. Le vecteur de l'indice annuel de précipitation recherche la valeur la plus probable par un algorithme plus simple, mais il n'est pas entièrement insensible à la présence d'erreurs systématiques. Deux ou trois itérations sont indispensables avant d'arriver à une estimation correcte du vecteur régional. Nous avons choisi d'utiliser la deuxième méthode pour les raisons suivantes :

1. CLIMAN permet le traitement des données au niveau mensuel, ce qui n'est pas le cas de MVR.
2. La robustesse de l'algorithme de calcul de CLIMAN permet de traiter les séries extrêmement variables que l'on observe en Equateur. La pluviométrie des îles Galápagos qui représente un cas extrême de variabilité inter-annuelle, a pu être homogénéisée avec CLIMAN, alors que cela a été impossible avec MVR.
3. CLIMAN a été utilisé avec succès pour l'homogénéisation des totaux pluviométriques de trois régions des vallées inter-andines correspondant aux bassins versants des rivières Mira, Guayllabamba et Pastaza. Il a permis la régionalisation définitive de la pluviométrie pour le Mira (Le Goulven et Alemán, 1992) et préliminaire pour les autres.
4. Enfin, Le Goulven et Alemán étant présents à Quito, nous avons bénéficié de l'expérience des auteurs obtenue dans des conditions d'utilisation équivalentes aux nôtres. De plus, nous avons pu utiliser directement leur base de données.

5.3 HOMOGÉNÉISATION

5.3.1 Mise en oeuvre de l'homogénéisation avec CLIMAN

CLIMAN permet, pour chaque zone, de détecter puis de corriger ou supprimer les erreurs systématiques des séries chronologiques étudiées. Avant de détailler les étapes à suivre pour la critique des données, nous définissons le rapport annuel (RAN) de l'anomalie d'une station à celle du vecteur régional par l'expression suivante : $RAN = (X_i/X_m) / Z_i$, où X_i est le total annuel de la station X pour l'année i, X_m est la moyenne des X_i sur la période de fonctionnement de la station X et Z_i est la composante du vecteur pour l'année i.

5.3.1.1 Regroupement initial des stations

Les limites initiales des zones ont été déterminées en fonction du relief et des études antérieures du climat de l'Equateur (Pourrut, 1994c; Nouvelot et al., 1994). L'extension géographique de ces zones initiales doit être la plus réduite possible afin d'être sûr que toutes les stations considérées font partie d'une même région climatique.

Une première utilisation de CLIMAN au pas de temps annuel, avec une tolérance de 0,25 (qui signifie que $0,75 < \text{RAN} < 1,25$) permet d'exclure les stations qui ont un coefficient de corrélation avec le vecteur régional faible et dont le graphique des RAN a une très forte dispersion. En effet, si de nombreuses années apparaissent en dehors du seuil de tolérance de 0,25, nous considérons que la station ne fait pas partie du groupe. Cette tolérance est choisie en fonction du coefficient de variation moyen des stations du groupe. Le cas de la station 161 de Flavio Alfaro avec le groupe "Santo Domingo" illustre ceci (Figure 5-2). Cette première opération permet de préciser le groupe initial et de ne retenir effectivement que des stations de la même région climatique.

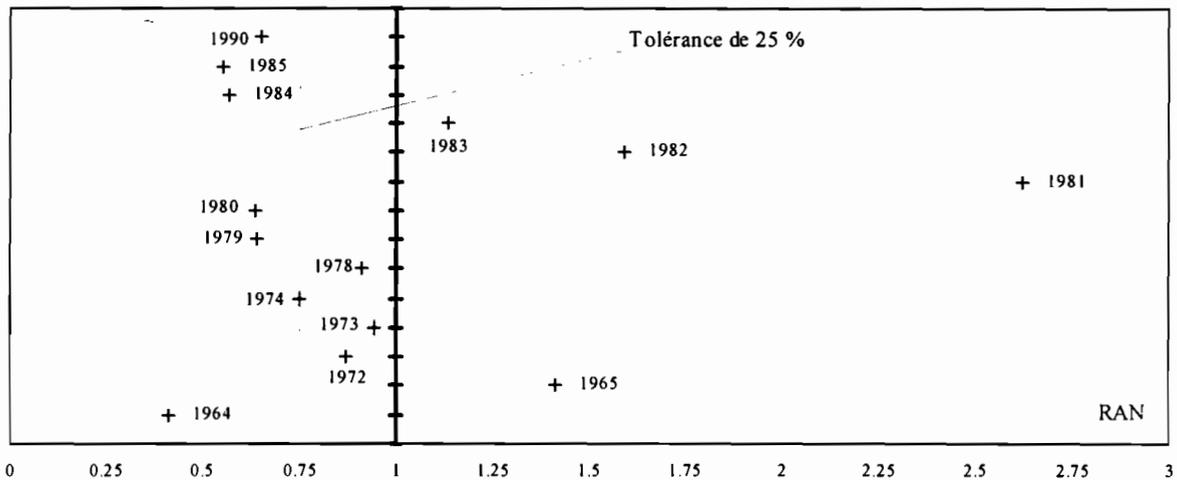


Figure 5-2 : Graphique du RAN de la station 161 de Flavio Alfaro avec le groupe "Santo Domingo", cette station n'appartient pas au groupe car son coefficient de corrélation avec le vecteur est faible et de nombreuses années sont en dehors de la tolérance de 25 %.

5.3.1.2 Détection des périodes de données erronées

Ce deuxième passage permet aussi de déterminer les périodes de données erronées. C'est le cas de la station 451 de El Anegado ; les années 1987 à 1990 présentaient des valeurs de RAN supérieures à 1,5, soit des anomalies supérieures de 50 % à la moyenne des anomalies des stations du groupe. Après consultation des données de base et des techniciens de l'INAMHI qui réalisent la maintenance des stations météorologiques, nous avons appris que l'observateur de cette période inventait les lectures. Il obtenait ainsi un régime inter-annuel de type amazonien très différent du climat de cette région côtière à saison sèche très marquée de quatre à cinq mois. Les totaux annuels ainsi engendrés étaient évidemment nettement supérieurs à la normale, cette période a donc été supprimée.

5.3.1.3 Détection des changements de pente

Une fois précisé le groupe, auquel on peut rajouter quelques stations, une deuxième utilisation de CLIMAN au pas de temps annuel, avec la même tolérance de 0,25 permet d'identifier les périodes des stations qui correspondent à des changements de site ou des erreurs d'appareillage. Dans ce cas, la représentation graphique des doubles masses station/vecteur présente plusieurs pentes correspondant à chaque période. L'exemple de la station 418 de Cumbe des environs de Cuenca est particulièrement éloquent (Figure 5-3). Ces séries sont pour l'instant fractionnées en parties, leur correction si elle est possible ne se fera qu'après la détermination des années douteuses ou erronées.

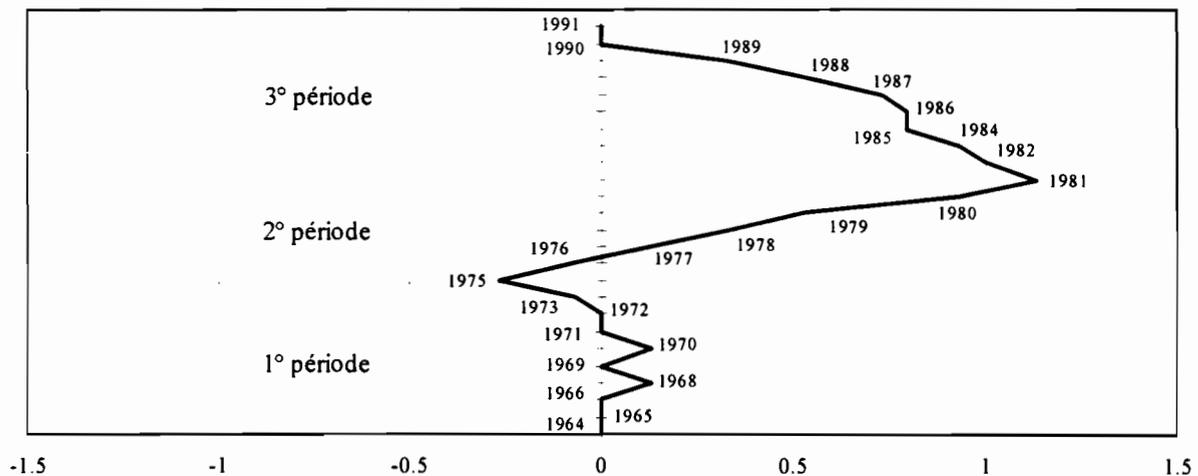


Figure 5-3 : Mise en évidence d'une erreur systématique. La 2° période de la station 418 de Cumbe a une pente différente de la 1° et de la 3°.

5.3.1.4 Critique des valeurs mensuelles

Après la suppression des périodes de données erronées et la division des séries de certaines stations, nous avons exécuté un troisième passage au pas de temps annuel du programme avec la même tolérance de 0,25. Ceci afin d'identifier les années isolées présentant une anomalie qui diffère de plus de 25 % de celle du vecteur régional. Nous avons ensuite réalisé un passage au pas de temps mensuel avec la même tolérance, permettant d'examiner les valeurs mensuelles des années anormales identifiées au niveau annuel. La comparaison des valeurs des RAN permet d'identifier le ou les mois qui provoquent l'anomalie détectée au niveau annuel. Pour tous ces mois, nous avons recalculé les totaux à partir des carnets de relevés journaliers. Ce travail nous a permis de récupérer plus de 40 % des mois "erronés". En effet, nous avons trouvé des erreurs de saisie des valeurs journalières qui entraînaient des différences significatives aux niveaux mensuel et annuel. Pour les 60 % de mois douteux restant, nous n'avons pas pu détecter d'erreur de saisie. Nous avons donc traité ces mois en fonction du contexte, les cas les plus fréquemment rencontrés furent les suivants :

- La différence détectée au niveau annuel s'observe sur plusieurs mois, nous avons donc supposé que l'anomalie est due à un phénomène climatique local qui ne s'est produit que cette année là. Les valeurs de ces mois sont donc considérées exactes.

- L'anomalie est limitée à un seul mois, la station fait partie d'un groupe homogène, et aucune autre station du groupe ne présente d'anomalie du même signe. La valeur de ce mois est considérée erronée et a été éliminée de la série de la station.
- L'anomalie est limitée à un seul mois, la station ne fait pas partie d'un groupe très homogène mais il y a une autre station à proximité. Si la valeur du mois de la deuxième station est en accord avec le vecteur régional, la valeur du mois de la première station est considérée erronée et a été éliminée de la série. Au contraire, si la valeur du mois de la deuxième station confirme l'anomalie, alors l'anomalie est supposée correspondre à un phénomène climatique local et la valeur du mois de la première station a été conservée.
- L'anomalie est limitée à un seul mois, la station ne fait pas partie d'un groupe très homogène et il n'y a pas d'autre station à proximité. La valeur est douteuse mais conservée dans la série de la station.
- Ces choix dépendent aussi de l'importance de l'erreur, une valeur de 1,2 fois le vecteur pourra être conservée, alors qu'une de 5 ou 6 fois sera écartée.

5.3.1.5 Correction d'une erreur d'éprouvette ou d'un changement de site

Reprenons le cas de la station de Cumbe (Figure 5-3), nous observons trois périodes. Le rapport entre les moyennes annuelles de la station et du vecteur est de 0,715 pour la période 1964-76, de 0,468 pour 1977-82, pour revenir à 0,734 de 1983 à 1991. Soit un rapport de 1,53 entre les deux premières périodes, et de 1,57 entre les deux dernières. Ceci correspond probablement à l'utilisation d'une éprouvette prévue pour un pluviomètre de 314 cm² pour un de 200 cm² ($314 / 200 = 1,57$). Pour déterminer la (ou les) période(s) erronée(s), plusieurs méthodes sont utilisables :

- Le changement d'appareillage ou de site est mentionné sur l'historique de la station à une date compatible avec le changement de pente. L'origine de l'erreur est ainsi confirmée et peut être corrigée.
- La détermination de la période supposée correcte peut aussi être faite par vérification sur le terrain. Les observateurs ont généralement une bonne mémoire des changements de site ou d'appareillage subis par leur station.
- La détermination peut enfin être faite par comparaison des moyennes des différentes périodes avec les moyennes des stations voisines des périodes correspondantes. Dans le cas de variations importantes, cette identification est relativement aisée, mais si le rapport entre les périodes est faible, celle-ci peut être difficile.

Quand une correction de ce type a dû être réalisée, nous n'avons retenu que les stations pour lesquelles le changement d'appareillage ou de site est mentionné par l'historique ou confirmé par l'observateur de la station. Lors de la critique des séries des stations des bassins versants des rivières Guayas et Paute dans le cadre du projet INSEQ et de la rivière Mira dans le cadre du projet FITADE (Le Goulven et al., 1988), la grande majorité des anomalies détectées avec CLIMAN ont été confirmées par les observateurs.

Dans le cas de la station de Cumbe, c'est la comparaison avec les moyennes de stations voisines qui a permis de déterminer que pendant la période centrale une confusion d'éprouvette a été faite. L'observateur nous a confirmé qu'il y a une vingtaine d'années, le pluviomètre était différent. De plus, lors de notre inspection de la station en juin 1994, les mesures étaient correctement réalisées avec un pluviomètre de 200 cm² et l'éprouvette correspondante. Après avoir corrigé la période erronée (CLIMAN offre la possibilité de multiplier la pluviométrie d'une période par un coefficient donné) et regroupé les trois périodes, on obtient une série homogène qui se traduit par une seule droite sur le graphique des doubles masses (Figure 5-4).

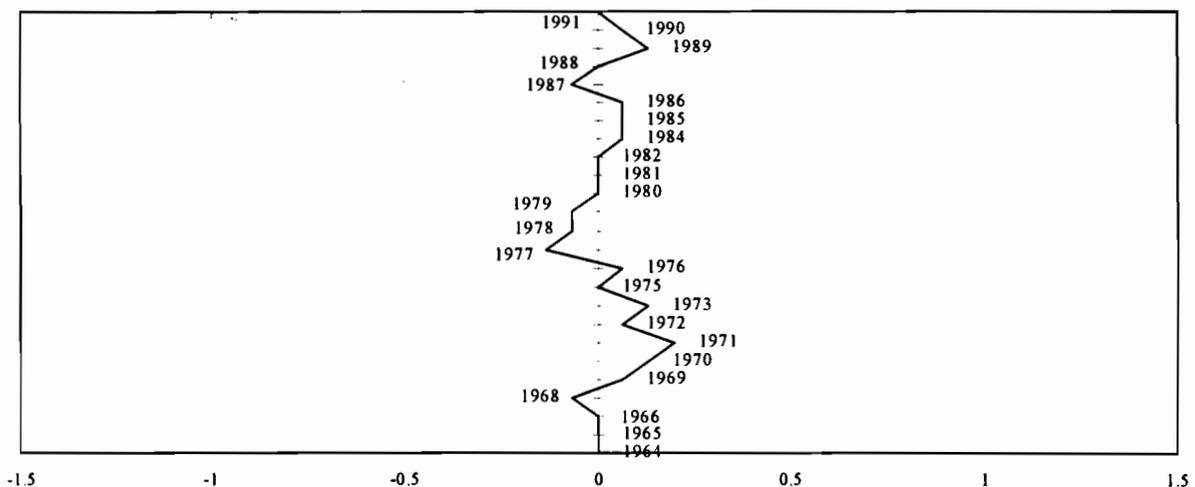


Figure 5-4 : Après correction de la période centrale, le graphique des doubles masses de la station 418 de Cumbe avec le vecteur régional ne présente plus qu'une seule pente.

Nous pouvons donc conclure que cette station était probablement équipée d'un pluviomètre de 314 cm² dans sa période de fonctionnement initiale (1964-75), que l'appareil de 314 cm² a été remplacé par un de 200 cm² entre 1975 et 1976, mais que les lectures ont été réalisées avec l'éprouvette de l'ancien pluviomètre jusqu'en 1981, date à partir de laquelle les mesures ont à nouveau été réalisées correctement avec une éprouvette adéquate. Pour plus de détail sur la détermination de ces erreurs systématiques de mesure et sur l'interprétation des paramètres donnés par CLIMAN, nous invitons le lecteur à consulter la bibliographie citée (Le Goulven et al., 1988; Le Goulven et Alemán, 1992).

5.3.2 Répartition des stations par classes de qualité

Toutes ces opérations peuvent entraîner l'exclusion de stations, la correction par un facteur multiplicatif de certaines périodes et la suppression d'années-stations. Une classification des stations en cinq niveaux de qualité a été effectuée avec les critères suivant :

- La dispersion du graphique final des RAN.
- Le nombre d'années qu'il a fallu écarter de la chronique de la station pour qu'elle s'intègre au groupe.
- La durée d'enregistrement de la station.
- La nécessité de corriger par un coefficient multiplicateur une période de la station.

Ces critères nous ont permis de répartir les séries des stations pluviométriques en cinq classes de qualité :

1. **Très bonne** : la durée d'enregistrement est supérieure à vingt ans, la dispersion du graphique final des RAN est faible, nous n'avons pas détecté d'erreur dans les données et le nombre d'années qu'il a fallu écarter est inférieur à trois.
2. **Bonne** : soit de qualité équivalente à "très bonne" mais de durée plus réduite, soit de longue durée mais une correction a dû être réalisée, la correction a été validée par l'historique ou l'inspection de la station.
3. **Courte** : de qualité équivalente à "très bonne" mais de durée inférieure à dix ans.
4. **Moyenne** : soit une correction de données a dû être faite mais n'a pas pu être confirmée par l'historique de la station ou par l'observateur, soit trois ou quatre années contiennent des valeurs douteuses.
5. **Mauvaise** : la station est située dans un groupe homogène et de nombreuses années diffèrent de plus de 25% avec le vecteur régional.

Certaines stations n'ont pu être rattachées à un groupe qu'en écartant de nombreuses années, ces années n'ont évidemment pas été considérées comme erronées car la station ne fait vraisemblablement pas partie du groupe. Nous pouvons seulement dire que ces stations sont dans une zone de **transition** entre un groupe bien défini et une autre région où l'information est insuffisante. D'autres stations n'appartiennent à aucun groupe, ce qui montre la trop faible densité du réseau pluviométrique.

5.3.3 Synthèse des résultats obtenus en Equateur

Sur l'ensemble des régions côtières et du versant occidental de la Cordillère des Andes, nous avons rassemblé plus de 2000 années/stations réparties en 164 séries pluviométriques de durée supérieure à cinq ans. Pour les régions de la Sierra et du versant amazonien, nous avons choisi des régions où la quantité de pluviomètres est suffisante pour définir des zones homogènes. Les indices de ces cinq zones ont été déterminés avec 950 années/stations réparties en 62 séries. Les résultats complets de l'homogénéisation des séries pluviométriques annuelles et mensuelles de ces stations ont été publiés en 1995 (Rossel et al., 1995c). Nous en donnons ici un résumé (Figure 5-5).

- 13 % des séries sont de très bonne qualité.
- 15 % sont de bonne qualité.
- 16 % sont de bonne qualité mais de durée inférieure à 10 ans.
- 7 % sont de qualité moyenne.
- 9 % sont de mauvaise qualité.
- 19 % de durée supérieure à 15 ans sont situées dans des régions où la densité des stations de mesure est insuffisante pour pouvoir critiquer les séries avec la méthode du vecteur régional.
- 16 % de durée inférieure à 15 ans sont dans le même type de conditions.
- 5 % n'appartiennent à aucune région.

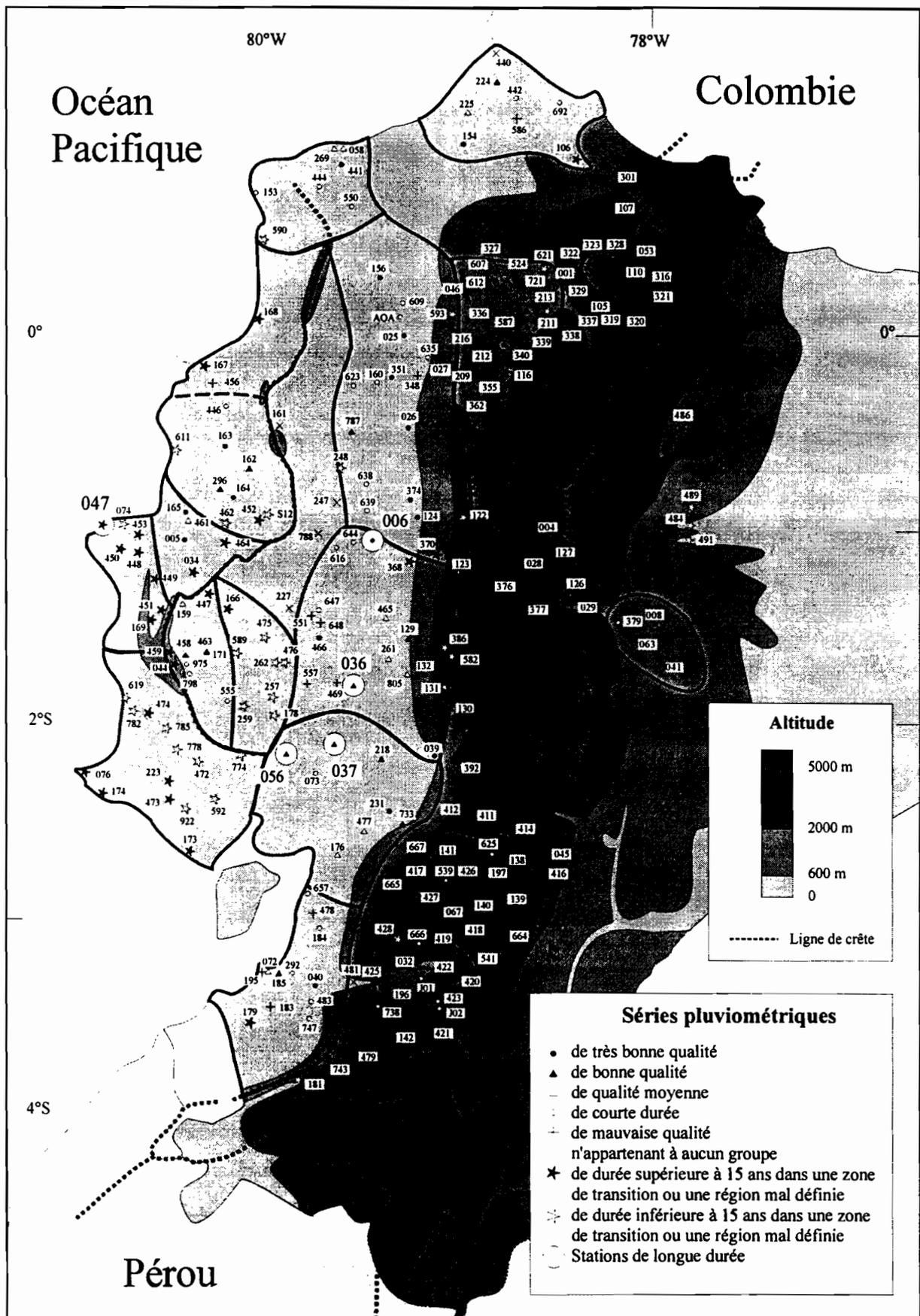


Figure 5-5 : Qualité des séries pluviométriques et limites des zones pluviométriques.

Seize séries (10 %) ont été corrigées par un coefficient multiplicateur et treize périodes comprenant des données erronées ont été éliminées (Annexe 5-1). Nous avons également reporté en annexe les caractéristiques générales des principales stations : durée des séries, moyenne annuelle, coefficient de variation, coefficient de corrélation avec le vecteur, qualité du graphique des RAN, classe de qualité de la station, etc. (Annexe 5-2).

Dans le cadre du projet INSEQ, les stations météorologiques de toutes les institutions des bassins versants des rivières Paute et Guayas ont été inspectées de manière exhaustive. Lors de ces inspections, des formulaires d'inspections ont été établis pour chaque station. Sur ces fiches sont portées les coordonnées précises des stations, les voies d'accès, l'exposition du pluviomètre, les caractéristiques des appareils de mesure, une photographie du site, une tentative de reconstitution des historiques grâce aux observateurs, etc. Un exemple de fiche d'inspection est donné en Annexe 5-3, l'intégralité de ces fiches d'identité constitue deux ouvrages de référence (Rossel et al., 1996c; Mejía et al., 1996b). Outre l'intérêt que représentent ces documents pour la critique des données, ces publications ont été appréciées par l'INAMHI qui ne disposait d'historique que pour 10% de ces stations.

L'inspection des stations a également permis de valider les corrections suggérées par l'utilisation de la méthode du vecteur régional. Pour ces deux bassins versants, l'équipe du projet INSEQ a repris la critique des séries pluviométriques avec l'intégralité des stations, ne se limitant plus aux stations de longue durée (Mejía et al., 1996a). Les données de ces deux bassins versants ont ensuite été critiquées au niveau journalier (Molinario, 1995; Calvez et al., 1996). Dans la présente étude, les séries des stations de qualité moyenne et mauvaise n'ont pas été utilisées pour le calcul des indices pluviométriques régionaux et pour le tracé des cartes d'anomalies saisonnières de pluies (Chapitre 7). L'analyse de l'influence du Niño sur les pluies journalières sera réalisée (Chapitre 9) avec les séries de stations de très bonne qualité dont les données ont été critiquées au pas de temps journalier.

5.4 RÉGIONALISATION

Un de nos objectifs est de régionaliser l'influence du Niño sur les précipitations, nous avons donc cherché à identifier des zones dont la pluviométrie peut être considérée homogène. Pour ceci, nous avons utilisé les données corrigées lors de l'étape précédente.

5.4.1 Détermination de régions pluviométriques homogènes

Nous avons analysé différentes méthodes utilisées pour définir des régions qui pourront être représentées par un indice unique représentatif de la variabilité pluviométrique de la région. Schoenherr et Nicholson (1989) ont utilisé les régions pluviométriques de la Californie (U.S.A.) déterminées par la NOAA "*subjectivement sur la base de la pluviométrie moyenne annuelle, la distribution mensuelle des pluies, et des considérations géographiques et topographiques*". Ce principe de détermination des régions appliqué en Equateur (Nouvelot et al., 1994) a permis de diviser le pays en six régions pluviométriques. Cette méthode ne prend pas en compte l'évolution inter-annuelle de la pluviométrie comme critère de différenciation, paramètre qui nous semble être l'un des éléments essentiels pour l'étude de l'influence d'un phénomène climatique de l'ampleur de l'ENSO.

Nous avons défini ces régions en utilisant le principe du vecteur régional et le logiciel CLIMAN exposé précédemment. Son utilisation s'est avérée très efficace pour la régionalisation de la pluviométrie de plusieurs bassins versants inter-andins de l'Equateur (Le Goulven et Alemán, 1992; Alemán et Le Goulven, 1994). Lors de l'homogénéisation des données, nous avons défini des régions à l'intérieur desquelles les séries annuelles et mensuelles des stations pluviométriques sont pseudo-proportionnelles. Pour déterminer l'extension maximale de ces régions, nous avons comparé une à une les stations proches du groupe avec le vecteur régional. Si le coefficient de corrélation entre la station et le vecteur est supérieur à 0,9 et si le graphique des RAN a une faible dispersion, la station fait partie du groupe et nous pouvons étendre la région pluviométrique homogène. Dans le cas contraire, nous avons ainsi déterminé une des limites de la région.

Certaines limites peuvent être bien définies, quand le nombre de stations est suffisamment important pour distinguer deux régions, ou lorsqu'il existe un accident géographique, généralement un relief, qui constitue une barrière physique entre deux régions climatiques distinctes. Dans d'autre cas, les limites sont mal définies car le nombre de stations est insuffisant et le relief est faible. Nous avons donc limité les régions aux zones bien définies. Il faut bien différencier un groupe homogène d'un espace homogène. Le premier est l'ensemble des stations dont les séries sont pseudo-proportionnelles, CLIMAN permet de définir ces groupes. Les limites de l'espace homogène sont déterminées par l'hydrologue ou le climatologue en fonction de l'analyse faite avec CLIMAN, du relief, des vents dominants, etc.

5.4.2 Détermination d'un indice pluviométrique par région

La majorité des auteurs utilisent les totaux pluviométriques mensuels ou annuels de chaque station, ce que nous ferons par la suite pour l'étude d'une région donnée. Auparavant, nous avons souhaité utiliser un indice régional de pluviométrie afin de réduire le nombre de variables à traiter. Schoenherr et Nicholson (1989) ont utilisé la moyenne de la pluviométrie des régions. Cet indice est difficilement utilisable pour représenter les zones que nous avons délimitées en Equateur, car certaines régions regroupent des stations dont les totaux annuels sont très différents. Le groupe d'Esmeraldas, par exemple, comprend des stations dont les précipitations moyennes annuelles peuvent varier entre 700 et 2400 mm.

Pour les régions homogènes, nous avons utilisé les vecteurs régionaux, représentatifs de la variabilité de la pluviométrie de la région (Figure 5-6). Cette méthode de calcul permet de s'affranchir du problème que présente une simple moyenne. Le calcul des composantes annuelles et mensuelles des vecteurs régionaux des zones homogènes n'a été effectué qu'avec les stations de bonne et très bonne qualité. De plus, les années-stations situées à l'extérieur d'une plage de tolérance de 25% ont été écartées. Nous avons montré lors de l'homogénéisation que ces anomalies (années isolées dont le RAN est inférieur à 0,75 ou supérieur à 1,25) correspondent certainement à un phénomène climatique local qui ne s'est produit que cette année-là. Phénomène qui ne justifie cependant pas à lui tout seul la constitution d'un groupe indépendant dans le cadre de notre étude.

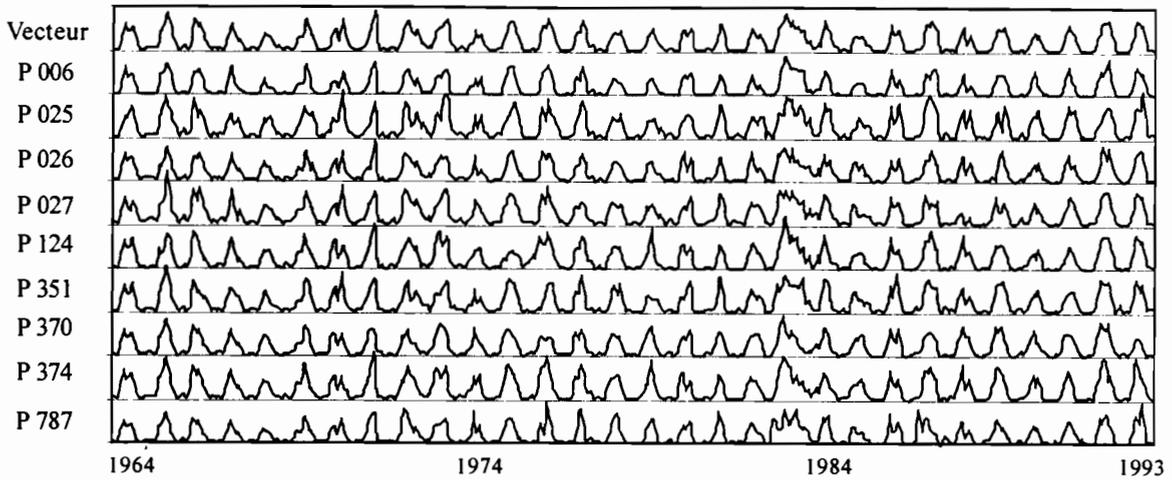


Figure 5-6 : Valeurs centrées réduites du vecteur régional et des séries des stations du groupe Santo Domingo. Ce vecteur régional est représentatif des variations des séries, on peut observer la grande similitude entre les variations des stations et le vecteur ($R_{\text{moyen}} = 0,94$).

Dans certaines régions, les données existantes se sont avérées insuffisantes pour construire un vecteur de 30 ans sur la période 1964 à 1993. CLIMAN ne permet le calcul des composantes du vecteur qu'à partir de trois stations, mais un minimum de cinq stations est recommandable. Dans le souci de pouvoir comparer les vecteurs des différentes zones, nous avons déterminé les vecteurs de tous les groupes sur une période homogène de 30 ans. Pour les premières années (1964-70) pendant lesquelles il y a peu d'information, le calcul des composantes du vecteur a souvent dû être réalisé manuellement avec deux ou l'unique station disposant d'information. Nous prendrons garde, par la suite de n'utiliser les vecteurs ainsi déterminés qu'à titre comparatif, car ceux-ci sont évidemment moins représentatifs que des vecteurs calculés avec cinq ou six stations.

Afin de disposer d'un indice pluviométrique représentatif de la variabilité et de la quantité des précipitations de chaque région, nous avons multiplié les composantes du vecteur régional par la moyenne des précipitations enregistrées par les stations qui composent les vecteurs.

5.4.3 Résultats obtenus en Equateur

Treize zones pluviométriques ont été délimitées sur les régions côtières de l'Equateur (Figure 5-7 et Tableau 5-1). Sept sont homogènes (zones 1, 2, 3, 6, 7, 8 et 13), pour ces zones l'information a été suffisante pour pouvoir déterminer avec un minimum de trois stations par année, un vecteur régional représentatif des variations des totaux pluviométriques de la période 1964-93 (Annexe 5-4). Les reliefs côtiers et les contreforts de la cordillère des Andes constituent des limites bien définies de ces zones. Les indices des trois zones de la partie est de la plaine de la rivière Guayas (zones 1, 2 et 3) sont relativement bien corrélés ($R_{\text{moyen}} = 0,91$), cette grande région où les précipitations sont fortement influencées par la barrière que constitue la Cordillère des Andes est relativement homogène.

Les autres zones (4, 5, 9, 10, 11 et 12) ne sont pas homogènes selon les critères exposés précédemment. La zone 9, de Manta Jipijapa, a une variabilité spatiale extrême, il a été impossible de déterminer une zone homogène avec six stations de longue durée sur une région de moins de 30 km sur 20. Les zones de la Péninsule (10) et de l'Oro (5) sont aussi très variables et le nombre de stations de bonnes qualités y est réduit. Le manque d'homogénéité des zones de Colimes (4), Paján (11) et San Lorenzo (12) est essentiellement dû au manque de données de bonne qualité.

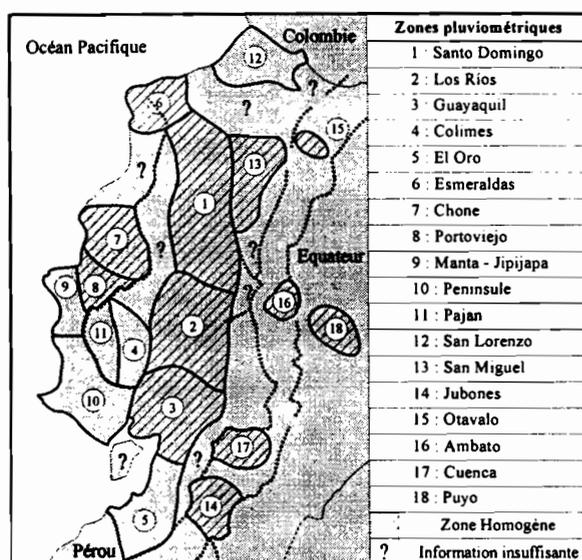


Figure 5-7 : Zones pluviométriques.

Les vecteurs régionaux de ces zones ont cependant été conservés, afin de disposer d'un indice pluviométrique pour ces régions, les variations des indices de ces zones ne sont pas rigoureusement pseudo-proportionnelles à celles des précipitations, elles sont équivalentes aux moyennes des variations des stations de chaque zone.

Les deux séries disponibles pour la région comprise entre les zones 6 et 7 permettent de penser que la pluviométrie de cette zone est proche de celle des zones voisines. Les régions marquées d'un point d'interrogation "?" sur la Figure 5-7 ne disposent pas d'information ou les rares séries existantes sont de courte durée ou de mauvaise qualité et ne sont comparables à aucun des indices pluviométriques des zones homogènes.

Région	Côte proche de la Sierra				Côte proche de l'océan				
Zone pluviométrique	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Moyenne annuelle (mm)	2850	2100	1650	1300	900	2000	1100	450	450
Ecart-type (mm)	884	798	875	650	639	580	550	324	383
Coefficient de variation	0,31	0,38	0,53	0,50	0,71	0,29	0,50	0,72	0,85
Valeur annuelle maxi. (mm)	6251	5222	4539	2954	3808	3474	3482	2571	2256
Valeur annuelle mini. (mm)	1715	1093	503	504	300	1079	478	206	64

Tableau 5-1 : Caractéristiques générales des zones pluviométriques.

Région	Côte proche de l'océan			Piedmon t	Vallées inter-andines				Amaz.
Zone pluviométrique	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Moyenne annuelle (mm)	250	1150	3300	3050	650	1150	600	850	4550
Ecart-type (mm)	463	552	759	549	195	357	96	153	455
Coefficient de variation	1,85	0,48	0,23	0,18	0,30	0,31	0,16	0,18	0,10
Valeur maximum (mm)	2678	3277	5067	4935	1074	1454	864	1159	5231
Valeur minimum (mm)	11	459	2056	2314	397	721	444	566	3385

Tableau 5-1 (suite) : Caractéristiques générales des zones pluviométriques.

5.4.4 Extension des séries à la période 1964-93

Pour les groupes homogènes qui sont formés par trois ou quatre stations de bonne ou très bonne qualité, nous avons utilisé le vecteur régional pour combler les lacunes et étendre les séries des stations à la période 1964-93. Les valeurs manquantes ont été calculées par la multiplication de la composante mensuelle du vecteur régional par l'estimation de la moyenne mensuelle de la série sur la période 1964-93 complète. Cette estimation de la moyenne mensuelle (total annuel / 12) de la période 1964-93 est déterminée de la manière suivante :

$$M_s / M_v = m_s / m_v$$

- Où
- M_s est l'estimation de la moyenne mensuelle de la station sur la période 1964-93.
 - M_v est la moyenne des composantes mensuelles du vecteur sur la période 1964-93, elle est par définition égale à 1.
 - m_s est la moyenne des valeurs mensuelles observées de la station sur la période de fonctionnement de la station (1970-93 par exemple).
 - m_v est la moyenne des composantes mensuelles du vecteur sur la période de fonctionnement de la station (1970-93).

5.5 STATIONS DE LONGUE DURÉE

Afin de pouvoir étendre notre étude à la période la plus longue possible, nous avons recherché les stations qui ont fonctionné sur des périodes relativement importantes avant 1964. Cinq stations de bonne ou très bonne qualité sur la période 1964-93 disposent de données antérieures à 1964 (Figure 5-5) :

P006 : Pichilingue, de 1947 à 1993, est située entre les zones de Santo Domingo (n°1) et de Los Ríos (n°2).

P036 : Isabel Maria, de 1930 à 1993, est située entre les zones de Los Ríos (n°2) et de Guayaquil (n°3).

P037 : Milagro, de 1921 à 1993, fait partie de la zone de Guayaquil (n°3).

P047 : Manta, de 1948 à 1993, fait partie de la zone de Manta-Jipijapa (n°9).

P056 : Guayaquil Aeropuerto, de 1915 à 1993, fait partie de la zone de Guayaquil (n°3).

La critique des périodes antérieures à 1964 a été réalisée avec les tests des simples masses pour toutes les stations et des doubles masses entre les stations P006, P036, P037 et P056. L'utilisation de la méthode de segmentation des séries hydro-météorologiques proposée par Hubert et al. (1989) avec les séries des précipitations saisonnières de ces 5 stations permet de mettre en évidence le caractère exceptionnel du total saisonnier de 1983, résultat auquel on pouvait s'attendre et qui confirme le bien fondé de l'exclusion de cette valeur pour les analyses réalisées aux chapitres suivants.

Cette méthode permet également de mettre en évidence une diminution des totaux pluviométriques de Guayaquil et de Milagro. Les séries pouvant être divisées en deux périodes distinctes (1915-33 et 34-93 pour Guayaquil, Figure 5-8; 1922-43 et 1944-93 pour Milagro). Cette observation réalisée avec seulement deux séries postérieures à 1945 ne permet pas de conclure sur une éventuelle évolution des précipitations sur les régions côtières de l'Equateur. Toute-fois, elle sera à considérer pour l'utilisation des périodes les plus anciennes pour la validation de corrélations multiples déterminées sur les périodes plus récentes de caractéristiques visiblement différentes.

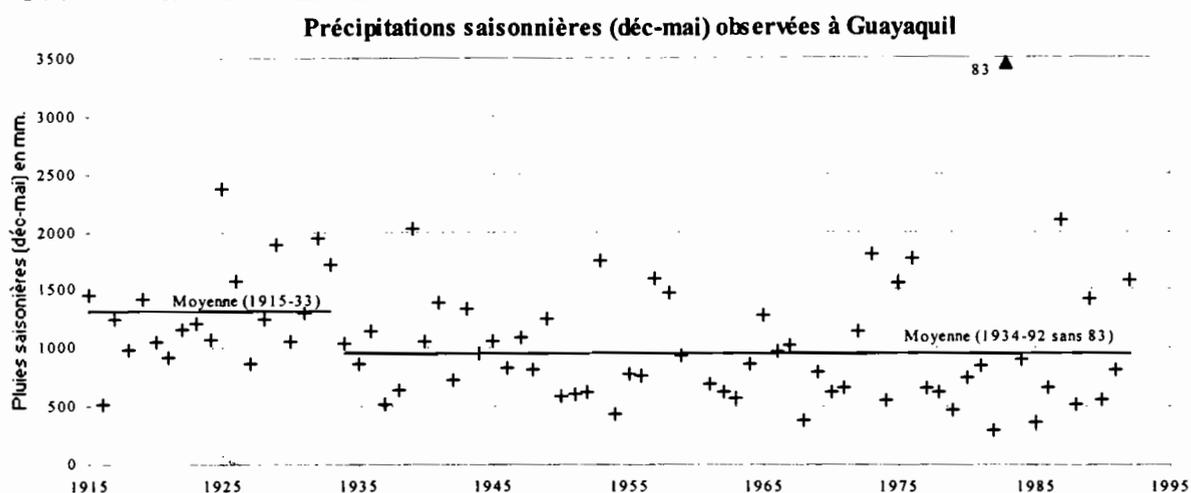


Figure 5-8 : La méthode de segmentation mise au point par Hubert (1993) permet de mettre en évidence deux périodes distinctes dont les moyennes diffèrent de 350 mm.

5.6 CONCLUSION

Nous avons réalisé une **critique des données pluviométriques**, nécessaire à l'utilisation des totaux annuels et mensuels de chaque station. L'homogénéisation a été réalisée avec le logiciel CLIMAN et la méthode du vecteur régional de Brunet-Moret. Cette méthode a permis de définir la qualité des différentes séries et de déterminer des indices pluviométriques homogènes sans lacune de 1964 à 1993 représentatifs de la variabilité de la pluie, ce qui n'était pas le cas de l'information pluviométrique de base.

Ce travail a permis de diviser les régions côtières de l'Equateur en **treize zones pluviométriques**, les plus homogènes correspondent à la moitié est de la plaine de la rivière Guayas. Ce zonage se différencie des antérieurs (Nouvelot et Pourrut, 1994) par le fait que le paramètre déterminant de la régionalisation est **l'évolution chronologique** des totaux pluviométriques et non leur valeur moyenne. Nous avons choisi d'utiliser cette approche, car elle est la plus appropriée à l'analyse de l'évolution de la pluviométrie annuelle et de ses variations dues au Niño.

Chapitre 6

REGIONALISATION DE L'INFLUENCE DU NIÑO SUR LES PRECIPITATIONS ANNUELLES

6. RÉGIONALISATION DE L'INFLUENCE DU NIÑO SUR LES PRÉCIPITATIONS ANNUELLES

Nous avons défini le Niño comme une période d'au moins trois mois consécutifs pendant laquelle la TSM mensuelle du bloc Niño 1+2 est supérieure à 23°C et présente une anomalie positive supérieure ou égale à 1°C. Cette définition nous a permis d'identifier huit Niño sur la période 1964-93. Au chapitre précédent, nous avons défini dix-huit zones caractérisées par des indices pluviométriques annuels et mensuels. L'utilisation de ces indices qui représentent la variabilité interannuelle des précipitations de chaque zone permet de réduire le nombre de séries à traiter.

Afin de restreindre notre champ d'investigation aux régions les plus sensibles au Niño, nous recherchons la limite de l'influence directe du phénomène sur les précipitations. Pour cela, nous avons utilisé cinq méthodes d'analyse descriptive et statistique qui permettent d'apprécier le degré de liaison entre le Niño et les indices pluviométriques annuels. Nous avons ainsi pu régionaliser l'influence du phénomène sur les précipitations annuelles de l'Equateur.

6.1 CHOIX DE LA MÉTHODE DE RÉGIONALISATION

Plusieurs auteurs ont tenté de mettre en évidence les relations entre le Niño ou l'ENSO et les précipitations dans différentes parties de la planète, dont nous résumons ici les méthodes d'analyse.

- Schoenherr et Nicholson (1989) ont étudié la coïncidence des années Niño avec les excès pluviométriques, ce qui leur a permis de diviser la Californie en quatre secteurs. Cette méthode est intéressante car elle permet de montrer simplement si les Niño correspondent à des valeurs extrêmes de la pluviométrie et si toutes les valeurs extrêmes correspondent à des Niño. Cette méthode a permis à Rutllant et Fuenzalida (1991) de montrer la coïncidence entre les événements chauds et les années dont la pluviométrie a été excédentaire à Santiago du Chili.
- Tapley et Waylen (1990) ont comparé les moyennes des totaux pluviométriques annuels des années Niño et des années non-Niño. Ceci leur a permis de définir les secteurs du nord-ouest du Pérou où les Niño correspondent en moyenne à des excès pluviométriques et ceux où ils correspondent à un déficit.
- Morlière et Rébert (1986) ont utilisé la même méthode qu'ils ont complétée par une carte représentant les écarts entre ces moyennes en pourcentage, montrant ainsi simplement et rapidement les secteurs de Nouvelle-Calédonie où la différence est la plus forte.
- Rogers (1988) a examiné la signification statistique de cette différence pour déterminer les secteurs d'influence de l'ENSO en Amérique tropicale.

La démarche que nous proposons est en partie inspirée des méthodes utilisées par les différents auteurs, mais fait aussi preuve d'originalité par l'utilisation de plusieurs méthodes statistiques permettant de mettre en évidence le lien entre la pluviométrie annuelle de l'Equateur et la TSM du Pacifique oriental. Afin de déterminer les régions où les totaux pluviométriques annuels sont influencés par le Niño, nous accomplirons les étapes suivantes :

- La démarche proposée par Schoenherr et Nicholson (1989) nous permettra d'évaluer le degré de synchronisation ou de coïncidence entre les années Niño et les excès pluviométriques des différentes zones.
- L'analyse des différences entre les moyennes des années Niño et normales est intéressante pour une première approche. Nous déterminerons donc les différences entre les moyennes des totaux pluviométriques annuels des années Niño et normales des dix-huit zones. Nous exprimerons cette différence en millimètres ($Moy_{Niño} - Moy_{normale}$) et en pourcentage ($100 \times (Moy_{Niño} - Moy_{normale}) / Moy_{normale}$). La première forme permet d'apprécier la quantité de précipitation apportée en moyenne par le Niño, la deuxième l'importance de celle-ci par rapport à la normale.
- Nous avons montré au chapitre 4 que les anomalies de la TSM du bloc Niño 1+2 permettent d'identifier les années Niño. Nous calculerons les coefficients de corrélation linéaire entre la TSM moyenne annuelle du bloc Niño 1+2 et les indices pluviométriques annuels. Ces coefficients permettront d'apprécier la relation entre les totaux pluviométriques et l'intensité des Niño.
- Une classification hiérarchique ascendante des indices pluviométriques et de la TSM du bloc Niño 1+2 permettra de regrouper les zones pluviométriques en fonction de la similarité entre leurs variations inter-annuelles et de déterminer lesquelles sont les plus proches des variations de la TSM du Pacifique oriental et donc liées au Niño.
- Nous terminerons par une analyse en composantes principales (ACP) des indices pluviométriques annuels qui aura aussi pour objectif de regrouper les indices en fonction de la similitude de leur variabilité inter-annuelle et de leur sensibilité aux Niño.

La comparaison et la synthèse des résultats de ces cinq analyses nous a permis de diviser l'Equateur en trois régions. Une où l'influence du Niño sur les totaux pluviométriques annuels est forte, une où elle n'est pas significative et une intermédiaire où l'influence varie selon les événements.

6.2 L'ÉVÉNEMENT EXCEPTIONNEL DE 1983

Au cours de l'hiver boréal 1982-83, il s'est produit sur l'ensemble de l'océan Pacifique un événement ENSO d'intensité exceptionnelle supérieure à tous les événements observés au cours de ce siècle (Woodman, 1985; Horel et Cornejo-Garrido, 1986). Cette année-là des phénomènes exceptionnels ont été observés dans de nombreuses régions du monde, sécheresses en Australie ou au Nordeste Brésilien, cyclones à Tahiti, tempêtes en Californie, etc (Philibert, 1983; Quiroz, 1983b). En Equateur, des précipitations exceptionnelles ont été observées sur l'ensemble du versant occidental de la Cordillère des Andes, l'augmentation des précipitations a été comprise entre 50 et 100% (Figure 6-1).

Au cours de l'année 1983, la moyenne des précipitations sur la zone de la Péninsule a été de 2678 mm, ce qui représente plus de 27% de la somme des précipitations des 30 ans de la période 1964-93, la moyenne des précipitations des 29 autres années de cette zone étant seulement de 255 mm.

Nouvelot et Pourrut (1984) ont estimé les périodes de retour des totaux annuels enregistrés entre septembre 1982 et août 1983, en admettant une distribution unimodale (Tableau 6-1). Ils ont calculé les valeurs des périodes de retour en incluant puis en excluant le total de 1982-83 lors de l'ajustement de la loi de distribution de Galton.

Ces périodes de retour sont exceptionnelles mais n'ont en fait qu'une signification réduite. Les valeurs supérieures à 5000 ans calculées avec des séries d'observations d'environ 50 ans sont à utiliser avec précaution et semblent surestimées, car il est possible que la distribution des totaux annuels soit bi ou même trimodale.

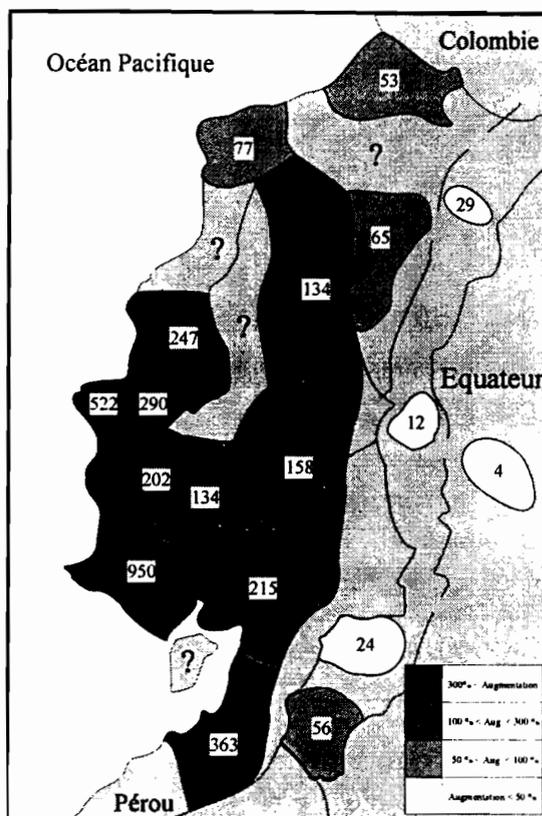


Figure 6-1 : Augmentation des précipitations observées en 1983 ($P_{1983} - P_{\text{mov } 1964-93 \text{ sans } 1983} / P_{\text{mov } 1964-93 \text{ sans } 1983} \times 100$).

Station	Précipitation moyenne 1964-1978	Précipitation observée en 1983	Période de retour de 1983 83 inclus
Guayaquil	1016	4600	500 < T < 1000
Portoviejo	448	2204	250 < T < 500
Manta	226	1835	100 < T < 250
Salinas	126	2833	30 < T < 50
Machala	471	3184	100 < T < 250
Milagro	1255	4419	250 < T < 500
Santo Domingo	3375	5774	50 < T < 100
Esmeraldas	723	1569	50 < T < 100

Tableau 6-1 : Précipitations observées et périodes de retour du Niño exceptionnel de 1982-83, d'après Nouvelot et Pourrut (1984).

Dans la zone inter-andine, la cordillère occidentale contribue à réduire sensiblement l'influence des masses d'air océanique et peut même l'annuler (Nouvelot et Pourrut, 1984). Il y est très difficile d'établir une relation directe entre le Niño et les pluviométries enregistrées en 1982-83. Dans leur ensemble, les précipitations y sont supérieures aux valeurs moyennes mais leur augmentation est très variable, elle est généralement d'environ 20 à 30%. Sur le versant amazonien de la cordillère des Andes les précipitations annuelles ont été généralement supérieures de 10 à 30% à leur moyenne.

L'analyse en composantes principales de la pluviométrie mensuelle de la zone de Guayaquil montre clairement le caractère exceptionnel et unique des précipitations observées en 1983. La **première composante** explique 58,3% de la variance totale. Elle correspond essentiellement à l'année 1983 dont les coordonnées sont quatre fois supérieures à celles des autres années et à tous les mois de l'année à l'exception de septembre (Figures 6-2). Les coordonnées du mois de septembre sur cet axe sont faibles car les précipitations de ce mois sont les seules à ne pas avoir été exceptionnelles en 1983.

La **deuxième composante** explique seulement 16,1 % de la variance totale. Cependant, sur cet axe, l'année 1983 est opposée aux autres années de pluviométries excédentaires et à la majorité des années Niño (Figure 6-2a), les mois de la saison des pluies sont opposés à ceux de la saison sèche (Figure 6-2b). La saison des pluies est associée aux années de pluviométries excédentaires car elles ont des coordonnées positives, alors que la saison sèche peut-être associée à l'année 1983 car elles ont des coordonnées négatives. Ces associations et oppositions s'expliquent car les mois encadrants la saison des pluies ont été exceptionnellement pluvieux au cours de l'année 1983, alors qu'habituellement ils sont très secs et sans grande variabilité.

Le total annuel exceptionnel de l'année 1983 peut donc s'expliquer par la multiplication par deux ou trois des totaux mensuels de la saison des pluies, mais également par un étalement spectaculaire des précipitations d'octobre 1982 à août 1983. Les recherches paléoclimatiques montrent que des événements d'amplitude certainement équivalente à celle de 1983 ont dû avoir lieu au cours des cinq derniers siècles (Quinn et al., 1987; Macharé et Ortlieb 1993). Certains récits historiques décrivent comme marécageuses des zones qui sont aujourd'hui désertiques (Trystam, 1993), mais où l'on a observé en 1983 plus de deux mètres de précipitation, des inondations considérables et une végétation luxuriante.

L'année 1983 pourrait appartenir à une population statistique minoritaire d'événements dont les totaux pluviométriques sont nettement supérieurs à la moyenne. La considération des valeurs extrêmement fortes des totaux pluviométriques enregistrés sur l'ensemble des régions côtières en 1983 biaiserait les ajustements statistiques réalisés sur une période relativement réduite de 30 ans, ajustements statistiques qui considèrent que les événements sont issus d'une même population. Les valeurs de l'année 1983 ont donc été exclues des calculs des différences entre les moyennes des années Niño et normales, des coefficients de corrélation entre les précipitations et la TSM du bloc Niño 1+2, de la classification hiérarchique ascendante et de l'analyse en composantes principales réalisées dans les paragraphes suivants. Les valeurs de cet événement seront pour les mêmes raisons exclues de l'ajustement des modèles explicatifs réalisé au chapitre 8.

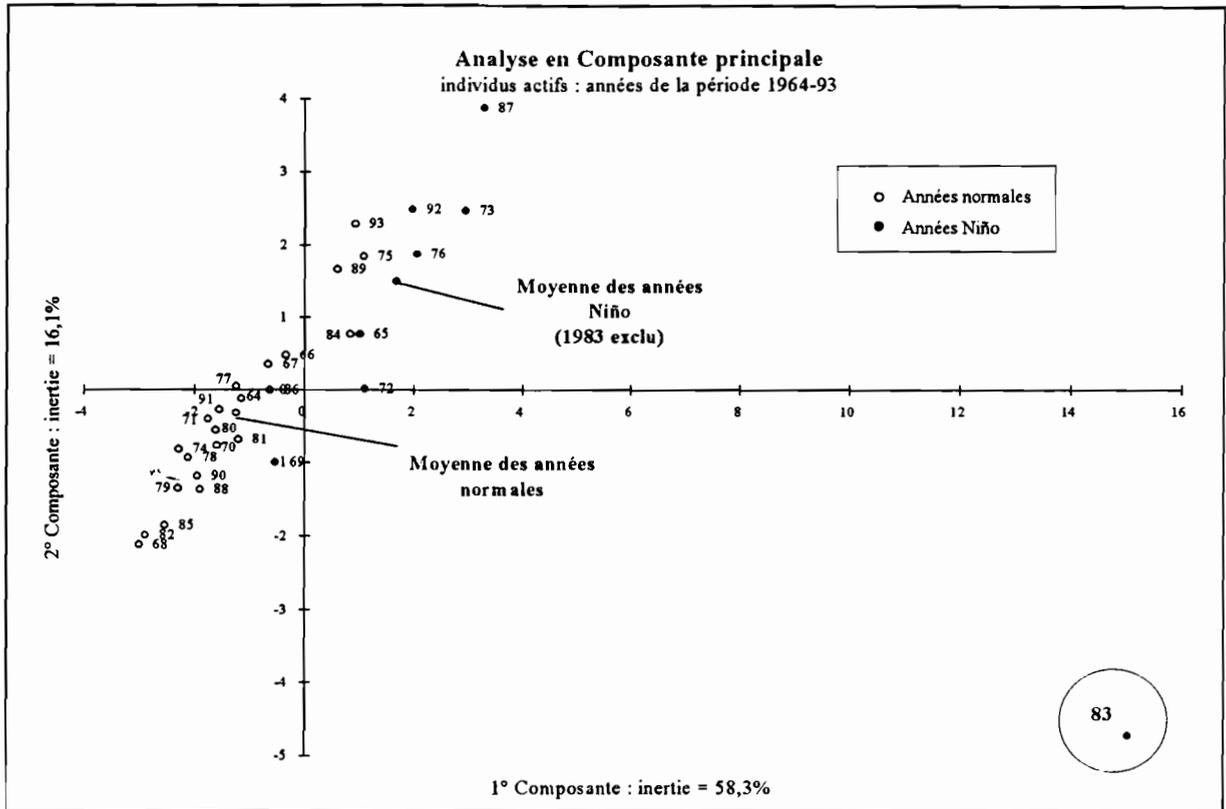


Figure 6-2a : ACP des totaux pluviométriques mensuels, saisonniers et annuels de la zone de Guayaquil ; Individus actifs : années de 1964 à 1993.

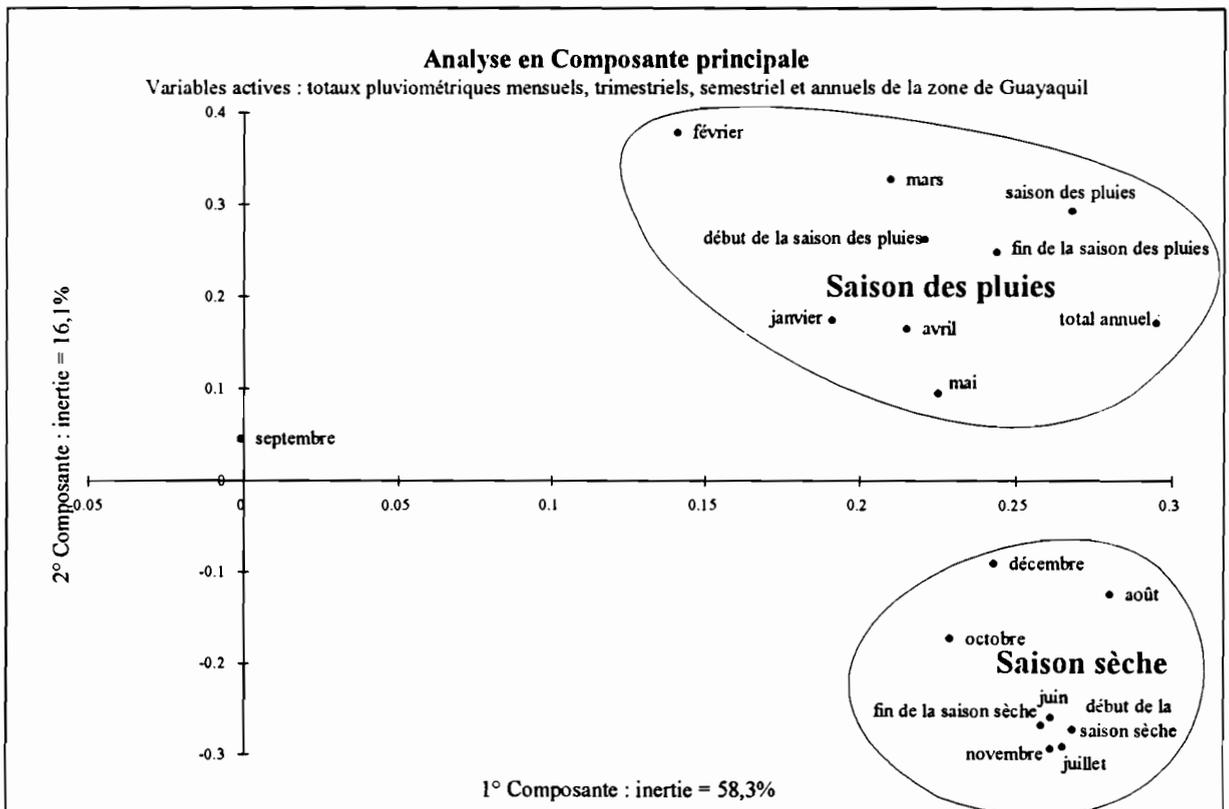


Figure 6-2b : ACP des totaux pluviométriques mensuels, saisonniers et annuels de la zone de Guayaquil; Variables actives : précipitations mensuelles, trimestrielles, saisonnières et annuelles.

6.3 COÏNCIDENCE ENTRE LES ANNÉES DE PLUVIOMÉTRIE EXCÉDENTAIRE ET LES ANNÉES NIÑO

Nous considérons qu'un total pluviométrique annuel est excédentaire lorsque l'anomalie observée est supérieure à un demi-écart-type, soit quand $P > m + \sigma/2$, où P est le total observé, m la moyenne de la période 1964-93 et σ l'écart-type de la période 1964-93. Il est considéré normal lorsque l'anomalie est inférieure à un demi-écart-type soit quand $m - \sigma/2 < P < m + \sigma/2$. Il est déficitaire lorsque l'anomalie est négative et supérieure en valeur absolue à un demi-écart-type soit si $P < m - \sigma/2$. L'examen de la coïncidence entre les années Niño et les années de pluviométrie excédentaire indique de manière simple la relation des totaux pluviométriques annuels au phénomène (Annexe 6-1). La Figure 6-3 de la zone de Santo-Domingo (1) montre une zone où la synchronisation est forte, car les Niño coïncident avec les excès de pluies.

