

MASTER 2
MENTION « HYDROLOGIE HYDROCHIMIE
SOL ET ENVIRONNEMENT »

Erosion actuelle des Andes :
Contrôle tectonique et /ou climatique sur les bassins du
versant Atlantique

Emilie Pépin

Effectué avec le projet HYBAM, IRD, Lima, Pérou

Encadrant : Jean Loup Guyot

Co-encadrant : Sébastien Carretier



2006-2007

Résumé

L'érosion actuelle des reliefs du versant oriental des Andes, entre la Colombie et le Sud de la Bolivie a été étudiée en se basant sur deux hypothèses de contrôle : climatique ou tectonique. La répartition des taux d'érosion dans cette région a été définie à partir de données hydrologiques et sédimentologiques de neuf grands bassins versants presque totalement Andins (c'est à dire à plus de 400m d'altitude) et représentant 70% de cette partie des Andes. Ces taux d'érosion présentent un gradient nord-sud. Les bassins boliviens présentent les plus fortes valeurs (entre 0,8 et 1,2 mm/an) alors que les taux d'érosion des bassins plus au nord sont inférieurs à 0,5 mm/an. La chaîne Andine constitue un système transitoire puisque l'érosion ne compense pas les taux de surrection. Dans ce cas de figure, la relation érosion-tectonique-climat n'est pas évidente car le signal érosif dépend de l'état du système. L'hypothèse de contrôle tectonique a donc été abordée grâce à une nouvelle méthodologie reliant les flux actuels au volume total érodé cumulé, représentatif de l'histoire de la réponse transitoire. Une matrice de corrélation de Pearson a été également déterminée afin d'évaluer les corrélations existantes entre les différentes variables. A l'échelle de la zone d'étude, L'érosion semblent essentiellement contrôlée par le climat et particulièrement la variabilité saisonnière des flux d'eau. Ainsi une corrélation de 0,66 a été déterminée entre les taux d'érosion et les coefficients de variation des pluies.

Mots clés : taux d'érosion, volume total érodé, Andes, variabilité climatique.

Abstract

We studied the current erosion of the oriental versant's relief of the Andes, located between Colombia and south Bolivia, with two control hypothesis: climatic and tectonic. The repartition of erosion rates in this area has been defined thanks to hydrologic and sedimentologic values of nine large Andean hill slopes (400m above sea level) representing 70% of this part of Andes. Theses erosion rates exhibits a north to south gradient. Bolivians hill slopes show the higher erosion rates (between 0.8 and 1.2 mm/year) while the northern basins erosion rates are lower than 0.5 mm/year. The Andean chain is a transitory system as erosion does not compensate the uplift rates. In this case the relation between erosion, tectonic and climate is not easy to get. And that is because the erosive signal depends on the system state. The hypothesis of tectonic control has been tested with a new methodology linking current flows to total eroded volume, which represents the history of transient response. A Pearson correlation matrix has also been determined in order to study the correlations between different variables. Erosion seems to be mostly controlled by the climate and particularly by the seasonal variability of water flows. Using this model, a 0.66 correlation has been determined between the erosion rates and the rains variations coefficients.

Key words: erosion rate, total volume eroded, Andes, climatic variability.

Sommaire

1	Introduction	1
2	La zone d'étude	3
2.1	Description générale	3
2.2	Climat et hydrologie.....	5
3	Données et méthodes.....	6
3.1	Limite des bassins, pente et superficie.....	6
3.2	Calcul du volume total érodé cumulé et hypsométrie.....	7
3.3	Calcul des lames d'eau précipitées	7
3.4	Débits et flux sédimentaires.....	8
3.5	Calcul des taux d'érosion.....	9
4	Résultats	9
4.1	Répartition des taux d'érosion dans les Andes.....	9
4.2	Hypothèse tectonique	11
4.3	Hypothèse climatique.....	16
4.3.1	Les précipitations.....	16
4.3.2	L'hydrologie	17
4.3.3	Hypothèse climatique	19
5	Discussion	20
6	Conclusion.....	23
7	Bibliographie.....	24

1 Introduction

La formation et l'évolution des reliefs résultent du couplage de plusieurs phénomènes tels que les mouvements tectoniques, le climat, les processus de surface. Ces derniers : l'érosion, le transport et le dépôt de matière à la surface des continents, permettent une redistribution des masses organisant le paysage en chaînes de montagnes, plaines alluviales, plateaux...

Les transferts de matière sont contrôlés par deux types de facteurs variant à différentes échelles d'espace et de temps. Les premiers sont relatifs à la mise à disposition des matériaux, comme la surrection des chaînes de montagnes, la pente, la couverture végétale ou encore la lithologie ; les seconds correspondent à la mise en mouvement des masses comme le climat (intensité des pluies, ruissellement) ou les mouvements tectoniques (Lague D, 2001).

Dans cette étude, on se propose d'étudier quels sont les facteurs pouvant contrôler l'érosion d'un relief dans une zone intertropicale, en particulier dans les bassins du versant atlantique de la chaîne andine de la Colombie au sud de la Bolivie.

Summerfield et Hulton (1994) ont montré que les taux d'érosion actuels les plus importants sont associés aux orogènes actifs tels que l'Himalaya ou la Cordillère des Andes. De plus, les séismes et les événements climatiques tels que les orages ont été définis comme sources de glissements de terrains augmentant la concentration de sédiments dans les rivières (Dadson et al. 2004). D'autre part, les processus d'érosion sont sensibles aux changements climatiques globaux (Julien, 1995, Diaz et al. 2006). Montgomery et al. (2001) ont également avancé l'idée que les variations climatiques (à l'échelle de l'hémisphère) contrôleraient la morphologie des Andes.

L'intérêt de cette étude est donc de définir si le contrôle au premier ordre de l'érosion des bassins andins est plutôt tectonique et/ou climatique. Ces deux facteurs étant considérés comme les deux principaux moteurs de la dynamique de transfert de la matière (Milliman et Syvitzki, 1992, Filizola, 2003)

La mesure de l'influence relative de la tectonique et du climat dans les taux d'érosion des montagnes est un débat courant (Molnar, 2003). Lorsque l'érosion compense les taux de surrection, comme à Taiwan ou en Himalaya (Hurtrez et al, 1999) il est possible d'analyser directement les corrélations spatiales entre taux de surrection, climat et taux d'érosion (Dadson et al, 2003). Lorsque l'érosion est dans une phase transitoire par rapport à la surrection, comme c'est le cas dans les Andes, cette analyse est vaine car le taux d'érosion dépend non seulement du taux de surrection ou de pluviométrie instantanées, mais aussi de l'état de la réponse du système par rapport aux sollicitations tectoniques et climatiques. En d'autres termes, les mêmes valeurs de pluviométrie ou de surrection peuvent être associées à des valeurs différentes de taux d'érosion si les temps de réponse de l'érosion des bassins versants sont différents. Une nouvelle approche est donc proposée utilisant des données de flux actuels ou représentatifs du cycle hydrologique, et des données de flux moyens sur des temps géologiques représentatifs de l'histoire de la réponse transitoire.

Dans le cas d'un contrôle tectonique, si l'évolution du taux de surrection est synchrone sur l'espace étudié, alors le taux d'érosion actuel est corrélé avec le volume total érodé cumulé. Ce dernier correspondant à la quantité de matière mise à disposition par la surrection et qui a été emportée. Cette hypothèse novatrice est développée et évaluée dans la partie résultats.

Dans le cas d'un contrôle climatique, l'enjeu est de déterminer quel facteur climatique contrôle l'érosion : les flux d'eau moyens ou leur variabilité saisonnière (Molnar et al, 2006) ?

Le transfert de matière peut être lié à un transport gravitaire, lent, essentiellement sur les versants des bassins et à un transport via les flux d'eau c'est à dire par ruissellement puis transport par le réseau fluvial. Le transport via les flux d'eau représente la quasi totalité des mouvements de matériaux (Lague D, 2001). Il est donc possible de caractériser le taux d'érosion actuel d'un bassin versant en mesurant les flux de matières transportées par les fleuves appartenant au réseau hydrographique développé sur ce même espace. Il a été montré (Carretier S. et Lucazeau F., 2005) que la présence de plaines alluviales modifiait la réponse sédimentaire des fleuves. En effet, ces espaces sont propices au dépôt des matières transportées. Les exutoires des bassins considérés sont donc situés au piémont des Andes, ceci afin de s'affranchir de l'influence de zones de dépôt et préserver la meilleure correspondance entre flux sédimentaire et taux d'érosion.

Il existe différents types de transport par les fleuves : le transport de fond (ou charriage), des matières en suspension, des matières dissoutes par exemple. Dans cette étude, seules les quantités de matière en suspension sont prises en compte pour calculer les taux d'érosion. Le transport de fond est une quantité difficile à mesurer et il n'existe que peu de données sur ce mode de transfert. Cependant dans les bassins andins de Bolivie, le transport par charriage représente 10-12% du flux total de sédiments (Guyot et al. 1990, Malbrunot, 2005) alors qu'il ne représente que 1% sur l'Amazone au Brésil (Guyot, 2005).

Des chroniques de pluies, de débits liquides et de quantité de matière en suspension sur plusieurs années sont utilisées. Celles-ci correspondent à neuf bassins du versant Oriental des Andes. Elles proviennent essentiellement de la base de données du programme HYBAM, (Hydrologie et géodynamique des Bassins Amazoniens, <http://www.mpl.ird.fr/hybam>). Le programme HYBAM effectue des travaux de recherches en hydrologie et transfert de matière sur l'ensemble du bassin de l'Amazone.

Après la présentation de la zone d'étude puis des données et méthodes utilisées pour mener à bien ces travaux, la partie résultat expose en premier lieu la répartition des taux d'érosion dans les bassins andins considérés. Les deux chapitres suivants traitent des hypothèses tectoniques et climatiques. Enfin, les résultats sont discutés et des perspectives sont proposées.

2 La zone d'étude

2.1 Description générale

Les bassins hydrographiques étudiés, répartis sur le versant oriental des Andes, entre les latitudes 11°04' N et 22°55' S et les longitudes 79°37' W et 63°11' W, totalisent une superficie de 875 000 km² dont 88% est situé à plus de 400m d'altitude, limite choisie pour caractériser la chaîne de montagne (figure 1 et table 1). La superficie Andine des bassins représente ainsi 24% de la superficie totale des Andes (de la Colombie à la Terre de feu) et 37% du versant Atlantique de la chaîne de montagne. Les bassins étudiés drainent 70% de la partie orientale des Andes située entre les latitudes 11°04' N et 22°55' S (de la Colombie au Sud de la Bolivie). Ainsi les résultats de cette étude s'appliquent à un ensemble de bassins versants qui apparaît très représentatif de la moitié nord du versant oriental des Andes.

Table 1 : Caractéristiques des bassins versants, du Nord vers le Sud

Code	Rio	Stations			Bassins				
		Latitude (degrés)	Longitude (degrés)	Alti (m)	Surface (km ²)	Andes (%)	Pente (degré)	P _{Culmi} (m)	H _{moy} (m)
CAL	Rio Magdalena à Calamar	10,254	-74,907	20	257 440	70	11	5 450	1130
FRS	Rio Napo à Francisco de Orellana.	-0,473	-76,982	225	17 640	86	14	5 855	1265
	Rio Coca à San Sebastián	-0,343	-77,007						
BOR	Rio Marañón à Borja	-4,470	-77,548	140	114 270	100	19	6 160	2140
CHA	Rio Huallaga à Chazuta	-6,570	-76,119	155	70 270	100	18	4 970	1725
ATA	Rio Ucayali à Atalaya	-10,731	-73,747	185	191 020	89	17	6 305	2920
RUR	Rio Béni à Rurrenabaque	-14,441	-67,535	180	69 980	100	21	6 405	2165
ABA	Rio Grande à Abapo	-18,913	-63,414	420	59 480	100	16	5 135	2535
SAA	Rio Parapeti à San Antonio	-20,012	-63,194	605	7 430	100	14	3 530	2065
VIL	Rio Pilcomayo à Villamontes	-21,257	-63,502	380	87 350	100	14	5 915	3260

Pente est la pente moyenne des bassins, calculée à partir des valeurs de pente de chaque pixel. PCulmi est le point culminant. H_{moy} est l'altitude moyenne du bassin, calculée sur les valeurs d'altitude de chaque pixel. %Andin est le pourcentage de la superficie du bassin se situant dans les Andes c'est à dire à plus de 400m d'altitude. Tous ces paramètres sont extraits du SRTM (Shuttle Radar Topography Mission).

