



HAL
open science

Géomorphologie: Processus et modélisation

Philippe Davy, François Guillocheau, Bruno Hamelin

► **To cite this version:**

Philippe Davy, François Guillocheau, Bruno Hamelin. Géomorphologie: Processus et modélisation. Ecole thématique du CNRS, Jul 1996, Lumigny, France. 146 p. insu-00676531

HAL Id: insu-00676531

<https://insu.hal.science/insu-00676531>

Submitted on 5 Mar 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Philippe DAVY

François GUILLOCHEAU

Bruno HAMELIN

(Coordinateurs)

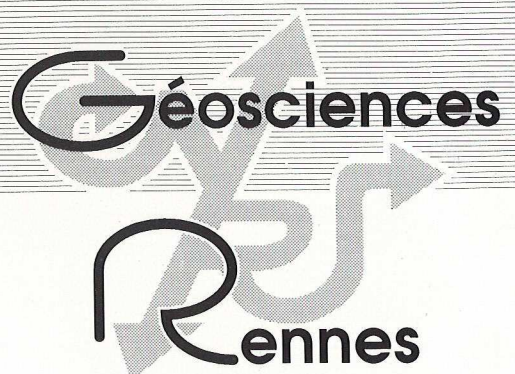
**Géomorphologie:
Processus et modélisation**

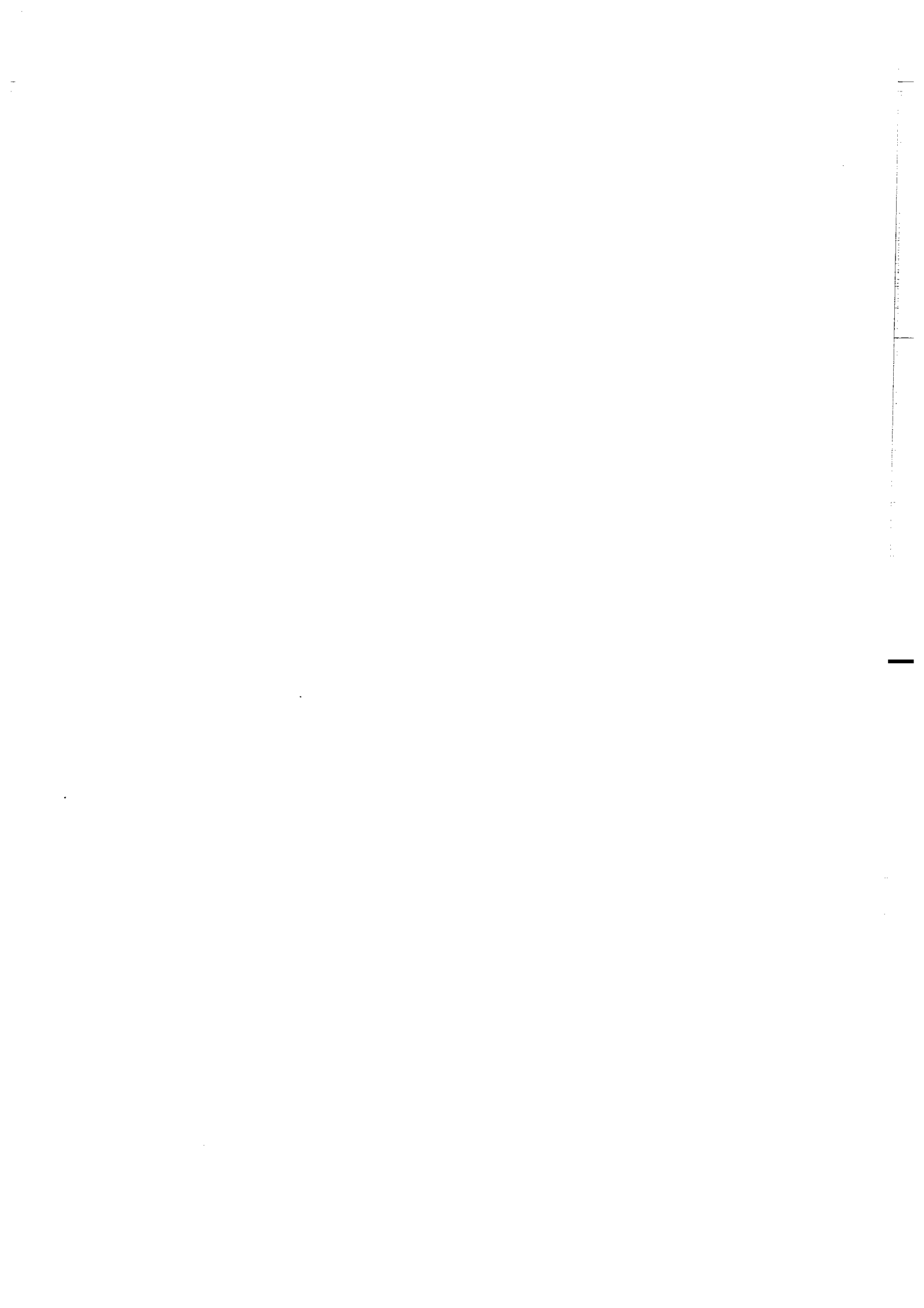
Ecole thématique du CNRS

Lumigny, Juillet 1996

1997

Géosciences - Rennes
UPR-CNRS n°4661
Université de Rennes 1
Campus de Beaulieu
F - 35042 - RENNES cedex (France)







GEOSCIENCES - RENNES

**Philippe DAVY
François GUILLOCHEAU
Bruno HAMELIN
(Coordinateurs)**

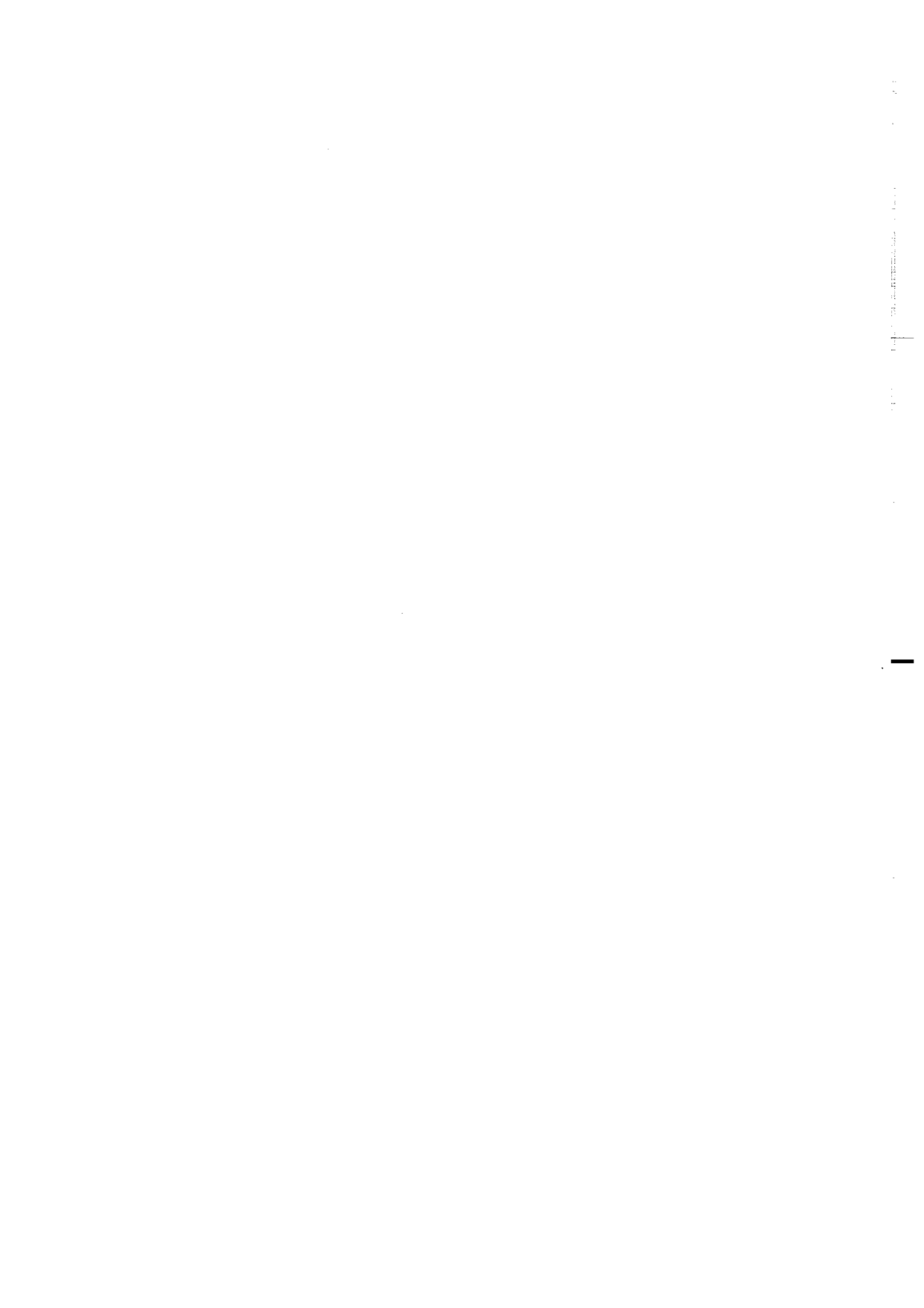
Géomorphologie : Processus et modélisation

Ecole thématique du CNRS

Lumigny, Juillet 1996

**Géosciences - Rennes
UPR-CNRS n°4661
Université de Rennes I
Campus de Beaulieu
F - 35042 - RENNES Cédex
(France)**

1997



1997

**GEOSCIENCES-RENNES
UPR-CNRS n°4661
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
F-35042-RENNES Cédex (France)**

**Philippe DAVY
François GUILLOCHEAU
Bruno HAMELIN (Coordinateurs)**

Géomorphologie : Processus et modélisation

Ecole thématique du CNRS, Lumigny, Juillet 1996

Géosciences Rennes, 146 p.



Avant-propos

La géomorphologie, ou l'étude des formes du relief, est partie intégrante de la géologie. Pourtant, les géologues et autres géophysiciens français n'ont pas consacré à la dynamique des reliefs autant d'énergie qu'à la mécanique de la lithosphère ou à la convection du noyau, pour prendre deux exemples particulièrement représentatifs de la vigueur de notre communauté. Le savoir-faire développé par les géographes français, souvent orienté vers les conséquences anthropiques, n'était pas ou peu partagé par la communauté des géologues.

Les temps ont changé et l'INSU, par le biais de son programme DBT, a encouragé une recherche active dans ce domaine depuis plusieurs années. Pour tous ceux qui y ont participé, l'apport de ce programme plus connu sous l'appellation "*Fleuve et érosion*" a été réellement très positive. De nombreuses contributions nouvelles ont été initiées par des laboratoires jusqu'alors intéressés par des processus plus internes à la Terre. Trois communautés de taille et de compétence variées se sont mobilisées autour de la géomorphologie physique : les géographes, naturellement, les géologues au sens large (sédimentologues, tectoniciens, géophysiciens et géochimistes), qui montrent un intérêt croissant à la compréhension des phénomènes de surface, en tant que tels, ou comme marqueurs de l'activité tectonique, et enfin les physiciens qui trouvent un champ d'application aux théories d'évolution et d'organisation des systèmes complexes.

L'organisation d'une école thématique est vite apparue comme une nécessité pour fédérer une ou plutôt des communautés qui n'avait pas eu souvent l'occasion d'échanger le résultats de leurs recherches respectives. Sous l'impulsion de Bruno Hamelin et du comité de programme de "*Fleuve et érosion*", nous avons décidé d'organiser une école thématique du CNRS dont le thème "*Géomorphologie : Processus et modélisation*" représentait, à notre avis, les nouveaux objectifs qui se posent à cette science. Le fait que plus de quatre-vingt demandes d'inscription nous soient parvenus montre l'engouement des scientifiques français pour cette thématique.

Finalement, une cinquantaine de personnes, chercheurs confirmés et étudiants, ont assisté aux exposés scientifiques et aux discussions qui ont eu lieu dans le cadre magnifique de Luminy, près des Calanques de Marseille. Géographes, géologues, géophysiciens et géochimistes ont pu montrer la richesse des différentes démarches, qui vont de l'observation à la modélisation, en passant par une mesure de plus en plus fine des phénomènes naturels. Ce recueil des conférences présentées à Luminy n'est que la partie émergée de l'ensemble des échanges qui ont eu lieu.

Nous remercions particulièrement nos invités étrangers, Mike Kirkby, Deborah Anthony et Marie-Françoise Loutre, qui ont accepté de partager leur expérience. Nous remercions aussi les étudiants de troisième cycle qui ont fourni la matière première à l'élaboration de ce recueil, et Alain Crave qui a totalement pris en charge sa publication.

Nous dédions cette école à Stanley Schumm, immense personnage de la géomorphologie moderne, pour qui les mots "*processus et modélisation*" avait non seulement du sens mais une réalité.

Le comité d'organisation:

Philippe Davy, François Guillocheau, Bruno Hamelin

Avertissement. Ce mémoire est un recueil des notes prises par les étudiants de troisième cycle pendant les conférences. Chaque texte a été relu et corrigé par l'auteur de la conférence, mais ni la forme ni le fond n'ont été soumis à une relecture par des scientifiques indépendants. Ce recueil n'a donc pas valeur de publication scientifique, et nous nous excusons par avance pour toutes les "coquilles" d'orthographe et de style qui parsèment encore le texte.



Sommaire

M. Kirkby Modèles géomorphologiques	1
F. Guillocheau Les forçages en géomorphologie :échelles de temps et d'espace	6
M.F. Loutre Contrôle astronomique du climat. Evolution sur les derniers 200 000 ans.	9
J. Gaillardet L'érosion Chimique	19
A. V. Auzet Processus élémentaires d'érosion :l'expérience des terres agricoles	30
S.A. Schumm et D. Anthony Système fluvial :variation du niveau de base et modélisation analogique.	35
A. Crave et P. Davy Dynamique et géométrie des réseaux hydrographiques	39
A. Beauvais Analyse fractale des réseaux	44
P. Antoine Réorganisation postglaciaire du réseau hydrographique du bassin de la Somme	46
J.P. Avouac Géomorphologie et tectonique	50
J. Lavé Interaction tectonique-incision des rivières himalayennes du Népal central	56
F. Lucazeau et J. Chery Effets de l'érosion sur la tectonique :résultats de simulations numériques	64
J.L. Mugnier Interaction entre tectonique et transports superficiels dans le piémont des chaînes de montagnes :apport de modélisations numériques et analogiques à la compréhension de l'évolution de la zone frontale himalayenne et du système subandin	70

L. Siame, M. Sébrier, D. Bourles, O. Bellier, J.C. Castano, M. Araujo, F. Yiou, G. Raisbeck Etude géomorphologique de la faille de El Tigre (Argentine) par l'utilisation conjointe d'images satellites Spot et du ^{10}Be produit in-situ	78
Y. Gunnell et L. Fleitout Dénudation et soulèvement du Ghat occidental, Inde du Sud ; L'apport des traces de fission et de la modélisation	92
M. B. Deffontaines Quelques réflexions en morphométrie et morphostructurale	99
D. Bourles Datations : les cosmogéniques	107
G. Ménéard Datation : applications des traces de fission	115
C. France-Lanord L'érosion himalayenne	121
F. Métivier Bilan de masses et vitesses d'accumulation en Asie depuis le début du Tertiaire	131
J.F. Ritz La datation des marqueurs morphologiques pour les vitesses de déplacements sur les failles actives. Exemple de la faille de Bogd (Gobi-Altay, Mongolie)	133
M. Fort et J.P. Peulvast Variabilité de la morphogénèse dans un système montagneux actif :Himalaya et Pamir oriental	142

Modèles géomorphologiques

M. Kirkby

School of Geography, Leeds, U.K.

(Notes prises par Alain Crave, Géosciences Rennes)

Les processus d'érosion et de sédimentation touchent un large champ d'échelle de temps et d'espace, (de la parcelle agricole au continent). Un changement d'échelle spatiale est le plus souvent concourant à un changement d'échelle temporelle. Une plus grande définition des processus dans le temps implique en effet une compréhension des phénomènes hydrologiques et de transport à des échelles spatiales plus fines. De plus, suivant l'échelle envisagée les paramètres dominants varient. A l'échelle d'une parcelle agricole, la chronologie, l'intensité et la répartition spatiale du ruissellement de surface est une variable majeure. A l'échelle d'un bassin versant, la variabilité de la topographie, du sol, de la végétation et de la pluviométrie devient significative dans le contrôle des flux d'eau et de matière, et de ce fait constitue également un paramètre de premier ordre. La modélisation des processus d'érosion et de leur implication dans l'évolution des reliefs nécessite donc des approches différentes selon l'échelle considérée. Dans cette présentation, 3 modèles relatifs à des échelles différentes sont décrits : la chaîne de montagnes, l'évolution des "badlands", l'abrasion des alluvions.

On montre simplement les principes généraux de ces modèles et des interrogations qui en ressortent. Cet exposé évoque également, quelle est l'approche systématique en modélisation des processus d'érosion et de sédimentation, en développant plus particulièrement l'écriture du bilan de masse et des processus élémentaires.

3 exemples de modèle géomorphologique

La chaîne de montagne

Hypothèses :

- la surrection tectonique s'effectue à un taux U
- la dénudation moyenne dépend de l'élévation moyenne, $H : \beta H^m U^n$
- la compensation isostatique induite par la variation d'altitude engendrée par l'érosion, δH est égale à $-\kappa \delta H$, avec $0 < \kappa < 1$.

Equation d'évolution : $\frac{dH}{dt} = U - (1 - \kappa)\beta H^m U^n$, il vient : $H_{\infty} = \left(\frac{U (1 - \kappa)}{(1 - \kappa)\beta} \right)^{1/m}$

Pour des valeurs de $\kappa = 0.7$, $\beta = 10^{-7} \text{a}^{-1}$, $m = 1$, $n = 0$, le temps de relaxation est de 10^7 années. Si $n = 1$, H_{∞} est constant.

Ce modèle intéressant de part sa simplicité, passe outre un certains nombre d'interrogations parmi lesquelles :

- la loi de diffusion utilisée est-elle suffisante pour décrire les processus géomorphologiques à l'échelle d'une chaîne de montagne?
- les lignes de crêtes et les fonds de vallées sont-ils soumis à des taux de dénudation identiques?
- quelle est la dynamique des processus de surrection?

2 L'évolution des "badlands"

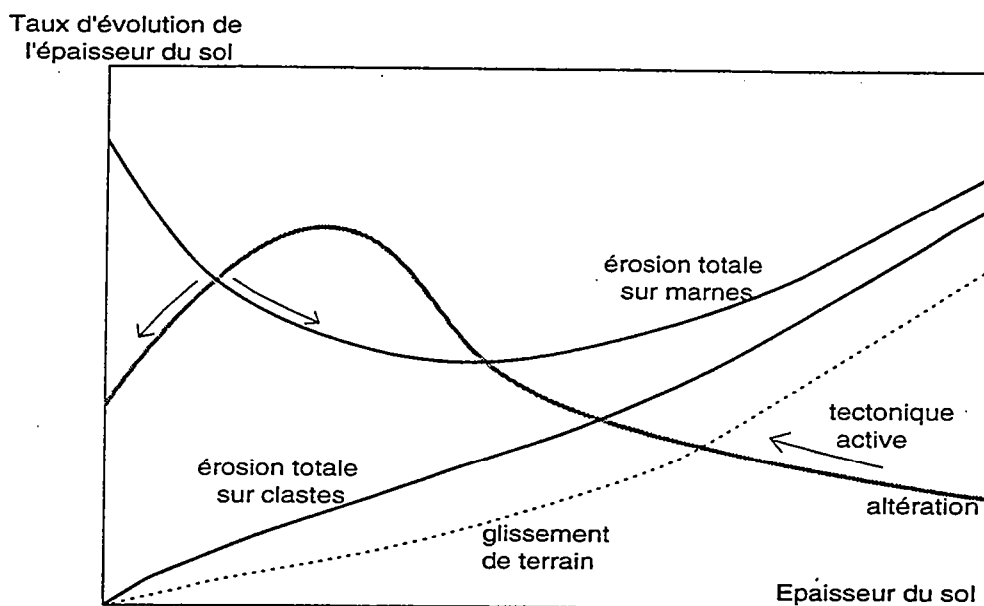


Fig 1 : Taux d'épaississement par altération ou d'amincissement par érosion du sol (courbe grisée). Une faible épaisseur de sol entraîne: un ralentissement des écoulements, une mise à l'équilibre chimique de l'eau avec les composants de la roche, et une altération plus efficace. Le sol devenant de plus en plus épais, le renouvellement du volume d'eau au contact de la roche est insuffisant et le taux d'altération décroît. Les traits noirs représentent l'érosion totale dans le cas des marnes et des clastes. Dans le cas des argiles, plus il y a de sol moins le ruissellement est efficace pour éroder la surface. Au-delà d'une certaine épaisseur de sol, les processus de glissement de terrain (courbe en pointillés) sont dominants et contrôlent le taux d'érosion. Les courbes présentent cependant des points d'intersection, et par là même l'existence de plusieurs évolutions possibles (flèches noires) pour une profondeur de sol donnée.

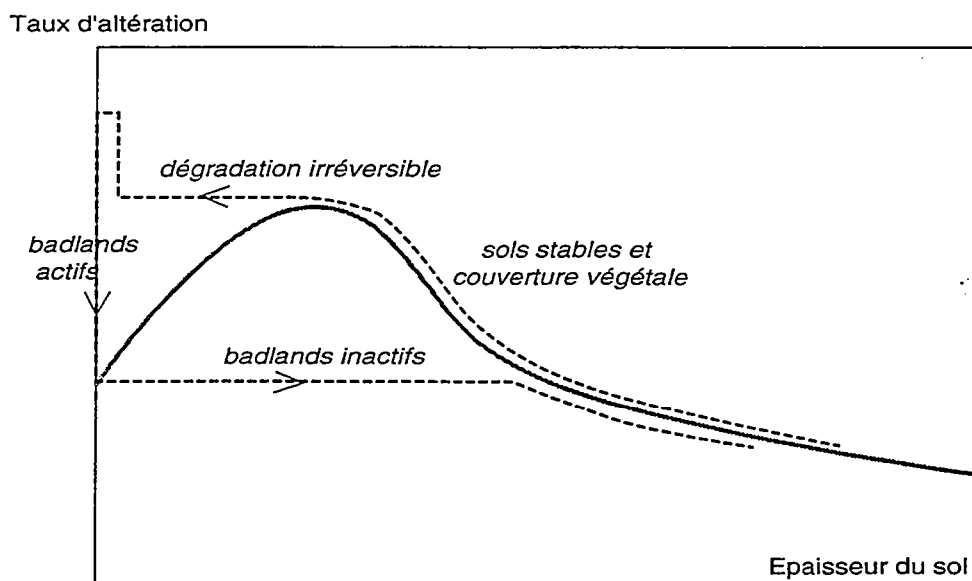


Figure 2 : modèle théorique d'évolution catastrophique de badlands.

3 L'abrasion des alluvions

Hypothèse 1 : le taux de perte de masse est proportionnelle à la surface du grain et indépendant du chemin suivi.

=> Le diamètre du grain décroît linéairement avec le temps : $dD/dt = -k$, avec D diamètre du grain.

Il en ressort une conclusion absurde, à savoir que la taille du grain devient nulle ou négative.

Hypothèse 2 : la distance de transport décroît avec la taille du grain : $v = dx/dt = a/D$, avec v la vitesse du grain, et a une constante.

=> $dD/dx = dD/dt * dt/dx = -ka/D$

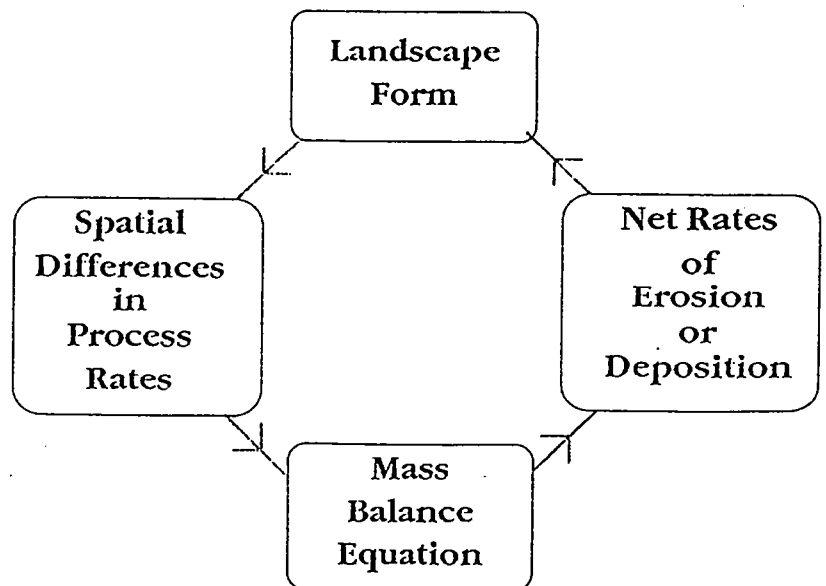
=> $D = D_0 \exp(-kx/a)$

Résultat : la taille du grain décroît de façon exponentielle (loi d'abrasion de Sternberg).

Modélisation des processus d'érosion et de sédimentation

Si l'on s'attache à construire un modèle géomorphologique sur des bases physiques, le principe consiste à définir les interactions entre les différents compartiments de la figure 3.

*The mass balance equation:
The formal link between
the spatial distribution of process rates
and
rates of change of form over time*



Ecriture des bilans de masse :

bilan de masse d'une section de pente (cas de dimension 1) :

$$\nabla \cdot S + \frac{\partial z}{\partial t} = e$$

avec : S le flux de charge solide, z l'altitude, e apports exogènes.

bilan de masse des sédiments transportés :

gain net = mise en suspension - dépôt

$$\Rightarrow \frac{dS}{dx} = D - \frac{S}{h}$$

avec : D le taux de détachement, h la distance moyenne de transport.

bilan de masse pour la profondeur de sol :

$$\frac{\partial(S+V)}{\partial x} + \frac{\partial z}{\partial t} = a$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(V - S \frac{1-p_s}{p_s} \right) \text{ avec } w = \int_0^\infty (1-p) dz$$

avec : V flux de la part dissoute, p_s perte de sol normalisée par unité de profondeur, w déficit en sol.

Ecriture des processus d'érosion

On distingue deux types d'actions : le détachement des grains et le transport de ces derniers. Un certain nombre d'approximations sont nécessaires comme par exemple, l'équiprobabilité de déplacement des grains de diamètres différents ou la sélection des grains au cours de leur transport selon leur diamètre .

Dans la "shopping list" des processus d'érosion à l'échelle du versant, on distingue :

- l'effet splash (Rainsplash) : érosion due à l'impact des gouttes sur la surface,
- ruissellement diffus (Rainflow) : écoulement de la lame d'eau de surface,
- écoulement de rigole (Rillwash) : écoulement concentré localisé,
- solifluxion (soil creep, solifluction) : glissement de terrain diffus,
- glissement de terrain rapides (landslides).

L'action de chacun de ces processus, en termes de détachement ou de transport de particules, s'exprime de manière plus ou moins empirique selon des paramètres tels que la pente ou l'intensité de pluie efficace (Tableau I).

Process	Detachment Rate, D	Travel Distance, h
Rainsplash	const.	$\sim \Lambda$
Rainflow	const.	$\sim a$
Rillwash	$\sim a\Lambda - \Theta$	$\sim a$
Soil creep, Solifluction	const.	$\sim \Lambda$
Landslides	$\sim \Lambda(\Lambda - \Lambda_0)^m$	$\sim 1/(\Lambda_T - \Lambda)$ NB $\Lambda_T > \Lambda_0$
Solution	$\sim \text{const.}$	$\sim \infty$

Transporting Capacity, $C = D \cdot h$

Tableau I : Expression des principaux processus d'érosion sur le versant, avec : x distance à la ligne de crête, a aire drainée par unité de contour de ligne de niveau (pris comme équivalence au débit), Λ pente locale du versant, Λ_T pente seuil.

Si les lois précédentes peuvent constituer un point de départ pour la modélisation des phénomènes géomorphologiques, plusieurs points de première importance sont cependant mal définis. Parmi ceux-ci, nous trouvons :

- l'influence de la chronologie et de la variabilité des événements pluvieux,
- les processus de transition entre le versant et le réseau hydrographique,
- la connexion entre l'échelle locale et l'échelle globale,
- l'influence de l'état initial et des conditions aux limites.

De plus la validation des modèles restent très qualitative et fait appelle à des données de mauvaise qualité. La modélisation en géomorphologie n'est pas, à ce jour, prédictive.

LES FORÇAGES EN GÉOMORPHOLOGIE : ÉCHELLES DE TEMPS ET D'ESPACE.

F. Guillocheau
Géosciences Rennes

(Notes prises par Stéphane Bonnet, Géosciences Rennes)

La surface des continents peut être subdivisée en deux grands domaines qui correspondent aux régions en sédimentation et aux régions en érosion. Dans chacun de ces domaines, deux types de processus sont à considérer, les processus autocycliques et les processus allocycliques. Les processus autocycliques correspondent aux processus physiques élémentaires tels que les glissements de terrain dans les domaines en érosion ou les marées dans les domaines en sédimentation ; ce sont typiquement des processus qui opèrent sur des échelles de temps très courtes, de quelques minutes à quelques siècles. Les processus allocycliques sont des processus externes aux systèmes ; ce sont l'eustatisme, la tectonique et le climat. Les échelles de temps caractéristiques de ces processus sont beaucoup plus grandes, de l'ordre du millier à la centaine de millions d'années. A l'échelle des temps géologiques ces trois paramètres vont contrôler le fonctionnement des systèmes sédimentaires et géomorphologiques. Le but de ce exposé est ainsi de faire le point sur les échelles de temps et d'espace de variations de ces trois facteurs.

Depuis quelques années, les progrès effectués en Stratigraphie ont permis de montrer qu'il existe dans l'enregistrement sédimentaire trois échelles de temps caractéristiques

- Les variations à haute fréquence ; elles correspondent à une échelle de temps qui varie entre 14 000 et 400 000 ans. Ce sont des variations qui sont purement eustatiques.
- Les variations à moyenne fréquence ; elles correspondent à une échelle de temps qui varie entre 0,6 et 14 Millions d'années ; Elles sont d'origine eustatique et tectonique.
- Les variations à basse fréquence ; elles correspondent à une échelle de temps qui varie entre 10 et 40 Millions d'années ; Ce sont des variations qui sont purement tectoniques.

Il faut noter que dans les systèmes sédimentaires, le climat joue un rôle indirect par le biais du contrôle du flux sédimentaire et d'une partie de l'eustatisme.

L'eustatisme

L'eustatisme désigne l'ensemble des variations du niveau de la mer. Il existe deux façons de faire varier ce niveau :

(1) Faire varier le volume d'eau dans les océans ; c'est le glacio-eustatisme. L'amplitude maximale des variations glacio-eustatiques est de l'ordre de 200 mètres pour des échelles de temps qui sont de l'ordre de 10 000 ans à 3 millions d'années.

(2) Faire varier le volume du domaine océanique ; c'est le tectono-eustatisme, dont les échelles de temps varient de 1-3 à 300 millions d'années.

Les différentes causes des variations eustatiques, leurs amplitudes et leurs échelles de temps sont synthétisées sur la figure 1. Les variations du niveau de la mer depuis le début du Paléozoïque sont représentées sur la charte de Hacq et al., 1987 (fig.2). Cette courbe est calée par rapport au maxima eustatique du Cénomanién. Les grandes tendances eustatiques marquées sur cette courbe font actuellement l'unanimité ; par contre des problèmes se posent pour certaines petites fluctuations (par exemple à la limite Yprésien-Lutétien).

	EFFETS SUR LE NIVEAU GLOBAL DE LA MER	AMPLITUDES MAXIMALES (mètres)	ECHELLES DE TEMPS (Années)	VITESSES MAXIMALES (centimètres/1000 ans)
VOLUME D'EAU DE MER				
Glacio-eustatisme	Réversible	200	100 000	1500
Eau Juvénile	Montée	10	10 000 000	0,1
Température et salinité de l'eau de mer	Réversible	10	10-10 000	100
Isolément de domaines océaniques				
Dessiccation	Montée	15	100-10 000	100
Re-remplissage	Baisse		1-10	150 000
Rivières, lacs, précipitations...	Réversible	20	?	?
VOLUME DU DOMAINE OCEANIQUE				
Tectono-eustatisme				
Rides médio-océaniques	Réversible	500	70 000 000	1,2
Fosses océaniques	Réversible	Non connu	70 000 000	Non connu
Chaînes de montagnes	Baisse	100	10 000 000	0,2
Points chauds	Réversible	100	70 000 000	0,14
Sédimento-eustatisme	Réversible	80	70 000 000	0,25

(RONA, 1995)

Fig. 1 Principales causes des variations eustatiques.

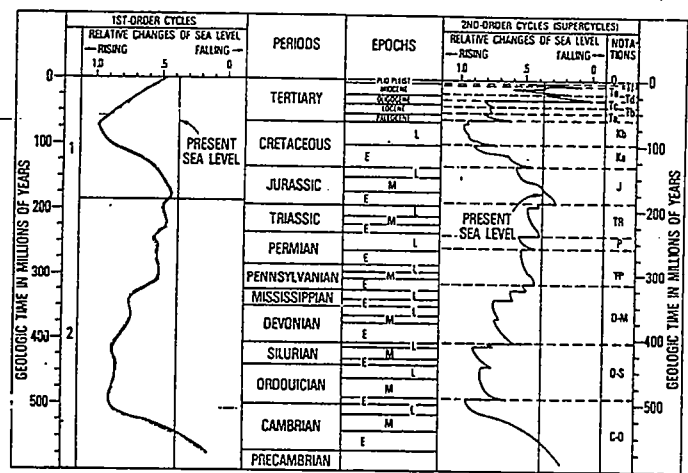


Fig. 2 Charte eustatique de Hacq et al., 1987.

La tectonique

La tectonique est un paramètre majeur qui a été pris en compte en Géomorphologie dès le siècle dernier dans le modèle d'évolution du relief de Davis. Plusieurs conceptions se sont alors affrontées selon que la tectonique était considérée comme un phénomène discontinu (Davis, 1899) ou bien continu dans le temps (Penck, 1923).

Actuellement, trois échelles d'espace sont à considérer en tectonique :

Les déformations à courte longueur d'onde (1 à 10 Km) ; ce sont des structures superficielles liées à des niveaux de décollement dans la croûte supérieure.

Les déformations à moyenne longueur d'onde (10 à 100 Km) ; ce sont des structures crustales liées à des niveaux de décollement sur la croûte inférieure.

Les déformations à grande longueur d'onde (100 à 1000 Km) ; ce sont des structures d'échelle lithosphérique.

Les études effectuées en géologie de bassins ont montré que dans ces systèmes, les phénomènes tectoniques sont enregistrés à partir d'une échelle de temps de l'ordre de 1 à 3 Ma. A la différence des systèmes géomorphologiques, les déformations à courte longueur d'onde ne sont pas visibles dans l'enregistrement sédimentaire (sédimentation au dessus d'un anticlinal de rampe par exemple).

Le climat

Les variations climatiques sont induites par les variations des paramètres orbitaux de la Terre : la précession (période d'environ 23 000 ans), l'obliquité (période d'environ 41 000 ans) et l'excentricité (période d'environ 413 000 ans superposée à des cycles d'environ 100 000 ans). Actuellement, la théorie astronomique des paléoclimats fournit une des meilleures source de connaissance des variations climatiques (cf. exposé de M.F. Loutre). Par ailleurs, les données isotopiques permettent d'avoir une assez bonne connaissance des variations climatiques pour le Pléistocène. Il faut toutefois noter que les variations climatiques sont connues avec une résolution beaucoup plus faible par rapport aux variations eustatiques.

En conclusion, il existe actuellement une assez bonne connaissance des échelles de temps des processus eustatiques et tectoniques (fig.3). Ces données ont principalement été acquises dans les domaines en sédimentation où l'enregistrement est relativement complet. Désormais, elles doivent être confrontées aux données géomorphologiques afin d'avoir une meilleure connaissance de la dynamique de ces systèmes et de leurs échelles de temps et d'espace caractéristiques.

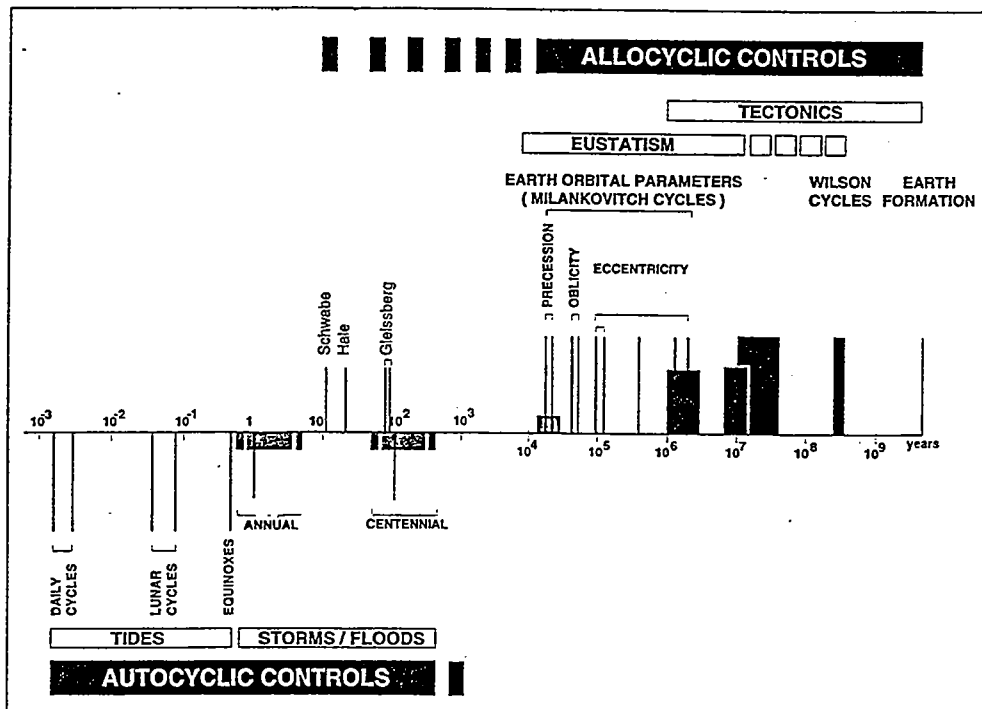


Fig. 3 Les échelles de temps des processus autocyclus et allocycliques (Guillocheau, 1995)

CONTROLE ASTRONOMIQUE DU CLIMAT. EVOLUTION SUR LES DERNIERS 200 000 ANS.

M.F. Loutre.

*Université Catholique de Louvain
Institut d'Astronomie et de Géophysique G. Lemaître
Louvain-la-Neuve.*

(Notes prises par Jean-Emmanuel Hurtrez,
Laboratoire de géophysique et Tectonique, Montpellier)

Dans le cadre d'une théorie astronomique des paléoclimats, les variations à long terme du mouvement de la Terre autour du Soleil peuvent être décrites de façon satisfaisante en prenant en compte les variations au cours du temps de trois paramètres orbitaux (figure 1). L'excentricité (e) qui mesure la forme de l'orbite terrestre, l'obliquité (ε) qui donne l'angle entre l'axe de rotation de la terre et la perpendiculaire au plan de l'écliptique et la précession climatique ($e \sin(\tilde{\omega})$) qui combine l'excentricité à la variation de longitude du périhélie ($\tilde{\omega}$) mesuré dans un repère mobile lié au point vernal.

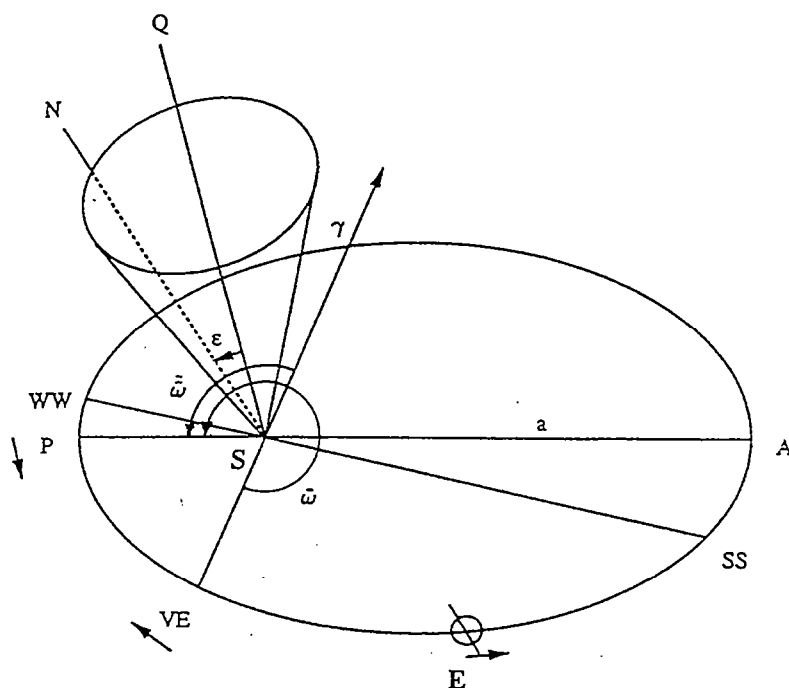


Figure 1: Elements of the Earth's orbit.

The orbit of the Earth, E , around the Sun, S , is represented by the ellipse PEA , P being the perihelion and A the aphelion. Its eccentricity e is given by $\frac{(a^2 - b^2)^{1/2}}{a}$, a being the semimajor axis and b the semiminor axis. WW and SS are the winter and summer solstices, respectively; γ is the vernal point. WW , SS , and γ are approximately located where they are today. SQ is perpendicular to the ecliptic, and the obliquity ε is the inclination of the equator upon the ecliptic; i.e., ε is equal to the angle between the Earth's axis of rotation SN and SQ . Parameter $\tilde{\omega}$ is the longitude of the perihelion relative to the moving vernal equinox, and is equal to $\pi + \psi$. The annual general precession in longitude, ψ , describes the absolute motion of γ along the Earth's orbit relative to the fixed stars. The longitude of the perihelion, π , is measured from the reference vernal equinox of A.D. 1950 and describes the absolute motion of the perihelion relative to the fixed stars. $\tilde{\omega} = \tilde{\omega} - 180^\circ$, is the longitude of the perihelion measured from γ ; its numerical values are calculated in Berger (1978).

Ces trois paramètres sont exprimés sous forme de séries de fonctions périodiques du temps pour lesquelles les amplitudes, les fréquences et les phases des termes de plus grande amplitude sont données par le table 1.

Table 1: Amplitudes, mean rates, phases and periods of the 5 largest amplitude terms in the trigonometrical expansion of climatic precession, obliquity and eccentricity

	Amplitudes		Mean Rate ("/year)		Phase (°)		Period (years)	
	BER78	BER90	BER78	BER90	BER78	BER90	BER78	BER90
climatic precession								
1	0.018608	0.018970	54.64648	54.66624	32.0	32.2	23716	23708
2	0.016275	0.016318	57.78537	57.87275	197.2	201.3	22428	22394
3	0.013007	0.012989	68.29654	68.33975	131.7	153.4	18976	18964
4	0.009888	0.008136	67.65982	67.79501	323.6	311.4	19155	19116
5	0.003367	0.003870	67.28601	55.98574	102.8	78.6	19261	23149
obliquity								
1	-2462.22	-1969.00	31.60997	31.54068	251.9	247.14	41000	41090
2	-857.32	-903.50	32.62050	32.62947	280.8	288.79	39730	39719
3	-629.32	-631.67	24.17220	32.08588	128.3	265.33	53615	40392
4	-414.28	-602.81	31.98378	24.06077	292.7	129.70	40521	53864
5	-311.76	-352.88	44.82834	30.99683	15.4	43.20	28910	41811
eccentricity								
1	0.011029	0.011268	3.13889	3.20651	165.2	169.2	412885	404178
2	0.008733	0.008819	13.65006	13.67352	99.7	121.2	94945	94782
3	0.007493	0.007419	10.51117	10.46700	294.5	312.0	123297	123818
4	0.006724	0.005600	13.01334	13.12877	291.6	279.2	99590	98715
5	0.005812	0.004759	9.87446	9.92226	126.4	110.1	131248	130615

The sign of the amplitude of terms 3 and 5 in climatic precession, and of terms 2 and 3 in eccentricity in column BER78 has been changed relatively to the values given in (Berger, 1978a) in agreement with the change of the phase by 180°. This has been done to allow an easier comparison between the solutions.

les valeurs de ces paramètres astro-climatiques restent valables sur $3 \cdot 10^6$ ans dans le domaine temporel et sur plus de $10 \cdot 10^6$ ans dans le domaine des fréquences et sont donc exploitables pour des études paléoclimatiques. Les périodes principales de variation de ces paramètres orbitaux sont de $23 \cdot 10^3$ et $19 \cdot 10^3$ ans pour la précession des équinoxes, $41 \cdot 10^3$ et $54 \cdot 10^3$ ans pour l'obliquité et de $400 \cdot 10^3$, $125 \cdot 10^3$, $100 \cdot 10^3$ et $95 \cdot 10^3$ ans pour l'excentricité. Le premier problème est de montrer que ces variations ont un effet significatif sur le bilan radiatif terrestre. En combinant les influences de chacun des ces facteurs, il est possible de calculer en tout point de la surface terrestre, en fonction de la latitude, les variations d'insolation ($W \cdot m^{-2}$) au cours du temps (Figure 2). La quantité d'énergie solaire reçue au sommet de l'atmosphère est principalement influencé par les variations de précession et par celles d'obliquité pour les hautes latitudes. Une augmentation de l'obliquité (Figure 3 a) entraîne une augmentation d'insolation pendant l'été de l'hémisphère nord alors que, simultanément, l'insolation baisse dans l'hémisphère sud. Comme les effets sont maximaux vers les pôles et peu marqués vers les tropiques, cette variation amplifie les contrastes saisonniers aux hautes latitudes dans les deux hémisphères simultanément. Une variation de la précession entraîne des effets opposés

dans chacun des hémisphères par exemples (figure 3b) des hivers plus doux et des étés plus froids dans un hémisphère mais un effet inverse dans l'autre hémisphère.

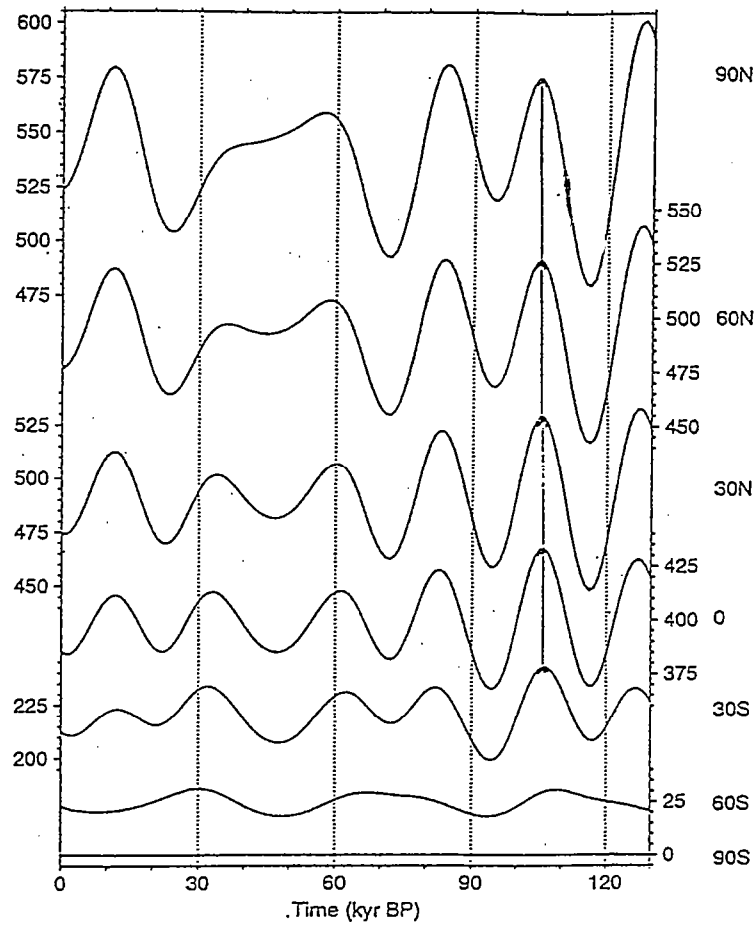
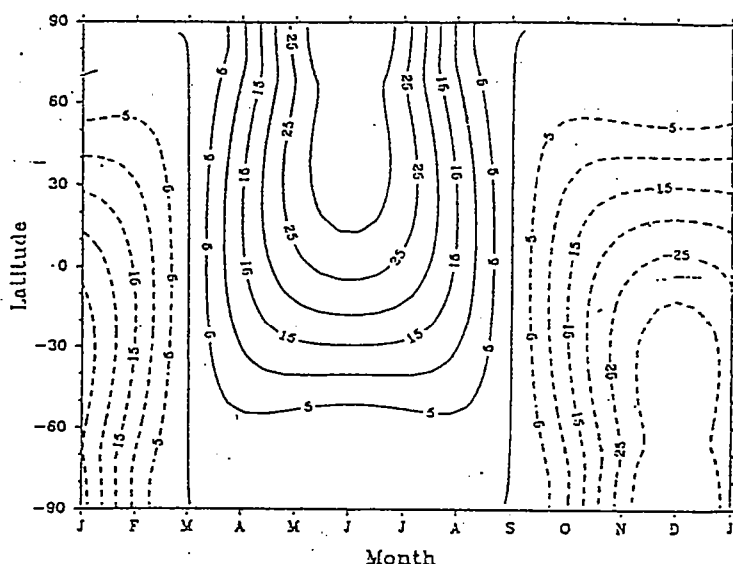
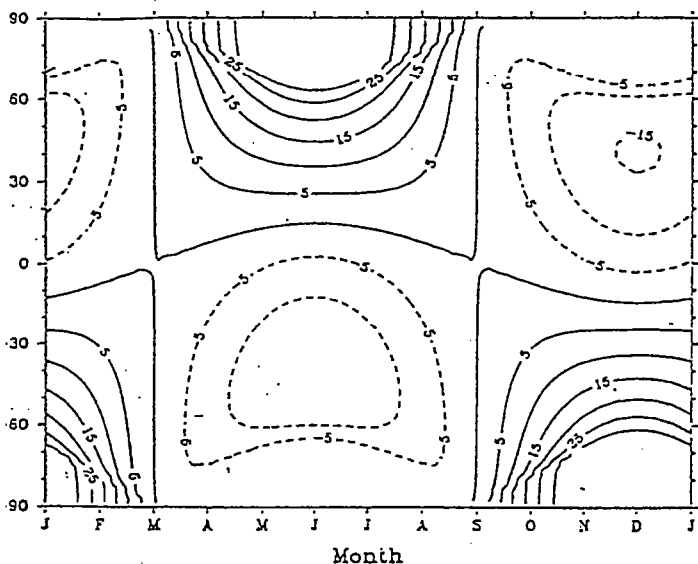


Figure 2: Insolation ($W.m^{-2}$) au solstice d'été calculée à différentes latitudes, en prenant en compte les variations des paramètres orbitaux dans le temps.

REF ECC=0.016724 PERM = 102.04 OBL = 23. PRE = 0.01636
 ECC=0.016724 PERM = 102.04 OBL = 25. PRE = 0.01636

REF ECC=0.016724 PERM = 90. OBL = 23.446 PRE = 0.01672
 ECC=0.016724 PERM = 270. OBL = 23.446 PRE = -0.01672



Seasonal and latitudinal variations of the mean irradiance (Wm^{-2}) change following an increase of the obliquity from 23° to 25° ($\epsilon = 0.016724$ and $\bar{\omega} = 102.04^\circ$): mean irradiance for $\epsilon = 25^\circ$ minus mean irradiance for $\epsilon = 23^\circ$.

Seasonal and latitudinal variations of the mean irradiance (Wm^{-2}) change following a decrease of the climatic precession from 0.01672 ($\bar{\omega} = 90^\circ$) to -0.01672 ($\bar{\omega} = 270^\circ$) ($\epsilon = 0.016724$ et $\epsilon = 23.446^\circ$): mean irradiance for $\bar{\omega} = 270^\circ$ minus mean irradiance for $\bar{\omega} = 90^\circ$.

Figure 3a: effet de variations d'obliquité

Figure 3b: effet de variations de précession

Figure 3a: effet de variations d'obliquité

Figure 3b: effet de variations de précession

Deux problèmes restent à résoudre (1) vérifier qu'il existe une corrélation et une cohérence de phase entre les variations d'insolation et les variations climatiques passées et (2) vérifier que les amplitudes des phénomènes sont similaires. Pour cela, un modèle climatique 2D qui couple les échanges de chaleur entre les eaux océaniques de surface, les surfaces englacées (marines ou continentales) et enneigées et les continents est exploité. Ce modèle est validé pour le climat actuel dans la mesure où il reproduit les caractéristiques principales des circulations actuelles ainsi que les cycles saisonniers de chacun des compartiments. Un premier test pour lequel seules les variations d'insolation sont prises en compte montre que les variations de volume des trois calottes de l'hémisphère Nord au cours des 120 derniers milliers d'années sont en correspondance temporelle (correspondance de phase) avec les reconstructions qui ont été faites mais que les amplitudes des variations de température ainsi que des volumes des calottes ne sont pas cohérentes avec les données géologiques. Un deuxième test intègre les variations de teneur en CO_2 de l'atmosphère mesurées dans l'air contenu dans les glaces échantillonnées à Vostok (Figure 4). L'adjonction de ce second «forçage» permet d'améliorer l'adéquation entre la simulation et les reconstructions climatiques d'origine géologique. Dès lors, on peut dire que les effets de variation d'insolation, liées aux variations des paramètres orbitaux de la Terre, couplés aux variations de concentration des gaz à effet de serre permettent de rendre compte des variations à basse fréquence du climat dans le passé.

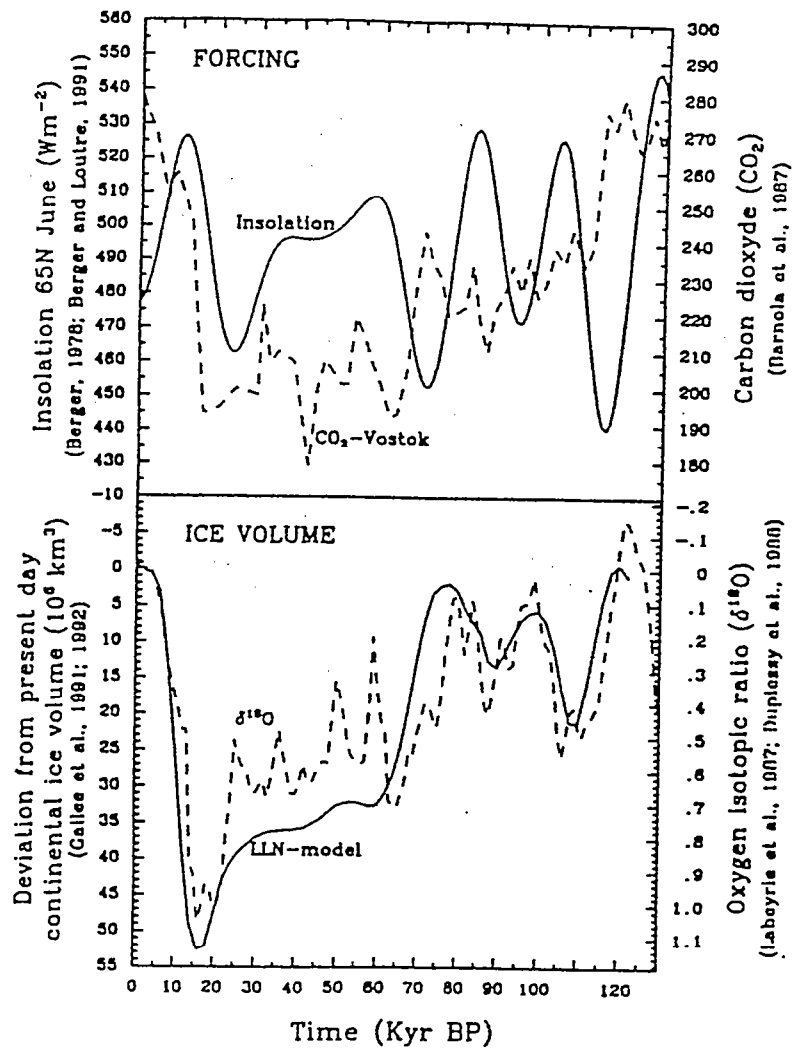
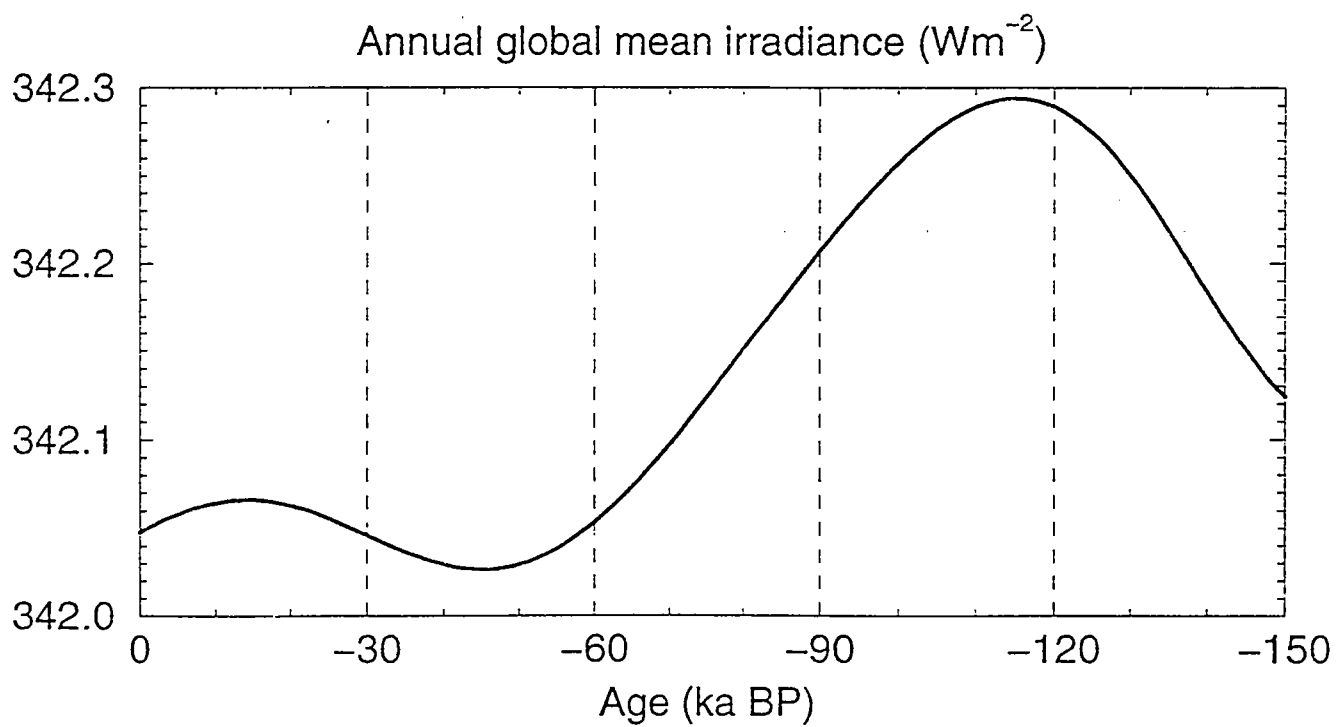


Figure 4. Simulated total ice volume deviation from present-day value assumed to be $30.5 \cdot 10^6 \text{ km}^3$ (lower panel, full line, Gallée et al., 1992). This is compared to the variation of the global sea water oxygen isotopic ratio (lower panel, dashed line) given by Labeyrie et al. (1987)). These values are scaled and plotted such that their maximum corresponds to the deviation from present-day of the last glacial maximum total ice volume taken as $48.6 \cdot 10^6 \text{ km}^3$ (Marsiat and Berger, 1990). The upper panel provides the long term variations of the June insolation at 65°N (full line, Berger, 1978) and of the Vostok CO_2 concentration (dashed line, Barnola et al., 1987).