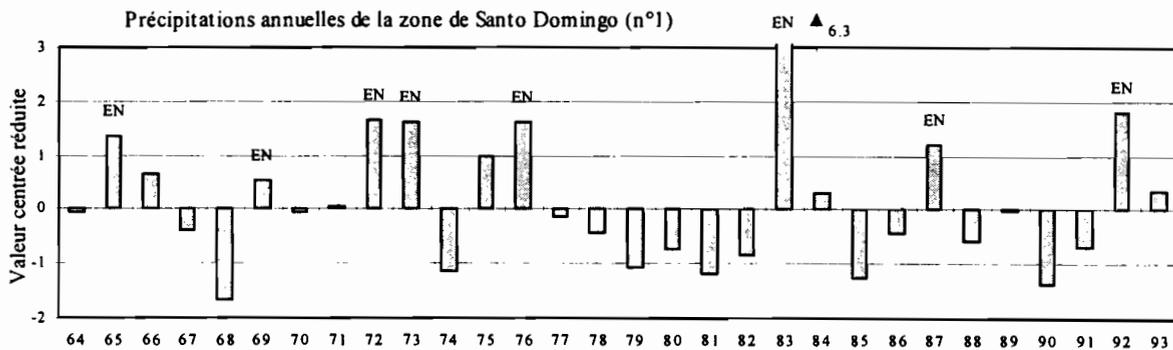


Figure 6-3 : Indice pluviométrique annuel de la zone Santo Domingo (n°1). Les années marquées EN correspondent aux années Niño, les huit événements coïncident avec des excès pluviométriques. Le Niño semble jouer un rôle prépondérant sur l'occurrence de précipitations excédentaires dans cette région.

La Figure 6-4 de la zone d'Ambato (16) montre une zone où il n'y a pas de lien apparent, puisque seulement trois Niño correspondent à des excès, alors que trois événements coïncident avec des précipitations normales et deux avec des déficits. De plus, les quatre années de précipitations maximum ne sont pas des années Niño.

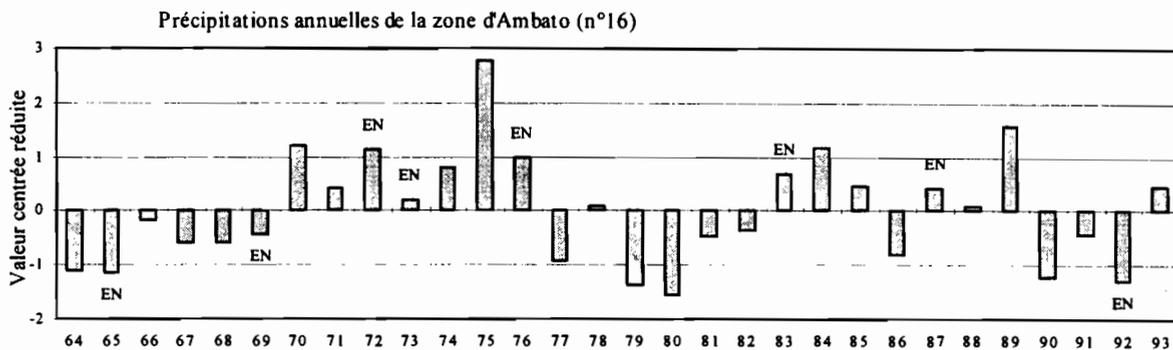


Figure 6-4 : Indice pluviométrique annuel de la zone Ambato (n°16). Les années marquées EN correspondent aux années Niño, trois événements correspondent à des excès, trois à des précipitations normales et deux à des déficits et les 4 années de précipitations maximum ne sont pas des années Niño. Les précipitations annuelles de cette région ne semblent pas être liées au phénomène.

Nous avons reporté pour chaque zone dans le Tableau 6-2 : la région, le nombre d'années Niño correspondant à une pluviométrie excédentaire, normale ou déficitaire, et un niveau subjectif d'influence du Niño sur les totaux pluviométriques annuels.

Région géographique	N°	Zone	Années Niño de pluviométrie excédentaire	Années Niño de pluviométrie normale	Années Niño de pluviométrie déficitaire	Niveau d'influence
Côte	1	Santo Domingo	8	0	0	Le plus fort
	2	Los Ríos	7	1	0	Très fort
	3	Guayaquil	7	1	0	Très fort
	4	Colimes	7	1	0	Très fort
	5	El Oro	7	0	1	Très fort
	6	Esmeraldas	5	3	0	Fort
	7	Chone	7	1	0	Très fort
	8	Portoviejo	6	2	0	Fort
	9	Manta - Jipijapa	7	0	1	Très fort
	10	Péninsule	6	1	1	Fort
	11	Pajan	6	1	1	Fort
	12	San Lorenzo	5	2	1	Moyen
	13	San Miguel	5	2	1	Moyen
Sierra	14	Jubones	4	3	1	Faible
	15	Otavalo	3	1	4	Non significatif
	16	Ambato	3	3	2	Non significatif
	17	Cuenca	1	4	3	Non significatif
Amazonie	18	Puyo	3	3	2	Non significatif

Tableau 6-2 : Coïncidence entre les années Niño et les précipitations excédentaires.

Les zones Santo Domingo (1), Los Ríos (2), Guayaquil (3), Colimes (4), El Oro (5), Chone (7) et Manta-Jipijapa (9) présentent une réponse positive très marquée aux Niño. A l'exception de celui de 1969 (année au cours de laquelle de fortes anomalies de vents du nord-est ont été observées, transportant probablement les masses nuageuses vers le large), tous les Niño correspondent à des années dont la pluviométrie a été excédentaire. Le Niño paraît être la plus importante cause d'excédents pluviométriques annuels, car les années excédentaires qui ne correspondent pas au phénomène (1975 et 89) sont généralement moins fortes.

Il semble que ce soit aussi le cas pour les zones de l'ouest et du sud de la côte mais de façon un peu moins évidente pour Portoviejo (8), Péninsule (10) et Pajan (11) où deux Niño correspondent à des pluies normales et même trois pour Esmeraldas (6). Pour les zones situées au nord des régions côtières (San Lorenzo (12) et San Miguel (13)) cette influence est plus faible, car deux Niño coïncident avec des pluies normales et un avec un déficit, alors que plusieurs années sont excédentaires sans être des années Niño. Il est ici plus difficile d'affirmer que l'occurrence d'un Niño implique des précipitations excédentaires.

Parmi les zones de la Cordillère des Andes et du versant amazonien, seule celle de Jubones (14) semble être un peu influencée par le Niño. Sur les huit événements, quatre correspondent à des pluies excédentaires, trois à des normales et un à des déficitaires. Cette zone de Jubones est située dans une vallée inter-andine ouverte vers l'ouest, dont le maximum de précipitation correspond à la saison des pluies de la côte (février-avril). Les totaux pluviométriques annuels des zones Otavalo (15), Ambato (16), Cuenca (17) et Puyo (18) n'ont pas de lien apparent avec l'occurrence d'un Niño.

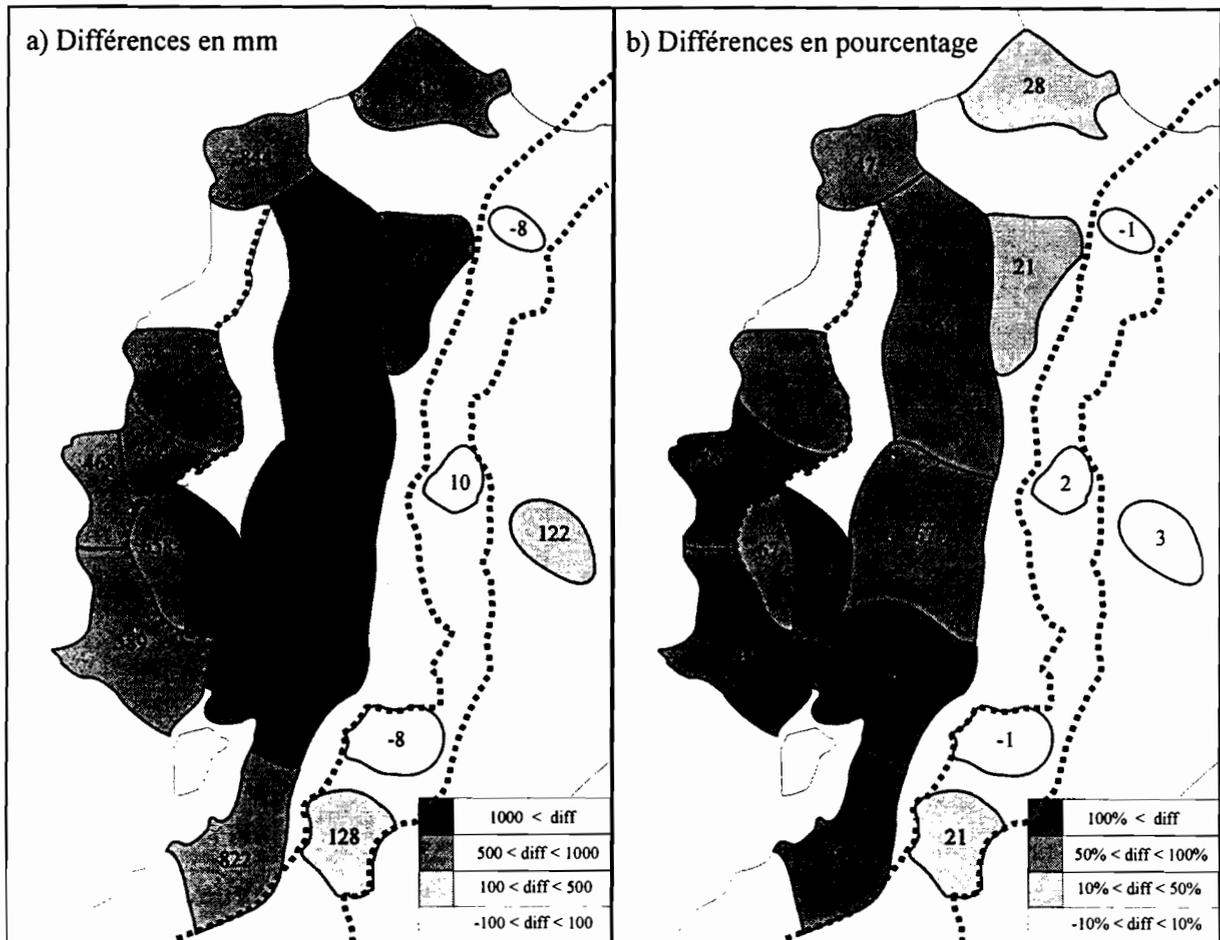
6.4 DIFFÉRENCE ENTRE LES MOYENNES DES PRÉCIPITATIONS DES ANNÉES NIÑO ET DES ANNÉES NORMALES

Afin de quantifier globalement les anomalies pluviométriques correspondant au Niño, nous avons déterminé pour chaque zone, la différence entre les moyennes des totaux des années Niño (1983 exclu) et normales (Tableau 6-3). Exprimée en millimètres ($Moy_{Niño} - Moy_{normale}$), cette différence permet d'apprécier la quantité moyenne de précipitation apportée par le phénomène. Exprimée en pourcentage ($100 \times (Moy_{Niño} - Moy_{normale}) / Moy_{normale}$), elle traduit l'importance relative de l'anomalie.

N°	Zone	Précipitation moyenne de la période 1964-93 (1983 exclu)	Différence entre la moyenne des années Niño sans 1983 et des années normales	
			Exprimée en %	Exprimée en mm
1	Sto Domingo	2700	43	1048
2	Los Ríos	2000	49	889
3	Guayaquil	1400	80	967
4	Colimes	1300	98	998
5	El Oro	800	71	496
6	Esmeraldas	2000	41	724
7	Chone	1000	46	441
8	Portoviejo	660	70	394
9	Manta-Jipijapa	360	85	256
10	Péninsule	260	177	316
11	Pajan	1100	43	424
12	San Lorenzo	3300	23	724
13	San Miguel	3000	13	388
14	Jubones	630	15	92
15	Otavalo	1100	-5	-52
16	Ambato	590	0	1
17	Cuenca	820	-4	-36
18	Puyo	4600	2	106

Tableau 6-3 : Différences entre les moyennes des précipitations des années Niño (1983 exclu) et normales exprimées en pourcentage et en millimètres.

Ces anomalies sont significatives (différence $\geq 40\%$ et ≥ 250 mm) pour la majeure partie des régions côtières de l'Equateur. Proportionnellement, elles sont maximum pour les régions semi-arides du sud-ouest (10) et se réduisent vers le nord-est (1, 6) (Figure 6-5b). Quantitativement, elles sont plus importantes pour les zones de la plaine du Guayas (1, 2, 3, 4) où les précipitations moyennes sont relativement importantes (Figure 6-5a). Au nord des régions côtières (San Lorenzo, n°12) où les précipitations moyennes sont les plus importantes, cette différence est supérieure à 700 mm mais elle ne représente plus que 23% d'augmentation les années Niño. L'influence du phénomène sur les précipitations des zones de San Miguel (13) du versant occidental de la Cordillère des Andes et de Jubones (14) des vallées inter-andines se traduit par une différence relativement faible, d'environ 15%. Pour les autres zones de la cordillère et du versant amazonien, les pluies moyennes annuelles des années Niño et normales ne sont pas significativement différentes, les différences y sont inférieures à 5%.



Figures 6-5 : Différences entre les moyennes des précipitations des années Niño (1983 exclu) et normales de la période 1964-93 exprimées en millimètres (a) et en pourcentage (b).

6.5 CORRÉLATIONS LINÉAIRES AVEC LA TSM DU BLOC NIÑO 1+2 ET CLASSIFICATION HIÉRARCHIQUE DES INDICES PLUVIOMÉTRIQUES

Nous poursuivons cette analyse par le calcul des coefficients de corrélation linéaire entre les indices pluviométriques annuels de chaque zone et la TSM moyenne annuelle du bloc Niño 1+2 (Tableau 6-4). Seuls les coefficients de certaines zones de la côte sont supérieurs à 0,4; ces valeurs sont relativement faibles mais les droites de régression présentent une pente significative. Les totaux des zones de la côte proches de la cordillère des Andes sont les mieux corrélés avec la TSM du bloc Niño 1+2. Les coefficients de corrélation obtenus pour les indices des zones des vallées inter-andines et du versant amazonien ne sont pas significatifs ($R < 0,15$). Nous pouvons remarquer la relation négative de l'indice de la zone d'Otavalo (15) du couloir inter-andin. Cette faible relation négative n'a été confirmée au niveau mensuel que pour trois mois.

Zone	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
R	0.55	0.44	0.55	0.46	0.59	0.40	0.29	0.35	0.26	0.31	0.12	0.49	0.08	0.02	-0.30	-0.14	0.01	0.14
pente	0.55	0.47	0.61	0.62	0.51	0.53	0.25	0.32	0.19	0.22	0.13	0.66	0.09	0.03	-0.43	-0.20	0.02	0.21

Tableau 6-4 : Coefficients de corrélation (R) et pente de la droite de régression linéaire entre les valeurs centrées réduites de la TSM moyenne annuelle du bloc Niño 1+2 et les 18 indices pluviométriques annuels (1983 exclu).

Nous avons ensuite réalisé une classification hiérarchique ascendante des indices pluviométriques et de la TSM du bloc Niño 1+2. Cette méthode permet de construire une partition ou une suite de partitions emboîtées d'un ensemble de variables à partir du calcul des distances entre les variables. Nous avons considéré les valeurs centrées réduites des dix-huit indices pluviométriques et de la TSM du bloc Niño 1+2 des 29 années de la période 1964-93, toujours en excluant 1983. La classification hiérarchique obtenue est représentée par un arbre ou dendrogramme : plus le niveau d'agrégation est faible, plus le lien entre les variables ou partitions est élevé (Figure 6-6).

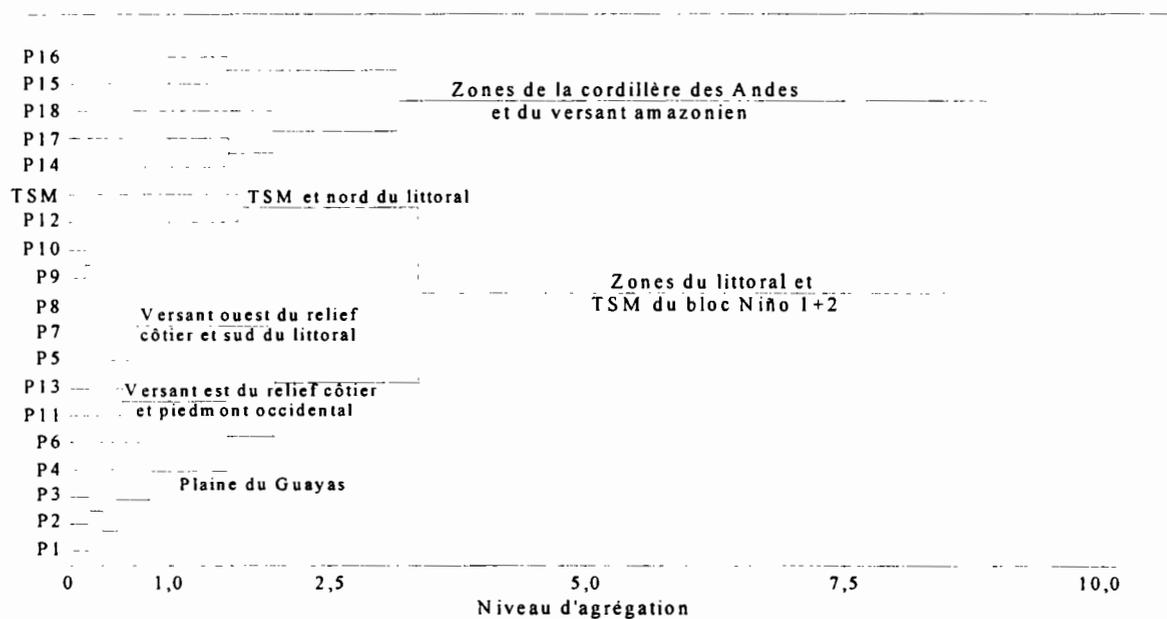


Figure 6-6 : Dendrogramme des dix-huit indices pluviométriques annuels et de la TSM du bloc Niño 1+2.

Si l'on considère un niveau d'agrégation de 1, les indices des zones côtières sont regroupés en quatre partitions :

- Les zones relativement humides comprises entre le versant ouest de la cordillère des Andes et les reliefs côtiers : Santo Domingo (1), Los Ríos (2), Guayaquil (3), Colimes (4) et Esmeraldas (6).
- Les zones semi-arides proches de l'océan Pacifique comprises entre la province du Manabi et le Pérou : Chone (7), Portoviejo (8), Manta-Jipijapa (9), Péninsule (10) et El Oro (5).
- Les zones de Pajan (11) sur le versant oriental du relief côtier et de San Miguel (13) sur le versant occidental de la cordillère des Andes ont des variations similaires.

- La zone de San Lorenzo (12) au nord ne se rapproche des autres indices de la côte qu'avec un niveau d'agrégation d'environ 3 qui est supérieur aux niveaux d'agrégation entre les trois premières partitions.

L'indice P_{12} semble être le plus fortement lié à la TSM du bloc Niño 1+2, ceci est dû au biais du test qui ne compare pas la TSM avec les indices P_1 ou P_3 (qui sont plus fortement corrélés avec la TSM) lorsqu'il relie la TSM à l'indice P_{12} , mais la compare aux quatre partitions (regroupements) des indices du littoral. Le lien entre la TSM et P_{12} est en fait du même ordre ($R \sim 0,50$) que celui entre les partitions des indices de la plaine du Guayas et du versant est du relief côtier.

L'influence du Niño sur les précipitations des régions côtières est illustrée par un niveau d'agrégation entre la TSM du bloc Niño 1+2 et la partition des indices pluviométriques des zones du littoral de l'ordre de 3. L'absence d'influence sur les totaux des zones des vallées inter-andines et du versant amazonien est marquée par un niveau d'agrégation supérieur à 8. La différence majeure avec les analyses précédentes est due au rapprochement de la zone 14 des autres zones de la cordillère, mais le niveau d'agrégation est élevé ($\sim 1,5$) et donc peu significatif. Nous pouvons également noter que la zone 11 située sur le versant est du relief côtier se rapproche de la zone 13 située sur le piedmont occidental de la Cordillère des Andes.

6.6 ANALYSE EN COMPOSANTES PRINCIPALES DE LA PLUVIOMÉTRIE

6.6.1 ACP avec les dix-huit indices pluviométriques

Afin de déterminer les zones dont les variations des totaux pluviométriques annuels sont similaires et liées au Niño, nous avons réalisé une analyse en composantes principales. Les variables considérées sont les valeurs centrées réduites des indices pluviométriques annuels des dix-huit zones, les individus sont les années de 1964 à 1993 (1983 exclu).

- Graphique des variables (Figure 6-7a)

- La *première composante* explique 57% de la variance totale (Tableau 6-5), elle correspond à la variabilité des totaux pluviométriques des zones de la côte (1 à 11). Les indices de ces zones sont regroupés et constituent l'essentiel du poids du premier axe, leur poids est par contre très faible sur la deuxième composante (Tableau 6-6).
- La *deuxième composante* explique 17% de la variance, elle correspond à la variabilité des totaux des zones de la Sierra et du versant amazonien (14 à 18). Les indices de ces zones sont rassemblés et ont un poids prépondérant sur le deuxième axe.
- La zone de San Miguel (13) située sur le piedmont entre la côte et le couloir inter-andin, et celle de San Lorenzo (12) au nord des régions côtières sont intermédiaires entre les deux regroupements.

- Graphique des individus (Figure 6-7b)

- Les années qui ont un poids positif sur la *première composante* sont excédentaires sur la majorité des régions côtières et celles qui ont un poids négatif sont déficitaires sur ces mêmes régions.

- Sur le deuxième axe, les années qui ont un poids positif sont excédentaires sur la majorité des zones des vallées inter-andine et de l'Amazonie, alors que celles qui ont un poids négatif sont déficitaires.

Composante	1	2	3	4
% de variance	56,5	16,4	7,6	5,9
% Cumulé	56,5	72,9	80,5	86,3

Tableau 6-5 : Pourcentage de la variance expliquée par les composantes de l'ACP des dix-huit indices pluviométriques, et pourcentage cumulé.

• Report des années Niño sur le graphique des individus (Figure 6-7b)

- A l'exception de 1969, toutes les années Niño ont un poids positif sur la première composante, ceci montre que cet axe correspond aussi au phénomène et donc que les excès pluviométriques des régions côtières sont fortement liés au Niño.
- Sur la deuxième composante, le poids des années Niño est variable, cet axe est donc indépendant du phénomène, les totaux pluviométriques des zones des vallées inter-andines et de l'Amazonie ne sont pas liés au Niño.

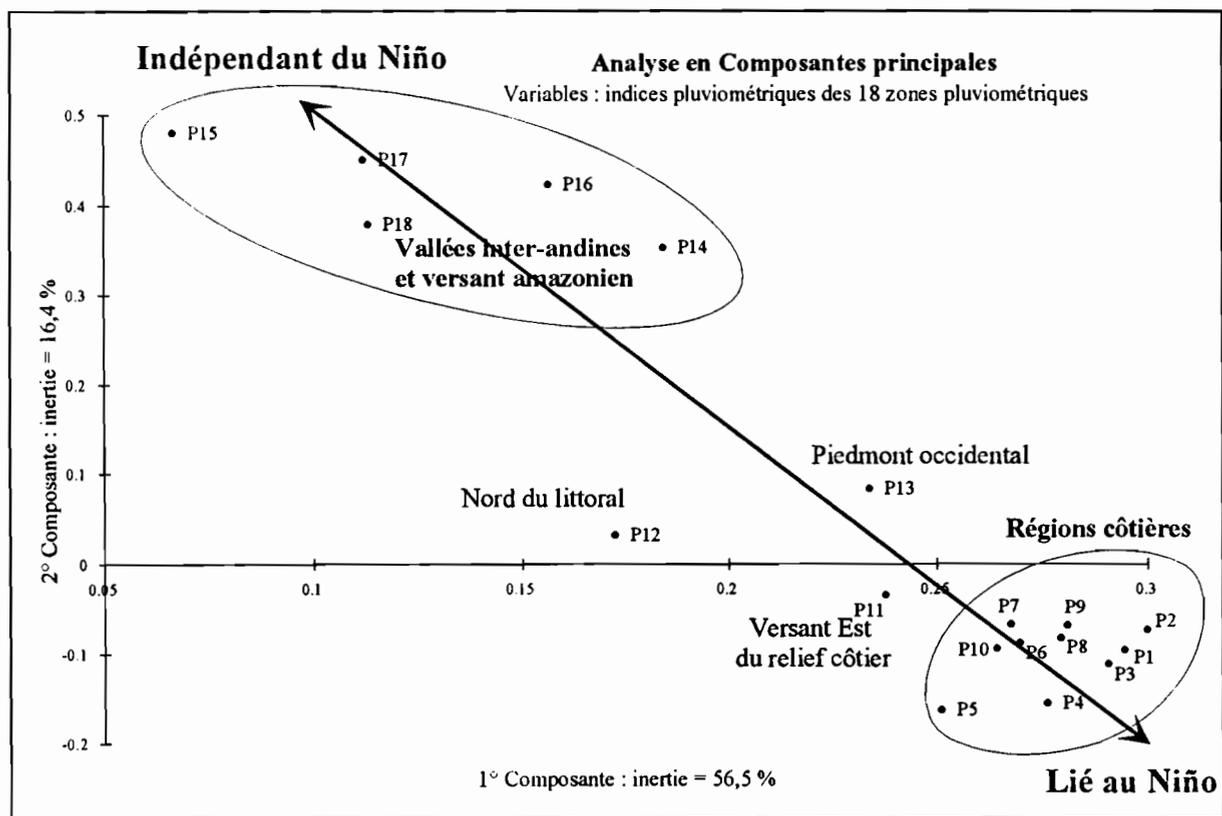


Figure 6-7a : ACP des totaux pluviométriques annuels de l'ensemble de l'Équateur, variables : séries des 18 indices pluviométriques annuels.

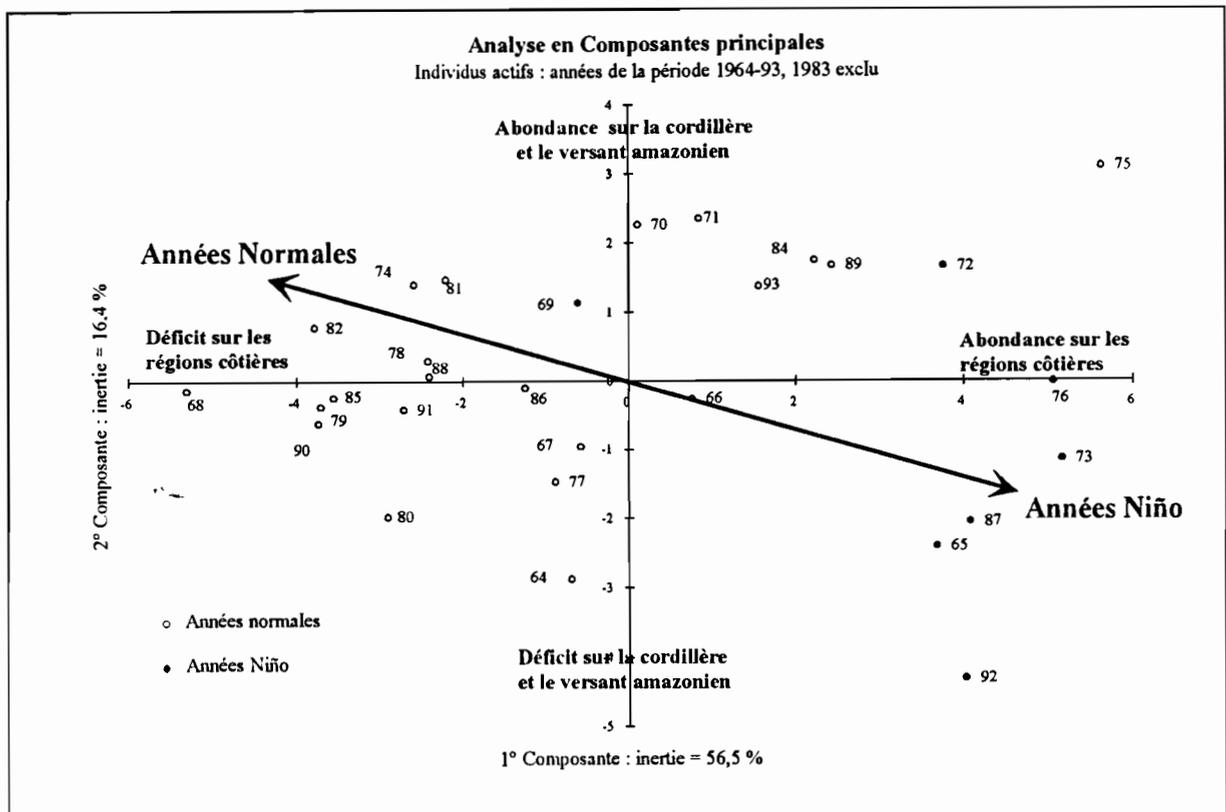


Figure 6-7b : ACP des totaux pluviométriques annuels de l'ensemble de l'Équateur, individus : années de 1964 à 1993 (1983 exclu).

Zone	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1° Composante	0,29	0,30	0,29	0,28	0,25	0,27	0,27	0,28	0,28
2° Composante	-0,10	-0,07	-0,11	-0,16	-0,16	-0,09	-0,07	-0,08	-0,07
Zone	10	11	12	13	14	15	16	17	18
1° Composante	0,26	0,24	0,17	0,23	0,18	0,07	0,16	0,11	0,11
2° Composante	-0,09	-0,03	0,03	0,08	0,35	0,48	0,42	0,45	0,38

Tableau 6-6 : Coordonnées des indices pluviométriques sur les deux premières composantes de l'ACP des 18 indices pluviométriques.

6.6.2 ACP avec les indices pluviométriques des zones les plus influencées par le Niño

Nous avons réalisé une deuxième ACP en ne considérant que les onze zones de la côte qui ont un poids maximum sur la première composante de la première ACP.

- La *première composante* explique à elle seule 79% de la variance totale, elle représente l'abondance ou le déficit pluviométrique sur ces zones. Le graphique (Figure 6-8b) des individus montre clairement qu'à l'exception de l'événement de 1969, tous les Niño ont un poids positif sur cette composante. Il montre aussi que seules les années 1975 et 1989 ont un poids positif comparable à celui des années Niño. Ceci confirme le fort lien entre l'occurrence d'un événement Niño et celle de précipitations excédentaires sur les régions côtières de l'Équateur mais qu'il ne permet pas à lui seul d'expliquer l'intégralité des précipitations excédentaires.

- La *seconde composante* n'explique que 7% de la variance, mais il est intéressant de voir qu'elle permet pratiquement de retrouver la position géographique de chaque zone (Figure 6-8a). Les indices qui ont un poids positif sur cette composante correspondent aux zones situées au nord (1, 6 et 7) et ceux qui ont un poids négatif aux zones situées au sud (5 et 10). Les années qui ont un poids maximum positif (1964, 70, 66 73) ou négatif (1989, 92, 87) sur la deuxième composante correspondent effectivement à des anomalies maximums au nord ou au sud des régions côtières.

Composante	1	2	3	4
% de variance	79,4	7,3	5,5	2,2
% Cumulé	79,4	86,6	92,2	94,3

Tableau 6-7 : Pourcentage de la variance expliquée par les composantes de l'ACP des onze indices pluviométriques annuels des zones côtières les plus influencées par le Niño et pourcentage cumulé.

Zone	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
1° Composante	0,32	0,33	0,32	0,31	0,29	0,29	0,29	0,31	0,31	0,30	0,25
2° Composante	0,15	-0,03	-0,15	0,07	-0,46	0,34	0,16	-0,15	-0,20	-0,30	0,66

Tableau 6-8 : Coordonnées des indices pluviométriques sur les deux premières composantes de l'ACP des onze indices pluviométriques annuels des zones côtières les plus influencées par le Niño

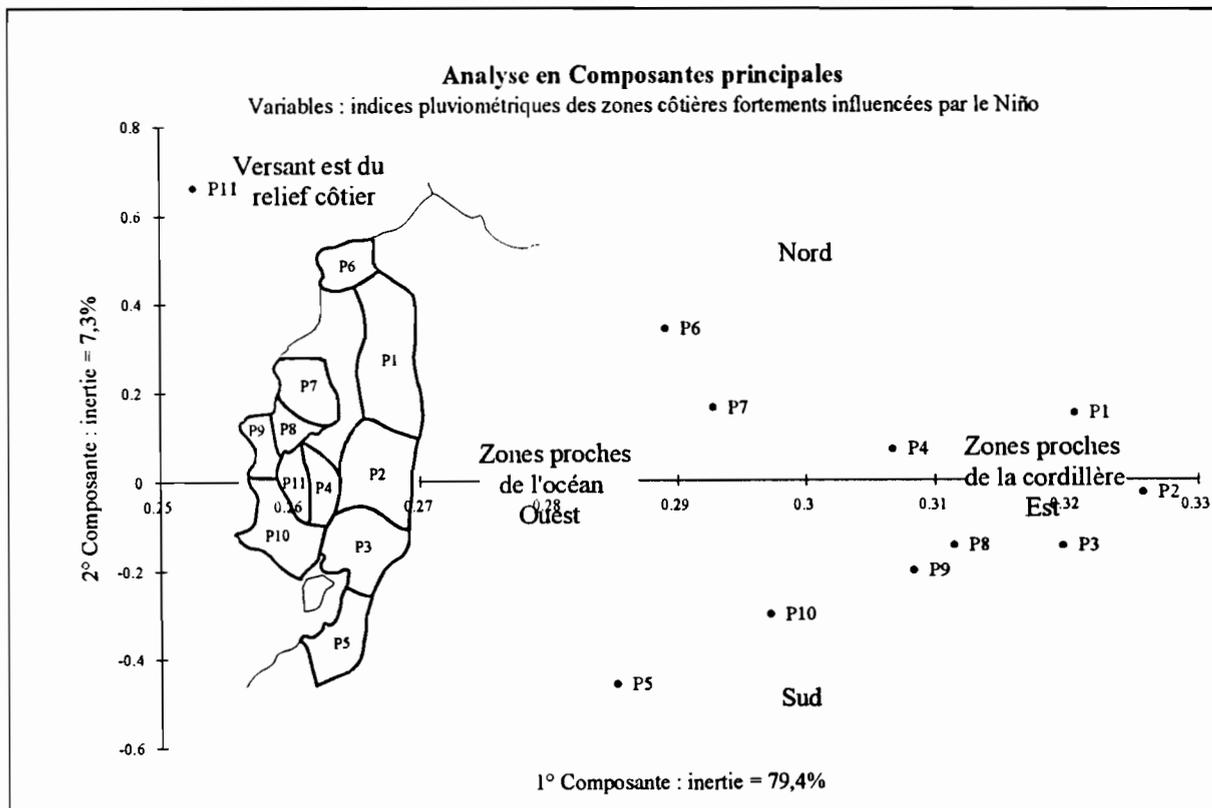


Figure 6-8a : ACP des indices pluviométriques annuels des régions côtières les plus influencées par le Niño; Variables : indices pluviométriques annuels. Noter l'analogie entre la disposition des variables et la carte réelle de leur situation.

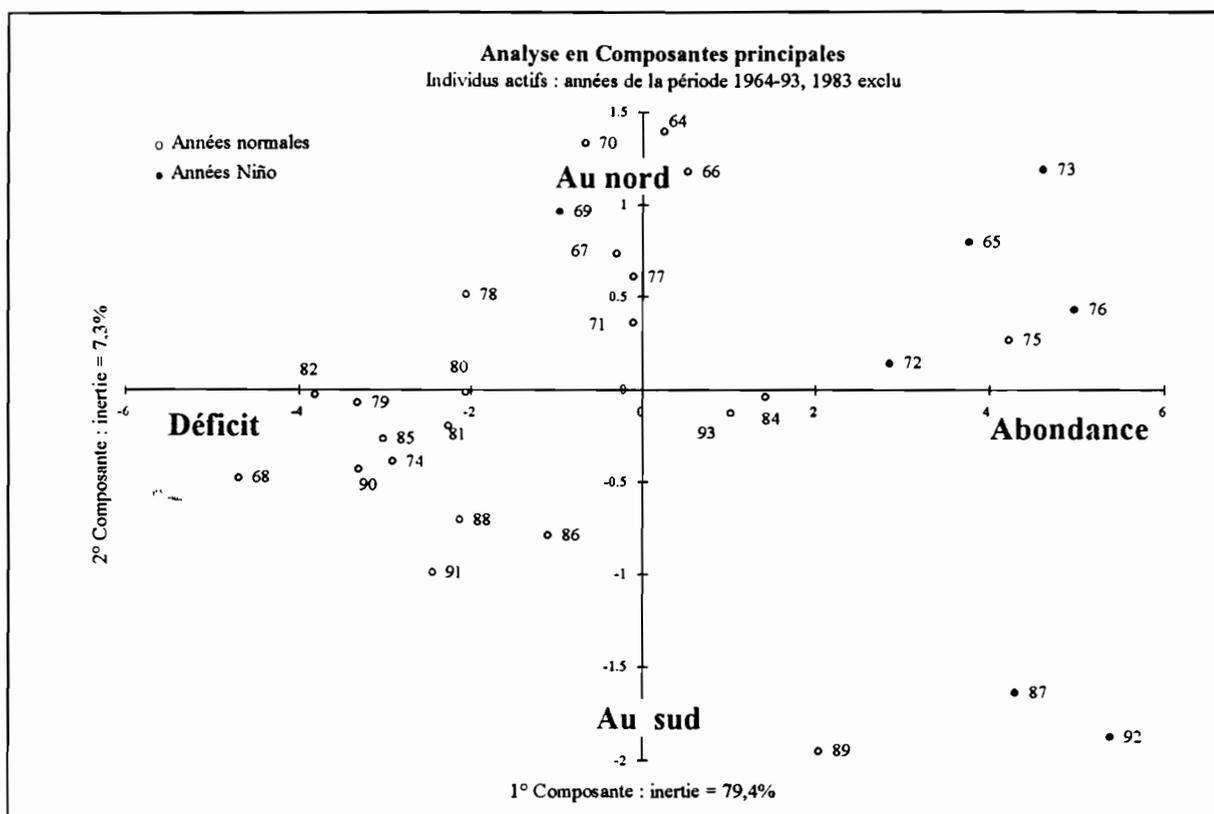


Figure 6-8b : ACP des indices pluviométriques annuels des régions côtières les plus influencées par le Niño; Individus actifs: années de 1964 à 1993, 1983 exclu.

6.6.3 Synthèse des deux ACP

La première ACP (Figure 6-7a) permet de diviser le pays en trois grandes régions :

- Les indices des zones 1 à 10 des régions côtières ont les coordonnées les plus élevées sur la première composante, composante qui est fortement liée à l'occurrence d'un Niño, ces zones sont donc les plus fortement influencées par le Niño.
- Les indices P₁₅ à P₁₈ des vallées inter-andines et du versant amazonien ont les coordonnées les plus élevées sur la deuxième composante, composante qui est indépendante du Niño, et les plus faibles sur la première composante, ces zones sont donc les moins influencées par le Niño.
- Les indices P₁₁ du versant est du relief côtier, P₁₂ de la zone côtière la plus septentrionale, P₁₃ du piedmont nord-occidental de la Cordillère des Andes et P₁₄ de la vallée inter-andine exposée à l'Ouest ont des coordonnées intermédiaires entre les deux regroupements précédents.

La deuxième ACP montre que cette méthode est une bonne technique pour regrouper des régions ayant des variations pluviométriques semblables, l'analogie entre les regroupements et la carte de situation des zones du littoral est frappante (Figure 6-8a). Cette figure montre également que les indices pluviométriques P₁, P₂ et P₃ de la plaine du Guayas sont les plus fortement liés à la TSM du Pacifique oriental.

6.7 RÉGIONALISATION DE L'INFLUENCE DU NIÑO SUR LES PRÉCIPITATIONS ANNUELLES

6.7.1 En Equateur

Les analyses précédentes concordent généralement entre elles, leur combinaison permet de diviser le pays en trois grands secteurs en fonction du niveau de liaison entre les totaux pluviométriques annuels et le Niño (Figure 6-9).

1. Secteur où l'influence du Niño est la plus forte

Il correspond à la majeure partie des zones côtières comprises entre Esmeraldas au nord et la frontière avec le Pérou au sud : zones 1 à 10.

- A l'exception de l'événement de 1969, tous les Niño correspondent à des années dont les précipitations ont été excédentaires. Cependant, les années 1975 et 1989 ne sont pas des années Niño mais correspondent aussi à des précipitations excédentaires sur la majorité des régions côtières.
- Les moyennes des précipitations des années Niño sont supérieures à celles des années non-Niño de 40 à 170%. Cette différence augmente en pourcentage lorsque les totaux pluviométriques moyens sont plus faibles, elle est maximum pour la zone semi-aride de la Péninsule (10) au sud-ouest du littoral. Cette différence est plus élevée en valeur absolue pour les zones de la plaine du Guayas proches de la cordillère des Andes où les précipitations sont plus importantes.
- Les coefficients de corrélation linéaire entre la TSM du bloc Niño 1+2 et les indices pluviométriques des zones proches de la cordillère des Andes sont supérieurs à 0,4 et les pentes des droites de régression sont supérieures à 0,5.
- Le niveau d'agrégation de la TSM du bloc Niño 1+2 avec les partitions de ces zones est relativement faible, donc significatif.
- Toutes ces zones ont un poids important sur la première composante de l'ACP, première composante sur laquelle toutes les années Niño, à l'exception de 1969, ont un poids positif.

2. Secteur où l'influence existe, mais est plus faible

Il correspond au versant oriental du relief côtier (11), à la partie nord du littoral (12), au versant occidental de la cordillère des Andes (13) et à la vallée inter-andine soumise à l'influence directe des masses d'air océanique (14).

- Les années dont la pluviométrie est excédentaire correspondent la plupart du temps à des années Niño, mais ce n'est pas l'unique phénomène à l'origine de pluies abondantes. De plus, quelques années Niño correspondent à des précipitations normales ou déficitaires.
- Les différences entre les moyennes des années Niño et normales ne sont que de 20 à 30%.

- A l'exception de celui de la zone de San Lorenzo (12), les coefficients de corrélation linéaire ne sont pas significatifs.
- Les coordonnées de ces zones sur la première composante de l'ACP sont plus faibles que celles des zones précédentes.
- Les stations de la zone Jubones (14) sont situées à plus de 1500 m d'altitude sur le versant occidental de la cordillère des Andes au sud du pays. Sur ce versant, la zone de San Miguel (13) est aussi dans une situation voisine au nord du pays à des altitudes légèrement inférieures. Nous pouvons supposer que l'ensemble des régions situées à plus de 1000-1500 m d'altitude sur le versant occidental sont soumises à une influence modérée du Niño. Mais cette supposition n'a pu être vérifiée que pour quelques stations isolées, car il n'existe que peu d'information pluviométrique pour ces régions très accidentées et très peu habitées.

3. Secteur où l'influence du Niño est nulle ou non-significative

Il correspond aux zones des vallées inter-andines qui ne sont pas directement influencées par les masses d'air du Pacifique et à la zone du versant amazonien.

- Certaines années Niño correspondent à des précipitations excédentaires, d'autres à des pluies normales et d'autres encore à des déficitaires. De plus, des pluies excédentaires ont été de nombreuses années non-Niño.
- Il n'y a pas de différence notable entre les moyennes des années Niño et non-Niño.
- Les coefficients de corrélation linéaire entre la TSM du bloc Niño1+2 et les indices pluviométriques ne sont pas significatifs.
- Le niveau d'agrégation de la partition de ces zones avec la TSM du bloc Niño1+2 est très élevé, donc non-significatif.
- Ces zones ont un poids très faible sur le premier axe de l'ACP. Elles ont par contre un poids important sur la deuxième composante qui semble indépendante du Niño. Mais, celle-ci représente plutôt l'abondance ou le déficit pluviométrique sur la Sierra et l'Amazonie.
- L'année 1983 y est généralement supérieure à la normale mais ne correspond pas à des précipitations extrêmes.

Le secteur compris entre les zones 1, 6 et 7, dont l'information est déficitaire, a été intégré à la zone voisine où l'influence est la plus forte. Le manque d'information pluviométrique dans la région de forêt tropicale humide du nord de la côte ne permet pas de définir la position exacte de la limite nord de l'influence directe du Niño sur les précipitations annuelles (Figure 6-9).

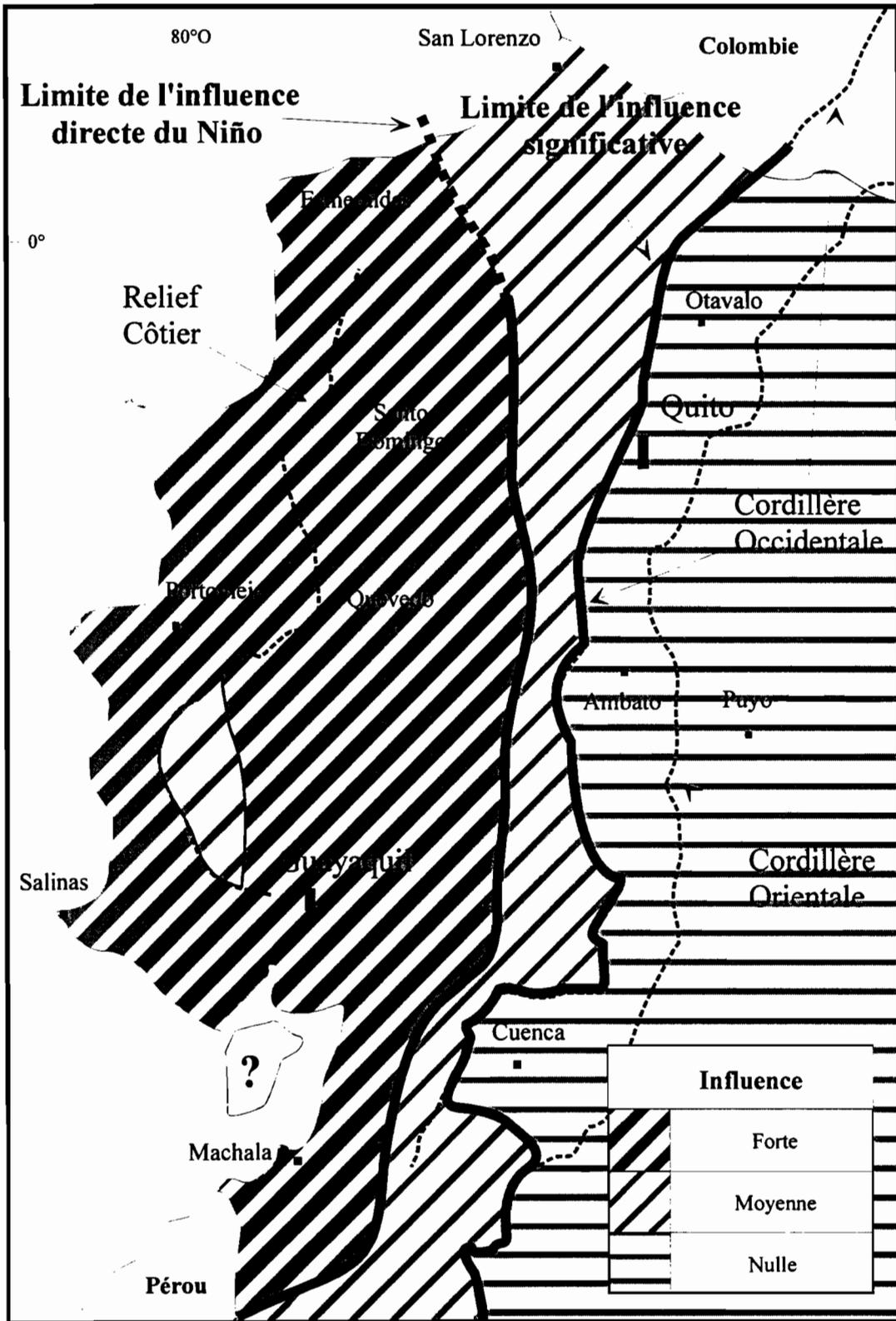


Figure 6-9 : Influence du Niño sur les précipitations annuelles en Equateur.

En résumé, nous pouvons dire que le Niño se traduit par des précipitations excédentaires sur la majeure partie des régions côtières de l'Equateur. Cette liaison est moins forte au nord des régions côtières et sur les versants occidentaux de la cordillère des Andes à plus de 1500 m d'altitude. Les totaux des vallées inter-andines et du versant oriental sont indépendants du phénomène (Figure 6-9).

6.7.2 Au nord-ouest de l'Amérique du Sud

L'influence de l'ENSO sur les précipitations a fait l'objet de nombreuses recherches depuis les années 1980 et l'événement exceptionnel de 1983. La relation entre les excès ou les déficits pluviométriques et l'occurrence ou non d'un ENSO a été étudiée sur la majorité des pays proches de l'océan Pacifique (Francou et Pizarro, 1985; Morlière et Rébert, 1986; Aceituno, 1988; Rogers, 1988; Kousky et Ropelewski, 1989; Hastenrath, 1990a; Kahya et Dracup, 1993; Simpson et al., 1993a), sur des régions plus éloignées comme l'Inde ou l'Afrique (Hastenrath, 1988; Kiladis et van Loon, 1988; Eltahir, 1996), voire même sur l'ensemble de la planète (Ropelewski et Halpert, 1987 et 1996; Kiladis et Diaz, 1989). Ces études montrent qu'au nord-ouest de l'Amérique du Sud le Niño provoque des précipitations supérieures à la normale sur la façade Pacifique du nord du Pérou (Waylen et Caviedes, 1986a; Tapley et Waylen, 1990), alors qu'il se traduit généralement par un déficit sur le versant caraïbe de la Colombie (Bocanegra et Caicedo, 1994; Aceituno et Garreaud, 1995).

La limite entre ces deux effets antagonistes est mal définie par manque d'études précises des données hydro-pluviométriques de l'Equateur. Pourtant, ce pays situé entre la Colombie et le Pérou, est fortement soumis à l'influence du Niño (CEPAL, 1983; Nouvelot et Pourrut, 1984). L'homogénéisation des séries pluviométriques des stations des régions côtières de l'Equateur, ainsi que de quatre vallées inter-andines et d'un secteur du versant amazonien, a permis de créer des indices pluviométriques continus sur la période 1964-93. Ces indices ont permis d'analyser, pour la première fois sur une période de 30 ans comprenant plusieurs événements, l'influence du Niño sur les précipitations annuelles du pays. La limite de l'influence directe de l'ENSO sur les précipitations annuelles en Equateur correspond aux premiers reliefs de la cordillère des Andes à l'est et se situe entre Esmeraldas et San Lorenzo au nord à approximativement un degré de latitude nord. L'influence du Niño est significative uniquement sur le versant occidental de la cordillère des Andes

Au nord de l'Equateur, Bocanegra et Caicedo (1994) ont déterminé les différences entre les moyennes des précipitations des années Niño et normales pour 14 stations de la Colombie. Ils ont ainsi déterminé que les précipitations sont légèrement supérieures à la normale les années Niño sur la frange côtière au sud de Buenaventura ($\sim 3^{\circ}\text{N}$), proches de la normale à Buenaventura et aux stations andines, et déficitaires sur les régions septentrionales du versant caraïbe. Aceituno et Garreaud (1995) ont montré que les valeurs mensuelles moyennes des débits des rivières Magdalena et Cauca du versant caraïbe de la Colombie sont légèrement inférieures à la normale les années Niño, ceci confirme la relation négative entre la TSM du Pacifique oriental et les précipitations du versant nord-ouest de la Colombie.

Au sud, Tapley et Waylen (1990) ont déterminé les pluies annuelles moyennes des années Niño et normales de 18 stations de l'ouest péruvien. L'augmentation des précipitations les années Niño est très importante au nord du littoral entre Trujillo ($\sim 8^{\circ}\text{S}$) et l'Equateur, elle n'est par contre plus significative au sud de Chimbote ($\sim 10^{\circ}\text{S}$). Un léger déficit est par contre observé sur les stations de l'Altiplano situées entre Cuzco et le lac Titicaca. Waylen et Caviedes (1986a) ont observé le même gradient d'influence du Niño en déterminant les débits moyens des années Niño et normales de 13 cours d'eau du nord-ouest péruvien.

Notre étude réalisée en Equateur permet de faire le lien entre la Colombie et le Pérou, et ainsi de déterminer les limites de la forte influence et de l'influence significative du Niño sur les précipitations du nord-ouest de l'Amérique du Sud. La limite de la forte influence, augmentation des précipitations supérieure à 40%, est située aux environs de Trujillo (Pérou, ~8°S) au sud, elle correspond aux premiers reliefs de la cordillère des Andes à l'est (altitude inférieure à 1500 m) et est située aux environs d'Esmeraldas (Equateur, ~1°N) au nord. La région où l'augmentation des précipitations est significative (>20%) les années Niño correspond à l'ensemble du versant occidental de la cordillère des Andes entre Chimbote (Pérou, ~10°S) au sud et le sud de Buenaventura (Colombie, ~3°N) au nord. La Figure 6-10 synthétise les résultats obtenus et illustre l'influence du Niño sur les précipitations du nord-ouest de l'Amérique du Sud.

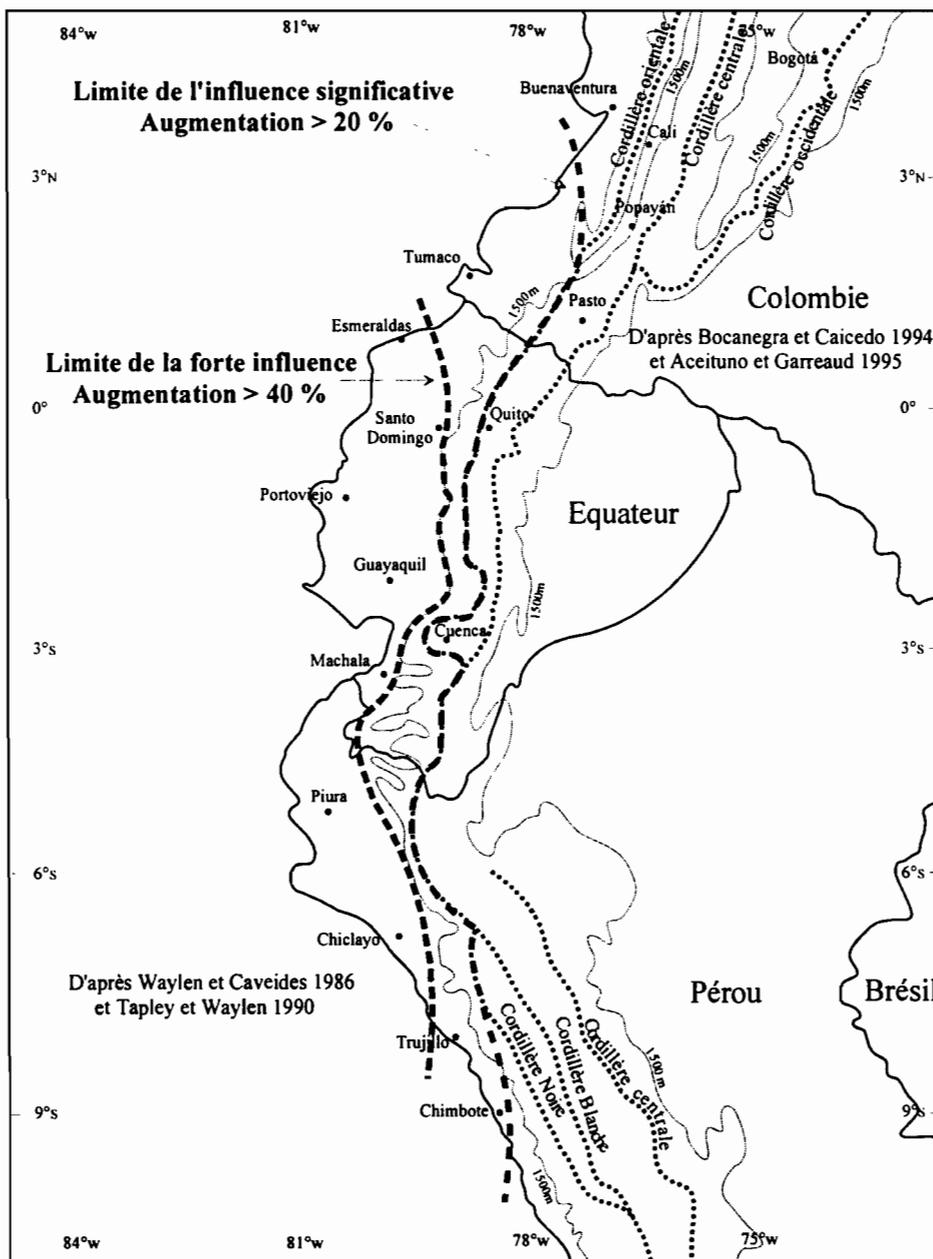


Figure 6-10 : Limites de la très forte influence (augmentation des précipitations > 40 %) et de l'influence significative (augmentation > 20 %) du Niño sur les précipitations annuelles au nord-ouest de l'Amérique du Sud.

6.8 CONCLUSION

L'Equateur peut être divisé en trois grandes zones en fonction de l'influence du Niño sur les totaux pluviométriques annuels. Le Niño a une forte influence sur les précipitations de la majorité des régions côtières. Il n'apparaît pas de lien direct entre le Niño et les totaux pluviométriques annuels des vallées inter-andines et du versant amazonien. Les flancs occidentaux de la cordillère des Andes et le nord des régions côtières constituent une zone de transition influencée par le Niño, mais de façon beaucoup moins nette que le reste des régions côtières. La comparaison avec les résultats obtenus par différents auteurs en Colombie et au Pérou nous a permis de déterminer les limites de l'influence du phénomène sur les précipitations au nord-ouest de l'Amérique du Sud.

Nous poursuivrons donc notre étude uniquement sur les régions côtières (zones n°1 à 13) où les Niño se traduisent généralement par des précipitations excédentaires. Cependant, nous avons vu que l'événement de 1969 coïncide avec une année dont les précipitations sont proches de la moyenne ou déficitaires. Nous avons également remarqué que des pluies supérieures à la normale ont été observées certaines années non-Niño (1975, 1989). La température du Pacifique oriental permet d'expliquer une grande partie des précipitations des régions côtières de l'Equateur, mais ce n'est pas l'unique variable responsable de l'apparition de fortes pluies.

Nous avons également pu remarquer que l'influence du Niño n'est pas uniforme et qu'elle varie d'un événement à l'autre. Afin de montrer la variabilité de cette influence sur les précipitations, nous allons caractériser les anomalies pluviométriques observées pendant chaque année Niño sur le littoral. Anomalies que nous tenterons d'expliquer à l'aide des conditions de vent et de TSM du Pacifique oriental.



Chapitre 7

ANOMALIES PLUVIOMETRIQUES DES ANNEES NIÑO

7. ANOMALIES PLUVIOMÉTRIQUES DES ANNÉES NIÑO

El Niño a une influence directe sur les précipitations de la majorité des régions côtières de l'Equateur, elle est moins marquée au nord du littoral et sur le versant occidental de la cordillère des Andes. Cette influence est variable spatialement, elle varie également d'un Niño à l'autre. Afin de montrer cette variabilité, nous caractérisons les anomalies pluviométriques observées au cours de chaque événement.

Le Niño, identifié par la seule TSM du bloc Niño 1+2, permet d'expliquer la majorité des années de pluviométrie excédentaire, cependant d'autres facteurs comme le vent jouent également un rôle important. Nous mettons en évidence ces influences en déterminant les anomalies de TSM et de vents du Pacifique oriental au large de l'Equateur au cours de chaque Niño. La comparaison de ces anomalies à la situation moyenne des années normales devrait permettre de déterminer les conditions types d'apparition des pluies excédentaires.

7.1 FACTEURS CONDITIONNANT LES RÉGIMES HYDROCLIMATIQUES

Autour du globe terrestre, l'atmosphère est soumise à deux types de circulations, l'une méridienne et l'autre zonale. Entre l'équateur et les tropiques, la circulation méridienne est caractérisée par la présence de deux cellules de Hadley séparées par une zone de basses pressions, la zone de convergence intertropicale (ZCIT, Chapitre 2) qui est légèrement décalée vers le nord. Cependant, au cours de l'année, le système suit le mouvement apparent du soleil et se déplace vers le sud entre octobre et janvier pour atteindre sa position la plus australe aux mois de février et mars.

Les déplacements périodiques de la ZCIT vers l'hémisphère nord ou sud entraînent la pénétration de masses d'air ayant différentes caractéristiques de température et d'humidité, celles-ci étant responsables des pluies. Lorsque la ZCIT se trouve au sud de l'équateur géographique, les régions côtières de l'Equateur se trouvent sous l'influence de masses d'air chaud et humide, en provenance du nord-est, qui engendrent des pluies notables et une augmentation de la température de l'air. Au contraire, le déplacement septentrional de la ZCIT entraîne la pénétration de masses d'air peu chaud et peu humide, en provenance du sud-est, se traduisant par des pluies plus faibles et un abaissement des températures. En outre, lorsque la ZCIT passe ou s'établit en un lieu, l'activité convective augmente et il se produit alors des pluies orageuses, généralement courtes mais intenses.

7.2 CARACTÉRISTIQUES MOYENNES DE LA PÉRIODE 1964-93

7.2.1 Moyennes annuelles

Les cartes de ce chapitre ont été établies à l'aide des séries de 75 stations pluviométriques de bonne qualité (Chapitre 5), les moyennes et écart-types des séries de chaque station ont été calculés sur la période 1964-93 complète. Pour le tracé des isohyètes de la période 1964-93, nous avons également utilisé les isohyètes annuelles de la période 1964-73 déterminées par le PRONAREG (1978). Les précipitations moyennes annuelles des régions côtières de l'Equateur augmentent de l'ouest à l'est et du sud au nord avec une certaine irrégularité due aux reliefs locaux (Figure 7-1).