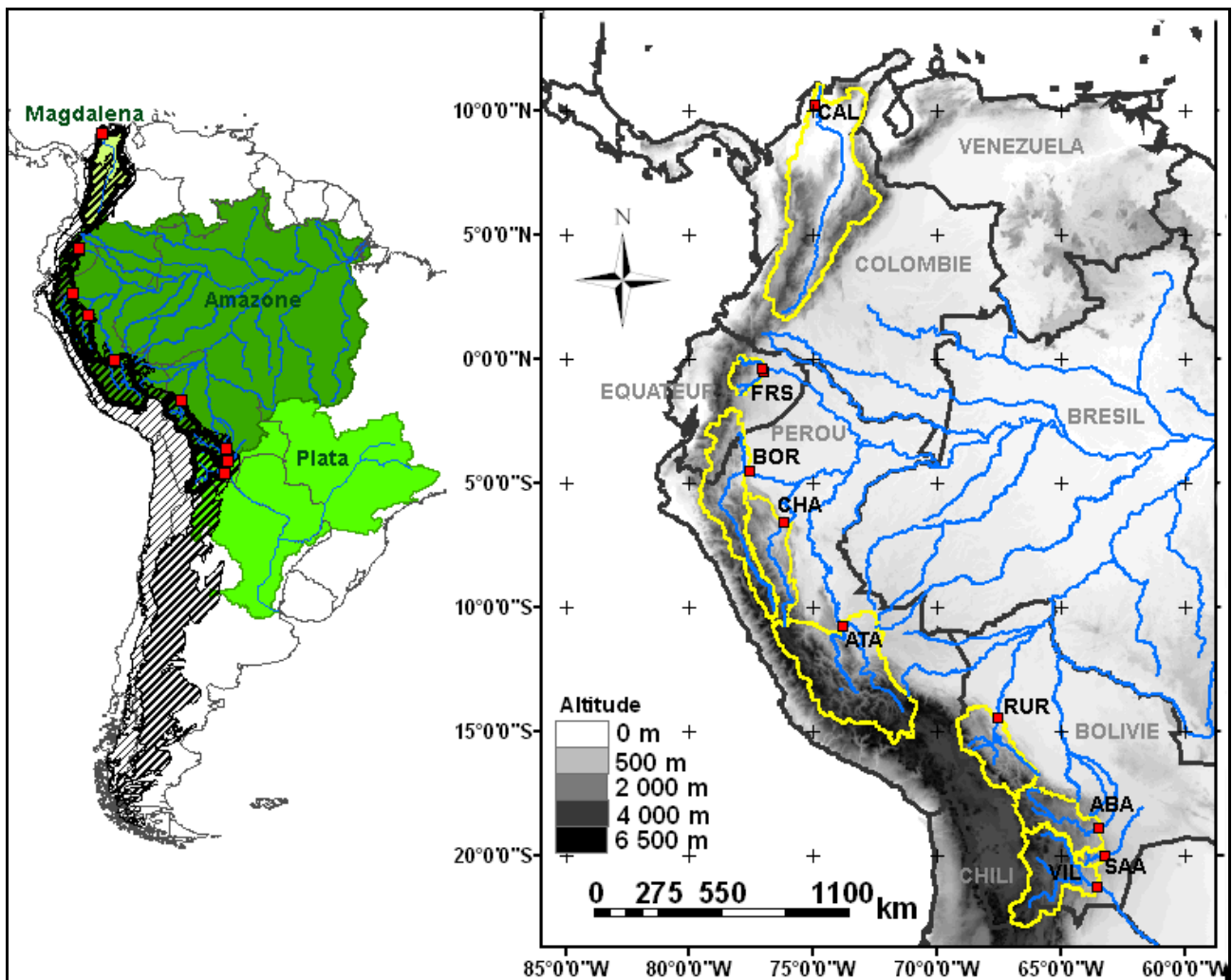


Figure 1: Carte de la zone de travail montrant les différents bassins versants étudiés, les stations hydrologiques où sont mesurés les débits liquides et les concentrations de matières en suspension (■), le réseau hydrographique (d'après Muller et Seyler, 2001) et le relief de la région (d'après SRTM). Les bassins versants de l'Amazone et du Rio de La Plata (dont le Rio Pilcomayo à Villamontes est un sous bassin) sont également représentés. Avec une limite de la chaîne de montagne définie à 400m, la majeure partie des bassins est située dans les Andes. La superficie des Andes est représentée par son versant oriental (hachures en gras) et par son versant Pacifique (hachures en fin). Les codes utilisés pour chaque station hydrométrique sont reportés dans la table 1.

Sept des neuf bassins considérés dans cette étude appartiennent au bassin versant de l'Amazone. Celui-ci s'étend sur 6,1 millions de km² (Goulding et al., 2003), de la Cordillère des Andes à l'océan Atlantique. Le plus grand bassin versant du monde rejette dans l'Atlantique $6,6 \cdot 10^{12}$ m³/an d'eau et son flux sédimentaire excède $800 \cdot 10^6$ t/an (Guyot et al., 2005). La partie andine du bassin ne représente que 11% de la superficie totale mais fournit au réseau la quasi totalité des MES (Gibbs, 1967, Meade et al. 1985, Guyot, 1993, Filizola 1999). Le bassin versant étudié le plus au sud, le Rio Pilcomayo à Villamontes, appartient au deuxième plus grand bassin versant d'Amérique du sud : le Rio de la Plata. Celui-ci est le troisième fleuve le plus important en débit du continent (derrière l'Amazone et l'Orénoque) et il déverse dans l'Atlantique $470 \cdot 10^9$ m³ d'eau

par an (Degens et al. 1991, Probst, 1990). Le Magdalena, quatrième grand fleuve sud-américain de par sa superficie et son débit ($230 \cdot 10^9 \text{ m}^3/\text{an}$) constitue le dernier bassin hydrographique de cette étude.

Les bassins versant étudiés s'étendent sur quatre pays d'Amérique du sud. En effet, on peut compter un bassin en Colombie, un en Equateur, trois au Pérou et quatre en Bolivie. La superficie cumulée des bassins pour chaque pays représente respectivement 29, 2, 43 et 26% de la superficie totale. Le bassin le plus vaste, situé en Colombie, s'étend sur $257\,438 \text{ km}^2$. Le plus petit est un bassin bolivien de $7\,433 \text{ km}^2$.

Ce sont des bassins montagneux dont les altitudes moyennes sont comprises entre 1225 et 3260m. Le point culminant de l'ensemble de la zone de travail se situe à 6406m sur le bassin du Rio Béni en Bolivie. Le bassin du Rio Parapeti à San Antonio (Bolivie) qui est le bassin le plus bas, culmine à 3530m. Les pentes moyennes de la zone d'étude sont comprises entre 11 et 20 degrés comme le montre la table 1. L'ensemble des bassins versants andins est caractérisé par un relief abrupt et de fortes pentes, pouvant aller ponctuellement au delà de 75% (mesures sur les pixels du SRTM).

Les stations hydrologiques de San Francisco de Orellana et San Sébastian sur les Rio Napo et Coca (Equateur), de Borja, Chazuta et Atalaya respectivement sur le Rio Marañón, le Rio Huallaga, le Rio Ucayali (Pérou), de Rurrenabaque, Abapo, San Antonio et Villamontes respectivement sur le Rio Béni, le Rio Grande, le Rio Parapeti et le Rio Pilcomayo (Bolivie) font partie des stations de référence du réseau du programme HYBAM. Seule la station colombienne de Calamar, sur le fleuve Magdalena, n'appartient pas à ce dispositif. Les données proviennent de l'IDEAM (Instituto de Hidrologia Metereologia y Estudios Ambientales).

Le bassin du Rio Magdalena au nord et le bassin du Rio Pilcomayo au sud dont l'exutoire est à Villamontes en Bolivie ne font pas partie du bassin versant de l'Amazone. Cependant, ils sont comparés dans cette étude aux autres bassins car ils restent représentatifs de bassins andins ayant un climat intertropical. Le premier voit son fleuve principal, le Magdalena, se jeter directement dans l'océan Atlantique alors que le deuxième, tributaire du fleuve Paraguay, fleuve délimitant la frontière de l'Argentine et du Paraguay, appartient au bassin versant du fleuve Plata. Celui-ci se jette dans l'Atlantique au niveau de Buenos Aires (Argentine) et Montevideo (Uruguay).

2.2 Climat et hydrologie

En se basant sur 163 stations pluviométriques dont des stations andines sur une période de 60 ans, Callede et al. (2007) ont estimé une moyenne annuelle des pluies sur le bassin versant de l'Amazone de 2230 mm/an . Cependant, la région andine de ce bassin est caractérisée par des régimes de pluies complexes, hétérogènes et localisés. La variabilité saisonnière y est très importante ainsi que la distribution régionale des valeurs annuelles. Les maximas pluviométriques annuels sont observés dans le piémont andin, alors que les minimas annuels sont enregistrés dans certaines vallées semi-arides des Andes (Salati et al 1978, Roche et al 1990, Laraque et al. sous presse). Bien qu'il soit difficile de trouver une relation linéaire entre l'altitude et la pluie (Johnson, 1976, Pulwarty et al., 1998, Ronchail et al., 2005, Buytaert et al., 2006), il est certain que l'altitude mais aussi l'orientation des versants influent sur la répartition des précipitations (Espinoza,

soumis). Ces caractéristiques se retrouvent également sur le bassin colombien. La non-homogénéité du relief, la présence de canons comme la vallée de Magdalena, permettent la circulation des vents humides. Ainsi, dans cette vallée, le versant au vent reçoit environ le double de pluies que le versant sous le vent avec des maximas de pluies aux altitudes moyennes de 1500 m (Restrepo et al., 2006).

Les cycles hydrologiques sont fortement conditionnés par les précipitations occurring sur les bassins versants. Les hydrogrammes caractéristiques de régions montagneuses telles que les Andes sont caractérisés par de nombreux pics qui fusionnent à l'aval de la chaîne de montagnes pour créer les grands flux d'eau des zones tropicales (Figure 2). Le cycle annuel est de plus en plus défini de l'amont à l'aval du bassin versant (Roche M.A. Fernandez C., 1988).

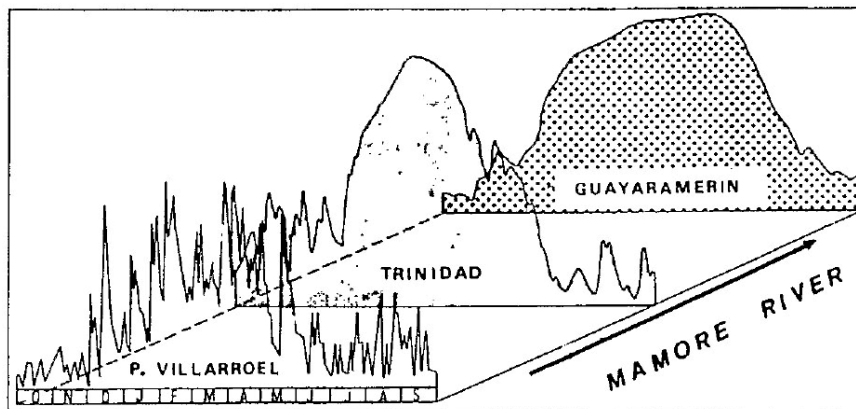


Figure 2 : Forme des hydrogrammes du Rio Mamoré formateur du Rio Madeira (affluent de l'Amazonie) depuis le pied des Andes jusqu'à son embouchure (Roche et Fernandez, 1988). Les bassins versants de piedmont andin de Rurrenabaque , de Abapo et de San Antonio appartiennent au Bassin du Rio Madeira.

3 Données et méthodes

3.1 Limite des bassins, pente et superficie

L'ensemble des calculs relatifs au relief est effectué avec le logiciel SIG ARCGIS et à partir du modèle numérique de terrain SRTM (Shuttle Radar Topography Mission). La résolution est de 90 mètres par pixels avec une erreur sur l'altitude de l'ordre du décimètre (Mialocq et al. 2004).

Les exutoires de chacun des bassins sont définis par les stations hydrologiques mesurant les débits et les flux de matière en suspension. Les limites des bassins versants sont extraites via ARCGIS à partir des coordonnées de leurs exutoires et du SRTM par une procédure semi-automatique développée par Mialocq (2005). Seule la limite du bassin colombien provient des données de HydroSHEDS (Hydrological data and maps based on SHuttle Elevation Derivatives at multiple Scales, <http://hydrosheds.cr.usgs.gov>.) (Lehner et al., 2006)

Les pentes sont calculées par pixel via la fonction surface analysis (spatial analyst) puis moyennées par bassin. La superficie des bassins est quant à elle calculée grâce au logiciel HYDRACCESS (téléchargeable sur <http://www.mpl.ird.fr/hybam/outils/hydraccess.htm>) développé par le programme HYBAM. HYDRACCESS utilise une méthode de projection qui conserve les surfaces et a été testée avec succès sur les bassins amazoniens.