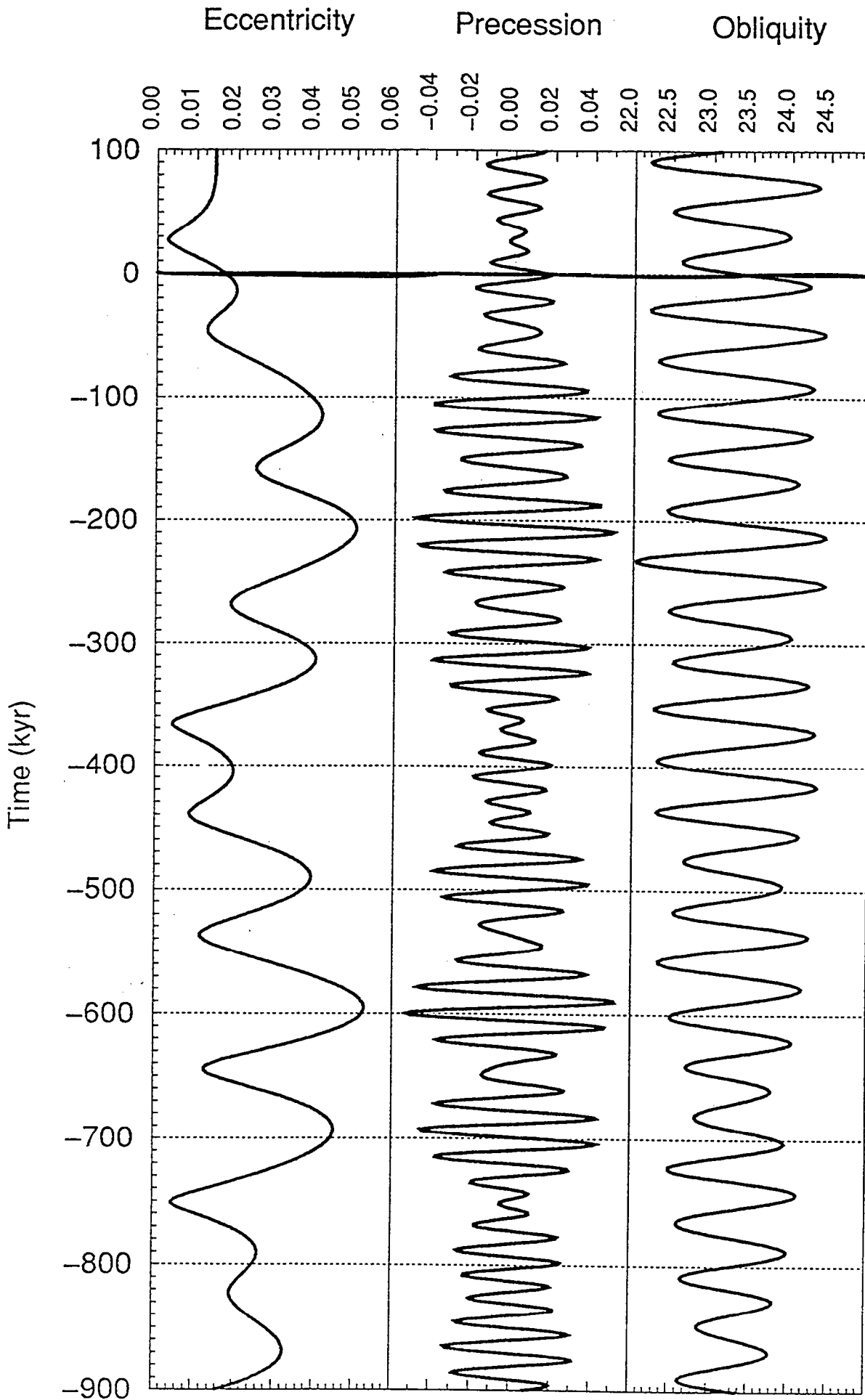
PERIODS ASSOCIATED TO THE MAIN TERMS

IN THE ANALYTICAL EXPANSIONS OF

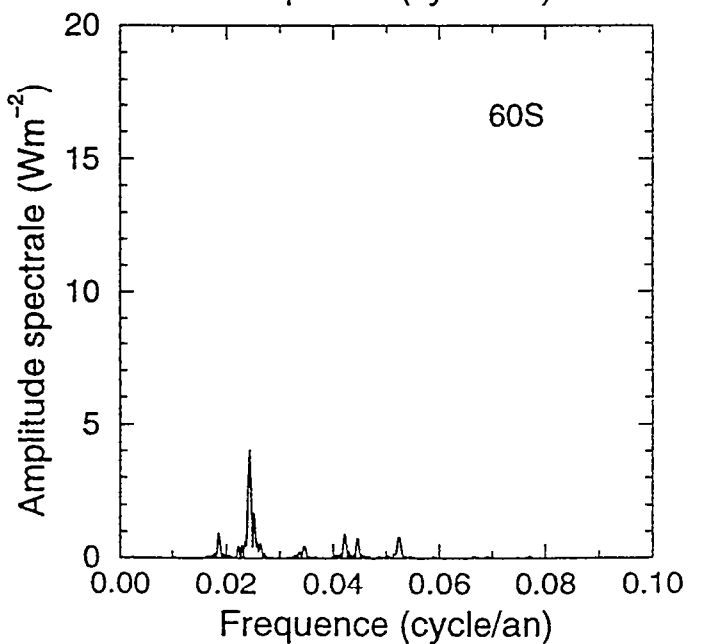
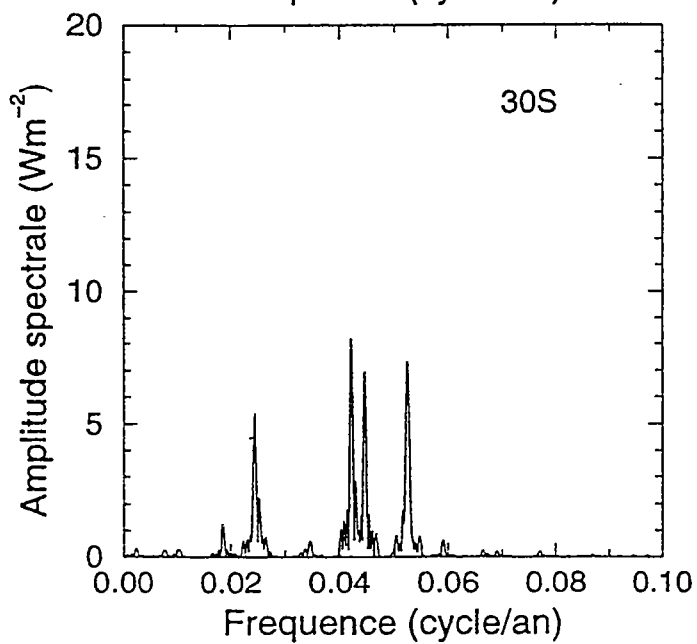
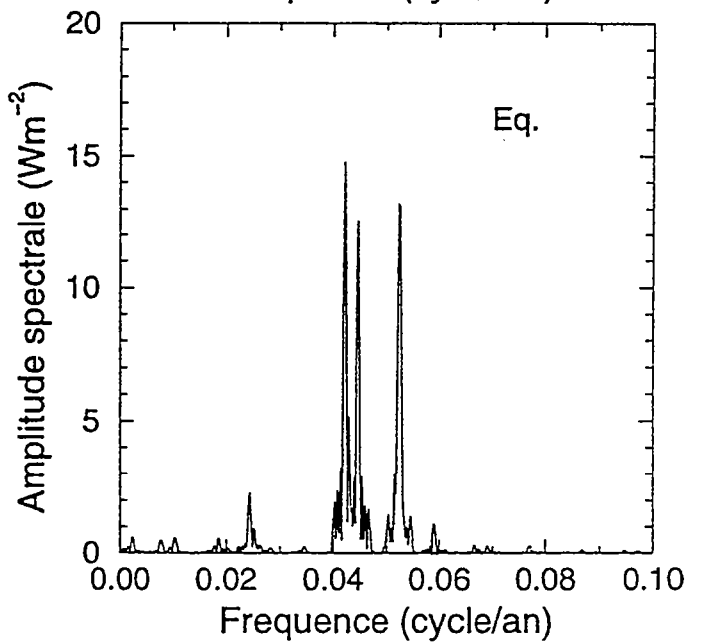
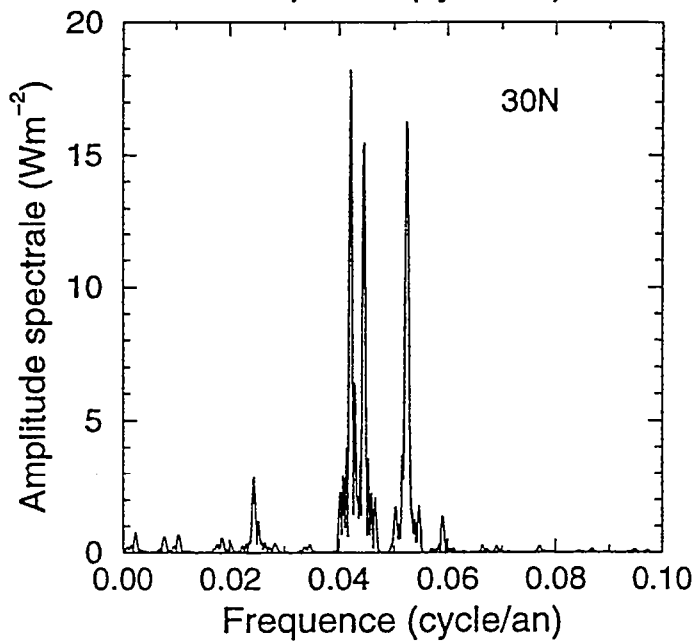
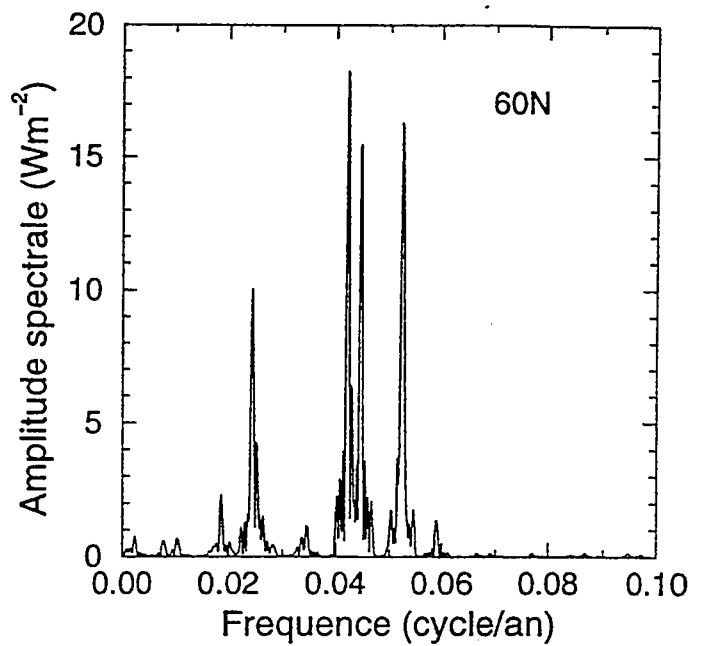
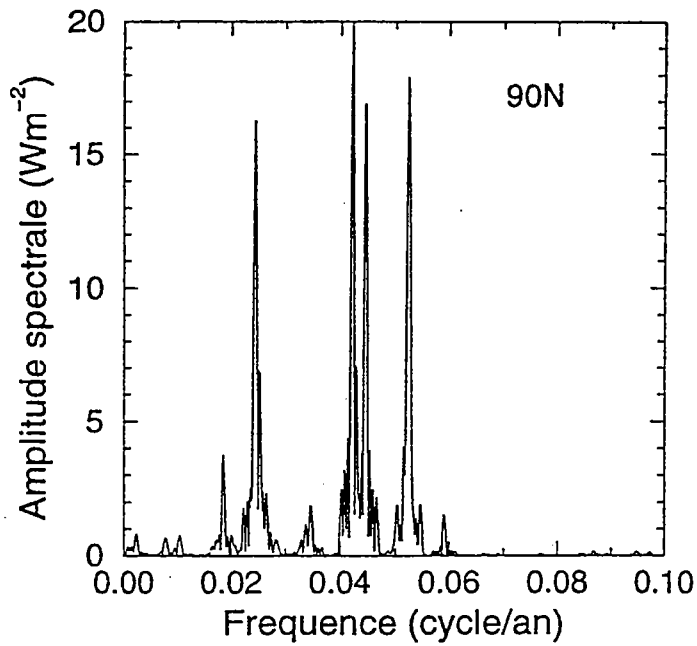
PRECESSION		OBLIQUITY		ECCENTRICITY	
N	Ampl. (years)	N	Ampl. (")	N	Ampl. (years)
1.	0.0186080	1.	-2462.22	1.	0.011029
	23716		41000		412885
2.	0.0162752	2.	-857.32	2.	-0.008733
	22428		39730		94945
3.	-0.0130066	3.	-629.32	3.	-0.007493
	18976		53615		123297
4.	0.0098883	4.	-414.28	4.	0.006724
	19155		40521		99590
		5.	-311.76	5.	0.005812
			28910		131248
				6.	-0.004701
					2305441



BER78



JUIN (mid-month)
Eclairage moyen sur 24h



L'érosion Chimique

J. Gaillardet

Laboratoire de Géochimie et Cosmochimie, IPG Paris 7

(Notes prises par Albert Galy, CRPG, Nancy)

Un fleuve représente l'intégration de plusieurs processus tels que la dénudation des continents, le climat, la biosphère et les activités anthropiques. C'est aussi un des principaux vecteurs de ces différents signaux vers l'océan. Ainsi, l'étude de la géochimie des fleuves essaye d'appréhender les mécanismes et leur contrôle climatique et (ou) tectonique, intervenant de façon globale dans la chimie des océans. Nous définirons tout d'abord les processus élémentaires d'altération chimique d'une roche puis quelques paramètres utilisés avant de considérer les apports autres que ceux des roches à la chimie des fleuves. Nous tâcherons de voir ensuite les règles générales qui peuvent apparaître à l'échelle du globe et les paramètres importants qui contrôlent la chimie des fleuves avant d'aborder les couplages possibles avec l'érosion mécanique¹ des continents.

Mécanismes et notations

A partir du CO₂ atmosphérique dissout dans les eaux de surfaces, deux grands types de réactions (congruente et incongruente) modifient la physico-chimie d'une roche. L'altération des roches peut être congruente. C'est à dire qu'il ne reste plus de résidu solide suite à la réaction. Par exemple la dissolution de CaCO₃ produit des ions Ca⁺⁺ et HCO₃⁻. En revanche, une réaction de néoformation d'un minéral authigène au dépend d'un autre est dite incongruente. C'est le cas de la formation de kaolinite à partir de l'albite. Une réaction incongruente produit toutefois des solutés (dans notre exemple, Na⁺, HCO₃⁻, H₄SiO₄). En utilisant l'activité de ces solutés dans les eaux des rivières drainant le bouclier guyanais, Edmond et al. trouvent que dans ce cas là, c'est la kaolinite qui est la phase en équilibre. Ceci est en accord avec l'importance de la kaolinite dans les sols et les sédiments de rivières locaux.

Dans une eau de rivière, les éléments dissous sont toutes les espèces chimiques qui sont en solution (i.e. qui passent à travers un filtre de dimension variable selon les auteurs) et sont caractérisés par leur concentration. L'ensemble de ses éléments forment la charge dissoute totale (TDS). La TDS est, en fait, dominée par Na, K, Ca, Mg, Si, Cl, SO₄, HCO₃; les autres espèces chimiques étant quantitativement négligeables. Les rivières exportent aussi des particules, soit en suspension (dont la concentration est la MES) soit sur le fond de la rivière sous forme de sables et graviers. Le débit des rivières permet de calculer le flux de chaque élément (dissout, particulaire) mais il est très difficile d'estimer le flux de matériaux transportés par un fleuve sous la forme de sable de fond. Le vecteur de ces différents transports est l'eau disponible au système, qui peut être caractérisée par l'écoulement

¹ Dans cet exposé, l'érosion chimique désigne le mécanisme qui fait passer en solution les éléments chimiques les plus solubles des roches; l'érosion mécanique le processus de dégradation physique des sols. Suivant ces acceptions restrictives, l'érosion chimique et l'érosion mécanique sont respectivement les pourvoyeuses de substances dissoutes et particulaires aux rivières.

spécifique (runoff en anglais) et qui intègre différentes caractéristiques hydrologiques d'un bassin sur un an.

Apports "externes"

Les fleuves incluent des apports autres que ceux provenant de l'érosion des continents. Tout d'abord, le signal entrant dans le système, qui n'est autre que l'eau de pluie. Elle introduit, d'une part des particules (les aérosols) et d'autre part, des sels marins entraînés lors de l'évaporation. Mis à part le cas des rivières drainant des évaporites, très peu de chlore dissout provient des roches. En utilisant la teneur en Cl d'une eau et son rapport avec les différentes espèces chimiques dans l'océan (ou un modèle un peu plus complexe tenant compte de l'évolution atmosphérique de ces rapports (Meybeck)), il est ainsi possible de corriger la composition d'une eau continentale des apports atmosphériques (dit cycliques). L'utilisation du chlore est délicat lors de l'altération d'évaporites mais aussi parce qu'il est le marqueur de l'activité anthropique (Fig. 1). Cette pollution peut être d'origine industrielle (Pb, Cd, ...), agricole (NO₃, P, ...) ou due à la simple présence de population (C_{org}, NO₃). Enfin, la végétation et la biosphère dans son ensemble peut aussi introduire des variations significatives de la chimie des fleuves.

Échelle globale

Historiquement, ce sont d'abord des études monographiques de grands bassins qui furent menées (e.g. Stallard et al. sur l'Amazone ; Reeder et al. sur le MacKenzie ; Sarin et al. sur le Gange ; l'USGS sur le Mississippi et plus récemment le LGC de l'IPG de Paris sur le Congo et l'Amazone et le CRPG de Nancy sur le bassin Ganges-Brahmapoutre). Parallèlement s'est développée une tentative de regroupement de ces données pour une interprétation à l'échelle globale (e.g. Garrels et Mackenzie, Meybeck, Milliman et Syvitski). Actuellement, différentes agences internationales traitent et mettent à disposition des données collectées sur l'ensemble des continents (AIHS, SCOPE/UNEP project, GEMS water program, IBGP).

L'utilisation des différentes bases de données montre une relation entre l'érosion chimique et l'érosion mécanique sur l'ensemble des fleuves avec tout de même des variations (Fig. 2). L'intensité de l'érosion mécanique a une gamme de variation dix fois plus importante que celle de l'altération. Des études statistiques multifactorielles ont été réalisées et différentes interprétations proposées. Pour Pinet et Souriau, la dénudation chimique des grands bassins versants est la plus significativement corrélée aux précipitations et à l'écoulement spécifique, alors que Summerfield et Hulton trouvent que c'est le relief, indépendamment de la température, qui contrôle l'érosion chimique à grande échelle. Il n'y a pas de consensus global au jour d'aujourd'hui et les différents paramètres susceptibles de jouer un rôle s'interpénètrent. Même à l'échelle globale, la lithologie joue un rôle important et se surimpose aux facteurs climatiques et de relief. L'approche petit bassin est une voie possible pour découpler les facteurs.

Échelle petit bassins

Une approche complémentaire est de suivre de petits bassins dont certains paramètres sont plus simples à appréhender tel que la température, l'écoulement spécifique, la lithologie ou la biosphère.

L'effet de la lithologie a été particulièrement bien démontré par Meybeck, à partir de l'analyse de petits bassins français non pollués. Il donne un ordre de solubilité des différentes roches. Les plus solubles sont les roches salines et les calcaires, les plus résistantes sont les gneiss et les granites, sous nos climats. Les calcaires s'altèrent dix fois plus que les granites.

À plus grande échelle, c'est à dire au niveau d'un grand fleuve, ce contrôle de l'érosion chimique et en particulier la dominance de l'érosion chimique des carbonates se retrouve. Par exemple, le Huang He a une TDS de 520 mg/l mais cette TDS n'est que de 106 si ce sont seulement l'altération des silicates qui est considérée. Des traceurs efficaces de cette différence de réponse à l'altération en fonction de la lithologie sont le rapport Ca/Sr et le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Fig. 3). Des méthodes basées sur des bilans de masse simple ont été proposées et permettent de calculer la contribution de la dissolution des différentes lithologies sur chaque élément dans un grand fleuve (Négrel et al., Gaillardet et al.). Les différentes études menées sur l'Amazonie ou le Congo (e.g. Edmond et al., Négrel et al., Gaillardet et al.) montrent bien que la contribution des évaporites et des carbonates est loin d'être négligeable même dans les rivières des basses plaines où ces deux familles de roches n'ont qu'une extension limitée à l'affleurement.

Le rôle de la température est très controversé par les chercheurs qui étudient les rivières (Edmond et al., 1996), en opposition avec les expérimentateurs de l'altération des minéraux en laboratoire (Berner, Lasaga, Braddy et Carroll). Une étude récente de White et Blum sur des petits bassins granitiques semble retrouver des lois de type Arrhenius sur les flux de Na et de Si exportés. Plus la température augmente, plus ces flux croissent, de manière exponentielle. Le flux de silicium, par exemple tend à augmenter en fonction de la température (suivant une loi d'Arrhenius) et cette augmentation peut être importante (passer de 10 à 20 °C multiplie par 3 à 5 l'érosion chimique). À l'échelle globale, le rôle de la température comme facteur d'amplification de l'érosion n'est pas clair (cf la comparaison Mackenzie-Amazonie dans Edmond et al., 1996)

Les effets de l'écoulement spécifique (précipitations efficaces) sont très intuitifs. Plus il y a d'eau et plus les roches sont altérées. De nombreuses études rapportent des lois en puissance liant les taux d'érosion chimique au runoff et ayant des pentes significativement inférieures à 1. L'étude récente de Bluth et Kump est moins convainquante car les relations montrées ont des pentes (taux d'érosion = Concentration x runoff en fonction de runoff) non significativement différentes de 1, ce qui signifie simplement que la concentration (C) ne varie pas ou peu avec le runoff. Plus clairement, des relations entre la concentration et le débit (Q), de type loi puissance ($C = Q^{-b}$ avec b différent de 1) ont été montrées et semblent générales (e.g. Probst et al.). Diverses interprétations ont été proposées.

Les effets biologiques sont complexes. Ils peuvent être en partie considérés comme passifs (stade transitoire du CO_2 entre l'atmosphère et la réaction d'altération de la roche) mais ont de surcroît un rôle catalytique et voire même de vecteurs d'éléments dissous (formation de chélates entre acides humiques et métaux lourds). De plus, la formation d'un sol et un couvert végétal entraîne un effet de bouclier du sol par rapport à l'érosion mécanique (Edmond et al., Bluth et Kump). À même écoulement spécifique, même température, l'altération est plus importante quand le sol est faible que lorsqu'il est trop épais et qu'il freine la circulation de l'eau. Ainsi, ce sont ces effets protecteurs des sols qui permettent de définir une profondeur optimum des sols. Qui dit stabilité des sols, dit dégradation physique des sols, donc "érosion mécanique".

Couplage avec l'érosion Mécanique

Le facteur biologique (et le développement d'un sol) entraîne une certaine relation entre l'altération chimique et l'érosion mécanique. Or, l'érosion mécanique est difficilement quantifiable. Pour des bassins aussi importants que les grands fleuves européens, l'influence des crues est majeure sur la quantité de particules exportées. De même, le passage d'un cyclone est de loin le processus majoritaire pour l'érosion physique à la Réunion. Ainsi, les événements catastrophiques sont très importants dans le bilan et difficilement mesurable de par leur violence et leurs temps de récurrence (très long à l'échelle humaine). De plus le stockage de sédiments en milieu continental (dans les bassins subsidents d'avant chaîne par exemple) est aussi un processus qui rend la mesure de l'érosion physique délicate. Par exemple, plus de la moitié des produits de l'érosion mécanique sur le Madeira est stockée dans le bassin plutôt que d'être exportée vers l'océan (Guyot). Ainsi, il est tentant d'essayer de trouver une relation entre altération chimique et érosion physique afin d'estimer cette dernière. Cette proposition d'une méthode géochimique permettant de recalculer des taux d'érosion mécanique à partir de la charge dissoute d'une rivière est assez nouvelle. Il s'agit d'un modèle de bilan de masse simple entre les roches mères et les produits d'érosion dans la rivière, dissous et solides. En faisant la supposition que la croûte continentale est la somme des éléments dissous et des éléments particuliers (en suspension et sables de fond), nous supposons un équilibre stationnaire (Gaillardet et al.) et la complémentarité chimique des deux phases (Fig. 4). Un exemple de résolution du bilan de masse est l'étude de la Réunion (Fig. 5). Dans ce cas la composition chimique de la roche mère (basaltes d'île océanique) est bien connue. Les taux d'érosion mécaniques trouvés par cette méthode sont très forts, en complet désaccord avec ceux mesurés dans les rivières (Louvat et al.) En revanche, ils sont en parfait accord avec les estimations de ce que transportent les cyclones, ainsi qu'avec les calculs de volumes de sédiments déposés en mer ce qui montre bien que les mesures de particulaire exporté par les rivières ne sont pas significatives du processus dans son ensemble. L'importance des événements catastrophiques est considérable (près de 100 fois les bilans mesurés en dehors de ces processus). Sur le Congo, les taux calculés correspondent aux taux mesurés sur plusieurs années. En corrigeant de l'effet de stockage dans les plaines de l'avant pays amazonien, on obtient le même résultat.

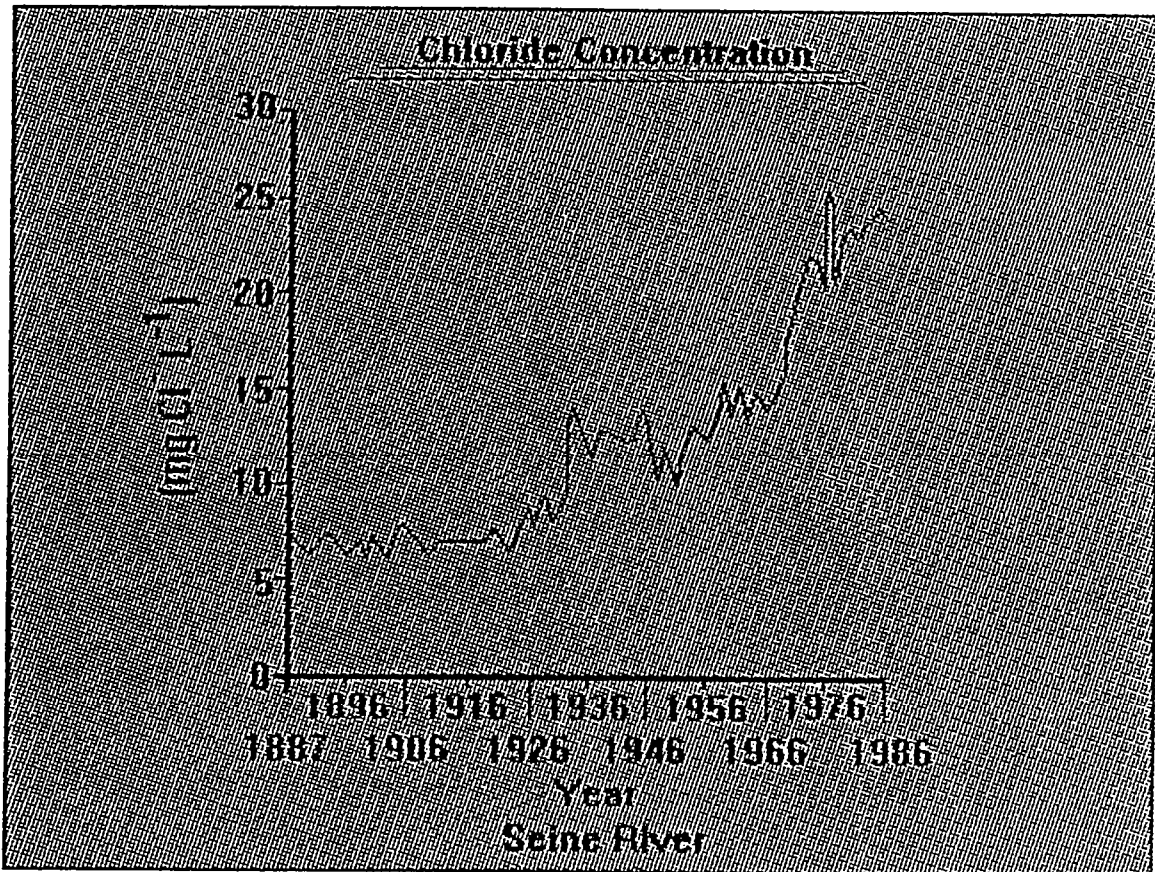
Ainsi, cette méthode et les résultats obtenus militent en faveur d'un couplage de l'érosion mécanique et de l'érosion chimique à grande échelle. L'érosion mécanique étant déterminée par les facteurs de relief (Pinet et Souriau, Summerfield et Hulton), l'érosion chimique serait donc elle même contrôlée par la tectonique.

Références

- Allègre C.J. et al. (1996) Sr-Nd-Pb isotopes systematics in Amazon and Congo River systems. Constraints about erosion processes. *Chem Geol* (in press).
- Berner E.K. and Berner R.A. (1987) *The global water cycle*. Englewood Cliffs, NJ, Prentice Hall, 397 p.
- Berner R.A. (1994) GEOCARB II : A revised model of atmospheric CO₂ over Phanerozoic time. *Am. Jour. of Science*. 294, pp 56-91.
- Bluth G.J.S. and Kump L.R. (1994) Lithologic and climatologic controls of river chemistry. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 58, 2341-2359.

- Brady P.V. and Carroll S.A. (1994) Direct effects of CO₂ and temperature on silicate weathering: Possible implication for climate control. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 58, pp. 1353-1356.
- Degens E.T. et al. (1991) *Biogeochemistry of Major World Rivers*. New York: Wiley. p. 356.
- Dupré B. et al. (1996) Major and trace element of river-borne material: the Congo Basin. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 60, No. 8, pp. 1301-1321.
- Edmond J.M. et al. (1995) The fluvial geochemistry and denudation rate of the Guyana Shield in Venezuela, Colombia, and Brazil. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 59, pp. 3301-3325.
- Edmond J.M. et al. (1996) The fluvial geochemistry of the eastern slope of the NE andes and its foredeep in the drainage of the Orinico in Columbia and Venezuela. *Geochim. Cosmochim. Acta* 60, pp 2949-2976.
- Fraser A.S. et al. (1995) GEMS: Water quality of world river basins. UNEP Environment Library N° 14. <http://www.cciw.ca>.
- Gaillardet J. et al. (1995) A geochemical mass budget model applied to the Congo Basin Rivers. Erosion rates and composition of the Continental crust. *Geochim. Cosmochim. Acta* 59, pp 3469-3485.
- Gaillardet J. et al. (1997) Chemical and Physical weathering rates in the Amazon Basin. *Chem Geol*, accepted.
- Garrels R.M. and MacKenzie F.T. (1971) *Evolution of Sedimentary Rocks*. New York, Norton.
- Goswami D.C. (1985) Brahmaputra river, Assam, India: Physiography, Basin Denudation and Channel Aggradation. *Water Resources Research*; 21 pp 959-978.
- Guyot J.L. (1993) *Hydrogéochimie des fleuves de l'Amazonie bolivienne*. Thèse Université Bordeaux I. Editions de l'ORSTOM, Paris.
- Lasaga A.C. et al. (1994) Chemical weathering rate laws and global geochemical cycles. *Geochim. Cosmochim. Acta* 58, 2361-2386.
- Louvat P. and Allègre C.J. (1996). Chemical weathering and erosion rates from the rivers of Réunion Island. *Journal of Conference Abstracts*. Vol 1(1), 372. Goldschmidt Conference, Heidelberg.
- Martin J.M. and Meybeck M. (1979) Element mass-balance of material carried by major world rivers; *Mar. Chem.* 7, 173-206.
- Meybeck M. (1979) Concentrations des eaux fluviales en éléments majeurs et apports en solution aux océans. *Géol. Dynamique. Géographie. Phys.* 21, 215-246.
- Meybeck M. (1983) Atmospheric inputs and river transport of dissolved substances. *Proceedings of the Hamburg Symposium*. IAHS Publication n° 141.
- Meybeck M. (1986) Composition chimique des ruisseaux non pollués de France. *Sci. Geol. Bull.*, 39,1,3-77.
- Meybeck M. (1988) Global chemical weathering from surficial rocks estimated from river dissolved loads. *Am. J. Sci.* 287, 401-428.
- Milliman J.D. and Syvitski J.P.M. (1992) Geomorphic/Tectonic Control of sediment discharge to the Ocean; the importance of small mountainous rivers. *The Journal of Geology*. 100 pp 525-544.
- Nahon D. (1991) *Introduction to the petrology of soil and chemical weathering*. John Wiley and Sons, New York, 313 p.
- Négrel P. et al. (1993) Erosion sources determined by inversion of major and trace element ratios in river water: The Congo Basin case. *Earth Planet. Sci. Lett.* 120, 59-76.
- Pande K. et al. (1994) The Indus river system (India-Pakistan): Major-ion chemistry, Uranium and Strontium isotopes. *Chem. Geol.* (116), pp 245-259.

- Pinet P. and Souriau M. (1988) Continental erosion and large-scale relief. *Tectonics* 7, 563-582.
- Probst J-L. et al. (1991) Dissolved major elements exported by the Congo and the Ubangui rivers during the period 1987-1989. *Journ. of Hydrology*. 135, pp 237-257.
- Reeder S.W. et al. (1972) Hydrogeochemistry of the surface waters of the MacKenzie river drainage basin. *Geochim. Cosmochim. Acta* 36, 825-865.
- Sarin M.M., et al. (1989) Major ion chemistry of the Ganga-Brahmaputra river system: Weathering processes and fluxes to the Bay of Bengal. *Geochim. Cosmochim. Acta* 53, 997-1009.
- Stallard R.F. (1995) Tectonic, environmental and human aspects of weathering and erosion : a global review using a steady-state perspective. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 23, 11-39.
- Stallard R.F. and Edmond J. M. (1983) Geochemistry of the Amazon 2: The influence of the geology and weathering environment on the dissolved load. *J. Geophys. Res.*, 88, 9671-9688.
- Stallard R.F. and Edmond J.M. (1987) Geochemistry of the Amazon 3: Weathering chemistry and limits to dissolved inputs. *J. Geophys. Res.*, 92, 8293-8302.
- Summerfield M.A. and Hulton N.J. (1994) Natural controls of fluvial denudation rates in major world drainage basins. *J. Geophys. Res.* 99, 13,871-13,883.
- Taylor S.R. and McLennan S.M. (1985) *The continental crust: its Composition and Evolution*. pp. 312, Blackwell, Oxford.
- White A.F. and Blum A.E. (1995) Effects of climate on chemical weathering in watersheds. *Geochim. Cosmochim. Acta* 59, pp 1729-1747.



*Figure 20 Long term trend in chloride for the Seine River (Ref. 13)
[Reproduced by permission]*

Fig. 1 : Evolution sur un siècle de la teneur en chlore de la Seine (au quai de Javel). L'augmentation est liée à l'activité antropique croissante.

Bassins de superficie > $100 \cdot 10^3 \text{ km}^2$

GEMS-WATER data base

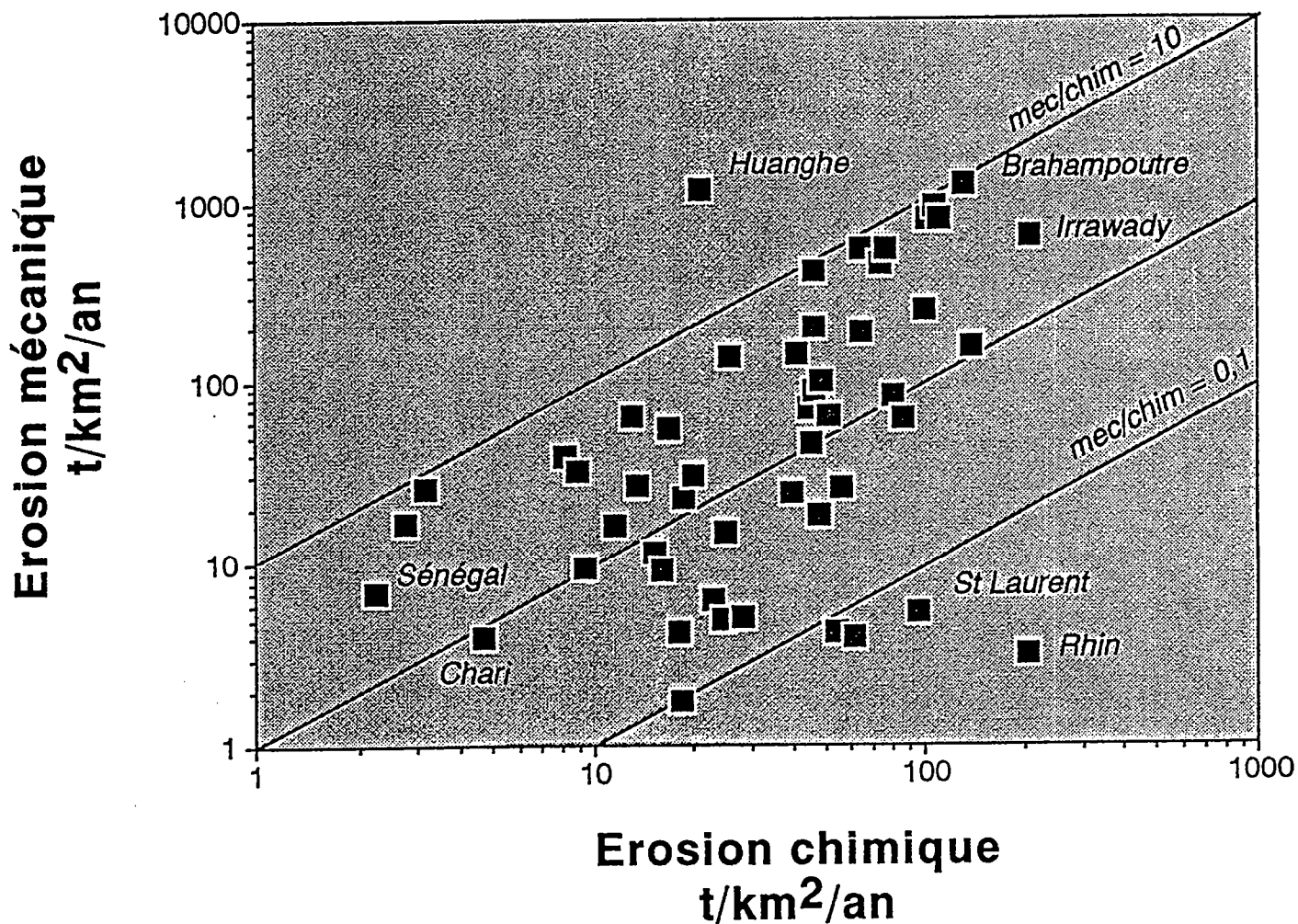


Fig. 2 : Relation positive entre le taux d'érosion mécanique en fonction du taux d'érosion chimique pour les bassins mondiaux de plus de 10^5 km^2 . Des variations significatives peuvent être introduites par l'activité anthropique comme pour le Rhin (pollution chimique) ou le Huanghe (érosion intensive des sols agricoles sur Loess).

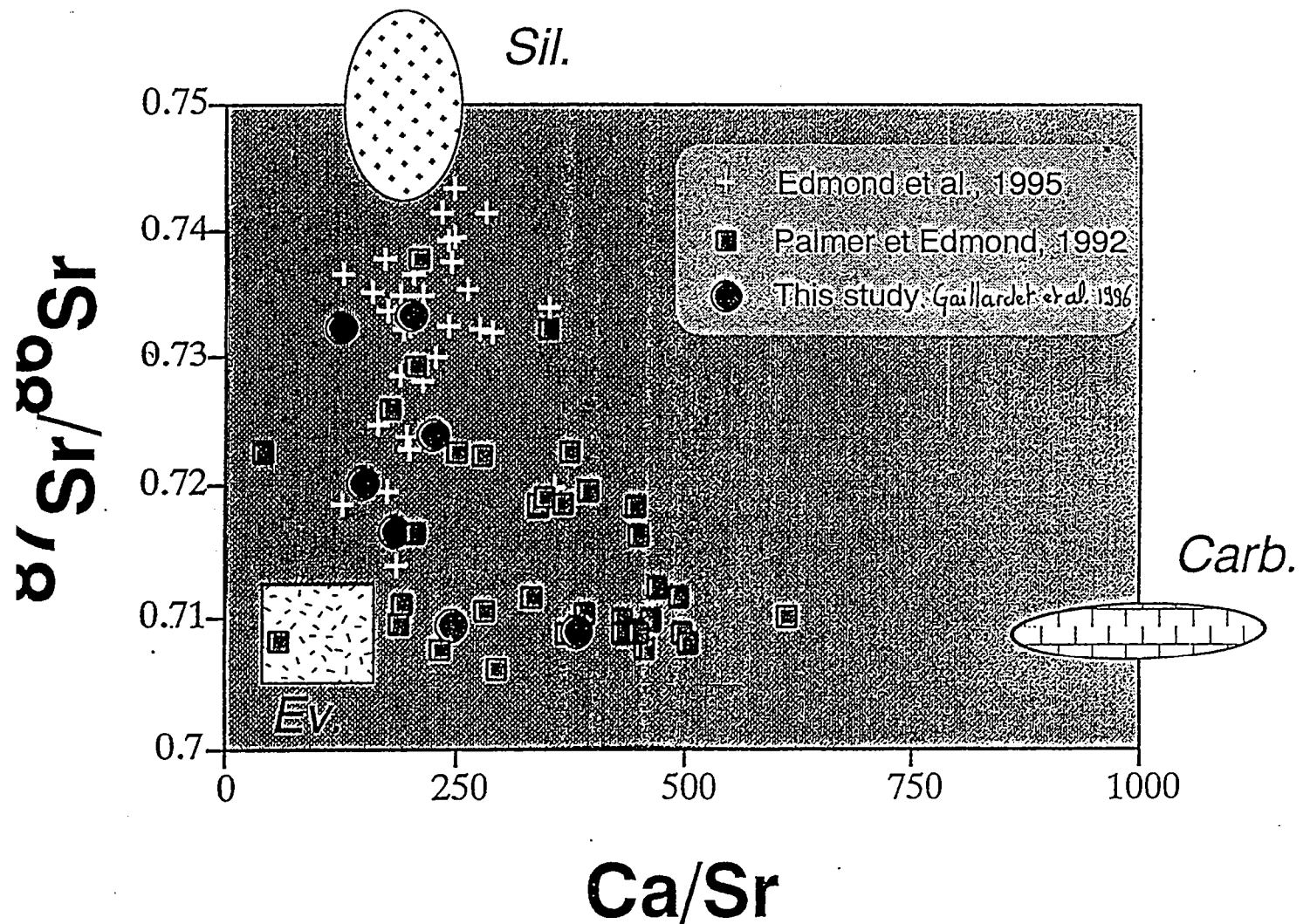


Fig. 3 : Variation de la composition isotopique de strontium ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) en fonction du rapport entre le calcium et le strontium dans les eaux du bassin de l'Amazonie. L'ensemble de ces analyses peuvent s'expliquer par un mélange de trois principales sources: l'altération des carbonates, des silicates et des évaporites (l'apport cyclique étant confondu avec le pôle évaporitique).

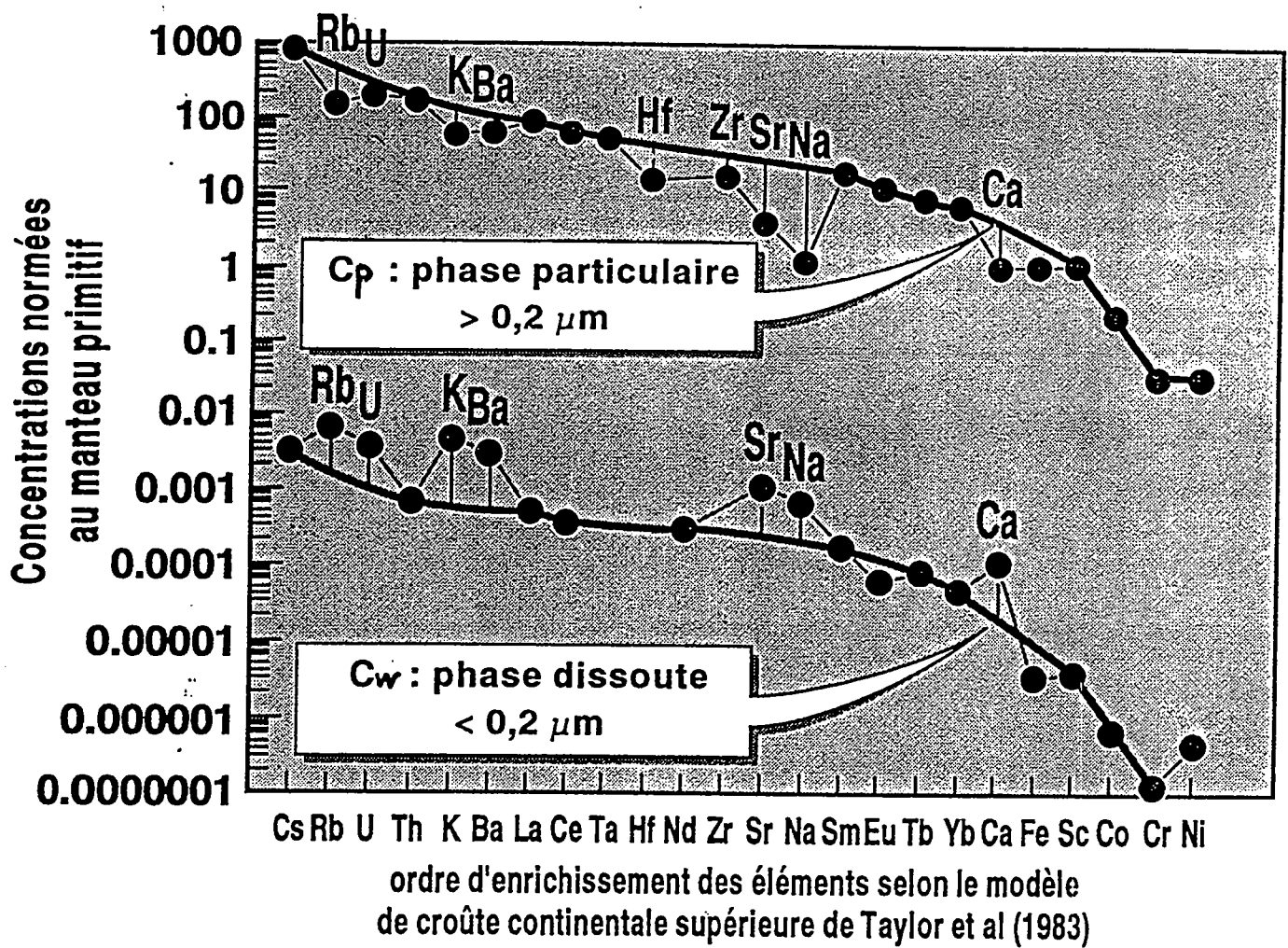


Fig. 4 : Concentration des éléments chimiques dans la phase dissoute et la phase particulaire. Les éléments relativement appauvris dans la phase particulaire se retrouvent relativement enrichis dans la phase dissoute (sauf pour le Zr et Hf qui se retrouvent en excès dans les sables de fond par tri minéralogique).

Comparaison des concentrations de particules en suspension, mesurées lors de l'échantillonnage et estimées par le modèle d'équilibre d'érosion.

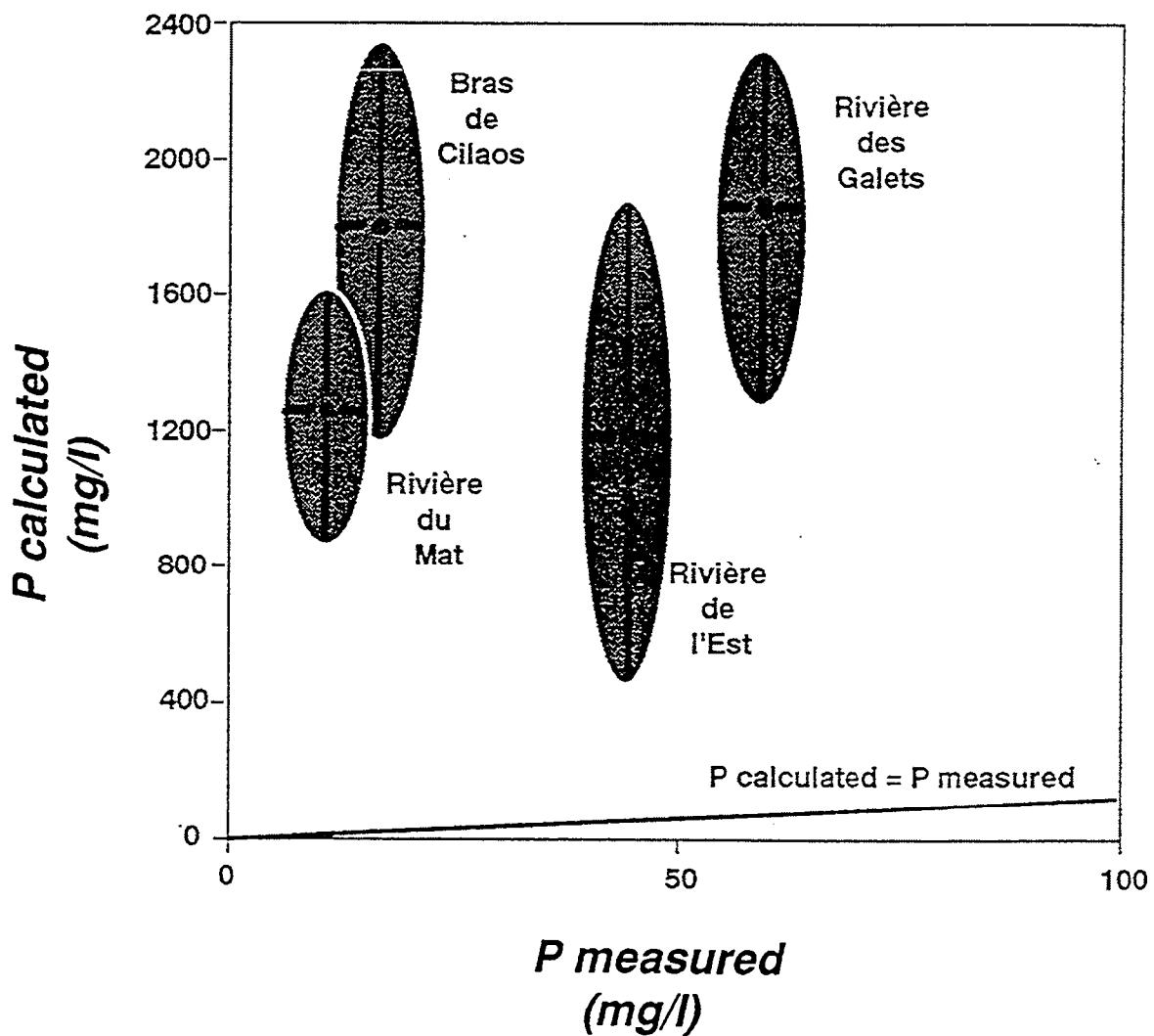


Fig. 5 : Comparaison des concentrations de particules en suspension, mesurées lors de l'échantillonnage et estimées par le modèle d'équilibre d'érosion. Les mesures sous estiment très fortement en oubliant les événements catastrophiques tels que les cyclones.

Processus élémentaires d'érosion : l'expérience des terres agricoles.

Anne-Véronique AUZET

CEREG - URA 95 CNRS, Université Louis Pasteur

(Notes prises par Benoît Laignel,

Géomorphologie et transfert de surface, Université de Rouen)

Les formes d'érosion hydrique (diffuses, en rigoles et inter-rigoles, ravines éphémères ou pérennes) résultent de combinaisons différentes de processus élémentaires de détachement, de transport et de dépôts dépendant de l'action de deux agents : la pluie et le ruissellement.

agents	processus de détachement du sol	formes d'érosion
pluie	désagrégation par éclatement, microfissuration, désagrégation mécanique, dispersion (travaux de Boiffin, 1984; Le Bissonnais, 1988)	formes diffuses, dégradation de la surface
ruissellement	<p><i>hydrauliques</i> : contrainte de cisaillement dépend des caractéristiques hydrauliques et du bilan charge solide/capacité de transport (travaux de Foster, Lane et al.; De Ploey, Govers et Rauws; Torri, etc...)</p> <p><i>mécaniques</i> : mouvements de masse sur les parois des rigoles et ravines</p>	<p>formes linéaires:</p> <p>rigoles et</p> <p>ravines</p>

La perméabilité du sol en surface et sa rugosité conditionnent l'apparition d'un excès d'eau et sa mise en mouvement.

Dans le contexte géomorphologique du Nord du Bassin Parisien, ces deux paramètres ont permis de définir un critère d'identification des surfaces potentiellement contributives au ruissellement en utilisant les travaux sur l'infiltrabilité des croutes (Boiffin, 1984, 1986; Boiffin et al., 1988). Ce critère s'est avéré le premier facteur explicatif du volume des rigoles (Auzet et al. 1993, 1995; Ludwig et al., 1995, 1996; projet AGIR du programme AGROTECH de l'INRA). Il permet de dépasser largement le cadre de parcelles expérimentales et d'identifier à l'échelle de petits bassins versants les surfaces potentiellement ruisselantes.

Dans le contexte armoricain, des mesures de ruissellement effectuées le long d'un versant convexo-concave sous culture de pois légumier montrent que la dégradation structurale du sol en surface conditionne l'apparition du ruissellement (Gascuel-Odoux et al., 1996) et qu'il y a des variations marquées le long d'un même versant.

Dans le contexte très différent des terres cultivées sur le plateau basaltique du Sud du Brésil, des mesures effectuées au simulateur de pluie et sous pluies naturelles montrent également l'influence des systèmes de cultures sur l'évolution de l'infiltrabilité du sol et son aptitude à générer un ruissellement (Dos Reis Castro, 1996).

Les levés de rigoles effectués dans le Nord du Bassin Parisien sur la vingtaine de bassins versants d'ordre zéro suivis pendant trois ans soulignent le caractère non aléatoire de la localisation des rigoles, et l'importance des motifs linéaires d'origine topographique et agraires dans le routage du ruissellement et la localisation des rigoles. Ce second facteur est déterminant de la composante longueur du volume des rigoles et donc de l'érosion à l'échelle de ces petites unités.

Un constat assez proche a été fait dans un bassin versant suivi au Sud du Brésil dans le cadre du projet POTIRIBU (ORSTOM-CNPq).

Cette influence des interactions entre organisation spatiale géomorphologique et agraire dépasse à l'évidence ces deux contextes régionaux particuliers.

Les perspectives ouvertes par ces travaux concernent :

- la prise en compte de l'influence des pratiques agricoles dans les modèles d'érosion,
- la redistribution des matériaux à l'intérieur des bassins versants, en amont du réseau hydrographique pérenne,
- les transferts des versants aux cours d'eau,
- les processus de ravinement en milieu agraire.

Références :

- Auzet A.V., Boiffin J., Papy F., Ludwig B., Maucorps J. (1993). Rill erosion as a function of the characteristics of cultivated catchments in the North of France. *Catena*. **20** (1/2): 41-62.
- Auzet, A.V., Boiffin, J. and Ludwig, B. (1995). Concentrated flow erosion in cultivated catchments: influence of soil surface state. *Earth Surface Processes and Landforms* **20**, 759-767.
- Boiffin, J. (1984). La dégradation structurale des couches superficielles sous l'action des pluies. Thèse docteur Ingénieur, Paris INA-PG, 320p.
- Boiffin J., Papy F. et Eimberck M. (1988). « Influence des systèmes de culture sur les risques d'érosion par ruissellement concentré. I - Analyse des conditions de déclenchement de l'érosion », *Agronomie* 8(8), 663-673.
- Boiffin, J., Monnier, G. (1986): Infiltration rate as influenced by soil surface crusting caused by rainfall. In F. Callebaut, D.Gabriels & M. De Boodt (Eds.), *Assessment of Soil Surface sealing and Crusting, Proceedings of the Symposium held in Gent, Belgium 1985*. 210-217.
- Dos Reis Castro N.M.R. (1996). Ruissellement et érosion sur des bassins versants de grande culture du plateau basaltique du sud du Brésil (Rio Grande do Sul). Thèse doctorat de l'Université Louis Pasteur, Strasbourg, 224p.
- Gascuel, C., Cros-Cayot, S., Durand, P. (1996). Spatial variations of sheet flow and sediment transport on an agricultural field. *Earth Surface Processes and Landforms*.

- Ludwig, B., Boiffin, J., Chadoeuf, J. and Auzet, A. V. (1995). Hydrological structure and erosion damage caused by concentrated flow in cultivated catchments. *Catena* **25**, 227-252.
- Ludwig, B., Auzet, A. V., Boiffin, J., Papy, F., King, D. et Chadoeuf, J. (1996). Etats de surface, structure hydrographique et érosion en rigole de bassins versants cultivés du Nord de la France. *Etude et Gestion des Sols*, **3**, 53-70.

Pluie de 1/10 au 28/2
 dont intensité > 20 mm/h

354 (64) 409 (60) 462 (82) 244 (18) 217 (32) 209 (16)
 [Ouest : Pays de Caux] [Est : Nivernais]

mm
 mm

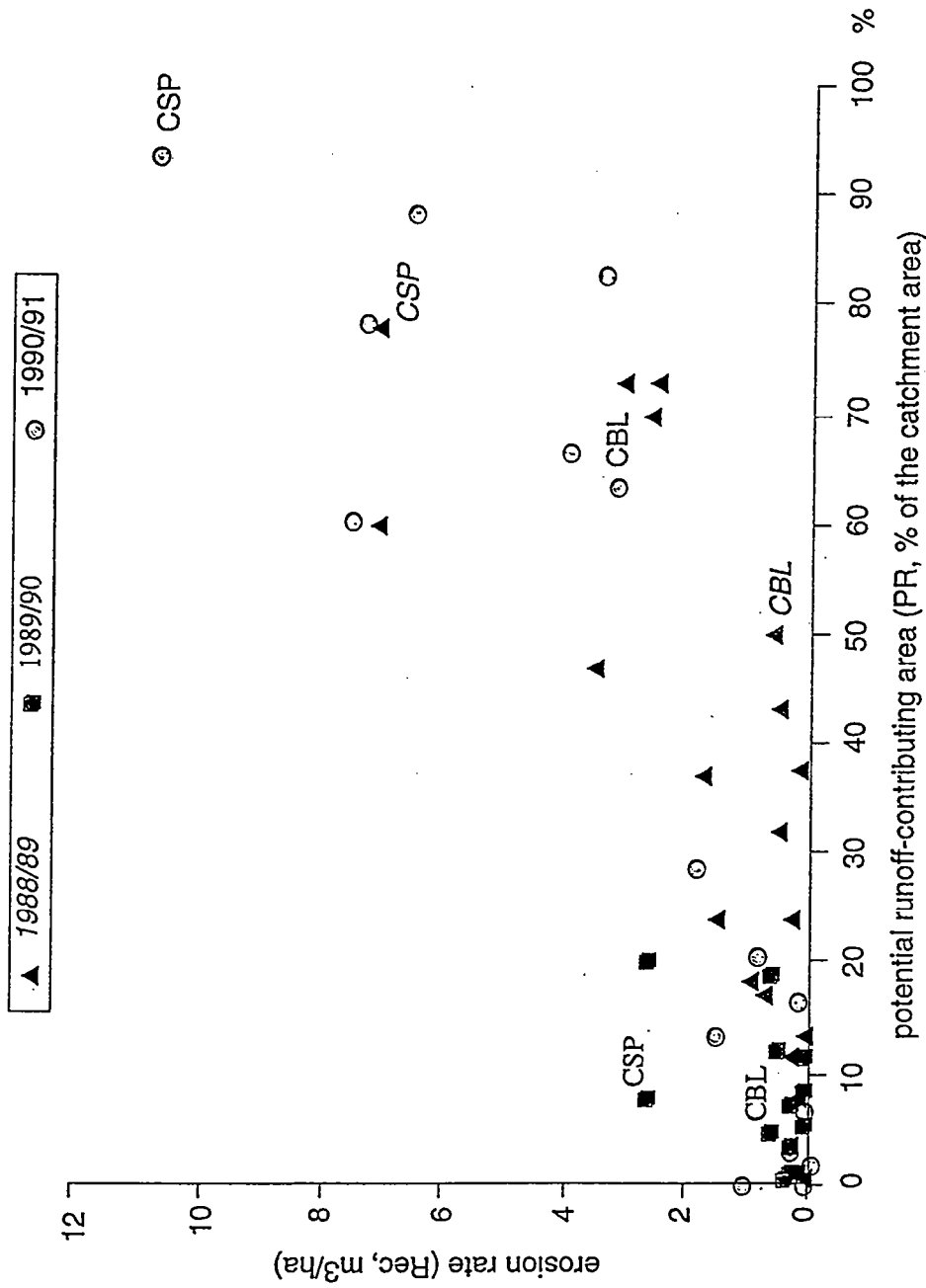
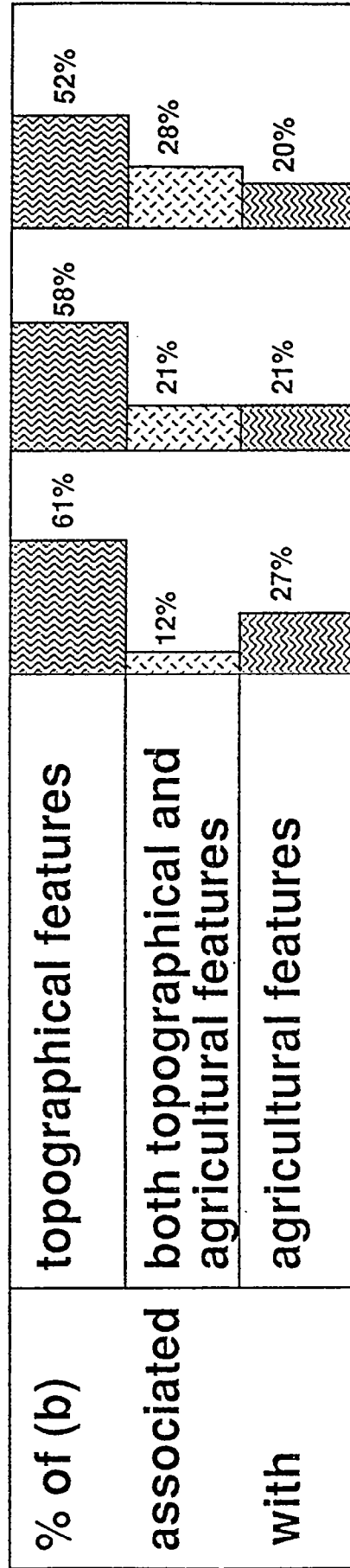


fig.3

		winter seasons		
		1988/89	1989/90	1990/91
rill	total (a)	1198m ³	353m ³	2185m ³
volumes	rills located on predetermined linear features (b)	1138m ³	337m ³	1746m ³



AVZET et al., 1996

SYSTÈME FLUVIATILE : VARIATION DU NIVEAU DE BASE ET MODÉLISATION ANALOGIQUE.

S. A. SCHUMM & D. ANTHONY

Department of Earth Sciences, Colorado State University, Fort Collins,

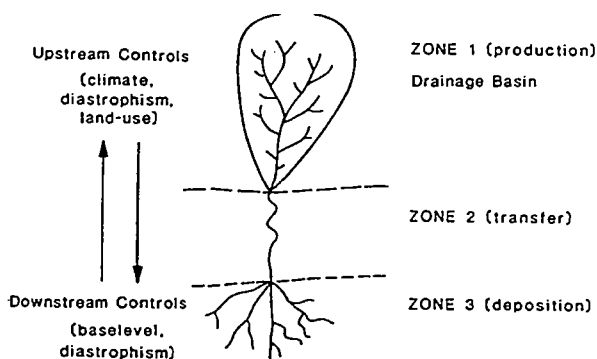
Colorado 80523, USA

(Notes prises par Stéphane Bonnet, Géosciences Rennes)

A l'échelle des temps géologiques, le fonctionnement des systèmes géomorphologiques dépend principalement de trois paramètres : l'eustatisme, la tectonique et le climat. L'influence respective de ces trois facteurs de contrôle et leur reconnaissance dans ces systèmes font l'objet d'un débat très important au sein de la communauté des géomorphologues. Cet exposé a permis d'illustrer comment les techniques de modélisation analogique ont permis de décrire la dynamique des bassins versants et des systèmes fluviaux en réponse à une variation du niveau de base.

En première approximation, un système fluvial idéal peut être subdivisé en trois parties (fig.1a) :

- En amont se trouve le bassin versant (zone 1). C'est la zone qui fournit la majeure partie de l'eau et de la matière disponible pour le système; c'est la principale zone de production de sédiments par érosion, bien que le stockage de sédiments puisse y être important.
- La zone 2 est principalement une zone de transfert d'eau et de matière entre la zone 1 et la zone 3.
- La zone 3 est principalement le lieu de la sédimentation (plaines alluviales et deltas).



(a)

Drainage system variables

- 1 Time
- 2 Initial relief
- 3 Geology (lithology, structure)
- 4 Climate
- 5 Vegetation (type and density)
- 6 Relief or volume of system above baselevel
- 7 Hydrology (runoff and sediment yield per unit area within zone 1)
- 8 Drainage network morphology
- 9 Hillslope morphology
- 10 Hydrology (discharge of water and sediment to zones 2 and 3)
- 11 Channel and valley morphology and sediment characteristics (zone 2)
- 12 Depositional system morphology and sediment characteristics (zone 3)

(b)

Fig 1. (a) Représentation schématique d'un système fluvial idéal. (b) Principales variables d'un système fluvial.

Bien que les sédiments soient déposés, érodés et transportés dans chacune de ces trois zones, un de ces processus est majoritaire dans chacun de ces trois domaines. Les paramètres qui

controlent le fonctionnement de ces systèmes peuvent alors être hiérarchisées (fig. 1b). Selon le problème envisagé, il est toutefois possible de ne considérer qu'une échelle de temps donnée. Ceci permet de réduire considérablement le nombre de variables du système selon que l'étude porte sur une période de temps de l'ordre du million d'années (cyclic time), de la centaine d'années (graded time) ou inférieure à l'année (steady time) (fig. 2).

<i>Drainage basin variables</i>	<i>Status of variables during designated timespans</i>		
	<i>Cyclic</i>	<i>Graded</i>	<i>Steady</i>
1 Time	Independent	Not relevant	Not relevant
2 Initial relief	Independent	Not relevant	Not relevant
3 Geology (lithology, structure)	Independent	Independent	Independent
4 Climate	Independent	Independent	Independent
5 Vegetation (type and density)	Dependent	Independent	Independent
6 Relief or volume of system above baselevel	Dependent	Independent	Independent
7 Hydrology (runoff and sediment yield per unit area within system)	Dependent	Independent	Independent
8 Drainage network morphology	Dependent	Dependent	Independent
9 Hillslope morphology	Dependent	Dependent	Independent
10 Hydrology (discharge of water and sediment from system)	Dependent	Dependent	Dependent

Source: Schumm and Lichty, 1965, table 1, p. 112.

Fig. 2 : Classification des variables d'un système fluvial selon les différentes échelles de temps considérées.

A court terme, la dynamique des systèmes géomorphologiques peut être étudiée à travers les phénomènes actuels. Ceci n'est pas le cas pour des échelles de temps beaucoup plus longues; parmi les solutions envisageables, l'École des Mines du Colorado a développé les techniques de modélisations analogiques pour étudier le développement et la dynamique des bassins versants et des systèmes fluviaux. Les modélisations sont effectuées dans des bacs d'un quinzaine de mètres de long dont le substrat est composé d'un mélange de sable et de kaolin. Les précipitations sont effectuées grâce à des pulvérisateurs qui diffusent l'eau de façon homogène sur tout le modèle. Ces dispositifs permettent d'étudier le développement des systèmes de drainage en fonction de conditions initiales variables (influence de la pente globale, rôle des irrégularités initiales, ...) mais également leur adaptation à des conditions aux limites qui varient au cours du temps (changement de la pente globale, chute du niveau de base, modification de l'intensité des précipitations, ...).

Les modélisations analogiques, au problème de similitudes près, ont permis d'avoir accès à la dynamique des systèmes morphologiques sur des échelles de temps qui ne sont pas accessibles par la simple observation des systèmes actuels. A titre d'exemple, la modélisation de l'installation d'un réseau de drainage a permis de montrer qu'il existe plusieurs phases de développement de ces systèmes : dans un premier temps, on observe une croissance du réseau de drainage (fig. 3 A-D) marquée par une augmentation rapide de la densité de drainage (fig. 4) jusqu'à une stabilisation qui correspond à une extension maximale du réseau. Cependant, à

ce stade, l'observation de la géométrie du réseau permet de montrer qu'il existe une réorganisation du système qui se manifeste par la disparition des drains de premier ordre au centre du modèle et par la formation de nouveaux drains à la périphérie du modèle (fig. 3 E-F). La dernière phase est caractérisée par une diminution de la densité de drainage (fig. 4) correspondant à la disparition de drains dans les régions de faible relief (fig. 3 G-H). Ces simulations montrent également l'importance des phénomènes de capture dans le développement des réseaux (fig. 3 C-D, G-H).

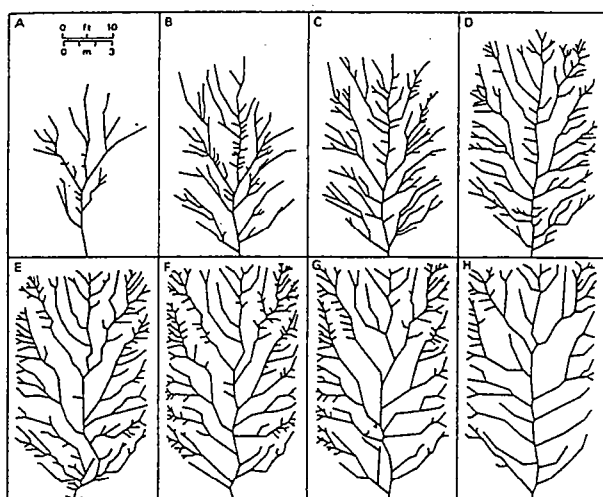


Fig. 3 Modélisation analogique de développement d'un réseau de drainage (cf. texte).

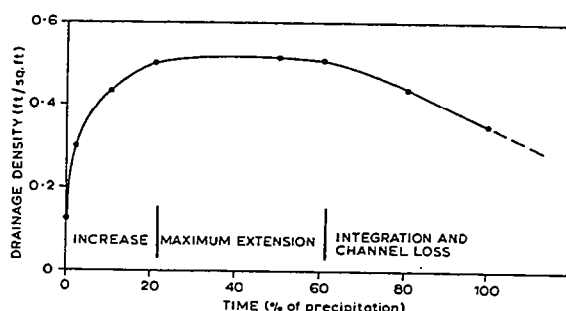


Fig. 4 Variation de la densité de drainage lors du développement du réseau de la figure 3.