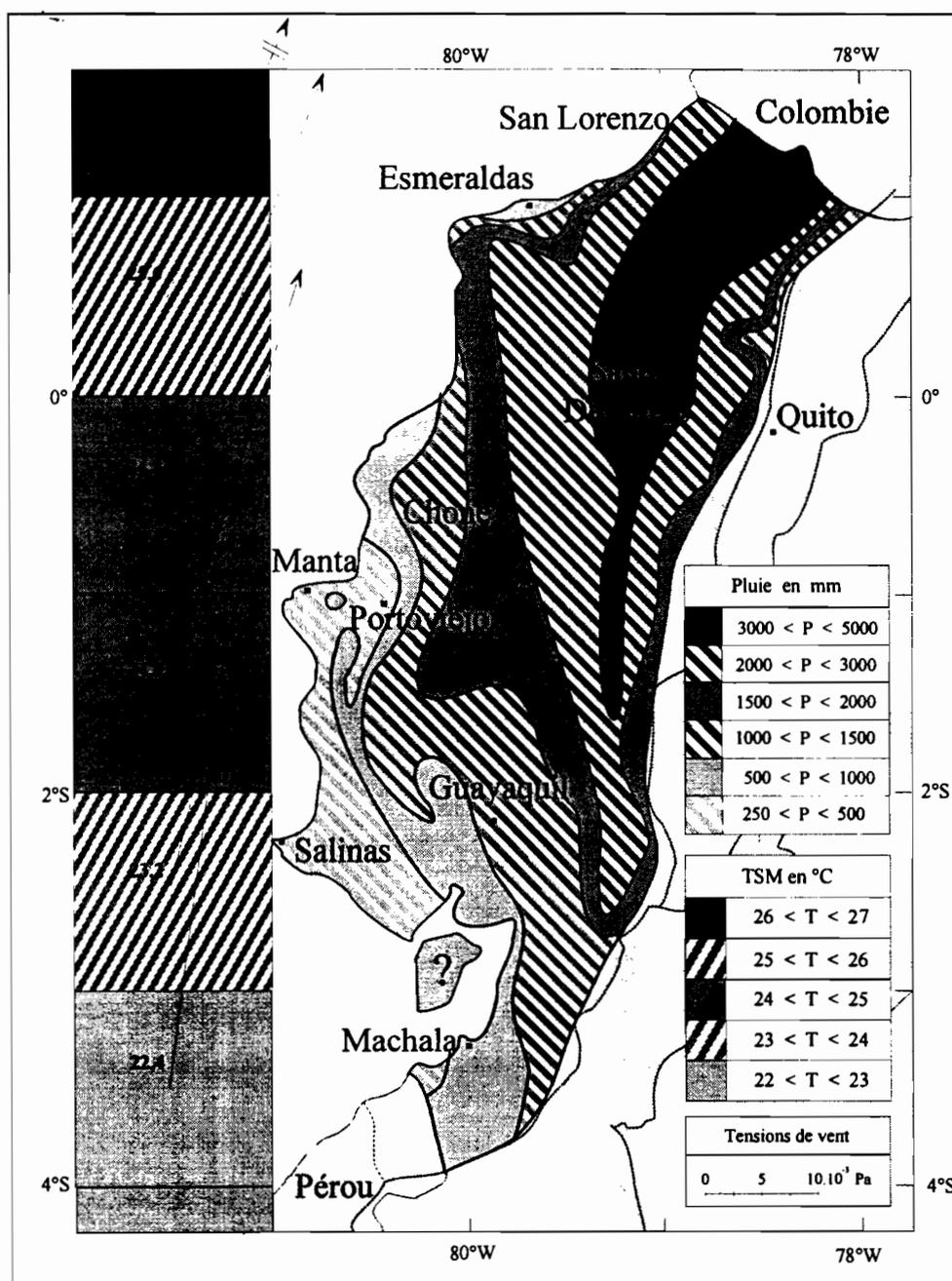


Figure 7-1 : Précipitations moyennes annuelles de la période 1964-93, TSM et vents moyens annuels à proximité des côtes de l'Equateur.

Elles sont minimum au sud-ouest sur la péninsule de Santa-Elena, le versant occidental du relief côtier et la frange littorale du sud. Le climat de ces régions est tropical mégathermique aride à semi-aride (Pourrut, 1994c). Les précipitations annuelles y sont comprises entre 250 et 500 mm et la végétation est très réduite. Ces régions centro-méridionales du littoral sont directement soumises à l'influence du courant froid de Humboldt, et à des masses d'air maritime relativement froid où l'évaporation est inférieure à celle des régions de l'océan situées plus au nord. Lorsqu'elles pénètrent sur le continent, ces masses d'air peu humide et de basse température ne provoquent pas de précipitations très importantes car le refroidissement est insuffisant. Elles donnent naissance à des brouillards ou des pluies très faibles appelées localement "garúa".

A moins de 100 km de distance, dans les plaines du Guayas et de l'Esmeraldas, les précipitations peuvent dépasser 2000 mm et même 3000 mm sur une étroite frange située à une vingtaine de kilomètres des premiers reliefs de la cordillère des Andes. Le climat est tropical mégathermique très humide (Pourrut, 1994c) et la végétation naturelle est une forêt tropicale humide dense. Entre les deux, la végétation est principalement constituée d'une forêt sèche où dominant de nombreux fromagers lorsque les précipitations sont inférieures à 1000 mm pour laisser place à la forêt dense lorsque les précipitations augmentent. Les masses d'air de la dépression littorale du Guayas ont une température élevée et une humidité importante due à l'évaporation des importantes zones marécageuses et à l'évapotranspiration de la forêt. Ces masses d'air peuvent être soumises aux procédures de refroidissement adiabatique et produire d'importantes précipitations.

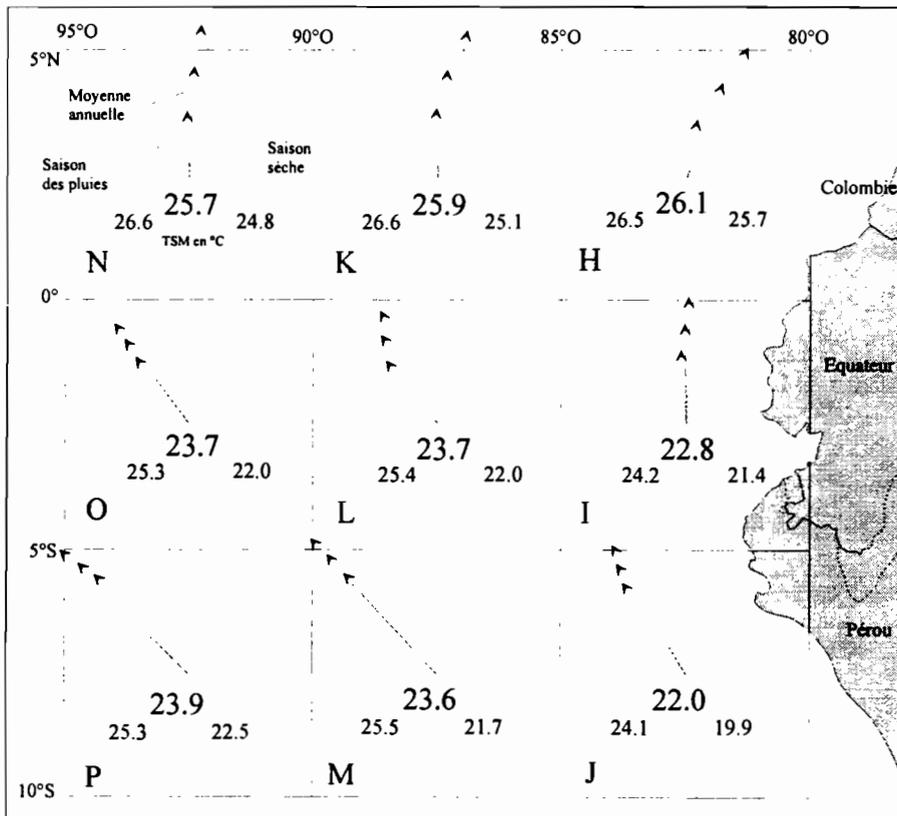


Figure 7-2 : TSM et vents moyens annuels et saisonniers au large de l'Equateur sur la période 1945-89.

Le long des côtes péruviennes et sud-équatoriales, le courant froid de Humboldt (température de 14 à 18°C) se déplace en provenance du sud et prend ensuite une direction nord-ouest pour se réchauffer et se mélanger progressivement au courant équatorial sud (température supérieure à 25°C). La zone de transition entre ces deux courants, appelée front équatorial, est généralement située entre la côte nord du Pérou et les îles Galápagos (0° - 90°W). La TSM de l'océan Pacifique au large des côtes de l'Equateur est donc plus froide au sud où les eaux sont refroidies par le courant de Humboldt (Figure 7-1 et 7-2).

Les alizés qui sont des vents de convergence, se dirigent vers la dépression équatoriale (ZCIT). Dans l'est de l'océan Pacifique, la position annuelle moyenne de la ZCIT est de 5 à 8°N, les alizés longent l'Amérique du Sud et sous l'action de la force de Coriolis se dirigent vers le nord-ouest vers 10-15°S où une divergence apparaît. Au nord de l'équateur, toujours sous l'action de la force de Coriolis qui dans l'hémisphère nord est de sens opposé, les vents s'orientent au sud-ouest et forment ainsi une "branche" de mousson vers le Golfe de Panama (Chapitre 2 et Figure 7-2). A proximité du continent, les vents sont essentiellement de direction sud à sud-ouest (Figure 7-1). Sur le continent, Lugo (1996) a réalisé une analyse avec les mesures de vent réalisées par l'INAMHI aux stations météorologiques côtières (P005, P006, P025, P026, P058, P185, Chapitre 5), cette étude montre que les vents dominants sont des vents d'ouest dirigés vers la Cordillère des Andes où ils sont déviés vers le nord et le sud.

7.2.2 Répartitions mensuelles

Les régions côtières où nous avons montré que le Niño a une influence directe sur les précipitations annuelles ont un régime saisonnier caractérisé par une période pluvieuse unique très marquée (Figures 7-3 et 7-4). De 75 à plus de 95% des pluies ont lieu pendant les mois de décembre à mai, les précipitations des six autres mois de l'année sont très faibles, voire nulles. Pour les zones du nord où l'influence du Niño est plus faible, la saison des pluies est moins marquée, la période décembre-mai ne totalise plus que 60 à 75% des précipitations.

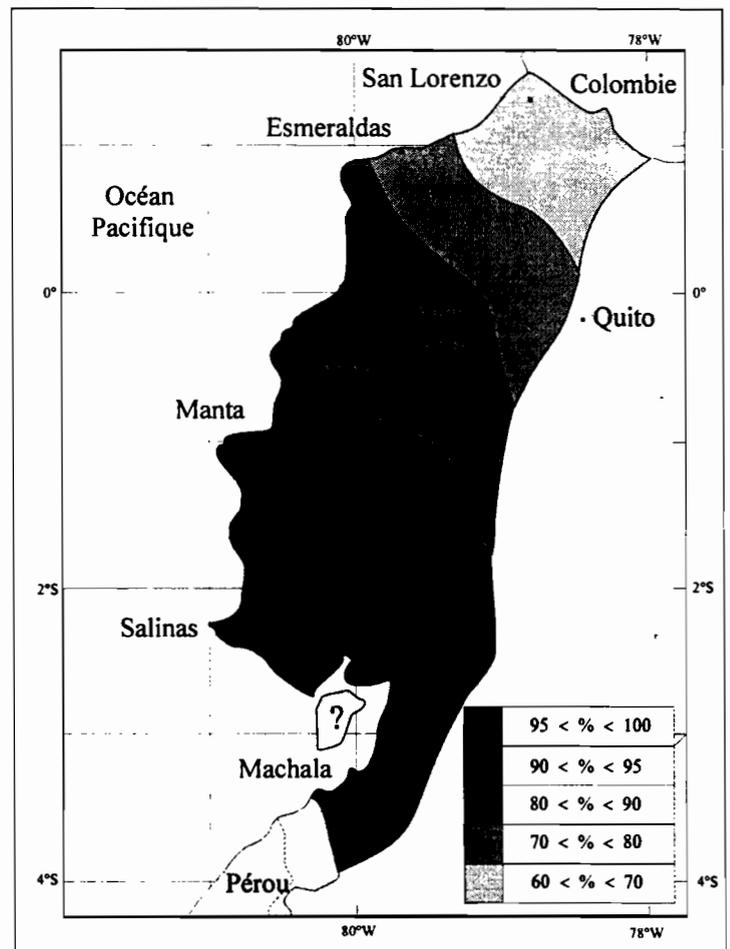


Figure 7-3 : Part en % de la saison des pluies (décembre-mai) dans les totaux annuels.

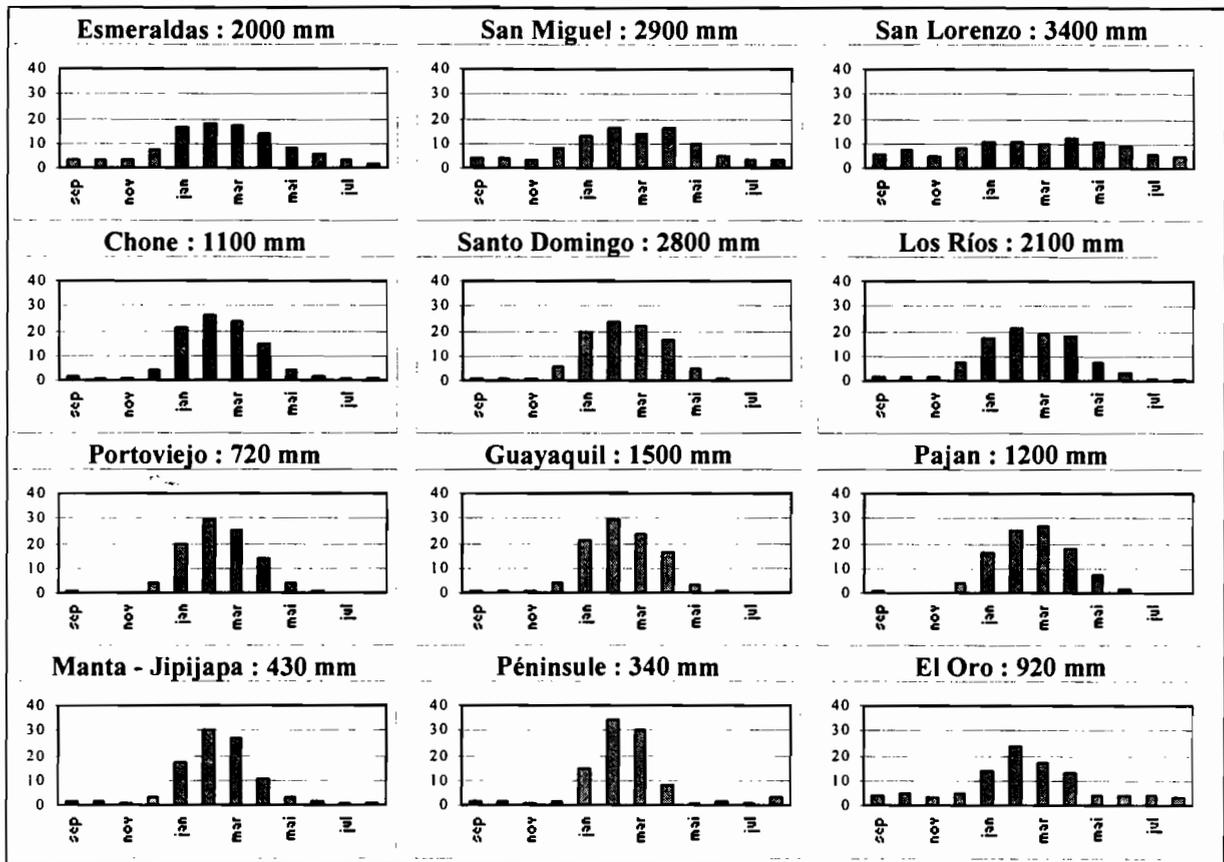


Figure 7-4 : Répartition mensuelle (en %) des indices pluviométriques de douze zones du littoral.

Le front équatorial se déplace habituellement vers le nord en juillet, août et septembre pendant la saison sèche et vers le sud en janvier, février et mars pendant la saison des pluies. La TSM du Pacifique oriental a une répartition mensuelle unimodale, le maximum à lieu au mois de mars et le minimum en septembre (Figure 7-5). L'amplitude des variations thermiques est beaucoup plus importante au sud de l'équateur où elles peuvent atteindre 7°C entre le mois le plus froid et le plus chaud (Figure 7-2 et Annexe 7-1). Nous pouvons également remarquer (Figure 7-5) que les écart-types des mois d'avril à août sont plus élevés que ceux du début de l'année hydrologique, ceci est essentiellement dû au fait que les réchauffements anormaux correspondants aux Niño ont lieu pendant cette période (Figure 7-9).

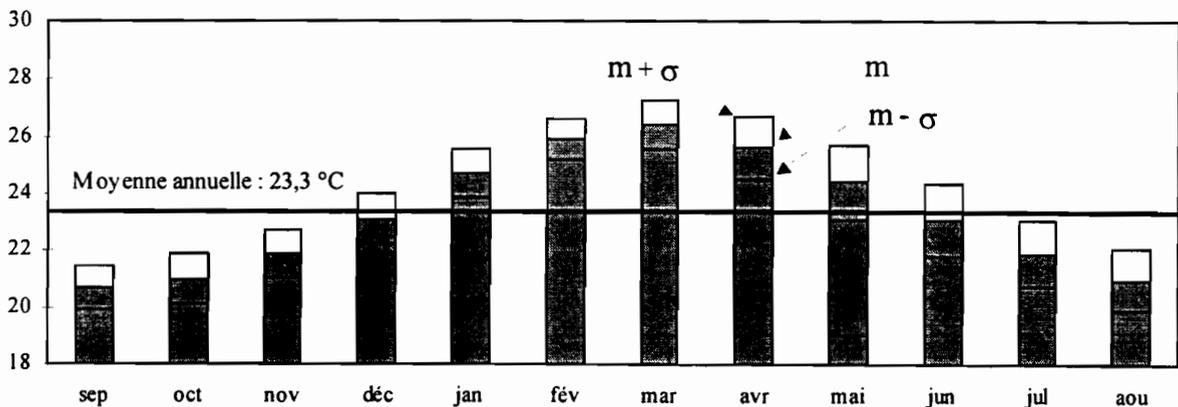


Figure 7-5 : Moyenne (m) et écart-type (σ) mensuel de la TSM du bloc Niño 1+2 de la période 1964-93.

Pendant l'été boréal, l'anticyclone du Pacifique est proche du continent, les alizés sont plus intenses et la ZCIT est dans sa position septentrionale, 8-10°N en moyenne. Alors que pendant l'hiver boréal, l'anticyclone s'éloigne, les alizés s'affaiblissent et la ZCIT migre vers le sud à proximité de l'équateur, 2 à 3°N en moyenne (Figures 7-1 et 7-2, Tableau 7-1).

	sep.	oct.	nov.	déc.	jan.	fév.	mar.	avr.	mai	jun.	juil.	août.
TyH : 0-5°N	0.048	0.048	0.048	0.038	0.021	0.007	0.005	0.020	0.037	0.042	0.047	0.048
TyN : 0-5°N	0.060	0.058	0.052	0.042	0.026	0.011	0.007	0.019	0.039	0.050	0.054	0.057
TyJ : 5-10°S	0.053	0.041	0.040	0.030	0.029	0.029	0.033	0.040	0.042	0.046	0.051	0.051
TyP : 5-10°S	0.050	0.041	0.032	0.033	0.030	0.035	0.035	0.039	0.042	0.049	0.046	0.049

Tableau 7-1 : Tensions de vent méridien (Pa) moyennes mensuelles de la période 1945-89 des blocs H, J, N et P. On peut remarquer que les vents méridionaux sont faibles au nord de l'équateur (H, N) pendant les mois de février et mars, ceci correspond à la migration vers le sud de la ZCIT. Alors que les alizés sont marqués toute l'année avec un maximum en septembre pour les blocs du sud (J, P).

Afin de préciser la répartition mensuelle des pluies et la part de la saison des pluies dans le total annuel, nous avons réalisé une ACP avec les valeurs mensuelles, saisonnières et annuelles de l'indice pluviométrique de Guayaquil (Figures 7-6).

- La première composante explique 39,4% de la variance totale, elle peut être associée à l'abondance et aux déficits pluviométriques. Effectivement, les années qui ont des coordonnées négatives (positives) sur cet axe ont des totaux excédentaires (déficitaires) et les périodes qui ont un poids important sur cet axe, correspondent à la saison des pluies alors que les mois de la fin de la saison sèche n'ont pas d'influence sur cette composante.
- La deuxième composante explique 19,3% de la variance, elle peut être associée à la période de l'année au cours de laquelle sont observées les anomalies pluviométriques. En effet, les périodes qui ont des coordonnées positives (négatives) correspondent au début (à la fin) de l'année hydrologique et les années qui ont des coordonnées positives (négatives) présentent des anomalies pluviométriques au début (à la fin) de l'année.

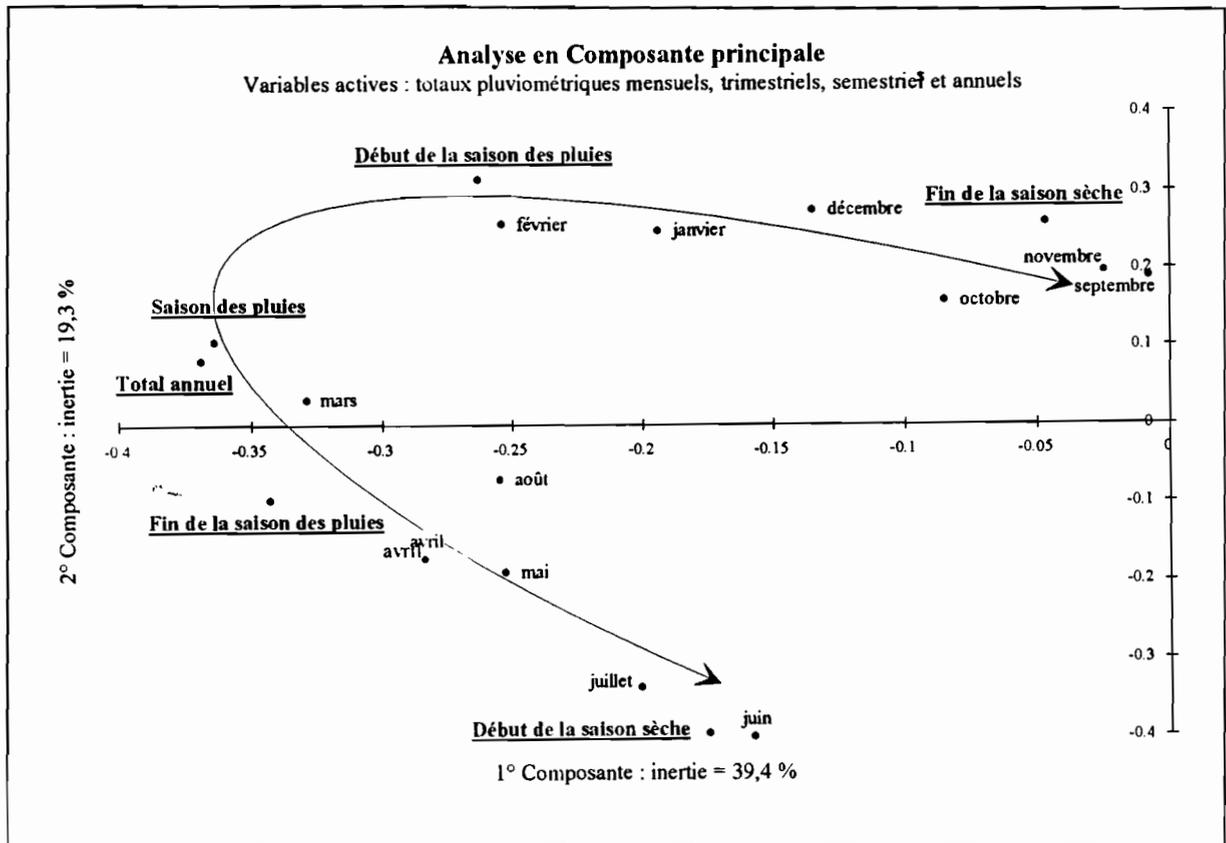


Figure 7-6a : Projection sur les deux premières composantes des variables actives de l'ACP des indices pluviométriques mensuels, saisonniers et annuels de la zone de Guayaquil.

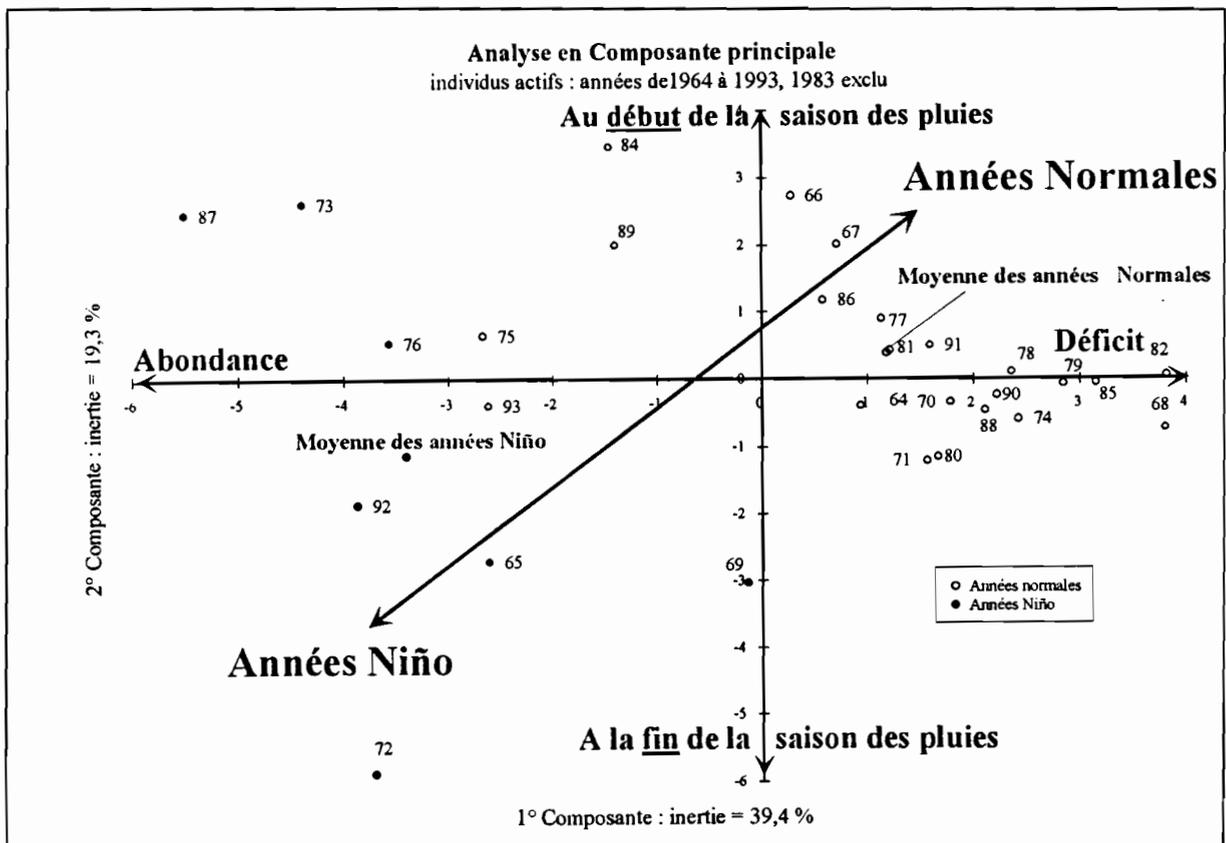


Figure 7-6b : Projection sur les deux premières composantes des individus actifs (années 1964-93, 1983 exclu) de l'ACP des indices pluviométriques mensuels, saisonniers et annuels de la zone de Guayaquil.

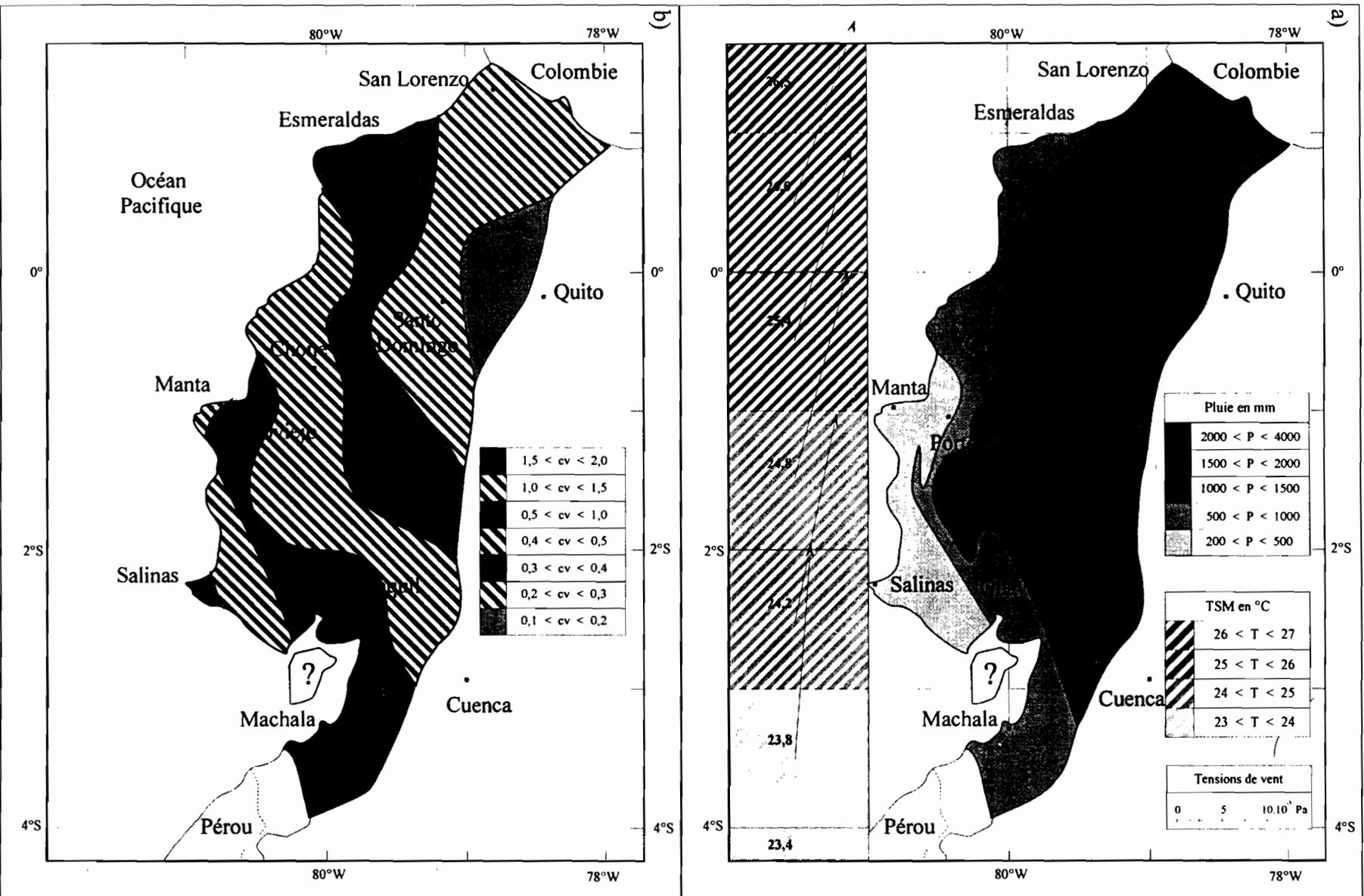
Cette ACP permet de mettre en évidence plusieurs éléments intéressants :

- Graphique des variables (Figure 7-6a)
 - Dans le plan des deux premières composantes, les mois et saisons se répartissent chronologiquement selon un arc de cercle du mois de septembre au mois d'août, ce qui illustre le lien entre les totaux des mois consécutifs.
 - Cette figure montre que les variations du total de la saison des pluies sont équivalentes à celles du total annuel. Notre étude étant orientée vers la prévention des inondations et non des étiages, nous poursuivrons notre analyse avec les totaux de la saison des pluies.
- Graphique des individus (Figure 7-6b)
 - Comme nous l'avons montré au chapitre 6, tous les Niño correspondent à des excès pluviométriques, à l'exception de celui de 1969, dont le total est proche de la normale.
 - Il est par contre intéressant d'observer que les Niño ont entraîné des excès pluviométriques de façons indifférentes au début et à la fin de la saison des pluies. La moyenne des années Niño est cependant légèrement décalée vers la fin de la saison.
 - Cette ACP permet également de diviser les années en deux groupes proches de la distinction "année Niño" / "année normale". Le premier groupe correspond aux années déficitaires et aux excédentaires dont les excès ont eu lieu uniquement au début de la saison des pluies (1966, 84, 89), aucune année Niño n'appartient à ce groupe. Le deuxième groupe correspond aux années de pluviométrie élevée et aux années dont les totaux de la fin de la saison des pluies ont été excédentaires (1965, 69, 72), seules les années 1975 et 1993 appartiennent à ce groupe sans être des années Niño. Cette division illustre une nouvelle fois la très forte influence du Niño sur les pluies de la plaine du Guayas.

7.2.3 Moyennes de la saison des pluies (décembre-mai)

Les précipitations saisonnières présentent le même gradient nord-sud et est-ouest que les valeurs annuelles (Figure 7-7a). Les pluies sont maximales (> 2000 mm) sur toute une zone parallèle et proche à la cordillère des Andes et sont minimales (< 500 mm) sur toute la frange côtière comprise entre Portoviejo et Máchala. Notons la forte irrégularité inter-annuelle des précipitations observées sur le littoral où les coefficients de variation des pluies saisonnières sont supérieurs à 0,4 dans une grande partie du littoral et peuvent dépasser 1,0 dans les régions les plus arides du sud-ouest (Figure 7-7b).

La TSM du Pacifique oriental est plus élevée pendant la saison des pluies de 1 à 2°C par rapport à la moyenne annuelle (Figure 7-2), elle présente toujours le gradient nord-sud de 0,5 à 1°C par degré de latitude. L'éloignement de l'anticyclone du Pacifique sud se traduit par un affaiblissement des alizés. Au nord de l'Equateur, les vents moyens sont toujours dirigés vers le nord ce qui signifie que la position moyenne de la ZCIT est à plus de 3°N. Sur le continent, les mesures réalisées par l'INAMHI indiquent que les vents dominants sont dirigés vers l'est en direction de la cordillère des Andes.



Figures 7-7 : a) Précipitations, TSM et tension de vent moyens saisonniers (décembre-mai).
 b) Coefficients de variation de taux pluviométriques saisonniers.

7.3 CARACTÉRISTIQUES DES ANNÉES NORMALES

La définition de la situation des années normales ou non-Niño constitue une référence qui permettra de déterminer l'importance des anomalies observées pendant les années Niño. Les années normales correspondent à toutes les années au cours desquelles un Niño n'a pas eu lieu (Tableau 7-2).

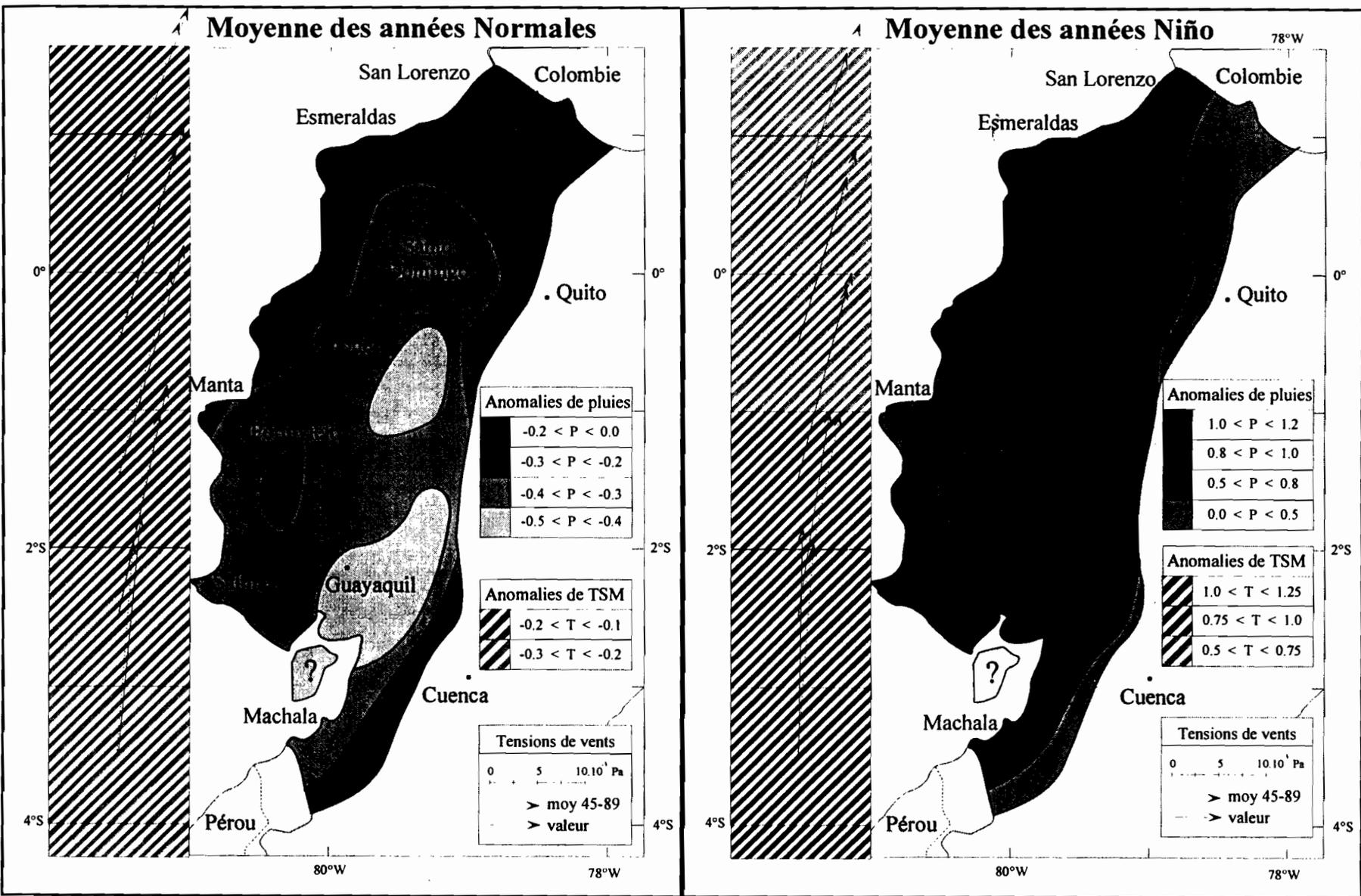
Années Niño	1965, 69, 72, 73, 76, 83, 87, 92
Années normales	1964, 66, 67, 68, 70, 71, 74, 75, 77, 78, 79, 80, 81, 82, 84, 85, 86, 88, 89, 90, 91, 93

Tableau 7-2 : Années Niño et normales de la période 1964-93 (Chapitre 4).

De la même façon que pour les totaux annuels (Chapitre 6), la moyenne des totaux saisonniers des années normales est inférieure à la moyenne de toutes les années de la période 1964-93 sur l'ensemble des régions côtières (Figure 7-8a). Le maximum des précipitations est observé au mois de février sur la grande majorité des régions côtières, seule la zone de Pajan sur le versant oriental du relief côtier a son maximum en mars, et celles de San Lorenzo et San Miguel au nord ont leur maximum en avril (Annexe 5-4). La TSM du Pacifique oriental moyenne des années normales est évidemment inférieure à la moyenne de toutes les années qui inclut les années Niño, années au cours desquelles il y a des anomalies positives de TSM. Ces anomalies de TSM sont plus importantes au sud qu'au nord (Figure 7-8a). Les anomalies de tensions de vents ont une intensité d'environ 3.10^{-3} Pa, elles correspondent à un affaiblissement moins important des alizés pendant la saison des pluies (Figure 7-8a). Sur le continent les vents n'ont pas un schéma de circulation bien défini d'une année à l'autre.

Les précipitations inférieures à la moyenne, observées les années normales, peuvent s'expliquer par le fait que la TSM du Pacifique oriental est relativement plus froide que la moyenne, ce qui diminue l'évaporation, et par le maintien des alizés qui limitent le déplacement vers le sud de la ZCIT. Ces deux facteurs réduisent la formation de masses nuageuses et maintiennent la zone dépressionnaire plus au nord que sa position moyenne, réduisant ainsi la durée et les totaux des précipitations de la saison des pluies.

Nous pouvons remarquer que les moyennes des anomalies des indices de TSM et de vent des blocs de $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ (Da Silva et al, 1995) ne sont pas nulles sur la période 1964-89 (Figures 7-8), car les moyennes utilisées par Da Silva pour déterminer les anomalies ont été calculées sur la période 1945-89. Certaines séries ont des moyennes très distinctes sur les périodes 1945-60 et 1960-89. Par exemple, la moyenne de l'indice de vent méridien du bloc situé entre 3 et 4°S de la période 1964-89 est nettement supérieure à celle de la période 1945-89 (2.10^{-3} Pa de différence). Ceci explique pourquoi les anomalies moyennes de vent méridien des années normales et Niño de la période 1964-89 ne sont pas opposées (Figures 7-8).



Figures 7-8 : Anomalies saisonnières moyennes exprimées en écart-type des précipitations, de la TSM et du vent des années normales (a) et des années Niño (b).

7.4 CARACTÉRISTIQUES DES ANNÉES NIÑO

Pour mieux comprendre les mécanismes physiques à l'origine des excès pluviométriques, nous avons analysé la distribution spatiale et temporelle des anomalies de pluies, de TSM et de vent des huit années Niño en comparaison à la moyenne des années normales et des années Niño. Nous avons donc dans un premier temps déterminé les anomalies saisonnières moyennes observées les années Niño.

7.4.1 Le Niño canonique ou Niño moyen

Le Niño canonique (Rasmusson et Carpenter, 1982) est égal à la moyenne des valeurs des années Niño. Pour la période 1964-93, il est donc égal à la moyenne des valeurs des années 1965, 69, 72, 73, 76, 83, 87 et 92. La moyenne des précipitations des années Niño est nettement supérieure à la moyenne de la période 1964-93 sur l'ensemble des régions côtières de l'Equateur (Figure 7-8b). Les anomalies sont maximales dans la partie est de la plaine du Guayas entre Santo-Domingo et Guayaquil, elles diminuent vers le nord et lorsque l'on se rapproche de la cordillère des Andes à l'est et de l'océan Pacifique à l'ouest. On observe un décalage du maximum de précipitations de février vers mars et une augmentation des précipitations plus importante à la fin de la saison des pluies (Figure 7-9a).

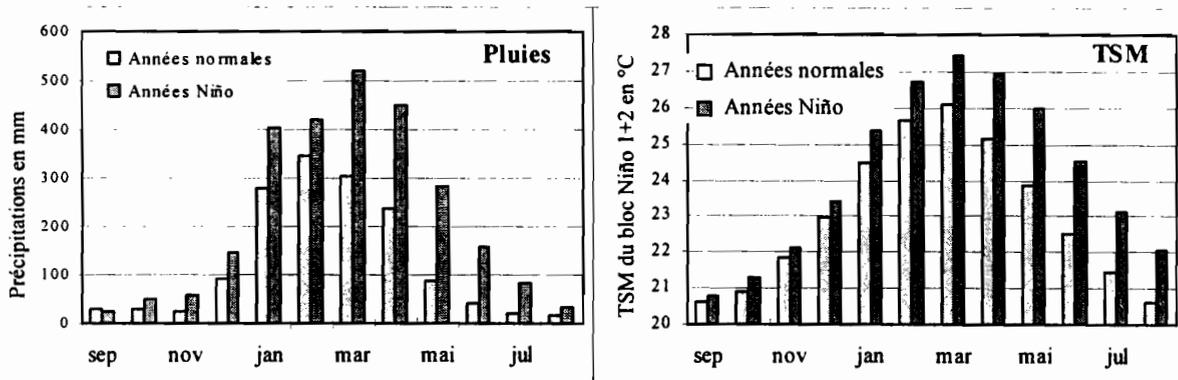


Figure 7-9 : Répartitions mensuelles des précipitations des zones côtières proches de la cordillère des Andes (a) et de la TSM du bloc Niño 1+2 (b) des années Niño et normales.

La TSM du bloc Niño 1+2 et de l'océan Pacifique oriental est évidemment supérieure à la moyenne. Les écarts sont plus importants au sud (Figure 7-8b) et pendant la deuxième moitié de la saison des pluies (Figure 7-9b). Les anomalies de vents sont maximales au nord où l'affaiblissement des alizés se fait le plus sentir. Les valeurs mensuelles des vents montrent que le déplacement vers le sud de la ZCIT est plus important de 5° de latitude que la normale. Sa position moyenne la plus australe les années Niño est proche de l'équateur géographique aux mois de février et mars (Tableau 7-3). Au niveau du continent, l'analyse des vents dominants mensuels des années Niño montre que les vents dominants sont d'ouest déviés vers le nord et le sud par la cordillère des Andes (Figure 7-10).

	décembre	janvier	février	mars	avril	mai
TyA : 1-2°N	0.033	0.009	-0.007	-0.002	0.016	0.030
TyB : 0-1°N	0.038	0.014	-0.002	0.000	0.020	0.033
TyC : 0-1°S	0.039	0.017	0.002	0.003	0.023	0.034
TyD : 1-2°S	0.041	0.020	0.008	0.007	0.026	0.037

Tableau 7-3 : Tensions de vent méridien (Pa) mensuelles moyennes des années Niño des blocs de 1°x1° proches du continent. Les valeurs négatives correspondent à des vents dirigés vers le sud, les positives vers le nord. Ces valeurs montrent que la ZCIT est située au niveau de l'équateur pendant les mois de février et mars.

Les excès pluviométriques observés les années Niño peuvent s'expliquer par le réchauffement supérieur à la normale du Pacifique oriental et par l'affaiblissement des alizés qui permettent une migration plus importante vers le sud de la ZCIT. Ces anomalies favorisent la formation et le déplacement de masses nuageuses vers le continent qui provoquent des précipitations à la rencontre de la cordillère des Andes.

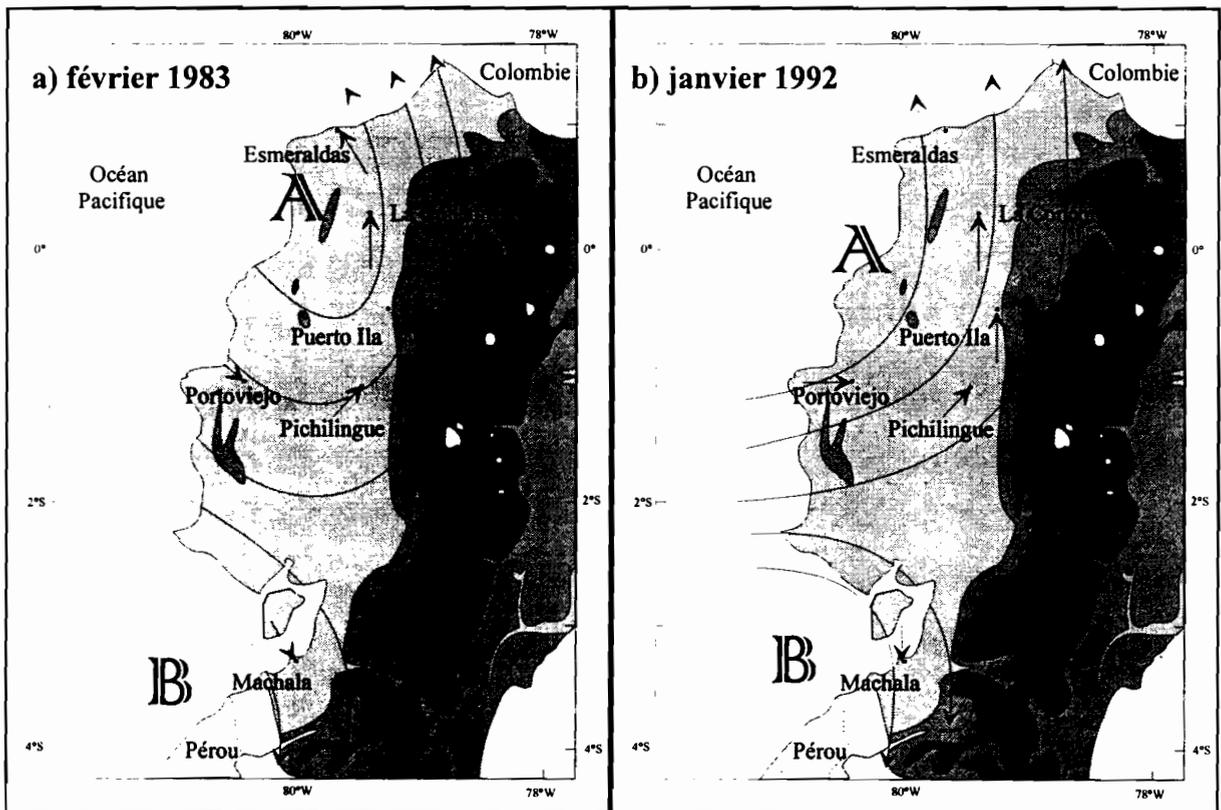


Figure 7-10: Vents dominant des mois de février 1983 et de janvier 1992, cette situation avec des vents d'ouest déviés vers le nord et le sud par la cordillère des Andes est typique des années Niño (Lugo, 1996).

7.4.3 Le Niño de 1969

Cet événement est différent de tous les autres, les précipitations observées sont déficitaires sur l'ensemble des régions côtières, alors qu'un réchauffement de la TSM centré sur la saison des pluies a eu lieu. L'anomalie cumulée de TSM est de $8,6^{\circ}\text{C}$. Le déficit pluviométrique peut s'expliquer par la forte intensification des vents du sud ($4 \text{ à } 6 \cdot 10^{-3} \text{ Pa}$). Ce maintien des alizés pendant la saison des pluies a limité la migration vers le sud de la ZCIT qui est restée très au nord de l'Equateur à plus de trois degrés de latitude nord (Annexe 7-1). Ceci explique pourquoi le réchauffement du Pacifique oriental n'a pas provoqué de pluies supérieures à la normale.

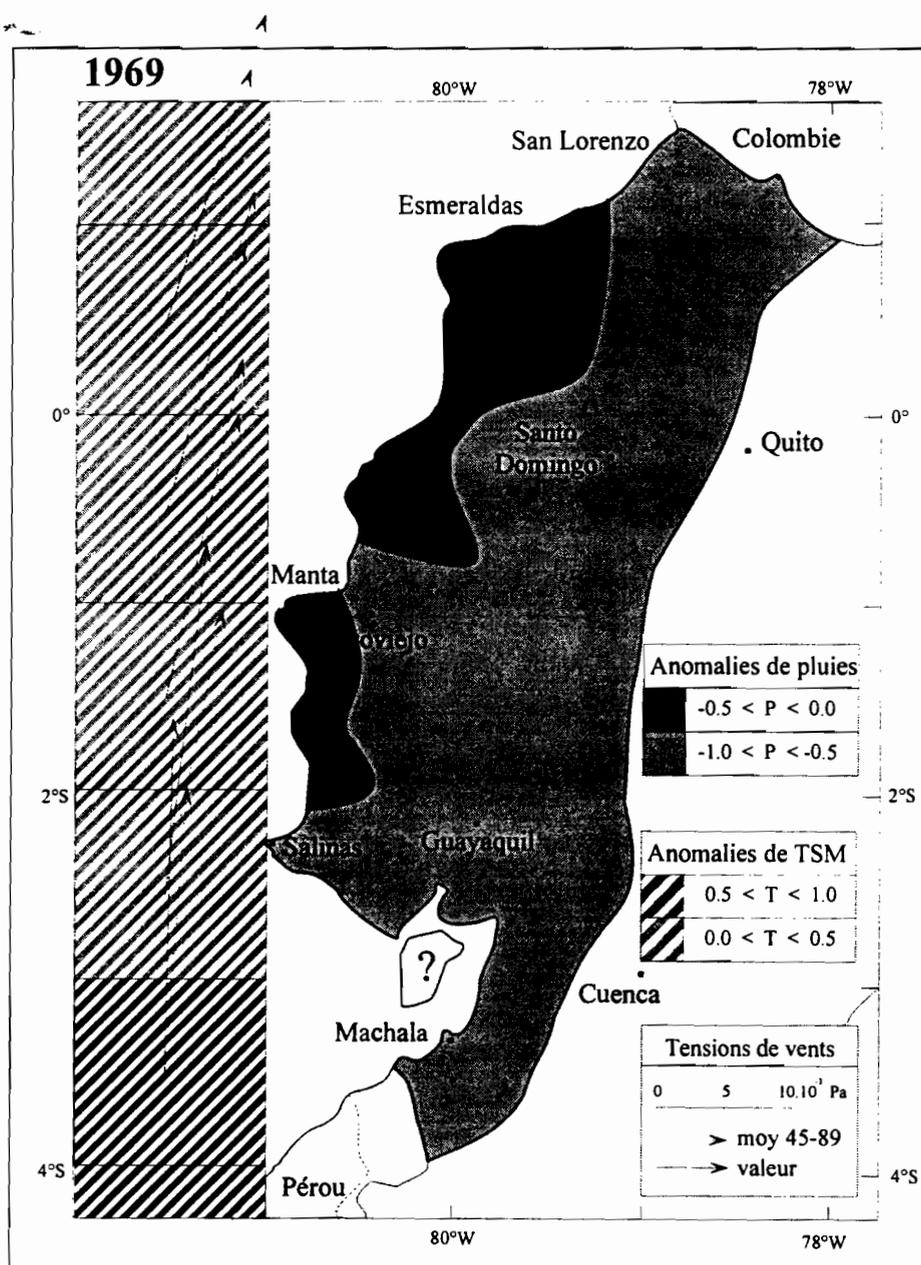


Figure 7-12 : Anomalies de pluies, de TSM et de vent du Niño de 1969. Les déficits pluviométriques s'expliquent par le maintien du régime des alizés tout au long de la saison des pluies.

7.4.4 Le Niño de 1972

Les précipitations sont supérieures à la moyenne sur la majorité du bassin versant du Guayas et au sud des régions côtières, le maximum est observé au sud-est de Guayaquil. Elles sont déficitaires au sud de Portoviejo, aux environs de Chone, ainsi qu'au nord-ouest du littoral. L'élévation de TSM est observée à la fin de la saison des pluies et se prolonge en 1973 (Annexe 4-1), l'anomalie cumulée est de 11,6°C. L'affaiblissement des alizés a permis la migration de la ZCIT jusqu'à 1°S. Le réchauffement de l'océan et les vents a été favorable à l'augmentation des pluies. Cependant, les anomalies de TSM ont eu lieu à la fin la saison des pluies, alors que la ZCIT était remontée à plus de 3°N, l'impact sur le total saisonnier est donc relativement faible.

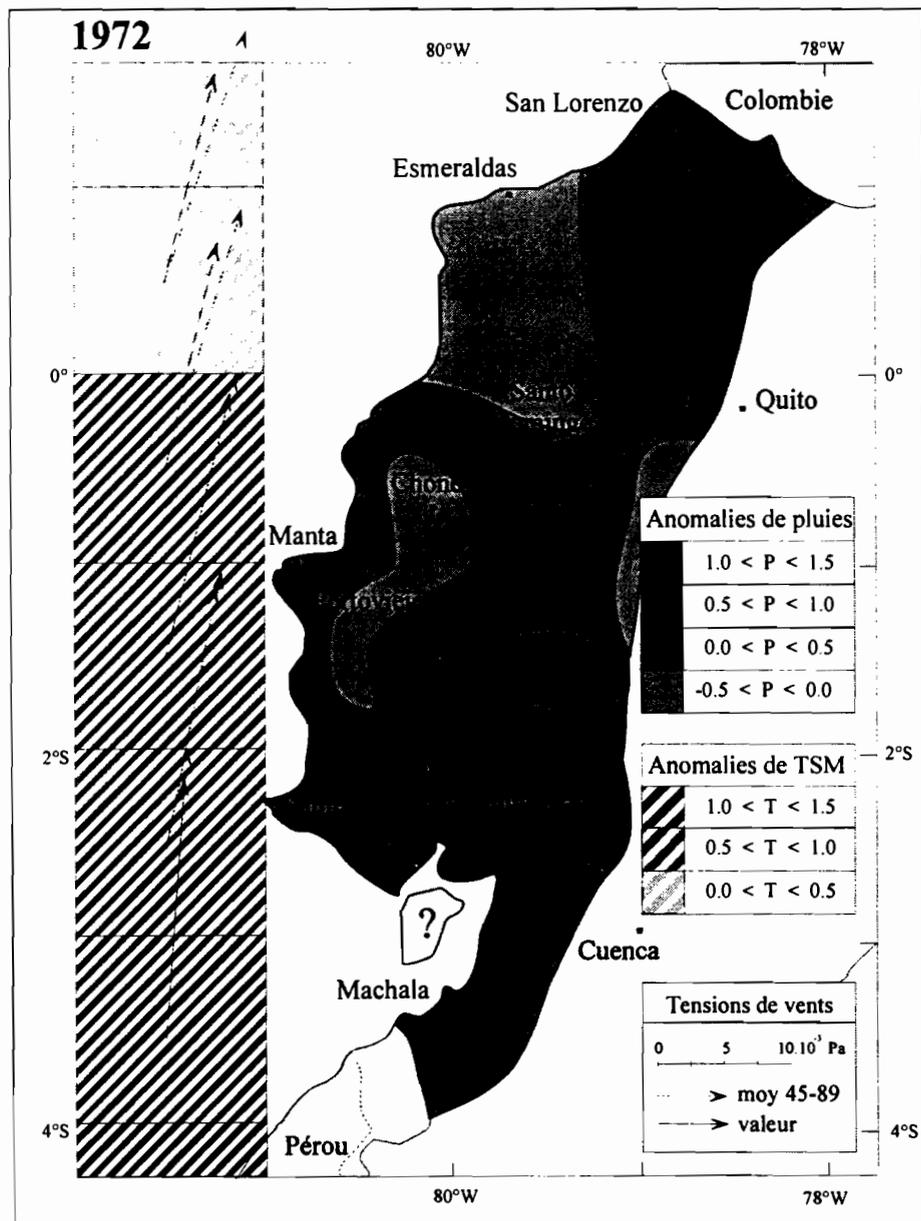


Figure 7-13 : Anomalies de pluies, de TSM et de vent du Niño de 1972. Les excès pluvio-métriques s'expliquent essentiellement par le réchauffement de l'océan.

7.4.5 Le Niño de 1973

Les précipitations sont nettement supérieures à la moyenne sur la majorité des régions côtières. Elles sont maximales au sud d'Esmeraldas et au nord de Guayaquil. Elles diminuent lorsque l'on se rapproche de la cordillère des Andes et de l'océan au sud. Elles sont même déficitaires aux environs de Salinas et de Manta à l'ouest. Le réchauffement saisonnier de l'océan n'est pas très important, il est essentiellement observé au début de la saison des pluies, il fait suite à celui de la fin de 1972, l'anomalie cumulée est de 4,4°C. Par contre, les alizés sont nettement plus faibles que la normale au début de la saison. Ces anomalies de TSM et de vent du début de la saison sont à l'origine des importantes précipitations.

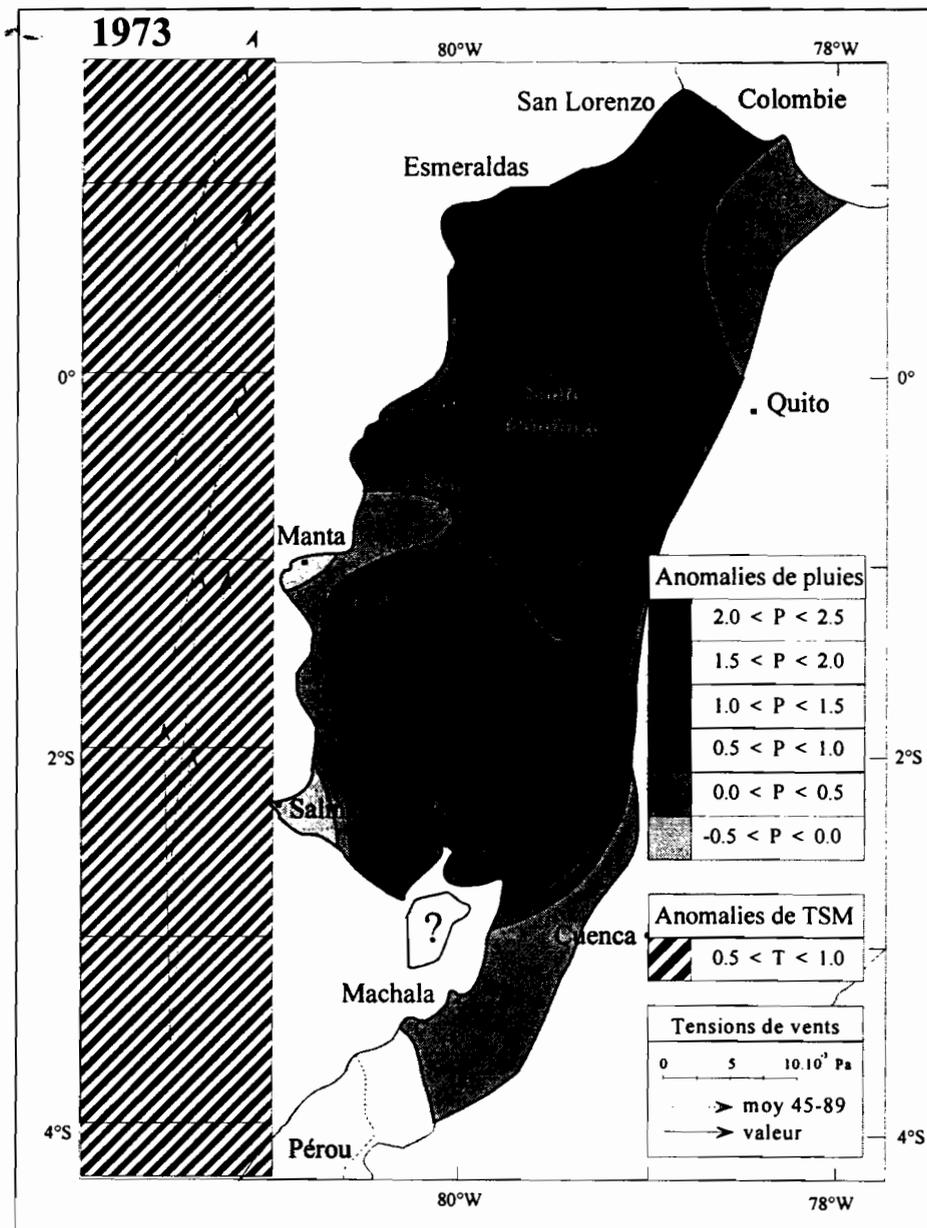


Figure 7-14 : Anomalies de pluies, de TSM et de vent du Niño de 1973. Les excès pluvio-métriques sont essentiellement dûs à l'affaiblissement marqué des alizés au début de la saison des pluies.

7.4.6 Le Niño de 1976

Les précipitations sont maximales au centre du littoral aux environs de Chone. Elles diminuent vers le sud et le nord et lorsque l'on se rapproche de la cordillère des Andes. Elles sont même légèrement déficitaires sur la région de San Lorenzo au nord. Les anomalies de TSM observées à la fin de la saison des pluies (Annexe 7-1) ne sont pas très importantes. Sur la saison, elles sont mêmes négatives au nord de l'équateur, l'anomalie cumulée est de 4,9°C. Cependant un net affaiblissement des alizés avec un déplacement de la ZCIT jusqu'à 1°S en mars à été observé. Ces anomalies de TSM mais surtout les fortes anomalies de vent sont à l'origine des importantes précipitations.

