



HAL
open science

Modélisation numérique et signature géologique des interactions entre tectonique, érosion et sédimentation dans l'avant-pays himalayen

Edouard Chalaron

► **To cite this version:**

Edouard Chalaron. Modélisation numérique et signature géologique des interactions entre tectonique, érosion et sédimentation dans l'avant-pays himalayen. Tectonique. Université de Grenoble, 1994. Français. NNT: . tel-00723716

HAL Id: tel-00723716

<https://theses.hal.science/tel-00723716>

Submitted on 13 Aug 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.

GEOLOGIE ALPINE

EDITE PAR LE LABORATOIRE DE GEOLOGIE
DE L'UNIVERSITE I DE GRENOBLE

(Laboratoire de géodynamique des Chaînes Alpines associé au CNRS)

MEMOIRE H.S. N° 23

**MODÉLISATION NUMÉRIQUE ET SIGNATURE GÉOLOGIQUE
DES INTERACTIONS ENTRE TECTONIQUE, ÉROSION ET SÉDIMENTATION
DANS L'AVANT-PAYS HIMALAYEN**

Edouard Chalaron



1994

GEOLOGIE ALPINE

EDITE PAR LE LABORATOIRE DE GEOLOGIE
DE L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER DE GRENOBLE

(Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines associé au CNRS)

MÉMOIRE HS N° 23

**MODÉLISATION NUMÉRIQUE ET SIGNATURE GÉOLOGIQUE
DES INTERACTIONS ENTRE TECTONIQUE, ÉROSION ET SÉDIMENTATION
DANS L'AVANT-PAYS HIMALAYEN**

Edouard Chalaron



1994

MODÉLISATION NUMÉRIQUE ET SIGNATURE GÉOLOGIQUE DES INTERACTIONS ENTRE TECTONIQUE, ÉROSION ET SÉDIMENTATION DANS L'AVANT-PAYS HIMALAYEN.

par Edouard CHALARON*

RÉSUMÉ. — Les structures chevauchantes frontales d'une chaîne de collision et son bassin d'avant-pays constituent une zone où le déplacement des écailles chevauchantes, l'érosion, la sédimentation et la subsidence du substratum se produisent simultanément. Ces différents phénomènes interfèrent et conduisent à une évolution en régime permanent constituée d'une suite d'exhumations et d'enfouissements des écailles des structures. Des modèles originaux développés en Pascal pour chacun des phénomènes sont couplés dans un algorithme général. En faisant varier la valeur des paramètres géométriques et / ou mécaniques, il est ainsi possible d'étudier et de quantifier l'influence de ces phénomènes sur le développement et l'histoire tectonique des fronts de chaîne de collision. De plus ces modèles fournissent un aperçu des faciès sédimentaires à partir des pentes à l'instant du dépôt des sédiments dans les bassins. En effet, lors d'études expérimentales des systèmes fluviaux, des faciès corrélés avec des classes de pentes ont été mises en évidence par certains auteurs.

Dans une deuxième partie le modèle développé est appliqué à la chaîne des Siwalik, piémont de la chaîne himalayenne. Les Siwalik se comportent comme un prisme tectonique décollé à la base lors d'un raccourcissement imposé à l'arrière et érodé en surface. Classiquement on distingue trois formations dans cette chaîne : les Siwalik Inférieur, Moyen et Supérieur. Les premiers dépôts sont datés autour de 18 Ma. Depuis, les conditions de dépôt sont toujours continentales. Au Népal occidental les sédiments des Siwalik sont affectés de plis, de chevauchements et de structures rétrochevauchantes pouvant être séparés par des bassins intramontagneux (duns) déplacés au toit des écailles chevauchantes. L'analyse de la réflectance de la vitrinite (VR_0) montre qu'une érosion intense contemporaine de l'activité tectonique équilibre l'épaississement tectonique et empêche ainsi un enfouissement important des séries sédimentaires.

Le Main Boundary Thrust (MBT), montre une composante normale des mouvements récents sur une grande partie de sa longueur. Des données microstructurales échantillonnées le long d'un tronçon du MBT sont utilisées pour calibrer les paramètres mécaniques de la chaîne en la considérant comme un prisme de Coulomb.

Ces paramètres sont utilisés dans le modèle numérique décrit précédemment afin de caractériser les séquences d'activation des failles dans le système chevauchant des Siwalik ainsi que la sédimentation syn-tectonique associée. La comparaison entre la distribution de la déformation dans l'avant-pays himalayen et dans le modèle numérique montre que le prisme himalayen est en régime permanent contrôlé par une convergence horizontale et par les phénomènes superficiels et se caractérise par une distribution spatiale et temporelle irrégulière des mouvements des failles dans l'ensemble du prisme. Un traitement par Modèle Numérique de Terrain est ensuite appliqué à deux zones de la chaîne des Siwalik au Népal occidental et permet de comparer les structures prédites avec celles proposées par l'analyse de ces MNT pour expliquer la localisation des virgations des structures et leur relation avec le plan de décollement sous-jacent. Finalement l'analyse de la sédimentation dans les bassins transportés et la comparaison des données au secteur de Nahan Dehra-Dun (Inde occidentale) permet d'apprécier le rôle joué par les paramètres dépendant du temps et permet de mieux cerner l'origine des fluctuations enregistrées dans les sédiments de la zone externe de la chaîne himalayenne. En termes de climatologie et de phénomènes superficiels les schémas d'évolutions proposés par les modèles numériques et appliqués à la chaîne himalayenne tendent à montrer qu'il existe une transition brutale vers -6,5 Ma. Les adaptations nécessaires au rééquilibrage par succession d'amincissements et d'épaississement crustaux de la chaîne himalayenne afin de conserver une évolution en régime permanent sont enregistrées dans les bassins sédimentaires périphériques proches ou distaux.

MOTS CLÉS. — Système chevauchant, avant-pays, modélisation numérique, interactions, Himalaya.

Thèse préparée au sein du Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines de l'Université de Grenoble, soutenue le 18 Novembre 1994, pour l'obtention du Diplôme de Doctorat Spécialité Sciences de la Terre, devant la commission d'examen :

G. MASCLE	Président
J.-L. MUGNIER	Directeur
P. R. COBBOLD	Rapporteur
J. SUPPE	Rapporteur
J. P. AVOUAC	Examineur
S. CLOETINGH	Examineur
W. SASSI	Examineur

* Institut Dolomieu, rue Maurice Gignoux, 38031 Grenoble cédex, France.

ABSTRACT. — The frontal overthrust structures of a collision ridge and its foreland basin together form an area where the movement of imbricated overthrust structures, erosion, sedimentation and substratum subsidence occur simultaneously. Their evolution is controlled by : a) the displacement of several thrust sheets along faults and an underlying decollement; b) the vertical motion of the rigid basement beneath the accretionary wedge; c) superficial processes (erosion-sedimentation). These various phenomena interact and lead to a subsequent sequence of exhumations and burying of the sheets forming these structures. Separate models have been developed in Pascal for each of these phenomena and these models are coupled in a general algorithm based on the Coulomb wedge theory, a forward kinematic system, progressive tilting of the underthrust basement and an erosion/sedimentation model in order to characterise :

- a) the sequence of fault activation in a thrust system,
- b) the geometry of the syn-orogenic sedimentation in foreland and piggy-back basins using a stratigraphic numerical model.

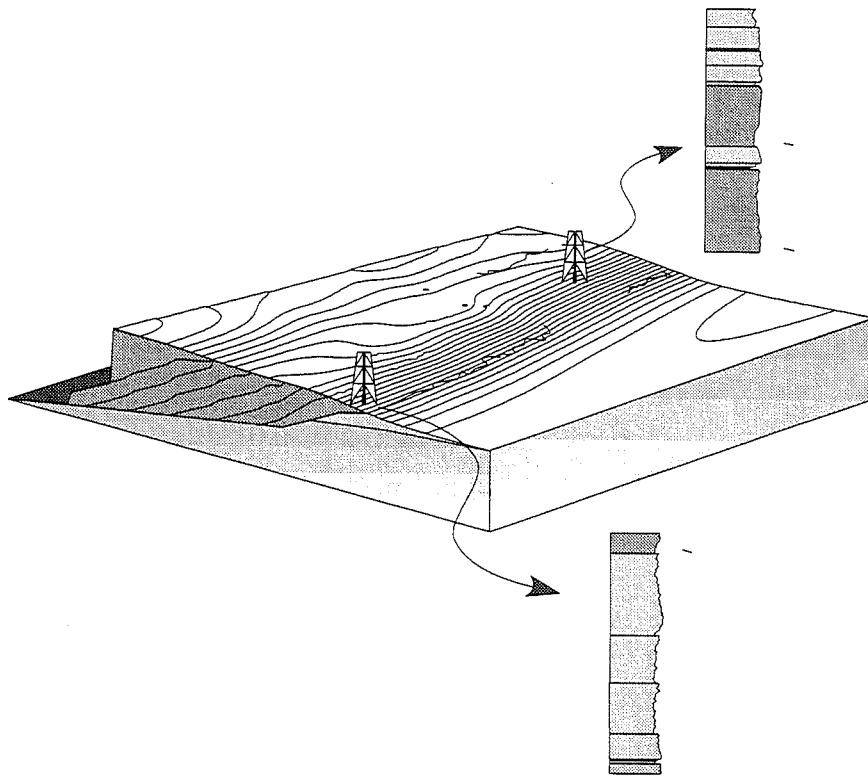
By varying the value of the parameters set, it is thus possible to study and quantify the effect of various phenomena on the development and tectonic history or the collision ridge front.

The Siwalik belt, frontal thrust system of the Himalayas, represents a structure on which the model can be applied. It presents mainly simple structures made of one fault system branched on an underlying decollement. Conglomerate deposits of the Plio-Pleistocene (Upper Siwalik) are overthrust by Miocene formations (Lower Siwalik) at the front of the wedge and along inner faults. Structural maps show that thrust sheets are laterally relayed and simultaneously emplaced.

The Main Boundary Thrust (MBT), one of the major Himalayan thrusts, shows recent normal displacement along most of its length. The presence of such peculiar normal faulting along the MBT is used to calibrate the mechanical characteristics of the belt considered as a Coulomb wedge.

The following characteristics are suggested : a) very poor contrast of strength between basal decollement and rocks in the wedge body; b) high pore fluid pressure ratio (probably close to 0.8-0.9) and a higher fluid pressure ratio (close to 1.0) along the active normal faults if a high internal friction angle (close to the Byerlee value) is considered. The comparison between the deformation pattern in the Himalayan foothills and the modelling results supports the concept that the Himalayan thrust wedge has a steady-state type evolution controlled by horizontal convergence and superficial mass transport, and characterised by an irregular spatial and temporal distribution of shortening within the whole wedge. During this evolution, piggy-back basins or strongly displaced internal sheets hide some thrust sheets. The exhumation path of these sheets is then discontinuous, though the shortening of the wedge is regular. According to this type of behaviour, we propose a model of evolution for the last 5 myr for the frontal part of the Himalayan wedge.

KEY WORDS. — Overthrust system, fold and thrust belt, numerical modelisation, interactions, Himalaya.



INTRODUCTION GENERALE

Dans cette introduction je développerai dans l'ordre : un premier paragraphe de présentation des prismes d'accrétion afin de souligner que leur évolution est dirigée par un certain nombre de phénomènes interagissants. C'est une modélisation de ces phénomènes afin de mieux comprendre leurs interactions qui constitue le corps de cette thèse. Dans un second paragraphe je présenterai quels sont les moyens de modélisations existant déjà, qu'ils soit analogiques ou numériques ; puis la méthodologie que j'ai employée pour développer mon modèle numérique. Enfin je décrirai brièvement la zone himalayenne où j'appliquerai mon modèle afin de contraindre l'évolution du front de cette chaîne. La problématique de la chaîne des Siwalik est : dans quelle mesure la localisation de la déformation influence l'intensité de l'érosion et comment les phénomènes superficiels contrôlent la localisation de la déformation. Ce mémoire est donc structuré en deux parties : la première qui exposera le développement de la méthodologie utilisée *i.e.* le couplage de plusieurs modèles numériques et la deuxième partie qui sera l'application des modèles développés au front de la chaîne himalayenne. La plupart des travaux sont publiés, sous-presses ou soumis à certaines revues et sont donc présentés sous forme d'articles.

1.- LES PRISMES D'ACCRETION

Les prismes d'accrétion ont d'abord été définis dans le domaine marin dans un contexte de convergence de plaques et se situent le long de marges actives dans le cas de subductions océaniques. Par la suite, le concept a été étendu au piémont des chaînes de collisions (type Himalaya) ou de cordillères (type Andes) où se construit un bassin molassique d'avant pays.

Les principaux traits structuraux des prismes d'accrétion sont :

- a) Une couverture sédimentaire désolidarisée du substratum sous jacent par un accident régional dont le pendage peut varier latéralement (cas du prisme de la Barbade), créant ainsi une forme en coin typique.
- b) Une série de rampes à vergence externe isolant des écaillles tectoniques dont le jeu relatif va définir la morphologie de la surface topographique. Notons que dans la partie interne de ces systèmes, ces rampes à vergence externe sont soumis à une rotation selon un axe proche de l'horizontale inversant ainsi leur vergence.
- c) Des accidents tardifs naissant à l'arrière du prisme, également à vergence externe, recoupant les rampes de chevauchements définies précédemment.

L'accrétion est le processus par lequel les sédiments sont arrachés à la plaque subductée et transférés *pro parte* dans l'unité chevauchante la plus externe du système. C'est cette accumulation de sédiments, au sein des unités chevauchantes, qui forme un prisme d'accrétion. Lors de la subduction, une pellicule de sédiments recouvrant la croûte

se désolidarise facilement de son socle, et vient nourrir le prisme conduisant ainsi à son élaboration progressive. Toutefois, dans le cas de prismes édifiés sur une croûte océanique, une partie des sédiments de la plaque subductée peut échapper au processus d'accrétion par érosion tectonique : les aspérités de la plaque chevauchée forment des abris dans lesquels une partie des sédiments se trouvent entraînés dans la subduction [Lallemand & Malavieille, 1992]. Structuralement un prisme d'accrétion est composé d'une succession d'unités chevauchantes dont la plus externe est à priori la dernière mise en place, chaque écaille se trouvant soulevée et redressée à chaque fois qu'une nouvelle unité tectonique est accrétée au front. Cette géométrie témoigne d'une propagation du système vers l'avant pays et témoigne d'un système à évolution prograde ou "piggy-back thrust system" dans la terminologie de Butler [1982]. Mais ce type d'évolution n'empêche pas que l'on puisse observer des périodes d'évolution rétrograde dans l'histoire du prisme. Il existe également des failles normales au front de certains prismes. A moins grande échelle on observe des loupes de glissement (phénomènes gravitaires dus à l'accumulation de sédiments non compactés à la surface du prisme conjugué à l'augmentation de la pente due à la déformation). Un trait structural important est l'affaissement de l'avant pays par compensation isostatique. Dans le cas d'un modèle de rigidité élastique des plaques [Karner & Watts, 1983], une charge sédimentaire doit faire ployer une croûte avec une faible longueur d'onde et créer un bassin profond, alors que dans les mêmes conditions une croûte continentale doit structurer un bassin moins pro-

fond mais nettement plus étendu dit bassin molassique [Lyon Caen & Molnar, 1988 ; Turcotte & Schubert, 1982]. Un exemple de bassin molassique actuel est fourni par le cas des Siwalik (fig. 1) du Népal méridional qui constituent le piémont de la chaîne himalayenne [Masclé, 1982]. Ce prisme édifié par la subduction de la plaque indienne sous la plaque eurasiatique est considéré comme un cas de

longtemps aux agents d'érosion. Le rôle des fluides est également important, dans le cas de la Barbade ces fluides soulignent les accidents (plan de décollement régional et fracturation au sein du prisme) et qu'aux fronts de déformation vont apparaître des diapirs boueux dus à l'intégration de sédiments sous-compactés et gorgés d'eau (fig. 2) [Brown & Westbrook, 1988 ; Langseth *et al.*, 1988 ; Endignoux,

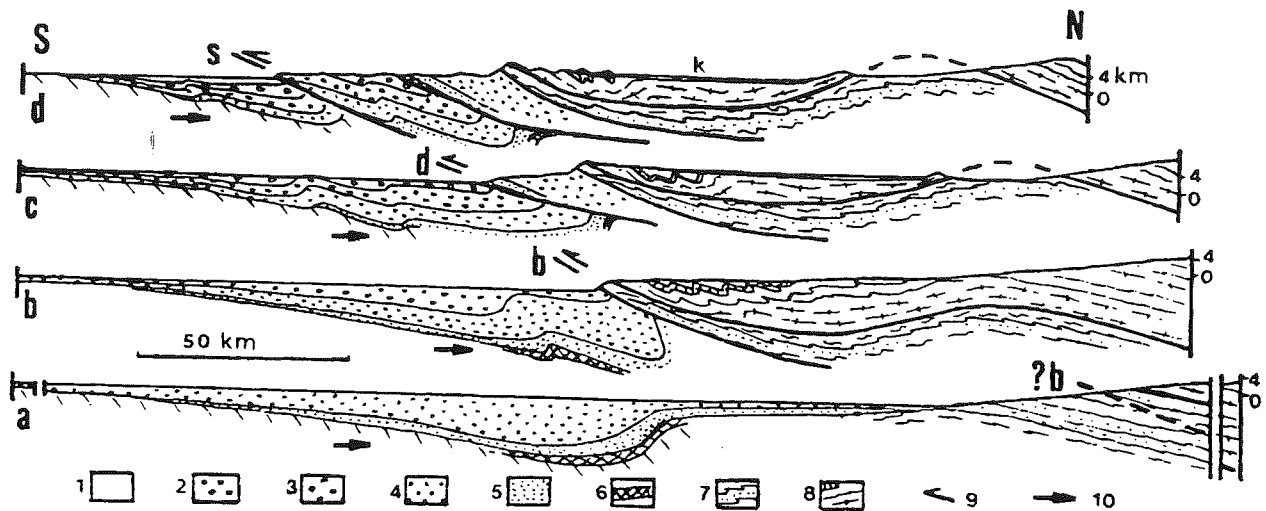


Fig. 1.- Schéma d'évolution du prisme Siwalik. 1: Quaternaire gangétique et (k) Plio-Quaternaire des bassins internes (Kathmandu, Kashmir); 2: Siwaliks supérieurs, conglomérats et sables plio-quaternaires (< 5Ma); 3: Siwalik moyens, grès pélites, et argiles Mio-Pliocène (10 à 5 Ma); 4: Siwaliks inférieurs, grès et pélites miocènes; 5 à 8: Séries himalayennes (Précambrien à Oligo-Miocène). D'après Masclé *et al.*, 1982.

prisme intra-continental où le niveau de décollement est unique et s'enracine sous le Mahabharat.

Dans le cas du prisme marin de la Barbade (fig. 2) la couverture est désolidarisée le long de chevauchements se raccordant à deux niveaux de décollement situés dans des formations d'autant plus anciennes que l'on se situe près de la zone interne. Ce prisme de la Barbade est construit sur la zone de subduction de l'Atlantique occidental passant sous la plaque Caraïbes, depuis le Paléocène supérieur grâce à l'alimentation détritice de l'Orénoque et de l'Amazonie *via* un réseau de chenaux. Il s'étend sur une longueur de mille kilomètres du Nord au Sud et sur deux cent cinquante kilomètres d'Est en Ouest au niveau de la Guadeloupe.

Si dans l'aspect général, ces deux types de prisme sont proches, de nombreux paramètres propres à leur environnement font que leur évolution morphotectonique est différente. Tout d'abord les prismes marins subissent peu d'érosion (dans le cas de la Barbade le matériel érodé est transporté par des canyons puis réintégré au prisme) alors que les prismes intracontinentaux sont nettement plus exposés aux phénomènes érosifs et le matériel érodé n'est pas forcément réintégré dans le système. Dans le cas des Siwalik, le prisme joue alors un rôle de régulateur de transit entre la source et le dépôt définitif dans le cône sous marin du Gange. Dans le cas d'un prisme sub-aérien, la vitesse de déformation va jouer un rôle important ; en cas de vitesse de déformation lente, le même prisme sera exposé plus

longtemps aux agents d'érosion. Néanmoins, ces diapirs boueux peuvent se localiser en deux endroits [Staffini *et al.*, 1993] : a) au delà du front de déformation où ils sont générés par la charge du prisme avec une migration principale des fluides vers l'océan, mécanisme similaire aux diapirs associés aux deltas sous-marin [Westbrook & Smith, 1983], b) dans le prisme, près du front de déformation (cas le plus connu), où leur mise en place est due aux contraintes tectoniques qui expulsent les sédiments boueux vers le plancher océanique [Brown, 1990]. Cette distribution des fluides influence considérablement les conditions de frottement le long des décollements de ces prismes. Dans le cas du prisme Siwalik népalais, on peut considérer que le coefficient de friction à la base est constant sur toute la surface d'un décollement unique, cette chaîne ne présentant pas d'anomalies structurales majeures comme les diapirs boueux de la Barbade.

Les prismes d'accrétion intracontinentaux sont également caractérisés par leurs unités stratigraphiques. La sédimentation synorogénique, détritice, permet de déterminer l'origine des dépôts, l'importance de l'activité tectonique, les conditions climatiques, ainsi que la distance séparant le front tectonique et la zone de sédimentation. Dans le cas de la chaîne des Siwalik (Népal), l'alimentation est due à l'érosion de la chaîne immédiatement voisine. On y observe généralement une distribution verticale des faciès qui passent de sédiments détritiques fins à la base à des sédiments plus grossiers vers le haut de la série [Delcaillau, 1986], montrant le rapprochement du front tectonique et la

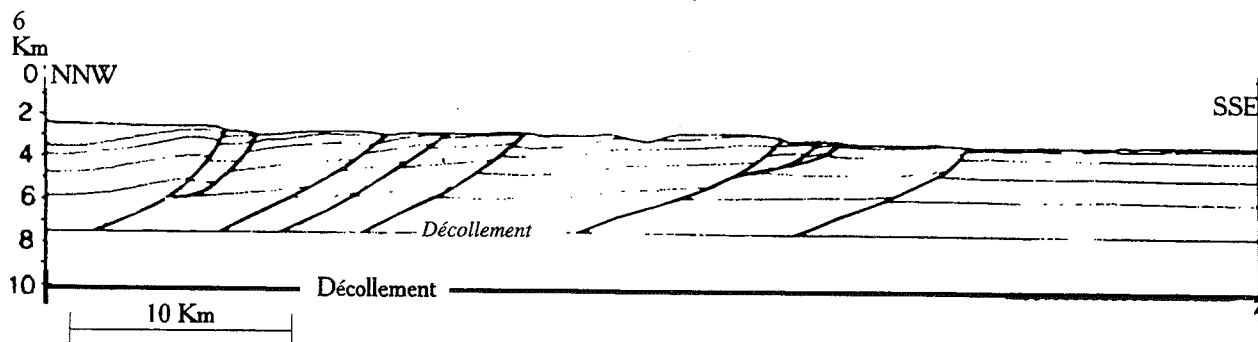


FIG. 2.- Coupe du prisme de la Barbade: les chevauchements se raccordent à un plan de décollement sous-jacent. D'après Endignoux, 1990.

vigueur des reliefs ainsi créés.

Dans le cas de front de chaîne de collision la tranche d'eau dans laquelle peuvent se produire les déformations est bien moins importante voire absente. Les prismes marins et intracontinentaux ne sont donc pas soumis aux mêmes conditions d'érosion et de sédimentation. La géométrie du support de cette tectonique d'écaillés imbriquées a également son importance, la flexure de la lithosphère joue un rôle prépondérant dans l'évolution des prismes.

Les structures chevauchantes frontales d'une chaîne de collision et le bassin d'avant-pays associé constituent donc un système complexe dont l'histoire tectonique et la géométrie des structures sont délicats à étudier.

2.- LA MODELISATION DES PRISMES.

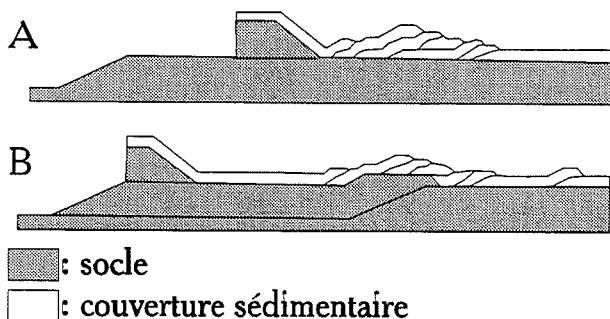


FIG. 3.- Modélisation 2D de structures chevauchantes (Endignoux et Mugnier, 1990). A) tectonique de couverture, B) tectonique avec implication du socle.

De nombreux essais de modélisation ont déjà été effectués concernant les prismes:

- des modèles analogiques [Malavieille, 1984 ; Mulugetta, 1988, Tendji Biyo, 1993] prennent en compte de la rhéologie des sédiments mis en jeu

- des modèles numériques purement cinématiques (fig. 3) [Mugnier & Endignoux, 1990] dont la finalité est la description géométrique des structures par différents systèmes de plis (isopaques ou semblables) ou ceux dont le comportement est régi par la rhéologie du système [Dhalen & Barr, 1990, Ramberg, 1991]. Cependant, dans le cas des prismes d'accrétion intracontinentaux, le déplacement des écaillés chevauchantes, leur érosion et la sédimenta-

tion se produisent simultanément. Du point de vue phénomologique, la sédimentation favorise l'enfouissement, l'érosion favorise l'exhumation et l'écaillage tectonique peut alternativement favoriser la remontée ou l'enfouissement.

Dans cette thèse je propose une modélisation numérique de ces phénomènes et de leurs interactions en couplant:

- i) Un modèle cinématique.
- ii) Un modèle mécanique (équation d'équilibre des prismes).
- iii) Un modèle d'érosion et de sédimentation (équation de diffusion).
- iv) Un modèle de mouvement du substratum.

Ce travail qui aborde à la fois les aspects tectoniques, érosifs, sédimentaires et géodynamiques fournit de nombreux éléments pour quantifier les phénomènes et contraindre l'histoire tectonique des structures chevauchantes venant recouvrir les avant-pays. L'utilisation d'un modèle cinématique direct, couplé à un ajustement par essais / erreurs des paramètres géométriques permet une simulation des structures tectoniques. La modélisation du déplacement des écaillés tectoniques (fig. 3) et de la flexion de la lithosphère a jusqu'à présent été réalisée en 2D. Des procédures de modélisation originales sont envisagées. Nous utilisons les acquis de l'équipe grenobloise [Mugnier & Vialon, 1984 ; Endignoux & Mugnier, 1990 ; Mugnier & Endignoux, 1990 ; Chalaron 1991 ; Chalaron & Mugnier, 1993] concernant les modélisations de déplacements et de déformations des écaillés tectoniques pour proposer un modèle d'évolution des collines d'avant-pays.

Par ailleurs s'il est clair que l'écaillage tectonique modèle le relief des collines à la limite du bassin, les études récentes concernant les conditions d'équilibre mécanique des prismes [Davis *et al.*, 1983 ; Dhalen *et al.*, 1984] montrent que la topographie de surface influence également leur évolution tectonique.

En ce qui concerne les phénomènes superficiels, les méthodes que j'ai utilisées sont proches de celles de Flemings & Jordan [1989] dans leur modélisation de l'évolution des bassins d'avant-pays. Ces méthodes utilisent un couplage entre un modèle de subsidence tectonique et un modèle d'érosion (équation de diffusion) pour obtenir un modèle synthétique de stratigraphie. Cette approche suppose que la distribution des masses suit l'équation de diffusion dans le plan vertical de la ligne de plus grande pente. En

effet dans le cas des phénomènes d'érosion continentale à grande échelle, le transfert de matière peut être décrit en première approche par un modèle de diffusion [Pinet & Souriau, 1988 ; Beaumont *et al.*, 1991 ; Souriau *et al.*, 1992 ; Martinez, 1993]. Cette loi de diffusion est appropriée dans le cas d'un système où la masse transportée est proportionnelle à la pente. Ce modèle est une approximation acceptable du transfert de matière solide dans les milieux semi arides à humides [Ahnert, 1970 ; Todten, 1976 ; Flemings & Jordan, 1989]. Une modélisation en coupe conduirait bien évidemment au comblement des synclinaux par des sédiments drainés par un écoulement parallèle à la chaîne! Les trois coupes (fig. 4) peuvent ainsi être considérées comme des coupes successives dans le temps de la même structure tectonique. Les études de terrains [Delcaillau *et al.*, 1987] et les modèles d'évolution du comblement des bassins d'avant pays [Burbank, 1992 ; Heller *et al.*, 1988] montrent que les mouvements de volume s'effectuent parallèlement au front de déformation.

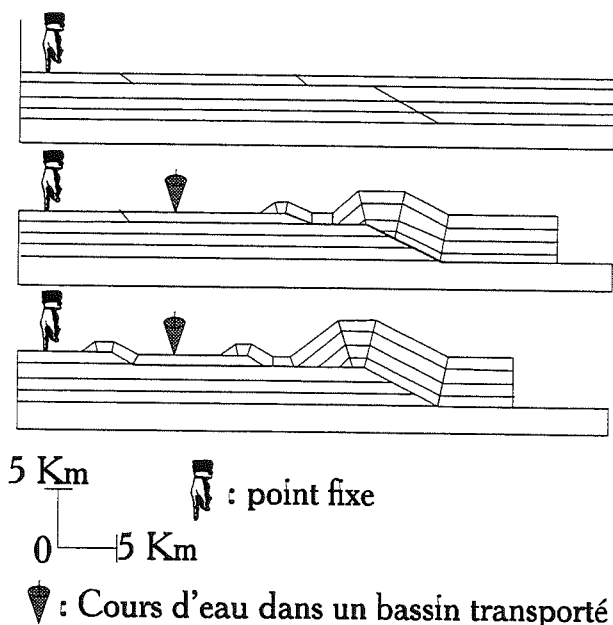


FIG. 4.- Mise en place d'un bassin transporté. La sédimentation s'effectue dans une plaine comprise entre deux anticlinaux espacés

Les modèles de diffusion élaborés sont donc réalisés en 3D afin de rendre compte de phénomènes dont les interactions dépendent des 3 composantes de l'espace. Les modèles numériques fournissent un maillage régulier sur lequel on utilise une résolution analytique simple pour décrire les phénomènes d'érosion et de sédimentation. La discrétisation de l'équation de diffusion sur ce maillage régulier est réalisée de manière itérative par un calcul en différence finie afin d'assurer la conservation du flux de matière à travers les limites des mailles.

Les paramètres mécaniques des roches constituant le prisme, géométriques (pendage, nombre et écartement des failles), cinématiques (vitesse de déplacement le long des failles, de convergence à l'arrière du système), érosifs (capacité de transport) sont introduits a priori dans une plage

de valeurs raisonnables compte tenu des connaissances scientifiques actuelles ; l'influence de la variation de leurs valeurs est ensuite étudiée.

3.- APPLICATION DU MODELE A L'EXEMPLE DES SIWALIK

Les géométries successives (topographie, disposition et lithologies des corps sédimentaires dans les bassins transportés) calculées par les modèles numériques sont comparées avec des données de terrain disponibles dans un domaine où tous ces phénomènes sont extrêmement actifs. En particulier la chaîne des Siwalik située à l'avant de la chaîne himalayenne présente l'avantage d'une évolution latérale simple à analyser. L'étude géologique de ce type de contexte a déjà été largement abordé par l'équipe Grenobleise [Héraïl *et al.*, 1986 ; Mascle *et al.*, 1987 ; Mugnier *et al.*, 1992]. Afin de disposer dans le modèle d'un bon contrôle du bilan des masses érodées, l'analyse est effectuée sur des chaînons entourant un bassin versant d'extension limitée, tel celui de la Babai Kholā (Népal occidental). C'est sur ce bassin que j'ai effectué deux mois de terrain en hiver 1992. Une approche géomorphologique par traitement de modèles numériques de terrain permet également de compléter les études de terrain.

Au total grâce à l'étude du relief à l'aplomb des structures chevauchantes et des bassins intramontagneux, on peut estimer la durée nécessaire à l'établissement d'un état d'équilibre entre les volumes de matière tecto-niquement surélevés et érodés, sa durée, probablement liée à la périodicité spatiale des chevauchements. Du point de vue tectonique, on peut également mieux cerner les vitesses de raccourcissement dans le domaine. Le réalisme du modèle que je propose est ainsi testé, et la valeur des paramètres affinée. Même si ce type de contexte géodynamique (prisme d'accrétion intracontinental) est actuellement seulement représenté par la chaîne des Siwalik mes modélisations permettent d'apprécier l'évolution passée d'autres chaînes et d'imaginer l'évolution à venir du front de la chaîne himalayenne.

PREMIERE PARTIE

METHODOLOGIE

CHAPITRE 1

INTRODUCTION

Les structures chevauchantes frontales d'une chaîne de collision et son bassin d'avant-pays constituent une zone où le déplacement des écaïlles chevauchantes, l'érosion, la sédimentation et la subsidence du substratum se produisent simultanément. Ces différents phénomènes interfèrent et conduisent à une évolution constituée d'une suite d'exhumations et d'enfouissements des écaïlles des structures.

Dans le premier chapitre je présente des modèles développés en Turbo Pascal pour chacun des phénomènes (déplacement des écaïlles, érosion, sédimentation, subsidence différentielle du socle) et couplés dans un algorithme général. En faisant varier la valeur des paramètres géométriques et / ou mécaniques, il est ainsi possible d'étudier et de quantifier l'influence des différents phénomènes sur le développement et l'histoire tectonique des fronts de chaîne de collision. Des programmes annexes de reconstitution des géométries des corps sédimentaires des bassins transportés et de coupes sériées ont également été développés et servent à l'analyse de la géométrie prédite par ces modèles et à leur comparaison avec des exemples naturels.

Dans le deuxième chapitre plusieurs expériences numériques sont réalisées pour apprécier l'effet des variations des paramètres géométriques, les valeurs des paramètres mécaniques étant fixées à partir du travail de référence de Dahlen *et al.*, [1984]. Certaines structures très frontales se forment lors des premiers incréments de la déformation si le prisme se décolle très facilement lors de la poussée; une séquence rétrograde se produit alors pour combler le vide à l'arrière du relief qui se crée. Lorsque le plan de décollement est une surface gauche dont le pendage varie faiblement latéralement, le prisme évolue, avant d'approcher un régime permanent, en séquence de propagation prograde là où le pendage est le plus faible et rétrograde là où il est le plus fort. Des zones de transfert se créent pour compenser le mouvement différentiel des écaïlles tectoniques d'une région à l'autre. Lorsque le régime permanent est atteint, 1) de nouvelles écaïlles sont accrétées au front; 2) des réactivations limitées se produisent au sein du prisme. Au total, le type de séquence et la localisation

des zones de transfert apparaissent extrêmement sensibles à la fois aux variations de pendage du niveau de décollement et de taille des prismes étudiés.

Dans le troisième chapitre, un modèle numérique de stratigraphie est élaborée. Les systèmes chevauchants présentent en effet la caractéristique de développer des bassins soit au front de la structure (bassin d'avant-pays) soit au toit même des écaïlles qui les constituent (bassins transportés). La géométrie et le remplissage de ces bassins dépend des phénomènes superficiels auxquels est soumis le système ainsi que de son activité tectonique. Lors d'études expérimentales des systèmes fluviaux, des faciès corrélés avec des classes de pentes ont été mises en évidence par certains auteurs. Cette quantification permet ainsi d'avoir un aperçu du système fluvial à partir des pentes à l'instant du dépôt des sédiments dans les bassins. Un algorithme annexe au modèle numérique du chapitre I où interagissent tectonique et phénomènes superficiels a été développé et permet d'y déterminer la stratigraphie. La succession des corps sédimentaires est calculée à partir de la géométrie de déformation finie des éléments composant le modèle numérique. L'épaisseur, l'âge et la nature des sédiments dans les bassins sont ainsi caractérisés et mis en relation avec l'histoire du système chevauchant.

Dans un quatrième chapitre un traitement morphométrique de Modèle Numérique de Terrain est présenté. La topographie est souvent le support des représentations géologiques, mais de plus en plus cette topographie n'est plus seulement fournie sur papier mais sous forme de données numériques appelée Modèle Numérique de Terrain. Ce type de données permet des calculs automatiques d'informations morphométriques tels que la pente et l'exposition. Ces informations sont alors un complément d'informations pour perfectionner un modèle géologique. De plus, les modèles numériques présentés dans les paragraphes précédents fournissent des topographies sous forme de MNT. Afin de comparer aisément ces topographies virtuelles à celle des structures naturelles, nous proposons un outil simple et ergonomique qui produit de tels fichiers ASCII compatibles avec la version 5.00 de Surfer (© Golden Software) pour Windows.

PREMIERE PARTIE

METHODOLOGIE

CHAPITRE 2

TECTONICS, EROSION AND SEDIMENTATION IN AN OVERTHRUST SYSTEM : A NUMERICAL MODEL

D'après article soumis, 'Computers and Geosciences'

Edouard Chalaron*, Jean Louis Mugnier*, William Sassi**, Georges Mascle*

*Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines and U.R.A. C.N.R.S. No. 69, 15 rue M. Gignoux, 38031 Grenoble France, ** Institut Français du Pétrole, 1 à 4 Avenue de Bois-Préau, 92506 Rueil Malmaison France.

Abstract - *The frontal overthrust structures of a collision ridge and its foreland basin together form an area where the movement of imbricated overthrust structure, erosion, sedimentation and substratum subsidence occur simultaneously. These various phenomena interact and lead to a subsequent sequence of exhumations and burying of the sheets forming these structures. Separate models have been developed in Turbo Pascal for each of these phenomena (imbricate movement, erosion, sedimentation, differential subsidence of the bedrock) and these models are coupled in a general algorithm. By varying the value of the geometrical and/or mechanical parameters, it is thus possible to study and quantify the effect of various phenomena on the development and tectonic history or the collision ridge front. Ancillary programmes for reconstructing the geometry of the sedimentary bodies of the transported basins and the series of cross-sections were also developed and are used to analyse the geometry predicted by the models and to compare them with natural examples.*

Key words.- foreland basins, transported basins, overthrust structures, erosion, sedimentation.

1.- INTRODUCTION

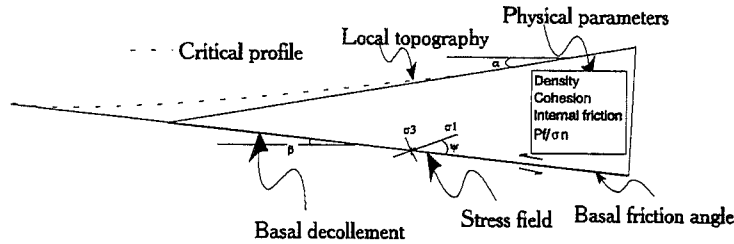
Foreland basins and the imbricated structures covering them can be likened to accretion wedges by their geometry and evolution mode. These geological formations also have a high oil-bearing potential. However, owing to their complex structures and the numerous interfering phenomena, these formations are difficult to explore. As far as mother rock maturation is concerned, sedimentation encourages burying, erosion is conducive to exhumation and tectonic sheet may alternately promote exhumation or burying.

These phenomena have been modelled in 3D [Chalaron & Mugnier, 1993 ; Chalaron *et al.*, in press] and the finite deformation geometry is obtained in the form of topographical blocks (fig. 1) or cross-sections (fig. 2). For this purpose, the values of the various

parameters (table 1 bis) are introduced in an algorithm based on a geometrical model of imbricated overthrusts in flats and ramps, a mechanical balanced wedge model, drawn from the work of Dahlen *et al.*, (1984), a kinematic simple vertical shear model [Jones *et al.*, 1986] and a model of surface diffusion of material simulating erosion and sedimentation phenomena [Beaumont *et al.*, 1991 ; Martinez, 1993].

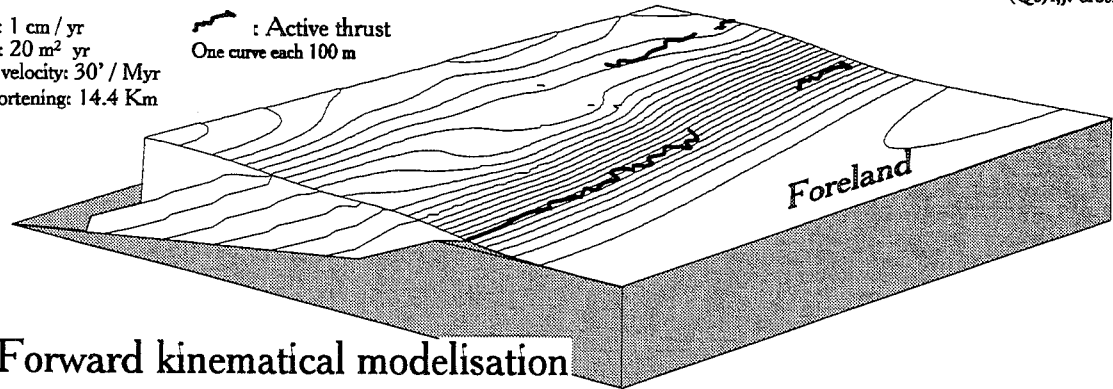
The programming language used is Turbo Pascal (✻ Borland). The elementary processes are programmed independently in the form of modules which interact in a main algorithm (table 1) around a procedural architecture. With this procedural programming method, modules can be created to answer macro-commands, thereby increasing their call potential. The discretisation grids of

Relations between mechanical and geometrical parameters

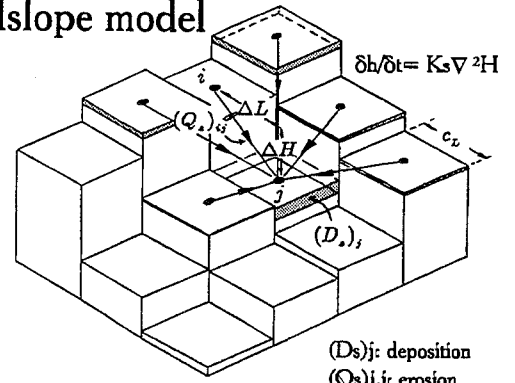


Vt: 1 cm / yr
 Kst: 20 m² / yr
 T. velocity: 30' / Myr
 Shortening: 14.4 Km

Active thrust
 One curve each 100 m



Hillslope model



Forward kinematical modelisation

FIG. 1.- Topographic block and active faults after 12 Km of shortening applied on a prism formed by 7 tectonic sheets. XX and relations between geometrical and mechanical parameters. The physical parameters of the wedge (density, cohesion, internal and basal friction angle, Pf/sn) and the geometric parameters (topographic slope, basal decollement dip) control the stress field within the wedge. When the whole wedge is on the verge of failure, a critical profile is predicted [Dahlen *et al.*, 1984]. The 3D diffusion law modelises erosion and sedimentation [Beaumont *et al.*, 1991; Martinez, 1993]. The diminution of high is proportionnal to the variations of slope. These superficial transport of material decreases the elevation and the surface slope. Reactivations only affect segments of the transported faults. Minor ramps branch thrusts segments and large transfert tear fault zones cross several transported structures.

the phenomena are allocated memory space up to the 640 kb of basic RAM in MS-DOS, and certain parts of the programme, used only at the beginning of the numerical experiments, are placed in overlay. This algorithm (table 1), which takes into account tectonic, erosion and sedimentation aspects, provides a large volume of data for quantifying the phenomena and for defining the limits of the tectonic history of these overthrusting structures. The originality of the work described here lies in the influence of erosion and sedimentation on the activation and/or reactivation of faults in a balanced wedge and the final objective is to assess the effect of variations in parameters on the finite deformation geometry of such systems.

2.- MODEL PRINCIPLES

This section gives a brief description of the physical principles governing the phenomena studied.

2.1. Physical principles of balanced wedges

The study of mechanical equilibrium conditions of wedges [Davis *et al.*, 1983 ; Dahlen *et al.*, 1984] shows that their tectonic evolution is affected (fig. 1) by : 1) the surface topography, 2) the décollement surface geometry, and 3) the mechanical properties of the wedge and basal décollement rock. The following relationship between the

mechanical parameters and the geometrical parameters defines the critical balanced profile of a sub-aerial wedge (fig. 1) [after Dahlen *et al.*, 1984]:

$$\alpha + \beta = \frac{\beta + (1 - \lambda) \mu_b - Q (S_0 / \rho g r) \cot(\phi)}{1 + (1 - \lambda) K} \quad (1)$$

where:

α and β are respectively the slopes of the topography and the regional décollement surface, λ is the ratio of fluid pressure (P_f) to normal stress (σ_n) in a sub-aerial wedge, S_0 , ρ and ϕ are respectively the cohesion, the density and the internal friction angle of the sediments, g is the acceleration due to gravity, μ_b is the coefficient of friction of the décollement surface at the base of the wedge, and:

$r = H / (\alpha + \beta)$ where H is the equilibrium thickness of the wedge in metres.

$$K \approx Q \approx 2 / (\csc \phi - 1)$$

In this analysis, the wedge is in an aerial medium considered to be continuous in terms of physical properties. Moreover, deformation is not preferentially located along the faults.

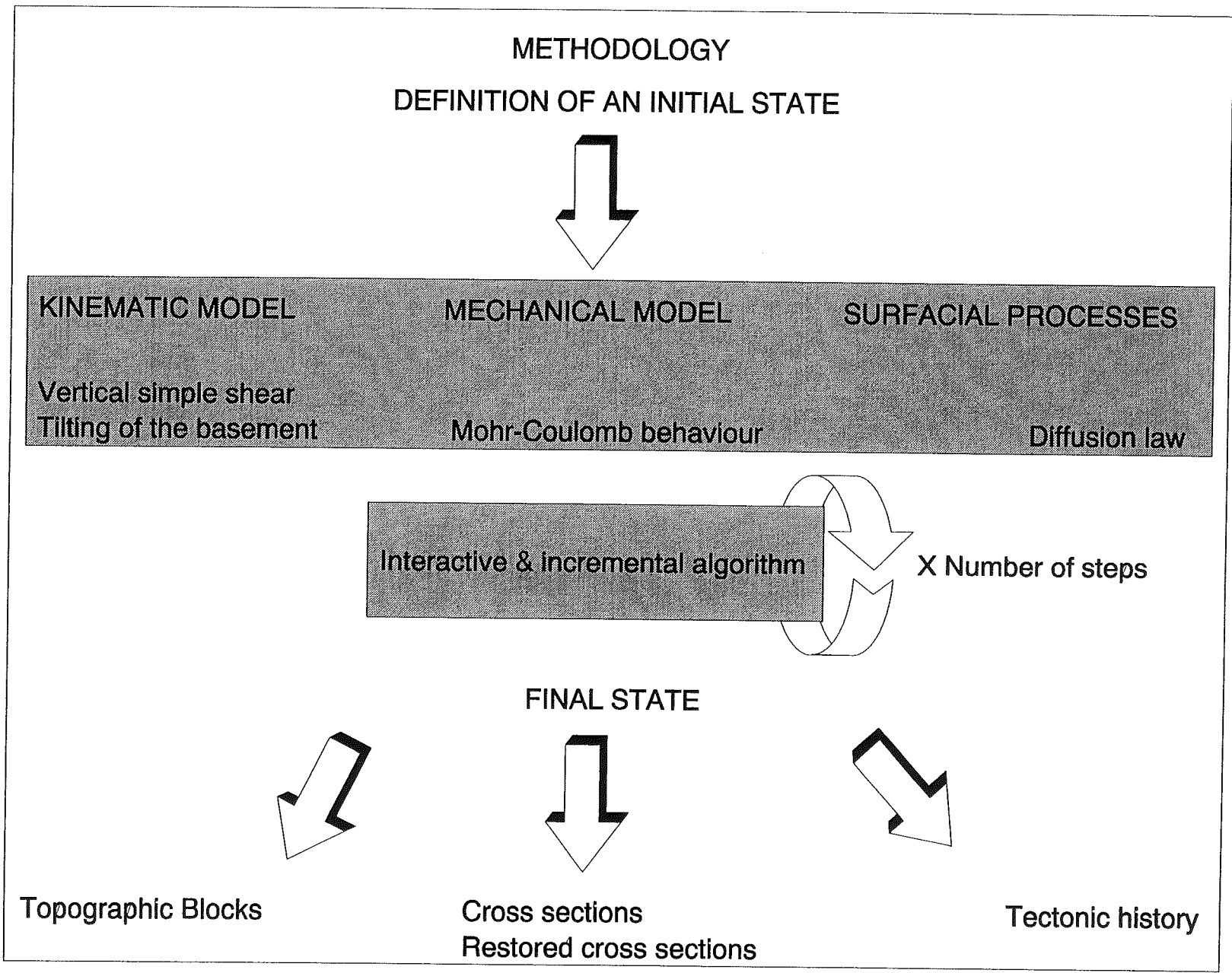


TABLE 1.- The used algorithm begins by giving data of mechanical geometrical and time dependent parameters. Each different fundamental algorithm is applied successively in an general incremental one according to the defined number of steps. The results are given by a) topographic blocks, b) cross sections and restored cross sections, c) tectonic history.

Cross sections calculated by tectonic history

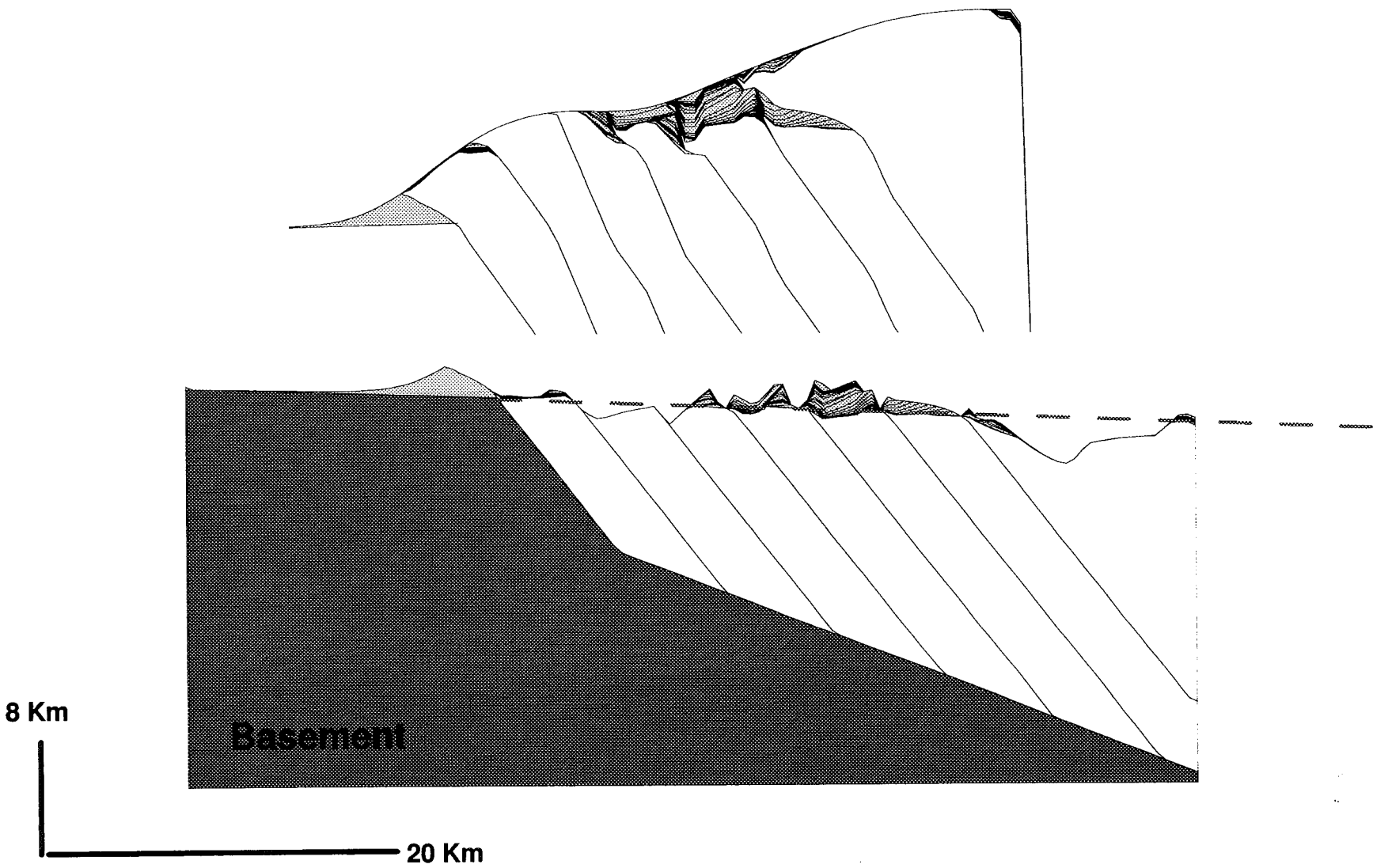


Fig. 2.- Examples of cross sections (finite geometry and restored).

Definition of parameters	Run number
Géométric Parameters	
β	Dip of basal decollement in degrees
α	Topographic slope
δ	Dip of ramps in degrees
L	Length of wedge in Km
Mechanical parameters	
ρ	Density of sediments in Kg/m ³
S_0	Cohesion of sediments in MPa
λ	Fluids pressure/normal constraint
μ	basal friction coefficient
ϕ	Internal friction coefficient of sediments
Time parameters	
V_t	Shortening velocity in cm/an
K_s	Transport capacity in m ² /an
T_v	Tilting velocity of the basement in degrees/Myr

TABLE 1BIS.- List of parameters used in the modelisation. First part defines géométric parameters, the second one defines physical properties of the sediments and the basal decollement of the wedge. The third one is for time dependant parameters.

2.2. principles of diffusion

The intra-continental accretion wedges are continually subjected to superficial phenomena (erosion/sedimentation) as shown by field studies, especially at the Himalayan front [Delcaillau *et al.*, 1987, Mugnier *et al.*, 1992]. In order to model these phenomena, the 3-dimensional diffusion law is used in the form proposed by Beaumont *et al.*, [1991] and by Martinez [1993]. This method represents the cumulative effect of the slope sliding processes, and surface and subsurface leaching. This module is based on local diffusion in a homogeneous environment in relation to the level difference separating two meshes (fig. 1) and obeys the following equation:

$$\delta h / \delta t = K_s \nabla^2 h$$

where K_s is the transport capacity (m²/year), h is the altitude of the points considered (in metres) and t the time (in years).

2.3. Behaviour of the underlying basement

The tectonic and superficial phenomena interfere with basement movements. Several models of bedrock response to a vertical load have been proposed. The elastic model is based on a constant flexural rigidity and depends on the elastic thickness of the lithosphere [Karner & Watts, 1983]. A flexural elasticity model can be used to describe the geometry of the lithosphere having a high degree of flexural rigidity like a curvature of several hundred kilometres wave length. By limiting the size of the model (60 km x 60 km), the effect of lithospheric flexure can be considered to induce tipping of the basement only.

3.- MODULES AND PROCEDURES

This section describes the translation of physical principles into algorithms.

3.1. General algorithm

The geometry files are ASCII format files compatible with the SURFER software (Tm Golden Software). They consist of a header and a sequenced series of points corresponding to the vertical axis value of the points considered (elevation or thickness). The header consists of five lines representing the format, the number of lines and columns and, successively, the minimum and maximum length, with and elevation values of the model. The rest of the file then consists of a sequence of elevations:

$$\left(Z_{x(1),y(1)} \dots Z_{x(1),y(j+1)} \dots Z_{x(1),y(jmax)} ; Z_{x(i+1),y(1)} \dots Z_{x(i+1),y(j+1)} \dots Z_{x(i+1),y(jmax)} ; Z_{x(max),y(1)} \dots Z_{x(max),y(j+1)} \dots Z_{x(max),y(jmax)} \right).$$

Each file of the model corresponds to a grid of 125 x 125 regularly spaced points. the general algorithm produces a series of files respecting this format. These files represent the successive topographies of the model subjected to incremental shortening. The rate and direction of movement applied to the rear of the system are assumed to be constant. This system consists of a décollement surface upon which several tectonic sheets move. In order to represent the topographies generated, the SURFER graphics software is used (Tm Golden Software).

Each of the main procedures simulating the phenomena to be modelled uses a file read and write procedure. As all the files used have the same structure, these read and write procedures can be applied without distinction in all the algorithms simulating the natural phenomena.

3.2. Geometry of the décollement and tectonic sheet surfaces

The successive décollement surfaces are defined by their elevation at the various grid nodes. A flat-ramp-flat

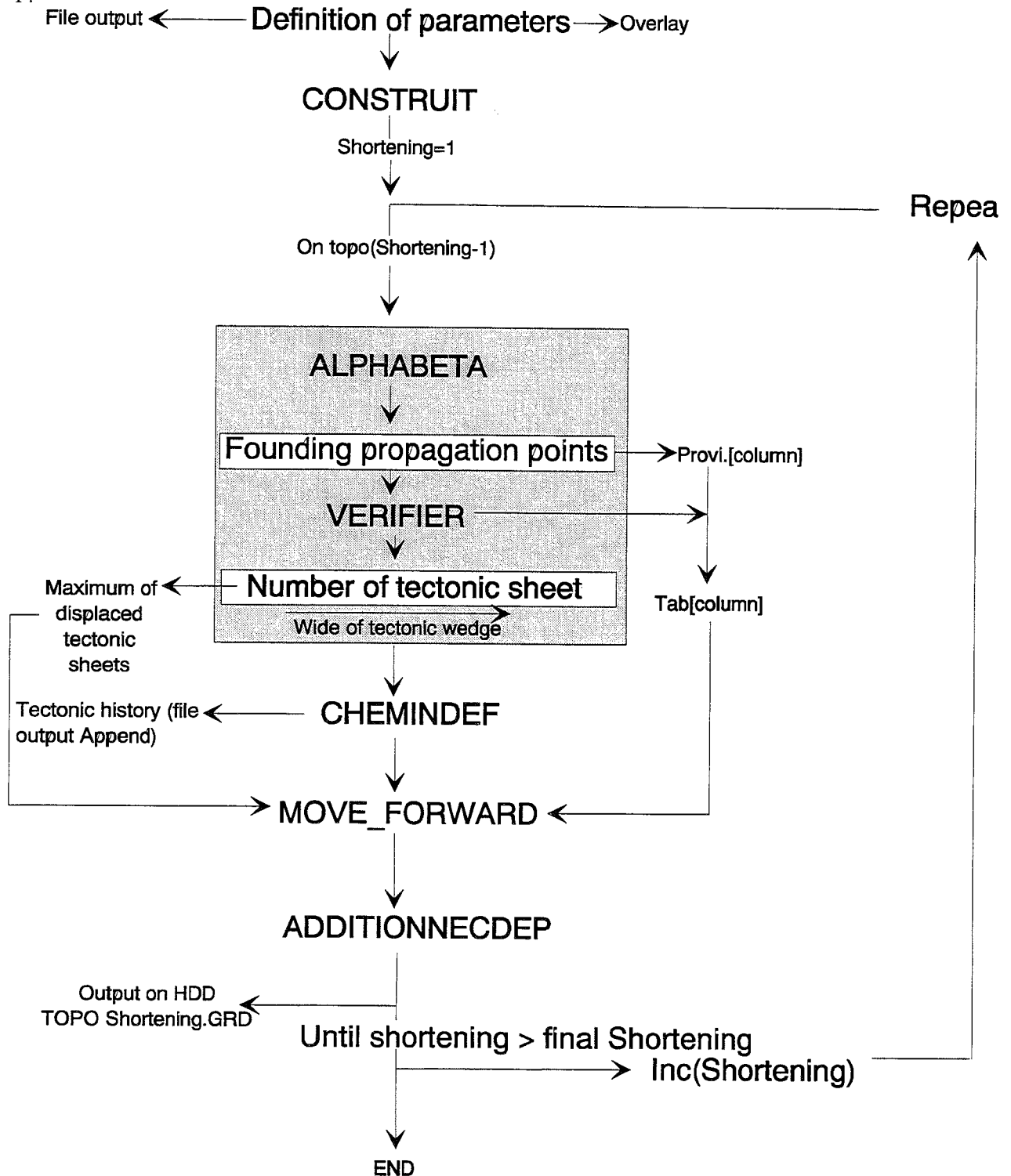


TABLE 2.- General algorithm of PRISME.

geometry is used in the numerical experiments presented (fig. 3). The dip of the lower flat varies laterally (from «pentepro» to «pentedist»).

At the start of the main algorithm (table 2), the «CONSTRUIT» procedure defines the elevation of a décollement surface in a table of 125 x 125 points (fig. 3). This procedure is placed in a loop «i» going from 0 to the number of required décollement surfaces (Nbreramp) in the «BASE» procedure. The variables «i» is involved in defining the overthrust surfaces formed by

a succession of ramps connecting to an underlying common décollement surface (fig. 3). Each tectonic sheet in the initial state is then calculated by the difference in elevation between the décollement surface situated at the roof and that situated at the wall. The sheet number is equivalent to that of the ramps in the system. The files obtained represent the thicknesses of the various sheets (fig. 4). If $i=0$, then the elevation file corresponding to the topography in the initial state, assumed horizontal, is at elevation 0 metres in most cases (fig. 5). The base with the highest number corresponds to the outermost décollement surface of the overthrusting system and,

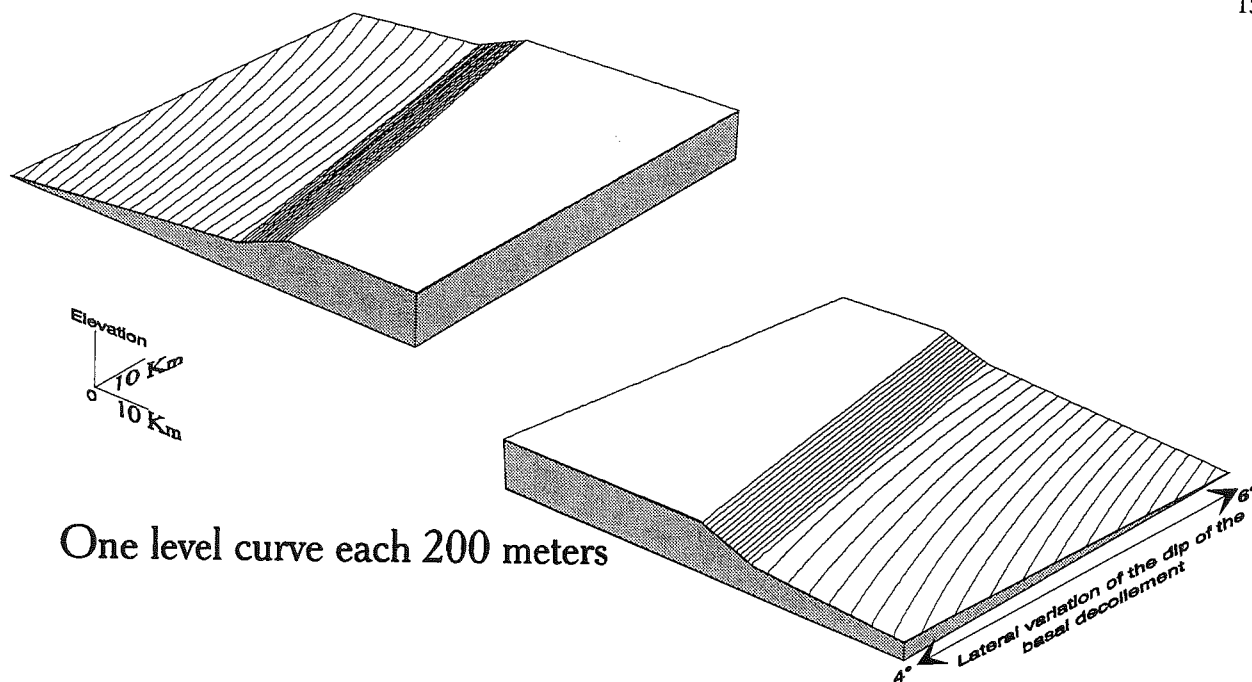


FIG. 3.- 3D representation of the underlying decollement. The side is 60 km long, the dip of the basal flat varies from 4 to 6 degrees on this example. The dip of the ramp is 20 degrees and the upper flat has a constant elevation of 0 meters.

accordingly, is considered to be the roof of the autochthonous formation (fig. 5). Two types of geometrical models are considered : either the spacing of the faults is kept (fig. 4), or the three innermost sheets are considered to be a single unit.

3.3. Calculation of the balanced wedge

In the real situation and in analogue sand models [Hubbert, 1937, 1951 ; Malavieille, 1984 ; Mulugeta, 1988], a medium with a Mohr-Coulomb type behaviour takes an overall prismatic shape when it deforms, close to that predicted by Dahlen *et al.*, (1984) but, at the same time, its internal deformation is discontinuous, related to the appearance of faults. To approximate this behaviour, this study simulates the steady regime by discretisation of a succession of faults within the wedge. These faults are defined by the geometrical model. The theoretical critical profile is then approximated by a wedge topography depending on the sheet deformation modes and on the trajectory of the bordering faults. For each discrete displacement applied to the rear of the system, the deformation acts directly on the shape and mean slope of the topography for a given segment of the wedge (fig. 6). Following this increment, two situations may arise :

a) Either the slope of the topographical profile obtained is less than the critical profile slope. The wedge will then have to thicken in favour of one or several sheets located at the rear of the system.

b) Or the slope of the topographical profile obtained is close to (equal to a slight greater than) that of the

critical profile. Bulk movement of the wedge will take place in the event of displacement along the regional décollement.

In the ALPHABETA procedure, the balanced wedge equation is used to determine an equilibrium thickness:

$$Hequi. = f(\alpha, \beta, S_0, \rho, g, \phi, \mu, \lambda)$$

By averaging the value of the local topographical slope (α) measured on the topographical blocks, the procedure calculates the innermost point on each cross-section where the effective thickness is less than the calculated thickness (sub-critical balanced wedge), (table 2 and fig. 6). Each of the 125 columns is thus allocated a line number in a table corresponding to this point. The VERIFIER procedure determines the innermost sheet of non-zero thickness for the point considered (fig. 7). The designated sheet and those located at its roof are incrementally displaced outwards in order to approximate the equilibrium profile. If this profile is not reached, the wedge remains in sub-critical equilibrium and the same sheets will be translated to the next displacement increment.

The number of displaced sheets on each column for a given increment is contained in a table. The «CHEMINDEF» procedure regularly saves the data in this table (table 2) in the form of a 3-column ASCII file, including on each line the column number (X), the displacement increment number, and the number of displaced sheets (Tab[X]). This propagation sequence recording can be used to handle the file in order to reconstruct finite deformation geometries for any displacement increment (fig. 7).

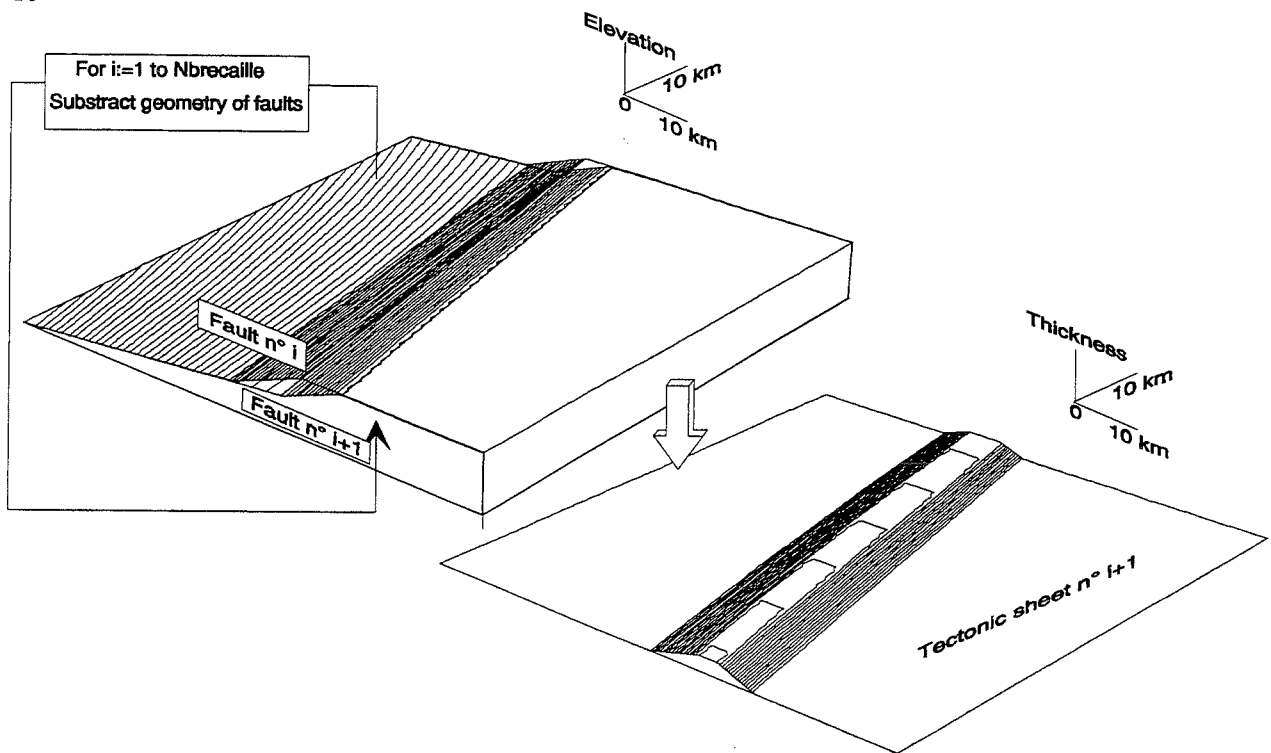


FIG. 4.- The thickness of a tectonic sheet is controlled by the localisation of two neighbouring ramps of the model. Tectonic sheets are computed in an algorithm which subtracts the geometry of successive plan of décollement

3.4. Displacement algorithm

This study concerns the overall kinematic behaviour of a wedge and does not aim to give a detailed geometrical description of the sheets. The geometry of outcropping tectonic sheets in the field is permanently modified by erosion and sedimentation phenomena. No kinematic algorithm is therefore currently fully justified, whether it is based on shear in a constant direction or on bank-to-bank slip. The main advantage of the simple vertical shear model [Jones *et al.*, 1986] is that it simplifies calculations. Even if this algorithm underestimates the geometry of the frontal fall of ramp anticlines

[Mugnier & Rossetti, 1990], the geometry of the anticlinal falls is satisfactory when the dip of the ramps is less than 30°. The displacement of a tectonic sheet is therefore simulated by the one-mesh offset of its thickness outwards (fig. 8), its geometry of similar folds is formed by stacking on its relative autochthonous formation.

Given that the wedge balancing conditions vary laterally with the slope of the décollement surface (β), the number of sheets to be moved varies from one column to the next in the system (fig. 7). The «MOVE FORWARD» procedure, (tables 2 and 3) ensures the displacement of one ($\text{Tab}[\text{compt}]=1$) or several sheets ($\text{Tab}[\text{compt}]=X$) on the column considered. The variable «Nbrecadeplmax» restricts file reading to those files with index lower than the number of sheets to be displaced in order to avoid unnecessary access operations. This variable is updated on each increment of the main loop. Flemings and Jordan [1989] and Jordan and Flemings [1991] have already discussed the two-dimensional ques-

tion, although mainly from the stratigraphic standpoint in order to determine the nature and filling rate of sediments in a foreland basin. The present study takes a different partial view in as much that it focuses on the coupling between a tectonic model and a sedimentation model made as realistic as possible. As there is generally a difference between the sediment transport direction and the tectonic displacement direction [Souriau *et al.*, 1992], a 3D diffusion model coupled to the tectonic model has been drawn up.

A flow of material is calculated in relation to the level difference between two cells (fig. 1). By fixing a so-called «central» mesh («j»), it is easy to apply the diffusion equation by discretising it over the eight closest neighbouring meshes («i»). The displaced volume from a cell «i» to a cell «j» in m^3 ($(Qs)_{ij}$) will be:

$$(Qs)_{ij} = Ks \text{ Cl} / 2 (\Delta H / \Delta L) \Delta t$$

where

Ks = transport capacity of the diffusion equation (in m^2/year)

Cl = mesh side length (in m)

ΔH = level difference between the cells «i» and (in m)

ΔL = distance separating the centres of two cells (in m)

Δt = time step (year).

The displaced volume will be assumed to be evenly

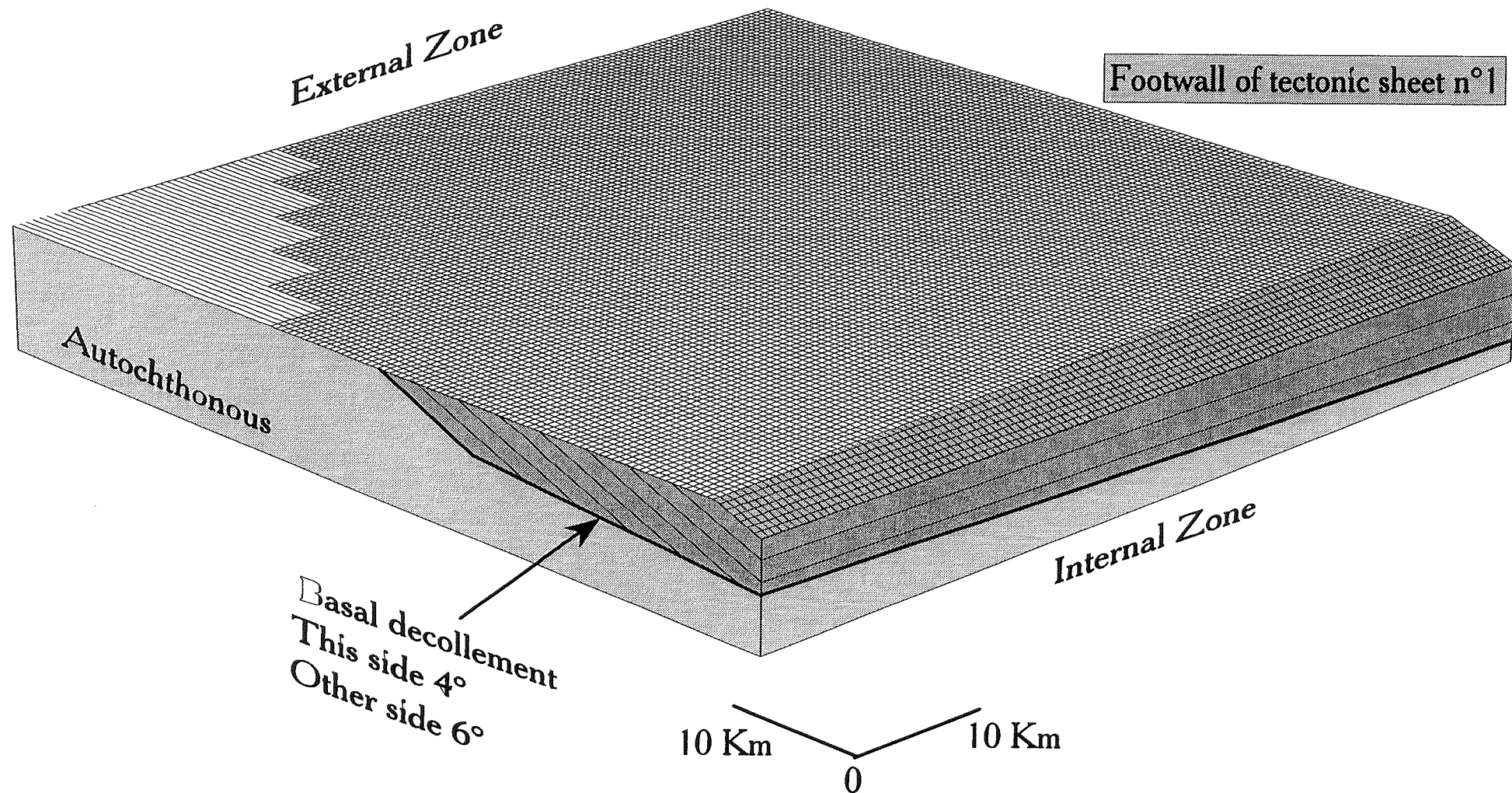


FIG. 5.- Initial geometry. The model is defined by a 125 x 125 regular gridded box (60 x 60 kilometers). Several tectonic sheets are defined above the top of the basement. The dip of this surface varies from 4° on the left side to 6° degrees on the right side. The right internal zone is the thickest. The rear push is parallel to the lateral boundary of the box.