De tels modèles ont également permis d'étudier la réponse d'un bassin versant à une chute du niveau de base (chute du niveau de la mer et/ou surrection d'une région). Plusieurs modes de réponse des réseaux de drainage ont ainsi été caractérisés : quand la chute du niveau de base est rapide, on observe une nouvelle phase de croissance du réseau marquée par une augmentation de la densité de drainage et par l'augmentation de la charge sédimentaire à l'exutoire du bassin versant. Cette phase de croissance s'accompagne également de la propagation de ruptures de pente dans tous les drains du système et la formation de terrasses alluviales. Il a ainsi été possible de montrer qu'une seule chute du niveau de base peut être responsable de la formation de plusieurs terrasses alluviales. Ce mode de réponse n'est cependant pas universel. En effet, quand la chute du niveau de base est lente, les réseaux de drainage peuvent s'adapter aux variations de pente en modifiant la sinuosité de leur système alluvial (fig. 5). Cependant, ce mode de réponse dépend de la capacité qu'a le système à divaguer c'est à dire à son degré de confinement dans la vallée. Ces exemples montrent ainsi qu'il n'existe pas de réponse univoque à une variation de niveau de base mais que le mode d'adaptation du réseau de drainage dépend principalement de la direction, de la magnitude et de la durée de cette variation.

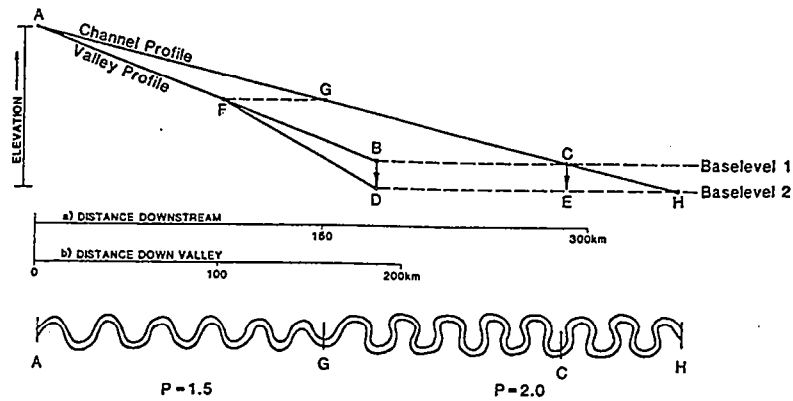


Fig. 5 Modification de la sinusoïté d'un système alluvial en réponse à une chute du niveau de base.

Enfin, les modélisations analogiques ont permis de caractériser d'un point de vue qualitatif le comportement des systèmes morphologiques vis à vis des variations eustatiques, tectoniques et climatiques. Les réponses observées sont ainsi représentées sous la forme de courbes d'évolution du flux sédimentaire c'est à dire de production de matière au cours du temps (figure 6).

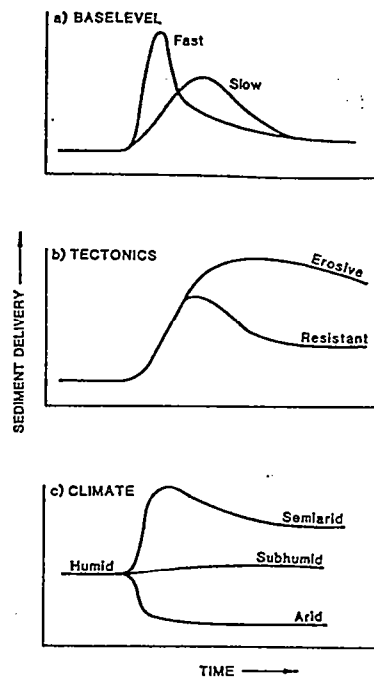


Fig. 6 Effets d'une chute du niveau de base (considérée ici comme purement eustatique), d'une surrection et d'un changement climatique sur le flux de sédiments à l'exutoire d'un bassin versant.

BIBLIOGRAPHIE :

- Chorley, R.J., Schumm, S.A., Sugden, D.E., 1985. *Geomorphology*. Methuen&Co, New York
- Schumm, S.A., Mosley, M.P., Weaver, W.E., 1987. *Experimental fluvial geomorphology*. John Wiley and Sons, New York.
- Schumm, S.A., 1993. River response to base level change : implications for sequence stratigraphy. *J. Geol.*, 101, 279-294.

Dynamique et géométrie des réseaux hydrographiques

A. Crave et Ph. Davy
Géosciences Rennes

Depuis les années 60 de nombreux critères sont proposés pour distinguer les réseaux hydrographiques dans des contextes tectoniques et climatiques différents. L'objectif est de définir, à travers la géométrie des réseaux hydrographiques, les processus qui contrôlent leur évolution. Nous présentons ici deux exemples de critères : l'analyse de la distribution des longueurs cumulées des réseaux, et la topologie des arborescences hydrographiques. A travers ces deux exemples, nous montrons les limites de l'analyse quantitative de la géométrie des réseaux. L'aspect dynamique sera abordé à travers l'étude des critères géomorphologiques de formation des réseaux hydrographiques. On détaillera plus particulièrement l'influence du caractère stochastique des événements significatifs en terme d'érosion sur le développement des réseaux.

Quantification de la géométrie des réseaux hydrographiques

Exemple 1 : la distribution cumulée des longueurs de cours d'eau (ou de l'aire drainée)

L'évolution de la longueur cumulée de réseau traduit les processus d'intégration des flux au sein d'un bassin versant. La distribution cumulée suit une loi de puissance (Figure 1) dont l'exposant varie, pour l'ensemble des réseaux étudiés, entre $1/3$ et $1/2$. Pour expliquer les valeurs de cet exposant, on peut se référer aux travaux Takayasu (1988), sur les lois d'agrégation des structures dendritiques. Ces travaux montrent que l'exposant de la lois de puissance dépend du poids de la contrainte imposée dans la direction des écoulements. Si l'on impose une direction d'écoulement privilégiée (pente forte), l'exposant tend vers $1/3$. Des directions écoulements peu contraintes conduisent à un exposant proche de $1/2$. Concrètement, si l'on veut appliquer ces résultats à l'interprétation des structures hydrographiques, une très grande précision sur les données est nécessaire pour obtenir des exposants significatifs, et permettre, par exemple, une corrélation avec la pente moyenne d'un bassin versant.

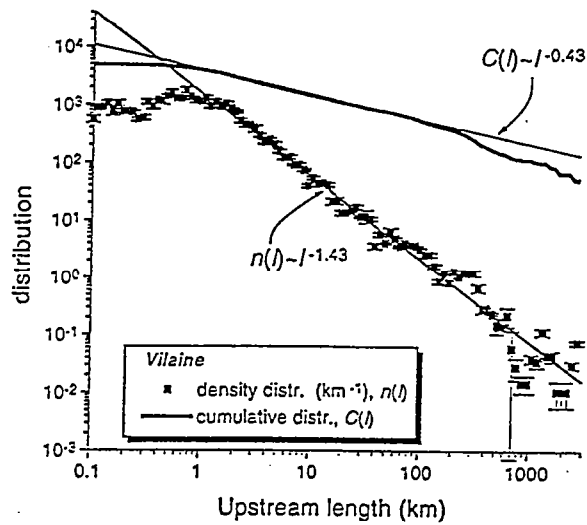


Figure 1 : Densité de distribution et distribution cumulée de la longueur totale de réseau hydrographique à l'Aval d'un point (Upstream length). 1 point de la distribution cumulée = nombre de points du réseau dont la longueur totale aval est inférieure à l'abscisse correspondante. Cas de la Vilaine dont l'aire drainée à l'exutoire est de 10 000 km²

Exemple 2 : Topologie des arborescences hydrographiques

Les réseaux hydrographiques, sont ici considérés comme des ensembles de liens qui n'ont pas tous le même poids en termes de longueur, d'aire drainée, ou de population. L'objectif est de déterminer : qu'elles sont les relations entre ces tronçons de rivière, et comment s'organisent-ils dans le système arborescent des réseaux? Les lois de Horton, très utilisées pour décrire l'organisation des réseaux hydrographiques, constituent des relations simples et indépendantes de l'échelle d'étude. Cependant, elles ne présentent pas de variation notable pour des réseaux d'organisation sensiblement différentes (Figures 2). De ce fait, leur calcul exige des populations statistiques conséquentes (réseaux hydrographiques > ordre 8) pour obtenir des valeurs précises et utilisables comme indicatrices d'une organisation déterministe.

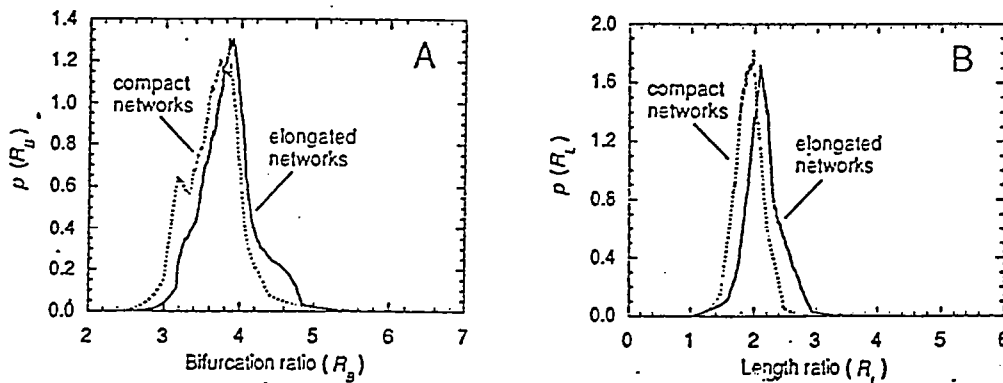


Figure 2 : Distribution des coefficient de Horton sur une population de 9800 réseaux théoriques (Kirchner, 1993). R_b coefficient de bifurcation, R_L coefficient des longueurs

Si de nombreux critères géométriques sont utilisés pour caractériser les réseaux, peu d'entre eux permettent de mettre en valeur un aspect déterministe. De plus l'approche géométrique ou topologique nécessite des ensembles statistiques très importants pour obtenir des résultats significatifs, et l'interprétation physique des relations reste pour l'instant à l'état embryonnaire. Le caractère arborescent des réseaux hydrographiques (qui conditionne la plupart des relations géométriques établies) est en soi une propriété dont la nature physique est également inexpliquée. Des modèles théoriques de constructions arborescentes, basés sur de simples règles de parcours aléatoires ou de principes thermodynamiques, conduisent à des structures en accord avec les géométries des réseaux naturels. Malheureusement, l'absence de critère de validation, ne permet pas une sélection parmi les modèles proposés.

Dynamique des réseaux hydrographiques

La transition versant/ réseau

Un des problème récurrent dans la modélisation de la dynamique des réseaux hydrographiques est la définition géographique des sources. La transition versant/réseau est en effet un des points clef dans la compréhension de l'évolution des réseaux et des reliefs. Elle détermine un changement brutal dans les processus d'érosion et de transport, et constitue à ce titre, un des principaux phénomènes d'érosion non linéaire à l'origine d'instabilités géomorphologiques (amplification de petites perturbations topographiques en thalwegs et en vallées). L'analyse des équations d'évolution et des lois d'érosion proposées dans la littérature conduit au critère théorique d'instabilité suivant :

$$\text{Smith et Bretherton 1972 : } \frac{\partial q_s}{\partial q} > \frac{q_s}{q}$$

avec q_s le flux de matière, q le flux d'eau. Si l'on admet l'équivalence entre les flux d'eau et l'aire drainée, la relation ci-dessus conduit à une expression en fonction de critères topographiques :

$$q \longleftrightarrow A \quad \rightarrow \quad \frac{\partial S}{\partial A} > \frac{S}{A}$$

avec S la pente et A l'aire drainée. L'hypothèse d'équivalence entre les flux d'eau et l'aire drainée est cependant très restrictive, car elle ne permet pas de prendre en compte la variabilité des débit d'eau autour d'une valeur moyenne.

Influence de la variabilité des flux d'eau sur l'évolution des réseaux hydrographiques et des reliefs

Pour une aire drainée donnée, le débits d'eau ne correspond pas à une valeur unique mais à une distribution de valeurs d'autant plus large que l'aire drainée est petite (Figure 3). Un bassin versant peut présenter en son exutoire des débits supérieurs de deux ordres de grandeur par rapport à son débit moyen. Une loi d'érosion de type : $q_s = \alpha q^m S^n$, avec $m > 1$, attribuerait aux débits supérieurs au débit moyen, 70 à 90% du volume érodé sur un bassin versant. Il est donc essentiel d'inclure l'ensemble des distributions de débits dans la modélisation des processus d'érosion et de sédimentation.

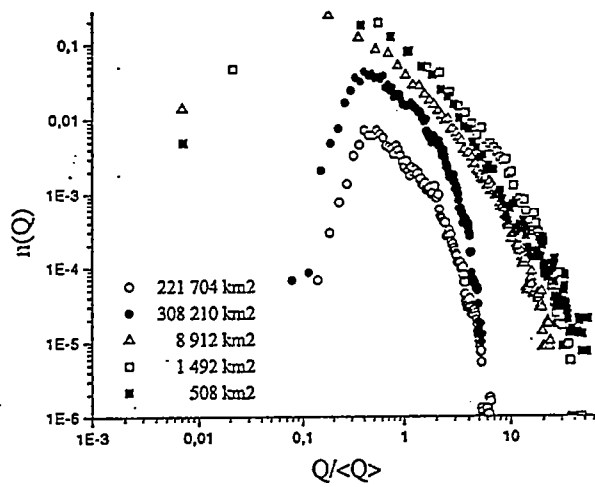


Figure 3 : Distribution des débits de sous bassins versant du Mississippi

Afin d'illustrer l'effet de la variabilité des débits dans le temps et l'espace sur l'évolution des reliefs et des réseaux hydrographiques, nous avons développé un modèle numérique d'érosion et de sédimentation basé sur la technique des marcheurs. Des procédures de lancés et de déplacements de marcheurs, qui possèdent la faculté d'éroder et de transporter de la matière sur un profil topographique initial, permettent de reproduire simplement les principaux processus d'érosion et de sédimentation. Le débit d'eau en chaque point du relief numérique est calculé en fonction du nombre de passage de marcheurs. Une fonction permet d'introduire une corrélation plus ou moins forte entre les passages des marcheurs, et par là même, de reproduire pour une aire drainée des distributions statistiques de débits. Les figures 4 et 5 illustrent deux cas de figures d'érosion d'un plateau correspondant à des distribution des débits très étalée et resserrée. Suivant le type de distribution de débits appliquées aux système, on observe des différences notables : de la densité des réseaux hydrographiques et du mode croissance des réseaux hydrographiques. L'approche précédente met en évidence la nécessité de prendre en compte, dans les modèles géomorphologiques, au même titre que leur moyenne, la variabilité des débits. Le poids relatifs de ces deux paramètres statistiques dans l'évolution des reliefs et des réseaux, variant en fonction de l'échelle temporelle et spatiale.

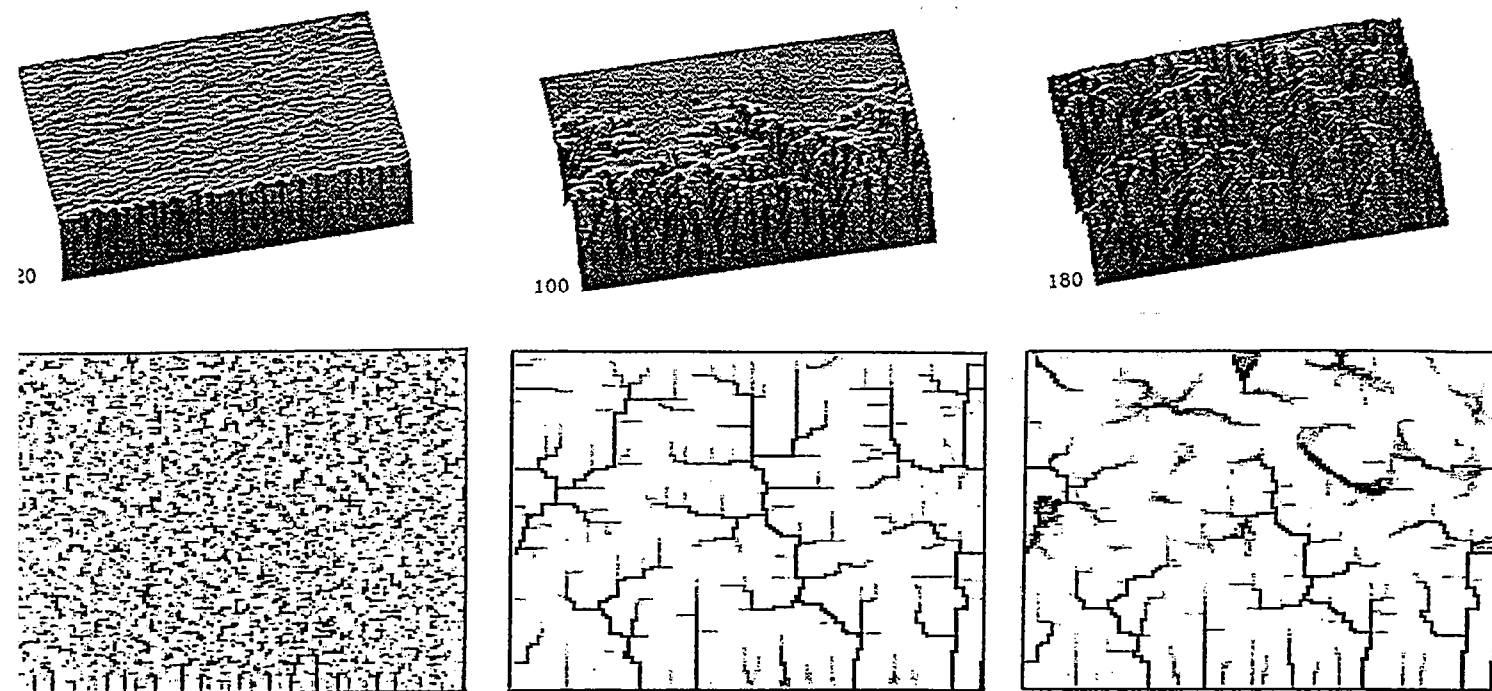


Figure 4 : Erosion d'un plateau : forte variabilité des débits autour de la valeur moyenne (Qmoy ~Aire drainée)

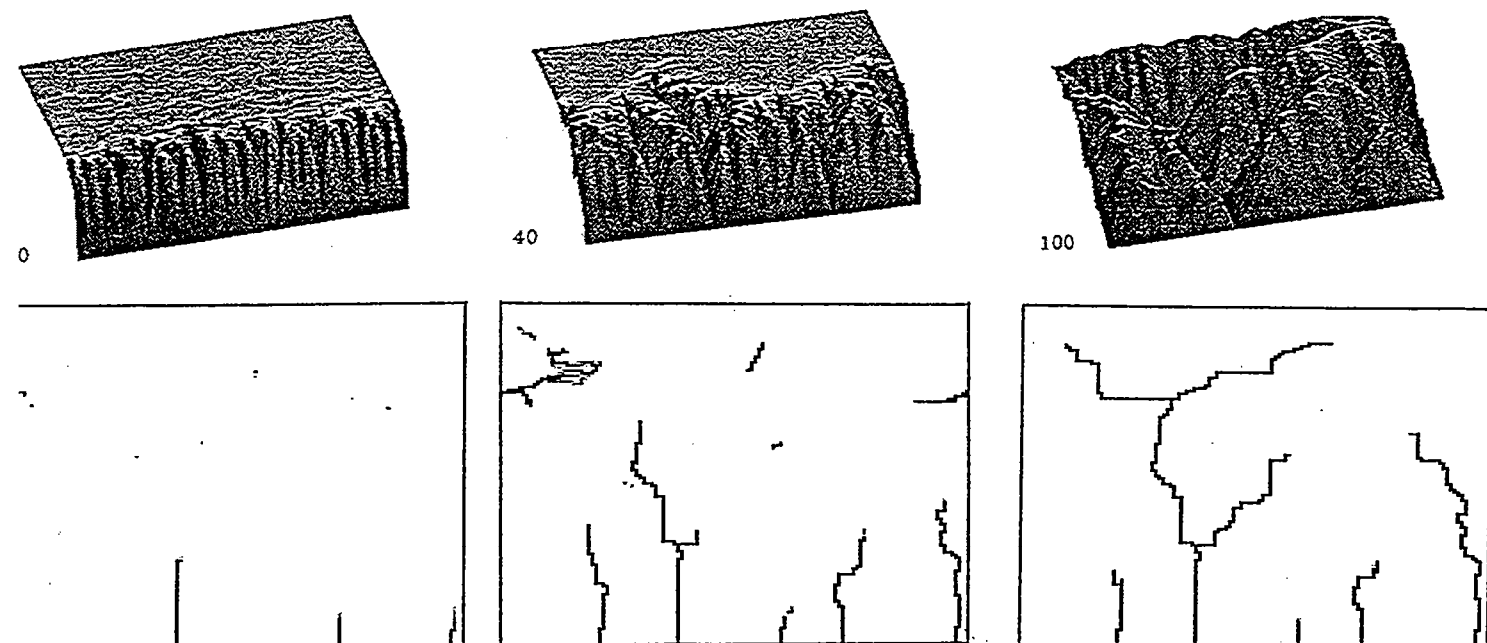


Figure 5: Erosion d'un plateau : faible variabilité des débits autour de la valeur moyenne (Qmoy ~Aire drainée)

Analyse fractale des réseaux

A. Beauvais

Centre ORSTOM d'Ille de France, Bondy

(Notes prises par François Métivier, I.P.G. Paris)

L'Objectif de cette étude est premièrement de savoir, à partir de l'analyse de 44 rivières de l'état de Washington aux U. S. A., si le tracé des cours d'eau présente des propriétés d'invariance d'échelle dépendantes du type de vallée dans laquelle la rivière coule; deuxièmement de voir à plus grande échelle si les réseaux hydrographiques présentent de telles propriétés.

Pour ce faire on cherche à caractériser l'éventuelle dimension fractale (D) du système étudié suivant la loi en puissance

$$L = b\varepsilon^{1-D} \quad (1)$$

ou L représente la longueur du système étudié, b une constante de proportionnalité et ε l'unité de mesure. La représentation du résultat se fait sous forme logarithmique :

$$\log L = \log b + (1-D)\log \varepsilon. \quad (2)$$

Afin de déterminer avec précision d'éventuelles variations de D on calcule les résidus standard pour une régression linéaire des résultats de (2). Les ruptures de pentes permettent de définir l'échelle critique ε_c de changement de processus ainsi que les gammes d'échelles définies entre ε_{\min} et ε_{\max} pour lesquelles une valeur de D est valable (figure 1).

Les vallées incisées directement dans la roche mère ont des cours d'eaux qui sont caractérisés par une seule valeur de D . En revanche, les cours d'eau coulant dans des vallées glaciaires peuvent être définies par deux valeurs de D , la plus grande aux plus petites échelles, tandis que les rivières coulant dans des vallées alluviales sont aussi définies par deux dimensions, mais la plus grande caractérise systématiquement les plus grandes échelles. La figure 2 montre un exemple pour une rivière de vallée glaciaire. Dans tous les cas il existe une assez bonne corrélation entre l'échelle critique ε_c et l'amplitude maximale des méandres d'une rivière, tandis que la longueur d'onde des plus grands méandre constitue la limite supérieure de la résolution de la méthode.

A l'échelle du réseau on analyse le problème à l'aide de la technique du comptage de boîtes, une extension de la notion de mesure d'une courbe à l'aide d'une échelle quadrillée d'unité ε à la mesure de formes dans un plan (figure 3). Cette méthode consiste à calculer la probabilité p qu'une boîte contienne un chenal à une certaine échelle ε , p étant définie par le rapport du nombre de boîtes intersectant le réseau à l'échelle de mesure ε et du nombre de boîtes nécessaires à la couverture du bassin versant en entier. De la même façon que pour (2) si p est une fonction loi en puissance de ε on a :

$$\log p = \log b + (2-D)\log \varepsilon \quad (3)$$

Pour la même raison que lors de l'analyse des tracés de rivières on examine aussi les résidus standard obtenus à partir d'une régression linéaire sur les résultats de (3). La figure 4 montre

les résultats obtenus pour le réseau de la Finney Creek river dans l'Etat de Washington. Notre analyse démontre que le réseau hydrographique ne peut pas, de façon générale, se caractériser par une ou deux dimensions fractales simples, mais plutôt par une évolution continue, convexe, de la loi de probabilité p sur un domaine limité par la résolution de la méthode dépendant des limites naturelles du système étudié, et un seuil d'échelle critique ε_c proportionnel à la longueur moyenne des bassins versants d'ordre 1.

L'ensemble des résultats suggère que les propriétés fractales des systèmes étudiés dépendent des processus qui contrôlent (i) la relation génétique d'un cours d'eau avec sa vallée, et (ii) la dissection des paysages par les réseaux hydrographiques.

Liste bibliographique (toutes ces références sont bonnes)

- Andrle, R., Estimating fractal dimensions with the divider method in geomorphology, *Geomorphology*, 5, 131-141, 1992.
- Beauvais, A. and D. R. Montgomery, Influence of valley type on the scaling properties of river planforms, *Water Resour. Res.*, 32 (5), 1441-1448, 1996.
- Church, M., and D. M. Mark, On size and scale in geomorphology, *Prog. Phys. Geogr.*, 4, 342-390, 1980.
- Feder, J., *Fractals*, Plenum Press, 283 p., 1988.
- Gilbert, L. E., Are topographic data sets fractal?, *Pure Appl. Geophys.*, 131, 241-254, 1989.
- Goodchild, M. F. and D. M. Mark, The fractal nature of geographic phenomena, *An. Assoc. Amer. Geog.*, 77, 265-278, 1987.
- Helmlinger, K. R., P. Kumar and E. Foufoula-Georgiou, On the use of digital elevation model data for Hortonian and fractal analyses of channel networks, *Water Resour. Res.*, 29, 2599-2613, 1993.
- Horton, R. E., Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 56, 275-370, 1945.
- Klinkenberg, B., Fractals and morphometric measures: is there a relationship?, *Geomorphology*, 5, 5-20, 1992.
- Klinkenberg, B., A review of methods used to determine the fractal dimension of linear features, *Math. Geol.*, 26, 23-46, 1994.
- Korvin, G., *Fractal models in the Earth Sciences*, Elsevier, Amsterdam, 396 p., 1992.
- Lam, N. S-N., and L. De Cola, *Fractals in Geography*, PTR Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 308 p., 1993.
- Lam, N. S-N., and D. A. Quattrochi, On the issues of scale resolution and fractal analysis in the mapping sciences, *Prof. Geogr.*, 44, 88-98, 1992.
- Leopold, L. B., M. G. Wolman and J. P. Miller, *Fluvial processes in geomorphology*, W. H. Freeman, San Francisco and London, 522 p, 1964.
- Mark, D. M. and P. B. Aronson, Scale-dependent fractal dimension of topographic surfaces: an empirical investigation, with applications in geomorphology and computer mapping, *Math. Geol.*, 16, 671-683, 1984.
- Montgomery, D. R., and W. E. Dietrich, Source areas, drainage density and channel initiation, *Water Resour. Res.*, 25, 1907-1918, 1989.
- Montgomery, D. R., and W. E. Dietrich, Channel initiation and the problem of landscape scale, *Science*, 255, 826-830, 1992.
- Robert, A. and A. Roy, On the fractal interpretation of the mainstream length drainage area relationship, *Water Resour. Res.*, 26, 839-842, 1990.
- Snow, R. S., Fractal sinuosity of stream channels, *Pure Appl. Geophys.*, 131, 99-109, 1989.
- Woronow, A., Morphometric consistency with the Hausdorff-Besicovich dimension, *Math. Geol.*, 13(3), 201-216, 1981

Réorganisation postglaciaire du réseau hydrographique du bassin de la Somme

Pierre ANTOINE

Géomorphologie et étude du Quaternaire, UFR de Géographie, Lille 1

(Notes prises par Vanessa Teles, Paris VI)

Depuis le dernier maximum glaciaire, le régime hydrologique des rivières a connu d'importantes modifications. Celles-ci sont fonction des fluctuations climatiques et de facteurs anthropiques comme les pratiques culturales et leurs impacts notamment sur la couverture végétale et la fixation des versants.

L'étude menée sur le bassin de la Somme (voir figure 1) a permis d'appréhender, pour la zone, le remplissage alluvionnaire qui correspond au bilan morphosédimentaire du dernier cycle glaciaire -interglaciaire (Weichselien-Holocène). L'étude a lieu à partir d'une série de sondages sur un transect de la vallée. Grâce à des analyses palynologiques, malacologiques, sédimentologiques et des datations au ^{14}C on peut décrire les unités stratigraphiques et proposer une évolution de la vallée alluviale ainsi que ses variations majeures de chenalisation (système de tresses, transition tresse - méandre, méandres) depuis 13 000 ans.

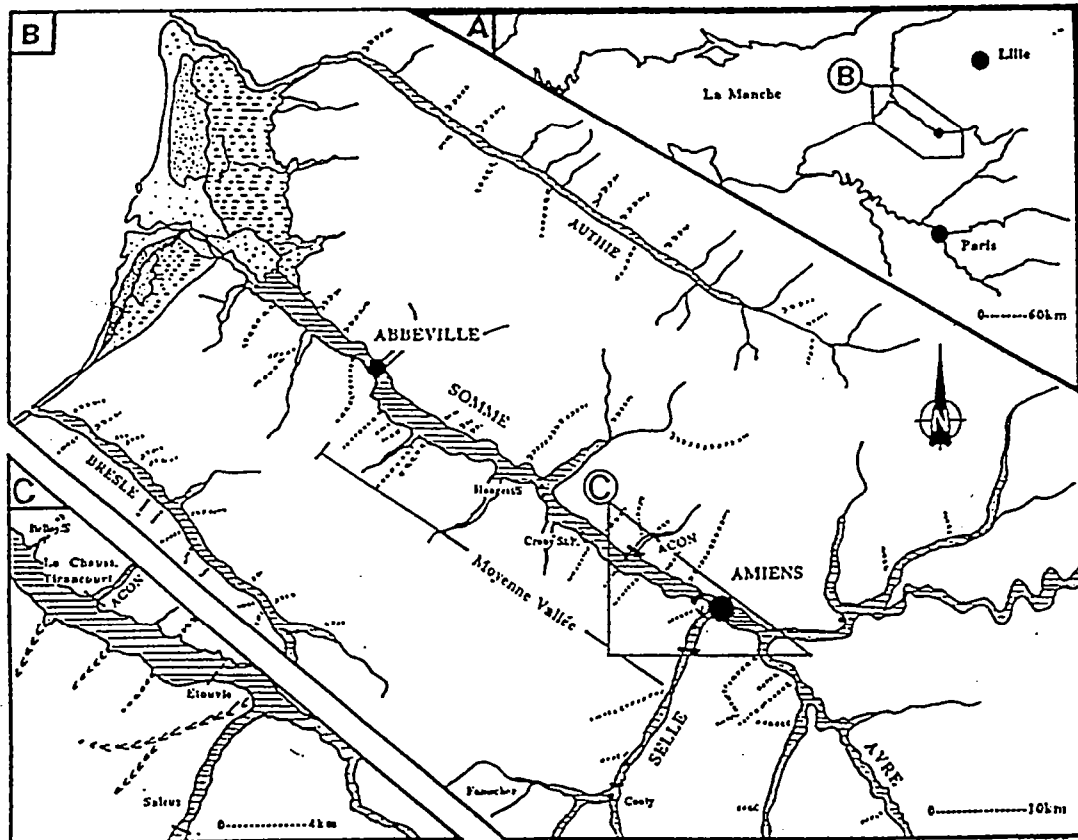


Figure 1 : Situation de la zone étudiée

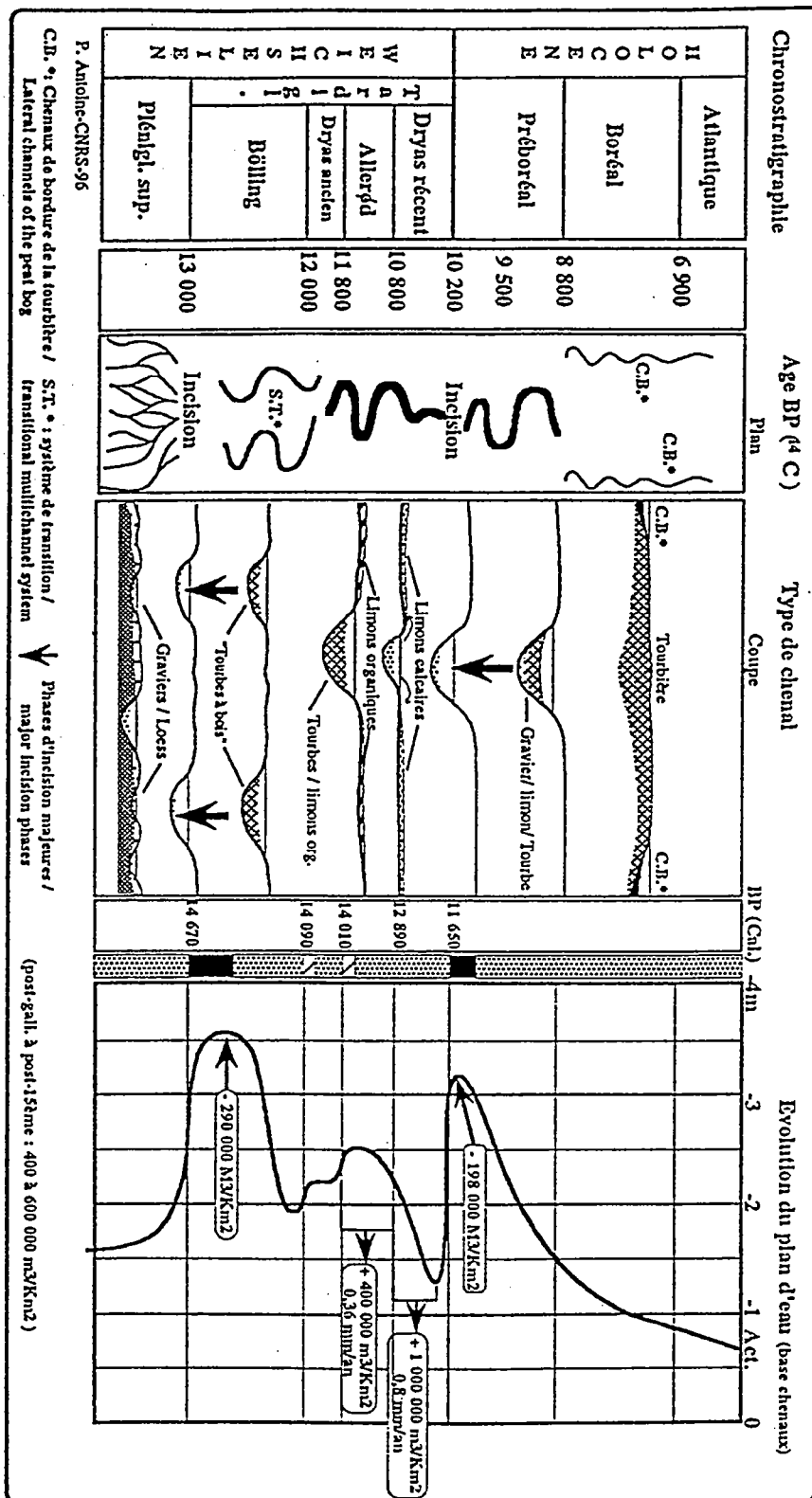


Figure 2: Evolution des vallées du bassin de la Somme entre 13 000 et 7 000 BP

METHODOLOGIE

Afin de déterminer la géométrie des corps sédimentaires et leur disposition dans la plaine alluviale, on effectue plusieurs sondages le long d'un profil en travers de la vallée. Sur les carottes prélevées, plusieurs types d'analyses sont menées:

-des analyses sédimentologiques:

la distribution de la granulométrie informe sur le type d'écoulement,

le taux de matière organique et de carbonates témoignent du type de milieu,

-des analyses palynologiques qui informent sur le type de végétation à proximité;

-des analyses malacologiques sur des mollusques terrestres qui permettent de connaître le type du biotope en fonction du type d'espèces, de leur abondance et de leur diversité;

-des datations au ^{14}C sur la matière organique retrouvée dans les niveaux tourbeux.

L'ensemble de ces analyses permet de reconstituer assez finement le type de milieu, le régime hydrologique et ainsi leur succession au cours du temps et des fluctuations climatiques.

RECONSTRUCTION PALEOGEOGRAPHIQUE (entre 13 000 et 7 000 BP)

Au début du Tardiglaciaire, le système en tresses développé précédemment est incisé et on assiste à la formation de deux ou trois chenaux. Ces chenaux sont remplis de tourbes au début du Bølling. A l'Allerød, le système s'organise en un chenal unique méandrique. La fin du Tardiglaciaire correspond à la péjoration climatique du Dryas récent où il y a colmatage générale de la plaine alluviale jusqu'à la fin de cette période datée à -10 000 ans âge ^{14}C . On assiste ensuite à une grande incision qui, lors du Préboréal, se remplit rapidement jusqu'au comblement avec extension de tourbes sur l'ensemble de la plaine alluviale. Au Boréal, la plaine alluviale est une grande tourbière avec des chenaux de bordures.

La proportion de matière organique et de dépôts carbonatés sont aussi des indicateurs climatiques (voir Figure 3). Au Dryas récent, les carbonates dans les sédiments sont essentiellement particuliers, lors de cette période froide il y a par ailleurs de très faible valeur de carbone organique total. A l'Holocène, les carbonates sont dissous ce qui permet le développement de tufs.

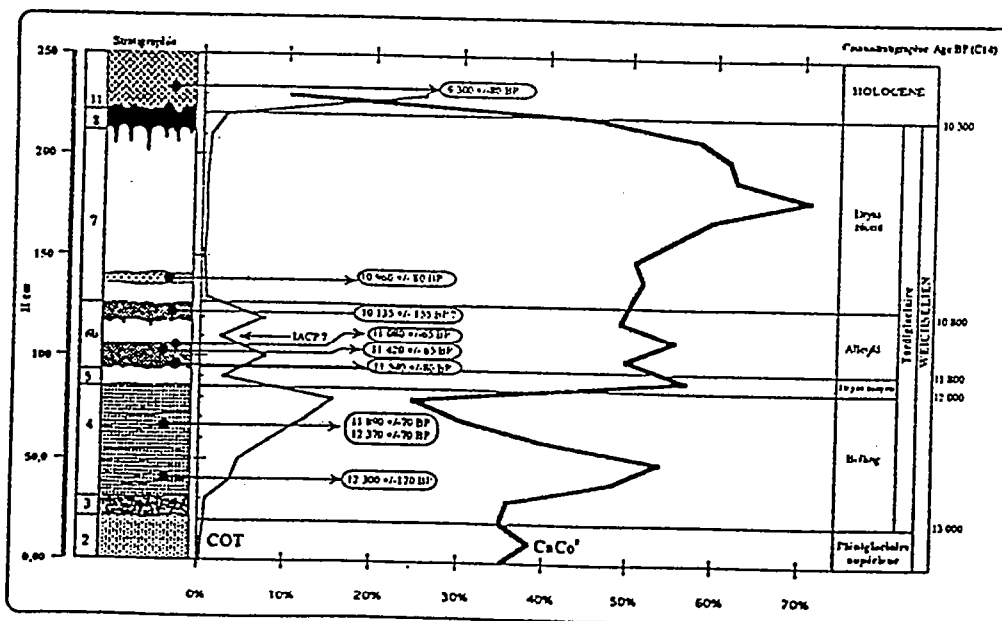


Figure 3: Profils de Carbone organique total et carbonate dans une carotte de sédiments

On peut essayer de relier ces données locales aux données d' ^{18}O mesuré dans une carotte de glace de Groënland (voir figure 4). On retrouve notamment la période froide du Dryas récent.

Ces études permettent par ailleurs d'estimer le taux d'érosion du secteur à 400 000 ou 600 000 m³/km² depuis la fin de la période gallo-romaine dû à l'agriculture qui joue sur la végétation et directement et indirectement sur la stabilité des versants.

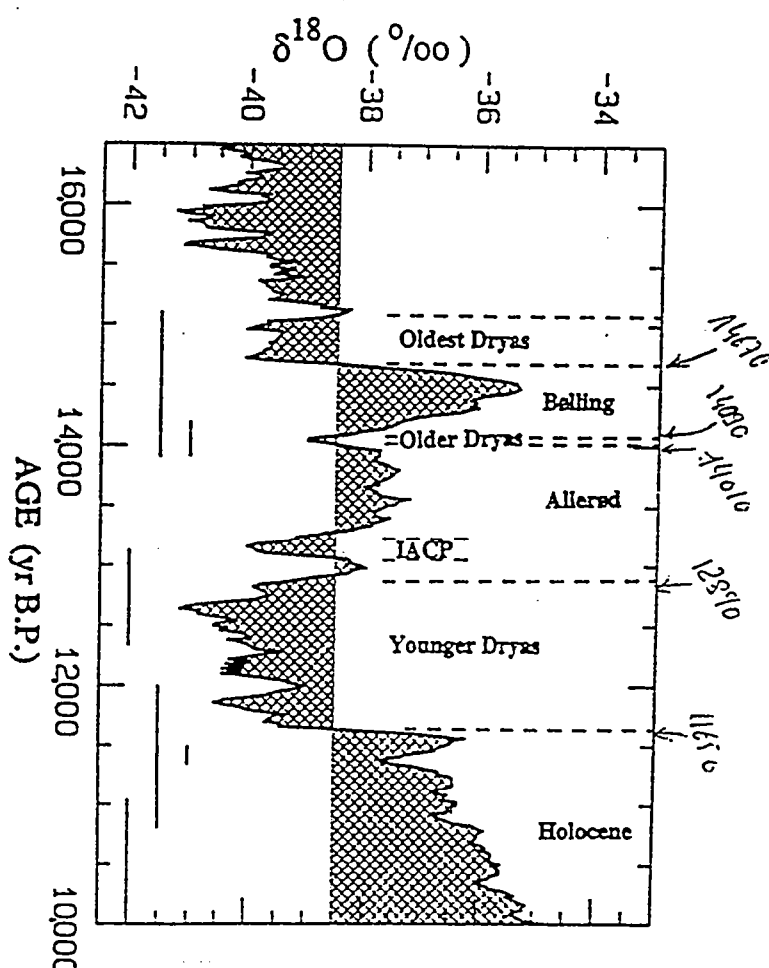


Figure 4: ^{18}O mesuré dans une carotte de glace de GISPII (Stuiver et al -1995-*Quaternary Research*)

GÉOMORPHOLOGIE ET TECTONIQUE

Jean-Philippe Avouac
L.D.G., BP 12 91680 Bruyères-le-Châtel

(Notes prises par Emmanuel Baroux, Laboratoire de géodynamique interne, Orsay)

Introduction

Les déformations intracontinentales ne sont pas stationnaires sur des périodes de temps géologiques (qq Myr). Les données de géologie structurale et sédimentaires ne fournissent qu'une vision partielle (dans le temps et dans l'espace). L'enregistrement le plus complet dont on puisse disposer est géomorphologique.

L'intérêt de l'analyse géomorphologique en sismotectonique a d'abord été démontré en Californie et dans le Basin and Range. (Cf l'étude de Sieh et Jhans [1984] de la faille de San Andréas à Wallace Creek) Au cours de cet exposé nous allons voir que l'analyse géomorphologique peut permettre en particulier la détection de zones de failles, la détermination de la nature des failles (géométrie, sens de glissement), la quantification des déformations cumulées sur des périodes allant jusqu'à quelques 100 ka. De plus, le fait que les reliefs créés par les processus tectoniques sont soumis à érosion permet, dans la forme même des reliefs, d'appréhender le temps (âge d'un escarpement cosismique, vitesse de glissement sur un escarpement cumulé). Nous verrons dans la première partie quelques règles générales et méthode d'analyse dont nous illustrerons les potentialités à travers quelques exemples qui seront présentés dans la seconde partie

I. Approche géomorphologique en "tectonique active".

A Les données et les outils de la quantification

Au cours d'une analyse sismotectonique on fera généralement appel aux données suivantes:

- géologie structurale.
- géochronologie (âge des marqueurs géomorphologiques déformés)
- géomorphologie (géométrie, dynamique des marqueurs géomorphologiques de la déformation)

B. La démarche analytique

-1- Détection: les indices d'une tectonique active.

Les discontinuités morphologiques sont des indices de déformation. Il faut démontrer ensuite qu'elle sont dues à la tectonique active et non à d'autres processus tels que l'érosion différentielle.

-2- Identification : nature de la déformation.

Après détection on cherchera à déterminer la nature de la faille par sa trace dans la géomorphologie:

- Failles décrochantes:
 - Trace rectiligne en carte
 - Marqueurs décalés horizontalement.

- Les failles normales:
 - Elles forment des escarpements souvent abruptes
 - Segments assez rectilignes en échelons
 - Les failles inverses
 - Escarpements moins francs que pour les failles normales
 - Trace souvent sinueuse en carte
 - Les failles inverses aveugles:
- Zone d'encaissement localisés des rivières
 - Plissement de surface alluviale

-3- Quantification des vitesses de déformation.

Pour déterminer les vitesses de déformations à partir d'une analyse géomorphologique on peut adopter deux approches. L'une consiste à rechercher des marqueurs dont on peut supposer qu'ils se sont formés à un instant donné avec une géométrie donnée. En comparant la géométrie d'un tel marqueur avec sa géométrie initiale supposée on détermine les déformations enregistrées depuis sa formation. Par analogie avec la mécanique des milieux continus on pourrait baptiser cette approche de **Lagrangienne**. Une autre approche consiste à rechercher un marqueur "actif" dont on connaît la dynamique. Toujours par analogie avec la mécanique des milieux continus, on pourrait baptiser cette approche d'**Eulérienne**. Cette approche est plus délicate car elle nécessite des modèles d'évolution des marqueurs (érosion d'un escarpement; dynamique fluviale pour une rivière qui incise un pli; érosion des versants et fluviales si l'on veut exploiter la topographie dans son ensemble...)

II. Quelques exemples d'études Morphotectoniques "Lagrangiennes "

A Etude d'un décrochement : la faille de l'Altyn Tagh (Nord Tibet)

- Analyse de déplacements cumulés à partir de bord de terrasse décalés. Détermination de la vitesse de glissement moyenne à long terme.
- Analyse paléosismique à partir des oueds décalés: mise en évidence d'un séisme de magnitude 7 au moins avec des décalages cosismiques de 4 à 6 mètres.
- La combinaison des deux analyses permet de déterminer un intervalle de récurrence.

B Etude d'un système extensif : le rift d'Asal (République de Djibouti)

Il s'agit de l'étude du rift qui se trouve à la point d'un ride océanique en cours de propagation.

- Le premier indicateur géomorphologique est la haute ligne de rivage du lac Asal datée à 7000 ans. La géométrie actuelle de cette ligne de rivage permet de déterminer les mouvements verticaux depuis le haut niveau lacustre.
- L'analyse géologique montre qu'un édifice volcanique existait à l'aplomb du rift actuel et qu'il a été démantelé depuis. L'édifice s'est formé de 300 000 à 80 000 ans. En comparant sa géométrie actuelle avec une géométrie axisymétrique initiale probable on détermine à la fois les mouvements verticaux et horizontaux qui se sont produits depuis que l'édifice n'est plus alimenté.

C Analyse d'un pli sur faille inverse : l'exemple du Nord Tien Shan.

C'est un système de pli sur rampe avec la faille à l'affleurement. Nous avons trois générations de terrasses alluviales :

- des conglomérats centimétriques à décimétriques, avec des loess d'environ un mètre d'épaisseur.
- des cônes emboîtés du début de l'holocène, beaucoup plus préservés.
- des surfaces actives actuelles.

Sur la faille, on mesure les décalages verticaux enregistrés par les différents niveaux de terrasses alluviales. On détermine ainsi une vitesse de mouvement vertical de 1mm/yr. par comparaison avec le déplacement lié au dernier événement (magnitude 8 en 1906) on déduit un intervalle de récurrence moyen entre deux séismes consécutifs.

- Pour déterminer la croissance des plis, nous comparons la géométrie de cônes alluviaux déformés avec une géométrie initiale théorique. On peut ainsi quantifier la vitesse de croissance d'un pli sur faille aveugle.

III Exemples d'approches Eulériennes : les interactions entre processus tectoniques et géomorphologiques

Un premier pas dans ce domaine a été l'étude d'escarpements de failles cumulés dont la géométrie traduit l'importance relative des processus d'érosion et de la vitesse de glissement sur la faille. Pour des petits escarpements (quelques mètres) on peut modéliser l'érosion par une loi de diffusion, associée à un mécanisme d'éboulement gravitaire après chaque rejeu sur la faille. L'étude du système de faille de Hotien (Xinjiang) a permis de montrer que , moyennant un tel modèle on pouvait déterminer la vitesse de glissement vertical sur une faille. Si l'on cherche à extrapoler à plus grande échelle (pour par exemple déterminer la vitesse de formation d'une chaîne de montagne à partir de sa topographie) on se heurte à plusieurs difficultés. la première tient au fait qu'il faut modéliser l'érosion en tenant compte du réseau hydrographique qui devient le facteur dominant. Le seconde tient au fait que érosion et sédimentation induise une rétroaction sur la déformation de la lithosphère (rebond isostatique régional, fluage éventuel de la croûte inférieure).

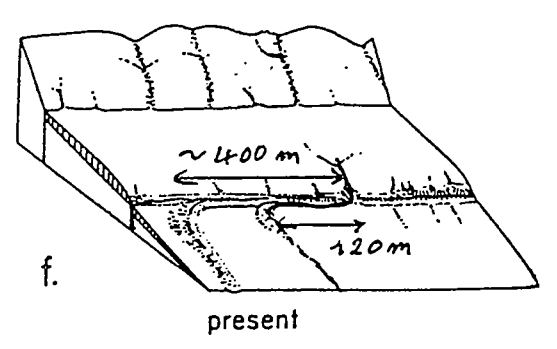
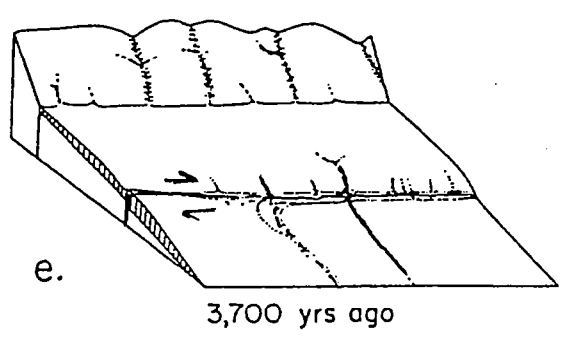
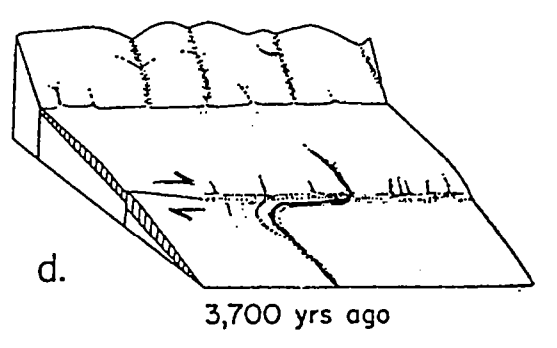
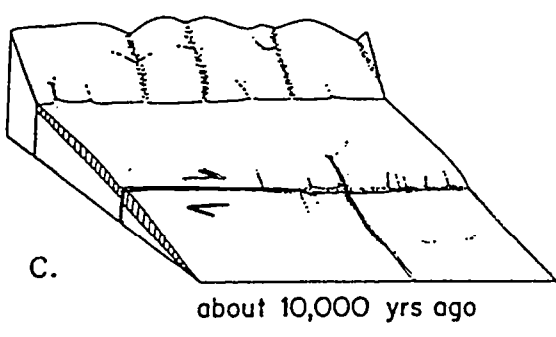
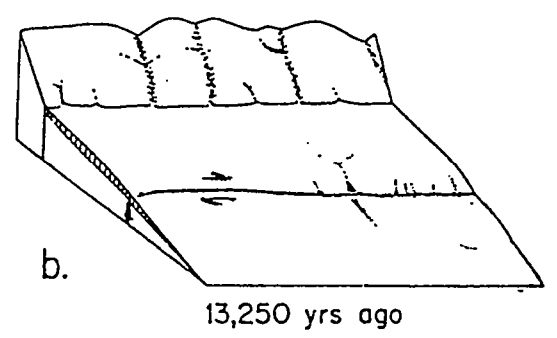
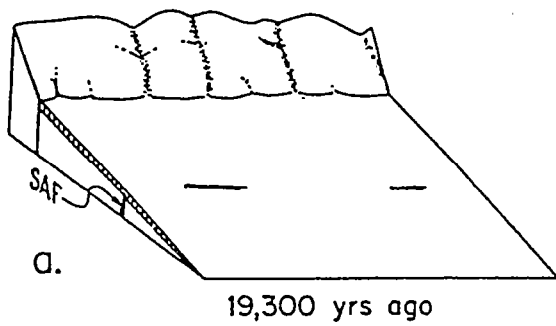
Conclusions

La géomorphologie est un signal riche et quantifiable.

L'approche Lagrangienne est la plus opérante en général. Il faut toutefois disposer de modèle géométrique pour définir les géomètres initiales des marqueurs et de données chronologiques pour montrer leur caractère "isochrone" et calculer les vitesses de déformation.

L'approche Eulérienne est actuellement peu développée car on manque de modèles "dynamiques".

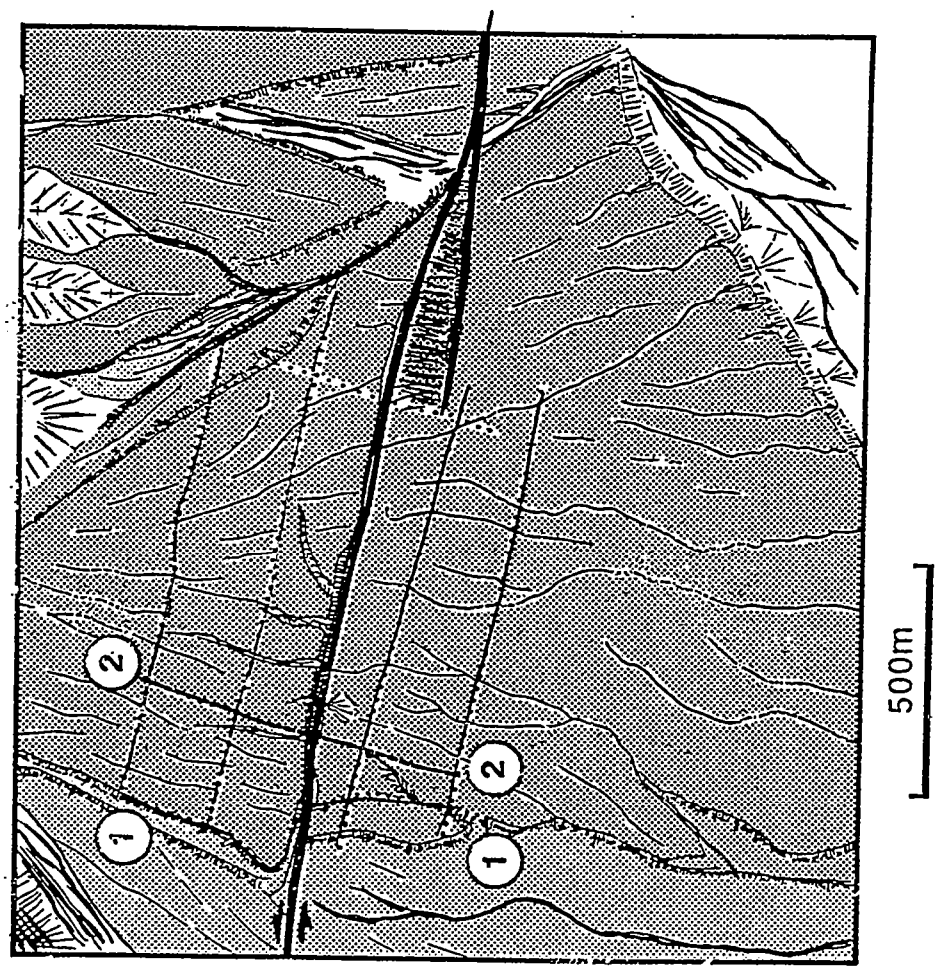
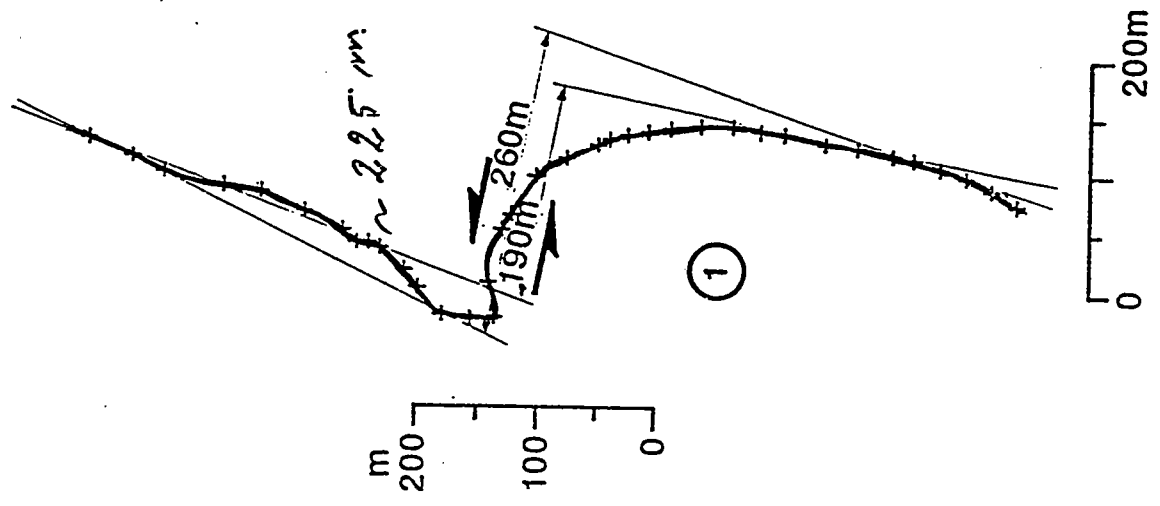
Il ne faut pas oublier que les processus tectoniques et géomorphologiques ne sont pas indépendants.



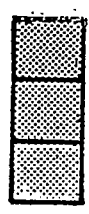
Wallace Creek

Dieh and Takins (1984)

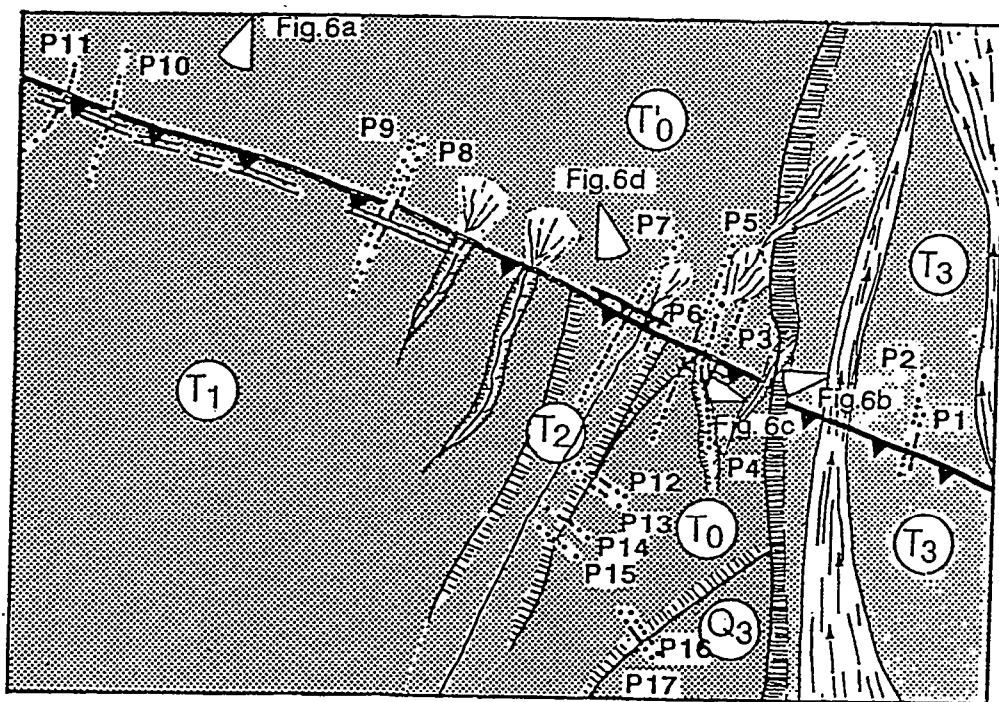
Holocene slip rate \approx ~~3.5~~ 3.5 mm/yr



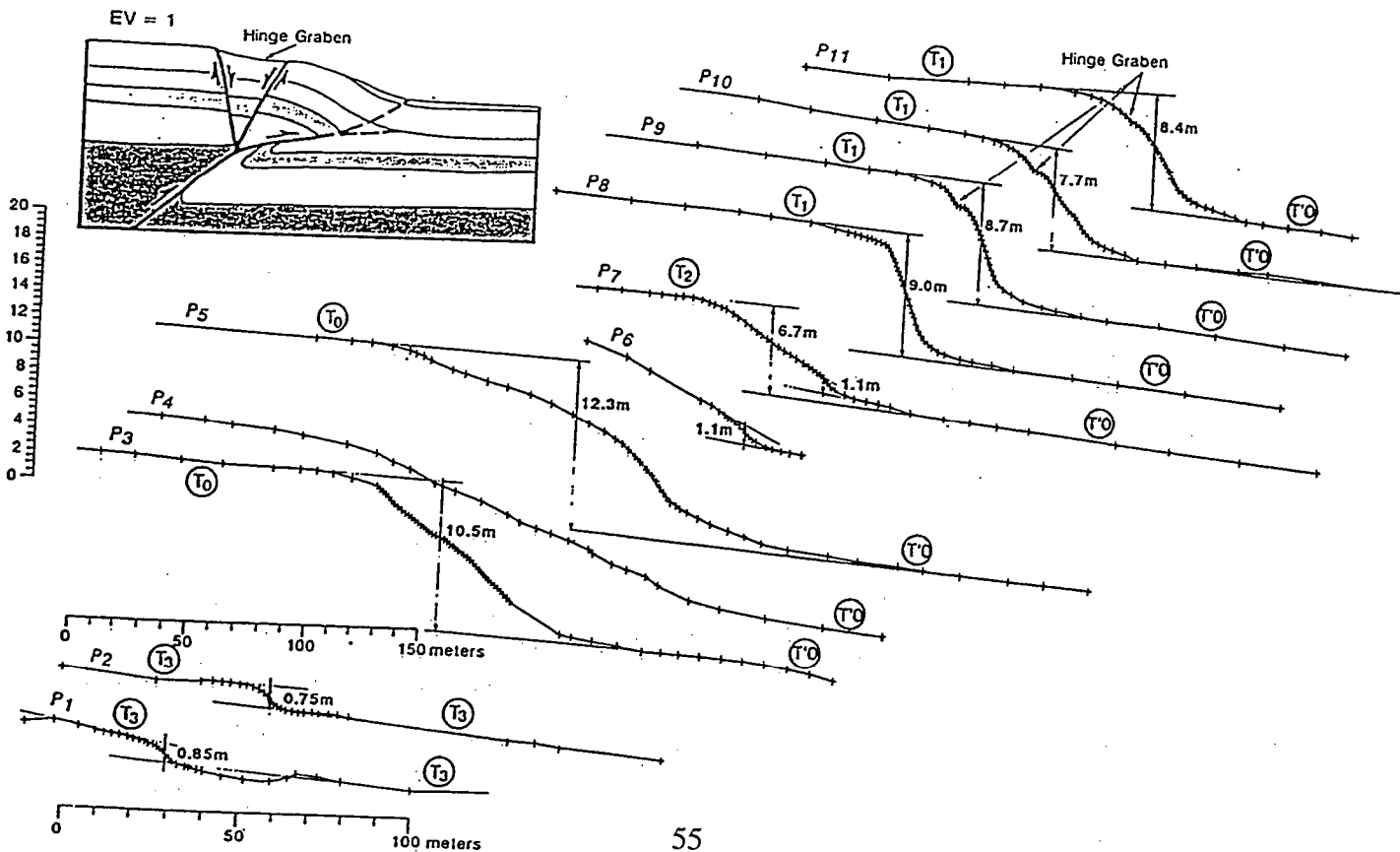
N102



Fan or terrace level, darker when higher



0 400 800 1200 meters



INTERACTION TECTONIQUE-INCISION DES RIVIÈRES HIMALAYENNES DU NÉPAL CENTRAL

Jérôme Lavé

*Laboratoire de Géophysique
Bruyères-le-Châtel, 91680, France*

(Notes prises par Emmanuel Baroux, Laboratoire de géodynamique interne, Orsay)

Dans le piémont himalayen, la tectonique active plisse les molasses dues à l'érosion himalayenne, au niveau du chevauchement frontal ou Main Frontal Thrust. Ces molasses sont recoupées par deux rivières.

Les remplissages alluviaux quaternaires enregistrent la déformation. Au fur et à mesure de l'évolution du pli, la rivière va abandonner des terrasses qui, initialement planes, enregistreront, à partir de cet instant, la déformation du pli. Avec plusieurs niveaux de terrasses nous avons l'enregistrement du plissement. Les terrasses ont été identifiées et corrélées suivant des critères sédimentologiques et géomorphologiques.

Dans les deux cluses étudiées, nous avons pu reconnaître quatre niveaux de terrasses holocènes qui ont été visiblement d'autant plus plissées qu'elles sont anciennes. Il s'agit pour la plupart de terrasses d'érosions recouverts d'une épaisseur métrique à décimétrique de sables, graviers et conglomérats fluviaux.