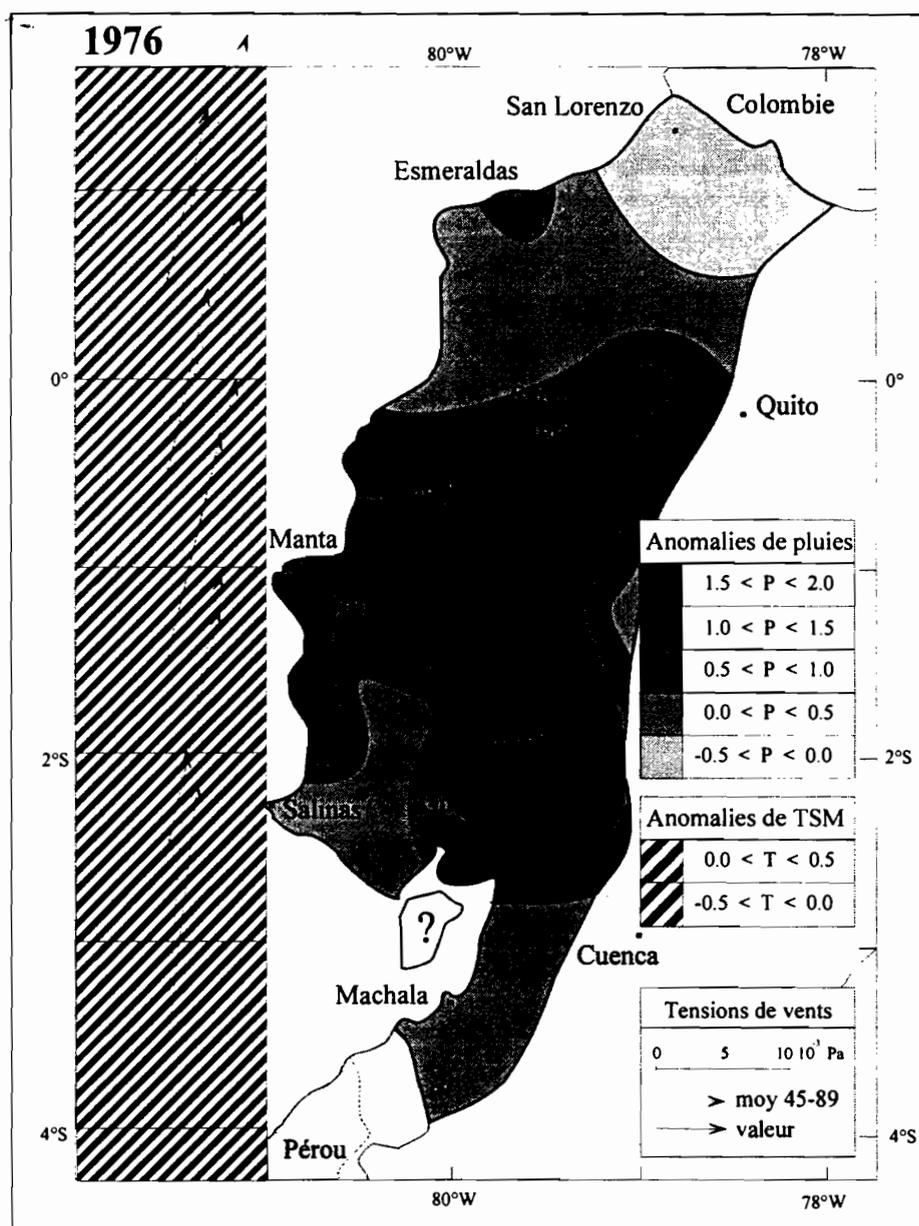


Figure 7-15 : Anomalies de pluies, de TSM et de vent du Niño de 1976. Les excès pluvio-métriques sont essentiellement dus à l'affaiblissement marqué des alizés.

7.4.7 Le Niño de 1983

Les précipitations observées pendant ce Niño sont exceptionnelles sur l'ensemble du littoral, les anomalies sont maximales sur les régions arides comprises entre Manta et Machala, elles diminuent vers le nord et lorsque l'on se rapproche de la cordillère. Elles se sont présentées tout au long de la saison des pluies et même au-delà en octobre-novembre et juin-juillet. Le réchauffement, observé tout au long de l'année est très important (anomalie cumulée de 34,8°C, Annexe 7-1). De très fortes anomalies de vent ont été observées, la ZCIT est descendue jusqu'à 2°S en mars et est restée au sud de 2°N de janvier à mai. Pendant une très longue durée, toutes les conditions ont donc été réunies pour que des précipitations exceptionnelles soient observées sur l'ensemble des régions côtières de l'Equateur.

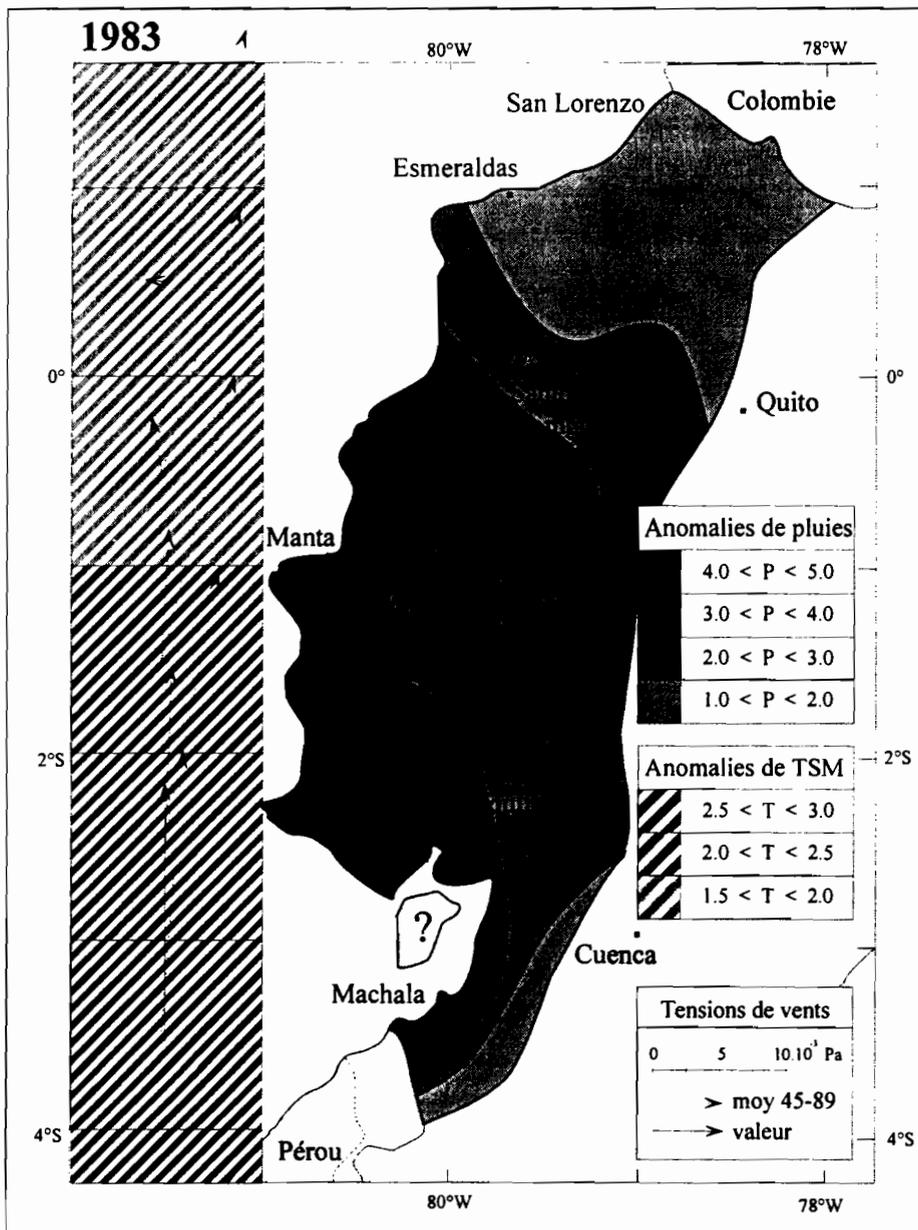


Figure 7-16 : Anomalies de pluies, de TSM et de vent du Niño de 1983. Les précipitations exceptionnelles s'expliquent par le réchauffement très important de l'océan et par la migration prolongée vers le sud de la ZCIT.

7.4.8 Le Niño de 1987

Les précipitations sont excédentaires sur la majorité du littoral, elles sont maximales au sud et au nord, elles diminuent vers le centre et lorsque l'on se rapproche de la cordillère des Andes, elles sont légèrement déficitaires au nord sur les contreforts de la cordillère. L'anomalie saisonnière est relativement importante (anomalie cumulée de 10,0°C), le maximum a eu lieu au milieu et à la fin de la saison des pluies (Annexe 7-1). L'affaiblissement des alizés est également important, il a permis à la ZCIT de franchir l'équateur géographique au mois de février. Les excès pluviométriques s'expliquent donc par le réchauffement marqué de l'océan et par la migration septentrionale de la ZCIT.

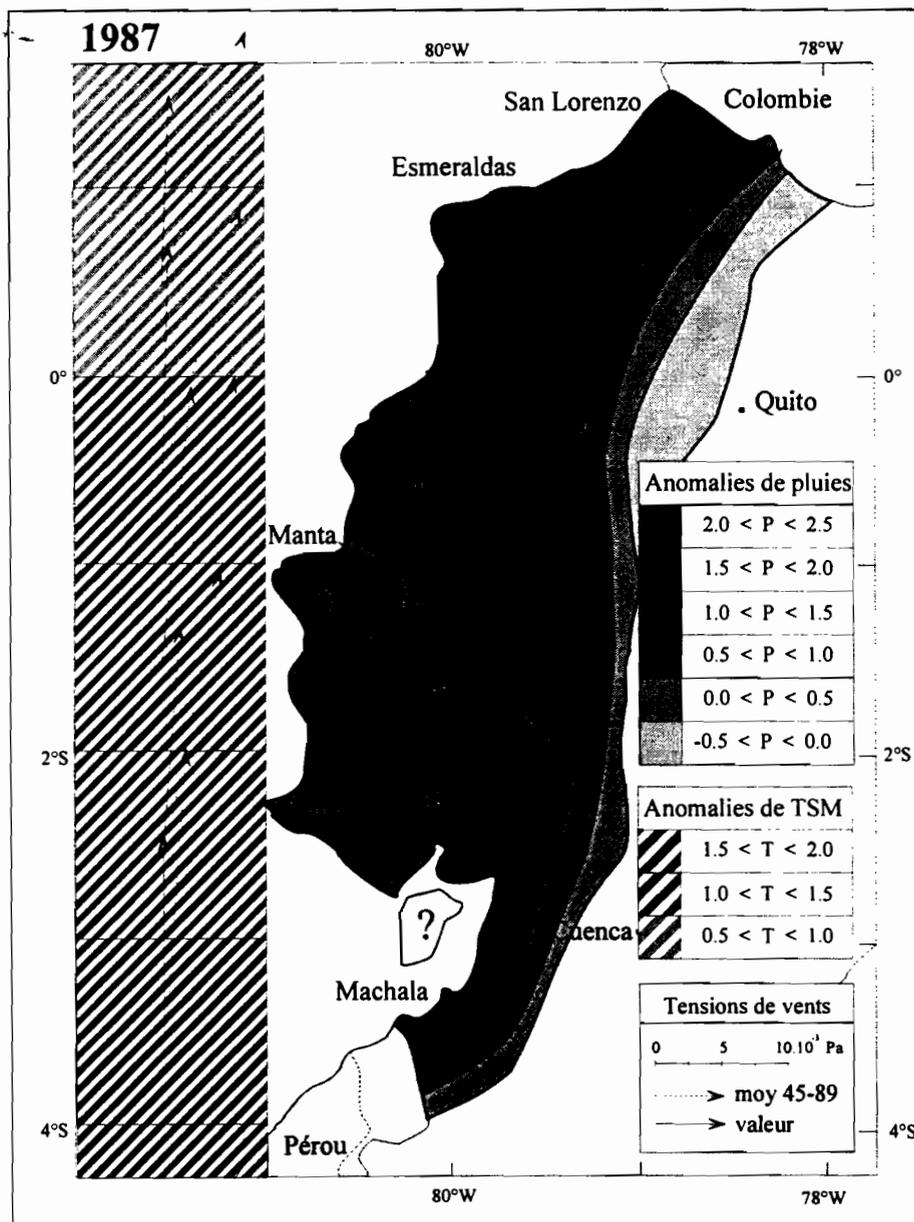


Figure 7-17 : Anomalies de pluies, de TSM et de vent du Niño de 1987. Le réchauffement marqué de l'océan et l'affaiblissement des alizés sont à l'origine des pluies excédentaires.

7.4.9 Le Niño de 1992

Les précipitations sont supérieures à la moyenne sur toutes les régions côtières à l'exception du piedmont nord-est, elles sont maximales au sud-ouest sur le relief côtier. Le réchauffement de l'océan a eu lieu au milieu et à la fin de la saison des pluies (anomalie cumulée de 7,1°C). Les vents observés sur le continent correspondent aux dominantes des autres années Niño (Lugo, 1996), avec une circulation d'est en ouest s'orientant au nord et au sud à la rencontre de la Cordillère des Andes. Le réchauffement de l'océan et les conditions de vents sont à l'origine des pluies excédentaires.

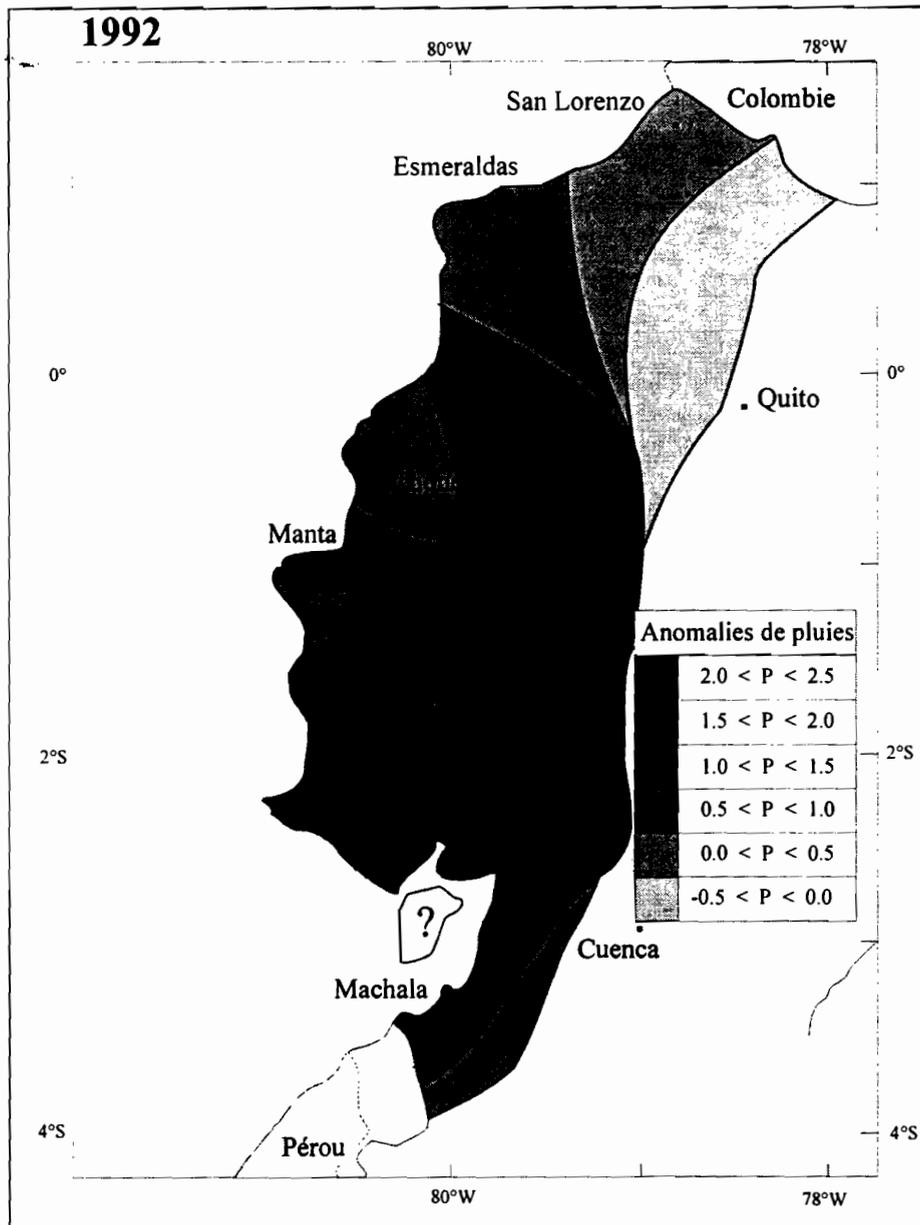


Figure 7-18 : Anomalies de pluies, de TSM et de vent du Niño de 1992. Les précipitations excédentaires s'expliquent par le réchauffement de l'océan et par les conditions de vent.

7.5 CONCLUSION

Pendant l'hiver boréal, le front équatorial (FE) et la zone de convergence intertropicale (ZCIT) se déplacent vers le sud; les régions côtières de l'Equateur se trouvent alors sous l'influence de masses d'air chaud et humide en provenance de l'océan. Ces masses d'air engendrent des pluies notables et une augmentation de la température de l'air, c'est la saison des pluies. Le Niño correspond soit à une amplification de ces conditions, soit à un déplacement supérieur à la normale du FE et de la ZCIT vers le sud, déplacement permis par l'affaiblissement des alizés. Au niveau du continent, ceci se traduit par l'établissement de vents dominants qui soufflent d'ouest en est en provenance de l'océan s'orientant vers le nord et le sud à la rencontre de la cordillère des Andes. Ces déplacements sont accompagnés de mouvements ascendants des masses d'air chaud et humide qui sont à l'origine des précipitations abondantes.

Les années normales ou non-Niño, la réduction des précipitations est due au moindre réchauffement du Pacifique oriental pendant la saison des pluies et au déplacement méridional plus réduit de la ZCIT. La comparaison des anomalies de précipitation, de TSM et de vent des années Niño montre qu'aucun événement ne correspond parfaitement au Niño canonique. Elle montre même une forte diversité pour chaque événement, qui illustre la complexité du phénomène. Les anomalies de pluies sont liées à l'amplitude du réchauffement mais aussi aux anomalies de vent. Par exemple, l'absence de pluies excédentaires au cours du Niño de 1969 peut être expliquée par le maintien des alizés qui ont limité la migration vers le sud de la ZCIT.

En première approche et même s'il est probable que les mécanismes ne soient pas aussi simples, les précipitations observées sur les régions côtières de l'Equateur sont liées au réchauffement du Pacifique oriental et à l'intensité des alizés qui conditionnent la position de la ZCIT. Afin d'expliquer les anomalies pluviométriques, nous rechercherons donc leurs relations avec les séries de TSM et de vents du Pacifique oriental. Nous étudierons ces relations au niveau saisonnier et mensuel en considérant toutes les années et non plus seulement les années Niño, car les conditions types d'apparition des précipitations sont valables pour toutes les années.

3^{EME} PARTIE

DE L'EXPLICATION A LA PREVISION DES PRECIPITATIONS

CHAPITRE 8: VARIABLES EXPLICATIVES DES ANOMALIES PLUVIOMETRIQUES

CHAPITRE 9: PREVISION DES PRECIPITATIONS

Chapitre 8

VARIABLES EXPLICATIVES DES ANOMALIES PLUVIOMETRIQUES

8. VARIABLES EXPLICATIVES DES ANOMALIES PLUVIOMÉTRIQUES

L'objectif de ce chapitre est de déterminer les variables explicatives des précipitations des régions influencées par le Niño. L'analyse descriptive du chapitre précédent a montré que les excès pluviométriques des régions côtières de l'Equateur étaient liés à un réchauffement anormal du Pacifique oriental et à un affaiblissement des alizés de l'hémisphère sud. Ce lien est, dans un premier temps, vérifié par les corrélations linéaires simples entre les indices pluviométriques régionaux et les indices de TSM et de vent du Pacifique oriental. Une analyse en composantes principales permet ensuite de préciser cette relation et de montrer l'influence du Niño sur la variabilité du climat des régions côtières de l'Equateur et du Pacifique tropical est. La recherche des corrélations multiples explicatives des indices pluviométriques saisonniers et mensuels permet de différencier spatialement la relation entre les totaux pluviométriques, la TSM et le vent. Ceci permet de déterminer les régions dont les pluies sont les plus fortement liées à la TSM et au vent du Pacifique oriental et pour lesquelles la prévision des totaux est envisageable.

8.1 VARIABLES UTILISÉES

Nous utilisons les valeurs centrées réduites des indices pluviométriques des zones du littoral déterminées au chapitre 5 et celles des séries de TSM, de vent méridien et zonal homogénéisées par Da Silva et al. (1995). Ces dernières sont disponibles pour l'ensemble des océans de la planète avec une définition maximum de $1^\circ \times 1^\circ$ pour la période 1945-89. Nous avons retenu sept blocs de $1^\circ \times 1^\circ$ proches des côtes de l'Equateur, indicés de A à G et neuf blocs de $5^\circ \times 5^\circ$ indicés de H à P (Figure 8-1). Nous utiliserons également les séries de TSM des blocs Niño 1+2 (indice Q, $0-10^\circ\text{S}/80-90^\circ\text{W}$) et Niño 3 (indice R, $5^\circ\text{N}-5^\circ\text{S}/150-90^\circ\text{W}$) diffusées par le CAC, le bloc Niño 1+2 correspond à la surface couverte par les blocs I, J, L et M. Le choix de ces variables a été guidé par nos études préliminaires réalisées avec la série de la station pluviométrique de Guayaquil (Sémiond, 1995). Nous analyserons ensuite la possibilité d'utiliser les séries de TSM enregistrées aux ports équatoriens par l'INOCAR.

Dans tous les paragraphes suivants :

- $P_1, P_2 \dots P_{13}$ sont les valeurs centrées réduites des indices pluviométriques des zones 1, 2 ... 13 des régions côtières de l'Equateur. Les totaux supérieurs à la moyenne correspondent à des valeurs positives, les inférieurs à des négatives.
- $T_a, T_b \dots T_r$ sont les valeurs centrées réduites de la TSM des blocs A, B ... Q. Les valeurs positives correspondent à des températures supérieures à la moyenne et les négatives à des valeurs inférieures.

- Xa, Xb ... Xi, Xk, Xl sont les valeurs centrées réduites du vent zonal des blocs A, B ... I, K, L. Par convention les anomalies positives correspondent à des anomalies dirigées de l'ouest vers l'est et les négatives à des anomalies dirigées de l'est vers l'ouest. Ainsi, des vents d'est inférieurs à la moyenne ou des vents d'est supérieurs à la moyenne correspondent à des anomalies positives. Inversement des vents d'est supérieurs à la normale ou des vents d'ouest inférieurs à leur moyenne correspondent à des anomalies négatives (Figure 8-2).
- Ya, Yb ... Yi, Yk, Yl sont les valeurs centrées réduites du vent méridien des A, B ... I, K, L. Selon le même principe que pour les vents zonaux, les anomalies positives correspondent à des anomalies de vent méridien dirigées du sud vers le nord et les négatives à des anomalies dirigées du nord vers le sud (Figure 8-2).

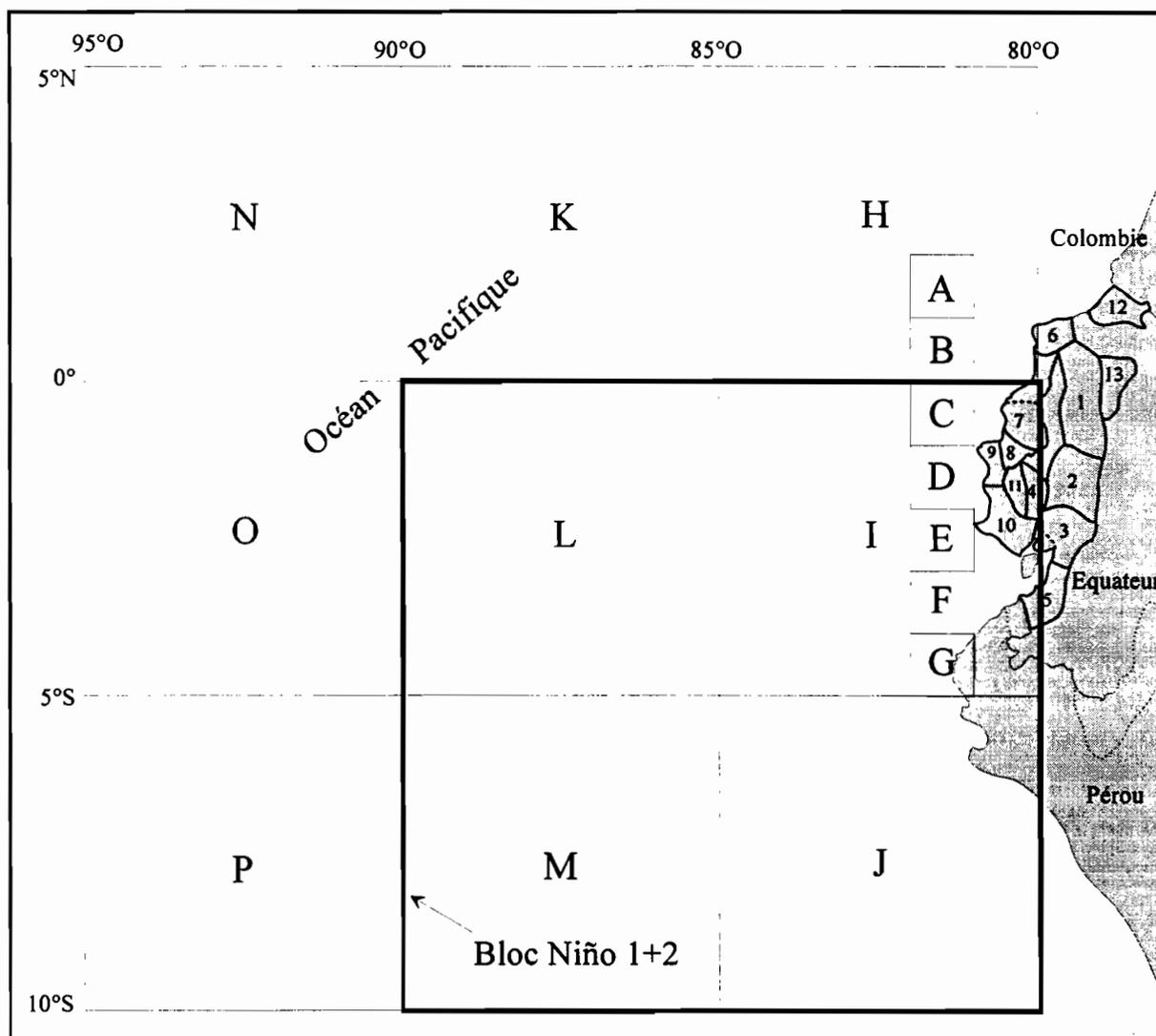


Figure 8-1 : Situation des zones pluviométriques (1, 2 ... 13) et des blocs sur lesquels sont mesurés la TSM, les vents méridiens et zonaux (A, B ... P). Le bloc Niño 1+2 (indice Q) correspond à la surface couverte par les blocs I, J, L et M.

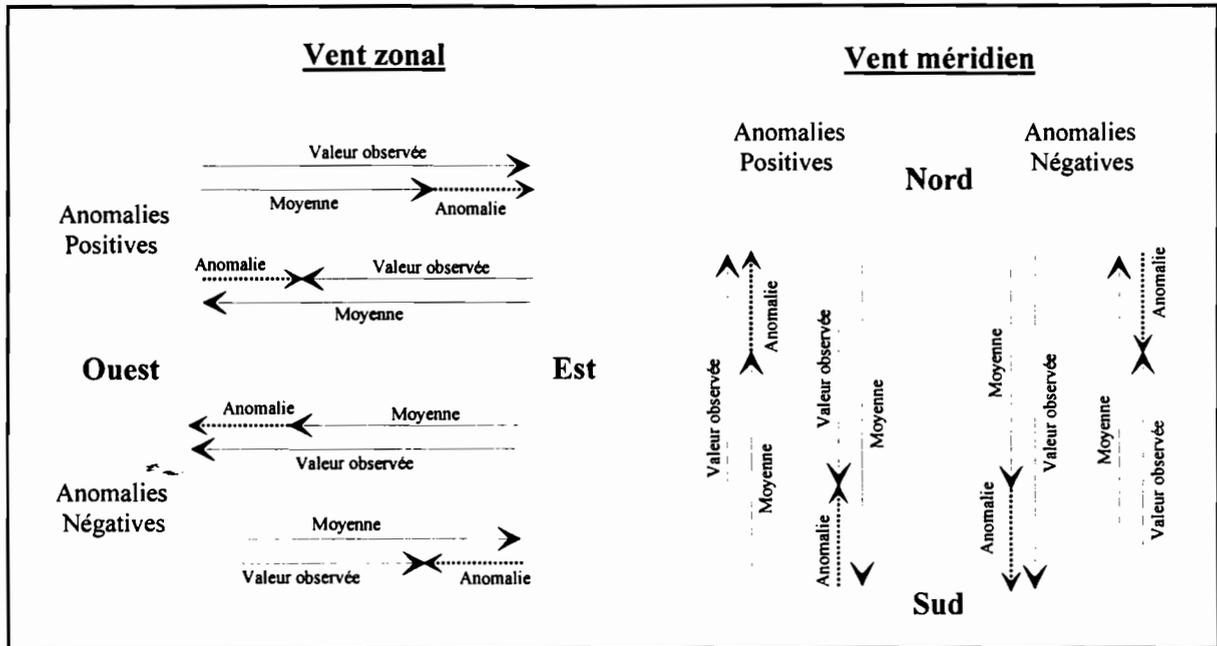


Figure 8-2 : Convention de signe pour les anomalies de vent zonal et méridien.

8.2 EXPLICATION DES TOTAUX PLUVIOMÉTRIQUES SAISONNIERS

8.2.1 Corrélations linéaires entre les précipitations et les variables explicatives

Nous avons vérifié la linéarité des relations entre les variables par visualisation graphique en reportant en abscisse les valeurs de la première variable et celles de la deuxième en ordonnée (Figure 8-3).

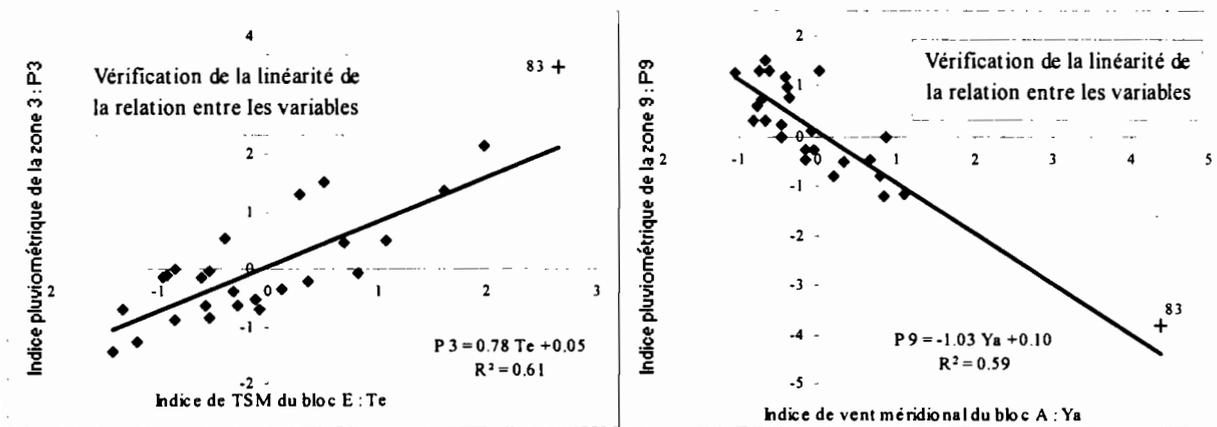


Figure 8-3 : Exemple de vérification de la linéarité de la relation entre les indices pluviométriques saisonniers et les indices de TSM et de vent du Pacifique oriental. Les régressions linéaires ont été réalisées sans les valeurs de 1983.

Nous avons calculé les coefficients de corrélation entre les indices pluviométriques saisonniers des régions côtières de l'Equateur ($P_1, P_2 \dots$) et les indices de TSM ($T_a, T_b \dots$), de vent zonal ($X_a, X_b \dots$) et méridien ($Y_a, Y_b \dots$) du Pacifique oriental de la période 1964-89 (Tableau 8-1) dont les valeurs de l'année 1983 ont été exclues. Ce tableau indique les variables les plus explicatives de chaque indice pluviométrique et permet d'estimer le niveau de relation entre la pluie et les variables explicatives.

Confirmation de la relation entre les pluies, la TSM et les vents

- Tous les indices pluviométriques sont corrélés positivement avec les indices de TSM et négativement avec les indices de vent méridien et zonal. Ceci confirme le lien entre les précipitations excédentaires observées sur les régions côtières de l'Equateur, les réchauffements de l'océan Pacifique et les anomalies de vent du nord-est.
- Nous pouvons noter que les indices de vent zonal et méridien des blocs proches du continent situés les plus au sud (Xg, Yg, Yf) ne respectent pas ce schéma. Le vent de ces blocs est influencé par les reliefs côtiers de l'extrême ouest du Pérou. Leurs coefficients de corrélation avec les précipitations sont positifs, mais leurs valeurs sont faibles.

Quelles sont les variables les plus explicatives ?

- La TSM est la variable la plus explicative des indices pluviométriques P₁ à P₇, P₁₂ et P₁₃. Seuls les indices P₈, P₉ et P₁₀ des zones les plus arides du Guayas et du Manabi sont mieux expliqués par les anomalies de vent.
- Les indices de TSM des blocs proches du continent compris entre 1 et 4° de latitude sud (Td, Te, Tf) sont les plus explicatifs des indices de TSM.
- Les indices de vent zonal des blocs situés les plus au nord et proches du continent (Xa, Xb, Xh) sont les plus explicatifs des indices de vent zonal.
- Les indices de vent méridien des blocs situés les plus au nord (Ya, Yb, Yc, Yh, Yk) sont les plus explicatifs des indices de vent méridien.

Quels sont les indices pluviométriques les mieux expliqués ?

- Les indices pluviométriques des zones les plus proches de la cordillère des Andes comprises entre Santo Domingo au nord et le Pérou au sud (P₁, P₂, P₃, P₄, P₅) sont les mieux expliqués par les indices de TSM ($R > 0,70$). Ces indices sont également bien expliqués par les indices de vent méridien et zonal ($|R| > 0,60$).
- L'indice de la zone de Manta-Jipijapa (P₉) est bien expliqué par les indices de vent méridien et zonal ($|R| > 0,70$) et par certains indices de TSM ($R > 0,60$). Les indices des zones de la Péninsule (P₁₀) et de Portoviejo (P₈) sont également bien expliqués, cependant, les coefficients de corrélation avec les indices de vent méridien diminuent, en valeur absolue, d'environ 0,10 par rapport à l'indice P₉.
- Les indices des zones situées au nord du littoral (P₆, P₁₂, P₁₃) ne sont pas expliqués par les anomalies de vent ($|R| \leq 0,50$) et ne le sont que moyennement par celles de TSM ($R \leq 0,70$ et même 0,60 pour P₁₃). Nous pouvons remarquer que l'indice P₁₂ de la zone limitrophe avec la Colombie au nord du pays, est le seul indice pluviométrique de cette région pour lequel les coefficients de corrélation avec les indices de TSM des blocs de 5°x5° situés au large du continent sont supérieurs à 0,60.
- Les indices P₇ et P₁₁ ne sont pas significativement expliqués par les indices de TSM et de vent zonal ou méridien ($|R| \leq 0,50$).

	P ₁	P ₂	P ₃	P ₄	P ₅	P ₆	P ₇	P ₈	P ₉	P ₁₀	P ₁₁	P ₁₂	P ₁₃
Ta	0,55	0,39	0,51	0,50	0,52	0,57	0,28	0,25	0,21	0,28	0,32	0,60	0,36
Tb	0,65	0,54	0,63	0,63	0,65	0,64	0,36	0,39	0,39	0,45	0,37	0,62	0,46
Tc		0,66				0,68	0,42	0,49	0,52	0,57	0,38	0,63	0,53
Td						0,68	0,47	0,55	0,60	0,63	0,37	0,63	0,56
Te						0,66	0,49	0,56	0,63	0,65	0,34	0,62	0,55
Tf						0,62	0,47	0,54	0,62	0,62	0,29	0,62	0,50
Tg		0,67		0,64		0,56	0,44	0,49	0,57	0,56	0,24	0,60	0,44
Th	0,51	0,33	0,47	0,42	0,46	0,55	0,25	0,22	0,14	0,21	0,25	0,58	0,29
Ti	0,60	0,50	0,61	0,51	0,62	0,44	0,33	0,38	0,41	0,42	0,15	0,57	0,34
Tj	0,53	0,43	0,53	0,42	0,55	0,35	0,28	0,32	0,34	0,34	0,08	0,54	0,25
Tk	0,49	0,33	0,50	0,38	0,51	0,50	0,23	0,25	0,17	0,24	0,11	0,60	0,24
Tl	0,55	0,41	0,56	0,44	0,57	0,45	0,29	0,33	0,33	0,37	0,11	0,62	0,36
Tm	0,40	0,27	0,43	0,29	0,44	0,34	0,17	0,25	0,17	0,24	0,00	0,56	0,23
Tn	0,45	0,27	0,45	0,31	0,45	0,47	0,17	0,19	0,09	0,21	0,04	0,62	0,20
To	0,49	0,35	0,51	0,35	0,52	0,48	0,24	0,28	0,22	0,29	0,00	0,60	0,31
Tp	0,25	0,15	0,28	0,17	0,36	0,36	0,08	0,14	-0,01	0,07	-0,09	0,61	0,15
Tq	0,56	0,48	0,54	0,55	0,57	0,38	0,23	0,30	0,31	0,33	0,16	0,54	0,23
Xa	-0,54	-0,58	-0,69	-0,49	-0,70	-0,41	-0,47	-0,66	-0,71	-0,70	-0,14	-0,28	-0,24
Xb	-0,48	-0,52	-0,65	-0,41	-0,67	-0,36	-0,44	-0,67	-0,71	-0,68	-0,11	-0,29	-0,23
Xc	-0,42	-0,46	-0,59	-0,33	-0,61	-0,33	-0,41	-0,63	-0,64	-0,63	-0,10	-0,29	-0,20
Xd	-0,37	-0,40	-0,55	-0,28	-0,56	-0,33	-0,36	-0,57	-0,54	-0,55	-0,12	-0,33	-0,19
Xe	-0,33	-0,34	-0,49	-0,25	-0,49	-0,35	-0,31	-0,47	-0,41	-0,44	-0,16	-0,37	-0,19
Xf	-0,30	-0,29	-0,44	-0,24	-0,45	-0,38	-0,26	-0,33	-0,26	-0,30	-0,16	-0,45	-0,13
Xg	0,12	0,03	0,09	0,01	0,15	0,17	0,10	0,06	0,11	0,16	-0,30	0,44	0,11
Xh	-0,55	-0,58	-0,65	-0,52	-0,66	-0,41	-0,46	-0,60	-0,70	-0,65	-0,21	-0,20	-0,27
Xi	-0,41	-0,38	-0,47	-0,34	-0,42	-0,30	-0,23	-0,43	-0,46	-0,47	-0,19	-0,35	-0,22
Xk	-0,34	-0,40	-0,44	-0,33	-0,43	-0,32	-0,32	-0,46	-0,47	-0,41	-0,31	0,08	-0,25
Xl	-0,07	0,14	0,08	-0,01	0,24	-0,15	0,15	0,15	0,25	0,15	-0,16	-0,23	-0,13
Ya	-0,53	-0,62	-0,72	-0,53	-0,67	-0,39	-0,46	-0,64	-0,71	-0,65	-0,29	-0,20	-0,40
Yb	-0,48	-0,58	-0,68	-0,49	-0,63	-0,36	-0,46	-0,62	-0,71	-0,61	-0,32	-0,15	-0,37
Yc	-0,41	-0,52	-0,61	-0,43	-0,56	-0,30	-0,42	-0,56	-0,65	-0,54	-0,33	-0,08	-0,30
Yd	-0,27	-0,39	-0,47	-0,30	-0,41	-0,18	-0,30	-0,43	-0,50	-0,40	-0,33	0,07	-0,17
Ye	-0,06	-0,20	-0,24	-0,13	-0,22	0,01	-0,12	-0,24	-0,29	-0,20	-0,27	0,25	0,02
Yf	0,19	0,04	0,05	0,08	0,03	0,26	0,10	0,00	-0,04	0,03	-0,14	0,43	0,21
Yg	0,39	0,24	0,28	0,26	0,21	0,47	0,27	0,18	0,14	0,20	0,00	0,53	0,32
Yh	-0,58	-0,63	-0,68	-0,57	-0,64	-0,40	-0,45	-0,61	-0,71	-0,63	-0,32	-0,20	-0,42
Yi	-0,19	-0,33	-0,36	-0,26	-0,35	-0,13	-0,28	-0,39	-0,47	-0,34	-0,29	0,15	-0,14
Yk	-0,60	-0,62	-0,64	-0,57	-0,60	-0,44	-0,49	-0,59	-0,71	-0,61	-0,40	-0,26	-0,51
Yl	-0,13	-0,30	-0,23	-0,23	-0,29	-0,09	-0,27	-0,36	-0,49	-0,34	-0,20	0,16	-0,22

Tableau 8-1 : Coefficients de corrélation linéaire entre les indices pluviométriques saisonniers des régions côtières (P₁, P₂ ...) et les indices de TSM (Ta, Tb ...), de vent zonal (Xa, Xb ...) et de vent méridien (Ya, Yb ...) du Pacifique oriental de la période 1964-89 (1983 exclu). Les valeurs grisées correspondent aux valeurs supérieures en valeur absolue à 0,60 ou 0,70.

8.2.2 Analyse en composantes principales des indices de pluie, de TSM et de vent

Afin de confirmer la relation entre les anomalies de TSM, de vent du nord-est du Pacifique oriental et les précipitations, nous avons réalisé une analyse en composantes principales avec les indices pluviométriques, de TSM, de vent méridien et zonal du Pacifique oriental de la période 1964-89, 1983 exclu (Figures 8-4, Tableau 8-2, Annexe 8-1).

Composante	1	2	3	4
% Variance	47,6	20,8	9,4	5,5
% Cumulé	47,6	68,4	77,8	83,3

Tableau 8-2 : Pourcentage de la variance expliquée par les premières composantes de l'ACP des indices saisonniers (décembre à mai) et pourcentage cumulé.

La **première composante** qui explique 47,6 % de la variance totale, regroupe les principales variables caractérisant les années Niño :

- Les indices pluviométriques et de TSM ont des coordonnées positives, ceux de vent zonal et méridien ont des coordonnées négatives (Figure 8-4a). Ceci confirme le lien entre les précipitations excédentaires, les réchauffements de l'océan Pacifique oriental et les anomalies de vent du nord-est.
- Les indices pluviométriques des zones les plus au sud (P_3, P_5) ont les coordonnées les plus élevées. Les plus faibles sont celles des zones situées sur le versant est du relief côtier (P_{11}) et au nord des régions côtières (P_{12}, P_{13}).
- Les coordonnées des indices de TSM sont maximums pour les blocs situés au sud et proches du continent (T_d, T_e, T_f, T_g), elles sont équivalentes à celles des indices pluviométriques des zones les plus sensibles au Niño (P_1, P_2, P_3, P_5). Les indices de TSM des blocs situés au nord et à l'ouest (T_a, T_h, T_n, T_p) ont des coordonnées plus faibles.
- Les coordonnées des indices de vent zonal sont maximums pour les blocs les plus proches du continent et les plus au nord (X_h, X_a, X_b), elles sont équivalentes en valeur absolue aux plus élevées des indices de TSM et de pluie, alors que les indices des blocs situés au sud et au sud-est (X_g et X_l) ne sont pas liés à cet axe.
- Les anomalies de vent méridien ont des coordonnées négatives, elles sont maximums pour les blocs situés au nord (Y_h, Y_k, Y_a) et sont voisines des coordonnées les plus élevées des indices de vent zonal, alors que les indices des blocs situés au sud et au sud-est (Y_f, Y_g et Y_l) ne sont pas liés à cet axe.
- Les années Niño ont toutes des coordonnées positives sur cet axe (Figure 8-4b), seul 1969 a un poids moins important, cette composante correspond donc également à l'occurrence ou non d'un Niño.

La **deuxième composante** explique 20,8 % de la variance totale, sur cet axe :

- Les coordonnées des indices de vent méridien sont positives, celles des blocs situés au sud de l'équateur ($Y_d, Y_e, Y_f, Y_g, Y_i, Y_l$) sont les plus élevées.
- Celles des indices de TSM sont également positives, elles sont maximales pour les blocs les plus au nord (T_h, T_a, T_n) et minimales pour les blocs les plus au sud, proches du continent (T_e, T_f, T_g).

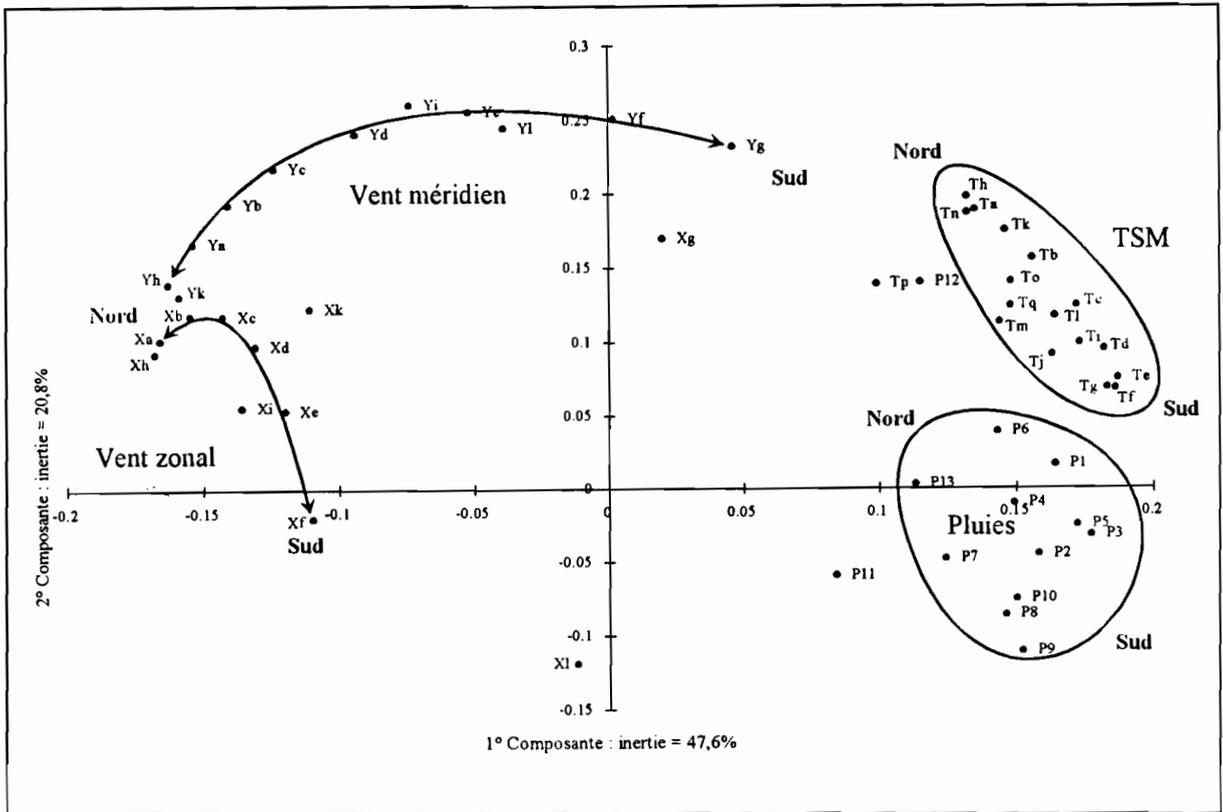


Figure 8-4a : ACP des indices saisonniers (décembre à mai). Variables : valeurs centrées réduites des indices de pluviométrie des régions côtières de l'Equateur, de TSM et de vent du Pacifique est. Cette figure illustre le lien entre les précipitations, la TSM de l'océan et les anomalies de vent du nord-est.

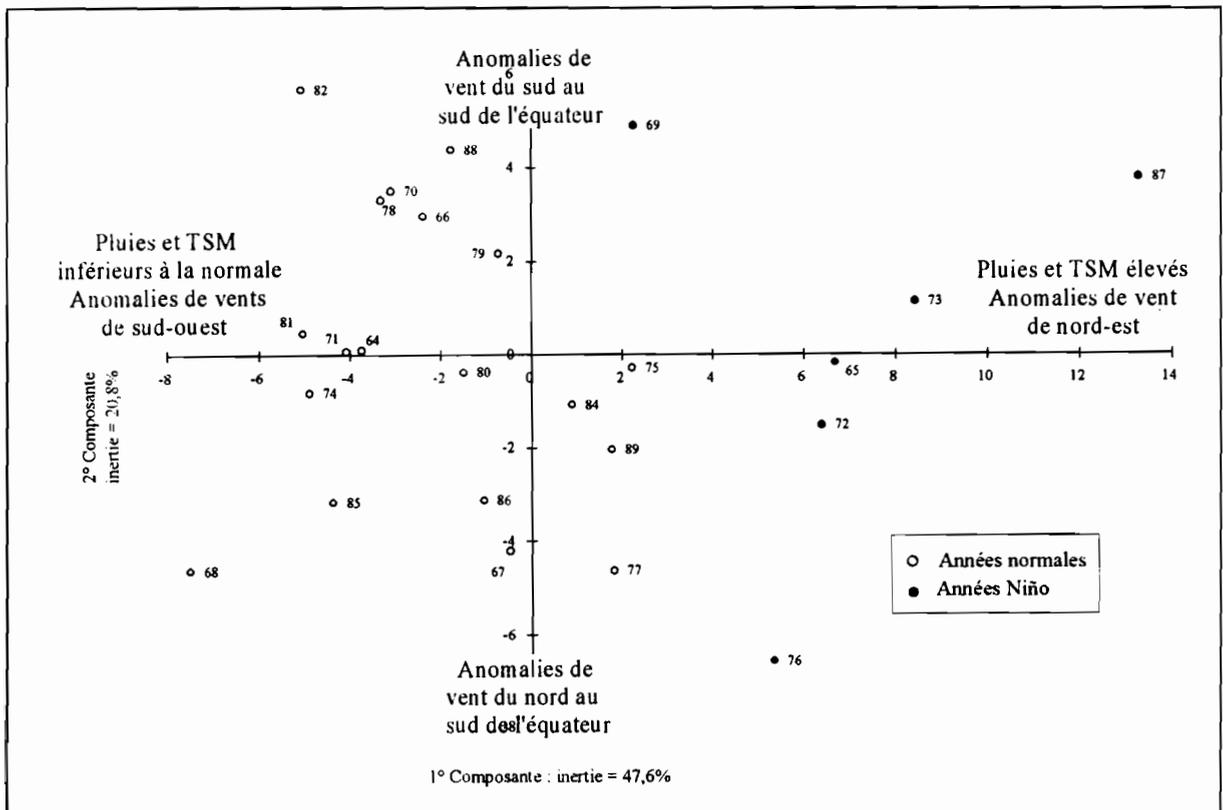


Figure 8-4b : ACP des indices saisonniers (décembre à mai), individus : années de 1964 à 1989. Toutes les années Niño de la période ont des coordonnées positives sur la 1° composante, ceci montre la forte influence du phénomène sur le climat des régions côtières de l'Equateur et du Pacifique oriental.

- Les coordonnées des indices de vent zonal sont plus faibles, elles sont négatives pour l'indice Xl du bloc le plus au sud-ouest. Elles sont très faibles pour les indices Xe, Xf et Xi et positives pour les autres indices.
- Les indices pluviométriques n'ont pas des coordonnées élevées, elles sont positives pour les indices des zones situées au nord des régions côtières (P_{12} , P_6 , P_1 , P_{13}) et négatives pour les indices des zones du sud.
- Sur le graphique des individus (Figure 8-4a), on peut noter que certaines années Niño ont des coordonnées positives (1969, 73, 87) et d'autres négatives (1965, 72, 76). Cet axe ne semble pas être directement lié au phénomène.

Il est plus difficile de trouver une explication climatique à la deuxième composante. Nous pouvons cependant remarquer que les années qui ont des coordonnées positives (1969, 82, 88) sont des années où de fortes anomalies de vent du sud (intensification des alizés) ont été observées au sud de l'équateur (Y_f et $Y_g > +1$, Figure 8-5). Inversement, les années qui ont des coordonnées négatives (1968, 76, et 77) sont des années où de fortes anomalies de vent du nord ont été observées (Y_f et $Y_g < -0,5$). Les anomalies de vent méridien sont liées à celles de vent zonal (coefficient de corrélation entre Y_g et X_g est de 0,80), elles favorisent les précipitations lorsqu'elles sont du nord, car les alizés sont alors moins intenses et permettent une migration de la ZCIT vers le sud supérieure à la normale. Par contre, les anomalies de vent méridien réduisent les précipitations lorsqu'elles sont du sud car les alizés sont alors plus intenses et maintiennent la ZCIT au nord de l'Equateur.

Par exemple, lors du Niño de 1969, un réchauffement important de l'océan est observé, mais les précipitations sont légèrement déficitaires. Le schéma moyen a été perturbé par les fortes anomalies de vent du sud correspondant au maintien des alizés pendant toute la saison des pluies. Inversement en 1976, le réchauffement saisonnier de l'océan n'est pas très important, mais d'importantes précipitations sont observées. L'affaiblissement des alizés a permis la migration de la ZCIT vers le sud, ce qui a favorisé la formation de mouvements convectifs et l'occurrence de fortes précipitations sur les régions côtières.

La **troisième composante** explique seulement 9,4 % de la variance totale, elle correspond principalement à l'année 1975 (Annexe 8-1), année au cours de laquelle de fortes précipitations ont été observées sur la majorité des régions côtières, mais aussi sur les vallées inter-andines et le versant amazonien, alors que le réchauffement saisonnier de l'océan au large du continent (T_l , T_m , T_p , Annexe 7-1) est inférieur à la normale. Cette augmentation généralisée des précipitations sur les trois grandes régions (Côte, Cordillère et Amazonie) a également été observée en Colombie (Le Goulven et Garcia, 1984). Elle peut en partie être expliquée par le déplacement méridional de la zone de convergence inter-tropicale beaucoup plus prononcé que la normale, rendu possible par l'affaiblissement des alizés du Pacifique sud.

8.2.3 Conditions types provoquant l'augmentation des précipitations

Cette analyse en composantes principales nous permet de confirmer et de préciser les hypothèses obtenues au chapitre 7 sur les conditions types d'apparition des précipitations :

Une augmentation des précipitations est généralement observée sur l'ensemble des régions côtières de l'Equateur, lorsque la TSM de l'océan Pacifique oriental est supérieure à la normale et que des anomalies de vent du nord-est sont observées au niveau de l'équateur.

Ces conditions types peuvent certainement s'expliquer de la manière suivante : le réchauffement de l'océan permet une évaporation plus importante, les anomalies de vent du nord-est correspondent à un affaiblissement des alizés qui permet un déplacement supérieur à la normale de la ZCIT jusqu'aux environs de 1 à 2°S aux mois de février et mars. La présence de la ZCIT au niveau de l'Equateur permet une activité convective nettement supérieure à la normale qui se traduit par d'importantes précipitations lorsque les masses nuageuses s'élèvent sur le continent à la rencontre de la cordillère des Andes.

Afin d'illustrer ces conditions types, nous avons représenté l'évolution dans le temps des moyennes des indices de pluies, de TSM et de vent qui ont les coordonnées maximales sur la première composante de l'ACP (Figure 8-5). Les années Niño de 1965, 72, 73, 76 et 87 qui ont des coordonnées positives sur la première composante, correspondent à ces conditions. L'année 1983 qui n'a pas été utilisée pour cette analyse, correspond parfaitement à ces conditions avec des valeurs extrêmes de tous les indices caractéristiques. Les années 1968, 70, 71, 74, 78, 82 et 88 qui ont des coordonnées négatives sur la première composante, peuvent être associées à une situation inverse, à des pluies déficitaires, à une TSM du Pacifique oriental inférieure à la normale, et à des anomalies de vent du nord-est à proximité de l'équateur.

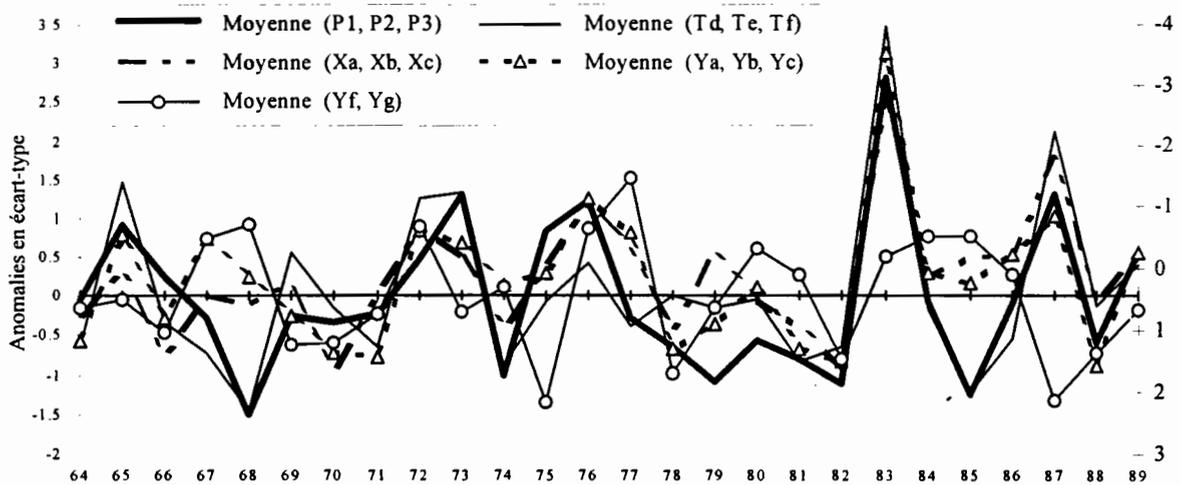


Figure 8-5 : Moyennes des indices saisonniers de pluies (P₁, P₂ et P₃), de TSM (T_d, T_e, T_f) et de vent (X_a, X_b, X_c et Y_a, Y_b, Y_c) qui ont les coordonnées maximales sur la première composante de l'ACP des indices saisonniers, et des indices de vent méridien (Y_f, Y_g) qui ont les coordonnées maximales sur la deuxième composante. Pour faciliter l'interprétation de ce graphique, le deuxième axe des ordonnées qui correspond aux anomalies de vent zonal et méridien a été inversé.

Nous avons montré que la première composante de cette ACP correspond à l'occurrence ou non d'un Niño, phénomène qui se traduit donc au niveau de l'Equateur par un réchauffement de l'océan, mais également par un affaiblissement des alizés et par une augmentation des précipitations sur la majeure partie des régions côtières du pays. Nous retrouvons ici les caractéristiques du Niño *canonique* défini par Rasmusson et Carpenter (1983, Chapitre 2).

8.2.4 Recherche de modèles explicatifs des anomalies pluviométriques saisonnières

8.2.4.1 Recherche d'un modèle pour chaque zone

Nous avons recherché les meilleures corrélations linéaires multiples ou modèles explicatifs des indices pluviométriques des régions côtières de l'Equateur. Le calage des modèles est réalisé avec les séries des treize indices pluviométriques ($P_1, P_2 \dots P_{13}$) des zones homogènes sur la période 1964-93 dont les valeurs de l'événement de 1983 ont été écartées. La validation est ensuite réalisée sur la période 1945-63 avec les séries des cinq stations de longue durée. Nous avons vérifié que les modèles obtenus correspondaient aux conditions types d'apparitions des pluies, les coefficients de pondération des indices de TSM doivent donc être positifs et ceux des indices de vent négatifs. Nous avons imposé à chaque modèle de n'utiliser qu'un ou deux facteurs explicatifs choisis parmi les indices de TSM, de vent zonal et méridien. Le modèle saisonnier déterminé pour l'indice P_1 est appelé S_1 , pour P_2 : S_2 , etc.

Un modèle a été jugé *satisfaisant* lorsque le coefficient de corrélation (R) entre les précipitations observées et calculées est supérieur à 0,70. Ceci signifie que plus de 50 % de la variance de la série observée est expliquée par la variance de la série calculée. Nous présentons les modèles *satisfaisants* sous forme d'un tableau comprenant les coefficients de pondération de chaque variable explicative, le pourcentage de la variance expliquée par la première variable explicative (R^2_1), le complément d'explication apporté par la deuxième variable explicative (R^2_2), la constante du modèle et le coefficient de corrélation entre les valeurs observées et calculées avec le modèle (Tableau 8-3). Par exemple, le modèle S_3 déterminé pour l'indice P_3 de la zone de Guayaquil est le suivant :

$$P_3 = 0,65 \cdot Td - 0,43 \cdot Yc + 0,06$$

Le coefficient de corrélation entre les valeurs observées et calculées de l'indice P_3 est égal à 0,86 ; l'indice de TSM Td explique à lui seul 59 % de la variance totale de P_3 et l'indice de vent méridien Yc permet d'expliquer 15 % de variance complémentaire.

Les résultats obtenus sont satisfaisants pour la majorité des indices. Mais, comme le laissait envisager les corrélations linéaires simples, il n'a pas été possible d'obtenir de modèle *satisfaisant* pour les indices des zones du nord-ouest du littoral (P_7 , $R = 0,54$), du sud-est du relief côtier (P_{11} , $R = 0,40$) et du piedmont (P_{13} , $R = 0,56$). Les totaux pluviométriques saisonniers de ces zones ne sont pas directement liés aux anomalies de TSM ou de vent du Pacifique oriental, il semble que les conditions types d'apparition des pluies ne soient pas valables pour ces zones. Elles le sont par contre pour le reste des régions côtières et principalement pour la partie est de la plaine du Guayas (P_1, P_2, P_3, P_4) et les régions semi-arides de l'ouest (P_9, P_{10}) et du sud (P_5) du littoral.