Undercritical wedge
 Stable wedge

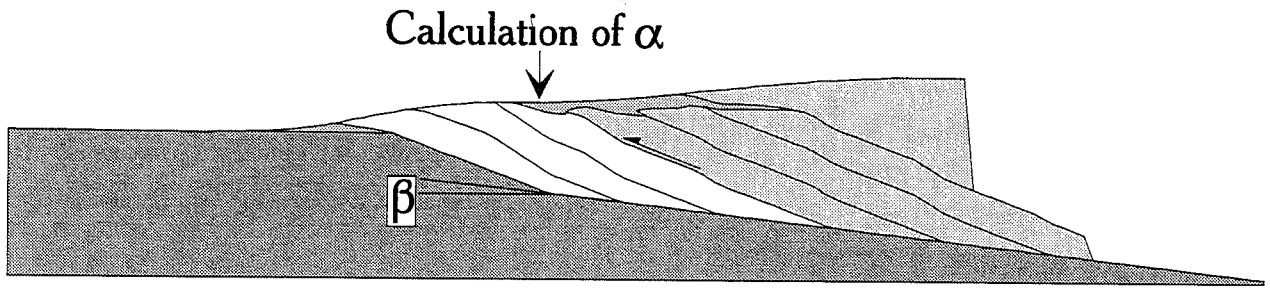


Fig. 6.- The critically tapered wedge model [Dhalen *et al.*, 1984] is applied to a brittle wedge cross-cut by ramps. Before each incremental displacement, the algorithm averages the local topographic slope and compares this topography with a critical profile. If in one part of the cross-section the critical profile is above the smoothed topography, displacement along a more internal ramp makes up the thickness of the thrust stack. In this example the 3 internal tectonic sheets have to be displaced to thicken the inner zone.

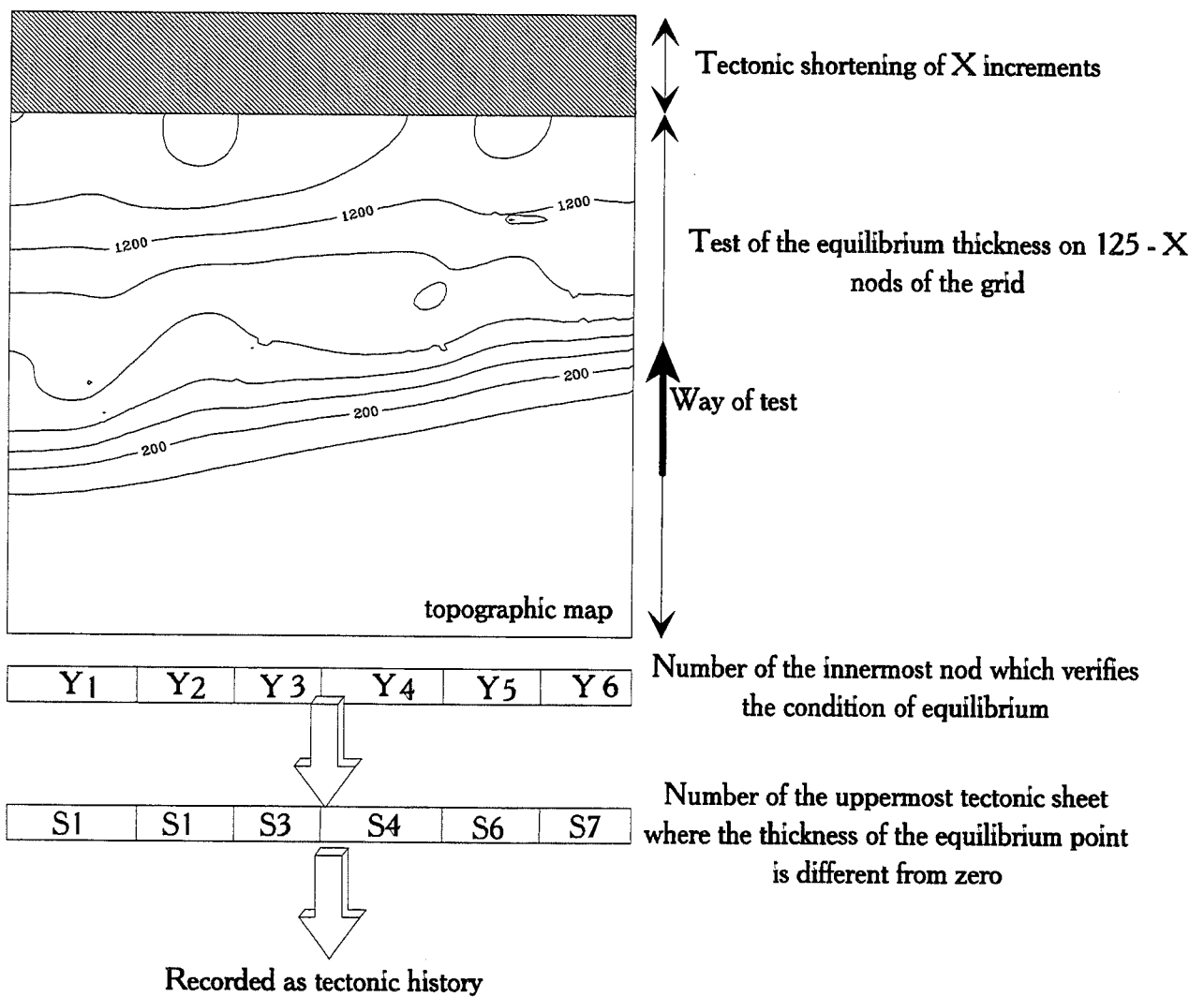


Fig. 7.- Test of equilibrium conditions of the wedge. The algorithm verifies on each column which nod of the grid is the innermost point (line number) in undercritical equilibrium (Y_x) and records it in a array. This number is converted in the number of the overlying uppermost tectonic sheet (S_x) and recorded as the tectonic sheet that will be displaced for the considered time.

distributed over the entire surface of the mesh considered and converted into a mean elevation. In this way, each mesh may or may not have a certain thickness of sediment taken from it (erosion) and transferred to the central mesh «j». The increase in elevation of this mesh (sedimentation) will obey the following equation [Beaumont *et al.*, 1991]:

$$(Ds)_j = C1 \sum_{i=1}^8 (Qs)_{ij}$$

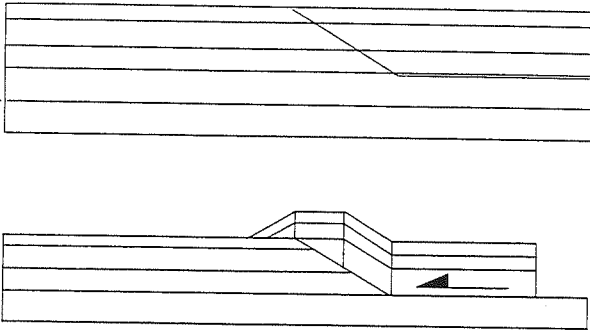


FIG. 8.- Modelisation of displacement using simple vertical shear.

where $(Ds)_j$ = is the volume of material received by cell «j» in m^3 .

This operation is applied in degrees to all the meshes of the model, each mesh passing at least once from stage «j» to stage «i». The effect is therefore of 3D diffusion. The model thus discretises the volume movements by a time-centred finite difference calculation. The topography variations are calculated and recorded in the «Varatopo^» marker («SHORT_RANGE» procedure, Table 4).

These topographical variations are distributed over the various sheets by the «TESTEXISTE» procedure. For each sheet, each mesh is likely to be eroded or to

receive sediments on condition that is not buried underneath another sheet. At each node of the discretisation grid of the topographical surface, this procedure checks which is the outcropping sheet and then applies the elevation variation to it, according to the value stored in «Varatopo^». The thickness variations are not applied if the item to be modified has a zero thickness (the sheet is not physically present). With this method, not only can successive foreland deposits be modelled, but also their burial under the sheets advancing over this foreland. For the autochthonous formation, this burying phenomenon is recorded by the «SAUVEAUTOCHTONE» procedure. The deposit thicknesses on the foreland are successively recorded in filed indexed on the time increment considered and the number of the outermost sheet. However, not all the deposits occur on the foreland and transported basins may be subject to sedimentation [Ori & Friend, 1984] at the roof of the tectonic sheets. The thickness of the tectonic sheets is thus progressively modified (fig. 9). the «SAUVECAERO» procedure records the sheet geometries with their modifications in each sub-directory corresponding to a time increment in order to reconstruct the sedimentary bodies in the transported basins. It also reads the trace of the intersection between fault surface and topography (outer limits of each sheet) by creating a «TOPOX.BLN» file where X is the time increment.

MOVE_FORWARD

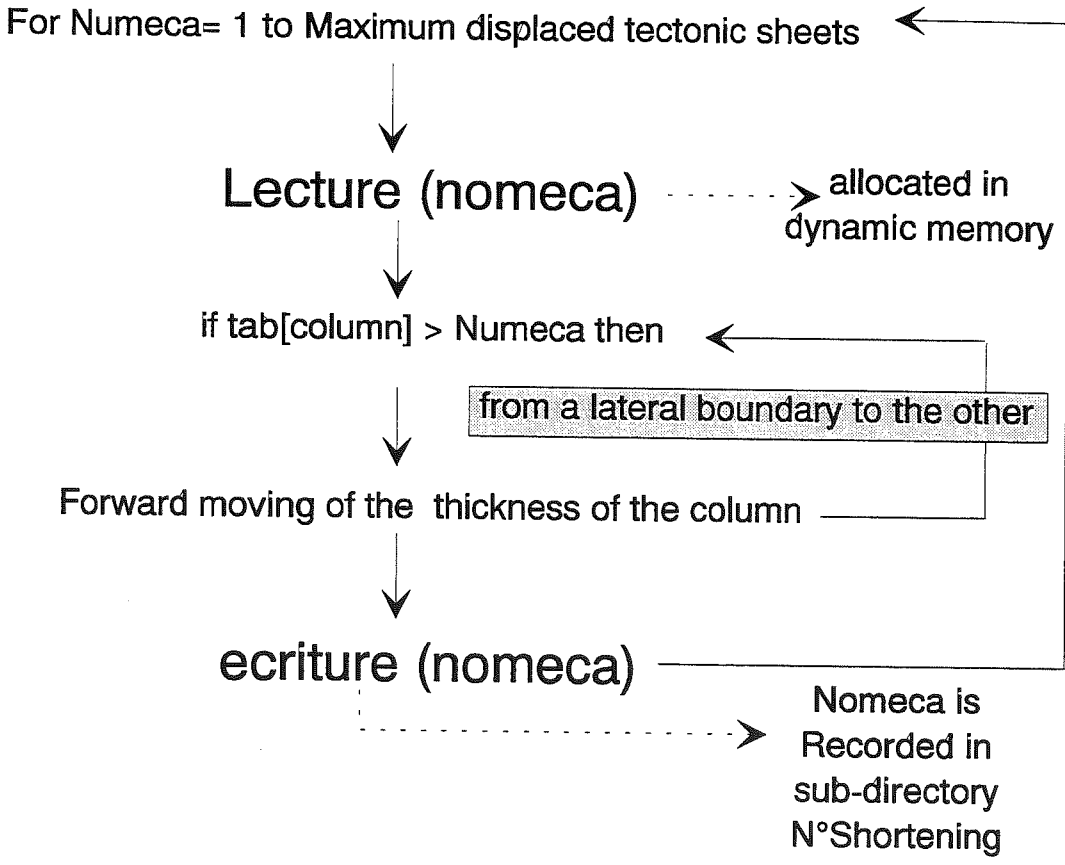


TABLE 3.- Algorithm of forward displacement.

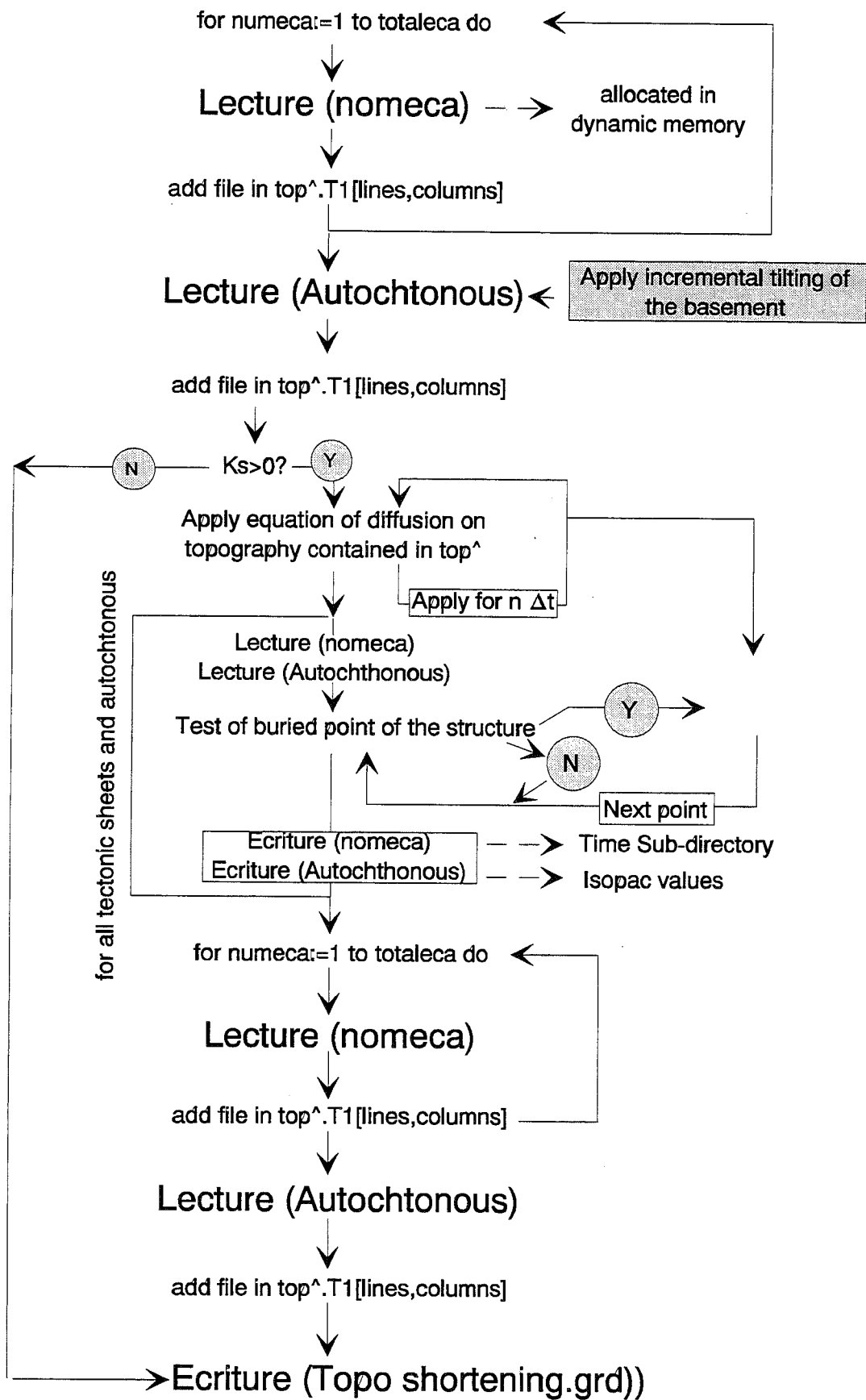


TABLE 4.- Details of the procedure ADDITIONECDEP.

3.6. Tilting of the basement

It is considered that the tectonic events in the internal

ridge zone do not come within the scope of this study and, as such, a tilting approximation is used where the basement is assumed to be rigid. The axis of rotation

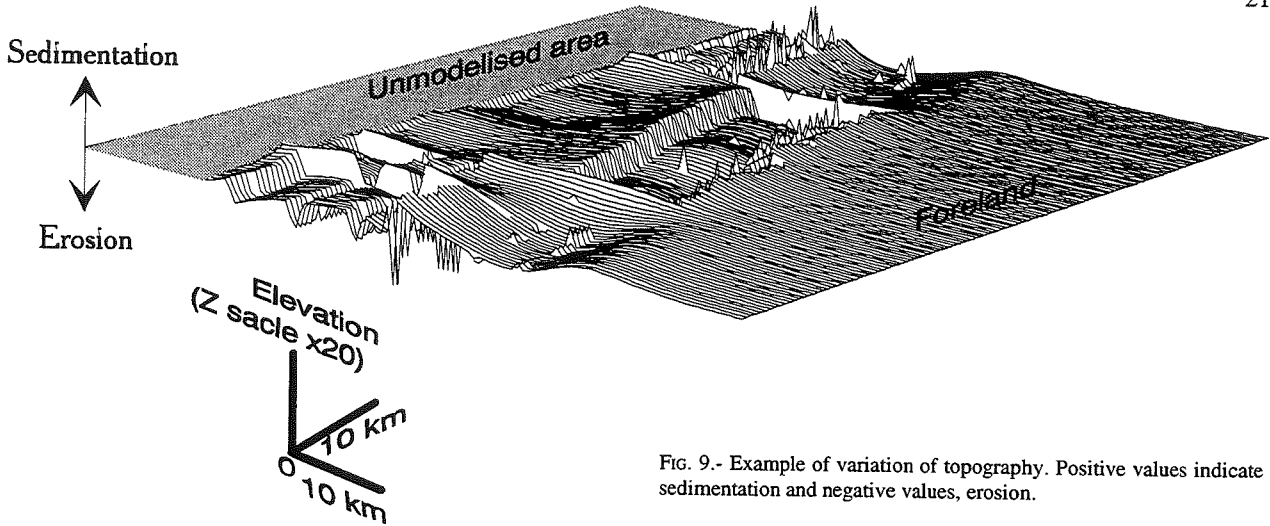


FIG. 9.- Example of variation of topography. Positive values indicate sedimentation and negative values, erosion.

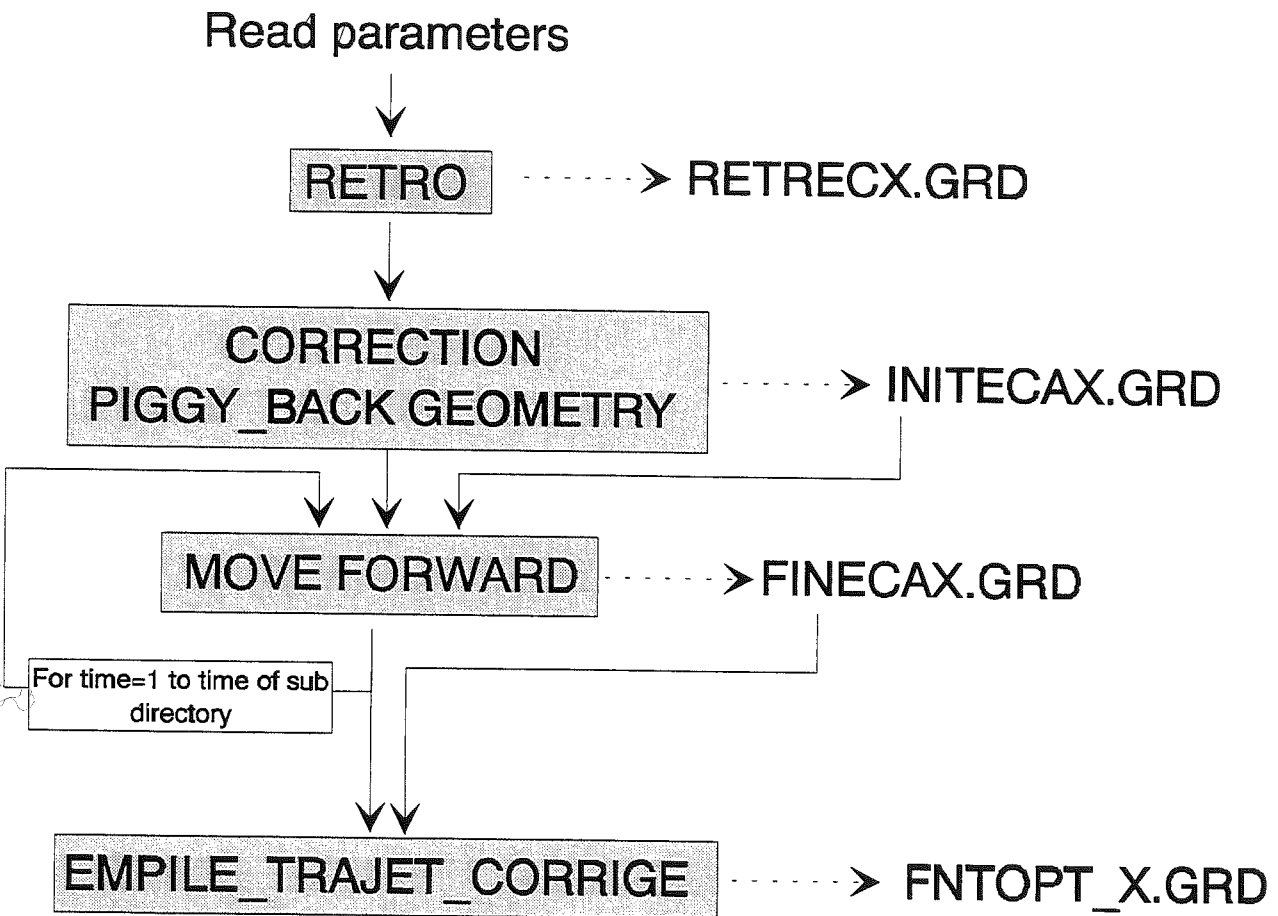


TABLE 5.- General algorithm of reconstruction of piggy-back basins procedures.

coincides with the outer limit of the grid. The tilting rate is constant. The tilting increment is calculated by the ratio of final tilting angle to the number of shortening increments (table 4).

3.7. Interaction of the kinematic model, the mechanical model, basement tilting and surface phenomena.

The general algorithm starts by applying the

mechanical model to the initial geometry to study the balanced state of the wedge. Depending on this balanced state, a number of sheets are then displaced. In order to recreate the topography, the displaced sheets are then piled up («ADDITIONECDEP» procedure) on the outermost décollement surface (table 1 and 4). A new topography is thus obtained which is again submitted to the mechanical model. The process continues to be applied for the number of displacement increments imposed by the user.

A sub-directory corresponding to the shortening

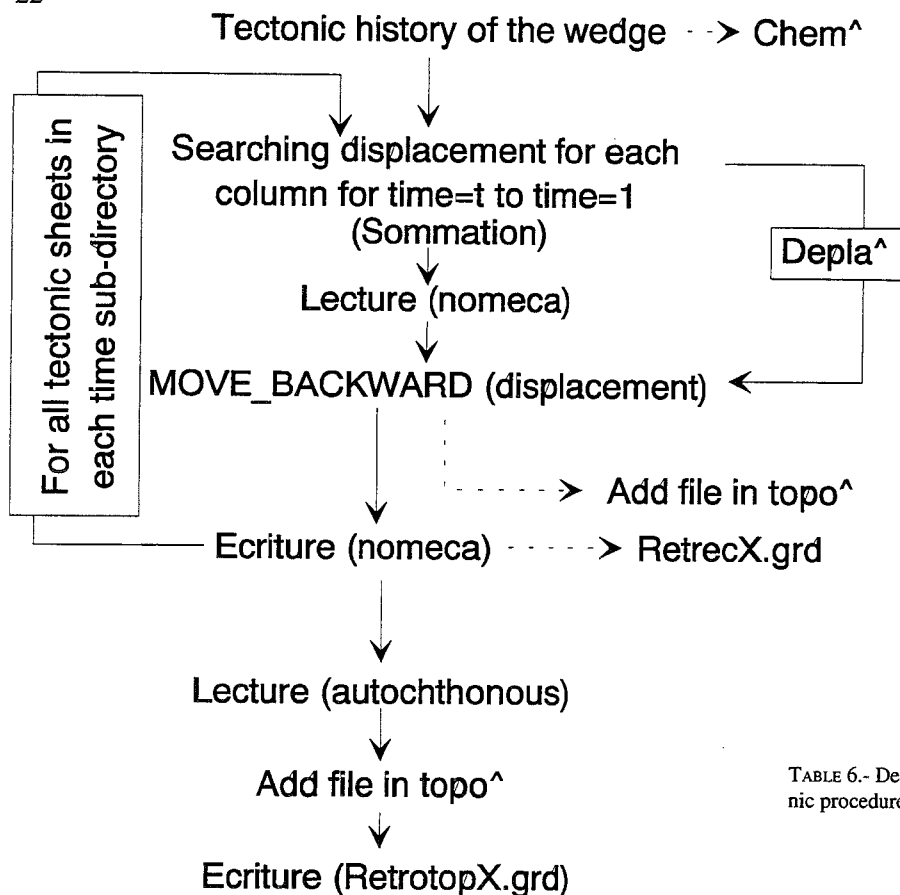


TABLE 6.- Details of the retrotectonic procedures.

increment is created and the geometry of the sheets at the time, y , considered is stored in the form : «ECAX.GRD», where X varies from 1 to the number of sheets defined by the geometrical model. In this way, the sheet geometry variations can be stored in a sequence of sub-directories from 1 to the number of displacement increments imposed (table 4).

Each displacement increment in the tectonic module will generate a new topography. In the first place, this topography is subjected to a basement tilting increment. Then it is subjected several times to the diffusion module because the time steps of the tectonic and diffusion modules are not the same:

a) In the tectonic module, an increment corresponds to a displacement applied to the rear of the model of value equal to that of a mesh. Depending on the model scale and the shortening rate imposed by the user, this increment corresponds to an interval of the order of several thousand years.

b) In the diffusion module, the condition ($Dt \ll CL^2$) [Beaumont *et al.*, 1991] must be verified with : Dt (time step in years) and CL^2 the area of an elementary mesh (in m^2).

The diffusion module is included in the «TOPO» procedure at the same level as the «ADDITIONECDEP» procedure.

Sediment transfers by diffusion modify the overall

wedge topography and thus affect the local tectonic history.

4.- CROSS-SECTIONS ALGORITHM

4.1. Principles

Sequences of cross-sections are calculated through superimposed surface and are saved in different files. These are used to assess lateral variations in geometry engendered in the model. In addition, by displaying the sedimentary fills in the transported basins, it is possible to study the tectonic control over their geometry and the alternating exhumation and burying effect.

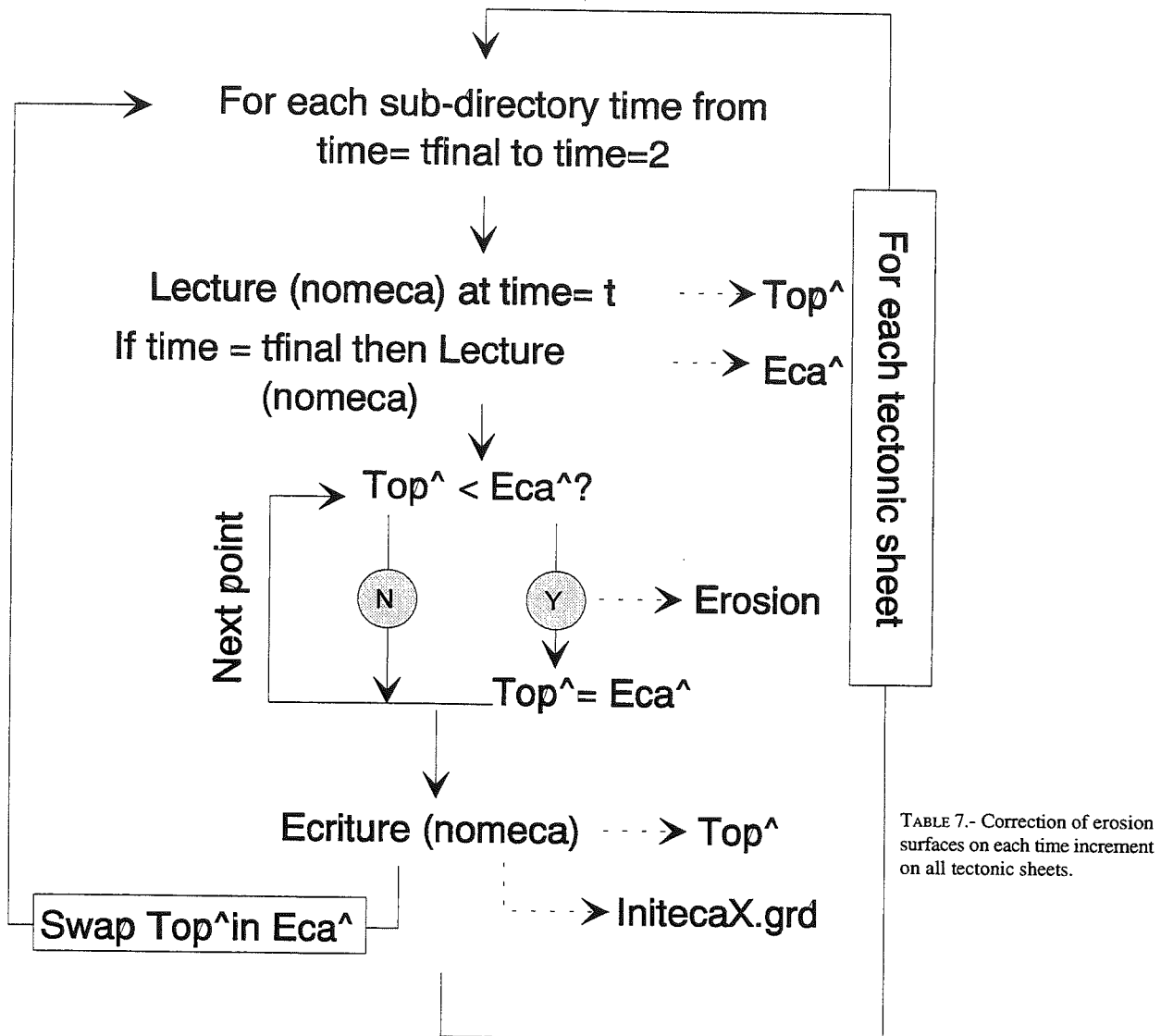
The calculation principle is as follows:

a) From the file where the deformation path is saved, a retrotectonic algorithm repositions each sheet at the initial state and recalculates for each of them the topographies associated with erosion and deposition phenomena at each shortening instant.

b) The tectonic sheets of each increment are then repositioned on their overthrust surface in the final state.

Another algorithm reads the different basin geometry blocks thus created and written in Surfer format (© Golden Software). For a given column number, it produces cross-sections in ASCII format compatible with the Grapher software (© Golden Software) for Windows

CORRECTION_PIGGY_BACK GEOMETRY



(© Microsoft).

4.2. Retrotectonics algorithm

The retrotectonics algorithm (table 5) reads the following parameters : number of sheets, number of shortening increments. It then loads the deformation path into a table allocated in dynamic memory, (CHEM[^].T1[COMPT,COMPT1] («CHEMIN» procedure). For each column, the «SOMMATION» procedure (table 6) calculates the total displacement for each sheet and stores it in a table allocated in dynamic memory (Depla[^].T2[compt]) where «Compt» is the column number. If the sheet X is displaced at one increment, then the sheets located at its roof (from 1 to X-1) are also transported. The sheets are successively loaded in a table allocated in dynamic memory. The «MOVE_BACKWARD» procedure then moves the sheet back on each column (compt) taking into account its total displacement (Depla[^]). Each sheet moved backwards

is saved in the form of a file (RetrecX.GRD) where X is the sheet number.

This algorithm is placed in a loop going from the number of sheets to 0 («RETRO» procedure, table 6). The retrodisplaced sheets are then stacked on the autochthonous formation in a table allocated in dynamic memory (Topo[^]T1[comp,compt1]). The topography thus defined by Topo[^] is written in a file (Retrop.GRD).

4.3. Distinction between erosion surfaces and sedimentary sequence limit

By saving the tectonic sheets at each deformation increment, it is possible to obtain the finite deformation geometry at all instants of the tectonic history of the wedge. The retrotectonic displacement principle is applied at each of these sheets. The «SOMMATION» procedure is used so that the tectonic history is considered only for the increments T_x, T_{x-1}, \dots, T_1 . In each sub-directory, from

Geometrical parameters	
4° to 6°	Dip of basal decollement (degrees)
20°	Dip of ramps (degrees)
60	Length of the model in kilometers
Mechanical parameters	
2500	Density of sediments in Kg/m ³
15	Cohesion of sediments in Mpa
0.85	Internal friction coefficient of sediments
0.8	Basal friction coefficient
0.95	Fluids pressure / normal constraint
Time parameters	
0.5 to 1	Shortening velocity cm/yr
10 to 100	Transport capacity in m ² /yr
15 to 30	Tilting velocity of the basement in minute / myr

TABLE 8.- List of parameters values used in the run n°1 and n°2

T_{final} to T_1 , the sheets will be displaced until the initial state. To distinguish between erosion surface from time lines in the transported basins, a loop compares the geometry of sheet X at increment T_i and of sheet X at increment T_{i-1} (CORRECTION PIGGY-BACK GEOMETRIE» procedure, Table 7). Each geometry is stored in a table allocated in dynamic memory (Topo[^] for the sheet at time (T_i) and Eca[^] for the sheet at time (T_{i-1})). Thickness tests are performed in order to determine erosion zones and sedimentation zones. The values contained in Eca[^] are then saved in their respective sub-directory (T_i) in a file InitecaX.GRD where X is the number of the sheet considered. The values of Topo[^] are then transferred into Eca[^] in order to check the erosion surfaces of the previous time increment. This retrotectonics principle is applied to all the sheets at all the time increments. The corrected sheet geometry files (INITCAX.GRD) are used to reconstruct the incremental retrotectonic topographies. Thus, RETROTOP.GRD files exist in each of these sub-directories.

4.4. Calculation of the finite geometry of piggy-back basins

In each sub-directory T_i , the modified geometries of the tectonic sheets are repositioned forwards by an identical value to that used for their backward movement. They are stored in each sub-directory T_i and renamed FINECAX.GRD, where X is the number of the tectonic sheet considered. The finite deformation geometry of the transported basins at stage T_{final} is obtained by summing the succession from the tectonic sheet thicknesses at the various stages to the finite fault geometry at time T_{final} . In practice, the sheet thicknesses (FINECAX.GRD) at time T_i are added to an autochthonous formation consisting of the finite geometry of the décollement surface and that of the sheets FINECAX(x+1) to FINECAX(nbrecailles). The algorithm is a loop which loads the addition result of these various files into a table allocated in dynamic memory. These intermediate topographies are stored in each sub-directory in the form of files with names : FntopT_X where T is the shortening increment considered (or time line), and X is the sheet number. For each sub-directory, from T_1 to T_{Final} we thus have the files FntopTt-X1 ... FntopTt_Xnbrecailles. The difference between FntopTt_X and FntopTt-1_X thus corresponds to the thickness of the deposits of a basin transported between two shortening increments (fig. 8).

4.5. Display of cross-sections

The cross-section algorithm is used to visualise the geometry of the transported basins in the final state or in retrotectonics. The location of the cross-section is determined by its column number. This column given by each file (fntopT_X.GRD) is read, loaded in memory in a table of 125 values, then recorded in a file in ASCII format, divided into two columns. The length is represented by the first column and the elevation by the second. The cross-sections are drawn by means of the graphics software (Grapher _ Golden Software) linking two successive points of the file.

5.- APPLICATION

For each experiment presented, three time-dependent parameters are specified (tables 8 and 9). The mechanical parameters are fixed from the stability study of the Himalayan wedge [Mugnier *et al.*, in press]. The values of the time-dependent parameters define the superficial flow of matter, the wedge shortening rate and the lithosphere tilting rate. Each test is represented by two cross-sections : one in the thin part (fig. 10a) of the system and the other in the thicker part of the wedge (fig. 10b).

All these models show the simultaneity of development of transported basins and foreland basins. Nevertheless, the size of the transported basins is considerably influenced by the time-dependent parameters

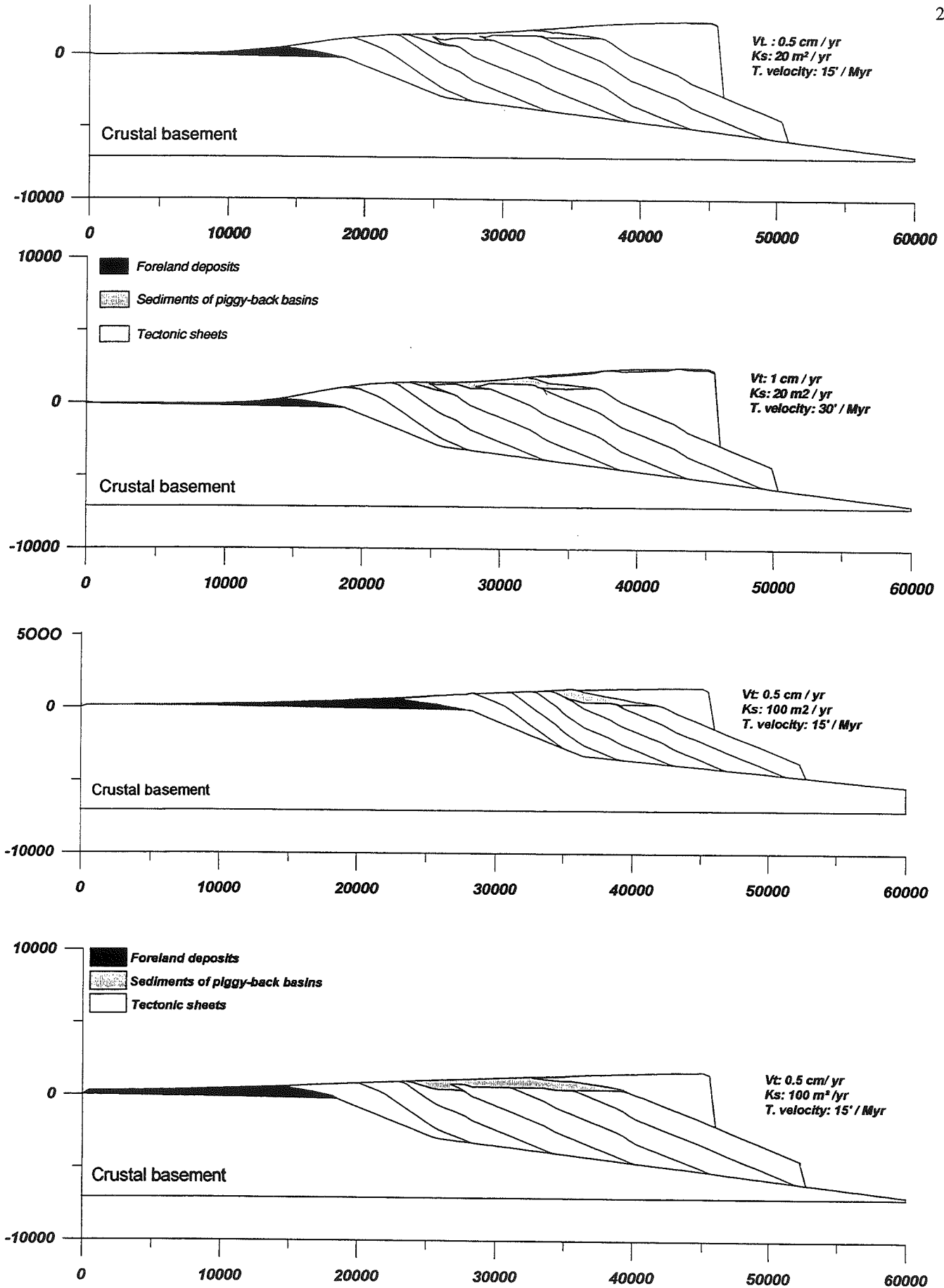


FIGURE 10.- Geometry of piggy-back basins in an accretionary wedge as a function of basal dip : from top to bottom a) gentle initial basal dip (4°) with fast shortening and tilting rates or slow sortening and tilting rates, b) steep initial basal dip (6°) with fast shortening and tilting rates or slow sortening and tilting rates

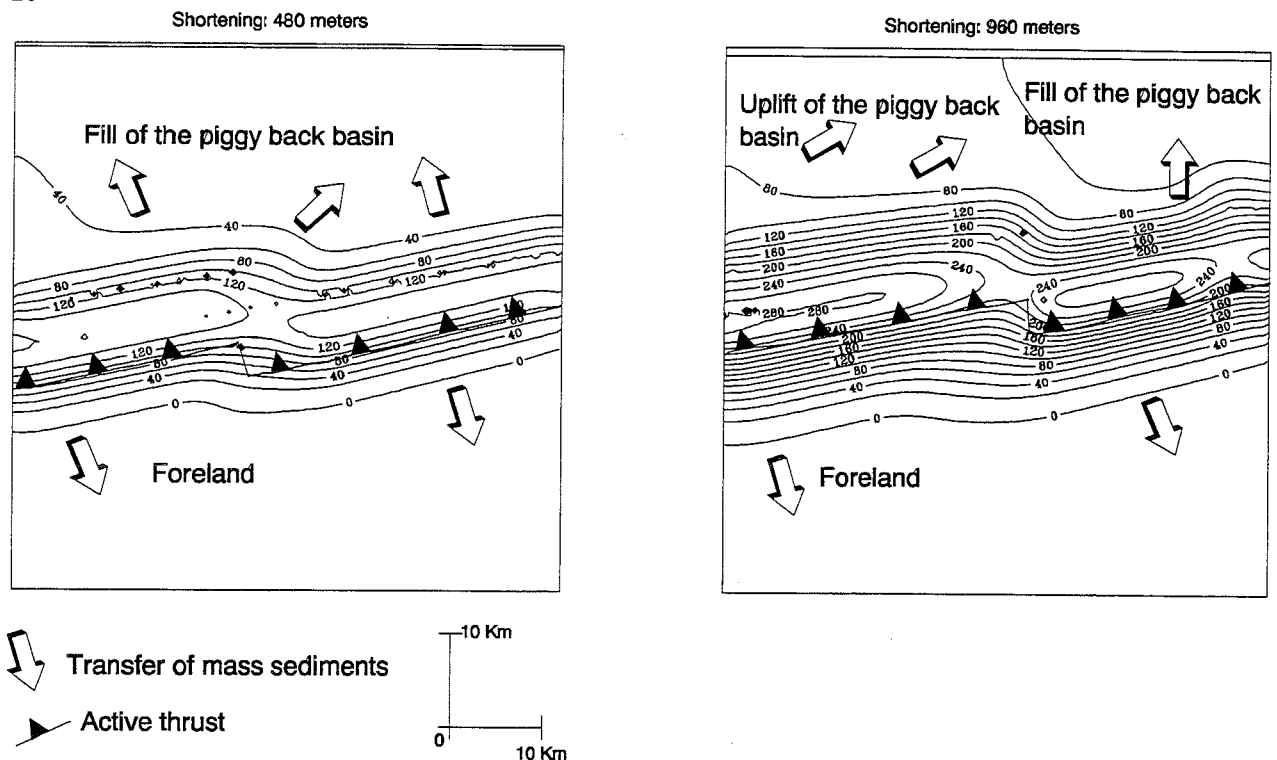


FIG. 11.- Topographic maps and active tectonic fronts after 480 and 960 meters of shortening . This is an example of initial backward propagation. A lateral ramp centered in the middle of the tectonic active front is observed at the first step of deformation. The second increment shows the activation of more internal faults and a lateral migration of the virgation in the relief linked to the transfert zone .

and by the geometry of the overthrust system. The wide and regular basins are located in zones where the tectonic sheets are thicker whereas the more asymmetrical and small basins are located above the part where the sheets are not so thick.

The innermost and thickest part of the asymmetrical transported basins is limited by overthrust imbrications. The greater part of the basin is nonetheless underthrust under the innermost sheets of the wedge if a high rate of erosion and basement tilting promote reactivations of the internal zones. In this case, a small part of the basin outcrops. In the case of a small surface flow of material, shallow transported basins develop above the innermost part of the wedge and are filled by disturbed sediments. During the sedimentation process in the transported basins, the shortening in the wedge consists of the sum of irregularly distributed tectonic events. This irregular distribution spreads out the tectonic evolution of the wedge. As a result, the overall shape of the transported basins partially reflects the deep geometry of the overthrusting system independently of the fault activation sequence.

6.- CONCLUSIONS

This simple iterative model has the advantage of grouping several natural interacting phenomena. Its ap-

plication has enabled the effects of the variation in natural phenomena to be quantified [Chalaron *et al.*, in press], from the morphological and fault reactivation standpoints. In these numerical experiments, the wedge geometry oscillates around a critical profile thanks to a succession of bulk décollements of the wedge and reactivation of inner sheets.

However, at a given shortening increment, the active faults are located differently from one wedge zone to the next (fig. 1). The deformation location therefore varies laterally and it is difficult to interpret the topography in terms of a sequence of tectonic events. The transfer faults providing lateral compensation for the movement from one sheet to the next, are clearly eroded and partially buried under synchro-kinematic deposits from one displacement increment to the next (fig. 11).

The frontal deposits are arranged on the outermost tectonic sheets that are not activated at this stage of the displacement. With time, and thus with successive displacements, the sheet geometry will thus be modified. The geometry of the sedimentary bodies is therefore directly linked to the activation and/or reactivation of the sheets.

PREMIERE PARTIE

METHODOLOGIE

CHAPITRE 3

SEQUENCE DE PROPAGATION DES FAILLES DANS UN PRISME D'ACCRETION : UNE MODELISATION NUMERIQUE

FAULT PROPAGATION SEQUENCE IN AN ACCRETIONARY PRISM : A NUMERICAL MODELING

E. Chalaron*, J.L. Mugnier**

*Institut Dolomieu et **U.R.A. C.N.R.S 69, 15 rue Maurice Gignoux 38031 Grenoble

Bull. Soc. géol. France, 1993, t.164, n°1, pp. 113-121

Résumé .- Nous proposons un modèle numérique basé sur un comportement fragile de type Mohr-Coulomb décrivant l'évolution d'un prisme d'accrétion aérien. Ce modèle est régi par des paramètres géométriques (surface topographique, pendage du plan de décollement régional et des accidents au sein du prisme) et mécaniques (cohésion, angle de friction interne et densité des sédiments mis en jeu, coefficient de friction à la base, et rapport de la pression de fluide sur contrainte lithostatique) et prédit que la topographie d'un prisme qui se déforme tend vers un profil d'équilibre limite où l'effet des forces gravitaires compense celui des forces tectoniques (poussée horizontale). Le raccourcissement imposé à l'arrière du prisme est décomposé en une succession d'incrémentes et est localisé au sein du prisme le long de fractures pré-définies dans l'état initial. Pour chaque incrément, 1) l'état d'équilibre des différentes zones du prisme est testé ; 2) une seule fracture est alors activée au sein du prisme afin de se rapprocher du profil topographique d'équilibre. Plusieurs expériences numériques sont réalisées pour apprécier l'effet des variations des paramètres géométriques, les valeurs des paramètres mécaniques étant fixées à partir du travail de référence de Dahlen *et al.*, [1984]. Certaines structures très frontales se forment lors des premiers incréments de la déformation si le prisme se décolle très facilement lors de la poussée ; une séquence rétrograde se produit alors pour combler le vide à l'arrière du relief qui se crée. Lorsque le plan de décollement est une surface gauche dont le pendage varie faiblement latéralement, le prisme évolue, avant d'approcher un régime permanent, en séquence de propagation prograde là où le pendage est le plus faible et rétrograde là où il est le plus fort. Des zones de transfert se créent pour compenser le mouvement différentiel des écailles tectoniques d'une région à l'autre. Lorsque le régime permanent est atteint, 1) de nouvelles écailles sont accrétées au front ; 2) des réactivations limitées se produisent au sein du prisme. Au total, le type de séquence et la localisation des zones de transfert apparaissent extrêmement sensibles à la fois aux variations de pendage du niveau de décollement et de taille des prismes étudiés.

Mots clefs .- Modélisation numérique, Prisme d'accrétion, Coupes équilibrées, Séquence de propagation.

Abstract .- The fault propagation sequence in an accretionary prism is studied by the use of a numerical model. The marginal stability state of such a wedge is controlled by geometrical parameters (topography and decollement dip, ramp angle) and mechanical parameters (cohesion, internal friction angle, density, friction angle along the basal decollement, and pore fluid pressure ratio). The topography of any wedge can be compared with the marginal stability topography predicted by the model. For each shortening increment applied on the back-stop of the model, it is determined which part of the wedge has to be thickened by displacement along ramps. Several numerical experiments are realized to study the effects of geometry and scale, for mechanical parameters ranging around a reference example. Very external structures are formed at the beginning of the deformation if the wedge slides easily on its basal decollement, and a backward propagation sequence occurs to tectonically thicken the accretionary prism and allow the filling of the piggy-back basin. When the decollement shows lateral variation in dip, the prism may show a forward propagation sequence where it is thin, and a backward sequence where it is thicker. Transfer faults develop to accommodate these lateral variations in thrust sequences. When the prism reaches a steady state, 1) new imbricates are accreted at the front, 2) out-of sequence reactivations occur backward.

Key-words .- numerical modeling, balanced cross-sections, propagation sequence, Coulomb wedge.

1.- INTRODUCTION

Notre étude porte sur la modélisation des séquences d'activation de failles au sein d'un prisme, ceci en fonction de paramètres mécaniques et géométriques. Un prisme d'accrétion, qu'il soit marin ou aérien [Masclé *et al.*, 1986], peut se décrire comme une forme en coin dont l'épaisseur diminue de la zone interne vers la zone externe. Cette forme en coin est entièrement décollée de son autochtone le long d'un accident fonctionnant comme un chevauchement à faible pendage. Des failles à vergence externe vont se localiser au sein du prisme au cours de son évolution. Elles vont isoler des écailles tectoniques allochtones qui vont se déplacer sur l'autochtone situé sous le plan de décollement ou sur un autochtone relatif constitué par une ou plusieurs écailles bloquées dans leur progression. Aussi, les techniques d'analyse des systèmes chevauchants développées par Dahlström [1969], Boyer & Elliott [1982], Platt [1988] et bien d'autres depuis lors s'adaptent bien à l'étude des prismes. Des modèles décrivant la cinématique dans le sens direct [Jones & Linsser, 1986, Endignoux & Mugnier, 1990], et basés sur ces techniques, ont permis de quantifier l'évolution de tels systèmes chevauchants. L'état initial avant déformation est défini par une succession de plats et de rampes tandis que l'évolution de la structure est fonction d'une succession de déplacements imposés à l'arrière du système de failles. Trois types de séquences d'activation de ce système interconnecté peuvent être envisagés [Butler, 1982]:

1) la séquence de propagation «prograde» pour laquelle l'accident chevauchant le plus ancien se situe à l'arrière du système et la faille la plus récente est située au front du prisme;

2) la séquence de propagation «rétrograde» dans laquelle la faille la plus ancienne se situe au front du système et l'accident activé le plus récemment se localise dans la partie la plus interne du système;

3) les séquences désordonnées.

Depuis le travail de Chapple [1978] de nombreux auteurs ont abordé la question de l'équilibre mécanique des prismes [Davis *et al.*, 1983 ; Mugnier & Vialon, 1984 ; Karig, 1986 ; Zhao *et al.*, 1986 ; Ramberg, 1991]. Ainsi Dahlen *et al.*, [1984] ont développé une étude analytique des conditions d'équilibre en fonction d'un comportement de type Mohr-Coulomb du prisme (fig. 1), faisant intervenir les paramètres physiques suivants : cohésion, angle de frottement interne, coefficient de frottement à sa base, pressions de fluide régnant dans le prisme. Ces paramètres vont influencer sur sa stabilité. Si le prisme est stable, il ne se déforme pas sous l'effet d'un champ de contraintes. Par contre s'il se situe dans un domaine d'instabilité il reviendra à l'équilibre en se déformant. Trois situations peuvent se présenter lorsqu'un prisme est soumis à un cisaillement basal [Lallemand & Le Pichon, 1987]:

la pente de surface est trop importante. La déformation extensive liée à des phénomènes gravitaires va tendre à diminuer la pente de surface ; le prisme est à la

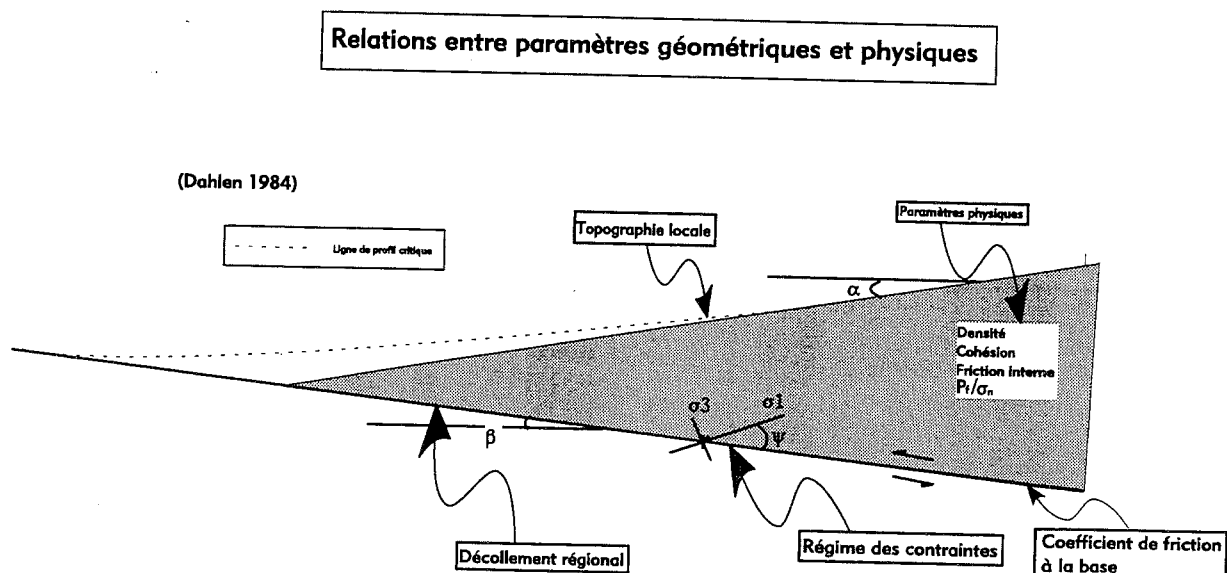


FIG.1.- Relations entre paramètres géométriques et mécaniques. Les paramètres physiques du prisme (densité, cohésion, friction interne et P/σ_n) et du plan de décollement (coefficient de friction à la base) et les paramètres géométriques du prisme (pente topographique, pendage du décollement basal) contrôlent le champ de contraintes. Lorsque l'ensemble du prisme est à la limite de la rupture, il existe une ligne de profil critique vérifiant l'équation de Dahlen *et al.*, [1984] (voir texte).

limite de la stabilité (stabilité critique) et sous l'effet d'une poussée arrière il sera translaté sans déformation interne notable sur la surface de décollement ; la pente de surface du prisme est trop faible et sous l'effet de la poussée arrière il va s'épaissir et se déformer.

Tenant compte de ces principes, nous nous proposons donc d'étudier grâce à un modèle numérique en 2D1/2 l'influence de paramètres mécaniques et géométriques sur la chronologie de l'activation des failles au sein d'un prisme d'accrétion.

2.- EQUILIBRE ET FORME CRITIQUE D'UN PRISME.

2.1. Hypothèses simplificatrices et description analytique du champ de contraintes

Les travaux de Dahlen *et al.*, [1984], basés sur une démarche analytique, montrent que pour un prisme défini par ses paramètres géométriques et mécaniques, il existe un profil dit critique. Ce profil présente une concavité tournée vers le haut plus ou moins prononcée. Lorsque ce profil critique est atteint, la convergence n'a plus d'influence sur la forme générale du prisme. Ce dernier atteint alors un régime permanent et, en terme de topographie, on assiste à une translation du prisme vers l'avant pays.

En résolvant analytiquement le champs de contraintes au sein du prisme aérien à l'état d'équilibre critique, Dahlen *et al.*, [1984, équation 43] proposent une équation qui lie les différents paramètres:

$$\alpha + \beta = \frac{\beta + (1-\lambda)\mu b - Q(S_0 / \rho g r) \cot(\phi)}{1 + (1-\lambda)K} \quad (1)$$

où:

$$r = H/(\alpha + \beta) \quad [\text{Dahlen } et al., 1984, p.10089],$$

K et Q sont 2 coefficients calculés grâce aux équations (18a) et (18b) de Dahlen *et al.*, [1984] et dont la borne supérieure est fournie par l'équation (4) de cet article (équation (19) de Dahlen *et al.*, 1984),

α et β sont respectivement les pentes de la topographie et du plan de décollement régional, H est l'épaisseur du prisme, λ est le rapport de la pression de fluide (Pf) sur la contrainte normale (σ_n) dans un prisme subaérien, S_0 , ρ et ϕ sont respectivement la cohésion, la densité et l'angle de frottement interne des sédiments, g est l'accélération de la gravitation, μb est le coefficient de frottement du plan de décollement à la base du prisme,

Dans cette analyse le prisme aérien est considéré comme un milieu continu : la densité des matériaux mis en jeu est constante de la base au sommet du prisme ; l'angle de frottement interne est constant ; on néglige le gradient de porosité pouvant exister et par là même on considère que la cohésion est constante partout dans le prisme [Zhao *et al.*, 1986] ; le rapport P_f/σ_n est constant de la base au sommet du prisme ; la déformation n'est

pas spécialement localisée le long des failles ; le prisme n'est pas immergé.

Pourtant dans la nature, ou plus simplement dans les modèles analogiques en sable [Hubbert, 1937, 1951 ; Malavieille, 1984 ; Mulugeta, 1988], il est clair qu'un milieu fragile ayant un comportement du type Mohr-Coulomb acquiert lors de sa déformation une forme prismatique d'ensemble proche de celle prédite par Dahlen *et al.*, [1984] tout en montrant une déformation interne discontinue liée à l'apparition de failles. Pour approcher ce comportement notre étude simule le régime permanent par discrétisation d'une succession de failles au sein du prisme. Le profil critique théorique est alors approché par une topographie du prisme dépendante des modes de déformation des écaillles et de la trajectoire des failles qui les délimitent. Pour chaque incrément de déplacement à l'arrière du système, la déformation agira directement sur la forme et la pente moyenne de la topographie pour une portion du prisme considérée. A la suite de cet incrément deux situations peuvent apparaître:

a) Le profil topographique ainsi obtenu a une pente inférieure à celle du profil critique. Le prisme devra s'épaissir en mobilisant une ou plusieurs écaillles situées en arrière de la portion considérée (fig.4) avant de pouvoir être déplacé ;

b) Le profil topographique du prisme a une pente proche (égale ou légèrement supérieure) à celle du profil critique. La portion de prisme considérée se déplacera en masse en sollicitant le décollement régional.

Lors de son édification le prisme va d'abord tendre à approcher une forme d'équilibre stable en suivant le type de séquence de propagation qu'impliquent la valeur des paramètres. Lorsque cet état stable sera atteint le prisme va se déplacer tout en oscillant autour d'une géométrie d'équilibre ; cette oscillation se superpose au régime permanent dans la mesure où l'on discrétise un milieu continu et l'on pourra qualifier cette oscillation de régime permanent.

2.2. Fracturation -réactivation-décollement

L'équation (1), liant les paramètres mécaniques aux paramètres géométriques a été déterminée en considérant le prisme comme un coin homogène où l'état de contrainte en tous points est limité par le critère de fracturation de Mohr-Coulomb. Dans ce cas, l'état de contrainte, représenté par un cercle sur le diagramme de Mohr, tangente la droite du critère de fracturation. Mais le phénomène de localisation de la déformation, observé aussi bien dans les exemples naturels que dans les modèles analogiques, nécessite l'usage d'un critère de réactivation, ou critère anisotrope de Mohr-Coulomb, pour décrire le comportement des failles [Jaeger & Cook, 1969]. Les valeurs relatives des paramètres vont alors contrôler la compétition entre ruptures, activation (réactivation) des failles au sein du prisme ou décollement le long de la surface basale [Huyghe & Mugnier, 1991].

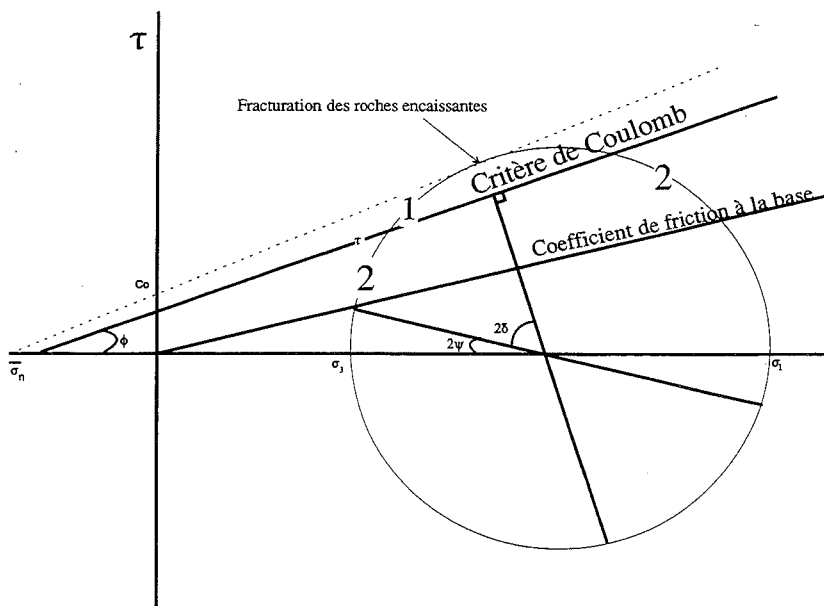


FIG. 2.- La compétition entre fracturation, glissement sur les failles et décollement basal. A l'équilibre limite entre fracturation et décollement sur la base, l'état de contrainte est tel que (1) le cercle des contraintes tangente le critère de Mohr-Coulomb de la fracturation et (2) la direction principale majeure fait un angle Ψ avec le décollement basal. Une fois la fracture créée, la contrainte appliquée sur la faille pour permettre sa réactivation, doit se trouver dans le domaine I compris entre le critère de réactivation et celui de fracturation. Si ceux ci sont très proches, l'état de contrainte lors de la réactivation est peu différent de celui régnant lors de la fracturation.

On peut déterminer plusieurs zones dans le cercle de Mohr (fig. 2). La première, située au dessus du critère de réactivation des failles au sein du prisme, définit la zone (1) de réactivation de celles-ci. Dans la seconde zone (2), délimitée entre la droite de réactivation des failles au sein du prisme et celle de réactivation du plan de décollement, seul ce dernier est actif. Le critère de fracturation des roches encaissantes fournit une enveloppe supérieure aux états de contraintes, et à l'équilibre limite entre fracturation et décollement, l'angle δ entre plan de décollement et nouvelle fracture est défini par [Dahlen *et al.*, 1984, équation 27]:

$$(2) \delta = \frac{\pi}{4} - \frac{\phi}{2} - \psi$$

où l'angle ψ entre la contrainte principale majeure et le plan de décollement (d'après l'équation 23 de Dahlen *et al.*, [1984]) est estimé par:

$$\psi = \left(1 + \frac{\alpha(\csc \phi - 1)(\alpha + \beta)}{2(S_0/\rho g r) \cot \phi + 2(1-\lambda)(\alpha + \beta)} \right)$$

avec $\csc(\phi) = 1/\sin(\phi)$ (3)

Où λ est le rapport pression de fluide sur contrainte normale P_f/σ_n , S_0 , ϕ et ρ sont respectivement la cohésion, l'angle de frottement interne et la densité d'un prisme subaérien.

La rupture entraîne une légère chute de contrainte, et les conditions d'équilibre limite entre glissement sur la faille nouvellement créée et décollement sont légèrement différentes des précédentes. Dans la suite de cet article nous considérerons que la faille possède une cohésion non négligeable, proche de celle des roches avoisinantes. Aussi cette chute de contrainte apparait négligeable à la fois vis à vis de la contrainte moyenne, mais également du déviateur des contraintes au voisinage de la base du prisme épais de plusieurs milliers de mètres. Nous utiliserons donc les solutions analytiques du champs de contrainte proposé par Dahlen *et al.*, [1984], tout en considérant que l'affaiblissement des roches aux voisinage des failles est suffisant pour induire une localisation des déformations. De plus nous limiterons notre étude à des valeurs des paramètres mécaniques tel que γ soit faible, ce qui permet d'approcher la valeur des coefficients K et Q par [Dahlen *et al.*, 1984, eq. 39]:

$$K \approx Q \approx 2/(\csc \Phi - 1) \quad (4)$$

3.- MODELISATION.

3.1. Relation déplacement / déformation.

Lors d'un déplacement le long d'une faille nous considérons que seules les structures situées au toit de la faille sont déformées tandis que celles au mur sont préservées. Ces déformations sont de type plicatives et sont liées aux variations du pendage des failles. Plusieurs modèles géométriques de plissement sont actuellement proposés [Moretti *et al.*, 1990]. Dans le cadre de cette étude, nous utiliserons un modèle direct en cisaillement simple vertical [Jones & Linsser 1986]. Contrairement au modèle en «kink» [Suppe, 1983] celui-ci ne con-

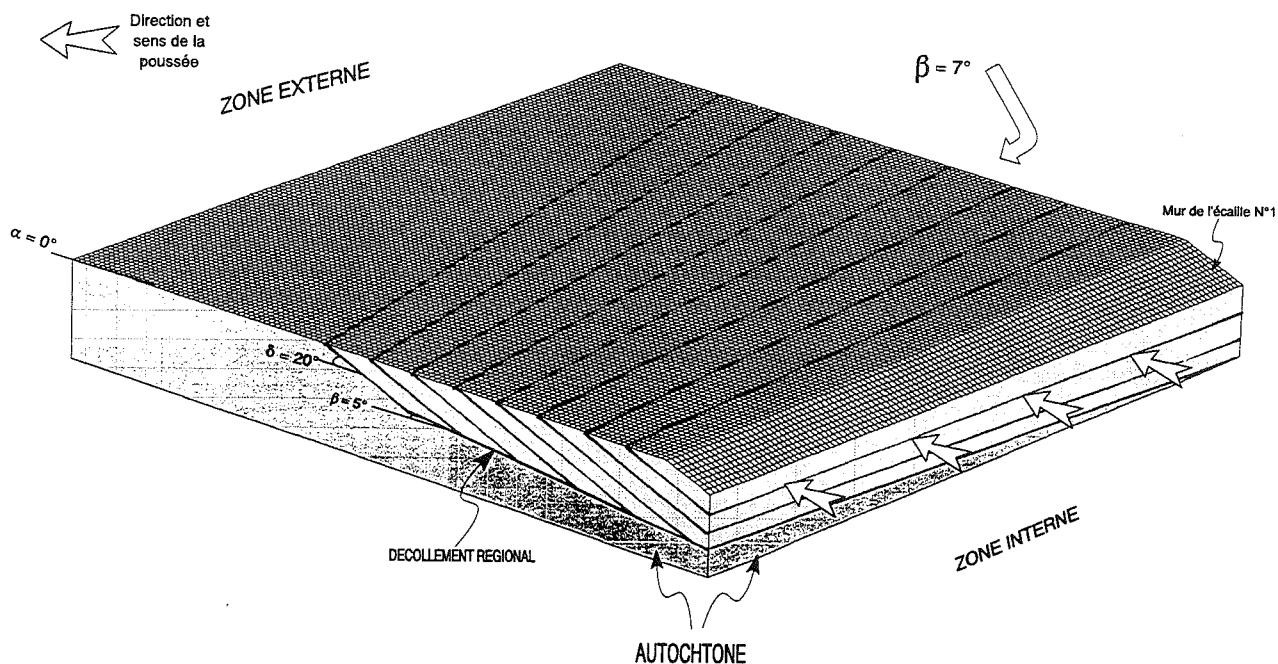


Fig. 3.- Géométrie du prisme à l'état initial. Une série d'écaillés tectoniques est calculée après avoir défini un système de plat-rampe-plat constituant l'autochtone. Le modèle restauré se présente alors sous la forme d'une boîte de 125 mailles de côté. L'arrête externe de la boîte correspond à l'intersection entre la surface topographique et la surface de décollement. Le pendage de ce dernier varie de 5° au bord avant gauche et à 7° au bord arrière droit et le prisme présente une épaisseur plus importante dans la partie droite des zones internes. La poussée arrière induit un déplacement des écaillés vers les zones externes parallèle aux arrêtes latérales.

serve pas les longueurs des couches, et le pendage des retombées frontales des structures anticlinales est sous-évalué par ce type d'algorithme [Mugnier, 1988]. Cependant en ce qui concerne l'évolution d'ensemble du prisme et la séquence d'activation du prisme, le rôle de la géométrie des plis frontaux est secondaire et nous avons retenu un tel modèle cinématique pour sa simplicité de programmation et sa possibilité de couplage avec des modèles physiques nécessitant un maillage régulier.

3.2. Algorithme

Dans un premier temps, nous définissons la géométrie initiale d'un prisme en trois dimensions. Il se présente sous la forme d'une «boîte» rectangulaire maillée constituée:

1) d'un autochtone situé sous un décollement dont le pendage varie latéralement de façon continue.

2) plusieurs écaillés tectoniques se superposant à leur autochtone et délimitées par un système de plats et rampes (fig. 3). Le pendage des rampes dans l'état initial est estimé en fonction de l'équation (2), et leur espacement est un paramètre libre, choisi de manière à avoir un espacement analogue à celui des modèles analogiques de Mulugeta [1988]. Le déplacement total à l'arrière du système est ensuite décomposé en une somme d'incrémentes égaux à la maille élémentaire de la «boîte» initiale. Le nombre d'écaillés mobilisées à chaque incrément de déplacement arrière est calculé de la manière suivante:

1) chaque colonne parallèle à la direction de trans-

port est étudiée séparément (à l'exception de la pente de surface moyennée sur plusieurs colonnes adjacentes) et constitue un modèle en coupe (fig. 4); 2) chaque coupe est décomposée en plusieurs portions dont l'état d'équilibre est étudié; 3) le décollement est actif depuis l'arrière du système jusqu'à la première portion de coupe qui nécessite d'être épaissie pour approcher l'état d'équilibre limite; 4) l'ensemble des écaillés situées à l'aplomb du décollement actif est déplacé d'un incrément de déplacement.

La géométrie du prisme obtenue à la suite d'un déplacement incrémental sera ensuite reprise pour déterminer la stabilité du prisme au début de l'incrément suivant. La géométrie de déformation finie à l'instant «t» dépendra directement de celle à «t-1». Nous liions ainsi des paramètres géométriques, mécaniques et temporels pour obtenir un chemin de la déformation. Dans notre modélisation la topographie locale (pente de surface et altitude déduite de l'épaisseur des écaillés superposées), apparaît comme le lien privilégié entre ces différentes grandeurs, et il convient de remarquer que le relief du prisme joue donc un rôle prépondérant dans la localisation de la déformation et donc dans son comportement cinématique décrit en terme de séquence de propagation des failles.

4.- PRESENTATION DES RESULTATS.

La comparaison des différents blocs topographiques calculés n'est possible que sur quelques incréments de déplacement et ensuite l'interprétation de la cinématique

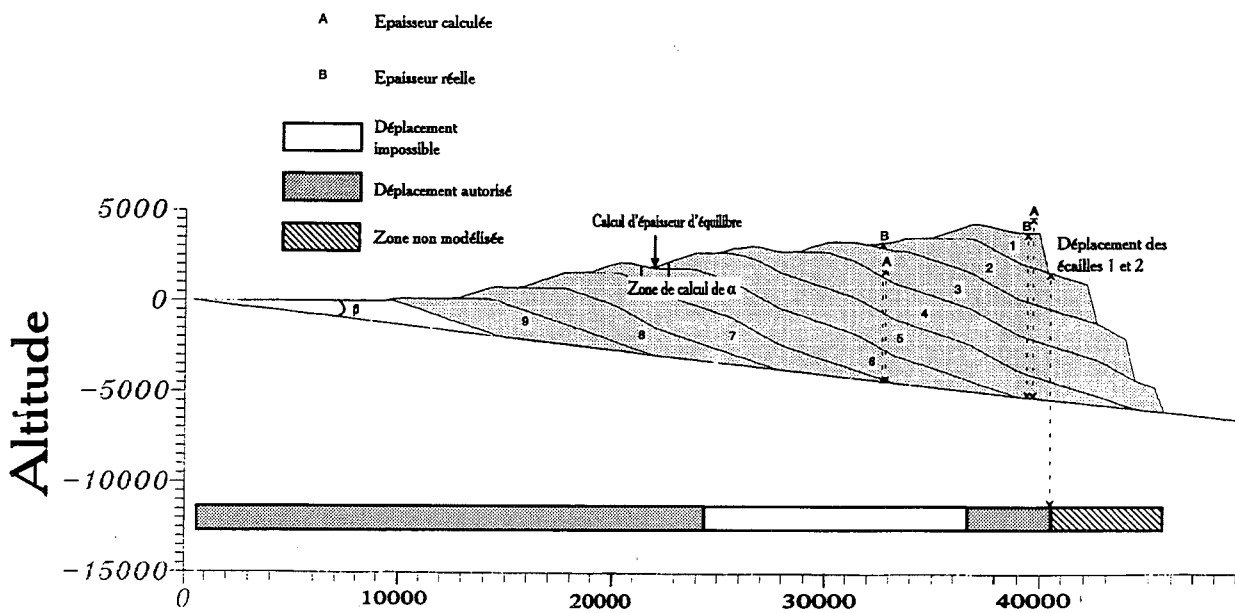


FIG. 4.- Principes de la modélisation. Grâce à l'équation de Dahlen et al., [1984], l'algorithme compare à chaque maille d'une coupe (en moyennant la topographie locale a) l'épaisseur calculée et l'épaisseur réelle du prisme au début de chaque incrément. Lorsque l'épaisseur calculée est supérieure à l'épaisseur réelle, un épaissement est nécessaire, d'où la mobilisation d'un certain nombre d'écaïlles internes. A l'arrière subsiste une zone qui n'entre pas en ligne de compte dans le modèle. Dans cet exemple 9 écaïlles sont définies.

est de plus en plus délicate. Un fichier où l'histoire de la déformation est conservée sert alors d'aide à l'interprétation des blocs topographiques. Il se présente sous la forme d'un «bloc de séquence de propagation» (fig. 5a). La colonne n°1 correspond au côté le plus épais du modèle. Le nombre d'écaïlles mobilisées à chaque incrément de raccourcissement est indiqué sur l'axe vertical. Un bloc représente le chemin de la déformation pour une série de paramètres géométriques et mécaniques donnés et sa forme générale est représentative de l'évolution du prisme. Son analyse permet de déterminer plusieurs cas:

- Le nombre des écaïlles mobilisées va en augmentant avec les incréments de déplacement dans le cas d'une séquence de propagation «prograde»;

- Un grand nombre d'écaïlles sont mobilisées dès le premier incrément et la déformation se localise dans les zones les plus externes du système sous forme de plis anticlinaux. Des écaïlles de plus en plus internes sont progressivement mobilisées afin de «comblé le vide» à l'arrière du relief en cours de création, ce qui correspond à un mode de propagation «rétrograde».

- Après un raccourcissement déjà bien marqué (fig. 5b), le bloc de séquence de propagation peut présenter des alternances brutales et successives du nombre d'écaïlles mobilisées : le prisme sollicite alternativement la totalité du décollement régional puis quelques écaïlles plus internes. Cette alternance correspond à l'ap-

proche du régime permanent durant lequel la topographie du prisme est simplement traduite vers l'avant-pays.

- Latéralement un bloc de séquence de propagation peut présenter une variation du nombre d'écaïlles mobilisées pour un incrément de déplacement donné. Des zones de transfert du mouvement sous forme de décrochements doivent alors être envisagées.

5.- APPLICATION DU MODELE.

5.1. L'effet des variations latérales du pendage du plan de décollement.

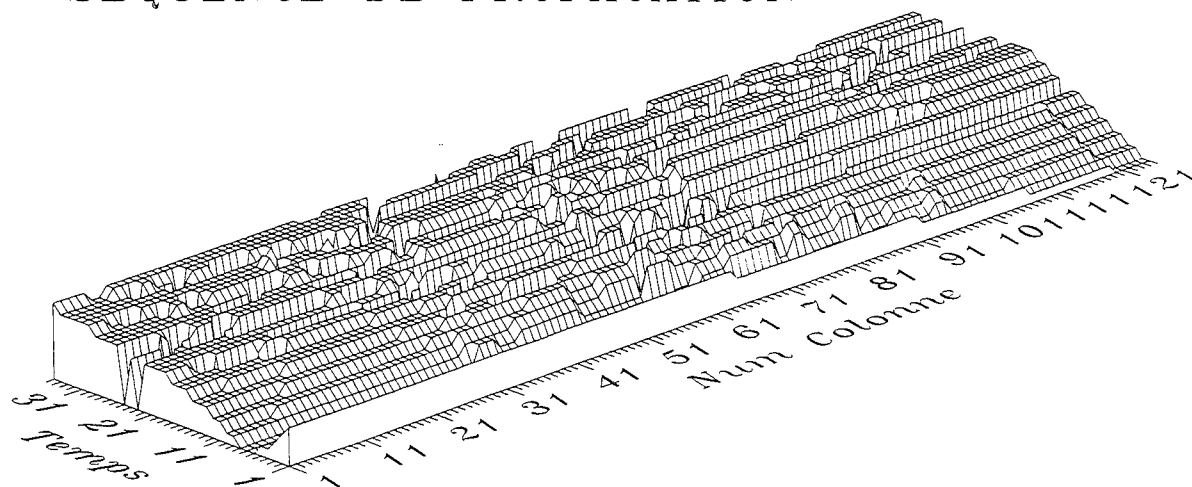
5.1.1. Paramètres

Un exemple théorique a été traité. Les valeurs des paramètres mécaniques correspondent au travail de référence de Dahlen *et al.*, [1984]:

- Densité : 2500 kg/m³,
- Cohésion : 15 MPa ,
- Coefficient de friction interne : 0.95,
- Coefficient de friction à la base : 0.85 (d'après Byerlee [1978]),
- Rapport Pf/sn : 0.67 .