La limite des Andes a été définie par une iso-altitude à 400m. Les pixels du SRTM supérieurs à 400m de la zone andine ont ainsi été extraits grâce à la fonction raster calculator. La limite a été tracée à la suite de ce calcul. La ligne de partage des eaux entre les versants occidentaux et orientaux des Andes a été définie à partir des lignes de crêtes (lieux des plus hautes altitudes) visualisées grâce au MNT et aux données de HydroSHEDS fournissant les limites des bassins versants d'Amérique du Sud.

3.2 Calcul du volume total érodé cumulé et hypsométrie

Les courbes hypsométriques sont définies grâce au relief de chaque bassin versant. Les données sont extraites du SRTM par bassin versant.

Le calcul du volume total érodé s'effectue par le biais de surfaces enveloppes passant par les points hauts du relief actuel ainsi que de surfaces constantes à 4500m. Elles sont calculées grâce à ARCGIS : fonction neighborhood statistics dans spatial analyst. Chaque pixel du raster de sortie (la surface enveloppe) se voit affecté d'un maxima d'altitude calculé en fonction de la valeur des altitudes du pixel correspondant dans le raster d'entrée (relief SRTM) et de ses proches voisins. Le calcul est configuré pour une zone de voisinage circulaire de 20 pixels. Le volume total érodé cumulé est calculé par différence entre la topographie actuelle (données SRTM) de chaque bassin et la surface enveloppe correspondante, représentant une topographie initiale.

3.3 Calcul des lames d'eau précipitées

Les chroniques de pluies utilisées dans cette étude, à l'exception des données colombiennes, proviennent de la base de données du programme HYBAM et s'étendent sur des périodes allant de 32 à 41 ans (voir table 2). Les lames d'eau par bassin sont calculées au pas de temps mensuel par HYDRACCESS à partir des limites des bassins versant et des coordonnées et données mensuelles des stations pluviométriques (Figure 3). Une méthode de Kriging pour spatialiser les données sur l'ensemble du bassin est utilisée. Celle-ci évalue l'influence des seize stations pluviométriques les plus proches en fonction de leur distance et de leur direction (Vauchel, 2004).

Les données de pluies du bassin du Magdalena proviennent quant à elles de l'IDEAM qui possède des chroniques s'étendant sur plus de 20 années (1975-1995) (Restrepo et Kjerfve, 2000).

3.4 Débits et flux sédimentaires

Les données hydrologiques proviennent principalement du réseau des stations de référence du programme HYBAM, hormis celles concernant le Rio Magdalena en Colombie qui ont été fournies par l'IDEAM (Restrepo et Kjerfve, 2000).

Aux stations du réseau HYBAM, les hauteurs d'eau sont relevées deux fois par jour par les observateurs des réseaux nationaux : INAMHI en Equateur, SENAMHI au Pérou et en Bolivie. Les débits journaliers sont calculés par HYDRACCESS à l'aide d'une courbe d'étalonnage établie pour chaque station à partir de jaugeages réalisés par courantomètres à effet Doppler - ADCP (Callède et al., 2000 ; Filizola et Guyot, 2004). Les chroniques de débit utilisées sont de taille variable, d'un pays à l'autre, en fonction de l'ancienneté de la station hydrologique :

- en Equateur, une station fictive a été créée par addition des débits du Rio Napo à Francisco de Orellana et du Rio Coca à San Sebastian, afin d'obtenir un bassin de taille suffisamment grande. Cette station, appelée FRS dans cette étude, possède des débits pour la période 2000-2006 (Laraque et al., sous presse).
- au Pérou, la station de Borja sur le Rio Marañón (BOR) possède plus de 20 ans de mesures (de 1986 à 2006), alors que la station de Chazuta sur le Rio Huallaga (CHA) n'est en fonctionnement que depuis 2003 (Guyot et al., 2007). Enfin, les débits du Rio Ucayali à Atalaya (ATA) ont été reconstitués à partir d'une simulation « pluie-débit » (Lavado et al., en préparation).
- en Bolivie, de longues séries de débit existent pour le Rio Béni à Rurrenabaque (RUR, 1967-2006), et le Rio Pilcomayo à Villamontes (VIL, 1973-2006) (Malbrunot, 2005). Les données des stations de Abapo sur le Rio Grande (ABA, 1976-1990) et San Antonio sur le Rio Parapeti (SAA, 1976-1983) ont été extraites d'une publication antérieure (Guyot et al., 1996).

A chacune des stations du réseau HYBAM, un échantillonnage de surface est réalisé tous les 10 jours, alors que l'exploration complète de la distribution des matières en suspension (MES) dans la section jaugée est réalisée lors de campagnes de mesures, à différentes époques du cycle hydrologique (Filizola, 2003).

Après analyse de la relation entre les MES de surface et les MES totales dans la section, un flux sédimentaire journalier est calculé par HYDRACCESS, en multipliant les débits par les MES totales, selon la procédure décrite par Cochonneau et al. (2006). Comme la fréquence des valeurs de débit est plus élevée que la fréquence d'échantillonnage des MES, le logiciel interpole ces dernières au pas de temps des débits. Les chroniques de flux sédimentaires sont, comme pour les débits, très variables en longueur et nombre d'observations selon l'historique des stations, avec du Nord au Sud : FRS (301 échantillons, 2000-2005), BOR (89 éch., 2004-2006), CHA (51 éch., 2004-2006), ATA (74 éch., 2004-2006), RUR (970 éch., 1969-2006), ABA (851 éch., 1976-1990), SAA (642 éch., 1973-1983), VIL (1334 éch., 1977-2005). Du fait de la courte période d'observation (deux cycles hydrologiques), les données obtenues aux trois stations péruviennes ne sont à ce jour que des estimations.

3.5 Calcul des taux d'érosion

Les taux d'érosion par bassin sont définis grâce aux moyennes interannuelles de débits solides pondérées par les surfaces. Une densité de 2,5 t/m³ est utilisée pour les calculs en mm/an.

Les coefficients de variation des différentes séries, la matrice de corrélation de Pearson ainsi que les régressions multiples calculées pour les taux d'érosion et les débits solides sont définies à l'aide du logiciel Xlstat (<http://www.xlstat.com/fr>).

4 Résultats

Table 2 : Données hydrologiques et sédimentaires

Code	Période		Période		Période		Période		Période		Période	
	Pluie (mm/an)	CvP	Pluies (ans)	Débits Q (m ³ /s)	Débits (l/s/km ²)	Débits (mm/an)	CvQ	QS (10 ³ t/an)	Erosion (t/km ² /an)	Erosion (mm/an)	QS (ans)	
CAL	2 050	-	75-95	7 200	28,0	880	75-95	-	143 900	560	0,22	75-95
FRS	3 315	0,3	65-98	1 480	83,9	2 645	00-06	0,25	13 570	770	0,31	00-05
BOR	1 310	0,4	63-04	4 670	40,9	1 290	86-06	0,40	102 780	900	0,36	04-06
CHA	1 640	0,4	63-04	2 900	41,3	1 300	03-06	0,41	41 970	600	0,24	04-06
ATA	1 010	0,8	63-04	4 800	25,1	790	-	-	200 000	1050	0,42	04-06
RUR	1 310	0,7	63-03	1 990	28,4	900	67-06	0,78	211 700	3020	1,21	69-06
ABA	750	0,9	63-03	330	5,5	175	76-90	-	138 200	2320	0,93	76-90
SAA	840	1,2	68-06	91	12,2	385	76-83	-	19 400	2610	1,04	73-83
VIL	800	1,0	68-05	292	3,3	105	73-06	1,37	175 690	2010	0,80	77-05

Légende : Débits, QS et Pluie sont des moyennes interannuelles respectivement de débits, débits solides et pluies sur les bassins. CvQ et CvP sont des coefficients de variation (écart type divisé par la moyenne) de Q et des pluies. Erosion est le taux d'érosion calculé par bassin. La densité utilisée pour le calcul du taux d'érosion en mm/an est de 2,5 t/m³. Les données de ATA sont estimées par un modèle pluie-débit.

4.1 Répartition des taux d'érosion dans les Andes

Le taux d'érosion d'un bassin versant est la quantité de matière par unité de surface et de temps qui est emportée. Cette quantité de matière est majoritairement transportée par les flux d'eau s'exerçant sur cet espace. Il est donc possible d'évaluer le taux d'érosion d'un bassin par mesure des flux sédimentaires à son exutoire. Cependant, à l'échelle du bassin, certaines zones peuvent être purement érosives et d'autres des espaces de dépôt de sédiments. La capacité d'érosion ou de sédimentation du bassin est fonction de la morphologie (relief, pente locale, végétation...) de celui-ci.

Les plaines alluviales, propices aux dépôts, ajoutent un degré de complexité sur la compréhension du phénomène d'érosion d'un plateau car il a été montré qu'elles influent sur les zones d'incision et modifient la réponse sédimentaire des bassins versants (Carretier S. et Lucazeau F., 2005). Les bassins de cette étude sont

tous caractérisés par une forte pente (en moyenne 15,5 degrés). Ils sont en grande majorité totalement Andins ce qui leur confère un caractère érosif. Les bassins de CAL, FRS et ATA dont la superficie n'est pas totalement dans les Andes (voir table 1) peuvent contenir des zones de sédimentation. On suppose que ces zones sont minoritaires et n'ont pas une grande influence sur la tendance générale de l'érosion des Andes.

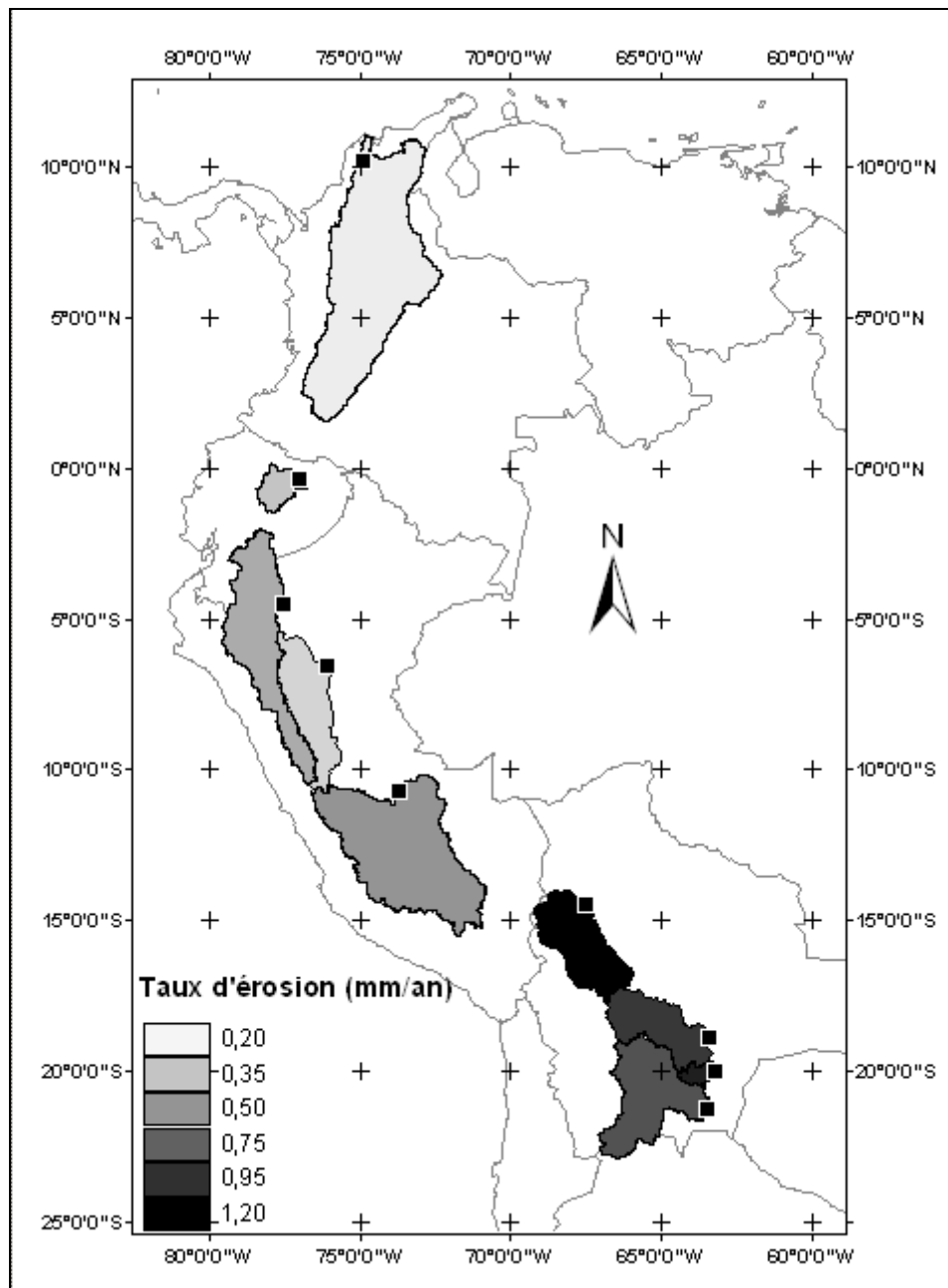


Figure 3 : La spatialisation des taux d'érosion sur le versant Atlantique des Andes. Les taux d'érosions en mm/an, sont calculés à partir des moyennes interannuelles des débits solides observés aux exutoires de chaque bassin. La densité des sédiments utilisée est de 2,5 t/m³.