Nous ne travaillons pas avec les surfaces de remplissage qui peuvent être diachrones mais avec les surfaces d'érosion ("strath terrace"). La mesure de déformations enregistrées par les terrasses demande un modèle de géométrie initiale. Cette géométrie initiale est déduite du cours actuel des rivières en tenant compte des variations de sinuosités et de niveau de base régional.

Les quatre niveaux de terrasse ont enregistré des déformations homothétiques compatibles avec du glissement banc-sur-banc au cours d'un plissement sur rampe. Un raccourcissement horizontal de 20 à 23mm/yr est déduit de cette analyse.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Some case studies in Morphotectonics

- Armijo, R., P. Tapponnier, J.L. Mercier and Han T.L., Quaternary extension in southern Tibet, *J. Geophys. Res.*, 91, 13803-13872, 1986.
- Armijo, R., P. Tapponnier and H. Tonglin, Late Cenozoic Right-lateral strike-slip faulting in southern Tibet, *J. Geophys. Res.*, 94, 2787-2838, 1989.
- Avouac, J.-P., Tapponnier, P., Bai, M., You, H., and G. Wang, Active thrusting and folding along the northern Tien Shan and late Cenozoic rotation of the Tarim relative to Dzungaria and Kazakhstan, *J. Geophys. Res.*, 98, 6755-6804, 1993
- Avouac, J.P., B. Meyer and P. Tapponnier, On the growth of normal faults and the existence of flats and ramps along the El Asnam active fold and thrust system, *Tectonics*, 11, 1-11, 1992.

- Avouac, J.P., P. Tapponnier, M. Bai, H. You and G. Wang, Active thrusting and folding along the northeastern Tien Shan and late Cenozoic rotation of Tarim with respect to Dzungaria and Kazakhstan, *J. Geophys. Res.*, 98, 6755-6804, 1993.
- Avouac, J.P., G. Peltzer, Active tectonics in southern Xinjiang, China: Analysis of terrace riser and normal fault scarp degradation along the Hotan-Qira Fault system., *J. Geophys. Res.*, 98, 21,773-21,807, 1993.
- De Chabaliier J.B. and J.P. Avouac, Kinematics of the Asal rift (Djibouti) determined from the deformation of Fieale volcano, *Science*, Vol. 265, 5179, 1677-1681, 1994.
- Gaudemer, Y., P. tapponnier, and D.L. Turcotte, River offsets and active strike-slip faults, *Ann. Tectonicae*, 3, 55-76, 1990.
- Hanks, T.C. and D.P. Schwartz, Morphologic dating of the pre-1983 fault scarp on the Lost River Fault at Doublepring Pass Road, Custer County, Idaho, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 77, 837-846, 1987.
- McGill, S., and K. Sieh, Surficial offsets on the Central and Eastern Garlock Fault associated with prehistoric earthquakes, , 96, 21597-21621, 1991.
- Meyer, B., P. Tapponnier, Y. Gaudemer, G. Peltzer, G. Shunmin and C. Zitai; Rate of left lateral movement along the easternmost segment of the Altyn tagh fault, east of 96°E (China), *Geophys. J. Int.*, 124, 29-44, 1996.
- Molnar, P., Inversion of profiles of uplift rates for the geometry of dip-slip faults at depth, with examples from the Alps and the Himalaya, *Ann. Geophys.*, 87(06B), 663-670, 1987.
- Molnar, P. , E. Brown, B.C. Burchfield, D. Qidong, F. XianyueL. Jun, G.M. Raisbeck, S. Jianbang, W. Zangming, F. Yiou and Y. Huichuan, Quaternary climate change and the formation of river terraces across growing anticlines on the north flank of the Tien Shan, China, *J. Geol.*, 102, 583-602, 1994.
- Peltzer, G., P. Tapponnier, Y. Gaudemer, B. Meyer, S. Guo, K. Yin, Z. Chen and H. Dai, Offsets of late quaternary morphology, rate of slip, and recurrence of large earthquakes on the Chang Ma Fault, *J. Geophys. Res.*, 93, 7793-7812., 1988.
- Ritz, J.F., E.T. Brown, D.L. Bourlès, H. Philip, A. Schlupp, G.M. Raisbeck, F. Yiou and B. Enkhtuvshin, Slip rates along active faults estimated with cosmic ray-exposure dates: Application to the Bogd fault, Gobi-Altai, Mongolia, *Geology*, 23, 1019-1022, 1995.
- Sieh, K.E. and R.H. Jahns, Holocene activity of the San Andreas fault at Wallace Creek, California, *Geol. Soc Am. Bull.*, 95, 883-896, 1984.
- Winter, Th., J.P. Avouac, et A. L'avenue, Late Quaternary kinematics of the Pallatanga strike-slip fault (Central Ecuador) from topographic measurements of displaced morphological features, *Geophys. J. Int.*, 115, 905-920, 1993.

Scarp Degradation: Observation and Modelling

- Andrews, D.J. and T. C. Hanks, Scarp degraded by linear diffusion: inverse problem for age, *J. Geophys. Res.*, 90, 10193-10208, 1985.
- Andrews, D.J., and R.C. Bucknam, Fitting degradation of shoreline scarps by a non linear diffusion model, *J. Geophys. Res.*, 92, 12857-12867, 1987.
- Avouac, Analysis of scarp profiles: evaluation of errors in morphologic dating, *J. Geophys. Res.*, 98, 6745-6754, 1993.
- Avouac, J.P., G. Peltzer, Active tectonics in southern Xinjiang, China: Analysis of terrace riser and normal fault scarp degradation along the Hotan-Qira Fault system., *J. Geophys. Res.*, 98, 21,773-21,807, 1993.
- Bucknam, R.C. and R.E. Anderson, Estimation of fault-scarp ages from a scarp-height-slope-angle relationship, *Geology*, 7, 11-14, 1979.

- Colman, S.M. and K. Watson, Ages estimated from diffusion-equation model for scarp degradation, *Science*, 221, 263-265, 1983.
- Gossmann, H., Slope modelling with changing boundary conditions-effects of climate and lithology, *Z. Geomorph.*, 25, 72-88, 1976.
- Hanks, T.C., R.C. Bucknam, K.R. Lajoie, and R.E. Wallace, Modification of wave-cut and faulting-controlled landforms, *J. Geophys. Res.*, 89, 5771-5790, 1984.
- Hanks, T.C. and R.E. Wallace, Morphological analysis of the lake Lahontan shoreline and beachfront fault scarps, Pershing County, Nevada, *Bull. Seismol. soc. Am.*, 75, 835-846, 1985.
- Hanks T.C. and J. Andrews, Effect of far-field slope on morphologic dating of scarplike landforms, *J. Geophys. Res.*, 94, 565-573, 1989.
- Mayer, L., Dating quaternary fault scarps formed in alluvium using morphologic parameters, *Quat. Res.*, 22, 300-313, 1984.
- Meyer, B., M. Meghraoui, P. Tapponnier, Guo Shunnin, Xiang Hongfa, Chen Zhitai, and Cai Shuahua, Comparaison morphologique des escarpements de failles normales et inverses synchrones du tremblement de terre d'El Asnam, Algérie (10 octobre 1980), *C.R. Acad. Sci.*, 310, 139-145, 1990.
- Nash, D.B., Morphologic dating of degraded normal fault scarps, *J. Geol.*, 88, 353-360, 1980a.
- Nash, D.B., Fault: a fortran program for modeling the degradation of active normal fault scarp, *Computers and geosciences*, 7, 249-266, 1980b.
- Nash, D.B., Morphologic dating of fluvial terrace scarps and fault scarps near West Yellowstone, Montana, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 95, 1413-1424, 1984.
- Pierce, K.L. and S.M. Colman, Effect of height and orientation (microclimate) on geomorphic degradation rates and processes, late glacial terrace scarps in central Idaho, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 97, 869-885, 1986.
- Wallace, R.E., Profiles and ages of young fault scarps, north-central Nevada, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88, 1267-1281, 1977.

Hillslope Processes and modelling; Models of Landscape Evolution

- Armstrong, A.C., A comment on the continuity equation model of slope profile development and its boundary conditions, *Earth Surface Processes and Landforms*, 7, 283-284, 1982.
- Carson, M.A., and M.J. Kirkby, Hillslope Form and Processes, *Cambridge University Press*, 475p., 1972.
- Chorley R.J., S.A. Schumm, and D.E. Sugden, *Hillslopes in Geomorphology*, 255-339, Methuen, London, 1984.
- Colman, S. M., Rock-weathering rates as functions of time, *Quaternary Research*, 15, 50-264, 1981.
- Culling, W.E.H., Analytical theory of erosion, *Journal of Geology*, 68, 336-333, 1960.
- Culling, W.E.H., Theory of erosion on soil-covered slopes, *Journal of Geology*, 73, 230-254, 1965.
- Flemings, P. B., and T.E. Jordan, A synthetic stratigraphic model of foreland basin development, *J. Geophys. Res.*, 94, 3851-3866, 1989.
- Gossman, H, Slope modelling with changing boundary conditions - effects of climate and lithology, *Z. Geomorph. N.F., Suppl. Bd. 25*, 72-88, 1976.
- Hirano, Simulation of developmental process of interfluvial slopes with reference to graded form, *J. Geol.*, 83, 113-123, 1975.
- Kooi, H., and C. Beaumont, Escarpment evolution on high-elevation rifted margins: Insights derived from a surface processes model that combines diffusion, advection and reaction, *J. Geophys. Res.*, 99, 12191-12209, 1994.

- Koons, P.O., The topographic evolution of collisional mountain belts: a numerical look at the Southern Alps, New Zealand, *AM. J. Sci.*, 289, 1044-1069, 1989.
- Lucazeau, F., Modelling continental erosion and geological scales, submitted to *Tectonics*, 1994
- Luke, J.C., Mathematical models for landform evolution, *J. Geophys. Res.*, 77, 2460-2464, 1972.
- Luke, J.C., Special Solutions for Nonlinear Erosion Problems, *J. Geophys. Res.*, 79, 4035-4040, 1974.

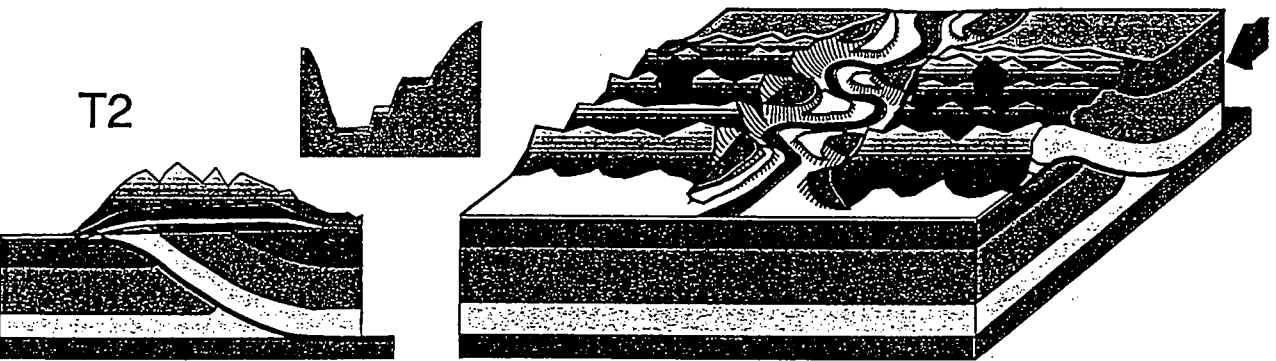
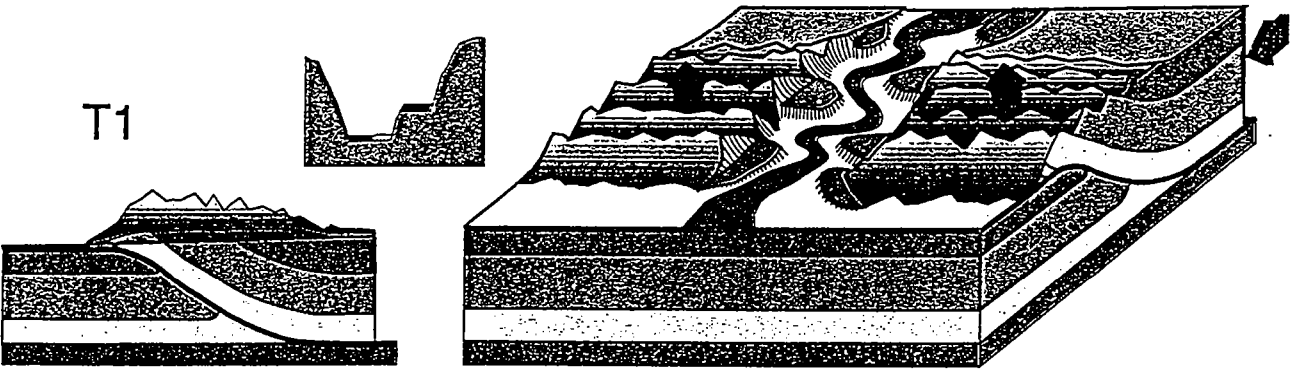
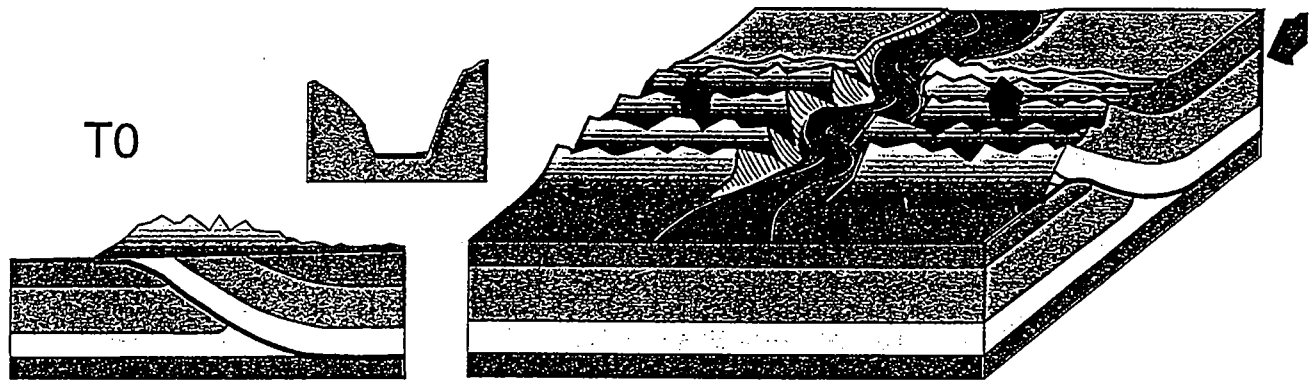
Denudation from Sediment Yield or Thermochronologic Data

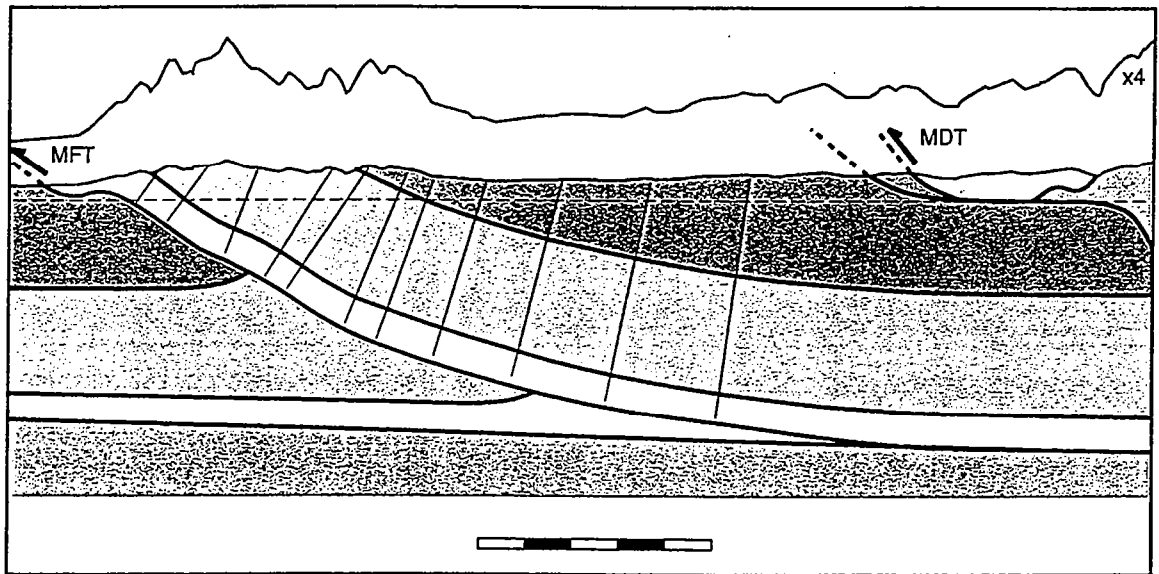
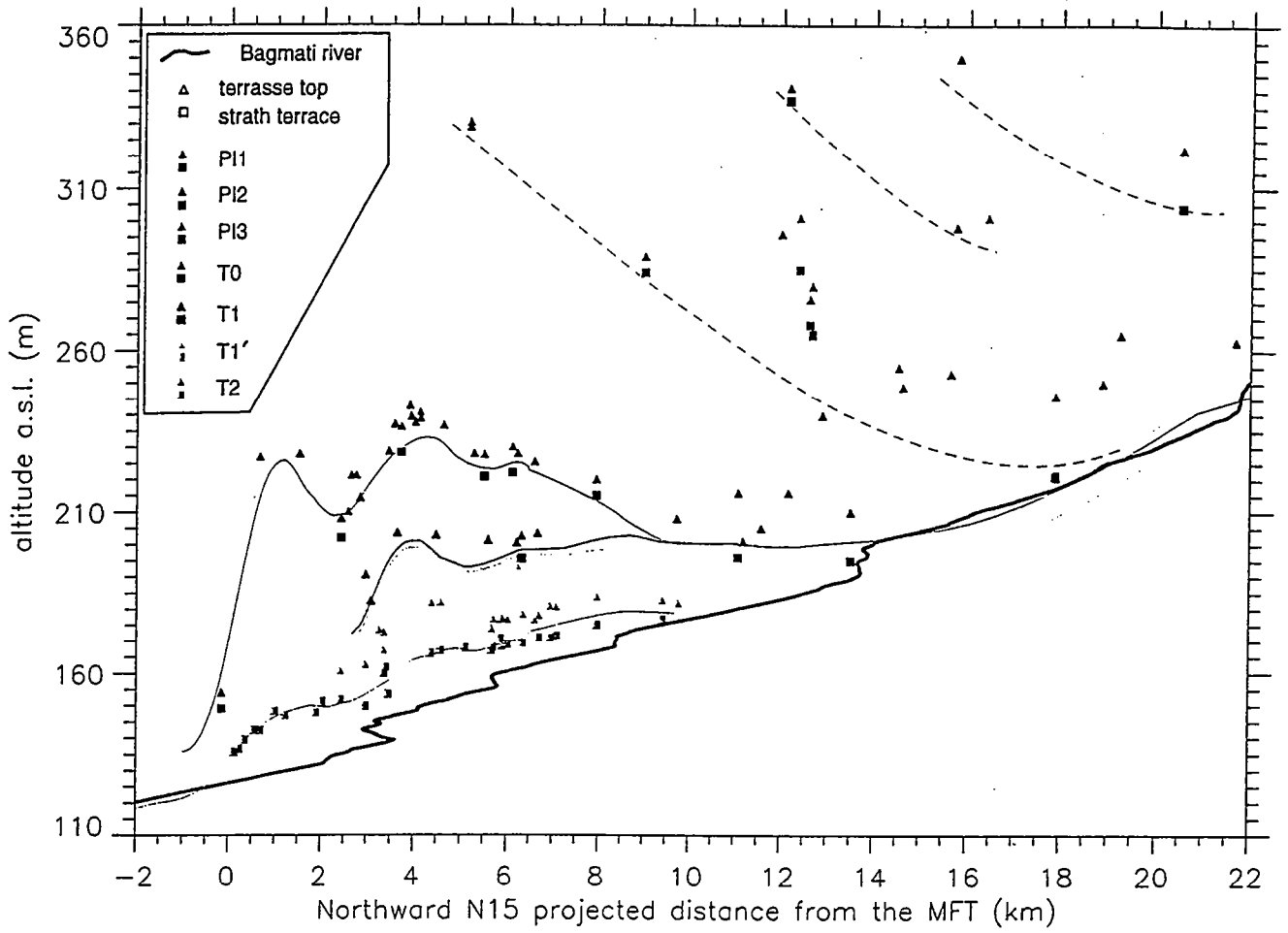
- Arnaud, N.O., M. Brunel, J.M. Cantagrel and P. Tapponnier, High cooling and denudation rates at Kongur Shan, (eastern Pamir) revealed by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ alkali Feldspar Thermochronology, *Tectonics*, 12, 1335-1346, 1993.
- Ahnert, F., Functional relationships between denudation, relief and uplift in large mid-latitude drainage basins, *Am. J. Sci.*, 268, 243-263, 1970.
- Copeland P. and T.M. Harrison, Episodic rapid uplift in the Himalaya revealed by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis of detrital K-feldspar and muscovite, Bengal fan, *Geology*, 18, 354-357, 1990.
- Fournier, F., Climat et Erosion: la relation entre l'érosion du sol par l'eau et les précipitations atmosphériques, *Presse Universitaire de France, Paris*, 201 pp, 1960.
- Harrison T.M., P. Copeland, S. A. Hall, J. Quade, S. Burner, T.P. Ojha and W.S.F. Kidd, Isotopic preservation of Himalayan/Tibetan Uplift, denudation, and Climatic Histories of Two Molasse Deposits, *J. Geol.*, 101, 157-175, 1993.
- Leeder, M.R., Denudation, vertical crustal movements and sedimentary basin infill, *Geologische Rundschau, Stuttgart*, 80, 2, 441-458, 1991.
- Pinet, P., and M. Souriau, Continental erosion and large-scale relief, *Tectonics*, 7, 3, 563-582, 1988.
- Summerfield, M.A., Sub-aerial denudation of passive margins: regional elevation versus local relief models, *Earth and Planet Sci. Lett.*, 102, 460-469, 1991.
- Summerfield, M.A. and N.J. Hulton, Natural control on fluvial denudation rates in major world drainage basins, *J. Geophys. Res.*, 99, 13871-13883, 1994.

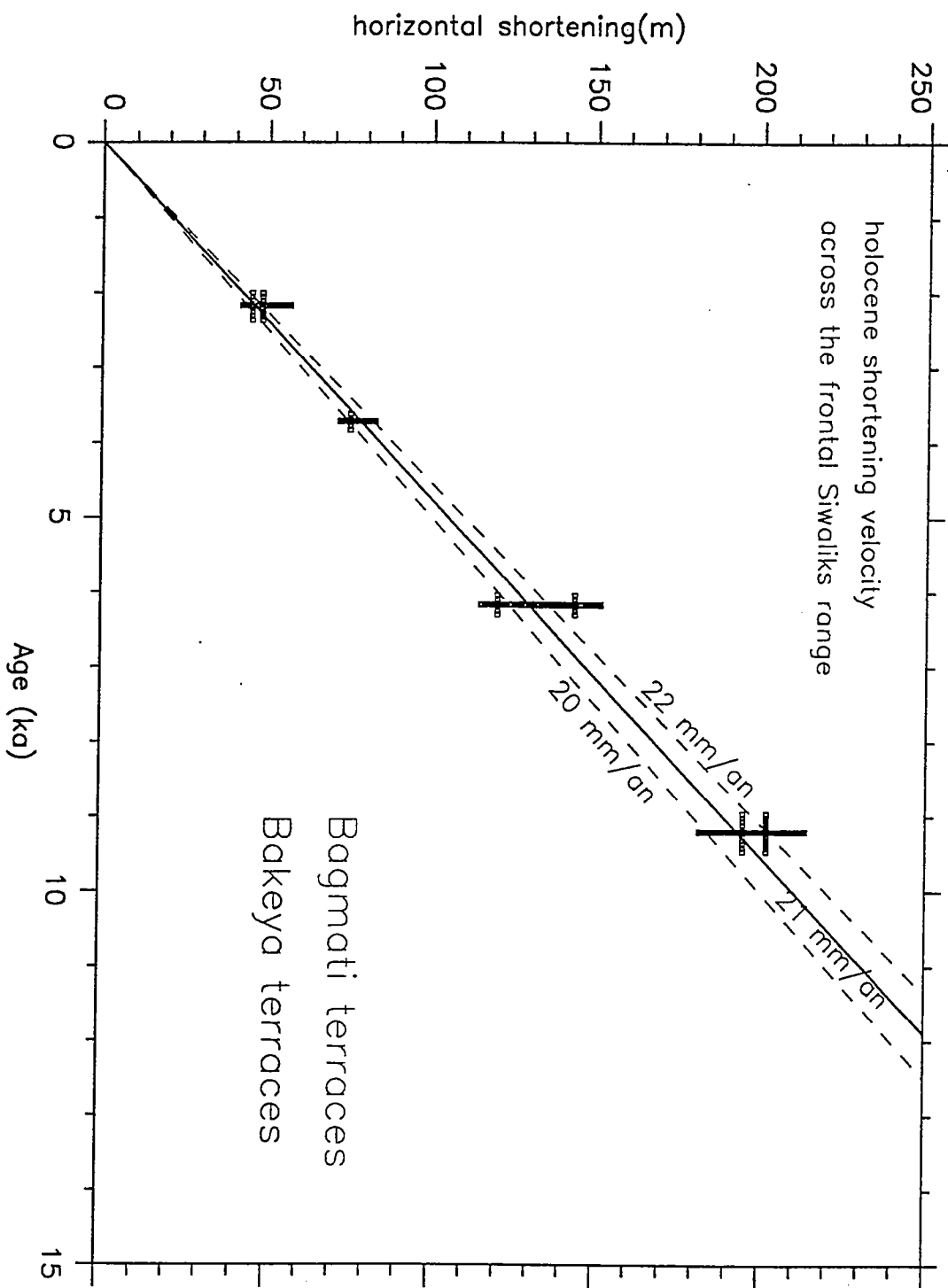
Some Investigations of the possible Coupling between Erosion and Tectonics

- Avouac, J.P., and E. G. Burov, Erosion as a driving mechanism of intracontinental growth?, *J. Geophys. Res.*, (in press).
- Beaumont, C., Foreland basins, *R. Astr. Soc. Geophys. J.*, 65, 389-416, 1981.
- Beaumont, C., Fullsack, P., and J. Hamilton, Erosional control of active compressional orogens, *Thrust Tectonics, Ed. K.R. McClay, Chapman & Hall, London*, 1-31, 1992.
- Behrendt, J.C., and A. Cooper, Evidence of rapid Cenozoic uplift of the shoulder escarpment of the Cenozoic West Antarctic rift system and a speculation on possible climate forcing, *Geology*, 19, 315-319, 1991.
- Burbank, D.W., Causes of recent Himalayan uplift deduced from deposited patterns in the Ganges basin, *Nature*, 357, 680-683, 1992.
- Gilchrist, A.R., and M.A. Summerfield, Differential denudation and flexural isostasy in formation of rifted-margin upwarps, *Nature*, 346, 739-742, 1990

- Flemings, P. B., and T.E. Jordan, Stratigraphic modelling of foreland basins: interpreting thrust deformation and lithosphere rheology, *Geology*, 18, 430-434, 1990.
- Gregory, K.M., and C. Chase, Tectonic and climatic significance of a late Eocene low-relief, high-level geomorphic surface, Colorado, *J. Geophys. Res.*, 99, 20141-20160, 1994.
- King, G.C.P., R.S. Stein and J.B. Rundle, The growth of geological structures by repeated earthquakes, 1. Conceptual framework, *J. Geophys. Res.*, 93, 13307-13318, 1988.
- King, G., and Ellis, The origin of large local uplift in extensional regions, *Nature*, 348, 689-693, 1990.
- Masek, J. G., Isacks, B. L., Gubbels, T.L., and E. J. Fielding, Erosion and tectonics at the margins of continental plateaus, *J. Geophys. Res.*, 99, 13941-13956, 1994b.
- Molnar, P., and P. England, Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg, *Nature*, 346, 29-34, 1990.
- Stein, R.S., G.C.P. King and J.B. Rundle, The growth of geological structures by repeated earthquakes, 2. Field examples of continental dip-slip faults, *J. Geophys. Res.*, 93, 13319-13331, 1988.







Effets de l'érosion sur la tectonique: Résultats de simulations numériques.

F. LUCAZEAU et J. CHERY

Laboratoire de Géophysique et Tectonique, case 06, université de Montpellier 2, 4 place Eugène Bataillon, 34060 Montpellier Cedex 1.

(Notes prise par Pascale Leturmy,
Laboratoire de Géodynamique des chaînes Alpines, Grenoble)

L'objet de ce travail est d'étudier les interactions entre les processus superficiels (érosion et sédimentation) et la déformation de la lithosphère dans les domaines en extension de type Basin and Range. Pour cela un modèle numérique bidimensionnel couplant déformation et processus superficiels a été adapté à partir d'un code dédié à l'étude des déformations lithosphériques (Hassani, 1994 ; Hassani et Chéry, 1996).

Présentation de la méthode

Le modèle numérique permet de décrire la déformation d'un milieu continu représentant la lithosphère, mais aussi d'y prescrire à priori des failles. Il utilise pour le milieu continu des lois de comportement de type elasto-plastique dans la croûte supérieure et de type visco-élastique dans la croûte inférieure. De manière schématique, quatre paramètres mécaniques fondamentaux décrivent ces lois : l'élasticité linéaire qui s'applique à toute la croûte, un angle de friction interne dans la croûte supérieure (de 0 à 12 km de profondeur), un paramètre de viscosité linéaire dans la croûte moyenne (de 12 à 18 km de profondeur), et un coefficient de friction sur les failles.

Le modèle de déformation est couplé à un modèle de diffusion linéaire, qui permet de simuler l'érosion des reliefs formés. Ce modèle nécessite une constante de diffusion K_0 et un coefficient qui dépend de la distance à la ligne de partage des eaux. La loi de diffusion est la suivante :

$$K(s) = K_0 + C * G(x) * \left(1 - \exp\left(\frac{-x}{X}\right) \right)$$

Le comportement de cette loi de diffusion a été étudiée, et montre que l'augmentation du coefficient K_0 a pour effet de faire migrer la ligne de partage des eaux.

La géométrie initiale utilisée dans ces modèles est constituée de trois couches, la croûte supérieure épaisse de 12 km, la croûte moyenne épaisse de 6 km. Ces deux couches reposent sur une fondation hydrostatique qui représente la dernière couche, supposée fluide. Dans l'état initial la géométrie de la faille est pré définie.

Essais sur un système en compression

Cette méthode numérique a été utilisée pour un système en compression, pour lequel aucune faille n'est prescrite à priori. Dans ce cas, le résultat d'une expérience sans érosion montre un bombement topographique associé à deux bandes de localisation conjuguées qui forment un "pop-up".

Si l'on rajoute de l'érosion dans ce type d'expérience, on observe un recul de la ligne de partage des eaux (assimilée à la ligne de crête), mais surtout la localisation de la déformation sur une des deux bandes décrites précédemment, analogue dans ce cas à un système de rampe.

Les modèles en extension: exemple des Basin and Range.

La zone des Basin and Range du sud-ouest des Etats Unis est caractérisée par une régularité très nette des reliefs qui sont séparés par des bassins d'une largeur de 28 km. Si l'on observe les données géophysiques de cette zone, on remarque que la déformation active est distribuée moins régulièrement que la morphologie.

- La carte de la sismicité montre une concentration des séismes et des escarpements historiques dans la partie nord du Nevada.
- Le flux de chaleur se répartit irrégulièrement, les maximum sont observés au nord et à l'ouest du Nevada. Il y a une bonne corrélation entre la zone à sismicité active et la zone "chaude".
- La carte des épaisseurs crustales montre également une déformation actuelle non homogène, avec une croûte plus amincie dans la zone active.

Malgré une morphologie très régulière dans la zone des basin and range, la déformation active est concentrée sur certaines zones.

Expérimentations.

Le modèle est initialement composé de trois couches, et une faille est pré définie. Dans une première expérience avec une faille raide (58°), l'extension provoque une remontée du compartiment inférieur de la faille qui crée un relief et un abaissement du compartiment supérieur qui crée une dépression, la longueur d'onde de ce système étant de 30 km et comparable à celle des Basin and Range.

Après 2 km d'extension le modèle montre un amortissement de la faille dans les niveaux ductiles, et une rotation inverse des deux compartiments. Le compartiment supérieur a subi une rotation dans le sens horaire, qui a provoqué de l'extension dans l'extrado du pli; le compartiment inférieur a subi une rotation anti-horaire quasi rigide.

L'évolution de la déformation crustale se caractérise par :

- Au début, un mouvement sur la faille ;
- ensuite apparition d'une faille conjuguée ;
- la rotation du compartiment supérieur induit la formation d'une deuxième bande de déformation parallèle à la première faille.

Influence des différents paramètres.

L'introduction d'une faille moins raide dans le modèle, induit une longueur d'onde plus grande dans la morphologie, et un abaissement de la hauteur des reliefs formés. Il faut également noter que la géométrie de la faille n'influence pas la localisation de la déformation.

Si l'on augmente le coefficient de friction le long de la faille, on observe une réduction de la longueur d'onde de la morphologie, les bassins associés aux mouvements sur la faille se trouvant donc eux aussi réduits.

L'ajout de processus superficiels, par rapport à la première expérience présentée, aura une influence sur la hauteur du relief créé et sur la position de la ligne de crête. Par contre l'érosion et la sédimentation n'ont aucune influence sur la répartition de la déformation des blocs.

Un modèle avec deux failles en extension.

Dans l'état initial deux failles raides sont pré définies. L'extension de ce système provoque une rotation inverse des deux blocs externes, et la déformation dans ces deux blocs se localise de la même façon que dans la première expérience présentée. Le bloc central, n'est pas affecté par la déformation et se comporte comme un bloc basculé.

Dans cette expérience on ne remarque pas non plus de rétroaction entre l'érosion et la déformation de la lithosphère.

Conclusion

Morphologiquement on voit que l'érosion provoque une migration des reliefs, que l'on soit en compression ou en extension.

Dans les systèmes en compression, il y a rétroaction de l'érosion sur la déformation de la lithosphère, les processus superficiels provoquant une localisation de la déformation.

Dans le cas des systèmes en extension, les modèles numériques n'ont pas permis de mettre en évidence une action de l'érosion sur la répartition de la déformation de la lithosphère.

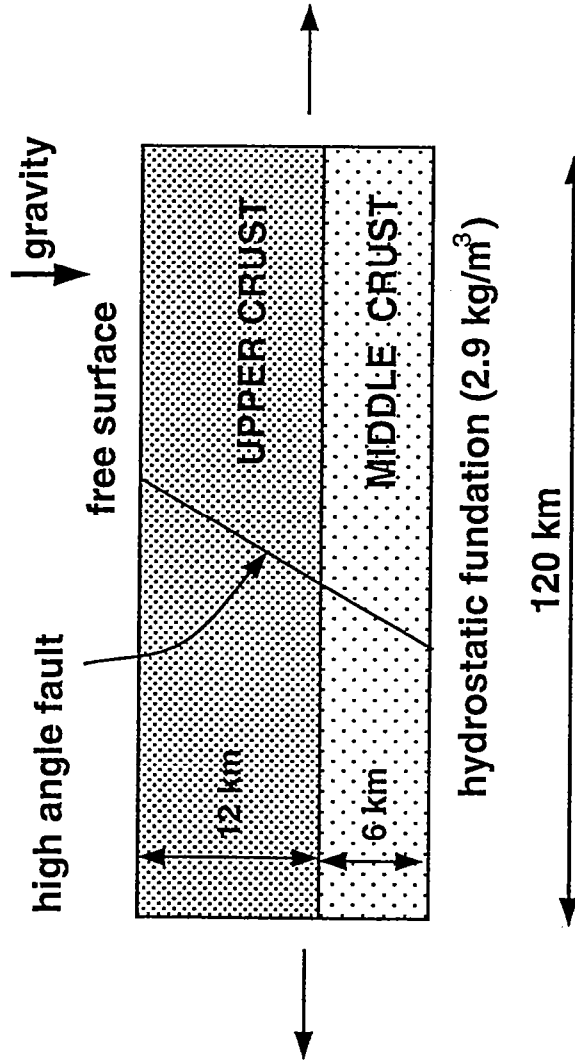
Références :

Hassani, R., 1994 : Modélisation numérique de la déformation des systèmes géologiques, thèse Université Montpellier II.

Hassni, R. et Chéry, J., 1996 : Anelasticity explains topography associated with Basin and range normal faulting, *Geology*, sous presse.

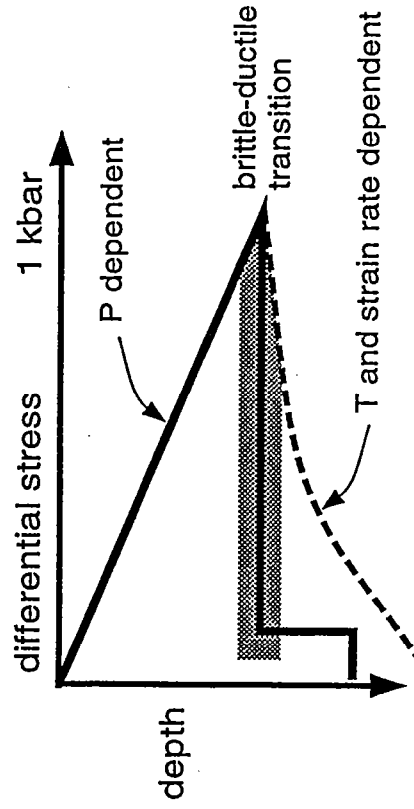
a)

Mechanical model



b)

1-D stress profile



Strain During Mountain Building
Effect of Erosion and Rheology
Total Strain (from 0 to 1)

a) Initial Geometry (500 X 45 km)



b) No erosion; Shortening=30 km



c) Erosion; Shortening=30 km



d) Weak Middle Crust; Shortening=30 km



e) Weak Middle Crust; Shortening=60 km

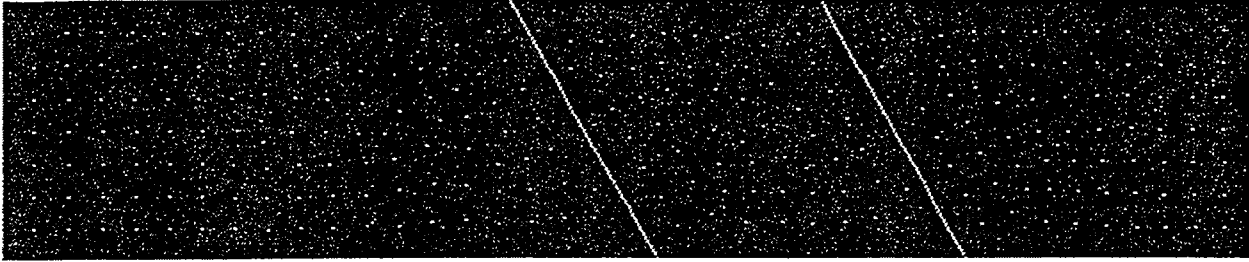


Two Parallel Faults: Strain Aspects

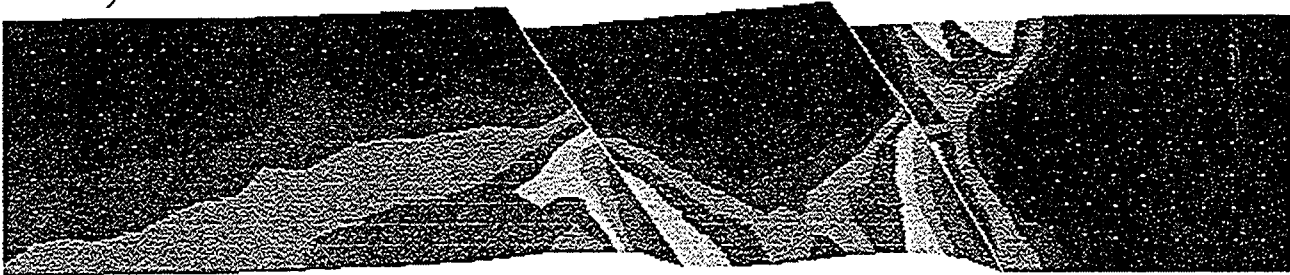
Effect of Erosion

Friction = 0.1 ; Extension = 4 km ; Log J2 (-2:0)

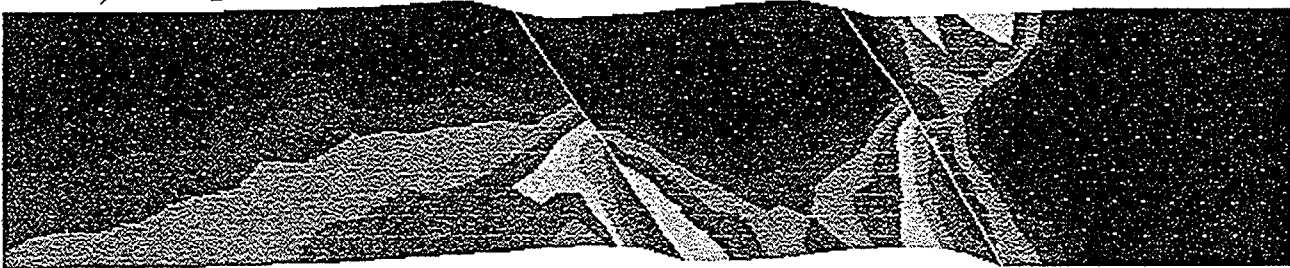
a) Initial Geometry



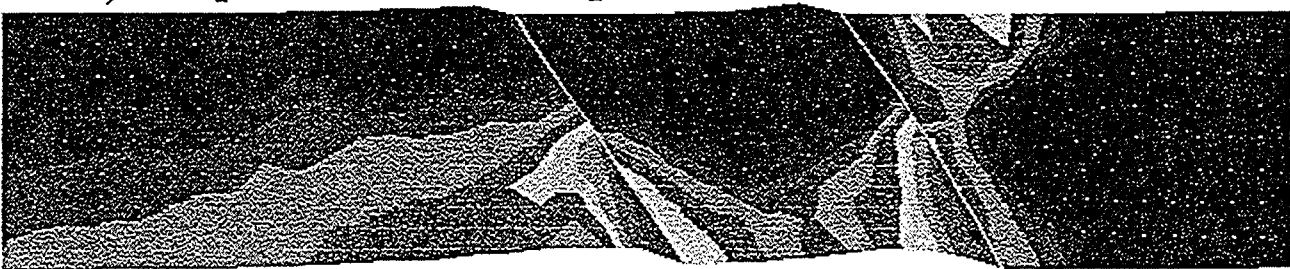
b) NO Erosion



c) Slope Transport



d) Slope+River Transport



Interactions entre tectonique et transports superficiels dans le piémont des chaînes de montagne: apport de modélisations numériques et analogiques à la compréhension de l'évolution de la zone frontale himalayenne et du système Subandin.

MUGNIER J.L.

*Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines,
15 rue Maurice Gignoux, 38031 Grenoble cedex.*

(Notes prise par Pascale Leturmy,
Laboratoire de Géodynamique des chaînes Alpines, Grenoble)

Les zones externes des chaînes de collision sont caractérisées par plusieurs phénomènes qui interviennent simultanément: 1) une activité tectonique principalement localisée le long de chevauchements, 2) une érosion qui affecte les roches surélevées au toit des failles, 3) une sédimentation au pied ou à l'arrière de ces structures. Des modélisations analogiques et numériques ont été réalisées de manière à comprendre les interactions entre ces phénomènes.

Les modélisations analogiques.

Trois types d'expériences ont été réalisées à l'IFP, et ont été dimensionnées de manière à avoir un comportement mécanique comparable à celui des structures dans la nature. Le modèle est formé de 4 couches, qui sont respectivement de bas en haut un niveau de décollement basal, une couche fragile inférieure, un décollement intermédiaire et une couche fragile supérieure. Ces expériences se différencient par l'introduction ou non de phénomènes superficiels.

La première expérience (fig. 1a) a été réalisée sans érosion et sans sédimentation, l'état final présente des reliefs réguliers dus au développement prograde de plis en "pop-up" dans la couche supérieure cassante. La déformation dans les niveaux inférieurs est accommodée par la formation d'un duplex. L'évolution de ce modèle suit les lois du prisme de Coulomb: le prisme tectonique s'épaissit graduellement avec l'activation de chevauchements et lorsque l'épaisseur structurale à l'arrière est suffisante la déformation se propage dans des zones plus externes.

La seconde expérience (fig. 1b) est caractérisée par une sédimentation syntectonique, mais sans érosion. La déformation dans cette expérience est accommodée en surface par le développement d'un pli de propagation en avant duquel un bassin très large se développe. Ce bassin se trouve transporté au toit du décollement intermédiaire, lorsque un pop-up se développe dans la partie externe du modèle. Dans les niveaux inférieurs la déformation est accommodée avec la formation d'un duplex, et on observe de nombreuses réactivations hors séquence. L'évolution de ce modèle est caractérisé par l'augmentation de l'épaisseur du prisme due au basculement du socle et à la sédimentation. Lorsque le prisme sédimentaire a permis d'atteindre un état d'équilibre critique la déformation se propage à l'avant du système.

La troisième expérience (fig. 1c) a été réalisée avec de l'érosion et de la sédimentation syntectonique. Le raccourcissement dans la couche supérieure fragile est, dans ce cas, accommodée par la formation d'un rétro chevauchement tandis que la couche inférieure est déformée par la formation d'un duplex. Ce dernier exemple nous montre que l'érosion des

reliefs empêche le prisme d'atteindre son équilibre critique malgré la formation du duplex dans les niveaux inférieurs. Dans ce cas la déformation ne peut jamais se propager dans les zones externes.

Cette série d'expérience met en avant l'influence des processus superficiels sur le style tectonique d'un prisme. Dans le cas où la tectonique est un facteur prépondérant par rapport aux phénomènes superficiels, le prisme tectonique se développe régulièrement de façon prograde. Dans le cas contraire où les processus superficiels sont importants par rapport à l'activité tectonique, la déformation du prisme est moins régulière.

Les modélisations numériques.

Des expériences numériques ont été réalisées de manière à comprendre le développement du système himalayen frontal.

La zone des Siwaliks de l'ouest Népal correspond au piémont de la chaîne himalayenne. Elle est caractérisée par une série de chevauchements à vergence nord séparés les uns des autres par des bassins de type piggy-back, ces chevauchements affectent une série sédimentaire dont l'épaisseur s'accroît d'ouest en est. La réalisation d'une série de coupes équilibrées a permis de calculer des déplacements minimums sur les principales failles de ce système, ainsi que des volumes érodés minimums. L'observation d'images satellites SPOT, nous montre que la répartition actuelle des bassins transportés, est irrégulière: dans la partie est de la zone étudiée les bassins sont nombreux et très étendus tandis qu'à l'ouest de la rivière Rapti ces bassins sont absents.

Le modèle numérique développé à Grenoble depuis 1993, est basé (fig. 2) sur une méthode de cinématique en cisaillement vertical simple qui permet le déplacement d'écaïlle le long d'un plan de décollement, sur une méthode de calcul d'équilibre des primes critiques qui permet de déterminer quelle portion du prisme va être déplacée à partir de la valeur des contraintes appliquées le long de la surface de décollement, enfin une méthode de diffusion linéaire de la matière permet de simuler les processus d'érosion et de sédimentation.

L'étude d'un chevauchement simple a permis de réaliser des courbes d'altitude du relief formé en fonction de la vitesse tectonique et du coefficient de transport K_s . Ainsi à vitesse tectonique V constante, une augmentation du K_s induira une diminution de l'altitude du relief; de la même manière pour une valeur de K_s constante, l'altitude du relief formé sera d'autant plus faible que la vitesse tectonique est faible. Si l'on regroupe toute les données sur un même graphique (fig. 3) en reportant le rapport V/K_s on s'aperçoit que la hauteur du relief formé est directement liée à ce rapport.

Pour étudier la zone des Siwaliks par l'intermédiaire de modélisations dans le sens direct, il nous faut déterminer un certain nombre de paramètres à partir des observations de terrain:

- L'équilibre des primes de Coulomb nous permet de cerner les paramètres mécaniques du prisme en connaissant la pente de surface et celle du plan de décollement.

La construction de coupes dont la géométrie finale est équilibrée nous permet de retracer une géométrie initiale du système.

- Le modèle de diffusion linéaire appliqué au relief formé à l'aplomb d'une rampe et comparé à la surface enveloppe des collines situées à l'aplomb des chevauchements Siwaliks nous permet d'accéder au rapport V/K_s ,
- des mesures GPS donnent une vitesse de convergence de 15 mm/an.

Les expériences ont été réalisées avec une géométrie initiale présentant une variation latérale du pendage du plan de décollement impliquant une variation des épaisseurs sédimentaires déplacées au dessus du niveau de décollement.

Ces expériences montrent que les bassins transportés se développent préférentiellement dans les zones où le plan de décollement est à fort pendage et où les épaisseurs sédimentaires impliquées sont grandes. Ce résultat nous permet de proposer que la présence de bassins transportés dans les Siwaliks de l'ouest Népal est contrôlée par l'épaisseur des écaïlles au dessus du plan de décollement. En effet il apparaît qu'à l'ouest de la rivière Rapti, là où l'extension géographique des bassins transportés (Duns) est extrêmement limitée, les épaisseurs impliquées dans le chevauchement sont brutalement diminuées (on passe d'une série de 5500 m à une série de 4300 m en quelques kilomètres).

Influence de la tectonique sur la morphologie

Des modèles numériques ont été réalisés pour comparer les évolutions respectives du relief à l'aplomb d'un pli de propagation et d'un pli de rampe passif. Compte-tenu de la diminution de la largeur du pli de propagation durant son évolution, ce dernier a toujours tendance à être fortement érodé, quelque soit l'intensité des phénomènes superficiels (la valeur de la capacité de transport K_s).

Enfin pour tenir compte des transports fluviaux qui relaient l'érosion des versants, une modélisation numérique est développée. La loi de diffusion linéaire est relayée par une loi de transport où la capacité de transport est proportionnelle au flux d'eau collecté en amont et à la pente locale du drain. Les premières expériences montrent que le réseau de drainage qui se développe sur le versant frontal qui domine la plaine a tendance à s'auto-organiser pour constituer un réseau de type parallèle. Cette organisation n'apparaît que si le K_s est suffisamment fort pour gommer les irrégularités du relief dont la longueur d'onde est induite par les incréments de déplacement sur la faille sous-jacente.

Bibliographie

Baby, P., 1995. Importance du raccourcissement et de la sédimentation synorogénique dans la structuration des zones d'arrière arc des Andes centrales (Orocline bolivien), Mémoire d'habilitation à diriger les recherches, Université de Grenoble.

Beaumont, C., P. Fullsack, and J. Hamilton, 1992. Erosional control on active orogens, thrust and nappes tectonics. In: M.C. edition (M.C. editions), Thrust tectonics, London. London: 1-18.

Chalarton, E., J.L. Mugnier, and G. Mascle, 1995. Control on thrust tectonics in the himalayan foothills: A view from a numerical model. *tectonophysics*, 248 (1-2): 139-163.

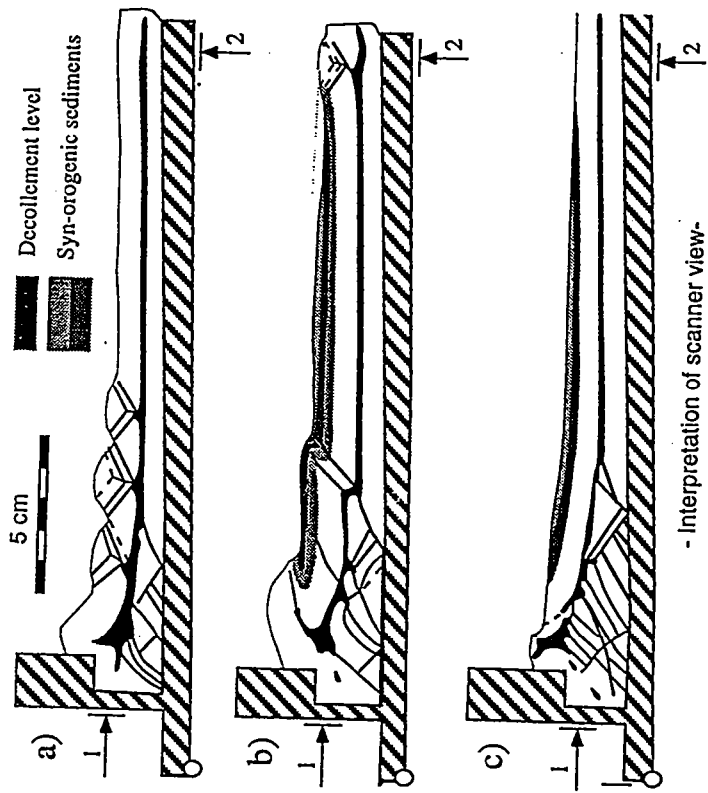
Chalarton E., Mugnier J.L., Mascle G. et F. Perrin — L'évolution des bassins transportés d'un système chevauchant: un exemple d'interactions entre la tectonique, l'érosion et la sédimentation. — Acte du Colloque géoprospective, Paris, avril 1994.

Dahlen, F.A., J. Suppe, and D. Davis, 1984. Mechanics of fold and thrust belts and accretionary wedges: cohesive Coulomb theory. *J. Geoph. Res.*, 89 10087-10101

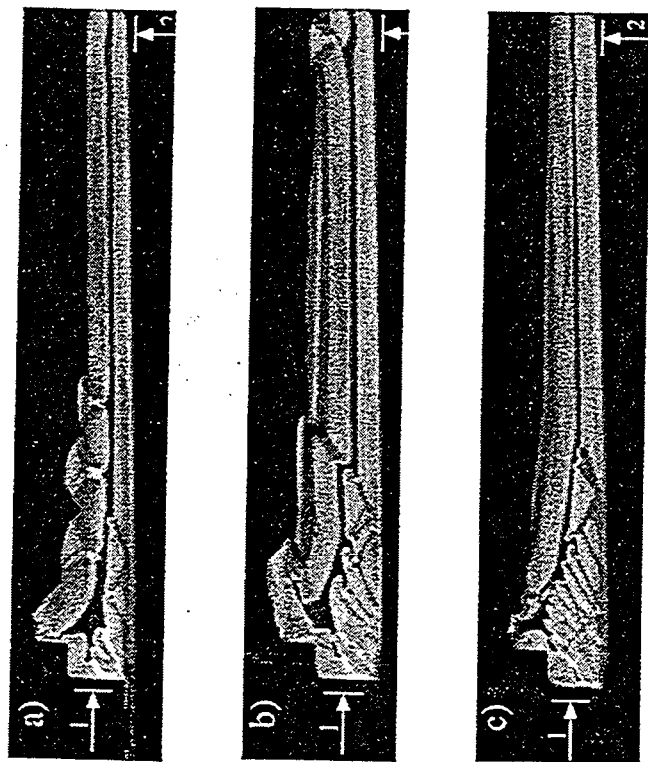
Leturmy, P., J.L. Mugnier, and E. Chalaron, 1995. Erosion et sédimentation au voisinage d'un anticlinal de rampe: apport d'un modèle numérique. *Bulletin de la Société géologique de France*, t.66, n°6, pp 783-795.

Mugnier J.L., 1993 — Interactions entre tectonique et relief dans les zones externes de l'Himalaya et des Alpes — Diplôme d'habilitation à diriger les recherches de l'Université Grenoble I, 654 p.

Pinet P. and Souriau M., 1988 — Continental erosion and large scale relief. — *Tectonics*, 7, 563-582.



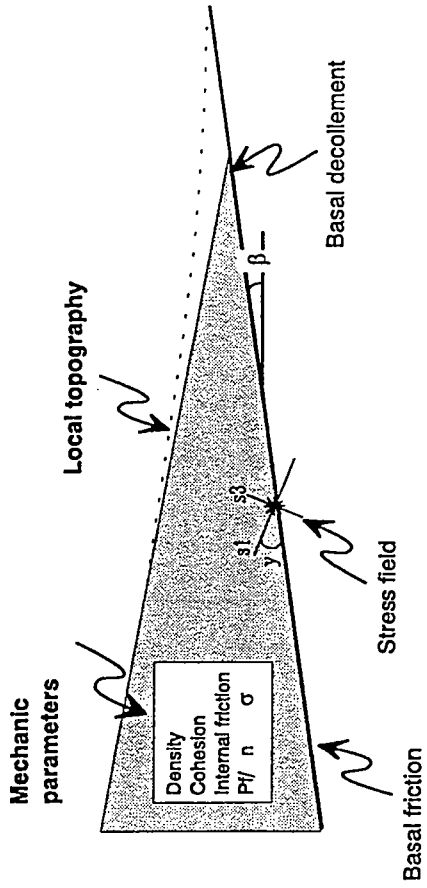
- Interpretation of scanner view -



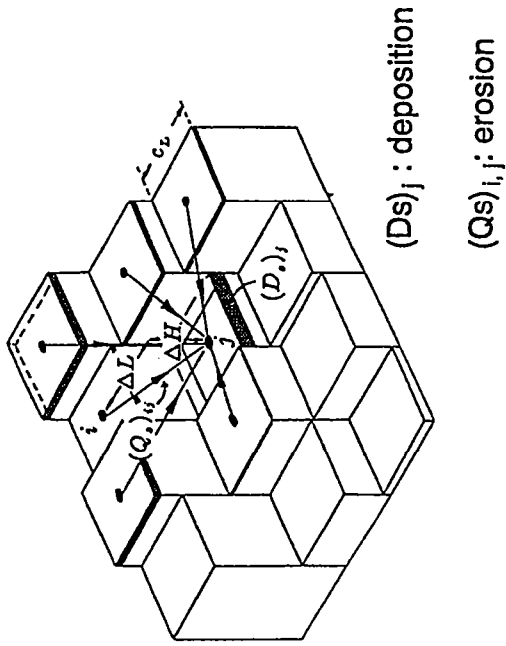
- scanner view -

Numeric method

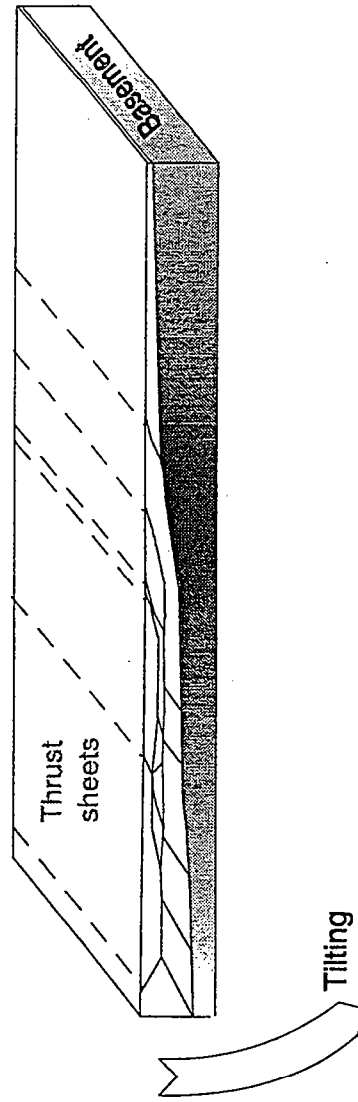
Relations between geometric and mechanic parameters



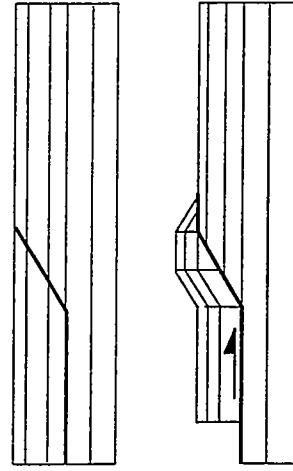
Hillslope model



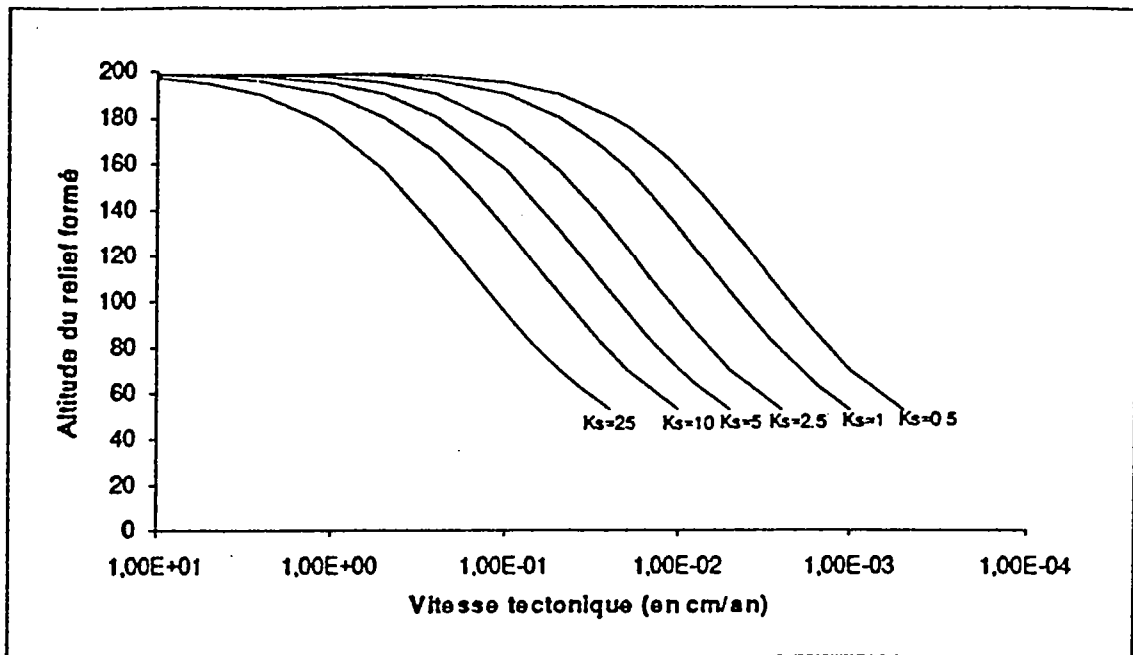
Initial Geometry



Simple vertical shear



A



B

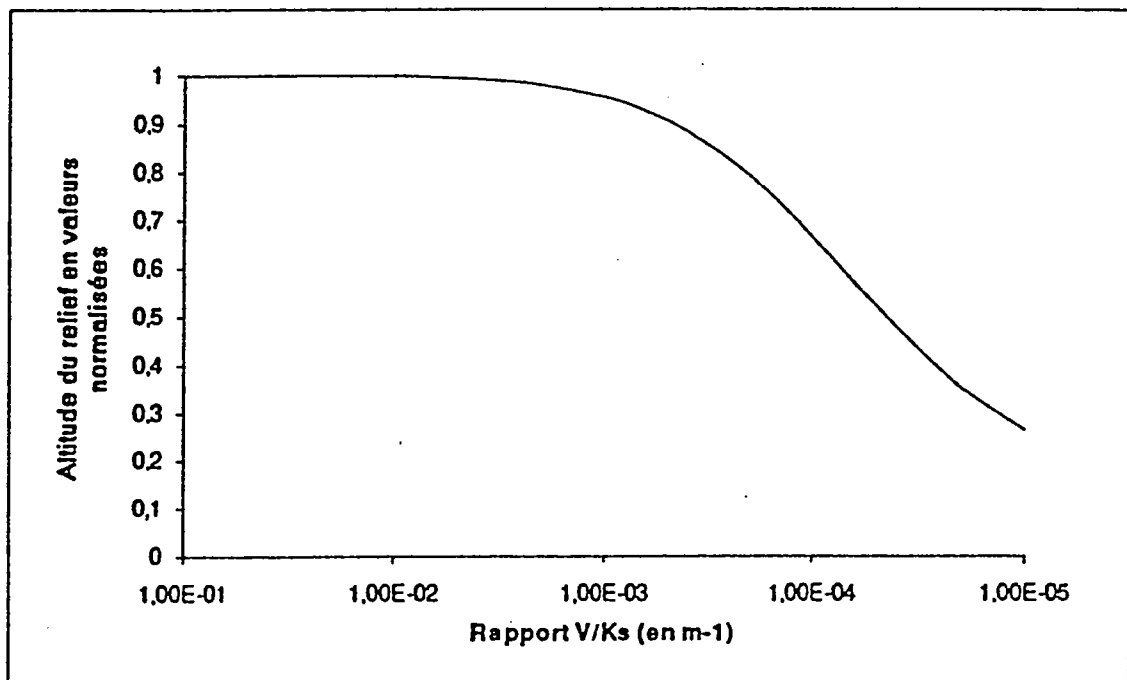
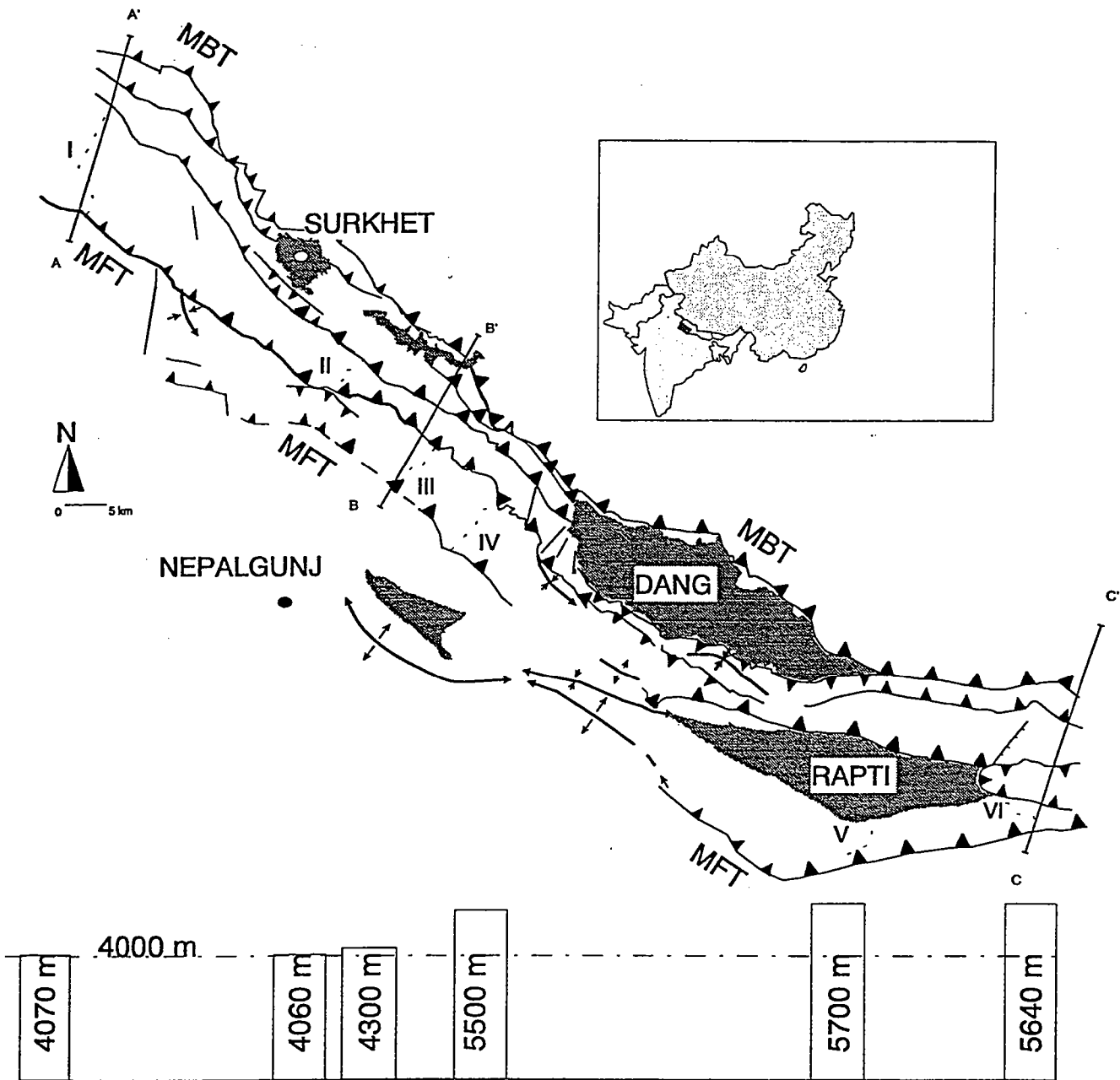


Fig. 5



Epaisseur des écailles au-dessus du plan de décollement

Etude geomorphologique de la faille de El Tigre (Argentine) par l'utilisation conjointe d'images satellites SPOT et du ^{10}Be produit *in-situ*.