Les dimensions du prisme sont du même ordre de grandeur que celles de prismes actuellement actifs, tel celui de Taïwan [Davis *et al.*, 1983] ou celui des Siwaliks du Népal [Mugnier *et al.*, 1992]. Le pendage du décollement régional (b) varie latéralement de 5 à 7

SEQUENCE DE PROPAGATION



Topo 35

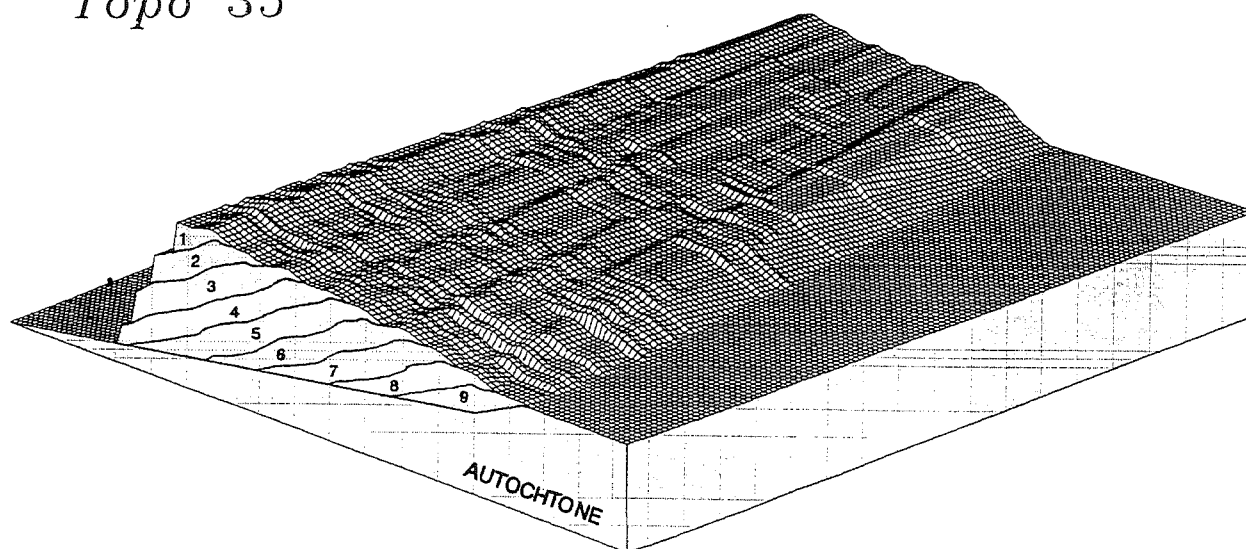


Fig. 5.- Bloc de séquence de propagation (5a) et bloc topographique pour les valeurs de référence (voir texte). L'histoire de la déformation est enregistrée par le bloc de séquence de propagation (5a) qui représente le nombre d'écaillles activées (axe vertical) à chaque incrément de temps (axe X) en chaque colonne du prisme (axe Y). La colonne 1 correspond au côté le plus épais du prisme. Le bloc topographique de référence (5b) présente la géométrie du prisme après 35 incréments de déplacement, chacun étant égal à une maille élémentaire du modèle (480) mètres. Le pendage du plan de décollement varie latéralement de 7 à 5 degrés.

degrés et le front de déformation est oblique pour un convergence perpendiculaire à la limite arrière du modèle. D'autre part une série de rampes à vergence externe et inclinées de 20 degrés se raccorde à ce décollement. Dans le cadre de notre travail, le nombre d'écaillles est fixé à 9. L'épaisseur de ces écaillles est inspirée des travaux de Mulugeta [1988]. Notons qu'à l'état initial la pente de surface du prisme (a) est nulle (fig. 3)

5.1.2. Résultats

Sur le bloc de séquence de propagation (fig. 5a), il apparaît que les variations latérales jouent un rôle prédominant dès le premier incrément de déplacement. En effet dans les zones où le prisme est le plus épais ($\beta=7^\circ$), le prisme sollicite initialement 5 écaillles. Ce déplacement va ainsi créer un relief dans des zones relativement externes. Inversement dans les zones les moins

épaisses ($\beta=5^\circ$), seule l'écaille la plus interne est mobilisée. Entre ces deux parties du prisme le mouvement est accommodé par des failles de transfert. Dans les incréments suivants le prisme s'approche du régime permanent soit par propagation rétrograde lorsque la déformation se situe dans des zones externes, soit plus classiquement par une propagation prograde lorsque la déformation se situe dans des zones plus internes.

De ce fait au bout d'une dizaine d'incrément, le front du système se propage plus rapidement dans les zones initialement les moins épaisses. Au bout d'une vingtaine d'incrément de déplacement le prisme commence à osciller autour du régime permanent. Au bout de trente cinq incréments (fig. 5b), le bloc topographique présente une géométrie non cylindrique. Des plis coniques dont l'ouverture est tournée vers la zone initialement la plus épaisse du système sont tronçonnés par des failles décrochantes.

5.2. L'effet d'échelle sur la séquence de propagation :

5.2.1. Variation de paramètres d'échelle

Dans les modèles reposant sur un critère de type Mohr-Coulomb, seules deux grandeurs interviennent : les longueurs (m) et les masses (kg). Toutes les autres

grandeurs, forces, pressions, se déduisent de ces deux grandeurs fondamentales. Pour dimensionner et faire intervenir l'échelle du prisme étudié [Hubbert 1937], nous pouvons faire varier soit les longueurs du prisme étudié, soit les masses au sein du prisme. Une variation de densité de 2500 à 2100 kg/m^3 , c'est à dire dans un rapport de 0,84 a alors les mêmes effets qu'une homothétie des longueurs dans un rapport de $0,84^{1/3}$, c'est à dire 0,94.

5.2.2. Résultats

Une telle variation appliquée à l'exemple précédent n'apporte pas de modifications majeures dans l'aspect de la topographie pour un même nombre d'incrément de déplacement. Le bloc de séquence de propagation (fig. 6) montre par contre que dans les premiers incréments, la baisse de la densité (ou la diminution de la taille du prisme) favorise une propagation prograde plus lente et plus régulière dans les zones les moins épaisses. Les failles de transfert sont aussi nombreuses mais décalées vers les zones les plus épaisses. Le régime permanent est approché, comme dans l'exemple précédent, au bout d'une vingtaine d'incrément. La baisse de la densité ou la diminution de la taille du prisme influe sur le début de l'histoire de la déformation.

SEQUENCE DE PROPAGATION

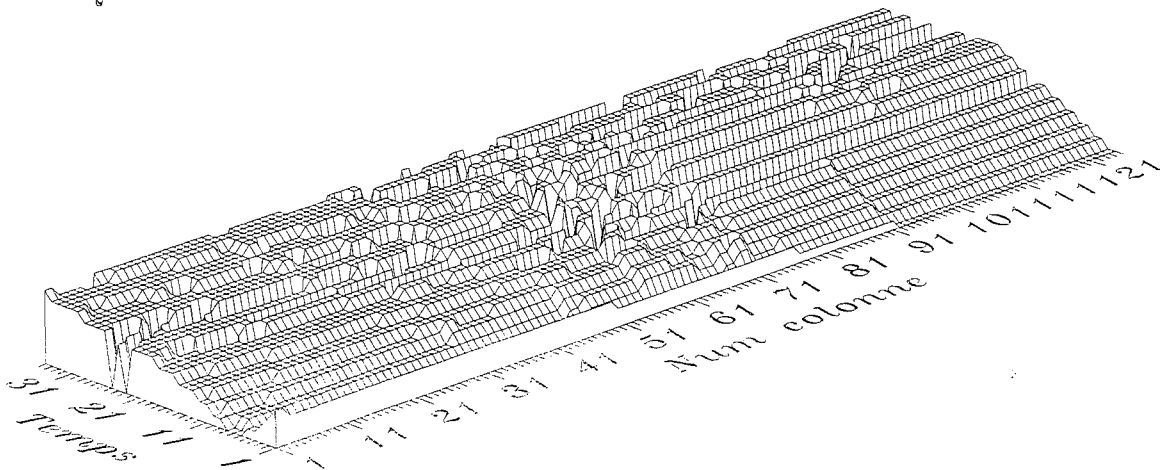


FIG. 6.- Influence de la variation des facteurs d'échelle sur la séquence de propagation. La variation correspond soit à une diminution de 2500 kg/m^3 à 2100 kg/m^3 soit à une réduction d'échelle de 0,94 (taille de la maille élémentaire de 450 m). Le premier incrément montre dans les zones les moins épaisses que le prisme sollicite plus facilement des écailles internes par rapport à l'exemple de référence. Cependant le nombre de failles de transfert est le même; on assiste à un décalage de ces dernières vers les régions plus épaisses du prisme.

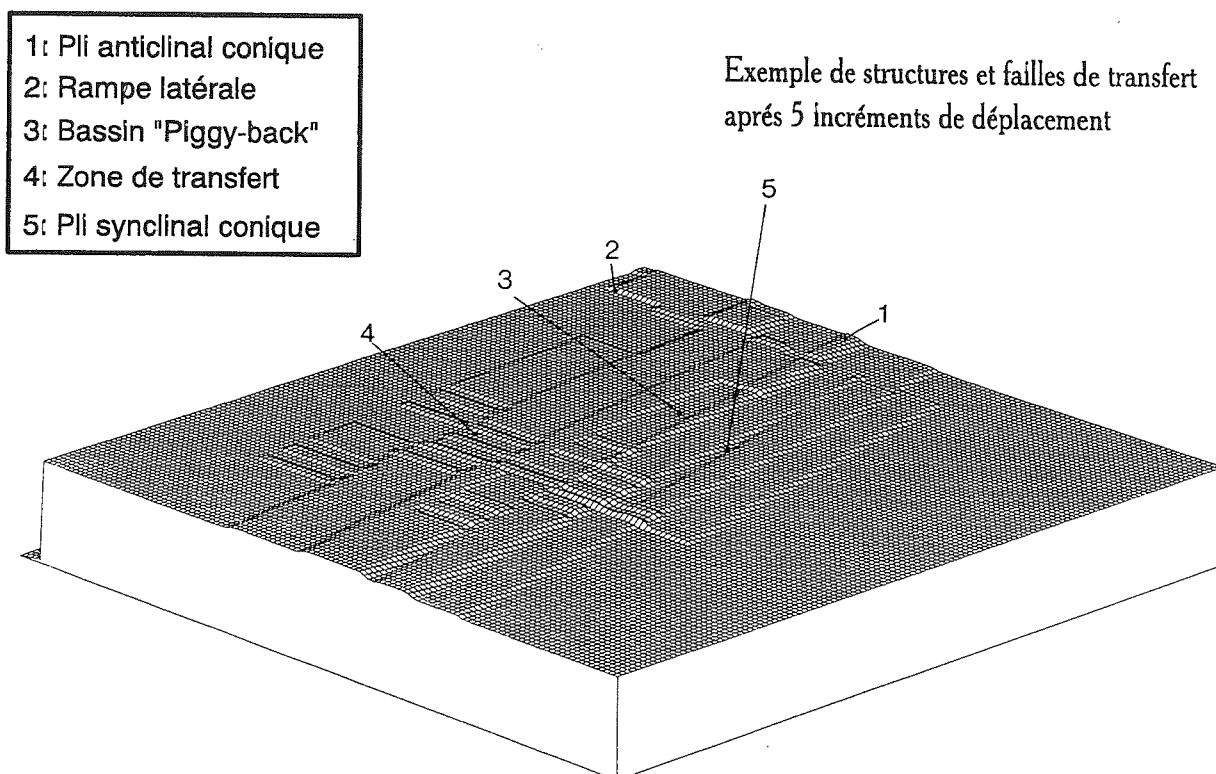


FIG. 7.- Exemple de structures interprétables après 2400 mètres de déplacement. La topographie du modèle révèle des structures interprétables après un faible taux de raccourcissement (5 incréments de 480 mètres). Cet exemple montre que pour certains paramètres mécaniques et / ou géométriques, que les zones internes ne sont pas systématiquement préférentiellement déformées dès les premiers incréments de raccourcissement.

5.3. Interprétation des blocs topographiques en terme de structures.

Pour un nombre d'incrémentés réduits, les topographies sont le reflet des structures et peuvent être facilement analysées. Après cinq incréments de déplacement (fig. 7), nous pouvons ainsi observer des plis anticlinaux de rampes (1) dus à la mobilisation successive des écaïlles du modèle, des rampes latérales (2) s'individualisant à la faveur de variations transverses dans la mobilisation des écaïlles et tronçonnant des plis antérieurement formés (4), des dépressions (3) limitées au front par un pli anticlinal conique (5) et latéralement par des rampes latérales. Au delà d'une dizaine d'incrémentés de déplacements les structures se superposent et l'histoire de la déformation n'est plus interprétable qu'en terme de séquence de propagation.

6.- CONCLUSION.

Les résultats obtenus par cette simulation numérique sont de plusieurs ordres. Le régime permanent lors du déplacement d'un prisme sur son avant-pays est constitué à la fois 1) par une accréation frontale de nouvelles écaïlles et 2) par des réactivations momentanées de failles transportées au sein du prisme. Avant d'atteindre son

régime permanent d'évolution, le prisme peut évoluer 1) soit lors d'une séquence prograde d'activation des écaïlles, 2) soit lors d'une séquence rétrograde d'activation des écaïlles. Celle-ci suit l'édification d'un premier relief isolé formé dans l'avant-pays. Ces deux types d'évolution, très différents dans les premiers incréments de la déformation, avaient déjà été reconnus lors des expériences analogiques [Mulugeta 1988].

Nos modélisations permettent cependant de souligner l'instabilité potentielle de ces deux types de séquences. Une variation de 5 à 7° dans le pendage du plan de décollement suffit à privilégier une séquence rétrograde plutôt qu'une séquence prograde ; de même une variation limitée dans la densité ou la taille du prisme est elle aussi sensible dans les séquences d'activation des écaïlles. Cette instabilité dans les séquences peut être à l'origine d'une évolution transverse des structures relativement complexe. Enfin il est à noter que la géométrie finie d'un prisme évolué, qui résulte de l'ensemble de l'histoire de la déformation, est beaucoup moins sensible aux variations des paramètres géométriques, et que son analyse ne permet pas de discriminer les séquences d'évolution parcourues.

PREMIERE PARTIE

METHODOLOGIE

CHAPITRE 4

ELABORATION D'UN MODELE NUMERIQUE DE STRATIGRAPHIE

Résumé .- Dans ce chapitre, un modèle numérique de stratigraphie est élaboré. Les systèmes chevauchants présentent en effet la caractéristique de développer des bassins soit au front de la structure (bassin d'avant-pays) soit au toit même des écaillés qui les constituent par subsidence différentielle (bassins transportés). La géométrie et le remplissage de ces bassins dépend des phénomènes superficiels auxquels est soumis le système ainsi que de son activité tectonique. Lors d'études expérimentales des systèmes fluviaux, des classes de pentes corrélées avec les faciès ont été mises en évidence par certains auteurs. Cette quantification permet ainsi d'avoir un aperçu du système fluvial à partir des pentes à l'instant du dépôt des sédiments dans les bassins. Un algorithme annexe au modèle numérique du chapitre I où interagissent tectonique et phénomènes superficiels a été développé et permet d'y déterminer la stratigraphie. La succession des corps sédimentaires est calculée à partir de la géométrie de déformation finie des éléments composant le modèle numérique. L'épaisseur, l'âge et la nature des sédiments dans les bassins sont ainsi caractérisés et mis en relation avec l'histoire du système chevauchant.

Mots clés .- bassins d'avant-pays, bassins transportés, stratigraphie, environnement de dépôt, modèle numérique.

1.- INTRODUCTION

Dans les systèmes chevauchants de type "folds and thrusts belts" les conditions de localisation de la déformation sont gouvernées par l'interaction de la tectonique et des phénomènes superficiels. Cette localisation de la déformation crée ainsi des bassins remplis par les produits de l'érosion du système. L'organisation spatiale et temporelle des corps sédimentaires constituant le bassin d'avant-pays et les bassins transportés reflètent donc l'histoire tectonique du système chevauchant et permet d'apprécier l'influence de divers paramètres (temporels, géométriques et mécaniques) contrôlant l'orogène. De nombreux travaux ont déjà abordé la question du remplissage de ces bassins. Ainsi Burbank [1992] et Heller *et al.*, [1988] mettent en relation la migration de dépôts centres du bassin d'avant-pays vers les zones externes avec un arrêt de l'advection tectonique à l'arrière couplé à un rebond isostatique du substratum (fig. 1). Roure *et al.*, [1990] propose, dans le cas de la chaîne de l'Apennin, des relations entre structures et dépôts dans les bassins transportés avec l'activité tectonique d'écaillés chevauchantes (fig. 2). Au point de vue de la caractérisation des faciès de dépôts dans les bassins d'avant-pays, Flemings et Jordan [1989] proposent un modèle numérique en deux dimensions tenant compte de nombreux paramètres (compensation isostatique, vitesse de raccourcissement, capacité de transport). Ce modèle aboutit à des séquences de dépôts types de ces bassins qui permettent d'apprécier quantitativement l'influence de nombreux paramètres. Les types de faciès utilisés

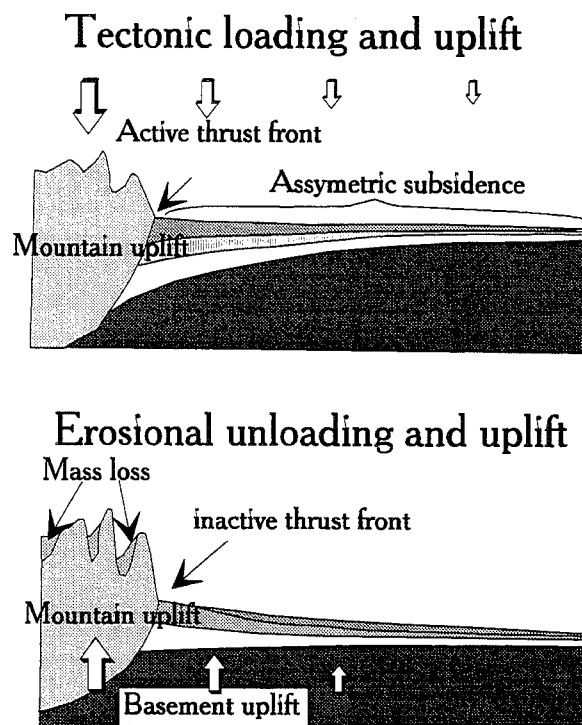


FIG. 1.- Contrôle de la tectonique et de la compensation isostatique sur la sédimentation dans un bassin d'avant-pays [d'après Burbank, 1992].

dans ce modèle dépendent de la pente locale au moment du dépôt des sédiments. La stratigraphie prédite est le reflet de l'énergie du dépôt en considérant la source

comme litholo-giquement homogène et chaque type de faciès correspond à une classe de pente [Schumm et Khan, 1972].

Notre modèle numérique présente les caractéristiques nécessaires à ce type d'approche. Les phénomènes superficiels étant modélisés en 3D, les caractères sédi-

[Anhert, 1970].

L'action, simulée par une équation de diffusion, des phénomènes superficiels conduisant à l'érosion des reliefs et au remplissage des bassins est une approximation suffisante pour les environnements semi-arides à humides [Ahnert, 1970 ; Todten, 1976] ou quand une érosion se produit sous l'effet de précipitations dans des matériaux meubles [Kooi et Beaumont, 1994].

Cette équation de diffusion est celle proposée en partie par Beaumont *et al.*, [1992] et par Martinez [1993] dans des modèles en trois dimensions:

$$\delta h / \delta t = K_s \nabla^2 h$$

où:

K_s est la capacité de transport (m^2/an)

h est l'altitude des points considérés (mètres).

t est le temps (années).

Cette simulation s'effectue sur une grille de discrétisation de la topographie. L'érosion est ainsi appliquée aux escarpements de la topographie (anticlinaux de rampes, zones de transfert, rampes latérales) créés par les déplacements des écaïlles au sein du modèle numérique. Les produits de cette érosion sont alors transportés jusqu'à une zone de faible pente où le transport devenant nul, la sédimentation détritique s'effectue.

Néanmoins ce modèle n'est applicable que pour des transferts de masses à courte distance, c'est à dire pour des systèmes chevauchants ne présentant à leur toit que des structures dont les bassins versants sont géographiquement limités. Ceci est bien illustré par le système Siwalik, bassin d'avant-chaîne de l'Himalaya.

Mais le transfert des volumes érodés depuis l'ensemble d'une chaîne jusqu'à ses bassins les plus distaux implique l'utilisation d'une loi de transfert de volumes à longue distance. Pour ce faire un algorithme supplémentaire de calcul de réseau de drainage sur les topographies produites par le modèle serait nécessaire. Les transferts de masse à courte distance simuleraient ainsi les apports détritiques des affluents du réseau fluvial principal.

3.- MODELE DE FACIES DE SEDIMENTATION

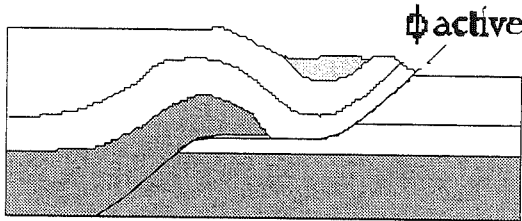
En considérant une masse entrante constante en flux et en caractéristique physique (même nature, même taille de grain) dans un système fluvial, Schumm et Khan [1972] ont proposés trois classes de pentes (fig. 3) caractérisant des types de dépôts d'après des expériences en laboratoire de transport fluviales.

i) la classe des réseaux rectilignes dont la pente de dépôt est inférieure à 0,14 degrés,

ii) la classe des réseaux méandriformes entre 0,14 et 0,74 degrés,

iii) la classe des réseaux anastomosés entre 0,74 et 1,4 degrés.

STEP 1



STEP 2

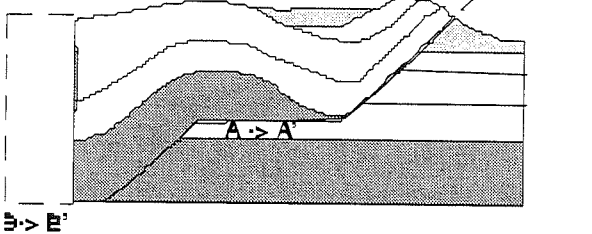


FIG. 2.- Migration de dépôt-centre dans un bassin transporté en relation avec la mise en place progressive d'un chevauchement [d'après Roure *et al.*, 1990].

mentaires des remplissages ne sont pas uniquement dépendants de la géométrie en amont dans le système chevauchant mais témoignent également de l'activité latérale des phénomènes.

Toutes les géométries sont connues à tous les incréments de raccourcissement tectonique. Dans ce chapitre je présente un algorithme supplémentaire mis au point afin de prendre en compte les géométries de déformation finie et isoler parmi les résultats calculés l'épaisseur, la nature et l'âge des faciès sédimentaires dans les bassins. Les fichiers produits par cet algorithme sont au format ASCII et sont compatibles avec le logiciel STRATCOL (logiciel en freeware programmé en Turbo Pascal par Peter L. Guth) dont la finalité est le dessin de colonnes stratigraphiques.

2.- MODELE DE TRANSPORT SUPERFICIEL

De nombreux auteurs ont proposés divers modèles [Flemings & Jordan, 1989 ; Coakley & Watts, 1991 ; Pepper, 1993] dans lesquels la géométrie des sédiments déposés dépend de paramètres physiques. L'un des facteurs fondamentaux pour décrire le régime sédimentaire est la pente à l'instant de dépôt. Si l'on ne tient compte que de ce facteur, il est possible de décrire la distribution des sédiments dans un bassin en utilisant une loi de diffusion fonction d'un seul coefficient de transport

Cette classification de pentes est notre base de discrémiation des faciès sédimentaires. Flemings et Jordan [1989] utilisent des valeurs de classes de pentes différentes pour caractériser ainsi les dépôts sédimentaires dans le bassin d'avant-pays. D'autres auteurs [Lane, 1957 ; Leopold et Wolman, 1957 ; Ackers et Charlton, 1971] fixent cependant d'autres limites de classes de pentes en fonction du débit des systèmes (fig. 4). Néanmoins les faibles pentes des droites séparant les domaines de type de réseaux (fig. 4) montre que ces séparations sont peu influencées par le débit. Seule la transition réseaux méandriformes / anastomosés montre une forte dépendance vis à vis du débit. Cette pente de transition entre réseaux méandriformes et anastomosés peut varier d'un facteur 10 en fonction du débit.

Nous avons associé les valeurs de classes de pentes avec une échelle de faciès granocroissante. Ainsi aux classes les plus fortes sont associés les faciès les plus grossiers et aux classes les plus faibles les faciès les plus fins.

Cinq types de faciès sont définis:

- i) les très fins
- ii) les fins
- iii) les moyens
- iv) les grossiers
- v) Les très grossiers

Cet échantillonnage est le reflet des faciès rencontrés généralement dans les bassins d'avant-pays et les prismes d'accrétion soumis à des conditions intra-continentales [Delcaillau, 1987]. Les dépôts fins caractérisent

ainsi les dépôts distaux du système alors que les plus grossiers caractérisent les sources d'approvisionnement proximale.

On définit ainsi sur des colonnes stratigraphiques les arrangements sédimentaires en termes de granotendances.

4.- ALGORITHME.

Le modèle numérique utilisé est défini par une grille régulière de 125 points par 125 points pour une longueur totale de chaque bordure de 60 kilomètres. La taille des mailles élémentaires (480 mètres de côté) discrétise à la fois les topographies générées et les déplacements des écaïlles tectoniques au sein du prisme.

Chaque colonne stratigraphique est tout d'abord localisée en coordonnées cartésiennes sur la grille topographique du dernier incrément de raccourcissement. Les colonnes stratigraphiques sont définies par une suite de relevés qui correspondent à un incrément de raccourcissement. Chaque relevé caractérise un corps sédimentaire par sa nature, son épaisseur et son âge. L'épaisseur se calcule par différence d'altitude entre le toit et le mur du corps sédimentaire. La nature est déterminée en repositionnant le point de relevé sur les paléotopographies grâce à l'histoire tectonique du système.

4.1. Détermination de l'âge des corps sédimentaires.

L'âge est donnée par une relation linéaire entre le raccourcissement et la vitesse tectonique.

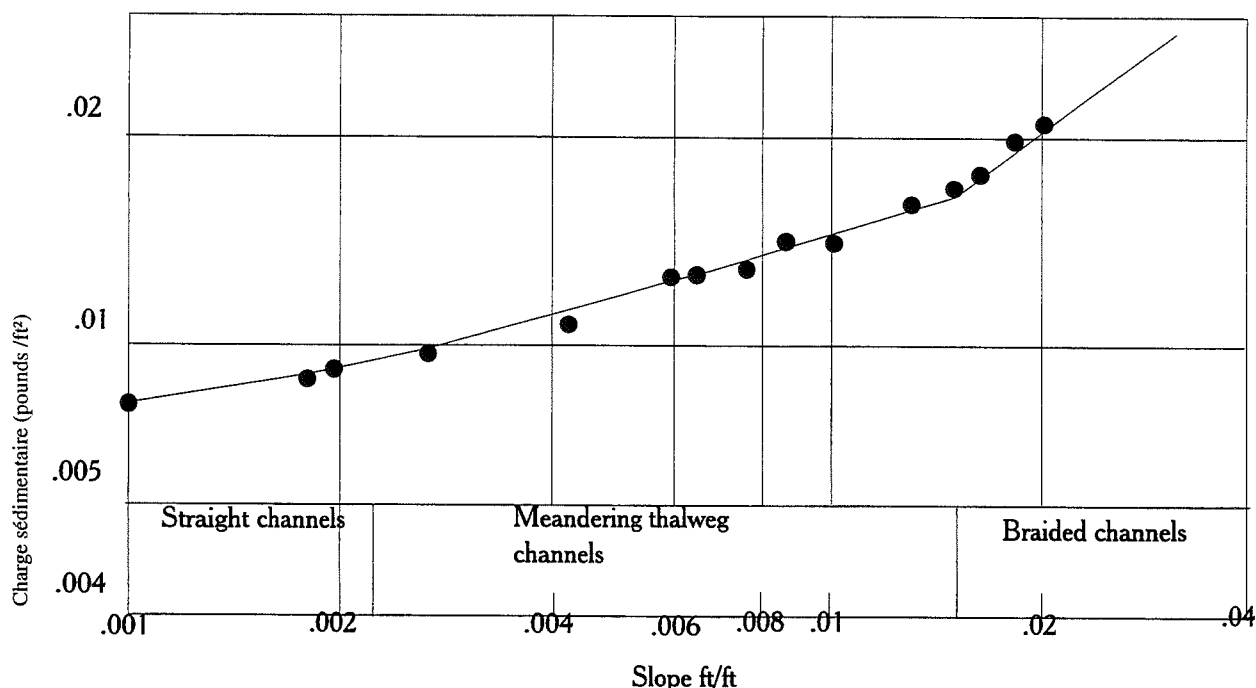


FIG. 3.- Relation entre la charge sédimentaire et la pente [Schumm & Khan, 1972].

$$T = L / (Vt \times 10^{-2})$$

où

T est la durée modélisée (en années),

L est le raccourcissement total imposé à l'arrière du système (en mètres),

Vt est la vitesse tectonique (en cm / an).

Dans nos modélisations le raccourcissement imposé à chaque incrément est constant et pour un même nombre d'incrément de raccourcissements et la période modélisée varie selon la vitesse tectonique imposée.

Chaque incrément de raccourcissement correspond donc à un âge dans l'histoire tectonique du modèle. Au point de vue algorithmique, le programme cale les âges par l'index des topographies successives dans une boucle. La valeur de la variable contrôlant la boucle est facilement convertie en variable de type caractère réutilisée au moment de l'écriture des fichiers.

4.2. Détermination de l'épaisseur des corps sédimentaires

L'épaisseur des corps sédimentaires est calculée par différence d'altitude entre le mur et le toit du corps. Ces deux limites sont géométriquement définies par la reconstitution de blocs topographiques calculés par l'empilement de chaque écaïlle tectonique à chaque incrément de temps sur la géométrie de déformation finie de leur autochtone relatif.

En se déplaçant sur son autochtone relatif, chaque écaïlle du système présente des déformations (anticlinaux de rampes et / ou synclinaux) susceptibles d'être érodés ou remplis par les produits d'érosion. De plus les dépôts les plus précoces peuvent être chevauchés tardivement par les structures du système soit au front du système, soit dans les bassins transportés par une écaïlle plus interne. Afin de tenir compte de ces phénomènes pour chaque point de relevé, l'algorithme effectue les calculs par deux boucles imbriquées. La première concerne le numéro d'écaïlle, la seconde, l'incrément de temps considéré. Le programme vérifie ainsi l'existence de dépôts sédimentaires au toit de chaque écaïlle pour tous les incréments de temps. Les résultats placés dans des tableaux sont ajoutés au fichier du point de relevé à chaque nouvelle écaïlle tectonique rencontrée.

La présence et les épaisseurs des corps sédimentaires sont ainsi connues et permettent d'apprécier les tendances strato-croissantes ou décroissantes des remplissages sédimentaires et d'éventuelles périodes sans dépôt.

4.3. Caractérisation des faciès

La caractérisation des faciès sédimentaires est effectuée grâce au calcul des paléopentes. Afin de replacer l'emplacement du relevé stratigraphique, une procédure lit l'histoire tectonique de chaque écaïlle du système. Pour un incrément considéré (et donc pour une géomé-

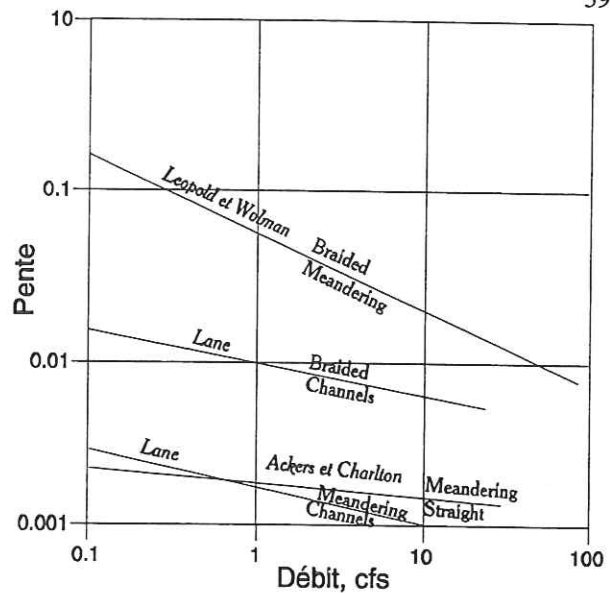


FIG. 4.- Relation entre pente et débit et seuil de pentes pour chaque débit selon Lane [1957], Leopold et Wolman [1957] et Ackers et Charlton [1971].

trie de déformation finie) on connaît la valeur du déplacement déjà effectué sur chaque faille. Lors du calcul de l'épaisseur du dépôt, si la valeur déduite est non nulle, l'algorithme calcule pour chaque écaïlle (via le fichier de la séquence de propagation des failles) quelle est la valeur du déplacement entre l'incrément de raccourcissement considéré et le raccourcissement final. La valeur ainsi obtenue permet de rétrodéplacer la coordonnée X de l'emplacement du relevé. La topographie précédente l'incrément de temps considéré est alors chargée via un pointeur pointant dans un tableau alloué en mémoire dynamique sur la coordonnée rétrodéplacée. Le calcul de pente est alors effectué.

Ce calcul de la paléopente se fait par la détermination de la valeur de la composante verticale du vecteur normal au plan de régression formé par les quatre plus proches points cardinaux de l'emplacement du relevé sur la grille de discrétisation [Steyn, 1986]. Le résultat exprimé en dixième de degré est calculé par:

$$P_{ij} = (2L^2) / (L(2((Z_{ij} - Z_{i+1,j+1})^2 + (Z_{i+1,j} - Z_{i,j+1})^2 + 2L^2)^{0.5}))$$

$$\text{Pente}_{ij} = \text{Arctan}((1 - P_{ij}^2)^{0.5} / P_{ij})$$

5.- PROCEDURES

Les grilles de discrétisation des phénomènes sont les mêmes que celles utilisées par le programme PRISME dans le premier chapitre de cette partie. Les procédures de lecture des grilles sont donc équivalentes. L'architecture du programme repose sur l'étude de toutes les données (temps, géométrie, faciès sédimentaire) pour tous les incréments de déplacement. Les calculs commencent par la détermination de l'épaisseur des dépôts. Un tableau peut être alloué en mémoire dynamique pour chaque grille:

```
READ(F,DESSUS^.TAB[COMPT,COMPT1]); (INSTANT T)
```

Enregistrement sédimentaire dans les bassins transportés

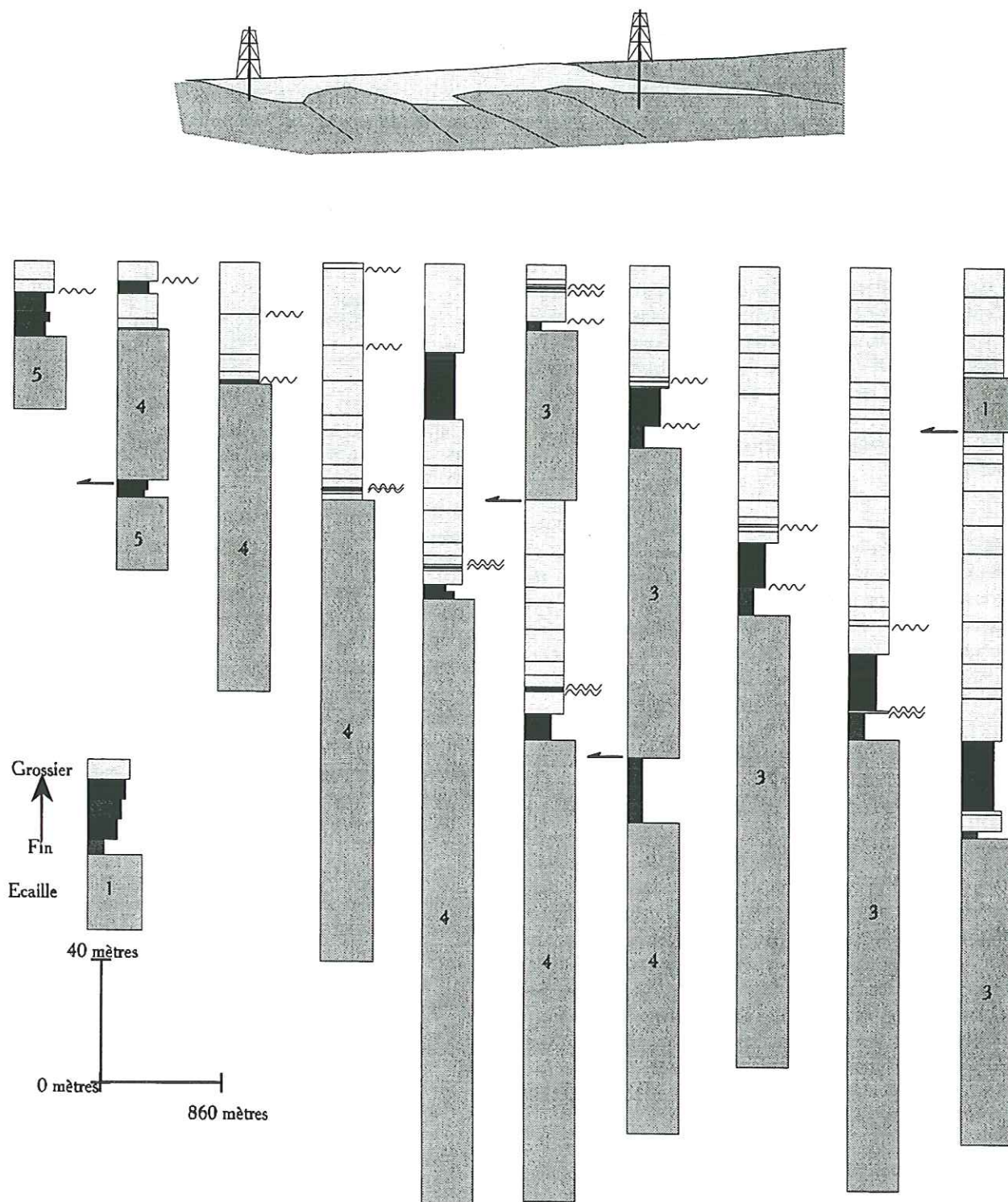


FIG. 5.- Exemple d'enregistrement stratigraphique dans un bassin transporté. Les faciès sédimentaires les plus fins marquent généralement le début de l'enregistrement sédimentaire. Les intervalles rapides de faciès grossiers montrent systématiquement des discordances et sont caractéristiques d'une tectonique locale et superficielle.

```
READ(F,DESSOUS^.TAB[COMPT,COMPT1]); (INSTANT
T-1)
```

Dans le cas des épaisseurs des corps sédimentaires, les calculs se feront par la différence de deux altitudes entre ces deux pointeurs.

De T_1 à T_{final} , les valeurs de l'épaisseur des dépôts

sont conservés en mémoire dans un tableau (EP[Temps]).

Ce premier calcul permet de poser des conditions pour la suite des procédures. Dans un soucis d'optimisation, les calculs de paléopentes ne sont effectués que si l'épaisseur des dépôts à l'instant considéré est non-nulle. Si la valeur de la pente de dépôt est calculée,

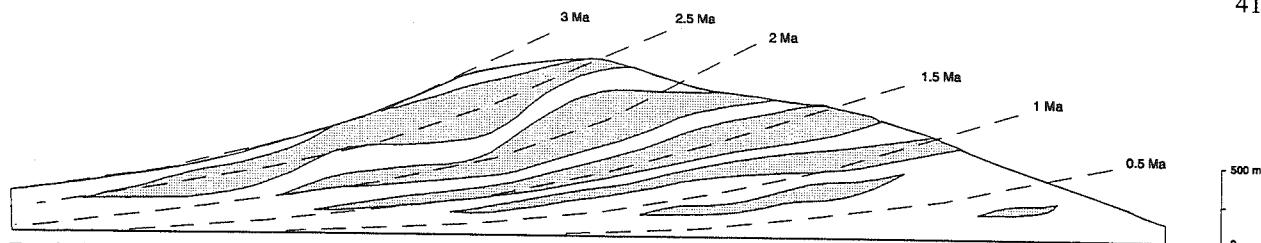


FIG. 6.- Stratigraphie prédite dans un avant-pays [Leturmy, 1994].

elle est stockée dans un tableau unidimensionnel (PENTE [Temps]). Les valeurs de pentes et d'épaisseurs servent ensuite pour le codage des données afin qu'elles soient interprétables par le logiciel STRATCOL.

Le codage comporte deux parties principales :

i) dans un premier temps, on traite par classes de valeurs l'épaisseur des dépôts afin d'attribuer les chaînes de caractères nécessaires à leur traitement.

ii) dans un second temps, les classes de pentes se voient attribuer un numéro de code correspondant à deux chaînes de caractères. La première sert à déterminer le figuré utilisé pour le dessin de la colonne stratigraphique, l'autre correspondant à la nature de sédiments.

Le codage est appliqué pour tous les incréments de temps et les chaînes de caractères sont ainsi ajoutées au fichier et à mesure dans le fichier correspondant au relevé.

Ce fichier est ensuite fermé et les calculs sont de nouveau effectués pour l'échelle plus externe à concurrence du nombre d'échelles défini dans le modèle. Les résultats sont ajoutés en mode append à la fin du fichier avant de calculer si besoin est, la stratigraphie d'un nouveau point de relevé.

6.- CONCLUSIONS

Le modèle numérique présenté bien que discrétisant les dépôts dans le temps, permet d'appréhender les bassins transportés (fig. 5) en termes de stratigraphie avec des tendances analysables : la strato-croissance ou décroissance, les tendances en termes de granoclasement, et connaissant systématiquement l'âge de chaque corps sédimenté d'éventuelles discordances. Les résultats dans les bassins transportés et le bassin d'avant-pays (fig. 6) montrent également les rapports entre les lignes temps et les limites de faciès.

PREMIERE PARTIE

METHODOLOGIE

CHAPITRE 5

TRAITEMENT MORPHOMETRIQUE DE MODELE NUMERIQUE DE TERRAIN AU FORMAT SURFER.

Résumé:

La topographie est souvent le support des représentations géologique. Mais de plus en plus cette topographie n'est plus seulement fournie sur papier mais sous forme de données numériques appelée Modèle Numérique de Terrain. Ce type de données permet des calculs automatiques d'informations morphométriques tels que le pente et l'exposition. Ces informations sont alors un complément d'informations pour perfectionner un modèle géologique. De plus, les modèles numériques présentés dans les paragraphes précédents fournissent des topographies sous forme de MNT. Afin comparer aisément ces topographies virtuelles à celle des structures naturelles, nous proposons un outil simple et ergonomique qui produit de tels fichiers ASCII compatibles avec la version 5.00 de Surfer (Ó Golden Software) pour Windows.

1.- INTRODUCTION

Un MNT est un fichier numérique contenant les côtes d'un champ d'altitudes connues aux noeuds d'une grille régulière. Ces noeuds étant régulièrement espacés il est donc possible à partir d'un MNT de calculer un certains nombres de fichiers dérivés mettant en valeur des caractères morphologiques ou morphométriques. La numérisation permet ainsi à partir de données de base (topographie) d'extraire différentes représentations ou fichiers dérivés : cartes de pentes, d'expositions, de drainage.

Ces fichiers dérivés représentent une mesure locale des propriétés morphologiques du champs d'altitudes. Ces fichiers dérivés étant calculés à partir de la grille du MNT, ils sont donc directement superposables et comparables. Quel que soit le fichier traité, il est toujours possible de déterminer et de visualiser des classes de valeurs (pentes, expositions) sélectionnées sur l'image et d'en réaliser une étude statistique.

Les grilles régulières sont obtenues après interpolation sous SURFER (© Golden Software) de points enregistrés par la saisie des courbes de niveau (fig. 1) d'une carte topographique à l'aide d'une table à digitaliser. Cette interpolation consiste à intercaler dans une suite de valeurs connues, une ou plusieurs valeurs déterminées par le calcul et non par l'observation. Aussi la saisie d'un nombre insuffisant de courbes de niveau

entraîne des interpolations trop importantes et l'apparition d'artéfacts, préjudiciables à l'établissement de grilles topographiques correctes. Il devient alors difficile d'individualiser les linéations, ruptures de pente, etc..., pouvant être directement liés à un phénomène géologique.

L'algorithme que nous proposons traite les informations morphométriques contenues dans une topographie et fournit des éléments pour quantifier la morphologie et représenter les signatures associées.

2.- CALCUL DES FICHIERS DERIVES.

2.1. Calcul des classes de pentes

Le calcul de la pente prend en compte la composante verticale du vecteur normal au plan de régression le plus proche des quatre points du MNT délimitant la maille [Stein, 1976].

Soit P le pas du MNT en mètres (longueur totale du MNT / nombre de points) et $Z_{i,j}$ l'altitude en mètres du point de référence de la cellule élémentaire considérée.

$$\text{Pente}_{i,j} = \text{ArcTan} \left(\frac{(1 - (2P^2 / (P \cdot (2 \cdot ((Z_{i,j} - Z_{i+1,j+1})^2 + (Z_{i+1,j} - Z_{i,j+1})^2) + 2P^2)^{1/2}))^2) / (2P^2 / (P \cdot (2 \cdot ((Z_{i,j} - Z_{i+1,j+1})^2 + (Z_{i+1,j} - Z_{i,j+1})^2) + 2P^2)^{1/2}))}{(1 - (2P^2 / (P \cdot (2 \cdot ((Z_{i,j} - Z_{i+1,j+1})^2 + (Z_{i+1,j} - Z_{i,j+1})^2) + 2P^2)^{1/2}))^2) / (2P^2 / (P \cdot (2 \cdot ((Z_{i,j} - Z_{i+1,j+1})^2 + (Z_{i+1,j} - Z_{i,j+1})^2) + 2P^2)^{1/2}))} \right)$$

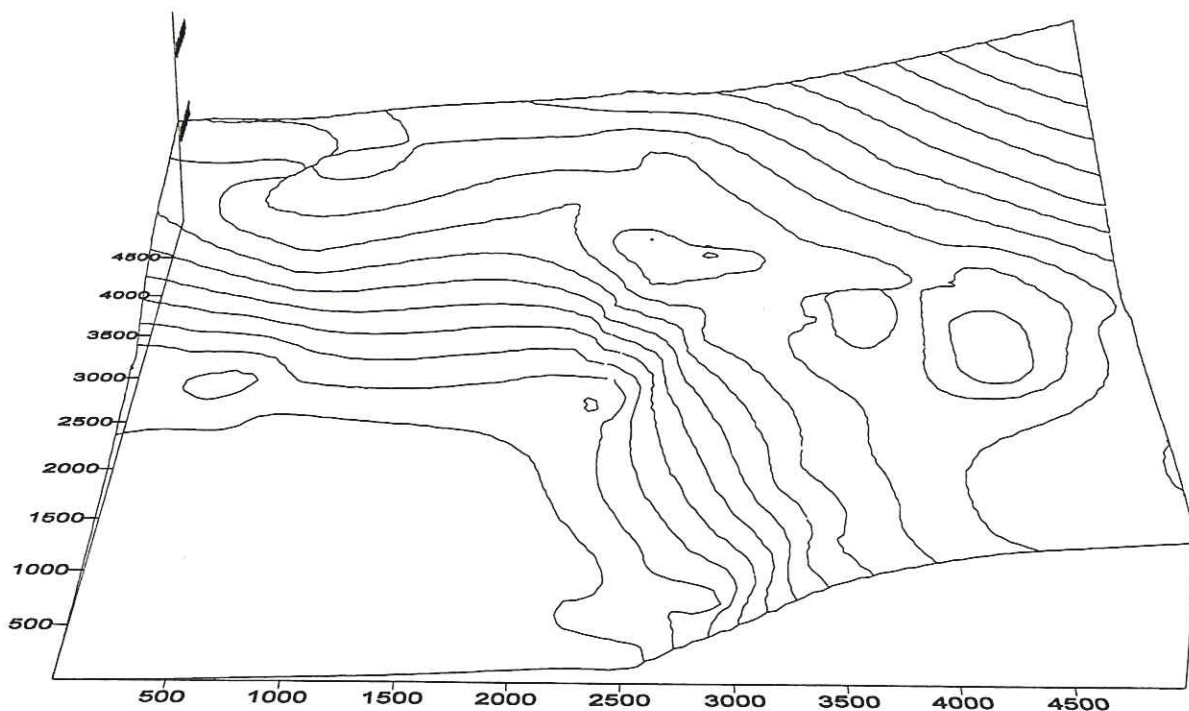
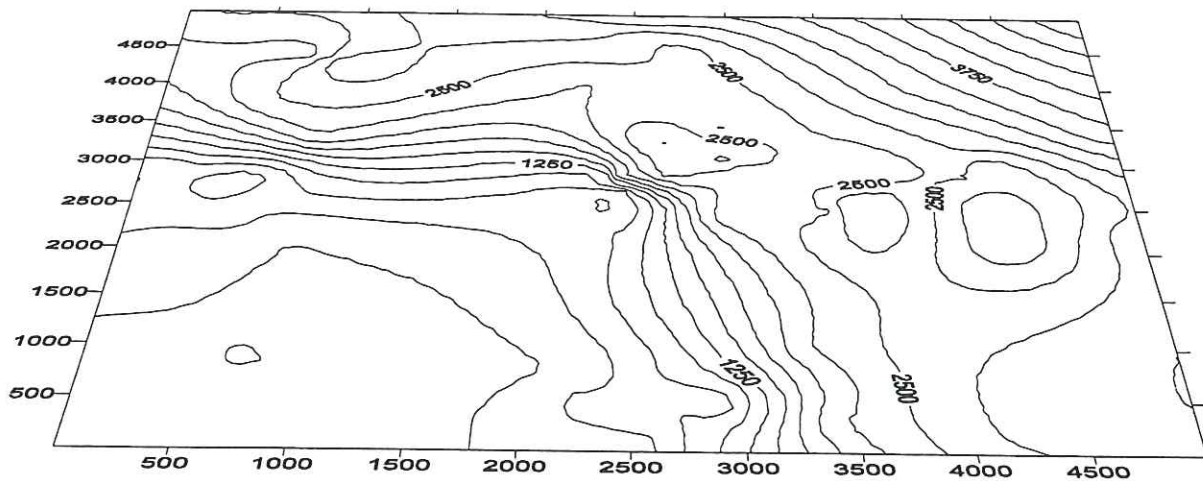


Fig. 1.- Grille topographique interpolée d'après des données digitalisées de la carte topographique correspondante.

2.2. Calcul des classes de répartition spatiale des versants (exposition).

Le calcul de l'exposition prend en compte la composante horizontale du vecteur normal au plan de régression le plus proche des quatre points du MNT délimitant la maille [Stein, 1976].

$$\begin{aligned} Ax &= (Z_{ij} - Z_{i+1,j+1} - Z_{ij+1} + Z_{i+1,j}) \\ Ay &= (Z_{i+1,j+1} - Z_{ij+1} + Z_{i+1,j}) \\ \text{si } Ay > 0 \text{ alors } E_{ij} &= \text{ArcTan}(Ax/Ay) \text{ sinon } E_{ij} = 0. \end{aligned}$$

avec:

Z_{ij} : altitude du point de référence de la cellule élémentaire considérée (en mètres). Les valeurs sont comprises entre -180 et 180 degrés.

3.- ALGORITHME

Le langage de programmation utilisé est le Turbo Pascal pour Windows (© Borland). Les processus élémentaires sont programmés indépendamment sous forme de procédures articulées autour d'une architecture objet événementiel. Cette programmation sous windows permet de visualiser immédiatement le résultat sous SURFER (© Golden Software).

3.1. Importation et sauvegarde des fichiers.

Les fichiers importés et sauvegardés sont des fichiers au format ASCII compatibles avec le logiciel SURFER (© Golden Software). Ils sont composés d'une en-tête et d'une série séquentielle de points correspondant à la va-

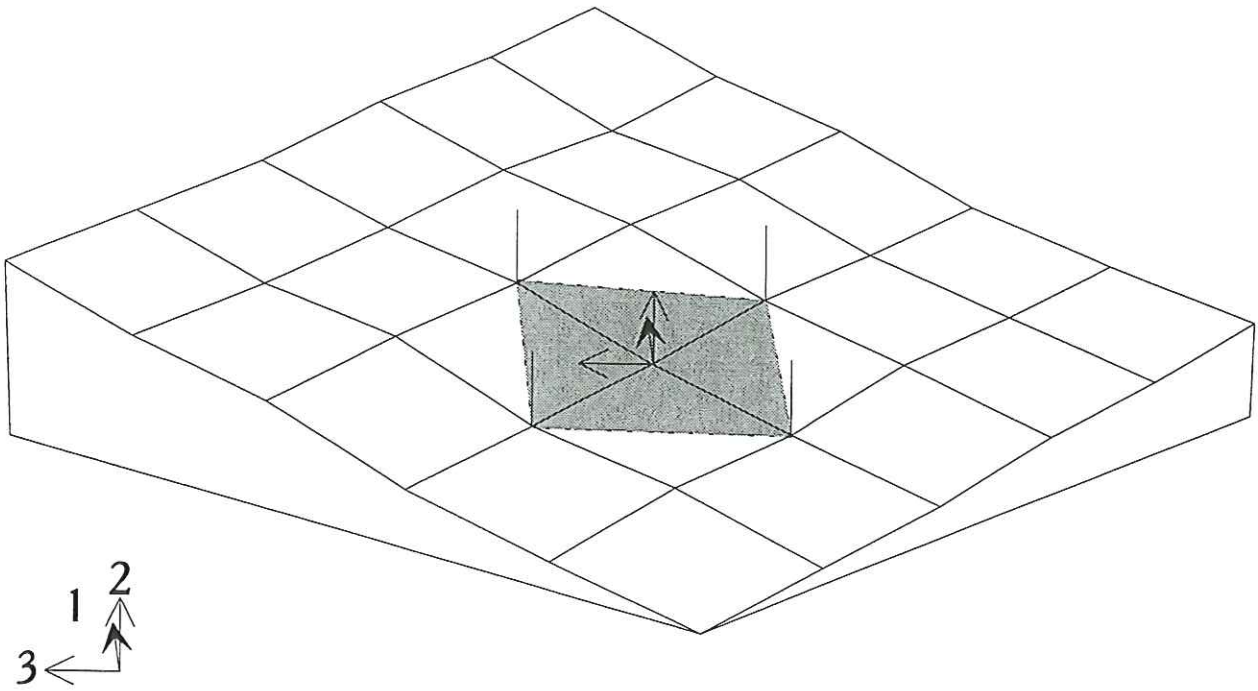


FIG. 2. - Définition d'un plan de régression défini par les quatre plus proches voisins d'un point central. La composante horizontale (3) du vecteur normal (1) à ce plan est pris en compte pour le calcul des classes d'exposition. La composante verticale (2) est utilisée pour le calcul des classes de pentes

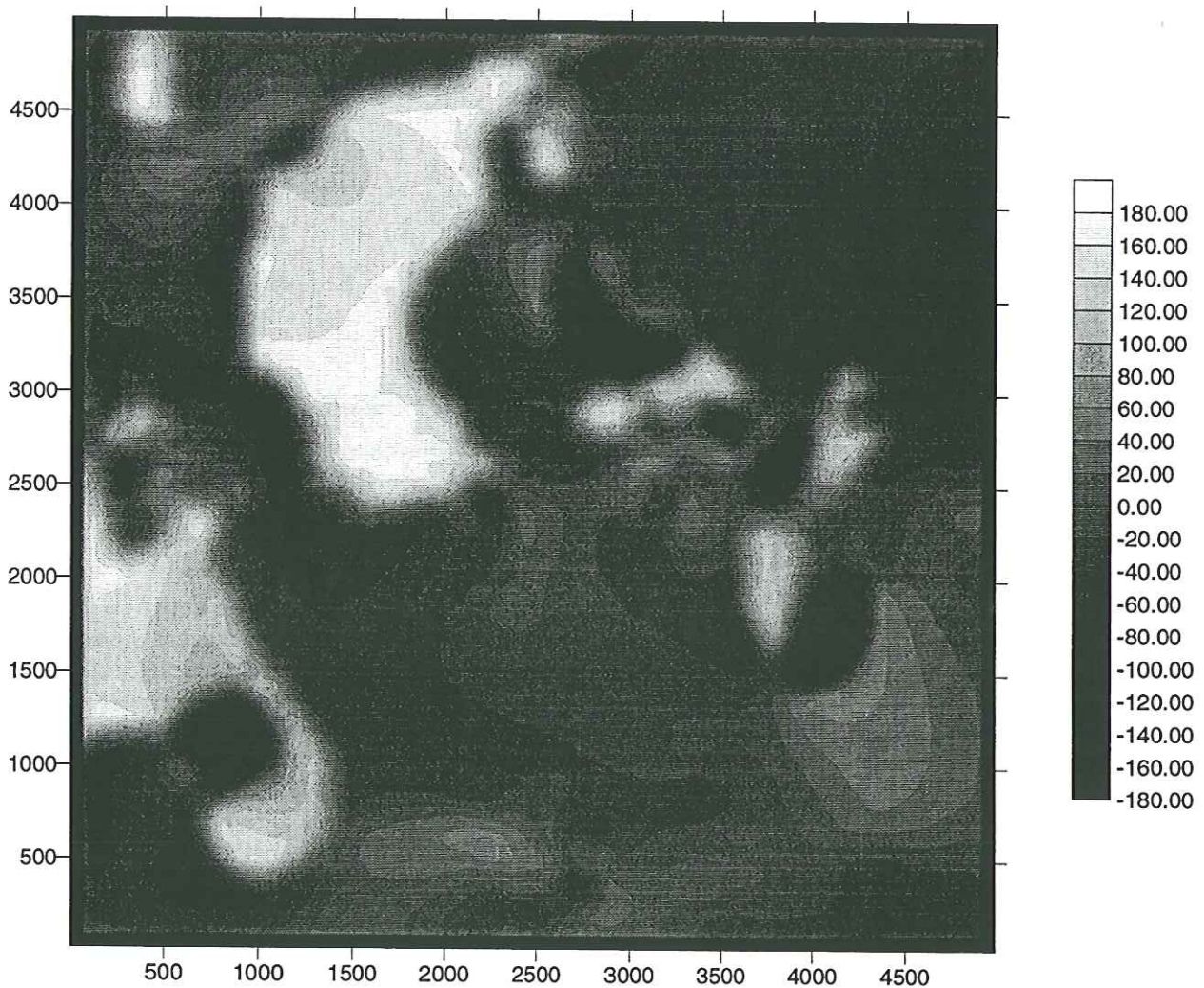


FIG. 3. - Carte de répartition de classes d'expositions tous les vingt degrés. Le traitement fait apparaître les aspérités du relief.

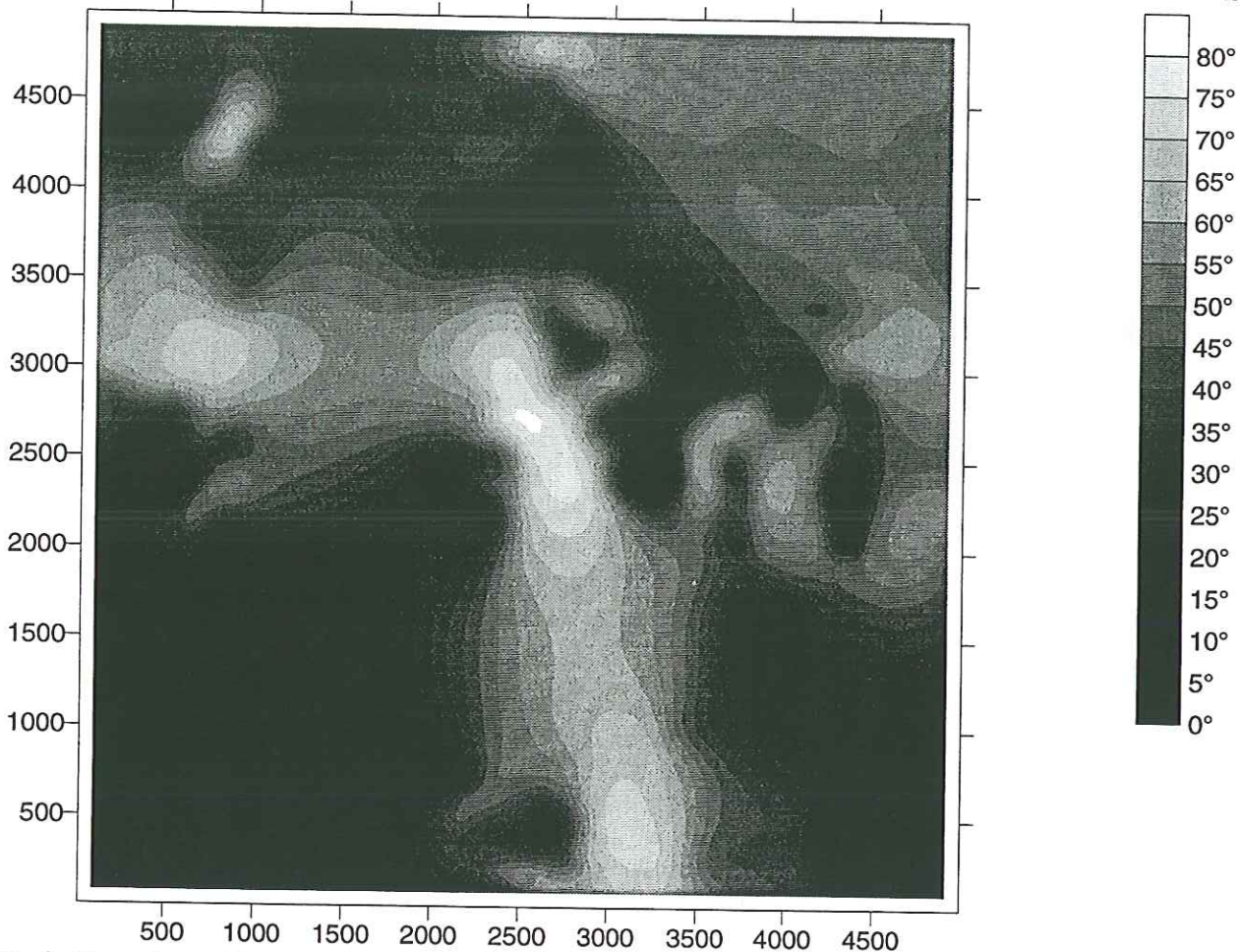


Fig. 4.- Carte de la répartition des classes de pentes de la topographie de 5 degrés en 5 degrés.

leur sur l'axe vertical des points considérés (altitude ou épaisseur). L'en-tête se compose de cinq lignes représentant le format, le nombre de lignes et de colonnes et successivement les valeurs minimum et maximum de la longueur, de la largeur et de l'altitude du modèle. La suite du fichier se compose alors d'une suite d'altitude ($Z_{x(1),y(1)} \dots Z_{x(1),y(j+1)} \dots Z_{x(1),y(jmax)}; Z_{x(i+1),y(1)} \dots Z_{x(i+1),y(j+1)} \dots Z_{x(i+1),y(jmax)}; Z_{x(max),y(1)} \dots Z_{x(max),y(j+1)} \dots Z_{x(max),y(jmax)}$). Chaque fichier de notre modèle correspond à une grille de 125 x 125 points maximum. Ces points sont régulièrement espacés.

La grille de la topographie discrétisée est chargée dans un tableau de réels au format single. Ce tableau est alloué en mémoire dynamique. Le programme calcule par lignes et par colonnes la valeur locale de la caractéristique morphologique voulue de toutes les mailles élémentaires de la grille topographique. La topographie est contenue dans `topo^` pointant sur `Tab[lines, rows]` et les résultats des calculs sont placés dans `Calc^` pointant sur `Tab[lines, rows]`.

3.2. Classes d'exposition

Le résultat du calcul des classes d'exposition, exprimé en degré, peut être enregistré directement ou voir ses valeurs traitées en une, deux ou quatre classes avant l'enregistrement (fig.3) afin de faciliter la manipulation

et la visualisation des images sous SURFER. Le traitement en quatre classes isole les versants de la topographie tournés vers le nord, le sud, l'est et l'ouest. Le traitement en deux classes permet de séparer des versants exposés perpendiculairement à une direction préférentielle. Enfin la classe unique permet de discriminer une classe d'exposition par un encadrement de valeurs définies par l'utilisateur. La valeur 0 est attribuée aux zones plates ou aux versants dont l'exposition n'est pas prise en compte par l'un ou l'autre des traitements.

3.3. Classes de pentes

Cette option permet de caractériser les pentes locales de la topographie. Les valeurs s'échelonnent de 0 à 90 degrés (fig. 4). Un traitement en deux classes permet de corréliser deux encadrements de valeurs de pentes sur la même image. La valeur -1 est affectée aux classes de valeurs non concernées par le traitement en deux classes.

3.4. Lissage des images calculées

De par le mode de calcul des interpolations, la topographie peut présenter des anomalies locales qui apparaîtront sous forme d'artefacts sur les images calculées. Ces images sont destinées à être exploitées par le

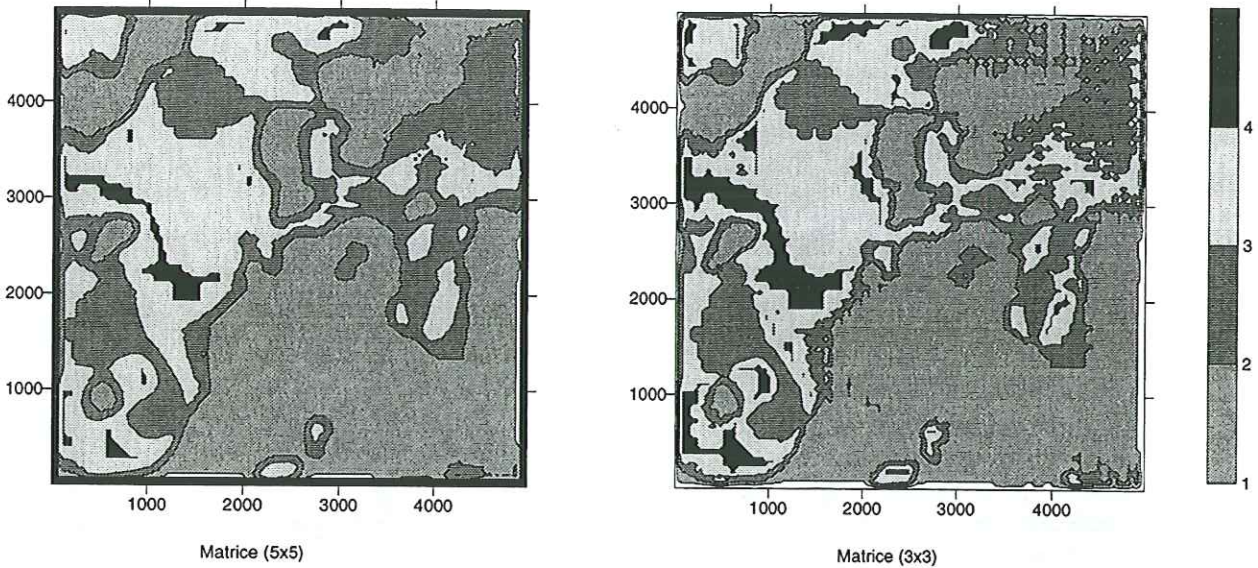


Fig. 5- Exemples d'application de filtres médians sur une carte de quatre classes d'exposition.

logiciel Surfer. Ce dernier n'étant pas un logiciel de traitement d'images mais de représentation cartographique, les fichiers calculés doivent présenter le minimum de ces anomalies afin de faciliter leur dessin. Pour cela une procédure de filtrage de type "Filtre Médian" est appliqué. Ce filtre est une matrice de n cotés (n étant défini par l'utilisateur) qui moyennent les altitudes des n^2 points dont les coordonnées sont comprises dans la matrice et applique le résultat au point correspondant aux coordonnées centrales de la matrice.

4.- CONCLUSION

L'algorithme que nous présentons permet de traiter à peu de frais certaines informations contenues dans une grille topographique numérique. Le principal intérêt de ce programme est de proposer un pré-traitement de données type MNT sur des zones cartographiquement peu étendues et d'en tester facilement la faisabilité en termes de résultats géologiques fondamentaux. Les résultats sont directement visualisables sous un logiciel

cartographique bien implanté sur le marché de la micro-informatique scientifique. De plus ce logiciel de visualisation est le même que pour les modèles numériques directs présentés dans I, II et III de cette partie. A la suite de ces développements méthodologiques, nous sommes donc en possession à la fois:

- d'algorithmes numériques directs permettant de créer des structures et des topographies virtuelles à partir d'un lot de paramètres mécaniques, géométriques et physiques,
- d'algorithmes de traitement de MNT permettant l'analyse de la topographie de structures virtuelles ou naturelles.

Nous allons donc dans la seconde partie de ce mémoire utiliser ces différents outils pour étudier le développement du prisme intra-continentale des Siwalik.

PREMIERE PARTIE

METHODOLOGIE

CHAPITRE 5

CONCLUSIONS

Une méthodologie permettant une modélisation numérique des systèmes chevauchants a été mise au point. Elle se fonde sur le couplage de phénomènes physiques modélisant le comportement mécanique de ces systèmes soumis à l'érosion et la sédimentation. Ces algorithmes entièrement originaux ont été développés en Pascal qui associe des facilités de gestion des fichiers ainsi que des possibilités importantes d'allocation de mémoire. Nous apprécions ainsi l'influence des phénomènes naturels mais également les effets de leur variation tant au point de vue morphologie qu'au point de vue de la réactivation des failles et du message sédimentaire qui les accompagne. Selon le modèle mécanique de Dahlen *et al.*, [1984], les valeurs du pendage du plan de décollement et celui de la topographie étant liés, la modification d'une des deux valeurs provoquera une modification dans l'évolution du système chevauchant.

Les principaux résultats des modèles numériques sont:

1) L'influence de la variation du K_s :

Les expériences réalisées montrent l'influence:

a) des volumes transférés du système chevauchant vers le bassin d'avant-pays. Un fort K_s favorise ce transfert et modifie ainsi la géométrie frontale de l'écaïlle la plus externe du système. En effet l'épaisseur de l'écaïlle frontale est affectée par l'érosion, et la géométrie de son substratum modifié par la sédimentation (fig. 1). Cette modification influence localement le régime de contrainte dans cette partie du prisme et régit ainsi les possibilités de réactivations de l'écaïlle la plus externe.

b) de la modification de la géométrie d'ensemble du

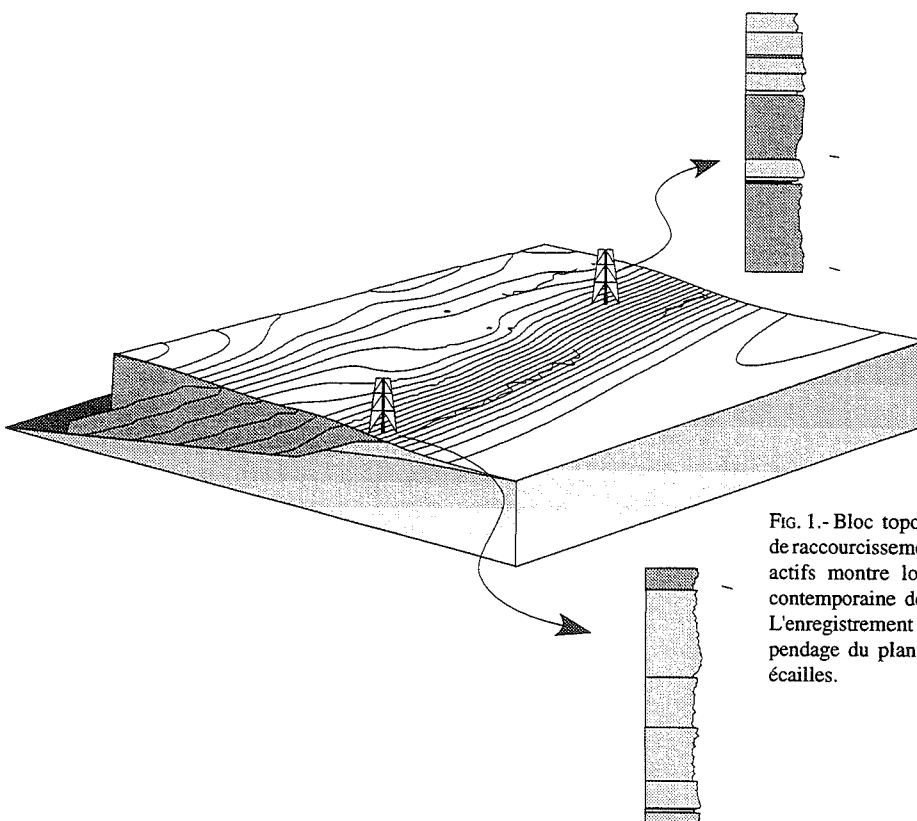


FIG. 1.- Bloc topographique calculé pour 14,4 kilomètres de raccourcissement. La localisation des chevauchements actifs montre lors du régime permanent l'activation contemporaine de zones internes et de zones externes. L'enregistrement sédimentaire est caractéristique a) du pendage du plan de décollement et de l'activation des écaïlles.

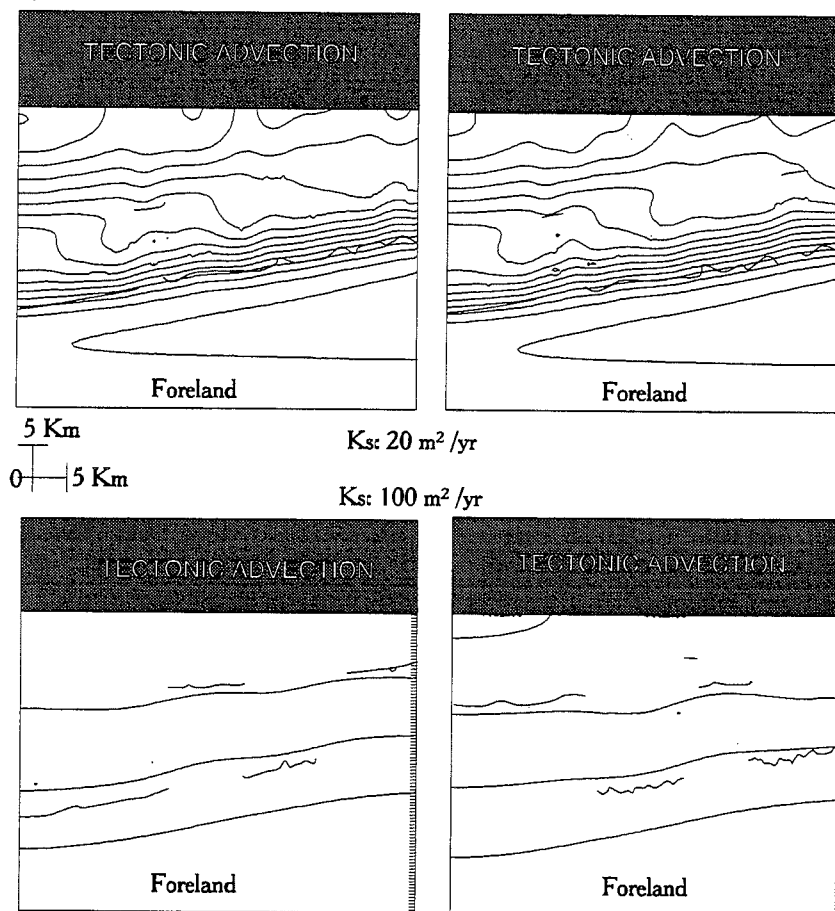


Fig. 2.- Localisation des chevauchements actifs entre deux incréments de déplacement pour des k_s de $20 \text{ m}^2/\text{an}$ (haut) et $100 \text{ m}^2/\text{an}$ (bas). Les cartes montrent une topographie plus plane lorsqu'un K_s de $100 \text{ m}^2/\text{an}$ est utilisé. La trace des chevauchements actifs montre également qu'un K_s élevé favorise la réactivation plus fréquente de chevauchements internes.

prisme chevauchant. Plus la valeur du K_s utilisé est forte plus l'érosion est intense et rend la topographie du système sous la limite de l'équilibre sous-critique. Il devient alors nécessaire pour le prisme de se rapprocher de cet équilibre par l'activation préférentielle des zones internes. Le pourcentage de réactivation à l'arrière passe de $X\%$ pour un K_s de $20 \text{ m}^2/\text{an}$ à 68% pour un K_s de $100 \text{ m}^2/\text{an}$. Dans le cas présenté sur les figures 1 et 2, on assiste en termes de déformation instantanée à l'activation contemporaine de zones externes et de zones internes, le pourcentage de la répartition variant en fonction du K_s (fig. 2).