La répartition des taux d'érosion dans le versant atlantique des Andes, c'est à dire sur l'ensemble de la zone d'étude, n'est pas homogène comme l'indiquent la figure 3 et la table 2. Elle est caractérisée par un

gradient nord-sud, dont l'échelle des valeurs varie de 0,22 mm/an pour le bassin colombien à plus de 1,2 mm/an c'est à dire environ six fois le premier, pour le bassin bolivien de Rurrenabaque. La moyenne du taux d'érosion sur l'aire d'étude s'élève à 0,6 mm/an. Ces valeurs peuvent être comparées aux taux d'érosion d'autres zones intertropicales appartenant à des orogènes actifs. Ainsi, elles apparaissent faibles par rapport aux taux d'érosion de l'île de Taiwan qui ont été estimés entre 3 et 6 mm/an (Dadson et al., 2003). Elles sont cependant équivalentes aux taux d'érosion de l'Himalaya calculés par Wobust et al. entre 0,2 et 0,8 mm/an.

Les bassins situés entre la Colombie et le Pérou (inclus) sont représentatifs des taux d'érosion les plus faibles de la région étudiée, ne dépassant pas 0,5 mm/an, comme l'indique la table 2. Les bassins boliviens sont caractérisés quant à eux par des valeurs plus élevées (entre 0,8 et 1,2 mm/an).

Quels sont les facteurs influant sur la configuration actuelle des taux d'érosion du versant Atlantique des Andes ? Deux hypothèses caractérisant les deux variables (tectonique et climat) semblant prédominantes dans le transfert de matière (Dadson et al., 2003, 2004 ; Burbank, 2003,) sont développées en détail dans les chapitres suivants.

4.2 Hypothèse tectonique

Afin de définir l'importance du facteur tectonique dans l'érosion des Andes, l'hypsométrie des bassins a été étudiée. En effet, au premier abord, l'hypsométrie peut refléter l'interaction entre la tectonique et l'érosion (Weissel et al., 1994). De plus, Filizola et al. (2002) et Seyler et al. (2003) ont montré que les hypsométries de trois bassins boliviens pouvaient être reliées au contrôle tectonique et climatique de l'érosion.

Cet outil, communément utilisé (Harrison et al., 1983, Rosenblatt et Pinet, 1994, Lague, 2001) dans les comparaisons topographiques, permet de visualiser la répartition des altitudes dans chaque bassin versant. Il caractérise ainsi le degré de maturité du bassin. En effet, les courbes convexes, dont l'hypsométrie fait apparaître un plateau, telles celles d'Atalaya, d'Abapo ou de Villamontes, représentées sur la figure 4, sont caractéristiques de bassins immatures dont le réseau hydrographique n'est pas encore totalement développé (Schumm, 1977, Strahler, 1952). Les courbes en S telles que celles de San Antonio représentent quant à elles des bassins plus matures. Enfin, les courbes concaves, comme celles de Magdalena ou du bassin Equatorien sont représentatives des bassins les plus matures où le réseau hydrographique est plus développé et la connectivité plus importante. Cependant, il faut noter que ces deux derniers bassins n'ont pas toute leur superficie dans les Andes. La partie des bassins au delà du Piedmont (voir table 1) a tendance à accentuer la concavité des courbes hypsométriques et donc les faire apparaître plus mature qu'ils ne le sont en réalité.

Notons que dans la zone d'étude, les altitudes maximales de chaque bassin (de 1 à 0,8 sur l'échelle normalisée de la figure 4) ne représentent qu'un faible pourcentage de la répartition des altitudes (au maximum 8%). Les zones de telles altitudes sur les bassins, apparaissent donc être localisées et de faibles superficies. C'est typiquement le cas des volcans, présents sur plusieurs bassins de notre étude.

Les différences d'hypsométrie indiquent que les bassins est-andins sont à des états de développement différents par rapport au signal tectonique à l'échelle de la chaîne, qui consiste au premier ordre en une surrection du plateau andin. Les bassins les moins matures (ATA, ABA, VIL) paraissent ainsi plus en retard par rapport au signal tectonique que les bassins dont l'hypsométrie est convexe.

L'utilisation de l'hypsométrie a cependant ses limites. En effet, il a été montré, par le biais de modélisations et comparaisons des formes convexas et en S, que l'allure des courbes hypsométriques pouvait dépendre aussi de facteurs non-tectoniques tels que le climat ou la lithologie (Lifton et Chase, 1992 ; Willgoose, 1994 ; Masek et al., 1994 ; Hurtez et al., 1999). Ainsi, les différents retards observés au signal tectonique (allure des courbes) peuvent être dus à la contribution de ces différents facteurs.

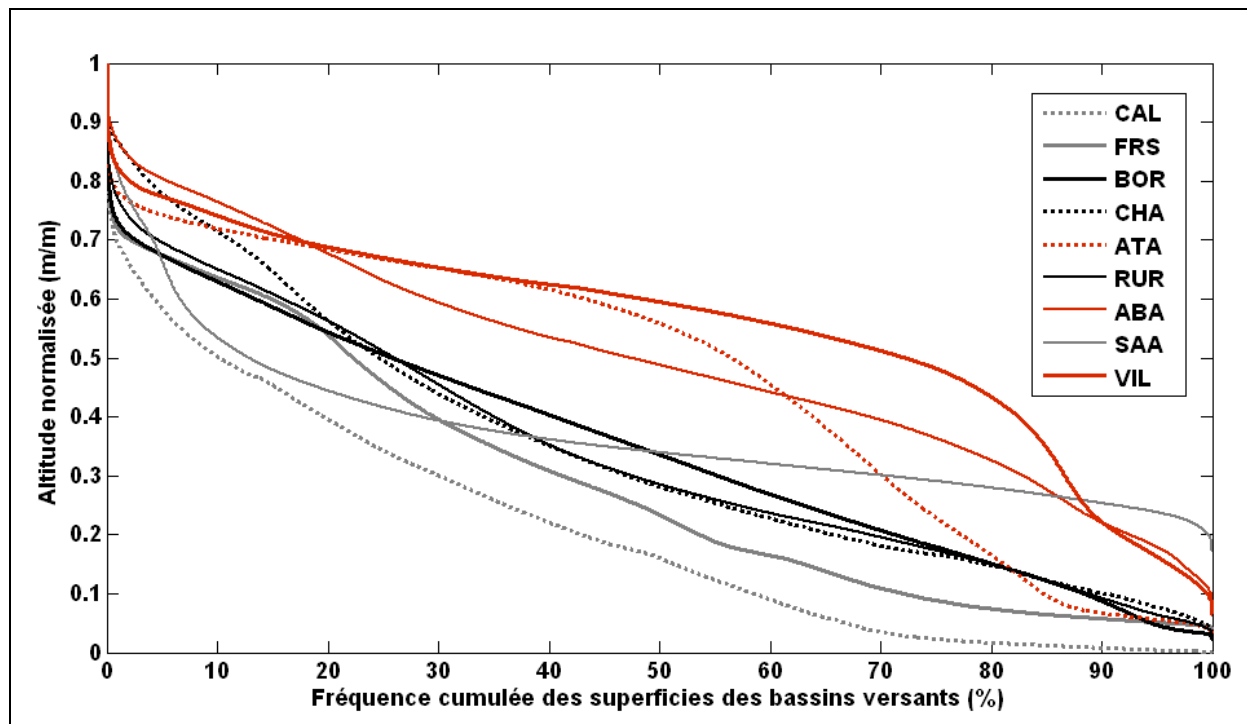


Figure 4 : courbes hypsométriques des différents bassins. Les altitudes normalisées de chaque bassin sont définies en divisant les altitudes par l'altitude maximale des bassins.

Afin de pouvoir tester uniquement le rôle de la variable tectonique dans l'érosion des Andes, une nouvelle approche a été développée. Les résultats théoriques des modèles d'évolution des paysages développés depuis 15 ans (Kooi and Beaumont, 1996, Tucker and Slingerland, 1997) suggèrent des réponses différentes du signal érosif en fonction de l'input tectonique ou climatique. Ces modèles prédisent que dans le cas d'un plateau en incision, si l'on considère également une zone (ou bassin) où le soulèvement tectonique est constant dans le temps, la réponse transitoire à ce soulèvement sur ce bassin va d'abord être une relation croissante, proche de la linéarité, (Kooi and Beaumont, 1996) du flux de matière exportée avec le temps. Cette réponse traduit le développement du réseau hydrographique en fonction du soulèvement. En

effet, le développement du réseau permet le transport de plus en plus important de la matière mise à disposition sur le plateau par le soulèvement.

Cette phase transitoire perdure jusqu'à ce que le plateau soit entièrement connecté (au temps géologique τ_c). Une phase d'équilibre se met alors en place où la quantité de matière apportée par le soulèvement tectonique est égale à la quantité de matière emportée par érosion. On suppose ici que lorsque le bassin est connecté, c'est la quantité de matière advectée par la tectonique qui limite et contrôle l'érosion. Ainsi, cette phase d'équilibre existe tant que le soulèvement est constant et peut par exemple changer si la surrection s'arrête. Il est important de noter que la relation entre le taux d'érosion instantané et le temps (linéaire dans la phase transitoire et constant dans la phase d'équilibre) n'est valable que si l'on considère que d'autres facteurs tels que la lithologie, la végétation et surtout le climat ont un rôle mineur dans le contrôle de l'érosion. Dans le cas contraire, il n'y a plus de relation claire entre Q_s et t . Par exemple, si les bassins répondent très rapidement et avec une forte amplitude aux changements climatiques globaux, alors l'évolution de Q_s montre des variations temporelles sinusoïdales qui excèdent ou minorent le flux tectonique comme le montre la figure 5.

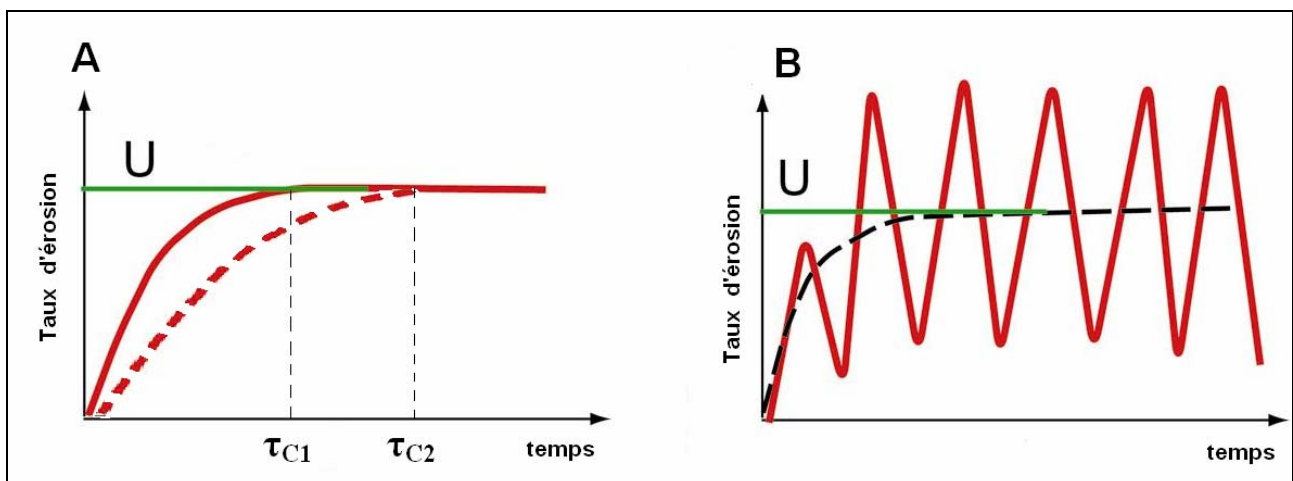


Figure 5 : Cette figure illustre la difficulté a priori de relier le taux d'érosion actuel au taux de surrection tectonique ou au climat dans le cas d'un régime transitoire de l'évolution d'un bassin versant montagneux. A- Le taux d'érosion (flux sédimentaire exporté du bassin par unité de surface) augmente globalement linéairement avec le temps jusqu'à la valeur du taux de surrection après un certain temps de réponse. Plusieurs bassins versants transitoires (lignes pleines et pointillées) peuvent avoir des taux d'érosion différents si leur temps de réponse est différent, alors que le taux de surrection est le même. τ_c est le temps auquel le réseau est totalement connecté. B- Le taux d'érosion évolue avec une tendance long terme associée au temps de réponse à la surrection tectonique, et une tendance court terme associée aux variations climatiques. Selon qu'un bassin répond avec une amplitude plus ou moins grande et plus ou moins rapidement aux variations climatiques, il correspondra à un point sur l'une de ces deux courbes.