Lionel SIAME (1), Michel SEBRIER (1), Didier BOURLES (2), Olivier BELLIER (1), Juan Carlos CASTANO(3), Mario ARAUJO(3), Françoise YIOU(2) and Grant M. RAISBECK(2).

(1) URA-CNRS - Géophysique et Géodynamique Interne, Bât 509, Université Paris-Sud,

(2) Centre de Spectrométrie Nucléaire et de Spectrométrie de Masse, IN2P3-CNRS, Bât 108, Université Paris-Sud

(3) Instituto Nacional de Prevencion sismica (INPRES), Roger Ballet 47 Norte, 5400 San Juan, Republica Argentina.

Introduction - Avant propos

Cette étude est le résultat de la collaboration entre l'U.R.A Géophysique et Géodynamique Interne - CNRS et de l'Institut de Prévention du Risque Sismique argentin (INPRES) d'une part, et d'une collaboration entre l'U.R.A Géophysique et Géodynamique Interne - CNRS et le Centre de Spectrométrie Nucléaire et de Spectrométrie de Masse (IN2P3-CNRS). Ce travail répond à deux objectifs : une approche géodynamique qui s'inscrit dans le cadre de l'étude des grandes failles décrochantes en régime de convergence oblique, et la surveillance de ces failles pour en évaluer le risque sismique.

Dans le cadre de l'Ecole d'été thématique *Géomorphologie : Processus et Modélisation* nous avons présenté comment différents types d'approches (analyse géomorphologique d'images satellites SPOT et datation de marqueurs morphologiques par la méthode du ^{10}Be produit *in-situ*) ont permis l'étude d'une faille décrochante localisée dans les Andes centrales en Argentine, d'en dégager sa signification géodynamique et d'en évaluer son aléa sismique¹.

Contexte Geologique et Géodynamique

La Cordillère des Andes

La Cordillère andine résulte de la convergence entre la plaque Nazca et la plaque Sud-américaine. Cette chaîne s'étend sur près de 8000 km, entre les Caraïbes et la Patagonie, et sur une largeur variant de 250 km au Pérou central à plus de 500 km au niveau de la déflexion d'Arica (Fig.1). Les Andes diffèrent des autres orogènes par la présence d'une subduction océan-continent sur quasiment toute leur bordure Ouest et par une zonation transversale Est-

¹ L'évaluation de l'aléa sismique revient à identifier et caractériser les zones sismiques potentielles (failles actives) qui intéressent une région donnée.

Ouest (fosse marine, arc magnétique continental, domaine subandin formé de plis et chevauchements).

Les études de la sismicité dans la zone de subduction Sud-américaine ont permis de montrer que la plaque plongeante présente des variations importantes de pendages (Isacks & Molnar, 1971; Stauder, 1973, 1975; Barazangi & Isacks, 1976). On peut ainsi distinguer deux segments à pendage sub-horizontale (0° - 10°) au Pérou central (2° S- 15° S) et au Chili central (27° S- 33° S). Les autres segments de la plaque Nazca ont un pendage d'environ 30° (Jarrard, 1986). Cette segmentation de la plaque plongeante se manifeste notamment au travers d'une bonne corrélation entre ces pendages variables et l'existence de volcans actifs (Sébrier & Soler, 1991). En effet, les zones de subduction horizontale ne présentant pas de coin asthénosphérique, aucune production magmatique ne permet la l'édification de volcans actifs au niveau de la plaque supérieure (Fig.1).

Les Andes centrales chiliennes

Cette partie de la Cordillère (18° S- 46° S) peut être subdivisée en trois segments liés à la géométrie de la plaque plongeante. Le segment *Chile Norte* (18° S- 28° S) correspond au segment de la plaque Nazca incliné d'environ 30° au niveau du Pérou méridional et du Chili septentrional. Il est caractérisé par un arc volcanique, par des déformations compressives, sur les deux bords de la Cordillère, et par une extension dans les Hautes-Andes (Sébrier et al., 1985). Le segment *Norte Chico* (28° S- 33° S) est quand à lui localisé à l'aplomb d'un segment horizontal de la plaque Nazca. Les zones de subduction horizontale sont caractérisées par l'absence d'arc volcanique et par des déformations beaucoup plus compressives dans la plaque chevauchante (e.g. Pérou central; Sébrier et al., 1988). Ces traits essentiels se retrouvent au niveau du segment *Norte Chico* : il ne possède pas de volcans actifs et le fort couplage entre les deux plaques se traduit par des déformations compressives importantes (voir Fig.1 : Précordillère argentine et Sierras Pampeanas). Au Sud, la plaque plongeante retrouve un pendage normal et la plaque supérieure est de nouveau caractérisée par un arc magmatique. Chacun de ces segments andins est affecté par des déformations compressives mais aussi par de longues structures décrochantes, telles que la faille d'Atacama et la faille de Liquiñe-Ofqui qui appartiennent respectivement au segment *Chile Norte* et au segment *Chile central*. La faille d'Atacama est décrochante mais son sens de mouvement reste encore beaucoup discuté (Allen, 1965; Armijo & Thiele 1990; Ruegg et al., 1996). La faille de Liquiñe-Ofqui est caractérisée par un sens de mouvement dextre (Hervé et al., 1990; Hervé, 1994) ainsi que la faille de El Tigre (Bastias et al., 1990) qui appartient au segment *Norte Chico*.

Grands décrochements et convergence oblique

Ces failles décrochantes sont des structures parallèles à la marge andine qui peuvent être interprétées comme résultant de la convergence entre les plaques Nazca et Amérique du Sud. En effet, vers 30° S, la convergence entre ces deux plaques se fait selon un vecteur de direction environ $N76^{\circ}$ E et une vitesse de 85 mm/an (DeMets et al., 1990). Si l'on tient compte de la direction de la marge chilienne, on peut calculer une légère obliquité de la convergence de 17° (Fig.1 et Fig.2A). L'obliquité de la convergence peut être partiellement ou complètement accommodée au niveau de la zone de subduction. Si la convergence oblique n'est pas accommodée par la zone de subduction, elle se décompose en deux vecteurs perpendiculaire (accommodé par la zone de subduction) et parallèle. Cette composante parallèle à la marge est prise en compte par la plaque chevauchante sous forme de failles décrochantes (Fitch, 1972; Jarrard, 1986; McCaffrey, 1994; Bellier & Sébrier; 1995; Ego et al., 1995). Toutefois, une convergence légèrement oblique peut également être complètement prise en compte par la zone de subduction (Sébrier & Bellier, 1993; Yu et al., 1993; McCaffrey, 1994).

Le but de cette étude est de comprendre la signification de la faille de El Tigre qui vers 30°S-31°S, se présente comme la seule structure susceptible de prendre en compte la déformation oblique dans la plaque chevauchante. Cette faille, localisée dans le domaine subandin, est une structure décrochante active de la Cordillère des Andes et son étude détaillée devrait nous permettre de lui donner une signification géodynamique. On peut en fait envisager deux hypothèses. Soit cette faille témoigne de la décomposition de l'obliquité de la convergence entre les plaques Nazca et Amérique du Sud, soit sa signification est beaucoup plus locale et elle ne fait qu'accommoder des variations du régime tectonique dans le domaine subandin. Dans le premier cas, la faille de El Tigre est d'échelle lithosphérique, dans le second cas, elle est d'échelle crustale.

Pour répondre à ce problème, une analyse détaillée de la trace de la faille de El Tigre a été réalisée sur images SPOT (Fig.2B). Ces images ont révélé de nombreux marqueurs géomorphologiques affectés et décalés par la faille. Les conditions climatiques arides de cette région de l'Argentine ont conduit à utiliser la méthode du ^{10}Be produit *in-situ* pour dater ces marqueurs. En plus de permettre une estimation de la vitesse de déplacement horizontal pour la faille de El Tigre, ces datations ont des implications importantes, notamment d'ordre climatique. Enfin, cette étude a également permis d'évaluer l'aléa sismique de cette faille décrochante.

Le système de failles de El Tigre

Localisation de la faille de El Tigre

Le système de failles de El Tigre est localisé dans la vallée interandine de Calingasta-Iglesia (Fig.2D). Cette vallée est essentiellement remplie de terrains sédimentaires tertiaires et quaternaires. Elle sépare la Cordillère Frontale (batholithes paléozoïques et mésozoïques) de la Précordillère argentine (Fig.2D). La Précordillère est affectée par une tectonique 'pelliculaire' (thin-skinned tectonic) qui n'atteint pas le socle précambrien métamorphique. Elle s'est édiflée lors de la déformation néogène en plis et chevauchements ('thrust-and-fold belt') d'une couverture sédimentaire essentiellement paléozoïque. Le socle affleure plus à l'Est dans le domaine structural des Sierras Pampeanas (Fig.2B et Fig.2D).

Géomorphologie et segmentation de la faille de El Tigre

La trace de la faille de El Tigre est parallèle à la Précordillère et la borde sur son flanc occidental vers 2200 m d'altitude. Elle mesure 120 km de long entre deux rivières, le rio San Juan au Sud et le rio Jachal, au Nord (Fig.3). Dans le détail, et, malgré une orientation générale N10°-E, des discontinuités majeures du système de failles nous ont permis de distinguer trois segments :

Le *segment Sud*, long de 26 km, montre une seule trace de surface, bien marquée. Ce segment affecte les sédiments paléozoïques plissés de la Précordillère et des cônes détritiques quaternaires qui forment le piedmont de celle-ci (Fig.4). Vers la rivière Rio San Juan il se perd dans le Paléozoïque de la Précordillère. Il montre de nombreux décalages dextres, compris entre 20 et 180 m (Fig.4). Le *segment central* présente une trace assez rectiligne mais elle est composée par de nombreux segments, longs de 1 à plusieurs kilomètres, disposés en relais² ou

² Une zone de relais est une zone où la trace de la faille est constituée de plusieurs segments parallèles

en "oversteps"³ (Fig.3 et Fig.4). Ces zones particulières correspondent à une déformation de surface plus complexe matérialisée par des rides de pression ou de petites zones en dépression (sag ponds) (Fig.5). Contrairement au segment Sud, le segment central présente un escarpement de faille bien marqué. Il prend fin au Sud des montagnes Las Puntas Negras (Fig.3). A ce niveau la faille de El Tigre saute vers l'Ouest et continue sous la forme d'un ensemble de segments beaucoup plus espacés (entre 1 et 5 km), longs de 1 à plusieurs kilomètres. Cette déformation distribuée constitue la zone de terminaison en queue de cheval du système El Tigre (Siame et al. 1996). L'interprétation des images SPOT conduit donc à ne donner à la faille de El Tigre qu'une longueur de 120 km, contrairement aux études précédentes qui en faisaient une faille de plus de 600 km (Bastias et al., 1990; Bastias and Uliarte, 1988). En fait, même si des systèmes de failles actives existent plus au Nord et plus au Sud, il s'agit de systèmes indépendants.

Cette étude de la géométrie de El Tigre montre que ses segments majeurs ont des longueurs semblables à celle des cordons montagneux de la Prêcordillère (Fig.3). Dans la Prêcordillère Orientale, Ortiz & Zambrano (1981) ont donné une profondeur de 12 km pour le décollement principal. Par ailleurs, plus au Nord, dans la région de Jachal, Allmendinger et al. (1990) ont proposé un décollement vers 15 km. Sous la Prêcordillère Occidentale ce décollement est probablement plus profond du fait de l'empilement des rampes et des structures. En prenant en compte ces observations et en considérant le fait que la sismicité superficielle régionale est maximum entre 15 et 20 km de profondeur (Smalley et al., 1993), on propose une profondeur d'environ 15 km pour la faille de El Tigre (Siame et al., 1996).

Vitesse de déplacement horizontal de la faille de El Tigre

Pour obtenir une estimation sur le long terme de la vitesse de déplacement horizontal de la faille de El Tigre, nous avons utilisé les nombreux marqueurs morphologiques décalés le long de sa trace. Ces marqueurs sont notamment des chenaux d'érosion qui incisent des cônes détritiques quaternaires (Fig.4). La province de San Juan étant une région particulièrement aride où l'absence de matière organique empêche toute datation au ¹⁴C, aucune datation absolue de ces cônes détritiques n'était disponible. Un âge Pleistocène moyen était toutefois généralement attribué à ces formations détritiques. Aujourd'hui, on peut dans un tel cas utiliser la méthode de datation par dosage du ¹⁰Be cosmogénique produit *in-situ* (Cerling & Craig, 1994; Lal, 1991; Ritz et al., 1995). On échantillonne pour ce faire un bloc rocheux inclus dans la surface du marqueur géomorphologique que l'on souhaite dater et on en isole la fraction de quartz. La concentration en ¹⁰Be mesurée dans cette fraction permet de calculer un temps d'exposition minimum correspondant à l'abandon de la surface considérée. Cette méthode de datation suppose un taux d'érosion nul, hypothèse raisonnable dans cette région subdésertique.

De même, elle suppose que tous les blocs avaient une concentration initiale en ¹⁰Be négligeable avant leur incorporation dans les dépôts détritiques qui ont édifiés les cônes. Pour s'assurer de la validité d'une telle hypothèse, de gros blocs, bien enchassés dans la surface sont échantillonnés. Transportés par des phénomènes fortement énergétiques susceptibles de creuser profondément dans la région source et de les mettre en mouvement, ces blocs étaient probablement jusqu'alors protégés du rayonnement cosmique par une épaisseur importante de roche. Plusieurs échantillons sont prélevés sur chaque type de surface afin d'obtenir une

³ Un "overstep" correspond à un saut à gauche ou à droite de la trace segmentée d'une faille décrochante. Dans le cas d'une faille dextre, un saut à gauche est compressif et un saut à droite est extensif.

couverture statistique ainsi que dans des chenaux actifs et dans les régions sources; ces derniers servant de référence.

Les résultats obtenus par Spectrométrie de Masse par Accélérateur (Tandetron, Gif/Yvette) confirment les cinq niveaux de surfaces de cônes déterminés géomorphologiquement lors de l'échantillonnage (Fig.6A). Pour déterminer la vitesse de déplacement horizontal de la faille il est nécessaire d'estimer l'âge de la mise en place du réseau de chenaux d'érosion décalés. Il apparaît être postérieur aux surfaces de cône datées à 180.000 ans. Les plus grands décalages observés, dont peut aussi supposer que se sont les plus anciens, compris entre 150 et 180 m et localisés à l'intérieur de ces cônes détritiques datés à 180.000 ans, permettent d'estimer une vitesse de déplacement horizontal qui est de l'ordre de 1 mm/an.

Signification de la faille de El Tigre

La géométrie de la faille de El Tigre observable en surface, la longueur de sa trace (120 km), et l'estimation de sa profondeur sont autant d'éléments qui suggèrent que cette faille devrait être considérée comme une structure d'échelle crustale (Siame et al., 1996) associée à la déformation de la Précordillère argentine. En effet, les discontinuités majeures qui segmentent sa trace peuvent être corrélées directement aux variations de géométrie des chaînons montagneux de la Précordillère (Siame et al., 1996).

La dynamique du système de la Précordillère et de la faille de El Tigre est principalement contrôlée par leurs orientations respectives par rapport au champ de contrainte régional compressif (induit par l'interaction des plaques Nazca et Amérique du Sud). Ce système peut être interprété comme une zone transpressive dextre d'échelle crustale. L'état de contrainte régional peut alors être décomposé en une composante purement décrochante accommodée par la faille de El Tigre et un raccourcissement E-W pris en compte par les chevauchements précordillérains.

Aléa sismique de la faille de El Tigre

Hormis son intérêt géodynamique, le caractère actif de cette faille nous a conduit à nous intéresser à son aléa sismique. En effet, si la région est soumise à un climat subdésertique, elle n'en est pas moins habitée, un barrage est en construction près de son extrémité Nord et la ville de San Juan, plusieurs fois affectée par des séismes destructeurs, n'est qu'à 150 km à l'Est. Les estimations présentées ne sont actuellement basées que sur l'analyse de la la géométrie de la faille. Une étude paléosismique plus approfondie serait nécessaire pour les préciser.

Pour évaluer l'aléa sismique de cette source sismique potentielle qu'est la faille de El Tigre, nous avons utilisé les corrélations empirico-statistiques établies par Wells & Coppersmith (1994) basées sur les lois d'échelle de Scholz (1990). Elles permettent de relier les paramètres géométriques de la faille à la magnitude maximale probable d'un séisme. Ces paramètres sont la longueur en surface de la trace des différents segments, la profondeur sismogénique de la zone de faille et le déplacement associé à un événement sismique. Ce dernier paramètre a été estimé par l'observation de tranchés, creusées perpendiculairement à la trace de la faille. Trois événements sismiques ont pu être identifiés au cours d'une période Holocène-Pléistocène supérieur. Nous n'avons cependant pas pu identifier avec exactitude le rejet horizontal de chacun de ces trois événements, mais seulement un rejet cumulé de 9 m environ. Sans pour autant adopter le modèle de séisme caractéristique (Schwarz & Coppersmith, 1984), l'hypothèse de trois rejets identiques conduit à estimer un déplacement cosismique de 3 m. Enfin, des hypothèses de séismes maximums sur toute la longueur de la faille ou sur les différents segments nous ont amené à calculer des magnitudes (M_w) probables comprises entre 6.5 et 7.5 (Siame et al., 1996). De plus, étant donnée la vitesse de la faille estimée, un

temps de récurrence d'au moins 5000 ans doit être considéré. Dans la mesure où un déplacement lent et continu n'est pas pris en compte, cette estimation du temps de récurrence doit être considérée comme une limite inférieure.

Conclusions

Une étude détaillée des images SPOT a permis de dégager les traits géomorphologiques fondamentaux de la faille de El Tigre. Cette faille décrochante dextre possède une trace orientée N10°-E, de 120 km de long et composée de trois segments ayant des signatures géomorphologiques différentes. Cette étude de la géométrie de la faille associée à l'étude de la géométrie de la Précordillère permet d'interpréter cette faille comme une structure d'échelle crustale. Nous proposons de considérer que la faille de El Tigre accommode la composante décrochante dextre d'un régime tectonique régional transpressif.

La méthode de datation par dosage du ^{10}Be produit *in-situ* a permis de dater sans ambiguïté cinq surfaces de cônes détritiques. Outre l'estimation de la vitesse horizontale de la faille de El Tigre, ces mesures permettent d'obtenir une information d'ordre climatique. Il apparaît notamment que les dépôts détritiques qui constituent le piémont occidental de la Précordillère ont été mis en place au cours des 800.000 dernières années lors de cinq crises corrélables aux variations globales du climat mondial (Fig.6B).

Ces mesures apportent également un enseignement d'ordre méthodologique. Jusqu'à présent, la très bonne préservation de la trace cette faille et l'absence de données concernant l'âge des marqueurs morphologiques avaient conduit à considérer la faille de El Tigre comme une structure tectonique majeure plus rapide (plusieurs mm/an à 1cm/an). Cependant, les datations obtenues montrent que la morphologie de la vallée est en réalité très bien préservée du fait de conditions climatiques exceptionnelles. Cette idée s'applique bien évidemment aux cônes détritiques dont on pensait communément qu'ils étaient âgés de 10.000 à 100.000 ans maximum et à la trace de la faille de El Tigre. Il faut donc bien avoir conscience qu'une structure géomorphologiquement bien préservée n'est pas forcément 'jeune'.

References Bibliographiques

- ALLMENDINGER R.W., FIGUEROA D., SNYDER D., BEER J., MPODOZIS C. & ISACKS B.L. : *Foreland shortening and crustal balancing in the Andes at 30°S latitude*, Tectonics, 9 (4): 789-809., 1990.
- ALLEN C. : *Transcurrent faults in continental areas*. Royal Society Philosophical actions, 258, 82-89, 1965.
- ARMIJO R. & S_BRIER M. : *D_couplage et bifurcation parall_les _ la cha_ne des Andes : Analyse des failles d'Atacama et de El Tigre avec SPOT*. Journ_e Scientifique du 24 Octobre 1991 : Tectoscope - Positionnement, CNRS-INSU.
- ARMIJO R. & THIELE R. : *Active faulting in Northern Chile : ramp stacking and lateral decoupling along a subduction plate boundary?* Earth and Planet. Sci. Lett., 98: 40-61, 1990.
- BARAZANGI M. & B.L. ISACKS : *Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate under South America*, Geology, 4, 686-692, 1976.
- BASTIAS H.E. : *Discontinuidades tectonicas a la latitud de 32° Sur y su importancia en las hipotesis de evolucion de Precordillera*. Decimo primer Congreso Geologico Argentino, San Juan, Actas II: 407-411, 1990
- BASTIAS H.E., ULIARTE E., DE DIOS PAREDES J., SANCHEZ A., BASTIAS J.A., RUZYCKI L. & PERUCCA P. : *Neotectonica de la Provincia de San Juan, Primer Congreso Geologico Argentino, San Juan*, 1990.
- BASTIAS H.E. & ULIARTE E. : *Neotectonic of the "El Tigre" fault system, Quaternary activity and geologic hazard relationship*. XXXV Congresso Brasileiro de Geologia, 1988.

- CERLING T.E. & CRAIG H : *Geomorphology and in-situ cosmogenic isotopes*. Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 22: 273-317, 1994.
- DEMETS C., GORDON R.G., ARGUS D.F. & STEIN S. : *Current plate motions*. Geophys. J., 101: 425-478, 1990.
- DEVERCHERE J. : *Extension crustale dans un contexte de convergence de plaques : l'exemple du Pérou central contraint par des données sismotectoniques*. Thèses de l'université d'Orsay Paris-Sud - inédite, 251 pp., 1988.
- EGO F., SEBRIER M. & YEPES H. : *Is the Cauca-Patia and Romeral fault system left or right-lateral?* Geophys. Res. Lett. (22), 1: 33-36, 1995.
- HERVE F., PANKHURST R.J., CEMBRANO J. & MUNIZAGA F. : *Magmatism and Tectonics in the Andes of Chiloe (42°-45°S), Chile*. In : Symp. Int. "Géodynamique Andine", ORSTOM, Colloques et Séminaires, Grenoble: 305-308, 1990.
- HERVE F. : *The Southern Andes between 39°S and 44°S latitude : The geological signature of a transpressive tectonic regime related to a magmatic arc*. In : Tectonics of the Southern Central Andes, Springer-Verlag: 243-248, 1994.
- FITCH T.J. : *Plate convergence, transcurrent faults, and internal deformation adjacent to Southeast Asia and Western Pacific*. J. Geophys. Res., 77: 4432-4460, 1972.
- INPRES (Instituto Nacional de Prevencion Sismica), 1/500000; Geological Map of the San Juan Province.
- INPRES (Instituto Nacional de Prevencion Sismica) : *Microzonification sismica del valle de Tullum - Provincia de San Juan*. In : Informe tecnico general, Volumen I, 1982.
- ISACKS B.L. & P. MOLNAR : *Distribution of stresses in the descending lithosphere from a global survey of focal mechanism solutions of mantle earthquakes*. Rev. Geophys. Space Physics, 9, 103-104.
- JARRARD R.D. : *Relations among subduction parameters*. Rev. Geophys., 24, 2: 217-284, 1986.
- LAL D : *Cosmic ray labeling of erosion surfaces : in-situ nuclide production rates and erosion models*. Earth and Plan. Sci Lett., 104, p. 424-439, 1991.
- MCCAFFREY R. : *Global variability in Subduction Thrust Zone-Forearc Systems*. Pageoph., Vol. 142, No 1: 173-224, 1994.
- MERCIER J.L. : *La d. formation des continents au voisinage des marges convergentes*. Bull. Soc. G. ol. France, t. XXVI, n° 3: 551-566, 1984.
- MERCIER J.L., S. BRIER M., LAVENU A., CABRERA J., BELLIER O., DUMONT F.F., & MACHARE J. : *Changes in the tectonic regime above a subduction zone of andean type: the Andes of Peru and Bolivia during the Pliocene - Pleistocene*. J. Geophys. Res., Vol. 97, No B8: 11945-11982, 1992.
- ORTIZ A. & J.J. ZAMBRANO: *La provincia geologica Precordillera Oriental*. Actas del VIII Congr. Geol. Argent., Vol. 1: 59-74, 1981.
- RUEGG J.C., J. CAMPOS, R. ARMJO, S. BARRIENTOS, P. BRIOLE, R. THIELE, M. ARANCIBIA, J. CANUTA, T. DUQUESNOY, M. CHANG, D. LAZO, H. LYON-CAEN, L. ORTLIEB, J.C. ROSSIGNOL & L. SERRURIER : *The Mw = 8.1 Antofagasta (North Chile) earthquake of July 30, 1995 : First results from teleseismic and geodetic data*. Geophys. Res. Lett., Vol. 23, NO.9, p. 917-920, 1996.
- RITZ J.F., BROWN E.T., BOURLES D.L., PHILIP H., SCHLUPP A., RAISBECK G.M., YIOU F. & ENKHTUVSHIN : *Slip-rates along active faults estimated with cosmic-ray exposure dates : Application to the Bogd Fault, Gobi-Altai, Mongolia*. Geology, V.23, N°11: 1019-1022, 1995.
- SCHWARZ D.P. & K.J. COPPERSMITH : *Seismic hazards - new trends in analysis using geological data*. Active Tectonics, National Academy Press, Washington D.C., p. 215-230, 1986.
- SCHOLZ C.H. : *The mechanics of earthquakes and faulting*. Cambridge University Press, 439 p., 1990.
- STAUDER W. : *Mechanism and spatial distribution of Chilean earthquakes with relation to subduction of the oceanic plate*. J. Geophys. Res., 78, 5033-5061, 1973.
- STAUDER W. : *Subduction of the Nazca plate under Peru as evidenced by focal mechanism and by seismicity*. J. Geophys. Res., 80, 1053-1064, 1975.
- SIAME L., M. SEBRIER, O. BELLIER, J.C. CASTANO & M. ARAUJO : *Geometry and segmentation of the El Tigre Fault Zone, San Juan Province (Argentina) from SPOT image analysis*, to be submitted to Annales Tectonicae.
- SEBRIER M. & BELLIER O. : *How is accommodated the parallel-to-the-trench slip component in oblique convergent subduction : the Andean case*. Second ISAG, Oxford (UK), 21-23/9/1993: 139-141, 1993.
- SEBRIER M. & SOLER P. : *Tectonics and magmatism in the Peruvian Andes from Late Oligocene time to Present*. Edited by : R.S. Harmon and C.W. Rapela. In : Andean magmatism and its tectonic setting, Boulder, Colorado, Geol. Soc. Am. Special Paper 265: 259-278, 1991.

- SEBRIER M., LAVENU A., FORNARI M. & SOULAS J.-P. : *Tectonic and uplift in Central Andes, Peru, Bolivia Northern Chile, from Eocene to Present*. *Geodynamique*, v. 3: 85-106, 1988.
- SEBRIER M., MERCIER J.L., MEGARD F., LAUBACHER G. AND CARAY-GAILHARDIS E : *Quaternary normal and reverse faulting and the state of stress in the Central Andes of Southern Peru*. *Tectonics*, v. 4: 739-780, 1985.
- SMALLEY JR. R., PUJOL J., REGNIER M., CHIU J.M., CHATELAIN J.L., ISACKS B.L., AUROJO M. & PUEBLA N. : *Basement seismicity beneath the Andean Precordillera thin-skinned thrust and fold belt and implications for crustal and lithospheric behavior*. *Tectonics*, Vol.12, No.1: 63-76, 1993.
- URREIZTIETA (DE) M. : *Tectonique néogène et bassins transpressifs en bordure méridionale de l'Altiplano-Puna (27°S), Nord-Ouest argentin*. PhD Thesis - unpublished, 1995.
- YU G., WESNOUSKY S.G. AND EKSTRÖM G. : *Slip partitioning along major convergent plate boundaries*. *Pageoph.*, Vol. 140, No. 2: 183-210, 1993.
- WELLS D.L. & COPPERSMITH K.J. : *New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area and Surface displacement*. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84(4): 974-1002, 1994.

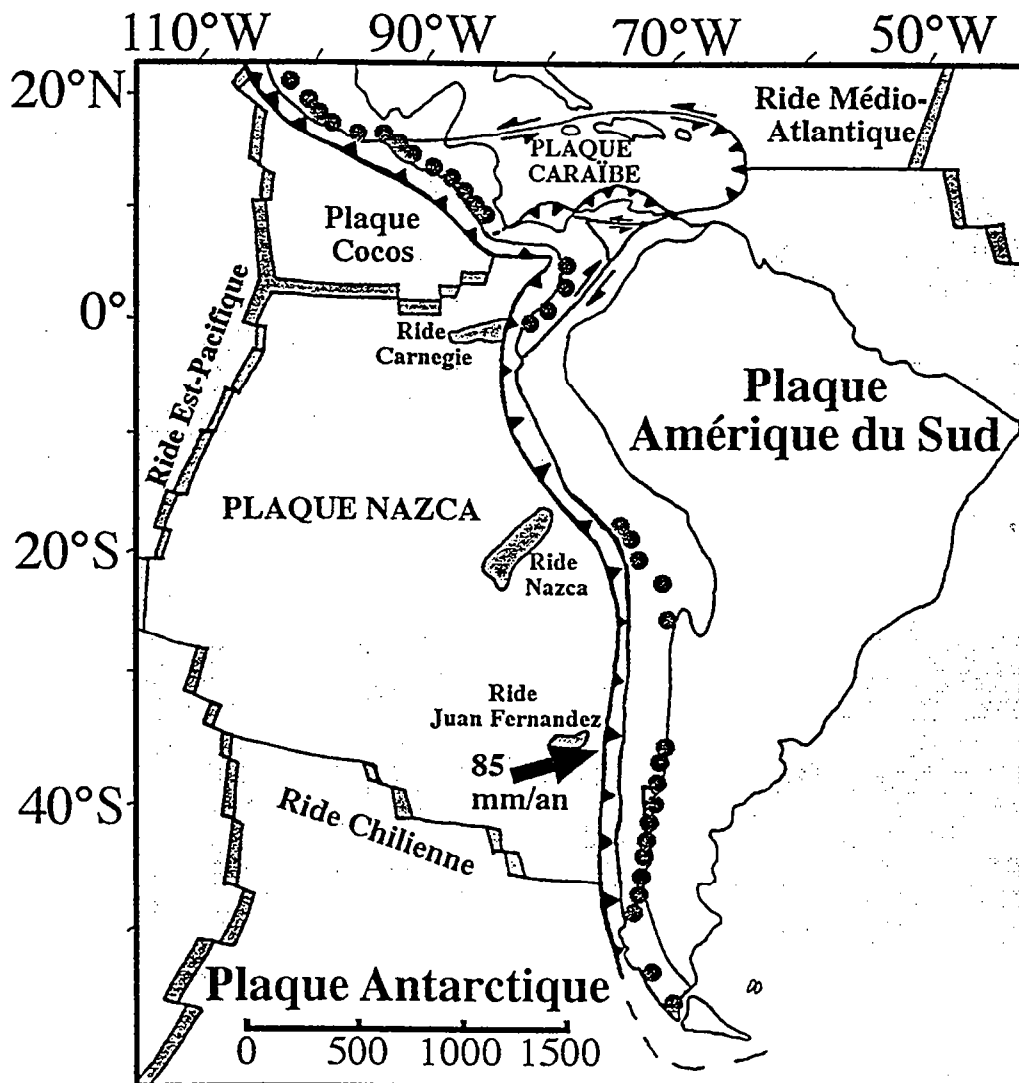


Figure 1 : Schéma géodynamique de la subduction entre les plaques Nazca et Amérique du Sud; la flèche indiquant le vecteur de convergence (Demets et al., 1990).

Figure 2 : Cette figure présente : A-Le contexte géodynamique; B-Les différentes provinces structurales des Andes entre 24°S et 32°S et 68°W et 64°W (l'encart localise D); C-La localisation des huit scènes SPOT (KJ673409 à 412 et KJ674410 à 413) qui ont été utilisées pour cette étude; D-Carte structurale du domaine Subandin vers 30°S (d'après INPRES, 1982; De Urreiztieta; 1995 et modifiée après observations sur images SPOT et Landsat).

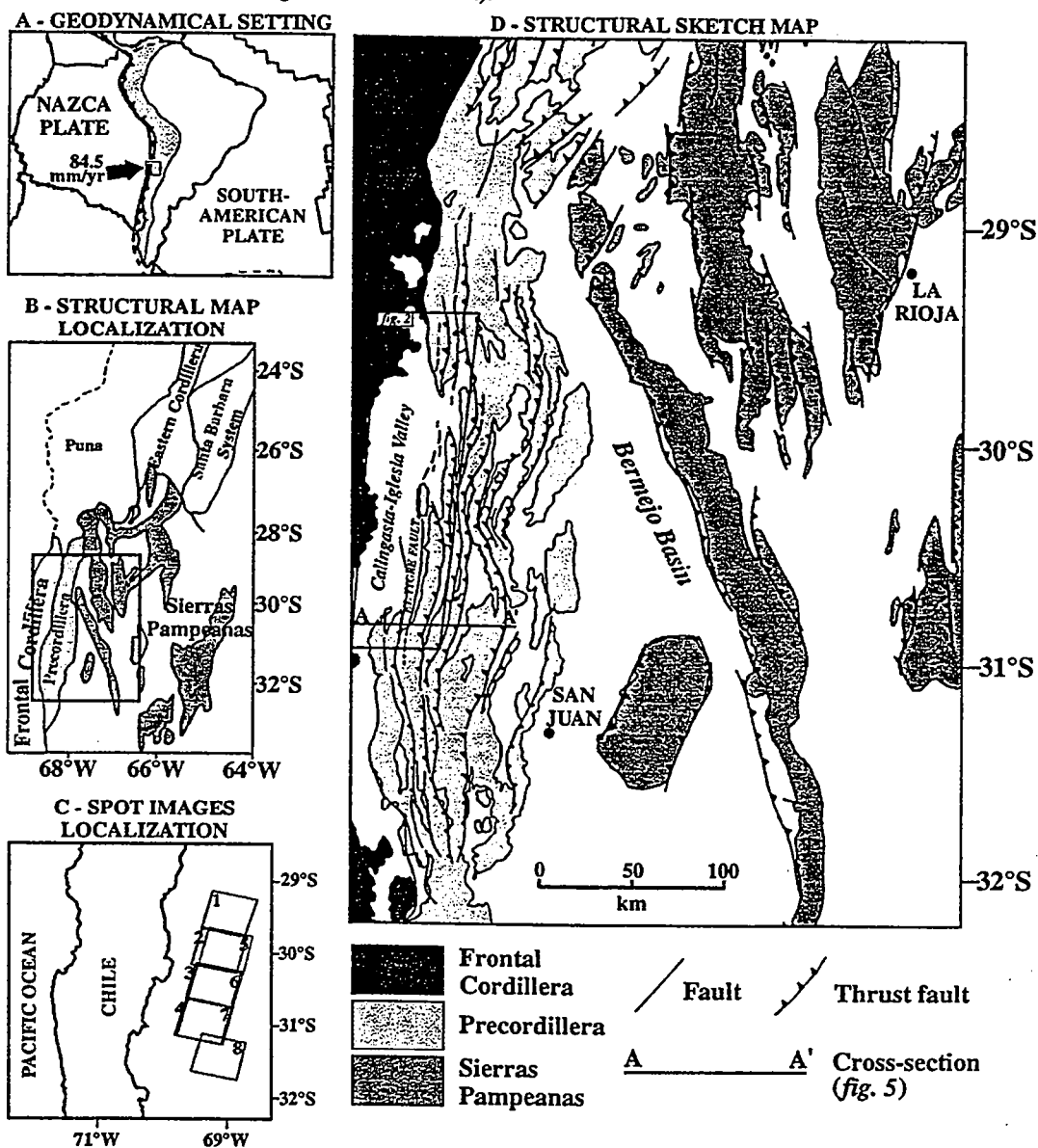


Figure 3 : Interprétation géologique et structurale des huit scènes SPOT centrées sur la vallée de Calingasta-Iglesia. Les numéros indiquent les trois segments majeurs de la faille de El Tigre.

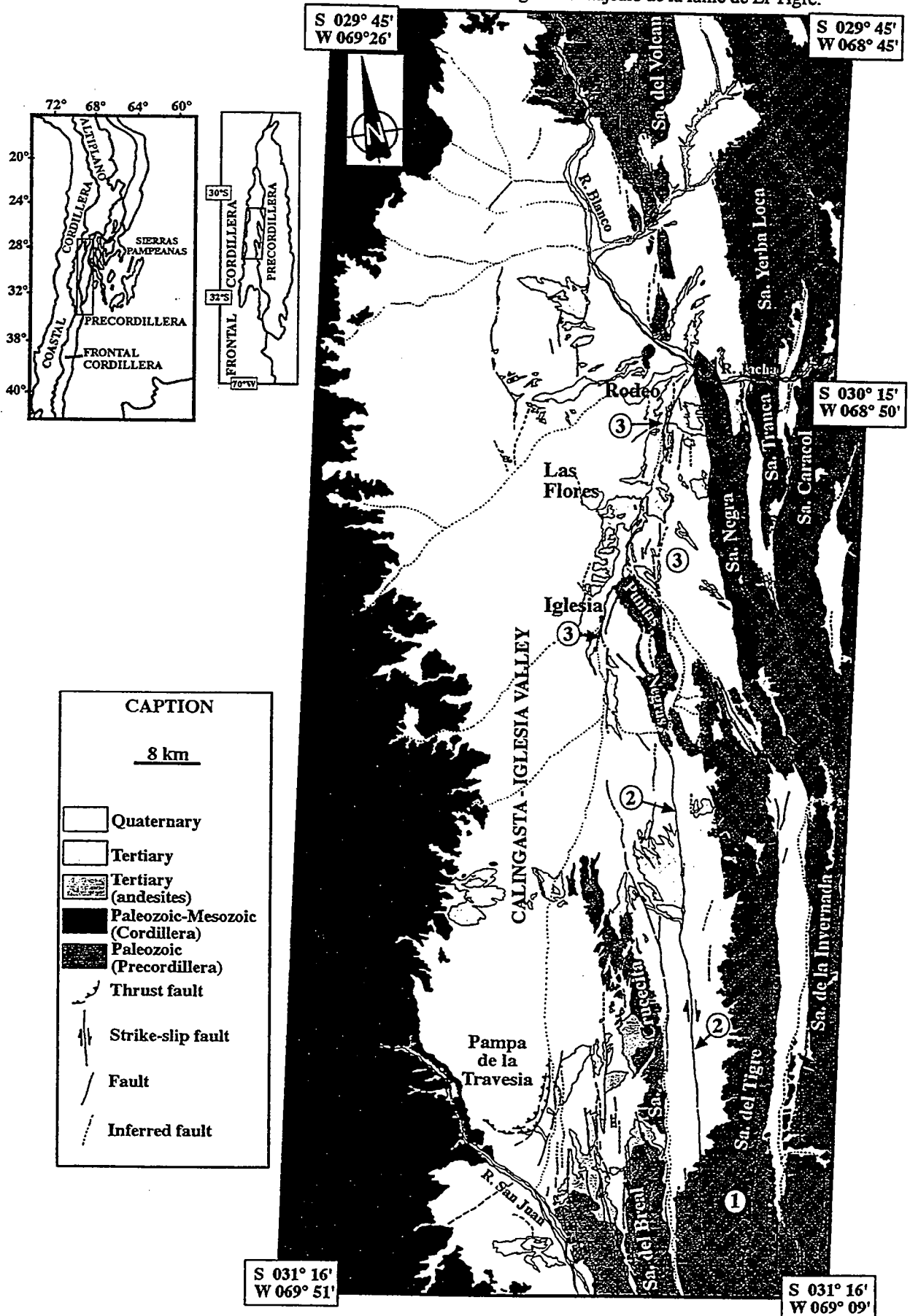


Figure 4 : Cette figure montre une partie des segments Sud et central de la faille de El Tigre. Le segment Sud présente une trace unique décalant de façon dextre le réseau de chenaux d'érosion qui incise des cônes détritiques. Le segment central, composé par de nombreux segments élémentaires disposés en relais, est caractérisé par un escarpement vers l'Est.

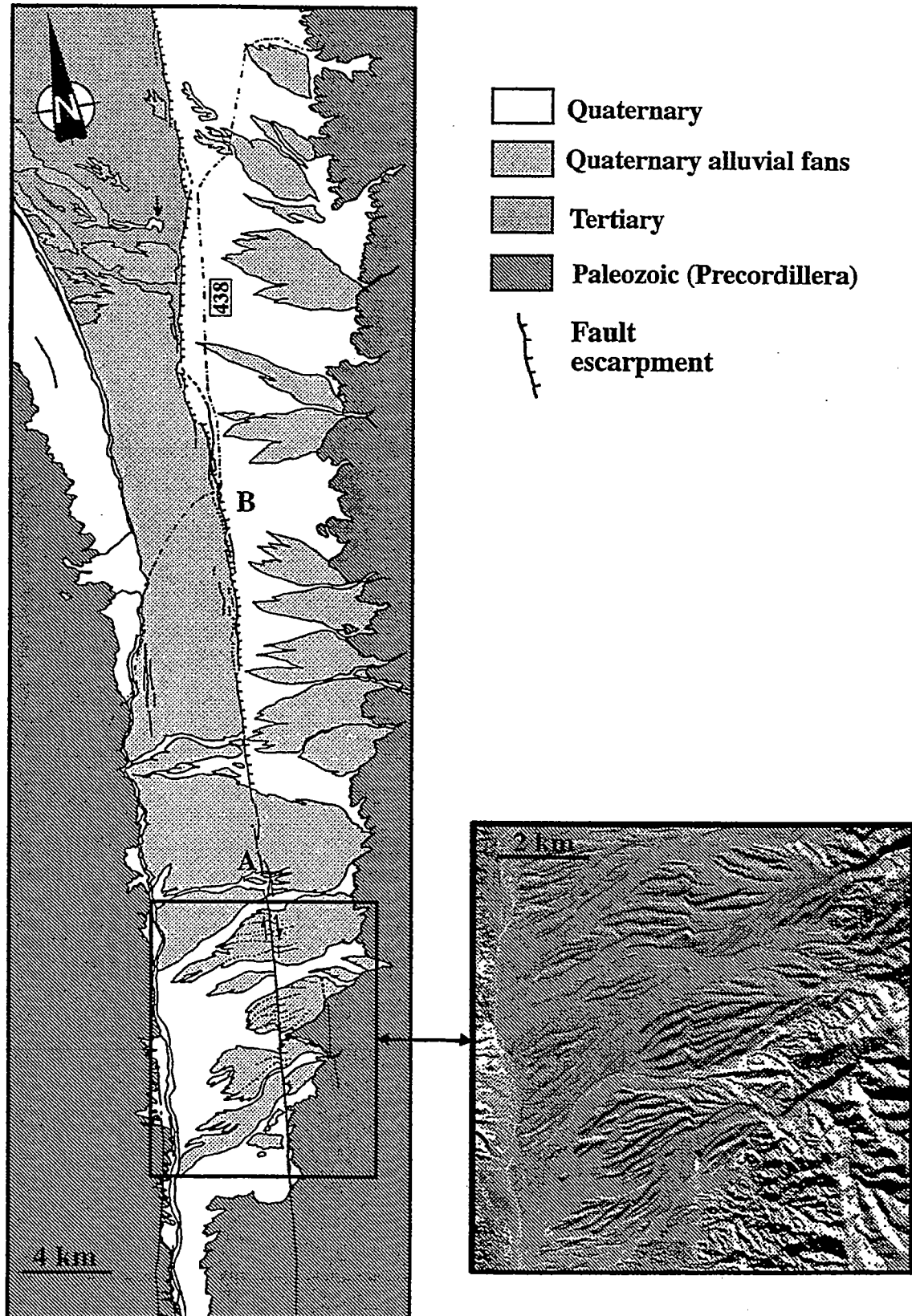


Figure 5 : Deux exemples d'oversteps le long du segment central : A-Overstep double (limite entre le segment Sud et le segment central); B-Alternances de zones transmissives, exprimées par de petites dépressions morphologiques (*releasing basin R.B.*) et de zones transpressives marquées par des rides de pression (*pressure ridge P.R.*).

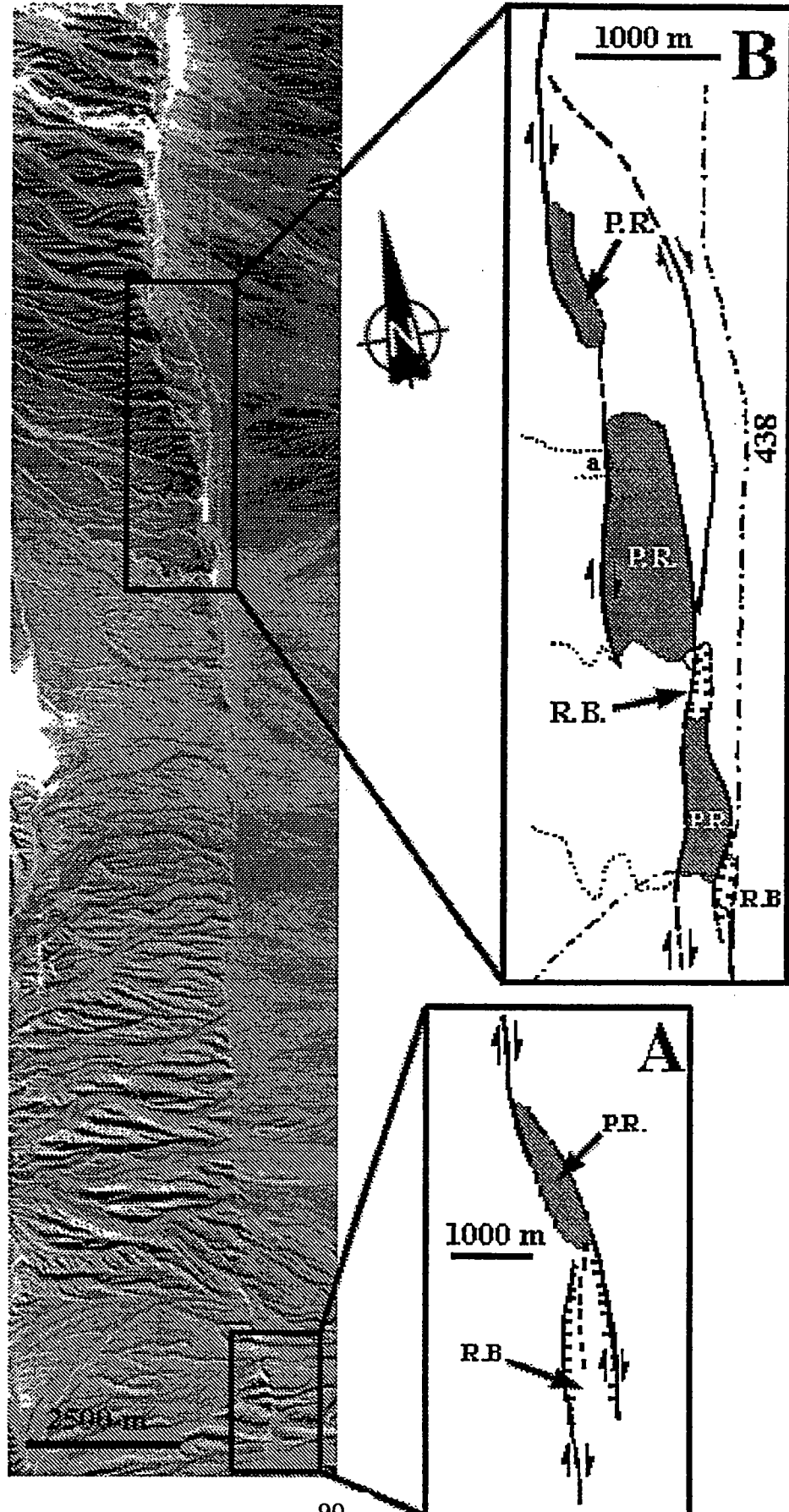


Fig.6a

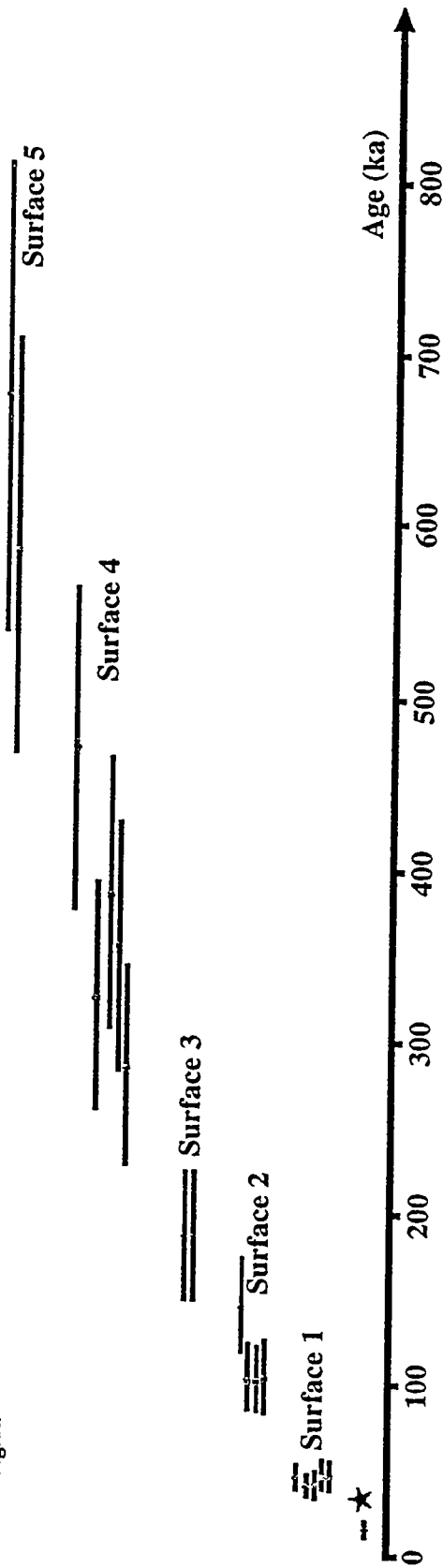


Fig.6b

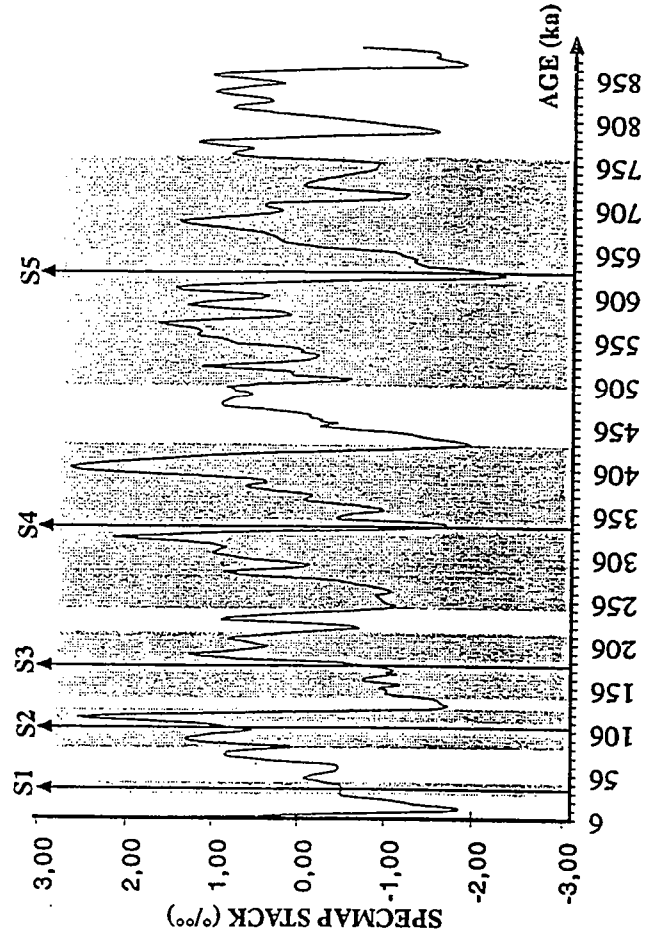


Figure 6 : Ces deux graphiques présentent les résultats obtenus par la méthode du ^{10}Be produit *in-situ*.

Fig.6a : Résultats des datations pour les cinq surfaces appartenant aux cônes détritiques quaternaires affectés par la faille de El Tigre. L'étoile indique la datation de l'incision de la surface 1 à environ 16.000 ans. Les âges des surfaces sont compris entre environ 40.000 ans (S1) et 620.000 ans (S5).

Fig.6b : Les âges moyens des niveaux géomorphologiques sont corrélés aux variations globales du climat mondial depuis les 800.000 dernières années (variations du delta- ^{18}O dans les océans, courbe moyenne sur cinq carottes marines, d'après Imbrie et al., 1984).

Dénudation et soulèvement du Ghat occidental, Inde du Sud. L'apport des traces de fission et de la modélisation

Yanni Gunnell⁽¹⁾, Luce Fleitout⁽²⁾

(1) Laboratoire de Géographie Physique (case 7001), Université Paris 7

(2) Laboratoire de Géologie, CNRS- URA 1316, Ecole Normale Supérieure

Comme c'est le cas de nombreuses marges passives issues de la fragmentation du supercontinent de Gondwana, le Ghat occidental se caractérise par un bourrelet de hautes terres à géométrie dissymétrique : il présente une façade littorale évoluée en Grand Escarpement, d'une dénivellation pouvant varier entre 2 400 et 500 m, précédé d'une frange de bas-pays côtier plus ou moins large, et une retombée continentale beaucoup plus progressive (Figs 1 et 2).

L'étude se donne pour objet d'expliquer la géométrie (amplitude, longueur d'onde et continuité sur 1 500 km), la genèse et la longévité de cette macroforme dérivée d'un rifting fini-crétacé. La profonde unité du relief, malgré la diversité des âges géologiques du bâti structural, suggèrent un comportement de l'épaule de rift régi par une cause unique et postérieure à la mise en place du trap du Deccan. L'hypothèse de travail repose sur l'idée que le relief actuel, qui défie les prédictions habituelles de relaxation suivant les lois d'une érosion qui obéirait aux équations de diffusion, est à mettre au compte d'un rebond flexural auto-entretenu par l'extrême inégalité des taux de dénudation ayant opéré de part et d'autre du Grand Escarpement, celui-ci reculant parallèlement à lui-même.

La mise à l'épreuve de cette hypothèse exigeait que l'on puisse accéder, pour l'ensemble de la région, à la tranche disparue et donc aux charges lithosphériques supprimées par l'érosion depuis la date initiale à 60 Ma — retenue comme point de départ (éruption du Deccan trap) de l'évolution post-rift. Ceci a pu être réalisé d'une part en simulant la décharge progressive du continent par érosion afin de restituer la masse de sédiments cénozoïques présents en mer (Figs 1 et 3), d'autre part en calant sur des vestiges de paléosurface crétacée, identifiables dans le paysage, la géométrie de la topographie initiale au moment d'être en partie scellée par les basaltes du trap. La méthode des traces de fission dans l'apatite a été enfin et surtout utilisée aux fins de quantifier les taux de dénudation sur l'ensemble de la région étudiée (Fig. 1). Cette méthode de thermochronologie mesure le taux de refroidissement subi par un échantillon de grains d'apatite, minéral uranifère, entre 110 °C et la surface. On détermine, pour une population de grains et à l'aide d'un facteur de calibration (ζ) dérivé de standards géologiques, un âge (appelé âge apparent) qui, suivant le principe de l'équation d'âge en géochronologie, indique par la densité ρ_s de traces accumulées la date à laquelle l'échantillon a franchi l'isotherme critique (110 °C) au cours de sa remontée vers la surface. Si l'on connaît le gradient géothermique, et que l'on s'est assuré par ailleurs qu'aucun événement thermique d'origine interne (magmatisme, etc...) n'est venu perturber l'histoire de l'échantillon, on peut convertir le taux de refroidissement en taux de dénudation, puisque la mise à l'affleurement d'une roche initialement à une certaine profondeur dans la croûte conduit celle-ci à se refroidir. L'information sur le parcours temps - température recherché est enrichie par l'étude de la distribution des longueurs de traces (Fig. 2). Celles-ci, suivant l'histoire thermique de l'échantillon dans la croûte supérieure, revêtent des formes de distribution variées car chaque

trace fraîche a tendance à se raccourcir lorsqu'elle séjourne plus ou moins longtemps à des températures comprises entre 100 et 60 °C. Le diagnostic obtenu est incorporé à une procédure de simulation directe de l'histoire de l'échantillon, calée sur les lois connues de la cinétique d'effacement des traces dans l'apatite (Laslett *et al.*, 1987), et réalisée suivant une méthode exploratoire prise en charge par un algorithme génétique (Gallagher, 1995) qui aboutit à identifier la courbe de refroidissement la plus probable de l'échantillon (Fig. 2).

Deux populations très contrastées d'échantillons (Fig. 2), séparées par l'escarpement du Ghat, confirment la forte dissymétrie des taux de dénudation : lente et monotone, de 15 à 20 m/Ma sur le revers, elle se révèle beaucoup plus rapide après ~ 31 Ma (± 10 Ma) dans la région littorale, indiquant un événement géodynamique responsable d'une accélération importante de l'érosion.

L'ensemble de ces informations quantitatives a été incorporée dans un modèle flexural aux différences finies cherchant à explorer l'hypothèse de départ, suivant laquelle la seule géodynamique externe (la dénudation) de la plaque indienne pourrait expliquer le soulèvement responsable du relief. Les simulations préliminaires obtenues (Fig. 4) semblent indiquer que ce dernier, qui tient tête à une érosion non négligeable depuis 60 Ma, a pu être engendré par simple rebond élastique d'une plaque lithosphérique d'épaisseur supérieure ou égale à 35 km, mais à la condition qu'une forme de découplage entre les lithosphères continentale et océanique soit postulée (plaque semi-infinie). Cette conclusion, qui minimise le rôle de la géodynamique interne dans la genèse de certaines épaules de marge passive, renoue avec les théories géomorphologiques formulées par King (1955) puis Summerfield (1991), sans toutefois écarter d'autres modèles proposés dans la littérature pour des plaques infinies. En effet, dans le cas d'une plaque infinie, une contribution d'appoint par des processus internes (à déterminer) devient nécessaire puisque l'on constate (Fig. 4) une péjoration dans l'ajustement de la topographie prédite à la topographie réelle.

Indépendamment des résultats analytiques, dont les implications théoriques sont argumentées ailleurs (Gunnell & Fleitout, à paraître), une synthèse de la méthodologie d'ensemble est proposée dans la figure 5.

Bibliographie

- King, L.C. 1955. Pediplanation and isostasy: an example from South Africa, *Quarterly Journal of the Geological Society*, 111, 353-359.
- Gallagher, K. 1995. Evolution temperature histories from apatite fission-track data, *Earth and Planetary Science Letters*, 136, 421-435.
- Gunnell, Y. 1996. *Géodynamique d'une moyenne montagne tropicale. La genèse des paysages dans le Ghat occidental du Deccan, sur son revers continental et son piémont maritime*, Thèse de doctorat, Université Blaise-Pascal, Clermont-Ferrand, 950 p.
- Gunnell, Y. & Fleitout, L., à paraître. The Western Ghats, India, in Summerfield, M. (Ed.) : *Geomorphology and Global tectonics*, John Wiley, Chichester.
- Laslett, G.M., Green, P.F., Duddy I.R. & Gleadow, A.J.W. 1987. Thermal annealing of fission-tracks in apatite, 2, A quantitative analysis, *Chemical Geology*, 65, 1-13.
- Summerfield, M.A. 1991. *Global geomorphology*, Longman, 537 p.