2) L'influence de la variation latérale du pendage du plan de décollement :

En termes de schémas d'évolution, le pendage du plan de décollement influence la localisation de la déformation dans les premiers instants du raccourcissement. Lors de l'évolution en régime permanent la variation latérale et continue de la géométrie du décollement basal n'influence que modérément la localisation de la déformation d'un incrément à l'autre (fig. 2). Cependant, l'organisation sédimentaire des bassins transportés est non seulement caractéristique (fig.

3) de la géométrie du décollement mais également suivant la situation sur les bordures internes ou externes dans ces bassins (fig. 3).

3) L'influence de la vitesse du basculement du plan de décollement :

L'influence de la vitesse de basculement se marque grâce :

a) aux localisations plus fréquentes de la déformation dans les zones internes du système.

b) à l'enregistrement sédimentaire associé dans les bassins transportés sous la forme de tendances stratigraphiques ainsi que la place des écaïlles dans les arrangements sédimentaires (fig. 3). Dans l'exemple de la figure 2, lorsque la vitesse de basculement est augmentée, les réactivations plus fréquentes de l'écaïlle la plus interne (écaïlle n°1, fig. 3) sont marquées par sa position plus basse dans la succession stratigraphique. Par ailleurs si les réactivations ne sont pas suffisantes ou inexistantes (cas de la zone externe du bassin transporté) une sédimentation globalement grano-décroissante intervient pour combler le déficit de matériaux et rendre le champ de contrainte compatible avec la géométrie du système chevauchant.

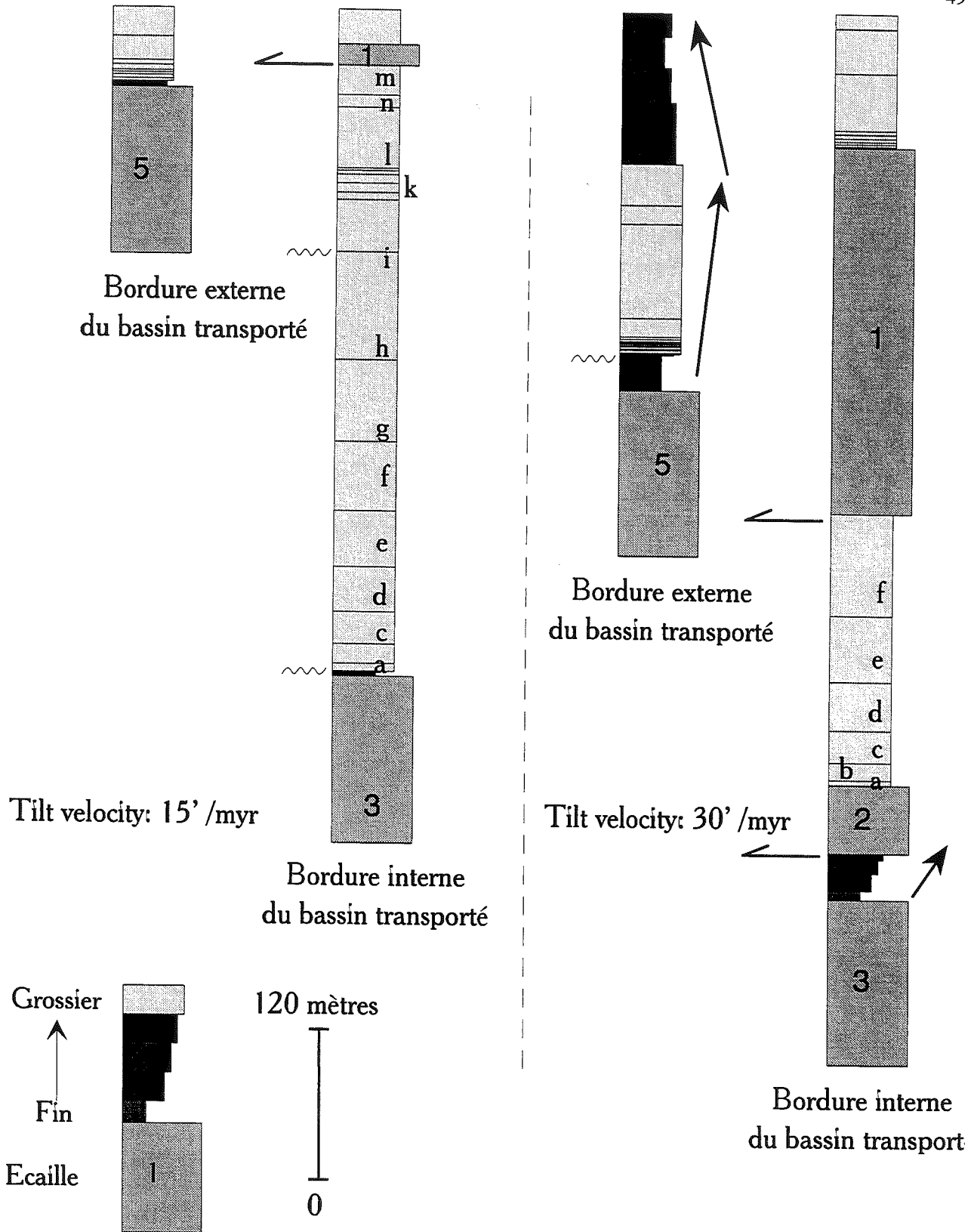


FIG. 3.- Influence de la vitesse du basculement du socle pour un plan de décollement à faible pendage. Pour un jeu de paramètres fixés, le doublement de la seule vitesse de basculement implique un déficit de matière au sein du prisme malgré sur cet exemple des épaisseurs de terrain plus importantes au dessus de l'écaille 3. Ce déficit est comblé par une réactivation précoce des zones internes et par un comblement sédimentaire sur la bordure externe du bassin transporté.

SECONDE PARTIE

APPLICATION DU MODELE NUMERIQUE A UN PRISME D'ACCRETION INTRACONTINENTAL: LE CAS DES SIWALIK, BORDURE MERIDIIONNALE DE LA CHAINE HIMALAYENNE

CHAPITRE I

INTRODUCTION

La deuxième partie de ce travail est l'application à la chaîne des Siwalik des méthodes développées précédemment

Cette chaîne située au Sud de la chaîne himalayenne en représente le front actif. Elle est soumise à une activité tectonique intense soit localement sous la forme de chevauchement soit régionalement sous la forme des mouvements de la lithosphère indienne. De plus, les phénomènes superficiels y sont particulièrement intenses : les reliefs sont rapidement érodés et transportés latéralement puis sédimentés dans les bassins proximaux (intramontagneux ou d'avant pays) ou plus distaux (cône de l'Indus, cône du Bengale où les épaisseurs sédimentées peuvent atteindre 15 kilomètres).

La chaîne des Siwalik apparaît donc comme une zone de transfert sédimentaire entre la haute chaîne himalayenne, considérée ici comme un ensemble structural situé au toit du MBT et les bassins distaux. L'application des algorithmes développés précédemment permet d'apprécier dans ce type de contexte, dans quelle mesure la localisation de la déformation influence l'intensité de l'érosion et comment les phénomènes superficiels contrôlent la localisation de la déformation.

Dans un premier chapitre je présente une compilation bibliographique sur la stratigraphie du bassin indogangétique et la chaîne des Siwalik où classiquement, on distingue trois formations : les Siwalik Inférieur, Moyen et Supérieur. Les premiers dépôts sont datés autour de 18 Ma. Depuis, les conditions de dépôts sont toujours continentales.

Dans le second chapitre, une présentation des structures des Siwalik est réalisée à partir de nos observations de terrain. Au Népal occidental les sédiments des Siwalik, piémont de la chaîne himalayenne, sont affectés de plis, de chevauchements et de structures rétrochevauchantes pouvant être séparés par des bassins intramontagneux (duns) déplacés au toit des écailles chevauchantes. L'analyse de la réflectance de la vitrinite (VR_0) montre que la maturité thermique de la matière organique est en accord avec une profondeur d'enfouissement maximum de 3500 mètres pour les Siwalik Moyen et 6000 mètres pour les Siwalik Inférieur ce qui excède peu l'épaisseur stratigraphique de la série Siwalik. Une érosion intense contemporaine de l'activité tectoni-

que équilibre l'épaississement tectonique et empêche ainsi un plus grand enfouissement des séries sédimentaires. La chaîne des Siwalik se comporte comme un prisme tectonique décollé à la base lors d'un raccourcissement imposé à l'arrière et érodé en surface.

Dans le troisième chapitre, nous décrivons le Main Boundary Thrust (MBT), structure majeure de la chaîne himalayenne qui actuellement est incorporé dans le prisme himalayen se déplaçant au dessus de la lithosphère indienne.

Cependant le MBT montre une composante normale des mouvements sur une grande partie de sa longueur. Nous suggérons que l'orientation de la contrainte principale majeure dans ce prisme s'écarte de façon significative de l'horizontale. Quand cette déviation excède le plongement du vecteur normal aux chevauchements rétro-basculés, une composante normale du déplacement peut agir le long de cette faille. Des tronçons du MBT à fort plongement vers le Nord montrent un jeu normal si l'on se réfère à une définition purement géométrique, mais il existe des failles en régime de compression où l'axe de la contrainte principale majeure a été dévié de l'horizontale. Des données microstructurales échantillonnées le long d'un tronçon du MBT (de Surkhet à Ghorahi) sont compatibles avec un tel état de contraintes. Ainsi, la présence de cet accident normal est utilisée pour calibrer les paramètres mécaniques de la chaîne en la considérant comme un prisme de Coulomb.

Le quatrième chapitre porte sur l'application du modèle développé dans la première partie de cette thèse et sa comparaison au piémont himalayen. L'évolution d'un prisme d'accrétion intracontinental est contrôlé par: a) le déplacement d'une ou plusieurs écailles le long d'accidents chevauchants et le long d'un plan de décollement sous-jacent, b) le mouvement vertical d'un soubassement considéré comme rigide, c) les phénomènes superficiels (érosion-sédimentation). Le modèle numérique basé sur la théorie du prisme de Coulomb et couplant un modèle cinématique direct 3D avec les mouvements du soubassement et les phénomènes superficiels est utilisé pour caractériser les séquences d'activation des failles du système chevauchant ainsi que la sédimentation syntectonique associée. La structure est simple et faite de failles se branchant sur un plan de décollement unique. Les dépôts récents (conglomérats

Plio-Pléistocène, Siwalik Supérieur) sont chevauchés par des formations principalement gréseuses et datées du Miocène au front du prisme mais également le long d'accidents internes. La comparaison entre la distribution de la déformation dans l'avant-pays himalayen et dans le modèle numérique montre que le prisme himalayen est en régime permanent contrôlé par une convergence horizontale et par les phénomènes superficiels et se caractérise par une distribution spatiale et temporelle irrégulière des mouvements des failles dans l'ensemble du prisme.

Le cinquième chapitre s'attache à tirer de la topographie des enseignements sur la tectonique récente locale. Ce traitement est effectué par Modèle Numérique de Terrain. Deux zones caractéristiques des Siwalik sont ainsi exploitées: la première dans une zone où la stratigraphie est bien contrainte et la deuxième où une virgation borde un bassin intramontagneux: le dun de Dang. La cartographie est l'un des éléments clefs dans la connaissance de l'évolution géodynamique du front des chaînes de montagnes. Elle doit être correctement contrainte à partir de données de terrain et de l'établissement de coupes structurales sériées. Des outils de cartographie automatique, tels que les Modèles Numériques de Terrain (MNT) permettent, en recoupant les informations qu'ils produisent sous forme d'images, et par un con-

trôle des données de terrain, de perfectionner le modèle géologique de la zone étudiée. A titre d'exemple nous appliquons cette méthode à deux zones de la chaîne des Siwalik au Népal occidental et comparons les structures prédites par le modèle développé dans la première partie avec celles proposées par l'analyse de ces MNT pour expliquer la localisation des virgations des structures et leur relation avec le plan de décollement sous-jacent.

Le sixième chapitre porte sur l'application du modèle de stratigraphie numérique, l'analyse de la sédimentation dans les bassins transportés et la comparaison des données au secteur de Nahar Dehra-Dun (Inde occidentale). Dans cette région la stratigraphie des formations Siwalik est étudiée depuis de nombreuses années. On montre que l'évolution géologique des zones frontales d'une chaîne de collision est susceptible d'enregistrer aussi bien des événements climatiques que tectoniques ayant fait varier l'importance relative des différents phénomènes. La comparaison de ces bassins idéaux avec l'exemple de Dehra Dun permet de mieux cerner l'origine des fluctuations enregistrées dans les sédiments de la zone externe de la chaîne himalayenne. Une série d'expériences basées sur le principe essais / erreur permet d'apprécier la valeur des paramètres dépendant du temps dans la zone externe de la chaîne himalayenne.

SECONDE PARTIE

APPLICATION

CHAPITRE 2

STRATIGRAPHIE DU BASSIN INDO-GANGETIQUE ET DE LA CHAÎNE DES SIWALIK.

Résumé.- La sédimentation des séries de la chaîne des Siwalik commence durant le Tertiaire (»18,3 Ma) dans un bassin subsident dont le représentant actuel est la plaine du Gange. Les dépôts y présentent des caractéristiques intracontinentales. Malgré la difficulté de corrélation latérale entre les corps sédimentaires les auteurs ont pu y mettre en évidence trois sous groupes principaux : les Siwalik Inférieur, Moyen et Supérieur. Ainsi que les dépôts post-Siwalik qui viennent combler localement les dépressions intra-montagneuses (appelées localement les Dun). Le contexte tectonique de bassin d'avant-pays en cours de raccourcissement permet de relier certains faciès ainsi que la géométrie des corps sédimentaires avec des événements tectoniques tel que le rapprochement d'un front de déformation ou la subsidence provoquée par la compensation isostatique régionale induite par la charge de la chaîne himalayenne.

Mots clés .- Himalaya, Stratigraphie, avant-pays.

1.- PRESENTATION GENERALE DU CADRE D'ETUDE

La chaîne himalayenne a la forme d'un arc convexe et s'étend sur 2600 Km entre le Pakistan et l'Assam [Gansser, 1964]. Les mouvements orogéniques sont directement induits par la convergence Inde-Eurasie. Ceci se traduit par la déformation de la bordure Indienne [Le Fort, 1975] et à l'échelle du continent eurasiatique par une expulsion latérale de blocs le long de grands décrochements intracontinentaux [Molnar & Tapponnier, 1985]. C'est le processus d'empilement des lames chevauchantes, conséquence du raccourcissement intracontinental, qui commande la création de l'ensemble du volume montagneux himalayen depuis le Miocène [Molnar *et al.*, 1976].

Cette convergence Indo-Eurasiatique a créé un bassin d'avant pays recevant les produits de l'érosion du soulèvement himalayen depuis 50 millions d'années. Les Siwalik, avant-monts méridionaux de la chaîne himalayenne, constitués par les matériaux détritiques accumulés dans la plaine Gangétique à partir du Miocène moyen, se soulèvent depuis le Pléistocène dans un mouvement qui se poursuit encore.

Globalement, l'évolution géodynamique des Siwalik est assimilable à une séquence normale de mise en place des fronts de chevauchement («piggy back sequence»). Le fonctionnement de ce prisme tectonique, maintenu jusqu'à nos jours, se caractérise par l'intégration au volume montagneux des alluvions sub actuelles du Teraï [Masclé & Hérail, 1982 ; Delcaillau, 1986, 1992 ; Hérail *et al.*, 1986]. La large plaine alluviale du Teraï représente la frange septentrionale de la plaine gangétique en

bordure des chaînons pré-himalayens.

2.- MORPHOLOGIE DE LA CHAÎNE SIWALIK

Les reliefs des Siwalik (500 à 1500 m d'altitude) correspondent à une succession de crêtes à regard Sud, orientés en moyenne N 110°, et pouvant être séparés par des dépressions longitudinales (les duns). Du Nord au Sud on rencontre trois chevauchements principaux :

- Le MBT (Main Boundary Thrust), [Medlicott, 1864] : les séries épimétamorphiques du Moyen Pays sont superposées aux séries Miocène (Siwalik inférieur) à la faveur de ce chevauchement majeur.

- Le MDT (Main Dun Thrust) [Hérail & Masclé, 1980] ou chevauchement principal des duns. Cette structure majeure de la chaîne des Siwalik est également baptisée «Central Churia Thrust» [Tokuoka & Yoshida, 1984]. Au Népal occidental ce chevauchement majeur met en contact les séries Siwalik Moyen sur les séries Siwalik Supérieur.

- Le MST (Main Siwalik Thrust) [Hérail & Masclé, 1980] ou chevauchement frontal des Siwalik qui amène les série molassiques mio-pliocènes sur les alluvions récentes de la plaine gangétique (Teraï) [Hagen, 1956 ; Hérail & Masclé, 1980 ; Mugnier *et al.*, 1992]. Cette structure a également été baptisée «Main Frontal Thrust» [Gansser, 1983] ou encore «Frontal Churia Thrust» [Tokuoka & Yoshida, 1984].

3.- MATERIAUX CONSTITUTIFS DE LA SERIE SIWALIK.

3.1. Les sédiments Siwalik : Une épaisse série synorogénique.

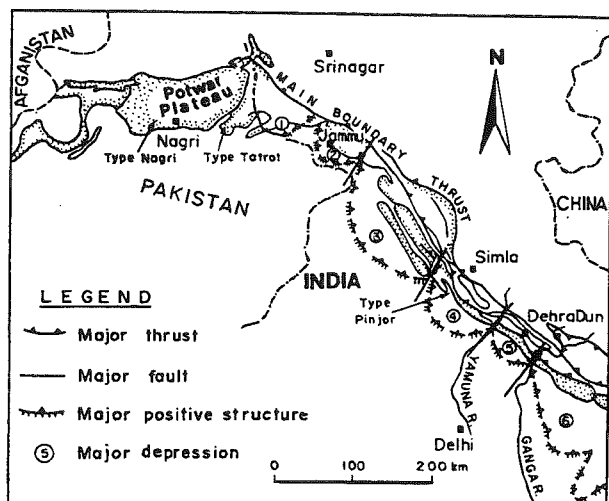


FIG. 1.- Carte de localisation des principaux affleurements des formations Siwalik entre Dehra Dun et le plateau de Potwar.

Le terme de Siwalik désigne non seulement l'ensemble du piémont himalayen dominant la plaine indogangétique mais aussi les matériaux constitutifs de ces reliefs. Cette puissante série, épaisse de plus de 5000 m qui s'amincit vers le Sud, est essentiellement constituée par des dépôts de type continental. Les alternances de grès et de pélites affleurent tout au long de la chaîne [Tandon, 1991] et montrent des caractéristiques et des propriétés latérales et temporelles variées. Les premiers dépôts sont datés à 18.3 Ma par trace de fission sur zircons [Johnson *et al.*, 1985]. Medlicott (1864) subdivise la série Siwalik en trois unités lithostratigraphiques : Siwalik Inférieur, Siwalik Moyen et Siwalik Supérieur.

A partir de critères sédimentologiques et paléontologiques, Pilgrim [1910, 1913, 1917] subdivisa chacune des trois unités en étages successifs:

- les étages Kamliak et Chinji correspondent aux Siwalik Inférieur.
- les étages Nagri et Dhok Patan aux Siwalik Moyen (fig. 1).
- les étages Tatrot, Pinjor et Boulder Conglomerate aux Siwalik Supérieur (fig. 1).

Ces étages ont été datés (table 1) ultérieurement par trace de fission sur zircon et par relocalisation sur échelles magnéto-stratigraphiques [Tauxe *et al.*, 1980 ; Tauxe & Opdyke, 1982, Opdyke, 1982, Johnson G.D. *et al.*, 1982, 1983 ; Johnson N.M. *et al.*, 1985 ; Tauxe & Bagley, 1988, Appel & Rosler, 1990].

Localement, les alluvions des terrasses des cours d'eau actuels et les épandages alluviaux du Teraï (épaisseur d'environ 300 m) reposent en discordance sur la série Siwalik. L'ensemble de ces matériaux récents est regroupé sous la désignation de dépôts post-Siwalik.

3.2. La série Siwalik inférieur.

La série est composée de l'empilement de séquences élémentaires granodécroissantes et globalement stratocroissantes. L'organisation longitudinale de la sédimentation laisse apparaître des dépôts de plus en plus fins du Nord vers le Sud. D'après Ranga Rao et Kunte (1979) la série Siwalik Inférieur débute en Inde occi-

Echelle de temps Géologique	Sous-groupe	Formation	Equivalent européen	Age
PLEISTOCENE	SIWALIK SUPERIEUR	Boulder Conglomerate	Holocène	0,1
		Pinjor	Pléistocène	1,7
PLIOCENE	SIWALIK MOYEN	Tatrot	Plaisancien	3,5
		Dhok Pathan	Zandéen	5,0
		Nagri	Messinien	6,5
MIOCENE	SIWALIK INFERIEUR	Chinji	Tortonien	13
		Kamliak	Serravallien	15
		Murree Group	Langhien	18
			Burdigalien	24

TABLE 1.- Divisions chronostratigraphiques du groupe Siwalik (d'après Johnson *et al.*, 1982; Opdyke *et al.*, 1979).

dentale par des corps gréseux (Kamlial) puis passe vers le haut à des membres argileux (Chinji). Selon Shukla (1984) dans le secteur du Kumaon Himalaya (Inde occidentale) les pourcentages respectifs de grès et de pélites dans l'étage Kamlial sont de 19% et 82%. Quelques bancs carbonatés riches en débris de plantes ont été observés en sommet de séquence. Les faciès pélitiques montrent généralement des altérations pédogénétiques et des bioturbations (fig. 2). Des proportions comparables ont été calculées au Pakistan pour la formation de Kamlil [Munthe *et al.*, 1979].

L'étage Chinji est composée de 27% de grès et de 73% de pélites et les bancs montrent une tendance grandocroissante [Munthe *et al.*, 1979]. Cependant au Népal Oriental, cette série sédimentaire se caractérise par la succession progressive de faciès grésopélitiques, de faciès gréseux et de faciès conglomératiques [Delcaillau, 1992]. Cette séquence traduit le passage de

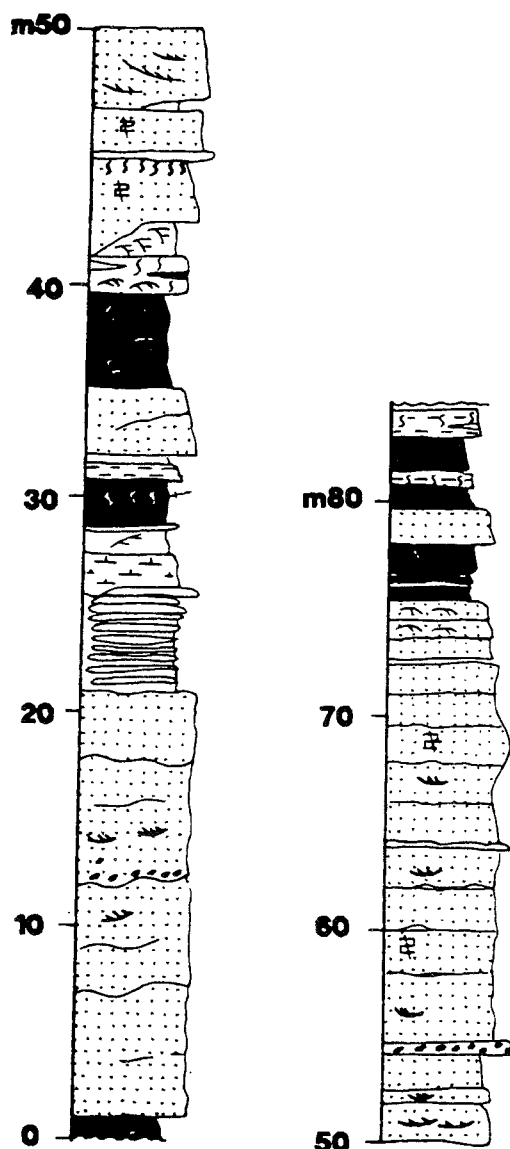


FIG. 2.- Coupe stratigraphique dans le groupe Siwalik Inférieur (Kamlial) près de Malsi Deer Park. Des grès indurés sont intercalés de pélites bigarrées. (D'après The Siwalik Foreland Basin, excursion guide, Wadia Institute of Himalayan Geology, 1991).

faciès distaux à des faciès intermédiaires et enfin des faciès proximaux des sources d'alimentation. Dans le secteur du Kumaon Himalaya (Inde occidentale), Shukla (1984) reconnaît des corps sableux de chenaux recouverts par des bancs de pélites bien développés et pédogéniquement modifiés. De rapides variations latérales des propriétés des paléosols ont été mises en évidence et interprétées comme le résultat de l'influence de la morphologie locale de la plaine subsidente.

Globalement, l'organisation de la série Siwalik Inférieur suggère que les matériaux ont été mis en place par des rivières fortement divagantes qui édifiaient des cônes alluviaux plats, s'étendant largement dans la plaine de piémont subsidente c'est à dire comme les limites bien marquées d'un système fluvial méandrique semi-permanent.

3.3. La série Siwalik Moyen.

Selon Rupke (1974) cette série atteint une épaisseur maximum de 2000 mètres. Elle est divisée en deux sous-étages dont les âges sont calés par analyse de traces de fission [Johnson *et al.*, 1985]:

i) La formation Nagri (10,1 à 7,9 Ma),

La formation Nagri est constituée par des faciès gréseux et pélitiques. Des paléosols représentant des conditions tropicales y ont été décrits par Johnson *et al.*, (1977) dans la région de Hari Talyangar du Penjab Re-entrant en Himachal Pradesh. Plus à l'ouest, dans le groupe de Ravi structural re-entrant, Rangaraj (1978) décrit une succession stratigraphique essentiellement composée par de fortes unités gréseuses où sont intercalés des silts et des shales.

ii) la formation Dohk Pathan (7,9 à 5,1 Ma). Dans la Ravi, le haut de la série Siwalik moyen (Dohk Pathan) est composé par des grès fortement micacés et riches en feldspaths [Rangaraj, 1978]. Les membres conglomératiques sont entièrement composés par des granites et des fragments feldspathiques provenant du massif de Dalhousie. Dans la région de Dehra Dun, Kumar et Nanda (1989) ont subdivisé en 3 groupes principaux une colonne stratigraphique de 1800 m d'épaisseur en analysant la distribution des lithofaciès de la retombée nord du Mohand Anticline (fig. 3):

- i) Intervalles de grès, pélites et conglomérats (340 mètres),
- ii) Bancs de grès à lamination s'épaississant (1060 mètres),
- iii) Intervalles de grès, pélites et conglomérats (400 mètres).

Parmi de nombreuses caractéristiques, les auteurs ont relevé de nombreuses surfaces d'érosion sur des bancs de grès stratocroissants. Kumar et Nanda (1989) considèrent à la vue de la faible variation latérale de la géométrie des corps gréseux, du peu d'accrétion latérale

et de l'abondance des surfaces d'érosion, que ces dépôts représentent un domaine de rivières à chenaux anastomosés où les changements de lits étaient fréquents. Des intraclastes de boue sont également présents et dénotent d'une forte charge en suspension [Kumar & Nanda, 1989]. Des comparaisons avec l'actuelle plaine Indo-Gangétique ont montré des similitudes de conditions de dépôts avec le cône de la Kosi (Népal oriental) [Tandon, 1991].

Au Népal occidental dans la région de Telpani où nous avons levé une coupe stratigraphique où les dépôts Siwalik Moyen montrent une tendance stratodécroissante et granocroissante. Les bancs de grès de la base dont l'épaisseur peut varier entre 5 et 10 mètres peuvent néanmoins être intercalés de passées conglomératiques d'environ deux mètres ainsi que de lits à galets mous et charbonneux (fig. 4). Le sommet de la série se distingue par des grès épais à traces d'oxydation recouverts par des pélites bleues. Au dessus la présence de lits de tubules calcitisés pourrait caractériser des paléosols qui affleurent plus au Sud. Ils présentent des séquences se

répétant plusieurs fois : à la base des barres de grès à nodules de calcaires. Ces grès sont surmontés par des pélites puis un paléosol rouge épais à tubules calcitisés. Le dernier membre est composé par des alternances de grès et pélites (fig. 4).

Les faciès à conglomérats suggèrent un dépôt de rivières à chenaux tressés et à charge de fond importante. Les faciès gréseux correspondent à deux dynamiques fluviales différentes : a) matériaux mis en place par une rivière à chenaux anastomosés confinés, b) dépôts de rivière méandrique. Les faciès grésopélitiques suggèrent un environnement de dépôt de rivière à chenaux anastomosés (graviers et sables).

3.4. La série Siwalik Supérieur.

Dans la région du Jhelum Re-entrant au Pakistan, Visser et Johnson (1978) ont détaillé cinq lithofaciès principaux localisés entre deux horizons marqueurs représentés par des tufs volcaniques. L'étude géochimique de ces faciès a mis en évidence leur altération

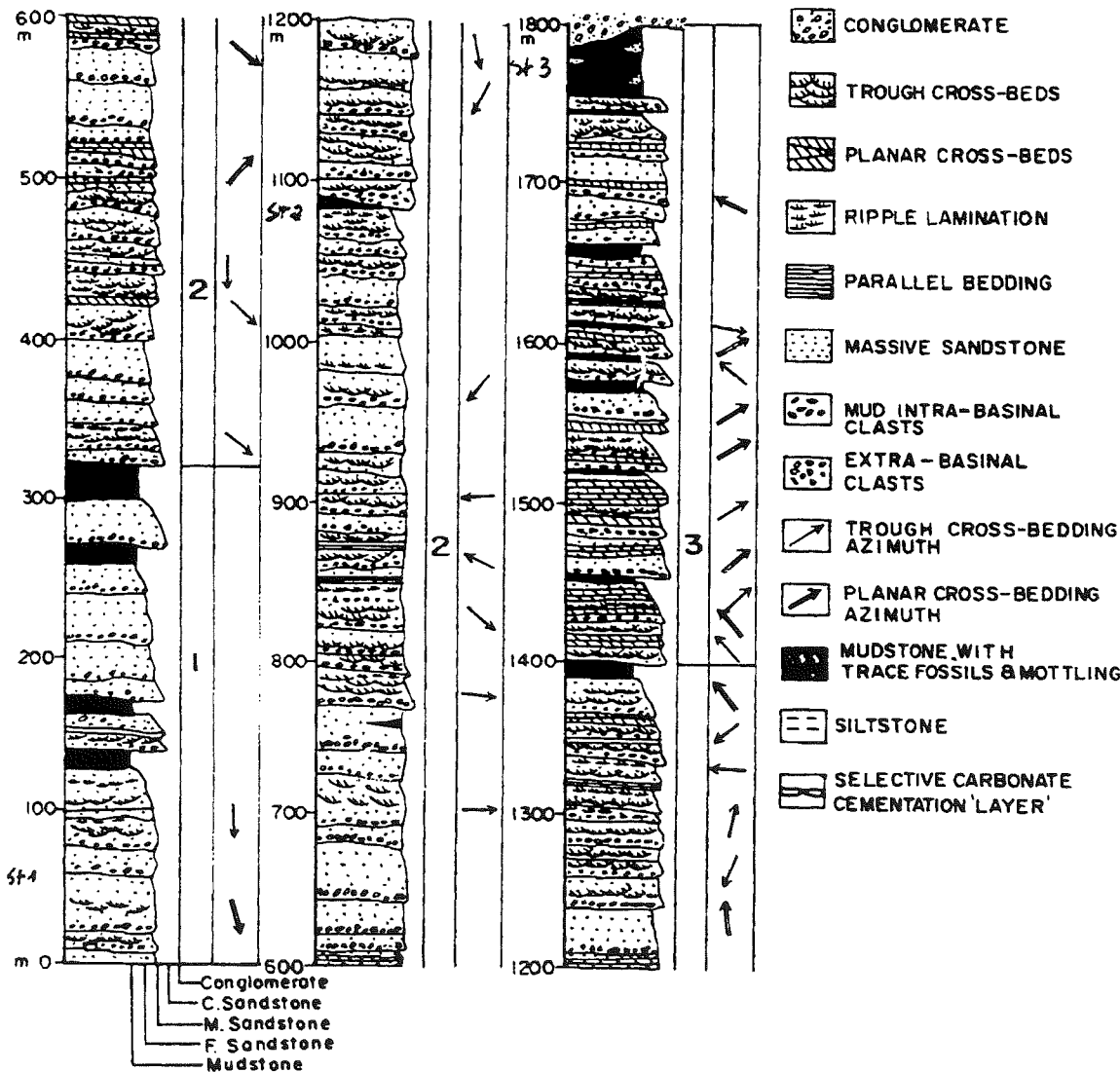


Fig. 3.- Colonne lithologique d'une séquence de grès du sous groupe Siwalik Moyen dans la région de Dehra Dun (d'après Kumar & Nanda, 1989).

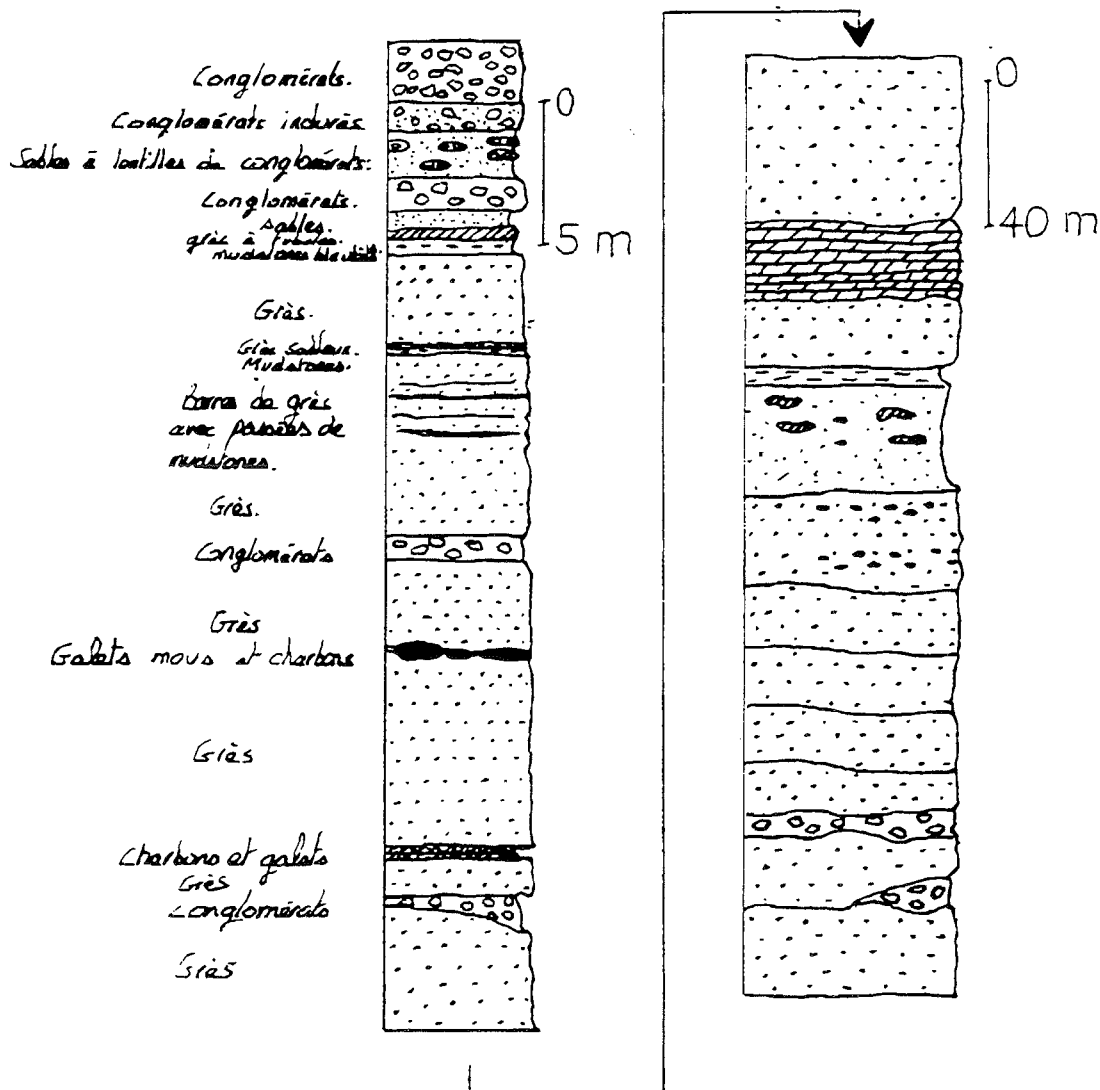


FIG. 4.- Lithologie détaillée de la série Siwalik Moyen dans la région de Telpani (Népal occidental). Les galets mous témoignent de conditions de transport à forte charge en suspension (type plaine d'inondation). Les intervalles conglomératiques indiquent le passage à des conditions de transport à fort débit solide (type torrentiel).

pédogénique. La forte variation locale et rapide de faciès gréseux a été interprétée [Visser & Johnson, 1978] comme le résultat de la proximité d'un flux entrant de matière détritique. Kumar et Tandon (1985) ont reconnu dans la partie indienne de la chaîne des Siwalik (Est de la région de Chandigarh) les étages : Tatrot (5 à 2,5 Ma), Pinjor, Lower Boulder Conglomerate et Upper Boulder Conglomerate (< 2,5 Ma) sur une coupe de près de 1000 mètres dans la Khetpurali Nala.

La partie inférieure montre des alternances de pélites bigarrées et de corps gréseux à grains fins à moyens. La base des grès montre des surfaces d'érosion et contient des galets mous de pélites. Selon Tandon (1991) les valeurs moyennes des bancs rencontrés sont de:

- i) de 1 à 13 mètres pour les corps sableux individuels (moyenne de 5,2 mètres),
- ii) et varient de 2 à 22 mètres avec une moyenne de 11 mètres pour les alternances grésopélitiques.

La limite entre Tatrot et Pinjor se marque par la

présence de grès brunâtres. L'étage Pinjor est essentiellement caractérisé par la prédominance de corps gréseux massifs par rapport aux grès à laminations de Tatrot. La transition Pinjor / Lower Boulder Conglomerate est marquée par un conglomérat d'environ 1,5 mètres d'épaisseur. Cette formation (Lower Boulder Conglomerate) épaisse de 250 mètres est une suite d'alternance de conglomérats et de bancs grésopélitiques. Les proportions respectives sont voisines de 50% à la base de l'étage puis la fréquence des conglomérats augmente rapidement vers le sommet de la formation jusqu'à leur présence exclusive. Rupke (1974), rapporte que les conglomérats observés au Sud de Nahar (secteur de Dehra Dun, Inde) (fig. 5) sont essentiellement composés de galets gréseux sub-angulaires de matériel Siwalik Inférieur.

Au Népal oriental, les éléments figurés de certains conglomérats Siwalik Supérieur sont des gros éléments émoussés de bancs et / ou de galets de grès datés du Siwalik Inférieur [Hérail & Mascle 1980]. Les dépôts Siwalik Inférieur étaient donc déjà exhumés au Nord de la région au moment de la sédimentation des dépôts

Siwalik Supérieur. Ceci est à corrélater avec l'observation de coupes sismiques [Raiverman, 1983 in Yeats & Lillie, 1991] qui montre une dissymétrie des épaisseurs de Siwalik Moyen entre l'arrière et le front de l'anticlinal de rampe du Mohand Anticline. Cette tectonique Miocène se retrouve dans la bordure occidentale du dun de Dang (Népal occidental) par la présence de faciès gréseux remaniés.

Au point de vue paléo-environnement, dans le Jhelum Re-entrant, les faciès Siwalik Supérieur présentent des barres sableuses (accrétion latérale d'un membre de réseau méandriforme) pouvant être recouvertes par des pélites (accrétion verticale dans une plaine d'inondation). La large extension latérale des corps sableux suggère des dépôts de chenaux à faible sinuosité dans une large plaine alluviale. Les faciès plus grossiers du sommet de la série sont à mettre en relation avec des réseaux secondaires et principaux drainant les morphologies actives des bords de dépressions en cours de formation grâce au

jeu de failles et de plis. Selon Kumar et Tandon (1985) les 200 mètres de l'étage Tatrot de l'Est de la région de Chandigarh sont comparables aux dépôts actuels de systèmes anastomosés de zones arides tels qu'il en existe en Australie Centrale [Rust, 1981 ; Rust & Lugan, 1983].

Les faciès conglomératiques du sommet de la série Siwalik Supérieur peuvent être plus ou moins grossiers et sont issus de dépôts de rivières à chenaux tressés jointifs, de très haute énergie et indiquent la proximité de réseaux en tresses et de cônes alluviaux pour les faciès les plus grossiers.

3.5. Les dépôts post-Siwalik.

On désigne sous l'appellation de dépôts post-Siwalik l'ensemble des nappes alluviales actuelles reposant en discordance érosive sur les séries détritiques Siwalik et pouvant être basculées. Ces matériaux s'étendent sur le Terai et comblent les longues dépressions disjointes intra-

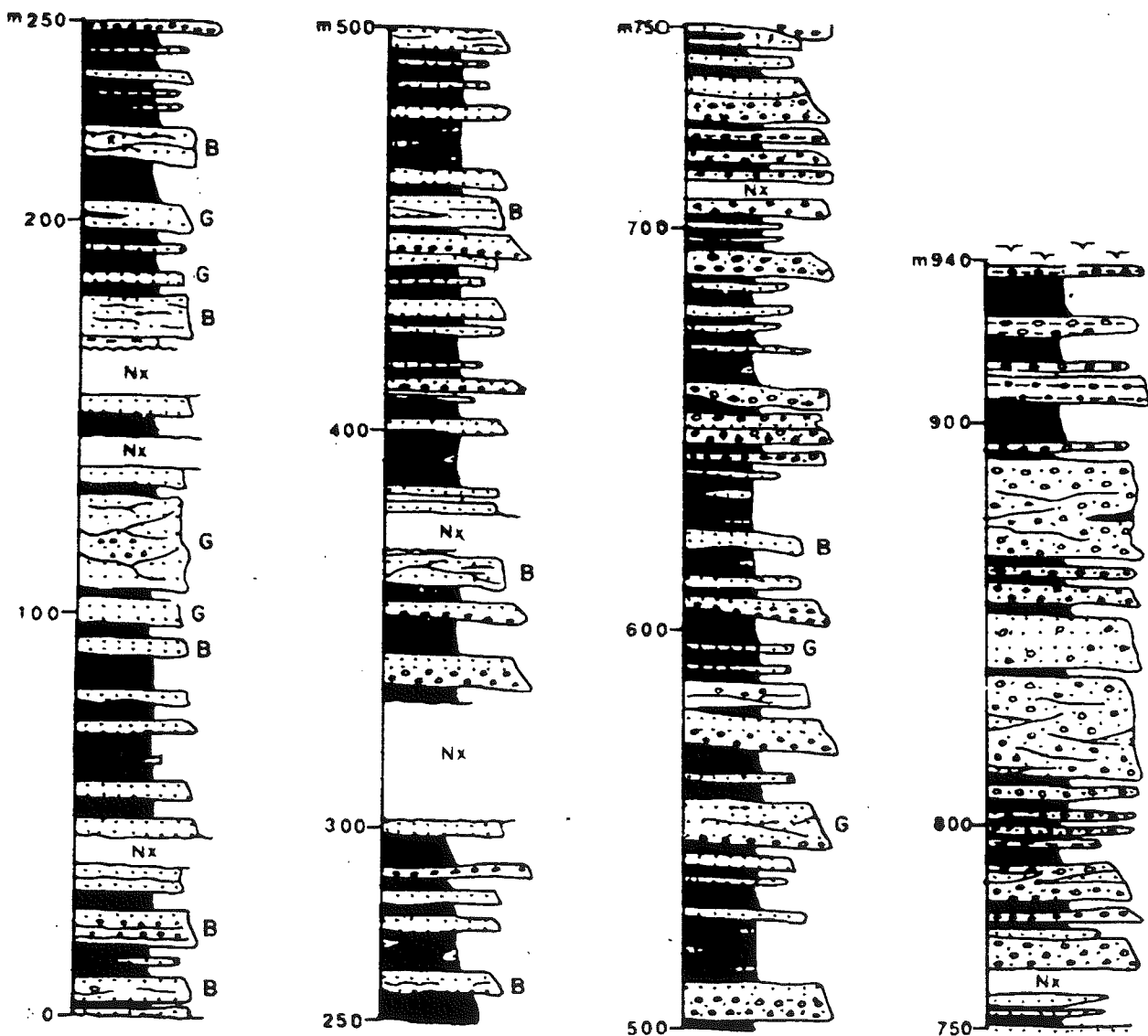


Fig. 5.- Lithologie détaillée de la série Siwalik Supérieur le long d'Haripur Khol-Kolar Road. La séquence est caractérisée par des grès fins à moyens, gris ou bruns / beiges en alternance avec des pélites bigarrées dans la partie basse et suivie par des cycles de pélites et d'épais bancs de conglomérats (série stratocroissante). Les grès bruns deviennent dominant vers le haut. (D'après The Siwalik Foreland Basin, excursion guide, Wadia Institute of Himalayan Geology, 1991).

Siwalik (les duns) ainsi que le fond des principales vallées transversales. Jalonnant le front du MST, on rencontre des terrasses alluviales constituées de matériaux issus de l'érosion des affleurements de Siwalik supérieur. Les matériaux récents (conglomérats post-Siwalik) se distinguent des Siwalik Supérieur par leur haute hétérogénéité et leurs clastes anguleux [Rupke, 1974].

Les dépressions allongées (les duns), bordant le MDT sont remplies par les dépôts post Siwalik provenant de l'érosion des reliefs immédiatement voisins et du transport latéral par les rivières actuelles.

4.- L'ORIGINE DES LIMITES ENTRE FORMATIONS.

Le contexte tectonique de bassin d'avant-pays en cours de raccourcissement permet de relier les faciès ainsi que la géométrie des corps sédimentaires à un contrôle sous l'effet du rapprochement du front de déformation et de la subsidence provoqué par la compensation isostatique régionale du poids de la chaîne. Mais dans ce cas les lignes temps sont obliques par rapport des unités lithologiques [Homewood & Allen, 1986].

C'est d'ailleurs ce qui est prédit par notre modèle (fig. 6, Ch III, Partie 1). Or les travaux de datations de

plus en plus nombreux des limites des unités facio-logiques tendent à confirmer que celle-ci correspondent aussi à des lignes temps. Ces limites peuvent être considérées comme un réponse isostatique à une variation brutale de la charge de la chaîne himalayenne sur la plaque indienne et / ou du couplage mécanique entre chaîne himalayenne et plateau tibétain (décharge de la plaque indienne depuis le début du Plio-Pléistocène).

Mais la vitesse d'instoration de ces phénomènes nécessite d'être mieux détaillée et l'origine de ces phénomènes plus clairement établie. Par exemple, la transition à 6 Ma est associée à une diminution des vitesses de sédimentation dans le golfe du Bengale [France Lanord *et al.*, 1993] ce qui constitue un résultat plutôt inattendu [Burbank *et al.*, 1993]. De même les analyses sédimentaires réalisées dans les Siwalik suggère une instoration de la mousson aux environs de 9 Ma [Hisatomi & Tanaka, 1994] alors que les analyses isotopiques du carbone indiquent une transition à 6, 5 Ma [Quade *et al.*, 1989].

Face à ces multiples interprétations d'un phénomène complexe nos modélisations développées dans la première partie peuvent apparaître comme un complément judicieux.

SECONDE PARTIE

APPLICATION

CHAPITRE 3

STRUCTURAL AND THERMAL EVOLUTION OF THE SIWALIKS OF WESTERN NEPAL

J.L. Mugnier*, E. Chalaron*, G. Mascle*, B. Pradier**, G. Hérail**

*U.R.A. CNRS 69, rue Maurice Gignoux, 38031, Grenoble cedex, France,

**ELF-Aquitaine Pau, C.S.T.J.F. L2-144, Avenue Larribau, 64018 Pau, France,

***Orstom Chile, Casilla 53090, Coreo Central, Santiago 1, Chile.

D'après article sous presse, Société Géologique du Népal

Abstract - The piedmont of the Himalayas is formed in Western Nepal by : a) Siwaliks sediments affected by folds, thrust and back-thrust structures and b) intra-belt basins (Duns) that are displaced piggy-back above the thrust sheets. It is found vitrinite reflectance values (VRo) between 0.3% and 0.5% in Middle Siwaliks sediments and between 0.6 and 1% in Lower Siwaliks. The thermal maturity of the organic matter agrees with maximum burial depth (3500 m for Middle Siwaliks and 6000 m for Lower Siwaliks) that do not strongly exceed the stratigraphic thickness of the Siwaliks series. Intense erosion concomitant with deformation balances closely tectonic thickening and prevent burial of the Siwaliks sediments at great depth. Nonetheless, Duns developed above the steeper part of the basal decollement and/or ahead of back-thrusts prevent the exhumation of rocks and could lead to greater burial depth.

Key words - Siwaliks, structure, vitrinite reflectance, geodynamics.

1.- INTRODUCTION

The active piedmont of the Himalayas consists of the Siwaliks, which form the southern border of the orogen for more than 2000 km and constitute the deformed part of the foreland basin situated above a flexure of the Indian plate [Lyon-Caen & Molnar, 1984]. The morphology of the Siwaliks is characterised by several hills ranges parallel to the south border of Himalayas [Hérail & Mascle, 1980]. The aim of this paper deals mainly with the structural and thermal evolution of the Siwaliks of Western Nepal in the area located between the Karnali river and the Dun valley of Dang (fig. 1). It is based on field mapping, on aerial photos studies and measurement of vitrinite reflectance of the organic matter.

2.- THE STRUCTURAL PATTERN

The Siwalik series is classically subdivided into three units on the basis of lithostratigraphic criteria [Auden, 1935]. These are Lower, Middle and Upper Siwaliks. The total thickness of the sediments is on the order of 5000 to 6000 m. These lithological units do not neces-

sarily correspond to synchronous deposits along the whole Himalayan front. However, paleontological [Corvinus, 1994] and magnetostratigraphic studies [Appel & Rosler, 1994] along the Surai Khola, Western Nepal, suggest dates for the bases of major lithological units that do not strongly differ from those found in Pakistan by Johnson *et al.*, (1982, 1985) and in Western India by Ranga Rao *et al.*, (1988). For the Lower Siwaliks, the bottom of the sections in western Nepal refers only to the bottom of thrust sheets, and the comparison of the age could therefore be meaningless.

Several thrusts delineate in the field the boundaries between Upper and Lower Siwaliks. Along a section close to Surkhet, (fig. 2) north dipping thrusts form the major structures. There is successively the Main Frontal structure (MFT), the Babai thrust, and the Bheri-Karnali thrust and an inner steep thrust (fig. 1). The Babai and Bheri-Karnali thrusts can be considered as lateral prolongation of the Dun thrusts (MDT) defined in Eastern Nepal by Delcaillau *et al.*, (1987) or of the Dohban fault defined in central Nepal by Yoshida & Arita (1982).

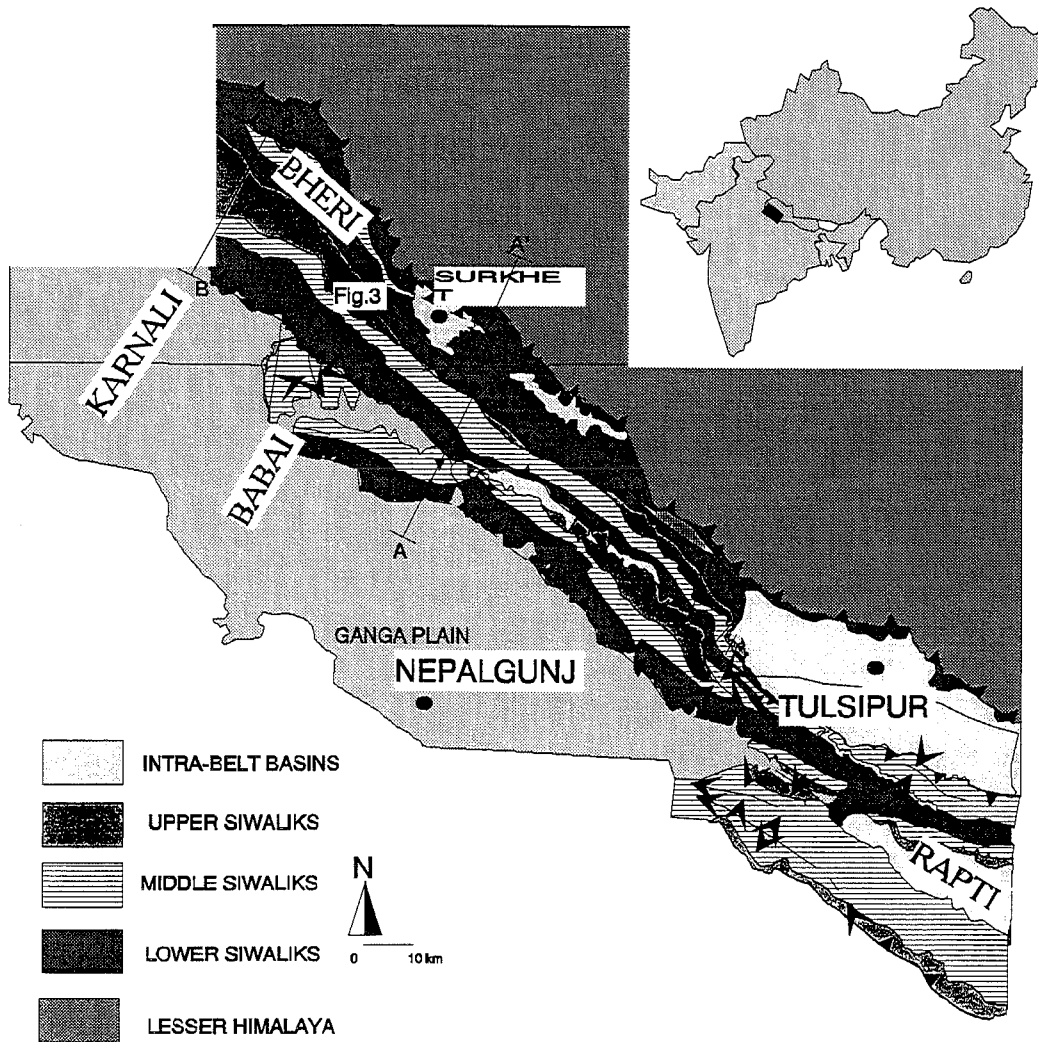


FIG. 1.- Simplified structural map of the Siwaliks area of Western Nepal.

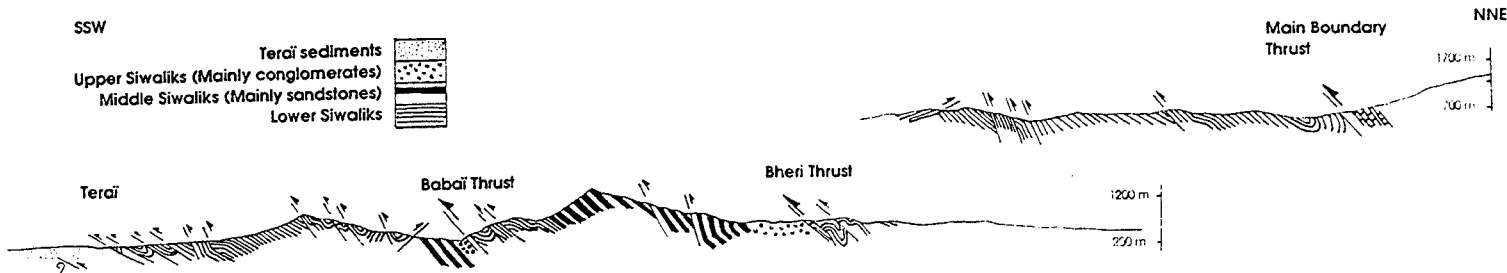


FIG. 2.- A cross-sections across the Siwalik belt. (AA' on Fig. 1) (Same horizontal and vertical scale)

In some places, back-thrusts are also observed [Mugnier *et al.*, 1994] (fig. 1). In the south-eastern part of the study area, back-thrust structures form the south-west boundary of the Dun valley of Dang.

In numerous places, displacement between the thrust sheets is localised in less than 1 meter thick shear zones (fig. 3a) and generally separate Upper from Lower

Siwaliks. In these shear zones, cleavage and Riedel fractures clearly indicate thrust motion (fig. 3b). Nonetheless these structures locally indicate dextral oblique slip, for example where the Karnali river crosses the Bheri/Karnali thrust.

The gouge within the shear zone is formed by broken clasts in a clay matrix (fig. 3c). Recrystallisation

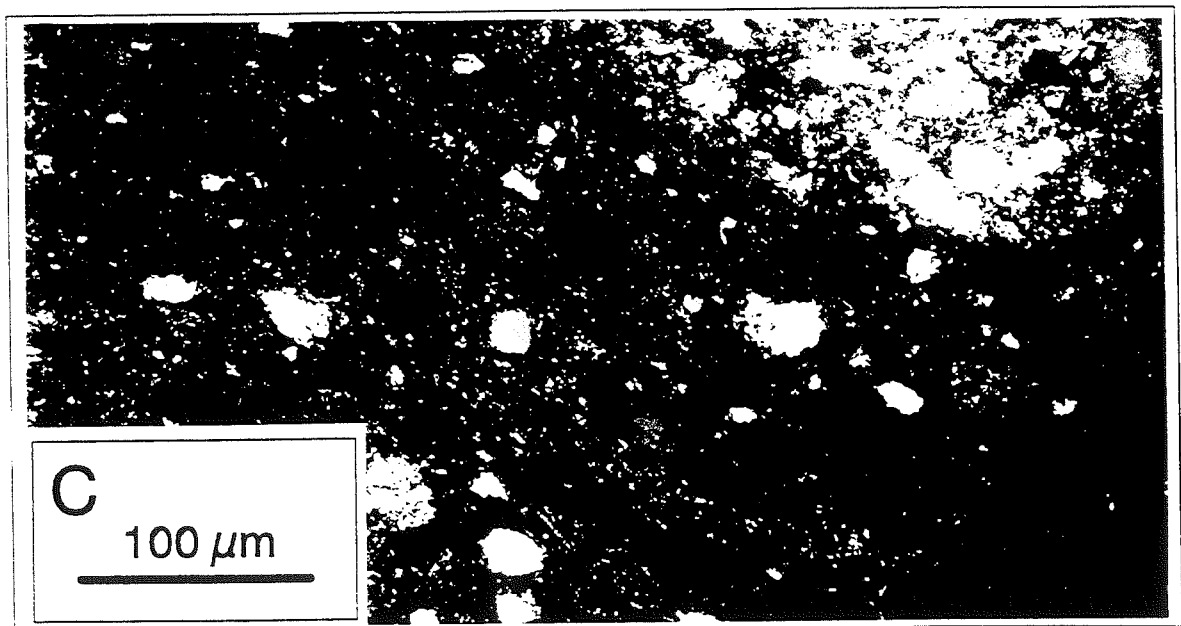
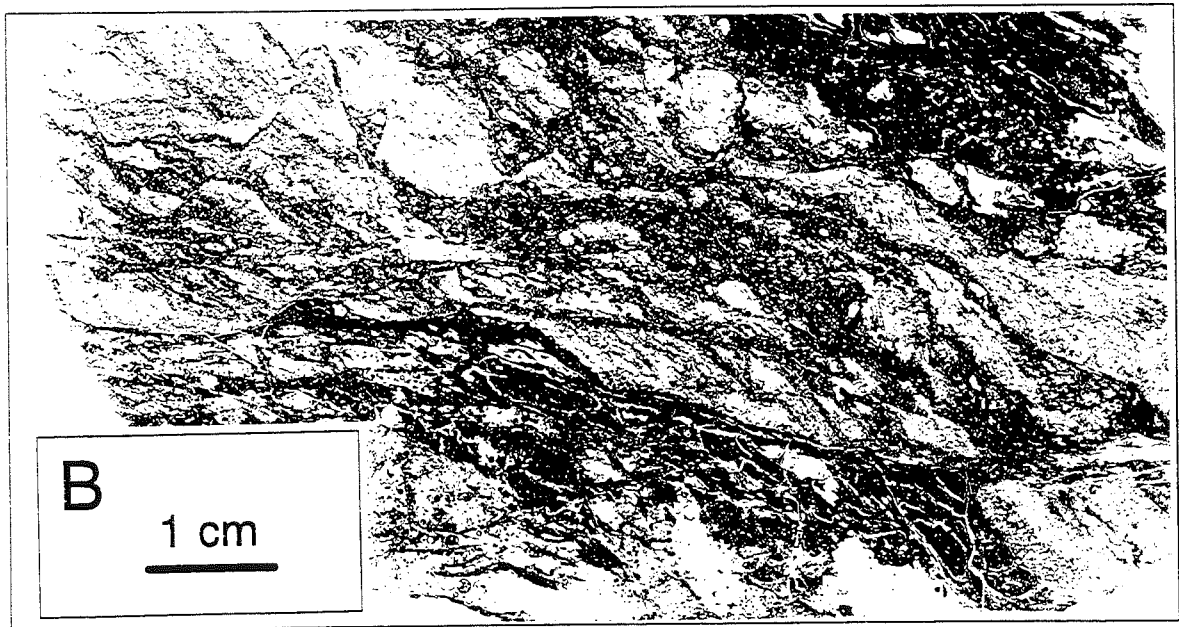
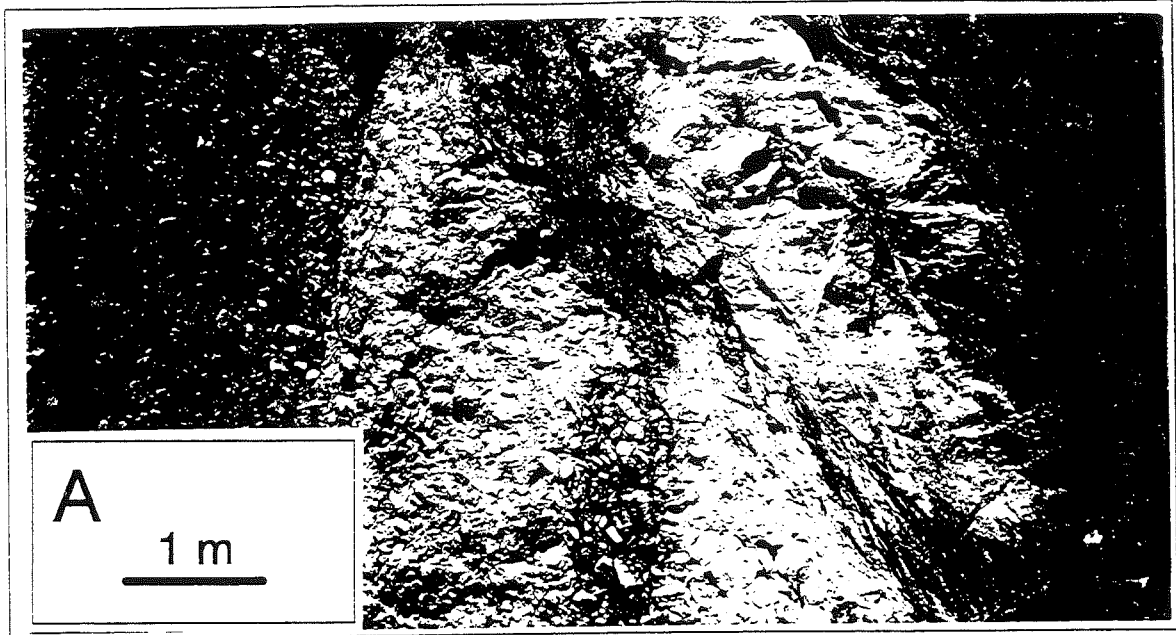


FIG. 3 - a) the Bhery thrust in the field (location on fig. 1), b) a sample of the shear zone, c) microscopy view of the gouge in the shear zone.

occurs around the clasts, suggesting a strong influence of fluids during pressure-solution deformation. The hanging-wall beds are closely parallel to the major thrusts, an observation that implies a bedding parallel decollement level within the lower Siwaliks, at the bottom of the thrust sheets, and a displacement value that exceeds the length of ramps crossing the whole sedimentary pile.

The Main Frontal Thrust outcrops only in few places. This is due to the poor quality of outcrops ; nonetheless in numerous places the Main Frontal Thrust is a blind thrust in a stage of fault propagation. In these latter places, the more external range of Siwaliks is constituted of an anticline cut across by numerous minor thrust faults.

In the study area, two major North-South transfer zones affect the thrust pattern. One is located West of Surkhet, the other one is located West of the Dun valley of Dang (fig. 1). They are complex zones formed by : (i) lateral ramps that laterally bound the thrust sheets, (ii) tear faults that develop in the transported sheets, (iii) en-echelon folds and (iiii) Riedel faults oblique to the tear faults. These zones induce bends of the structural trend, and they could be localised above lateral steps along the basal decollement and/or above faults that affect the top of the pre-Tertiary basement [Raiverman *et al.*, 1983].

At the scale of the whole belt, the thrusts presumably branch along a major decollement [Seeber *et al.*, 1981, Raiverman *et al.*, 1983, Gahalant and Chander, 1992, Biswas, 1994]. In western Nepal, this decollement is located close to the base of the Siwalik series, but in some places of Eastern Nepal, slices of pre-Siwalik beds are also incorporated within the thrust sheets above the decollement [Hérial & Masclé, 1980]. Construction of the basal decollement by the use of the kink method has been performed in an area where the horizontal spacing

between thrusts is much greater than the thickness of thrust sheets (fig. 4) ; this suggests a gently dipping basal decollement located close to 6 km (fig. 4). This result agrees with the depth of the top of the basement beneath the Surkhet area (Department of Mines and Geology- ministry of Industry His Majesty's Government of Nepal, 1985), and the position of seismically active gentle faults beneath the Outer and Lesser Himalayas [Ni & Barazangi, 1984].

The amount of shortening that affects the whole Siwalik range is very difficult to estimate, due to the lack of sub-surface data allowing the determination of the foot-wall cut-off and due to the intense erosion that in most cases totally affects the hanging wall anticlines. Nonetheless, a minimum estimation can be proposed.

Along the section of fig. 2, a minimum of 4 km shortening affects the frontal anticline structure, a minimum displacement of 7 km acts along the Babai thrust ; 7 km along Bheri thrust, and 7 km along the inner thrust beneath the Surkhet area are also inferred. This implies more than 25 km shortening for a section presently 38 km long, i.e. a bulk shortening exceeding 40%. These values are in the range of those proposed by Schelling & Arita (1991) in Eastern Nepal (i.e. 20 km shortening for a section presently 30 km long). In the Siwalik of north-western India, a section constrained by several sub-surface data shows 70 km shortening along a section presently 80 km long [Biswas, 1994], also implying a bulk shortening greater than 40%.

If it is considered a shortening rate of 6 to 12 mm/yr. [Sinhval *et al.*, 1973, Mugnier *et al.*, 1992] for the present-day shortened Siwaliks area, the beginning of the thrust activity can be estimated between 4 Myears (25 km / 6 mm /Yr.) and 2 Myears, i.e. during the deposition of Upper Siwaliks. Furthermore syn-sedimentary deformation is locally observed in the Middle Siwaliks [Chalargon, 1994], and evidences the lack of

Main Frontal Thrust

Bhery-Karnali Thrust

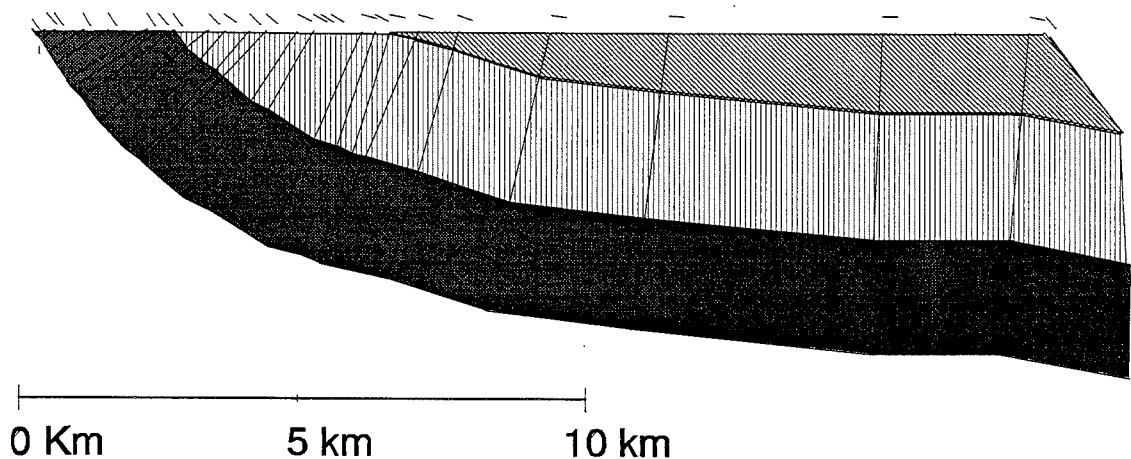


Fig. 4.- Cross-section of the Siwalik area along the Karnaly river (BB' on Fig. 1); the deep structures are built by the kink method. (same horizontal and vertical scale) (same caption as Fig. 1)

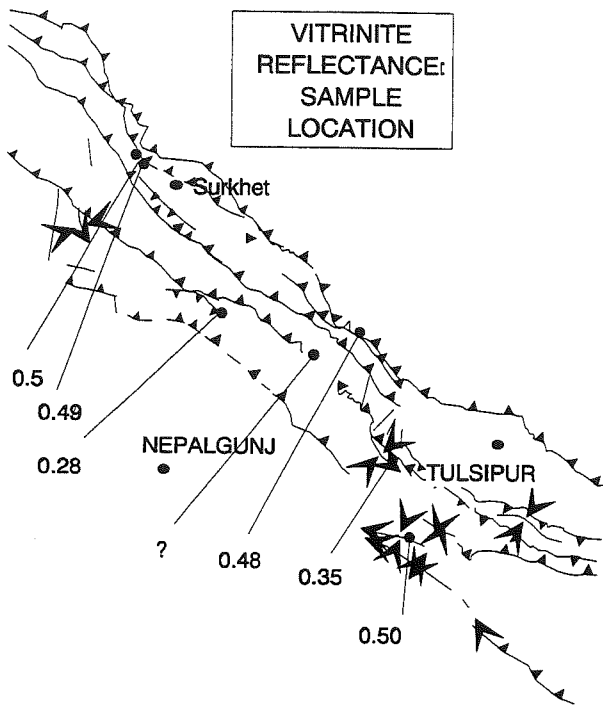


FIG. 5.- sample location and vitrinite reflectance value in Western Nepal.

stability of this area at this time. Therefore the top of the Upper Siwaliks cannot be used as a reference for line length balancing. The concept of piggy-back basin for these sediments deposited above moving thrust sheets [Johnson *et al.*, 1985] is useful in the understanding of the sedimentary evolution of the area. The intra-belt basins (Duns) filled with Post-Siwaliks sediments can also be considered as present-day piggy-back basins [Mugnier *et al.*, 1992]. From numerical modeling, it is inferred that piggy-back basins preferentially develop,

if the geometry of the thrust sheets varies along strike, above the steeper parts of the basal decollement [Chalaron *et al.*, in press].

3.- VITRINITE REFLECTANCE OF THE ORGANIC MATTER.

Vitrinite reflectance of the organic matter has been measured in the laboratory of Elf-Aquitaine. The method is described by Bertrand & Pradier (1993).

The samples are constituted of wooden pieces preserved in Middle and Lower Siwaliks, and black shales from Lesser Himalayas formations [Dhital & Kizaki, 1987]. It is found that the vitrinite reflectance values (VRo) range between 0.3 and 0.5 in the Middle Siwaliks of Western Nepal (fig. 5). In Eastern Nepal (fig. 6) values as great as 1 are found in Lower Siwaliks at the footwall of the MBT.

The unexpected small value found in the Lesser Himalayas (VRo = 0.48) is due to the peculiar form of the organic matter (Bituminous form), implying the use of the «Jacob» formulae to estimate a vitrinite reflectance equivalent value.

The vitrinite reflectance gives an estimation of the maturity of organic matter (fig. 7). In the Middle Siwaliks formation, the values are characteristic of the lignite, and are in an immature stage for hydrocarbon generation. In Eastern Nepal, Lower Siwaliks at the footwall of the MBT show values characteristic of coals, and are in the peak of oil generation.

The vitrinite reflectance is function of thermal evolution during time. Therefore the estimation of maxi-

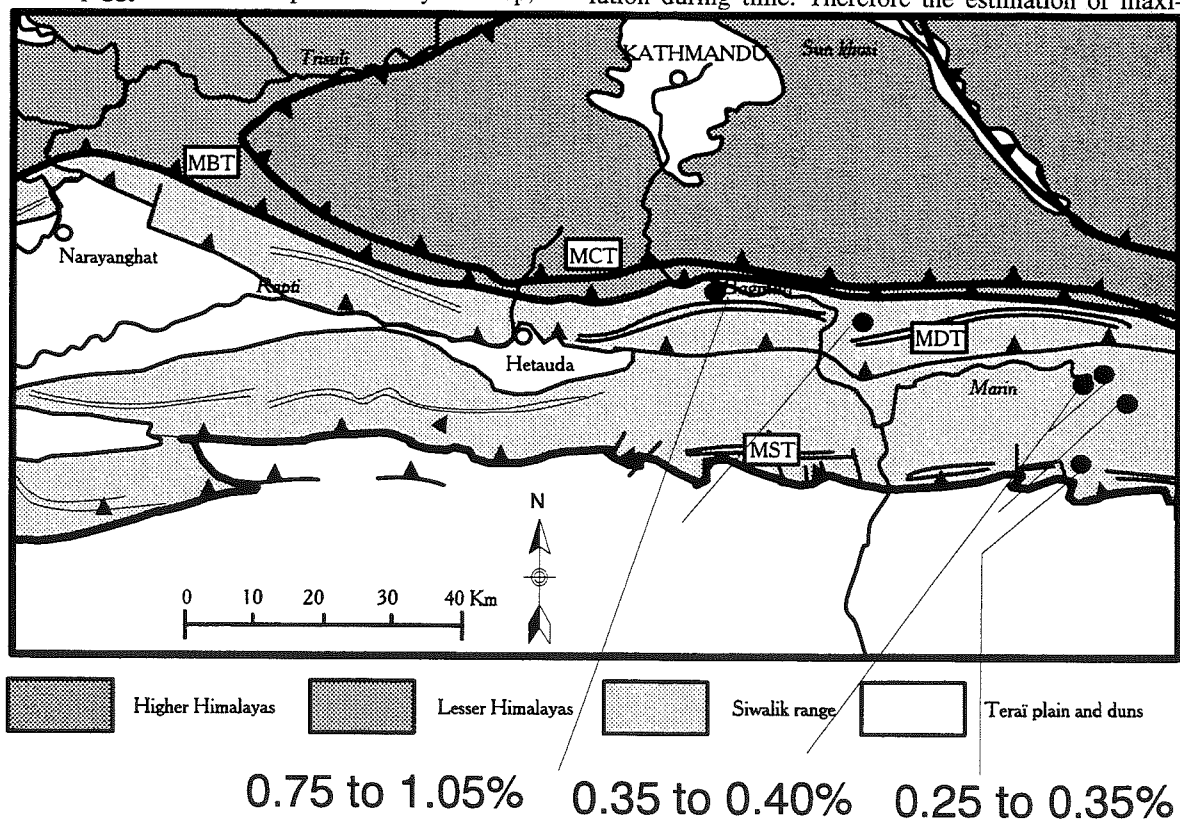


FIG. 6.- sample location and vitrinite reflectance value in Eastern Nepal.