Modèle	Indice de pluie expliqué	1° Variable explicative	R ² ₁	2° Variable explicative	R ² ₂	Constante du modèle	Coefficient de corrélation
S1	P ₁	+ 0,74 Te	62			- 0,08	0,79
S2	P ₂	+ 0,63 Te	56	- 0,28 Yc	6	+ 0,01	0,79
S3	P ₃	+ 0,65 Td	59	- 0,43 Yc	15	+ 0,06	0,86
S4	P ₄	+ 0,75 Td	55	- 0,24 Yc	4	+ 0,02	0,77
S5	P ₅	+ 0,46 Td	62	- 0,27 Yb	10	- 0,08	0,85
S6	P ₆	+ 0,81 Td	46			+ 0,00	0,68
S8	P ₈	- 0,44 Xb	45	+ 0,22 Td	5	- 0,01	0,71
S9	P ₉	- 0,45 Ya	59	+ 0,20 Te	5	- 0,03	0,80
S10	P ₁₀	- 0,28 Xa	49	+ 0,17 Te	6	- 0,12	0,74
S12	P ₁₂	+ 0,79 To	49			- 0,05	0,70

Tableau 8-3 : Modèles explicatifs des indices pluviométriques saisonniers des différentes zones : coefficients de pondération des variables explicatives, constante du modèle et coefficient de corrélation entre les valeurs observées et calculées sur la période 1964-89.

8.2.4.2 Recherche d'un modèle régional

Plusieurs des modèles sont similaires tant par les variables explicatives utilisées que par les valeurs des coefficients de pondérations. Seulement huit variables sont utilisées par les dix modèles *satisfaisants*. De plus les séries des indices de TSM ou de vent des blocs de 1°x1° adjacents sont fortement corrélées entre elles (R = 0,98 entre Td et Te, R = 0,97 entre Xa et Xb, R = 0,98 entre Ya et Yb, R = 0,98 entre Yb et Yc). Nous avons donc recherché des modèles saisonniers *régionaux* applicables à plusieurs zones. Suite à de nombreux essais, nous avons retenu les trois modèles saisonniers *régionaux* (SR) que nous avons estimé les plus intéressants (Tableau 8-4).

Modèle régional	P ₁	P ₂	P ₃	P ₄	P ₅	P ₆	P ₇	P ₈	P ₉	P ₁₀	P ₁₁	P ₁₂	P ₁₃
SR ₁ = 0,75 Te	0.79	0.75	0.78	0.74	0.79	0.66	0.49	0.56	0.63	0.65	0.34	0.62	0.55
SR ₂ = - 0,60 Xa	0.54	0.58	0.69	0.49	0.70	0.41	0.47	0.66	0.74	0.70	0.14	0.28	0.24
SR ₃ = 0,6 Te - 0,3 Yc	0.78	0.79	0.85	0.74	0.84	0.64	0.54	0.66	0.75	0.72	0.39	0.52	0.55

Tableau 8-4 : Coefficients de corrélation entre les valeurs des indices pluviométriques saisonniers observés et calculés avec les trois modèles *régionaux*. Les valeurs grisées correspondent aux coefficients de corrélation supérieurs à 0,70 et 0,60.

a) Le premier modèle saisonnier *régional* (SR1) utilise uniquement l'indice de TSM du Pacifique oriental, Te mesuré sur le bloc de 1x1° situé à proximité du continent au large de la Péninsule (2-3°S / 81-82°W). Les résultats obtenus avec l'indice Td (1-2°S / 81-82°W) sont légèrement inférieurs à ceux obtenus avec l'indice Te, alors que ceux obtenus avec les autres indices de TSM sont nettement moins satisfaisants.

$$SR1 : P = 0,75 \cdot Te$$

Ce modèle est *satisfaisant* pour les indices pluviométriques des zones de la partie est de la plaine du Guayas (P_1, P_2, P_3 et P_4) et du sud (P_5) du littoral (Figure 8-6). Les précipitations de ces zones, qui sont les plus proches de la cordillère des Andes, sont donc celles qui sont le plus directement liées aux variations de température de l'océan Pacifique oriental au large de l'Equateur. Ce qui explique pourquoi les zones de la plaine du Guayas ont été considérées comme les plus fortement liées à l'El Niño au Chapitre 6 alors que nous avons associé le phénomène au seul réchauffement de l'océan. Ce modèle SR1 est également relativement satisfaisant ($R > 0,60$) pour les indices des zones du nord du pays (P_6 et P_{12}) et des zones semi-arides du sud-ouest (P_9 et P_{10}).

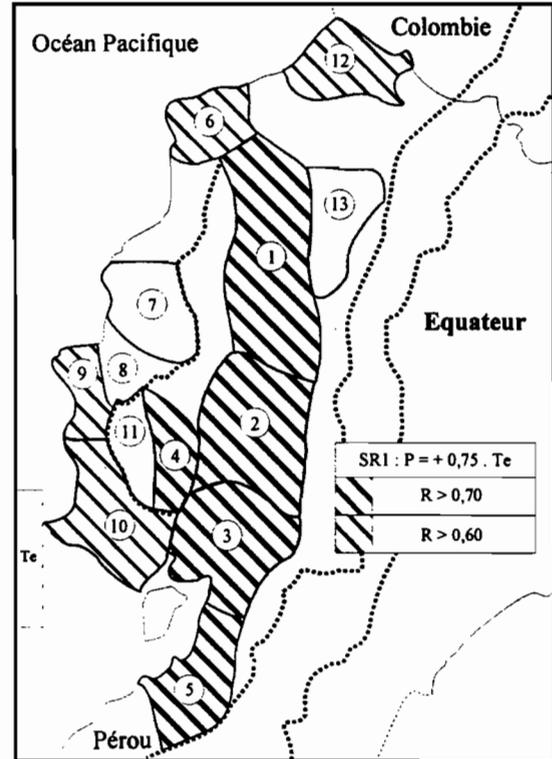


Figure 8-6 : Performance du modèle saisonnier régional SR1 sur la période 1964-89.

b) Le deuxième modèle saisonnier régional (SR2) utilise l'indice de vent zonal X_a qui correspond au bloc de $1^\circ \times 1^\circ$ situé au large d'Esmeraldas au nord du pays ($1-2^\circ N / 81-82^\circ W$). Les résultats obtenus avec les autres indices de vent zonal et ceux de vent méridien sont moins performant, seul l'indice Y_c permet d'obtenir des résultats relativement satisfaisants.

$$SR2 : P = - 0,60 . X_a$$

Ce modèle est *satisfaisant* pour les indices P_5, P_9, P_{10} des zones semi-arides du sud-ouest du littoral et relativement satisfaisant ($R > 0,60$) pour les indices des zones 3 et 8 plus humides du sud et du sud-ouest (Figure 8-7). Il semble que ces régions soient les seules dont les totaux pluviométriques soient liés de manière significative aux anomalies de vents.

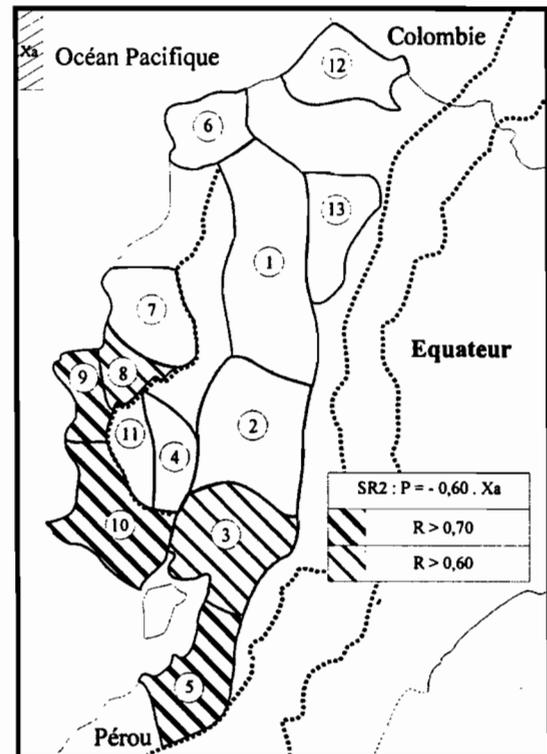


Figure 8-7 : Performance du modèle saisonnier régional SR2 sur la période 1964-89.

c) Le troisième modèle saisonnier régional (SR3) est une combinaison des deux précédents, il utilise l'indice de TSM, T_e qui était utilisé par le premier modèle et l'indice, Y_c de vent méridien qui apporte un complément d'information plus important que l'indice de vent zonal, X_a dans le cas d'un modèle à deux variables explicatives.

$$\text{SR3 : } P = +0,60 \cdot T_e - 0,30 \cdot Y_c$$

Ce modèle saisonnier régional permet d'expliquer de façon très satisfaisante ($R \sim 0,85$) les précipitations des zones les plus méridionales (3, 5) (Figure 8-8). Pour les indices P_1, P_2, P_4 et P_6 , les performances du modèle SR3 sont comparables à celle du modèle SR1 qui n'utilise qu'un indice de TSM. Pour P_8, P_9 et P_{10} , elles sont équivalentes à celles du modèle SR2 qui n'utilise qu'un indice de vent zonal. Seul l'indice P_{12} de la zone de San

Lorenzo située au nord du pays n'est pas correctement expliqué par ce modèle alors qu'il l'était par le modèle SR1.

8.2.5 Validation des modèles saisonniers

N'ayant pu déterminer les indices pluviométriques pour les périodes antérieures à 1964, nous avons utilisé les séries des stations pluviométriques de longue durée pour la validation des modèles sur la période 1945-63 pour laquelle les indices de TSM et de vent sont disponibles. Dans un premier temps, nous vérifions la similitude entre les séries ponctuelles des stations et les indices pluviométriques régionaux, pour ensuite comparer les performances des modèles sur les périodes de calage et de validation. Nous avons enfin testé la validité de la relation entre les précipitations et la TSM du Pacifique oriental sur la période la plus ancienne (1921-38) en utilisant la série de TSM du bloc Niño 1+2 qui est l'unique source d'information sur les conditions océaniques et atmosphériques du Pacifique oriental disponible pour cette période.

8.2.5.1 Utilisation des séries des stations de longue durée

Cinq stations pluviométriques des régions côtières disposent de séries sur la période 1945-63 (Chapitre 5). Leurs séries sont de bonne qualité sur la période 1964-93, mais n'ont pu être critiquées sur la période antérieure ; ceci pourra éventuellement poser des problèmes pour la validation. Quatre de ces stations font partie des zones 1, 2 et 3 de la plaine du Río Guayas :

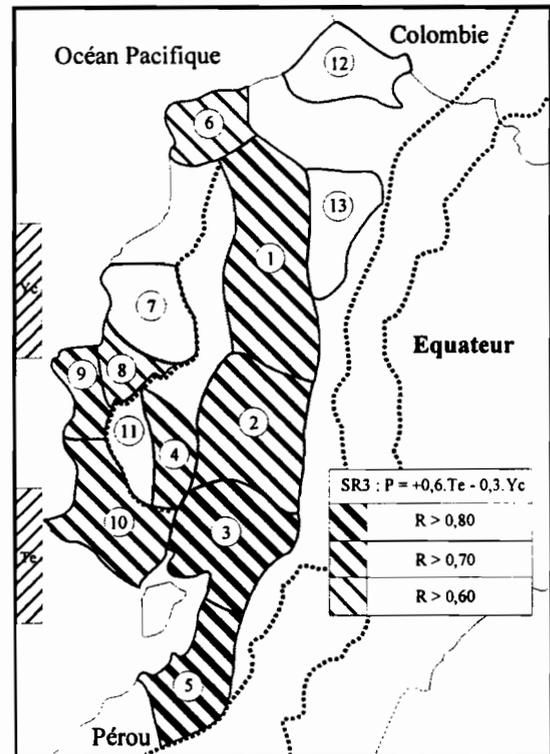


Figure 8-8 : Zones dont les indices pluviométriques saisonniers sont bien expliqués par le modèle régional SR3.

P006 (1947-93), P036 (1930-93), P037 (1921-93), P056 (1915-93), seule la station de Manta P047 (1948-93) de la zone 9 est située plus à l'ouest dans une région plus sèche (Figure 8-9).

Chaque indice pluviométrique est bien corrélé avec les séries des stations de sa zone (principe même du vecteur régional, Chapitre 5), mais il y a peu de stations de longue durée, chaque zone ne dispose pas forcément d'une station de longue durée. Nous avons donc recherché les meilleures similitudes entre les indices pluviométriques et les séries des stations de longue durée pour déterminer les zones d'utilisation de chaque station de longue durée. Le calcul des coefficients de corrélation entre les séries de tous les indices pluviométriques et celles des stations de longue durée permet d'évaluer la similitude entre ces séries (Tableau 8-5).

Les séries des stations de la plaine du Guayas (P006, P036, P037 et P056) sont très bien corrélées ($R > 0,90$) avec les indices pluviométriques (P1, P2, P3) des zones où elles se situent. Ces séries sont également bien corrélées ($0,70 < R < 0,90$) avec les indices des zones de l'ouest et du sud du littoral (P4, P5, P6, P7, P8, P9, P10).

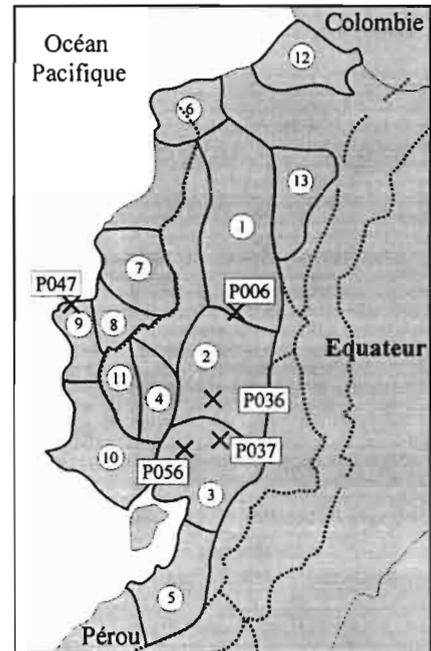


Figure 8-9 : situation des stations de longue durée utilisées pour la validation des modèles.

La série de la station P047 de Manta est plus faiblement corrélée avec l'indice P₉ de la zone où elle se situe ainsi qu'avec les indices des zones voisines. La robustesse des modèles déterminés pour les indices P₁ à P₁₀ pourra donc être testée par la comparaison des coefficients de corrélation entre les séries observées et calculées des stations P006, P036, P037 et P056 sur les périodes de calage et de validation. Aucune des séries des stations de longue durée n'est bien corrélée avec l'indice P₁₁ de la zone du versant est du relief côtier et avec les indices P₁₂ et P₁₃ des zones situées au nord du littoral. La robustesse des modèles obtenus pour ces indices ne pourra donc pas être testée.

	P ₁	P ₂	P ₃	P ₄	P ₅	P ₆	P ₇	P ₈	P ₉	P ₁₀	P ₁₁	P ₁₂	P ₁₃
P006	0.95	0.94	0.87	0.87	0.81	0.72	0.81	0.85	0.83	0.83	0.64	0.32	0.62
P036	0.84	0.91	0.87	0.89	0.82	0.78	0.70	0.74	0.79	0.69	0.64	0.41	0.66
P037	0.89	0.92	0.97	0.86	0.93	0.78	0.74	0.86	0.86	0.84	0.54	0.51	0.57
P047	0.60	0.65	0.67	0.52	0.66	0.42	0.68	0.74	0.86	0.76	0.28	0.28	0.40
P056	0.86	0.88	0.97	0.83	0.87	0.78	0.80	0.84	0.88	0.81	0.56	0.45	0.59

Tableau 8-5 : Coefficients de corrélation entre les séries saisonnières (décembre à mai) des stations et des indices pluviométriques sur la période 1964-93, 1983 exclu.

8.2.5.2 Validations des modèles sur la période 1945-63

Nous avons validé les modèles avec les séries des stations de longue durée sur la période antérieure à 1964 dont les données n'ont pas été utilisées pour le calage. Pour cela, nous avons comparé les anomalies calculées avec les différents modèles aux séries observées aux stations sur les périodes de calage et de validation et déterminé les coefficients de

corrélation entre ces séries sur les deux périodes (Tableau 8-6). Sur la période 1964-89, les coefficients permettent d'apprécier la capacité des modèles à reconstituer les séries des stations alors qu'ils ont été ajustés avec les indices, il s'agit en fait d'une vérification du bon fonctionnement des modèles sur la période de calage avec les données des pluviomètres (P006, P036 ...). Sur la période de validation, ils permettent de vérifier si les relations sont valables sur une période qui n'a pas été utilisée pour les déterminer. Si la valeur du coefficient de corrélation de la période de validation est proche de celle de la période de calage et que les nuages de points présentent la même dispersion, nous avons considéré que le modèle était validé.

Station	Période	Modèles à valider												
		SR1	SR2	SR3	S1	S2	S3	S4	S5	S6	S8	S9	S10	S12
P006	Calage : 64-93 sans 83	0.75	0.54	0.78	0.75	0.78	0.77	0.77	0.77	0.71	0.64	0.71	0.68	0.41
	Validation : 45-63	0.60	0.72	0.73	0.60	0.72	0.76	0.70	0.74	0.59	0.78	0.76	0.79	0.42
P036	Calage : 64-93 sans 83	0.70	0.44	0.75	0.70	0.75	0.76	0.76	0.76	0.71	0.56	0.67	0.59	0.43
	Validation : 45-63	0.48	0.69	0.66	0.48	0.64	0.71	0.63	0.68	0.50	0.71	0.74	0.70	0.27
	Validation : 45-63 sans 55	0.74	0.72	0.86	0.74	0.85	0.89	0.86	0.88	0.76	0.81	0.82	0.81	0.44
P037	Calage : 64-93 sans 83	0.80	0.69	0.85	0.80	0.85	0.85	0.84	0.85	0.78	0.78	0.79	0.80	0.52
	Validation : 45-63	0.61	0.57	0.69	0.61	0.69	0.66	0.64	0.66	0.57	0.69	0.54	0.69	0.25
	Validation : 45-63 sans 47	0.73	0.55	0.75	0.73	0.75	0.71	0.73	0.71	0.70	0.70	0.54	0.70	0.23
P056	Calage : 64-93 sans 83	0.77	0.69	0.83	0.77	0.83	0.84	0.82	0.83	0.75	0.76	0.79	0.79	0.46
	Validation : 45-63	0.73	0.66	0.82	0.73	0.82	0.82	0.80	0.83	0.72	0.76	0.75	0.81	0.46

Tableau 8-6 : Validation des modèles saisonniers : coefficients de corrélation entre les valeurs observées et calculées des séries des stations sur les périodes de calage et de validation.

Les modèles les plus performants et les plus robustes sont ceux qui utilisent un indice de TSM (Td ou Te) associé à un indice de vent méridien (Yb ou Yc) pour lesquels l'indice de TSM est le plus explicatif. Il s'agit des modèles S2, S3, S4 et S5 ajustés pour les indices pluviométriques de la plaine du Guayas et du sud du littoral et du modèle régional SR3 (Figure 8-10). Les coefficients de corrélation obtenus avec ces modèles sont équivalents sur les périodes de calage et de validation et sont supérieurs à 0,80 pour la station P056 et à 0,70 pour la station P006.

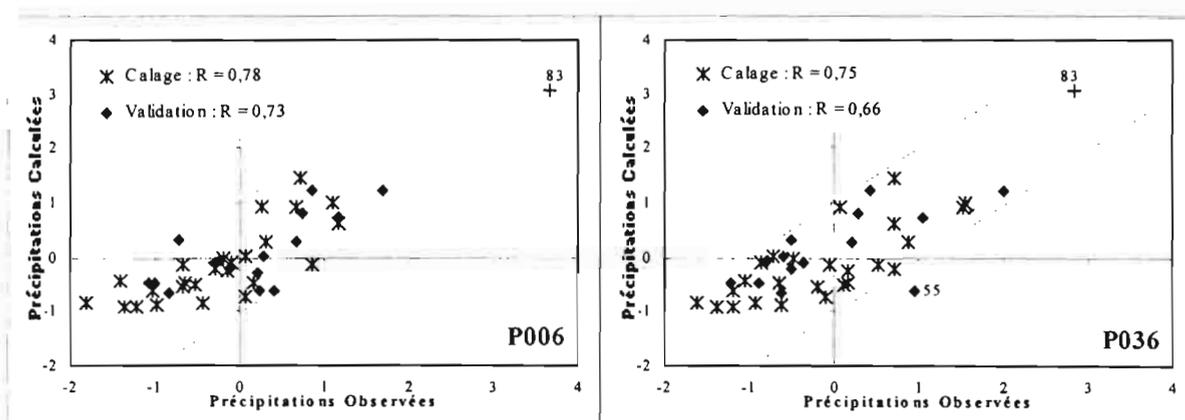


Figure 8-10: Validation du modèle saisonnier régional SR3 : Anomalies pluviométriques des stations P006 et P036 observées et calculées sur les périodes de calage et de validation. La faiblesse du coefficient de corrélation sur la période de validation obtenu pour la station P036 est essentiellement due à la valeur de 1955.

Les résultats obtenus avec les stations P036 et P037 sont moins satisfaisants, ces deux stations présentent des lacunes de quelques années entre 1945 et 1963. La chute des coefficients de corrélation sur la période de validation est principalement due à une seule valeur pour chaque série, 1955 pour P036 (Figure 8-10) et 1947 pour P037. Les anomalies de ces années peuvent être considérées comme douteuses car elles sont très différentes de celles observées aux autres stations relativement proches. Si ces valeurs ne sont pas prise en compte, les coefficients de corrélations sont beaucoup plus élevés et deviennent proches de leurs valeurs sur la période de calage (Tableau 8-6). Nous pouvons donc considérer que les modèles SR3, S2, S3, S4 et S5 qui utilisent un indice de TSM associé à un indice de vent méridien sont validés de manière satisfaisante.

Les modèles n'utilisant qu'un indice de TSM (SR1, S1, S6) sont relativement moins performants, mais sont également validés sur la période 1945-63, car les coefficients de corrélation obtenus sur la période de validation sont équivalents à ceux de la période de calage. Seuls, les coefficients obtenus avec la station P006 sont plus faibles, car plusieurs valeurs (1949, 55, 62) de la période de validation sont sous-estimées (Figure 8-11).

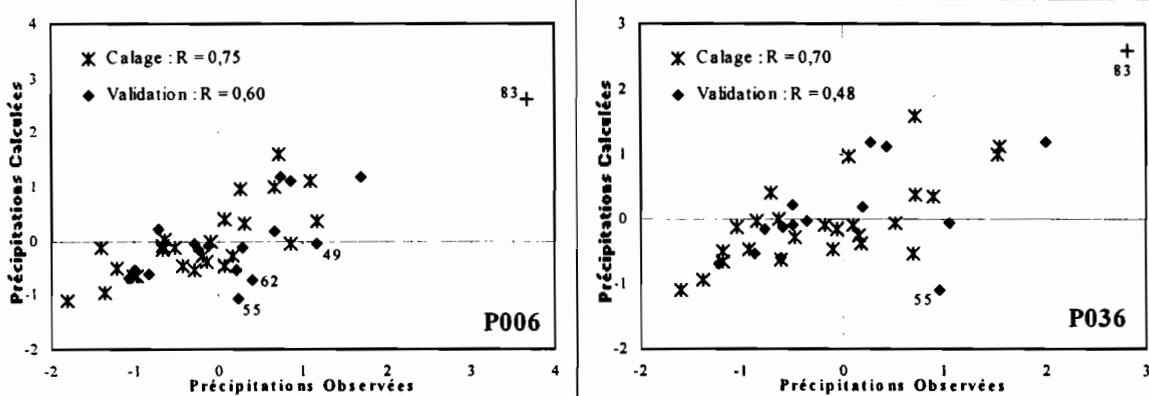


Figure 8-11 : Validation du modèle saisonnier régional SR1 : Anomalies pluviométriques des stations P006 et P036 observées et calculées sur les périodes de calage et de validation. La faiblesse des coefficients de corrélation sur la période de validation est due à la sous-estimation de plusieurs valeurs de la période de validation pour la station P006 et de 1955 pour la station P036.

Les modèles pour lesquels les indices de vent zonal ou méridien sont les plus explicatifs correspondent aux indices des zones du sud-ouest (S8, S9, S10 et SR2). Les coefficients de corrélation entre les valeurs observées et calculées obtenus avec ces modèles sont plus faibles que ceux obtenus avec les modèles précédents, sur les périodes de calage comme de validation. Ceci est dû à la faible corrélation existant entre les séries des stations de longue durée et les indices pluviométrique ces zones. Cependant, les coefficients de corrélation entre les valeurs observées et calculées sont souvent supérieurs à 0,70 sur les périodes de calage et de validation. Il est même intéressant de remarquer que ces coefficients sont plus élevés sur la période de validation que sur celle de calage pour les stations P006 et P036. Nous montrons ainsi que les modèles S8, S9, S10 et SR2 calés sur la période 1964-89 fonctionnent de manière équivalente sur la période 1945-63 (Figure 8-12).

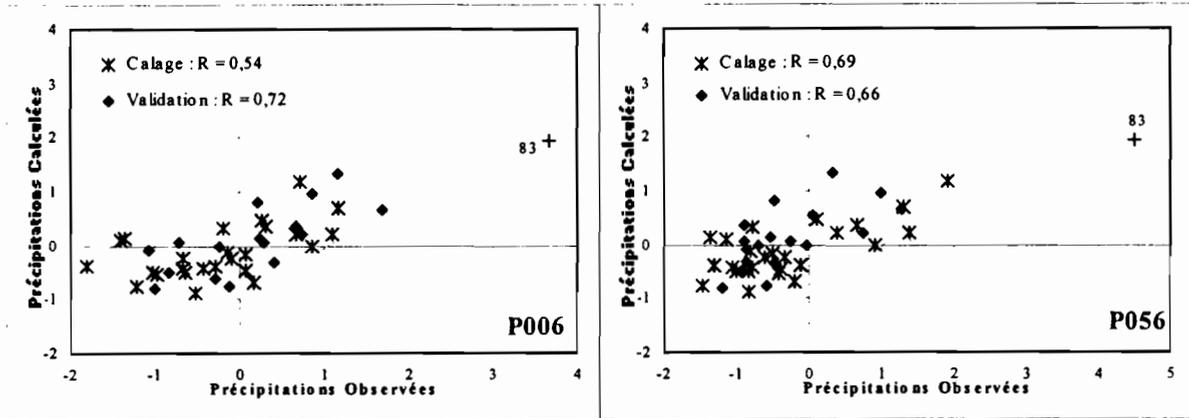


Figure 8-12: Validation du modèle saisonnier régional SR2 : Anomalies pluviométriques des stations P006 et P056 observées et calculées sur les périodes de calage et de validation.

Nous pouvons remarquer que les totaux de l'année 1983, qui n'ont pas été pris en compte pour le calage des modèles et pour le calcul des coefficients de corrélation sur la période de validation, sont bien reconstitués par les modèles utilisant un indice de TSM (Figures 8-10 et 8-11). Seuls les modèles des zones semi-arides du sud et du sud-ouest (S5, S8, S9, S10), qui utilisent uniquement des indices de vent, sous-estiment de plus d'un écart-type les totaux de l'année 1983 (Figure 8-12). Les totaux exceptionnels de cette année, qui sont mal expliqués par la seule TSM du bloc Niño 1+2, le sont avec les indices de TSM ou de vent des blocs de 1°x1° proches du continent au niveau de l'Equateur.

8.2.5.3 Essais d'extrapolation à la période 1921-45

Disposant uniquement de l'indice de TSM du bloc Niño 1+2 du Pacifique oriental sur les périodes 1921-38 et 1949-96, nous tentons de valider la relation entre la TSM du Pacifique oriental et les précipitations du littoral de l'Equateur sur la plus longue période possible. Pour cela, nous avons recherché le modèle saisonnier régional (SR4) fonctionnant de manière satisfaisante avec les indices pluviométriques P₁, P₃, P₄, P₅, P₁₂ qui sont les seuls à être significativement corrélés avec la TSM du bloc Niño 1+2 sur la période 1964-93 (Tableau 8-7).

$$SR4 : P = 0,67 \cdot TSM_{Niño1+2} - 0,18$$

	P1	P2	P3	P4	P5	P6	P7	P8	P9	P10	P11	P12
Pente	0.67	0.57	0.67	0.73	0.54	0.51	0.24	0.34	0.25	0.27	0.18	0.72
Constante	-0.20	-0.18	-0.19	-0.17	-0.22	-0.13	-0.16	-0.17	-0.19	-0.19	-0.13	-0.14
Coef. de corrél.	0.57	0.48	0.55	0.55	0.58	0.38	0.23	0.31	0.31	0.35	0.16	0.54

Tableau 8-7 : Pentés, constantes, et coefficients de corrélation des régressions linéaires entre la TSM du bloc Niño 1+2 et les indices pluviométriques des régions côtières sur la période 1964-93 (1983 exclu).

Les performances de ce modèle sur la période de 1964-93 de calage sont nettement inférieures à celles des modèles précédents (R ~ 0,55 contre 0,75 pour SR1), aussi bien avec les indices pluviométriques qu'avec les séries des stations de longues durées (Tableau 8-8). Cependant, les coefficients de corrélation sont équivalents sur la période 1949-63 à ceux de la période 1964-93, ceci permet de valider ce modèle sur la période postérieure à la seconde

guerre mondiale. Par contre, si l'on considère également la période 1921-38, on observe une chute importante des coefficients de corrélation. Cette chute est essentiellement due à la sous estimation des totaux saisonniers de la période 1921-38 (Figure 8-13). On observe une translation de la droite de régression entre les valeurs observées et calculées entre les périodes 1921-38 et 1949-93. La relation entre les précipitations du littoral de l'Equateur et la TSM du Pacifique oriental est donc différente sur ces deux périodes.

Période	P06	P36	P37	P56
64-93 sans 83	0.58	0.50	0.57	0.50
49-63	0.59	0.57	0.57	0.83
21-63	-	0.31	0.32	0.43
21-38	-	0.51	0.58	0.56

Tableau 8-9 : Coefficients de corrélation entre les séries des observées et calculées avec le modèle régional SR4 utilisant uniquement la TSM du bloc Niño 1+2 ajusté sur la période 1964-93. La faiblesse des coefficients de corrélation sur la période 1921-63 est essentiellement due à la sous-estimation de totaux supérieurs à la normale antérieurs à 1938 (Figure 8-13).

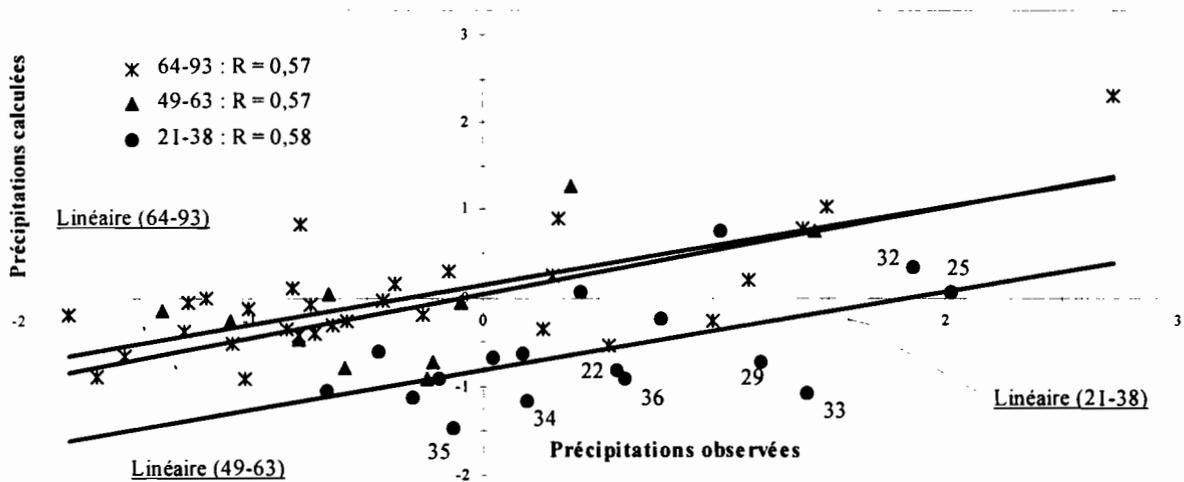


Figure 8-13 : Anomalies pluviométriques de la station P037 observées et calculées avec le modèle moyen utilisant uniquement la TSM du bloc Niño 1+2 ajusté sur la période 1964-93. La faiblesse des coefficients de corrélations sur la période 1921-63 est essentiellement due à la sous-estimation de totaux supérieurs à la normale antérieurs à 1938 (1925, 1929, 1933 ...).

Cette modification de la relation entre les précipitations des régions côtières de l'Equateur et la TSM du Pacifique oriental entre ses deux périodes distinctes peut sans doute s'expliquer par l'évolution des relations entre les circulations atmosphériques et océaniques au cours des décennies (Quinn et Neal, 1983). Trenberth et Shea (1987) ont étudié l'évolution temporelle de l'oscillation australe en réalisant des corrélations croisées déphasées entre la pression atmosphérique mesurée à Darwin et à différentes stations du domaine d'influence de l'ENSO. Le schéma dominant qu'ils ont déterminé met en évidence les deux pôles traditionnels de l'oscillation australe avec des centres de signes opposés sur l'Indonésie et l'océan Pacifique central sud. Ils ont montré que ce schéma est cohérent pour la période postérieure à 1950, mais qu'il est beaucoup moins marqué sur la période 1925-50, que le champ de pression entre l'est et ouest du Pacifique a été nettement moins marqué pendant cette période. Nous avons montré que les réchauffements de l'océan et les déplacements méridionaux de la ZCIT liés à l'intensité des alizés entraîne une augmentation des totaux

pluviométriques des régions côtières de l'Equateur, or les circulations atmosphériques et océaniques ont été perturbées pendant la période 1925-50. Rappelons également que nous avons noté au chapitre 5 que la période 1915-33 de la station P056 ne fait probablement pas partie de la même population que la période 1934-93. Ces différentes observations apportent un début d'explication à l'évolution de la relation entre la TSM du Pacifique oriental et les pluies du littoral.

8.2.6 Utilisation des mesures de TSM réalisées en Equateur par l'INOCAR

Nous étudions ici la possibilité d'utiliser quatre séries de TSM enregistrées par l'INOCAR aux ports d'Esmeraldas (1° N), Manta (1° S), Salinas (2°15' S) et Bolívar (3°15' S) (Figure 3-5 du Chapitre 3). Les enregistrements ont commencé à la fin de l'année 1974 et se poursuivent aujourd'hui, ce qui permet d'avoir une période commune de 14 ans (1975 à 1989) avec les séries de Da Silva. Nous avons calculé les coefficients de corrélation entre les séries en excluant l'année 1983 (Tableau 8-9), trois séries de l'INOCAR présentent une corrélation positive significative ($R > 0,70$) avec au moins une des séries de Da Silva.

Port	Ta	Tb	Tc	Td	Te	Tf	Tg
Esmeraldas	0,74	0,78	0,76	0,68	0,59	0,53	0,50
Manta	0,72	0,71	0,64	0,55	0,46	0,40	0,38
Salinas	0,61	0,74	0,77	0,71	0,62	0,53	0,48
Bolívar	0,60	0,47	0,33	0,20	0,11	0,09	0,13

Tableau 8-9 : Coefficients de corrélation sur la période 1975-89 (1983 exclu) entre les valeurs centrées réduites des moyennes saisonnières de la TSM enregistrée aux ports équatoriens par l'INOCAR et les indices de TSM des blocs de 1°x1° proches du continent.

Les séries d'Esmeraldas, de Manta et de Salinas sont bien corrélées avec les indices des blocs situés aux mêmes latitudes ou légèrement plus au nord. La série de Bolívar, située dans la partie la plus à l'est du Golfe de Guayaquil, n'est pas reliée significativement avec les blocs les plus proches. Sa meilleure liaison est avec l'indice Ta du bloc situé le plus au nord, ce qui est surprenant dans une première approche. Ce port est à l'écart des grands courants marins et sa température est probablement influencée par celles des fleuves côtiers.

Pour les indices pluviométriques P_1 à P_6 qui sont les mieux corrélés avec la TSM du Pacifique oriental, nous avons déterminé les modèles les plus performants utilisant Y_c comme indice de vent et T_e comme indice de TSM dans un premier temps puis les séries de TSM mesurées en Equateur. La série du port de Salinas est la plus performante, mais les coefficients de corrélation entre les valeurs observées et calculées avec les modèles utilisant Y_c et la TSM de la série de Salinas sont généralement inférieurs à ceux obtenus avec les modèles qui utilisent Y_c et T_e (Tableau 8-10).

Par rapport à la TSM des blocs de l'océan que nous avons utilisée jusqu'ici, l'utilisation des mesures ponctuelles de TSM réalisées dans les ports équatoriens n'apporte aucune amélioration significative à l'explication des précipitations et réduit la performance des modèles explicatifs de plusieurs indices pluviométriques. Il serait intéressant de confirmer cette observation avec des séries actualisées des anomalies de TSM des blocs de 1°x1° du

Pacifique oriental. Pour ces raisons et à cause de la faible durée des séries, nous n'utiliserons pas les enregistrements de TSM réalisés aux ports équatoriens pour la suite de cette étude.

Indice de pluie à expliquer	R avec les modèles utilisant Yc et Te	R avec les modèles utilisant Yc et la TSM de Salinas	Gain ou perte d'information
P ₁	0,84	0,67	- 25 %
P ₂	0,81	0,75	- 10 %
P ₃	0,91	0,82	- 16 %
P ₄	0,79	0,77	- 3 %
P ₅	0,84	0,87	+ 4 %
P ₆	0,77	0,57	- 28 %

Tableau 8-10 : Coefficients de corrélation sur la période 1975-89 entre les valeurs observées et calculées avec les modèles ajustés avec Yc et Te et avec Yc et la série de TSM de Salinas et différence entre ces deux valeurs.

8.3 EXPLICATION DES TOTAUX PLUVIOMETRIQUES MENSUELS

De la même façon que pour les totaux saisonniers, nous mettons dans un premier temps en évidence la relation entre les précipitations des régions côtières de l'Equateur, la TSM et le vent de l'océan Pacifique oriental. Nous déterminons ensuite les corrélations linéaires multiples les plus explicatives des totaux pluviométriques de chaque mois de la saison des pluies, nous recherchons également des modèles régionaux utilisables pour plusieurs zones pluviométriques. Comme précédemment, le calage des modèles est réalisé sur la période 1964-93 sans prendre en compte l'événement de 1983 et la validation sur la période 1945-63 avec les séries des stations de longue durée. Nous étudierons enfin la possibilité de reconstituer les totaux saisonniers en additionnant les estimations mensuelles.

8.3.1 Relation entre la pluie, la TSM et le vent

8.3.1.1 Corrélations linéaires simples

Les coefficients de corrélation linéaire (Annexe 8-2) entre les indices pluviométriques, les indices de TSM et de vent montrent que les indices pluviométriques sont généralement corrélés positivement avec ceux de TSM et négativement avec ceux de vent méridien et zonal. Ceci confirme au niveau mensuel le lien entre les précipitations excédentaires, les réchauffements de l'océan et les anomalies de vent du nord-est que nous avons déterminés au niveau saisonnier. L'analyse des tableaux de corrélation permet de faire plusieurs remarques sur les variables explicatives :

- Les indices de TSM les plus explicatifs sont ceux des blocs de 1°x1° proches du continent compris entre 1° et 4° de latitude sud : Td, Te, Tf.
- Les indices de vent méridien les plus explicatifs sont ceux des blocs situés au nord de l'équateur : Ya, Yb, Yh, Yk.
- Les indices de vent zonal les plus explicatifs sont ceux des blocs de 1°x1° proches du continent situés au nord (Xa, Xb) pour les mois de février, mars et mai, et entre 2° et 4° sud (Xe, Xf) pour janvier et avril.

Les relations entre les indices des six mois de la saison des pluies présentent cependant des différences notables :

- **Décembre** : aucun coefficient de corrélation n'est supérieur à 0,70. Seul l'indice pluviométrique P_3 est relativement bien expliqué par les indices de TSM et de vent méridien ($|R| \sim 0,65$). Pour les zones les plus arides (9, 10), cette mauvaise corrélation est en partie due au fait que plusieurs totaux du mois de décembre sont nuls.
- **Janvier** : Les indices pluviométriques P_2, P_3, P_4, P_5 et P_{10} sont bien expliqués par plusieurs indices de TSM ($R > 0,70$). Par contre aucune variable n'est significativement corrélée avec les indices pluviométriques P_6, P_9, P_{11}, P_{12} et P_{13} ($|R| < 0,60$).
- **Février** : L'indice pluviométrique P_9 est le mieux expliqué, les coefficients de corrélation sont supérieurs à 0,70 avec plusieurs indices de TSM et surtout de vent zonal et méridien. Les indices pluviométriques P_3, P_5 et P_{10} sont bien expliqués par les indices de vent ($|R| > 0,70$) et relativement bien par ceux de TSM ($|R| > 0,60$). Par contre, aucune variable n'est significativement corrélée avec les indices pluviométriques $P_1, P_2, P_7, P_{11}, P_{12}$ et P_{13} ($|R| < 0,60$).
- **Mars** : L'indice pluviométrique P_5 est le mieux expliqué, $R > 0,80$ avec plusieurs indices de TSM et $|R| > 0,70$ avec certains indices de vent méridien. Les indices pluviométriques P_2, P_3, P_4 et P_{10} sont bien expliqués par les indices de TSM ($R > 0,70$). Par contre, aucune variable n'est significativement corrélée avec les indices pluviométriques P_6, P_7, P_{11} et P_{13} ($|R| < 0,60$).
- **Avril** : Les indices pluviométriques P_1, P_2, P_3 et P_4 sont bien expliqués par plusieurs indices de TSM et P_9 par un indice de vent méridien ($R > 0,70$), mais aucune variable n'est significativement corrélée avec les indices pluviométriques P_5 et P_{13} ($|R| < 0,60$).
- **Mai** : Seuls les indices de TSM sont significativement explicatifs, les indices pluviométriques P_1, P_2, P_3, P_7 et P_8 sont les mieux expliqués, aucune variable n'explique significativement les indices pluviométriques P_4, P_9, P_{10}, P_{11} et P_{13} ($|R| < 0,60$).

Ces remarques montrent également que les indices pluviométriques mensuels les mieux expliqués sont ceux des zones de la moitié sud des régions côtières (P_2, P_3, P_4, P_5, P_9 et P_{10}) et principalement celui de Guayaquil (P_3). Les indices pluviométriques des zones situées plus au nord sont moins bien expliqués, principalement ceux du piedmont (P_{13}) et du versant est du relief côtier (P_{11}).

8.3.1.2 Analyse en composantes principales des indices de pluies, de TSM et de vent

Les figures représentant les projections des variables (indices de pluies, de TSM et de vent) et des individus (années) sur les deux premières composantes des ACP des six mois de la saison des pluies sont comparables à celles obtenues au niveau saisonnier. La première composante des six ACP explique entre 37 % de la variance totale en décembre et 44 % en février. Sur cette composante, les indices de pluies et de TSM ont des coordonnées positives et ceux de vent zonal et méridien des blocs proches de l'équateur ont des coordonnées négatives. Ceci correspond à la relation entre les précipitations excédentaires, les réchauffements anormaux de l'océan et les anomalies de vent du nord-est que nous avons

montrées au niveau saisonnier. Cependant, plusieurs remarques s'imposent sur les différences entre les mois de la saison des pluies.

- **Décembre** : La relation entre la pluie, la TSM et le vent est vérifiée, mais les indices de pluie ont des coordonnées plus faibles que ceux de TSM et de vent. Plusieurs années ayant des coordonnées positives ne sont pas des années Niño et certains événements Niño ont des coordonnées négatives. Cette différence peut certainement s'expliquer par le fait que les anomalies de TSM observées les années Niño ont principalement lieu pendant la deuxième moitié de la saison des pluies (§7.4). Il semble que les précipitations du mois de décembre ne soient que faiblement influencées par le Niño, qui n'est probablement pas l'unique cause de précipitations excédentaires.
- **Janvier** : Les coordonnées des variables dans le plan des deux premières composantes sont proches de celles du mois de décembre. Par contre, toutes les années Niño ont maintenant des coordonnées positives, mais quelques années non-Niño ont encore des coordonnées élevées. L'influence du phénomène commence à se faire sentir.
- **Février - Mars** : Les conditions types entre la pluie, la TSM et le vent sont vérifiées, les indices de pluie ont des coordonnées équivalentes à celles des indices de TSM et de vent. Toutes les années Niño ont des coordonnées positives, les plus faibles sont celles de 1965 et 1969 (en février) et 1969 et 1973 (en mars). Ceci confirme l'influence du Niño sur les précipitations du littoral de ces deux mois qui sont les plus pluvieux de la saison.
- **Avril - Mai** : Les conditions types entre la pluie, la TSM et le vent sont vérifiées et les six années dont les coordonnées sont maximales sont des années Niño. Il semble que le phénomène soit la principale cause d'excès pluviométrique pour ces deux mois de la fin de la saison des pluies.

Ces ACP permettent de vérifier les conditions types d'apparition de précipitations excédentaires, conditions qui sont plus marquées au cours de la deuxième moitié de la saison des pluies. Elles mettent également en évidence l'influence du Niño sur le climat des régions côtières de l'Equateur et du Pacifique tropical est, influence qui est très importante aux mois d'avril et de mai mais qui est beaucoup plus réduite en décembre.

8.3.2 Modèles explicatifs des anomalies pluviométriques mensuelles

La méthode du "STEPWISE" permet de déterminer les meilleures corrélations multiples ou modèles explicatifs des indices pluviométriques. Nous avons vérifié que les modèles correspondent aux conditions types d'apparition des pluies, les coefficients de pondération des indices de TSM sont donc positifs et ceux des indices de vent négatifs. De la même façon que pour les anomalies saisonnières, un modèle est qualifié de *satisfaisant* lorsque le coefficient de corrélation (R) entre les valeurs observées et calculées est supérieur à 0,70. Ce qui signifie que plus de 50 % de la variance de la série observée est expliquée par la variance de la série calculée. Les modèles répondant à ce critère sont présentés sous la forme de tableaux contenant les coefficients de pondération des variables explicatives, la constante du modèle et le coefficient de corrélation entre les précipitations observées et calculées (Tableaux 8-11).

Nous avons également déterminé pour chaque mois un modèle régional permettant d'expliquer de façon satisfaisante les précipitations de plusieurs zones pluviométriques (Tableaux 8-12).

8.3.2.1 Décembre

Les séries des indices pluviométriques des zones du sud-ouest du mois de décembre présentent plusieurs valeurs nulles qui tronquent les séries, les relations ne sont donc pas linéaires, ce qui interdit normalement l'utilisation des régressions linéaires simples ou multiples. Cependant n'ayant pas obtenu de meilleurs résultats avec les logarithmes ou en ne prenant pas en compte les valeurs nulles, nous présentons la meilleure régression linéaire obtenue. Seul l'indice pluviométrique P_3 de la zone de Guayaquil a pu être expliqué de façon satisfaisante par les indices de TSM et de vent, le modèle utilise un indice de TSM et un indice de vent méridien (Tableau 81a).

Modèle	Indice de pluie à expliquer	1° Indice explicatif	2° Indice explicatif	Constante du modèle	R entre les pluies observées et calculées
M0-3	P_3	+ 0,39 Tg	- 0,32 Yh	- 0,06	0,75

Tableau 8-11a : Modèle du mois de Décembre : coefficients de pondération des variables explicatives, constante du modèle et coefficient de corrélation entre les valeurs observées et calculées.

8.3.2.2 Janvier

Les modèles obtenus sont *satisfaisants* pour la majorité des indices pluviométriques de la moitié sud des régions côtières (Tableau 8-11b), les plus performants sont ceux des zones les plus méridionales (2, 3, 4, 5, 10). Les indices de TSM expliquent une part plus importante de la variance de la pluie que les indices de vent. Les indices pluviométriques des zones du nord (1, 6, 12, 13) et de Manta-Jipijapa (9) n'ont pas pu être expliqués de façon satisfaisante.

Modèle	Indice de pluie à expliquer	1° Indice explicatif	2° Indice explicatif	Constante du modèle	R entre les pluies observées et calculées
M1-2	P_2	+ 0,68 Te	- 0,41 Xg	- 0,07	0,79
M1-3	P_3	+ 0,76 Te	- 0,42 Xf	- 0,01	0,82
M1-4	P_4	+ 0,75 Tf	- 0,39 Xg	+ 0,01	0,79
M1-5	P_5	+ 0,58 Te	- 0,20 Xe	- 0,10	0,79
M1-7	P_7	+ 0,51 Tf	- 0,45 Xe	+ 0,03	0,71
M1-8	P_8	+ 0,40 Te	- 0,66 Xf	- 0,03	0,69
M1-10	P_{10}	+ 0,38 Te	- 0,27 Xg	- 0,12	0,82
M1-11	P_{11}	+ 0,55 Te	- 0,47 Xg	- 0,03	0,71

Tableau 8-11b : Modèles du mois de janvier : coefficients de pondération des variables explicatives, constantes des modèles et coefficients de corrélation entre les valeurs observées et calculées.

Ces huit modèles n'utilisent que cinq variables explicatives différentes, deux de TSM (Te, Tf) et trois de vent zonal (Xe, Xf, Xg). Ces indices correspondent aux trois blocs de $1^\circ \times 1^\circ$ situés entre 2 et 5°S à proximité du continent, les coefficients de corrélation entre les indices de TSM et de vent sont relativement élevés. Ceci indique qu'en janvier la plus grande partie de la variance de la pluviométrie de la moitié sud des régions côtières peut être expliquée par celle de la TSM et du vent zonal mesuré à la surface de l'océan au sud-est des côtes de l'Equateur. Le modèle régional MR1 que nous proposons pour le mois de janvier

utilise deux de ces variables, il permet d'expliquer la majorité de la variance de la pluviométrie des zones du sud des régions côtières (Tableau 8-12b).

$$\text{MR1 : } P = 0,56.Te - 0,42.Xf - 0,04$$

	P ₁	P ₂	P ₃	P ₄	P ₅	P ₆	P ₇	P ₈	P ₉	P ₁₀	P ₁₁	P ₁₂	P ₁₃
MR1	0.65	0.77	0.82	0.74	0.78	0.55	0.70	0.67	0.54	0.75	0.66	0.18	0.38

Tableau 8-12b : Performances du modèle régional du mois de janvier MR1 sur la période de calage.

8.3.2.3 Février

Les modèles obtenus sont *satisfaisants* pour les indices pluviométriques des zones de la moitié sud du littoral (3, 5, 8, 9, 10) et d'Esmeraldas (6) au nord (Tableau 8-11c), les plus performants sont ceux des indices des zones les plus arides du sud-ouest du littoral (9, 10). Les autres indices pluviométriques du nord des régions côtières ne peuvent être expliqués de façon satisfaisante. Les indices de vent expliquent ici une part plus importante de la variance de la pluie que les indices de TSM.

Modèle	Indice de pluie à expliquer	1° Indice explicatif	2° Indice explicatif	Constante du modèle	R entre les pluies observées et calculées
M2-3	P ₃	- 0,54 Xe	- 0,72 Ya	+ 0,17	0,80
M2-5	P ₅	- 0,28 Xa	- 0,51 Ya	- 0,02	0,75
M2-6	P ₆	- 0,71 Xe	+ 0,61 Te	+ 0,24	0,71
M2-8	P ₈	- 0,70 Xe	- 0,57 Ya	+ 0,30	0,69
M2-9	P ₉	- 0,65 Xc	- 0,54 Ya	+ 0,19	0,85
M2-10	P ₁₀	- 0,61 Xd	- 0,55 Ya	+ 0,18	0,84

Tableau 8-11c : Modèles du mois de février : coefficients de pondération des variables explicatives, constantes des modèles et coefficients de corrélation entre les valeurs observées et calculées.

Un seul indice de vent méridien est utilisé, il correspond au bloc de 1°x1° situé le plus au nord (Ya), les indices de vent zonal correspondent à des blocs de latitudes variées. Le modèle régional MR2 que nous proposons pour le mois de février utilise deux de ces variables, il permet d'expliquer la majorité de la variance de la pluviométrie des zones du sud et du sud-ouest des régions côtières (Tableau 8-12c).

$$\text{MR2 : } P = - 0,67.Ya - 0,49.Xe + 0,18$$

	P ₁	P ₂	P ₃	P ₄	P ₅	P ₆	P ₇	P ₈	P ₉	P ₁₀	P ₁₁	P ₁₂	P ₁₃
MR2	0.46	0.53	0.80	0.57	0.73	0.66	0.52	0.69	0.84	0.83	0.42	0.23	0.19

Tableau 8-12c : Performances du modèle régional du mois de février MR2 sur la période de calage.

8.3.2.4 Mars

Les modèles obtenus sont *satisfaisants* pour expliquer les indices pluviométriques des zones de la moitié sud du littoral (2, 3, 4, 5, 9, 10) et de l'extrême nord (12) (Tableau 8-11d), le modèle le plus performant est celui de la zone la plus méridionale (5), les indices pluviométriques P₇, P₁₁ et P₁₃ ne peuvent par contre pas être expliqués de façon satisfaisante. De la même façon que pour le mois de janvier, la TSM explique une part plus importante de

la variance de la pluie que les indices de vent. Certains des indices de vent méridien et les indices du modèle de la zone la plus septentrionale (M3-12) correspondent à des blocs de 5°x5° et non à des blocs de 1°x1°.

Modèle	Indice de pluie à expliquer	1° Indice explicatif	2° Indice explicatif	Constante du modèle	R entre les pluies observées et calculées
M3-1	P ₁	+ 0,54 Ta	- 0,43 Yk	+ 0,09	0,71
M3-2	P ₂	+ 0,73 Tc	- 0,40 Yl	+ 0,17	0,81
M3-3	P ₃	+ 0,65 Tc	- 0,29 Yk	+ 0,07	0,79
M3-4	P ₄	+ 0,76 Td	- 0,58 Xf	+ 0,12	0,80
M3-5	P ₅	+ 0,56 Te	- 0,33 Ya	+ 0,02	0,88
M3-8	P ₈	+ 0,56 Tb	- 0,53 Xc	+ 0,07	0,69
M3-9	P ₉	+ 0,48 Ta	- 0,52 Ya	+ 0,13	0,71
M3-10	P ₁₀	+ 0,51 Td	- 0,14 Xa	- 0,05	0,75
M3-12	P ₁₂	+ 0,87 Th	- 1,09 Xi	+ 0,02	0,79

Tableau 8-11d : Modèles du mois de mars : coefficients de pondération des variables explicatives, constantes des modèles et coefficients de corrélation entre les valeurs observées et calculées.

Le modèle régional MR3 que nous proposons pour le mois de mars utilise un indice de TSM et un indice de vent méridien, il permet d'expliquer la majorité de la variance de la pluviométrie des zones du sud de la plaine du Guayas et des zones semi-arides du sud et du sud-ouest (Tableau 8-12d).

$$\text{MR3 : } P = 0,67.Tc - 0,27.Yl + 0,09$$

	P ₁	P ₂	P ₃	P ₄	P ₅	P ₆	P ₇	P ₈	P ₉	P ₁₀	P ₁₁	P ₁₂	P ₁₃
MR3	0.65	0.81	0.78	0.76	0.88	0.22	0.43	0.68	0.73	0.74	0.46	0.41	0.46

Tableau 8-12d : Performances du modèle régional du mois de mars MR3 sur la période de calage.

8.3.2.5 Avril

Les modèles obtenus sont *satisfaisants* pour expliquer la majorité des indices pluviométriques (Tableau 8-11e), les plus performants sont ceux de la plaine du Guayas et du sud-ouest. Seuls les indices des zones du piedmont (13), de Portoviejo (8) et d'Esmeraldas (6) au nord n'ont pu être expliqués de façon satisfaisante. Les indices de TSM expliquent ici aussi une part plus importante de la variance de la pluie que les indices de vent. Les indices de vent méridien utilisés correspondent à des blocs de 5°x5°.

Le modèle régional MR4 que nous proposons pour le mois d'avril utilise un indice de TSM et un indice de vent méridien, il permet d'expliquer la majorité de la variance de la pluviométrie des zones de la plaine du Guayas et de la Péninsule (Tableau 8-12e).

$$\text{MR4 : } P = 0,50.Te - 0,28.Yk - 0,15$$

	P ₁	P ₂	P ₃	P ₄	P ₅	P ₆	P ₇	P ₈	P ₉	P ₁₀	P ₁₁	P ₁₂	P ₁₃
MR4	0.73	0.81	0.85	0.78	0.69	0.36	0.62	0.57	0.61	0.72	0.55	0.61	0.43

Tableau 8-12e : Performances du modèle régional du mois d'avril MR4 sur la période de calage.

Modèle	Indice de pluie à expliquer	1° Indice explicatif	2° Indice explicatif	Constante du modèle	R entre les pluies observées et calculées
M4-1	P ₁	+ 0,70 Td	- 0,29 Yk	- 0,08	0,77
M4-2	P ₂	+ 0,65 Te	- 0,35 Yk	- 0,10	0,84
M4-3	P ₃	+ 0,63 Te	- 0,58 Xe	- 0,19	0,86
M4-4	P ₄	+ 0,63 Te	- 0,38 Yk	- 0,14	0,84
M4-5	P ₅	+ 0,56 Tq	- 0,24 Xf	- 0,31	0,75
M4-7	P ₇	+ 0,70 Td	- 0,27 Xc	- 0,23	0,73
M4-9	P ₉	+ 0,22 Te	- 0,38 Yk	- 0,13	0,83
M4-10	P ₁₀	+ 0,17 Te	- 0,15 Yh	- 0,21	0,76
M4-11	P ₁₁	+ 0,72 Te	- 0,45 Xg	- 0,08	0,79
M4-12	P ₁₂	+ 1,02 Td	- 0,37 Yg	- 0,12	0,75

Tableau 8-11e : Modèles du mois d'avril : coefficients de pondération des variables explicatives, constantes des modèles et coefficients de corrélation entre les valeurs observées et calculées.

8.3.2.6 Mai

Les modèles obtenus sont *satisfaisants* pour les indices pluviométriques des zones du centre des régions côtières (1, 2, 3, 6, 7, 8) (Tableau 8-11f). Les indices pluviométriques P₁₂ et P₁₃ des zones du nord, P₄, P₉, P₁₀ et P₁₁ des zones du sud-ouest et P₅ de l'extrême sud n'ont pu être expliqués de façon satisfaisante. Les indices de TSM sont, ici aussi, plus explicatifs que ceux de vent. Les indices de vent méridien utilisés correspondent à des blocs de 5°x5°.

Modèle	Indice de pluie à expliquer	1° Indice explicatif	2° Indice explicatif	Constante du modèle	R entre les pluies observées et calculées
M5-1	P ₁	+ 0,99 Td	- 0,24 Yl	- 0,10	0,81
M5-2	P ₂	+ 0,88.Td	- 0,22.Yl	- 0,16	0,76
M5-3	P ₃	+ 0,74.Td	- 0,17.Yl	- 0,25	0,79
M5-6	P ₆	+ 1,14 Tc	- 0,36 Yl	- 0,05	0,75
M5-7	P ₇	+ 0,58 Tc	- 0,11 Yl	- 0,21	0,82
M5-8	P ₈	+ 0,47 Tc	- 0,09 Yl	- 0,21	0,79

Tableau 8-11f : Modèles du mois de mai : coefficients de pondération des variables explicatives, constantes et coefficients de corrélation entre les valeurs observées et calculées.

Les modèles n'utilisent que trois indices explicatifs différents, deux de TSM (Tc, Td) et un de vent méridien (Yl), le modèle régional MR5 que nous proposons pour le mois de mai utilise un indice de TSM et un indice de vent méridien, il permet d'expliquer la majorité de la variance de la pluviométrie des indices des zones côtières centrales (Tableau 8-12f).

$$\text{MR5 : } P = 0,79.Td - 0,21.Yl - 0,15$$

	P ₁	P ₂	P ₃	P ₄	P ₅	P ₆	P ₇	P ₈	P ₉	P ₁₀	P ₁₁	P ₁₂	P ₁₃
MR6	0.81	0.76	0.78	0.60	0.55	0.73	0.81	0.75	0.35	0.55	0.63	0.44	0.44

Tableau 8-12f : Performances du modèle régional du mois de mai MR5 sur la période de calage.

8.3.2.7 Recherche d'un modèle commun à tous les mois

Les précipitations du mois de décembre, premier mois de la saison des pluies pendant lequel les pluies sont encore faibles, ne peuvent être expliquées de façon satisfaisante par la TSM ou le vent du Pacifique oriental. Pour les mois suivants, plusieurs indices pluviométriques peuvent être expliqués de façon satisfaisante ; les mieux expliqués sont ceux des zones de la moitié sud du littoral et plus particulièrement celui de la zone de Guayaquil (P₃).

D'une manière générale, les indices explicatifs à utiliser en premier lieu sont ceux de TSM des blocs de 1°x1° proches du continent, puis les indices de vent méridien et zonal apportent un complément d'information non négligeable qui peut atteindre 30 % de la variance de la série observée et même être plus explicatif que la TSM pour les zones semi-arides du sud-ouest. Nous avons ensuite recherché des modèles applicables à toutes les zones pour chacun des mois de la saison des pluies (Tableau 8-13).

Modèle	1° Indice explicatif	2° Indice explicatif	Constante
MR1 : Janvier	+ 0,56 . Te	- 0,42 . Xf	- 0,04
MR2 : Février	+ 0,67 . Ya	- 0,49 . Xe	+ 0,18
MR3 : Mars	+ 0,67 . Tc	- 0,27 . Yl	+ 0,09
MR4 : Avril	+ 0,50 . Te	- 0,28 . Yk	- 0,19
MR5 : Mai	+ 0,79 . Td	- 0,21 . Yl	- 0,15
Moyenne (sans février)	+ 0,63	- 0,30	- 0,06
SR3 : saison	+ 0,60 . Te	- 0,30 . Yc	+ 0,00

Tableau 8-13 : Coefficients de pondération des indices de vent des modèles mensuels régionaux et du modèle saisonnier régional SR3.

Ces modèles régionaux sont évidemment moins performants que les modèles calés spécifiquement pour chaque zone, mais ils permettent d'expliquer plus de 50 % de la variance des précipitations de la plaine du Guayas (P₁, P₂, P₃, P₄) et des zones semi-arides du sud et du sud-ouest (P₅, P₉, P₁₀) (Tableau 8-13). Ces modèles régionaux simples montrent la pertinence des conditions types provoquant l'augmentation des précipitations pour les zones méridionales.

	P ₁	P ₂	P ₃	P ₄	P ₅	P ₆	P ₇	P ₈	P ₉	P ₁₀	P ₁₁	P ₁₂	P ₁₃
MR1 : Janvier	0.65	0.77	0.82	0.74	0.78	0.55	0.70	0.67	0.54	0.75	0.66	0.18	0.38
MR2 : Février	0.46	0.53	0.80	0.57	0.73	0.66	0.52	0.69	0.84	0.83	0.42	0.23	0.19
MR3 : Mars	0.65	0.81	0.78	0.76	0.88	0.22	0.43	0.68	0.73	0.74	0.46	0.41	0.46
MR4 : Avril	0.73	0.81	0.85	0.78	0.69	0.36	0.62	0.57	0.61	0.72	0.55	0.61	0.43
MR5 : Mai	0.81	0.76	0.78	0.60	0.55	0.73	0.81	0.75	0.35	0.55	0.63	0.44	0.44

Tableau 8-14 : Performances des modèles mensuels régionaux sur la période de calage.