Si l'on fait l'hypothèse que la première phase est linéaire, de $t=0$ à $t= \tau_c$, alors durant celle-ci, il existe une relation de proportionnalité (équation (1)) entre t , τ_c , Q_s , et Q_{s0} t est le temps écoulé depuis

l'initiation de la surrection, Q_s [L3 T-1] est le flux sédimentaire à l'exutoire du bassin à l'instant t et Q_{s_0} [L3 T-1]) est le flux sédimentaire à l'instant τ_c .

$$Q_s = \frac{Q_{s_0} * t}{\tau_c} \quad (1)$$

Par ailleurs, Le volume total érodé cumulé d'un bassin à un instant t , représente la quantité de matière ayant été exportée à l'extérieur du bassin depuis la naissance de ce dernier. Ce volume peut être écrit selon l'équation (2) :

$$V_{er} = \int_0^t Q_s(t) dt \quad (2)$$

D'après les Equations (1) et (2) :

$$V_{er} = \int_0^t \frac{Q_{s_0} * t}{\tau_c} dt = \frac{Q_{s_0} * t^2}{2 * \tau_c} \quad (3) \quad \text{et} \quad \frac{Q_s}{V_{er}} = 2 * t^{-1} \quad (4)$$

Dans le cas de plusieurs bassins d'une même chaîne de montagne, comme dans cette étude, ceux-ci peuvent avoir des temps de connectivité, ou de développement du réseau différents se reflétant dans leur hypsométrie. Cependant, dans le cas d'un contrôle tectonique, d'après l'équation (4), la valeur Q_s/V_{er} est constante et indépendante de τ_c et de Q_{s_0} . On suppose ici que la surrection est synchrone sur la chaîne de montagne. Dans le cas contraire, la valeur Q_s/V_{er} doit varier d'un bassin à l'autre. Notons cependant qu'un autre cas peut aboutir à des valeurs différentes de Q_s/V_{er} : le cas où l'initiation de la surrection n'aurait pas été synchrone le long de la chaîne. Dans ce cas, une relation entre Q_s et V_{er} existe mais n'est pas constante. Elle est fonction de l'âge d'initiation de la surrection. Le manque de relation entre les deux variables rend l'hypothèse d'un contrôle tectonique de l'érosion caduque.

La seule hypothèse à ce raisonnement est la linéarité de l'évolution du flux de sédiment exporté. Les modèles ont montré des évolutions différentes comme des courbes logistiques. On peut montrer que ce type de relation ne change pas fondamentalement le résultat attendu.

Le volume total érodé est calculé par la différence entre le relief actuel et une surface initiale. Celle-ci peut être en première approximation un plateau à 4500m pour tous les bassins. Ce plateau représente la quantité de matière apportée par la surrection s'il n'y avait aucune érosion. La limite de 4500m permet de s'affranchir des zones ponctuelles telles que les volcans qui ne sont pas représentatives des valeurs que l'on cherche à caractériser.

Cependant, il est facile d'imaginer qu'à l'échelle du bassin versant, le soulèvement tectonique n'est pas uniforme. Ainsi on peut aussi déterminer une surface enveloppe, passant par les points hauts du bassin et

traduisant la non homogénéité du soulèvement à l'échelle du bassin. Le véritable volume total érodé se situant entre les deux résultats.

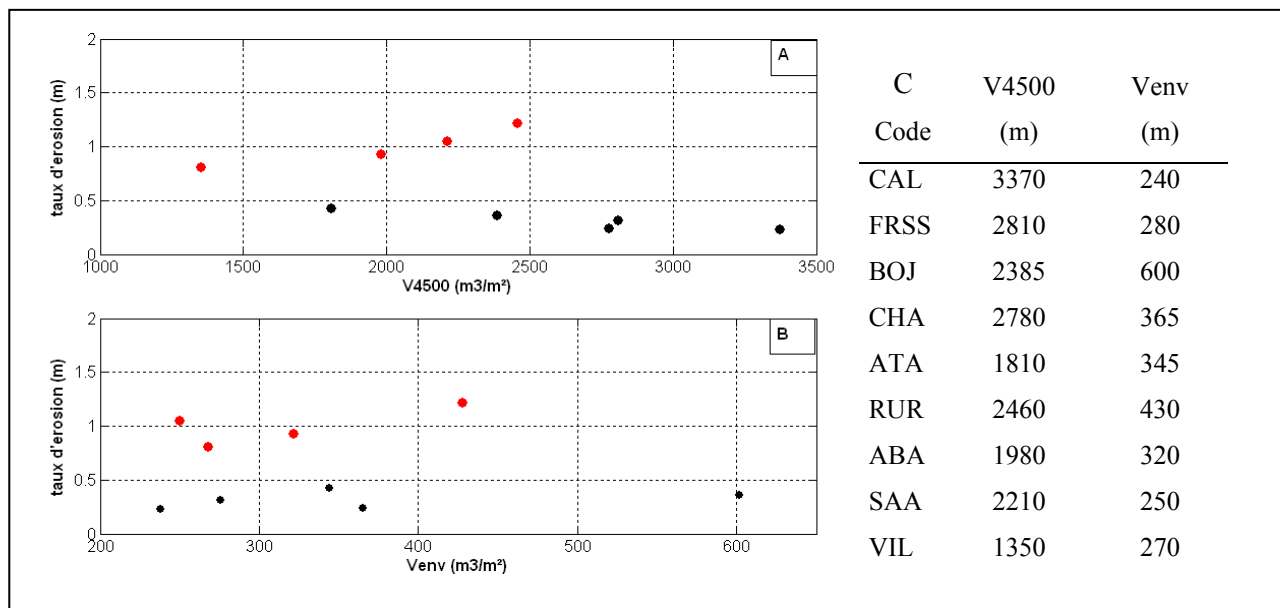


figure 6 : Relation entre le volume total érodé cumulé et le taux d'érosion sur l'ensemble des bassins. Les valeurs relatives aux bassins boliviens sont représentées en rouge. A : V4500 est le volume total érodé cumulé normalisé par la superficie des bassins. Il est calculé à partir d'une surface initiale à 4500m à laquelle est soustrait le relief actuel. B : Venv est calculé pour chaque bassin à partir d'une surface enveloppe passant par les points hauts du relief à laquelle est soustrait le relief actuel. Le véritable volume total érodé cumulé se situe entre les deux configurations. C : tableau des valeurs du volume total érodé cumulé calculées avec les surfaces uniformes à 4500m (V4500) et les surfaces enveloppes (Venv).

La figure 6 montre des résultats différents selon la méthode employée pour calculer le volume total érodé cumulé. Les différences relatives aux échelles de valeurs (de 1350m à 3370m pour la première méthode et 240m à 600m pour la seconde) sont dues au choix de la surface initiale. En effet, on considère que beaucoup plus de matière a été emportée lorsqu'on choisie la méthode des surfaces uniformes à 4500m par rapport aux surfaces enveloppes. Cette différence de conceptualisation se retrouve ainsi dans les valeurs du volume total érodé cumulé. Cependant, celui-ci a été calculé pour définir si une éventuelle corrélation existe avec le taux d'érosion actuel (équation (4)), la précision des valeurs absolues de ces volumes n'est donc pas importante.

La figure 6 ne montre pas de tendance croissante claire entre les deux variables que sont le taux d'érosion actuel et le volume total érodé cumulé. Ce résultat semble invalider l'hypothèse tectonique comme facteur principal de contrôle du flux actuel d'érosion.

4.3 Hypothèse climatique

4.3.1 Les précipitations

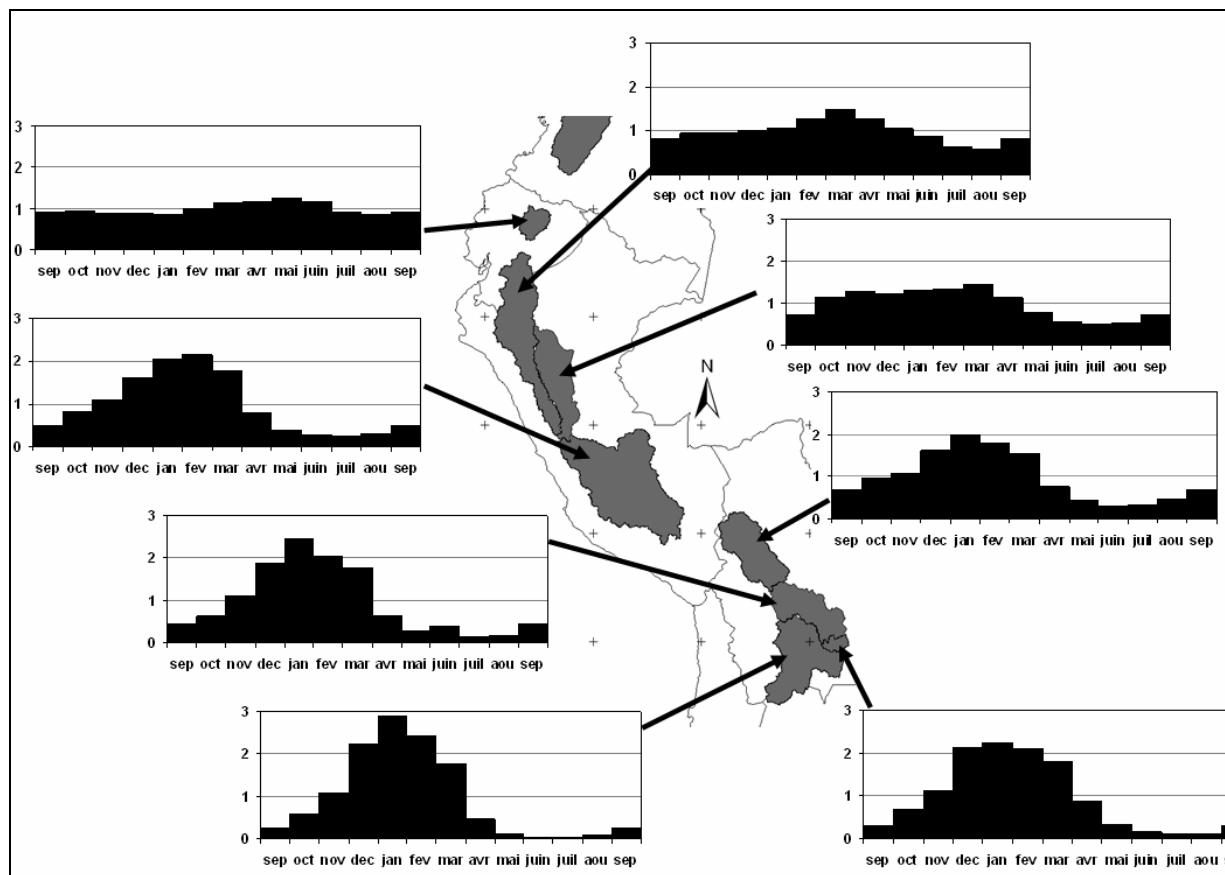


Figure 7 : Les différents régimes pluviométriques des bassins andins étudiés. Les lames d'eau mensuelles par bassin ont été normalisées par leur valeur moyenne interannuelle. Le bassin colombien n'apparaît pas car les chroniques de pluies ne sont pas disponibles.

La répartition des pluies sur les Andes est hétérogène et caractérisée par un fort gradient nord-sud. Le nord des Andes, exposé à des vents humides, est ainsi caractérisé par des pluies abondantes avec des moyennes par bassins supérieures à 2 m/an (3515 mm/an sur le bassin Equatorien et 2015 sur le bassin colombien). En Equateur et au nord du Pérou, le régime des pluies est équatorial avec une faible saisonnalité, mais certaines stations pluviométriques appartenant au même bassin peuvent présenter des comportements différents voire opposés (Espinoza et al. 2006 ; Laraque et al. sous presse). C'est pour cette raison que la variabilité saisonnière sur les bassins versants est très faible au nord des Andes comme le montre la figure 7.

Le sud (Bolivie, sud du Pérou) présente des pluies moins intenses (de 750mm à 1310mm par an sur les 4 bassins, voir la table 1 pour les valeurs). Cette région est caractérisée par un même régime climatique, tropical austral, dont la variabilité annuelle est bien marquée avec une saison des pluies de novembre à mars et une saison sèche pendant l'hiver austral. Sur les bassins boliviens, les mois correspondant à la saison des pluies (de Novembre à mars) représentent ainsi entre 67 et 87 % des volumes totaux de pluies écoulées sur l'année pour les quatre bassins boliviens. Ce régime climatique est fonction des réchauffements et

refroidissements saisonniers des continents ainsi que des changements des vents locaux dans la troposphère (Ronchail et Gallaire, 2006).