Hydrocarbons genesis	Ro %	Coals Rank		Samples
		Europe	U.S.A.	
IMMATURITY	0.20 0.25	Peats	Peats	
	0.30	Lignites	Lignites	▲
	0.35		Sub bituminous coals	▲▲▲
	0.50		Bituminous high volatile coals	▲
EARLY OIL GENERATION	0.60 0.65 0.80	Coals	Bituminous medium to low volatile coals	■▲▲▲
PEAK OF OIL GENERATION	1.00 1.25			●
WEAT GAS TO DRY GAS GENERATION	1.90	Anthracites	Semi anthracites	●
	2.30		Anthracites	
	2.45		Anthracites	
	2.60 3.00			
OVERMATURITY	4.00 > 4.50	Meta anthracites	Meta anthracites	

▲ Middle Siwalik ■ Lesser Himalaya
● Lower Siwalik

FIG. 7.- Coal range and stage of hydrocarbons genesis.

imum temperature from vitrinite reflectance implies to infer a whole temperature story. A first attempt to estimate depth and maximum temperature has nonetheless been performed by comparing the field samples with data provided by wells located in the Siwaliks of West India [Agarwal *et al.*, 1994]. These wells show that the thermal gradient is near 20°/km, and the early phase of hydrocarbon generation (i.e. VRo= 0.5) is found close to 3500 m (temperature : 100°C) at the bottom of Middle Siwaliks, and the peak of oil maturation (i.e. VRo= 1) is found between 5500-6000 m (temperature : 150°) in bed older than Lower Siwaliks.

Let us consider that the past thermal gradient was not very different because the same Indian crust was the substratum of the actually deformed Siwaliks. Thus our field samples indicates that the layers have been submitted to rapid exhumation and reached their maximum burying a long time before the still buried levels of the same stratigraphic age reached by the wells.

Therefore, the maximum depth and temperature of

the samples collected in Middle Siwaliks Nepal outcrops have been reached in a time shorter than for the Middle Siwaliks beds drilled by the Indian wells, though they show the same VRo. This comparison suggests that the Middle Siwaliks samples collected in the field reached a depth of the same order or only slightly exceeding those of the wells, i.e. 3500 m. For the Lower Siwaliks field samples, the same reasoning also suggests that a burial depth slightly exceeding 6000 m has been reached.

This evolution where deep sediments of the foreland basin are incorporated in the thrust belt and exhumed at a fast rate by erosion in the inner zones of the accretionary wedge is well documented in the Taiwan thrust belt [Dahlen & Barr, 1989].

4.- CONCLUSION

The present-day Siwaliks consist of continental molasses, the material of which was produced by erosion of the Himalayan belt and was deposited in a flexural foreland basin. The persistence of shortening between India and Asia involves their deformation and incorporation into the growing mountain since at least 4 Myears. This deformation is caused by the operation of a series of thrusts which succeed one another in both space and time. Intense erosion concomitant with deformation balances closely tectonic shortening and prevents burials of the Siwaliks sediments at great depth. Furthermore, thrust tectonics and erosion could have totally destroyed inner parts, presently unknown, of the foreland basin. Due to this weak tectonic burial and to a weak thermal gradient, weak metamorphism affects the Siwalik sediments, and the highest metamorphism that has been found, located in lower Siwaliks at the footwall of the Main Boundary Thrust seems just enough to allow organic matter maturity. Nonetheless piggy-back basins (Duns) develop preferentially above the steeper part of the basal decollement and/or hinterward to back-thrusts affecting the Siwaliks. These piggy-back basins prevent the exhumation of rocks and could induce greater burial depth for Siwaliks beds located beneath these area than those recorded from field samples.

Acknowledgements:

This work was supported by a grant from the «Institut National des Sciences de l'Univers (thème DBT1 erosion and river) and a grant from the «Institut Français du Pétrole».

SECONDE PARTIE

APPLICATION

CHAPITRE 4

RECENT MOUVEMENTS ALONG THE MAIN BOUNDARY THRUST OF THE HIMALAYAS. NORMAL FAULTING IN AN OVER-CRITICAL THRUST WEDGE?

Jean Louis Mugnier, Pascale Huyghe, Edouard Chalaron, Georges Mascle

D'après article Tectonophysics, vol. XXX, pp. 199-215

*Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, URA CNRS 69, rue Maurice Gignoux, Université Joseph Fourier, 38031 Grenoble, France***Abstract:**

The Main Boundary Thrust (MBT) is one of the major Himalayan thrusts occurring during the Cainozoic, and it is presently incorporated within the Himalayan thrust wedge (Lesser and Outer Himalayas) displaced above the Indian lithosphere. Nonetheless the MBT shows recent normal displacement along most of its length. We suggest that the orientation of the major principal stress within the Himalayan thrust wedge deviates significantly from the horizontal and when this deviation exceeds the dip of the vectors normal to back-tilted thrusts, the normal component of displacement may act along these faults. Steep north dipping segments of the MBT therefore show a normal component of displacement if a geometrical definition is used, but they are faults in a compressional regime where the major principal stress axis has been deviated from the horizontal. Micro-structural data recorded along the Surkhet-Ghorahi segment of the MBT are consistent with a strong deviation of the state of stress. The presence of such peculiar normal faulting along the MBT is used to calibrate the mechanical characteristics of the belt considered as a Coulomb wedge. The following characteristics are suggested : a) very poor contrast of strength between basal decollement and rocks in the wedge body, b) high pore fluid pressure ratio (probably close to 0.8-0.9) and a higher fluid pressure ratio (close to 1.0) along the active normal faults if a high internal friction angle (close to the Byerlee value) is considered. The strong deviation in principal stress direction may have recently increased, due to a taper of the Himalayan wedge exceeding the stability boundary and may be controlled by erosion and isostatic uplift rebound of the Himalayan range.

1.- INTRODUCTION

The Himalayas are the result of intracontinental collision between India and Asia. Thus the structure of the entire chain shows a pile-up of thrust sheets to the south [Gansser, 1964], emplaced successively from north to south and in the northern part, back-tilted northward [Le Fort, 1975].

One of the major structural features of the Himalayan belt is the Main Boundary Thrust (MBT), a major north-dipping thrust that affected the upper crust of the Indian plate during the Cainozoic shortening and that forms the present day structural and orographic boundary between the Outer and Lesser Himalayas (fig. 1a).

An active shallow north-dipping detachment, on which the MBT is branched (fig. 2a) [Ni & Barazangi 1984], links the development of the thin-skinned thrust

belt of the Outer and Lesser Himalayas to the deep tectonics beneath the Higher Himalayas [Lyon-Caen & Molnar, 1984].

There have nonetheless been various recent movements along the active faults close to the boundary between Lesser and Outer Himalayas : normal faulting, strike-slip faulting, as well as thrust faulting.

It has been found that the apparent slip is down to the north [Nakata *et al.*, 1990 ; Yeats & Lillie, 1991] for 70 % of the length of the MBT, suggesting an extension not consistent with the compressive seismic events. Furthermore, normal faults are evidenced in numerous places within the Lesser Himalayas [Nakata, 1989]. The aim of this paper is to discuss the origin of these normal faults in the Himalayan thrust belt.

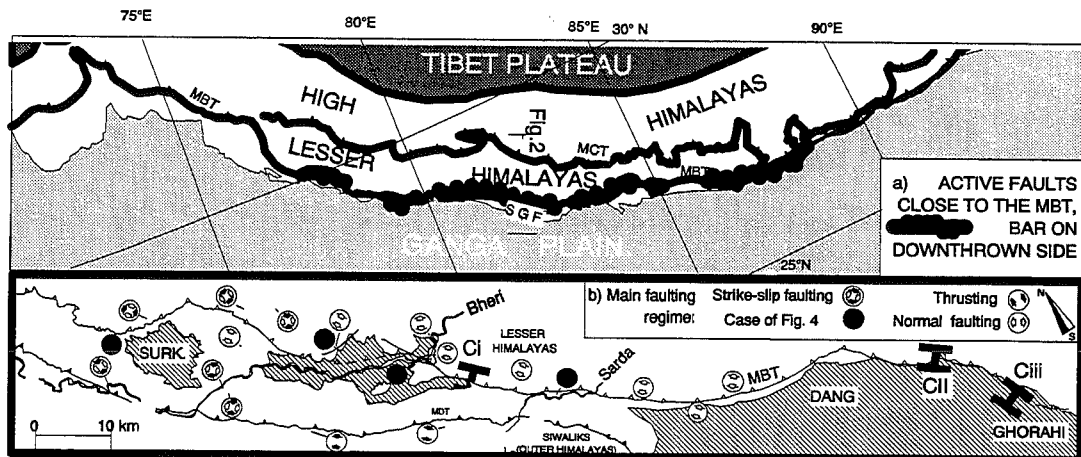


FIG. 1.- a) Simplified map of the Himalayan belt; the main Cainozoic thrusts (MCT: Main Central Thrust; MBT: Main Boundary Thrust) are black lines; the active faults close to the MBT are lines with bars on the down thrown side (redrawn from the Himalayan subcommittee of IGCP 206; Nakata *et al.*, 1990; Yeats & Lillie, 1991). Striped box is Fig. 1b location. b) Simplified map of the Surkhet-Ghorahi fault, and main faulting regime deduced from slickensides analysis. CI, CII, CIII are locations of Fig. 2c cross-sections. Hatched domains are alluvial plains (Duns). MDT refers to the Main Dun Thrust.

2.- THE SURKHET -GHORAHİ FAULT

2.1. Tectonic setting

Metamorphic formations of the Lesser Himalayas thrust above the Neogene sediments of the Outer Himalayas [Gansser, 1964] (fig. 2b). The term «Main Boundary Fault», or more frequently «Main Boundary Thrust» (MBT), refers to this major thrust feature at the scale of the Himalayan Belt. The tectonic contact consists locally of low-angle thrusts but generally dips strongly to the north. The steep attitude of the structural features at the footwall of the MBT results from back-tilting of the structures [Boyer & Elliott, 1982] at the rear of the imbricate thrust sheets of the Outer Himalayas [Mugnier *et al.*, 1992] (fig. 2b)

The «Surkhet-Ghorahi fault» (fig. 1b) of western Nepal refers to the active fault which is clearly expressed in the morphology of the relief [Nakata *et al.*, 1984] between Surkhet area (81°38'E, 28°34'N) and Dang dun (82°18'E, 28°08'N). It has already been mapped and morphologically studied in detail by Nakata, [1982]. At depth, the geometry of the active normal faults is unknown, but the continuity of the fault along 90 km suggests that the fault extends several kilometres downwards. Additional field work performed in 1988, 1990 [Mugnier *et al.*, 1992] and 1992 provided structural data for specifying the tectonic regime and its control. The active fault is very steep (more than 75°) and dips towards the NE. The Surkhet-Ghorahi fault is located at the boundary between the Lesser Himalayas and the Outer Himalayas along numerous portions [Nakata *et al.*, 1984]. Portions of the active fault are nonetheless set back in the Lesser Himalayan hills and the active fault and the MBT are locally separated by a distance of

2 km. These portions are branched on the tectonic boundary between the Lesser and Outer Himalayas and form short-cuts [Huyghe & Mugnier, 1992] in the hanging-wall of the MBT. Therefore, the Surkhet-Ghorahi fault may be ascribed to a recent reactivation of the MBT.

Recent movements along the Surkhet-Ghorahi fault are recorded by numerous offset terraces (fig. 2c) and the downthrow side is in most cases to the north [Nakata *et al.*, 1984]. In the straight segment above the Dang dun, displacement is expressed as north facing scarples and a 35 m down-to-the-north offset is locally shown by the topography of the shifted crests. Even so, the 20 000 year old terraces show an up-to-the-north offset along this segment, suggesting that the down-to-the-north movement is more recent than the deposition of these terraces and their up-to-the-north uplift. Horizontal shifts of terraces and rivers [Nakata, 1989] also suggest a right lateral component of displacement along the fault, which is difficult to estimate. The right lateral component of displacement induces locally, along a left-hand en-echelon portion of the Surkhet-Ghorahi fault, transpression and uplift of terraces at the hanging-wall [Mugnier *et al.*, 1992]. In summary, the recent displacement along the portion of the MBT studied is an oblique slip with right lateral and mainly normal component of displacement along a very steep surface dipping to the NE.

2.2. Micro-structural analysis

Numerous metre-scale faults close to the Surkhet-Ghorahi fault show striae and crystal fibres indicating the sense of displacement [Hobbs & Means, 1976] (fig. 3a). In deep incisions within the Quaternary sediments

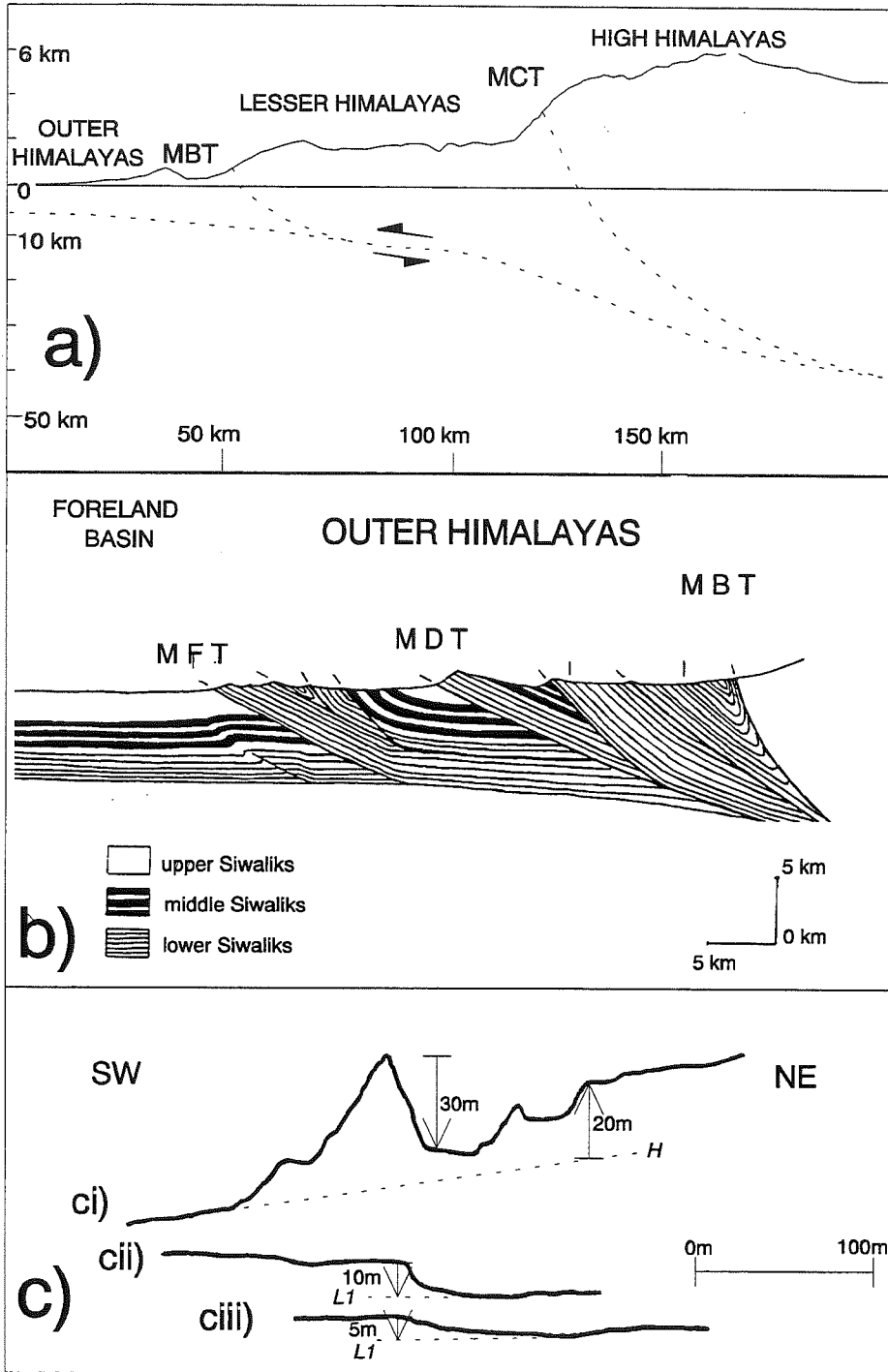


FIG. 2.- a) Cross-sections of topography and major thrust faults of the Western Nepal Himalayas, (redrawn from Ni & Barazangi, 1984); b) Cross-section of the Outer Himalayas of Western Nepal (from Mugnier et al., 1992). c) Topographical cross-section across the Surkhet-Ghorahi fault. L1 and H are vertically displaced terraces. L1 is the younger terrace and H is the older one (from Nakata et al., 1984).

at the footwall of the major active fault, pebble-against-pebble movement has been observed, producing small solution pits [Schraeder, 1988], and also fractures (fig. 3b) [McEwen, 1981]. These fractures affect quartzite pebbles and show millimetre displacements in decimetre-scale pebbles.

A data set consisting of 1101 slicken-slides along metre-scale faults and displacement markers along micro-faults in pebbles has been collected. In the Palaeozoic series of the Lesser Himalayas, a majority of normal metre-scale faults are observed. The data are scattered in numerous places and only 11 sites combine more than 25 faults on which the sense of motion is clear.

These sites has been analysed by the right dihedron method [Angelier & Mechler, 1977 ; Marret & Allmendinger, 1990]. Normal sets are found to be predominant (fig.1b), but less than 60% of the measured faults are consistent with a single state of stress, a result indicating superposition of tectonic events. In Quaternary terraces located at the footwall of the major active normal fault, the data are also very scattered, and only 4 sites combine more than 25 right dihedron (fig. 4b). After analysis they have been estimated to be consistent with more than 90% of the faults but with a specific orientation of stress axes (Fig 4a) : the major principal stress (σ_1) dips more than 30° toward the SW, the minor principal stress (σ_3) dips nearly 60° toward the NE

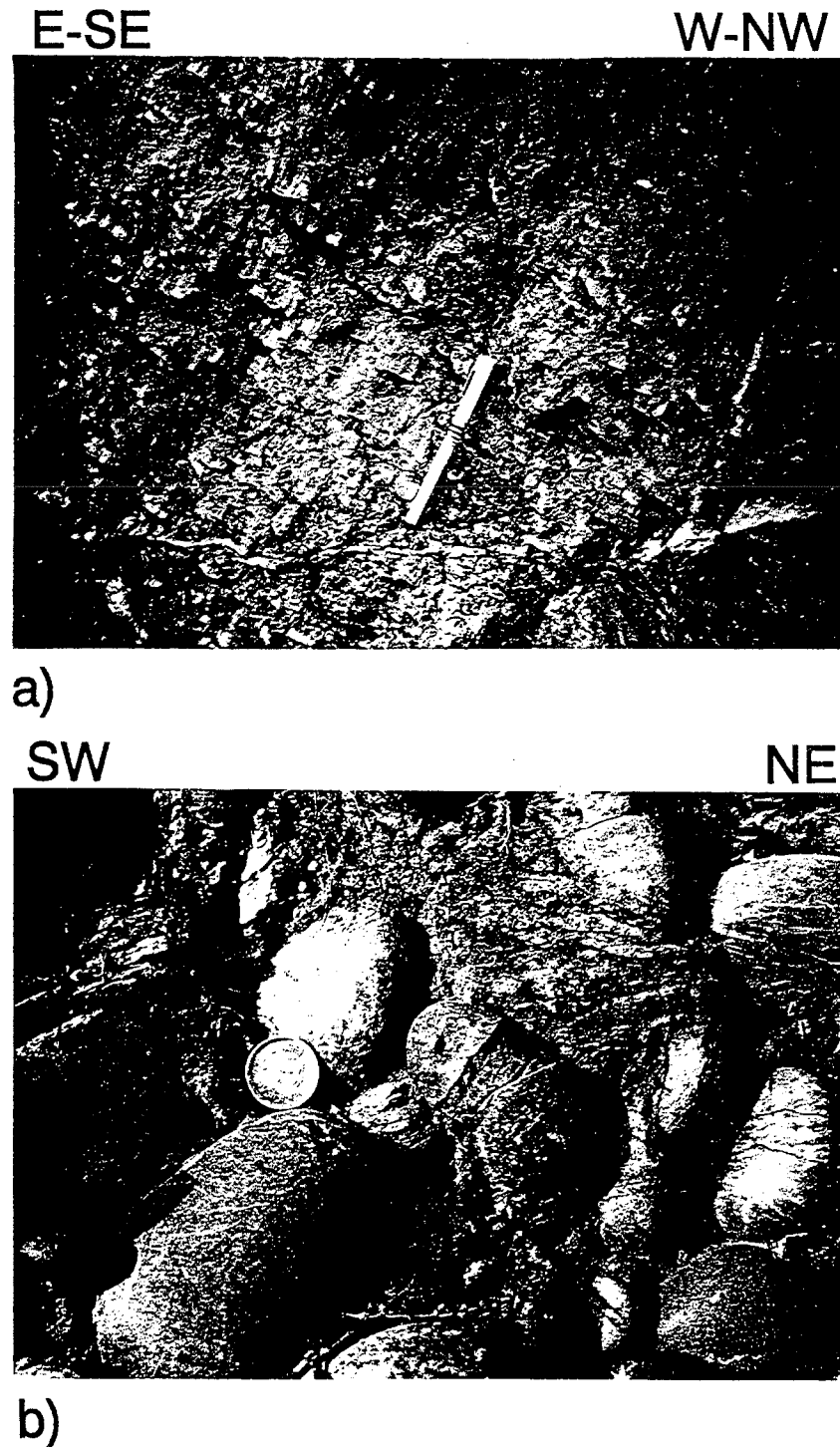


FIG.3.- a) Slickensides showing normal displacement along a minor fault dipping to the N-NE and sub-parallel to the MBT. b) Broken pebbles in Quaternary terraces at the intersection between MBT and the Bheri river.

and the intermediate stress (σ_2) dips very gently to the W.NW (fig. 4b). This single state of stress is simultaneously coherent with normal and thrust movements along the different fault planes (fig. 4a and 4c). The weak deviation of (σ_2) is not very significant and may agree with the small dextral component of slip along the major active normal fault.

This apparent deviation of (σ_1) and (σ_3) could be ascribed to several causes that are discussed below.

Shear deformation and rotation of pebbles close to major thrusts (the so-called Main Dun Thrust of Herail *et al.*, 1986] is evidenced [Herail *et al.*, 1986] within the Outer Himalayan sediments. But the outcrops close to the Surkhet-Ghorahi fault do not indicate numerous rotated pebbles. Furthermore, shear deformation does not induce constant rotation of the passive markers, and would disperse the right dihedral intersections, leading to less consistent results than those found in the sites showing a deviation of the stress state.

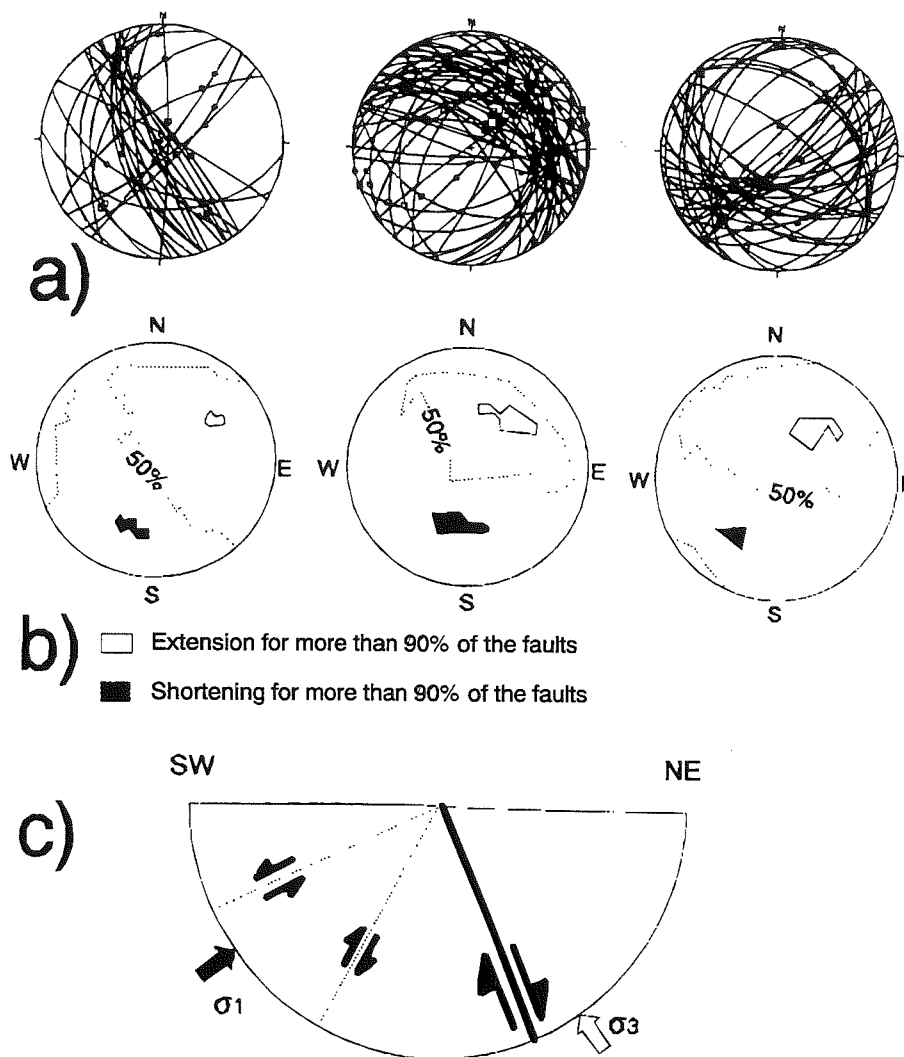


FIG. 4.- a) Minor faults measured in 3 different terraces close to the active Surkhet-Ghorari faults. Black dots and white square are slickensides showing respectively thrust and normal down-dip component of displacement. (location: the 3 south-eastern black circles on Fig. 1b) (lower hemisphere projection). b) Intersection of the right dihedrons for the faults of Fig. 1a. c) NE-SW section across the lower hemisphere, showing orientation of the inferred stress and the effect of the dip upon the sense of displacement for SE-NW trending faults. The continuous black line is the major active fault; dotted lines are the centimetre-scale faults seen on Fig. 3b.

Tilted terraces are also observed in the Outer Himalayas [Herail *et al.*, 1986]. But most of these tilted terraces dip to the north at the footwall of the MBT, and such a rigid rotation of the structures would imply an originally steeply dipping major stress axis.

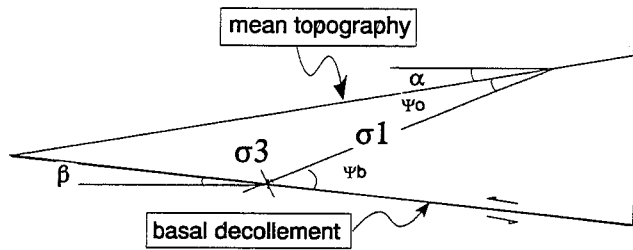
The right dihedron analysis suggests that the major principal stress is close to the normal to the active Surkhet-Ghorahi fault. This peculiar characteristic has already been inferred from major faults such as the San-Andreas fault [Zoback *et al.*, 1987] or very low angle normal detachments in extensional regime [Sibson, 1985; Ivins *et al.*, 1990] and implies that the fault surface is very weak. In this case, the fault surface itself could cause deviation of the stress field, and σ_1 could dip steeper further off the Surkhet-Ghorahi fault.

We have explored the possibility that the deviation evidenced by the slickensides analysis is linked to a stress field deviated from the horizontal. Orientation of one stress axis is frequently considered perpendicular to the free surface, a solution that allows zero normal and shear stresses along this surface. But other solutions [Zhao *et al.*, 1986, Richard & Cobbold, 1989], for which the stress deviator tends to zero near the free surface, are also suggested. These solutions allow zero normal

and shear stresses along the free surface but do not imply that one stress axis is perpendicular to the free surface.

In summary, the Surket-Ghorahi fault may be very different from the ideal cases inferred in Anderson's classification [1951] where one stress axis is assumed to be vertical. It is suggested that a deviation between 30° - 45° in the stress orientation is compatible with both normal faulting on steep north-dipping faults and thrusting on shallow dipping north facing faults. These steep north-dipping faults are therefore normal faults if a geometrical definition is used, but they are in fact reverse faults in a compressional regime where the major principal stress has been deviated from the horizontal.

The deviation of the state of stress is only evidenced locally, along one segment of the MBT. But this gives a way of conciliating a normal fault characteristic of the MBT that is not obviously consistent with Himalayan tectonics: the MBT is located in an active thrust wedge, but shows a down-to-the-north displacement along numerous segments, and thrown reaches 100 m down to the north in Western India, close to the Nepalese border [Valdiya, 1984].

70
a)

b)

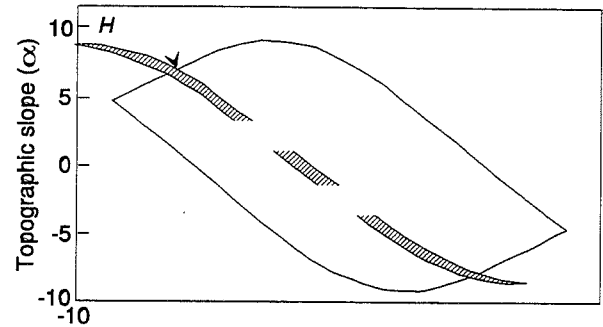


FIG. 5.- Deviation of the stress field in a fold and thrust wedge. a) A critical taper is reached in a Coulomb wedge everywhere at the verge of failure, and an analytical solution of the stress field is proposed (Zhao *et al.*, 1986). b) For a given basal dip, two types of critical tapers are inferred around the stable wedges displaced along the basal decollement with no internal deformation: 1) under-critical wedges that increase their topographical slope by internal thickening; 2) over-critical wedges that decrease their topographical slope by internal deformation. The stable domain is narrower when the cohesion decreases and when the basal friction angle is close to the internal friction angle (hatched stable domain for the following parameters: $\Phi_b=38^\circ$, $\Phi=39^\circ$, $k=10$ Pa/m, $\lambda=0.81$; dotted stable domain: $\Phi_b=30^\circ$, $\Phi=39^\circ$, $k=1$ kPa/m, $\lambda=0.86$).

3.- STATE OF STRESS IN A THRUST WEDGE

Close to the surface, horizontal deviation in the major principal stress orientation is partly induced by the steep topographic slope [Jaeger & Cook, 1969], and the first hillsides of the Lesser Himalayas often exceed 15° . But normal faulting and deviation at deeper levels also reflect the effect of the bulk topography of the Himalayan belt, showing more than 5 km elevation in less than 50 km.

3.1. The wedge model

As the Himalayan ranges are formed of thrust sheets displaced above the Indian plate [Lyon-Caen & Molnar, 1984] along a seismic detachment [Ni & Barazangi, 1984], the model of a critically tapered wedge displaced above its basal decollement has already been applied to the Himalayas [Davis *et al.*, 1983]. It provides a first-order analytical solution of the state of stress around the MBT (fig. 5a). The equations of static equilibrium in a Coulomb wedge in the verge of failure, and with zero normal and shear stresses along the upper surface have been analytically solved, and allow determination of the critical taper of a thrust wedge to be determined [Davis *et al.*, 1983 ; Zhao *et al.*, 1986 ; Xiao *et al.*, 1991]. The following analytical equation can be deduced from a combination of equations (13), (14), (17) and (18) of Zhao *et al.*, [1986] :

$$\beta = F(\alpha, \lambda, \Phi, \Phi_b, \kappa) \quad (1)$$

where β is the dip angle of the basal decollement, α is the topographic slope, λ is the ratio between the pore fluid and the lithostatic pressure in the wedge, Φ is the internal friction angle, Φ_b is the efficient basal friction angle, and κ the cohesion gradient with depth. In the case of excess fluid pressure along the basal decollement, equation (2) (adapted from Dahlen [1990] and Xiao *et al.*, [1991]) links the pore fluid pressure ratio λ , the fluid pressure along the basal decollement $\lambda\phi$, the friction angle $\Phi\phi$ and the efficient friction angle along fault

 $\Phi\phi$:

A symbolic evaluation of α from the other parameters is not possible in Eq. (1), and the numerical evaluation of α has been performed by the Mathcad-software based on the Leven-berg-Marquardt method. Due to the multiple roots of the trigonometric functions, 2 α roots are found for 1 β value. The two curves delineated two mechanical domains [Xiao *et al.*, ; 1991] (fig. 5b):

a) between the 2 curves, a stability domain corresponding to wedges displaced along the basal decollement without deformation;

b) outside the stability domain, wedges deform when sliding. Over critical wedges reduce their taper to reach the stable domain, and under-critical wedges increase their taper by thickening to reach the stable domain. Deformation of the wedge is not necessarily pervasive, but may be more specifically localised along faults [Mulugeta, 1988 ; Dahlen, 1990].

3.2. Calibration of the Himalayan data

Parameters values of the Himalayan wedge have been estimated using different arguments. Seismic reflection profiles show the base of the Outer Himalayan thrust wedge ; the wedge thickness just in front of the MBT is 6-7 km in Western Nepal [Ministry of Industry His Majesty's Government of Nepal, 1985], and close to 10 km [Raiverman *et al.*, 1983] in Western India. These data also give an estimate of the basal dip β of $4\pm 1^\circ$. This value is close to those suggested from the more gently dipping nodal plane of the major Himalayan earthquakes located along the basal detachment [Ni & Barazangi, 1984].

The surface slope α has been estimated around the MBT from topographic maps of western Nepal, but could vary drastically according to the length on which and the origin from which it is calculated. Values of 7° and 4° are obtained on average, determined respectively over

20 km and 100 km lengths. At the scale of the whole south-western side of the Himalayas, 3° to 1° is obtained by Le Pichon *et al.*, [1992]. The 7° is considered in the following calculation as an upper bound to realistic values.

The estimation of the internal friction angle may be based on experimental works, and the 39° proposed by Byerlee [1978] is frequently used [Dahlen *et al.*, 1984 ; Zhao *et al.*, 1986]. This experimental value could nonetheless be an overestimation of the internal friction angle within natural wedges [Lallemand, 1992].

The others parameters, λ , κ and Φ_b cannot be measured. Thermal springs in Siwaliks area nonetheless attest the presence of fluids in the wedge. Furthermore, the above parameters are mean parameters, and the as-

sumption of a constant cohesion gradient with depth is not rigorously applicable in complex structures but is a way of incorporating cohesion variations within the wedge in an analytical solution. This last assumption works reasonably in the case of structures affecting pelagic sediments within the Barbados prism [Zhao *et al.*, 1986] and the deltaic sediments of the Gulf of Mexico [Xiao *et al.*, 1991] and could work in the case of the muddy sediments of the Ganga plain incorporated within the Siwalik ranges.

The function (1), and equation (18) of Zhao *et al.*, [1986] have been introduced in the Mathcad software to explore the range of values inducing a strong deviation in principal stress directions. The following range of values has been studied taking into account the work of Zhao *et al.*, [1986], Dahlen [1990] and Xiao *et al.*, [1991]: [$0 < \kappa < 5$ kPa/m] and [$\Phi_b < \Phi$].

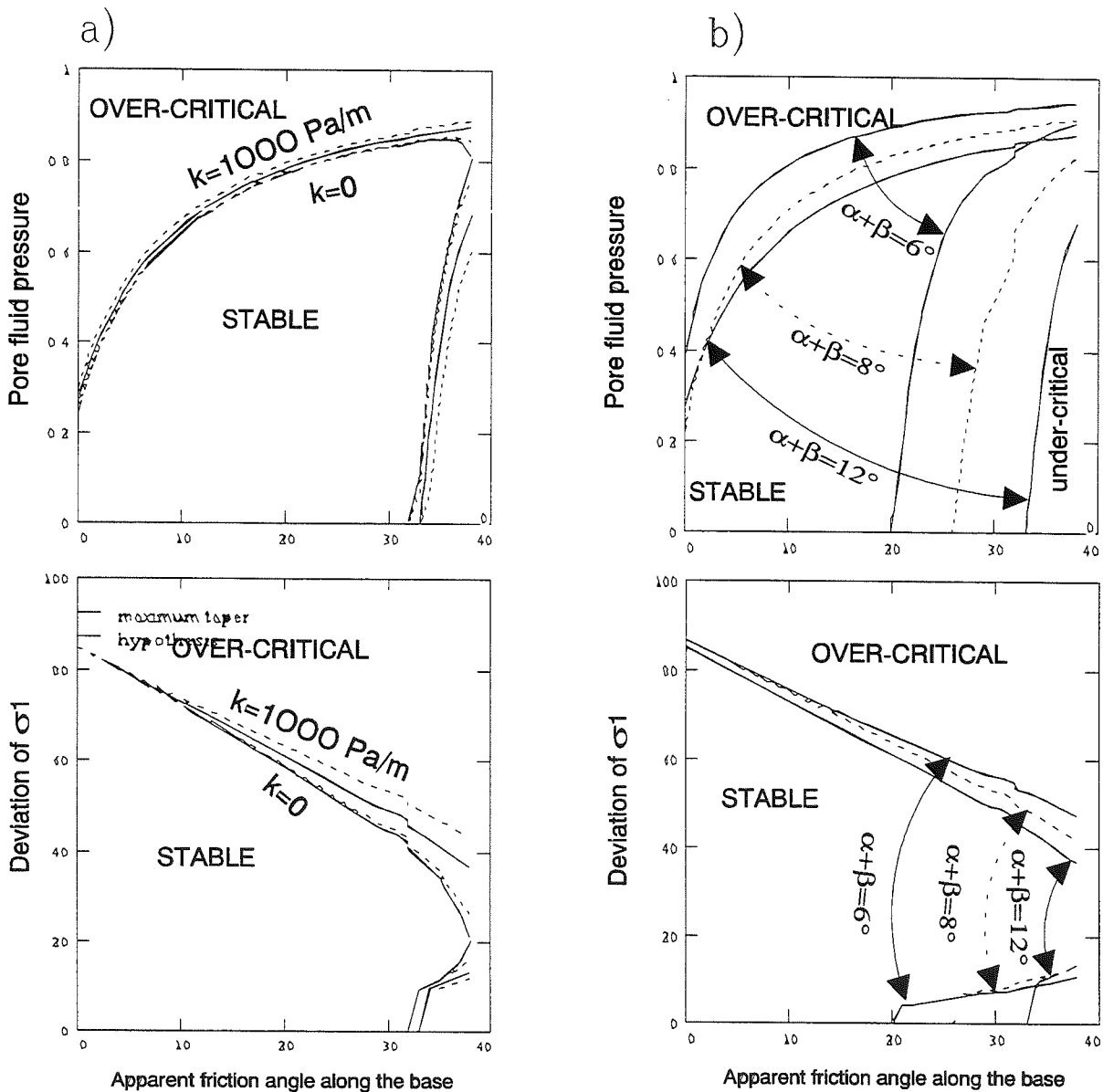


FIG. 6.- Pore fluid pressure and orientation of the major stress direction as a function of cohesion gradient and basal friction angle. a) The effects of change in depth cohesion gradient: dotted line: $k=0$ and $k=100$ Pa/m; continuous line: $k=500$ Pa/m and $k=1000$ Pa/m; ($\Phi=39^\circ$, $a=7^\circ$; $b=5^\circ$). b) The effects of uncertainty in basal and topographical slopes: dotted line: $\alpha=5^\circ$; $\beta=3^\circ$; continuous lines: $\alpha=7^\circ$; $\beta=5^\circ$ and $\alpha=3^\circ$; $\beta=3^\circ$ ($\Phi=39^\circ$, $k=500$ Pa/m).

For a fixed set of (α , β , Φ and κ) values, non-unique (λ , Φ_b) solutions are found, and in a (Φ_b , λ) plot (fig. 6), curves delineate the domain of stable, over-critical and under-critical wedges. The under-critical domain shows a lower bound in the apparent friction angle. Beneath this bound, the taper is either stable or over-critical depending on the pore fluid pressure ratio, but cannot be under-critical. The lower bound in the apparent friction angle decreases when the taper value ($\alpha + \beta$) decreases. For example, 20° constitutes the lower bound in the case of the parameter sets used for fig. 6b, but 16° is suggested for the apparent friction angle along the decollement beneath the sharper Aleutian accretionary wedge [Davis & von Huene, 1987]. The over-critical domain shows a lower bound in the fluid pressure ratio. Beneath this bound, the taper is either stable or under-critical depending on the pore fluid pressure ratio, but cannot be over-critical.

All these results show that the calibration of Himalayan wedge parameters is loose if only geometry is considered and the Himalayan taper could be ascribed in these conditions to an over-critical wedge or an under-critical wedge.

3.3. Stress orientation within thrust wedges

When the deviation of the maximum principal stress direction is studied as a function of κ and Φ_b (fig. 6b), it is found that large deviations give some control on the mechanical parameters.

In under critical wedges, the large deviations of the

principal stress direction imply very low cohesion and a small difference between basal friction angle and internal friction angle. The maximum deviation is limited by the value :

$$[(90^\circ - \Phi)/2 - \beta] \quad (3)$$

and is reached when the cohesion gradient tends to zero and Φ_b tends to Φ . Therefore internal friction angle close to Byerlee value does not allow deviation greater than 25° , but smaller internal friction angles could allow greater deviations.

In over critical wedges, the deviation of the major stress direction exceeds the values found for under-critical wedges (fig. 6). Deviation is more than 45° if the cohesion gradient with depth is high (more than 1 kPa/m), or the difference between efficient basal friction angle and internal friction angle is high. Deviation is less than 45° if the cohesion gradient with depth is small (less than 1 kPa/m) and if the efficient basal friction angle is close to the internal friction angle (fig. 7). The uncertainties in basal and topographic slopes do not affect these tendencies (fig. 6b). It is nonetheless found that deviation of σ_1 is greatest in the case of the sharpest taper ($\alpha = 3^\circ$, $\beta = 3^\circ$, full line on fig. 6b).

The stable domain becomes narrower (fig. 5b) when cohesion decreases and when basal friction angle tends to the internal friction angle, *i.e.*, when the contrast of strength between the wedge body and the basal decollement is small. The stable domain may even become a single curve for $\kappa = 0$ and $\Phi = \Phi_b$. In this case, a solution close to the stability criterion proposed by Platt

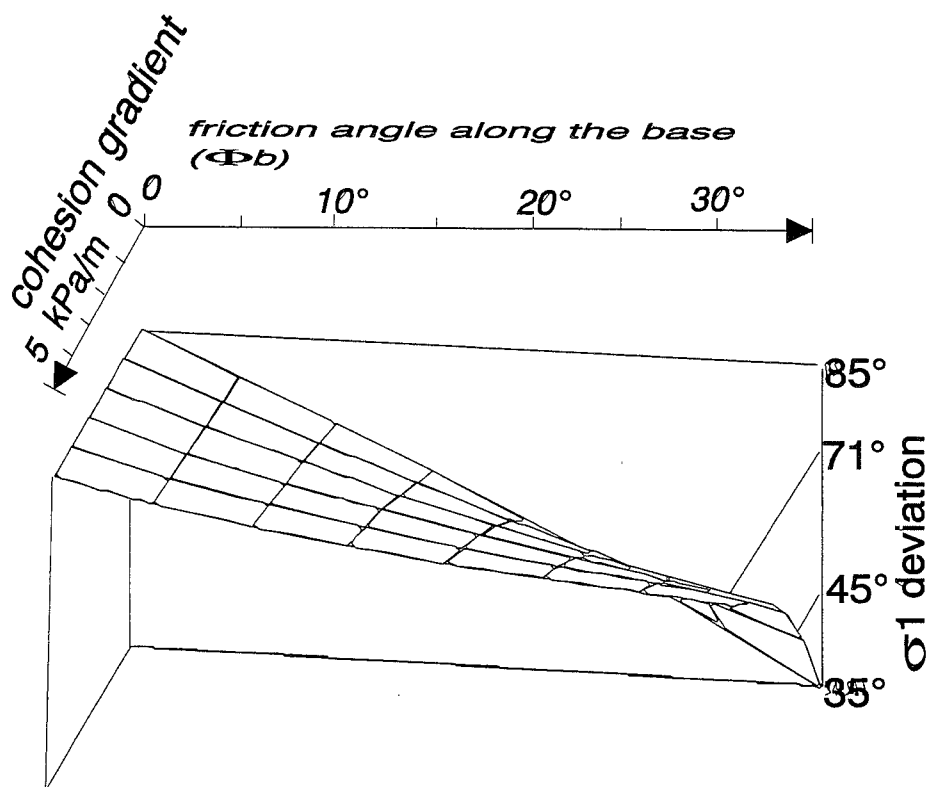
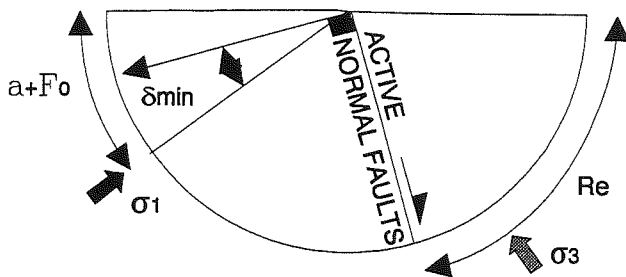


FIG. 7.- Stress deviations in an over-critical wedge. The deviation of σ_1 from the horizontal is plotted on the vertical axis as a function of the friction angle along the base (plotted on the horizontal axis) and the cohesion gradient (plotted on the third axis); the other parameters are fixed to those of the Himalayan wedge ($\alpha = 7^\circ$, $\beta = 5^\circ$, $\Phi = 39^\circ$). Deviation of σ_1 is between 30 and 45° in over-stable wedges with small cohesion and a basal friction angle close to the internal friction angle.

FIG. 8A.- Fault reactivation study: definition of angles.



- ② Anisotropic Mohr-Coulomb criteria (Reactivation)
 ① Mohr-Coulomb criteria (fracturation)

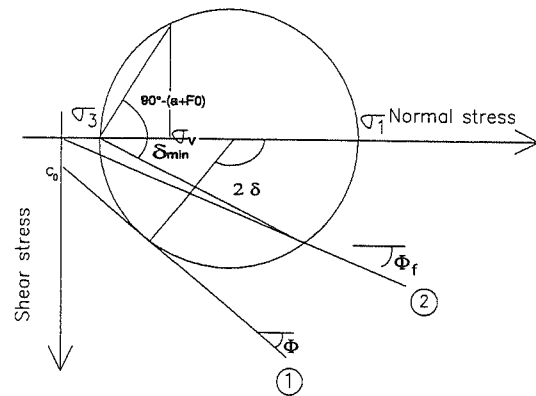


FIG. 8B.- Representation in a Mohr space.

[1986] is found. If the stable domain is narrow, a weak perturbation of any parameter could transform an under-critical wedge into an over-critical wedge, but would not have much effect on the stress orientation.

The above calculation suggests that significant horizontal deviation of σ_1 occurs within over-critical wedges or within under-critical wedges with a poor contrast of shear strength between rocks in the basal decollement and in the wedge body.

4.- THE STATE OF STRESS WITHIN THE HIMALAYAN WEDGE

The mechanical analysis idealised above gives only a rough estimate of mean mechanical parameters and does not give a unique solution. Nonetheless, it shows that active normal faulting along steep faults is consistent with a 30° - 45° deviation of the principal stress axis, in a compressional wedge with a poor contrast of strength between basal decollement and rocks in the wedge body. The estimation of the deviation in principal stress direction (close to 30°) in the vicinity of the Surkhet-Ghorahi fault only results from superficial outcrops and could be affected by local effects. Therefore the estimated value is not believed to be confirmed everywhere, and the deviation estimated from outcrops does not allow a final discrimination in the stability state, though suggesting over-critical solutions.

The recent changes in tectonic regime, from thrusting to normal and strike-slip faulting in the Lesser Himalayas [Nakata *et al.*, 1990], support the hypothesis of a change from an under-critical to an over-critical state. Numerous perturbations may be inferred to transform a stable wedge to an over-critical one, leading to extensional features [Willet *et al.*, 1993]. However, it may be inferred that over-critical solutions that do not imply major changes are most plausible to explain a recent change in the Himalayan tectonic regime. Restricted stable domains are related to a poor contrast of shear strength between rocks in the basal decollement

and in the wedge body. Poor contrast of shear strength is not consistent, from Eq. 2, with a great excess fluid pressure within the basal decollement. In these conditions, weak excess fluid pressure along the basal decollement and a weak difference in cohesion and friction angle between wedge body and basal decollement are found for the Himalayan wedge.

5.- FAULT REACTIVATION

5.1. The anisotropic Mohr-Coulomb criterion

For the purpose of the discussion concerning normal faulting along the MBT, reactivation of a pre-existing fault located within the wedge has been studied by using the anisotropic Mohr-Coulomb criterion and the stress field calculated by Zhao *et al.*; [1986] (fig. 8a). The initial assumption of Xiao *et al.*, [1991] concerning the similarity of the coefficient of friction along the pre-existing fault and along the basal detachment, has been released as several studies [Ivins *et al.*, 1990; Ranalli & Yin, 1990; Huyghe & Mugnier, 1992] that outline the crucial effect of decreasing friction angle along the fault plane in fault reactivation. The problem is similar to the competition between reactivation and failure studied by Huyghe and Mugnier [1992], except that their's was a case of a horizontal stress field. A complete analytical solution is complex, but fig. 8b shows a simple inequality condition that avoids discussion of influence of different parameters: the friction angle along the fault (Φ_f) is in any case smaller than the angle (δ_{\min}) between the normal to the fault and the σ_1 direction.

The above study of the Surkhet-Ghorahi fault suggests that the major principal stress is close to the vector normal to the fault (fig. 4b). It is therefore found that a deviation in stress orientation of 30° leads to the reactivation of the pre-existing fault that dips steeper than 70° to the back of the wedge if the coefficient of friction along the fault is less than 10° . This weakness

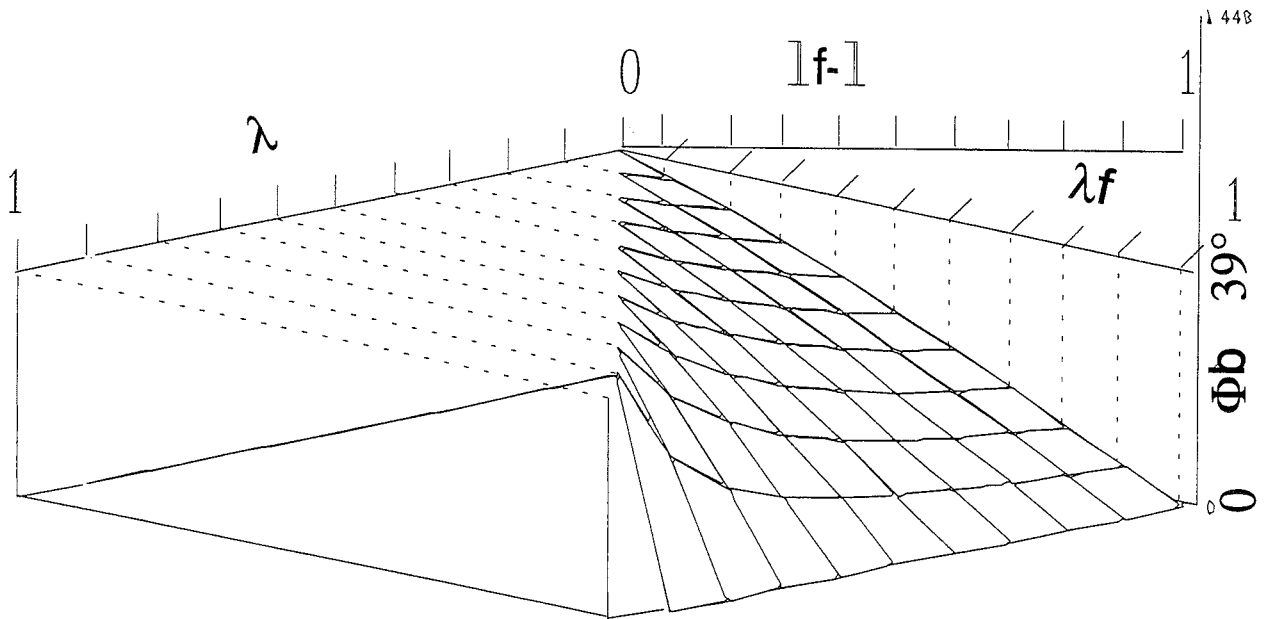


FIG. 9.- Apparent friction angle along the fault deduced from pore fluid pressure ratio in the wedge and fluid pressure ratio along fault (calculated from Eq. (2)). Static friction angle along the fault: 39° , Vertical axis is the apparent friction angle, left axis is the pore fluid pressure in the wedge, right axis is the fluid pressure along the decollement.

may be linked to excess fluid pressure along the pre-existing faults.

5.2. Fluid pressure along faults and decollement

In the case of excess fluid pressure, equation (2) links the pore fluid pressure ratio λ , the fluid pressure along the fault λf , the friction angle $\Phi\phi$ and the efficient friction angle along fault $\Phi\phi$. Equation (2) and fig. 9 show that the effect of excess fluid pressure along faults ($\lambda f - \lambda$) is amplified by high values of the pore fluid pressure ratio (λ). Therefore a small excess fluid pressure in the fault zone leads to weakening. For fluid pressure ratios in the wedge between 0.8 and 0.9, and a 39° friction angle along the fault, the efficient friction angle is less than 10° when the fluid pressure ratio is between 0.96 and 0.98 in the fault zone.

Thin sections of samples taken from major faults of the Outer Himalayas show that recrystallisation occurred in veins parallel to the cleavage [Mugnier *et al.*, 1993], and suggest [Gratier, 1984] that the fluid pressure ratio could locally exceeded 1.0 along fault zones. Such strong pressure ratio values within the fault zones and outside the fault zones are locally proposed for other thrust wedges [Moore & Vrolijk, 1992] and are also locally found in the vicinity of the San Andreas fault [Rice, 1992 ; Zoback & Beroza, 1993].

The above the Himalayan wedge stability study suggests that the efficient basal friction angle is close to the internal friction angle within the wedge, and the excess fluid pressure ($\lambda_f - \lambda$) along the base is weak. Therefore, the fluid pressure ratio along the basal decollement would be close to the pore fluid pressure (0.8-0.9), and smaller than the pressure ratios along faults within the wedge. This result may be linked to the fluid circulation pattern

along the decollement, the pre-existing faults and the wedge interior.

5.3. Controls of over-critical wedges

The recent changes in tectonic regime, from thrusting to normal and strike-slip faulting in the Outer and Lesser Himalayas [Nakata *et al.*, 1990] support the hypothesis of a recent change from an under-critical to an over-critical state. Several controls can be inferred for such a change, and are described in the following sections.

5.4. Over-critical wedges and isostatic rebounds

A late fore-tilting of the Indian basement is indicated by the drainage patterns in the Ganga basin [Burbank, 1992]. It may be an isostatic rebound [Heller *et al.*, 1988] driven by the erosion of the tectonic load [Molnar & England, 1990]. Tectonic denudation in the Great Himalayas [Burchfield & Royden, 1985] and Tibet [Tapponnier *et al.*, 1986] could also change the load applied to the trailing edge of the Indian lithosphere. Changes in mantle conditions beneath the Tibetan plateau [Molnar, 1988] and/or in bending torque at the trailing edge of the Indian plate [Molnar & Lyon-Caen, 1988] can also be inferred. In all these cases, a limited fore-tilting of the Indian basement beneath the Himalayan wedge could decrease the basal slope and favour the change from an under-critical wedge to an over-critical wedge. The last glaciation event (20 000 y) in the Himalayas has a lowest ice elevation estimated to be 4300 m. [Fort *et al.*, 1982], and only has a limited isostatic effect.

5.5. Fluid pressure and erosion

An increase in the pore pressure ratio in the wedge leads to an over-critical state. For example, an increase in the pore pressure ratio and the basal pressure ratio from 0.75 to 0.81 transforms an under-critical wedge into an over-critical wedge (fig. 10a and c) when $\alpha=7^\circ$, $\beta=3^\circ$, $\Phi_b=38^\circ$, $\Phi=39^\circ$, $\kappa=10$ Pa/m. This increase in the pressure ratios could be controlled by an increase in fluid pressure or by a decrease in the lithostatic pressure. Dehydration of minerals during metamorphism could produce fluids [Moore & Vrolijk, 1992] and could increase the fluid pressure in thrust belts. Rapid erosion could also decrease the lithostatic pressure. A calculation (see Appendix 1), assuming a constant pore fluid pressure, and neglecting the change in pore fluid pressure during erosion, gives:

$$\Delta\lambda/\lambda = \Delta H/H\phi(4)$$

where $\Delta\lambda$ is the change in pore fluid pressure ratio, ΔH the eroded thickness and $H\phi$ the depth after erosion. For example, the change in the fluid pressure ratio $\Delta\lambda$ could reach 0.1 if a mean erosion of 600m is inferred in a wedge of Himalayan size, and could transform an under-critical wedge into an over-critical wedge, using the parameters of fig. 10. Equation (4) gives a maximum for the changes in fluid pressure ratio as a decrease in fluid pressure sets off the erosion effects. However, if the permeability of the rocks within the wedge is weak, fluids tend to change their pressure at a very slow rate. The preservation of a pore fluid pressure much higher than the hydrostatic value [Moore & Vrolijk, 1992] gives evidence that, once permeability decreases below some critical value, rocks can no longer permit migration of fluids. Furthermore, fast erosion, over the past 900 000 years [Amano & Taira, 1992], has removed more than 600 m in the Himalayas and could induce an increase in the pressure ratio. It is worth noting that if the pressure were to increase only along the basal decollement, the stability domain would increase (fig. 10b), a change that does not favour either under-critical states or over-critical states.

5.6. Local changes in dip along the basal decollement

Analytical calculations [Wiltsko, 1979], and analogical models [Ballard *et al.*, 1989] show that normal faults could locally occur in a thrust sheet displaced above a ramp. It has been shown, from the example of the incorporation of sea mounts in the Japan trench [Lallemand & Le Pichon, 1987], that local changes in basal slope induce changes in the equilibrium state of prisms. Under-critical states are inferred above the steepest part of the decollement, and over-critical states above the gentlest part.

Ramps along the Himalayan basal decollement have been inferred [Gahalaut & Chander, 1992] in Western India. It has been suggested that normal reactivation along the MBT could be linked to the displacement of the thrust sheet above such ramps [Lacassin *et al.*, 1993].

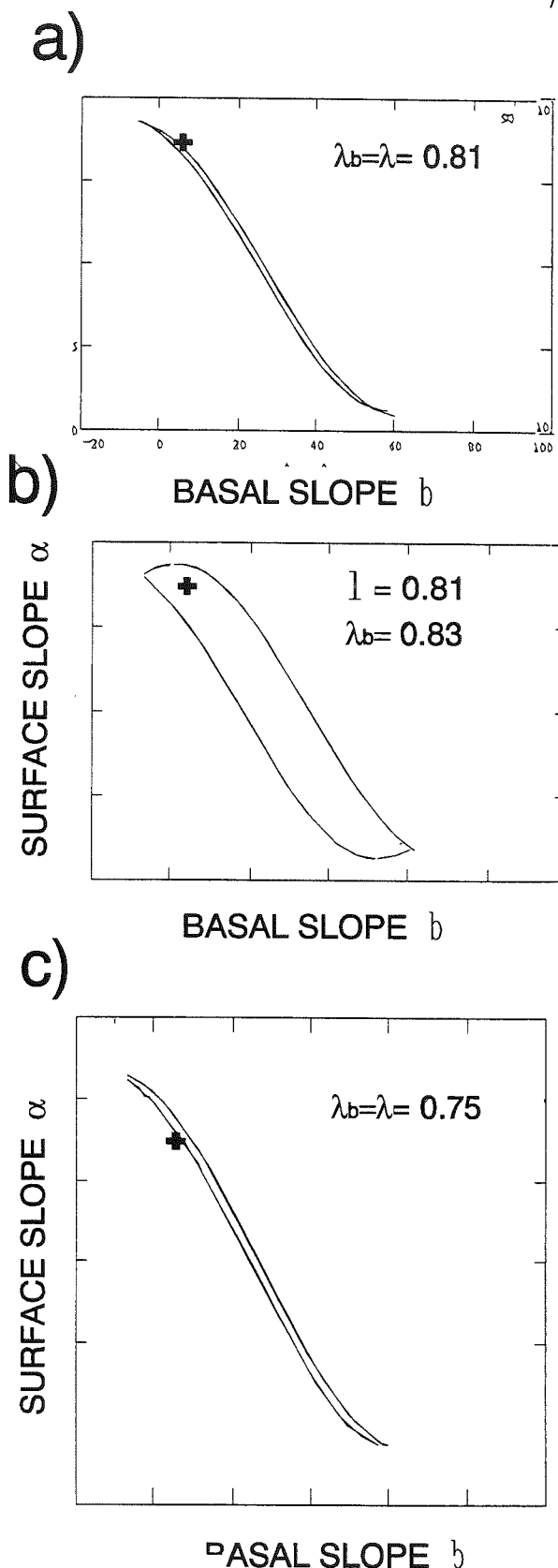


Figure 10: The effect of change in fluid pressures.

a) Same parameters as Fig. 5b, hatched domain; $\Phi_b = 38^\circ$; $\Phi = 39^\circ$; $\kappa = 10$ Pa/m, $\lambda_b = \lambda = 0.81$.

b) Same parameters as a), except, λ_b increases from 0.81 to 0.83; the stable domain becomes larger, and the Himalayan wedge (black cross) lies in the stable domain.

c) Same parameter as a), except λ and λ_b decrease from 0.81 to 0.75; the stable domain moves vertically and the Himalayan wedge lies in the under stable domain.

But the superimposition, on a same vertical, of the transported MBT above a ramp of the basal decollement implies a specific value for the bulk displacement, that has to be equal to the distance in the initial state between the incipient MBT and the future ramp of the basal decollement. The thrust pattern of the Himalayas, though rather simple, is not cylindrical, and neither the displacement along the decollement nor the spacing of the structures is constant. Therefore the hypothesis that superimposition of the MBT above a ramp of the basal decollement simultaneous along numerous segments of the Himalaya belt is rather improbable.

6.- LATERAL EVOLUTION IN THE STABILITY OF THE HIMALAYAN BELT

At the scale of the whole Himalayan belt, the MBT shows a lateral evolution in active faulting that could be linked to lateral evolution of the wedge characteristics. In the Salt and Range domain of Pakistan, the Outer Himalayan belt slides above a decollement level located in the Cambrian evaporites [Yeats *et al.*, 1984 ; Butler *et al.*, 1987]. Therefore, there is a strong contrast of strength between the basal level and the displaced thrust sheet. The taper is bounded by small topographical and basal slopes. The stable domain of such a wedge is very large and prevents the development of over-critical states during its motion. Furthermore, the deviation in the principal stress direction is small in wedges sliding above weak decollements. Therefore, the wedge model agrees with the lack of a normal fault close to the MBT in this portion of the Himalayan-Karakorum belt [Nakata *et al.*, 1990 ; Yeats & Lillie, 1991].

In Western India [Yeats *et al.*, 1991] and Nepal [Heraïl *et al.*, 1986, Mugnier *et al.*, 1992], the Outer Himalayas extend over a width of several tens kilometres, and are presumably displaced along a decollement located in pelitic formations. There is therefore a small contrast of strength between rocks in the decollement levels and displaced sheets, a condition that favours normal faulting along steep pre-existing faults like the MBT.

The foreland basin of the Himalayas is the narrowest and the thinnest along Bhutan transects [Gansser, 1964 ; Burbank, 1992]. The Outer Himalayas of Buthan are also narrow and the MBT locally is the frontal thrust, or is hidden beneath the sediments of the Ganga basin. Foreland sediments are weakly accreted in the Himalayan belt. The wedge presumably is in an under-critical state that does not favour propagation of the decollement in the syn-orogenic sediments [Chalaron *et al.*, 1993] or normal reactivation along the MBT.

7.- CONCLUSION

Our field work indicates that the active steep faults close to the MBT are geometrically normal faults in a dynamically compressional wedge. The presence of these

normal faults provides a means of improving the calibration of mechanical parameters within the Himalayan ranges considered as a Coulomb wedge at the verge of failure. We have looked for values inducing strong horizontal deviations in the stress axes, a condition that could explain the occurrence of normal faulting on steep pre-existing faults in a compressional regime. It is found that deviation in under-critical wedges is limited by the value $[(90^\circ - \Phi)/2 - \beta]$ and stronger deviation of the principal stress axis occurs mainly in over-critical wedges. If numerous perturbations (decrease in the basal slope or increase in the topographical slope or of the fluid pressure) may be inferred to transform a stable wedge into an over-critical one, we favour solutions that do not imply major changes. Restricted stable domains are only found for a poor contrast of shear strength between rocks in the basal decollement and in the wedge body. In this condition, only weak excess fluid pressure along the basal de-collement and weak difference in cohesion and friction angle between wedge body and basal decollement can be inferred.

The critical wedge model is nonetheless inherently non-unique and if specific parameters are to be estimated, many independent parameters are needed. If the Byerlee law and the above conditions are retained, a pore fluid pressure ratio close to 0.8-0.9 is inferred from the taper geometry. A small excess fluid pressure along major faults is also suggested to explain their weak efficient friction angle. Erosion and tilting of the basement could be controls for a near over-critical Himalayan wedge.

As shortening is still active in the Himalayas, a change in the rate of erosion unloading or in the rate of tectonic loading, instead of a successive two-phase model (tectonics followed by erosion) could well explain the recent uplift pattern of the Himalayas, the sedimentological organisation of the Ganga basin and the recent change in tectonic regime of the Lesser and Outer Himalayas. For a more comprehensive evaluation of the competition between erosion-driven unloading and tectonic-driven phenomena, more accurate calibration of the stress, the shortening rate, the uplift rate and the sediment flux in Nepal in the Himalayas and its foreland is needed.

Acknowledgements.

This work was supported by a grant from the «Institut National des Sciences de l'Univers» (thème D.B.T. erosion and rivers) and a grant from the «Institut Français du Pétrole». Thanks are due to J. Letouzey and W. Sassi. J. Platt, S. Lallemand, S. Willet and M. Seranne reviewed the first draft and made many useful comments.

SECONDE PARTIE

APPLICATION

CHAPITRE 5

CONTROL ON THRUST TECTONICS IN THE HIMALAYAN FOOTHILLS : VIEW FROM A NUMERICAL MODEL.

Edouard CHALARON, Jean Louis MUGNIER, Georges MASCLE

Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines and U.R.A. C.N.R.S. 69, 15 rue Maurice Gignoux, 38031 Grenoble, FRANCE.

Abstract .- The evolution of an intracontinental accretionary wedge is controlled by : a) the displacement of several thrust sheets along faults and an underlying decollement ; b) the vertical motion of the rigid basement beneath the accretionary wedge ; c) surfacial processes (erosion-sedimentation). A numerical model is proposed based on the Coulomb wedge theory, a 2D 1/2 forward kinematic system, progressive tilting of the underthrust basement and a 3D erosion/sedimentation model in order to characterise the sequence of fault activation in a thrust system and the syn-orogenic sedimentation in such a system. The Siwalik belt, frontal thrust system of the Himalayas, represents a structure on which the model can be applied. It presents mainly simple structures made of one fault system branched on an underlying decollement. Conglomerate deposits of the Plio-Pleistocene (Upper Siwalik) are overthrust by Miocene formations (Lower Siwalik) at the front of the wedge and along inner faults. Structural maps show that thrust sheets are laterally relayed and simultaneously emplaced. The comparison between the deformation pattern in the Himalayan foothills and the modelling results supports the concept that the Himalayan thrust wedge has a steady-state type evolution controlled by horizontal convergence and surfacial mass transport, and characterised by an irregular spatial and temporal distribution of shortening within the whole wedge. During this evolution, piggy-back basins or strongly displaced internal sheets hide some thrust sheets. The exhumation path of these sheets is then discontinuous, though the shortening of the wedge is regular.

Key words : Numerical modelling, thin-skinned thrust belts, erosion, balanced cross-sections, foreland basin, Himalayas.

1.- INTRODUCTION

The Siwalik-Ganges foreland basin fringes the Himalayan range along more than 2000 km from Assam to Pakistan. The northern deformed edge of this basin is formed by the Siwalik foothills. Their width varies from 5 to 50 km between the lesser Himalayan mountains in the north and the Terai plain in the south (fig. 1).

The Siwalik-Ganges foreland basin constitutes the only presently active foreland system ahead of an intracontinental collision. Nevertheless, this kind of context was not uncommon in the past, and characterised for example the Variscan evolution of Europe [Burg, 1983 ; Burg & Matte, 1978 ; Mattauer & Etchecopar, 1977].

Thus, the study of the presently active Himalayan system provides an excellent basis for interpreting the older structures. Furthermore, evolution of accretionary wedges above subducted plates in any geodynamic context is also controlled by the same phenomena. In this paper, the results of multidisciplinary studies of the

Siwalik of southern Nepal are compared with a numerical model describing the sedimentological and tectonic evolution of a foreland basin progressively incorporated in a collision belt. This model links tectonic events, erosion and sedimentation, all of which are active in the belt. Simple approximations have been developed to take into account the rather simple geometry of the Siwalik structures due to a single shortening event with a fairly constant kinematic direction.

Four algorithms are applied iteratively to determine the incremental evolution of the thrust belt. For each iteration, 1) the stability of the wedge is analysed ; 2) displacement along one ramp among the pre-existing faults thickens the innermost under-stable zone of the wedge ; 3) the erosion/sedimentation response and 4) the tilting of the basement are inferred. According to the parameter sets, different tectonic sequences are predicted and lateral structures created.

This modelling links the morphology of the belt to the lateral evolution of the basement geometry and rock

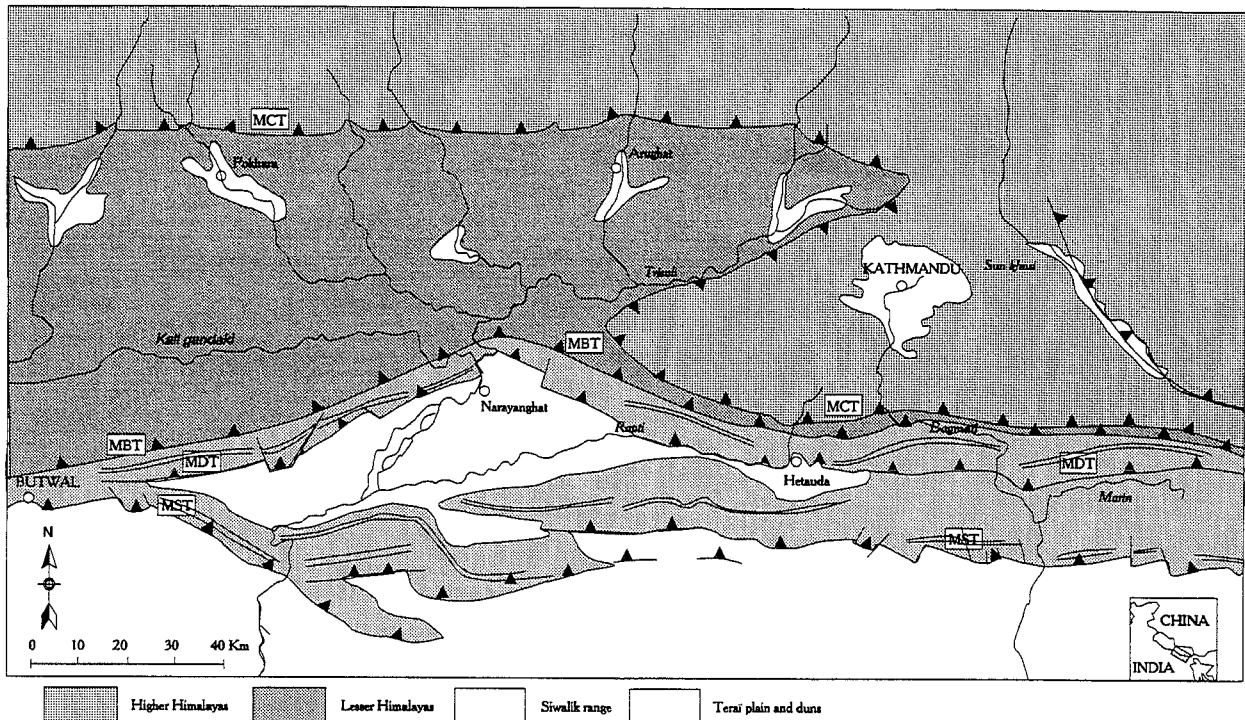


FIG. 1.- Structural and orographic sketch of the Himalayan front in central Nepal [from Delcaillau *et al.*, 1987]. The frontal thrust of the Siwalik belt is 5 km from the MBT near Butwal (central Nepal), increasing to 50-55 km near Narayanghat.

strength, and also allows better understanding of feedback between tectonic and surficial processes [Beaumont *et al.*, 1992] and, more generally, the tectonic evolution of foreland systems.

2.- THE SIWALIK BELT : FORELAND BASIN OF THE HIMALAYAS

2.1. Structural context of the Siwalik.

The morphology of the Siwalik is characterised by a succession of asymmetric closely parallel reliefs. They appear as linear crests showing a gentle northerly slope and a steeper southerly one. Their height varies between 600 and 1500 m. The geological structure of the Siwalik is characterised along the entire Himalayan front by a succession of mainly south-vergent imbricate thrusts (fig. 2). Their strike is close to ESE-WNW. Three main thrust zones are exposed. From the north, the first is the Main Boundary Thrust (MBT) where the sedimentary or epimetamorphic Midlands formations are thrust over the Lower Siwalik detritic sequences of Miocene age. The MBT has been characterised along the entire Himalayan front [Medlicott, 1864]. It appears commonly as a steeply north-dipping fault (fig. 2).

South of the MBT, the second thrust zone is the Main Dun Thrust (MDT) [Hérail & Mascle, 1980] or Central Churia Thrust [Tokuoka *et al.*, 1986] (fig. 1). In this zone the Miocene Lower Siwalik molasse is thrust over the Plio-Pleistocene conglomeratic Upper Siwalik series. In eastern Nepal very small patches of Siwalik substratum are locally incorporated in the thrust sheets [Hérail & Mascle, 1980 ; Delcaillau 1986] ; they are

formed either of Midlands formations (Precambrian to Gondwana layers) or Murree-Darhamsala Oligocene clastic layers. The geomorphological expression of the MDT hanging-wall is characterised by a more or less continuous 700 to 1500 m high linear crest, which overhangs small-scale depressions. These depressions are called *duns* and their elevation varies from 100 to 400 m.

The Main Siwalik Thrust (MST) [Hérail & Mascle, 1980], also called Main Frontal Thrust (MFT) [Gansser, 1983] or Frontal Churia Thrust [Tokuoka *et al.*, 1986], is located south of the MDT (fig. 1). In this zone, the Siwalik molasse is thrust over the Quaternary Terai deposits [Hagen, 1956 ; Hérail & Mascle, 1980].

2.2. Lateral variations of Himalayan thrust structures.

The MBT is a major feature along the entire Himalayan range, but presents lateral variations. Transverse faults in the Lesser Himalayas appear as tear faults or as lateral ramps (fig. 2).

The MDT has also been characterised along the entire Himalayan range. Detailed analyses show that there was a succession of laterally relayed thrusts (fig. 3) [Delcaillau, 1986 ; Delcaillau *et al.*, 1987, Mugnier *et al.*, 1992]. In numerous areas these segments overlap and are locally called MDT1 and MDT2 (fig. 4). This succession of segments does not constitute a continuous thrust, and transfer zones [Dahlström, 1970] are located between «en-echelon» thrusts. Left-hand and right-hand

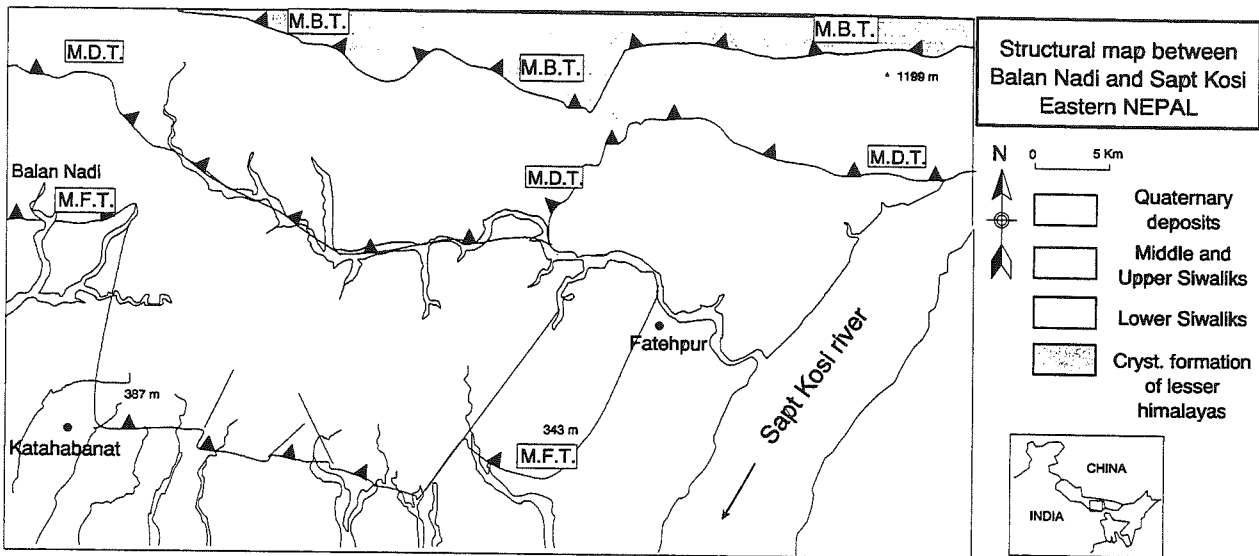


FIG. 2.- Structural and orographic sketch between the Balan Nadi and the Sapt Kosi River [from Delcaillau *et al.*, 1987]. The Main Frontal Thrust is segmented by several tear faults to the east of Katahabanat. The MFT is relayed by a lateral ramp in the area of Fatehpur and branches to the MDT under Quaternary deposits of the Terai plain. To the north of the Sapt Khosi river, the active thrust is the Main Dun Thrust. A tear fault offsets the MBT north of Fatehpur.