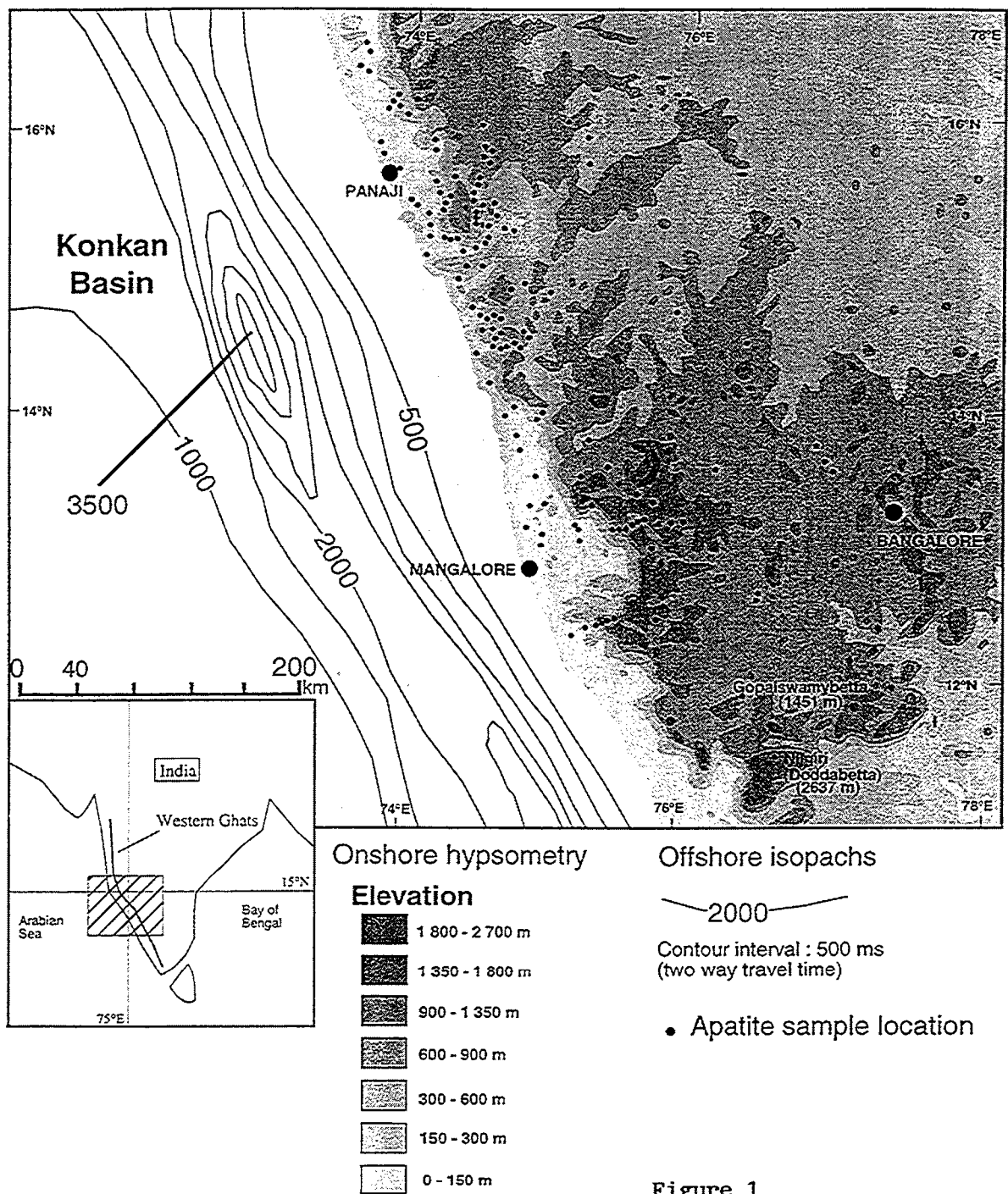


Figure 1

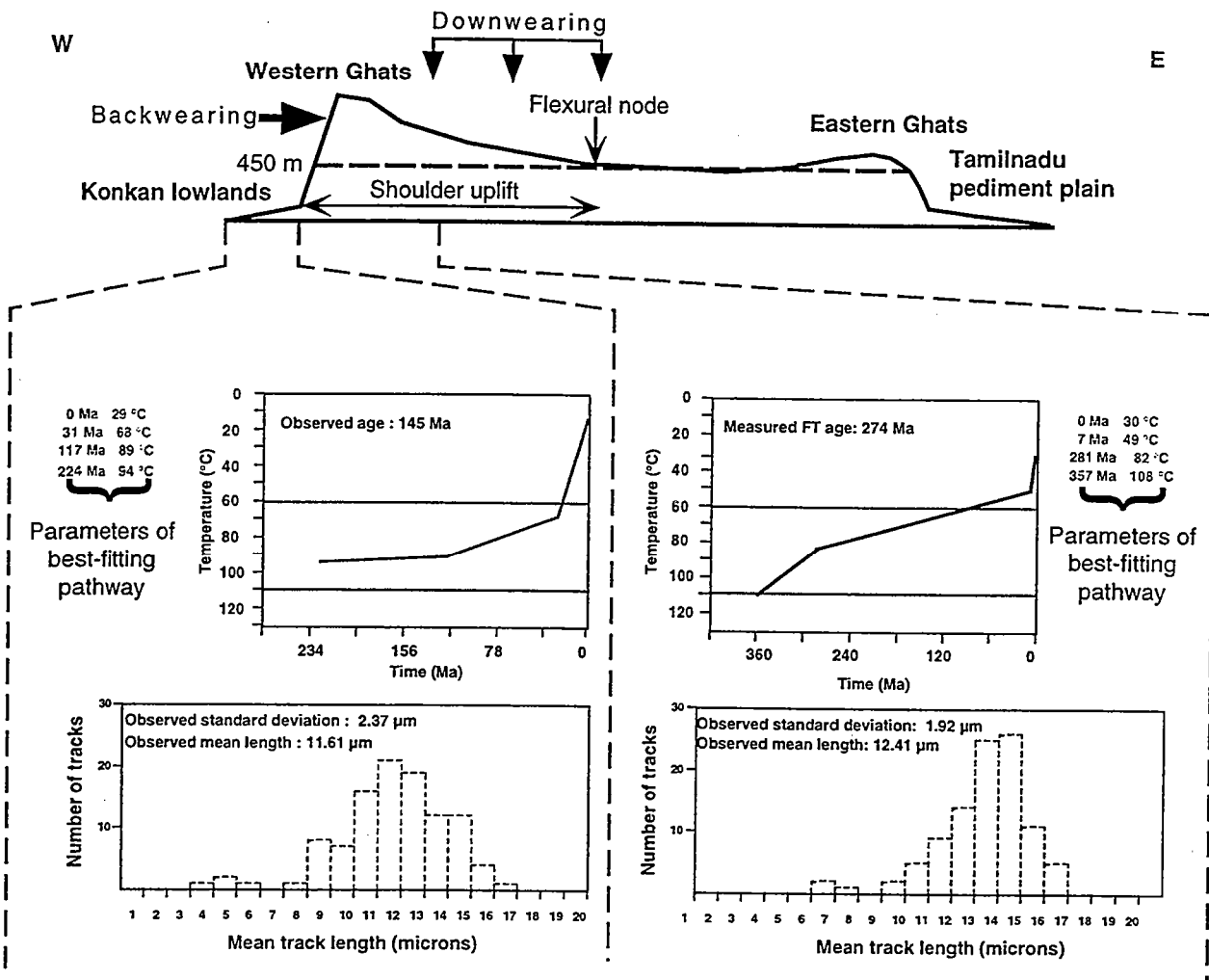


Figure 2

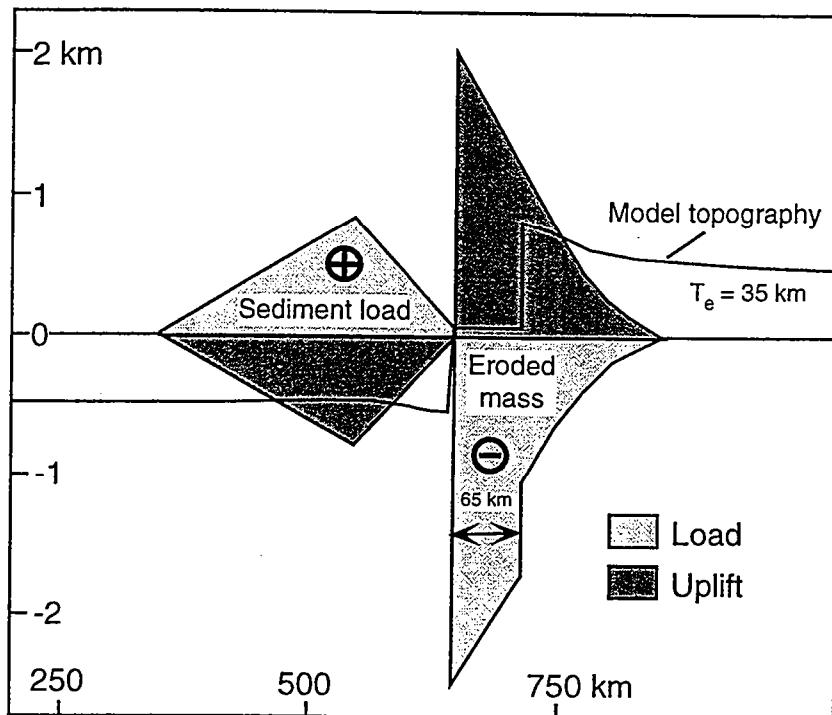


Figure 3

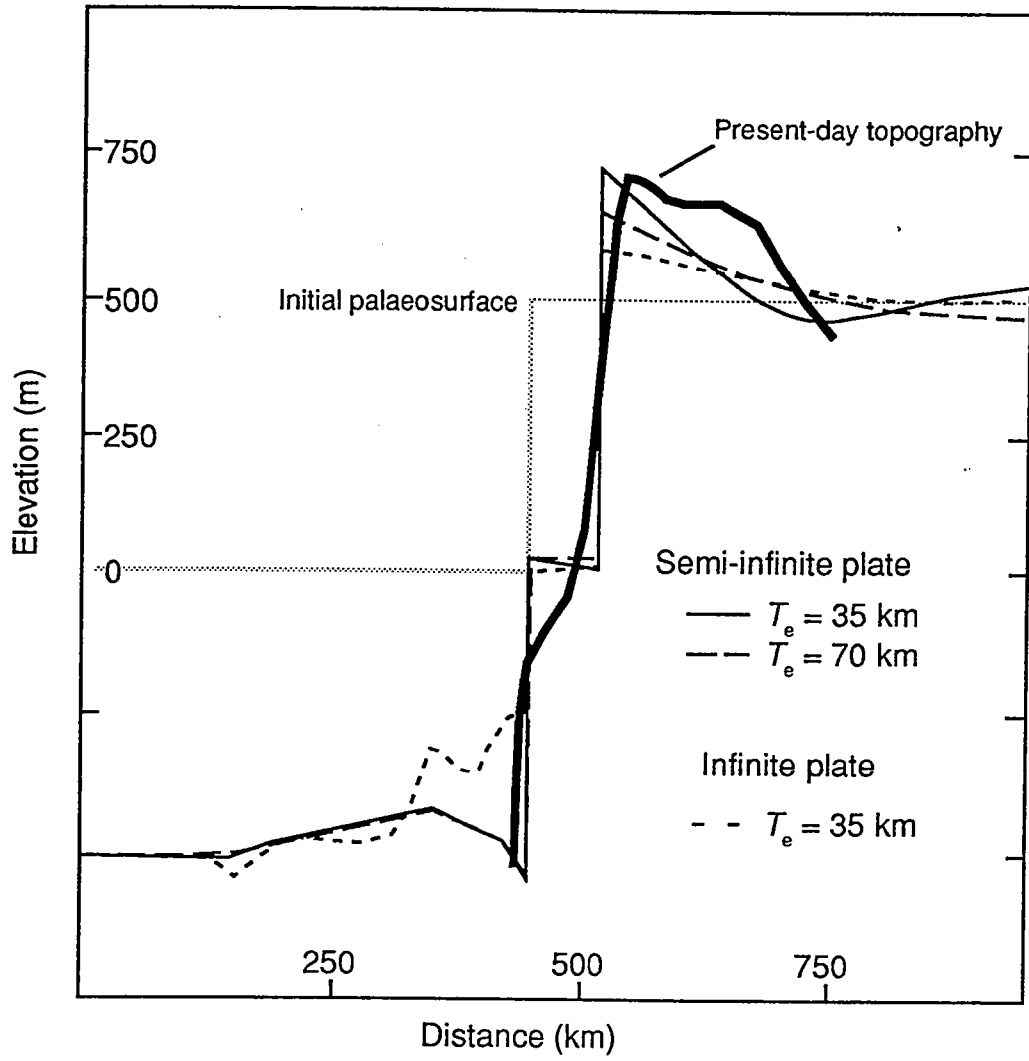


Figure 4

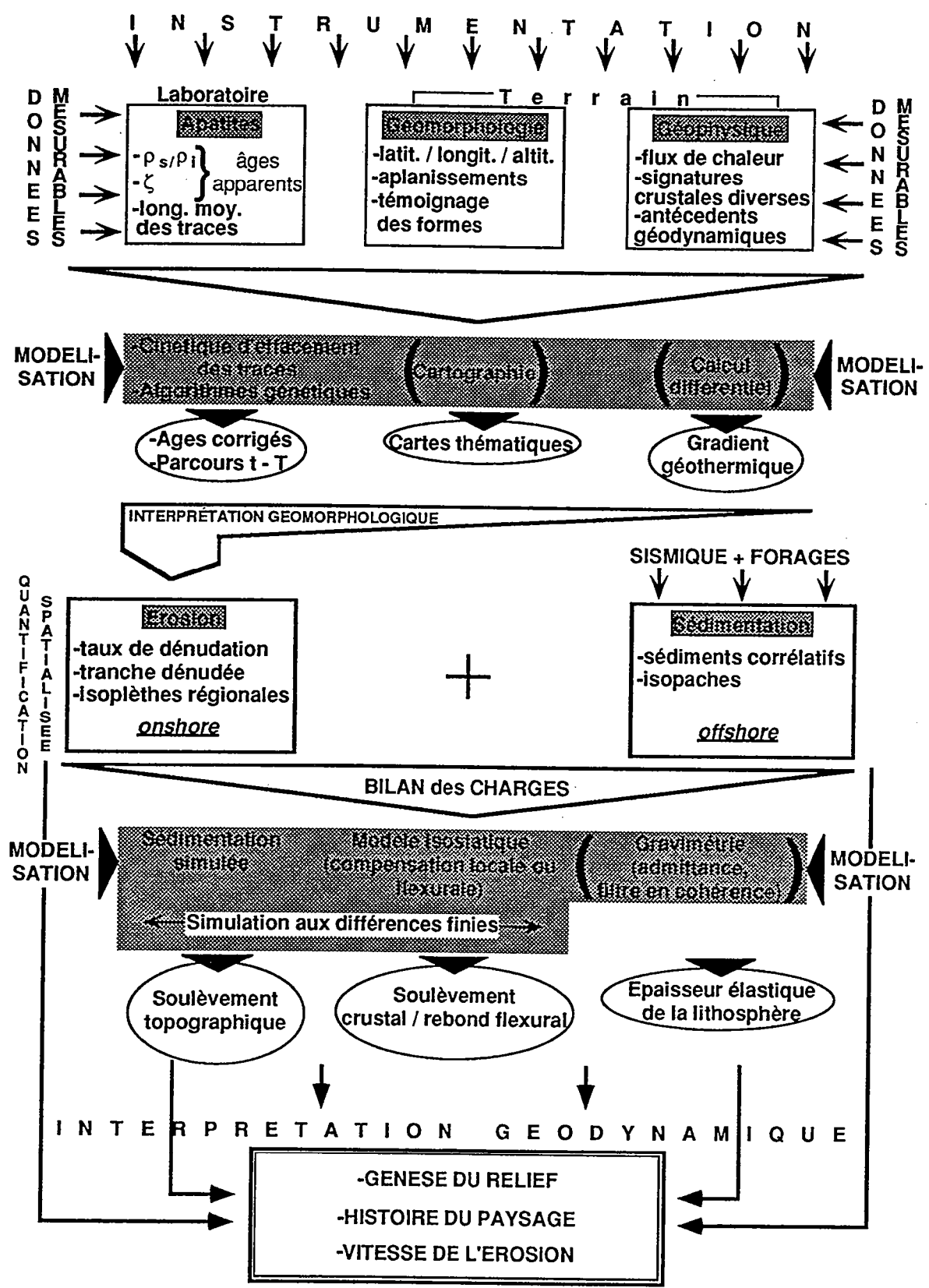


Figure 5

QUELQUES REFLEXIONS EN MORPHOMETRIE ET MORPHOSTRUCTURALE

B. Deffontaines

Laboratoire de Tectonophysique, Département de géotechnique, Université de Paris 6

(Notes prise par Carole Petit,
Laboratoire de Géodynamique sous-marine, Villefranche sur Mer)

I Objets et outils géomorphologiques

Les modèles numériques de terrain peuvent être utilisés pour extraire automatiquement le réseau de drainage. Plusieurs méthodes de reconnaissance de formes le permettent:

- reconnaissance des points bas, des cols et des pentes
- modèles d'écoulement...

Le repérage des zones plates basses permet également, complété du modèle d'écoulement (simulation des pluies), de définir le réseau de drainage et les zones potentiellement inondables (point contesté par V. Auzet car il faut tenir compte de l'écoulement souterrain).

Une classification typologique des réseaux de drainage est actualisée: dendritique, parallèle, en treillis, etc... Avec les méthodes actuelles, on aboutit à terme à une classification génétique du réseau montrant les évolutions potentielles de tel ou tel réseau.

Il est également possible d'utiliser les anomalies du réseau pour la reconnaissance des structures tectoniques: par exemple, les anticlinaux sont caractérisés par des drains de direction centrifuge et caractérisés par des longueurs d'affluents différentes.

La notion de surface enveloppe sommitale est utilisée localement sur des reliefs simples pour:

- quantifier les volumes érodés et érodables
- détecter les anomalies du réseau par rapport à la surface enveloppe... (surface couvrant l'ensemble des sommets topographiques).

II Application géodynamiques et en hydro-géologie

Le MNT est utilisé pour la recherche des morphostructures et des anomalies de drainage.

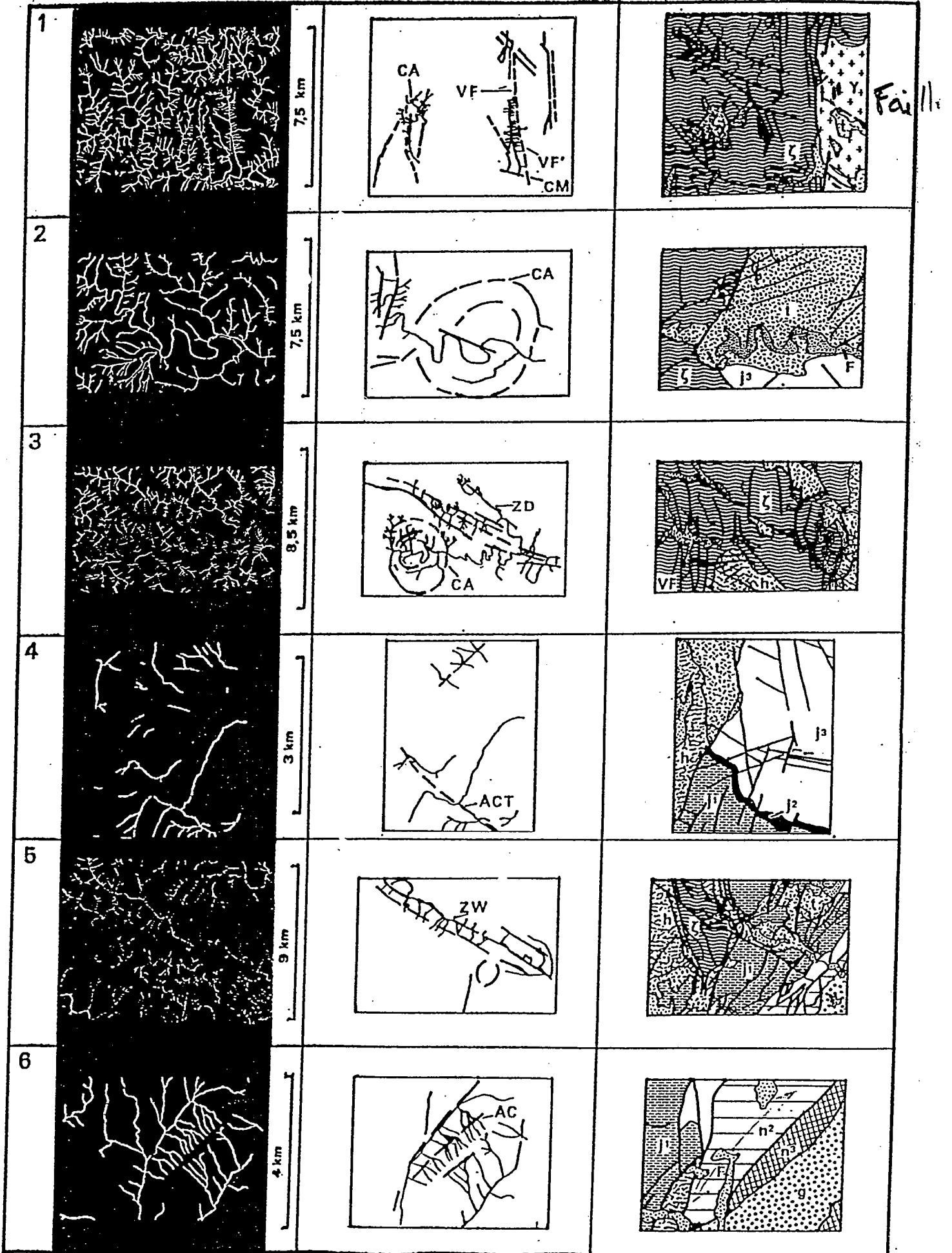
Par exemple dans le rift Est-Africain, on observe différents types de réseaux qui correspondent à des blocs tectoniques caractérisés par des signatures hydrographiques différentes.

Pour l'île de la Réunion, les anomalies de drainage permettent de retrouver les directions structurales principales (en particulier la direction des fractures transformantes), et de reconstruire les volumes érodés du Piton des Neiges (environ 300 km³). En observant les dépôts en mer à l'aide de la cartographie détaillée, on peut ainsi faire un bilan de matière.

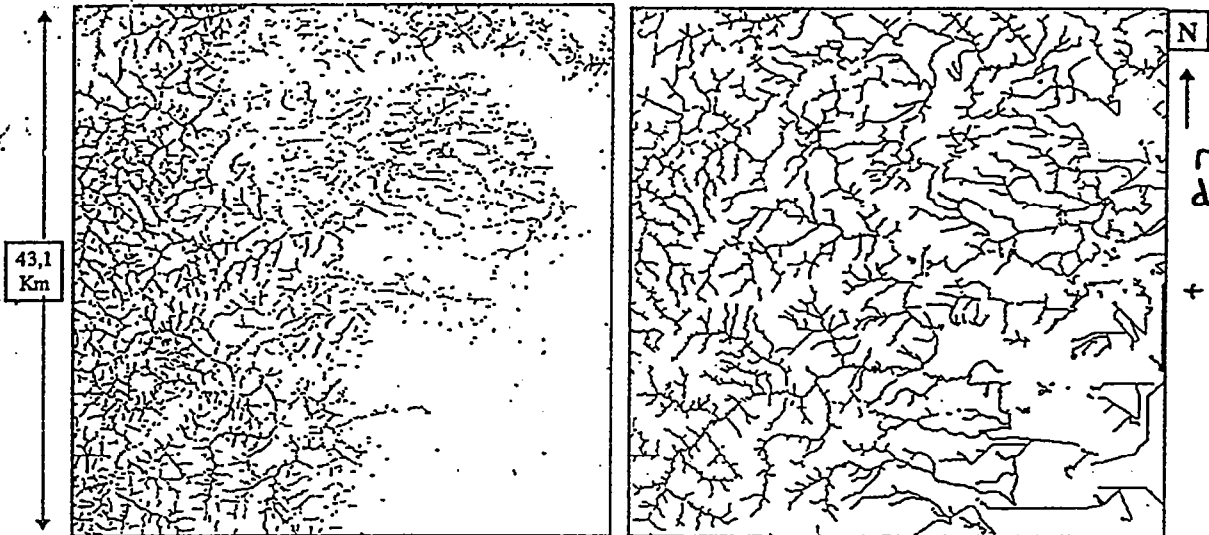
La même approche morphostructurale a permis de connaître la géométrie du périmètre des sources de Vittel (et du Bassin Parisien). On peut aussi caractériser les fractures ouvertes (parallèles à la contrainte horizontale maximale) des fractures fermées (perpendiculaires à la contrainte horizontale maximale).

III Conclusion

Cette méthode morphostructurale qui combine les estompages de MNT, l'analyse détaillée du réseau de drainage et de la surface enveloppe à l'aide par exemple d'un SIG (Système d'Information Géographique) par exemple, est prometteuse pour déterminer la géométrie (localisation, caractérisation et quantification) et la cinématique de toute zone d'étude en terre ou en mer.

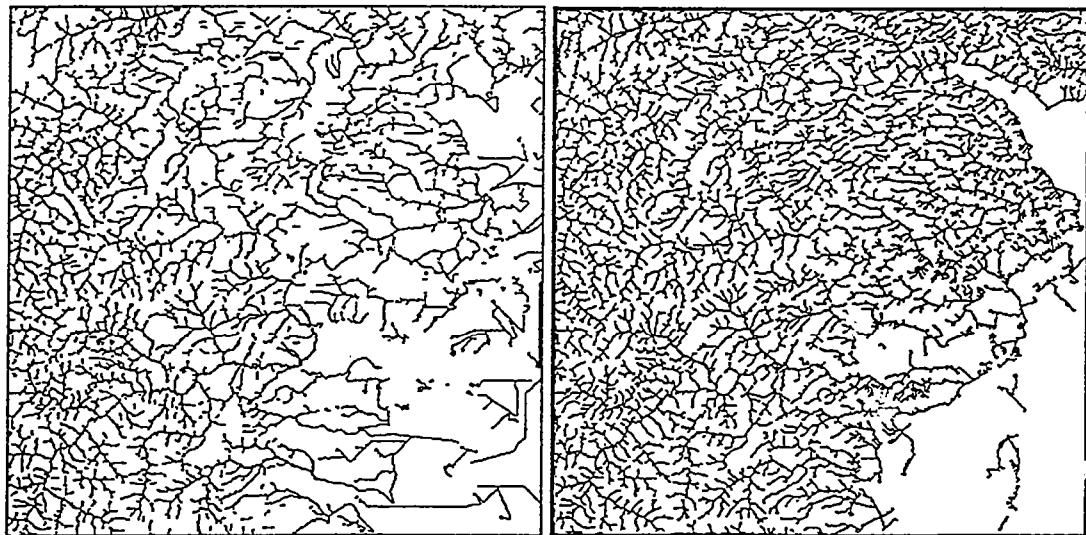


FOSSE RHENAN (STRASBOURG)
RESEAU DE DRAINAGE



↑
recherche
des côtes
⊕
+ gde pent

Kim +
Riazanoff



Fons Cavalho, 1995

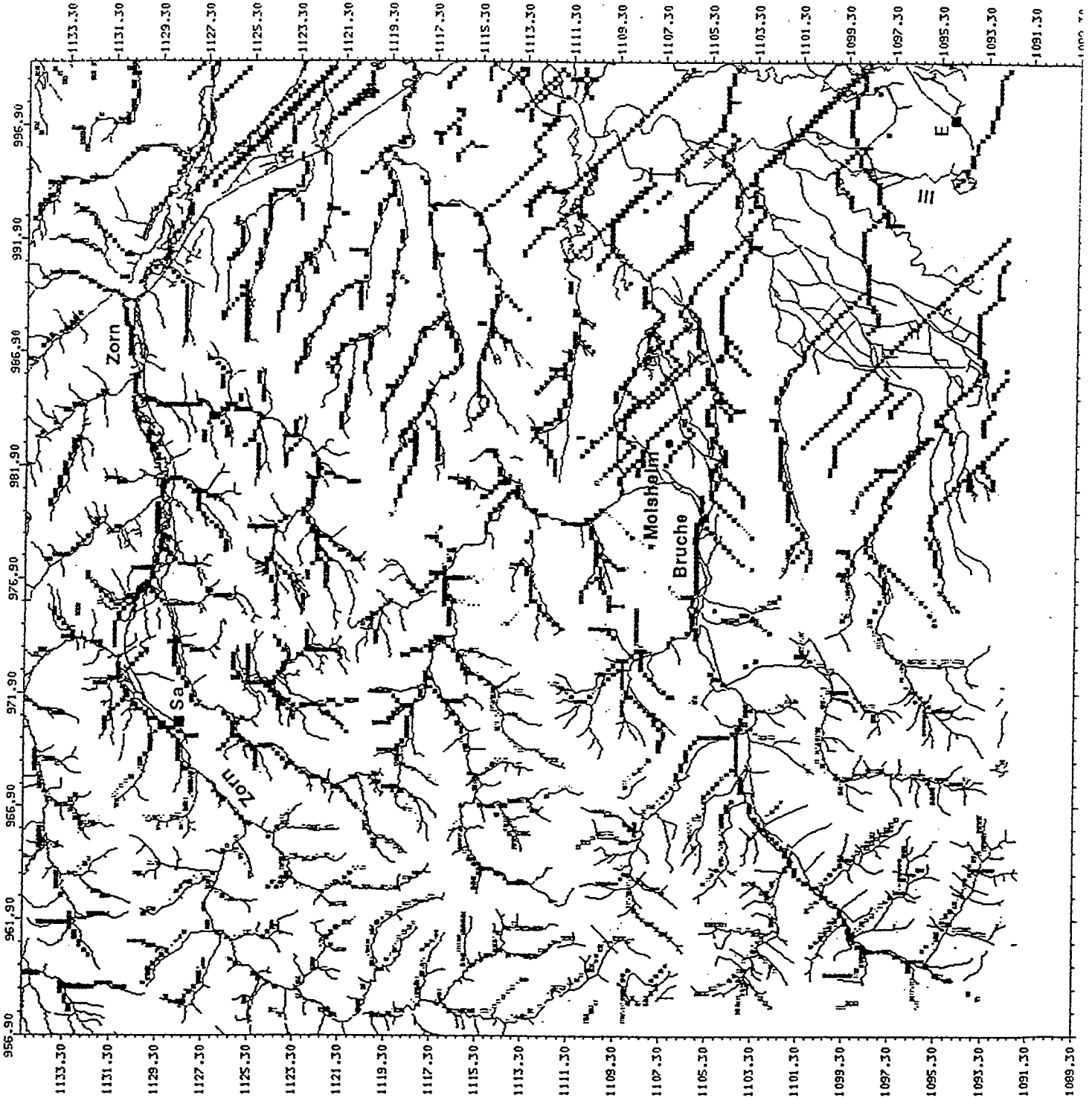
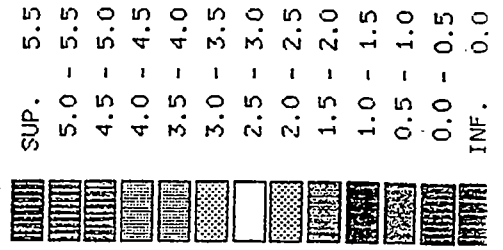
modélisation de l'écoulement sur
le SNT (Le Roux, 1993).
Rieggen, 1992

→ rupture de
pente
profil.en.long

penteryiv

1/250000

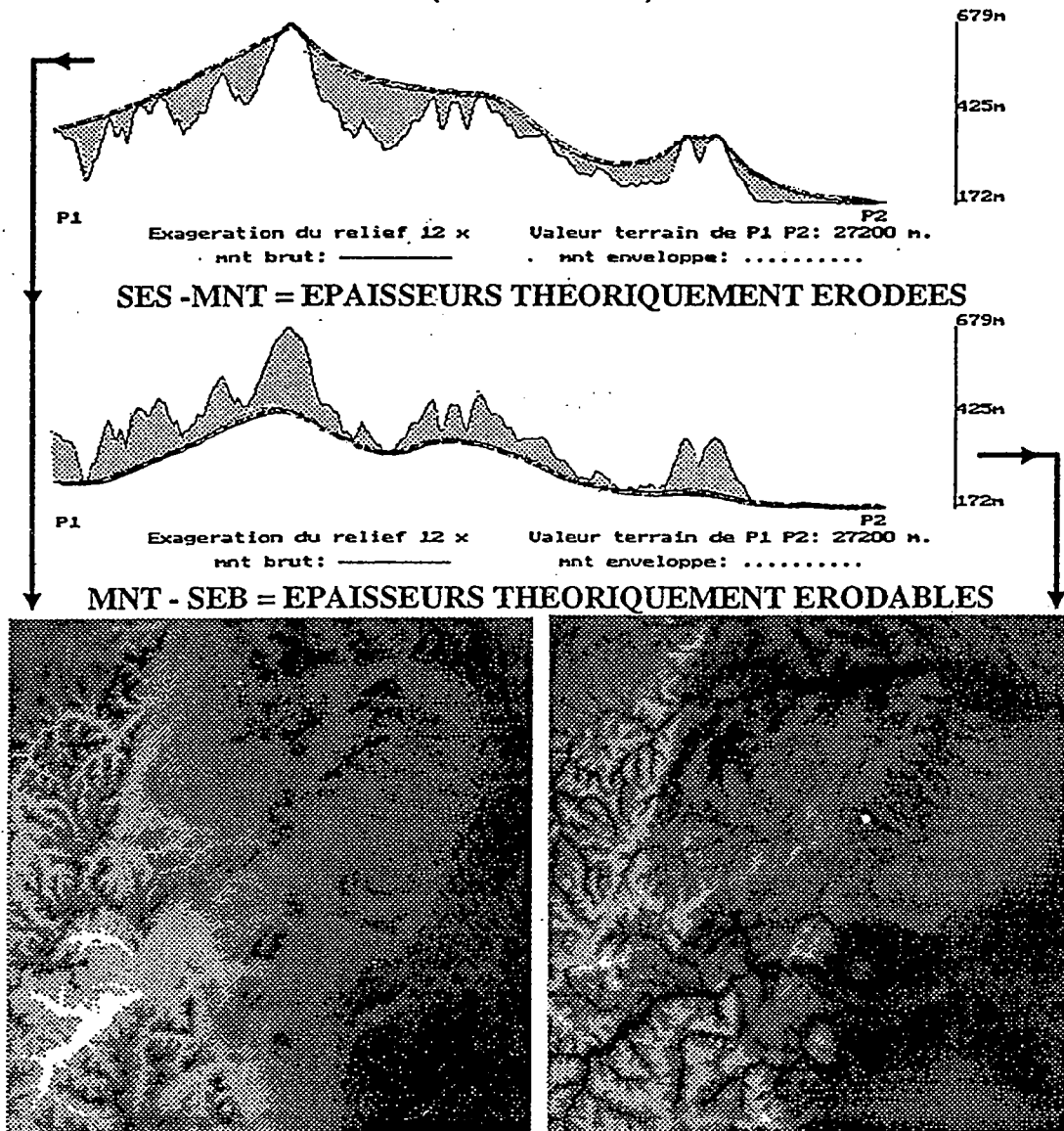
(%)



Ferns B. Doffartain

From Cavalho, 1995

BILANS THEORIQUES D'EROSION ET D'ERODABILITE (ESTIMATION)



SUMMIT LEVEL MAP,
AND
DIGITAL ELEVATION
TERRAIN

STRASBOURG

381m
310m
239m

SLN

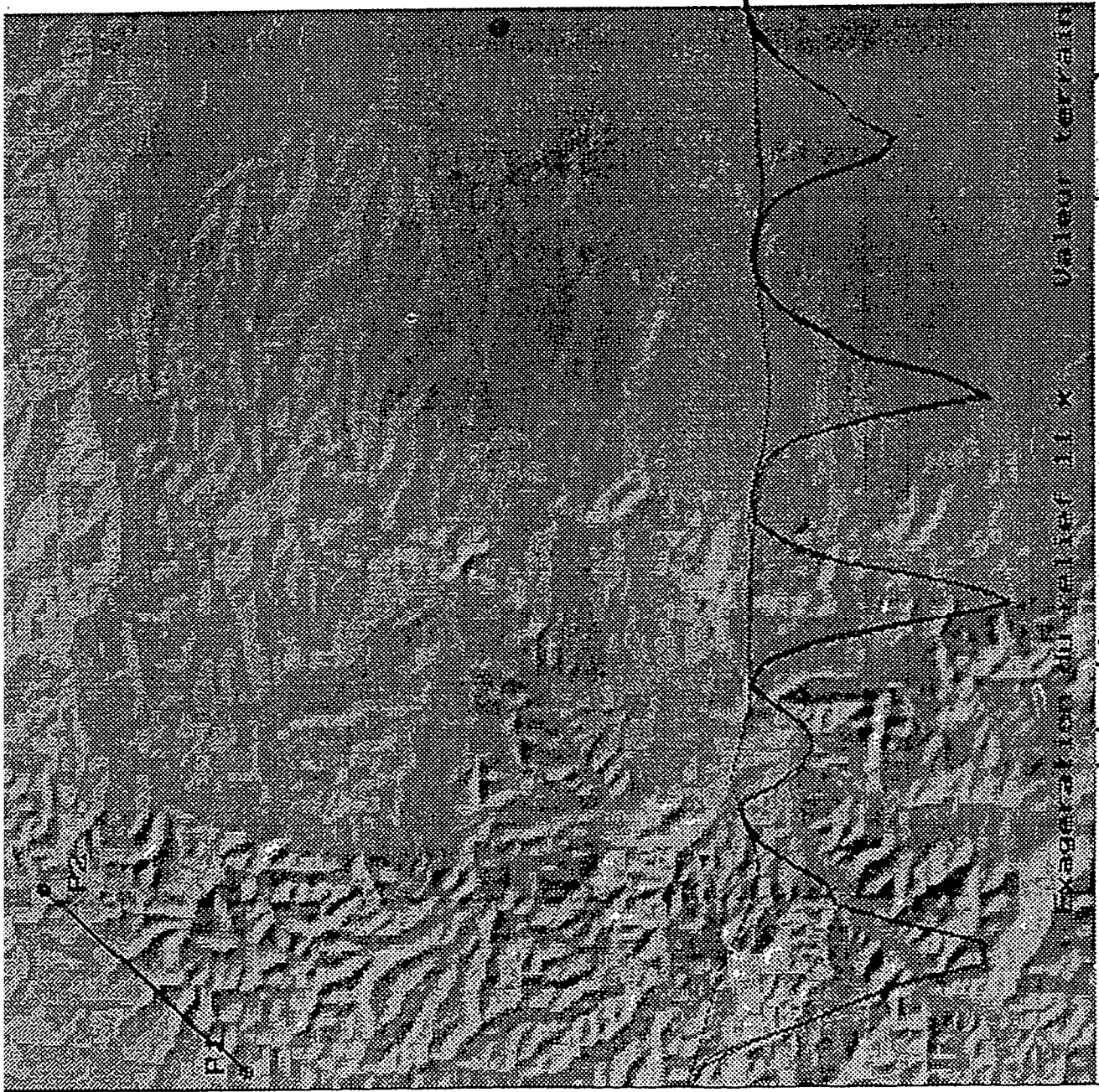
DEA

Exaggeration du relief 11 x Valeur terrain de P1 P2: 7700 m.

mnt brut: _____ mnt enveloppe: _____

=> GENERALISATION DU RELIEF

Lig: 431, Col: 429, Pas: 100 m.



P1

Fran B. Deffantais

TRAVAUX SCIENTIFIQUES DE B.DEFFONTAINES - 1996

PUBLICATIONS:

1. PUBLIEES:

1. Chorowicz J., Deffontaines B., Villemain T., 1989. Interprétation des structures transverses NE-SW du fossé rhénan en termes de failles de transfert. Apport de données multisources, *C. R. Acad. Sc. Paris*, T.309, Série:II:1067-1073.
2. Deffontaines B., Chorowicz J., 1991. Principle of drainage basin analysis from multisource data, Application to the structural analysis of the Zaire Basin, *Tectonophysics*, 194 :237-263.
3. Pubellier, M., Quebral R., Rangin, C., Deffontaines, B., Muller, C., Butterlin, J., Manzano, J., 1991: The Mindanao collision zone, a soft collision event within a continuous Neogene strike-slip setting, *Jour. South East Asian Sc.*, 6, 3/4: 239-248.
4. Deffontaines, B., Chotin, P., Ait Brahim, L., Rozanov, M., 1992. Investigation of active faults in Morocco using morphometric methods and drainage pattern analysis, *Geologische Rundschau*, Stuttgart, 81,1:199-210.
5. Chorowicz, J., Deffontaines, B., Huaman-Rodrigo, D., Guillaude, R., Leguern, F., Thouret, J.C., 1992. SPOT satellite follows-up the eruption of Nevado Sabancaya volcano (Southern Peru), *Rem. Sensing Environments*, 42:43-49.
6. Obert, D., Deffontaines, B., Gély, J.P., 1992. Adaptation du réseau hydrographique aux structures et à l'évolution néotectonique, Application au Bassin Parisien, *Bull. Ass. Geol. Bassin de Paris*, 29, 4, 85-95
7. Deffontaines B., Cadet J.P., Fourniguet J., (1991-1992). L'analyse des surfaces enveloppes appliquée à l'étude morpho-structurale de l'Est de la France. *Geodin. Acta.*, Paris, 5, 4: 279-292.
8. Chorowicz J., Deffontaines B., (1993): Transfer faults and pull-apart model in the Rhinegraben from analysis of multisource data, *Jour. Geophys. Research*, 98, B8: 14.339-14.351.
9. Deffontaines B., Pubellier M., Rangin C. Quebral R., (1993). Discovery of an Intra-arc transform zone in Mindanao (Philippines) using morphotectonic data, *Zeitschrift für Geom.*, Berlin - Stuttgart., Suppl.-Bd. 94, 261-273.
10. Huaman-Rodrigo, D., Chorowicz, J., Deffontaines, B., Guillaude, B., Rudant, J.P., 1993. Cadre structural d'une zone à risques géologiques à l'aide de l'imagerie SPOT: La région du Colca (Andes du Sud Pérou). *Bull. Soc. Géol. France*. Paris, 164, 6: 807-818.
11. Guillaude R., Gelugne P., Bardintzeff J.M., Brousse R., Chorowicz, J., Deffontaines B., Parrot J.F., 1993. Cartographie automatique de zones à aléas de mouvements de terrain sur l'île de Tahiti à partir de données digitales. *Bull. Soc. Géol. France*, Paris, 164, 4: 577-583.
12. Raymond, D., Deffontaines, B., Rudant, J.P., Elion, P., Andrieux J., (1994). Morphostructural analysis, radar and SPOT image interpretation as tools for petroleum exploration: an example from the Gabian-Pézenas area (Hérault, Southern France), *Int. Journ. Remote Sensing*, 15, 12, 2469-2479.
13. Pubellier M., Deffontaines B., Quebral R., Rangin C. (1994). Collision in Mindanao (southern Philippines): a morpho-tectonic analysis, *Geomorphology*, 9: 325-342.
14. Deffontaines B., Lee J.C., Angelier J., Carvalho J., Rudant J.P. 1994: New geomorphic data on Taiwan active orogen: a multisource approach, *Jour. Geophys. Res*, 99, B10: 20,243-20,266.
15. Deroin J.P., Deffontaines, B. 1995. Morphostructural analysis for linking streamflow, lithology and structure: comparison with remote sensing data on the Cévennes (French Massif Central), *Zeitsch. Für Geom*, 39, 1, 97-116.
16. Chotin P., Ait Brahim L., Deffontaines B., Rudant J.P., Chaouni A., 1995. Apports des données ERS1-SAR sur la reconnaissance du réseau de faille dans la péninsule de Tanger, Maroc. *Photo-interprétation*, 2: 146-152.
17. Sykioti O., Deffontaines B. Chorowicz J. Obert D., De Marcily G., Lauerjat J., Carvalho J., 1996. Imagerie numérique multisource de la surface topographique: Applications à la géométrie d'un milieu karstique: Verneuil-sur-Avre, (Perche) *Bull. Soc. Geol. de France*, 167, 2: 269-284.
18. Rangin C., Daharta D., Quebral R., the Modéc sea Cruise, 1996. Collision and strike-slip faulting in the northern Molucca Sea (Philippines and Indonesia): preliminary results of a morphotectonic study. From R. Hall and Blundell D. eds, *Tectonic Evolution of South-east Asia*, *Geol. Soc. Spec. Publication*, 106: 29-46.

Datation : les cosmogéniques

BOURLES¹,

1 CSNSM, Orsay Campus.

2 CEREGE, Université Aix Marseille III.

(Notes prises par R. Braucher, (1), (2))

Nucléides cosmogéniques ou cosmonucléides sont les termes génériques désignant l'ensemble des éléments formés dans l'environnement terrestre lors de réactions nucléaires induites par les particules issues du rayonnement cosmique. La mesure de leur concentration dans des échantillons prélevés dans la partie la plus superficielle de la croûte terrestre permet soit de dater les surfaces étudiées, soit d'estimer les taux d'érosion ou les taux d'enfouissement les affectant. Plus généralement, l'étude de l'évolution de la concentration en cosmonucléides en fonction de la profondeur pour une surface donnée permet de déterminer le processus de sa mise en place.

Le rayonnement cosmique est principalement constitué de protons et de noyaux d'hélium chargés (particules α). On peut distinguer deux composantes :

Une composante solaire qui a pour origine la libération de particules de la surface du Soleil. Son intensité dépend donc des éruptions solaires.

Une composante galactique d'origine encore incertaine. Son intensité est relativement constante et son énergie est nettement plus élevée que la précédente (de $\sim 10^3$ à $>10^{20}$ eV contre rarement plus de quelques centaines de MeV).

Si le taux de production des cosmonucléides dans l'environnement terrestre est directement proportionnel à l'intensité du rayonnement cosmique primaire, il est par contre inversement proportionnel à l'activité solaire ainsi qu'à l'intensité du champ magnétique terrestre. Ceci résulte du fait que les particules énergétiques chargées constituant le rayonnement cosmique sont déviées par les lignes des champs magnétiques portées par les nuages de plasma libérés en période d'activité solaire et par les lignes du champ magnétique terrestre (Force de Lorentz). De plus, à un instant donné, l'intensité du champ géomagnétique et, par conséquent, l'énergie à partir de laquelle une particule chargée peut atteindre le sommet de l'atmosphère variant avec la latitude, le taux de production diminue des hautes latitudes vers les basses latitudes.

Le rayonnement cosmique interagit tout d'abord avec les atomes de l'atmosphère. Il y induit des réactions nucléaires à l'origine de la production des cosmonucléides atmosphériques. Le flux et l'énergie des particules issues du rayonnement cosmique décroissant rapidement avec la profondeur d'atmosphère traversée du fait de ces interactions, le taux de production dépend également de l'altitude.

En fait, seulement 0,1% du flux des particules secondaires (essentiellement des neutrons et des muons) résultant du flux de particules cosmiques atteignant le sommet de l'atmosphère arrive à la surface de la Terre avec assez d'énergie pour induire des réactions nucléaires avec les atomes de la lithosphère et y produire des nucléides cosmogéniques. Cette production lithosphérique, appelé production *in-situ*, sera l'objet exclusif de la suite de ce résumé.

Le tableau ci-après donne les principales caractéristiques des cosmonucléides produits *in-situ* les plus fréquemment utilisés:

Cosmonucléides	Période (ans)	Atome cible	Taux de production <i>in-situ</i> en at/g/an. (niveau de la mer, >60°).
^3He	Stable	O, Mg, Si, Fe.	~115 (olivine) ~115 (clinopyroxène)
^{21}Ne	Stable	Mg, Al, Si, Fe	~45 (olivine) ~23 (clinopyroxène) ~21 (quartz).
^{36}Cl	$3,01.10^5$	Fe, Ca, K, Cl.	Dépend de la composition élémentaire du substrat
^{10}Be	$1,5.10^6$	O, Mg, Si, Fe.	~6 (quartz)
^{26}Al	$7,1.10^5$	Al, Si, Fe.	~36 (quartz)
^{14}C	5,730	O, Mg, Si, Fe.	~21 (quartz)

^3He . Quatre composantes : primordiale (dégazage du manteau), nucléogénique ($^6\text{Li}(n,\alpha)^3\text{H}\rightarrow^3\text{He}$), atmosphérique et cosmogénique. La fraction cosmogénique est calculée à partir de la mesure de ^3He total en corrigeant de la fraction atmosphérique en utilisant ^{20}Ne et de la fraction radiogénique en utilisant ^4He . Selon le type de minéraux étudié, la fraction primordiale peut être négligée (quartz) ou déterminée lors de procédures d'écrasement et de chauffage séquentielle (olivine, clinopyroxène). Des pertes par diffusion du gaz ^3He ayant été démontrées à partir du quartz, l'essentiel des travaux utilisent actuellement l'olivine et les clinopyroxènes comme substrats. Des études récentes semblent indiquer une bonne rétention dans le grenat.

^{21}Ne . Trois composantes: primordiale, atmosphérique et cosmogénique. La fraction cosmogénique est calculée à partir de la mesure de ^{21}Ne total corrigé de la fraction atmosphérique et de la fraction primordiale en utilisant les rapports $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ et $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$. Son taux de production dépend de la composition chimique du minéral étudié.

^{36}Cl . Sa période de décroissance radioactive implique qu'il n'y a plus de composante primordiale. Il existe toutefois généralement une composante nucléogénique non négligeable. Son taux de production dépend de la composition chimique élémentaire du substrat utilisé.

^{10}Be . Sa période de décroissance radioactive implique qu'il n'y a plus de composante primordiale. La composante nucléogénique est généralement négligeable. Le ^{10}Be produit *in-situ* est chimiquement isolable à partir de SiO_2 . Son taux de production de ~6 at/g/an (à une latitude >60° et au niveau de la mer) a été notamment mesuré dans des quartz provenant de roches glaciaires polies ayant un âge de 11.000 ans.

Remarque: ^3He , ^{21}Ne sont mesurés par spectrométrie de masse statique; ^{10}Be , ^{26}Al (souvent étudié en parallèle avec le ^{10}Be), ^{36}Cl sont mesurés par spectrométrie de masse par accélérateur (SMA). (Les mesures du groupe SMA du CSNSM sont effectuées sur le Tandétron de Gif-sur-Yvette).

Sa non-diffusivité à partir du quartz, minéral ubiquiste dans lequel la composante nucléogénique est de plus particulièrement négligeable, l'absence de composante primordiale et la possibilité de chimiquement isoler la fraction cosmogénique produit *in-situ* nous a conduit à nous intéresser préférentiellement au ^{10}Be .

La longueur d'atténuation du rayonnement cosmique dans la croûte terrestre étant d'environ 150 g.cm^{-2} , son intensité et par conséquent le taux de production des cosmonucléides produits au sein des minéraux exposés, diminue d'un facteur environ 3 tous les 50-60 cm. Cette décroissance exponentielle du taux de production en fonction de la profondeur implique que la production *in-situ* est essentiellement un phénomène de surface. C'est pourquoi les nucléides cosmogéniques produits *in-situ* semblent bien adaptés à l'étude de l'évolution des surfaces. Ces dernières peuvent schématiquement être caractérisées par deux types de régimes dynamiques. Elles sont en effet soit en cours d'érosion soit en cours d'accumulation.

Le traitement des données pour un régime érosif est basé sur l'équation suivante :

$$C(x,t) = \frac{P_0}{\frac{\varepsilon}{\Lambda} + \lambda} * e^{\left(-\frac{x}{\Lambda}\right)} * \left(1 - e^{-\left(\lambda + \frac{\varepsilon}{\Lambda}\right)t}\right) + C_0 e^{-\lambda t}$$

avec:

P_0 : taux de production en surface en at/g/an

ε : taux d'érosion en $\text{g.cm}^{-2} . \text{an}^{-1}$

Λ : longueur d'atténuation du rayonnement cosmique en g.cm^{-2}

λ : constante de radioactivité (= $\ln(2)$ /période) en an^{-1}

x : profondeur de l'échantillon en g.cm^{-2} .

t : temps d'exposition au rayonnement cosmiques en années.

Le terme $\frac{P_0}{\frac{\varepsilon}{\Lambda} + \lambda} * \left(1 - e^{-\left(\lambda + \frac{\varepsilon}{\Lambda}\right)t}\right)$ représente la production et les pertes par érosion et

décroissance radioactive.

Le terme $e^{\left(-\frac{x}{\Lambda}\right)}$ représente l'atténuation des rayons cosmiques en fonction de la profondeur x .

Le terme $C_0 e^{-\lambda t}$ représente la décroissance par radioactivité du ^{10}Be éventuellement présent dans l'échantillon avant son actuelle exposition aux rayons cosmiques.

Il y a donc deux inconnues (érosion et temps d'exposition) pour une seule équation.

Une datation n'est alors possible que si les pertes dues à l'érosion peuvent être négligées. Dans ce cas un âge minimum d'exposition est obtenu.

Par contre, la mesure de taux d'érosion est réalisable lorsque le temps d'exposition a été suffisamment long pour que les gains par production soient compensés par les pertes par érosion et décroissance radioactive, c'est-à-dire à l'état stationnaire. Il est important de signaler que le temps mis pour atteindre cet état stationnaire dépend de la vitesse d'érosion. Plus cette vitesse est élevée, plus l'état stationnaire est atteint rapidement.

Vue sa période, le ^{10}Be permet de mesurer des taux d'érosion de 0,1 à quelques centaines de m/Ma, soit la gamme des taux d'érosion généralement rencontrée dans l'environnement terrestre. (Du fait de sa période de décroissance radioactive, le ^{14}C permet seulement de déterminer des taux d'érosion dans la gamme 100 à 1000 m/Ma).

Si des changements environnementaux ou climatiques provoquent le recouvrement progressif d'une surface préalablement exposée, et que le matériel de cette surface commence donc à être enfoui au lieu d'être érodé, un échantillon de quartz ayant atteint l'état stationnaire dans une surface en cours d'érosion voit alors sa concentration en ^{10}Be

produit *in-situ* augmentée au-delà de la concentration maximale possible en phase érosive. Le début de l'enfouissement correspond en effet également à un arrêt de l'érosion et des pertes qui lui sont liées. L'échantillon se trouvant toutefois pendant un certain temps à des profondeurs où la production *in-situ* est effective, sa concentration en ^{10}Be augmente. La décroissance de la concentration finalement observée correspond au moment où les pertes par décroissance radioactive deviennent supérieures à la quantité de cosmonucléides produits. Cette évolution de la concentration en nucléides cosmogéniques en fonction du temps s'écrit alors :

$$C(t_B) = \frac{P_0}{-\frac{B}{\Lambda} + \lambda} * e^{\left(\frac{-t_B \cdot B}{\Lambda}\right)} * \left(1 - e^{-t_B \cdot \left(-\frac{B}{\Lambda} + \lambda\right)}\right) + C_0 e^{-\lambda \cdot t_B}$$

où B ($\text{g cm}^{-2} \text{ an}^{-1}$) représente le taux d'enfouissement, t_B le temps écoulé depuis le début de l'enfouissement et C_0 la concentration du nucléide étudié à $t_B=0$.

Ces évolutions très différentes de la concentration en ^{10}Be produit *in-situ* en fonction de la profondeur selon les processus à l'oeuvre permettent d'utiliser ce cosmonucléide produit *in-situ* pour préciser et quantifier les modes de formation des sols.

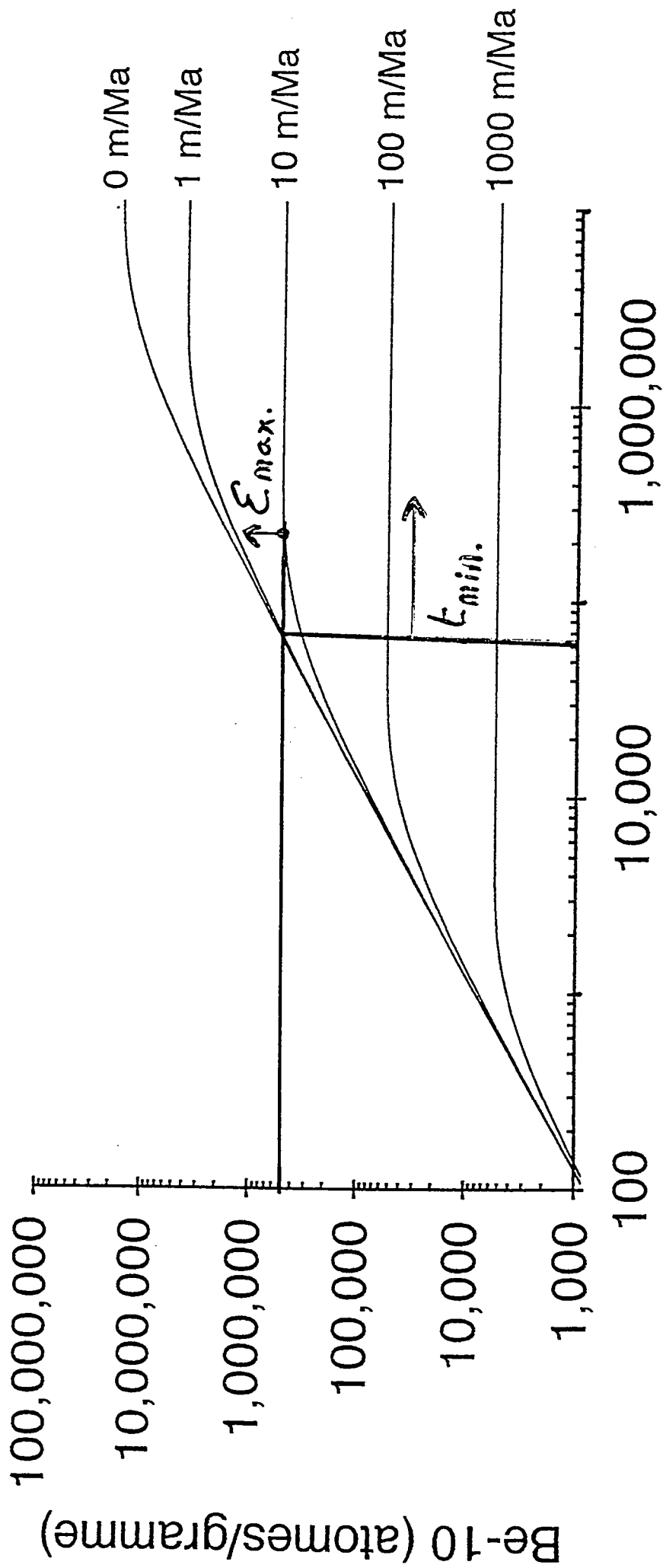
La SMA n'a pu que très récemment être appliquée pour la mesure des cosmogéniques produits *in-situ*, et, comme pour toute autre technique, des contraintes et incertitudes subsistent. Technique relativement lourde et coûteuse, elle impose notamment un échantillonnage strict, qualitatif et non quantitatif. La préparation des échantillons est de plus longue et minutieuse.

Le taux de production apparaît comme la principale source d'incertitude. Il n'est en effet actuellement connu qu'à 15% près. Des expériences sont en cours pour limiter cette erreur.

La mesure du ^{10}Be par SMA permet cependant d'apporter des informations quantitatives dans domaines très divers. Selon les conditions environnementales, il permet :

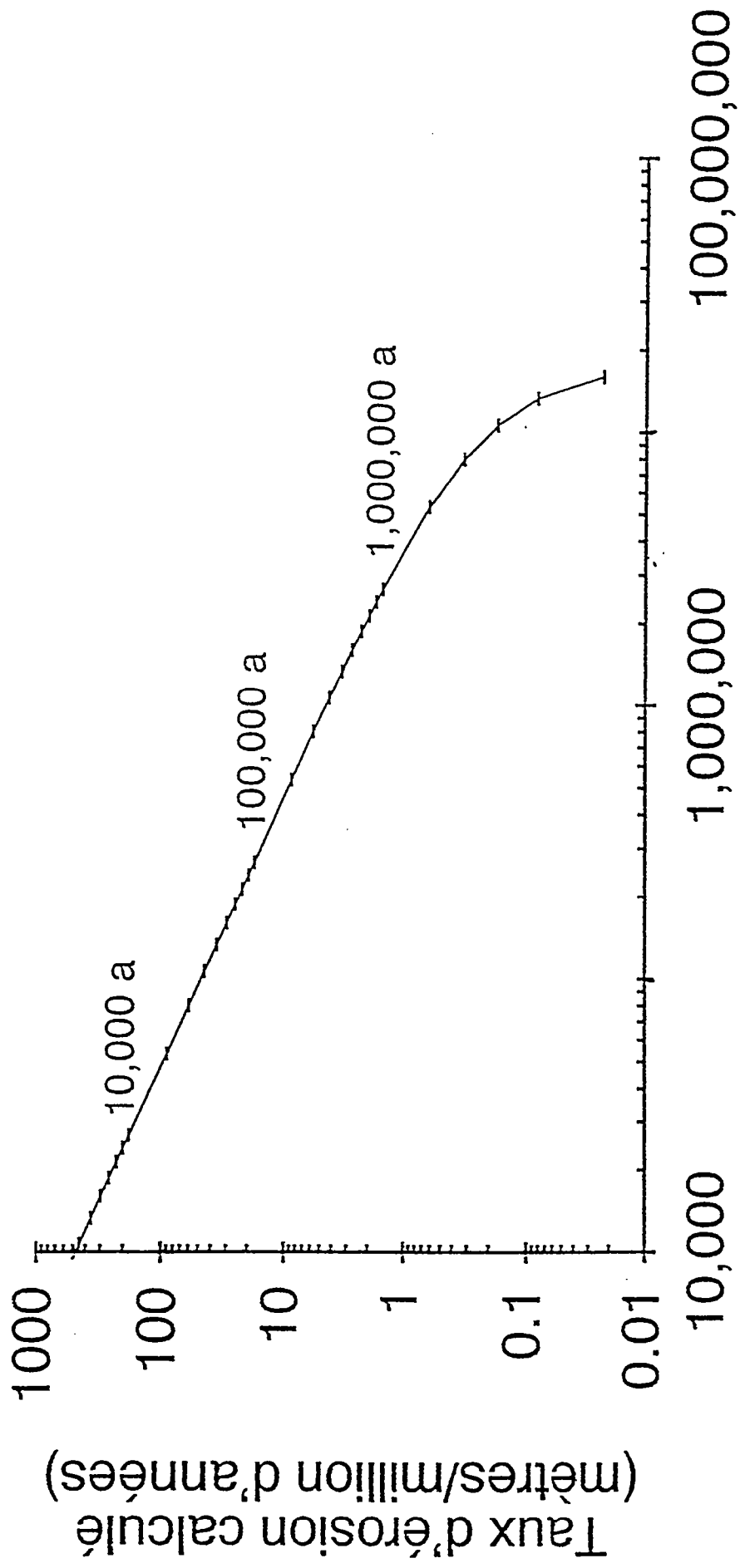
- de dater des surfaces en déterminant leur durée d'exposition au rayonnement cosmique
- de déterminer le taux d'érosion de surfaces ayant atteint l'état stationnaire par rapport à l'érosion
- d'estimer en quelques mesures le taux d'érosion de bassins versants
- de préciser le mode et l'historique de développement de sols
- de mesurer la vitesse de différents mouvements tectoniques.

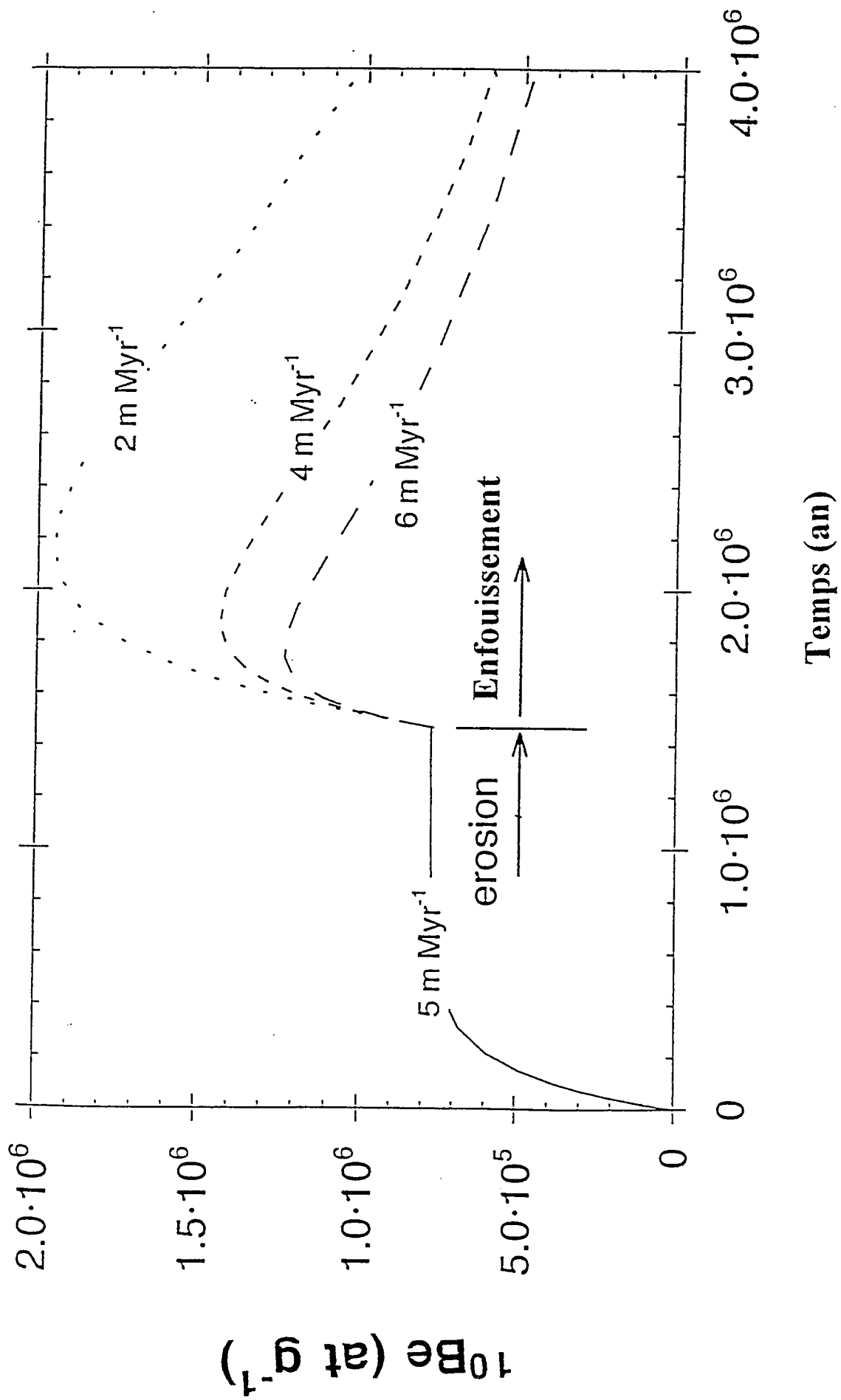
“Accumulation théorique du Be-10 en fonction du temps et du taux d'érosion”



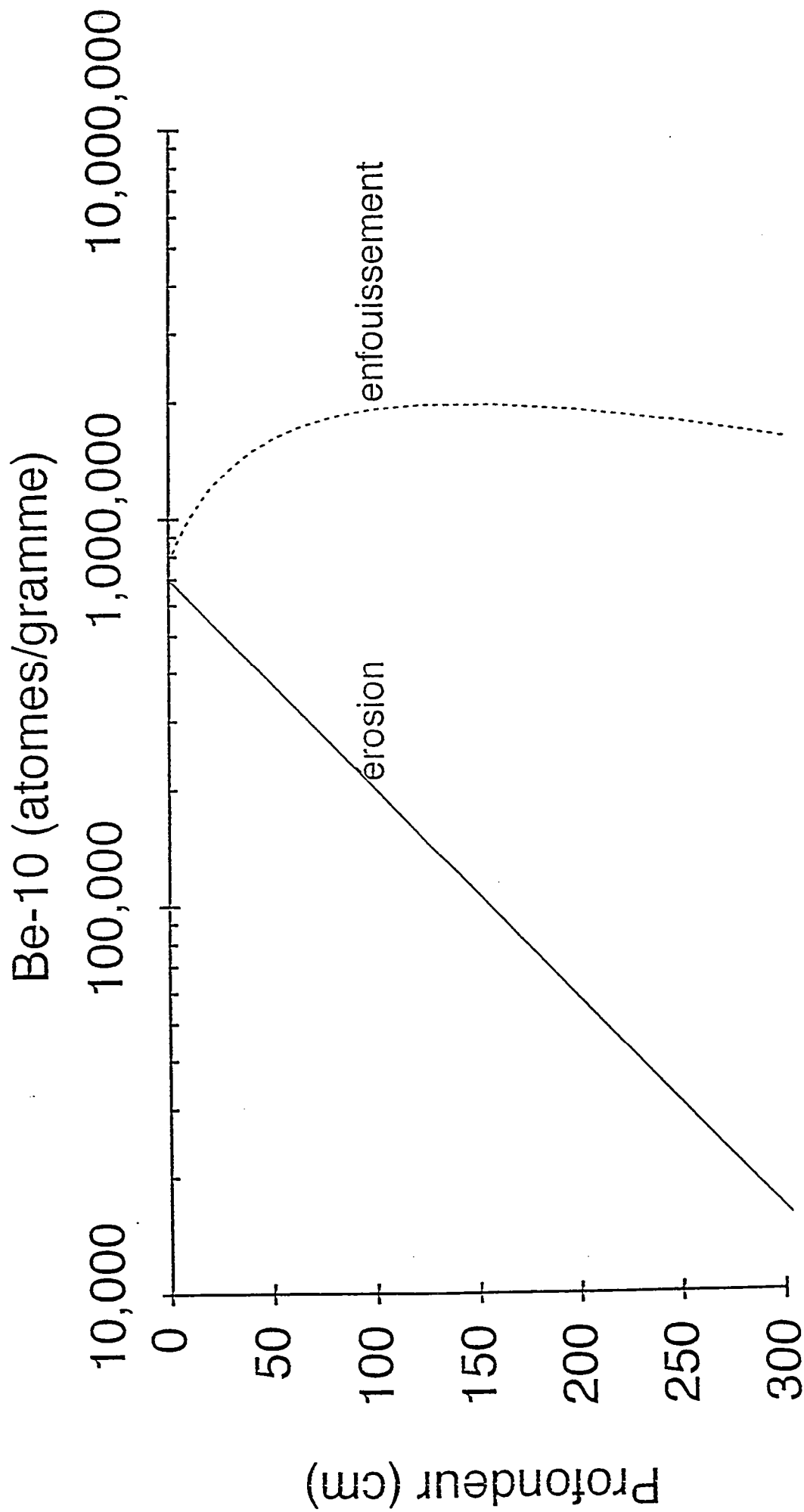
Temps d'exposition (ans)

“Concentration théorique en Be-10 à l'état stationnaire en fonction du taux d'érosion”





“Variabilité théorique de la concentration en Be-10 en fonction de la profondeur pour des surfaces en cours d’érosion et d’enfouissement”



Datation: applications des traces de fission.