La zone centrale, située essentiellement au Pérou, est constituée de différents types de régimes climatiques intermédiaires à ceux caractérisant le nord (équatorial) et le sud (tropical).

4.3.2 L'hydrologie

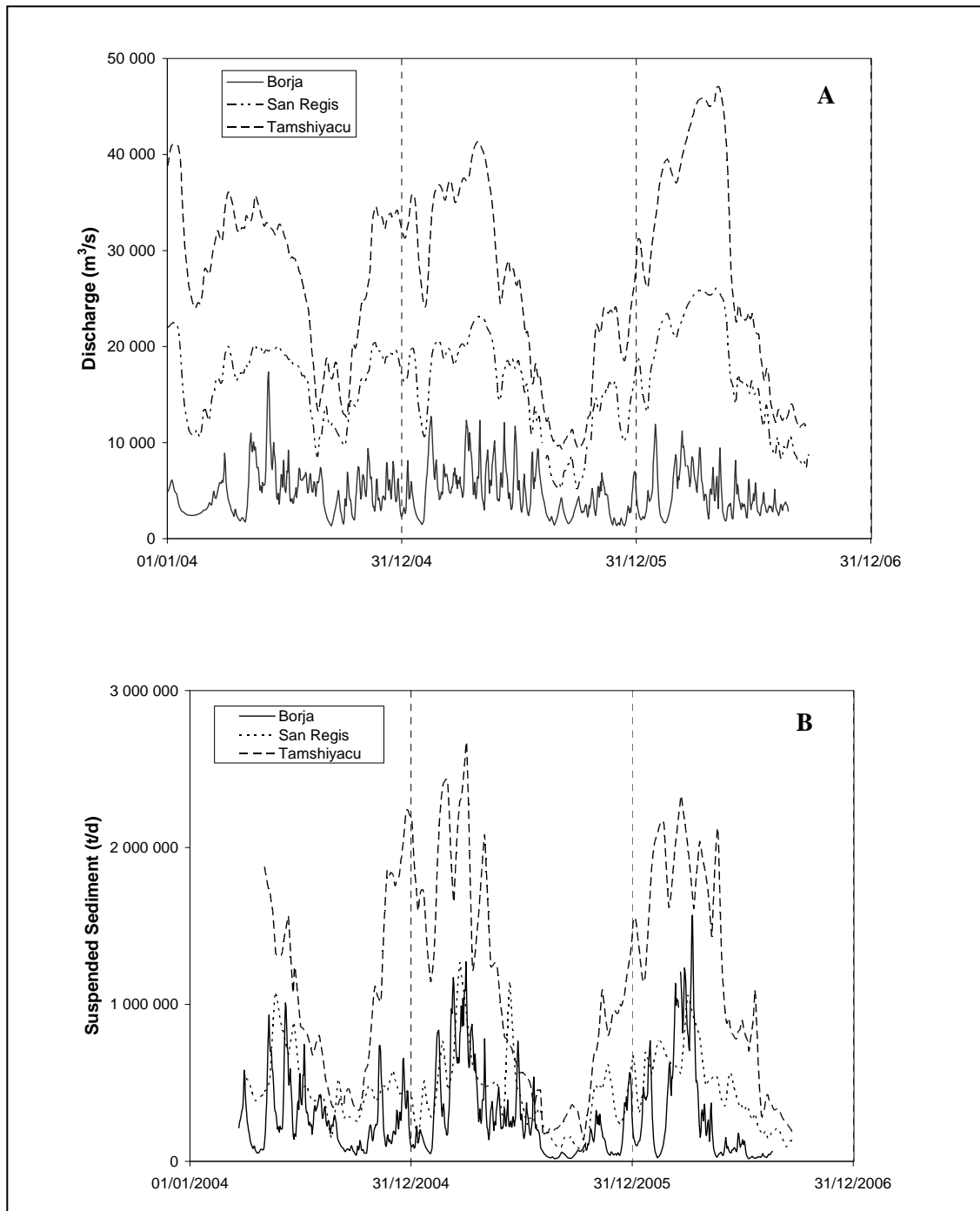


Figure 8 : Débit (A) et flux sédimentaires (B) journaliers du Rio Marañón (Borja et San Régis) et du Rio Amazonas (Tamshiyacu) (cycles 2004-2006) d'après Guyot et al. (2007). Borja est situé au Piedmont des Andes, alors que San Régis est localisé plus à l'aval dans la plaine Amazonienne, avant la confluence du Rio Marañón et du Rio Ucayali qui forme le Rio Amazone. Tamshiyacu se situe juste après la confluence.

La figure 8 présente les premières estimations des flux solides de la partie péruvienne du bassin versant de l'Amazone. Borja est l'exutoire de la partie andine du bassin du Rio Marañón alors que San Régis se situe plus à l'aval, juste avant la confluence du Rio Marañón et du Rio Ucayali, donc quasiment à l'exutoire du bassin versant total du Rio Marañón. Tamshiyacu se situe après la confluence, sur le Rio Amazonas. Les cycles hydrologiques observés à Borja sont caractéristiques des cycles rencontrés dans les régions montagneuses (voir figure 2). La saison de hautes eaux est constituée de crues fréquentes et courtes (Guyot et al. 2007). La variabilité temporelle de l'hydrogramme est beaucoup plus importante que celle des hydrogrammes des deux autres stations. A San Régis, plus à l'aval, le Rio Marañón présente un hydrogramme typiquement Amazonien (régime équatorial altéré, Molinier et al., 1996) caractérisé par une période de hautes eaux marquée et présentant deux minimas, le premier de novembre à Janvier et le second de mars à juin. L'Hydrogramme de l'Amazone à Tamshiyacu présente les mêmes caractéristiques, mais avec une amplitude saisonnière plus marquée, influence des apports de la zone tropicale (Rio Ucayali).

Les flux sédimentaires (Figure 8B) ont une saisonnalité beaucoup plus marquée que les débits. De plus, les flux observés à San Régis, situé en plaine, sont quasiment identiques à ceux de Borja, situé au piedmont de la chaîne de montagne. Il est donc clair que la partie andine du bassin de l'Amazone fournit la quasi totalité des MES au réseau. A Tamshiyacu, le signal sédimentaire est composé des apports du Rio Marañón et des apports du Rio Ucayali et la saisonnalité du signal reste très marquée avec une période de fortes exportations sédimentaires de Novembre à Juin.

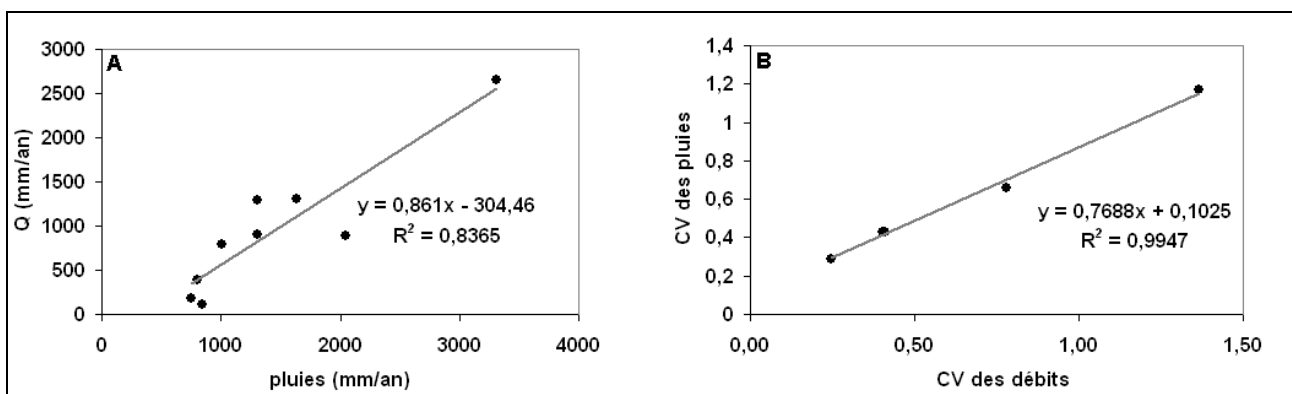


Figure 9: Comparaison des pluies et des débits spécifiques. A : corrélation entre les pluies moyennes et les débits spécifiques moyens annuels calculés pour l'ensemble des bassins. B : corrélation entre les coefficients de variation des pluies et des débits moyens mensuels calculée avec les données de RUR, BOR, CHA, FRS, VIL.

Les pluies et les débits des bassins considérés sont fortement corrélés (figure 9). La relation entre les deux variables est forte au regard des valeurs moyennes annuelles par bassin (Figure 9A), mais il existe également une corrélation élevée ($R^2=0,995$) entre la variabilité saisonnière de ces valeurs (Figure 9B). Ces résultats permettent de valider la base de données utilisée puisque les séries temporelles de pluies et de débits

sont acquises indépendamment et avec des techniques différentes, n'engendrant pas le même type d'erreurs sur les mesures.

4.3.3 Hypothèse climatique

Le climat est représenté dans cette étude par les quantités d'eau précipitées sur les bassins et leur variabilité saisonnière. Afin d'évaluer si ces facteurs climatiques contrôlent les taux d'érosions dans les Andes, une matrice de corrélation de Pearson a été calculée. Celle-ci prend également en compte les variables définies pour caractériser le contrôle tectonique (volumes totaux érodés cumulés) et d'autres paramètres qui ont été définis comme acteurs du contrôle des taux d'érosion dans des études antérieures. Ainsi, les pentes moyennes des bassins, déterminées comme prédominantes dans le contrôle de l'érosion des Andes de Bolivie par Aalto et al. (2006), l'altitude moyenne des bassins et la superficie, ont été testées. La matrice permet de définir et de comparer les différentes corrélations existantes entre l'ensemble des variables.

Table 3 : Matrice (Corrélation de Pearson)

	CvP	Aire (km ²)	Pluie (mm/an)	Pente (degré)	H_moy (m)	Venv (m ³ /m ²)	V4500 (m ³ /m ²)	QS (Kt/an)
Aire (km ²)	0,04							
Pluies (mm/an)	-0,78	-0,01						
Pente (degrés)	-0,19	-0,12	-0,44					
H_moy (m)	0,57	0,08	-0,62	0,40				
Venv (m ³ /m ²)	-0,48	0,001	-0,15	0,78	0,21			
V4500 (m ³ /m ²)	-0,87	0,25	0,69	-0,22	-0,87	-0,029		
QS (Kt/an)	0,41	0,55	-0,45	0,38	0,68	0,16	-0,39	
Er (mm/an)	0,66	-0,48	-0,58	0,32	0,29	-0,07	-0,49	0,30

Matrice réalisée avec les données de tous les bassins. Seuls les coefficients correspondant à la première colonne ont été calculés sans le bassin de Magdalena dont les données de pluies mensuelles (Calcul de CvP) étaient indisponibles. Les abréviations de chaque variable se réfèrent aux tables 1 et 2 et à la figure 6. Les valeurs significatives à 90% (80%) dans cette matrice doivent être supérieures à 0,58 (0,47) et 0,62 (0,55) pour la variable CvP selon la table des valeurs critiques de Bravais-Pearson.

La dernière ligne de la table 3 expose les corrélations des différentes variables avec le taux d'érosion actuel. Il apparaît ainsi que la variabilité saisonnière des précipitations est le facteur principal (corrélation de 0,66) expliquant le taux d'érosion. Ce facteur est suivi de la valeur moyenne des pluies, du Volume total érodé cumulé (V4500) et de l'aire des bassins. Enfin, la pente et de l'altitude moyenne présentent des corrélations plus faibles avec le taux d'érosion actuel.

5 Discussion

La figure 6 atteste que quelle que soit la méthode utilisée pour calculer le volume total érodé, il n'existe aucune relation linéaire claire entre celui-ci et le taux d'érosion actuel pour l'ensemble des bassins étudiés alors qu'une relation positive a été montrée par Filizola et al. (2002) et Seyler et al. (2003) en ne considérant que les seuls bassins de la Bolivie.

On peut cependant considérer que la zone d'étude se divise en deux parties, la première étant composée des bassins boliviens dont le taux d'érosion est supérieur à 0,8 mm/an, et la deuxième des bassins situés entre les latitudes 11°04' N et 13°29'S dont le taux d'érosion est inférieur à 0,5 mm/an. Pour chacun de ces deux groupes de bassins versants, les résultats de la figure 6 semblent montrer qu'il existe une certaine relation entre le taux d'érosion et le volume total érodé. Cela pourrait signifier qu'il existe deux vitesses de soulèvement tectonique, c'est à dire que l'initialisation de la surrection n'a pas été synchrone. Dans ce cas de figure, il est possible qu'à une échelle spatiale moins étendue que la zone d'étude, la tectonique exerce un contrôle sur l'érosion. Cependant, les données semblent insuffisantes (4 bassins pour la première partie et 5 pour la seconde) pour pousser plus loin cette hypothèse en utilisant cette analyse.