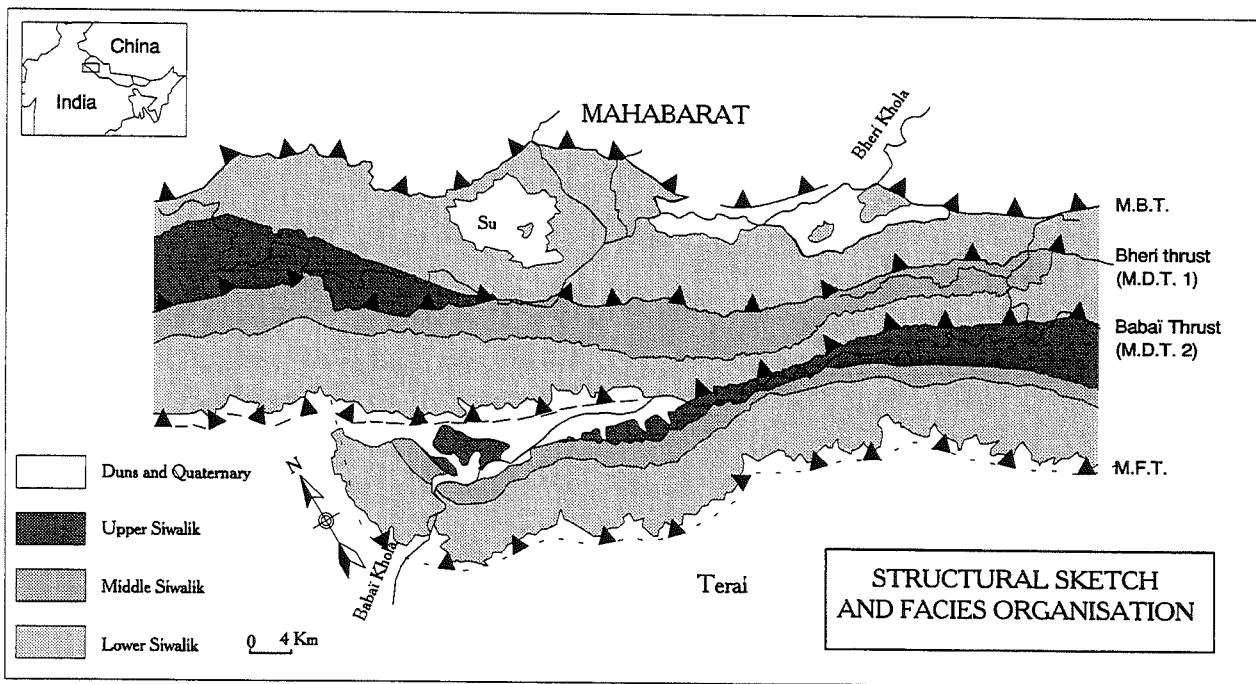


FIG. 3.- Simplified geological map around the dun of Surkhet (Su). Tilting of beds, overlap relationships and pebble distribution in the Upper Siwalik deposits at the footwall of MDT 1 and MDT 2 show a forward migration of the thrust front during the deposition of the upper Siwalik and Quaternary sediments (see text).

types of en-echelon thrusts are alternately recognised. Furthermore, transversal tear faults offset the MDT (fig. 3).

The MFT is observed along short segments (from 10 to 30 km length) which branch and relay on lateral ramps or die out laterally in a lateral fold. All these structures give a general festooned frontal pattern.

Between these major thrusts, minor thrusts led to lithologies of very little contrast being placed in contact

with each other, and these are difficult to follow laterally.

At the scale of the entire Siwalik range, the major thrusts tend to branch out. For example, the frontal structure west of the Babai Khola results from the branching between the MDT and a lateral propagation fold of the MFT (fig. 4) ; in eastern Nepal, west of the Sapt Khosi river, the MDT branches onto the frontal thrust (MFT) (fig. 3). In Bhutan, the MDT is not clearly individualised [Biswas *et al.*, 1979]. The MFT may branch onto the

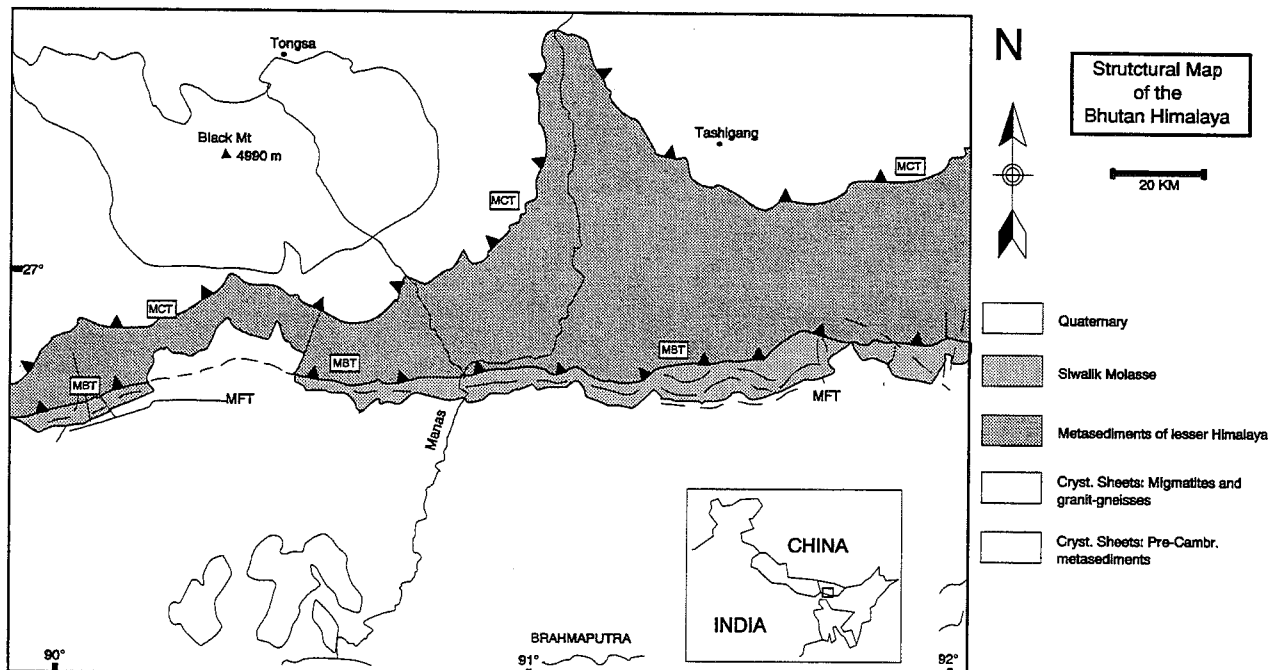


Fig. 4.- Structural map of the Bhutan Himalaya [from Gansser, 1983]. Formations of the Lesser Himalaya are buried under Quaternary deposits south of the Black-Mountain. This suggests that active thrusts are located to the north of the MCT. On other transects, the MFT overthrusts the Terai plain.

MBT (far east of Bhutan, fig. 5) [Gansser, 1983] and the metasediments of the Lesser Himalayas may come into contact with the Quaternary sediments of the Terai plain.

2.3. Deformation and shortening direction.

The deformation of the Siwalik series is mainly brittle, characterised by fault planes and joints and, locally, by pressure-solution cleavage [Mascle & Hérail, 1982 ; Mugnier *et al.*, 1992]. This brittle deformation is mainly located near the thrust planes and for all major thrusts (MBT, MDT and MFT), the deformation is observed to be confined to narrow shear zones [Mugnier *et al.*, 1992]. In the Lakhendei valley of eastern Nepal, a localised dense network of microfractures characterises the MFT [Delcaillau *et al.*, 1987]. Nonetheless, in eastern Nepal and western India, the MBT and MDT are separated only by a narrow zone of Lower Siwalik series affected by a very dense network of N 080° to N 120° fractures [Mascle & Hérail, 1982].

Similar brittle microstructures are observed in the Midlands series within the MBT hanging wall. They post-date metamorphic events that affect a part of the Midlands and probably result from hanging wall deformation above the basal decollement.

Micro-tectonic studies of striated fault planes and fractured pebbles enable a statistical analysis to be made using the right dihedral method [Angelier & Mechler, 1977]. This method has been applied to the two kinds of microstructures (striated fault planes and fractured

pebbles) in areas of less than 1000 m² [Delcaillau, 1986 ; Mugnier *et al.*, 1992]. The average shortening direction is found to be nearly perpendicular to the Himalayan front. Considerable deviations in the direction or variations in the dominant type of small scale faults are observed in the vicinity of the major structures.

2.4. The Siwalik wedge.

The general structure consists of a stack of imbricate thrust sheets formed by syn-orogenic sediments. This results from the SSW-directed propagation of a N 040° oriented shortening as shown by micro-structural studies [Hérail & Mascle, 1980 ; Mascle & Hérail, 1982 ; Delcaillau, 1986 ; Mugnier *et al.*, 1992]. The general pattern is a thin-skinned thrust belt pattern [Elliott, 1976 ; Chapple, 1978 ; Dahlen *et al.*, 1984] resulting in a piggy-back thrust sequence [Mascle & Hérail, 1982 ; Delcaillau, 1986 ; Delcaillau *et al.*, 1987 ; Lillie *et al.*, 1987].

The duns represent piggy-back basins as defined by Ori and Friend [1984]. These basins are filled in by the erosion products of the hanging wall and footwall structures and also by fine fluvial deposits. These field observations agree with a model based on an active, shallow-dipping thrust surface below the Siwalik prism. Seismic reflection profiles [Raiverman *et al.*, 1983 ; Nepal Department of Mines, 1985, Biswas, 1994] and seismological data [Molnar *et al.*, 1973 ; Seeber *et al.*, 1981 ; Baranowski *et al.*, 1984 ; Ni & Barazangi, 1984 ; Molnar, 1988] suggest the existence of such a deep decollement (fig. 2). The outcropping thrusts (MFT,

MDT and MBT) probably represent successive frontal ramps of this shallow-dipping thrust [Mascle & Hérail, 1982 ; Delcaillau *et al.*, 1987].

The uncommon anticlines observed in the Siwalik are located mainly where the thrusts are blind or just emergent. In some places in the south of the front, rivers are embanked in recent terraces suggesting that these terraces are deformed by large antiforms [Hérail *et al.*, 1986]. These features probably characterise the propagation of a blind thrust [Yeats & Lillie, 1991].

2.5. Structural evolution of thrusts.

Different stages of evolution are represented in the Siwalik:

The first stage (propagation stage) occurs before a thrust becomes emergent. A propagating anticline [Jamisson, 1987 ; Suppe, 1983] grows. The frontal strata dip steeply and are crosscut by numerous small scale reverse faults [Mugnier *et al.*, 1992]. The propagation folds result in a narrow steep ridge which is uplifted and simultaneously subjected to massive erosion [Mugnier *et al.*, 1992]. This propagation stage is mainly characteristic of the MFT.

An advanced stage is observed when significant displacement along the thrust plane is large. The propagation fold is transported and completely eroded. The layers are parallel to the decollement. Conglomerates are present below the thrust ; they generally contain pebbles which are neither well rounded nor well sorted, and their composition is predominantly made up of material of the hanging-wall unit. This suggests that they come from the disruption of the very proximal ridge corresponding to the front of the active thrust [Mugnier *et al.*, 1992].

A transported stage is observed when the

displacement along the footwall ramp exceeds the initial length of the thrust slice. Displacement along an external ramp results in back tilting of all the structures at the rear part of the thrust slice. Back-thrust, north-verging folds and a strike-slip motion superimposed on the earlier thrust displacement could appear due to the difficulty of reactivating the tilted thrust [Mugnier *et al.*, 1992]. As the tilted thrust is not generally a cylindrical surface, its reactivation as strike slip should result in a succession of transpressional and transtensional structures and create discontinuities of the morphological relief. Such a feature is clearly visible on the MBT in the Bheri valley in western Nepal (fig. 4); [Nakata, 1982 ; 1988 ; Scott *et al.*, 1986 ; Mugnier *et al.*, 1992].

A single thrust may exhibit lateral variations of the displacement regime. For example, the Bheri thrust appears (MDT 1, fig. 4) in an advanced stage in its western part, and in displaced stage in its eastern part when it has been tilted by the Babai thrust (MDT 2, fig. 4) [Mugnier *et al.*, 1992] showing a diachronic propagation of the Babai thrust. The MFT is generally in a propagation stage. However, in some places, a blind thrust is probably already active leading to a gentle anticline ahead of the MFT, an intermediate situation between propagation and advanced stages. The MDT is generally at an advanced stage. Where spacing between the MFT and the MDT is small, the MDT nonetheless shows a transported stage and oblique slip motions. From east to west Nepal, several portions of the MDT show ongoing lateral evolution development. The MFT shows structures related to its propagation not only at the front, but also at its lateral tips. At the western boundary of the Bardia National Park, the recent deposits of the Babai river are tilted and overlap the vertical Middle Siwalik formations around the west periclinal termination of the anticline crossed by the Babai River (fig. 4), a fold with a north trend at its termination.

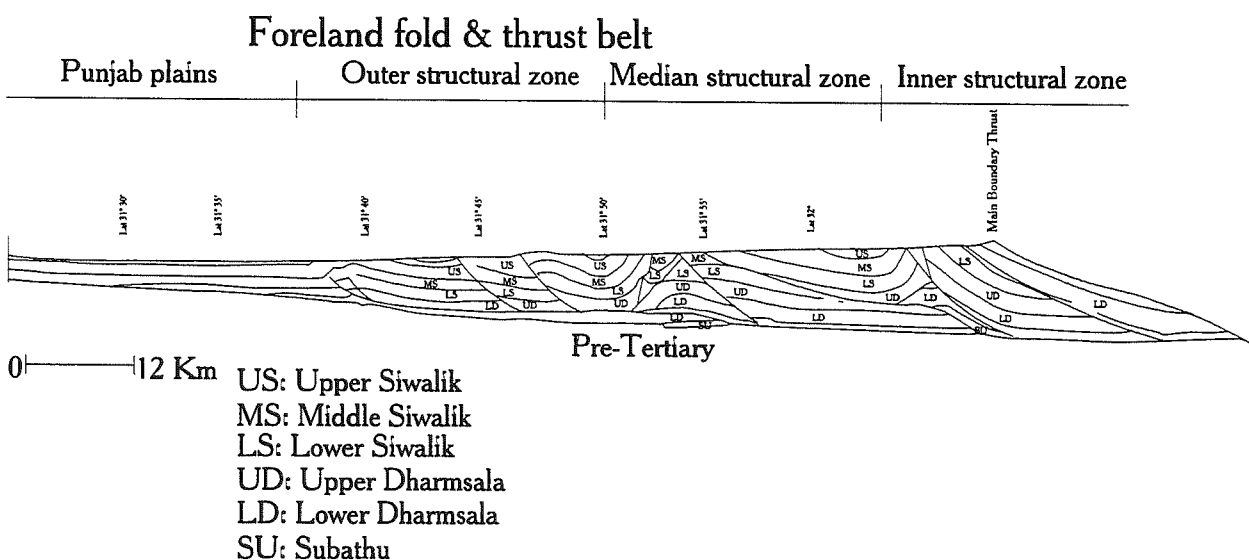


FIG. 5.- Geological cross-section between Adampur well and MBT [from Biswas, 1994]. This cross-section illustrates the bulk geometry of the Siwalik wedge.

2.7. Facies organisation.

The vertical distribution of the facies shows an upward coarsening and thickening evolution of the sedimentation [Delcaillau, 1986] at megasequence scale affecting the entire formation. Progressive intraformational unconformities become increasingly younger southwards : in the Upper Siwalik south of MDT, and in the Pleistocene gravels south of MFT [Delcaillau, 1986 ; Delcaillau *et al.* 1987].

The detrital content changes with time and reflects the distance from the active tectonic front of deformation and the energy of the deposition environment [Schumm & Khan 1972 ; Flemings & Jordan, 1989 ; Burbank, 1992]. During deposition of the Lower Siwalik, the reworked facies were of low-metamorphic grade. The eroded relief was probably not very high and provided a large part of the low-energy sedimentary facies characterising the beginning of shortening. During the deposition of Middle Siwalik, high-grade minerals are reworked [Glennie & Ziegler, 1964]. Some leucogranite pebbles are found in the Upper Siwalik. They testify to the erosion increasingly deep crustal levels of the Himalayas.

In western Nepal (the Bheri valley and the Babaï valley) conglomerate facies of Upper Siwalik, respectively mark the foot of MDT 1 and MDT 2 thrust structures (fig. 4). Along the Babaï river, two important clues are observed in the conglomeratic Upper Siwalik : 1) some leucogranite pebbles ; as no granites outcrop in the Babaï basin, they must have been deposited prior to the sticking of the MDT 2 hanging-wall structures ; 2) other Siwalik sandstones pebbles, indicate a proximal relief made of Siwalik sandstones ; therefore the Babaï river is embanked at the foot of the MDT 2 in conglomeratic facies of Upper Siwalik which were deposited during the activation of a thrust situated in the Siwalik south of the MBT, probably corresponding to the present-day MDT 1. The facies organisation of the Upper Siwalik therefore records the thrusting sequence in the Siwalik.

3.- A NUMERICAL MODEL OF A THRUST SYSTEM

3.1. Principles

This model is based on:

- 1) a kinematic forward model of serial cross-sections, describing the displacement of sheets above flat and ramp thrusts,
- 2) the marginal stability state of a Coulomb wedge [Dahlen *et al.*, 1984],
- 3) progressive tilting of the underthrust plate beneath the basal decollement,
- 4) a local 3D diffusion model which simulates erosion, transport and sedimentation.

Kinematic model.

Methods used to analyse thrust systems [Dahlström, 1969 ; Boyer & Elliott, 1982 ; Platt, 1988] are very suitable for the study of tectonic wedges, and their combination with forward kinematic models [Endignoux & Mugnier, 1990] allows the evolution of such a system to be described. Faults are defined as a succession of ramps branched on a basal decollement. Several deformation algorithms are usually proposed [Moretti *et al.*, 1990]. In this study, a simple vertical shear model was used [Jones & Linnser, 1986], combined with an incremental displacement applied at the rear part of the system. This model was developed because it allows a 3-dimensional regular gridded geometry to be described with lateral evolution of the dip of the basal thrust and of the thickness of tectonic sheets. It can also be combined with a mechanical model which monitors fault propagation by activation and/or reactivation [Chalaron & Mugnier, 1993]. This algorithm is not very accurate for describing the hanging-wall anticlines as it underestimates the dip of the frontal limb [Mugnier & Rossetti, 1990]. Furthermore, the kinematics of fault-propagation folds is slightly different from fault-bend folds. Nonetheless, erosion significantly dismembers most of the folds in the Siwalik range, and in numerous cases only the back limbs of the folds are preserved. Therefore, the vertical simple shear model is a first-order approximation that may be retained to study the bulk evolution of the belt.

The critical wedge.

The mechanical model is based on the analytical study of tectonic wedges performed by Dahlen *et al.*, [1984]. Physical and geometrical parameters control the static equilibrium force conditions within a Coulomb wedge at the verge of failure (fig. 6).

Physical parameters are : density of the sediments in the wedge (ρ), cohesion of the sediments in the wedge (C_0), internal friction coefficient in the wedge (μ), basal friction angle (μ_b), ratio of fluid pressure to lithostatic pressure (P_f/σ_n).

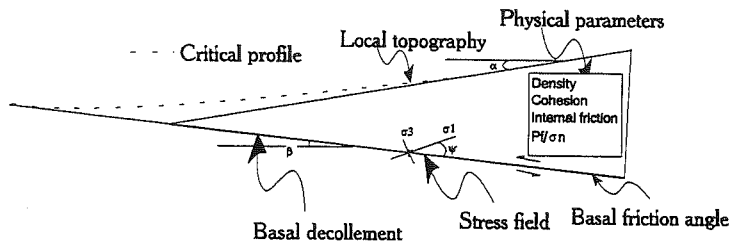
Geometrical parameters are : dip of the basal decollement (β) and local topographical slope (α).

This mechanical model [Dahlen *et al.*, 1984] predicts that a wedge at the verge of stability presents a critical topographical profile (See Appendix 1). Other analytical studies have been carried out [Zhao *et al.*, 1986 ; Xiao *et al.*, 1991] and, in their main principles, are not fundamentally different.

Any wedge geometry can be compared to the critical wedge topography and three configurations can occur:

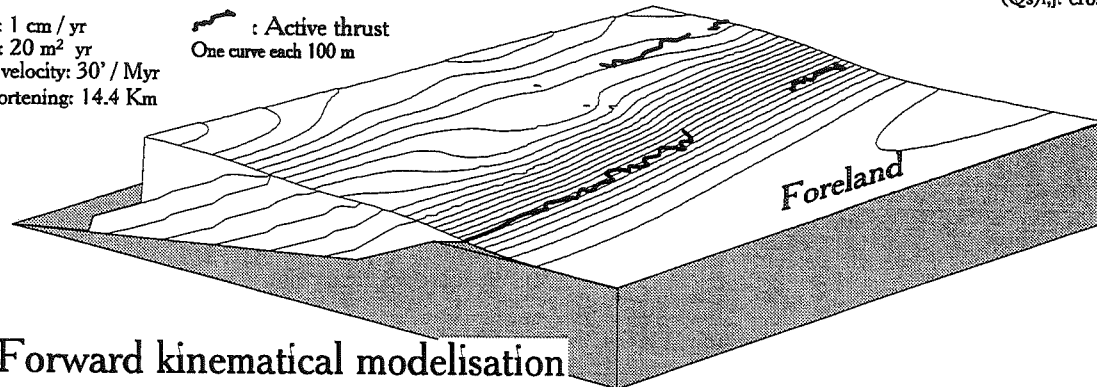
- The topographical slope is smaller than the critical slope. When the wedge is pushed from the rear, it will tend to reach the critical profile by thickening and internal deformation.

Relations between mechanical and geometrical parameters



V_t : 1 cm / yr
 K_s : 20 m² / yr
 T. velocity: 30' / Myr
 Shortening: 14.4 Km

Active thrust
 One curve each 100 m



Forward kinematical modelisation

FIG. 6.- a) Relations between geometrical and mechanical parameters. The physical parameters of the wedge (density, cohesion, internal and basal friction angle, Pf/sn) and the geometrical parameters (topographical slope, basal decollement dip) control the stress field within the wedge. When the entire wedge is on the verge of failure, a critical profile is predicted [Dahlen *et al.*, 1984]. b) 3D erosional model [Beaumont *et al.*, 1992; Martinez, 1993]. A 3D diffusion law models erosion and sedimentation. The reduction in height is proportional to the variation in slope. This superficial transport of material decreases the elevation and the surface slope. c) The critically tapered wedge model [Dahlen *et al.*, 1984] applied to a brittle wedge cross-cut by ramps. Before each incremental displacement, the algorithm averages the local topographical slope and compares this topography with a critical profile. If, in one part of the cross-section, the critical profile is above the smoothed topography, displacement along a more internal ramp makes up the thickness of the thrust stack. In this example the three internal tectonic sheets have to be displaced to thicken the inner zone.

- The wedge fits or is slightly above the critical stability profile ; it will be translated on the basal decollement without any major internal deformation.

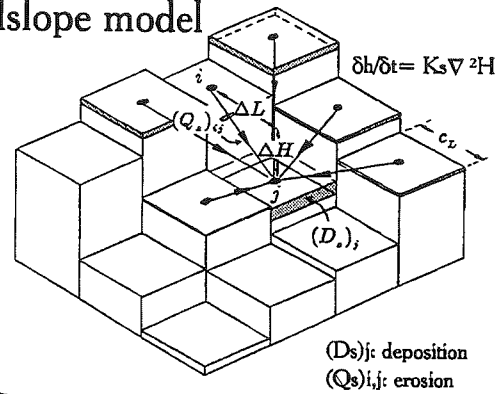
- The wedge is largely above the critical topography. It is overcritical [Xiao *et al.*, 1991] and fails by normal faulting to reach the stable domain. This situation is especially observed when a decrease in the basal slope appears due to tilting of the underthrust plate [Davis *et al.*, 1983, Mugnier *et al.*, in press] or to transversal variations of the basal dip [Lallemand *et al.*, 1987 ; Platt, 1988].

According to Dahlen *et al.*, [1984], density, internal friction angle, cohesion and ratio of fluid pressure to lithostatic pressure are constant from bottom to top, and from front to innermost part of the wedge. It is also assumed that the deformation is not located along the faults.

Discontinuities and the critical wedge model.

The prismatic shape is predicted when a wedge is on the verge of failure at all points [Dahlen *et al.*, 1984]. But in nature and in the «sand-box» model [Mulugetta 1988], global prismatic shapes are reached by displacement along faults. In order to approach this

Hillslope model



$(D_s)_j$: deposition
 $(Q_s)_{i,j}$: erosion

discontinuous brittle behaviour, the present study simulates the steady state of the wedge by confining displacement to several discrete faults rather than by the use of a homogeneous viscous model like that proposed by Dahlen and Barr [1989].

It has been assumed that the stress field calculated in a homogeneous medium [Dahlen *et al.*, 1984] can be applied to a medium with localised anisotropic zones. Studies of fault reactivation [Ranalli & Yin, 1990, Huyghe & Mugnier, 1992] show that, when the friction angle along the fault is the same as the internal friction angle, the influence of pre-existing faults depends on the ratio S_0f/S_0 (cohesion of the fault / cohesion of the surrounding rocks), on the ratio σ_1/S_0 (principal major stress/ cohesion of the surrounding rocks) and on the fault orientation (see appendix 2). If the cohesion of rocks in the wedge and the ratio S_0f/S_0 is low, and pre-existing faults dip slightly more than fresh fractures in a critical wedge, then the stress field is not greatly affected by the faults that localise the deformation in an understable wedge.

Initial geometry and algorithm.

The initial state is defined in a regular grid of 125 x

125 nodes. The faults have a flat-ramp-flat geometry. The basal decollement dip varies continuously from one lateral boundary to the other, in order to study the effects of small geometrical variations in the thrust system evolution. A succession of faults branches off the basal decollement. Their initial dip is 20 degrees. This value is in the range of values predicted by the Mohr-Coulomb-Anderson isotropic criteria for new fractures in a thrust wedge [Dahlen *et al.*, 1984]. The thrust sheets are limited by the faults and by the flat topography at their roof (fig. 7). According to the lateral variation of the basal thrust geometry, the thickness of the thrust sheets is not constant and the edges of the thrust sheets in the initial state are oblique to the lateral boundary of the system.

Displacement of the thrust sheet is parallel to the lateral boundaries of the model.

Before each incremental displacement, the algorithm calculates a mean local topographical slope. For each node of the grid, this mean topography is compared with a critical profile. Nodes are studied from the inner part of the wedge to the external part. If, in one node the smoothed topography is below the critical profile, displacement along the closest internal ramp makes up the thickness of the thrust stack (fig. 6) (see appendix 2).

Tilting of the basement beneath the thrust wedge

Several models of the response of a basement under a vertical load have been proposed. The elastic model is based on a constant flexural rigidity dependent on the elastic thickness of the lithosphere [Karner & Watts, 1983]. The Indian plate has a strong flexural rigidity [Lyon-Caen & Molnar, 1983], and an elastic flexural model can be used to describe the geometry of this lithosphere as a bend with a wavelength of several hundred km. Given the size of the wedge studied (60 x 60 km) the effects of the lithospheric flexure can be considered to induce only a tilt of the basement beneath it. The influence of the topographical load of this wedge is small in comparison with the topographical load of the entire mountain belt [Turcotte & Schubert, 1982] and compared with the deflection induced by the bending torque and the vertical shear forces at the rear boundary beneath the high Himalayas [Lyon-Caen & Molnar, 1983]. The vertical isostatic motion beneath the wedge studied depends mainly on tectonic events in the more internal part of the belt. As these internal events do not come within the scope of this study, a tilt approximation is used where the basement is assumed to be rigid. The angular tilting rate is assumed to be constant. Tilting of the basement is applied after each increment of displacement within the wedge.

Erosion/sedimentation model.

An erosion and sedimentation model is coupled with the kinematic/mechanical model. During its evolution, a foreland basin is subjected to continuous erosion and

sedimentation. Several models are proposed [Flemings & Jordan, 1989, Jordan & Flemings, 1991] to study in 2D the stratigraphic record and the sedimentary infill rate of the foreland basin. They are based on the diffusion equation. In the case of foreland basins, a 2D model is insufficient to describe the natural phenomena because the direction of the sediment flow and the tectonic displacement are not coupled. A three-dimensional model allows a better approach to the natural phenomena. Beaumont *et al.* [1992] have presented a 3D study of surficial transports based on several algorithms. A diffusion model (see Appendix 3) basically represents «the cumulative effects of processes that remove materials from hill and mountain sides and transport them to the valleys» (fig. 6) and needs to be relayed by long-range fluvial transport [Beaumont *et al.*, 1992]. Nonetheless, fluvial transport can also be considered as a diffusion process [Souriau *et al.*, 1992]. Furthermore our study is focused on ramp anticlines and piggy-back basins. Therefore, the iterative use of the 3D-diffusion model gives a first-order solution for erosion, transport and sedimentation of the sediments for the studied wedge.

3.2. Transitional state and steady-state tectonic evolution.

Frontal accretion increases the volume of the wedge, and consequently its width. The increase in width increases the amount of erosion until it equals the amount of accretion, a condition leading to a steady state in the wedge [Dahlen & Barr, 1989]. Seeber *et al.*, [1981] and Ni and Barazangi [1984] nonetheless use the expression «steady-state type» for the evolution of the Himalayas with a slightly different meaning, implying activity of several faults in the wedge at the same time as erosion and sedimentary processes, the balance of these two processes not necessarily being checked. This last definition is used here, as it is more adapted to the evolution of a linked thrust system. Before reaching the steady state, the wedge is considered to be in a transitional state of evolution and may provide several sequences of fault propagation as defined by Butler [1982] by forward propagation, backward propagation or out-of-sequence reactivation.

If deformation is located in external zones at the beginning of the experiment, backward propagation occurs in order to compensate for the lack of material at the rear part of the frontal relief. When the hinterland-dipping slope has been obliterated, fault propagation continues forwards until the critical geometry is reached. When the critical profile is reached, the wedge is in a steady state owing to continual erosion and reactivation of internal tectonic sheets and displacement along the basal decollement. In the proposed model, the geometry of the wedge oscillates during the steady state around the critical taper profile predicted by the model due to the activation of only one ramp during each increment.

Backward and forward propagations can occur at the same time along different cross-sections due to lateral

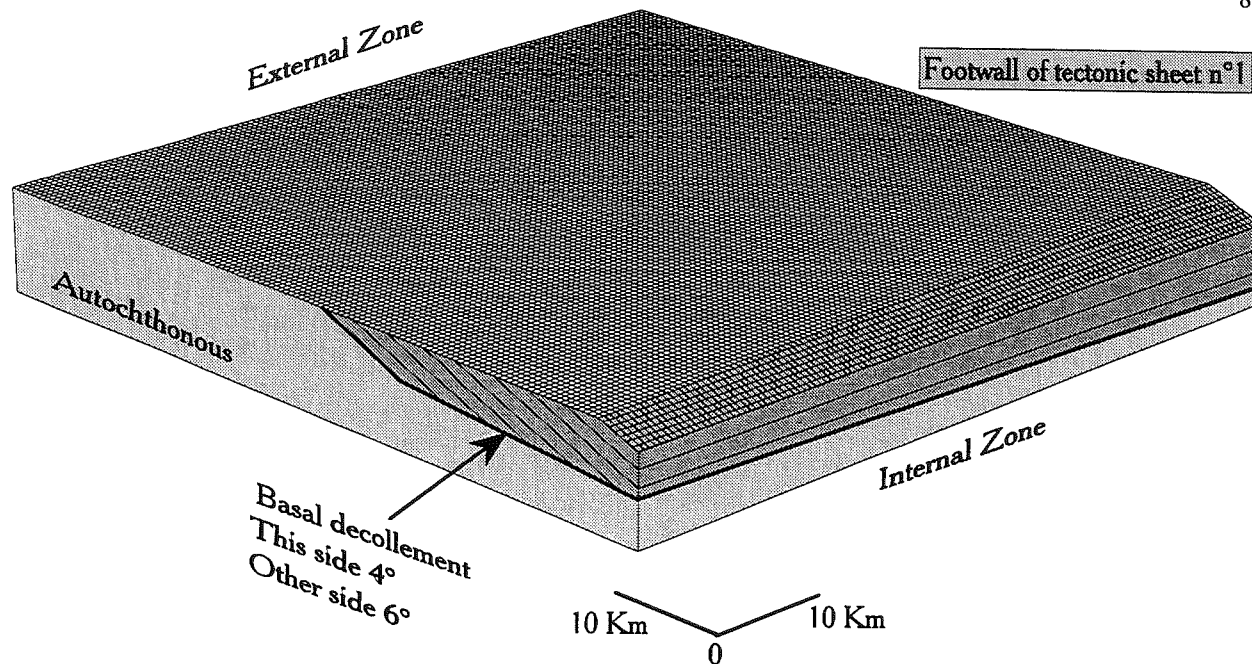


FIG. 7.- Initial geometry of the foreland. The model is represented by a 125 x 125 regular grid (60 x 60 km). Several tectonic sheets are defined above the top of the basement. The dip of this surface varies from 4° on the left side to 6° on the right side. The rear push is parallel to the lateral boundary of the grid.

dip variation in the basal decollement. These lateral variations provide different cross-sectional geometries for the same amount of shortening and induce non-cylindrical structures, involving lateral ramps and transfer faults [Chalaron & Mugnier, 1993].

4.- APPLICATION OF THE MODEL TO THE SIWALIK.

4.1. How to fit the parameter values?

The aim of this modelling process is not to fit the whole geometry of the Siwalik structures, but to understand the effects of the dynamic feedback between tectonic, erosion and sedimentary processes. Therefore, the parameter values used are those giving a reasonable scaling of the processes involved in wedge evolution, but the final geometry of the model does not exactly match the geometry of the field structures.

Mechanical parameters

The values of the mechanical parameters have been evaluated in a previous paper [Mugnier *et al.*, 1994]. Our field work indicates that the active steep faults close to the MBT are geometrically normal faults in a dynamically compressional wedge. The presence of these normal faults provides a means of improving the calibration of mechanical parameters within the Himalayan ranges considered as a Coulomb wedge at the verge of failure. We have looked for values inducing strong horizontal deviations in the stress axes, a condition that could explain the occurrence of normal faulting on steep pre-existing faults in a compressional regime. It is found that deviation in under-critical wedges is limited by the value $[(90^\circ - \Phi)/2 - \beta]$ and stronger

deviation of the principal stress axis occurs mainly in over-critical wedges. If numerous perturbations (decrease in the basal slope or increase in the topographical slope or in fluid pressure) may be inferred to transform a stable wedge into an over-critical one, we favour solutions that do not imply major changes. Restricted stable domains are only found for a poor contrast of shear strength between rocks in the basal decollement and in the wedge body. In this condition, only weak excess fluid pressure along the basal decollement and weak difference in cohesion and friction angle between wedge body and basal decollement can be inferred. If the Byerlee law [Byerlee, 1978] and the above conditions are retained, a pore fluid pressure ratio close to 0.8-0.9 is inferred from the taper geometry.

The critical wedge model is nonetheless inherently non-unique and if specific parameters are to be estimated, many independent parameters are needed. Therefore numerous sets of mechanical parameters have been used in the numerical runs [Chalaron, 1991 ; Chalaron & Mugnier, 1993] and could be acceptable. Nonetheless we use in this paper the set of parameter that we prefer today ; *i.e.* : basal friction coefficient : 0.8 ; Cohesion within the wedge : 5 MPa ; Internal friction coefficient : 0.85 ; Cohesion along the ramps : 0 MPa ; Friction coefficient along the ramps : 0.85 ; Pore fluid ratio : 0.9 ; Density : 2500 kg/m³.

Shortening and tilting rate.

The Himalayan convergence between India and south Tibet is estimated to be 20 +/-10 mm/yr by Molnar [1987] and Armijo *et al.*, [1986] and is distributed in the Siwalik ranges and along inner thrusts. An uplift of

12-14 cm was documented [Rajal *et al.*, 1986 ; Yeats & Lillie, 1991] for the Kangra earthquake of 1905 in Kumaon (Western India). This area is currently being uplifted at an annual rate of around 1 mm/year [Rajal *et al.*, 1986], and the recent earthquake of Uttarkashi (20/10/91) confirms that the fault is still active. In the same area, the Nahan thrust (MDT) is characterised by a shortening rate of 0.9 cm/year [Sinhval *et al.*, 1973] and currently shows reactivation of more internal and older thrust structures. In eastern Nepal the earthquake of Udaypur (20/8/88) also indicates active propagation along the MFT [Dixit, 1991 ; Pande & Nicolas, 1991]. The shortening rate in the Siwalik ranges has been estimated by Mugnier *et al.*, [1992] in Nepal. The shortening rate is between 2 and 4 mm/yr along each portion of the MDT and along the MFT. The total shortening velocity of the accretionary wedge of the Siwalik is estimated to be between 5 and 10 mm/yr.

In the numerical experiment, shortening rates of 5 and 10 mm/yr are used. Therefore, a tectonic history of 1.44 to 3 m.y. is covered during one experiment of 14.4 Km shortening. This represents the last part of the Himalayan story, related to the deposition of the Upper Siwalik.

Several boreholes in the Ganges basin [Sastri *et al.*, 1971] and geological sections in the field [Héraïl & Mascle, 1980 ; Johnson *et al.*, 1985 ; Delcaillau, 1986 ; Apple & Rossler, 1990 ; Burbank, 1992] were compiled in order to estimate the subsidence rate at different points on the foreland domain of the Himalayas. The average

tilting rate of the basement is between quarter and half per m.y. over the past 18 m.y., according to the ages proposed by Johnson *et al.*, [1985] and Apple and Rossler [1990] for the Siwalik succession.

Erosion parameters.

The only physical parameter that is related to erosion and sedimentation is the diffusion parameter K_s . Its value is difficult to estimate and varies in previous studies from $5 \times 10^{-2} \text{ m}^2/\text{yr}$ [Beaumont *et al.*, 1992] to $400 \text{ m}^2/\text{yr}$ [Sinclair *et al.*, 1991]. Souriau *et al.* [1992] suggest that these variations are governed by a law scale, and the diffusion parameter is proportional to the area of the model versus a relaxation time t . Therefore, K_s is bounded by:

$$(\text{area} / \tau) / 100 < K_s < \text{area} / \tau$$

with area in m^2 and $t = 2.5 \text{ m.y.}$

Considering that the size of one thrust sheet in Siwalik is close to 250 km^2 , it is found that : $1 \text{ m}^2/\text{yr} < K_s < 100 \text{ m}^2/\text{yr}$, but trials show that K_s has to be greater than $20 \text{ m}^2/\text{yr}$ to have a notable influence on relief evolution.

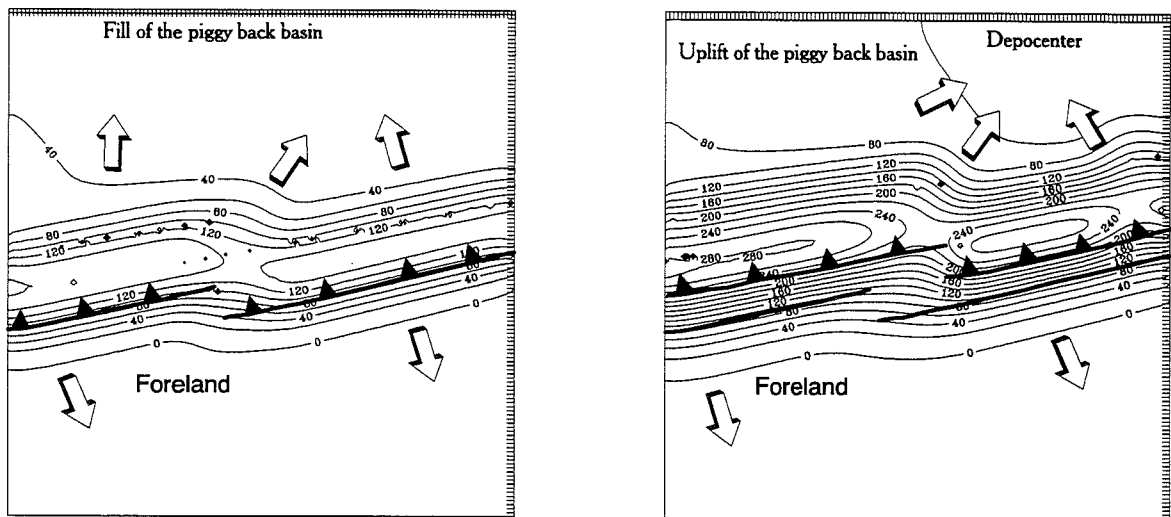
The use of the algorithm proposed by Beaumont *et al.*, [1992] (see Appendix 2) needs:

$$K_s \ll C_1^2 / Dt$$

With:

K_s : Coefficient of diffusion in m^2/yr

C_1^2 : Area of an elementary cell in m^2 .



First and second increment of deformation: Example of a backward fault propagation

FIG. 8.- Topographical maps and active tectonic fronts after 480 and 960 m of shortening. This is an example of the initial backward propagation. A lateral ramp centred in the middle of the tectonic active front is observed at the first stage of deformation. The second increment shows the activation of more internal faults and a lateral migration of the virgation in the relief linked to the transfer zone.

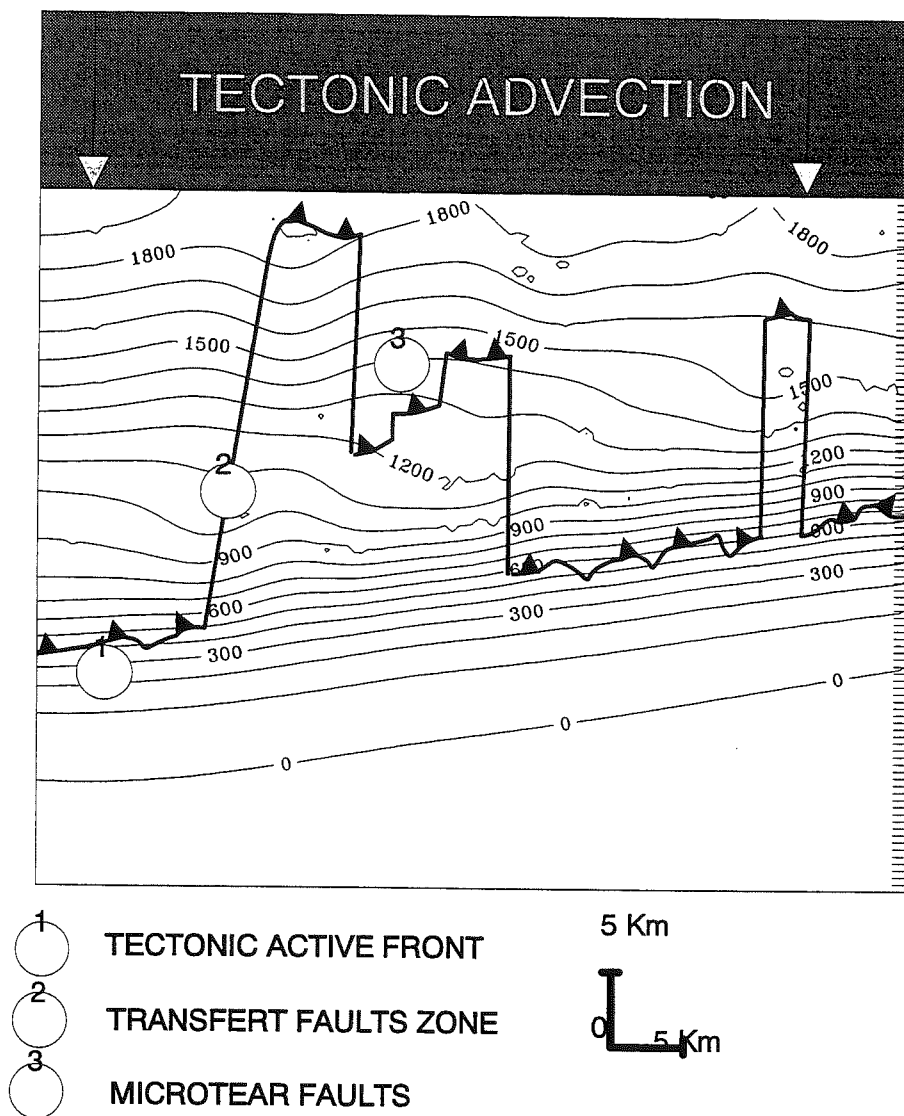


FIG. 9A.- Topographical map and active fault after 12 km of shortening for geometrical and mechanical reference parameters with nine tectonic sheets. Internal reactivation affects only segments of the transported faults. Minor ramps branch into thrust segments and large transfer tear fault zones cross several transported structures.

Dt : time step used for the calculation in yr

In the proposed model, the topographical block generated by one increment of tectonic displacement is subjected to several increments of the diffusion model. The time step used to calculate diffusion verifies the above conditions and ranges between 500 years and 2000 years in the experiments shown in fig. 8.

Geometrical parameters.

The initial geometry of the numerical system (length of the tectonic system, spacing of the ramps, thickness of tectonic sheets and dip of basal decollement) is defined according to different cross-sections across the Siwalik of Nepal [Nepal Department of Mines, 1985] and in western India [Biswas, 1994]. They are based mainly on field work and locally on seismic reflection profiles. Each of them shows imbricate sheets and south-verging thrusts. The present mean width of the Siwalik is around 20 km for a maximum thickness of 6 km. The width of the initial state in the numerical model is between 30 and 40 km and is close to the width of the Siwalik prior to the development of MDT and MFT and prior to the

deposition of Upper Siwalik.

According to Srivastava and Mitra [1994], the mean basal dip under the Siwalik wedge is around 4° to the north. In the model this dip varies between 6 and 4 degrees from one side of the model to the other. This variation reflects the uncertainty concerning the value of this parameter. The geometrical parameters for the model runs are 4-6 km for the initial ramp spacing with a branching angle of 20° . The total trailing edge displacement is 14.4 km for all the runs. The spacing of the nodes is 480 m and the mesh size is 60 km.

4.2. Control of transitional and steady-state type evolution.

The figure 8 gives an example of the beginning of deformation in the prism of the foreland basin. During the first stage of deformation, the active thrust is formed by en-échelon faults. The frontal relief shows a bend that outlines the transfer zone. The back of this relief, the piggy-back basin, is filled by sediments. The sediment mass flow is not homogeneous and is deviated

at the back of the bend. The following increments show backward propagation of the deformation. The transfer zone moves back and toward the depocentre of the piggy-back basin. A part of the piggy-back basin infill is reworked and the reworked sediment flow is oblique to the tectonic displacement direction.

This morphostructural organisation, where the relief has a small wave length, outlining the active fault, is typical of the first stage of wedge evolution. Comparison of model runs performed with different shortening rates and diffusion parameters shows that the thrust sequence is not affected by the value of these parameters. The position of the active front is mainly controlled by the mechanical properties of the rocks in the wedge and the geometry of the basal decollement, and erosion and sedimentation passively record this evolution. This type of evolution is only transitional in the model presented here, and after some increments, the thrust sequence depends on the shortening rate and diffusion parameter.

This last dependance characterises a steady-state type evolution in a tectonic wedge and outlines the feedback of the surfacial processes on tectonics. The erosion decreases the relief and the major part of the surfacial flow is transported to the foreland. The other part locally fills the piggy-back basin (fig. 8), thickens the wedge and modifies the local slope. The relief, modified by the surfacial processes, controls the distribution of

shortening within the wedge. During a steady-state type evolution, the thrust sequence becomes irregular.

For example, the map of the active fault (fig. 9a) shows an irregular trajectory within a wedge subjected to 12 km of total shortening. The following increments show different active thrust fronts. The distribution is also irregular with time. Internal reactivation in one part of the wedge is generally followed by frontal thrusting over the foreland deposits in the next increment ; the system may nonetheless also prompt the same thrust several times. Internal reactivation distribution is erratic during all the runs of the model (fig. 9b).

These irregularities suggest that the distribution of shortening within an accretionary wedge during its steady state evolution cannot be correlated with the lateral variation of the dip of the underlying thrust.

4.3. Effects of varying parameters

The effect of varying mechanical parameters has already been studied ; [Chalaron & Mugnier 1993, Mugnier *et al.*, 1994, Leturmy, 1994]. It is shown that modification of these parameters is mainly sensitive for the transitional state of evolution. The increase in cohesion or in ratio Pf/sn favours an initial external location of the deformation by the displacement of the

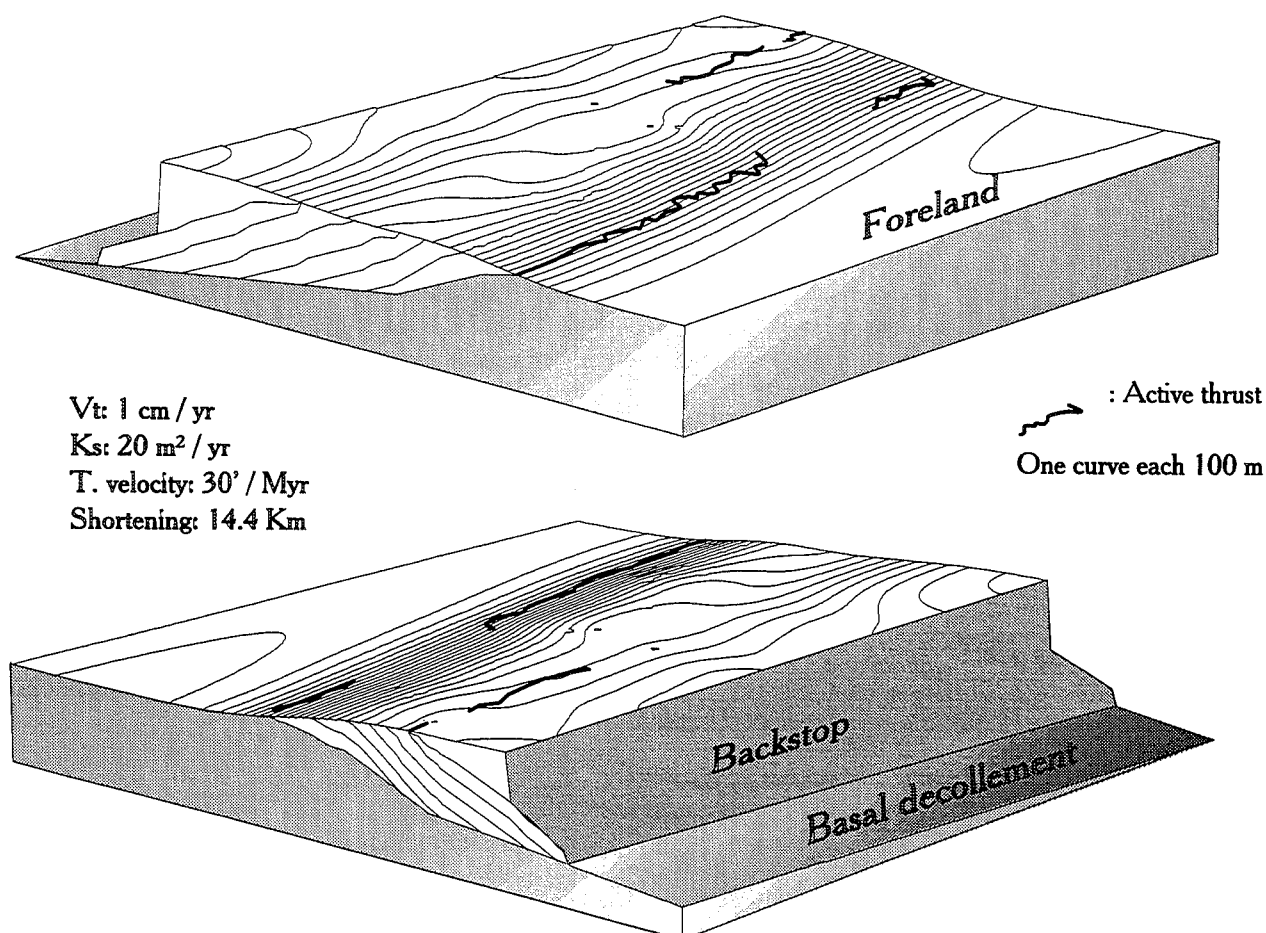


FIG. 9B.- Topographical block and active fault after 12 km of shortening for geometrical and mechanical references parameters with seven tectonic sheets.

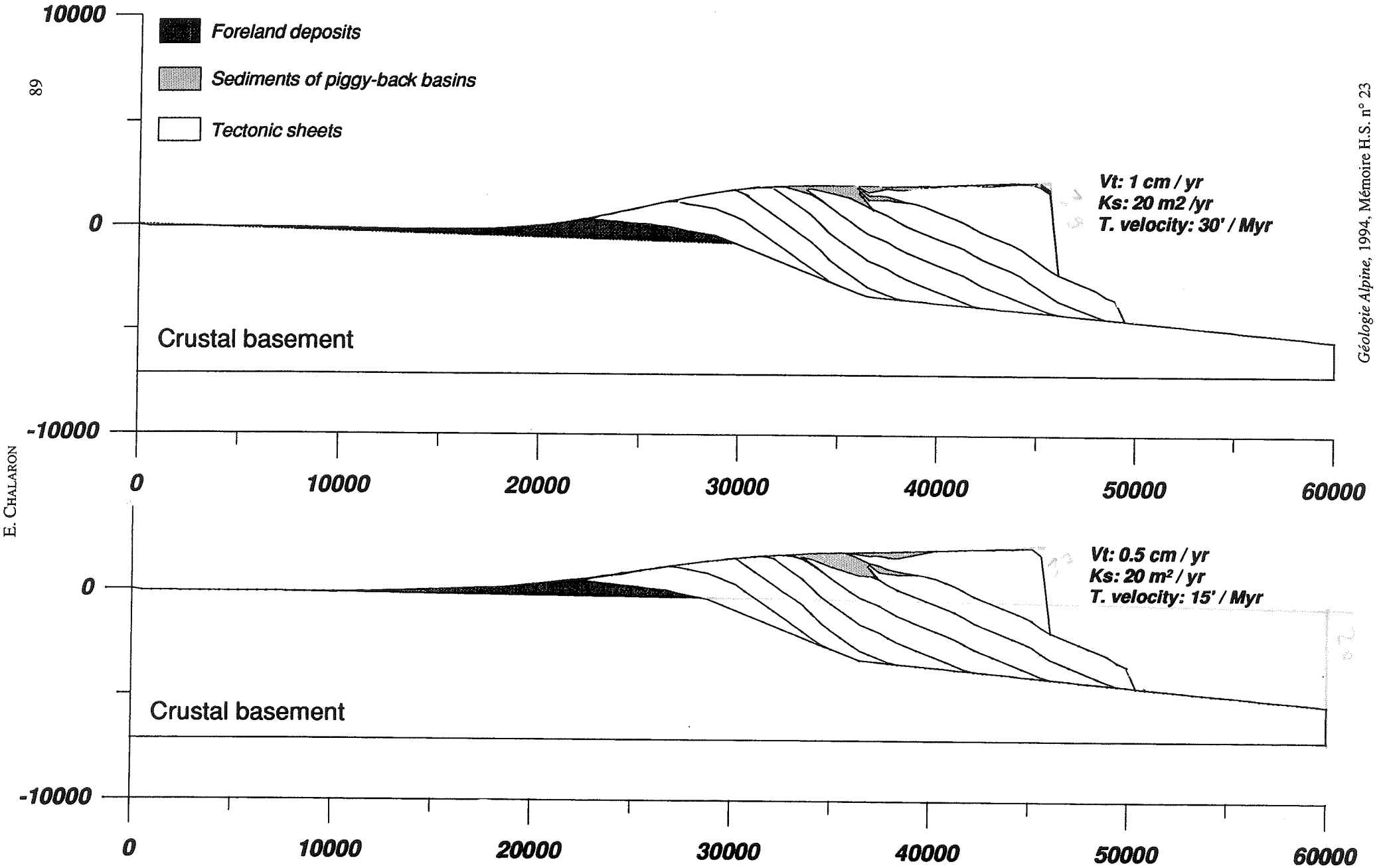


FIG. 10.- Geometry of piggy-back basins in an accretionary wedge as a function of gentle initial basal dip (4°) with: a) fast shortening and tilting rates; b) slow shortening and tilting rates. Mentionned lengths are in meters.

whole wedge on its basal decollement. Then, a longer backward propagation sequence occurs in order to get the critical geometry. On the contrary, the decrease in these parameters favours a forward propagation sequence.

The effects of variations in density is the opposite of the previous mechanical parameters. The reduction of the apparent basal friction coefficient could be induced by excess fluid pressure along the decollement [Xiao *et al.*, 1991]. Such reduction favours the development of stable wedges and therefore the propagation of the decollement [Mugnier *et al.*, in press]. When the prism reaches the steady state, new imbricates are accreted to the front and out-off sequence reactivation occurs whatever the values of the mechanical parameters are.

The effect of varying time-scaled parameters has been studied by model runs with the upper and lower estimation values *i.e.* : quarter or half degrees per m.y for the rate of lithosphere tilting, 5 or 10 mm/m.y. for the back-of-the-wedge tectonics (fig. 10a and 10b) and 20 or 100 m²/yr for the surfacial flow.

Each model run is presented by two sections, one in the thinnest part (fig. 10 and 10b) of the experimental grid, one in the thickest part (fig. 11a and 11b). This presentation shows the effects of varying the basal dip from 4° to 6°.

Comparisons between several experiments demonstrate that the tilting of the basement is one of the most important parameters controlling reactivation of ramps. The increase in the surfacial flow mainly promotes reactivation of the innermost thrusts as surfacial transports put off but also put on sediments above the median thrust sheets.

All these models show the simultaneous development of piggy-back basins and foreland basins. The size of the piggy-back basin is nonetheless strongly influenced by the parameters.

When high erosion (fig. 12a) and high tilting rates promote internal reactivations, much of the basin is underthrust beneath the innermost wedge. In this case, only a very small part of the basin outcrops. In the case of weak surfacial flow, thin piggy-back basins develop above the innermost wedge, and are formed of reworked sediments. As shown by the model runs and for the same shortening, the depth of piggy-back basins is a good marker for the shortening velocity of the system and the piggy-back basin is as deep as the shortening velocity is weak.

During sedimentation in the piggy-back basin, the shortening within the wedge consists of the sum of irregularly distributed shortening events. This summation smooths the effects of tectonics in the wedge and the shape of the piggy-back basins therefore partly reflects the deep geometry of the thrust system. Large and regular

basins are located above thick wedges (fig. 11a, 11b, 12b), while small asymmetrical basins are located above the thinner wedge (fig. 10a, 10b, 12a).

Application to the Siwalik suggests the following:

(i) Ours is a qualitative tool to estimate along-strike variation in the basal decollement dip. In western Nepal east of the *dun* of Surkhet (fig. 4) the basal decollement dip may increase laterally. The *dun* of Narayanghat (fig. 1) may show an increase in basal decollement dip from the part south of Katmandu to the maximum width of the *dun* *i.e.* the basal decollement dip thus decreases toward the town of Hetauda.

(ii) Our model may be a tool to link the width of the Siwalik to climatic effects. The monsoon is more intense in the east of the belt, leading to an increase in erosion. In Bhutan the Siwalik range is very narrow and crystalline formations of the Lesser Himalayas come into contact with the Terai plain (fig. 5) which according to the numerical models confirms that erosion increases laterally and partly controls the size of the Siwalik ranges.

5.- CONCLUSION

A numerical model is proposed based on a 3D forward kinematic system, progressive tilting of the underthrust basement and a diffusion model in order to characterise the sequence of fault activation in a thrust wedge and to understand the geodynamic evolution of such a system.

Numerical runs show an irregular spatial and temporal distribution of shortening within the entire wedge and deposition of syntectonic sediments both in the foreland basin and in piggy-back basins. During this steady-state type evolution, the basal decollement dip has no effect on the location of the deformation, and cartographic bends in the structures only reflect transfer zones active for short periods. Bends in the trend of the frontal structures are nonetheless induced by variations in the geometry of the underlying decollement.

These frontal structures, developed in the initial stages, could localise the deformation in the following stages, though such a heritage is not depicted by this model. The model runs also suggest that new sediments are continuously underthrust beneath the back wedge when fast erosion, slow tectonic shortening and small basal dip leave the back wedge in an under-critical state and prevent the propagation of new thrust sheets. Most of the longitudinal variations in the structures reflect only minor fluctuations in the balance between surfacial processes, tectonic shortening and basement movement.

The comparison between the tectonic, the sedimentary patterns of Siwalik and the present model runs suggests that the Siwalik belt operates like an

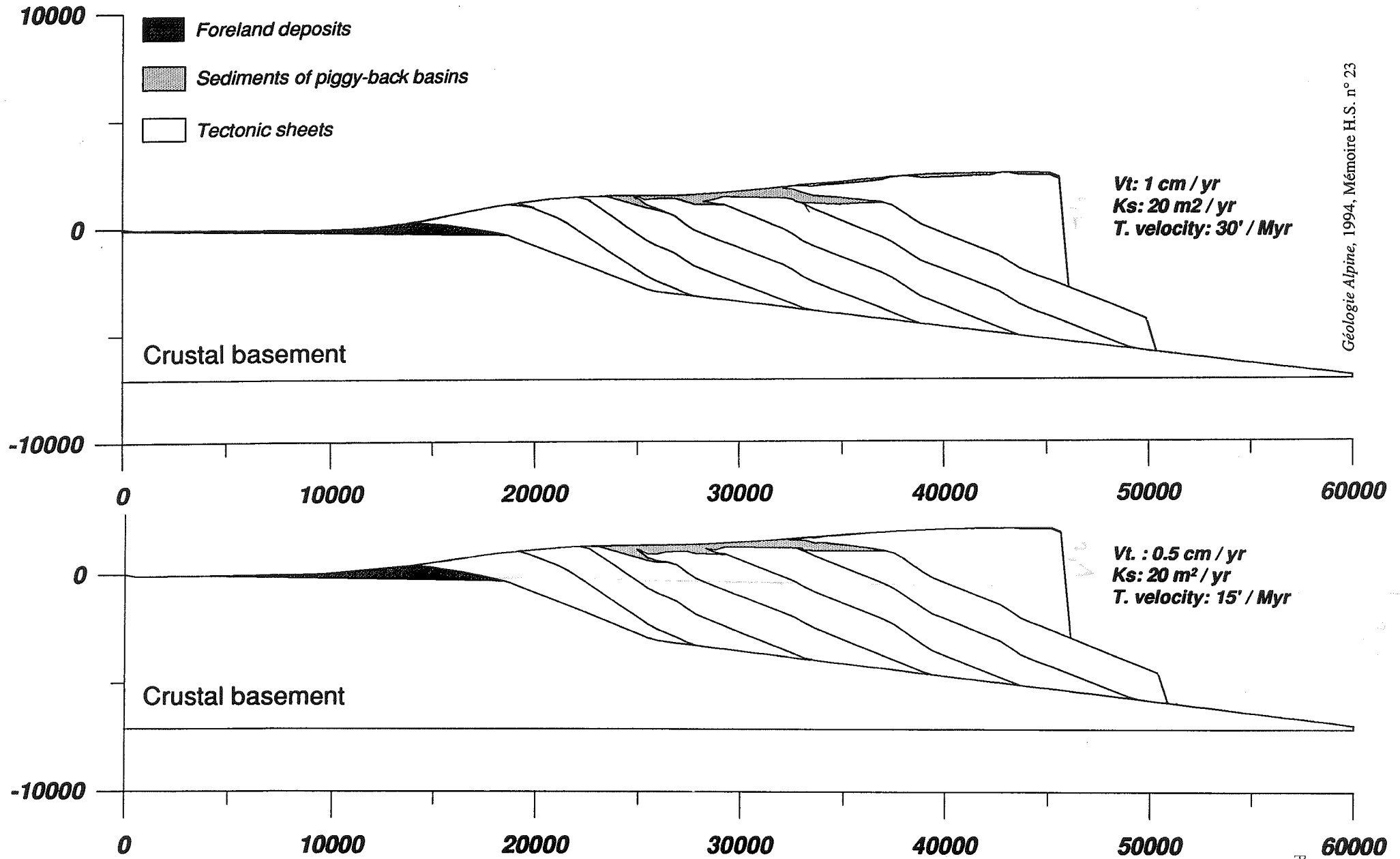
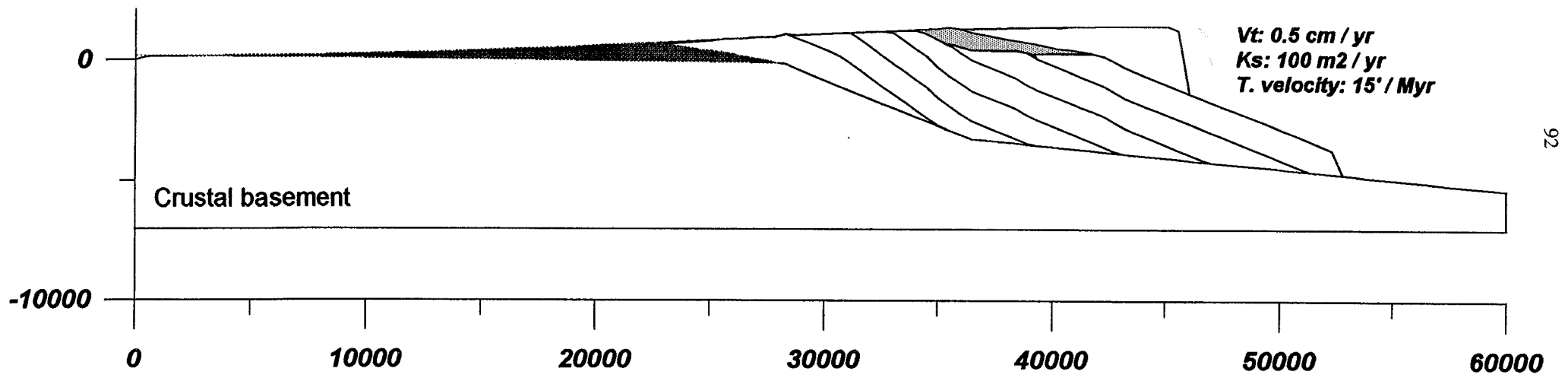
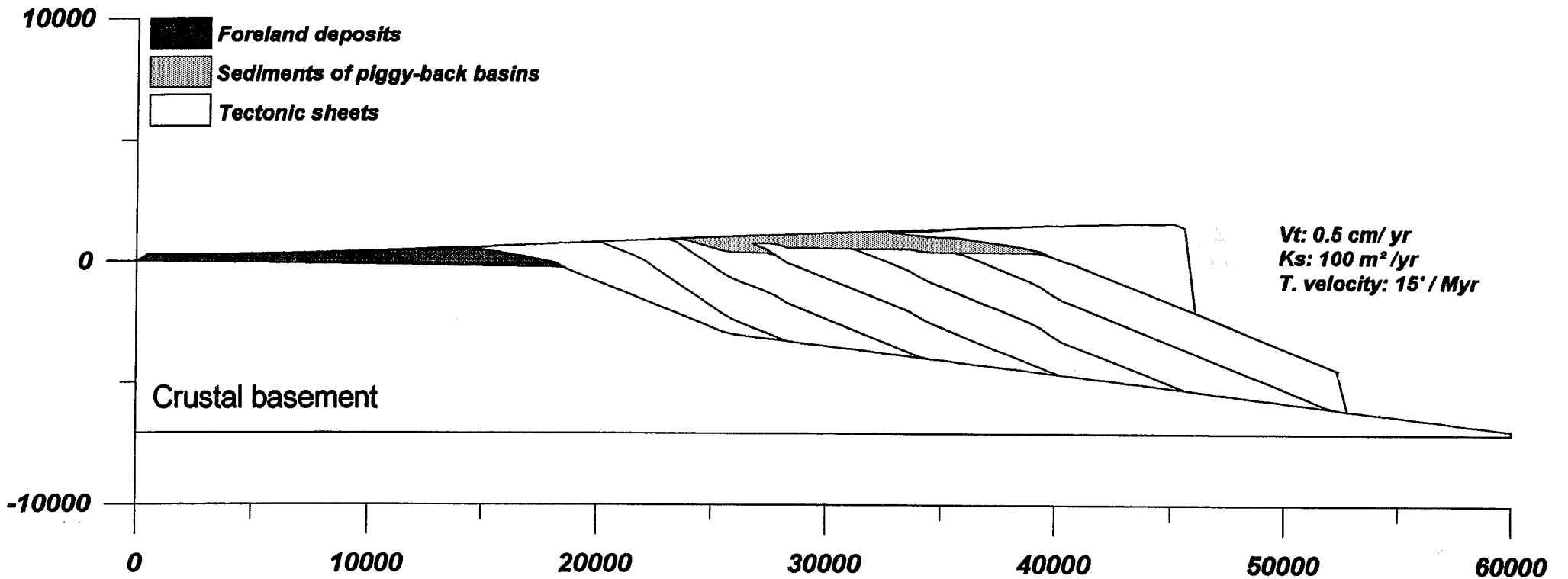


FIG. 11.- Geometry of piggy-back basins in an accretionary wedge as a function of basal dip (steep initial basal dip (6°)) with: a) fast shortening and tilting rates; b) slow shortening and tilting rates. Mentionned lengths are in meters.



92



E. CHALARON

FIG. 12.- Geometry of piggy-back basins in an accretionary wedge for high erosion efficiency (100 m²/yr). Comparison between gentle (a) and steep (b) initial basal dip. Mentionned lengths are in meters.

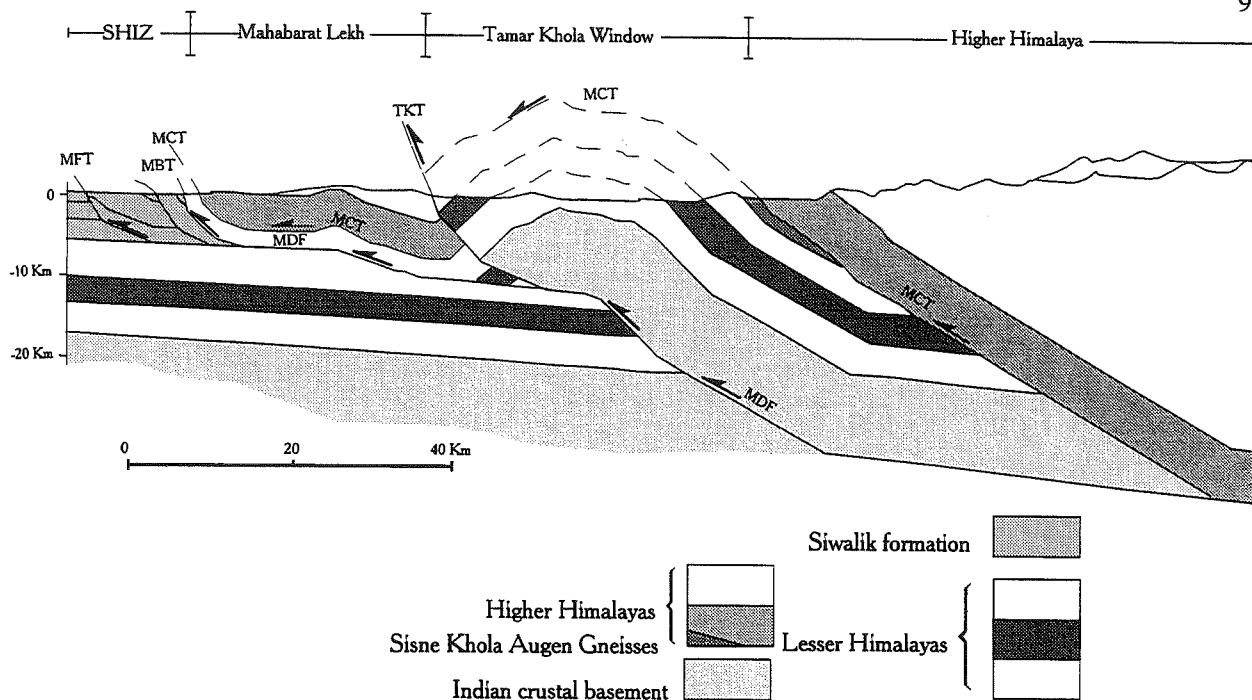


FIG. 13.- Synthetic cross-section of the Himalaya [from Schelling & Arita, 1991] around the Tamar Khola Window (eastern Nepal). The MDF (Main Detachment Fault) forms the bottom of the south himalayan side, considered to be a wide wedge.

intracontinental accretionary wedge close to a steady-state type evolution.

At a larger scale reactivations of the principal thrusts of the Himalayan belt occur. The Tamar Khola thrust, in eastern Nepal, is a good example of reactivation of these innermost thrusts [Schelling & Arita, 1991] (fig. 13). This suggests that the Coulomb wedge model applies from the high Himalayas to the Ganges plain. The differences in reactivation of different segments of major Himalayan thrusts as a function of time may be a

characteristic of the steady-state type evolution of the whole Himalayan tectonic wedge.

Acknowledgements:

The authors are highly thankful to D^r C.M.A. Powell and D^r G. Ranalli for their constructive comments. This work has profited by the support of D^r W. Sassi and D^r J. Letouzey of the Institut Français du Pétrole. It is also an INSU contribution n° DBT1 694, «Dynamique et Bilan de la Terre».

SECONDE PARTIE

APPLICATION

CHAPITRE 6

STRUCTURE DE LA TERMINAISON LATÉRALE DU DUN DE DANG-TULSIPUR (NEPAL OCCIDENTAL)

Résumé .- *La cartographie est l'un des éléments clefs dans la connaissance de l'évolution géodynamique du front des chaînes de montagnes. Elle doit être correctement contrainte à partir de données de terrain et de l'établissement de coupes structurales sériées. Des outils de cartographie automatique, tels que les Modèles Numériques de Terrain (MNT) permettent, en recoupant les informations qu'ils produisent sous forme d'images, et par un contrôle des données de terrain, de perfectionner le modèle géologique de la zone étudiée. A titre d'exemple nous appliquons cette méthode à deux zones de la chaîne des Siwalik au Népal occidental et aboutissons à un modèle d'évolution géodynamique. La chaîne des Siwalik constitue la zone déformée du bassin d'avant pays de la chaîne Himalayenne. Elle présente une structure relativement simple : un système de failles chevauchantes à vergence unique se raccorde en profondeur à un décollement principal. Les dépôts conglomératiques du Plio-Pléistocène (Siwalik Supérieur) sont chevauchés par des formations du Miocène (Siwalik Inférieur et Moyen) au front du système et dans des zones plus internes. Nous avons ainsi pu détailler la structure des relais latéraux entre les écailles tectoniques. Ces relais combinent : a) une virgation de l'axe des plis, b) des décrochements. Ils sont le siège de réactivations successives complexes des différentes structures chevauchantes impliquées.*

Mots clefs .- Himalaya, chevauchement, géomorphologie, cartographie, modèle numérique de terrain

Abstract .- *Cartography is one of the key to understanding the geodynamic evolution of the front of mountain ranges. It has to be well constrained from field data and structural cross sections. Some automatic cartographic tools such as the digital elevation model (DEM), can give clues and help to make good correlations of field data by comparison of the pictures they produce and in this way to perfect a geological model of the studied zone. We apply this method to two areas of the Siwalik range in Western Nepal in order to derive a geodynamic evolution model. The Siwalik belt constitutes the deformed area of the foreland basin of the Himalayas. This belt presents a simple structure made of single vergence fault system linked to an underlying decollement. The conglomeratic deposits of the Plio-Pleistocene (Upper Siwalik) are overthrust by Miocene formations (Lower and Middle Siwalik) at the front of the system and in more internal zones. We have defined the detailed structure of lateral relays between tectonic sheets. They combine a bending of fold axes and strike slip movement. They are the place of several complex reactivations of the different implied thrusting structures.*

Key words .- Himalaya, thrust, geomorphology, digital elevation model.