A l'exception du modèle déterminé pour le mois de février, ces modèles utilisent un indice de TSM et un indice de vent (Tableau 8-13). Les moyennes des coefficients de pondération des indices de TSM et de vent sont de 0,63 et 0,30 ; ces valeurs sont proches de celles du modèle régional saisonnier SR3 qui étaient de 0,60 et 0,30. Nous proposons donc un modèle mensuel moyen régional (MM) applicable à l'ensemble des mois de la saison des pluies proche du modèle saisonnier régional SR3.

$$MM : \quad P = 0,60.Td - 0,30.Yl$$

Ce modèle permet d'expliquer correctement les précipitations des mois de janvier, mars et avril des zones de la plaine du Guayas et des zones semi-arides du sud et du sud-ouest (Tableau 8-15). La faiblesse des performances de ce modèle pour le mois de décembre peut

s'expliquer par le fait que ce type de modèle ne permet d'expliquer que les pluies liées à l'état de l'océan. Or, si ce type de précipitations est prépondérant pendant la saison des pluies, il existe également des précipitations liées à d'autres facteurs (position et activité de la ZCIT, convections locales...) qui représentent certainement une part plus importante des précipitations du mois de décembre dont les totaux sont encore faibles.

Mois	P ₁	P ₂	P ₃	P ₄	P ₅	P ₆	P ₇	P ₈	P ₉	P ₁₀	P ₁₁	P ₁₂	P ₁₃
Décembre	0.39	0.43	0.68	0.32	0.56	0.32	0.20	0.17	0.18	0.21	0.47	0.35	0.38
Janvier	0.60	0.73	0.79	0.71	0.79	0.56	0.66	0.62	0.52	0.74	0.62	0.20	0.42
Février	0.52	0.57	0.61	0.56	0.58	0.68	0.41	0.57	0.71	0.65	0.35	0.35	0.27
Mars	0.68	0.78	0.76	0.79	0.85	0.27	0.45	0.64	0.72	0.69	0.48	0.52	0.49
Avril	0.74	0.81	0.84	0.76	0.65	0.42	0.64	0.56	0.60	0.70	0.55	0.63	0.44
Mai	0.66	0.65	0.65	0.44	0.51	0.58	0.72	0.62	0.14	0.31	0.29	0.58	0.28

Tableau 8-15 : Performances du modèle mensuel moyen régional MM sur la période de calage avec les indices pluviométriques des régions côtières de l'Equateur pour les six mois de la saison des pluies.

Les performances plus faibles du modèle mensuel moyen régional MM en février sont plus difficiles à interpréter. Pourquoi les précipitations de ce mois du coeur de la saison des pluies sont-elles moins bien expliquées par la TSM que celles des mois de janvier ou mars ? Seuls les indices de vent permettent d'expliquer une partie des précipitations des zones semi-arides. Il ne faut pas oublier que la période d'étude n'est que de 30 ans et qu'il suffit donc de quelques mois qui ne correspondent pas aux conditions types pour que le modèle déterminé soit différent de celui des autres mois.

Le modèle mensuel régional moyen (MM) est moins performant pour le mois de mai que pour les mois de mars et avril. Nous avons vu que les réchauffements de l'océan au cours des années Niño sont plus marqués au cours de la deuxième moitié de la saison des pluies (Chapitre 7). L'influence du réchauffement est donc plus importante à la fin de la saison des pluies, lien qui est illustré par la plus forte valeur du coefficient de pondération de l'indice de TSM du modèle régional du mois de mai (0,8 contre 0,6). Nous pouvons remarquer que les indices P₉ et P₁₀ des zones du sud-ouest, dont les totaux des mois précédents sont bien expliqués par le vent, ne sont pas correctement expliqués au mois de mai alors que les indices P₆, P₇ et P₈ de zones situées plus au nord, qui n'étaient pas ou peu expliqués les mois précédents, le sont en mai. Ceci est-il lié aux déplacements méridionaux de la ZCIT et du front équatorial qui auraient encore une forte influence sur ces régions lors des années Niño car le réchauffement de l'océan est encore marqué ?

8.3.3 Validation des modèles mensuels

De la même façon que pour les modèles saisonniers, nous avons validé les modèles mensuels avec les séries des stations de longue durée de la période antérieure à 1964 dont les données n'ont pas été utilisées pour le calage. Nous avons donc comparé les anomalies calculées avec les différents modèles aux séries pluviométriques des stations sur les périodes de calage et de validation, déterminé les coefficients de corrélation entre ces séries sur les deux périodes. Sur la période 1964-89, les coefficients permettent d'apprécier la capacité des modèles à reconstituer les séries des stations alors qu'ils ont été ajustés avec les indices, il

s'agit en fait d'une vérification du bon fonctionnement des modèles sur la période de calage avec les données des pluviomètres (P006, P036 ...). Sur la période de validation, ils permettent de vérifier si les relations sont valables sur une période qui n'a pas été utilisée pour les déterminer. Si la valeur du coefficient de corrélation de la période de validation est proche de celle de la période de calage et que les nuages de points présentent la même dispersion, nous avons considéré que le modèle était validé.

8.3.3.1 Décembre

Les performances du modèle déterminé pour l'indice P₃ (M0-3) sont moyennes sur la période de calage et faibles sur celle de validation (Tableau 8-16a), la faiblesse des coefficients de corrélation est due à la mauvaise estimation des deux premières valeurs de la période (1946 et 47) et des valeurs nulles qui tronquent et rendent dissymétrique l'échantillon de pluies (Figure 8-14a). Les totaux exceptionnels de décembre 1982 sont très sous-estimés (1,9 calculé contre 4,7 observé pour P037 et 1,9 contre 4,8 pour P056). Le modèle mensuel moyen MM n'est pas satisfaisant pour estimer les pluies du mois de décembre. Les séries des stations P006, P036 et P047 n'ont pas été utilisées car elles sont mal corrélées avec les indices pluviométriques modélisés.

Station	Période	Modèles du mois de décembre à valider	
		MM	M0-3
P037	Calage : 64-89	0.38	0.62
	Validation : 45-63	-0.19	-0.06
P056	Calage : 64-89	0.52	0.67
	Validation : 45-63	0.13	-0.04

Tableau 8-16a : Validation des modèles du mois de décembre : coefficients de corrélation entre les valeurs observées et calculées des séries des stations P037 et P056 sur les périodes de calage et de validation.

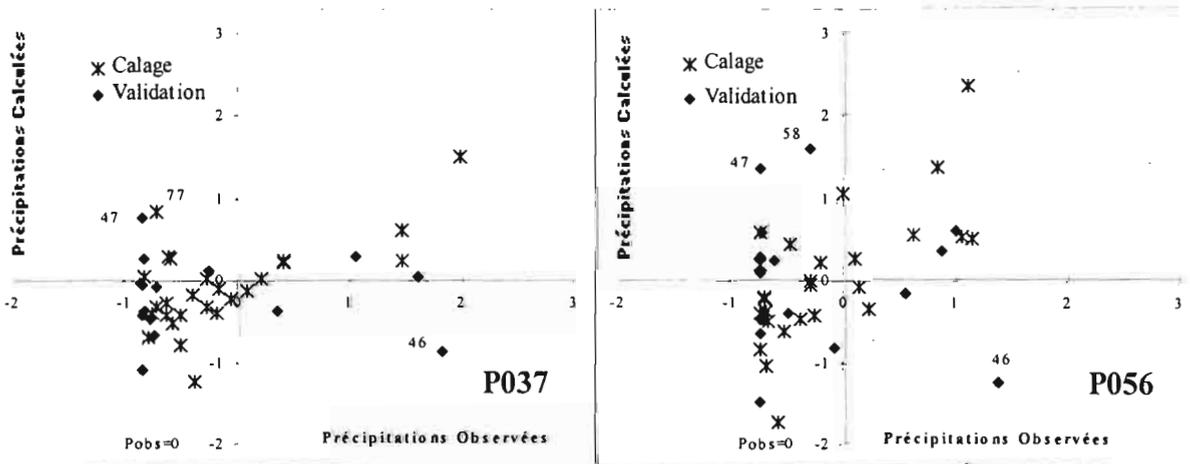


Figure 8-14a: Validation des modèles de décembre: Anomalies pluviométriques des stations P037 et P056 observées et calculées avec le modèle M0-3 sur les périodes de calage et de validation.

8.3.3.2 Janvier

La validation des modèles est relativement bonne avec les stations P006 et P036, seul le total de 1952 est sous-estimé, alors que ceux de 1983 qui sont forts sans être exceptionnels, sont bien estimés (Tableau 8-16b, Figure 8-14b). La faiblesse des coefficients de corrélation sur la période de validation obtenus avec les stations P037 et P056 est essentiellement due aux valeurs de la période la plus ancienne (1945-52) qui sont sous-estimés. Pour ces deux stations, les totaux de 1983, qui sont exceptionnels, sont très sous-estimés (1,5 contre 4,7 pour P037 et 1,5/4,8 pour P056). Nous n'avons pas utilisé la série de la station P047 car elle est mal corrélée avec les indices pluviométriques modélisés. Les modèles du mois de janvier sont donc validés avec les séries des deux stations situées au nord de la plaine du Guayas dans les zones 1 et 2, mais ils ne sont pas validés par les stations de la zone 3 de Guayaquil située au sud de la plaine du Guayas. Il en est de même pour le modèle régional du mois de janvier MR1 et pour le modèle mensuel moyen MM.

		Modèles du mois de janvier à valider									
Station	Période	MM	MR1	M1-2	M1-3	M1-4	M1-5	M1-7	M1-8	M1-10	M1-11
P006	Calage	0.54	0.58	0.57	0.57	0.53	0.54	0.51	0.58	0.57	0.57
	Validation	0.69	0.73	0.75	0.73	0.74	0.69	0.64	0.69	0.75	0.75
P036	Calage	0.78	0.82	0.81	0.82	0.79	0.80	0.73	0.78	0.80	0.78
	Validation	0.53	0.55	0.57	0.54	0.53	0.51	0.47	0.54	0.58	0.58
P037	Calage	0.77	0.79	0.75	0.80	0.73	0.78	0.71	0.74	0.74	0.72
	Validation	-0.11	-0.08	-0.09	-0.09	-0.05	-0.15	-0.09	-0.03	-0.08	-0.07
P056	Calage	0.74	0.77	0.77	0.78	0.74	0.76	0.68	0.72	0.76	0.75
	Validation	-0.06	0.00	-0.01	0.02	0.08	0.01	-0.03	-0.04	-0.02	-0.04

Tableau 8-63b : Validation des modèles du mois de janvier : coefficients de corrélation entre les valeurs observées et calculées des séries des stations de longue durée sur les périodes de calage et de validation.

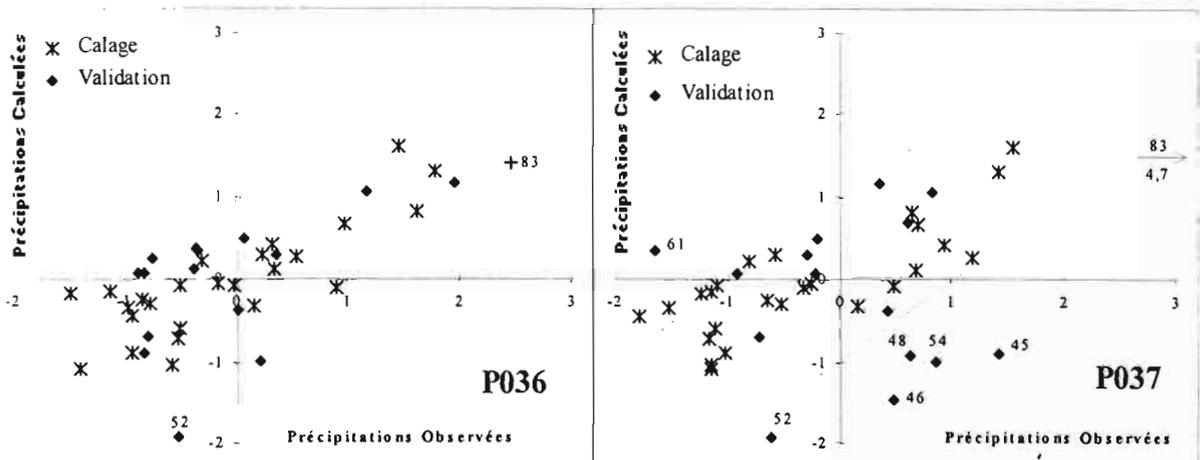


Figure 8-14b: Validation des modèles de janvier : Anomalies pluviométriques des stations P036 et P037 observées et calculées avec le modèle régional MR1 sur les périodes de calage et de validation.

8.3.3.3 Février

L'ensemble des modèles, dont le modèle régional du mois de février MR2 et le modèle moyen MM, est relativement bien validé par les séries des stations P037 et P047, mais seuls les modèles utilisant un indice de TSM (MM, M2-6) sont validés par la série de la station P056 (Tableau 8-16c et Figure 8-14c). Les totaux de 1983, qui sont élevés mais pas exceptionnels, sont bien estimés. Nous n'avons pas utilisé les séries des stations P006 et P036 car elles sont mal corrélées avec les indices pluviométriques modélisés.

Station	Période	Modèles du mois de février à valider							
		MM	MR2	M2-3	M2-5	M2-6	M2-8	M2-9	M2-10
P037	Calage	0.60	0.79	0.79	0.74	0.71	0.79	0.78	0.79
	Validation	0.81	0.64	0.64	0.54	0.75	0.63	0.61	0.64
P047	Calage	0.44	0.60	0.60	0.59	0.57	0.59	0.61	0.60
	Validation	0.60	0.57	0.57	0.50	0.66	0.57	0.53	0.57
P056	Calage	0.54	0.74	0.74	0.75	0.69	0.73	0.78	0.75
	Validation	0.75	0.26	0.26	0.20	0.67	0.27	0.28	0.28

Tableau 8-16c : Validation des modèles du mois de février : coefficients de corrélation entre les valeurs observées et calculées des séries des stations de longue durée sur les périodes de calage et de validation.

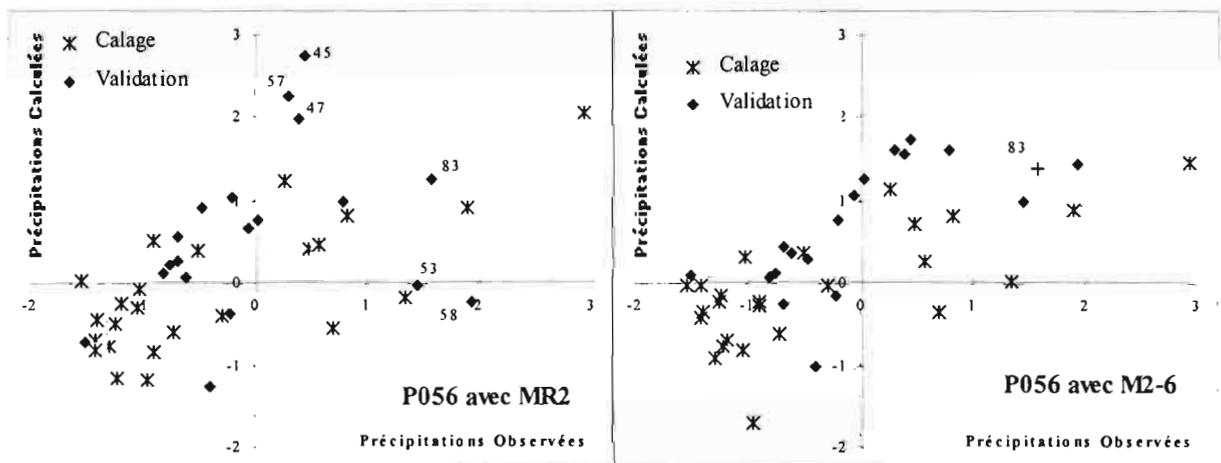


Figure 8-41c: Validation des modèles de février : Anomalies pluviométriques de la station P056 observées et calculées avec le modèle régional MR2 et le modèle M2-6 sur les périodes de calage et de validation.

8.3.3.4 Mars

La faiblesse des coefficients de corrélation obtenus sur la période de validation avec les stations P006, P036, P037 et P056 est essentiellement due aux valeurs de 1945 et 1952 qui sont surestimées (Tableau 8-16d, Figure 8-14d). La validation des modèles, dont le modèle régional du mois de mars MR3 et le modèle moyen MM, est relativement bonne avec les autres années, les coefficients de corrélations sont supérieurs à 0,70 si on ne prend pas en compte les valeurs de ces deux années. Les totaux de 1983, qui sont élevés mais ne sont pas exceptionnels, sont relativement bien estimés. Le modèle M3-12 n'a pu être validé car les séries des stations de longue durée sont mal corrélées avec l'indice P_{12} pour lequel le modèle a été ajusté. Nous n'avons pas utilisé la série de la station P047 car elle est mal corrélée avec les indices pluviométriques modélisés.

Station	Période	Modèles du mois de mars à valider										
		MM	MR3	M3-1	M3-2	M3-3	M3-4	M3-5	M3-8	M3-9	M3-10	M3-12
P006	Calage	0.69	0.69	0.69	0.68	0.69	0.70	0.62	0.69	0.63	0.66	0.51
	Validation	0.46	0.64	0.66	0.63	0.70	0.38	0.68	0.55	0.61	0.62	0.25
P036	Calage	0.70	0.73	0.68	0.73	0.71	0.70	0.67	0.68	0.67	0.67	0.39
	Validation	0.71	0.44	0.68	0.39	0.65	0.68	0.66	0.72	0.74	0.61	0.45
P037	Calage	0.73	0.75	0.75	0.73	0.76	0.75	0.70	0.73	0.73	0.73	0.55
	Validation	0.25	0.12	0.34	0.08	0.24	0.15	0.26	0.16	0.36	0.24	0.05
P056	Calage	0.78	0.78	0.82	0.76	0.81	0.81	0.72	0.76	0.77	0.77	0.60
	Validation	0.59	0.43	0.64	0.38	0.55	0.48	0.51	0.36	0.61	0.52	0.28

Tableau 8-16d : Validation des modèles du mois de mars : coefficients de corrélation entre les valeurs observées et calculées des séries des stations de longue durée sur les périodes de calage et de validation.

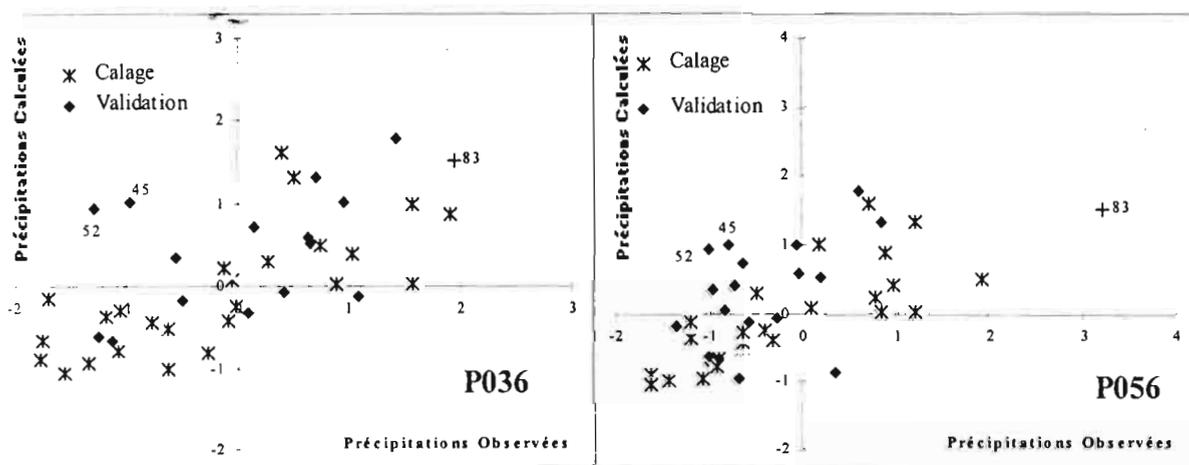


Figure 8-14d: Validation des modèles de mars: Anomalies pluviométriques des stations P036 et P056 observées et calculées avec le modèle régional MR3 sur les périodes de calage et de validation.

8.3.3.5 Avril

Les modèles déterminés pour les indices du mois d'avril, dont le modèle régional MR3 et le modèle moyen MM, sont bien validés. Les coefficients de détermination obtenus sur la période de validation sont équivalents à ceux de la période de calage et les erreurs commises sur l'estimation des totaux sont inférieures à un écart-type. Seule la valeur de 1945 de la station P037 (pluies observées ~ 0) est très surestimée. S'il n'y avait pas cette valeur les coefficients de corrélation seraient supérieurs à 0,70 (Tableau 8-16e, Figure 8-14e). La faiblesse des coefficients obtenus avec la station P047 située dans une zone semi-aride s'explique par les nombreuses valeurs observées nulles ou proches de zéro. Les totaux de 1983 des stations P006, P036, P037 et P056 sont relativement bien estimés, alors que celui de la station P047, très élevé, est sous-estimé (1,5 contre 5,5).

		Modèles du mois d'avril à valider											
Station	Période	MM	MR4	M4-1	M4-2	M4-3	M4-4	M4-5	M4-7	M4-9	M4-10	M4-11	M4-12
P006	Calage	0.78	0.76	0.80	0.79	0.72	0.78	0.66	0.77	0.72	0.74	0.64	0.75
	Validation	0.71	0.68	0.75	0.75	0.64	0.72	0.70	0.73	0.70	0.71	0.74	0.70
P036	Calage	0.75	0.75	0.80	0.84	0.70	0.80	0.63	0.74	0.74	0.69	0.73	0.74
	Validation	0.80	0.77	0.82	0.78	0.72	0.78	0.65	0.84	0.74	0.73	0.77	0.80
P037	Calage	0.79	0.81	0.77	0.78	0.80	0.77	0.77	0.78	0.68	0.77	0.67	0.75
	Validation	0.46	0.38	0.68	0.58	0.25	0.62	0.45	0.59	0.59	0.29	0.50	0.69
P047	Calage	0.44	0.45	0.62	0.66	0.44	0.68	0.44	0.52	0.76	0.33	0.38	0.44
	Validation	0.74	0.69	0.79	0.73	0.61	0.73	0.57	0.78	0.62	0.62	0.75	0.83
P056	Calage	0.74	0.76	0.71	0.71	0.77	0.71	0.77	0.72	0.65	0.75	0.59	0.66
	Validation	0.67	0.60	0.88	0.80	0.48	0.85	0.68	0.78	0.79	0.49	0.71	0.86

Tableau 8-16e: Validation des modèles du mois d'avril : coefficients de corrélation entre les valeurs observées et calculées des séries des stations de longue durée sur les périodes de calage et de validation.

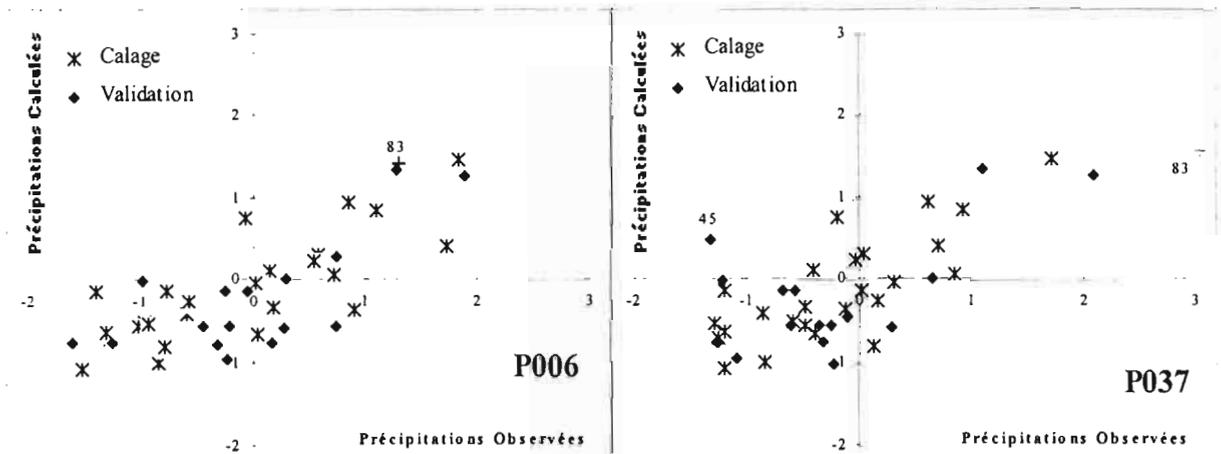


Figure 8-14e: Validation des modèles d'avril : Anomalies pluviométriques des stations P006 et P037 observées et calculées avec le modèle régional MR4 sur les périodes de calage et de validation.

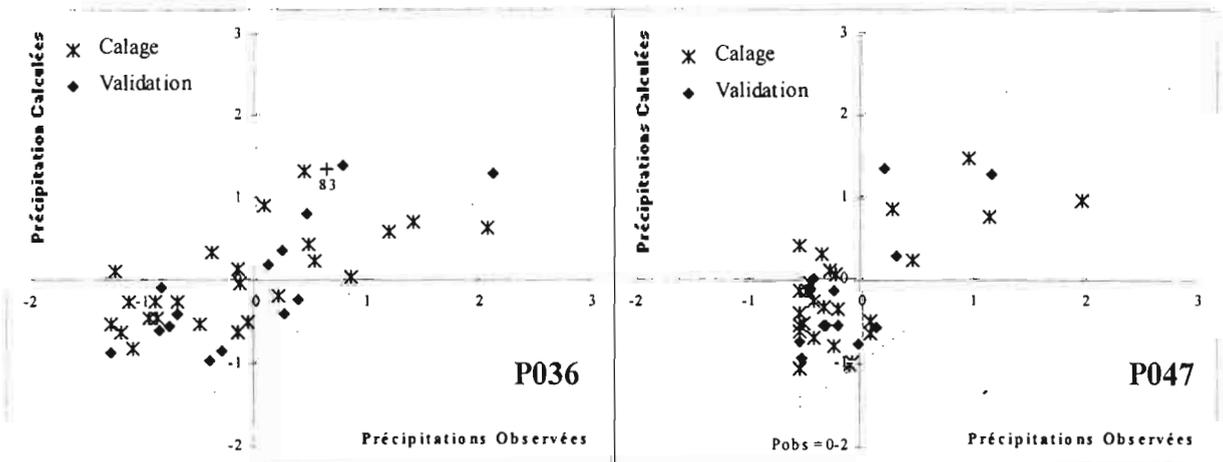


Figure 8-14e (suite) : Validation des modèles d'avril : Anomalies pluviométriques observées et calculées avec le modèle mensuel moyen MM pour la station P036 et avec le modèle régional MR4 pour la station P047 sur les périodes de calage et de validation.

8.3.3.6 Mai

La faiblesse des coefficients de corrélation sur la période de calage s'explique par les nombreuses valeurs observées nulles ou proches de zéro pendant cette période (1947, 54, 60) (Tableau 8-16f, Figure 8-14f). Si ces valeurs n'étaient pas prise en compte, les coefficients seraient supérieurs à 0,60 avec les stations P036, P037 et P056, mais resteraient inférieurs à 0,50 avec la station P006 car plusieurs valeurs observées supérieures à la normale sont sous-estimées. Les totaux de 1983 des stations P006, P036 et P037 sont bien estimés, alors que celui de la station P056, très élevé, est sous-estimé (2,5 contre 6,2). La station P047 n'est pas utilisée car sa série est mal corrélée avec les indices pluviométriques modélisés. Les modèles du mois de mai, dont le modèle régional MR5 et le modèle moyen MM, sont donc validés pour les précipitations supérieures à la normale, mais sont moins performants pour les précipitations nulles ou très faibles.

Station	Période	Modèles du mois de mai à valider							
		MM	MR5	M5-1	M5-2	M5-3	M5-6	M5-7	M5-8
P006	Calage	0.66	0.79	0.79	0.79	0.79	0.70	0.71	0.71
	Validation	0.34	0.23	0.24	0.42	0.40	0.28	0.31	0.31
P036	Calage	0.81	0.77	0.78	0.82	0.83	0.66	0.71	0.71
	Validation	0.59	0.50	0.50	0.62	0.61	0.50	0.54	0.54
P037	Calage	0.73	0.79	0.79	0.81	0.81	0.71	0.73	0.73
	Validation	0.46	0.23	0.24	0.37	0.36	0.19	0.21	0.21
P056	Calage	0.42	0.63	0.62	0.67	0.66	0.57	0.54	0.54
	Validation	0.60	0.42	0.43	0.57	0.56	0.48	0.53	0.53

Tableau 8-16f : Validation des modèles du mois de mai : coefficients de corrélation entre les valeurs observées et calculées des séries des stations de longue durée sur les périodes de calage et de validation.

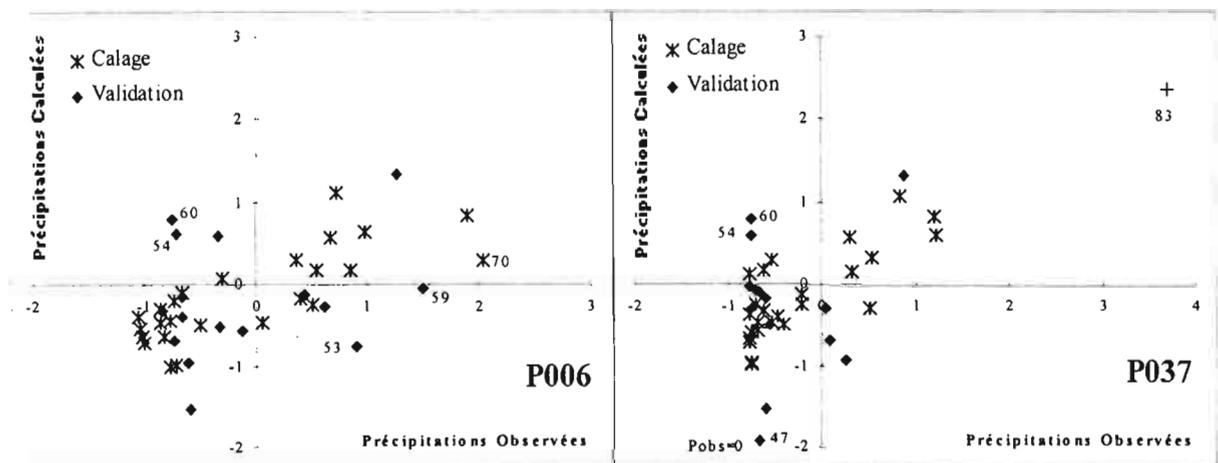


Figure 8-14f : Validation des modèles de mai : Anomalies pluviométriques des stations P006 et P037 observées et calculées avec le modèle régional MR5 sur les périodes de calage et de validation.

8.3.3.7 Conclusion sur la validation des modèles

Les modèles mensuels déterminés sur la période 1964-89 pour les mois de janvier à mai sont bien ou moyennement bien validés sur la période 1945-63. Les plus robustes sont ceux du mois d'avril qui expliquent plus de 60% de la variance des indices pluviométriques du bassin versant du Guayas (P_1 , P_2 , P_3 , P_4). Les valeurs mal estimées de la période de validation correspondent :

- Soit à la période la plus ancienne comprise entre 1945 et 1948, or nous avons déjà remarqué lors de la validation des modèles saisonniers que les relations entre les pressions atmosphériques (et donc les vents) de différents points du Pacifique ne correspondent pas aux conditions moyennes.

- Soit à des totaux pluviométriques mensuels nuls ou très faibles que l'on peut observer dans les régions semi-arides ou au début et à la fin de la saison des pluies.

8.3.4 Persistance des précipitations

Les analyses en composantes principales ont montré que les conditions types d'apparition des précipitations excédentaires correspondaient principalement aux années Niño. Or les anomalies provoquées par ce phénomène durent généralement plusieurs mois (Chapitre 7), il y a un effet de persistance des anomalies de TSM, de vent et de pluie. Lorsque les conditions sont établies, les précipitations, mais aussi les anomalies de TSM et de vent d'un mois donné sont corrélées avec celles du mois précédent. Nous étudions donc le complément d'information apporté par les indices du mois antérieur pour l'explication des précipitations d'un mois donné. Cet essai est réalisé avec l'indice pluviométrique P_3 de la zone de Guayaquil pour lequel des modèles mensuels satisfaisants ont pu être établis pour les six mois de la saison des pluies.

Janvier : Les indices du mois de décembre n'apportent aucune information complémentaire au modèle M1-3 pour l'explication de l'indice P_3 du mois de janvier.

Février : L'utilisation de l'indice P_3 du mois de janvier en complément du modèle M2-3 permet d'expliquer 5 % de plus de la variance de l'indice P_3 du mois de février. Les autres indices du mois de janvier n'apportent aucune information complémentaire.

Mars : L'utilisation des indices pluviométriques du mois de février à la place de l'indice de vent du mois de mars utilisé par le modèle M3-3 permet d'augmenter les performances du modèle de 3 à 14 %. Le maximum est obtenu avec l'indice de la zone d'Esmeraldas située au nord des régions côtières, l'indice de TSM du mois mars est cependant plus explicatif que l'indice de pluies du mois de février. Alors que les indices de TSM et de vent du mois de février n'apportent aucune information complémentaire.

Avril : Le complément d'information apporté par les indices du mois de mars est faible, il ne dépasse jamais 3 %.

Mai : L'utilisation des indices pluviométriques du mois d'avril à la place de l'indice de vent du mois de mai utilisé par le modèle M5-3 permet d'augmenter les performances du modèle de 3 à 16 %. Le maximum est obtenu avec les indices des zones 1, 2, 3 et 4 de la plaine du Guayas du mois d'avril qui sont plus fortement corrélés avec l'indice P_3 du mois de

mai que les indices de TSM et de vent du mois de mai. Le complément d'information apporté par les indices de TSM et de vent du mois d'avril est faible, il ne dépasse jamais 5 %.

Cet essai montre que les précipitations des mois antérieurs peuvent apporter un complément d'information non négligeable pour l'explication des précipitations mensuelles. Nous pouvons également déjà présumer que les totaux des mois de février à mai pourront être estimés avec les seuls indices des mois antérieurs.

8.3.5 estimation des totaux saisonniers avec les modèles mensuels

Pour l'indice de la zone de Guayaquil qui est l'indice pluviométrique le mieux expliqué, nous avons calculé les totaux saisonniers par addition des estimations mensuelles. Ce modèle "composite" permet d'expliquer 5 % de plus de la variance des pluies observées par rapport au modèle saisonnier sur la période de calage des modèles (1964-89 sans 1983) (Figure 8-15). Mais la principale différence réside dans la meilleure explication du total de 1983.

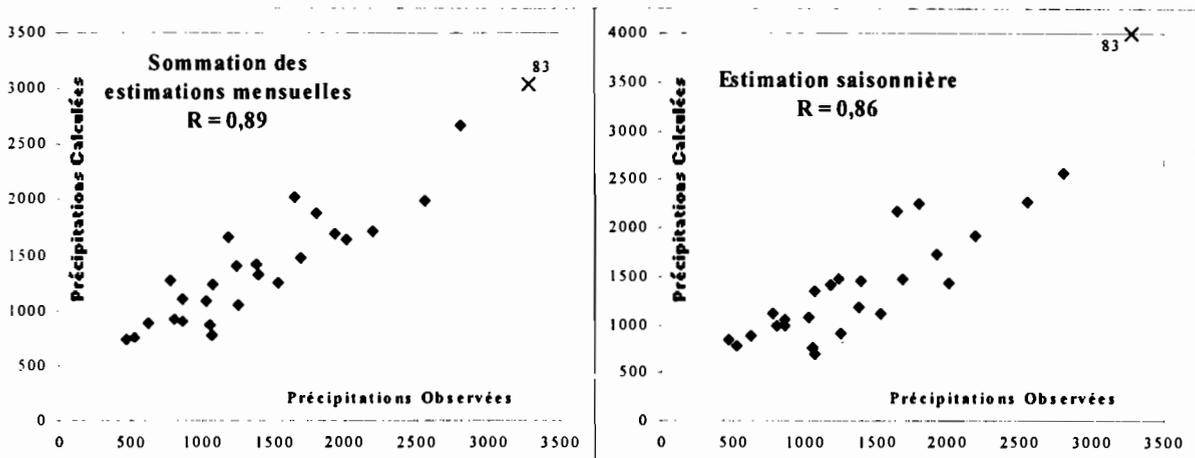


Figure 8-15 : L'estimation des totaux saisonniers de la zone de Guayaquil par addition des estimations mensuelles est plus performante qu'avec le modèle saisonnier S3.

8.4 CONCLUSION

Ce chapitre montre qu'une augmentation des précipitations est observée sur l'ensemble des régions côtières de l'Equateur, lorsque la TSM de l'océan Pacifique oriental est supérieure à la normale et qu'un affaiblissement des alizés est observé sur l'océan à proximité du continent au niveau de l'équateur. La détermination de modèles saisonniers, correspondant à ces conditions types, et performant pour la majorité des régions côtières sur la période 1945-93, montre la pertinence de ce schéma pour la période contemporaine. Cependant, l'étude de la période 1921-38 montre que cette relation a évolué de façon significative lorsque les circulations atmosphériques générales à l'échelle de l'océan Pacifique étaient probablement perturbées. Le passage au niveau mensuel montre que les conditions types sont applicables aux mois de janvier à mai, alors que les totaux du mois de décembre, qui sont encore faibles, sont moins bien corrélés à la TSM et aux vents du Pacifique oriental.

De nombreux modèles saisonniers et mensuels, correspondant aux conditions types, permettent d'expliquer de 50 à 75 % de la variance des précipitations observées. Les indices des zones de la plaine du Guayas et du nord du littoral sont plus fortement liés aux indices de TSM qu'à ceux de vent, alors qu'inversement les indices des zones du sud-ouest et du sud sont plus fortement liés aux indices de vent qu'à ceux de TSM. Ceci permet d'expliquer pourquoi au chapitre 6, alors que nous avons identifié les années Niño avec la seule TSM du Pacifique oriental, les indices pluviométriques de l'ouest de la plaine du Guayas se sont révélés être les plus sensibles aux Niño. Le modèle saisonnier régional SR3 et le modèle mensuel moyen MM qui utilisent un indice de TSM et un indice de vent permettent de retrouver le découpage spatial déterminé au chapitre 6 par l'analyse des différences entre les années Niño et non-Niño.

Les modèles de l'indice pluviométrique de la zone de Guayaquil sont les plus performants et les précipitations des six mois de la saison des pluies de cet indice peuvent être estimées de manière satisfaisante. L'estimation du total saisonnier par addition des estimations mensuelles est légèrement plus performante que celle obtenue avec le modèle saisonnier, notamment pour le total très élevé de 1983. Un effet de persistance des précipitations a également été mis en évidence, effet qui permettra d'utiliser les précipitations d'un mois donné pour l'estimation des totaux du mois suivant.

La tentative de simplification que nous avons réalisée en recherchant un modèle régional unique et commun à tous les mois a montré les limites de la technique utilisée. D'abord parce que les mécanismes qui engendrent les précipitations sont complexes. Ensuite, parce qu'ils varient probablement entre le début et la fin de la saison des pluies. Mais également parce que l'échantillon est de moins de 30 ans, qu'il ne contient que 8 Niño dont l'événement exceptionnel de 1983 qui a dû être écarté. Enfin, les méthodes statistiques utilisées supposent que les relations entre les différentes variables sont linéaires, or ce n'est pas rigoureusement le cas, surtout pour les indices pluviométriques présentant plusieurs valeurs nulles (décembre et mai des régions semi-arides).



Chapitre 9

PREVISION DES PRECIPITATIONS

9. PRÉVISIONS DES PRÉCIPITATIONS

L'un des objectifs du programme de coopération INSEQ dans le cadre duquel a été réalisé ce travail est de mettre au point des outils d'aide à la décision pour la gestion des ouvrages de régulation hydraulique et en particulier de protection contre les crues. Nous porterons une attention particulière au bassin versant du Guayas situé sur les zones 1, 2 et 3 où l'influence du Niño est la plus nette et où les modèles explicatifs du chapitre précédent sont les plus performants. En complément de la modélisation pluie-débit journalière et mensuelle, nous étudions ici les possibilités de prévisions mensuelles et saisonnières. Au niveau mensuel, nous déterminons les corrélations multiples explicatives des précipitations d'un mois donné en utilisant les indices de TSM, de vent mais aussi de pluie du mois précédent. Au niveau saisonnier, nous déterminons la probabilité d'observer des totaux excédentaires en fonction des indices de TSM ou de pression atmosphérique pour lesquels les programmes de recherche internationaux réalisent et publient des estimations avec six mois à un an d'anticipation.

9.1 PRÉVISIONS MENSUELLES DES PRÉCIPITATIONS

L'objectif de ce paragraphe est d'estimer les précipitations d'un mois donné en utilisant les indices de pluies mais aussi de TSM et de vent du Pacifique oriental du mois précédent. Nous avons procédé d'une manière similaire à celle utilisée pour l'établissement des modèles explicatifs. La recherche des variables les plus explicatives est réalisée par le calcul des coefficients de corrélation linéaire entre l'ensemble des variables. Nous avons ensuite recherché les corrélations linéaires multiples entre les indices pluviométriques d'un mois donné et les indices de pluies, de TSM, de vent méridien et zonal du mois antérieur.

De la même façon que pour les modèles explicatifs, nous avons estimé que la formulation des modèles prévisionnels doit être compatible avec la logique des interactions entre les différentes variables mis en évidence (Chapitre 7) et avec les conditions types d'apparition des précipitations excédentaires (Chapitre 8). Les coefficients de pondération des indices de TSM doivent donc être positifs et ceux des indices de vent négatifs. Nous avons montré que lorsque des précipitations excédentaires importantes sont observées sur le littoral (situation Niño), ces précipitations sont généralement supérieures à la normale sur l'ensemble des régions côtières tout au long de la saison des pluies. Les coefficients de pondération des indices pluviométriques devront donc être positifs lorsqu'ils sont utilisés comme variable explicative.

Hastenrath a utilisé cette méthode dans différentes régions de la planète. Il a ainsi montré que 60 à 80% de la variance totale des précipitations de la saison des pluies de l'Inde peut être expliquée par les anomalies des mois précédents de différents indices de vent, de pressions atmosphériques ou de la latitude de la dorsale barométrique à 500 mb à 75°E (Hastenrath, 1988). Ou encore, que 50% de la variance des précipitations de la deuxième partie de la saison des pluies et de la saison sèche du nord-est brésilien (mars à septembre) peut être expliquée par les précipitations de la période antérieure (octobre à janvier). L'ajout d'un indice de vent méridien de l'Atlantique et d'un indice de TSM du Pacifique équatorial permet d'expliquer 70% de la variance (Hastenrath, 1990b). L'étude réalisée avec plusieurs cours d'eau du versant caraïbe de l'Amérique du Sud, montre que la majorité de la variance des écoulements bimensuels peut être expliquée par les écoulements des mois antérieurs et des indices de vents, de pressions atmosphériques et de TSM de l'Atlantique et du Pacifique. Les meilleurs résultats ont été obtenus pour les mois de janvier et de février des rivières Magdalena (55%) en Colombie et Essequibo (74%) en Guyana (Hastenrath, 1990a).

9.1.1 Périodes de calage et de validation

L'utilisation des indices pluviométriques comme variables explicatives nous oblige à réduire les périodes de calage et de validation. La période sur laquelle tous les indices sont disponibles est de 26 ans (1964-89) dont les valeurs correspondant à l'événement de 1983 ont été exclues des calculs pour les mêmes raisons que précédemment. Cette période a été divisée en deux parties, la première de 17 ans (2/3 de la durée) est utilisée pour le calage des modèles, la deuxième de 8 ans (1/3) pour la validation. Le choix initial des périodes fut de considérer la période la plus ancienne (1964-80) pour le calage et la plus récente (1981-89) pour la validation. Cependant, les durées réduites de ces périodes font que les caractéristiques statistiques des observations de certains mois de certains indices pluviométriques sont parfois très différentes sur les deux périodes. L'exemple des totaux des mois de février de l'indice P_5 illustre ceci, on peut constater que la période 1964-80 ne comprend aucune valeur supérieure à un écart-type, alors que la période 1981-89 en compte trois (Figure 9-1). Les caractéristiques moyennes des valeurs des deux périodes sont différentes : 1964-80 : moyenne = - 0.36, écart-type = 0.65; 1981-1989 (1983 exclu) : $m = + 0.31$, $\sigma = 1.31$.

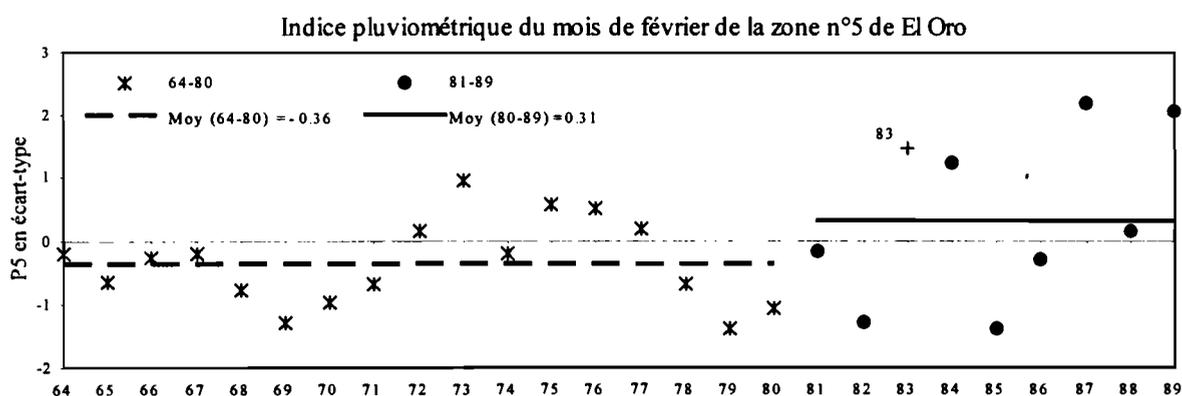


Figure 9-1 : Exemple d'indice pluviométrique dont les valeurs sont très différentes sur les périodes 1964-80 et 1981-89.

Les modèles calés sur la période 1964-80 ne sont pas performants sur la période 1981-89 (Figure 9-2), le modèle sous-estime les pluies excédentaires de la période de validation (1984, 87, 89). Afin de disposer de périodes de calage et de validation de caractéristique équivalente, nous avons procédé à un tri des valeurs de chaque indice pluviométrique mensuel. L'échantillon a ensuite été divisé en huit classes. La sélection des années réservées à la validation est réalisée par tirage au sort d'une année dans chaque classe (Tableau 9-1).

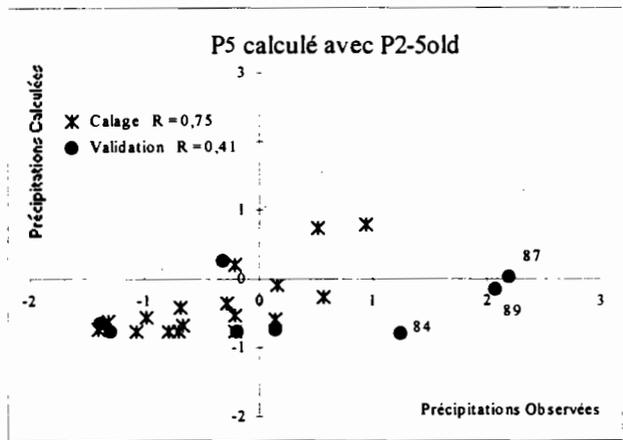


Figure 9-2 : Plusieurs modèles calés sur la période 1964-80 ne sont pas validés sur la période 1981-89, car les valeurs des périodes de calage et de validation sont significativement différentes.

Classe	1				2				3				4			
année	79	85	69	82	80	70	68	71	78	65	86	66	74			
P5	-1,4	-1,4	-1,3	-1,3	-1,1	-1,0	-0,8	-0,7	-0,7	-0,7	-0,3	-0,3	-0,2			
Classe	5				6				7				8			
année	64	67	81	72	88	77	76	75	73	84	89	87				
P5	-0,2	-0,2	-0,2	0,1	0,1	0,2	0,5	0,6	0,9	1,2	2,1	2,2				

Tableau 9-1 : Répartition en huit classes des valeurs de l'indice P5 du mois de février. La sélection des années réservées à la validation (années grisées) est obtenue par tirage au sort d'une valeur dans chacune des huit classes.

Les caractéristiques des valeurs des périodes de calage et de validation sont maintenant comparables : Calage : moyenne = - 0.16, écart-type = 1.03; Validation : m = - 0.12, σ = 0.82 (Figure 9-3). Nous avons donc déterminé selon ce procédé les périodes de calage et de validation de chaque mois de chaque indice pluviométrique.

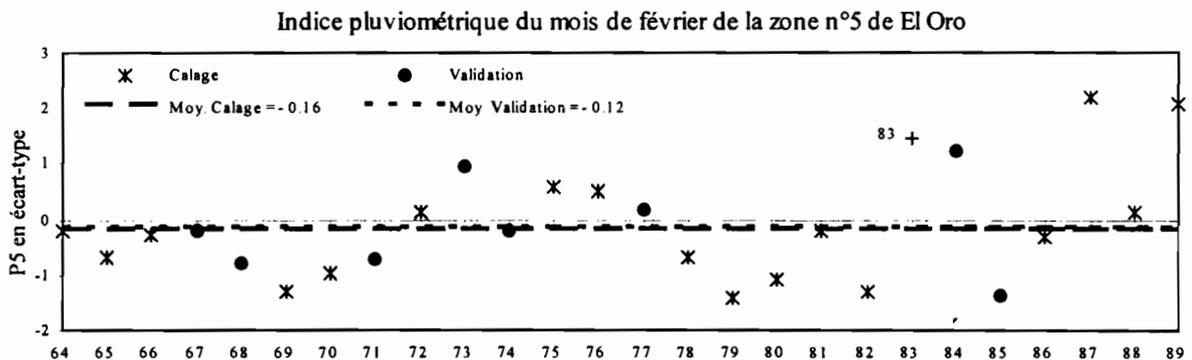


Figure 9-3 : Lorsque les périodes de calage et de validation sont définies par classification des valeurs et par tirage au sort d'une valeur par classe, les moyennes des deux périodes sont alors équivalentes.

9.1.2 Calage et validation des modèles mensuels

9.1.2.1 Décembre et janvier, début de la saison des pluies

Aucun modèle prévisionnel satisfaisant n'a pu être obtenu pour les indices pluviométriques des mois de décembre et de janvier, les meilleures régressions expliquent moins de 35 % de la variance des précipitations. Avec les simples régressions linéaires multiples et les indices que nous avons retenus, il sera donc impossible d'estimer correctement la pluviométrie des deux premiers mois de la saison des pluies, précipitations qui sont encore relativement faibles en décembre (de 2 à 8 % du total annuel) mais qui peuvent être conséquentes en janvier (10 à 20%). Cette impossibilité est en grande partie due au fait que les mois précédents sont peu pluvieux, or, comme nous le verrons pour les autres mois, les précipitations du mois antérieur sont l'une des variables explicatives les plus importantes. Il y a un effet de persistance des pluies relativement important lié à la durée des anomalies de TSM et de vent du Pacifique oriental (Chapitre 8). Il est apparemment nécessaire que la perturbation "soit mise en place" pour que l'on puisse estimer les précipitations du mois suivant.

9.1.2.2 Février : coeur de la saison des pluies, 11 à 25 % du total annuel

Des modèles prévisionnels satisfaisants ont pu être ajustés pour les indices des zones de la moitié sud du littoral. Ces modèles sont des régressions linéaires multiples avec deux indices pluviométriques du mois précédent (Tableau 9-2a). Les indices de TSM ou de vent n'apportent pas d'information complémentaire significative, la persistance des précipitations du mois de janvier au mois de février est très importante. Sur la période de calage, ces modèles expliquent de 50 à plus de 70 % de la variance des précipitations du mois de février. Sur la période de validation, seule la valeur de 1984 est très sous-estimée (Figure 9-4a et Annexe 9-1a), elle correspond à un total excédentaire en février alors que les précipitations des mois de janvier et mars ainsi que le total saisonnier sont inférieurs à la normale. Si cette valeur n'est pas prise en compte, les coefficients de corrélation sont alors compris entre 0,70 et 0,90 sur la période de validation pour les six modèles.

Nom du Modèle	Indice de pluie de février à expliquer	Modèle prévisionnel utilisant des indices du mois de janvier	Calage	Validation	Validation sans 84
P2-2	P_2	$+ 0,98.P_9 (45\%) + 0,53.P_{12} (+13\%) - 0,05$	0,76	0,50	0,82
P2-3	P_3	$+ 0,75.P_{12} (31\%) + 0,81.P_9 (+29\%) - 0,08$	0,78	0,38	0,78
P2-5	P_5	$+ 0,51.P_3 (54\%) + 0,45.P_{12} (+17\%) - 0,30$	0,85	0,23	0,71
P2-8	P_8	$+ 0,71.P_{12} (43\%) + 0,68.P_9 (+11\%) + 0,00$	0,74	0,29	0,77
P2-9	P_9	$+ 0,80.P_9 (31\%) + 0,63.P_{12} (+21\%) + 0,02$	0,73	0,61	0,88
P2-10	P_{10}	$+ 0,61.P_{12} (60\%) + 0,63.P_9 (+13\%) - 0,17$	0,85	0,25	0,77

Tableau 9-2a : Modèles prévisionnels du mois de février, les % correspondent au % de la variance expliquée par le 1° indice explicatif et au complément d'information apporté par le 2° indice explicatif. Les trois dernières colonnes correspondent aux coefficients de corrélation obtenus sur les périodes de calage et de validation.

Les modèles déterminés utilisent les indices pluviométriques P_{12} de la zone de San Lorenzo située au nord du littoral et P_9 de la zone semi-aride de Manta-Jipijapa située à l'ouest. Les différents essais de calage des modèles sur des périodes distinctes aboutissent également à la sélection de ces deux variables, ceci confirme le caractère "prévisionnel" de ces deux indices pour le mois de février sur la totalité de la période 1964-89. Le fait que l'indice de pluie P_{12} du mois de janvier d'une région du nord soit "prévisionnel" des précipitations du mois de février de zones situées plus au sud, peut probablement s'expliquer par les déplacements méridiens de la zone de convergence intertropicale. Lors de sa migration du nord vers le sud au cours de la première partie de la saison des pluies, la ZCIT affecte en premier les régions côtières situées au nord de l'Equateur. Au cours des années Niño, on observe un affaiblissement des alizés du sud-est et la migration de la ZCIT vers le sud est plus importante et plus précoce. Le fait que l'indice de pluie P_9 du mois de janvier de la zone semi-aride la plus septentrionale soit également "prévisionnel" des précipitations du mois de février est plus difficile à expliquer physiquement, ceci est certainement lié à la persistance des précipitations et à la forte influence du Niño sur les totaux pluviométriques de ces régions.

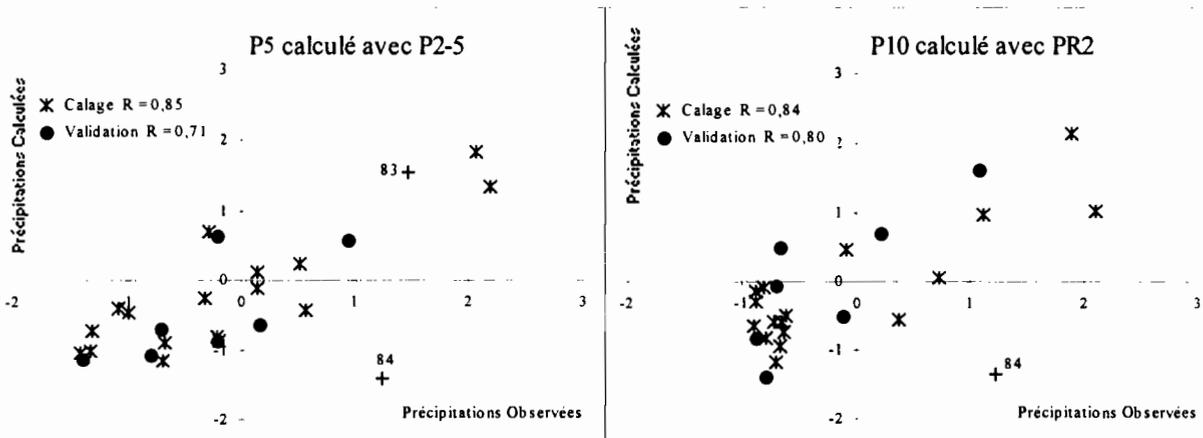


Figure 9-4a : Validation des modèles prévisionnels du mois de février : indices pluviométriques P_5 et P_{10} observés et calculés avec les modèles P2-5 et PR2 sur les périodes de calage et de validation.

Nous avons ensuite recherché un modèle régional applicable à un maximum de zones. Ce modèle prévisionnel régional pour le mois de février (PR2) permet d'expliquer de 50 à 75 % de la variance des précipitations des zones 2, 3, 5, 8, 9 et 10 de la moitié sud du littoral sur les périodes de calage et de validation (Tableau 9-3a et Figure 9-4a). Les indices pluviométriques du mois de janvier des zones de San Lorenzo et de Manta-Jipijapa permettent donc d'estimer les précipitations du mois de février de la moitié sud des régions côtières de l'Equateur.

PR2 : $P = + 0,60 \cdot P_{12} + 0,80 \cdot P_9$

PR2	P ₂	P ₃	P ₅	P ₈	P ₉	P ₁₀
Calage	0,76	0,78	0,78	0,71	0,73	0,84
Validation	0,53	0,37	0,14	0,30	0,62	0,28
Validation sans 84	0,83	0,78	0,66	0,79	0,88	0,80

Tableau 9-3a : Coefficients de corrélation obtenus avec le modèle prévisionnel régional du mois de février PR2 sur les périodes de calage et de validation.

9.1.2.3 Mars : coeur de la saison des pluies, 10 à 30 % du total annuel

Des modèles prévisionnels satisfaisants ont pu être ajustés pour huit indices pluviométriques du littoral. Ces modèles sont des régressions linéaires multiples avec un indice de pluie et un indice de TSM ou de vent du mois précédent (Tableau 9-2b). La persistance des précipitations du mois de février au mois de mars est également très importante mais les indices de TSM ou de vent apportent ici un complément d'information significatif. Sur la période de calage, ces modèles expliquent de 50 à plus de 70 % de la variance des précipitations du mois de mars. Sur la période de validation, les précipitations des zones 3, 4, 5, 9 et 12 sont estimées avec une erreur ne dépassant que rarement un écart-type (Annexe 9-1b). Le modèle P3-3 obtenu pour l'indice P₃ de la zone de Guayaquil est le plus satisfaisant (Figure 9-4b).

Nom du Modèle	Indice de pluie de <u>mars</u> à expliquer	Modèle prévisionnel utilisant des indices du mois de février	Calage	Validation	Validation sans 1971
P3-1	P ₁	+ 0,59.P ₆ (35%) - 0,73.Ye (+21%) + 0,21	0,75	0,41	0,68
P3-2	P ₂	+ 0,69.P ₆ (40%) - 0,96.Ye (+23%) + 0,39	0,80	0,63	0,85
P3-3	P ₃	+ 0,88.P ₆ (71%) - 0,62.Ye (+ 3%) + 0,22	0,86	0,75	0,81
P3-4	P ₄	+ 0,60.P ₆ (48%) - 0,39.Yd (+ 4%) + 0,38	0,72	0,56	0,69
P3-5	P ₅	+ 0,52.P ₆ (39%) - 0,50.Ye (+16%) + 0,00	0,74	0,83	0,83
P3-9	P ₉	+ 0,58.P ₆ (54%) + 0,11	0,74	0,69	0,69
P3-10	P ₁₀	+ 0,28.P ₂ (34%) + 0,19.Tg (+20%) - 0,09	0,74	0,53	0,60
P3-12	P ₁₂	- 1,27.Xi (50%) + 0,39.P ₆ (+6%) + 0,24	0,78	0,66	0,76

Tableau 9-2b : Modèles prévisionnels du mois de mars, les % correspondent au % de la variance expliquée par le 1° indice explicatif et au complément d'information apporté par le 2° indice explicatif. Les trois dernières colonnes correspondent aux coefficients de corrélation obtenus sur les périodes de calage et de validation.

La valeur de 1971 est très sous-estimée pour plusieurs indices (Figure 9-4b et Annexe 9-1b), comme février 1984, elle correspond à un total excédentaire alors que les précipitations des mois précédents et suivants ainsi que le total saisonnier sont inférieurs à la normale. Si cette valeur n'est pas prise en compte, les coefficients de corrélation sont alors compris entre 0,68 et 0,85 sur la période de validation pour la majorité des modèles, seul le modèle P3-10 n'est pas validé.

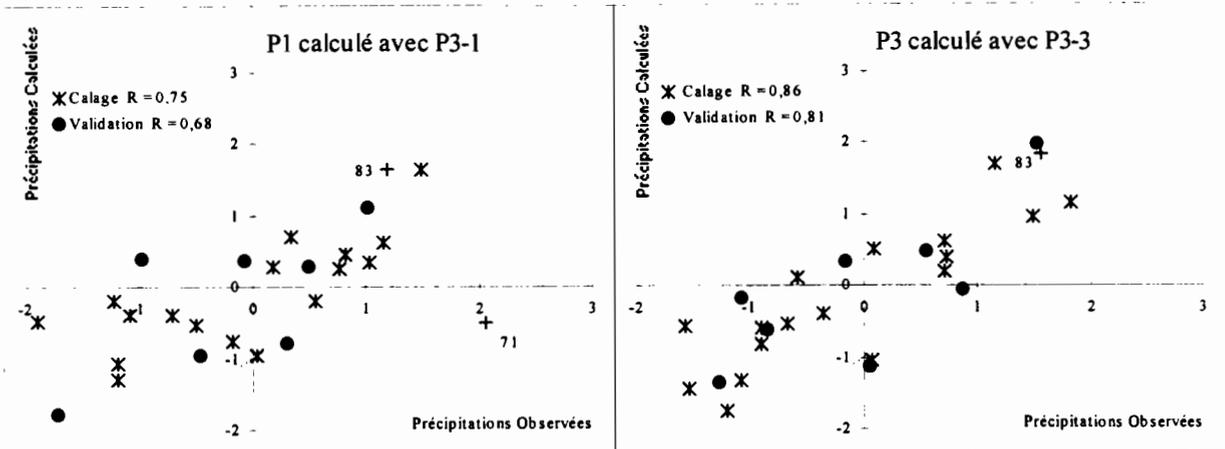


Figure 9-4b : Validation des modèles prévisionnels du mois de mars : indices pluviométriques P₁ et P₃ observés et calculés avec les modèles P3-1 et P3-3 sur les périodes de calage et de validation.

Les modèles prévisionnels du mois de mars utilisent l'indice pluviométrique P₆ de la zone d'Esmeraldas située au nord du littoral. De la même façon que pour l'indice P₁₂ au mois de février, le fait que cet indice de pluie du mois de février d'une région du nord soit "prévisionnel" des précipitations du mois de mars de zones situées plus au sud peut s'expliquer par les déplacements de la ZCIT. Les indices de TSM et de vent apportent un complément d'information qui améliore substantiellement la qualité des modèles, leur rôle est même plus important pour les indices des zones situées dans la moitié nord du littoral (P₁, P₂, P₁₂). L'indice de vent est même plus explicatif que celui de pluie pour l'indice P₁₂ de la zone la plus septentrionale.