La matrice de corrélation de Pearson montre de même que sur l'ensemble des bassins, le facteur tectonique n'est pas la variable la plus importante dans la caractérisation de l'érosion des Andes. Cependant ce contrôle n'est pas nul (-0,493) pour le volume total érodé calculé par le biais de surfaces à 4500m.

Au vu des résultats présentés dans cette matrice (table 3), les taux d'érosions sont essentiellement contrôlés par les facteurs climatiques et en particulier par la variabilité saisonnière des pluies qui présente le maximum de corrélation (0,658) avec les taux d'érosion.

Les différentes corrélations du taux d'érosion avec les variables climatiques attestent de l'importance de la caractérisation du climat. La pluviométrie moyenne seule ne semble ainsi pas suffisante pour expliquer l'érosion des Andes et il apparaît nécessaire de pouvoir prendre en compte la variabilité temporelle (saisonnière et/ou interannuelle) des pluies pour modéliser les flux de matières sur des échelles de temps géologiques. Ce résultat rejoint les conclusions de Molnar et al. (2006) et Lague et al. (2005) qui ont fait récemment la proposition du rôle primordiale que tiendrait la variabilité climatique dans le contrôle de l'érosion. En effet, en supposant que l'on puisse relier le coefficient de cisaillement seuil d'une rivière à un débit seuil, Molnar et al. (2006) ont montré que les changements climatiques, impliquant des variations de débits et donc de coefficients de cisaillement, avaient des conséquences importantes sur les vitesses d'érosion des zones arides. Ainsi en Bolivie, les flux sédimentaires du Rio Pirai (affluent andin du Rio Grande) enregistrés en 1983 sous l'effet du Niño, ont été 20 fois supérieurs à la moyenne annuelle des 18 années précédentes (Guyot et al., 1994). La figure 10 (Pepin et al., en préparation) illustre également cette problématique. En effet, au nord du Chili, région semi-aride, la variabilité des flux sédimentaires est très importante. Sur la période 1972-2006, l'essentiel de l'exportation sédimentaire est concentré sur quelques

épisodes pluvieux. Enfin les pics les plus importants correspondent à des événements de type ENSO (El Niño Southern Oscillation) comme par exemple celui de 1997-1998.

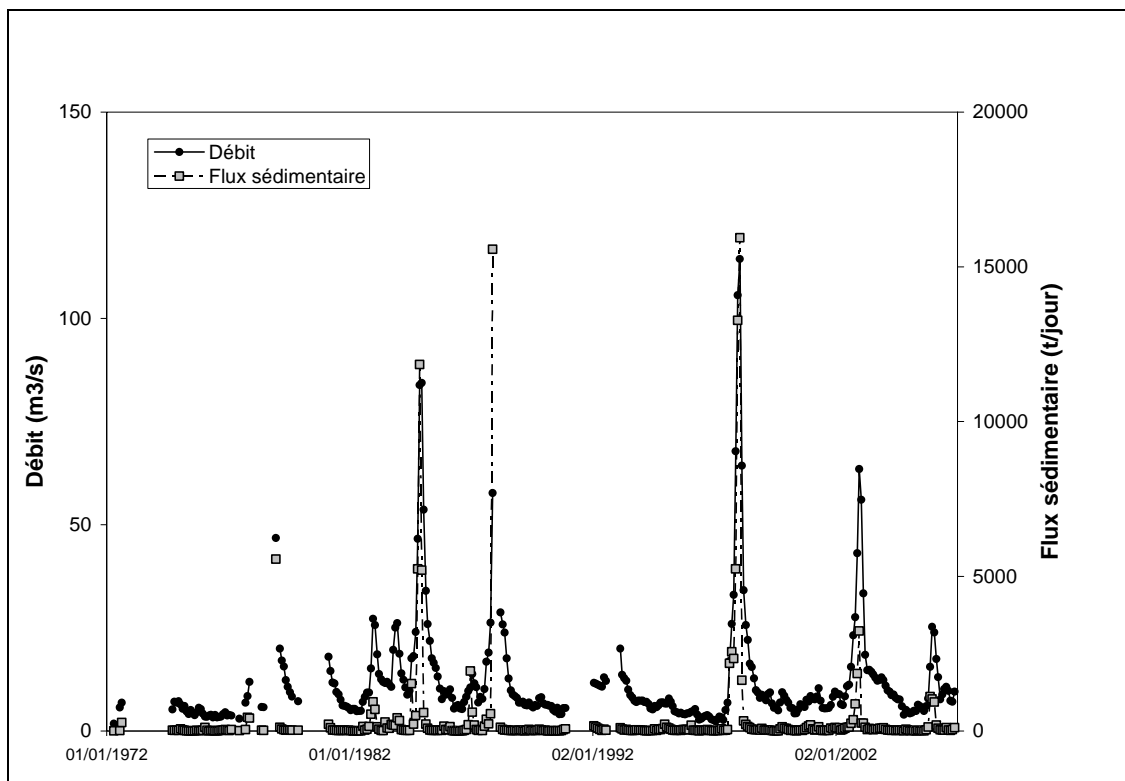


Figure 10 : Débits et flux sédimentaires mensuels du Rio Elqui à Algarrobal (Nord Chili) (Pépin et al., en préparation).

L'aire drainée semble également exercer un certain contrôle sur les taux d'érosion (-0,484) et les flux sédimentaires (0,546). Ce contrôle signifie que c'est en partie la surface utile à l'érosion qui influe sur les valeurs de flux solide. Contrairement aux résultats de Aalto et al (2006) qui prévoient un fort contrôle de la pente moyenne des bassins, la corrélation entre cette dernière et le taux d'érosion est faible. Ainsi, pour la zone étudiée, la pente des bassins ne semble pas être le paramètre déterminant du taux d'érosion.

Les résultats antagonistes de cette étude et de celle de Aalto et al. peuvent être la conséquence de caractéristiques différentes dans les zones d'étude. D'une part, Aalto et al. considèrent des bassins dont la superficie est comprise entre 17 et 81°300 km². Cette dispersion (4 ordres de grandeur) peut être à l'origine de problèmes de facteurs d'échelle. Aussi pour éviter ce problème d'échelle et d'emboîtement des bassins, nous avons choisi de ne considérer dans cette étude que des bassins localisés au piedmont des Andes et ayant une taille de plusieurs milliers de kilomètres carrés. D'autre part, l'étude d'Aalto et al. ne porte que sur des bassins Boliviens. Il est donc possible que le rôle de la pente soit plus important pour expliquer les différences d'érosion étant donné que le climat est homogène sur cette zone d'étude.

Les résultats de cette étude livrent une première approche des processus de contrôle de l'érosion dans des bassins montagneux. Cependant, l'évolution de la chaîne de montagne andine est, comme tout système transitoire difficile à caractériser contrairement à l'Himalaya par exemple qui apparaît à l'équilibre. A cause de cet aspect transitoire, les contributions des éventuels facteurs de contrôle sont difficilement isolables dans le signal érosif. La méthodologie développée dans cette étude est une nouvelle approche novatrice et intéressante car elle permet d'isoler la variable tectonique quel que soit l'état du système. Elle n'est cependant pas encore très précise étant donné les résultats différents obtenus par les deux méthodes de calcul mais permet d'obtenir des tendances générales. Cette étude pourra ainsi être améliorée en affinant les caractéristiques des surfaces enveloppes utilisées.

La durée des chroniques qui ne dépasse pas quelques années pour certains bassins, notamment péruviens, est une limite importante à cette étude car elle induit des approximations non négligeables dans la caractérisation des cycles hydrologiques et surtout de leur variabilité. Bien qu'il ait été choisi de ne travailler que sur des pas de temps mensuels pour limiter la dispersion et la non représentativité des résultats, il est évident que l'imprécision de certaines grandeurs ne permet que de définir des tendances sur la zone d'étude. Il a également été choisi d'enrichir la base de donnée « HYBAM » du bassin de Magdalena par exemple afin d'être plus consistant dans les calculs statistiques sur les différents bassins. Les données utilisées sont uniques et représentatives d'une partie non négligeable de la chaîne andine (environ un quart). Cependant, utiliser des outils statistiques sur des séries de 9 valeurs soulève la question de la consistance des résultats. Ceux-ci sont donc à utiliser avec précaution. Une des futures perspectives de cette étude pourrait donc être l'enrichissement du nombre de bassins étudiés avec l'ajout de bassins du versant pacifique par exemple. Ceux-ci sont de plus représentatifs de climats (moyenne des pluies et variabilité saisonnière) très différents du versant atlantique, avec un très fort gradient latitudinal de la Colombie à la Terre de feu.

Enfin l'étude de l'influence de la lithologie sur les taux d'érosion permettrait de compléter ces travaux. En effet, celle-ci est un facteur non-négligeable dans le contrôle de l'érosion (Aalto et al, 2006). La connaissance de la lithologie des bassins permet de caractériser la capacité d'altérabilité de ces espaces. Il est par exemple envisageable d'utiliser la classification des roches selon leur altérabilité définie par Probst (1990) pour définir un coefficient d'altérabilité sur chaque bassin.

6 Conclusion

Les deux facteurs principaux de transport de la matière ont été testés dans cette étude. La zone d'étude, composée de bassins andins représente plus de 70% du versant oriental des Andes. L'évaluation du contrôle tectonique a été l'objet d'une nouvelle méthodologie. L'avantage de celle-ci est qu'elle permet de caractériser le contrôle tectonique dans un système transitoire. Le calcul d'une matrice de Pearson a permis d'évaluer les corrélations existantes entre les différentes variables.

Finalement, le facteur le plus important au premier ordre dans l'érosion des bassins est-andins semble être la variabilité saisonnière de la pluviométrie, c'est à dire que l'érosion semble être plus importante en région tropicale (à forte saisonnalité) plutôt qu'en région équatoriale. Ce résultat peut être relié à l'évolution saisonnière de la végétation en région tropicale. La réduction de la couverture végétale en fin de saison sèche à l'arrivée des pluies expose les stocks de matériaux des versants à l'érosion.

L'approche développée dans cette étude permet de définir les grandes tendances du contrôle de l'érosion des Andes. L'enrichissement de la base de données par des bassins du versant pacifique serait une perspective prometteuse dans la compréhension des couplages des processus climats-tectonique-érosion.

7 Bibliographie

- Aalto R., Dunne T., Guyot J.L., 2006. Geomorphic controls on Andean denudation rates. *Journal of geology*, **114**, 85-99
- Aceituno P., 1998. Climate elements of the South American Altiplano. *Rev. Geofísica – IPGH*. **44**, 37 – 55.
- Burbank D.W., Blythe A.E., Putkonen J., Pratt-Sitaula B., Gabet E., Oskin M., Barros A., Ojha T.P., 2003. Decoupling of erosion and precipitation in the Himalayas. *Nature*, **426**, 652–655
- Buytaert W., Celleri R., Willems P., De Bièvre B., Wyseure G., 2006. Spatial and temporal rainfall variability in mountain areas: A case study from the south Ecuadorian Andes. *Journal of Hydrology*.
- Callède J., Kosuth P., Guyot J.L., Guimarães V. 2000. Discharge determination by acoustic doppler current profilers (ADCP) : a moving bottom error correction method and its application on the river Amazon at Obidos. *Hydrological Sciences Journal*, **45(6)**, 911-924.
- Callède J., Ronchail J., Guyot J.L. 2007. Déboisement amazonien: son influence sur le débit de l'Amazone à Óbidos (Brésil). *Accepted to Revue Sciences de l'Eau*.
- Carretier S., Lucazeau F., 2005. How does alluvial sedimentation at range fronts modify the erosional dynamics of mountain catchments? *Basin Research* **17**, 361-381.
- Cochonneau G., Sondag F., Guyot J.L., Geraldo B., Filizola N., Fraizy P., Laraque A., Magat P., Martinez J.M., Noriega L., Oliveira E., Ordonez J., Pombosa R., Seyler F., Sidgwick J., Vauchel P. 2006. L'Observatoire de Recherche en Environnement, ORE HYBAM sur les grands fleuves amazoniens. *In : Climate Variability and Change-Hydrological impacts*. IAHS. 308
- Dadson S.J., Hovius N., Chen H., Dade W.B., Hsieh M.L., Willett S.D., Hu, J.C., Horng M.J., Chen M.C., Stark C.P., Lague D., Lin J.C., 2003. Links between erosion, runoff variability and seismicity in the Taiwan Orogen. *Nature*, **426**, 648–651.
- Dadson S.J., Hovius N., Chen H., Dade W.B., Lin J.C., Hsu M.L., Lin C.W. Horng M.J., Chen T.C., Milliman J., Stark C.P., 2004. Earthquake-triggered increase in sediment delivery from an active mountain belt. *Geological Society of America*. **32**. 8; 733–736
- De Degens E.T., Kempe S., Richey J.E., 1991. *Biogeochemistry of major world rivers*. SCOPE 42. J. Wiley, Chichester.
- Diaz H.F., Villalba R., Greenwood G., Bradley R.S., 2006. The impact of climate change in the American Cordillera. *EOS*, **87(32)**, 315