1.- INTRODUCTION

La cartographie de cette région est donc délicate dans la mesure où la flore dense rend difficile les accès et l'érosion démantèle les affleurements au fur et à mesure de leur exhumation. Ainsi, l'information géologique est pratiquement cantonnée aux vallées.

La morphologie de la chaîne des Siwalik est directement contrôlée par les phénomènes superficiels (érosion et sédimentation) particulièrement intenses dans cette région et le jeu de chevauchements sous-jacent. La retombée méridionale des reliefs est marquée par une pente forte alors que le versant septentrional se caractérise par une pente plus douce pouvant porter de nom-

breuses terrasses alluviales récentes imbriquées et parfois basculées.

La relation tectonique / morphologie nous permet de corréliser les lignes faitières avec la mise en place d'une lame chevauchante [Hérail & Mascle, 1980 ; Delcaillau, 1986]. Les Modèles Numériques de Terrain (MNT) affinent ce type de corrélations entre morphologie et tectonique et viennent en complément des informations de terrain. Le traitement par MNT permet toutes sortes de variantes de présentation et d'exploitation, qui tendent à rendre plus efficace la prise en compte du relief et d'extraire de la description numérique d'un relief toutes les

informations implicites qui y sont incluses et de compléter celles recueillies *in situ* afin de proposer un modèle d'évolution de ces structures dans un domaine à direction constante de raccourcissement [Masclé & Hérail, 1982 ; Mugnier *et al.*, 1992].

Pour tester cette méthodologie nous avons choisi des zones représentatives de la chaîne des Siwalik et où nous avons recueilli des données. Dans un premier exemple nous la testerons dans le torrent de la Sarda Khola (Népal Occidental) (fig. 1), affluent de la Babai Khola, où la bonne qualité des affleurements permet de contraindre les interprétations. Dans un second exemple nous l'appliquerons à une situation plus complexe : la bordure occidentale du bassin (ou «dun») de Dang (Népal occidental) (fig. 1b) ; cette zone présente en effet une virgation dans laquelle s'engage un chevauchement majeur de la chaîne des Siwalik.

2.- MORPHOLOGIE DE LA CHAÎNE SIWALIK

Les reliefs des Siwalik (500 à 1500 m d'altitude au Népal occidental) correspondent à une succession de crêtes à regard Sud pouvant être séparés par des bassins transportés (dun) (fig. 1). Ces reliefs sont séparés à l'avant par des chevauchements orientés parallèlement au grand chevauchement bordier ou MBT (Main Boundary Thrust) [Medlicott, 1864]. Du Nord au Sud, trois chevauchements principaux successifs (fig. 1) sont individualisés :

- Le MBT (Main Boundary Thrust) ou principal chevauchement bordier : les séries épi-métamorphiques du moyen pays chevauchent les séries miocènes (Siwalik Inférieur).

- Le MDT (Main Dun Thrust) [Hérail & Masclé, 1980] ou chevauchement principal des dun bordant un alignement de bassins plus ou moins développés. Cette structure majeure de la chaîne des Siwalik est également baptisée «Central Churia Thrust» [Tokuoka & Yoshida, 1984]. Elle amène en superposition les séries grésio-pélistiques Siwalik Inférieur (Miocène) et parfois leur substratum oligocène («Murree formation») sur les brèches conglomératiques du front de la série Siwalik Supérieur (Pléistocène Inférieur). Ce front de chevauchement correspond généralement à une faille inverse redressée à l'affleurement. Le plan de cisaillement est la plupart du temps incliné à plus de 50° vers le Nord. Localement la réactivation en mouvements décrochants du MDT fait apparaître des variations morphologiques et structurales bien marquées [Mugnier *et al.*, 1992]. Ainsi aux courbures du MDT correspondent des virgations nettes de reliefs. Des analyses détaillées montrent que différents chevauchements se succèdent et se relaient latéralement [Delcaillau, 1986 ; Delcaillau *et al.*, 1987, Mugnier *et al.*, 1992]. Le MDT n'est pas une structure continue et des zones de transfert [Dahlström, 1970] se situent entre des chevauchements disposés en échelon. A l'Ouest de la région étu-

diée, le MDT se dédouble laté-ralement en MDT 1 et MDT 2 [Mugnier *et al.*, 1992] et se marque morphologiquement par la présence de deux rivières importantes : la Bheri Khola, soulignant le MDT 1, et la Babai Khola, soulignant le MDT 2. Tout au long de la chaîne, l'orientation des principales lignes de crêtes (N 110° à N 130°) est étroitement contrôlée par celle du chevauchement.

- Le MST (Main Siwalik Thrust) [Hérail & Masclé, 1980] ou chevauchement frontal des Siwalik qui amène les séries molassiques mio-pliocènes sur les alluvions récentes du Terai [Hagen, 1956 ; Hérail & Masclé, 1980 ; Mugnier *et al.*, 1992]. Cette structure a également été baptisée «Frontal Churia Thrust» [Tokuoka & Yoshida, 1984] ou encore «Main Frontal Thrust» au Bouthan [Gansser, 1983]. Dans le détail le MFT est constitué de courts segments de 10 à 30 kilomètres qui se raccordent et se relaient par des rampes latérales ou s'amortissent dans des plis latéraux. Les dun les plus méridionaux sont séparés du Terai par les derniers reliefs correspondant aux grès Siwalik Moyen et aux conglomérats Siwalik Supérieur.

Les émergences de ces trois chevauchements principaux représentent des rampes frontales successives du plan de décollement sous jacent auquel ils sont reliés [Masclé & Hérail, 1982 ; Delcaillau *et al.*, 1987 ; Mugnier *et al.*, 1992] marquant ainsi la topographie. Cette signature est une caractéristique discriminante compte tenu de notre approche géomorphologique.

3.- PRESENTATION DU MODELE NUMERIQUE DE TERRAIN (MNT)

3.1. Définition du MNT

Un MNT est un fichier contenant les cotes d'un champ d'altitudes connues aux noeuds régulièrement espacés d'une grille topographique discrète. Après avoir numérisé les courbes de niveaux d'une topographie il est nécessaire d'appliquer à celles-ci un programme d'interpolation des altitudes aux noeuds d'une grille régulière afin d'obtenir un MNT [Proy, 1986]. Le logiciel de traitement morphométrique (Cf. première partie) de la topographie a été programmé dans le cadre de cette étude et sert à l'exploitation du MNT par le calcul des images de fichiers dérivés.

Les cartes topographiques du Népal Occidental (Echelle : 1/63360^{ème}) dessinées par le «Topographic Survey of India» sont utilisées pour la saisie.

3.2. Principes de calcul des fichiers dérivés

Un certains nombres de fichiers dérivés (Cf. Annexes) mettant en valeur des caractères morphologiques ou morphométriques sont calculés à partir du MNT : cartes de pentes, d'expositions, de drainage et sont corrélés entre eux. Ces fichiers sont une mesure locale

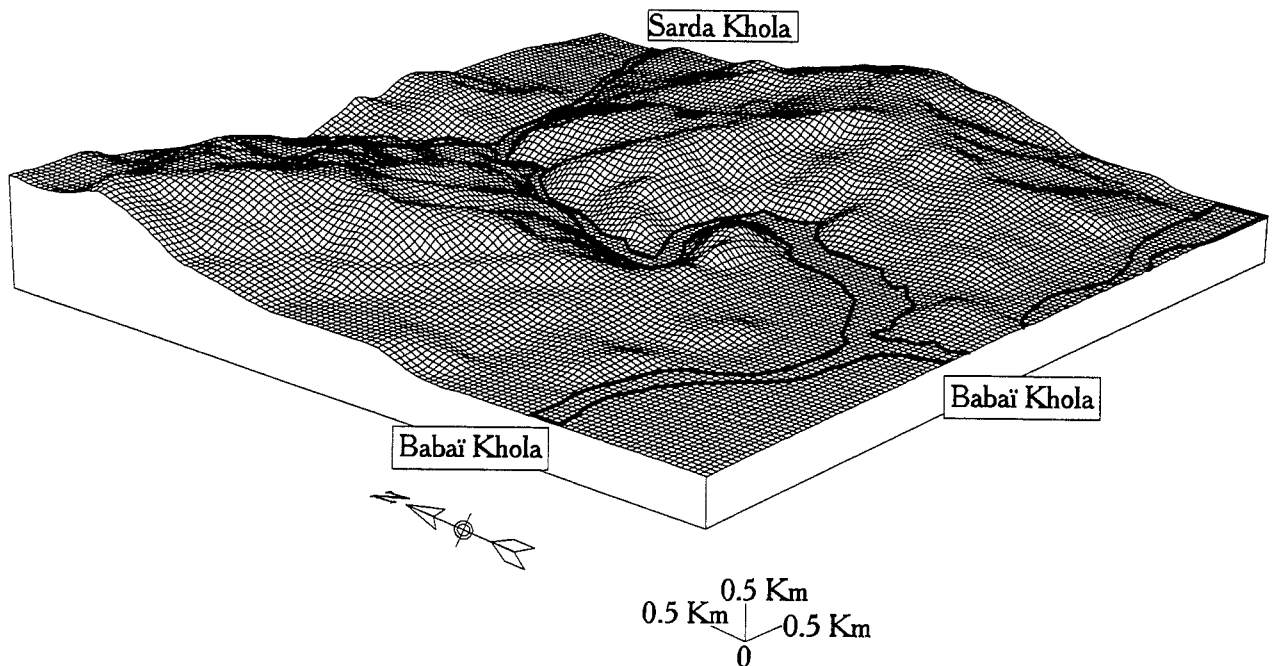


Fig. 2.- Modèle numérique de terrain de la zone d'étude de la Sarda Khola. Le pas du MNT est de 64 mètres.

des propriétés morphologiques du champ d'altitudes. Ces propriétés étant calculées à partir de la même grille du MNT, les images sont directement superposables et comparables. Quelle que soit la topographie traitée, il est toujours possible de déterminer et de visualiser des classes de valeurs (pentes, expositions) sélectionnées sur l'image et d'en étudier les propriétés.

4.- PREMIER EXEMPLE : LE MDT AU NIVEAU DE LA SARDA KHOLA

4.1. Localisation de la zone d'étude

La première zone d'application du MNT se situe au Népal occidental (fig. 1a) à l'Ouest du dun de Dang. Le MNT couvre une superficie de 64,67 Km². Chaque maille de sa grille est un carré de 64 * 64 mètres (fig. 2).

Dans cette région, la Sarda Khola est un affluent de la Babaï Khola et prend sa source dans le Moyen Pays. Elle entaille profondément et perpendiculairement les séries Siwalik en rive droite de la Babaï Khola.

4.2. Analyse du MNT

La morphologie du front MDT, présente un escarpement qui se caractérise par une augmentation de la valeur de la pente. Nous avons donc comparé et corrélié la répartition spatiale des versants, celle des terrasses alluviales, ainsi que les signatures morphologiques des fronts d'escarpement pour situer le front de chevauchement. Cette analyse est contrôlée latéralement par un levé de coupe effectué dans de bonnes conditions et qui nous permet de tester notre postulat de la relation morphologie / structure.

4.2.1. Classes de pentes.

La limite du MDT est mise en évidence sur l'image en discriminant des classes de pentes orientées selon l'axe principal de la chaîne. On précise la trace du MDT2 en corrélant la classe des pentes fortes avec celle des pentes faibles (fig. 4). L'analyse de la répartition des pentes montre la quasi absence de terrasses alluviales récentes sur les rives de la Sarda Khola (fig. 4) au bénéfice de pentes fortes montrant ainsi une gorge profondément entaillée et d'orientation N20°. Les terrasses actuelles peu remaniées se localisent au front du chevauchement qu'elles cachètent localement à l'ouest de la jonction entre la Sarda et la Babaï Khola.

Latéralement ce front de chevauchement s'individualise vers l'Ouest par un alignement préférentiel de la répartition des classe de pentes. Morphologiquement, ceci dénote un relief associé à la mise en place d'un chevauchement et surplombant une large zone s'étendant vers le sud et correspondant aux terrasses alluviales de la Babaï Khola. Par ailleurs cet accident est individualisé *in situ* par l'affleurement de terrains grésopélitiques Siwalik inférieur chevauchant les conglomérats Siwalik supérieur.

Plus en amont dans le coude que fait la Sarda Khola vers l'Ouest un mince alignement de pentes faibles suit la morphologie locale imposée par le tracé de la rivière avant de se poursuivre vers le Nord-Ouest. *In situ*, cette signature morphologique correspond au passage des faciès Siwalik inférieur aux Siwalik Moyen.

4.2.2. Classes d'expositions

La représentation des classes d'exposition selon quatre classes montre une bonne corrélation entre les pentes à exposition SSW et la signature morphologique correspondant à la jonction de talwegs entaillant les for-

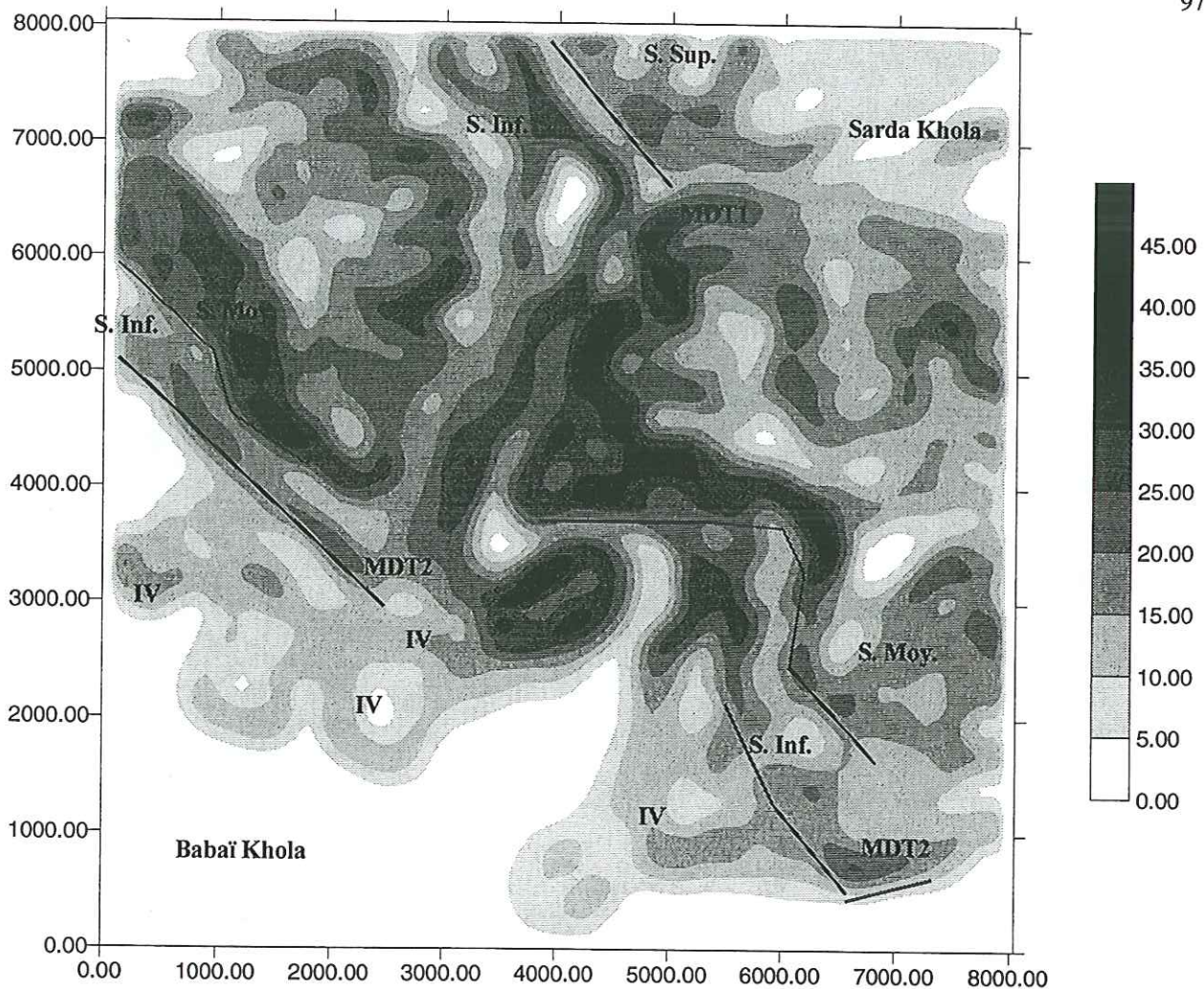


FIG. 3.- Repartition des classes de pentes (0° à 45°) de région de la Sarda Khola. Une concentration des pentes fortes en rive droite de la Babaï Khola souligne le front MDT 2 selon une orientation N 110° à N 130° vers l'Est. Le front du MDT 2 est caractérisé par le chevauchement des Siwalik Inférieur (S. INF.) sur les Siwalik Supérieur (IV). Le front MDT1 est mis en évidence par un alignement N 120° en rive droite de la Sarda Khola où les Siwalik Supérieur (S. Sup) chevauchent les Siwalik Moyen (S. Moy.).

mations Siwalik Inférieur avec les formations récentes quaternaires.

Les alignements morphologiques d'orientation N 90° à N 100° en rive droite de la Sarda sont individualisés *in situ* par des talwegs (fig. 5).

Dans la partie nord-est de l'image une séparation orientée N 130° correspond au passage des dépôts Siwalik Moyen à ceux des Siwalik Supérieur. Ce contact, chevauchant, montre à sa base des duplex métriques portant des stries N 40° ; compatibles avec une cinématique déterminée plus à l'Ouest [Mugnier *et al.*, 1992]. On observe de part et d'autre de la Sarda Khola un décalage de cette signature morphologique (fig. 5). Ce décalage est mis en relation avec un décrochement déjà envisagé sur les cartes géologiques népalaises au 1/125.000^{ème} (feuille n° 62 HD, Topographical Survey Branch, 1982).

4.3. Interprétation et conclusion.

Les images calculées montrent un décrochement dans

la lame de Siwalik au niveau du front du chevauchement MDT 1 immédiatement au nord de celui de la Babaï Khola (MDT 2). La morphologie laisse apparaître une structuration orientée N 130° décalée par une faille décrochante à jeu dextre de direction N 45° puis N 70° . Ce chevauchement correspond à la localisation de la déformation postérieure ou synchrone à la sédimentation des conglomérats Siwalik Supérieur entre les chevauchements MDT 2 (marqué par la Babaï Khola) et le MDT 1. Le décrochement est l'adaptation latérale du mouvement de cette écaïlle tectonique (fig. 6)

5.- DEUXIEME EXEMPLE : VIRGATION DU FRONT DU MDT.

5.1. Localisation et description de la zone étudiée.

La seconde zone d'application se situe (fig. 1a) à une quinzaine de kilomètres à l'Est de la zone précédente et correspond à la bordure occidentale du dun de Dang Tulsipur. Le MNT couvre une superficie de 256,51 Km² (fig. 7).

L'organisation morphologique de la terminaison occidentale du dun de Dang est constituée par une virga-

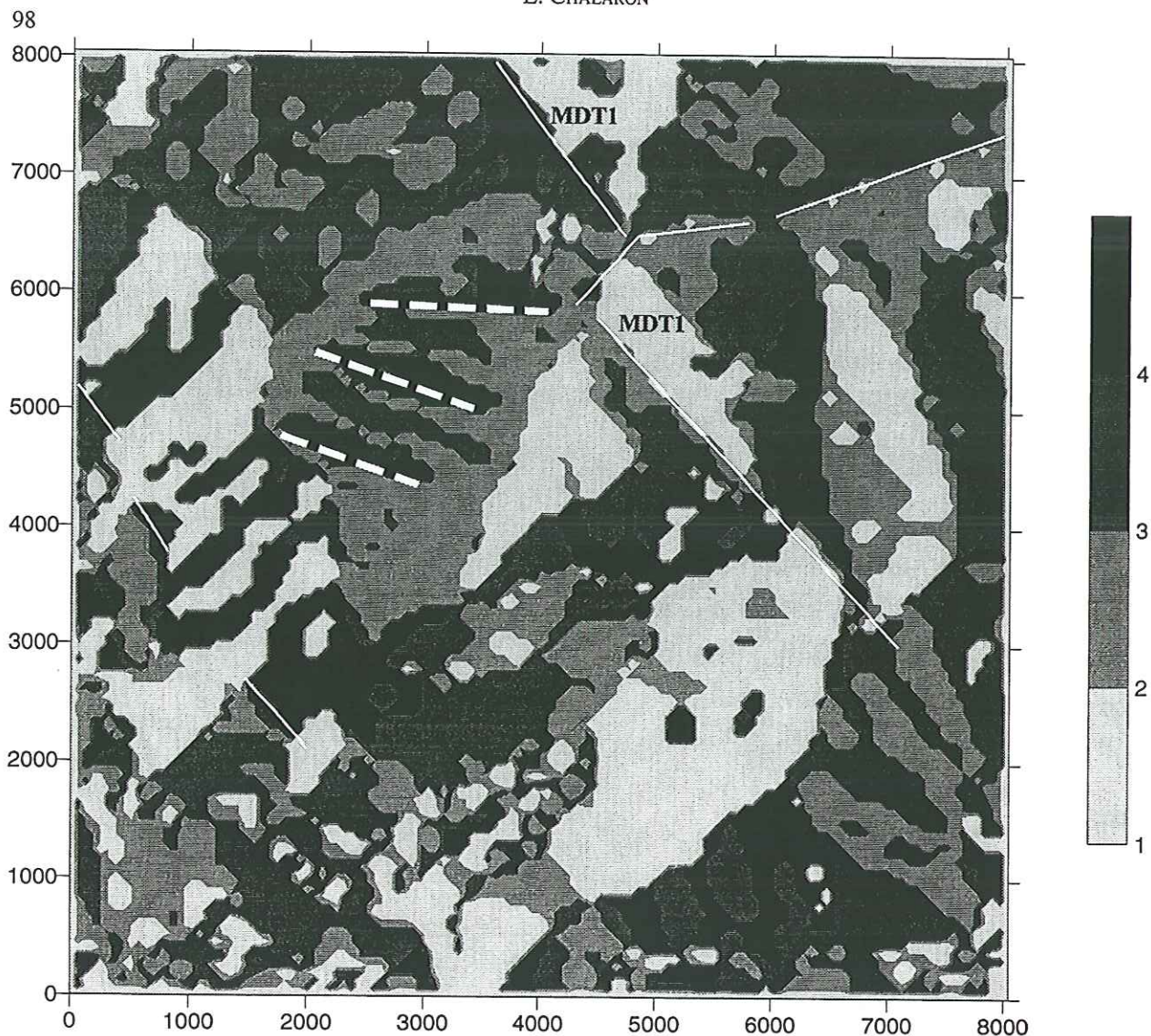


FIG 5.- Repartition des classes d'exposition. Ce traitement en quatre classes met en évidence un linéament orienté N 130° en rive gauche de la Sarda Khola correspondant au front MDT1 où les Siwalik Supérieur chevauchent les faciès Siwalik Moyen. Les linéations N 90° (pointillés) correspondent à des talwegs.

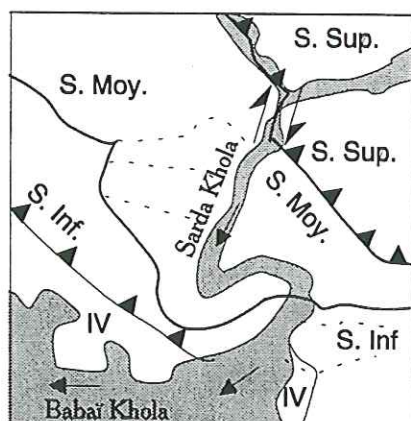


FIG. 6.- Schéma structural de la zone de la Sarda Khola.

tion des structures (fig. 1). Dans cette zone deux cours d'eau principaux marquent la topographie : la Babai Khola située dans le bassin de Dang et la Malaï Khola située au sud du MDT 2 (fig.7).

5.2. Analyse du MNT

5.2.1. Classes de pentes.

Les classes de pentes faibles délimitent le cours de la Babai Khola et de la Malaï Khola qui dessine un coude vers l'Ouest. Les terrasses alluviales de la Babai Khola sont localisées exclusivement sur sa rive droite (fig. 8) à l'exception d'un petit bassin versant situé dans la partie sud-est de la zone étudiée. La signature de ces terrasses (fig.8) se localise au NW de la jonction entre la Babai Khola et la Malaï Khola et montre que la Babai s'écoulait vers le Nord-Ouest avant d'être capturée par la Malaï Khola.

La Malaï Khola dont le cours est commandé par le tracé du front d'escarpement (fig. 8) ne présente que quelques terrasses alluviales peu étendues et très localisées en rive gauche. Localement une distribution des classes de pentes faibles qui s'ouvre en cône (fig. 8) vers l'Est avec un pente de 5° à 10° est à mettre en

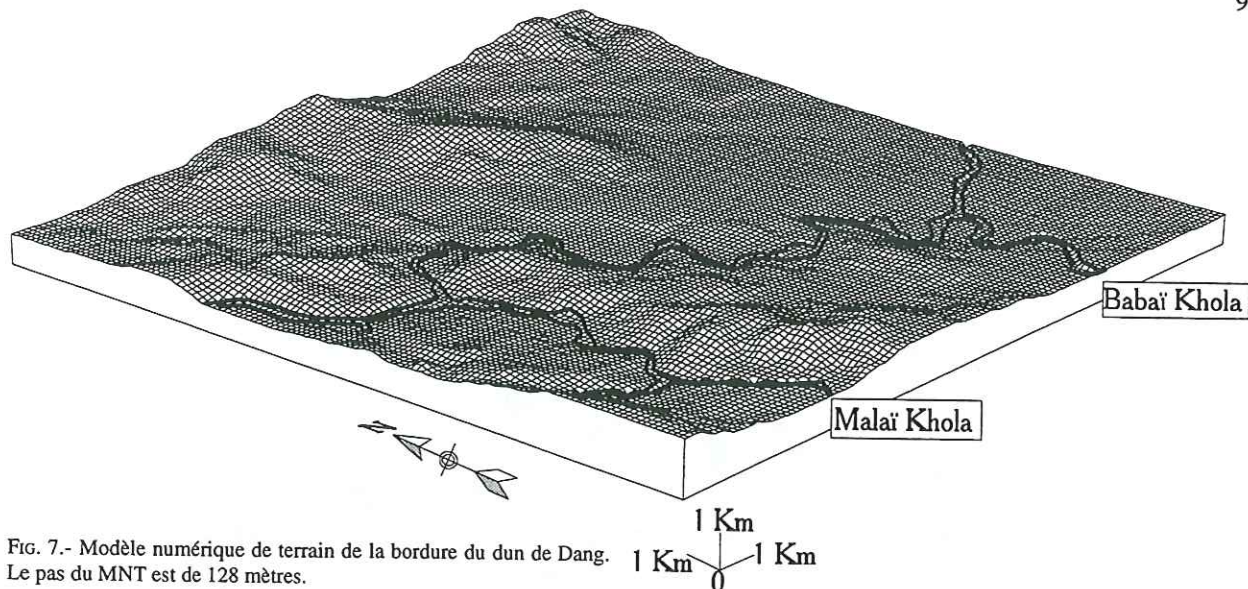


Fig. 7.- Modèle numérique de terrain de la bordure du dun de Dang. Le pas du MNT est de 128 mètres.

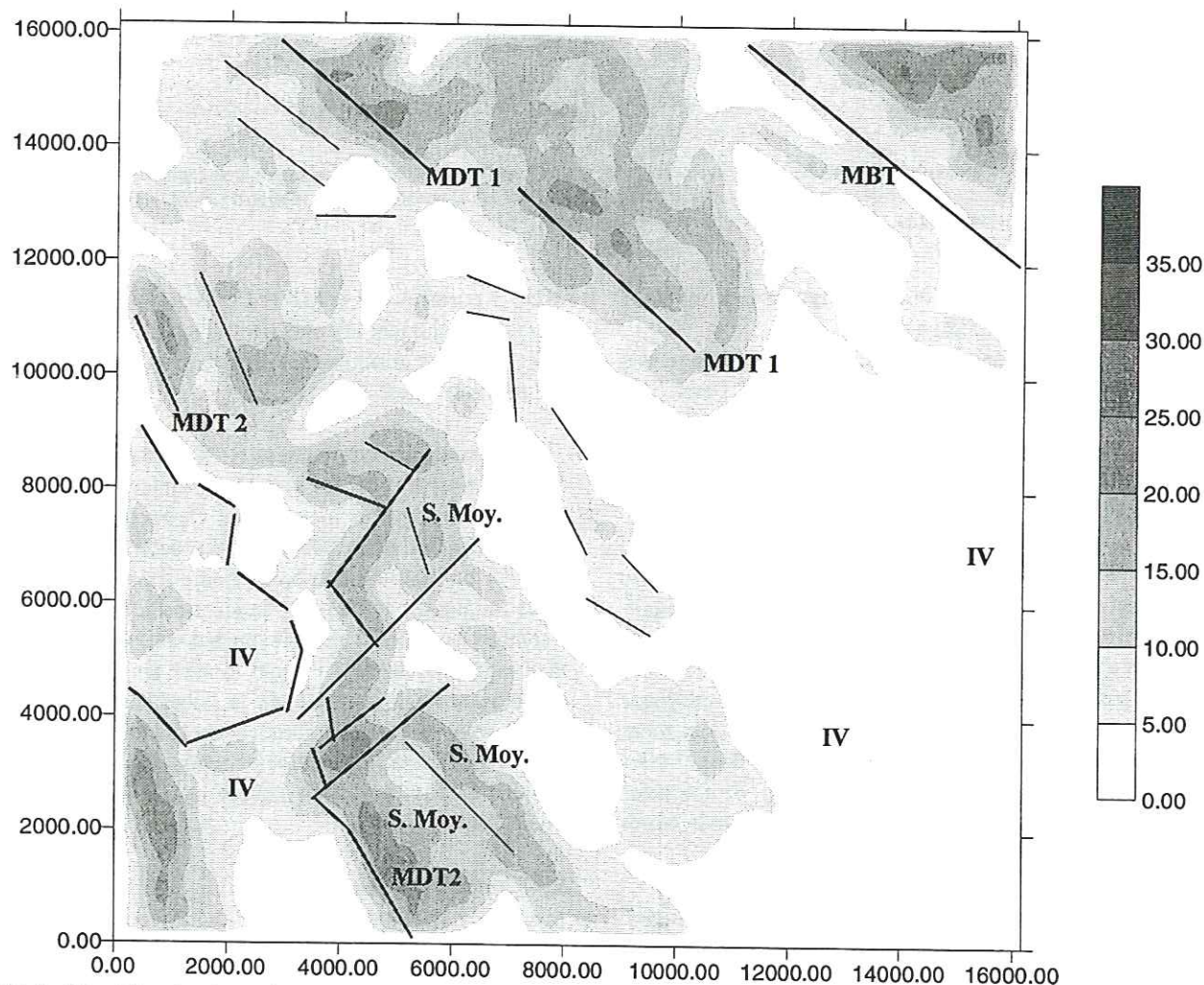


Fig. 8.- Répartition des classes de pentes. La répartition des classes de pentes faibles montrent un alignement d'anciennes terrasses de la Babaï Khola dans le dun de Dang. La virgation de la bordure du dun de Dang est soulignée par les alignements des pentes fortes. Le MDT 2 est affectée par des décrochements dextres disposés en échelon orientés N 40° à N 70°.

relation avec un puissant cône de déjection provenant du crêt situé immédiatement à l'Ouest et orienté nord-sud.

On peut individualiser deux zones de pentes fortes (fig. 8) :

i) une au nord-est de l'image qui correspond aux premiers reliefs du moyen pays,

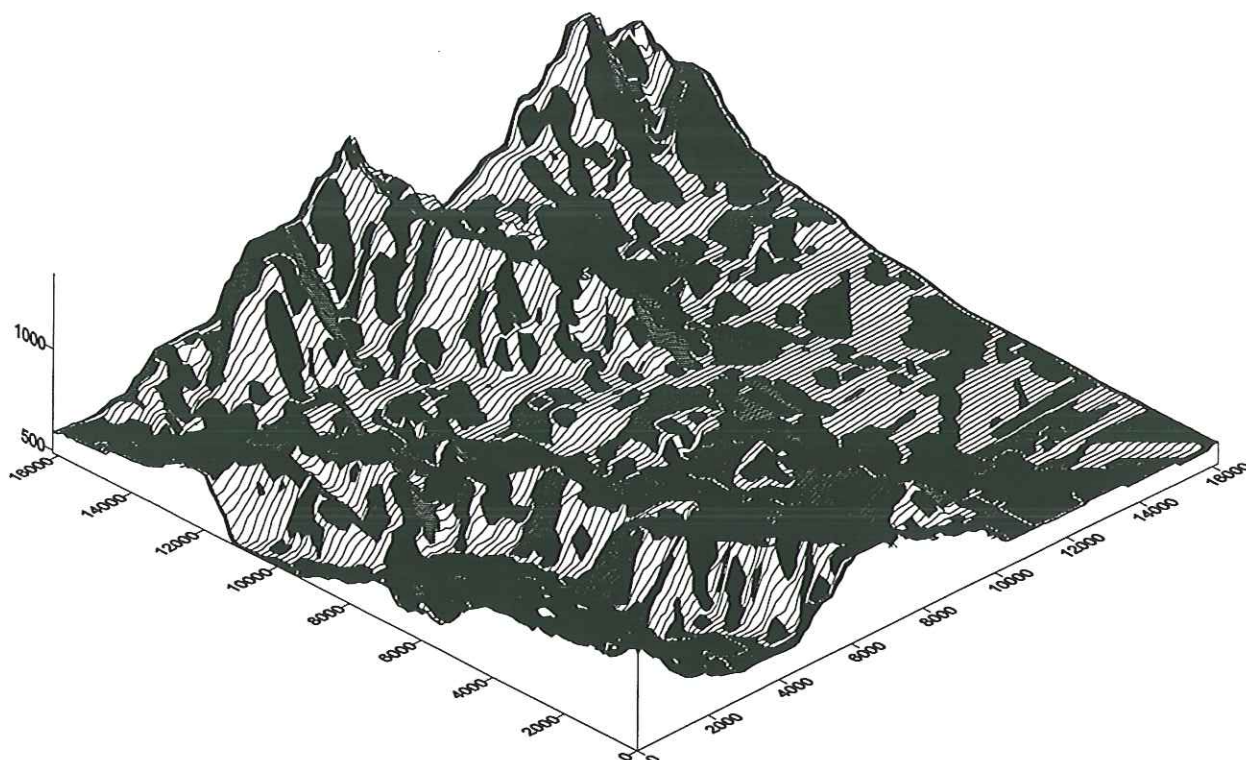


FIG. 9.- Répartition des classes d'expositions. La répartition spatiale des versants souligne la structure générale de la virgation. Une structuration orientée N 45° est mise en évidence dans le dun de Dang. Ces structures limitent latéralement les reliefs soulignant le MDT 1 et recourent le MBT. Les sédiments récents du dun sont également affectés par ces structures.

ii) une située plus à l'ouest soulignant le front MDT 1 qui s'amortit latéralement,

ii) une qui s'étend de l'ouest au sud de l'image matérialisant les reliefs du front du MDT 2. Dans cette zone on peut observer le dédoublement de la trace des classes de pentes fortes. A l'Ouest correspond la retombée anticlinale du front de chevauchement suivant orienté nord sud.

Le dédoublement situé plus à l'Est correspond au passage des faciès Siwalik Moyen aux Siwalik Supérieur. Une coupe relevée entre la Babai et la Malaï Khola montre cependant des chevauchements intracutanés d'ordre secondaire mais dont la signature morphologique n'apparaît pas. L'image des classes de pentes fortes montre que ces dernières sont décalées par deux failles décrochantes dextres orientées N 60° (fig. 8) marquées dans la topographie par les coudes brutaux vers le Nord-Est de la Malaï Khola.

5.2.2. Classes d'expositions et système hydrographique.

Ce traitement met en évidence un arc (fig. 9) délimitant des versants à regard Ouest selon une ligne N 150° se réorientant N 110° vers le Nord. On note la présence de versants correspondants à des entailles d'érosion de torrents issus du Moyen Pays dans le dun de Dang. Les talwegs et ces entailles d'érosion viennent se raccorder à la Babai Khola. Une structuration orientée N 45° est mise en évidence dans le dun de Dang. Ces structures limitent latéralement les reliefs soulignant le

MDT 1 et recourent le MBT. Les sédiments récents du dun sont également affectés par ces structures et contrôlent ainsi la localisation de l'érosion sous forme de confluents de la Babai Khola.

La somme des confluences se déverse dans la Malaï Khola. La répartition des bassins versants ainsi que leur degré de maturation montre une chronologie relative dans l'évolution de la Babai et de la Malaï Khola. Cette dernière présente de nombreux petits sous-bassins versants immatures à transport solide rapide établis sur la retombée anticlinale du chevauchement. Le degré de maturation des bassins versants montre ainsi clairement que le système de drainage de la Babai Khola est antérieur à celui de la Malaï Khola et qu'il a été capturé par ce dernier. Toute la partie occidentale du dun de Dang devient un bassin versant unique et très étendu de la Malaï Khola.

5.3. Corrélation des fichiers.

La corrélation de la répartition des classes de pentes (fig. 8) avec celle des expositions (fig. 9), met en évidence que l'arc est constitué de pentes fortes d'exposition SSW alors que les terrasses alluviales occupent les flancs opposés où les pentes sont faibles et d'exposition NNE. On retrouve donc un versant septentrional doucement incliné, couvert de terrasses basculées, et un versant méridional abrupt et disséqué par des vallons transversaux. La présence de terrasses basculées au toit de l'écaïlle chevauchante montre que des réactivations suc-

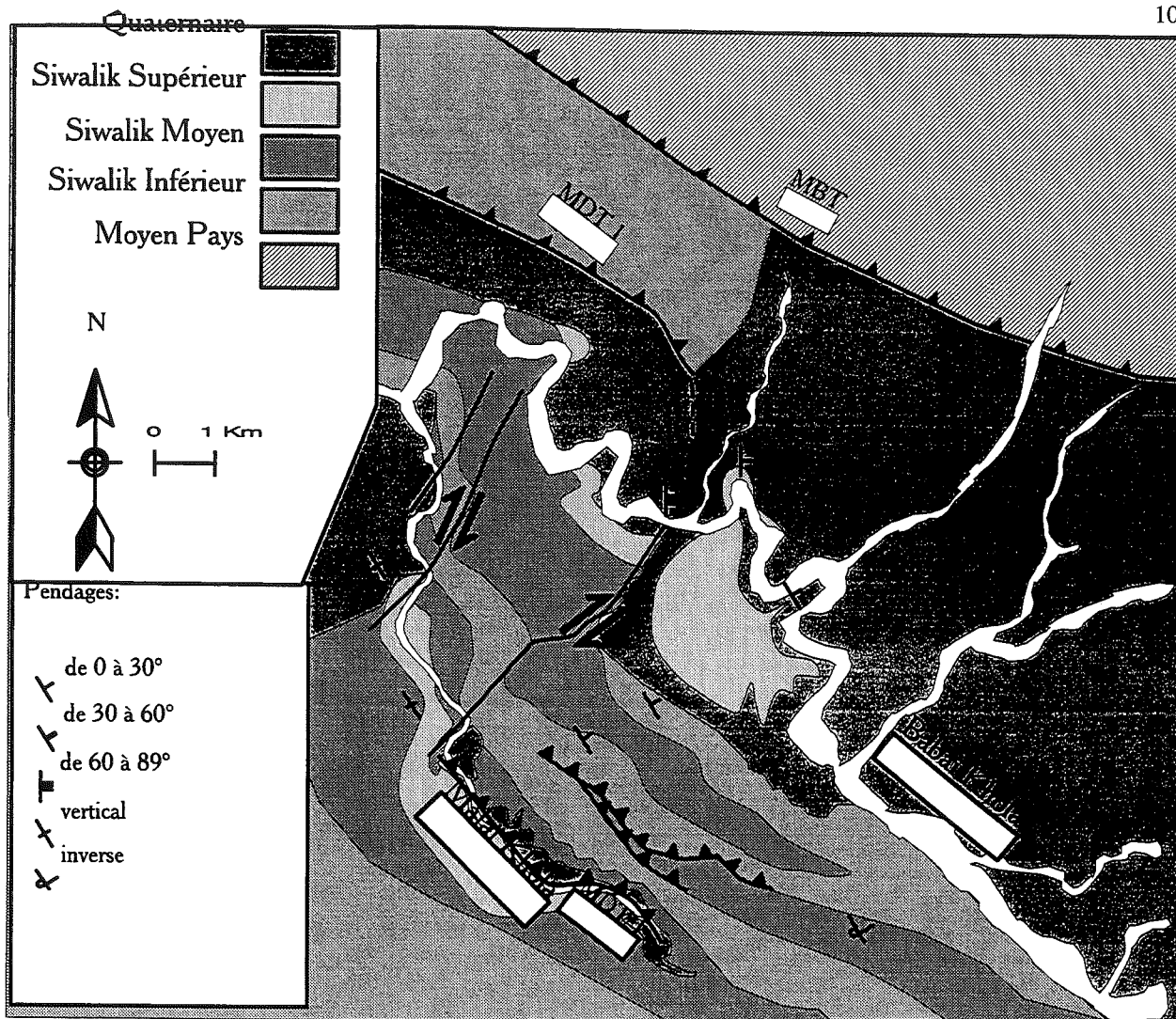


FIG 10.- Interprétation structurale de la virgation du Dun de Dang d'après la corrélation des observations in situ avec celles du MNT.

cessives sont intervenues dans l'histoire récente de la bordure du dun déjà mises en évidence par l'analyse stratigraphique et sédimentaire des terrasses [Yamanaka & Yagi, 1984].

5.4. Interprétation structurale

La combinaison du MNT et des données de terrain nous permet de mettre en évidence la relation entre les structures chevauchantes et la signature géomorphologique de la zone étudiée.

Le MDT présente localement des variations structurales. Le chevauchement de la Malai Khola et ceux d'ordre mineur situés à son toit correspondent au relais méridional du MDT 1. Le MDT 2 se situe alors plus au Sud et correspond au versant dominant le dun de la Rapti Khola (fig. 1). Le MFT est alors à mettre en relation avec les collines les plus méridionales bordant la frontière népalo-indienne. En effet cette structure s'amortit latéralement plus à l'Ouest avec un décalage de quelques kilomètres par rapport à la virgation du dun de Dang. Les virgations et les morphologies en échelon observées sont dues à la présence d'un système de frac-

tures à jeu dextre (fig. 10). Ces fractures localisent la déformation dès le dépôt de Siwalik Moyen comme le suggèrent des brèches intraformationnelles observées dans les affleurements situés le long de la Babaï Khola en bordure de la virgation. Ces fractures sont sollicitées tardivement lors de l'activation et de la réactivation des fronts de chevauchements.

Ces fractures se localisent au niveau d'une variation brutale du plan de décollement sous forme d'un décalage brutal (fig. 11). La bordure Ouest du dun de Dang montre l'adaptation latérale de la couverture sédimentaire à une direction constante de raccourcissement. Cela se traduit par le passage progressif de chevauchements orientés N 130° à une succession de plis compartimentés par des décrochements dextres. Ces fractures sont la réponse de l'adaptation de la couverture sédimentaire à la localisation de la déformation.

6.- DISCUSSION

Ces exemples nous permettent de caractériser un front de déformation par la corrélation des différents fichiers dérivés du MNT avec les observations de terrain.

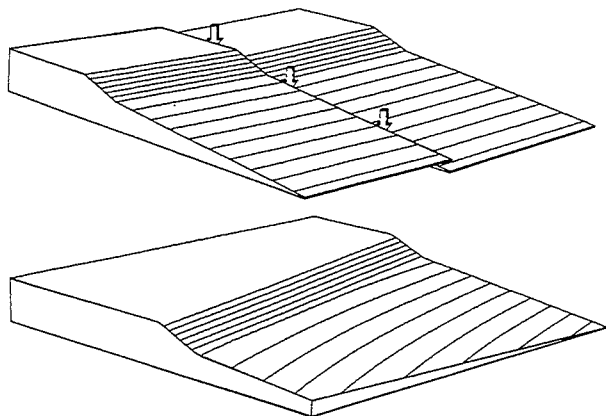


FIG 10.- Interprétations de la structure sous-jacente de la virgation du dun de Dang. La variation latérale de la géométrie du plan de décollement influence la localisation de la déformation de la couverture sédimentaire

La disposition des terrasses récentes de la Babai Khola et de la Malai Khola montre que des réactivations tardives du chevauchement MDT 1 se produisent et contrôlent le remaniement de terrasses alluviales au mur du chevauchement. La chronologie relative du développement de ces structures joue un rôle prépondérant sur la tectonique actuelle de cette région. Yamanaka et Yagi (1984) montrent par l'analyse stratigraphique des dépôts des terrasses quaternaires du dun de Dang qu'une

succession de mouvements du soubassement sont intervenus localisant une forte subsidence dans ce secteur. Nous interprétons ces mouvements datés du Quaternaire récent comme la signature de la propagation du décollement le long du MDT1.

Le relief du front himalayen est contrôlé par le jeu d'une succession de chevauchements (MBT, MDT 1 et 2, MFT) dont l'organisation est induite par le maintien en compression sub-horizontale et sub-méridienne en régime de collision entretenue. Du Nord au Sud se succèdent des fronts de chevauchement aux formes de plus en plus aiguës. Des décrochements contrôlent l'organisation géomorphologique à l'échelle régionale et à l'échelle locale par le tracé des vallées et la répartition spatiale des versants. L'adaptation latérale des structures aux déplacements des écailles chevauchantes produit une localisation de la déformation. Cette prélocalisation peut se produire grâce à des décalages verticaux majeurs (fig. 11a) qui compartimentent des dun tel que celui de Dang et ceci au moins depuis le dépôt des Siwalik moyen. Une variation continue et latérale du pendage du plan de décollement (fig. 11b) permet alors d'expliquer la structuration de dun sans virgation marquée des structures.

SECONDE PARTIE

APPLICATION

CHAPITRE 7

L'EVOLUTION DES BASSINS TRANSPORTES D'UN SYSTEME CHEVAUCHANT : UN EXEMPLE D'INTERACTIONS ENTRE LA TECTONIQUE, L'EROSION ET LA SEDIMENTATION.

Edouard Chalaron, Jean Louis Mugnier*, Georges Mascle*, Fabrice Perrin**.*

* Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines et URA CNRS n°69, 15 rue Maurice Gignoux, 38031 Grenoble.

** Institut Dolomieu, 15 rue Maurice Gignoux, 38031 Grenoble.

D'après article sous presse, Colloque géoprospective, Avril 1994, Paris

Résumé .- Les structures chevauchantes frontales d'une chaîne de collision et son bassin d'avant-pays constituent une zone où le déplacement des écailles chevauchantes, l'érosion, la sédimentation et la subsidence du substratum se produisent simultanément. Ces différents phénomènes interfèrent et conduisent à une évolution constituée d'une suite d'exhumations et d'enfouissements des écailles constituant ces structures. Aussi l'évolution géologique des zones frontales est susceptible d'enregistrer aussi bien des événements climatiques que tectoniques ayant fait varier l'importance relative des différents phénomènes. Des algorithmes sont développés séparément pour modéliser le déplacement des écailles, l'érosion, la sédimentation, la subsidence différentielle du socle puis sont couplés dans un algorithme général. D'autres programmes calculant les géométries des corps sédimentaires dans les bassins transportés des structures chevauchantes ont également été développés et servent à l'analyse de la géométrie prédite par ces modélisations. La comparaison avec de ces bassins idéaux avec des exemples naturels devrait permettre de mieux cerner l'origine des fluctuations enregistrées dans les sédiments des zones externes d'un chaîne de collision. En faisant varier la valeur des paramètres géométriques et / ou mécaniques, il est ainsi possible d'étudier et de quantifier l'influence des différents phénomènes sur le développement et l'histoire tectonique des fronts de chaîne de collision.

Mots clés .- Bassins d'avant pays, bassins transportés, chevauchements, érosion, sédimentation.

1.- INTRODUCTION

Les bassins d'avant-pays et les structures chevauchantes qui viennent les recouvrir peuvent être assimilés à des prismes d'accrétion de par leur géométrie et leur mode d'évolution. Ce sont également des domaines géologiques à haut potentiel pétrolier. Mais la complexité de leurs structures, les nombreux phénomènes qui y interfèrent en font un domaine délicat à explorer. Du point de vue maturation des roches mères, la sédimentation qui s'y produit favorise l'enfouissement, l'érosion favorise l'exhumation et l'écaillage tectonique peut alternativement favoriser la remontée ou l'enfouissement. La géométrie des corps sédimentaires dans les bassins d'une chaîne de collision dépend à la fois de l'intensité de la tectonique sous-jacente, de la création du relief dans la partie axiale de la chaîne et de l'efficacité des phénomènes

superficiels (érosion/ transport/ sédimentation). Nous modélisons ces phénomènes en $2D_{1/2}$ [Chalaron & Mugnier, 1993 ; Chalaron *et al.*, in press]. Le modèle prédit ainsi la géométrie de déformation finie sous forme de blocs topographiques (fig. 1, p.10) ou de coupes (fig. 2, p.12). Il permet d'étudier l'influence respective des différents phénomènes enregistrés dans les sédiments à l'avant d'une chaîne de collision.

2.- MODELISATION

2.1. Modèle du prisme

Dans ce paragraphe nous exposerons rapidement les principes physiques des phénomènes auxquels les pris-

mes que nous étudions sont soumis.

2.1.1. Cinématique des prismes

Les prismes d'accrétion ont d'abord été définis dans le domaine marin dans un contexte de convergence de plaques et se situent en zone de subduction le long de marges actives dans le cas de subductions océaniques. Par la suite, le concept a été étendu au piedmont des chaînes de collisions (type Himalaya) ou de cordillères (type Andes) où se construit un bassin molassique d'avant-pays.

Les principaux traits structuraux des prismes d'accrétion sont:

a) Une couverture sédimentaire désolidarisée du substratum sous-jacent par un accident régional dont le pendage peut varier latéralement (cas du prisme de la Barbade) et créant une forme en coin.

b) Une série de rampes à vergence externe isolant des écaillés tectoniques dont le jeu relatif va définir la morphologie de la surface topographique. Notons que dans la partie interne de ces systèmes, ces rampes à vergence externe sont soumises à une rotation selon un axe proche de l'horizontale inversant ainsi leur vergence.

c) Des accidents tardifs naissant à l'arrière du prisme, également à vergence externe, recoupant les rampes de chevauchements définies précédemment.

Un trait structural important est l'affaissement de l'avant-pays par compensation isostatique créant un bassin molassique dans le cas d'un domaine continental.

L'accrétion est le processus par lequel les sédiments sont arrachés à la plaque subductée et transférés *pro parte* dans l'unité chevauchante la plus externe du système. C'est cette accumulation de sédiments, au sein des unités chevauchantes, qui forme le prisme d'accrétion. Lors de la subduction, la pellicule de sédiments couvrant la croûte se désolidarise facilement de son socle, et vient «nourrir» le prisme conduisant ainsi à son élaboration progressive.

Structuralement un prisme d'accrétion est composé d'une succession d'unités chevauchantes dont la plus externe est a priori la dernière mise en place, chaque écaille se trouvant soulevée et redressée à chaque fois qu'une nouvelle unité tectonique est accrétée au front. Cette géométrie témoigne d'une propagation du système vers l'avant-pays dite évolution prograde ou "piggy-back thrust system" dans la terminologie de Butler [1982]. Mais ce type d'évolution n'empêche pas que l'on puisse observer des périodes d'évolution rétrograde dans l'histoire du prisme.

En première approximation, la cinématique de ces structures chevauchantes peut être modélisée en supposant que la déformation des écaillés tectoniques a) est

induite par les déplacements le long des différentes failles interconnectées sous-jacentes ; b) conserve la surface en coupe des structures [Dahlström, 1969]. Dans ces conditions des modélisations cinématiques directes [Jones & Linnser, 1986 ; Endignoux & Mugnier, 1990] permettent de déduire la géométrie finale à partir de la géométrie initiale du système de faille et du taux de raccourcissement.

2.1.2. Principes physiques de l'équilibre des prismes

L'étude des conditions d'équilibre mécanique des prismes [Davis *et al.*, 1983 ; Dahlen *et al.*, 1984] montre que leur évolution tectonique est influencée (fig. 1, p.10) à la fois par : 1) la topographie de surface, 2) la géométrie du plan de décollement, 3) les propriétés mécaniques des roches du prisme et du décollement basal. La relation suivante entre les paramètres mécaniques des roches et les paramètres géométriques, définit le prisme avec un profil d'équilibre critique [Dahlen *et al.*, 1984]:

$$\alpha = F(\beta, \lambda, S_0, \rho, \phi, \mu_b)$$

où α et β sont respectivement les pentes de la topographie et du plan de décollement régional, λ est le rapport de la pression de fluide (P_f) sur la contrainte normale (σ_n), S_0 , ρ et ϕ sont respectivement la cohésion, la densité et l'angle de frottement interne des sédiments, μ_b est le coefficient de frottement du plan de décollement à la base du prisme. Dans cette analyse le prisme est en milieu aérien et est considéré comme continu au point de vue des caractéristiques physiques.

2.1.3. Principes de la diffusion

Les prismes d'accrétion intracontinentaux sont continuellement soumis à des phénomènes superficiels (érosion / sédimentation) comme l'ont montré des études de terrain, notamment au front de la chaîne himalayenne [Delcaillau *et al.*, 1987, Mugnier *et al.*, 1992]. Afin de modéliser ces phénomènes, nous utilisons la loi de diffusion en 3 dimensions comme proposée par Beaumont *et al.* [1991], ainsi que Martinez [1993]. Cette méthode représente l'effet cumulé des processus de glissements de pente, des lessivages de surface et de sub-surface. Ce module est basé sur la diffusion locale dans un milieu homogène en fonction du dénivelé séparant deux mailles (fig. 1, p. 10) et suit l'équation:

$$\delta h / \delta t = K_s \nabla^2 h$$

où K_s est la capacité de transport (m^2 / an), h est l'altitude des points considérés (mètres) et t est le temps (années).

2.1.4. Comportement du socle sous-jacent

Les phénomènes tectoniques et superficiels interfèrent avec des mouvements du socle. Plusieurs modèles de réponse d'un soubassement soumis à une charge ver-

ticale ont été proposés. Dans le cas d'un modèle de rigidité élastique des plaques [Karner & Watts, 1983], une charge sédimentaire doit faire ployer une croûte avec une faible longueur d'onde et créer un bassin profond, alors que dans les mêmes conditions une croûte continentale doit structurer un bassin molassique moins profond mais nettement plus étendu [Lyon Caen & Molnar, 1984 ; Turcotte & Schubert, 1982]. Un modèle d'élasticité flexurale permet de décrire la géométrie de la lithosphère ayant une forte rigidité flexurale comme une courbure de plusieurs centaines de kilomètres de longueur d'onde [Turcotte & Schubert, 1982]. En limitant la taille de notre modèle (60 kilomètres x 60 kilomètres), cela permet de considérer que les effets de la flexuration lithosphérique sont correctement décrits par un basculement incrémental du socle.

2.1.5. Mise en oeuvre du modèle.

Les valeurs des différents paramètres (Table 1 p. 13) sont introduites dans un algorithme [Chalaron *et al.*, in press] basé sur un modèle géométrique de chevauchements imbriqués en plats et rampes, un modèle d'équilibre mécanique des prismes inspiré des travaux de Dahlen *et al.*, [1984], un modèle cinématique en cisaillement vertical simple [Jones & Linsser, 1986] et un modèle de diffusion superficielle de la matière simulant les phénomènes d'érosion et de sédimentation [Beaumont *et al.*, 1991 ; Martinez, 1993].

2.2. Modèle de faciès de sédimentation

L'action des phénomènes superficiels conduisant à l'érosion des reliefs et au remplissage des bassins est simulée par l'équation de diffusion qui est une approximation suffisante [Todten, 1976] pour les environnements semi-arides à humides [Ahnert, 1970]. L'érosion est ainsi appliquée aux escarpements de la topographie créée par le modèle (anticlinaux de rampes, zones de transfert, rampes latérales). Les produits de cette érosion sont alors transportés jusqu'à une zone de faible pente, où le transport devenant nul, la sédimentation détritique s'effectue. Cette simulation s'effectue par un calcul de différence finie appliqué à une grille de discrétisation de la topographie.

En considérant une masse entrante constante en flux et en caractéristique physique (même nature, même taille de grain) dans un système fluvial, Schumm et Khan [1972] ont proposé des classes de pentes caractérisant des types de dépôts d'après des modélisations analogiques de transports fluviaux. Nous avons associé ces classes de pentes avec des faciès sédimentaires, suivant en cela la démarche de Flemings et Jordan [1989]. Notre échelle de faciès suppose une augmentation de la granulométrie lorsque la pente de dépôt s'accroît. Ainsi aux classes les plus fortes sont associés les faciès les plus grossiers et, aux classes les plus faibles les faciès les plus fins.

Cinq types de faciès sont définis:

- i) les faciès très fins;
- ii) les faciès fins;
- iii) les faciès moyens;
- iv) les faciès grossiers;
- v) les faciès très grossiers.

Cette répartition est le reflet des faciès rencontrés généralement dans les bassins d'avant-pays et les prismes d'accrétion soumis à des conditions intracontinentales. Les dépôts fins caractérisent ainsi les dépôts distaux du système tectonique alors que les plus grossiers caractérisent les sources d'approvisionnement proximales. En couplant le modèle mis en oeuvre précédemment avec cette répartition des faciès en fonction de la paléo-pente, on obtient ainsi des faciès avec des lignes temps obliques par rapport aux limites lithologiques dans le bassin d'avant-pays prédit par notre modèle (fig. 1).

3.- EXEMPLE D'APPLICATION : LE DEVELOPPEMENT DES BASSINS TRANSPORTES DANS LA CHAÎNE DES SIWALIK

3.1. Secteur de Nahana-Dehra Dun (Inde)

Le piedmont actif de la chaîne himalayenne est constitué par la chaîne des Siwalik qui jalonnent la partie méridionale de l'orogène sur plus de 2000 kilomètres. Plusieurs chevauchements majeurs structurent la fosse d'avant-pays. Entre les reliefs situés à l'aplomb des différents chevauchements, se forment de petits bassins transportés appelés 'duns'. Dehra Dun (ou Doon Valley) est une dépression intramontagneuse en forme de croissant de lune, de 25 Km de long sur 9 de large. Le Gange à l'Est et la Yamuna à l'Ouest recourent cette vallée, en empruntant le tracé respectif des failles du Gange et de la Yamuna. Dans cette région, l'avant-pays himalayen peut être segmenté en deux parties principales (fig. 2) : i) à l'Ouest de la Yamuna, le secteur Paotan Nahana ; ii) à l'Est, la Doon Valley.

Dans le premier secteur, du Nord au Sud, de nombreuses structures chevauchantes orientées NW-SE sont observées. Le *Himalayan Frontal Thrust* (H.F.T.) est le chevauchement le plus méridional de cette région. Plus au Nord, le chevauchement de Nahana met en contact les séries Siwalik Inférieur sur les Siwalik Supérieur. Les Siwalik s'étendent plus au Nord et sont chevauchés par les formations du début du Tertiaire (Subathu - Dagshai - Kasauli) le long du *Main Boundary Front* (M.B.T.) [Medlicott, 1864]. Ces séries servent d'intermédiaire structural entre les séries épimétamorphiques des "*Lesser Himalaya*" et les molasses Néogène des Siwalik. Dans la zone de Doon Valley, les séries des "*Lesser Himalaya*" chevauchent directement les séries Siwalik (fig. 3).

Des zones de transferts sont observées. Les plus importantes sont la faille de la Yamuna et celle du Gange, toutes deux à jeu senestre, contrôlant ainsi, par un mouvement de torsion, le creusement de la dépression de Dehra Dun. Cette zone est également un excellent exemple d'activité néotectonique. Les mouvements horizon-

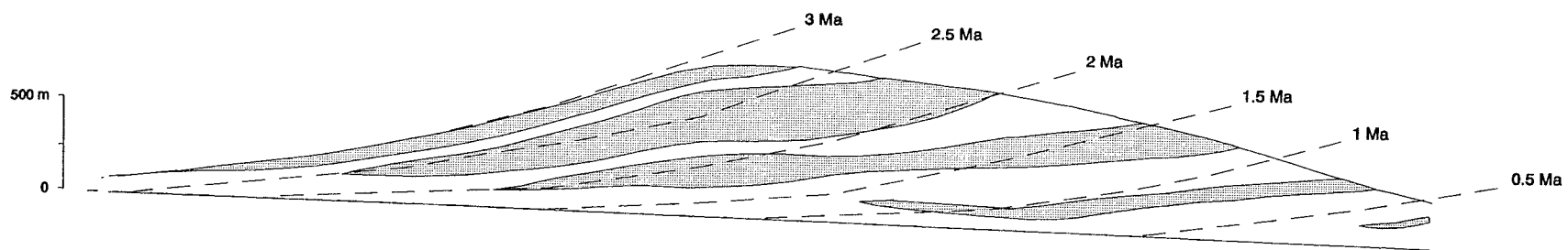
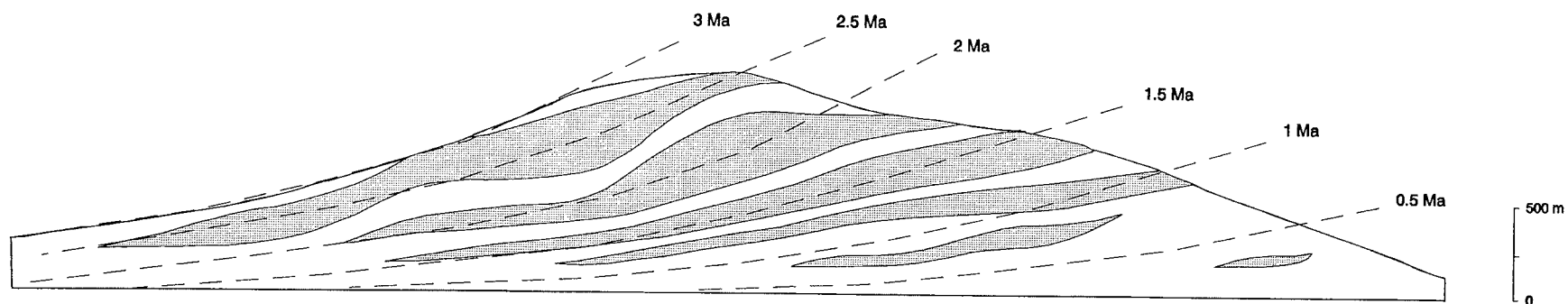


Fig. 1.- Stratigraphie prédite dans l'avant-pays par le modèle numérique. Les formations calculées sont diachrones. D'après Leturmy, 1994.

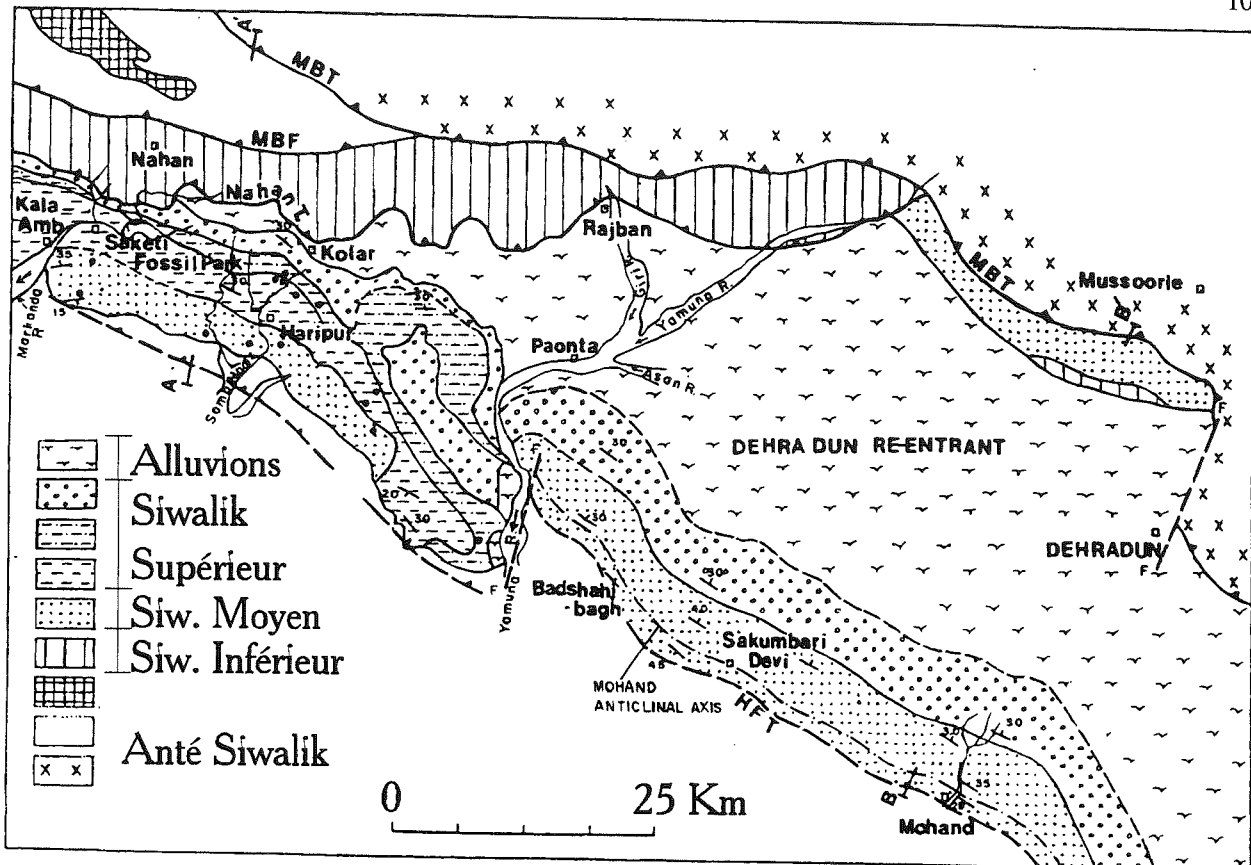


Fig. 2.- Carte géologique du groupe Siwalik entre Mohand Rao et la Markanda (d'après Rao et al., 1974, Karanukaran et Ranga Rao, 1976; Srivastava et al., 1988, Kumar unpublished results in The Siwalik Foreland Basin, excursion guide, Wadia Institute of Himalayan Geology, 1991).

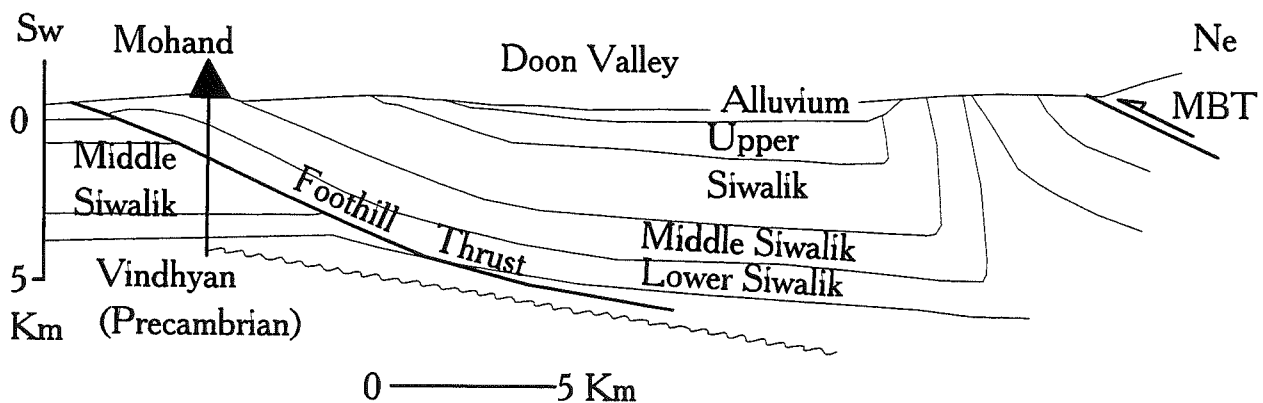


Fig. 3.- Coupe allant du front himalayen au Main Boundary Thrust à travers la valley de Dehra Dun, réinterprété de Raiverman et al., (1983) in Yeats et Lillie (1991).

taux ont été mis en évidence par diverses études [Sinhval *et al.*, 1973]. Des mouvements verticaux (1 mm / an, Rajal *et al.*, 1986, Yeats & Lillie, 1991) et la sismicité locale comme les tremblement de Terre de Kangra (1905, rejet vertical de 12 à 14 centimètres) et Uttarkashi (Octobre 1991) montrent que cette activité est actuelle.

3.2. Stratigraphie.

La série Siwalik Moyen (1800 mètres) est divisée en trois unités : à la base, la première unité se différencie

des Siwalik Inférieur par la couleur des grès qui sont gris. La seconde unité, environ trois fois plus épaisse, est composée de bancs gréseux massifs à stratifications entrecroisées, avec d'occasionnelles lentilles de pélites. La troisième unité montre des grès pouvant être plus grossiers ainsi que quelques galets, et sont associés à des silts et/ou pélites.

La série Siwalik Supérieur (2000 mètres) est principalement composée de conglomérats enchâssés dans une matrice sableuse, et interstratifiés avec des grès à

stratifications entrecroisées.

Les dépôts post-Siwalik (ou Doon Gravels) sont des conglomérats massifs enchassés dans une matrice sableuse fine.

Des études réalisées dans la région de Dehra Dun [Wadia institute of himalayan geology, 1991], permettent de calculer les vitesses de sédimentation et de définir les stratotendances et granotendances pour la période de 0 à 4 Ma (Siwalik Supérieur) et celle antérieure des Siwalik Moyen. La vitesse de sédimentation (V_s) du Siwalik Moyen est de 2,4 cm / an et les faciès ne montrent ni de stratotendance, ni de granotendance. Dans le cas du Siwalik Supérieur, la vitesse de sédimentation augmente et atteint 3,76 cm / an. Là encore, la lithologie ne montre pas d'évolution granulométrique ni de variations des vitesses de sédimentation.

Notre démarche est d'apprécier les influences respectives de la vitesse de raccourcissement appliquée à l'arrière du système (V_t), de la capacité de transport des phénomènes superficiels (K_s), ainsi que de la vitesse angulaire du basculement (V_a).

3.3. Estimation des paramètres

3.3.1. Vitesse de raccourcissement

Les vitesses de raccourcissement ont été estimées par Sinhal *et al.*, 1973 dans la région de Dehra Dun, et par Mugnier *et al.*, 1992 au Népal. La vitesse de déplacement se situe entre 2 et 4 mm sur chaque chevauchement du prisme Siwalik. La vitesse totale de raccourcissement dans le prisme se situe entre 5 et 10 mm / an, ce qui représente moins de 10 % de la convergence entre l'Inde et Asie.

3.3.2. Basculement du substratum

Plusieurs forages dans la plaine du Gange [Sastri *et al.*, 1971], ainsi que les levés de coupe [Hérail & Mascle, 1980 ; Johnson *et al.*, 1985 ; Delcaillau, 1986 ; Hérail *et al.*, 1986 ; Apple & Rössler, 1990] ont permis d'estimer le taux de subsidence à différents points du bassin d'avant-pays himalayen. La vitesse de compensation, assimilée localement à une vitesse angulaire, varie de 15' à 30' / Ma durant les derniers 18 millions d'années, en tenant compte des âges estimés par Johnson *et al.*, [1985] et Apple et Rössler [1990].

3.3.3. Paramètres d'érosion

Le seul paramètre utilisé dans le modèle d'érosion / sédimentation est le K_s ou capacité de transport dans l'équation de diffusion. Il est délicat à calibrer et peut varier dans des proportions énormes selon le climat et le contexte géologique. Ainsi Beaumont *et al.*, [1991] proposent des valeurs de 0,05 m² / an alors que Sinclair *et al.*, 1991 avancent des valeurs de 400 m² / an. Souriau *et*

al., [1992] suggèrent que ces variations sont induites par l'échelle considérée et que le K_s est proportionnel à la surface du modèle divisée par un coefficient de relaxation τ . Pour un bassin transporté d'une taille voisine de 250 Km², le K_s est de l'ordre de 10 m² / an.

3.3.4. Paramètres mécaniques.

Les paramètres mécaniques sont estimés à partir de la géométrie actuelle du prisme du front himalayen (pente moyenne de surface, pente moyenne du plan de décollement) et en considérant que l'équilibre des forces au sein du prisme correspond à un état d'équilibre surcritique [Xiao *et al.*, 1991] favorisant des réactivations récentes en jeu normal le long d'accident redressé, tel le Main Boundary Thrust [Mugnier *et al.*, in press]. Si une incertitude importante persiste sur ces paramètres, les valeurs suivantes peuvent néanmoins être retenues :

$$\begin{aligned}\lambda &= 0,9 \\ S_0 &= 5 \text{ Mpa.} \\ \mu_b &= 0,8 \\ \phi &= 40^\circ\end{aligned}$$

3.4. Démarche expérimentale

Pour chacun des paramètres dépendants du temps un maximum et un minimum sont envisagés :

$$\begin{aligned}V_t &= 0,5 \text{ cm / an ou } V_t = 1 \text{ cm / an,} \\ K_s &= 10 \text{ m}^2 / \text{an ou } K_s = 20 \text{ m}^2 / \text{an,} \\ V_a &= 15' / \text{Ma ou } V_a = 30' / \text{Ma,}\end{aligned}$$

Huit séries de paramètres sont ainsi testés, et correspondent à huit évolutions tectoniques différentes (Table 2). Un point important issu de cette série d'expériences est le contrôle que la vitesse de raccourcissement à l'arrière du système semble exercer sur la granotendance et la stratotendance : une vitesse faible (5 mm / an) engendre une exposition à l'érosion progressive et peu chaotique favorable à l'organisation verticale de la sédimentation.

Pour chaque série l'effet du pendage du plan de décollement a également été pris en compte (fig. 10, p. 25). Ainsi à l'état initial le plan de décollement varie de 4 à 6°. Chaque série de paramètres a donné lieu à la modélisation d'un prisme, dans lequel des coupes et des colonnes stratigraphiques ont été calculées, permettant l'analyse de la géométrie des écaïlles et du remplissage sédimentaire, ainsi que les types de faciès déposés (fig. 5, p.40). Les vitesses de sédimentation ont été calculées pour chaque colonne stratigraphique. De la même façon ont été étudiées les granotendances et les stratotendances. Quand, dans une série donnée, un ou plusieurs incréments de sédimentation sont absents, le pourcentage de cette ou ces lacunes par rapport à la série complète, puis le temps de la plus grande lacune sont calculés.