G. Ménard

CISM, Université de Savoie

(Notes prises par R. Braucher, CSNSM, Orsay Campus)

La datation par traces de fission utilise les marques laissées dans un minéral (ici l'apatite) par les désintégrations de ^{238}U . Ces traces sont conservées quand le minéral passe sous l'isotherme 120°C. Au-dessus de cet isotherme les traces sont effacées. Entre 120°C et 60°C les traces sont conservées mais leur longueur diminue. En deçà de 60°C, elles sont intégralement préservées. Il est donc important de connaître la cinétique de retrait des traces.

Les mesures du rapport $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ permettent d'atteindre l'âge de formation des traces (âges apparents) et donc du passage sous l'isotherme 120°C environ. Les mesures des longueurs de traces permettent de remonter à l'histoire thermique entre 120°C et 60°C. Deux façons de représenter les résultats sont utilisées:

- 1) représentation des âges apparents en fonction de l'altitude des sites,
- 2) représentation de la température en fonction de l'âge (courbe de refroidissement).

Lorsque l'on étudie le taux de refroidissement en contexte tectonique deux sortes de comportements peuvent se présenter:

- un comportement « normal »
- un comportement « anormal »

Dans le premier cas, la courbe représentant l'altitude en fonction de l'âge est continue et les âges croissent avec l'altitude ce qui traduit un refroidissement par dénudation (érosion ou tectonique); dans le deuxième cas on a une répartition beaucoup plus dispersée des altitudes en fonction des âges avec de l'âge systématiquement trop vieux compte tenu de leur altitude.

Si l'interprétation du comportement normal est aisée, celle du comportement anormal est moins évidente et on est conduit à compliquer les interprétations pour retrouver l'histoire ayant conduit à la situation que l'on observe.

Présentons maintenant les résultats obtenus pour deux sites:

- Echantillons du Mercantour
- Echantillons de la vallée de Belledonne (vallée de la Maurienne).

a) Le Mercantour (Mansour, 1991).

Ce site illustre un cas dit normal; les âges croissent avec l'altitude. (Figure 1). On peut ramener chaque site à une altitude unique (1500m) en supposant un gradient de 30°C/km. Chaque âge correspond alors au franchissement d'une température différente pour un point situé à 1500m d'altitude. On définit ainsi une courbe de refroidissement d'une manière indépendante des longueurs de traces (méthode qui a été également utilisée par Mansour et qui a validé la courbe de refroidissement obtenue). Cette courbe montre une accélération du taux de refroidissement entre la fin du Miocène et l'Actuel. Ce refroidissement serait simplement dû à l'érosion.

b) Belledonne au niveau de la Maurienne (Lelarge, 1993).

Ce site d'échantillonnage présente une distribution normale (échantillons à l'intérieur du massif), (figure 2) et une distribution anormale (échantillons sur les versants de la vallée), (figure 3).

La tendance normale correspond à la même évolution que celle du Mercantour ce qui traduirait une érosion régionale analogue. Toutefois la vérification de la courbe de refroidissement par les longueurs de traces n'a pas été effectuée dans cette étude (figure 3).

Les points anormaux peuvent être considérés soit comme trop vieux compte tenu de leur altitude, soit trop bas compte tenu de leur âge. C'est cette seconde interprétation que nous retiendrons. En effet, en supposant que la forme dissymétrique de la vallée est assimilable à une structure de type roll-over (figure 2), on constate que le point le plus effondré (point 9) est affaissé d'une valeur comparable à celle déduite du graphe $\text{âge} = f(\text{altitude})$, soit 2200m contre 2000m.

Cette convergence de deux approches indépendantes peut être considérée comme un confirmation à posteriori de l'hypothèse de départ. Toutefois cet accord entre affaissement déduit du modèle tectonique et affaissement déduit de la courbe $\text{âge} = f(\text{altitude})$ n'est pas aussi bon pour tous les points (8,13,14).

Si on reporte la différence affaissement tectonique (modèle) moins affaissement déduit de la courbe $\text{âge} = f(\text{altitude})$ en fonction de l'âge apparent des échantillons (figure 4), on remarque que cette différence décroît linéairement avec l'âge pour s'annuler à 7Ma (point 12). Cela est interprété comme dû au fait que le franchissement de l'isotherme 120°C n'est pas antérieur à l'affaissement tectonique mais se produit pendant le phénomène d'extension. Ainsi, cet apparent désaccord entre modèle tectonique et données géochronologiques valide et précise au contraire le-dit modèle, avec un enregistrement thermique qui se fait pendant le phénomène tectonique.

N.B: l'extrapolation de la courbe de la figure 4 suggère que l'ensemble de l'affaissement a beaucoup de chance de s'être produit jusqu'à une date très récente, voire jusqu'à l'Actuel comme le suggèrent les données de comparaison de nivellements disponibles.

Relation altitude-âge apparent T.F.

(d'après Mansour, 1991)

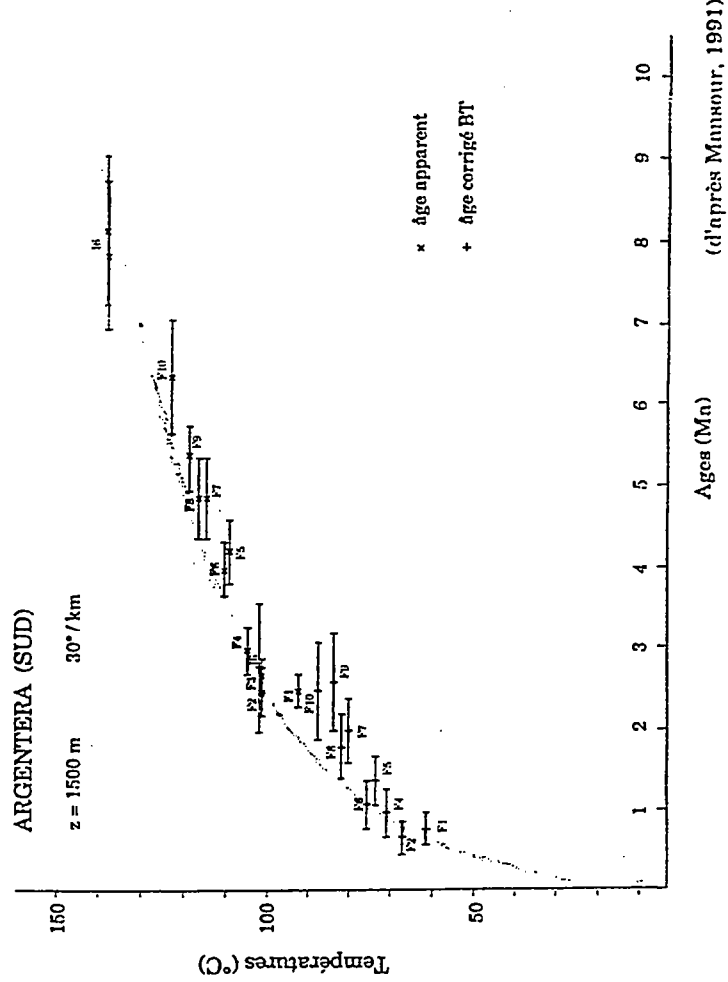
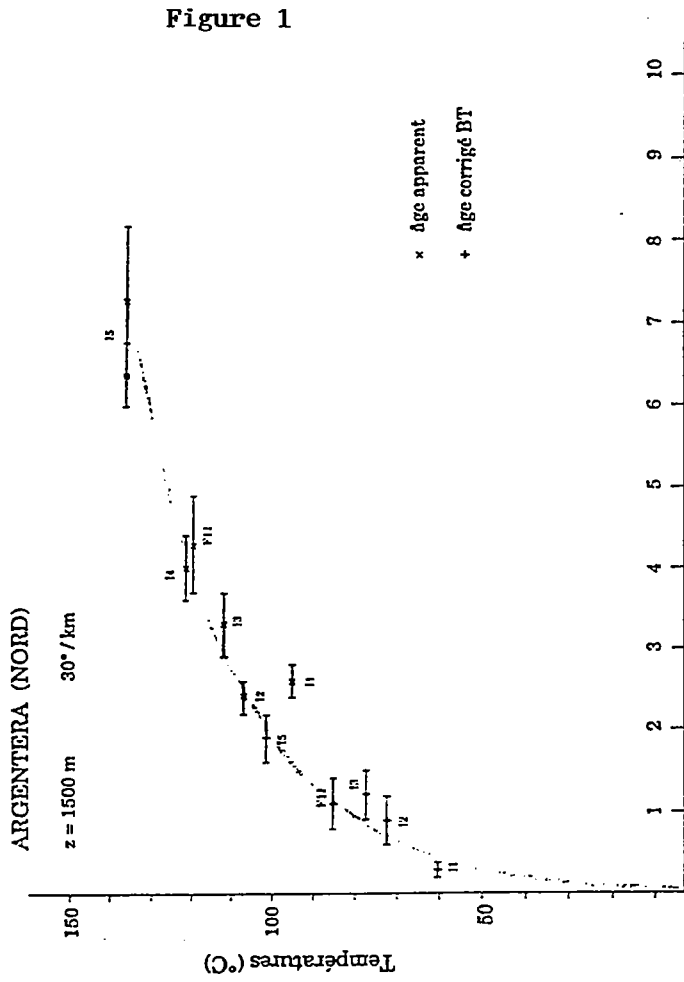
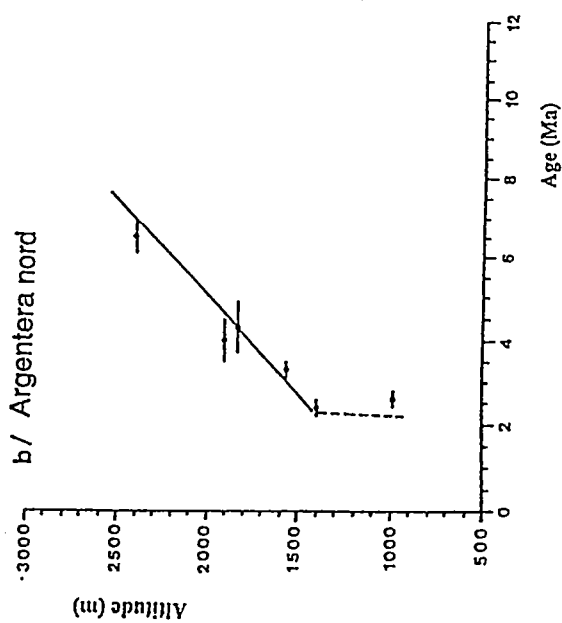
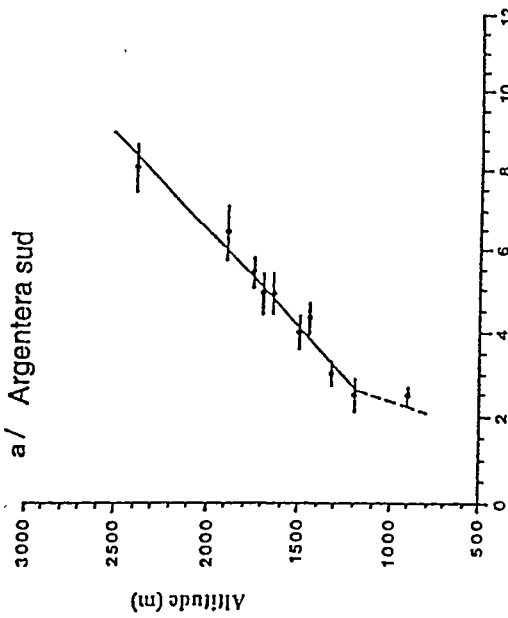
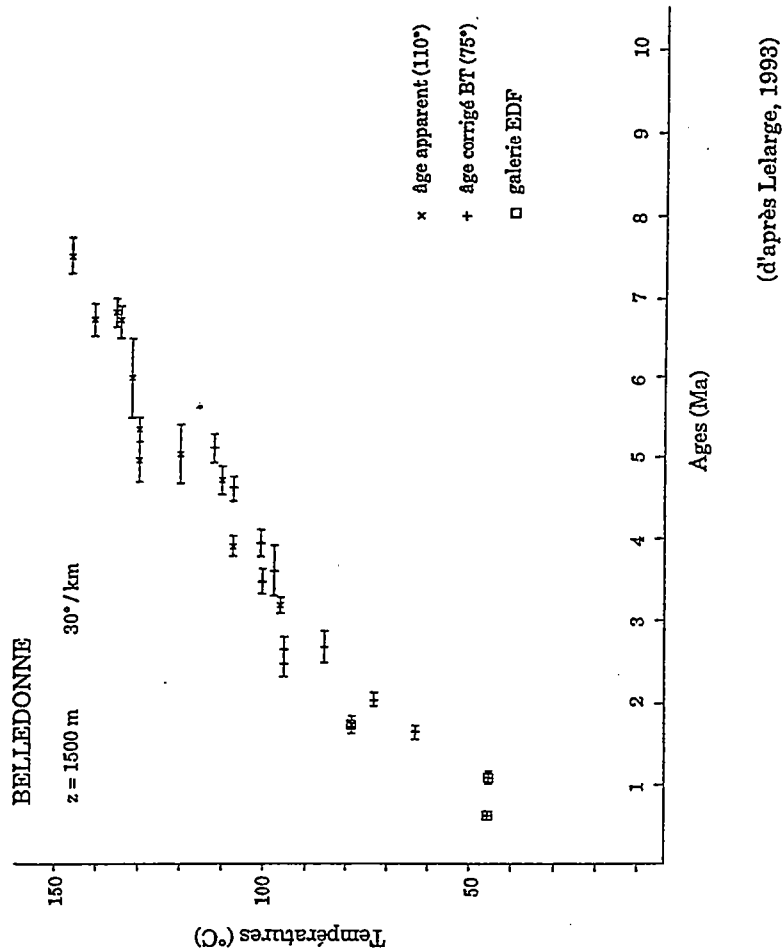
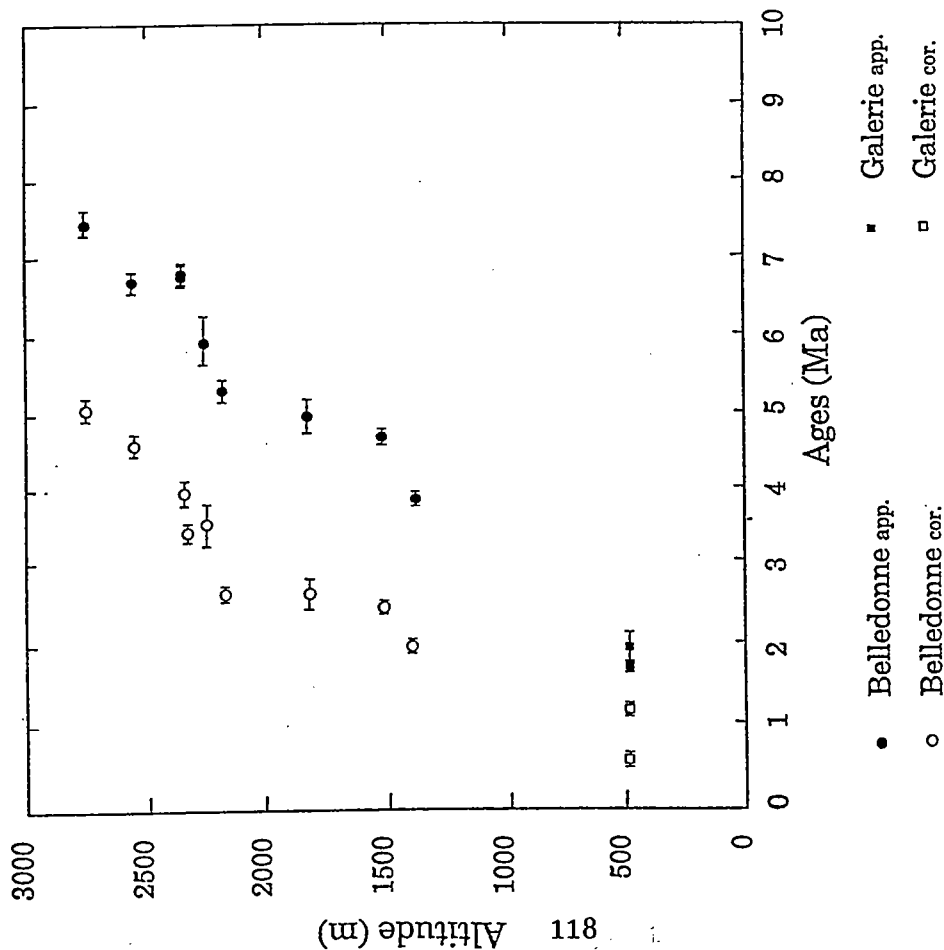


Figure 2



(d'après Lelarge, 1998)

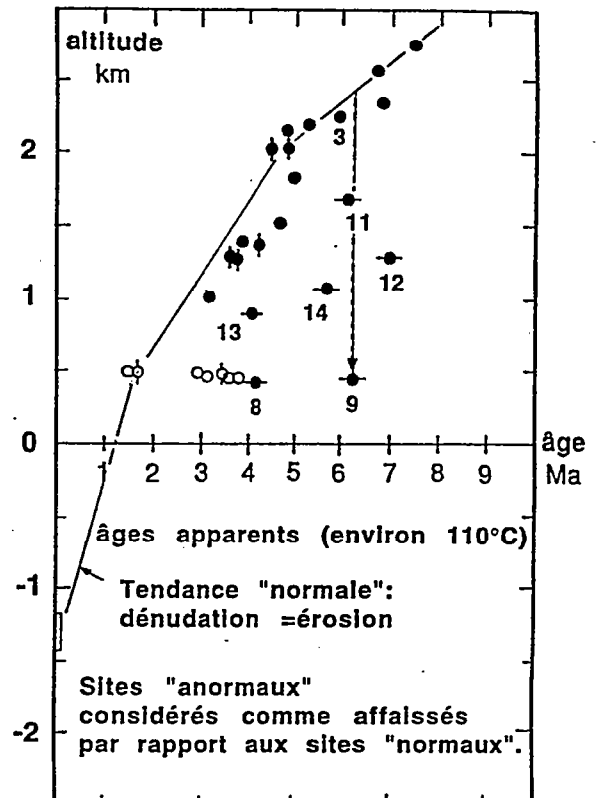
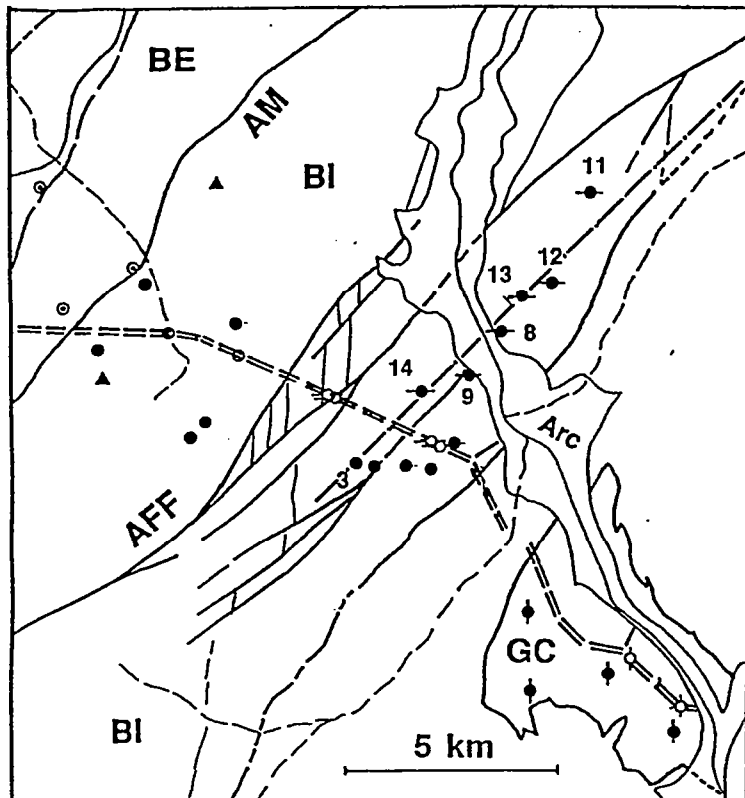
Figure A1. Relation altitude - âge TF dans Belledonne



(d'après Lelarge, 1998)

Figure 3

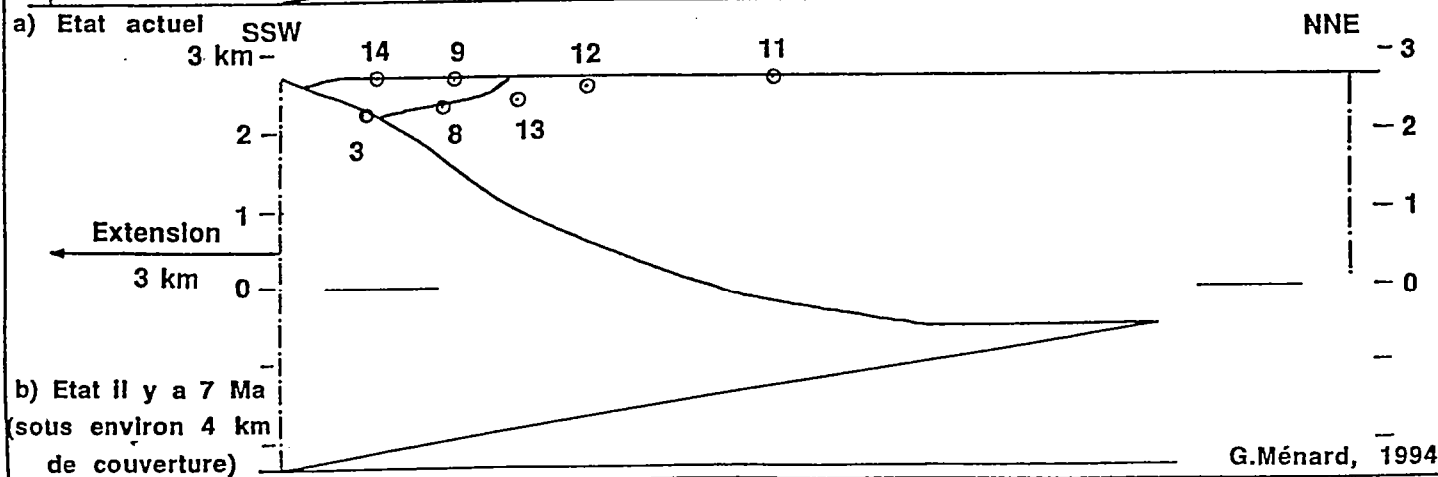
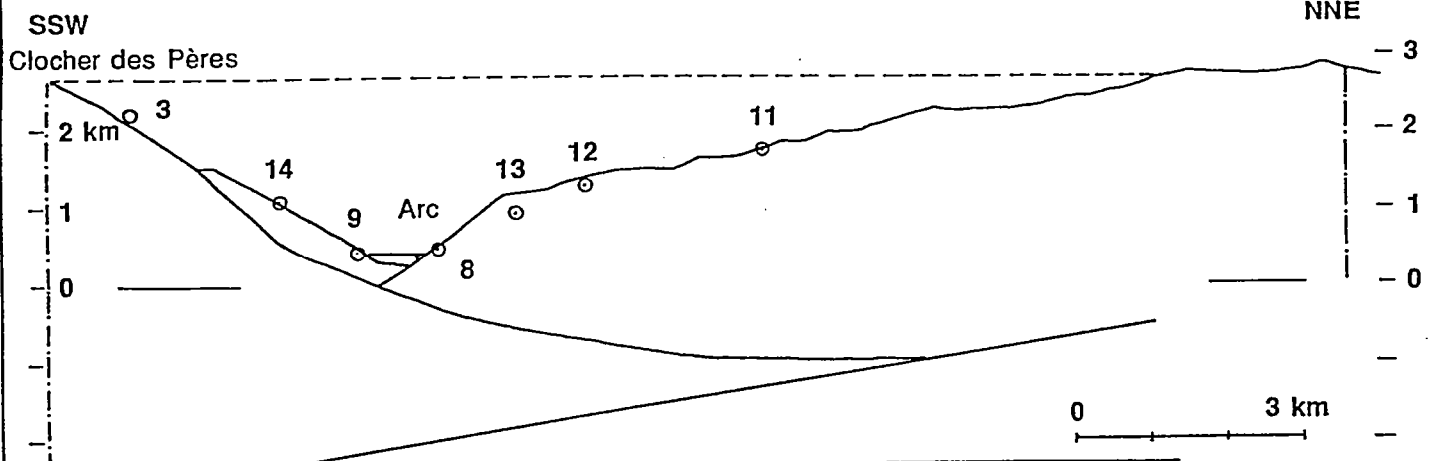
DONNEES DE TRACES DE FISSION SUR APATITE DANS LE MASSIF DE BELLEDONNE
(d'après L. Lejarge, 1993)



Belledonne: ● sites "normaux" ◐ sites "anormaux" Grand Châtelard: ◆ Galerie E.D.F.: ○

Interprétation nouvelle: vallée = demi-graben.

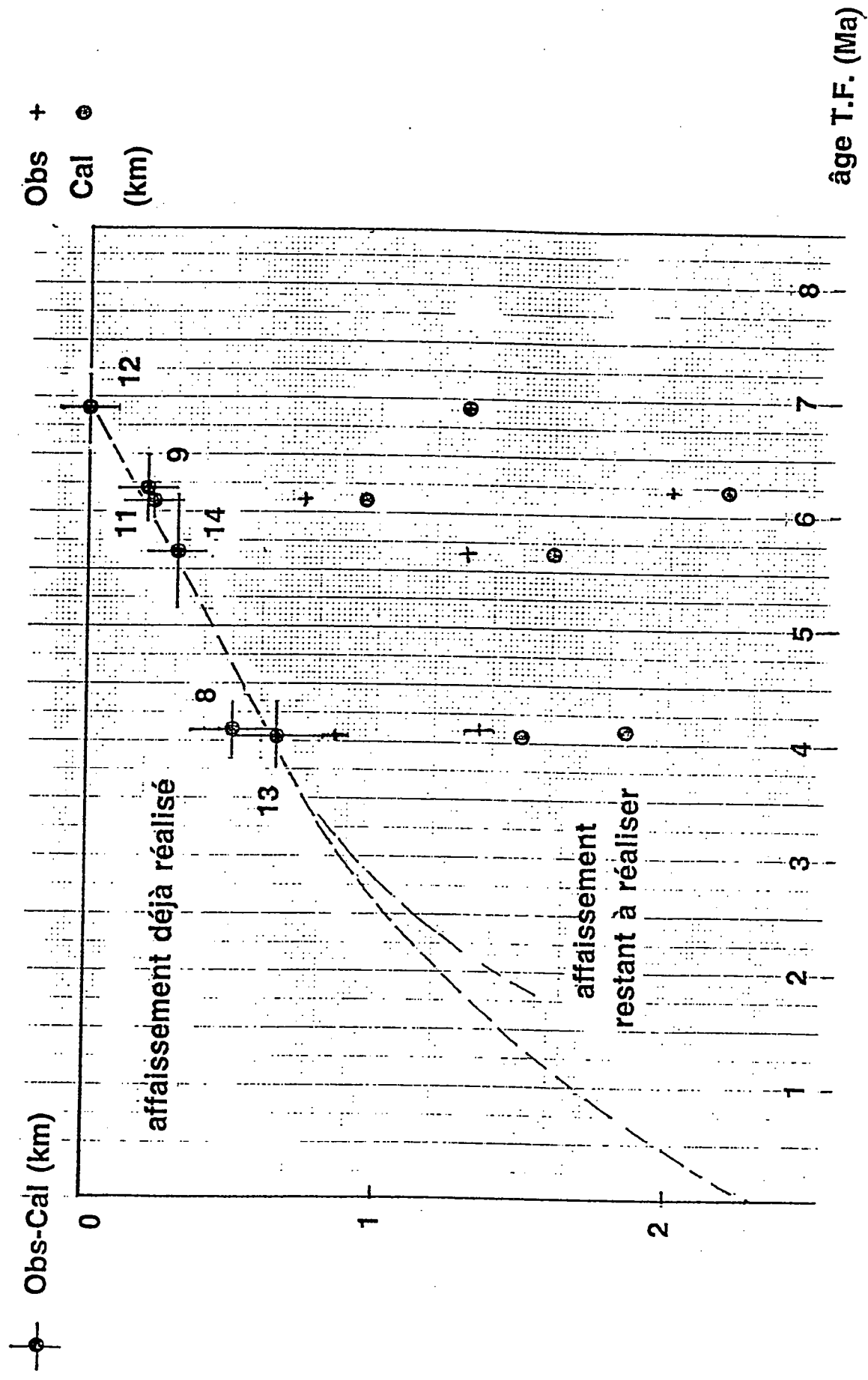
COUPE TRANSVERSALE A LA MAURIENNE



G.Ménard, 1994

ECART ENTRE MODELE ET DONNEES EN FONCTION DE L'AGE.

Figure 4



Obs = décalage observé (d'après les âges T.F. sur apatite)

Cal = décalage calculé (d'après le modèle tectonique)

L'érosion Himalayenne

Christian France-Lanord

Centre de Recherche de Pétrographie et Géochimie, Nancy

(Notes prises par Albert Galy, CRPG, Nancy)

Le système Himalaya-Tibet est un remarquable exemple actuel de couplage entre le climat et la tectonique. La convergence Inde-Eurasie entraîne la surrection de la chaîne himalayenne et celle du plateau du Tibet. Ce plateau à haute altitude (4000-6000 m) en situation tropicale modifie notablement la circulation atmosphérique jusqu'à en inverser les sens et engendrer le climat de mousson asiatique. Du point de vue de l'érosion, ce système climatique entraîne une érosion physique et un transport très intense concentré sur 3 mois de l'année. Ainsi, environ un milliard de tonnes de particules par an transite par le Gange et le Brahmapoutre. Les processus d'altération qui accompagnent cette érosion physique ont été proposés par plusieurs auteurs comme une possible pompe à CO₂ atmosphérique depuis le Miocène (e.g. Raymo & Ruddiman, 1992). Les produits sédimentaires de l'érosion himalayenne s'accumulent de part et d'autre de la plaque indienne. Le bassin le plus important, le cône du Bengale, s'étend sur 3 10⁶ km² et peut atteindre une épaisseur maximale de 22 km (Curry, 1994). Compte tenu de l'importance des flux de l'érosion himalayenne (Gange-Brahmapoutre apportent 10% du flux global de particules aux océans et environ 4 % du flux chimique pour seulement 2.6% du flux d'eau continentale) celle-ci a un impact géochimique à l'échelle globale (Fig. 1). L'étude des bassins sédimentaires, qui ont enregistré l'érosion de la chaîne himalayenne, permet de reconstituer en partie les variations du régime d'érosion et son effet sur les changements globaux.

Système actuel: Exemple de la Kali Gandaki-Narayani

L'Himalaya peut être divisé en 4 unités géologiques dont la distribution est remarquablement constante sur toute la chaîne. Elles correspondent relativement bien aux principales unités morphologiques. Ce sont du Nord au Sud: (1) les Séries Sédimentaires Téthysiennes (TSS) qui constituent le début du plateau tibétain et une partie de la haute chaîne ; (2) les formations Cristallines du Haut Himalaya (HHC), dalle métamorphique qui forme la majeure partie du flanc sud de la haute chaîne ; les formations du Bas Himalaya (LH) et (4) les Siwaliks qui constituent la chaîne frontale et sont issues de chevauchements récents dans le bassin d'avant chaîne. Le climat est contrasté de part et d'autre de la haute chaîne. En flanc sud les précipitations s'élèvent à 2-3 m essentiellement concentrés sur les trois mois de mousson. En flanc nord le climat est désertique et froid avec Å 30 cm de précipitations annuelles (Fig. 2).

Le bassin étudié est celui du Népal Central. Il comprend 4 grandes rivières N-S qui traversent la haute chaîne depuis le plateau tibétain et sont collectées dans le LH au niveau d'une vallée E-W. Une seule rivière, la Narayani perce les Siwaliks pour aboutir dans la plaine gangétique. Le contraste saisonnier qu'introduit la mousson est une des caractéristiques majeure du système (90 à 95 % du transport particulaire se fait durant trois mois dans la haute chaîne). L'analyse d'un modèle numérique de terrain (MNT) généré à partir d'images satellites montre que les pentes les plus fortes sont localisées au niveau de la haute chaîne. Tous les profils de rivières sont en fort déséquilibre lors de leur traversée de la HHC. A partir du MNT, un calcul de charge spécifique des rivières a été effectué par J.E Hurtrez. Pour une diffusion

pure (c'est à dire qu'en tout point la capacité de transport de la rivière n'est pas limitée), la mise en charge se fait dans la partie nord (sur les TSS) puis diminue avant d'augmenter brutalement au niveau des confluences des rivières majeures. Le même type de résultat est obtenue pour une pluviométrie importante mais uniforme. En revanche, si la pluviométrie mesurée est intégrée au modèle, elle modifie notablement le profil de mise en charge car elle introduit un facteur limitant qu'est la capacité maximale de transport des cours d'eaux en tout point du réseau. Ainsi, l'augmentation de la charge spécifique se situe au niveau de la rupture de pente du profil de rivière et est associé à la forte augmentation de pluviosité (Fig. 2).

La confrontation de ce modèle avec les données acquises sur le terrain tend à valider les traits généraux (modélisable par une loi de diffusion avec pour facteur limitatif l'écoulement spécifique) imposés au modèle :

- L'analyse des concentrations en ^{10}Be cosmogénique (D. Bourles) sur le quartz des sables de rivières permet de calculer un taux d'érosion maximal pour tout le bassin versant en amont de l'échantillon considéré. Sur les TSS ces taux sont de l'ordre de 0.3 à 0.5 m/Ma alors que les concentrations en flanc sud sont trop faibles pour être mesurées. Ceci implique des vitesses d'érosion supérieures à 1.5 mm/an.

- La minéralogie de la charge particulaire des rivières (H. Grout et A. Galy) montre que l'altération des silicates et des carbonates est faible. Les sables de rivière contiennent encore 14-15% de carbonates au débouché du bassin. Le cortège argileux est dominé par l'assemblage illite-chlorite qui correspond en fait à un broyage mécanique des micas (les $\delta^{18}\text{O}$ des argiles sont caractéristiques de micas métamorphiques). C'est seulement dans la plaine gangétique que la proportion de minéraux authigènes tels que les smectites devient significative.

- Le traçage isotopique des sources des fractions $<2\mu\text{m}$ de la charge particulaire (A. Galy) est possible grâce aux compositions contrastées entre les TSS, HHC et LH. La signature des TSS est complètement masquée à partir du moment où les rivières entrent dans la HHC. La proportion de LH augmente dans la partie W-E du cours de la Kali Gandaki mais reste faible (Fig. 3). Au total, la HHC contribue pour à 70% de la charge particulaire à l'exutoire de la Narayani .

- L'étude de la chimie des eaux confirme l'analyse minéralogique et montre la prédominance de la dissolution des carbonates sur l'altération des silicates. Le rapport $(\text{Na}^*+\text{K})/(\text{Na}^*+\text{K}+\text{Ca}+\text{Mg})$ trace la fraction des cations provenant des silicates. Ce rapport est faible dans l'ensemble du bassin, alors que la composition isotopique de strontium varie fortement et est très élevée. En fait, les carbonates proviennent des TSS et sont dissout au cours du transport alors que l'altération de la HHC est négligeable. Les silicates du LH sont très riches en ^{87}Sr et leur altération, même limitée, suffit à faire augmenter la composition isotopique de strontium dissout. Dans la plaine gangétique, l'altération des silicates augmente alors que le $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dissout diminue (Fig. 4). Ceci s'explique par une altération des silicates de la HHC qui ont été transportés sous forme particulaire dans la plaine gangétique.

Ainsi, l'érosion et l'altération est découplé dans le système himalayen avec une altération focalisée sur les carbonates des TSS dans la haute chaîne et une érosion physique dominante (70%) de la HHC. Une structure en rampe au niveau du MCT (associée au maximum de microsismicité) transforme la convergence horizontale en surrection ce qui maintient la HHC en position de haute chaîne et donc soumise à l'érosion. Dans la plaine gangétique, les produits de l'érosion, dominés par ceux des HHC, sont altérés de manière tout de même assez faible. Au débouché dans l'océan, environ 5% seulement correspond à de l'altération chimique alors que 95% arrive sous forme particulaire.

Variations dans le passé

La composition isotopique de strontium des océans est enregistrée dans les carbonates marins et est en augmentation depuis les 40 derniers Ma. Ceci est dû à l'augmentation relative du flux de Sr radiogénique issu de l'érosion continentale par rapport au flux de Sr lié à l'hydrothermalisme océanique et à l'altération des roches d'origine mantelliques. Le modèle de Raymo et al. (1988) propose que cette augmentation dérive directement de l'altération des roches érodées dans le système himalayen. L'enregistrement isotopique de strontium des océans peut ainsi être utilisé pour quantifier la consommation de CO₂ atmosphérique par altération de silicates (Raymo et al., 1988) ou les vitesses d'érosion du plateau tibétain (Richter et al., 1992). Ces modèles sont toutefois fondés sur des relations très simplistes entre érosion, altérations et flux chimiques vers les océans. L'étude isotopique des sédiments accumulés dans le cône du Bengale depuis le Miocène permet d'examiner ces relations. Les forages étudiés sont ceux du Leg ODP 116 situés au Sud du cône. Ces sédiments sont des silts argileux détritiques dont l'origine himalayenne a été établie par traçage isotopique. Le cortège argileux contient une part de smectites et kaolinites d'origine pédogénique qui enregistrent les compositions isotopiques des eaux de surface dans lesquelles elles ont cristallisé. Ces minéraux permettent donc de tracer les compositions isotopiques des rivières himalayennes au cours du temps. L'analyse isotopique de Sr de fractions enrichies en smectites et kaolinites révèle des rapports ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr très élevés entre 7 et 1 Ma qui corrèlent avec une diminution des vitesses d'accumulation et une augmentation de l'altération des silicates. Ces changements de composition, pour un flux de Sr "himalayen" constant entraîneraient une augmentation de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr des océans d'un ordre de grandeur au-dessus de celle observée (Fig. 5). Ceci implique que le flux de strontium apporté par le Gange-Brahmapoutre entre 7 et 1 Ma était plus faible que l'actuel. Cette période s'interprète par une diminution de l'érosion totale himalayenne permettant la diminution du flux de Sr et à une augmentation relative de l'altération des silicates permettant l'augmentation des ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr des rivières. Ces résultats montrent que les relations érosion physique/altération chimique sont variables au cours du temps en Himalaya. Ces relations complexes démontrent qu'on ne peut pas utiliser simplement les traceurs isotopiques océaniques pour reconstituer l'histoire de l'érosion d'une région particulière.

Légende des figures

Fig. 1 : Schéma synthétique de la structure et des processus importants au niveau de l'Himalaya-Tibet, du Cône du Bengale et de la circulation atmosphérique en été.

Fig. 2 : Profil le long de la Kali Gandaki-Nayarani (Népal central). Les précipitations de 1984 y ont été représentées. Le profil de mise en charge a été calculé à partir d'un MNT soit sans limite de compétence des rivières (diffusion pure), soit en faisant varier la compétence de la rivière en fonction de la répartition de la pluviométrie (Travaux de J.E Hurtrez).

Fig. 3 : Profil le long de la Kali Gandaki-Narayani. Compositions isotopiques de Sr et Nd des particules silicatées. La source de ces particules est dominée par la HHC. La faible évolution dans la partie W-E du cours traduit la faible contribution du LH. Le faible débit sur les TSS se traduit par la très faible contribution de cette formation dans la partie aval de la rivière (Travaux de A. Galy).

Fig. 4 : Profil le long de la Kali Gandaki-Narayani. Charges cationiques et compositions isotopiques de Sr des eaux. La dissolution des carbonates prévaut dans la chaîne alors que les silicates, exportés de façon particulière, sont altérés dans la plaine gangétique.

Fig. 5 : **A** : Évolution des compositions isotopiques de Sr dissous dans les océans depuis 20 Ma. **B** : Variation des composition isotopiques de Sr des minéraux pédogéniques dans le cône du Bengale; ces variations impliquent une évolution parallèle des compositions isotopiques du Gange et du Brahmapoutre (GB). **C** : Modélisation de l'effet de l'augmentation des $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des rivières GB sur la composition isotopique des océans et comparaison avec les variations observées. L'augmentation de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des rivières GB à 7 Ma doit être compensée par une diminution des flux de Sr de ces rivières (**D**).

Références

- Curry J.R. (1994) Sediment volume and mass beneath the Bay of Bengal. *Earth Planet. Sci. Let.* 125. 371-383.
- Derry L.A. & France-Lanord C. (1996) Neogene Himalayan weathering history and river $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: impact on the marine Sr record. *Earth Planet. Sci. Let.* 142. 59-74.
- Edmond J.M. (1992) Himalayan tectonics, weathering processes, and the strontium isotope record in marine limestones. *Science* 258. 1594-1597.
- Farell J.W. et al. (1995) Improved chronostratigraphic reference curve of late Neogene seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. *Geology* 23. 403-406.
- France-Lanord C. et al. (1988) Hydrogen and oxygen isotope variations in the High Himalaya peraluminous Manaslu leucogranite: evidence for heterogeneous sedimentary sources. *Geochim. Cosmochim. Acta* 52. 513-526.
- France-Lanord C. et al. (1993) Evolution of the Himalaya since Miocene time: isotopic and sedimentologic evidence from the Bengal Fan. In *Himalayan Tectonics*. Geol. Soc. London Spec. Publ. 74. 603-621.
- Krishnaswami S. et al. (1992) Strontium isotopes and rubidium in the Ganga-Brahmaputra river system: Weathering in the Himalaya, fluxes to the Bay of Bengal and contributions to the evolution of oceanic $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. *Earth Planet. Sci. Let.* 109. 243-253.
- Molnar P. & England P. (1990) Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: Chicken or egg? *Nature* 346. 29-34.
- Palmer M.R. & Edmond J.M. (1992) Controls over the strontium isotopic composition of river water. *Geochim. Cosmochim. Acta* 56. 2099-2112.
- Pandey M.R. et al. (1995) Evidence for recent interseismic strain accumulation on a mid-crustal ramp in the central Himalaya of Nepal. *Geophys. Res. Let.* 22. 751-754.
- Quade J. et al. (1995) Late Miocene environmental change in Nepal and the northern Indian subcontinent: stable isotopic evidence from paleosoils. *Geol. Soc. Am. Bull.* 107. 1381-1397.
- Ramesh R. & Sarin M.M. (1992) Stable isotope study of the Ganga (Ganges) river system. *J. Hydrol.* 139. 49-62.
- Raymo M.E. et al. (1988) Influence of late Cenozoic mountain building on ocean geochemical cycles. *Geology* 16. 649-653.
- Raymo, M. E. & Ruddiman, W. F. (1992) Tectonic forcing of late Cenozoic climate. *Nature* 359. 117-122.
- Richter F.M. et al. (1992) Sr isotope evolution of seawater: the role of the tectonics. *Earth Planet. Sci. Let.* 109. 11-23.

Sarin M.M. et al. (1989) Major ion chemistry of the Ganga-Brahmaputra river system: Weathering processes and fluxes to the Bay of Bengal. *Geochim. Cosmochim. Acta* 53, 997-1009.

Figure 1

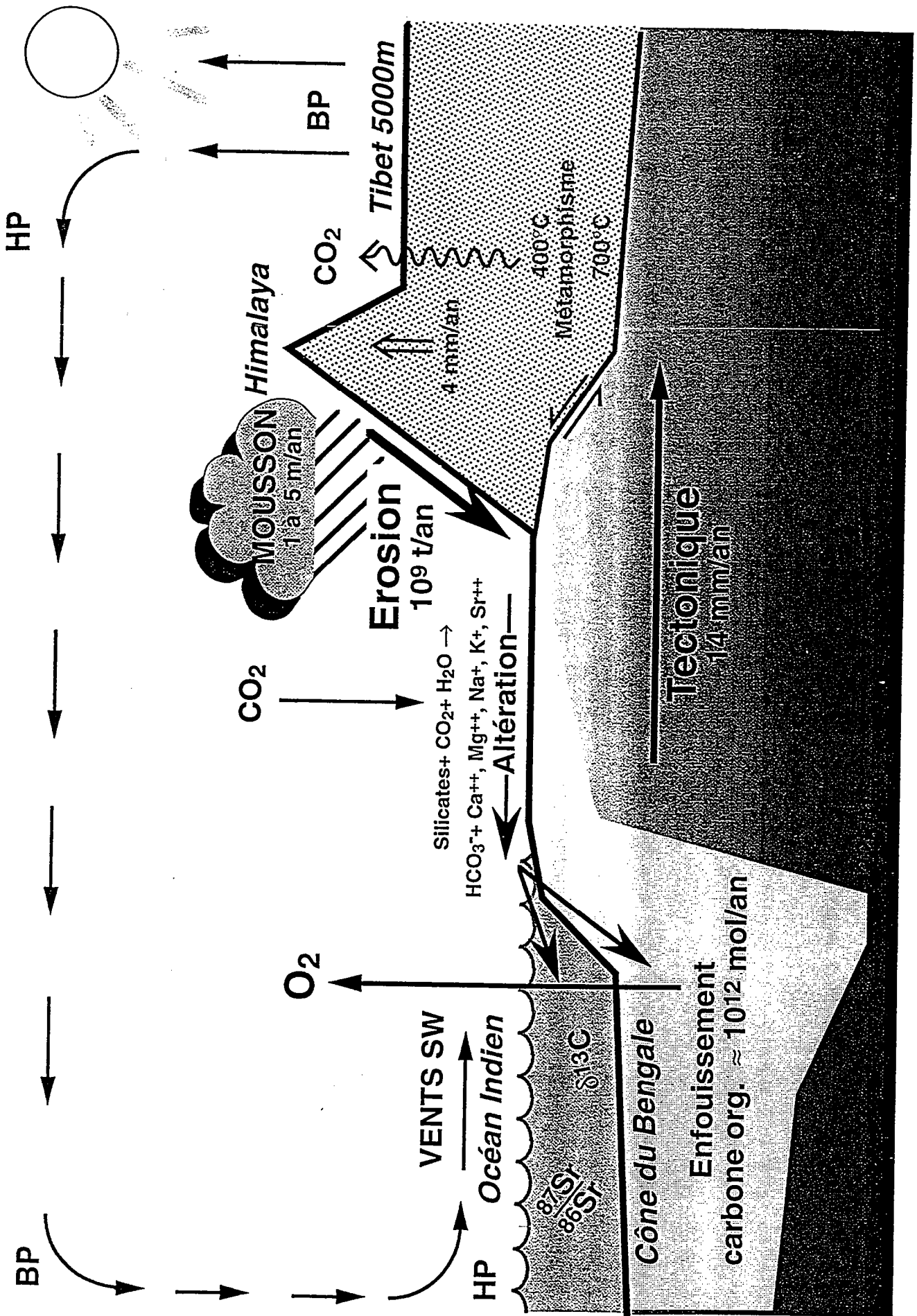


Figure 2

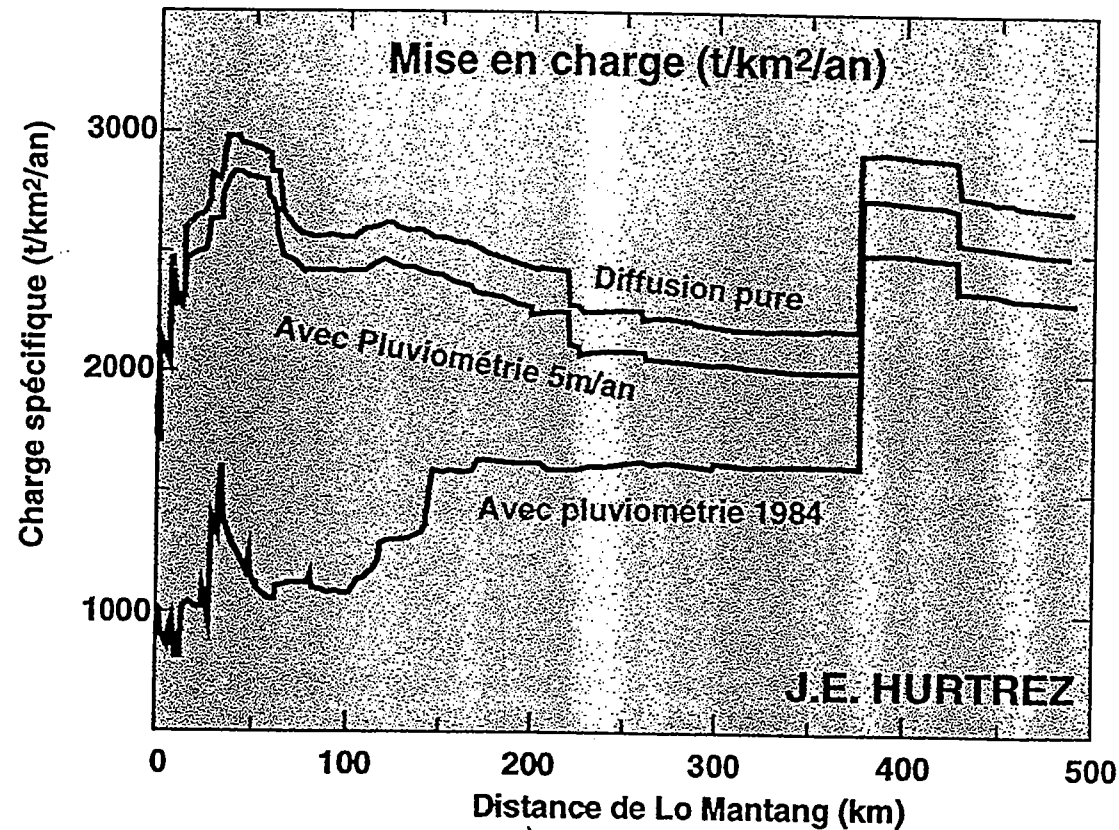
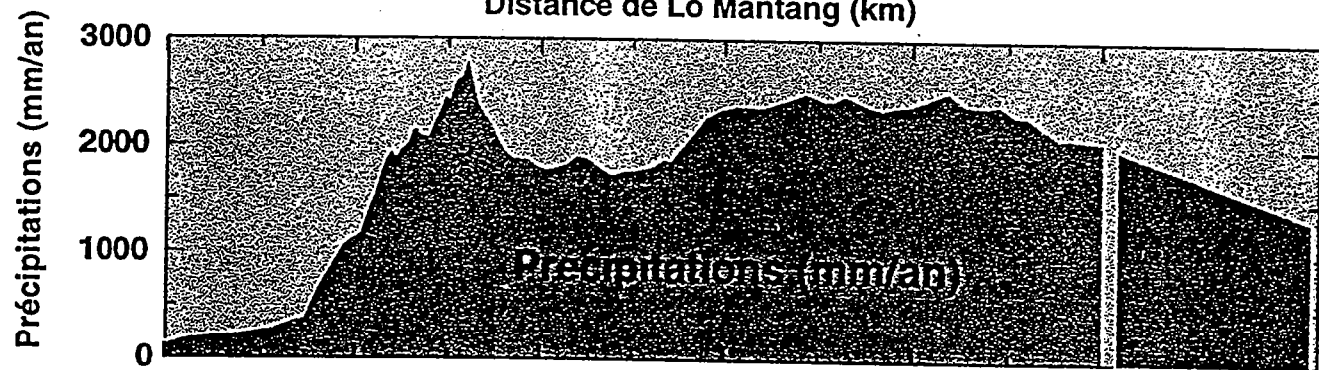
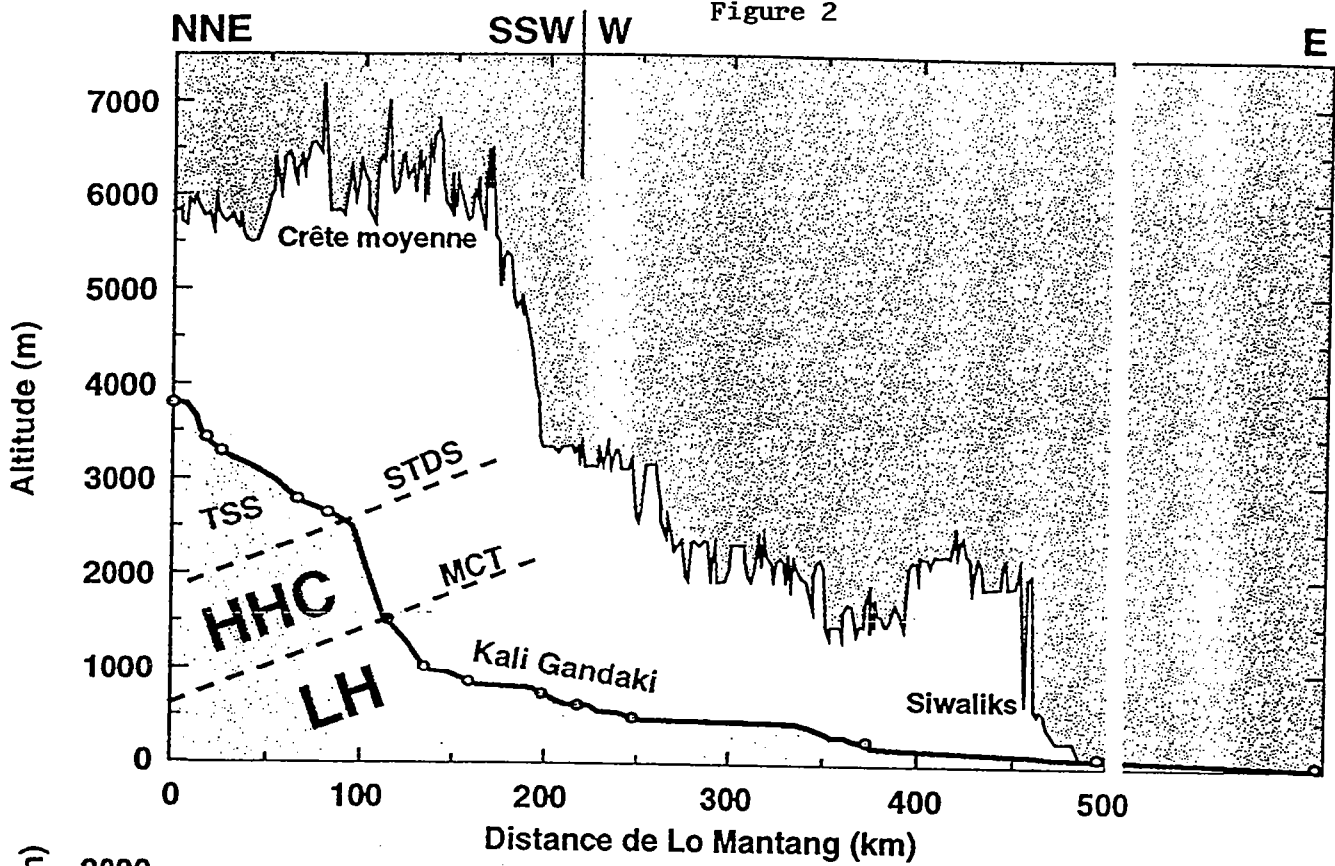
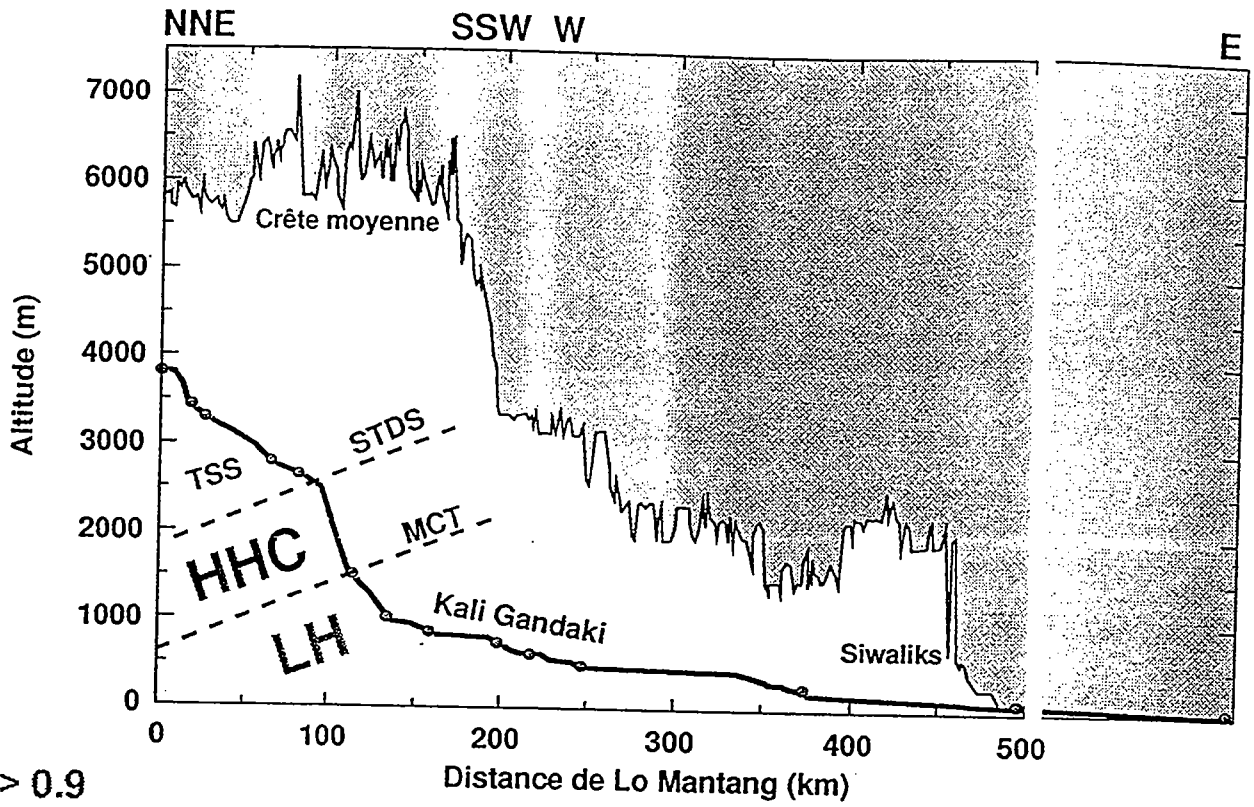
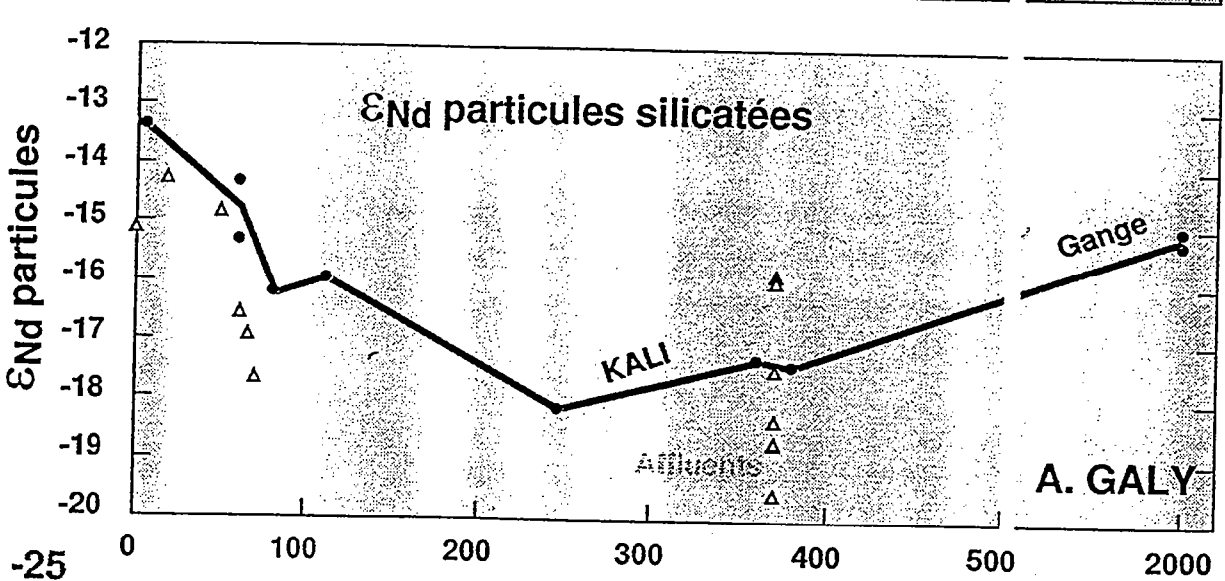
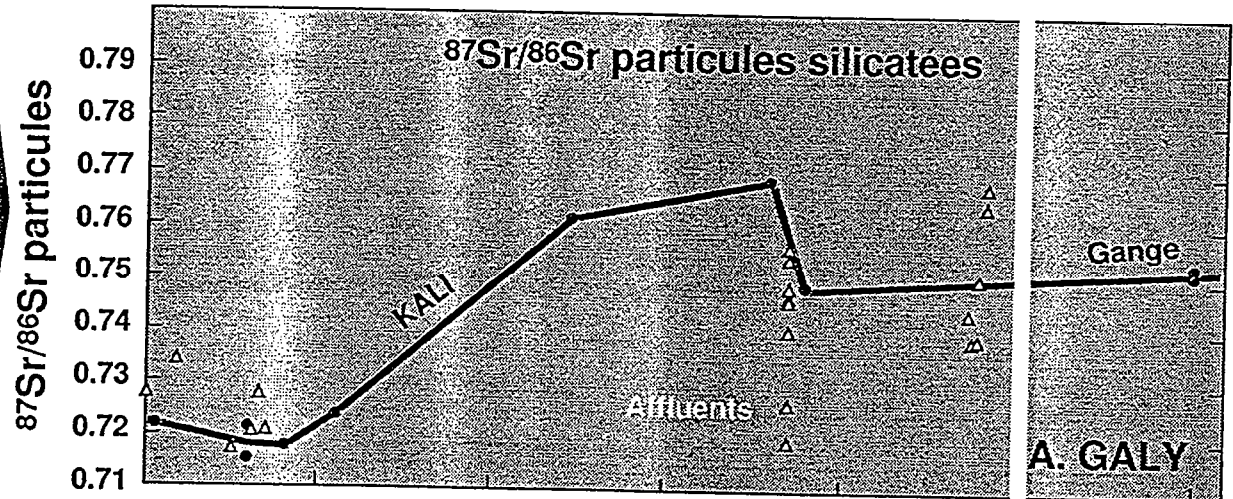


Figure 3

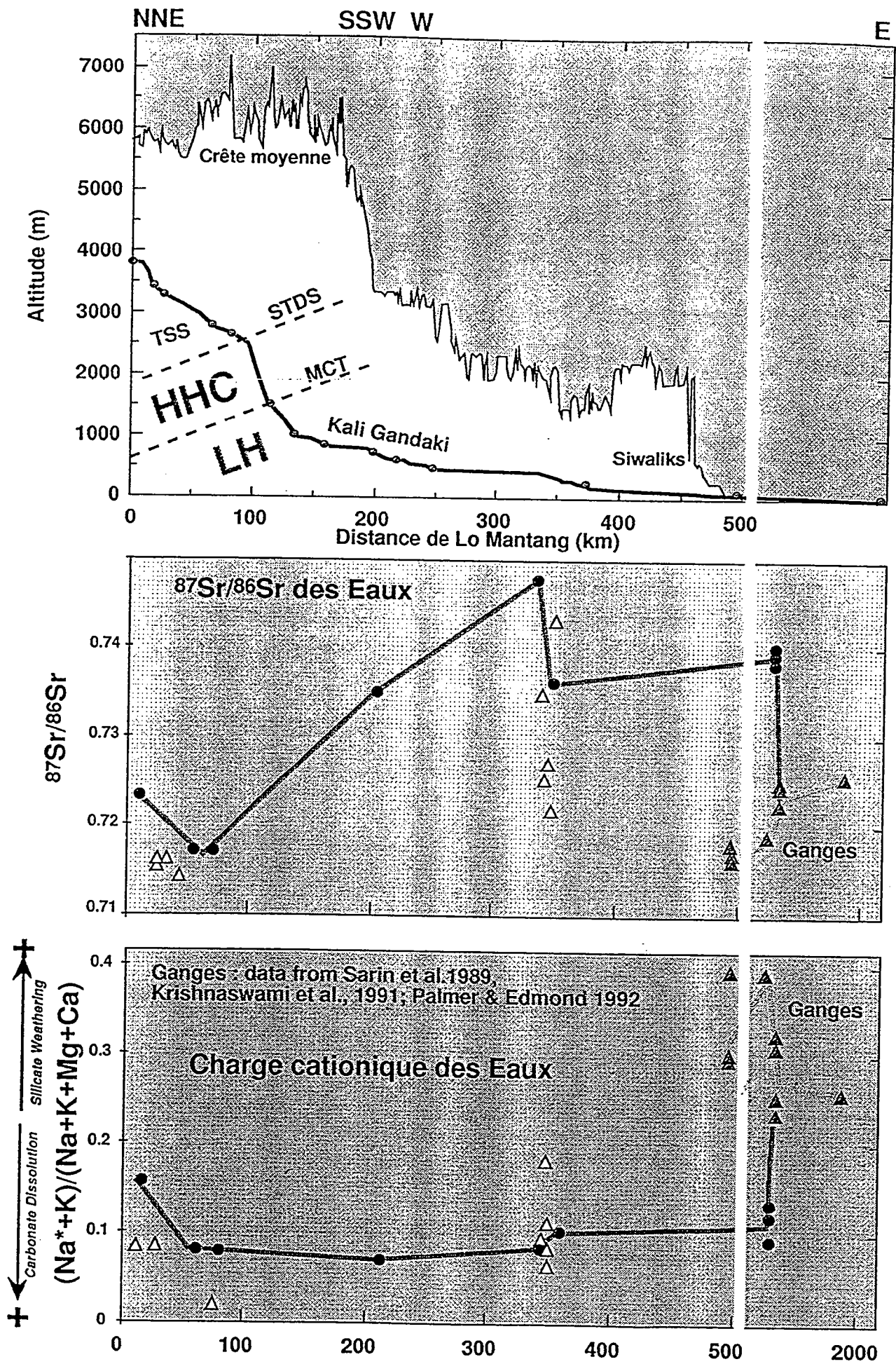


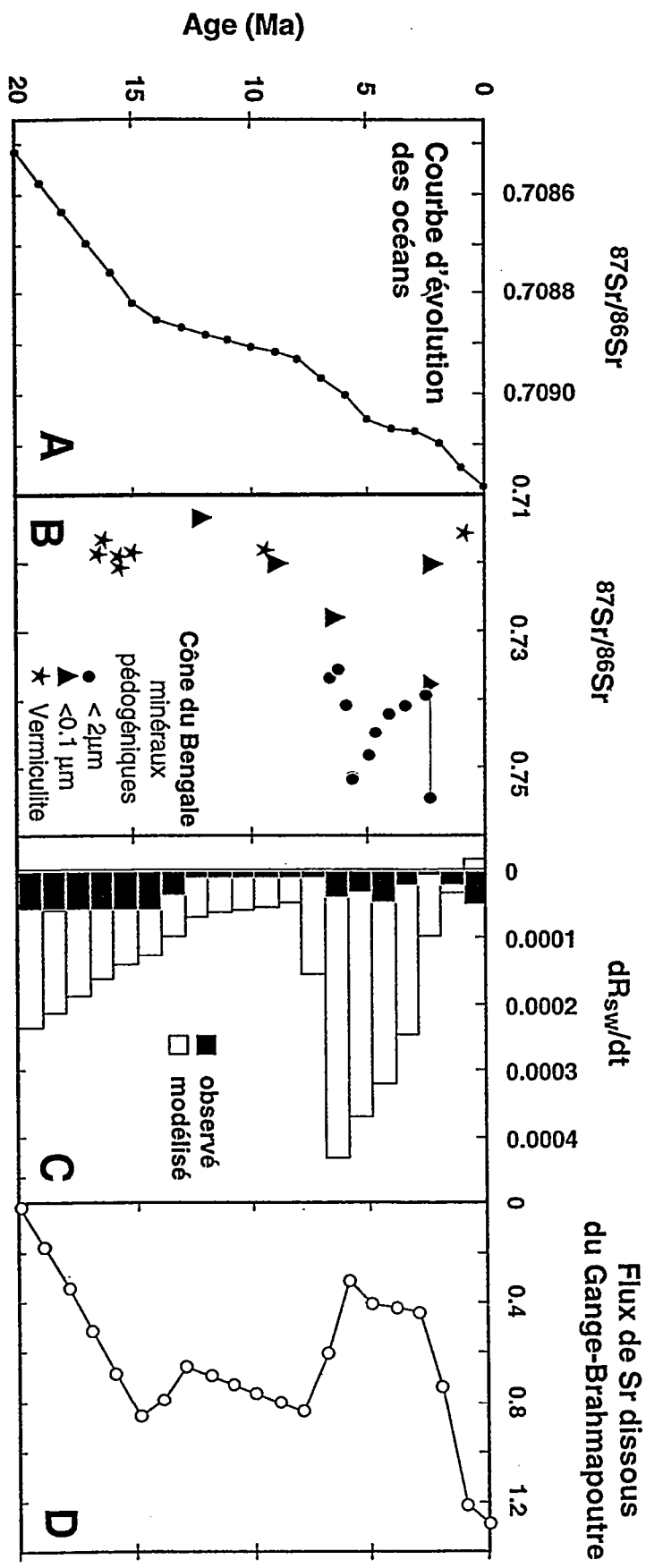
LH > 0.9



LH < -25

Figure 4





Bilan de masses et vitesses d'accumulation en Asie depuis le début du Tertiaire.