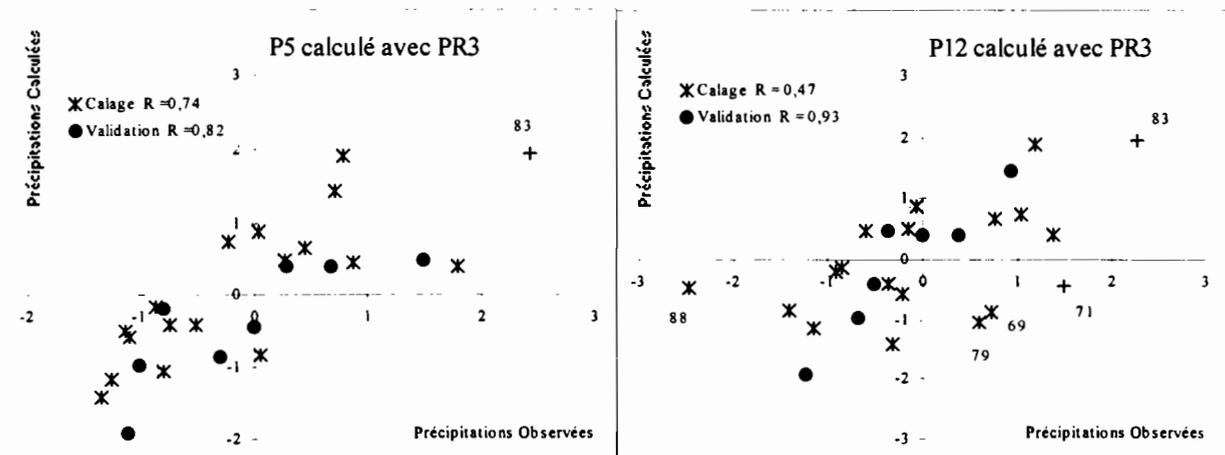


Figure 9-4b (suite) : Validation des modèles prévisionnels du mois de mars : indices pluviométriques P₅ et P₁₂ observés et calculés avec le modèle prévisionnel régional PR3 sur les périodes de calage et de validation.

Nous avons ensuite recherché un modèle régional applicable à un maximum de zones. Ce modèle prévisionnel régional pour le mois de mars (PR3) permet d'expliquer de 50 à 75 % de la variance des précipitations des zones 1, 2, 3, 4 de la plaine du Guayas et 5 du sud du littoral sur les périodes de calage et de validation (Tableau 9-3b et Figure 9-4b). Ce modèle est également relativement satisfaisant pour l'indice P₁₂, la valeur très élevée (0,93) du coefficient de corrélation est à considérer avec la Figure 9-4 qui montre, elle, que le modèle PR3 n'est pas plus performant pour l'indice P₁₂ que pour l'indice P₅ pour lequel le coefficient de corrélation est plus faible (0,82). L'indice pluviométrique du mois de février de la zone

d'Esmeraldas et l'indice de vent méridien mesuré à proximité des côtes de l'Equateur au large de Salinas permettent donc d'estimer les précipitations du mois de mars de la plaine du Guayas et du sud des régions côtières de l'Equateur.

$$\text{PR3 : } P = +0,70 \cdot P_6 - 0,80 \cdot Y_e + 0,30$$

PR3	P ₁	P ₂	P ₃	P ₄	P ₅	P ₁₂
Calage	0,75	0,79	0,79	0,67	0,74	0,47
Validation	0,43	0,66	0,70	0,54	0,82	0,60
Validation sans 1971	0,69	0,85	0,82	0,75	0,82	0,93

Tableau 9-3b : Coefficients de corrélation obtenus avec le modèle prévisionnel régional du mois de mars PR3 sur les périodes de calage et de validation.

9.1.2.4 Avril : fin de la saison des pluies, 11 à 17 % du total annuel

Des modèles prévisionnels satisfaisants ont pu être déterminés pour les indices des zones de la moitié sud du littoral, régions où l'influence du Niño sur les précipitations est la plus importante. Ces modèles sont des régressions linéaires multiples avec un indice de TSM et un indice de pluie du mois précédent. Sur la période de calage, ces modèles expliquent de 50 à plus de 75% de la variance des précipitations du mois d'avril (Tableau 9-2c). Les modèles des zones de la plaine du Guayas (2, 3 et 4) sont également très satisfaisants sur la période de validation pour laquelle les coefficients de corrélations sont supérieurs à 0,80 (Figure 9-4c, Annexe 9-1c). Les trois autres modèles sont également relativement satisfaisants, seules une ou deux valeurs des indices pluviométriques de chaque zone sont mal estimées. Par exemple, la faiblesse du coefficient de corrélation obtenue avec l'indice P₉ de la zone de Manta-Jipijapa est essentiellement due au total de 1969 qui est fortement surestimé (Figure 9-4c) ; sans cette valeur, le coefficient de corrélation est égal à 0,77.

Nom du Modèle	Indice de pluie d'avril à expliquer	Modèle prévisionnel utilisant des indices du mois de mars	Calage	Validation
P4-2	P ₂	+ 0,66.Tq (44%) + 0,38.P ₄ (+ 9%) - 0,20	0,73	0,88
P4-3	P ₃	+ 0,59.Tq (54%) + 0,28.P ₄ (+13%) - 0,19	0,82	0,81
P4-4	P ₄	+ 0,50.P ₄ (46%) + 0,54.Tq (+13%) - 0,22	0,77	0,87
P4-5	P ₅	+ 0,61.Tq (50%) + 0,10.P ₄ (+ 3%) - 0,22	0,73	0,61
P4-9	P ₉	+ 0,46.Tq (60%) + 0,28.P ₄ (+18%) - 0,20	0,88	0,50
P4-10	P ₁₀	+ 0,17.Tq (42%) + 0,13.P ₄ (+12%) - 0,25	0,74	0,66

Tableau 9-2c : Modèles prévisionnels du mois d'avril, les % correspondent au % de la variance expliquée par le 1° indice explicatif et au complément d'information apporté par le 2° indice explicatif. Les deux dernières colonnes correspondent aux coefficients de corrélation obtenus sur les périodes de calage et de validation.

Les modèles prévisionnels du mois d'avril utilisent l'indice Tq de TSM du bloc Niño 1+2 et l'indice pluviométrique P₄ de la zone de Paján située au centre du littoral. Les différents essais de calage des modèles sur des périodes distinctes aboutissent à la sélection de ces deux variables, ceci confirme le caractère "prévisionnel" de ces deux indices pour le mois d'avril sur la période 1964-89. Le fait que l'indice de TSM du Pacifique oriental du mois de mars soit "prévisionnel" des précipitations du mois d'avril correspond à la forte influence de l'El Niño sur les précipitations de la deuxième moitié de la saison des pluies. Le caractère

"prévisionnel" de l'indice P₄ du mois de mars est lié à la persistance des précipitations, à la forte influence du Niño sur les totaux pluviométriques de cette région et probablement à la position centrale de la zone de Paján.

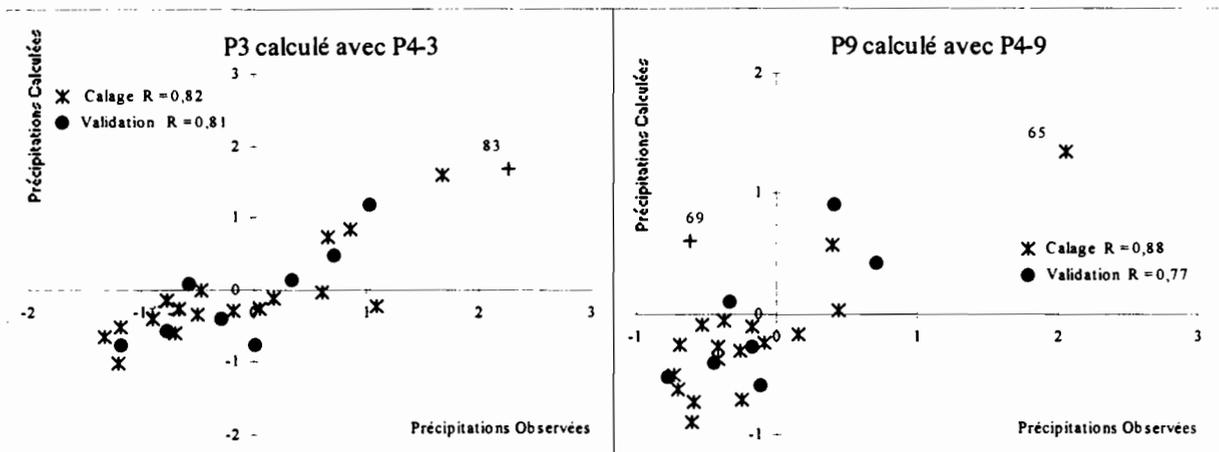


Figure 9-4c : Validation des modèles prévisionnels du mois d'avril : indices pluviométriques P₃ et P₉ observés et calculés avec les modèles prévisionnels P4-3 et P4-9 sur les périodes de calage et de validation.

Nous avons ensuite recherché un modèle régional applicable à un maximum de zones. Ce modèle prévisionnel régional pour le mois d'avril (PR4) permet d'expliquer de 50 à 75 % de la variance des précipitations des zones 2, 3 et 4 de la plaine du Guayas sur les périodes de calage et de validation (Tableau 9-3c et Figure 9-4c). Ce modèle est également relativement satisfaisant pour les indices P₅, P₉ et P₁₀. L'indice de TSM du bloc Niño 1+2 et l'indice pluviométrique de la zone de Paján du mois de mars permettent d'estimer les précipitations du mois d'avril de la moitié sud des régions côtières de l'Equateur.

$$PR4 : P = + 0,50.Tq + 0,30.P_4 - 0,20$$

PR4	P ₂	P ₃	P ₄	P ₅	P ₉	P ₁₀
Calage	0,73	0,82	0,75	0,68	0,88	0,74
Validation	0,88	0,82	0,87	0,68	0,50 (0,77)	0,61

Tableau 9-3c : Coefficients de corrélation obtenus avec le modèle prévisionnel régional du mois d'avril PR4 sur les périodes de calage et de validation.

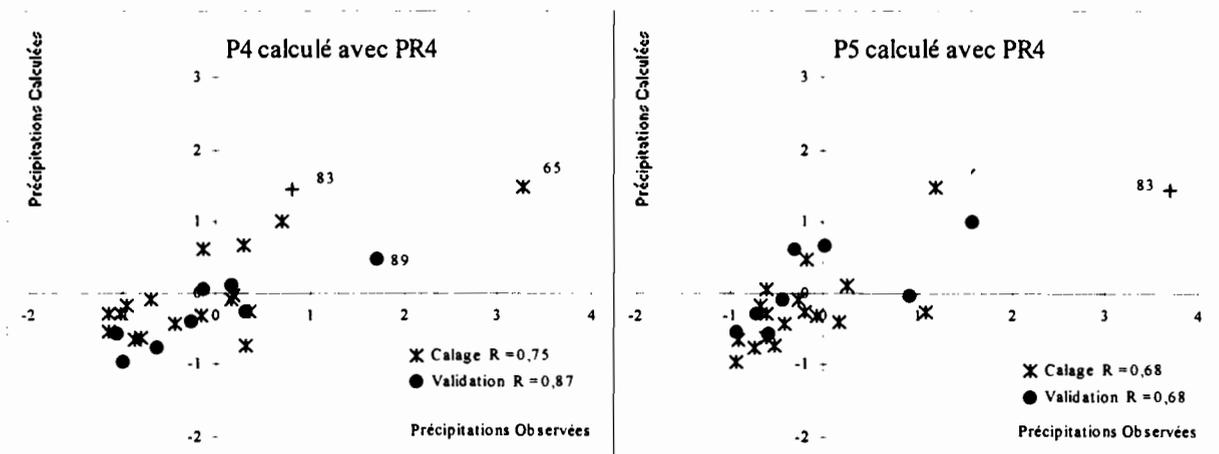


Figure 9-4c (suite) : Validation des modèles prévisionnels du mois d'avril : indices pluviométriques P₄ et P₅ observés et calculés avec le modèle prévisionnel régional PR4 sur les périodes de calage et de validation.

9.1.2.5 Mai : fin de la saison des pluies, 6 à 12 % du total annuel

Au mois de mai, seuls les indices pluviométriques P₁, P₂ et P₃ de la plaine du Guayas peuvent être expliqués par les indices du mois d'avril. Leurs performances sont satisfaisantes sur les périodes de calage et de validation, ils expliquent de 55 à plus de 85% de la variance des précipitations du mois de mai (Figure 9-4d, Annexe 9-1d). Ces modèles sont comparables à ceux du mois d'avril, ce sont des régressions linéaires multiples avec un indice de TSM et un indice de pluie du mois précédent (Tableau 9-2d).

Nom du Modèle	Indice de pluie de <u>mai</u> à expliquer	Modèle prévisionnel utilisant des indices du mois d'avril	Calage	Validation
P5-1	P ₁	+ 0,61.Ta (54%) + 0,24.P ₁ (+ 6%) - 0,07	0,78	0,75
P5-2	P ₂	+ 0,33.Ta (40%) + 0,32.P ₁ (+20%) - 0,19	0,77	0,84
P5-3	P ₃	+ 0,38.Ta (49%) + 0,21.P ₁ (+14%) - 0,33	0,80	0,92

Tableau 9-2d : Modèles prévisionnels du mois de mai, les % correspondent au % de la variance expliquée par le 1° indice explicatif et au complément d'information apporté par le 2° indice explicatif. Les deux dernières colonnes correspondent aux coefficients de corrélation obtenus sur les périodes de calage et de validation.

Les différents essais de calage des modèles sur des périodes distinctes aboutissent également à la sélection des deux mêmes variables, ceci confirme le caractère "prévisionnel" de ces indices pour le mois de mai. De la même façon qu'au mois d'avril, le fait que l'indice de TSM du Pacifique oriental du mois précédent soit "prévisionnel" des précipitations du mois de mai correspond à la forte influence du Niño sur les précipitations de la deuxième moitié de la saison des pluies. Le caractère "prévisionnel" des indices pluviométriques P₁ et P₆ du mois d'avril est certainement lié à la persistance des précipitations.

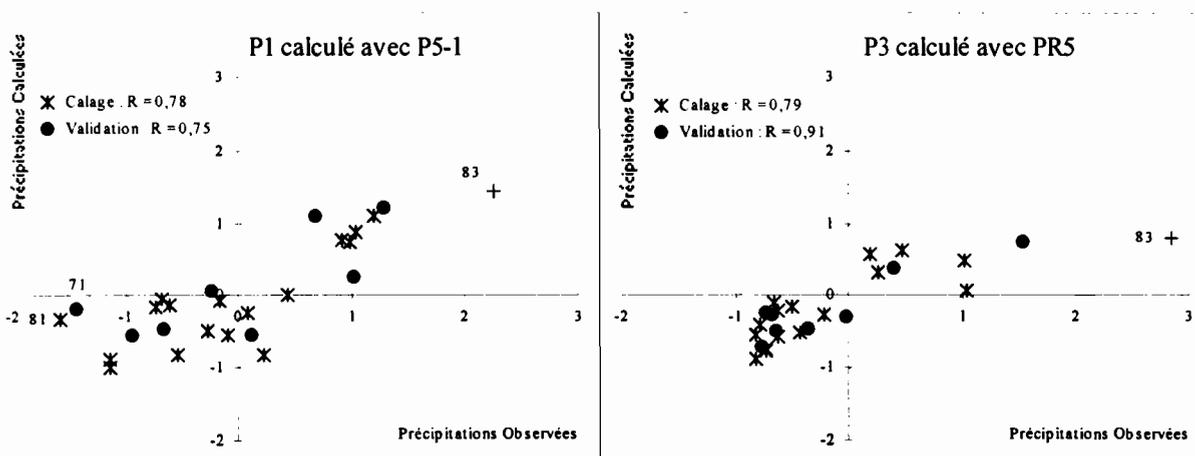


Figure 9-4d : Validation des modèles prévisionnels du mois de mai : indice pluviométrique P₁ et P₃ observés et calculés avec les modèles prévisionnels P5-1 et PR5 sur les périodes de calage et de validation.

Nous avons ensuite recherché un modèle régional applicable au maximum de zones. Ce modèle prévisionnel régional pour le mois de mai (PR5) permet d'expliquer de 55 à 85 % de la variance des précipitations des zones 1, 2 et 3 de la plaine du Guayas sur les périodes de calage et de validation (Tableau 9-3d et Figure 9-4d). L'indice de TSM, Ta et l'indice pluviométrique, P₁ de la zone de Santo Domingo du mois d'avril permettent d'estimer les précipitations du mois de mai de la plaine du Guayas.

$$PR5 : P = 0,40.Ta + 0,20.P_1 - 0,20$$

PR5	P ₁	P ₂	P ₃
Calage	0,77	0,75	0,79
Validation	0,75	0,81	0,91

Tableau 9-3d : Coefficients de corrélation obtenus avec le modèle prévisionnel régional du mois de mai sur les périodes de calage et de validation.

9.1.3 Limites des modèles prévisionnels mensuels

Les performances de ces modèles (Tableau 9-4, Figure 9-5) sont équivalentes aux meilleures corrélations obtenues dans d'autres régions de la planète, comme au Nordeste du Brésil (Hastenrath, 1990b), sur le versant caraïbe de l'Amérique du Sud (Hastenrath, 1990a), à Jakarta (Hastenrath, 1988), ou au sud-est de l'Australie (Simpson et al., 1993b). Dans l'optique d'une utilisation opérationnelle des prévisions, il sera important de consacrer les moyens nécessaires à l'obtention en temps réel de séries pluviométriques, de TSM et de vent.

Cependant quelques valeurs (février 1984, mars 1971) n'ont pu être estimées correctement, une étude plus approfondie des indices caractérisant l'océan et l'atmosphère permettrait probablement d'augmenter les performances de ces modèles. L'utilisation de variables comme la position de la ZCIT, les vents méridiens et zonaux en altitude ou encore l'humidité de l'air devrait permettre de mieux comprendre les mécanismes à l'origine de la très forte variabilité des précipitations sur les régions côtières de l'Equateur.

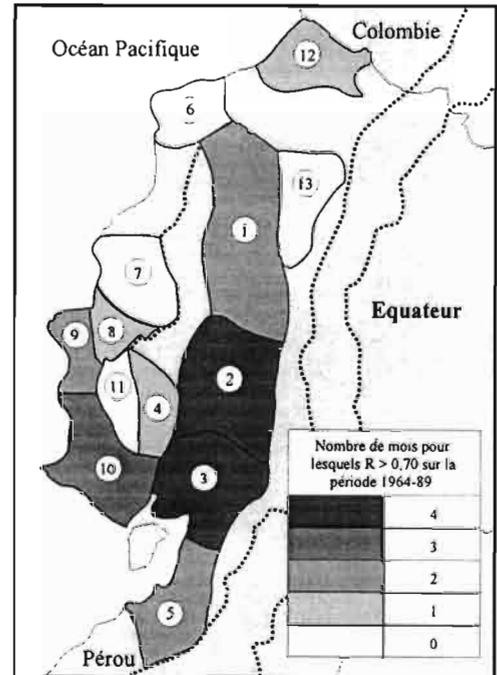


Figure 9-5 : Nombre de mois des indices pluviométriques de chaque zone pour lesquels le coefficient de corrélation entre les valeurs observées et calculées sur la période 1964-89 (1983 exclu) est supérieur à 0,70.

	P ₁	P ₂	P ₃	P ₄	P ₅	P ₆	P ₇	P ₈	P ₉	P ₁₀	P ₁₁	P ₁₂
Février	-	0.76	0.74	-	0.82	-	-	0.70	0.75	0.81	-	-
Mars	0.72	0.77	0.84	0.66	0.74	-	-	-	0.63	0.70	-	0.72
Avril	-	0.76	0.81	0.78	0.67	-	-	-	0.76	0.71	-	-
Mai	0.76	0.80	0.84	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Tableau 9-4 : Coefficients de corrélation sur la totalité de la période 1964-89 (1983 exclu) entre les séries mensuelles observées et calculées avec les modèles prévisionnels ajustés pour chaque zone (P2-2, P3-1 ...).

9.2 PRÉVISIONS À MOYEN TERME

Les modèles prévisionnels mensuels présentés précédemment sont d'un réel intérêt pour la gestion des ouvrages de régulation des grands cours d'eau des régions côtières de l'Equateur. Mais il serait également très utile pour la planification annuelle de l'agriculture ou de la gestion des barrages de disposer d'estimations des précipitations mensuelles et saisonnières à plus longue échéance. Nous avons donc recherché les corrélations linéaires multiples entre les indices pluviométriques d'un mois donné et les indices pluviométriques, de TSM et de vent des deux, trois, quatre ou cinq mois antérieurs. Mais aucun modèle satisfaisant n'a pu être obtenu, la meilleure corrélation multiple ne permettant d'expliquer que 40 % de la variance des pluies.

Nous avons donc adopté une méthode d'approche différente ; au lieu de rechercher des corrélations multiples en considérant toutes les années de la période, nous avons étudié les différences entre les distributions des totaux pluviométriques après avoir divisé les séries en plusieurs sous-échantillons en fonction des valeurs des deux indices les plus utilisés pour caractériser l'ENSO : SOI et TSM du bloc Niño 3 (Stone et *al.*, 1996). Les programmes de recherche sur les variations climatiques saisonnières (NCEP, BMRC, COLA, ECMWF, ...) ont aujourd'hui mis au point des modèles des circulations océaniques et atmosphériques qui permettent de prévoir 6 mois à un an à l'avance l'évolution de ces deux indices. L'utilisation de ces prévisions permettra de déterminer le type de situation (excédentaire, moyenne, déficitaire) dans laquelle se trouvera la saison des pluies future et donc d'apprécier l'importance des excès ou des déficits pluviométriques que l'on peut attendre.

Ce principe d'analyse a été utilisé par Simpson et al. (1993b) en Australie, la TSM du bloc Niño 3 leur a permis de diviser les séries des écoulements annuels des rivières Darling et Muray en trois classes (chaude, moyenne et froide). Ils montrent ainsi que si la TSM du bloc Niño 3 est élevée, les écoulements sont inférieurs à la normale (1/3 inférieur) dans 48% des cas, moyens dans 41% des cas et supérieurs à la normale dans seulement 11% des cas. Stone et al. (1996) ont mis au point une méthode de division des séries en cinq sous-échantillons en fonction des variations du SOI des mois précédents. Nous exposerons plus en détail cette technique au paragraphe 9.2.2.2, signalons simplement ici que leur analyse donne la probabilité de dépassement de la pluie médiane d'une période donnée en fonction des variations du SOI des mois précédents. Cette étude a été réalisée de façon détaillée pour la province du Queensland au nord-est de l'Australie, de manière moins précise sur l'ensemble de l'Australie et d'une façon plus générale encore sur l'ensemble de la planète (Stone et al., 1996).

Pour que cette étude soit la plus pertinente possible, il est important qu'elle soit réalisée sur la période la plus longue possible afin que chaque sous-échantillon soit formé d'un nombre relativement important de valeurs. Nous avons donc considéré une station pluviométrique de bonne qualité située dans une région où l'influence du Niño est forte et dont la durée de la série dépasse 50 ans. Nous avons retenu la série pluviométrique de la station P056 de l'aéroport de Guayaquil qui débute en janvier 1915 et ne compte que deux interruptions en février 1944 et entre janvier et décembre 1960, soit un total de 74 années hydrologiques complètes entre 1916 et 1992.

9.2.1 Utilisation des prévisions de TSM du bloc Niño 3 réalisées par les programmes de recherche sur la variabilité climatique

Nous utilisons ici la série de la TSM du bloc Niño 3 pour diviser les années en trois catégories : "Froide", "Moyenne" et "Chaude". Une année est considérée "Froide" si l'anomalie saisonnière (décembre-mai) de TSM est inférieure à $-0,5$ écart-type, "Chaude" si elle est supérieure à $+0,5$ écart-type et "Moyenne" si elle est située entre ces deux valeurs. Dans un premier temps, nous avons déterminé le nombre de totaux pluviométriques excédentaires ($P > m + 0,5\sigma$), déficitaires ($P < m - 0,5\sigma$) et moyens ($m - 0,5\sigma < P < m + 0,5\sigma$) de chaque classe de température (Figure 9-6).

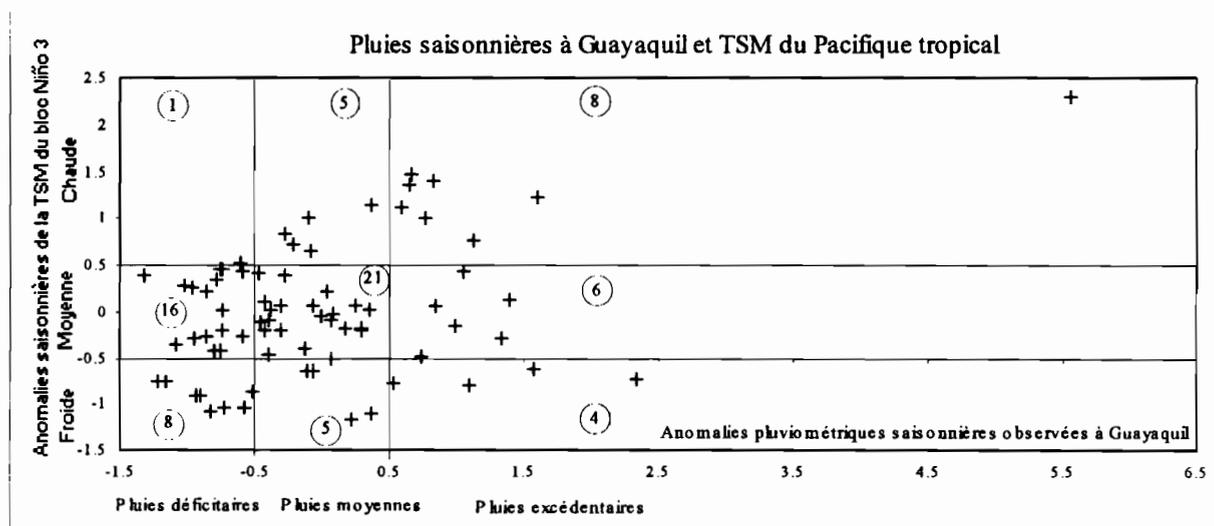


Figure 9-6 : Distribution des anomalies pluviométriques saisonnières (décembre-mai) observées à Guayaquil en fonction des anomalies saisonnières de TSM du bloc Niño 3. Les chiffres circlés ⑤ correspondent au nombre d'années de chaque secteur.

Cette figure montre que lorsque l'on observe un réchauffement anormal du Pacifique central, la probabilité d'observer des pluies excédentaires à Guayaquil est huit fois plus importante que celle d'observer un total déficitaire (Tableau 9-5). On retrouve ici le lien entre les précipitations des régions côtières de l'Equateur et l'ENSO. Par contre, la différence est beaucoup moins nette lorsque la TSM saisonnière du bloc Niño 3 est inférieure à la normale, le rapport entre les probabilités d'observer des pluies déficitaires et excédentaires n'est alors que de deux.

		Pluies saisonnières observées à Guayaquil			
		Déficitaires $P < -0,5$	Moyennes $-0,5 < P < 0,5$	Excédentaires $P > 0,5$	nombre d'années
TSM du bloc Niño 3	Chaude $T > +0,5$	7 %	36 %	57 %	14
	Moyenne $-0,5 < T < 0,5$	37 %	49 %	14 %	43
	Froide $T < -0,5$	47 %	29 %	24 %	17

Tableau 9-5 : Probabilité que les précipitations saisonnières (déc-mai) de Guayaquil soient excédentaires, moyennes et déficitaires en fonction des anomalies saisonnières de TSM du bloc Niño 3. Si la TSM est supérieure à la moyenne de plus d'un demi-écart-type, les pluies seront alors excédentaires dans près de 60 % des cas et déficitaires dans moins de 10 % des cas.

Si on examine la Figure 9-6 verticalement en considérant les précipitations comme variables discriminantes, on constate que l'océan n'est pratiquement jamais "Chaud" lorsque les précipitations sont déficitaires, ceci n'est effectivement arrivé qu'une fois sur 25 (Tableau 9-6). Par contre, si 44 % des précipitations excédentaires ont eu lieu lorsque la TSM était supérieure à la normale, 22 % ont également eu lieu alors que l'océan était "Froid". Ceci confirme que l'ENSO n'est pas l'unique phénomène à l'origine de fortes pluies sur le littoral de l'Equateur.

		Pluies saisonnières observées à Guayaquil		
		Déficitaires P < - 0,5	Moyennes - 0,5 < P < 0,5	Excédentaires P > 0,5
TSM du bloc Niño 3	Chaude T > + 0,5	4 %	16 %	44 %
	Moyennes - 0,5 < T < 0,5	64 %	68 %	33 %
	Froide T < - 0,5	32 %	16 %	22 %
Nombre d'année		25	31	18

Tableau 9-6 : Pourcentage des totaux pluviométriques saisonniers (déc-mai) excédentaires, moyens et déficitaires qui ont eu lieu des années où la TSM moyenne saisonnière du bloc Niño 3 était supérieure, proche ou inférieure à la moyenne. Seulement 4 % des pluies déficitaires correspondent à un réchauffement, alors que 22 % des pluies excédentaires ont été observées alors que la TSM du Pacifique central était inférieure à la normale.

Afin de préciser cette analyse nous avons tracé les courbes de distribution des précipitations de la station P056 en considérant d'une part les années "Chaudes" et d'autre part les années "Froides" et "Moyennes" (Figure 9-7). Cette figure montre que :

- i) Les années "Chaudes", les probabilités de dépassement des totaux saisonniers compris entre 500 et 1500 mm sont supérieures d'environ 35 % à celles des années "Froides" et "Moyennes".
- ii) Les années "Chaudes", la probabilité de dépassement de la médiane de toutes les années (~ 950 mm) est de 85 %.

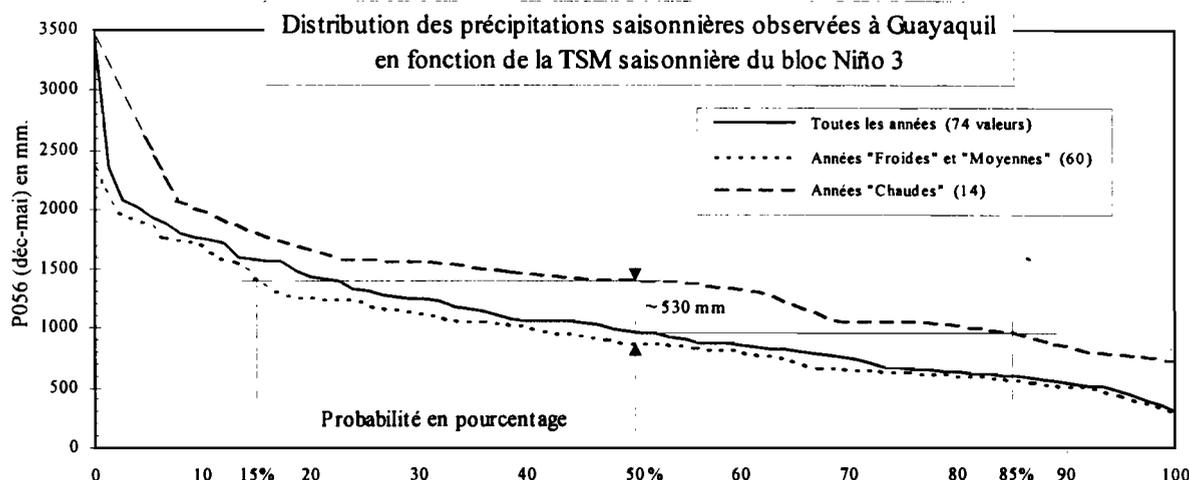


Figure 9-7 : Distribution des totaux pluviométriques saisonniers (décembre-mai) observés à Guayaquil en fonction des anomalies saisonnières de TSM du bloc Niño 3.

- iii) Les années "Froides" et "Moyennes", la probabilité de dépassement de la médiane des années "Chaudes" (~ 1400 mm) n'est que de 15 %.
- iv) Pour une probabilité donnée la différence entre les deux types de situation est toujours supérieure à 300 mm, elle atteint plus de 500 mm entre les médianes (1400/870 mm).

Ce graphique pourra par exemple être utilisé pour la planification annuelle des cultures et pour définir la politique générale de gestion des barrages de régulation. Si les grands programmes de recherches internationaux prévoient dès les mois de juillet et août un fort réchauffement du Pacifique central pour l'hiver boréal à venir et que ces prévisions se confirment à l'approche de la saison des pluies :

- i) La probabilité que le total saisonnier soit supérieur à 1000 mm dépasse 80 %, le minimum jamais observé dans cette situation est même supérieur à 700 mm, soit plus du double du minimum historique.
- ii) Les risques de sécheresse étant réduits, la capacité de stockage des réservoirs pourra être réservée à l'écrêtement des crues, la probabilité que le total saisonnier soit supérieur à 1400 mm est de 50 % alors qu'elle n'est que de 15 % les années "Froides" et "Moyennes".

9.2.2 Utilisation des indices des mois précédant la saison des pluies

9.2.2.1 Utilisation de l'indice de TSM du bloc Niño 3

Afin de ne pas dépendre des prévisions des anomalies de TSM du Pacifique tropical, nous avons analysé les relations entre les séries de la TSM du bloc Niño 3 des mois précédant la saison des pluies et les totaux pluviométriques saisonniers de Guayaquil. Seules les valeurs des mois d'octobre et novembre permettent de diviser l'échantillon en deux classes dont les distributions sont significativement distinctes (Figure 9-8).

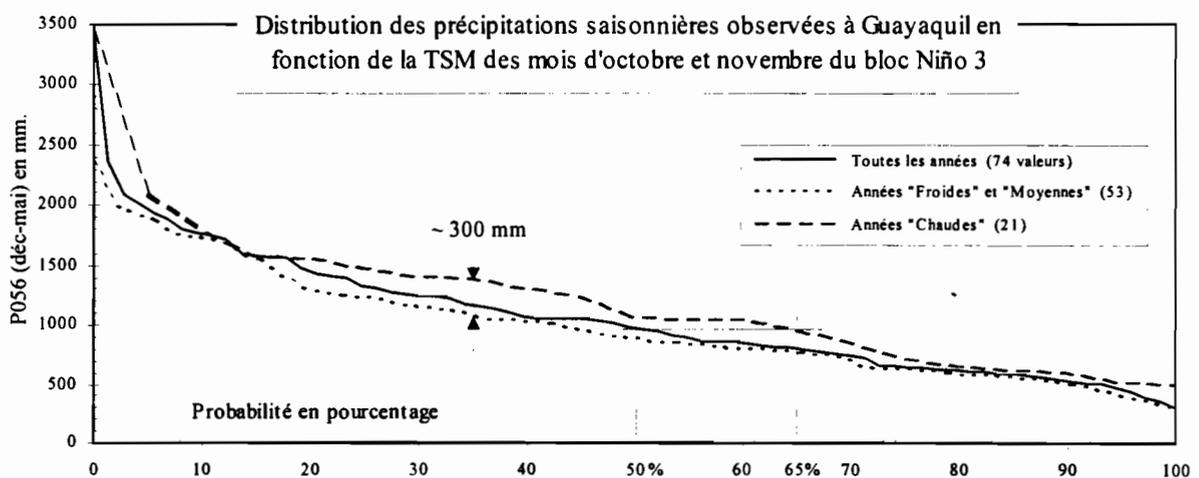


Figure 9-8 : Distribution des totaux pluviométriques saisonniers (décembre-mai) observés à Guayaquil en fonction de la TSM du bloc Niño 3 des mois d'octobre et novembre. Un réchauffement du Pacifique tropical aux mois d'octobre et novembre permet de prévoir une augmentation des pluies saisonnières.

Ces différences sont moins importantes qu'avec la TSM saisonnière, mais nous pouvons noter que lorsque la TSM des mois d'octobre et novembre est supérieure à la normale de plus d'un demi-écart-type :

- i) La probabilité de dépassement de la médiane de toutes les années est de 65 %.
- ii) Entre 20 et 70 %, la probabilité de dépassement d'un total pluviométrique saisonnier donné est supérieure d'environ 20 % à celle des autres années.
- iii) Sur ce même intervalle, pour une probabilité donnée la différence entre les deux types de situation est comprise entre 200 et 300 mm.

9.2.2.2 Utilisation du SOI

Le SOI n'est que faiblement corrélé avec les précipitations concomitantes et futures de Guayaquil ($R^2 < 0,12$ quelle que soit la période considérée). D'après Gordon (1986, in Stone et al., 1996) ceci est en partie dû à la forte corrélation entre les valeurs du SOI du début de l'hiver austral avec celles des 3 à 6 mois suivants. Au lieu de considérer la valeur du SOI, Stone et al. (1996) proposent de prendre en compte les variations mensuelles de celui-ci. Ils ont défini cinq "phases" d'évolution du SOI : "Positif stable", "Négatif stable", "Augmentation rapide", "Baisse rapide" et "Proche de zéro". Les limites entre les différentes phases ont été fixées par les auteurs après l'étude des relations entre ces différentes phases et les précipitations futures de 5000 stations réparties sur l'ensemble de la planète (Figure 9-9).

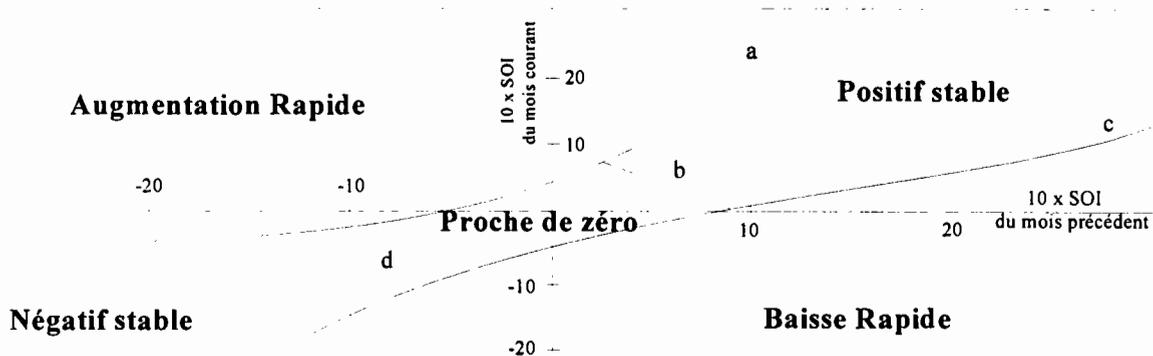


Figure 9-9 : Caractérisation des cinq phases du SOI définies par Stone et al. (1996), elles dépendent des valeurs du SOI du mois courant et du mois précédent. Les limites entre les différentes zones (phases) sont définies par les équations suivantes : courbe a, $M_2 = 4.2 + 1.07M_1 + 0.048M_1^2 + 0.0008M_1^3$; courbe b, $M_2 = 10 - 1.08M_1$; courbe c, $M_2 = -5.2 + 0.78M_1 - 0.024M_1^2 + 0.0006M_1^3$; courbe d, $M_2 = -27.8 - 2.9M_1$. Où M_2 est la valeur du SOI du mois courant et M_1 du mois précédent.

Tous les mois des 120 dernières années ont ainsi été répartis dans une de ces cinq classes en fonction de la valeur du SOI du mois considéré et de celle du mois précédent. La comparaison des courbes de distribution des précipitations des mois suivants des cinq classes a permis à Stone et al. (1996) de proposer différents planisphères coloriés en fonction de la probabilité de dépassement des pluies médianes. Par exemple, la Figure 9-10 montre ces probabilités pour les mois de février à avril lorsque la variation du SOI entre les mois de décembre et janvier précédent appartient à la classe "Négatif stable".

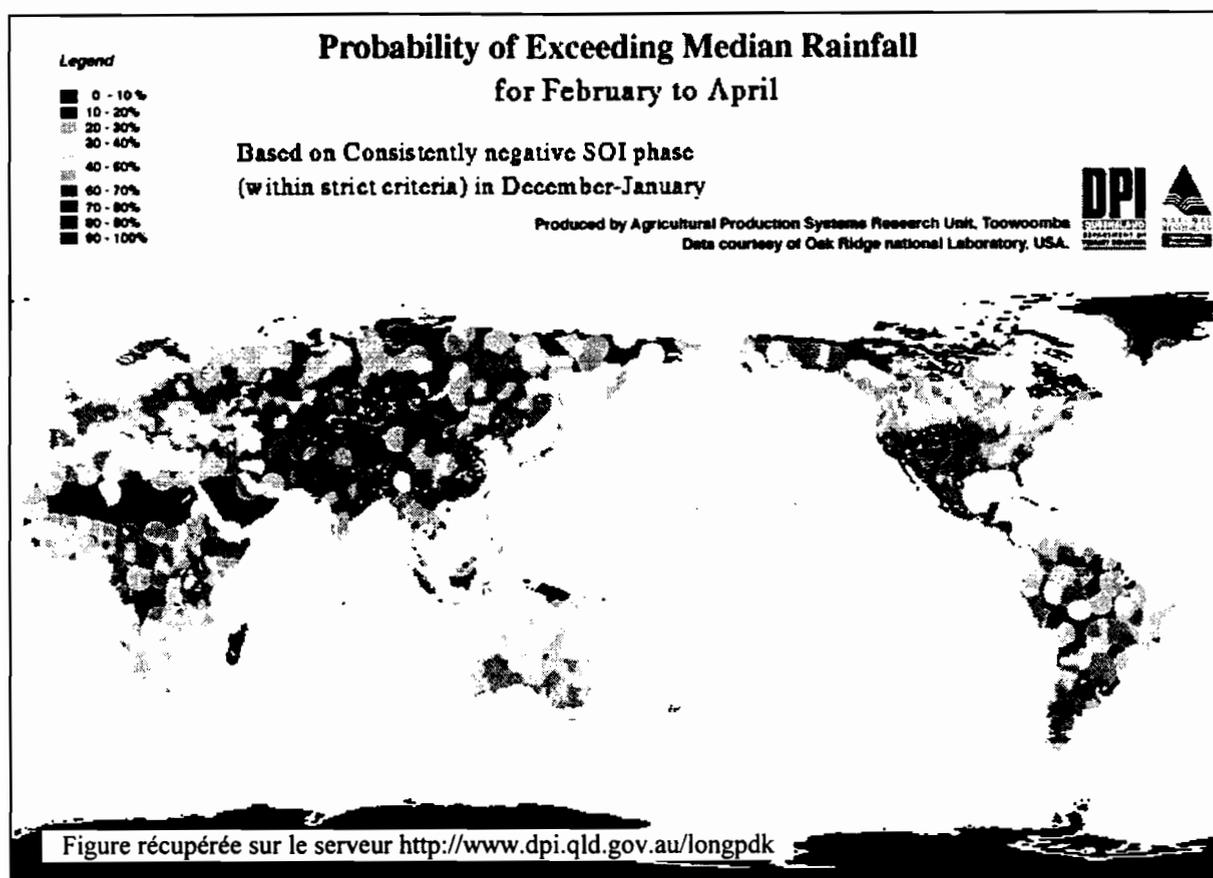


Figure 9-10 : Probabilité de dépassement des pluies médianes des mois de février à avril proposée par Stone et al. (1996) lorsque la variation du SOI entre les mois de mai et juin appartient à la classe "Négatif Stable".

Nous avons appliqué cette technique à la série de la station de Guayaquil en nous intéressant à la période décembre-mai qui représente en moyenne plus de 95 % du total annuel. Aucune différence significative n'a pu être mise en évidence pour les mois de décembre à mars, et ceci même en situation "Négatif Stable" ou "Baisse Rapide" généralement associé à l'ENSO. Absence de réelle différence sur les régions côtières également observée par Stone et al. (1996).

La seule situation pour laquelle nous avons remarqué une différence significative est lorsque la variation du SOI entre février et mars appartient à la classe "Négatif stable" on observe une forte augmentation des précipitations excédentaires en avril et mai (Figure 9-11). L'écart entre les précipitations dont la probabilité de dépassement est inférieure à 30 % est supérieur à 400 mm. La médiane des années "Négatif stable" n'est dépassée que dans 10% des cas les autres années.

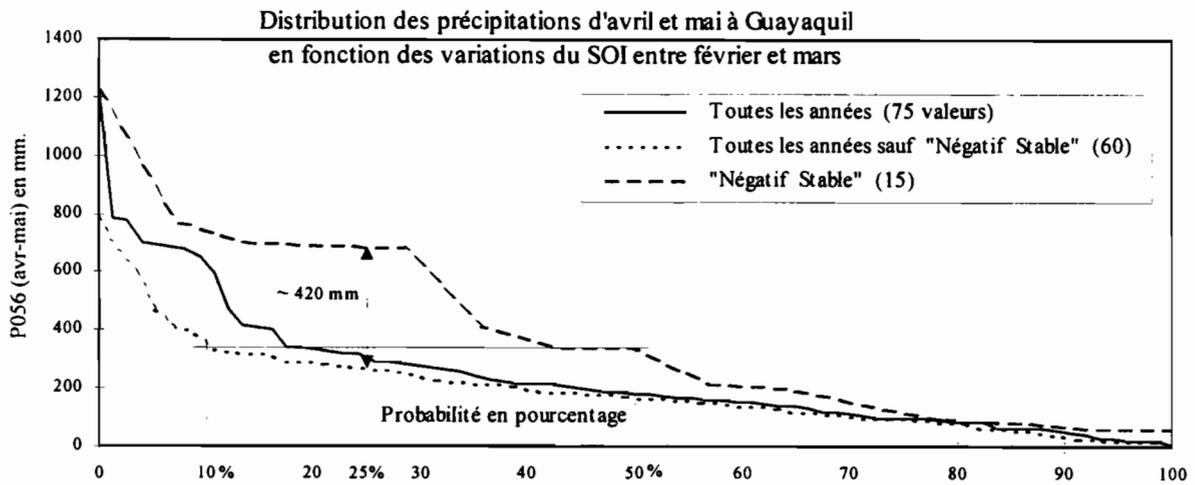


Figure 9-11 : Distribution des totaux pluviométriques des mois d'avril et mai observés à Guayaquil en fonction des variations du SOI entre février et mars. Lorsque le SOI se maintient négatif entre février et mars, on observe une forte augmentation des pluies excédentaires en avril et mai.

Un deuxième point intéressant pour la prévention contre les sécheresses; lorsque le SOI augmente rapidement entre octobre et novembre la probabilité que le total saisonnier suivant soit supérieur à la médiane de toutes les années (~ 965 mm) est nulle (Figure 9-11). Le total maximum observé dans ce type de situation est de 867 mm, il est dépassé sept fois sur dix les autres années, la médiane (616 mm) est, elle, dépassée plus de huit fois sur dix, la différence entre les pluies décennales est de près d'un mètre. Une augmentation brutale du SOI entre octobre et novembre est donc annonciatrice d'un déficit pluviométrique important pour la saison des pluies à venir. Dans ce type de situation, une politique de stockage et d'économie des ressources en eau devra être envisagée dès le début de la saison des pluies.

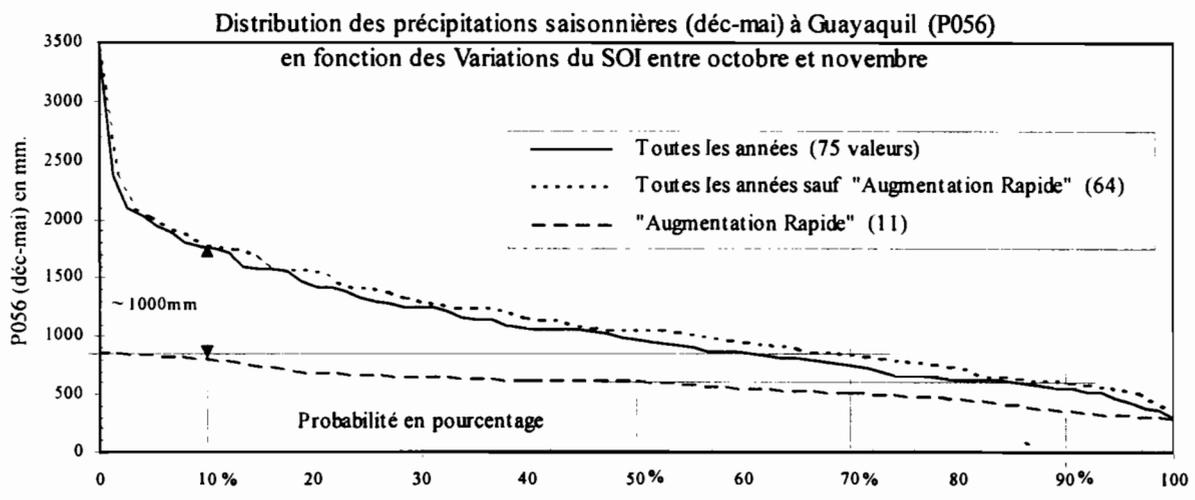


Figure 9-12 : Distribution des totaux pluviométriques saisonniers (déc-mai) observés à Guayaquil en fonction des variations du SOI entre octobre et novembre. Lorsque l'on observe une augmentation rapide du SOI entre octobre et novembre, les précipitations saisonnières suivantes sont inférieures à la normale.

9.2.3 Prévisions pour la saison des pluies 1997-98

La situation ENSO observée depuis le mois de mai 1997 s'est intensifiée au cours des mois de juin et juillet; pendant cette période, les anomalies de TSM du Pacifique central et est ont fortement augmenté. Elles atteignent fin juillet $+2^{\circ}\text{C}$ à l'est de 160°W et sont même supérieures à 3°C entre 130°W et le continent sud-américain (Figure 9-13). Fin juillet, les anomalies de TSM des blocs Niño 1+2, Niño 3 et Niño 4 sont respectivement de $+4,0^{\circ}\text{C}$, $+2,5^{\circ}\text{C}$ et $+1,0^{\circ}\text{C}$. Les anomalies des blocs Niño 1+2 et Niño 3 sont les plus fortes de la période 1970-97 après celles de l'événement de 1983.

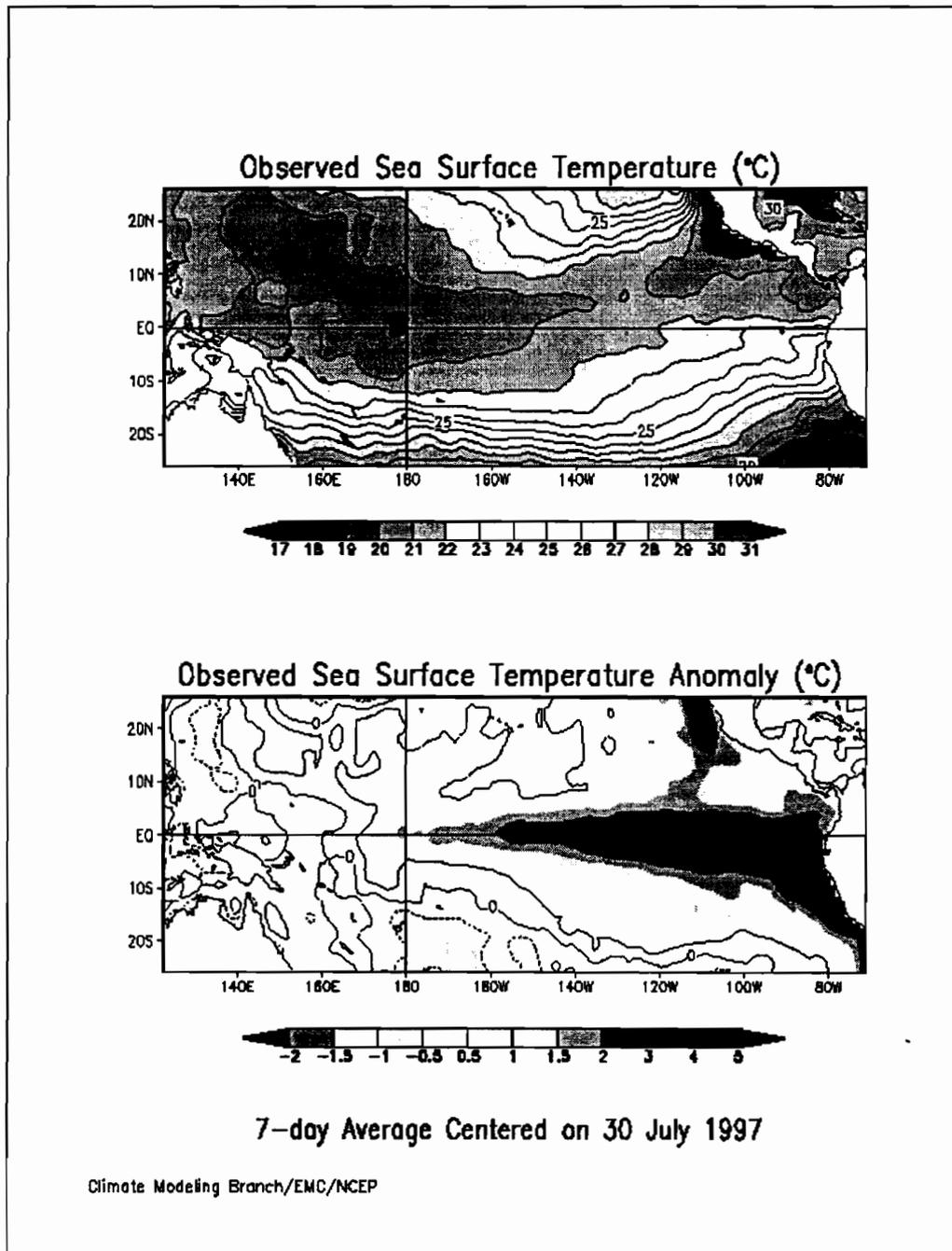


Figure 9-13 : Valeurs absolues et anomalies de la TSM moyenne sur 7 jours centrée sur le 30 juillet 1997 du Pacifique tropical publié par le CMB (http://nic.fb4.noaa.gov:8000/research/cmb/gif/cmb.oisst_trop.gif).

Les conditions océaniques et atmosphériques actuelles et les prévisions obtenues avec le modèle couplé des circulations océaniques et atmosphériques du CMB permettent au CPC d'affirmer que les conditions ENSO devraient se maintenir jusqu'à la fin de l'année et au début de 1998 (Figure 9-14).

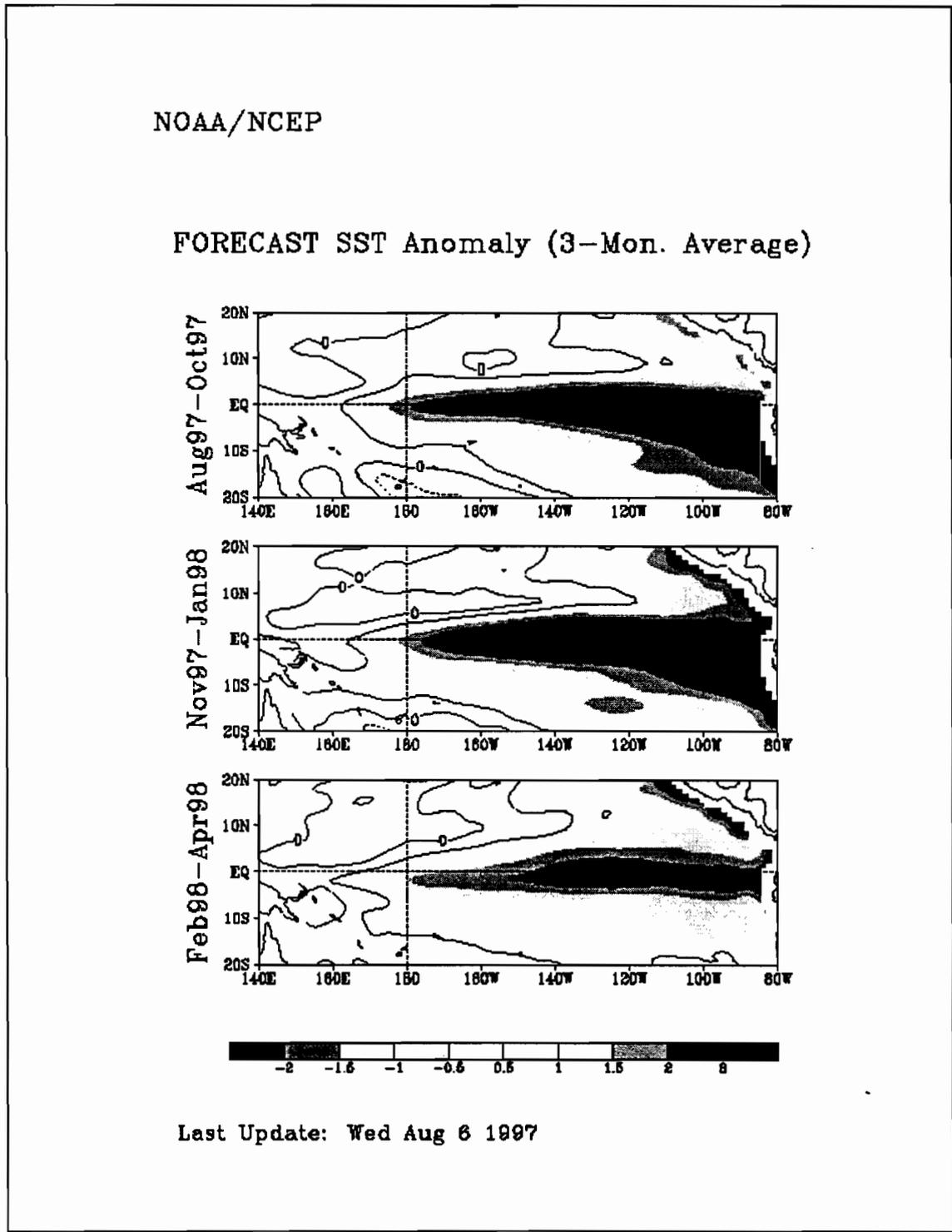


Figure 9-14 : Prévisions des anomalies trimestrielles de la TSM Pacifique tropical obtenues avec le modèle CMP12 publiées par le CMB (<http://nic.fb4.noaa.gov:8000/research/cmb/gif/cmb.fsst.gif>).

La majorité des programmes de recherche prévoient effectivement que les anomalies positives de TSM du Pacifique tropical se développeront cet automne pour atteindre un maximum vers décembre 1997 et janvier 1998 (Experimental Long-Lead Forecast Bulletin, août 1997). Les prévisions les plus "pessimistes" pour la TSM du bloc Niño 3 prévoient des anomalies de +0,5 à +1,0 écart-type, les plus "optimistes" de 2,5 à +3,0 (Figure 9-15). Il semble donc que l'anomalie saisonnière (décembre -mai) de TSM du bloc Niño 3 sera supérieure à un demi-écart-type.

Si ce réchauffement très important de l'océan Pacifique tropical se confirme d'ici le mois de novembre lorsque apparaîtront les premières pluies sur le littoral de l'Equateur, nous aurons la certitude que la saison des pluies 1997-1998 sera une saison "Chaude" (§9.2.1).

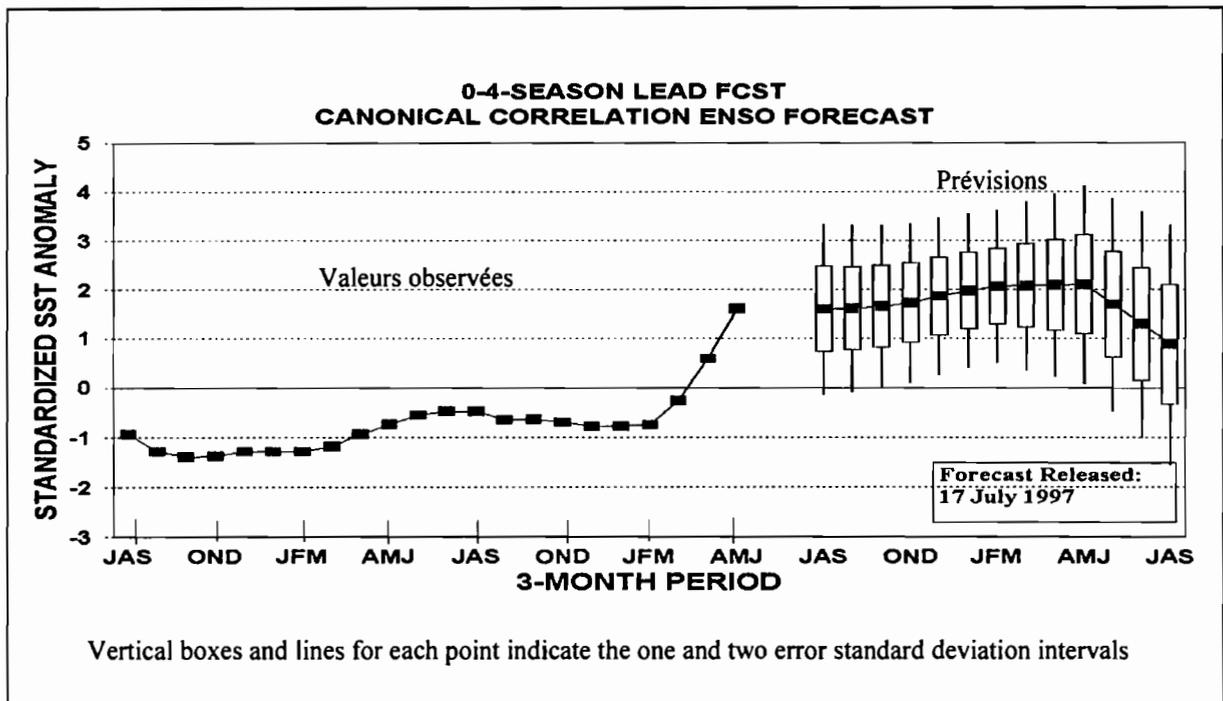


Figure 9-15 : Prévisions des anomalies de TSM du bloc Niño 3 pour la période comprise entre juillet 1997 et juillet 1998 publiées par le CPC/NWS (<http://nic.fb4.noaa.gov/products/predictions/sst/sstcca.ipg>).

La probabilité d'observer des pluies supérieures à la normale pendant la saison des pluies 1997-98 sera alors très forte (Figure 9-7). Par exemple, la probabilité qu'elles soient supérieures à la médiane de la période 1915-92 (950 mm) à Guayaquil sera supérieure à 85 % ou celle qu'elles soient supérieures à 1400 mm sera supérieure à 50 %. Les risques de pénurie en eau seront alors très faibles, les barrages pourront donc être utilisés essentiellement pour la protection contre les inondations et des cultures demandant des quantités d'eau relativement importantes pourront être envisagées dans des régions où elles sont généralement à faible rendement par manque d'eau. La gestion globale des barrages pourra ensuite être modulée au fil de la saison des pluies grâce aux prévisions obtenues avec les modèles prévisionnels mensuels.

9.3 CONCLUSION

Les régions côtières de l'Equateur sont soumises à des variations climatiques très importantes, les années de sécheresse alternent avec quelques années d'abondance et d'inondation. Afin de réduire les conséquences néfastes de ces situations extrêmes pour les activités et les vies humaines, plusieurs ouvrages de régulation ont été réalisés ou sont prévus.