- Espinoza J.C., Fraizy P., Guyot J.L., Ordoñez J.J., Pombosa R., Ronchail J., 2006. La variabilité des débits du Rio Amazonas au Pérou. *In* : Climate Variability and Change-Hydrological impacts. IAHS. **308**, 424-429.
- Espinoza J.C., Ronchail J., Guyot J.L., Naziano F., Ordonez J.J., Noriega L., Pomposa R., Romero H., soumis. Spatio-temporal rainfall in the amazon basin countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia and Ecuador)
- Filizola N., 1999. O fluxo de sedimentos em suspensão nos rios da Bacia Amazônica brasileira. Publ. ANEEL, Brasilia, 63 p.
- Filizola N., Fraizy P., Guyot J.L., Seyler F., Gerbault M., Baby P., Hérail G. 2002. Actual erosion by rivers in the Bolivian Andes.*In*: International Symposium on Andean Geodynamics, Toulouse (France)
- Filizola N., 2003. Transfert sédimentaire actuel par les fleuves amazoniens. Thèse de Doctorat, Université P. Sabatier, Toulouse, France, 292 p.
- Filizola N., Guyot J.L. 2004. The use of Doppler technology for suspended sediment discharge determinations in the River Amazon. *Hydrological Sciences Journal*, **49(1)**, 143-153.
- Gibbs R.J., 1967. The Geochemistry of the Amazon River System. Part I. The factors that control the salinity and the composition and concentration of the suspended solids. *Geological Society of America*, **78**, 1203-1232.
- De Goulding M., Barthem R., Ferreira E., 2003. *The Smithsonian Atlas of the Amazon*. Smithsonian Books, Washington and London, USA and UK
- Guyot J.L., Calle H., Cortes J., Pereira M., 1990. Transport de matières dissoutes et particulières des Andes vers le Rio de La Plata par les tributaires boliviens (rios Pilcomayo et Bermejo) du Rio Paraguay. *Hydrological Sciences Journal*, **35(6)**, 653-665.
- Guyot J.L., Roche M.A., Noriega L., Calle H., Quintanilla J., 1990. Salinities and Sediment Transport in the Bolivian Highlands. *Journal of Hydrology*, **113**, 147-162
- Guyot J.L. 1993. Hydrogéochemie des fleuves de l'Amazonie bolivienne. Collection Etudes & Thèses, ORSTOM, Paris, 261 p.
- Guyot J.L., Bourges J., Cortez J. 1994. Sediment transport in the Rio Grande, an Andean river of the Bolivian Amazon drainage basin., *In* Variability in stream erosion and sediment transport, IAHS, Canberra, 223-231

Guyot J.L., Filizola N., Quintanilla J., Cortez J. 1996. Dissolved solids and suspended sediment yields in the Rio Madeira basin, from the Bolivian Andes to the Amazon. Erosion and Sediment yield : Global and Regional Perspectives (Ed. by D.E. Walling & B.W. Webb) (IAHS Symposium, Exeter, UK, 07/1996). IAHS Publ. 236, 55-63.

Guyot J.L., Filizola N., Laraque A., 2005. Régime et bilan du flux sédimentaire de l'Amazone à Óbidos (Pará, Brésil), de 1995 à 2003. *In*: Sediment budgets, IAHS Symposium, Foz de Iguacu, April 2005. D.E. Walling & A.J. Horowitz Eds., **291**, 347-356.

Guyot J.L., Bazan H., Fraizy P., Ordonez J. 2007. Suspended sediment yields in the Amazon basin of Peru. *In* : Water quality and sediment behaviour of the future : Predictions for the 21st Century, IAHS, Perugia (Italia), 07/2007.

Harrison C. G., Miskell K. J., Brass G. W., Saltzman E. S., Sloan II J. L., 1983. Continental hypsography. *Tectonics*, **2**, 357-377.

Hurtrez J.-E., Lucazeau F., Lavé J., Avouac J.P., 1999. Investigation of the relationships between basin morphology, tectonic uplift, and denudation from the study of an active fold belt in the Silawik hills, central Nepal. *J. Geophys. Res.*, **104**, 12,779-12,796.

Johnson A.M., 1976. The climate of Peru, Bolivia and Ecuador. *World survey of climatology* **12**, 147- 218.

De Julien P., 1995. Erosion and sedimentation. Cambridge University Press. Cambridge, UK

Kooi H., Beaumont C., 1996. Large- scale geomorphology: classical concepts reconciled and integrated with contemporary ideas via surface processes model. *J. Geophys. Res.*, **101**, 3361-3386.

Lague, D., 2001. Dynamique de l'érosion continentale aux grandes échelles de temps et d'espace : modélisation expérimentale, numérique et théorique. PhD Thesis, Université de Rennes.

Lague D., Hovius N., Davy P., 2005. Discharge, discharge variability, and the bedrock channel profile. *J. Geophys.*, **110**, F04006.

Laraque A., Céron C., Armijos E., Pombosa R., Magat P., Guyot J.L., 2004. Sediments yields and erosion rates in the Napo River Basin: an Ecuadorian Andean Amazon tributary. *In*: Sediment Transfer through the Fluvial System, IAHS Symposium, Moscow, August 2004. V. Golosov, V. Belyaev and D.E. Walling Eds. **288**, 220-225.

Laraque A., Ronchail J., Cochonneau G., Pombosa R., Guyot J.L. (sous presse). Heterogeneous distribution of rainfall and discharge regimes in the Ecuadorian Amazon Basin. *Journal of Hydrometeorology*.

- Lavado W., Labat D., Guyot J.L. (en préparation). Monthly water balance modelling of the Ucayali River (Peruvian Amazon basin). *Hydrological Sciences Journal*
- Lehner B., Verdin K., Jarvis A., 2006. HydroSHEDS Technical Documentation. World Wildlife Fund US, Washington, DC. Available at <http://hydrosheds.cr.usgs.gov>.
- Lifton N. A., Chase C. G., 1992. Tectonic, climatic and lithologic influences on landscape fractal dimension and hypsometry: implications for landscape evolution in the San Gabriel Mountains, *California. Geomorphology*, **5**, 77-114.
- Malbrunot A. 2005. Sedimentología de la cuenca alta del río Pilcomayo. Publ. Proyecto de Gestión Integrada y Plan Maestro de la Cuenca del Río Pilcomayo - Contrato Comisión Europea n.ASR/B7-3100/99/136. La Paz, Bolivia, 122 p.
- Masek J. G., Isacks B. L., Gubbels T. L., Fielding E. J., 1994. Erosion and tectonics at the margins of Continental Plateaus. *Journal of Geophysical Research*, **99**, 13941-13956.
- Meade R.H., Dunne T., Richey J.E., Santos U.M., Salati E., 1985. Storage and Remobilization of suspended Sediment in the lower Amazon River of Brazil. *Science*, **228**, 488-490.
- Mialocq L. 2005. Délimitation des bassins versants à l'aide d'ArcGis8. Publ. HYBAM, Lima (Pérou), 23 p.
- Mialocq L., Acuña M., Seyler F., Yerren J., Guyot J.L., 2005. Extraction of the topographic limits of the Andean and Amazonian river basins from SRTM (Poster). Isotope tracers and remote sensing techniques for assessing water cycle variability, IAHS, Foz de Iguazu (Brasil), 04/2005.
- Milliman J.D., Syvitzki J.P.M., 1992. Geomorphic / tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers. *Journal of Geology*, **100**, 525-544.
- Molinier, M., J. L. Guyot, et al. (1996). Les régimes hydrologiques de l'Amazone et de ses affluents. L'hydrologie tropicale : géoscience et outil pour le développement. In : P. Chevallier and B. Pouyaud. IAHS Symposium, Paris, France, 05/1995, IAHS Publ. **238**209-222.
- Molnar P. 2003. Nature, nurture and landscape. *Nature*, **426**, 612-614.
- Molnar P., Anderson R.S., Kier G., Rose J., (2006), Relationships among probability distributions of stream discharges in floods, climate, bed load transport, and river incision. *J. Geophys. Res.*, **111**, F02001.
- Montgomery D. R., Balco G., Willett S., 2001. Climate, tectonics and the morphology of the Andes. *Geology*, **29**, 579-582.

- Muller, F. et Seyler F., 2001. Apport de l'utilisation d'imagerie radar JERS-1 pour l'obtention du réseau de drainage du Rio Negro et la détermination des limites de quelques unes de ses sous-unités hydrographiques. Création d'un système d'information géographique appliqué à l'hydrologie du le Rio Negro. *Bulletin de la Société Française de Photogrammétrie et Télédétection* **161**, 91.
- Pepin E, Guyot J.L., Escobar F., Carretier S. (en préparation). Suspended sediment yields exported by the Andean rivers of Chile. *Hydrological Sciences Journal*
- Probst J.L. 1990. Géochimie et hydrologie de l'érosion continentale. Mécanismes, bilan global actuel et fluctuations au cours des 500 derniers millions d'années. Thèse de Docteur es Sciences Naturelles, Institut de Géologie, Strasbourg, 185 p.
- Pulwarty R.S., Barry R.G., Hurst C.M., Sellinger K., Mogollon L.F., 1998. Precipitation in the Venezuelan Andes in the context of regional climate. *Meteorology and Atmospheric Physics*. **67**, 217- 237.
- Restrepo J.D., Kjerfve B., 2000. Magdalena River: interannual variability (1975–1995) and revised water discharge and sediment load estimates. *Journal of Hydrology*, **235**, 137– 149.
- Restrepo J.D., Kjerfve B. , Hermelin M., Restrepo J.C., 2006. Factors controlling sediment yield in a major South American drainage basin: the Magdalena River, Colombia. *Journal of Hydrology*, **316**, 213–232
- Roche, M.-A. and Fernandez, C., 1988. Water resources. salinity and salt yields of the rivers of the Bolivian Amazon. *Journal of Hydrology*, **101**: 305-331.
- Roche M.A., Aliaga A., Campos J., Peña J., Cortes J., Rocha N., 1990. Hétérogénéité des précipitations sur la cordillère des Andes boliviennes, *in* : Hydrology in Mountainous Regions, H. lang and A. Musy eds, IAHS Publ. **193**, 381-388
- Ronchail J., Bourrel L., Cochonneau G., Vauchel P., Phillips L., Castro A., Guyot J.L., de Oliveira E., 2005. Climate and inundation in the Mamoré basin (South-Western Amazon – Bolivia). *Journal of Hydrology* , **302**, 223- 238.
- Ronchail J., Gallaire R., 2006. ENSO and rainfall along the Zongo valley (Bolivia) from the Altiplano to the Amazon basin. *International journal of climatology*, **26**, 1223-1236.
- Rosenblatt P., Pinet P. C., 1994. Comparative hypsometric analysis of Earth and Venus. *Geophysical Research Letters*, **21**, 465-468.
- Salati E., Marques J., Molion L.C.B., 1978. Origem e distribuição das chuvas na Amazônia. *Interciência*, **3**, 200-206.
- De Schumm S. A., 1977. *The Fluvial System*. John Wiley, New York, 338 pp.

- Seyler F., Guyot J.L., Hérail G., Gerbault M. 2003. Actual erosion versus longterm dissection in the Oriental Cordillera of the Bolivian Andes (Poster). *In* : Uplift, mountain building, denudation and climate, EGS, Nice (France), 04/2003.
- Strahler A. N., 1952. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Geological Society of America Bulletin*, **63**, 1117-1141.
- Summerfield M.A., Hulton N.J., 1994. Natural controls of fluvial denudation rates in major world drainage basins. *Journal of Geophysical Research*, **99**, 13871-13883.
- Tucker G.E., Slingerland R., 1997. Drainage basin responses to climate change. *Water Resour. Res.*, **33**, 2031-2047.
- Vauchel P., 2004. Hydraccess : http://www.mpl.ird.fr/hybam/outils/hydraccess_en.htm.
- Weissel J. K., Pratson L. F., Malinverno A., 1994. The length-scaling properties of topography. *Journal of Geophysical Research*, **99**, 13997-14012.
- Willgoose G., 1994. A physical explanation for an observed area-slope-elevation relationship for catchments with declining relief. *Water Resources Research*, **30**, 151-159.
- Wobus C., Heimsath A., Whipple K. Hodges K., 2005. Active out-of-sequence thrust faulting in the central Nepalese Himalaya. *Nature*, **434**, 1008-1011