F. Métivier

Tectonique, mécanique de la lithosphère, Institut de Physique du Globe de Paris

A partir de données d'isopaques digitalisées nous donnant la répartition des sédiments d'âge Cénozoïque en Asie (déposés depuis 66 Ma) et de données de forages ou de coupes géologiques, nous estimons l'épaisseur des sédiments déposés durant différentes périodes de temps. A cette fin, nous suivons une hypothèse d'homothétie locale des strates que nous énoncerons comme suit : soit un forage au point (x_0, y_0) d'un bassin. Soient N strates accumulées durant autant d'intervalles de temps. Enfin soit $H(x, y)$ l'épaisseur cumulée des N strates en tout point du bassin. Nous faisons l'hypothèse que le rapport définissant la proportion de chaque strate par rapport à l'épaisseur total des sédiments dans la colonne reste constant dans le voisinage de (x_0, y_0) :

$$\frac{h_i(x_0, y_0)}{H(x_0, y_0)} = Cte, i = 1 \dots N \quad (1)$$

Suivant le nombre de points de forages ou de coupes le voisinage est déterminé suivant un critère de plus proche voisin d'un site de mesure. Cette méthode, conservative, que nous développons à l'heure actuelle sur les bassins cénozoïques d'Asie, nous permet de décomposer le volume global des sédiments en sous-volumes en fonction de la précision des données stratigraphiques disponibles (figure 1).

Cette technique appliquée aux bassins du Tarim et de Dzungarie nous permet :

- 1°- de reconstituer les cartes de vitesse d'accumulation de masse sur une grille de résolution 5' d'arc, (figure 2) ;
- 2°- de calculer, par intégration, les volumes globaux accumulés dans chaque zone de dépôt (figure 3).

L'analyse des signaux ainsi reconstitués nous permet :

- 1°- de quantifier l'importance relative de chaque bassin ; ainsi peut-on mettre en évidence la prépondérance, d'un facteur dix, de la sédimentation dans le Tarim par rapport à la sédimentation en Dzungarie ;
- 2°- de mettre en évidence l'existence d'une pulsation sédimentaire au Miocène inférieur dans la partie nord du Tarim que nous relierons à son bassin versant le flanc sud du Tien Shan et que nous interprétons comme l'initiation de la tectonique cénozoïque de cette chaîne;
- 3°- de calculer par un bilan de masse la rotation finie (horaire) du bloc Tarim par rapport au bloc Dzungar, $\theta \sim 7.5^\circ$, valeur en bon accord avec celles obtenues de façon indépendante par d'autres auteurs (figure 4).
- 4°- d'estimer, enfin, à partir du bilan des masses accumulées au Quaternaire dans les bassins et de la géométrie actuelle de la chaîne, une valeur moyenne de l'érosion du Tien Shan d'à peu près 0.2 mm/a.

Bibliographie :

Sur l'Asie centrale :

Allen M., Windley B., Chi Z. & Jinghui G., (1993) Evolution of the Turfan Basin, Chinese Central Asia, *Tectonics*, **12**, 889-896

Avouac J.P., Tapponnier P., Bai M., You H. & Wang G., (1993) Active thrusting and folding along the northern Tien Shan and late Cenozoic rotation of Tarim relative to Dzungaria and Kazakhstan, *J. Geoph. Res.*, **98**, 6755--6804.

Chen Y. *et al.*, (1991) Paleomagnetic study of Mesozoic continental sediments along the northern Tien Shan, *J. Geoph. Res.*, **96**, 4065--4082.

Hendrix M. *et al.*, (1992) Sedimentary record and climatic implications of recurrent deformation in the Tien Shan : Evidence from Mesozoic strata of the north Tarim, south Dzungar, and Turpan basin, northwest China, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **104**, 53--79

Hendrix M., Dimitru T. & Graham S., (1994) Late Oligocene-early Miocene unroofing in the Chinese Tien Shan : an early effect of the India-Asia collision, *Geology*, **22**, 487--490

Jia R. *et al.*, (1985) Talimu Basin, in *ESCAP Atlas of Stratigraphy IV : People's Republic of China*, 75--81, United Nations, Stratigraphic correlation between sedimentary basins of the ESCAP region volume X; Mineral resources Development Series 52.

Tapponnier P. & Molnar P., (1979) Active faulting and Cenozoic tectonics of the Tien Shan, Mongolia and Baikal regions, *J. Geoph. Res.*, **84**, 3425--3459.

Sur les bilans de masses:

Curray J.R., (1994) Sediment volume and mass beneath the bay of Bengal, *Earth Planet Sci. Lett.*, **128**, 371--383

Hay W., Shaw C. & Wold C., (1989) Mass-balanced paleogeographic reconstructions, *Geologische Rundschau*, **78**, 207--242

Le Pichon X., Fournier M. & Jolivet L., (1992) Kinematics, topography, shortening and extrusion in the India-Eurasia Collision, *Tectonics*, **11**, 1085--1098

Métivier F. & Gaudemer Y., (1996) Mass transfer between eastern Tien Shan and adjacent basins. Constraints on regional tectonics and topography, *R.A.S. Geoph. J. Int.*, in the press

On trouvera aussi des bilans de masses en 2D chez :

Avouac *et al.* 1993 *op. cit.*

Leloup H. *et al.*, (1995) The Ailao Shan-Red river shear zone (Yunnan, China), Tertiary transform boundary of Indochina, *Tectonophysics*, **251**,

Meyer B., (1991) *Mécanisme des grands tremblements de terre et du raccourcissement crustal oblique au bord nord-est du Tibet*, Thèse de Doctorat, Université de Paris VII,

Tapponnier P. Peltzer G. & Armijo R., (1986), On the mechanics of the collision between India and Asia, in *Collision tectonics*, Coward M.P. & Ries A. eds, Geological Society special publication, **19**, 115--157

La datation des marqueurs morphologiques pour déterminer les vitesses de déplacements sur les failles actives. Exemple de la faille de Bogd (Gobi-Altay, Mongolie).

Jean-Francois Ritz,

Laboratoire de Géophysique et de Tectonique, Université de Montpellier 2

(Notes prises par Sébastien Carretier, laboratoire de géophysique et de tectonique de Montpellier)

I Introduction

La détermination des intervalles de récurrence entre les séismes et des vitesses de déplacement le long des failles actives sont deux objectifs majeurs de l'analyse seismotectonique. Ces deux paramètres sont nécessaires d'une part pour l'évaluation de l'aléa séismique, et d'autre part pour établir des bilans de déformations à l'échelle géodynamique.

Dans les régions où les déformations sont concentrées sur des zones étroites et où les vitesses de déplacements sont rapides (10-1 cm/an) -typiquement les zones de limites de plaques- les données séismologiques instrumentales et historiques permettent une première estimation des temps de récurrence et des vitesses. On peut en effet considérer que les séismes enregistrés au cours de la période historique (100-1000 ans) sont représentatifs de la déformation à plus long terme.

Par contre dans les régions où la déformation est plus diffuse et où les vitesses de déformations sont plus lentes (1-0.1 cm/an voire 0.01 cm/an), le catalogue de la sismicité historique est généralement insuffisant (temps de récurrence > période historique). Il est alors nécessaire de faire appel à d'autres approches telles que la paléoséismologie et l'analyse morphotectonique qui permettent d'étudier les déformations associées aux failles actives sur des périodes de temps plus longues. La paléoséismologie repose sur l'analyse des traces de séismes anciens que l'on peut observer dans la stratigraphie et la structure des formations superficielles. Elle permet de caractériser très précisément l'activité d'une faille (magnitude, récurrence) sur des périodes allant jusqu'à 10.000 ans et plus. L'analyse morphotectonique permet d'étudier l'activité d'une faille sur des périodes de temps beaucoup plus longues (>50.000 ans) durant lesquelles un grand nombre de déplacements coséismiques se sont accumulés. On pourra alors calculer des vitesses moyennes et en déduire des intervalles de récurrence moyens à long terme. Ces deux approches reposent sur la possibilité de dater les marqueurs de la déformation quaternaire.

II Analyse seismotectonique et méthodes de datation

1) Les étapes de l'analyse seismotectonique

La première étape de l'analyse séismotectonique consiste à mettre en évidence à partir d'images satellites, de photographies aériennes et d'observation morphologiques sur le terrain, les traces d'activité tectonique (ruptures de surfaces, décalage de marqueurs morphologiques, anomalies du réseau de drainage etc...). On utilise également les fichiers topographiques numériques (appelés Modèles Numériques de Terrain ou MNT) réalisés à partir d'images satellites, d'image SAR, ou encore obtenus par photogrammétrie qui permettent d'accentuer les anomalies morphologiques (en jouant sur l'augmentation du relief et sur la façon dont il est éclairé).

Une fois la zone de faille identifiée, l'analyse paléoseismologique consiste à effectuer des tranchées, le plus souvent verticales et perpendiculaires aux escarpements de failles. L'étude détaillée de la stratigraphie des formations superficielles et des structures qui les affectent permet d'analyser les déformations correspondant à des événements séismiques historiques ou plus anciens. On peut alors mesurer les déplacements, et dans la mesure où il est possible de dater les différents marqueurs de la déformation, déterminer les intervalles de récurrence des séismes.

L'analyse morphologique permet de quantifier les déplacements horizontaux et verticaux observés en surface. Les calculs précis se font à partir de profils topographiques et de MNT de détails levés au théodolite-distancemètre ou réalisés avec des récepteurs GPS utilisés en mode cinématique.

2) les méthodes de datation

En domaine continental, les deux méthodes de datation classiquement utilisées en paléoséismologie sont: 1) le ^{14}C qui permet de dater, sur une plage de temps allant de 0 à 50.000 ans, paléosols, charbons, os ou autres marqueurs contenant de la matière organique; 2) la thermoluminescence et l'OSL (Optical-stimulated luminescence) qui permettent de dater des échantillons ayant été chauffés comme les céramiques ou les sédiments recouverts par des coulées de laves volcaniques ainsi que les sédiments éoliens ou alluviaux fins ayant été exposés à la lumière avant d'être enfouis; la période de temps que recouvre ces méthodes est de quelques dizaines à quelques centaines de milliers d'années.

En ce qui concerne la datation des marqueurs de la déformation exprimés dans la morphologie (en dehors des méthodes $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ ou $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ et trace de fission dans le cas de marqueurs volcaniques) la seule et toute nouvelle méthode disponible est celle des cosmonucléides produits *in situ*. On utilisera en particulier les cosmonucléides ^{10}Be et ^{26}Al qui permettent de mesurer le temps d'exposition aux rayons cosmiques, en surface, des roches contenant du quartz (cf exposé de Didier Bourlès). Cette méthode ouvre non seulement un champ d'application du point de vue du type de marqueur datables (moraines, terrasses, glacis, cônes de déjection...) mais également de part la période de temps qu'elle couvre : de quelques milliers à plusieurs centaines de milliers d'années.

II Détermination des vitesses de déplacement : Exemple de la faille de Bogd

Située sur la bordure Nord de la chaîne du Gobi-Altay, la faille de Bogd de direction N100°E est une des structures actives majeures de la Mongolie. On la suit dans la topographie sur près de 600 km de long. Lors du séisme du 4 Décembre 1957 [Florensov and Solonenko, 1963] ($M_w=8.1$), sa partie Est a cassé sur une longueur de 270 km avec un déplacement senestre moyen de 5 m (Figure 1). Plusieurs segments de failles secondaires ont également

joué simultanément, le plus grand correspondant à la faille de Gurvan Bulag située à 15 km au Sud du massif d'Ike Bogdo. Ce dernier segment a cassé sur 30 km de long avec un jeu inverse correspondant à un déplacement vertical moyen d'environ 5m. La longueur totale des ruptures de surface associées au séisme atteint 350 km.

Le séisme de 1957 est le dernier d'une série de quatre séismes de M^38 qui se sont produits entre 1905 et 1957 dans l'Ouest de la Mongolie et sa région frontalière avec la Chine en bordure de l'Altay. Cette sismicité exceptionnelle pour le siècle [Baljinyam et al. 1993] pose la question de la vitesse de déplacement à long terme le long de ces failles dont la cinématique est cohérente avec le champ de compression NNE-SSW issu de la collision Inde-Asie [Tapponnier and Molnar 1979].

Nous avons cherché à répondre à cette question en ce qui concerne la faille de Bogd qui montre des ruptures de surfaces quaternaires extrêmement bien conservées [Ritz et al. 1995]. Les observations de terrain et l'analyse des photos aériennes, permettent la mise en évidence, au niveau des deux principaux segments de faille (Bogd et Gurvan Bulag), de décalages cumulés de marqueurs morphologiques tels que des lits de torrents ou des surfaces de cônes alluviaux. En mesurant avec précision les décalages et en datant les marqueurs, nous pouvons calculer les vitesses moyennes pour la période Pléistocène supérieure et estimer les intervalles de récurrence des derniers événements.

1) La faille de Bogd : Le site de Noyan Uul

Situé juste à l'Ouest du massif d'Ike Bogdo, le massif de Noyan Uul est limité au Nord par la faille de Bogd qui fonctionne à cet endroit en décrochement senestre avec une faible composante inverse. L'analyse morphologique permet de montrer qu'au débouché de chaque bassin versant, on trouve une séquence de trois cônes de déjection S0, S1 et S2 (Figure 2a), correspondant à trois épisodes d'alluvionnement successifs. Ces cônes ont été décalés progressivement par le jeu de la faille et se sont trouvés ainsi préservés de l'érosion associée aux alluvionnements suivants. S0, le plus récent des cônes est décalé de 14 m; S1 le cône intermédiaire est décalé de 115 m, et S2 le cône le plus ancien, de 230 m.

Les mesures de concentrations en ^{10}Be dans les échantillons de roches prélevés au sommet des blocs enchâssés à la surface des cônes S1 et S2 ne permet pas, cependant de dater ces crises d'alluvionnement. En effet, les concentrations ne sont pas significativement différentes pour différencier deux âges (Figure 2b). Sans rentrer dans les détails de l'interprétation des mesures [cf Ritz et al. 1995], nous considérons que les surfaces S1 et S2 sont suffisamment vieilles pour que la concentration de ^{10}Be dans les roches de surface soit proche de l'état d'équilibre entre la production de ^{10}Be et les pertes dues à l'érosion et la décroissance radioactive. Si on suppose que la concentration initiale était minimum, c'est à dire que les échantillons n'avaient pas été exposés au rayonnement cosmiques avant leur dépôts à la surface des cônes (cf exposé D. Bourlès), cette concentration à l'équilibre nous donne un âge minimum pour la fin du dépôt de S1, le plus jeune des deux marqueurs. Cet âge minimum est de 80.000 ans BP. On calcule ainsi une vitesse maximum horizontale de $115 \text{ m} / 80.000 \text{ ans} = 1.4 \text{ mm/an}$ le long de la faille. Cette vitesse implique un intervalle de récurrence compris entre 3500 et 5000 ans pour des dislocations sismiques comprises entre 5 et 7 m.

D'autre part, le décalage de S2 étant le double de celui de S1 et supposant une vitesse de faille constante dans le temps, on en déduit que S2 a un âge minimum de 160.000 ans. Ces âges minimum suggèrent que ces cônes de déjections représentant des périodes d'alluvionnements intenses, localisées dans le temps et séparées par de longues périodes sèches, correspondent en fait aux périodes humides et chaudes qui caractérisent les stades interglaciaires. On est donc tenté d'interpréter S1 et S2 comme les marqueurs paléoclimatiques des deux dernières périodes interglaciaires à 125.000 ans BP et 240.000 ans BP (les

interglaciaires Riss-Würm et Mindel-Riss si on adopte les noms chronostratigraphiques définis en Europe Centrale).

Les mesures de concentrations en ^{10}Be dans des échantillons prélevés à la surface de S0 et à la base des torrents qui l'incisent vont permettre de contraindre ces résultats préliminaires.

2) La faille de Gurvan Bulag

Il s'agit d'un segment de faille inverse d'environ une trentaine de km de long, situé au Sud du massif d'Ike Bogdo, et qui affecte les cônes alluviaux quaternaires qui descendent du versant Sud du massif.

L'analyse morphologique permet de distinguer des surfaces de cône emboîtées qui attestent des jeux successifs de la faille. Certaines de ces surfaces sont entièrement recouvertes par des blocs atteignant jusqu'à deux mètres de diamètres "flottant" à la surface de "debris flows". Cette observation suggère qu'il y a eu, comme à Noyan Uul, des périodes d'alluvionnement intenses séparées par des périodes plus sèches.

Nous nous sommes intéressés à une surface recouverte de blocs de granites dont le diamètre moyen est de l'ordre du mètre, et qui est décalée verticalement d'une vingtaine de mètre par rapport à la surface du glacis aval. Cette surface de cône alluvial est emboîtée dans une surface plus érodée et plus ancienne (Figure 3a). Elle est elle-même incisée et on y trouve emboîtée des surfaces plus jeunes dont la plus récente correspond au soulèvement vertical associé au séisme de 1957.

Les déplacements verticaux de ces différentes surfaces ont été calculés en réalisant des profils topographiques transverses à la faille à l'aide de récepteurs GPS utilisés en mode cinématique. Les profils montrent un déplacement cumulé de 18 m pour la surface recouverte par le "debris flow" et un déplacement compris entre 4 et 5 mètre associé au séisme de 1957. L'analyse d'un escarpement "double" d'une hauteur de 8.5 m a permis d'estimer un déplacement minimum de 3.7 m pour le séisme précédant.

Les âges ^{10}Be obtenus pour la surface soulevée de 18 m s'échelonnent entre 10.400 ans BP et 15.600 ans BP (Figure 3b). Si on suppose que les échantillons ne contenaient pas de ^{10}Be avant d'être déposés, l'âge 15.600 ans BP est le plus proche du vrai âge tandis que les autres valeurs, un peu plus faibles, sont dues aux pertes par érosion. L'âge de 15.600 ans BP suggère que la formation de cette surface de dépôt est associée à la crise climatique qui a marqué la fin de la dernière glaciation et le début de l'Holocène. La vitesse moyenne de soulèvement pour cette période est donc de $18 \text{ m} / 15.600 \text{ ans} = 1.15 \text{ mm/an}$, ce qui donne un intervalle de récurrence compris entre 3500 et 4500 ans pour des déplacements verticaux coséismiques de 4-5 m.

On retrouve le même intervalle de récurrence estimés d'après le calcul de la vitesse de déplacement le long de la faille de Bogd, ce qui suggère que les deux failles avaient déjà joué simultanément lors des derniers 15.000 ans.

Les âges ^{10}Be déduits de l'analyse des échantillons prélevés sur la surface soulevée de 8.5 m s'échelonnent entre 2800 et 7300 ans BP avec un échantillon à 13.000 ans BP (figure 3b). Le fait que cette surface soit emboîtée dans la surface à 15.000 ans BP atteste qu'elle est plus jeune. Par conséquent, nous considérons que l'échantillon à 13.000 ans BP appartient en fait à la surface Holocène et qu'il a été remanié ultérieurement lors de l'incision de celle-ci pour venir se redéposer plus en aval sur la nouvelle surface d'abrasion. L'âge de la surface à 8.5 m serait donc de 7300 ans BP ce qui donne une vitesse de soulèvement égale à 1.16 mm/an et un intervalle minimum de 3200 ans entre le séisme de 1957 et l'événement précédant. Ces résultats sont cohérents avec ceux déduits de l'analyse de la surface Holocène. La mesure des concentrations en ^{10}Be d'échantillons prélevés en profondeur dans une tranchée creusée dans la surface Holocène va permettre de vérifier l'hypothèse d'une exposition minimum.

Conclusions

De part la période de temps qu'elle couvre (plusieurs dizaine de milliers d'années voire quelques centaines si l'érosion est très faible) et le type de marqueurs auxquels elle s'applique (roches détritiques), la méthode de datation "¹⁰Be" est un outil qui ouvre des perspectives pour déterminer les vitesses de déplacement et les intervalles de récurrence des séismes le long des failles actives, en particulier en domaine aride.

Elle offre également des possibilités concernant l'analyse des processus érosifs (datation des crises climatiques; taux d'érosion).

L'application de cette méthode à l'étude de la faille de Bogd montre que celle-ci est très lente (~1 mm/an), bien que capable de générer des séismes majeurs (Mw³8) séparés par de grandes périodes de temps (plusieurs milliers d'années).

Un travail de paléoséismologie sur les failles de Bogd et de Gurvan Bulag coordonné par le Geological Survey américain et mettant en oeuvre les méthodes de datation "¹⁴C" et "thermoluminescence" va permettre de déterminer de façon précise l'âge du séisme ante1957 voire des deux séismes précédants, et ainsi confirmer ou infirmer les temps de récurrence déterminés par la méthode "¹⁰Be".

Références

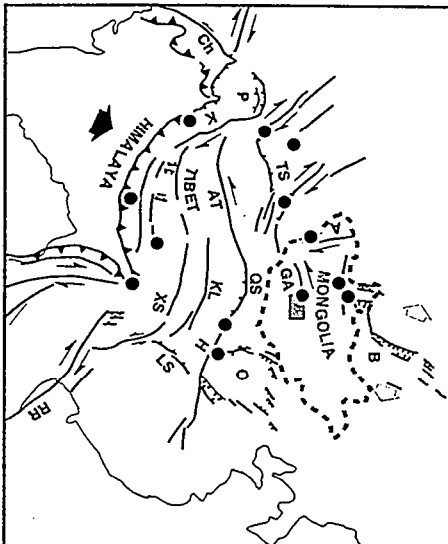
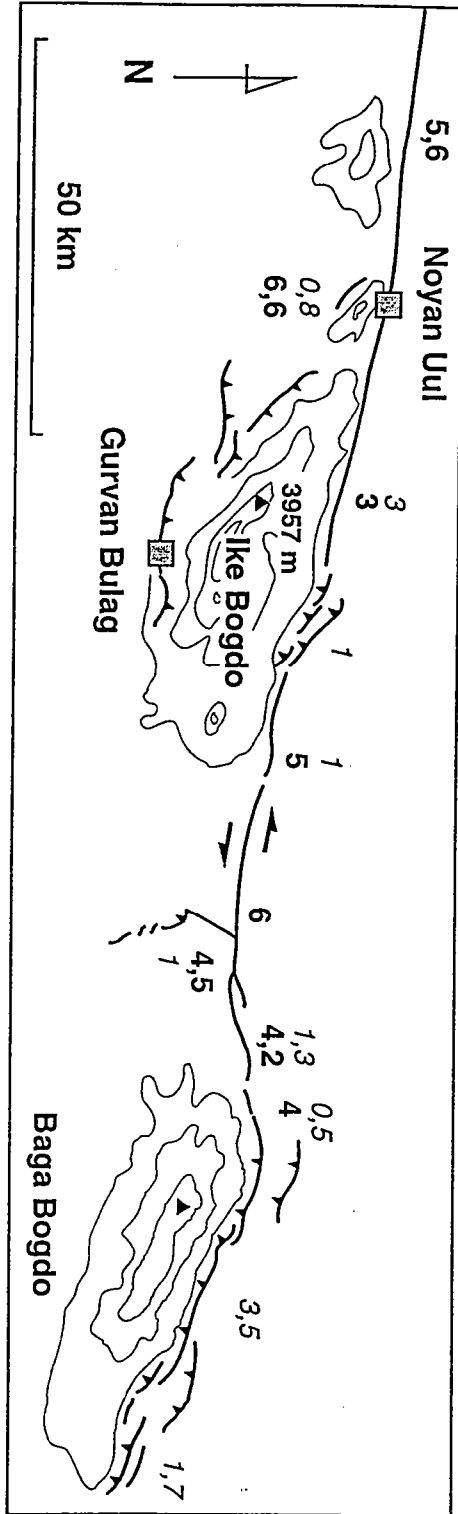
Florensov, N. A., and Solonenko, V. P., 1963, The Gobi-Altai earthquake: Moscow, USSR, (English translation, 1965, Israel Program for Scientific Translations, Jerusalem, 424 p.).

Tapponnier, P., and Molnar, P., 1979, Active faulting and Cenozoic tectonics of the Tien Shan, Mongolia and Baykal regions: *Journal of Geophysical Research*, v. 84, p. 3425-3459.

Baljinnyam, I., and 10 others, 1993, Ruptures of major earthquakes and active deformation in Mongolia and its surroundings: *Geological Society of America Memoir* 181, 62 p.

Ritz J.F. , Brown E.T. Boursès D., Philip H., Schlupp A., Raisbeck G., Yiou F. and Enhtuvshin E. Slip rates along active faults estimated with cosmic ray exposure dates: Application to the Bogd fault, Gobi-Altai, Mongolia. *Geology*, 1995, 23, 1019-1022.

Figure 1



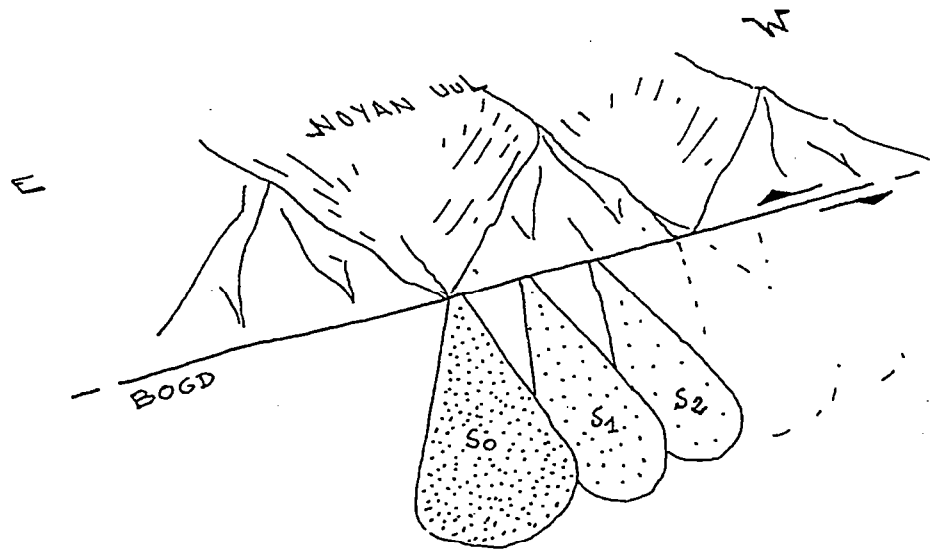


Figure 2a

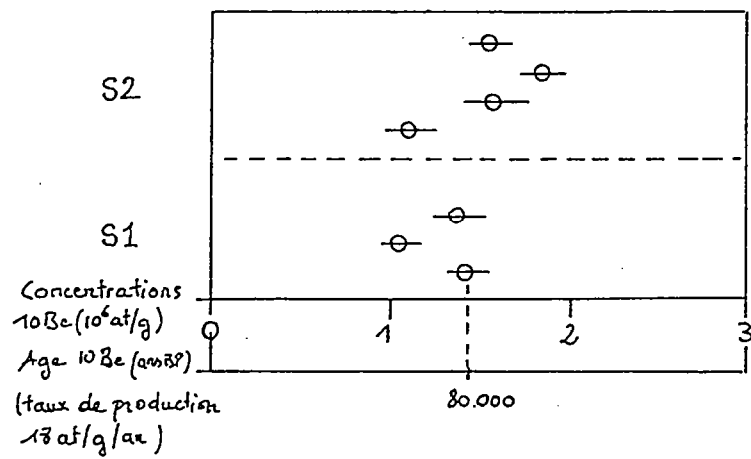


Figure 2b

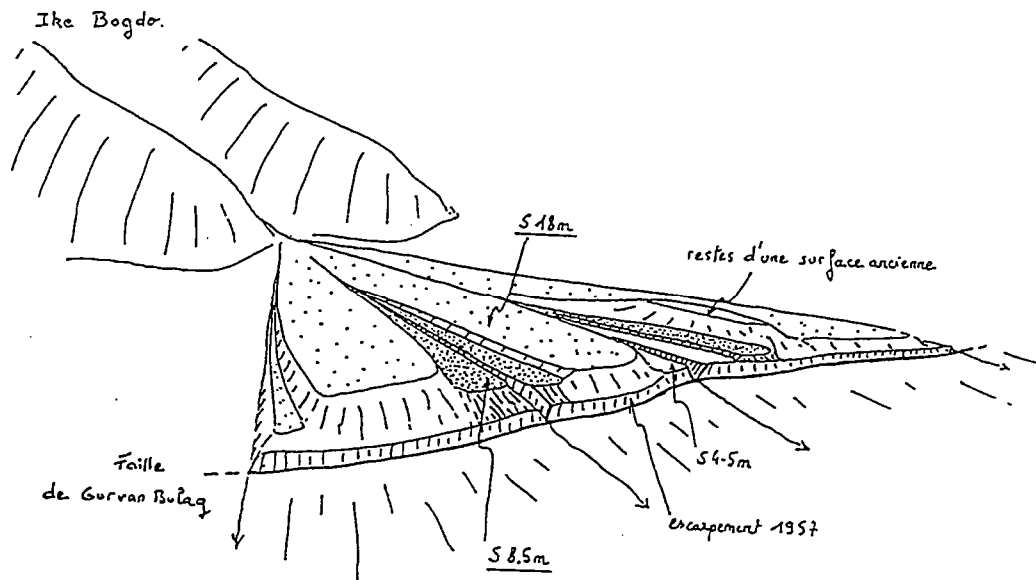


Figure 3a

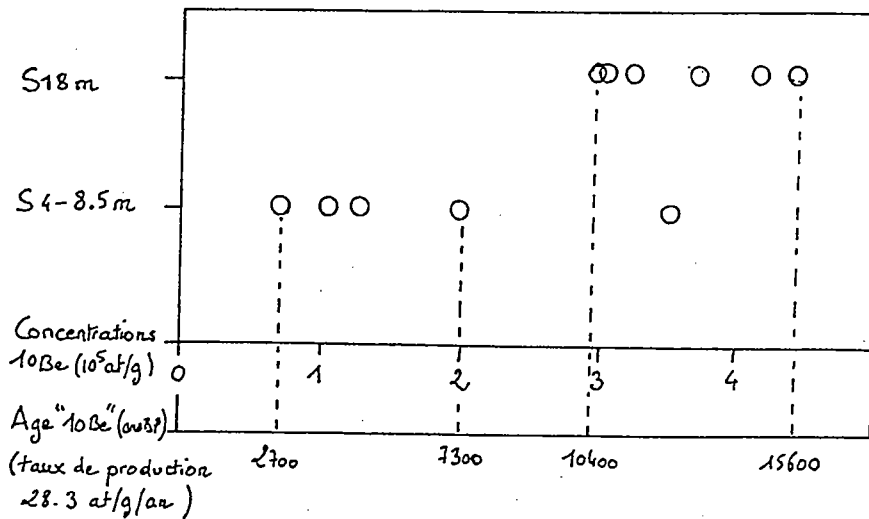


Figure 3b

Variabilité de la morphogenèse dans un système montagneux actif : Himalaya et Pamir oriental

Monique FORT⁽¹⁾ et Jean Pierre PEULVAST⁽²⁾

(1) Laboratoire de Géographie physique, Université de Paris VII-Denis Diderot

(2) Géodynamique de la Terre et des Planètes, Université de Paris Sud

(Notes prises par Lionel SIAME,
URA-CNRS - Géophysique et Géodynamique Interne, Université Paris-Sud)

Objectif:

- Montrer que, dans le cadre d'un système montagneux dynamique (intense activité sismotectonique), les modalités de l'érosion (au sens de production de débris) sont avant tout contrôlées par des événements majeurs, de forte magnitude et de faible fréquence, de mise en place "instantanée".
- Deux types d'événements seront illustrés : 1) le rôle de l'activité fluviale, exemple de la capture du bassin du Mustang (Nord Himalaya, système endoréique) par la Kali Gandaki (K.G.; drainage exoréique, vers le Gange); 2) le rôle de l'activité sismotectonique en contexte de montagnes englacées, cf. les coulées de débris du bassin de Pokhara (sud Annapurna) et du Muztaghata (Pamir Oriental).

1) Capture de la Thakkhola-Mustang (fig. 1).

Le bassin de la Thakkhola-Mustang (au nord des Dhaulagiri et Annapurna) est un fossé tectonique (depuis le Mio-Pliocène? le Miocène moyen?) rempli de sédiments du même âge, épais de 800 m min. Ce matériel sédimentaire provient de l'érosion de l'escarpement de faille occidental, peu à peu soulevé par jeu répété de la faille normale. La sédimentation du fossé s'est effectuée en système endoréique; elle fut interrompue brutalement par la capture du bassin par érosion régressive de la K.G. depuis le sud, laquelle entraîna une incision rapide du remplissage et l'exportation des sédiments érodés vers le système gangétique. Même si l'incision majeure fut temporairement interrompue par l'accumulation rapide de graviers/conglomérats (épaisseur 300m) dérivés de la liquidation de matériaux morainiques en liaison avec les phases glaciaires, la K.G. a depuis repris son travail de déblaiement du Mustang et son encaissement au travers de l'Himalaya.

2) Bassin de Pokhara (fig. 2).

Ce bassin (1000 m), coincé entre la rampe du Mahabharat et le front du haut Himalaya (contreforts des Annapurnas, >7000 m), se caractérise par un remplissage complexe, dont la dernière phase correspond à une décharge détritique catastrophique, venue fossiliser la topographie existante. L'épaisseur moyenne de cette accumulation de débris (formée de plusieurs décharges superposées non ravinantes) est de 60 m, avec un maximum de 110 m au centre-nord du bassin; son volume a été estimé à 4 km³. Les datations ¹⁴C réalisées sur du matériel contenu dans le sol fossilisé (charbons de bois) et dans les limons lacustres affluents

et synchrones de la coulée (bois et troncs) donnent des âges compris entre 390 ± 110 et 510 ± 140 y. BP (tenir compte de l'âge des végétaux).

Ces caractéristiques montrent le caractère instantané et catastrophique de mise en place du matériel, provoqué par un éboulement de parois rocheuses et de glace, peut être déclenché par séisme. Depuis, la Seti khola (S.K.) qui draine le bassin a évacué 2 km^3 de sédiments, disséquant les débris à un taux moyen estimé à 20 cm/an (âge de la coulée retenu: 500 ans), soit un taux d'érosion estimé à $4.106 \text{ m}^3/\text{an}$. La contribution en sédiments de l'événement de Pokhara (bassin supérieur de la S.K.) au bassin versant aval de la S.K. représente donc $22\ 860 \text{ m}^3/\text{an}/\text{km}^2$. Ces estimations ne tiennent pas compte du fait que le déblaiement, rapide au début, devient de plus en plus lent au cours du temps. Ce ralentissement, aidé par une consolidation progressive des dépôts (diagénèse de la matrice carbonatée), favorise la persistance des formes et dépôts.

3) Les coulées lobées du Muztaghata (fig. 3).

Il s'agit de coulées de débris accumulées 2500 m en contrebas du dôme glaciaire du Muztaghata (7509 m). Ces coulées lobées, emboîtées dans d'anciens tills, sont superposées à des cônes tardi-glaciaires. Chaque coulée a une largeur de 300 à 400 m; elles se sont épanchées vers le SW sur plus de 10 km de large au travers du bassin de Tahman. Elles sont "striées" longitudinalement cannelées en surface et présentent une topographie chaotique, déprimée en arrière du rempart terminal qui caractérise leur front lobé. Les matériaux hétérométriques riches en matrice (diamicton) et leur pétrographie dérivée du Muztaghata montrent qu'il s'agit de dépôts d'avalanche mixte de glace et de débris, probablement liés à un déclenchement sismique.

Certains lobes remontent de 150 à 160 m à contre-pente sur le versant opposé du bassin ce qui a permis d'estimer la vitesse de leur mise en place grâce à la formule suivante $v=(2gh)^{1/2}$, où

m : masse du matériau accumulé

g : accélération gravitationnelle (981 cm/sec^2)

h : hauteur atteinte par les parties terminales des lobes

v : vitesse

ce qui donne $v = (2 \times 981 \times 15000)^{1/2} = 5425 \text{ cm/s} = 195,3 \text{ km/h}$ (vitesse minimale).

Conclusions.

L'injection brutale de grandes quantités de débris est le processus dominant de l'évolution géomorphologique de ces montagnes. Cette injection peut résulter de l'agressivité accrue du réseau hydrographique et de son expansion spatiale (1er exemple) et/ou de l'intervention d'événements sismo-tectoniques comme facteurs déclenchant de coulées de débris (2ème et 3ème exemples). Dans les trois cas, la surrection des reliefs reste le facteur d'entretien du déséquilibre du système.

Le temps de piégeage des sédiments est inégal selon le contexte tectonique (1er ordre de grandeur), climatique (2ème ordre de grandeur), et hydrographique (taille et position du drain dans la hiérarchie/ordre du réseau; 3ème ordre de grandeur).

Le temps de réponse/réajustement de l'érosion (évacuation complète des débris) après chaque événement sédimentaire varie selon les bassins versants et les échelles temporo-spatiales considérées. Au niveau des bilans d'érosion, les anomalies induites par chaque événement perdurent sur le court terme, tandis qu'un lissage se fera sur le "long" terme ($> 10^4$ - 10^5 ans).

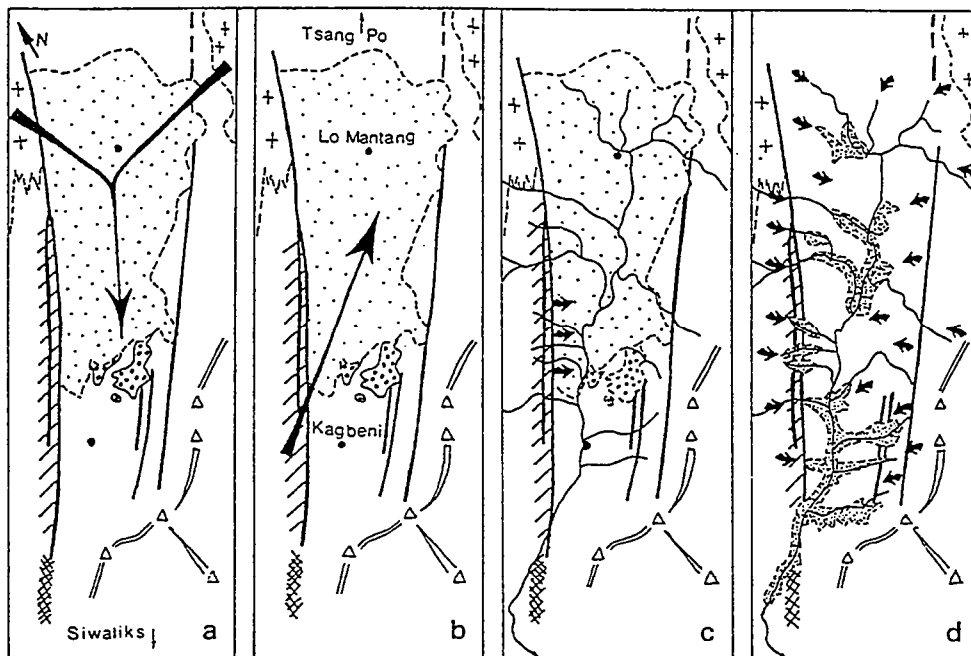


Figure 1. Phases de l'évolution du graben de la Thakkhola-Mustang.

a- Phase Tetang (présence de matériaux venus du nord)

b- Phase Thakkhola : jeu du fossé et piégeage des sédiments; endoréisme attesté par les séries lacustres très présentes au nord du fossé

c- Phase "terminale" (pré-capture en fait) du remplissage (le tracé de la Kali Gandaki, qui n'existe pas encore, n'est qu'un repère)

d- Phase Kali Gandaki: capture de l'aire Thakkhola-Mustang par les écoulements sud-himalayens et dissection (>800 m), qui prévaut depuis (à l'exception d'un épisode d'accumulation fluvio-glaciaire, cf. pointillés serrés).

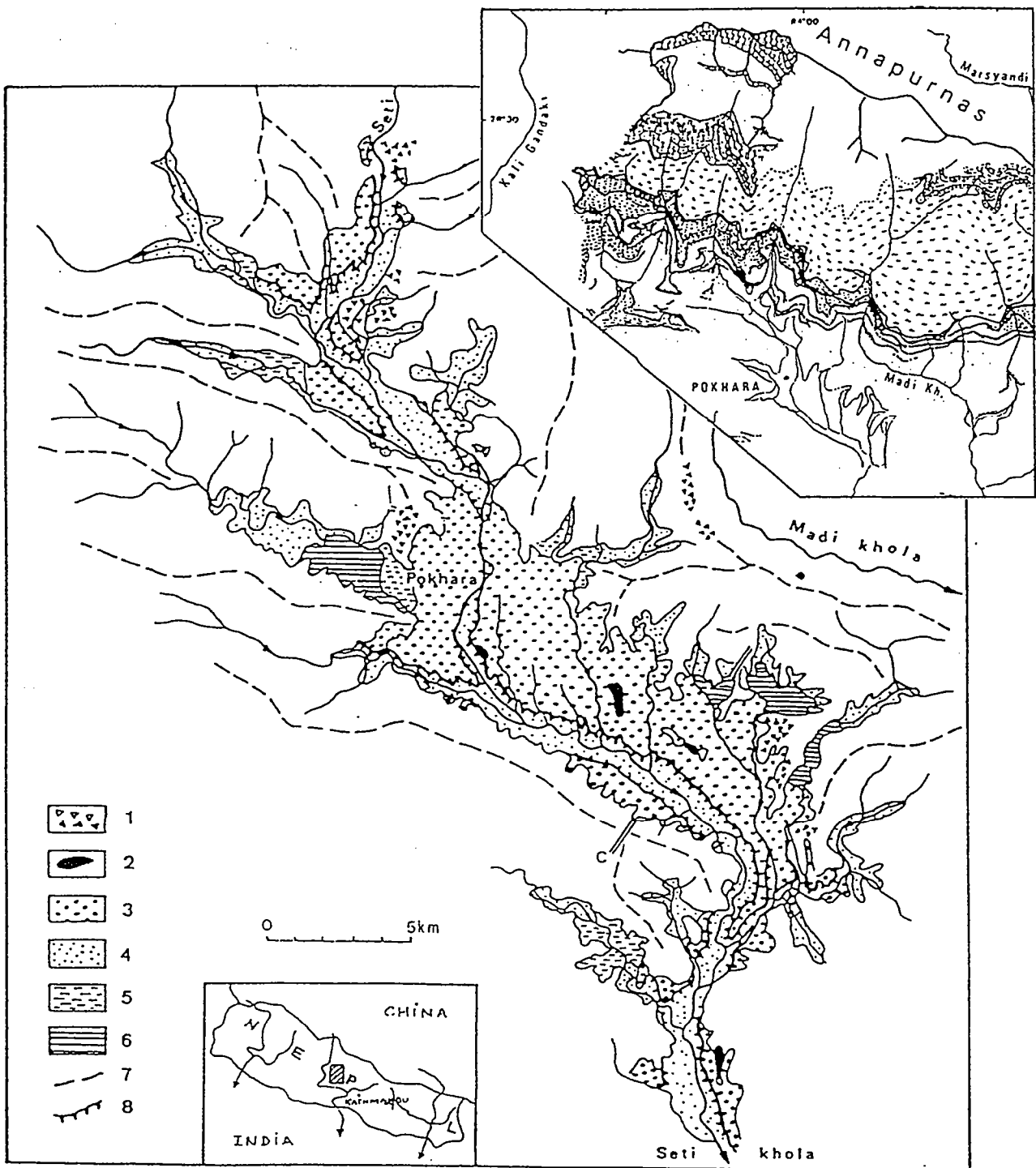


Figure 2. Carte simplifiée du bassin de Pokhara et de son remplissage complexe (Quaternaire).

Les dépôts les plus anciens sont représentés par des brèches (1) et des formations alluviales rubéfiées (2). La coulée de débris de Pokhara (3), résultat d'un écroulement de paroi rocheuse et glaciaire du front de l'Annapurna, fossilisa il y a environ 500 ans la topographie de dissection préexistante. Les vallées affluentes furent barrées, des lacs se formèrent, d'où les dépôts lacustres (5) et les lacs résiduels actuels (6). Les alluvions récentes (4) restent limitées.

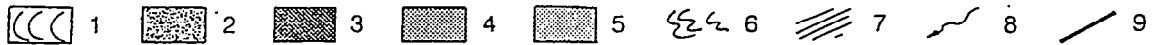
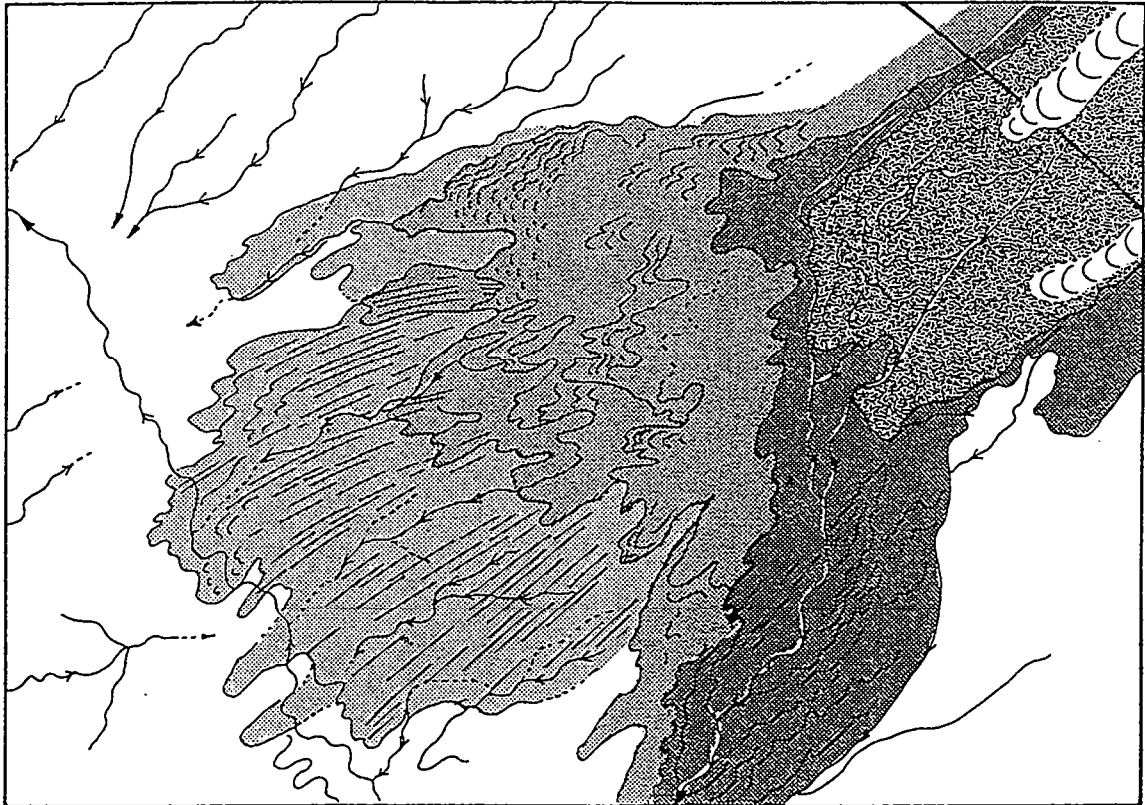


Figure 3. Croquis du flanc sud-ouest du Muztaghata et des coulées de débris lobées, établi d'après les images SPOT (cadre du croquis: ~10x15 km).
 (1). Glacier; (2) glacier à noyau de glace; (3) sédiments de contact paraglaciers, incluant moraines, coulées de débris et dépôts morainiques glissés; (4) tablier de till Tardiglaciaire (quelques lobes individualisés); (5) dépôt d'avalanche de glace et roches; (6) lobes d'avalanche mixte de glace et de roches; (7) rides longitudinales et cannelures parallèles à la direction de déplacement des avalanches mixtes; (8) rivière; (9) ligne de faille.

MEMOIRES DE GEOSCIENCES-RENNES
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
35042 - RENNES Cedex . Tel /fax : 02- 99.28.60.80

Dans la même collection :

N°1 - H. MARTIN - Nature, origine et évolution d'un segment de croûte continentale archéenne : contraintes chimiques et isotopiques. Exemple de la Finlande orientale. 392 p., 183 fig., 51 tabl., 4 pl. (1985). **Epuisé**

N°2 - G. QUERRE - Palingénèse de la croûte continentale à l'Archéen : Les granitoïdes tardifs (2,5-2,4 Ga) de Finlande Orientale. Pétrologie et géochimie. 226 p., 74 fig., 41 tabl., 3 pl. (1985). **Epuisé**

N°3 - J. DURAND - Le Grès Armoricaïn. Sédimentologie. Traces fossiles. Milieux de dépôt. 150 p., 76 fig., 9 tabl., 19 pl. (1985). **Epuisé**

N°4 - D. PRIOUR - Genèse des zones de cisaillement : Application de la méthode des éléments finis à la simulation numérique de la déformation des roches. 157 p., 106 fig., 7 tabl. (1985). **55F.**

N°5 - V. NGAKO - Evolution métamorphique et structurale de la bordure sud-ouest de la "série de Poli", segment camerounais de la chaîne panafricaine. 185 p., 76 fig., 16 tabl., 12 pl. (1986). **Epuisé**

N°6 - J. DE POULPIQUET - Etude géophysique d'un marqueur magnétique situé sur la marge continentale sud-armoricaine. 159 p., 121 fig., 5 tabl. (1986). **55F.**

N°7 - P. BARBEY - Signification géodynamique des domaines granulitiques. La ceinture des granulites de Laponie : une suture de collision continentale d'âge protérozoïque inférieur (1.9-2.4 Ga). 324 p., 89 fig., 46 tabl., 11 pl. (1986). **Epuisé**

N°8 - Ph. DAVY - Modélisation thermo-mécanique de la collision continentale. 233 p., 72 fig., 2 tabl. (1986). **Epuisé**

N°9 - Y. GEORGET - Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées. Exemple des granitoïdes du Massif Armoricaïn (France) : Pétrologie et géochimie. 250 p., 140 fig., 67 tabl. (1986). **Epuisé**

N°10 - D. MARQUER - Transfert de matière et déformation progressive des granitoïdes. Exemple des massifs de l'Aar et du Gothard (Alpes Centrales Suisses). 287 p., 134 fig., 52 tabl., 5 cartes hors-texte (1987). **Epuisé.**

- N°34 - P. RICHARD - Champs de failles au dessus d'un décrochement de socle: modélisation expérimentale. 382 p., 137 fig. (1989). 400 F.
- N°35 - J. de BREMOND d'ARS - Estimation des propriétés rhéologiques des magmas par l'étude des instabilités gravitaires. Pétrologie du complexe plutonique lité de Guernesey. 370 p., 128 fig., 64 tabl. (1989). 180 F.
- N°36 - A. LE CLEAC'H - Contribution à l'étude des propriétés physiques des minéraux à haute pression : Spectroscopie et calcul des grandeurs thermodynamiques de la lawsonite, des épidotes et des polymorphes de SiO₂. 190 p., 72 fig., 37 tabl. (1989). 100 F.
- N°37 - O. MERLE - Cinématique des nappes superficielles et profondes dans une chaîne de collision. 280 p., 165 fig., 3 tabl. (1990). 160F.
- N°38 - P. ALLEMAND - Approche expérimentale de la mécanique du rifting continental. 205 p., 106 fig., 13 tabl. (1990). 160F.
- N°39 - Ch. BASILE - Analyse structurale et modélisation analogique d'une marge transformante : l'exemple de la marge de Côte-d'Ivoire - Ghana. 230 p., 161 fig., 7 tabl. (1990) . 130F .
- N°40 - M. AUDIBERT - Déformation discontinue et rotations de blocs. Méthodes numériques de restauration. Application à la Galilée. 250 p., 80 fig., 5 tabl., (1991). 150F.
- N°41 - G. RUFFET - Paléomagnétisme et ⁴⁰Ar/³⁹Ar : étude combinée sur des intrusions précambriennes et paléozoïques du Trégor (Massif Armoricaïn) . 261 p., 80 fig., 19 tabl. (1991). 120F.
- N°42 - P. SUZANNE - Extrusion latérale de l'Anatolie : Géométrie et mécanisme de la fracturation. 262 p., 100 fig., 12 pl., 5 tabl. (1991). 210F.
- N°43 - G. FIQUET - Propriétés thermodynamiques de minéraux du manteau supérieur. Calorimétrie à haute température et spectroscopie Raman à haute pression et haute température. 274 p., 101 fig., 53 tabl. (1991). 130F.
- N°44 - J. MARTINOD - Instabilités périodiques de la lithosphère (Flambage, Boudinage en compression et en extension). 283 p., 117 fig., 3 tabl., 2 pl. couleur. (1991). 170F.
- N°45 - M.O. BESLIER - Formation des marges passives et remontée du manteau: Modélisation expérimentale et exemple de la marge de la Galice. 257 p., 86 fig., 5 tab., 2 pl. noir/blanc, 2 Pl. couleur. (1991). 180F.

N°46 - J.B.L. FRANCOLIN - Analyse structurale du Bassin du Rio Do Peixe. (Brésil) : 250 p., 83 fig., 3 tab., 9 pl. couleur. (1992). 300F.

N° 47 - S. TOURPIN - Perte des mémoires isotopiques (Nd, Sr, O) et géochimiques (REE) primaires des komatiites au cours du métamorphisme : exemple de la Finlande Orientale. 185 p., 53 fig., 23 tabl. (1992). 100F.

N° 48 - J.A. BARRAT - Genèse des magmas associés à l'ouverture d'un domaine océanique : Géochimie des laves du Nord-Est de l'Afrique (Mer Rouge - Afar) et d'Arabie. 175 p., 47 fig., 23 tab. (1992). 100F.

N° 49 - E. HALLOT - Injection dans les réservoirs magmatiques. Contraintes pétrologiques (Massifs de Fort La Latte et de Saint Briec, Bretagne Nord) et modélisation analogique. 331 p., 101 fig., 30 tabl. (1993). 180F.

N°50 - T. SOURIOT - Cinématique de l'extension post-pliocène en Afar. Imagerie SPOT et modélisation analogique. 225 p., 2 pl. coul., 1 tabl., 91 fig., 16 pl. photo., 1 carte H.Texte. (1993). 190F.

N° 51 - T. EUZEN - Pétrogenèse des granites de collision post- épaisissement. Le cas des granites crustaux et mantelliques du Complexe de Pontivy-Rostrenen (Massif Armoricaïn, France). 350 p., 2 pl. coul., 34 tabl. en annexe, (1993). 190F.

N° 52 - J. LE GALL - Reconstitution des dynamismes éruptifs d'une province paléovolcanique : l'exemple du graben cambrien du Maine (Est du Massif Armoricaïn). Pétrogenèse des magmas andésitiques et ignimbritiques et leur signification dans l'évolution géodynamique cadomienne. 370 p., 30pl. photo., 1 pl. coul. (1993). 350 F.

N° 53 - J. C. THOMAS - Cinématique tertiaire et rotations de blocs dans l'ouest de l'Asie Centrale (Tien Shan Kirghiz et dépression Tadjik). Etude structurale et paléomagnétique. 330 p., 107 fig., 2 pl. coul., 18 tabl., 1 carte, annexes. (1993). 220 F.

N°54 - F. LAFONT - Influences relatives de la subsidence et de l'eustatisme sur la localisation et la géométrie des réservoirs d'un système deltaïque. Exemple de l'Eocène du bassin de Jaca, Pyrénées Orientales., 270 p., 115 fig., dont 17 pl. couleur. (1994). 150 F.

N° 55 - C. BIELLMANN - Stabilité et réactivité des carbonates à très hautes pression et température. Implications pour le stockage du Carbone dans le manteau terrestre., 230 p., 74 fig., 11 tabl., 1 pl. couleur (1993). 175 F.

**Hors Série - P. DAVY, F. GUILLOCHEAU, B. HAMELIN (Coordinateurs) -
Géomorphologie : Processus et modélisation. Ecole thématique du CNRS, 146 p.,
69 fig., 2 tab., Lumigny, Juillet (1996) 50 F**

MEMOIRES DE GEOSCIENCES

à retourner à :

Arlette FALAISE
Géosciences - Rennes I
Université de Rennes
35042 - RENNES Cédex (France)
Tél 02.99.28.60.80 Fax : 02.99.28.60.80

accompagné :

soit de votre BON DE COMMANDE
ou bien de votre règlement (chèque libellé à l'ordre de) :
Madame l'Agent Comptable du CNRS

BON DE COMMANDE

NOM :

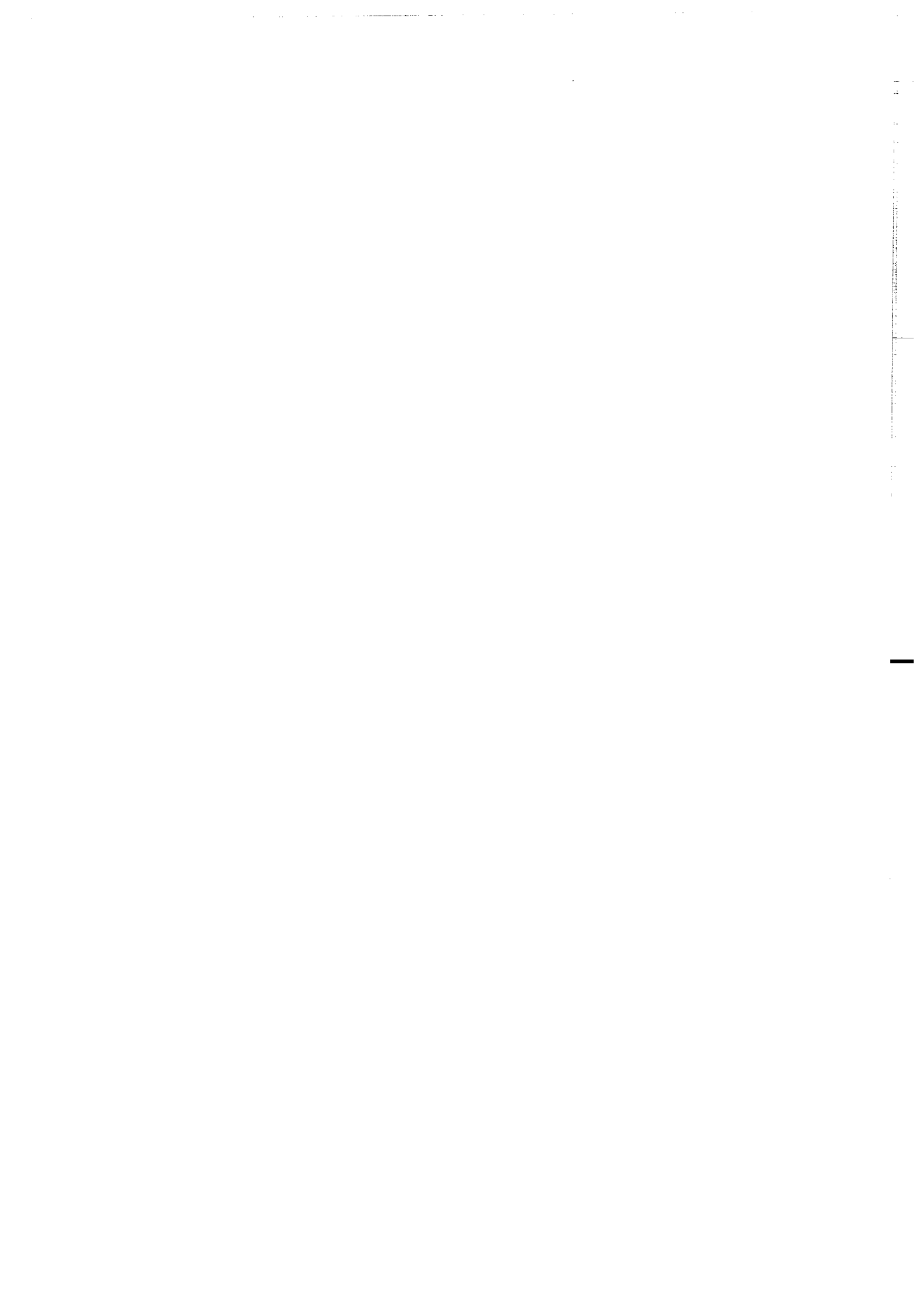
ORGANISME

ADRESSE

Veillez me faire parvenir les ouvrages suivants :

N°	Auteur	Nb	P.U.	TOTAL

Frais d'envoi : 20,00 F pour le 1er volume par volume supplémentaire : 5,00 F	TOTAL	
TOTAL DE LA COMMANDE		



Imprimé à l'Université de Rennes I

Dépot Légal

2ème trimestre 1997