L'étude des circulations océaniques et atmosphériques à l'origine des précipitations puis des corrélations entre les indices pluviométriques d'un mois donné et les indices de pluie, de TSM et de vent du mois antérieur a permis de déterminer des modèles prévisionnels mensuels relativement satisfaisants pour les indices pluviométriques des mois de février à mai des zones de la moitié sud du littoral. Les meilleurs indices "prévisionnels" des mois de février et mars sont les indices pluviométriques des zones du nord du littoral. Ceci peut probablement s'expliquer par la migration méridienne de la ZCIT dont l'influence se fait d'abord sentir sur les régions du nord, lors de sa migration vers le sud au début de la saison des pluies. Le meilleur indice "prévisionnel" des mois d'avril et mai est la TSM du Pacifique oriental, ceci correspond à la très forte influence du Niño sur les mois de la fin de la saison des pluies.

Ces modèles ne sont certes pas "la solution" à tous les problèmes d'inondation et de sécheresse que subissent les régions côtières de l'Equateur. D'une part car ils n'expliquent que 50 à 75% de la variance totale des précipitations observées et d'autre part du fait que les périodes sur lesquelles ils ont été ajustés ne totalisent que 26 ans. Cependant, leurs résultats couplés aux modèles de transformation des précipitations en écoulement doivent permettre d'optimiser l'utilisation des volumes de stockage des ouvrages de régulation.

A plus long terme, les observations et les prévisions réalisées dans le cadre des programmes de recherche sur l'ENSO et les variations climatiques planétaires permettent d'identifier et de prévoir certaines situations extrêmes. Les probabilités de dépassement de certains seuils pluviométriques caractéristiques (pluie médiane, décennale humide...) de ces différents types d'années sont très distinctes. Ces estimations devraient donc permettre d'adopter une politique de gestion des ouvrages spécifique (stockage ou vidange) dès le début de la saison des pluies en réduisant les risques d'erreur de gestion. Ces estimations peuvent également être utiles pour la planification agricole des grandes exploitations qui pourront orienter leurs plantations vers des cultures adaptées à la situation la plus probable (humide ou sèche) et éventuellement étendre leurs cultures à des régions généralement trop peu arrosées.

CONCLUSION

CONCLUSION GÉNÉRALE

L'Equateur est situé dans une région clef vis à vis de l'ENSO ; ce phénomène se caractérise par un réchauffement de l'océan Pacifique dont l'amplitude est maximum au large des côtes de l'Equateur et du Pérou. Il est l'un des principaux responsables de la très forte variabilité du climat côtier et de l'irrégularité inter-annuelle de la pluviométrie qui se traduit par une alternance de déficits et d'excès de pluies provoquant des inondations parfois catastrophiques. La prévision des précipitations permettrait de mieux se prémunir contre les inondations grâce à des ouvrages de régulation hydraulique.

Jusqu'à présent, l'impact de l'ENSO sur les précipitations de l'Equateur n'avait pas été étudié de manière systématique. Nos objectifs étaient donc de déterminer l'influence du Niño sur les précipitations annuelles et mensuelles ; d'analyser les relations entre les pluies et les variables caractérisant l'état de l'océan et de l'atmosphère; pour finalement étudier la possibilité de réaliser une prévision des précipitations.

PRINCIPAUX RÉSULTATS

La méthode originale du vecteur régional fut un outil très performant pour créer des indices représentatifs de l'organisation chronologique régionale des séries pluviométriques. Elle a permis d'éliminer les erreurs de mesure et de s'affranchir d'une partie de la variabilité climatique locale contenue par les séries des pluviomètres. Les totaux pluviométriques annuels et mensuels observés en 1983 n'ont pas été pris en compte pour l'analyse car leurs valeurs exceptionnelles masqueraient l'influence des autres événements.

L'utilisation de techniques d'analyse descriptive et statistique a permis de mettre en évidence la très forte influence du Niño sur la pluviométrie de la majorité des régions côtières de l'Equateur. Cette influence diminue vers le nord et lorsque l'on prend de l'altitude sur le versant occidental de la cordillère des Andes. Elle n'est pas significative sur les vallées inter-andines et le versant amazonien où les séries pluviométriques existantes dans les régions les plus orientales de l'Equateur ne présentent pas de relation négative avec l'ENSO.

D'une manière générale, on observe une augmentation des précipitations sur la majorité des régions côtières lorsque la TSM du Pacifique oriental est supérieure à la normale et qu'un affaiblissement des alizés est observé sur l'océan à proximité du pays. Les modèles saisonniers et mensuels, que nous avons appelé *explicatifs*, montrent la pertinence de cette relation sur la période 1945-93, mais également sa sensibilité aux grandes variations climatiques et sa

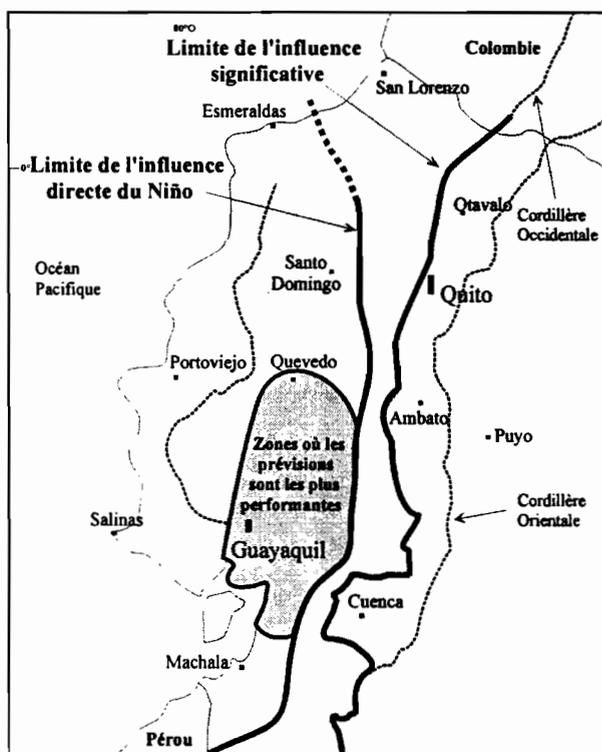
variabilité spatiale sur le littoral de l'Equateur ; les indices pluviométriques des régions les plus humides sont plus fortement liés aux indices de TSM qu'à ceux de vents ; inversement, ceux des zones semi-arides sont plus fortement liés aux indices de vents.

Les modèles que nous avons appelés *prévisionnels* cherchent à expliquer les précipitations d'un mois donné avec les indices du mois antérieur. Ils ont montré que la saison des pluies peut être divisée en trois parties. Au début de la saison (décembre, janvier), il n'y a pas de différence notable entre les années Niño et non-Niño, il est donc difficile de faire des prévisions avec des indices caractérisant le phénomène. Au coeur de la saison (février, mars) des modèles *prévisionnels* régionaux utilisant les indices de pluies des zones du nord du littoral permettent d'expliquer 50% à 75% de la variance des indices pluviométriques. Ceci peut probablement s'expliquer par la migration méridienne

de la ZCIT dont l'influence se fait d'abord sentir sur les régions du nord lors de sa migration vers le sud au début de la saison des pluies. C'est à la fin de la saison des pluies (avril, mai) que l'influence du Niño est la plus forte, de telle sorte que les modèles *prévisionnels* régionaux qui expliquent de 50% à 75% de la variance des précipitations des zones de la moitié sud de la plaine du Guayas, utilisent des indices de TSM du Pacifique oriental.

LIMITES, DÉVELOPPEMENTS ET PERSPECTIVES

i) Le manque de données dans certaines zones peu habitées des régions côtières et des versants abrupts de la cordillère des Andes n'a pas permis de définir des indices pluviométriques pour ces régions, ce qui rend, par exemple, imprécise la limite nord de l'influence directe du Niño sur la pluie. Afin de préciser ces limites sur l'ensemble des régions



Limites de l'influence du Niño sur les précipitations en Equateur et régions où les performances des prévisions sont les meilleures.

fortement influencées par le Niño ainsi que les limites de la relation négative à l'est de la cordillère des Andes, il serait intéressant d'appliquer les méthodes proposées au Pérou et à la Colombie. Le climat des régions côtières du nord-ouest du Pérou étant comparable à celui des régions semi-arides du sud-ouest du littoral de l'Equateur, nous pouvons penser que des modèles explicatifs et prévisionnels peuvent être obtenus pour ces régions.

ii) Nous avons utilisé pour notre étude la période de 30 ans, comprise entre 1964 et 1993, sur laquelle nous avons reconstitué des séries pluviométriques synthétiques extrêmement robustes et fiables à partir des données de 70 pluviomètres répartis sur la côte équatorienne. Mais, cette période de 30 ans n'a comporté que 8 Niño, l'événement exceptionnel de 1983 et 7 autres Niño que nous pouvons qualifier de normaux. L'analyse statistique et les modèles que nous avons construits se sont beaucoup appuyés sur ces 7 Niño, échantillon de taille malheureusement insuffisante. Les tentatives d'extension aux périodes antérieures à 1964 qui ont servi à valider les modèles et les équations proposées ont été effectuées avec des données moins fiables puisque nous n'avons disposé pour cette période que de 6 stations de longue durée sur la côte équatorienne. Ceci explique-t-il certaines distorsions et incohérences des relations cherchant à expliquer des phénomènes infiniment plus complexes que les équations auxquelles nous cherchons à les réduire ? Ou est-ce un indice de modification des circulations océaniques rapportées par plusieurs auteurs ? Pourrait-on attendre encore plusieurs décennies pour disposer d'échantillons de taille suffisante ? Et si le climat changeait d'ici là ?

iii) Il aurait été souhaitable de pouvoir coupler les analyses numériques des différents indices mensuels disponibles avec une approche plus globale et subjective des phénomènes météorologiques, climatiques et océaniques qui ont provoqué différentes anomalies, en prenant en compte par exemple d'autres paramètres qui conditionnent le climat de cette région des Caraïbes au sud du Pacifique et à la Bolivie, tel que la position de la ZCIT, les vents en altitudes ou les ondes équatoriales (Kelvin, Rossby ...).

iv) La possibilité de prévoir les précipitations a déjà suscité un vif intérêt en Equateur, nos partenaires équatoriens travaillent actuellement à la mise en oeuvre de prévisions opérationnelles pour la prochaine saison des pluies pour laquelle un fort Niño est attendu. Pour y parvenir, il faudra développer les moyens nécessaires à l'obtention en temps réel d'un maximum de données de pluviométrie, de TSM et de vent des indices prévisionnels. Il faudra déterminer qu'elle est la perte d'information induite par l'utilisation des données réellement disponibles. On pourra également adapter les prévisions à des zones cibles (barrage, villes, ...).

**REFERENCES
BIBLIOGRAPHIQUES**

REFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ACEITUNO P. 1987. On the interannual variability of South America climate and the Southern Oscillation. *University of Wisconsin-Madison*, 128 p.
- ACEITUNO P. 1988. On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector, Part 1 : Surface climate. *Monthly Weather Review*, 116, 505-524.
- ACEITUNO P. 1989. On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector, Part 2 : Upper-air circulation. *Journal of Climate*, 2, 341-355.
- ACEITUNO P. 1992. Anomalías de precipitación en Chile central con la oscilación del Sur : mecanismos asociados. In *Paleo-ENSO Records international symposium Extended Abstracts* (Ortlieb & Macharé, eds.), Lima : ORSTOM/CONCYTEC, 1-6.
- ACEITUNO P. 1993. El Niño, l'oscillation australe et ENSO : des noms qui pretent à confusion pour une interaction complexe entre l'océan et l'atmosphère. *La Météorologie*, 8, 3, 44-48.
- ACEITUNO P. 1995. Los eventos ENSO y la variabilidad del clima en los Andes centrales. *Com. Aguas, Glaciares y cambios climaticos en los Andes tropicales*, La Paz, ORSTOM-UMSA-SENAMHI-CONAPHI.
- ACEITUNO P., DEL RIO A., RUTLLANT J. 1989. Rainfall anomalies in the subtropical west coast of South America. Part I : Relationships with SST and convective activity over the central Pacific. In *Extended Abstract: Third International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography* (13-17 noviembre, 1989): 162-166, Buenos Aires.
- ACEITUNO P., GARREAUD R. 1995. Impacto de los fenómenos el Niño y la Niña en regímenes fluviométricos andinos. *Revista de la sociedad chilena de ingeniería hidráulica*, 33-43.
- ACEITUNO P., MONTECINOS A. 1992. Precipitación en el Altiplano sudamericano : variabilidad interanual e intraestacional y mecanismos asociados. *Iº Congreso Iberoamericano de Meteorología*, España, 10 p.
- ACEITUNO P., MONTECINOS A. 1993. Análisis de la estabilidad de la relación entre la oscilación del sur y la precipitación en América del Sur. *Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines*, 22, 1, 53-64.
- ALEMAN M., LE GOULVEN P. 1994. Modelización climática mensual con fines de planificación para proyectos hidroagrícolas. *Seminario Internacional AGROMET 94*, OMM/SENAMHI/ORSTOM, La Paz (Bolivia), 13 p.
- ALLAN R., NICHOLLS N., JONES P., BUTTERWORTH I. 1991. A further extension of the Tahiti-Darwin SOI, early ENSO events and Farwin Pressure. *Journal of Climate*, 4, 743-749.
- ALMEIDA REYES E. 1996. La période Inca. *Dossiers d'Archéologie*, 214, 66-77.
- BACCI J. 1997. Modélisation hydropluviométrique : d'un modèle global à un modèle distribué. Application au bassin versant du Paute, Equateur. *Mémoire de DEA, Université de Montpellier II*, 63 p.
- BARNETT T. 1981. Statistical relations between ocean/atmosphere fluctuations in the tropical Pacific. *Journal of Physical Oceanography*, 11, 8, 1043-1057.

- BARNETT T., LATIF M., GRAHAM N., FLUGEL M., PAZAN S., WHITE W. 1993. ENSO and ENSO-related predictability : Part 1 - Prediction of equatorial Pacific sea surface temperature with a hybrid coupled ocean-atmosphere model. *Journal of Climate*, 6, 1545-1566.
- BARNSTON A., ROPELEWSKI C. 1992. Prediction of ENSO episodes using canonical correlation analysis. *Journal of Climate*, 5, 1316-1345.
- BARNSTON A., VAN DEN DOOL H., ZEBIAK S., BARNETT T., JI M., RODENHUIS D., CANE M., LEETMAA A., GRAHAM N., ROPELEWSKI C., KOUSKY V., O'LENIC E., LIVEZEY R. 1994. Long-lead seasonal forecast : where do we stand ? *Bulletin of the American Meteorological Society*, 75, 11, 2097-2113.
- BARRERA A. 1994. Mise en forme et critique des données hydrométéorologique. Modélisation globale, *Rapport de stage, ISIM-STE*, 36 p.
- BELTRANDO G., CHEMERY L., Dictionnaire du climat. *Larousse*, 344p.
- BJERKNES J. 1961. El Nino study based on analysis of ocean surface temperature, 1935-1957. Inter-American Tropical Tuna Commission . *Bulletin*, 5, 3, 217-234.
- BJERKNES J. 1966. A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of temperatures. *Tellus*, 18, 820-829.
- BJERKNES J.H. 1969. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Monthly Weather Review*, 97, 163-172.
- BLANDIN LANDIVAR C. 1976. El clima, sus aplicaciones y sus características en el Ecuador, *INAMHI*, publicación 20-1, 71 p.
- BLANDIN LANDIVAR C. 1979. Características del fenómeno de El Niño y la influencia de la corriente de Humbolt en las costas del Ecuador, *INAMHI*, publicación 27-1, 27 p.
- BOCANEGRA M., CAICEDO P. 1994. Características climáticas relevantes durante la ocurrencia de fenómenos ENOS en el Nor-Occidente sudamericano. *HIMAT*, 40 p.
- BOGIN B. 1982. Climate change and human behavior on the southwest coast of Ecuador. *Central issues in anthropology*, 4, 1, 21-31.
- BRUNET-MORET Y. 1977. Test d'homogénéité. *Cahiers ORSTOM, série Hydrologie*, 14, 2, 119-128.
- BRUNET-MORET Y. 1979. Homogénéisation des précipitations. *Cahiers ORSTOM, série Hydrologie*, 16, 3-4, 147-170.
- BURGOS GUEVARA H. 1996. L'Equateur, présentation générale. *Dossiers d'Archéologie*, 214, 6-15.
- BUYS J. 1996. Les seigneuries régionales (500 av. - 500 ap. J.-C.). *Dossiers d'Archéologie*, 214, 46-57.
- CADET D. 1986. El Niño. *La Recherche*, 180, 17, 1108-1111.
- CADET D., GARNIER R. 1988. L'Oscillation australe et ses relations avec les anomalies climatiques globales. *La Météorologie*, 7, 21, 4-18.
- CADIER E., GIRARD G., NOUVELOT J.F., POURRUT P., TRAVAGLIO M. 1994. Estimation des écoulements de hautes eaux et analyse des relations pluies-écoulements. *In l'eau en Equateur, principaux acquis en hydroclimatologie* (ORSTOM éditions), 99-126.
- CADIER E., POURRUT P. 1979. Inventaire et détermination des données nécessaires à l'utilisation rationnelle des ressources en eau en Equateur, *Cahiers ORSTOM, série Hydrologie*, 16, 3-4, 209p.

- CADIER E., POURRUT P., ROCHE M. 1994. Etudes hydroclimatologiques : cadre, chronique et aspects méthodologiques succincts. *In l'eau en Equateur, principaux acquis en hydroclimatologie (ORSTOM éditions)*, 16-22.
- CADIER E., ROSSEL F., GOMEZ G. 1995. Se puede prever las anomalias climaticas en la costa Ecuatorina ? *In artigos selecionados do XI Simposio Brasileiro de Recursos Hidricos, ABRH Publicações*, 1, 57-61.
- CALVEZ R., BACCI J., MOLINARO D., CADIER E., GARCIA F. 1996. Constitución de un archivo operacional de precipitation diarias del Paute: critica, corección de datos y determinación de coeficientes de ponderación para calculo de precipitaciones medias. *Série INSEQ*, 4, 140p.
- CANE M. 1983. Oceanographic events during El Niño. *Science*, 222, 4629, 1187-1194.
- CANE M.A., ZEBIAK S.E. and DOLAN S.C. 1986. Experimental forecasts of El Niño the 1982-83. *Nature London*, 321, 26, 827-832.
- CARRILLO C. 1889. Hidrografia oceánica. Las corrientes oceánicas y estudios de la corriente peruana. *Sociedad Geografía*, 37p.
- CAVIEDES C. 1981. Rainfall in South America. Seasonal trends and spatial correlations. *Erdkunde*, 35, 107-118.
- CAVIEDES C. 1983. On the genetic linkages of precipitation in South America. *In Fortschritte landschaftsokologischer und klimatologischer in den Tropen: Festschrift zum 60*, Freiburger Geographische Hefte, Freiburg, 55-77.
- CAVIEDES C. 1989. The anomalous climate of south american in 1988. *Tropical Ocean-Atmosphere Newsletter*, 52, 1-5.
- CAVIEDES C., WAYLEN P. 1987. El Niño y crecidas anuales en los ríos del norte del Perú. *Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines*, 16, 1-2, 1-19.
- CEDEGE. 1984. Informe de labores de marzo de 1982 a julio de 1984. *CEDEGE*. 54 p.
- CEDEGE. 1995. Resumen de las características técnicas de las obras de control de inundaciones de la cuenca baja del río Guayas. *CEDEGE*. 110 p.
- C.E.O.S. 1994. COADS on CD-ROM, Volume 5 : Eastern Pacific. *A product of the Climate and Eastern Ocean Systems program. ORSTOM-NOAA*.
- CEPAL. 1983. Los desastres naturales de 1982-1983 en Bolivia, Ecuador y Perú. *Naciones Unidas, Consejo Economico y Social, Comisión Económica para América Latina*. 227 p.
- CHAVEZ F. 1986. The legitimate El Niño current. *Tropical Ocean-Atmosphere Newsletter*, 34, 1.
- CHEN W. 1982. Assessment of Southern Oscillation sea level pressure indices. *Monthly Weather Review*, 110, 800-807.
- COLLIN-DELAVAUD A. 1993. Le guide de l'Equateur. *La Manufacture*, 342p.
- COVEY D., HASTENRATH S. 1978. "The pacific El Niño phenomenon and the Atlantic circulation.". *Mon Wea Rev.*, 106: 1280-1287
- CUNNANE C. 1985. Factors affecting choice of distribution for flood series. *Hydrological Sciences Journal*, 30:23-37.
- DA SILVA A., YOUNG C., LEVITUS S. 1995. Atlas of surface marine data, Volume 2 : Anomalies of directly observed quantities. *NOAA Atlas NESDIS 7, US Department of Commerce, NOAA, NESDIS*.
- DANDIN P. 1993. Variabilité basse fréquence simulée dans l'océan Pacifique tropical. *Thèse de Doctorat de l'Université Paris VI*, 273 p.

- DESBOIS M. 1983 : Une année d'anomalies climatiques. *La Recherche* 150, 14, 1588-1590.
- DESER C., WALLACE J. 1990. Large-scale atmospheric circulation features of warm and cold episodes in the tropical Pacific. *Journal of Climate*, 3, 1254-1281.
- DHONNEUR G. 1985. Traité de météorologie tropicale. Application au cas particulier de l'Afrique occidentale et centrale. Direction de la météorologie, 151 p.
- DROSDOWSKY W. 1994. Analog (nonlinear) forecasts of the southern oscillation index time series. *Weather and Forecasting, American Meteorological Society*, 9, 1, 78-84.
- ECHEVERRIA ALMEIDA J. 1996. Organisation des confédérations : la Période d'Intégration (550 à 1530 ap. J.-C.). *Dossiers d'Archéologie*, 214, 58-65.
- ELLIOT W., ANGELL J. 1988. Evidence for changes in southern Oscillation relationships during the last 100 years. *Journal of Climate*, 1, 729-737.
- ELTAHIR E. 1996. El Niño and the natural variability in the flow of the Nile River, *Water Resources Research*, 32, 1, 131-137.
- ENFIELD D. 1989. El Nino, past and present. *Reviews of Geophysics*, 27, 2, 159-187.
- FRANCOU B., PIZARRO L. 1985. El Niño y la sequía en los altos Andes centrales (Perú y Bolivia). *Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines*, 14, 1-2, 1-18.
- FRANCOU B., RIBSTEIN P., SEMIOND H. 1995. Balances glaciares y clima en Bolivia y Peru, impacto de los ENSO. In *Paleo-ENSO Records international symposium Extended Abstracts* (Ortlieb & Macharé, eds.), Lima, ORSTOM/CONCYTEC, 197-206.
- FU C., DIAZ H., FLETCHER J. 1986. Characteristics of the response of sea surface temperature in the central Pacific associated with warm episode of the southern oscillation. *Monthly Weather Review*, 114, 1716-1738
- GHIL M., KIMOTO M., NEELIN J. 1991. Nonlinear dynamics and predictability in the atmospheric sciences. *Reviews of Geophysics, Supplements april 1991*, 46-55.
- GOLDBERG R., TISNADO G., SCOFIELD R. 1987. Characteristics extreme rainfall events in northwestern Peru during the 1982-1983 El Niño period. *Journal of Geophysical Research*, 92, C13, 14225-14241.
- HASTENRATH S. 1976. Variations in low-latitude circulation and extreme climatic events in the tropical Americas. *Journal of Atmospheric Science*, 33, 202-215.
- HASTENRATH S. 1986. On climate prediction in the tropics. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 67, 696-702.
- HASTENRATH S. 1987. Predictability of Java monsoon rainfall anomalies : a case study. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 26, 133-141.
- HASTENRATH S. 1988. Prediction of India monsoon rainfall: Further exploration. *Journal of Climate*, 1, 298-304.
- HASTENRATH S. 1990a. Diagnostic and prediction of anomalous river discharge in Northern South America. *Journal of Climate*, 3, 1080-1096.
- HASTENRATH S. 1990b. Prediction of Northeast Brazil rainfall anomalies. *Journal of Climate*, 3, 893-904.
- HASTENRATH S. 1990c. Tropical climate prediction in the tropics: A progress report 1985-90. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 71, 819-825.
- HASTENRATH S. 1990d. The relationship of highly reflective clouds to tropical climate anomalies. *Journal of Climate*, 3, 353-365.
- HASTENRATH S. 1995. Recent advances in Tropical climate Prediction. *Journal of Climate*, 8, 1519-1532.

- HASTENRATH S., DE CASTRO L., ACEITUNO P. 1987. The Southern Oscillation in the tropical Atlantic sector. *Beitr. Phys. Atmosph.*, 60, 4, 447-463.
- HASTON L., MICHAELSEN J. 1994. Long-term central coastal California precipitation variability and relationships to El Niño-Southern Oscillation. *Journal of Climate*, 7, 1373-1387.
- HIEZ G. 1977. L'homogénéité des données pluviométriques. *Cahiers ORSTOM, série Hydrologie*, 14, 2, 129-172.
- HISARD P., 1996. Communication personnelle. 3p.
- HOLM O. 1996. Les cultures formatives (4000 - 200 av. J.C.). *Dossiers d'Archéologie*, 214, 34-45.
- HOREL J., CORNEJO-GARRIDO A. 1986. Convection along the coast of northern Peru during 1983: Spatial and temporal variation of clouds and rainfall. *Monthly Weather Review*, 114, 2091-2104.
- HSU C., WALLACE J. 1976. The global distribution of the annual and semiannual cycles in precipitation. *Monthly Weather Review*, 104, 1093-1101.
- HUBERT P. 1993. Change points in meteorological time series. *International Conference on applications of time series analysis in astronomy and meteorology*, Universita di Padova, Italy, 8 p.
- HUBERT P., CARBONNEL J.P., CHAUCHE A. 1989. Segmentation des séries hydro-météorologiques. Application à des séries de précipitations et de débits de l'Afrique de l'ouest. *Journal of hydrology*, 110, 349-367.
- HUTEL C. 1995. Vegetacion en coladas de lavas. *Fundacion Charles Darwin para las islas Galapagos - Orstom*. 200p.
- KAHYA, E., DRACUP, J.A. 1993 U.S. Streamflow patterns in relation to the El Niño/Southern Oscillation, *Water Resources Res.*, 29(8), 2491-2503.
- KAROLY D. 1989. Southern Hemisphere circulation features associated with El Niño Southern oscillation events, *Journal of Climate*, 2, 1239-1252.
- KILADIS G., DIAZ H. 1989. Global climate anomalies associated with extremes in the Southern Oscillation. *Journal of Climate*, 2, 1069-1090.
- KILADIS G., VAN LOON H. 1988. The southern oscillation. Part VII : Meteorological anomalies over the indian and pacific sectors associated with the extremes of the oscillation. *Monthly Weather Review*, 116, 120-136.
- KITE G. 1989. Use of time series analysis to detect climatic change. *Journal of Hydrology*, 111, 259-279.
- KOUSKY V., KAGANO M., 1994. Principal modes of outgoing longwave radiation and 250 mb circulation for the South American sector. *Journal of Climate*, 7, 7, 1131-1143.
- KOUSKY V., KAGANO M., CAVALCANTI I. 1984. A review of the Southern Oscillation : oceanic-atmospheric circulation changes and related rainfall anomalies. *Tellus*, 36A, 490-504.
- KOUSKY V., ROPELEWSKI C., 1989. Extremes in the Southern Oscillation and their relationship to precipitation anomalies with emphasis on the South American region. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 4, 2, 351-363.
- LAURO GOMEZ V. 1970. Analisis de la circulación ecuatorial en la costa Sudamericana del Pacifico en relación con su regimen pluviometrico, *INAMHI*, publicacion 7, 71p.

- LE GOULVEN P., ALEMAN M. 1992. Régionalisation climatique (pluie et ETP) dans les Andes équatoriennes, méthodologie, résultats et application. *In Régionalisation en hydrologie. 8^e Journées hydrologiques de l'ORSTOM.* (Le Barbet et Servat Eds.) ORSTOM, 69-90.
- LE GOULVEN P., ALEMAN M., ORSONO I. 1988. Homogeneización y regionalización pluviométrica por el método del vector regional. *5^o Congrès équatorien d'hydraulique, AEHID/CICP*, Quito, 59-83.
- LE GOULVEN P., GARCIA R. 1984. Estudio regional integrado del altiplano Cundiboyacense, Anexo pluviométrico. *IGAC-ORSTOM*, 850 p.
- LEYTHAM M. 1984. Maximum likelihood estimates for the parameters of mixture distributions. *Water Resource Research*, 20, 896-903.
- LIVEZEY R., CHEN W. 1983. Statistical field significance and its determination by Monte Carlo techniques. *Monthly Weather Review*, 111, 46-59.
- LOWERY M., NASH J. 1970. A comparison of methods of fitting the double exponential distribution. *Journal of hydrology*, 10:259-275.
- LUGO C. 1996. El viento en las precipitaciones de la costa ecuatoriana. *INAMHI*. 8p.
- MACHARE J., ORTLIEB L. 1993. Registros del fenómeno El Niño en el Perú. *Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines*, 22, 1, 35-52.
- McBRIDE J., NICHOLLS N. 1983. Seasonal relationships between Australian rainfall and the Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, 111, 1998-2004.
- MECHOSO C., IRIBARREN G. 1992. Streamflow in Southeastern South America and the Southern Oscillation. *Journal of Climate*, 5, 1535-1539.
- MEJIA R., MOLINARO D., ONTANEDA G, ROSSEL F. 1996a. Homogenización y regionalización de la pluviometría de la cuenca del Paute. *Série INSEQ*, 3, 32p.
- MEJIA R., ROURA J., CALVEZ R., 1996b. Estaciones meteorológicas, cuenca del río Guayas; subcuenca del río Babahoyo. *Série INSEQ*, 12, 36p.
- MENARD Y., DELCROIX T. 1996. El Niño, l'enfant du vent et de la mer. *Pour la science, Dossier hors-serie, juin 1996*, 36-38.
- MOLINARO D. 1995. Homogénéisation et critique des données pluviométriques; modélisation pluie-débit sur un grand bassin versant. *Rapport de fin d'étude, ISIM-STE*, 45p.
- MORLIERE A., REBERT J.P. 1986. Rainfall shortage and El Niño. Southern Oscillation in New Caledonia, Southwestern Pacific. *Monthly Weather Review*, 114, 6, 1131-1137.
- MOSS M., PEARSON C., MCKERCHAR A. 1994. The Southern Oscillation index as a predictor of the probability of low streamflows in New Zealand. *Water Resources Research*, 30,10, 2717-2723.
- MUGICA R. 1995. La lluvia en el departamento de Piura en 1983 y su relación con otras variables. *In Paleo-ENSO Records international symposium Extended Abstracts* (Ortlieb & Macharé, eds.), Lima, ORSTOM/CONCYTEC, 511-519.
- NAMIAS J. 1976. Some statistical and synoptic characteristics associated with El Niño. *Journal of Physical Oceanography*, 6, 130-138.
- NICHOLLS N. 1988. El Niño/Southern Oscillation and rainfall variability. *Journal of Climate*, 1, 419-421.
- NICHOLLS N. 1989. Sea surface temperatures and Australian winter rainfall, *Journal of Climate*, 2, 965-973.

- NOUVELOT J.F. Normas pluviométricas propuestas para el Ecuador, *ORSTOM/PRONAREG*, 63 p.
- NOUVELOT J.F., LE GOULVEN P., POURRUT P. 1994. Analyse statistique et régionalisation des précipitation en Equateur. *In l'eau en Equateur, principaux acquis en hydroclimatologie*. ORSTOM éditions, 43-86.
- NOUVELOT J.F., POURRUT P. 1984. El Niño, phénomène océanique et atmosphérique. Importance en 1982-1983 et impact sur le littoral équatorien. *Cahier ORSTOM, série Hydrologie*, 21, 1, 39-65.
- NOUVELOT J.F., POURRUT P. 1994. Anomalies et phénomènes climatiques extrêmes. *In l'eau en Equateur, principaux acquis en hydroclimatologie*. ORSTOM éditions, 87-98.
- ORTLIEB L., MACHARE J. 1993. Former El Nino events : records from western South America. *Global and Planetary Change*, 7, 181-202.
- PERROTET T., MEISCH L., BURCH S., DOYLE S., DEMPSEY M., RACHWIECKI R., WAGENHAUSER B., GIL E., LAWRIE E., 1995. Le grand guide de l'Equateur. *Gallimard*, 328 p.
- PHILANDER S. 1985. El Niño and La Niña. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 42, 23, 2652-2662.
- PHILANDER S. 1989. El Niño and la Niña. *American Scientist*, 77, 451-459.
- PHILANDER S. 1990. El Niño, la Niña, and the Southern Oscillation. *International Geographics Series*, 46, 283 p.
- PHILLIBERT C. 1983. Les raisons d'une année tempétueuse. El Niño, l'enfant du diable. *Géo*, 57, 12-34.
- POURRUT P. 1993. L'effet ENSO sur les précipitations et les écoulements au XX^{eme} siècle, Exemple de l'Equateur. *Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines*, 22, 1, 85-98.
- POURRUT P. 1994a. L'Equateur, éléments composites d'information générale. *In l'eau en Equateur, principaux acquis en hydroclimatologie*. ORSTOM éditions, 11-15.
- POURRUT P. 1994b. Facteurs conditionnels des régimes climatiques et hydrologiques. *In l'eau en Equateur, principaux acquis en hydroclimatologie*. ORSTOM éditions, 23-29.
- POURRUT P. 1994c. Climat de l'Equateur. *In l'eau en Equateur, principaux acquis en hydroclimatologie*. ORSTOM éditions, 30-42.
- POURRUT P. 1994d. Caractéristiques hydrographiques et régimes hydrologiques. *In l'eau en Equateur, principaux acquis en hydroclimatologie*. ORSTOM éditions, 127-136.
- PRONAREG. 1978. Elementos basicos para la planificación de los recursos hidricos en el Ecuador. *MAG-ORSTOM*, 64 p.
- QUINN W. 1993. The large-scale ENSO event, the El Nino and other regional features. *Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines*, 22, 1, 13-34.
- QUINN W., BURT W. 1970. Prediction of abnormally heavy precipitation-over the Equatorial Pacific dry zone. *J. Appl. Met*, 6:20-27.
- QUINN W., NEAL V. 1983. Long-term variations in the Southern Oscillation, El Niño and the Chilean subtropical rainfall, *Fish. Bull.*, 81, 363-374.
- QUINN W., NEAL V., ANTUNEZ de MAYOLO S. 1987. El Niño occurrences over the past four and a half centuries. *J. Geophys. Res*, 92, 14449-14461.
- QUINN W., ZOPF D. SHORT K., KUO YANG R. 1978. Historical trends and statistics of the Southern Oscillation, El Niño, and Indonesian droughts. *Fish. Bull*, 76, 663-678.

- QUIROZ R. 1983a. Relations among the stratospheric and tropospheric zonal flows and the southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, 3, 143-154.
- QUIROZ R. 1983b. The climate of the "El Niño" winter of 1982-1983, a season of extraordinary climatic anomalies. *Monthly Weather Review*, 3, 1685-1697.
- QUISPE J. 1995. Alteraciones de la estructura térmica del mar frente a las costas del Perú durante el fenómeno "El Niño" 1982-83. In *Paleo-ENSO Records international symposium Extended Abstracts* (Ortlieb & Macharé, eds.), Lima, ORSTOM/CONCYTEC, 206-227.
- RAMAGE C. 1977. Sea surface temperature and local weather. *Monthly Weather Review*, 105, 540-544.
- RAMAGE C., HORI A. 1981. Meteorological aspects of El Niño. *Monthly Weather Review*, 109, 1827-1835.
- RASMUSSEN E., CARPENTER T. 1982. Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/ El Niño. *Monthly Weather Review*, 110, 354-384.
- RASMUSSEN E., CARPENTER T. 1983. The relationships between eastern equatorial Pacific sea surface temperatures and rainfall over India and Sri Lanka. *Monthly Weather Review*, 111, 517-528.
- RASMUSSEN E., WALLACE J. 1983. Meteorological aspects of the El Niño/Southern Oscillation. *Science*, 222, 1195-1202.
- REDMOND K., KOCH R. 1991. Surface climate and streamflow variability in the western United States and their relationship to large-scale circulation indices, *Water Resource Research*, 27(9), 2381-2399.
- RICHEY J., NOBRE C., DESER C. 1989. Amazon river discharge and climate variability : 1903-1985. *Science*, 246, 101-103
- ROGERS J. 1988. Precipitation variability over the Caribbean and tropical Americas associated with the Southern Oscillation. *Journal of Climate*, 1, 172-182.
- ROPELEWSKI C., HALPERT M. 1986. North American precipitation and temperature patterns associated with the El Niño Southern Oscillation (ENSO). *Monthly Weather Review*, 114, 2352-2362.
- ROPELEWSKI C., HALPERT M. 1987. Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, 115, 1606-1626.
- ROPELEWSKI C., HALPERT M. 1989. Precipitation patterns associated with the high index phase of the Southern Oscillation. *Journal of Climate*, 2, 268-284.
- ROPELEWSKI C., HALPERT M. 1996. Quantifying southern oscillation - precipitation relationships. *Journal of Climate*, 9, 1043-1059.
- ROPELEWSKI C., JONES P. 1987. An extension of the Tahiti-Darwin Southern Oscillation Index. *Monthly Weather Review*, 115, 2161-2165.
- ROSSEL F., CADIER E., GOMEZ G. 1996a. Las inundaciones en la zona costera ecuatoriana : causas, obras de protección existentes y previstas. *Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines*, 25, 3, 399-420.
- ROSSEL F., LE GOULVEN P., CADIER E. 1997a. Limits of ENSO influence on annual rainfalls in north-west of South America. Submitted to *Journal of Climate*, 11p., 5 figures.

- ROSSEL F., LE GOULVEN P., CADIER E. 1997b. Répartition spatiale de l'influence de l'ENSO sur les précipitations annuelles de l'Equateur. Soumis à la *Revue des Sciences de l'Eau*, 13p., 7 figures.
- ROSSEL F., LOPEZ I., MOLINA J., VACA A., 1996b. Estaciones hidrologicas, Cuenca del Paute. *Serie INSEQ*, 11, 74 p.
- ROSSEL F., LOPEZ I., MOLINA J., VACA A., 1996c. Estaciones meteorologicas, Cuenca del Paute. *Serie INSEQ*, 10, 44p.
- ROSSEL F., SEMIOND H., CLAIRET S. 1995. Régionalisation de la pluviométrie annuelle de l'Equateur pour l'étude de l'impact de l'ENSO sur les régimes pluviométriques. *ORSTOM - INAMHI*, 56 p.
- ROSSEL F., SEMIOND H., CLAIRET S., GOMEZ G. 1996d. Regionalización de la pluviometría anual del Ecuador para el estudio del impacto del ENSO en los regímenes pluviométricos. *Serie INSEQ*, 2, 51 p.
- ROURA X., ZEBROWSKI E. 1996. Estudio preliminar de los estiajes en las cuencas de los rios Paute y Guayas. *Serie INSEQ*, 1, 51 p.
- RUTLLANT J., FUENZALIDA H. 1991. Synoptic Aspects of the Central Chile Rainfall variability associated with the southern oscillation. *International journal of climatology*. 11, 63-76.
- SALAZAR E. 1996. Les premiers habitants de l'Equateur. *Dossiers d'Archéologie*, 214, 26-33.
- SALVADOR LARA J. 1996. Brève histoire de l'archéologie. *Dossiers d'Archéologie*, 214, 16-25.
- SCHOENHERR T., NICHOLSON S. 1989. The relationship between California rainfall and ENSO events. *Journal of Climate*, 2, 1258-1269.
- SCOR : SCIENTIFIC COMMITTEE ON OCEANIC RESEARCH. 1983. Working Group 55, Prédiction of "El Niño". In *SCOR Proceedings*, Paris, 19, 47-51.
- SEMIOND H. 1995. Régionalisation des pluies en Equateur et estimation des excès pluviométriques en relation avec les événements "El Niño". *Rapport de stage de fin d'étude, Ecole Nationale Supérieure de Géologie de Nancy*, 50p.
- SIMPSON H., CANE M., HERCZEG A., ZEBIAK S., SIMPSON J. 1993a. Annual river discharge in southeastern Australia related to El Niño-Southern Oscillation forecasts of sea surface temperatures. *Water Resources Research*, 29, 11, 3671-3680.
- SIMPSON H., CANE M., LIN S., ZEBIAK S., HERCZEG A. 1993b. Forecasting annual discharge of River Murray, Australia from a geophysical model of ENSO, *Journal of Climate*, 6, 386-390.
- SOLDI H. 1995. Variación del nivel medio del mar durante el fenómeno de "El Niño" 1982-1983. In *Paleo-ENSO Records international symposium Extended Abstracts* (Ortlieb & Macharé, eds.), Lima, ORSTOM/CONCYTEC, 166-177.
- STEDINGER J. 1980. Fitting log normal distributions to hydrologic data, *Water Resource Research*, 16, 481-490.
- STONE R., GRAEME L., TORBEN M., 1996. Prediction of global rainfall probabilities using phases of the Southern Oscillation Index. *Nature*, 384, 252-255.
- TAPLEY T., WAYLEN P. 1990. Spatial variability of annual precipitation and ENSO events in western Peru. *Hydrological Sciences Journal*, 35, 4, 429-446.
- TRENBERTH K. 1984. Signal versus noise in the Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, 112, 326-332.

- TRENBERTH K., BRANSTATOR G. 1992. Issues in establishing causes of the 1988 drought over North America. *Journal of Climate*, 5, 159-172.
- TRENBERTH K., SHEA D. 1987. On the evolution of the Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, 115, 3078-3096.
- TRYSTAM F. 1993. Le procès des étoiles. *Payot/Voyageurs*, 286p.
- VAN LOON H., MADDEN R. 1981. The southern oscillation. Part I : Global association with pressure and temperature in northern winter. *Monthly Weather Review*, 109, 1150-1162.
- VAN LOON H., SHEA D. 1985. The southern oscillation. Part IV : The precursors south of 15°S to the extremes of the oscillation. *Monthly Weather Review*, 113, 2063-2074.
- WAYLEN P., CAVIEDES C. 1986a. El Niño and annual floods on the north Peruvian litoral, *Journal of hydrology*, 89, 141-156.
- WAYLEN P., CAVIEDES C. 1990. Annual and seasonal fluctuations of precipitation and streamflow in the aconcagua river basin, Chile. *Journal of Hydrology*, 120, 79-102.
- WAYLEN P., QUESADA M., CAVIEDES C. 1994. The effects of El Niño-Southern Oscillation on precepitation in San José, Costa Rica. *International Journal of Climatology*, 14, 559-568.
- WHETTON P., ADAMSON D., WILLIAMS M. 1990. Rainfall and river flow variability in Africa, Australia and Est-Asia linked to El Niño-Southern Oscillation events. *Geol. Soc. Aust. Symp. Proc.*, 1, 71-82.
- WOODMAN R. 1985. Recurrencia del fenómeno El Niño con intensidad comparable a la del Niño 1982-1983. In *Paleo-ENSO Records international symposium Extended Abstracts* (Ortlieb & Macharé, eds.), Lima, ORSTOM/CONCYTEC, 301-333.
- WRIGHT P. 1977. The Southern Oscillation- Patterns and mechanisms of the teleconnections and persistence, *Hawaii Inst. Geophys*, HIG-77-13, 1-107.
- WRIGHT P. 1984. Relationships between indices of the Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, 112, 1913-1919.
- WRIGHT P. 1989. Homogenized long-period Southern Oscillation Indices. *International Journal of Climatology*, 9, 33-54.
- WRIGTH P., WALLACE J., MITCHELL T., DESER C. 1988. Correlation structure of the El Niño / Southern Oscillation phenomenon. *Journal of Climate*, 1, 609-625.
- WYRTKI K. 1975. El Niño: The dynamic response of the equatorial Pacific Ocean to atmospheric forcing. *J. Phys. Oceanogr.*, 5, 572-584.
- WYRTKI K. 1979. El Niño. *La Recherche* 106, 10, 1212-1220.
- WYRTKI K., STROUP E., PATZERT W., WILLIAMS R., QUINN W. 1976. Predicting and observing El Niño. *Science*, 191, 343-346.
- ZEBIAK S., CANE M. 1987. A model of EL Nino Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, 115, 2262-2278.
- ZEBROWSKI E. 1995. Etude et régionalisation des étiages des bassins du Paute et du Guayas. *Mémoire de DEA, Université de Paris VI*, 50p.
- ZUTA S. 1988. Variations of the mass field and currents off the Peru coast. *Time Series of Ocean Measurements, Unesco*, 4, 55-75.
- ZUTA S., FARFAN M., MORON O. 1995. Fluctuaciones de la TSM y SSM durante el evento El Niño 1982-83. In *Paleo-ENSO Records international symposium Extended Abstracts* (Ortlieb & Macharé, eds.), Lima, ORSTOM/CONCYTEC, 57-95.

TABLE DES MATIERES

TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ	9
GLOSSAIRE	10
SOMMAIRE	11
INTRODUCTION	13

PREMIÈRE PARTIE : EL NIÑO ET L'EQUATEUR

1. EQUATEUR : PAYS DE CONTRASTES	19
1.1 HISTOIRE D'UNE RICHESSE ANCIENNE	21
1.1.1 Les populations préhispaniques	21
1.1.1.1 L'arrivée des hommes sur le nouveau continent	21
1.1.1.2 Culture préincaïque, riche mais encore mal connue	22
1.1.1.3 L'arrivée des Incas	23
1.1.2 La période de colonisation	23
1.1.2.1 Un terrain propice	23
1.1.2.2 L'organisation du pouvoir	23
1.1.3 L'Equateur un pays indépendant	24
1.1.3.1 La déclaration de l'indépendance	24
1.1.3.2 La grande Colombie	24
1.1.3.3 Les grands hommes politiques de l'histoire moderne	24
1.2 QUELQUES NOTIONS D'ECONOMIE	25
1.3 LE MILIEU NATUREL	25
1.3.1 Eléments de la géologie équatorienne	25
1.3.1.1 Les régions côtières	27
1.3.1.2 La zone inter-andine	27
1.3.1.3 L'Amazonie	27
1.3.2 L'aspect physiographique	28
1.3.2.1 La côte, Costa ou littoral	28
1.3.2.2 La cordillère des Andes ou "Sierra"	28
1.3.2.3 La région amazonienne	29
1.3.2.4 Les îles Galápagos	30
1.4 LES DIFFERENTS CLIMATS DE L'EQUATEUR	30
1.4.1 Valeurs de quelques-uns des principaux éléments climatiques	30
1.4.1.1 Durée annuelle de l'ensoleillement	30
1.4.1.2 Les températures	30
1.4.1.3 Les précipitations	32
1.4.2 Les grandes classes de climats de l'Equateur	34
1.4.2.1 Région côtière	35
1.4.2.2 Région andine	37
1.4.2.3 Région amazonienne	38
1.4.2.4 La région insulaire	38
1.5 INONDATIONS ET SECHERESSES SUR LES REGIONS COTIERES	38
1.5.1 La plaine du Río Guayas	38
1.5.2 Ouvrages de protection existants et prévus dans la région du Guayas	40
1.5.3 Les objectifs du projet INSEQ et de ce mémoire	42
1.6 CONCLUSION	43

2. L'ENSO : PHENOMENE ATMOSPHERIQUE ET OCEANIQUE	45
2.1 LES CIRCULATIONS ATMOSPHERIQUES ET OCEANIQUES DE LA ZONE PACIFIQUE DANS UNE SITUATION DITE NORMALE	47
2.1.1 Les circulations atmosphériques de la zone intertropicale	47
2.1.1.1 Les circulations méridiennes	47
2.1.1.2 Les circulations zonales et l'oscillation australe	49
2.1.1.3 Les vents	49
2.1.1.4 Variations saisonnières des vents de surface	50
2.1.2 Les circulations océaniques	53
2.1.2.1 Dynamique océanique : les courants marins	53
2.1.2.2 Structure thermique du Pacifique équatorial	55
2.2 SITUATION "NIÑO"	57
2.2.1 Perception historique	57
2.2.2 Phénomène global "océan-atmosphère"	57
2.2.2.1 L'association du Niño avec l'oscillation australe	57
2.2.2.2 Réponse dynamique de l'océan	58
2.2.3 Les phases d'une anomalie composite ou d'un ENSO canonique	60
2.2.3.1 Phase de préconditionnement	61
2.2.3.2 Phase initiale	61
2.2.3.3 Phase maximum	61
2.2.3.4 Phase de transition	64
2.2.3.5 Phase de maturité	64
2.2.4 L'origine du phénomène	64
2.2.5 Les phases positives de l'oscillation australe ou l'anti-ENSO	66
2.2.6 ENSO, Niño, Oscillation australe : des noms qui prêtent à confusion	67
2.3 LES DIFFERENTS EFFETS DE L'ENSO SUR LES CLIMATS DE LA PLANETE	67
2.3.1 L'océan Pacifique intertropical	68
2.3.1.1 Effets de l'ENSO sur les précipitations	68
2.3.1.2 Effets de l'ENSO sur les cyclones	69
2.3.1.3 Effets de l'ENSO ou plus précisément ici du Niño sur les écosystèmes et les activités humaines du versant Ouest de la cordillère des Andes	69
2.3.2 Effets de l'ENSO sur le reste de la ceinture intertropicale	70
2.3.2.1 L'Altiplano Bolivien et Péruvien	70
2.3.2.2 Les Caraïbes, et le reste de l'Amérique tropicale	70
2.3.2.3 L'océan Atlantique	71
2.3.2.4 Le Nord-Est brésilien	71
2.3.2.5 L'Afrique	71
2.3.2.6 La mousson indienne	71
2.3.3 Les latitudes tempérées	72
2.3.4 Variations climatiques observées pendant un événement ENSO	72
2.4 CONCLUSION	73
3. INDICES ET CLASSIFICATIONS	75
3.1 DIFFERENTS INDICES UTILISES POUR CARACTERISER L'ENSO	77
3.1.1 Indices calculés à partir de la pression atmosphérique	77
3.1.2 Indices calculés à partir de la température superficielle de la mer (TSM)	79
3.1.3 Indices calculés à partir des composantes méridiennes et zonales des vents	82
3.1.4 Indices calculés à partir de précipitations	83
3.2 CLASSIFICATIONS PROPOSEES PAR DIFFERENTS AUTEURS	84
3.2.1 Classifications proposées par Aceituno et al (1989 et 1995)	88
3.2.2 Classification proposée par Waylen et al (1994)	88
3.2.3 Classification proposée par van Loon et Madden (1981), et utilisée par Rogers (1988)	89
3.2.4 Classification proposée par Kiladis et van Loon (1988) et utilisée par Rutllant et Fuenzalida (1991)	89

3.2.5 Classification proposée par Ropelewski et Jones (1987), et utilisée par Ropelewski et Halpert (1989) et Mechoso et Iribarren (1992)	90
3.2.6 Classification proposée par Fu et al (1986) et utilisée par Schoenherr et Nicholson (1989)	91
3.2.7 Classification proposée par Simpson et al (1993a)	91
3.2.8 Classifications proposées par Quinn et al (1978, 1987) et Quinn (1993)	91
3.2.8.1 Classification proposée par Quinn et al (1978), et utilisée par Rasmusson et Carpenter (1983), Kousky et al (1984), Morlière et Rébert (1986) et Elliott et Angell (1988)	92
3.2.8.2 Classification proposée par Quinn et al (1987) et utilisée par Tapley et Waylen (1990) et Simpson et al (1993b)	93
3.2.8.3 Classifications proposées par Quinn (1993)	94
3.2.9 Classification proposée par Waylen et Caviedes (1986a)	95
3.2.10 Classification proposée par Francou et Pizarro (1985)	95
3.2.11 Classification proposée par Rasmusson et Carpenter (1983) et utilisée par Ropelewski et Halpert (1986, 1987 et 1989), Mechoso et Iribarren (1992) et Kahya et Dracup (1993)	96
3.3 ANALYSE GLOBALE DES CLASSIFICATIONS	96
3.4 CONCLUSION	97
4. CARACTERISATION DES NIÑO SPECIFIQUE A L'EQUATEUR	99
4.1 ORIENTATION DE LA RECHERCHE	101
4.1.1 Quelles méthodes ont été utilisées pour identifier les ENSO et les Niño ?	101
4.1.2 L'ENSO ou Niño ?	102
4.2 RECHERCHE D'UNE METHODE D'IDENTIFICATION DES NIÑO ADAPTEE A L'ETUDE DES PRECIPITATIONS EN EQUATEUR	105
4.2.1 Quel indice de TSM utiliser pour caractériser le Niño ?	106
4.2.2 A partir de quelle température pouvons-nous considérer que l'eau est chaude ?	107
4.2.3 Quelle doit être la durée minimum de l'anomalie ?	109
4.2.4 Quelle doit être l'amplitude minimale de l'anomalie ?	110
4.3 IDENTIFICATION ET CLASSIFICATION DES EVENEMENTS NIÑO	110
4.3.1 Identification des événements Niño	110
4.3.2 Liste des années Niño	112
4.3.3 Recherche d'indices globaux d'intensité et d'influence du Niño	113
4.4 ANTI-NIÑO ET PRECIPITATIONS	115
4.4.1 Identification de situation "anti-Niño"	115
4.4.2 Relation entre les anti-Niño et les précipitations	117
4.5 CONCLUSION	118

DEUXIÈME PARTIE : EL NIÑO ET LES PRÉCIPITATIONS

5. HOMOGENEISATION ET REGIONALISATION DE LA PLUVIOMETRIE ANNUELLE ET MENSUELLE	121
5.1 COLLECTE DES DONNEES PLUVIOMETRIQUES	123
5.2 METHODE D'HOMOGENEISATION DES DONNEES PLUVIOMETRIQUES	127
5.2.1 Homogénéité d'une série chronologique de précipitations annuelles	127
5.2.2 Les sources d'hétérogénéité et leurs conséquences	127
5.2.3 Choix de la méthode de critique des données	129
5.2.3.1 Test des simples masses ou du simple cumul	130
5.2.3.2 Test des doubles masses ou des doubles cumuls	130
5.2.3.3 Le vecteur régional	131
5.2.3.4 Le vecteur régional proposé par Hiez (MVR)	132
5.2.3.5 Le vecteur des indices annuels de précipitation (CLIMAN)	133
5.2.3.6 CLIMAN ou MVR ?	134
5.3 HOMOGENEISATION	134
5.3.1 Mise en oeuvre de l'homogénéisation avec CLIMAN	134
5.3.1.1 Regroupement initial des stations	134
5.3.1.2 Détection des périodes de données erronées	135
5.3.1.3 Détection des changements de pente	136
5.3.1.4 Critique des valeurs mensuelles	136
5.3.1.5 Correction d'une erreur d'éprouvette ou d'un changement de site	137
5.3.2 Répartition des stations par classes de qualité	138
5.3.3 Synthèse des résultats obtenus en Equateur	139
5.4 REGIONALISATION	141
5.4.1 Détermination de régions pluviométriques homogènes	141
5.4.2 Détermination d'un indice pluviométrique par région	142
5.4.3 Résultats obtenus en Equateur	143
5.4.4 Extension des séries à la période 1964-93	145
5.5 STATIONS DE LONGUE DUREE	145
5.6 CONCLUSION	146
6. REGIONALISATION DE L'INFLUENCE DU NIÑO SUR LES PRECIPITATIONS ANNUELLES	147
6.1 CHOIX DE LA METHODE DE REGIONALISATION	149
6.2 L'EVENEMENT EXCEPTIONNEL DE 1983	150
6.3 COINCIDENCE ENTRE LES ANNEES DE PLUVIOMETRIE EXCEDENTAIRE ET LES ANNEES NIÑO	154
6.4 DIFFERENCE ENTRE LES MOYENNES DES PRECIPITATIONS DES ANNEES NIÑO ET DES ANNEES NORMALES	156
6.5 CORRELATIONS LINEAIRES AVEC LA TSM DU BLOC NIÑO 1+2 ET CLASSIFICATION HIERARCHIQUE DES INDICES PLUVIOMETRIQUES	157
6.6 ANALYSE EN COMPOSANTES PRINCIPALES DE LA PLUVIOMETRIE	159
6.6.1 ACP avec les dix-huit indices pluviométriques	159
6.6.2 ACP avec les indices pluviométriques des zones les plus influencées par le Niño	161
6.6.3 Synthèse des deux ACP	163
6.7 REGIONALISATION DE L'INFLUENCE DU NIÑO SUR LES PRECIPITATIONS ANNUELLES	164
6.7.1 En Equateur	164
6.7.2 Au Nord-Ouest de l'amérique du Sud	167
6.8 CONCLUSION	169

7. ANOMALIES PLUVIOMETRIQUES DES ANNEES NIÑO	171
7.1 FACTEURS CONDITIONNANT LES REGIMES HYDROCLIMATIQUES	173
7.2 CARACTERISTIQUES MOYENNES DE LA PERIODE 1964-93	174
7.2.1 Moyennes annuelles	174
7.2.2 Répartitions mensuelles	176
7.2.3 Moyennes de la saison des pluies (décembre-mai)	180
7.3 CARACTERISTIQUES DES ANNEES NORMALES	182
7.4 CARACTERISTIQUES DES ANNEES NIÑO	184
7.4.1 Le Niño canonique ou Niño moyen	184
7.4.2 Le Niño de 1965	186
7.4.3 Le Niño de 1969	187
7.4.4 Le Niño de 1972	188
7.4.5 Le Niño de 1973	189
7.4.6 Le Niño de 1976	190
7.4.7 Le Niño de 1983	191
7.4.8 Le Niño de 1987	192
7.4.9 Le Niño de 1992	193
7.5 CONCLUSION	194

TROISIÈME PARTIE :
DE L'EXPLICATION À LA PREVISION DES PRÉCIPITATIONS

8. VARIABLES EXPLICATIVES DES ANOMALIES PLUVIOMETRIQUES	197
8.1 VARIABLES UTILISEES	199
8.2 EXPLICATION DES TOTAUX PLUVIOMETRIQUES SAISONNIERS	201
8.2.1 Corrélations linéaires entre les précipitations et les variables explicatives	201
8.2.2 Analyse en composantes principales des indices de pluie, de TSM et de vent	203
8.2.3 Conditions types provoquant l'augmentation des précipitations	207
8.2.4 Recherche de modèles explicatifs des anomalies pluviométriques saisonnières	208
8.2.4.1 Recherche d'un modèle pour chaque zone	208
8.2.4.2 Recherche d'un modèle régional	209
8.2.5 Validation des modèles saisonniers	211
8.2.5.1 Utilisation des séries des stations de longue durée	211
8.2.5.2 Validations des modèles sur la période 1945-63	212
8.2.5.3 Essais d'extrapolation à la période 1921-45	215
8.2.6 Utilisation des mesures de TSM réalisées en Equateur par l'INOCAR	217
8.3 EXPLICATION DES TOTAUX PLUVIOMETRIQUES MENSUELS	218
8.3.1 Relation entre la pluie, la TSM et le vent	218
8.3.1.1 Corrélations linéaires simples	218
8.3.1.2 Analyse en composantes principales des indices de pluies, de TSM et de vent	219
8.3.2 Modèles explicatifs des anomalies pluviométriques mensuelles	220
8.3.2.1 Décembre	221
8.3.2.2 Janvier	221
8.3.2.3 Février	222
8.3.2.4 Mars	222
8.3.2.5 Avril	223
8.3.2.6 Mai	224
8.3.2.7 Recherche d'un modèle commun à tous les mois	224

8.3.3 Validation des modèles mensuels	226
8.3.3.1 Décembre	227
8.3.3.2 Janvier	228
8.3.3.3 Février	229
8.3.3.4 Mars	229
8.3.3.5 Avril	230
8.3.3.6 Mai	232
8.3.3.7 Conclusion sur la validation des modèles	233
8.3.4 Persistance des précipitations	233
8.3.5 Estimation des totaux saisonniers avec les modèles mensuels	234
8.4 CONCLUSION	234
9. PREVISIONS DES PRECIPITATIONS	237
9.1 PREVISIONS MENSUELLES DES PRECIPITATIONS	239
9.1.1 Périodes de calage et de validation	240
9.1.2 Calage et validation des modèles mensuels	242
9.1.2.1 Décembre et janvier, début de la saison des pluies	242
9.1.2.2 Février : coeur de la saison des pluies, 11 à 25 % du total annuel	242
9.1.2.3 Mars : coeur de la saison des pluies, 10 à 30 % du total annuel	244
9.1.2.4 Avril : fin de la saison des pluies, 11 à 17 % du total annuel	246
9.1.2.5 Mai : fin de la saison des pluies, 6 à 12 % du total annuel	248
9.1.3 Limites des modèles prévisionnels mensuels	249
9.2 PREVISIONS A MOYEN TERME	250
9.2.1 Utilisation des prévisions de TSM du bloc Niño 3 réalisées par les programmes de recherche sur la variabilité climatique	251
9.2.2 Utilisation des indices des mois précédents la saison des pluies	253
9.2.2.1 Utilisation de l'indice de TSM du bloc Niño 3	253
9.2.2.2 Utilisation du SOI	254
9.2.3 Prévisions pour la saison des pluies 1997-98	257
9.3 CONCLUSION	260
CONCLUSION GÉNÉRALE	263
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	269
TABLE DES MATIÈRES	281
SOMMAIRE DES ANNEXES	289

SOMMAIRE DES ANNEXES

Annexe 3-1 : Commentaires sur les fichier "Da Silva"	3
Annexe 4-1 : Valeurs absolues et écarts à la moyenne de la TSM du bloc Niño 1+2	4
Annexe 5-1 : Correction faite aux séries pluviométriques	11
Annexe 5-2 : Tableau des caractéristiques des stations	12
Annexe 5-3 : Exemple d'une "fiche d'inspection" de station météorologique	16
Annexe 5-4 : Valeurs des 18 indices pluviométriques des zones homogènes	17
Annexe 6-1 : Coïncidence entre les années Niño et les précipitations excédentaires	35
Annexe 7-1 : Valeurs des indices de TSM, de vent méridional et zonal	41
Annexe 8-1a : Coordonnées des indices de pluie, de TSM et de vent sur les 10 premières composantes	79
Annexe 8-1b : 1° et 3° composante de l'ACP des indices saisonniers de pluie, de TSM et de vent	80
Annexe 8-2a : Coefficient de corrélation entre indices de pluie, de TSM et de vent du mois de décembre	81
Annexe 8-2b : Coefficient de corrélation entre indices de pluie, de TSM et de vent du mois de janvier	82
Annexe 8-2c : Coefficient de corrélation entre indices de pluie, de TSM et de vent du mois de février	83
Annexe 8-2d : Coefficient de corrélation entre indices de pluie, de TSM et de vent du mois de mars	84
Annexe 8-2e : Coefficient de corrélation entre indices de pluie, de TSM et de vent du mois d'avril	85
Annexe 8-2f : Coefficient de corrélation entre indices de pluie, de TSM et de vent du mois de mai	86
Annexe 9-1a : Validation des modèles prévisionnels du mois de février	88
Annexe 9-1b : Validation des modèles prévisionnels du mois de mars	90
Annexe 9-1c : Validation des modèles prévisionnels du mois d'avril	92
Annexe 9-1d : Validation des modèles prévisionnels du mois de mai	94