3.5. Présentation des résultats

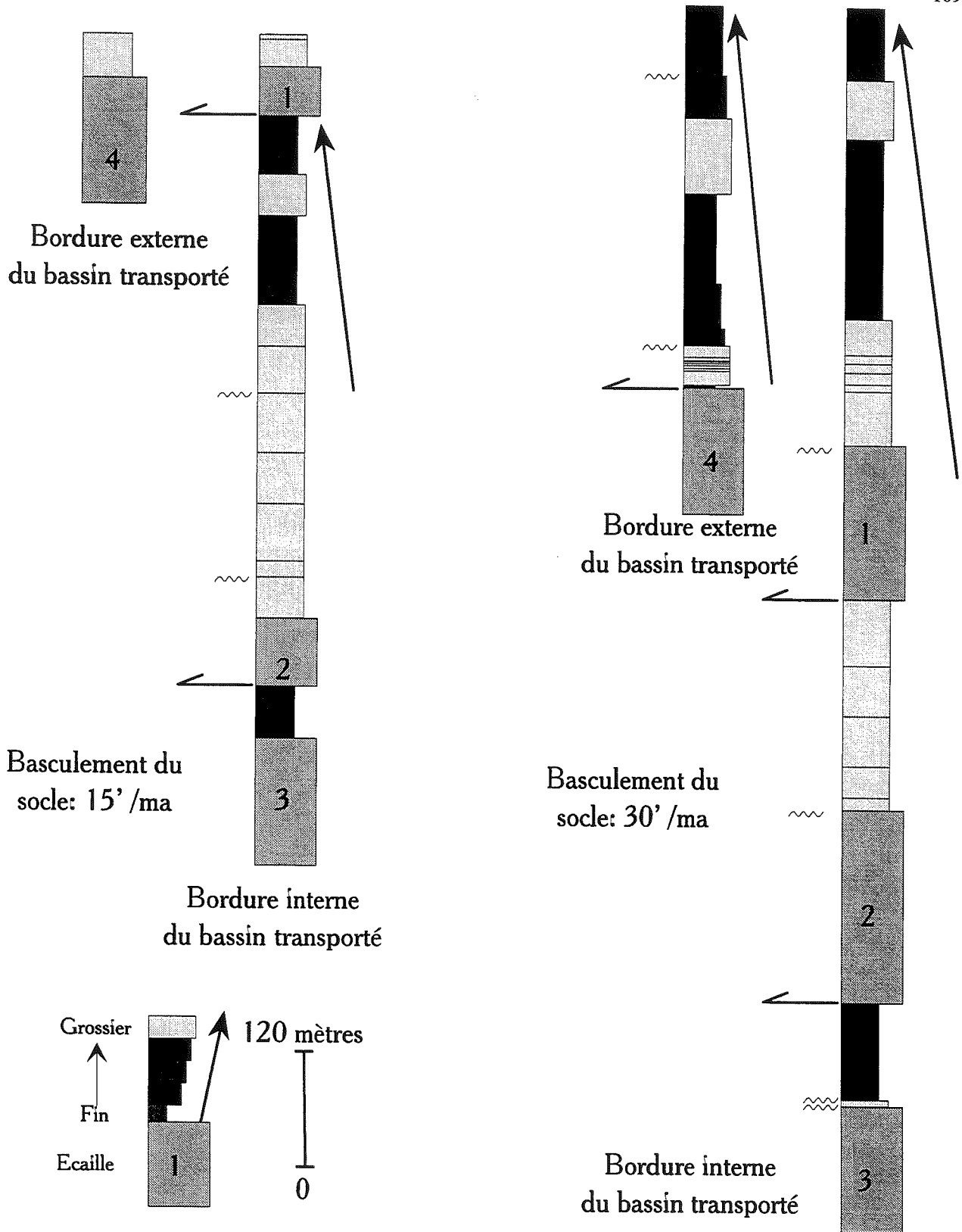


FIG. 4.- Influence de la vitesse du basculement du socle pour un plan de décollement à fort pendage. Le déficit est également comblé par une réactivation précoce des zones internes. La sédimentation complète le remplissage du bassin transporté aussi bien sur la bordure externe que sur la bordure interne.

3.5.1. Vitesse de sédimentation

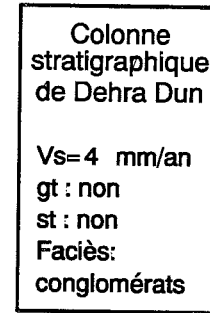
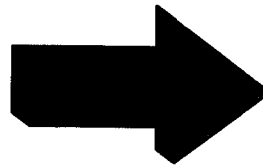
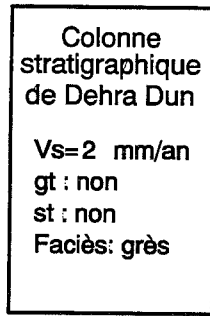
La vitesse de sédimentation varie de 1 cm / an à 16 cm / an (moyenne de 5 cm / an) sur les 32 logs stratigraphiques étudiés.

Vitesse de sédimentation / Bordure interne ou externe du bassin transporté

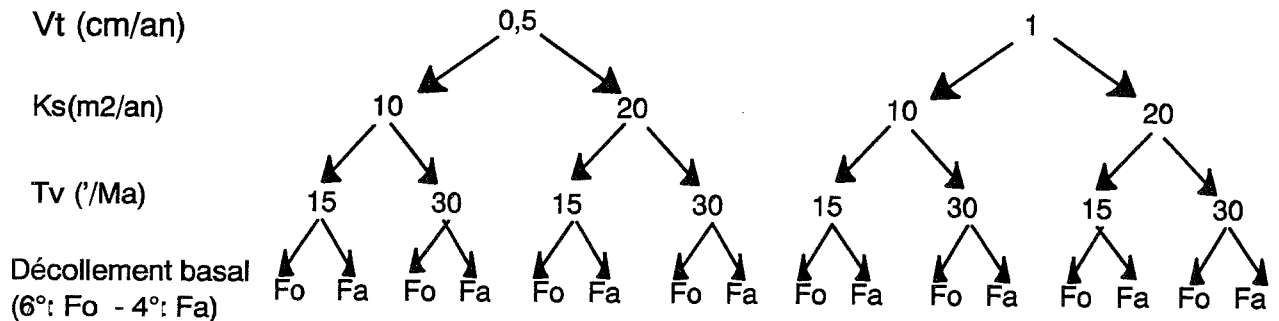
La sédimentation est en moyenne plus rapide dans la bordure externe du bassin transporté (5,5 cm / an) que

SIWALIK MOYEN

SIWALIK SUPERIEUR



Valeurs des paramètres fournissant dans le bassin transporté:
1/ des vitesses de sédimentation moyennes;
2/ des évolutions granulométriques;
3/ des fluctuations de vitesse de sédimentation;
comparables aux colonnes lithologiques de Dehra Dun.



Taux moyen de sédimentation en mm/ an

Domaine externe	4	2	4	2	5	1	5	7	5	5	16	3	9	6	9	5
Domaine interne	3	4	3	3	5	2	4	3	9	5	5	7	5	7	5	7

TABLE 3.- Schéma montrant l'évolution des paramètres envisageables pour interpréter la transition Siwalik Moyen à Siwalik Supérieur dans les bassins transportés. **Trajet a:** rapprochement du bassin vers un chevauchement majeur. La vitesse de sédimentation est de 2 cm / an, la colonne stratigraphique ne montre ni stratotendance, ni granotendance, ni lacune de sédimentation; **trajet b:** diminution de la vitesse de compensation isostatique. La vitesse de sédimentation est de 2 cm / an, ni stratotendance, ni granotendance, mais une lacune atteignant 7 % de la totalité du dépôt; **trajet c:** diminution de la capacité de transport des phénomènes superficiels. La vitesse de sédimentation est de 2 cm / an, ni stratotendance, ni granotendance, mais il existe des lacunes de sédimentation atteignant 58 % de la totalité du dépôt.

Vt: vitesse de raccourcissement à l'arrière du système; Tv: vitesse angulaire du basculement isostatique; d: bordure la plus interne ou la plus externe du bassin transporté; Vs: vitesse de sédimentation moyenne; gt: granotendance; st: stratotendance; lacunes: pourcentage d'incrément de temps absents dans la série sédimentaire; pgl: plus grande lacune observée dans la série sédimentaire.

dans la bordure interne du bassin transporté (4,8 cm / an). Le pendage du plan de décollement basal influence la vitesse de sédimentation. S'il est fort, c'est sur la bordure externe du bassin que la vitesse de sédimentation est la plus élevée. S'il est faible, la vitesse est plus importante sur la bordure interne qu'externe du bassin.

Vitesse de sédimentation / Vitesse de raccourcissement à l'arrière du système

On a en général une augmentation moyenne de 117 % de la vitesse de sédimentation avec le doublement de la vitesse de raccourcissement (0,5 à 1 cm / an),

Vitesse de sédimentation / Capacité de transport des phénomènes superficiels

Deux cas sont dissociables, dépendant de la vitesse de raccourcissement à l'arrière du système de 0,5 cm / an ou de 1 cm / an.

Pour un raccourcissement de 0,5 cm / an et un pendage du plan de décollement basal est de 6° à l'état initial la vitesse de sédimentation a tendance à augmenter avec l'augmentation de la capacité de transport K_s (10 à 20 m² / an). Inversement, pour la partie du prisme avec un plan de décollement basal penté à 4° à l'état initial, la vitesse de sédimentation tend à diminuer avec l'augmentation du coefficient d'érosion K_s.

Dans le deuxième cas, c'est-à-dire pour une vitesse de raccourcissement de 1 cm / an, la vitesse de sédimentation ne semble pas subir l'influence des variations de la

capacité de transport.

Vitesse de sédimentation/Vitesse angulaire du basculement

Sur les 16 comparaisons effectuées, le doublement de la vitesse angulaire du basculement entraîne:

dans 50 % des cas, aucune variation de la vitesse de sédimentation;

dans 31 % des cas une augmentation de cette vitesse;

dans 19 % des cas une diminution de la vitesse.

En comparant les bordures internes et externes de bassins transportés (fig. 5, p.40) sur un plan de décollement à faible pendage, il s'avère qu'en provoquant un déficit de remplissage par le doublement de la vitesse de basculement du socle, le système réagit soit en mobilisant une ou plusieurs écaïlles (cas de la bordure interne du bassin transporté), soit en comblant ce déficit par une sédimentation globalement strato- et grano-décroissante (cas de la bordure externe du bassin transporté). En comparant ces séries stratigraphiques avec celles qui correspondent à des zones situées sur un plan de décollement à pendage plus fort (fig. 4), on constate dans celle-ci que le comblement est réalisé en partie de manière tectonique par réactivation d'écaïlles plus internes. Néanmoins si ces réactivations ne suffisent pas à combler le déficit de matière, une sédimentation globalement strato-décroissante intervient. On note cependant que les vitesses de sédimentation sont beaucoup plus fortes dans ce cas et que le nombre des discordances augmente.

3.5.2. Granotendance et évolution de la vitesse de sédimentation

Granotendance:

Seuls 6 colonnes stratigraphiques sur 32 présentent une granotendance. 5 colonnes montrent une granocroissance, une seule une granodécroissance.

C'est au voisinage de la partie interne du bassin transporté de prismes à pendage de plan de décollement élevé que la granotendance est la plus fréquente (4 cas sur les 6).

Evolution de la vitesse de sédimentation (stratotendance):

Quatorze colonnes stratigraphiques présentent une augmentation de cette vitesse de sédimentation au cours du temps, et aucune ne montre de diminution de cette vitesse.

L'augmentation de la vitesse de sédimentation est favorisée lorsque le pendage du plan de décollement basal est le plus penté à l'état initial. Le phénomène se marque cependant suivant les cas sur la bordure interne ou externe du bassin transporté.

Stratotendance, granotendance / Vitesse de raccourcissement à l'arrière du système:

La vitesse de raccourcissement à l'arrière du système

semble influencer la stratotendance des faciès déposés : 64 % des cas stratotendance correspondent à une vitesse de 0,5 cm / an, 36 % seulement correspondent à une vitesse de 1 cm / an.

Les cas de granotendance subissent apparemment les mêmes influences : 66 % des cas de granotendance ont une vitesse de raccourcissement à l'arrière du système de 0,5 cm / an, 34 % seulement ont une vitesse de 1 cm / an.

3.5.3. Lacunes de sédimentation

Sur les 32 colonnes stratigraphiques étudiées, 20 montrent une lacune de sédimentation, soit 62,5 %. Le pourcentage le plus important de lacunes atteint 70 % de la période enregistrée sur le relevé stratigraphique. La plus grande lacune enregistrée dans une colonne stratigraphique est de 1056000 ans. C'est dans les zones des prismes où le pendage du décollement basal est faible que les lacunes de sédimentation sont les plus fréquentes et les plus importantes. En effet, pour un pendage fort les lacunes ne concernent la plupart du temps qu'un seul incrément de temps.

4.- DISCUSSION

4.1. Résumé des résultats numériques.

Il existe une interaction entre la vitesse de raccourcissement à l'arrière du prisme V_t , la capacité de transport des phénomènes superficiels K_s , et le pendage du plan de décollement basal du système : quand ce dernier est fort et que le K_s augmente, une surface plus importante de matériaux est soumise à une érosion et un transport plus rapides, donc la vitesse de sédimentation augmente. Par contre, on constate que lorsque le pendage du plan de décollement basal est faible, l'augmentation du K_s entraîne une diminution de la vitesse de sédimentation! Une érosion et surtout un transport plus diffus sont sûrement à l'origine de ce «paradoxe», les dépôts se faisant plus loin dans l'avant-pays...

Les modélisations numériques réalisées montrent au total une grande sensibilité de l'évolution des bassins transportés à la vitesse des différents phénomènes mais également des interactions complexes. Les vitesses de sédimentation ne sont pas liées de manière linéaire avec les différents paramètres caractérisant les vitesses des phénomènes tectoniques et superficiels.

4.2. Prédiction des modèles

Les modèles numériques fournissant des résultats comparables avec les données de terrain de la région de Dhera Dun sont résumés sur la table 3. L'accroissement de la vitesse moyenne de sédimentation entre les Siwalik Moyen et les Siwalik Supérieur ; l'absence claire d'évolution granulométrique et d'évolution de la vitesse de sédimentation durant ces périodes peut s'expliquer par:

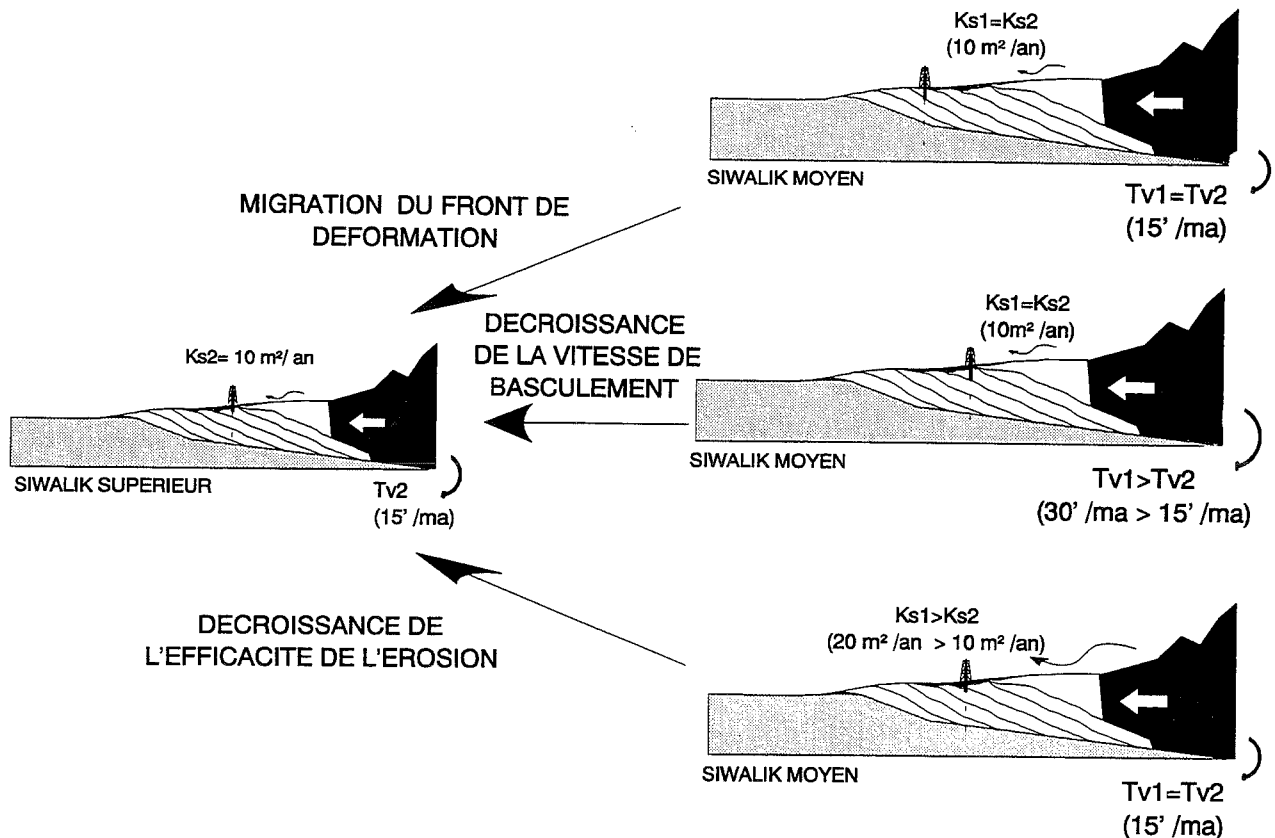


Fig. 5.- Classification des expériences numériques. V_t : vitesse de raccourcissement à l'arrière du système (en cm/an); K_s : capacité de transport des phénomènes superficiels (en m^2/an); V_a : vitesse angulaire du basculement (en minutes/Ma)

a) le rapprochement d'un chevauchement majeur (MBT) et du bassin. La compétence des cours d'eau augmentant avec la proximité du relief et de la zone d'alimentation, on peut envisager que les dépôts Siwalik Supérieur proviennent essentiellement du relief immédiatement voisin créé par ce jeu chevauchant ;

b) une diminution de la vitesse de basculement du socle accompagnant le rapprochement du chevauchement majeur n'est pas en contradiction avec l'accroissement de la vitesse moyenne de sédimentation.

c) une diminution des phénomènes superficiels. En diminuant de moitié la capacité de transport, la vitesse de sédimentation moyenne est multipliée par deux dans la bordure interne du bassin et les faciès produits sont plus grossiers. Les reliefs sont moins facilement érodés et produisent ainsi des faciès de forte énergie de dépôt. La sédimentation s'effectue alors localement. Les dépôts correspondant à une forte capacité de transport sont par contre très remaniés et transportés latéralement (plus de 50 % de lacunes de sédimentation). Kumar et Nanda [1989] montrent ainsi que dans la région de Dehra-Dun, les Siwalik Moyen présentent de nombreuses surfaces d'érosion.

Ces résultats à l'échelle des bassins transportés peuvent être comparés avec des modèles développés à l'échelle de la chaîne himalayenne.

4.3. Les phénomènes contrôlant la surrection de l'Himalaya.

Des études récentes [Heller *et al.*, 1988 ; Burbank, 1992] suggèrent de relier l'évolution des bassins d'avant-pays en tenant compte du modèle d'interaction des processus schématisés par la figure 7.

Appliqué à la géométrie du remplissage de la plaine du Gange qui montre un dépôt-centre qui migre vers les zones externes, ce modèle suggère que les sédiments Siwalik Supérieur se déposent depuis 4 Ma dans un contexte caractérisé par un front chevauchant inactif, un accroissement marqué de l'érosion et un rebond isostatique de la zone externe de la chaîne. Ce modèle, schématique, ne rend certainement pas compte de toute la complexité réelle de la chaîne himalayenne. Par exemple les mouvements récents montrent que le front himalayen est actuellement affecté par les déformations engendrées par le raccourcissement entre l'Inde et l'Asie. De plus l'augmentation depuis 2 Ma [Burbank *et al.*, 1993] des vitesses de sédimentation dans le bassin distal du Bengale n'implique pas un accroissement de la capacité de transport mais pourrait simplement résulter d'un accroissement du relief. Un tel accroissement du relief expliquerait l'augmentation de la dénudation de la chaîne mise en évidence par Scheling et Arita, [1991] et Amano et Taira [1992]. Cet accroissement du relief pourrait être égale-

ment lié à des phénomènes lithosphériques profonds sous le haut Himalaya et/ou sous le Tibet.

Dans ces conditions l'évolution (b) de la table 3 caractérisée par une capacité de transport constante et une diminution de la vitesse de basculement du socle serait celle qui intégrerait le mieux le développement des bassins transportés des Siwalik dans le schéma d'évolution de la chaîne himalayenne.

Remerciements:

Ce travail est une contribution (n°693) au programme de l'I.N.S.U. "Dynamique et Bilan de la Terre", thème "Fleuve et érosion". Il rentre également dans le cadre d'une convention de recherche avec l'Institut Français du Pétrole, et nous remercions Monsieur William Sassi (I.F.P.) pour son aide.

SECONDE PARTIE

APPLICATION

CHAPITRE 8

CONCLUSIONS

Les conclusions de cette seconde partie concernent:

- 1) les systèmes chevauchants
- 2) l'évolution récente de la chaîne himalayenne et de son avant-pays.

1.- LES SYSTEMES CHEVAUCHANTS

L'évolution des systèmes chevauchants est régie par un certain nombre de paramètres dont chacun contrôle *pro-parte* l'évolution d'un tel système:

* **les paramètres géométriques:** C'est essentiellement la géométrie du plan de décollement qui contrôle la localisation de la déformation dès les premiers incréments de la déformation, c'est à dire dans l'état transitoire de l'évolution du prisme. Lors du régime permanent la variation latérale du plan de décollement génère des structures transverses (rampes latérales, décrochements). Cette géométrie contrôle également la localisation des bassins transportés ainsi que leur extension géographique.

* **les paramètres mécaniques:** ils contrôlent la séquence d'activation des failles dans les premiers stades de la déformation et déterminent la pente critique de surface du prisme lors de l'évolution en régime permanent.

* **les paramètres dépendants du temps**

- vitesse de raccourcissement à l'arrière et intensité des transferts superficiels: ils contrôlent la profondeur des bassins transportés au toit des chevauchements et permettent de compenser les excès de relief ou les déficits de matière dans les bassins,

- vitesse de basculement: elle contrôle l'état critique du prisme, et favorise la réactivation des écaillles internes du système.

Les modélisations proposées aboutissent à des résultats relatifs à:

a) **La déformation**

Le régime permanent lors du déplacement d'un prisme sur son avant-pays est constitué à la fois par 1) une accretion frontale de nouvelles écaillles et 2) des réactivations momentanées de failles transportées au sein du prisme. Avant d'atteindre son régime permanent d'évolution, le prisme peut évoluer 1) soit lors d'une

séquence prograde d'activation des écaillles, 2) soit lors d'une séquence rétrograde d'activation des écaillles. Celle-ci suit l'édification d'un premier relief isolé formé dans l'avant-pays. Ces deux types d'évolution, très différents dans les premiers incréments de la déformation, avaient déjà été reconnus lors des expériences analogiques [Mulugeta 1988].

Cependant nos modélisations permettent d'aller au delà en soulignant l'instabilité potentielle de ces deux types de séquences. Une variation de 2° dans le pendage du plan de décollement suffit à privilégier une séquence rétrograde plutôt qu'une séquence prograde; de même une variation limitée dans la densité ou la taille du prisme est sensible dans les séquences d'activation des écaillles. Cette instabilité dans les séquences peut être à l'origine d'une évolution transverse relativement complexe des structures. Enfin il est à noter que l'analyse de la géométrie finie d'un prisme évolué ne permet pas de discriminer les séquences d'évolution parcourues.

b) **le message sédimentaire et la géométrie des bassins transportés et d'avant-pays**

Les bassins sédimentaires syn-tectoniques associés aux systèmes chevauchants sont les meilleurs enregistreurs de la déformation globale du prisme. Ainsi le bassin d'avant pays situé au front de ces systèmes enregistre les événements tectono-sédimentaire sur une longue période. Les bassins transportés sont par contre des enregistreurs sur des périodes plus courtes mais la qualité de cet enregistrement permet d'apprécier les variations de la cinématique du prisme tectonique.

L'organisation sédimentaire des bassins transportés reflète non seulement l'activité tectonique superficielle et locale mais également l'activité tectonique profonde qui peut l'engendrer. Ainsi en comparant les bordures internes et externes de bassins transportés sur un plan de décollement à faible pendage, il s'avère qu'en provoquant un déficit de remplissage par le doublement de la vitesse de basculement du socle, le système réagit soit

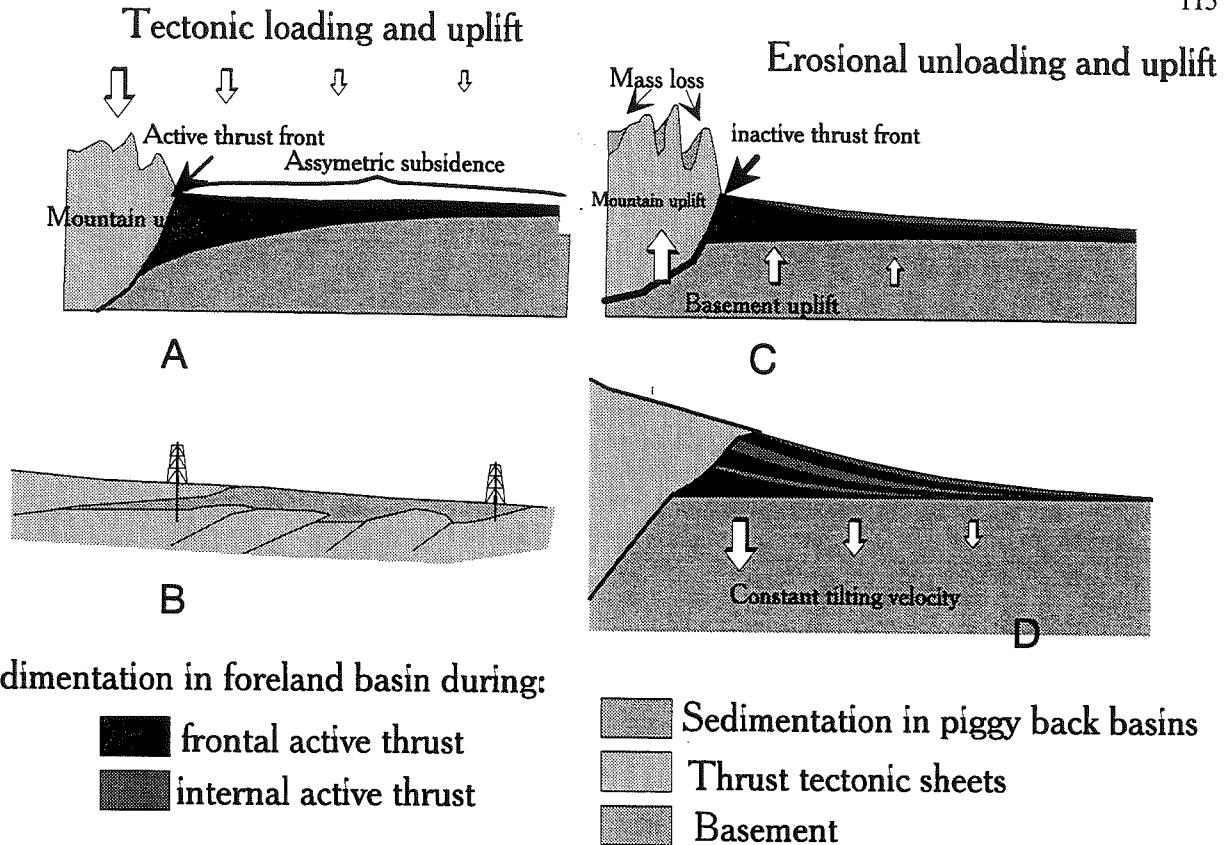


FIG. 1.- Relation entre la localisation de la déformation dans un système chevauchant et la répartition des sédiments syn-orogéniques. Dans un tel système actif la charge tectonique induit une subsidence asymétrique avec un dépôt centre localisé au front immédiat de la chaîne (A). Cependant les sédiments peuvent être piégés à la faveur des bassins transportés (B). La migration des dépôts centres vers la zone externe est compatible soit avec une décroissance de l'activité tectonique, une perte de masse liée à l'érosion et au rebond isostatique (C) soit avec une localisation préférentielle de la déformation dans les zones internes et un basculement constant de la lithosphère (D).

en mobilisant une ou plusieurs écaïlles (cas de la bordure interne du bassin transporté), soit en comblant ce déficit par une sédimentation globalement strato- et grano-décroissante (cas de la bordure externe du bassin transporté). En comparant ces séries stratigraphiques avec celles qui correspondent à des zones situées sur un plan de décollement à pendage plus fort, on constate dans celle-ci que le comblement est réalisé en partie de manière tectonique par réactivation d'écaïlles plus internes. Néanmoins si ces réactivations ne suffisent pas à combler le déficit de matière, une sédimentation globalement strato-décroissante intervient; on note cependant que dans ce cas les vitesses de sédimentation et le nombre des discordances augmentent. En termes de géométrie les modèles numériques montrent également que les bassins les plus larges se situent au-dessus des zones les plus épaisses des prismes alors qu'inversement les petits bassins dissymétriques se situent au-dessus des zones les moins épaisses. La partie la plus interne et la plus épaisse de ces bassins dissymétriques est limitée par des failles imbriquées. Lorsque l'érosion et la vitesse de basculement du prisme sont importantes et provoquent ainsi la réactivation fréquente des zones plus internes, la majeure partie de ces bassins est chevauchée par ces dernières et contribue ainsi à l'épaississement de la chaîne.

L'organisation sédimentaire d'un bassin d'avant-pays est également fortement influencée par les phénomènes

tectoniques des zones plus internes. Globalement les lignes temps se disposent en on-lap vers des zones de plus en plus externes. Les faciès sédimentaires montrent une évolution temporelle et latérale rapide et sont fortement influencés par l'évolution du système chevauchant situé immédiatement derrière. En effet le front chevauchant est souvent structuré par des zones de transferts ou des rampes latérales pouvant localiser les phénomènes d'érosion / sédimentation. Néanmoins les modélisations numériques montrent qu'il existe une relation entre la localisation des dépôts centre et l'activité globale du système chevauchant. Ainsi la migration des dépôts centres vers la zone externe du bassin d'avant chaîne est synchronisée de l'activation de zones internes du système chevauchant.

Une part de la géométrie des bassins associés aux systèmes chevauchants est néanmoins contrôlée par la vitesse de raccourcissement imposé à l'arrière du système. En effet un bassin transporté est d'autant plus profond que la vitesse de raccourcissement est faible. Le bassin d'avant-pays est également un indicateur de vitesse dans la mesure où comme précédemment pour un taux de raccourcissement identique, il est d'autant plus volumineux que la vitesse de convergence est faible.

La corrélation de la stratigraphie en termes de tendance et de géométrie entre les bassins associés à un

système chevauchant reflète l'activité tectonique superficielle induite ou non par une modification profonde du comportement de ce système. Elle permet de discerner entre l'influence d'une tectonique locale et celle d'une tectonique plus régionale.

c) Les interactions

Il existe une interaction entre la vitesse de raccourcissement à l'arrière du prisme V_t , la capacité de transport des phénomènes superficiels K_s , et le pendage du plan de décollement basal du système : quand ce dernier est fort et que le K_s augmente, une surface plus importante de matériaux est soumise à l'érosion et donc à un transport plus important; la vitesse de sédimentation augmente. Par contre, lorsque le pendage du plan de décollement basal est faible, l'augmentation du K_s entraîne une diminution de la vitesse de sédimentation dans les bassins transportés! Une érosion et surtout un transport plus diffus sont sûrement à l'origine de ce «paradoxe», les dépôts s'effectuant plus loin sur l'avant-pays. La stratigraphie des bassins transportés reflète donc l'activité tectonique superficielle induite ou non par une modification profonde du comportement d'un système chevauchant. Elle permet de discerner entre l'influence d'une tectonique locale et celle d'une tectonique régionale. Par ailleurs, la répartition des dépôts centres du bassin d'avant-pays peut corroborer cette analyse.

En ce qui concerne les mouvements affectant les systèmes chevauchants, nous pouvons conclure qu'en terme de déformation instantanée un prisme en régime permanent ne localise pas préférentiellement sa déformation sur un plan de faille. Il apparaît ainsi que la variation apparente d'un des phénomènes naturels (qu'ils dépendent d'un paramètre mécanique, temporel ou géométrique) n'est que la réponse du système qui tend à se rapprocher du régime permanent. Nous interprétons l'augmentation du transport superficiel comme la réponse au dépassement par le système chevauchant de sa géométrie d'équilibre critique. Les réactivations des zones internes d'une chaîne soumise à un fort taux d'érosion caractérisent une chaîne en régime sous-critique cherchant à rattraper sa géométrie critique. Ainsi si les capacités érosives sont suffisamment élevées et que le volume créé par l'advection tectonique ne contrebalance pas le volume déblayé par l'érosion, la chaîne n'est plus en régime permanent. Elle est alors caractérisée par un cycle création de relief / érosion qui conduit à l'accélération de son démantèlement et à un désaïpissement crustal. La géométrie d'équilibre critique et donc le régime permanent peuvent alors être rattrapés soit par ralentissement de la vitesse de basculement de la lithosphère ou l'inversion du mouvement du basculement consécutive d'un rebond isostatique. A l'opposé un trop faible taux d'érosion par rapport au volume montagneux créé par le raccourcissement conduit à un épaississement crustal. Néanmoins ces deux comportements diamétralement opposés ne peuvent exister que dans un cycle d'une chaîne de montagne évoluant en permanence et où les taux d'érosion vont réguler les mouvements verti-

caux et la structure de la chaîne. Ces ajustements nous montrent ainsi la relation qui peut exister entre phénomènes superficiels (climatiques) et phénomènes profonds dans un système chevauchant évoluant autour d'un régime permanent.

2.- LA CHAÎNE DES SIWALIK ET LA CHAÎNE HIMALAYENNE

La chaîne des Siwalik est actuellement le front actif de la chaîne himalayenne et reflète l'activité des phénomènes interagissant dans la chaîne. La comparaison entre le modèle numérique développé pour ce travail, les données analytiques et les données de terrain, montre que la chaîne des Siwalik est un prisme d'accrétion intracontinental dont la géométrie évolue autour d'une géométrie critique et idéale imposée par le régime permanent. Cette évolution se caractérise par plusieurs types de mouvements:

i) le premier est constitué par les mouvements chevauchants associés à une géométrie sous-critique. Par exemple, les faciès Siwalik Inférieur sous le MBT montrent par la réflectance de leur vitrinite qu'ils ont été enfouis profondément avant d'être exhumés par l'advection tectonique imposée à l'arrière du système afin de rattraper le profil critique.

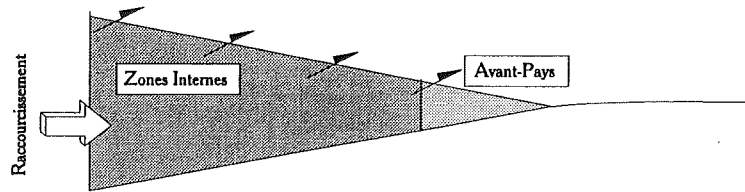
ii) le deuxième type est le jeu en faille normale immédiatement au toit du MBT. Ce type de mouvement est associé à un régime sur-critique. Ainsi dans le cas du Népal occidental la fracturation par faille normale apparaît comme une réponse du système qui tente de rattraper la géométrie d'équilibre ce que les phénomènes érosifs ne peuvent sans doute pas réaliser.

La propagation de la déformation au front du prisme Siwalik est un moyen pour le prisme de conserver un certain volume en contre-balançant un déficit de matière dans le système chevauchant. Ce déficit de matière est entretenu en permanence par le transport latéral des produits d'érosion et l'intégration de la chaîne d'avant-pays dans la haute chaîne. La chaîne progresse donc vers les zones externes en incorporant progressivement son bassin d'avant-chaîne et en réorganisant la matière par une succession de réactivations de tous ses chevauchements.

La cartographie des bassins transportés permet de contraindre la géométrie du plan de décollement sous-jacent. Ainsi entre la région de Surkhet (Népal occidental) et le dun de Dang Tulsipur situé quelques kilomètres plus à l'Est, le plan de décollement va en s'approfondissant latéralement. Le Dun de Narayanghat situé au Sud de Kathmandou présente une cartographie en amande qui tend à montrer que le plan de décollement va en s'approfondissant latéralement vers l'Est jusqu'à l'extension maximale du bassin puis la valeur de son plongement diminue vers la ville d'Hétauda.

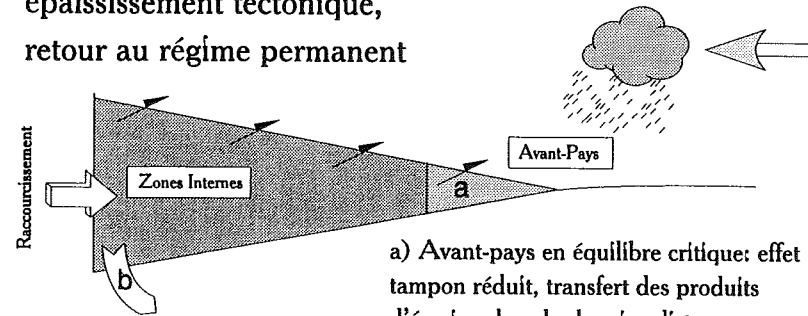
Dans le modèle numérique, la situation des bassins transportés à la verticale de la jonction du plan de

I) Premier stade : chaîne et avant-pays en équilibre évoluant en régime permanent



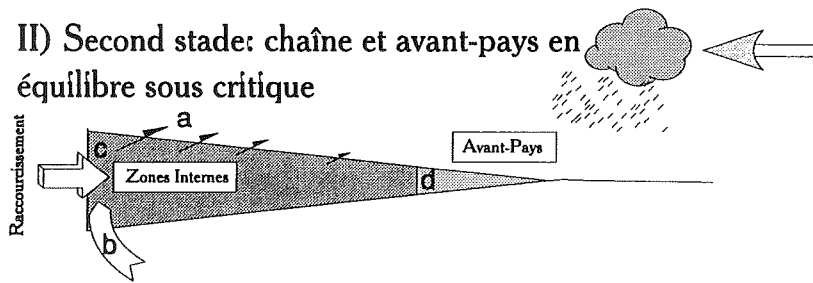
Augmentation des phénomènes superficiels

III) Troisième stade: Equilibrage de la chaîne par épaissement tectonique, retour au régime permanent



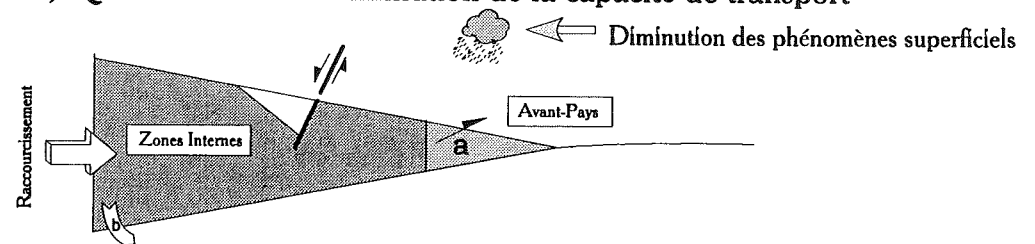
- a) Avant-pays en équilibre critique: effet tampon réduit, transfert des produits d'érosion dans les bassins distaux.
- b) Flexion lithosphérique limitant l'activité tectonique dans le prisme

II) Second stade: chaîne et avant-pays en équilibre sous critique



- a) Erosion préférentielle des zones internes diminuant la valeur d' α
- b) Rebond isostatique de la lithosphère limitant la diminution d' α
- c) Activation préférentielle des zones internes
- d) Remplissage sédimentaire de l'avant-pays et migration des dépôts centre vers l'extérieur: effet tampon maximum

IV) Quatrième stade: Diminution de la capacité de transport



- a) Avant-pays en équilibre critique: effet tampon réduit
- b) diminution de la vitesse de basculement
- c) Rééquilibrage de la chaîne par fracturation normale

Fig. 2.- Evolution d'un prisme montagneux soumis à une augmentation des phénomènes érosifs. Les modifications géométriques du système chevauchant se contrôlent simultanément

décollement et de la rampe externe du système laisse supposer que le dédoublement des *dun* himalayens peut être du à une géométrie en marches d'escalier du plan de décollement si aucun accident chevauchant n'est individualisé entre la partie la plus externe du bassin transporté et le relief central.

En considérant l'ensemble de la chaîne himalayenne avec ses bassins auxiliaires, on peut schématiser leur organisation et leur rôle respectif comme suivant: a) la chaîne *sensu stricto*, en surrection permanente, b) l'avant pays, composé par le prisme d'accrétion frontal et le bassin indo-gangétique. Cette zone joue un rôle tampon par le recyclage permanent des produits du démantèlement de la chaîne immédiatement voisine, c) le cône profond du Gange receptacle le plus externe du système.

Les modèles numériques appliqués à la géométrie du remplissage du bassin d'avant-pays (fig. 1) montrent un dépôt-centre qui migre vers les zones externes avec une vitesse de basculement constante lors de la localisation préférentielle de la déformation dans les zones internes (fig. 1). Le modèle numérique nous montre que cette localisation préférentielle de la déformation est à mettre en relation avec l'augmentation des phénomènes érosifs qui interfèrent avec l'évolution en régime permanent de la chaîne (Stade I, fig. 2) et rendent son équilibre sous-critique (Stade II, fig. 2). Le prisme d'accrétion frontal en déficit relatif d'épais-sissement tectonique par rapport aux zones internes de la chaîne se comporte comme un tampon entre la haute chaîne et le bassin distal par le piégeage des produits d'érosion. La chaîne se rééquilibre donc (Stade II, fig. 2) par a) modification de la géométrie de la lithosphère, b) épaissement tectonique dans les zones internes, c) épaissement sédimentaire accentué dans la zone frontale. Les sédiments étant piégés dans le système frontal, l'instauration d'un régime climatique très érosif n'est pas immédiatement enregistré dans le bassin distal.

Lors du stade IV, la diminution de l'efficacité des phénomènes superficiels induisent un régime sur-critique pour une advection tectonique semblable au stade III. Le prisme d'avant-pays n'étant plus suffisamment déblayé, localement la chaîne n'est plus en équilibre pour les conditions mécanique et géométrique du stade III. Dans ce cas, le désépaissement s'effectue par fracturation normale et propagation dans le prisme d'avant-pays.

C'est seulement lorsque la chaîne évolue de nouveau en régime permanent que la déformation ne se localise plus préférentiellement dans les zones internes (Stade III, fig. 2). Le prisme d'accrétion frontal ne joue plus son rôle de tampon. Les produits du démantèlement de la chaîne ne peuvent plus être piégés et sont alors transportés latéralement et stockés dans le bassin distal.

Appliqué à la chaîne himalayenne cela suggère que les sédiments Siwalik Supérieur déposés depuis 5 Ma

[Corvinus, 1994, Appel e& Rosler, 1994] caractérisent un accroissement marqué du démantèlement du massif montagneux, mis en évidence par Scheling & Arita [1991] et Amano & Taira [1992] par modification des phénomènes climatiques. Dans le prisme frontal himalayen, on constate en effet une forte augmentation de la vitesse de sédimentation à la transition des périodes Siwalik Moyen / Siwalik Supérieur. Ce passage est enregistré par la paléoflore (pollen et macrofos-siles), [Corvinus, 1994]. Cette flore indique l'établissement d'un climat de type tropical humide à cycle annuel aux environs de -6,5 Ma et correspond alors au passage du Stade I (fig. 2) au Stade II (fig. 2).

L'augmentation depuis 2 Ma [Burbank *et al.*, 1993] ou 0,8 Ma [France Lanord *et al.*, 1994] des vitesses de sédimentation dans le bassin distal du Gange n'implique donc pas nécessairement un accroissement de la capacité de transport ou de l'érosion de la chaîne mais du rétablissement de son évolution en régime permanent. Le rôle de tampon des Siwalik est alors minimal. L'essentiel des sédiments est donc transporté latéralement dans le bassin distal qu'est le cône du Gange. Quelques dépôts des faciès très grossiers (Boulder Conglo-merate) datés également aux alentours de 2 Ma [Corvinus, 1994, Appel & Rosler, 1994] apparaissent localement dans les bassins intra-montagneux (*duns*) de la chaîne des Siwalik. Cette sédimentation grossière correspond au rétablissement de l'évolution en régime permanent de la chaîne himalayenne (Stade III, fig. 2).

Cependant il apparait qu'actuellement la géométrie du prisme himalayen est sur-critique puisque le front du système montre un accident majeur près du MBT et qui est affecté par des mouvements normaux. Ceux ci tendent à diminuer la pente topographique moyenne du prisme himalayen. Corvinus [1994] montre par l'analyse de la flore des Siwalik Supérieur que le climat évolue depuis 2Ma vers des conditions sèches. Ceci suggère une diminution de l'efficacité des phénomènes superficiels. Ainsi si l'efficacité des phénomènes superficiels diminue, les conditions d'équilibre ne sont plus les mêmes. Le prisme devient rapidement sur-critique puisque la pente topographique moyenne n'est pas compensée par les transferts de matière. Les accidents normaux se substituent aux phénomènes érosifs et sont accompagnés d'un rebond isostatique afin de rééquilibrer rapidement la chaîne (stade IV, fig. 2)

En termes de climatologie et de phénomènes superficiels ce schéma d'évolution tend à montrer qu'il existe une transition brutale vers -6,5 Ma et aune autre plus postérieure à 2 Ma. Les adaptations nécessaires au rééquilibrage par succession d'amin-cissements et d'épaississement crustaux de la chaîne himalayenne sont enregistrées dans les bassins sédimentaires périphériques proches ou distaux.

ANNEXES

ANNEXE 1: RECENT MOUVEMENTS ALONG THE MAIN BOUNDARY THRUST OF THE HIMALAYAS. NORMAL FAULTING IN AN OVER-CRITICAL THRUST WEDGE?

If the pore fluid ratio $P\phi$ is assumed to be constant during erosion:

$$P\phi = \lambda \cdot \rho\gamma H = (\lambda + \Delta\lambda) \cdot \rho\gamma(H - \Delta H)$$

where H , $\rho\gamma H$, $\Delta\lambda$ and ΔH are respectively the depth, the lithostatic pressure, the variation in pore fluid ratio and the eroded thickness.

$$\text{Therefore: } 0 = \Delta\lambda \rho\gamma(H - \Delta H) - \lambda \cdot \rho\gamma \Delta H$$

$$\text{and: } \Delta\lambda/\lambda = \Delta H/(H - \Delta H)$$

ANNEXE 2: CONTROL OF THRUST TECTONICS IN THE HIMALAYAN FOOTHILLS: A VIEW FROM A NUMERICAL MODEL.

Appendix 1: the critical wedge model

A critically tapered fold and thrust belt is at the verge of Coulomb failure everywhere. An analytical resolution of the stress field is proposed by Dahlen et al. (1984) and Eq. (1) defines the topography of a critically tapered wedge :

$$(1) \quad \alpha + \beta = \frac{\beta + (1 - \lambda)\mu_b - Q(S_0 / \rho g r) \cot \phi}{1 + (1 - \lambda)K}$$

where g is the acceleration of gravity, ρ , S_0 and ϕ are respectively density, cohesion and internal friction angle of the sediments in the wedge, μ_b is the coefficient of friction along the basal surface, λ is the ratio of fluid pressure to lithostatic stress (P/σ_n), α is the local topographical slope, β is the dip of the basal decollement, r and $(\alpha + \beta)$ are the cylindrical coordinates for the studied portion of the wedge. K and Q are two coefficients calculated from equation 18a and 18b of Dahlen et al. (1984).

The critically tapered wedge solution (Eq. 1) can be transformed in a "frictional function" to determine the ratio of shear and normal stresses along the basal plane in a critical taper :

$$(2) \quad \mu_b(\alpha, \beta, H, \lambda, S_0, \phi) = \frac{(\alpha + \beta) \cdot (1 + (1 - \lambda) \cdot K) + Q \cdot (S_0 / \rho g r) \cdot \cot \phi - \beta}{1 - \lambda}$$

Any portion of a wedge, defined by its geometrical and mechanical parameters can be compared with critically tapered wedges. The value of the "frictional function" can be compared with the friction coefficient of the basal plane to determine where slippage is likely to occur, a method close to those of Liu and Ranalli (1992). If $\mu_b < \mu_{bc}$, slippage is likely to occur along the basal surface, but fractures do not occur in the wedge (Fig. 1a); this portion of the wedge is stable and underwent a rigid displacement along the decollement. If $\mu_b > \mu_{bc}$, fractures occur in the wedge but shear stress along decollement does not exceed the strength of the decollement (Fig. 1b). This portion of the wedge is undercritical, and there is no slippage beneath this portion of the wedge.

The stresses within stable or undercritical wedges cannot strictly be estimated by using the critically tapered solution. Nonetheless, the ratio between shear and normal stresses along the basal decollement ("frictional function" μ_b) is smaller in undercritical wedges than in critical wedges, and greater in stable wedges than critical wedges. As the normal stress applied along the basal surface is the same for a set of wedges defined by same λ and H , and as the angle Ψ_b between basal surface and s_1 is smaller than 45° in compressional wedges, the above evaluations of μ_b implies that Ψ_b is smaller in undercritical wedges than in critical wedges and greater in stable wedges than in critical wedges.

Appendix 2 : fault reactivation

A ramp oriented parallel to the Coulomb fresh fracture within a critical wedge is at the verge of reactivation if the ramp surface has the same properties as the intact rocks, but its reactivation could occur before new fresh fractures develop if the ramp is weaker than the surrounding rocks (Fig. 2). Therefore, the difference between the deviatoric stress necessary to induce reactivation and that necessary to induce fracturing controls the ramp activity. This difference is expressed by the following Pf function (modified from Huyghe and Mugnier, 1992b, Eq. 9), where ω_r is the angle between the plane of the ramp and σ_1 direction, S_{of} and Φ_f are respectively cohesion and friction angle along the fault:

$$Pf = \frac{\cos(\Phi_f)}{\sin(2\omega_r + \Phi_f) + \sin(\Phi_f)} S_{of} - \frac{\cos(\Phi)}{1 + \sin(\Phi)} S_o + \left(\frac{\sin(\Phi_f)}{\sin(2\omega_r + \Phi_f) + \sin(\Phi_f)} - \frac{\sin(\Phi)}{1 + \sin(\Phi)} \right) \cdot \sigma_1$$

The angle between the ramp and σ_1 (ω_{rb}), when the ramp is at the verge of slippage, is solution for $Pf=0$ in eq. (3), and:

$$\omega_{rb} = \frac{1}{2} \cdot \text{asin} \left[\frac{(\cos(\phi_f) \cdot S_{of} + \cos(\phi_f) \cdot S_{of} \cdot \sin(\phi) - \cos(\phi) \cdot S_o \cdot \sin(\phi_f) + \sigma_1 \cdot \sin(\phi_f))}{(\cos(\phi) \cdot S_o + \sigma_1 \cdot \sin(\phi))} \right] - \frac{1}{2} \cdot \phi_f$$

If it is assumed that the ramp has the same friction angle than the fresh fractures ($F=F_f$), the ramp within a critical wedge is reactivated if:

$$\omega_r - \omega \leq \frac{1}{2} \cdot \text{asin} \left[\frac{(S_{of} - S_o) \cdot (1 + \sin(\phi))}{S_o + \sigma_1 \cdot \tan(\phi)} + 1 \right] - \frac{\pi}{4}$$

with $\omega_r - \omega$ the angle between the fresh fractures and the ramp.

At the bottom of thrust wedge, the difference $S_{of} - S_o$ is neglectable compared to the major principal stress s_1 ; therefore pre-existing ramps not oriented like fresh fractures (with few degrees difference in dip) are not reactivated and do not affect the critical wedge equilibrium; but at the contrary, a small deviation of σ_1 would allow ramp reactivation.

A more complex case is constituted by two adjacent segments (Fig. 3). We only focus our analysis on the ability of the decollement to be active, fresh fractures to develop at the hanging-wall of the basal decollement and pre-existing ramps to be reactivated (Fig. 3a).

If the inner segment is understable, it is not displaced. The decollement tips beneath this inner segment, and the outer segment is also not displaced (Fig. 3b). Fresh fractures develop within the inner segment. If the inner segment is critically tapered and the outer segment is undercritical, the decollement tips beneath the outer segment (Fig. 3c); when the dip δ of the pre-existing ramp is very slightly greater than the dip of fresh fractures in the undercritical wedge (*i.e.* Ineq. (5) is checked), sliding occurs along the pre-existing ramp. If the inner segment is critically tapered and the outer zone is critically tapered, the decollement tips outward (Fig. 3d), the wedge body is at the verge of failure, and sliding does not occur along the pre-existing ramp as Ψ_b is greater in critical wedge than in understable wedge. If the inner segment is stable and the outer segment is understable (Fig. 3e): the inner segment is displaced and the decollement tips beneath the outer segment. If the dip d of the ramp is very slightly greater than the dip of fresh fracture sliding is likely to occur along the pre-existing ramp. If the inner and the outer segments are stable (Fig. 3f): the inner and outer segment are displaced, the decollement tips outward and the pre-existing ramps are not reactivated as Ψ_b is greater in stable wedge than in critical wedges. If the inner segment is undercritical and the outer segment is critically tapered (Fig. 3g), the decollement tips beneath the inner zone; the decollement, though at the verge of failure beneath the outer segment, is not active.

The geometries of pre-existing ramps are defined in initial state with the following assumption: a) no decollement can occur along the basal surface in front of the outermost ramp; this assumption preserves a sedimentary wedge in the foreland from thrust tectonics like it is observed in most real thrust fronts; b) the dip of the ramps is the same as the dip of fresh fractures within the portion of the wedge including the outermost ramp.

For each nod of the model, the stability of the wedge is studied by the use of frictional function (Eq. 2). The α and β values are mean values for surfaces of 10×5 cells around the nodes. The critically tapered model is applied from the inner nod to the outer nod, to determine the outer tip line of the portion of the basal surface on which slippage may occur. The outermost ramp located close to the tip of the active decollement is located in an understable portion of the wedge (Fig. 3c and e), and slippage is able to occur along this ramp.

Appendix 3: Erosion/sedimentation model

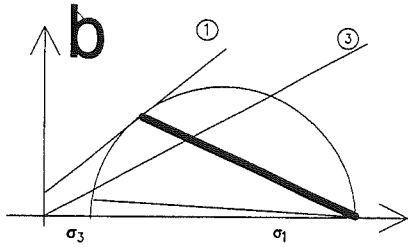
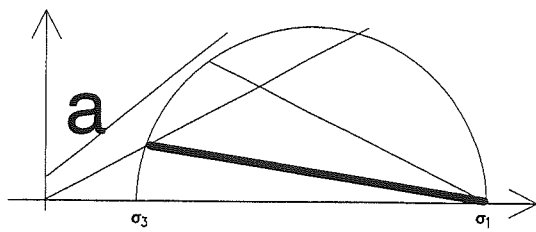
We follow Flemings and Jordan (1989) by representing the cumulative effects of surface transport as linear downslope diffusion of the material volume. K_s being the transport coefficient (in m^2/yr), the horizontal flux s is related to the local slope ∇h by:

$$s = -K_s \nabla h \quad (7)$$

If it is assumed that the volume is preserved:

$$\delta h / \delta t = -\nabla \cdot s \quad (8)$$

by combining (7) and (8) it is found the linear diffusion equation:



- ① Mohr-Coulomb criterion (New fault)
- ③ Anisotropic Mohr-Coulomb criterion (Decollement)

Fig. 1: state of stress close to the basal decollement in stable(a) and undercritical(b) wedges

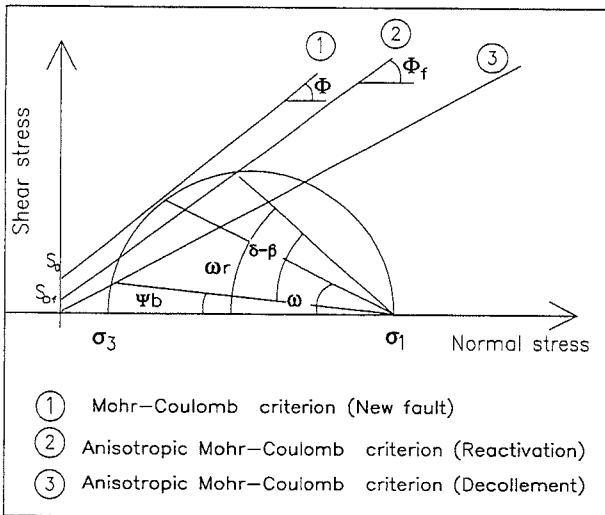


Fig. 2: state of stress in a critical wedge at the verge of slippage along a pre-existing ramp

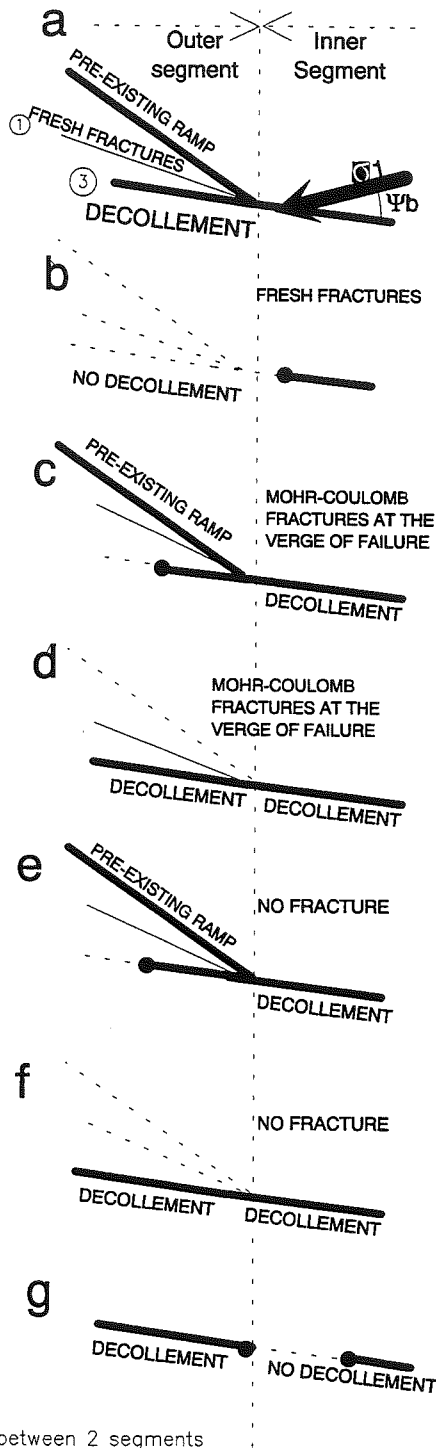


Fig. 3: sliding continuity between 2 segments

$$\delta h / \delta t = K_s \nabla h \quad (9)$$

Applied on a regular grid the volume $(Q_{i,j})$ displaced from cell i to cell j is:

$$(Q_s)_{ij} = K_s Cl/2 (\Delta H / \Delta L) \Delta t \quad (10)$$

where $\Delta H / \Delta L$ is the slope between the centre of a cell « i » and cell « j » in m , Δt the time step in years, and Cl the length of a cell in m .

The central cell « j » receives the cumulative value $(Ds)_j$ (in m^3) of the eight neighbouring cells « i »:

$$(Ds)_j = Cl^2 \sum_{i=1}^8 (Q_s)_i \quad (11)$$

The model is applied for all the cells of the grid, and the surface transport is calculated in finite difference time adjusted.

1) Calcul des classes de pentes

Le calcul de la pente prend en compte la composante verticale du vecteur normal au plan de régression le plus proche des quatre points du MNT délimitant la maille (Stein, 1976).

Soit P le pas du MNT en mètres (longueur totale du MNT / nombre de points) et Z_{ij} l'altitude en mètres du point de référence de la cellule élémentaire considérée.

$$\text{Pente}_{ij} = \text{ArcTan} \left(\frac{(1 - (2P^2 / (P(2((Z_{ij} - Z_{i+1,j+1})^2 + (Z_{i+1,j} - Z_{i,j+1})^2) + 2P^2)^{1/2}))^2)^{1/2}}{(2P^2 / (P(2((Z_{ij} - Z_{i+1,j+1})^2 + (Z_{i+1,j} - Z_{i,j+1})^2) + 2P^2)^{1/2}))} \right)$$

2) Calcul des classes de répartition spatiale des versants (exposition).

Le calcul de l'exposition prend en compte la composante horizontale du vecteur normal au plan de régression le plus proche des quatre points du MNT délimitant la maille (Stein, 1976).

$$ax = (Z_{ij} - Z_{i+1,j+1} - Z_{i,j+1} + Z_{i+1,j})$$

$$ay = (Z_{i+1,j+1} - Z_{i,j+1} + Z_{i+1,j})$$

$$\text{si } ay > 0 \text{ alors } E_{ij} = \text{ArcTan} (ax/ay) \text{ sinon } E_{ij} = 0.$$

avec:

Z_{ij} : altitude du point de référence de la cellule élémentaire considérée (en mètres).

Les valeurs sont comprises entre 0° et 359°. On détermine ainsi quatre classes d'exposition. (Nord, Est, Sud et Ouest)

Références

- ACKERS, P. & CHARLTON, F. G. (1971).- The slope and resistance of small meandering channels. *Inst. Civil Engineers Proc.*, Supp. XV, 1970, Paper 73625.
- AGARWAL, R.P., PRASAD, D.N., SAMANTA, U., BERRY, C.M. & SHARMA, (1994).- Hydrocarbon potential of Siwalik basin, in Siwalik foreland basin of Himalaya, *Himalayan Geology*, **15**, 301-320.
- AHNERT, F., (1970).- Functional relationships between denudation relief, and uplift in large mid-latitude drainage basins. *Am. J. Sci.*, **268**, 243-263.
- AMANO, K & TAIRA, A., (1992).- Two-phase uplift of Higher Himalayas since 17 Ma. *Geology*, **20**, 391-394.
- ANDERSON, E.M., (1951).- The dynamics of faulting, (2nd Edn), Oliver and Boyd, Edimbourg, 187 p.
- ANGELIER, J. & MECHLER, P. (1977).- Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. *Bull. Soc. Geol. France* (7), **19**, 1309-1318.
- APPEL, E. & ROSSLER, W., (1994).- Magnetic polarity stratigraphy of the Neogene Surai Khola Section (Siwaliks, S.W Nepal), in Siwalik foreland basin of Himalaya, *Himalayan Geology*, **15**, 63-68.
- APPEL, E. & ROSLER, W., (1990).- Magnetic Polarity stratigraphy and rock magnetic properties of Siwalik group rocks of the Surai Khola section, S.W. Nepal, Himalayan Workshop 1990, Milan, abstract: 3.
- AUDEN, J.B., (1935).- Transverse in the Himalayan. *Geol. Surv. Indian Rec.*, **69**, 123-167.
- BALLARD, J.F., DAVY, P. & BRUN, J.P., (1989).- Influences of viscous coupling and lateral shearing on mechanics of thrust systems: inferences from 3D experiments. *Terra cognita* (Abstracts) E.U.G., **1**, 238.
- BARANOWSKI, J., ARMBRUSTER, J., SEEBER, J. & MOLNAR, P., (1984).- Focal depths and fault-plane solutions of earthquakes and active tectonics of the Himalaya. *J. Geophys. Res.*, **89**, 6918-6928.
- BEAUMONT, C., FULLSACK, P. & HAMILTON, J. (1992).- Erosional control of active compressional orogens. In: Thrust tectonics, Mc Klay K.R. Ed., 1-18, Chapman and Hall, London.
- BERTRAND, P. & PRADIER, B., (1993).- Optical method applied to source rock study, in applied Petroleum Geochemistry, Ed. Technips, p. 281-371.
- BISWAS, S.K., (1994).- Status of exploration for Hydrocarbons in Siwalik Basin of India and future trends, in Siwalik foreland basin of Himalaya, *Himalayan Geology*, **15**, 283-301.
- BISWAS, S.K., AHUJA, A.P., SAPROO, M.K. & BANE, B., (1979).- Geology of the Himalayan foothills of Buthan. *Misc. Pub., Geol. Soc. India*, Calcutta, **41**, 287-308.
- BOYER, S.E. & ELLIOTT, D. (1982).- Thrust systems. *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, Tulsa, **66**, 9, 1996-1230.
- BROWN, K & WESTBROOK, G.K. (1988).- Mud diapirism and subcretion in the Barbados Ridge accretionary complex: the role of fluids in accretionary processes. *Tectonics*, **7**, 613-640, Washington.
- BROWN, K. (1990).- The nature and hydrologic significance of mud diapirs and diatremes for accretionary systems. *Journ. Geophys. Res.*, v. **95**, B6, 8969-8992, Washington.
- BURBANK, D. W., DERRY, L.A. & FRANCE-LANORD, C. (1993).- Diminished Himalayan detrital sediment delivery despite intensified monsoon at 8 Ma. *Nature*, **364**, 48-50.
- BURBANK, D. W. (1992).- Causes of recent uplift deduced from deposited patterns in the Ganges basin. *Nature*, **357**, 680-682.
- BURCHFELD, B.C. & ROYDEN, L.H. (1985).- Thin skinned N-S extension within the convergent Himalayan region. *Geology*, **13**, 679-682.
- BURG, J.P. & MATTE, P. (1978).- A cross section through the french Massif Central and the scope of its geodynamic evolution. *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, **129**, 429-460, Hanover.
- BURG, J.P. (1983).- Tectogenèse comparée de chaînes de collision: le Sud du Tibet suture du Tsangpo, la chaîne hercynienne en Europe suture du Massif Central. Thèse Sciences, Montpellier, 361p.
- BUTLER, (1982).- The terminology of structures in thrust belts. *J. Struct. Geol.*, **4**, 239-245.
- BUTLER, R.W., COWARD, M.P., HARWOOD, G.M. & KNIFE, R.J., (1987).- Salt control on thrust geometry, structural style and gravitational collapse along the Himalayan mountain front in the Salt Range of Northern Pakistan. In Dynamical Geology of Salt and related structures, *Academic Press*, p. 339-419.
- BYERLEE, J. (1978).- Friction of rocks: Pure and Applied *Geophysics*, **116**, 615-626.
- CHALARON, E. (1991).- Mém. D.E.A. Université Joseph Fourier, Grenoble.
- CHALARON, E. & MUGNIER, J.L. (1993).- Séquence d'activation des failles au sein d'un prisme d'accrétion: une modélisation numérique. *Bull. Soc. Geol. France*.
- CHALARON, E., MUGNIER, J.L. & MASCLE, G. (in press).- Control of thrust tectonics in the Himalayan foothills: a view from a numerical model., *Tectonophysics*, sous presse.
- CHAPPLE, W.M. (1978).- Mechanics of thin-skinned fold and thrust belts. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **89**, 1189-1198, Boulder.
- CORVINUS, G., (1994).- The Surai khola and Rato Khola fossiliferous sequences in the Siwalik group, Nepal, in Siwalik foreland basin of Himalaya, *Himalayan Geology*, **15**, 49-63.
- DAHLEN, F.A., SUPPE, J. & DAVIS, D. (1984).- Mechanics of fold and thrust belts and accretionary wedges: cohesive Coulomb theory. *J. Geophys. Res.*, **89**, 10087-10101, Washington.
- DAHLEN, F.A. (1990).- Critical taper model of fold-and thrust belts and accretionary wedges, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **18**, 55-99.
- DAHLSTROM, C.D.A. (1969).- Balanced cross sections, *Can. J. Earth Sc.*, Ottawa, **6**, 743-757.
- DAHLSTROM, C.D.A. (1970).- Structural geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains. *Bull. Can. Petr. Geol.*, **318**, 332-406.
- DAVIS, D. & VON HUENE, R. (1987).- Inferences on sediment strength and fault friction from structures at the Aleutian Trench, *Geology*, **15**, 517-522.
- DAVIS, D., SUPPE, J. & DAHLEN, F.A., (1983).- Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *J. Geophys. Res.*, **88**, 1153-1172.
- DELCAILLAU, B. (1986).- Dynamique et évolution morphostructurale du piémont frontal de l'Himalaya : les Siwalik du Népal oriental. *Revue de géologie dynamique et géographie physique*, **27**, 319-337.
- DELCAILLAU, B. (1992).- Fonctionnement et évolution d'un piémont : les Siwaliks de l'Himalaya du Népal oriental. *Mémoire et Document de Géographie*. Ed. CNRS, 205 p.
- DELCAILLAU, B., HERAIL, G. & MASCLE, G. (1987).- Evolution géomorphostructurale de fronts de chevauchements actifs : le cas des chevauchements intra-Siwalik du Népal central. *Z. Geomorph. N.F.*, **31**, 339-360.
- DEPARTEMENT OF MINES AND GEOLOGY, NEPAL, (1985).- Nepal exploration opportunities (internal report), 52 p.
- DAHLEN, F.A. & BARR, T.D. (1989).- Brittle frictional mountain build-

- ding, I. Deformation and mechanical energy budget. *J. Geoph. Res.*, **94**, B4, 3906-3922.
- DHITAL, M.J. & KIZAKI K.. (1987).- Lithology and stratigraphy of the Northern Dang, Lesser Himalaya, *Bulletin of the college of Science*, University of the Ryukyus, **45**, 183-244.
- DIXIT, A. M. (1991).- Geological effects and intensity distribution of the Udaypur Nepal earthquake of august 20, 1988. *J. Geol. Soc. Nepal*, **7**, 1-17
- ELLIOTT, D. (1976).- The motion of thrust sheets. *J. Geoph. Res.*, **81**, 949-963.
- ENDIGNOUX, L. & MUGNIER, J.-L. (1990).- The use of forward kinematic model in the construction of balanced cross sections. *Tectonics*, **9**, 5, 1249-1262, Washington.
- FLEMINGS, P.B. & JORDAN, T.E. (1989).- A synthetic stratigraphic model of foreland basin development. *J. Geophys. Res.*, Washington, **94**, B4, 3851-3866.
- FORT, M., FREYTET, P. & COLCHEN, M. (1982).- Structural and sedimentological evolution of the Takkhola-Mustang graben (Nepal Himalaya). *Zeitschrift für Geomorphologie*, Suppl-Bd **42**, 75-98.
- FRANCE LANORD, C, DERRY, L. & MICHARD, A. (1993).- Evolution of the Himalaya since Miocene time: isotopic and sedimentological evidence from the Bengal fan. From Treloard, P.J., and Searle M.P., (eds), Himalayan Tectonics, *Geological Society Special Publication*, **74**, 603-621.
- GAHALAUT, V.K & CHANDER, R. (1992).- On the active tectonics of Dehra Dun region from observations of ground elevation changes. *J. Geol. Soc. India*, **39**, 61-68.
- GANSSER, A. (1964).- Geology of the Himalayas. Interscience Publishers. J. Wiley et sons Ed., 290 p.
- GANSSER, A. (1983).- Geology of the Bhutan Himalaya. *Denk. Schweiz. Natur. Ges.*, **96**, 1-181.
- GLENNIE, KW. & ZIEGLER, M.A. (1964).- The Siwalik formation in Nepal. *C.R. 22e Congr. Geol. Inter., Delhi*, **15**, 82-95.
- GRATIER, J.-P. (1984).- La déformation des roches par dissolution cristallisation. Aspects naturels et expérimentaux de ce fluage avec transfert de matière dans la croûte supérieure, Thèse doct. scien., Grenoble, 315 p.
- GUTH, P. L. (1988).- Stratcol software Interactive stratigraphic columns for the MS-DOS PC, version 4.04
- HAGEN, T. (1956).- Über eine Überschiebung der tertiären Siwaliks über das rezente Ganges Alluvium in Ostnepal. *Geogr. Helv.*, **5**, 217-219.
- HELLER, P.L, ANGEVINE, C.L & WINSLOW, N.S. (1988).- Two-phase stratigraphic model of foreland-basin sequences. *Geology*, **16**, 501-504.
- HENRY, P., LE PICHON, X., FOURCHER, J.P., WESTBROOK, G. & HOBART, M (1990).- Mud volcano field seaward of the Barbados accretionary complex: a deep-towed side scan sonar survey. *Journ. Geophys. Res.*, **95**, B6, 8917-8929, Washington.
- HERAIL, G., MASCLE, G. & DELCAILLAU, B. (1986).- Les Siwaliks de l'Himalaya du Népal : un exemple d'évolution géodynamique d'un prisme d'accrétion intracontinental. *Sciences de la Terre*, livre jubilaire P. Bordet, **47**, 153-182.
- HOBBS, D.W. & MEANS, W. (1976).- An outline of structural geology, Wiley (eds), 571 p.
- HOMEWOOD, P., ALLEN, P.A. & WILLIAMS, G.D. (1986).- Dynamics of the molasse basin of western Switzerland., *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.*, **8**, 199-217.
- HUBBERT, M.K. (1937).- Theory of scale models as applied to the study of geological structures. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **48**, 14-59.
- HUBBERT, M.K (1951).- Mechanical basis for certain familiar geologic structures. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **62**, 365-372.
- HUYGHE, P. & MUGNIER, J.-L. (1992).- Short-cut geometry during structural inversions: competition between faulting and reactivation. *Bull. Soc. Geol. Fr.* , **163**, 691-700.
- IVINS, E.R., DIXON, T.H. & GOLOMBEK, M.P. (1990).- Extensional reactivation of an abandoned thrust: a bound on shallowing in the brittle regime, *J. Struct. Geol.*, **12**, 303-314.
- JAEGER, J.C. & COOK, N.G.W. (1969).- Fundamentals of rock mechanics. (3rd) Chapman and Hall, London, 515 pp.
- JAMISSON, W.R. (1987).- Geometric analysis of fold development in overthrust terrasses. *J. of Struct. Geol.*, **9**, 207-219.
- JOHNSON, G.D. (1977).- Paleopedology of *Ramapithecus* - bearing sediments, North India, *Ceol. Rund*, **66**, 192-216.
- JOHNSON, G.D., ZEITLER, P., NAESER, CW., JOHNSON, N.M., SUMMERS, D.M., FROST, C.D., OPDYKE, N.D., & TAHIRKHELI, A.K. (1982).- The occurrence and fission track ages of late Neogene and Quaternary volcanic sediments, Siwalik Group, Northern Pakistan. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **37**, 63-93.
- JOHNSON, N.M., STIX, J., TAUXE, L., CERVENY, P.F. & TAHIRKHELI, R.A.K. (1985).- Paleomagnetic chronology, fluvial processes and tectonic implication of the Siwalik deposits near Chinji village, *Pakistan. Journ. Geol.*, **93**, 27-40.
- JOHNSON, N., OPDYKE, N.D., JOHNSON, G.D., LINDSAY, E.H. & TAHIRKHELI, R. (1982).- Magnetic polarity stratigraphy and ages of Siwalik group of rocks of the Potwar plateau, Pakistan. *Palaeogeogr., Palaeoclim. Palaeoecol.*, **37**, 17-42.
- JOHNSON G.D., OPDYKE, N.D., TANDON, S.K. & NANDA, A.C. (1983).- The magnetic polarity stratigraphy of the Siwalik group at Haritalyengar (India) and a new last appearance datum for *Ramapithecus* and *Sivapithecus* in Asia. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **44**, 223-249.
- JONES, P.B. & LINSSER, H. (1986).- Computer synthesis of balanced cross sections by forward modelling abstract. *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, **70**, 5, 605.
- JORDAN, T.E. & FLEMINGS, P.B. (1991).- Large-scale stratigraphic architecture, eustatic variation and unsteady tectonism: a theoretical evaluation. *J. Geoph. Res.*, **96**, B4, 6681-6690.
- KARANUKARAN & RANGA RAO (1976).- Status of exploration for hydrocarbons in the himalayan region. Contribution to stratigraphy and structure. *Geol. Surv. India, Misc. Publ.*, **41**, 5, 1-66.
- KARIG DANIEL, E. (1986).- Physical properties and mechanical state of accreted sediments in the Nankai trough, Southwest Japan arc. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **166**, 117-132, Boulder.
- KARNER, G.D. & WATTS, A.B. (1983).- Gravity anomalies and flexure of the lithosphere, *J. Geoph. Res.*, Washington, **88**, B12, 449-477.
- KUMAR, R & NANADA, A.C. (1989).- Sedimentology of the middle Siwalik sub-group of Mohand Area, Dhera-Dun Valley, India, *Journ. Geol. Soc. India*, **34**, 6, 597-616.
- KUMAR, R. & TANDON, S.K (1985).- Sedimentology of Plio-Pleistocene late orogenic deposits associated with intraplate subduction. The Upper Siwalik subgroup of a part of Panjab sub-himalaya, India, *Sed. Ceol.*, **42**, 105-158.
- LACASSIN, R, ARMJO, R. & TAPPONNIER, P. (1993).- Can ramp to flat bends on thrusts induce transport-parallel extension ? The example of the Himalayan thrust wedge. International meeting on Late Orogenic Extension in Mountain Belts, Montpellier. *Doc. du Bur. Rech. Géol. Min.*, **219**, 114-115.
- LALLEMAND, S. & LE PICHON, X. (1987).- Coulomb wedge model applied to the subduction of seamounts in the Japan trench. *Geology*, **15**, 1065-1069.
- LALLEMAND, S. (1992).- Transfert de matières en zone de subduction. Mémoire d'habilitation à diriger les recherches n° 92-27, Univ. P. et M. Curie (Paris VI), 300 p.
- LANGSETH, M.G., WESTBROOK, G.K & HOBART, M. (1988).- Geophysical survey of a mud volcano seaward of the Barbados Ridge accretionary complex. *Journ. Geophys. Res.*, **93**, B2, 1049-1061, Washington.
- LE FORT, P. (1975).- Himalaya: the collided range. Present knowledge of the continental arc. *Am. J. of Science*, **275**, 1-44.

- LE PICHON, X, FOUCHER, J.P., BOULEGUE, J., HENRY, P., LALLEMANT, S., BENEDETTI, M., AVEDIK, F. & MARIOTTI, A. (1990).- Mud volcano field seaward of the Barbados accretionary complex. *Jour. Geophys. Res.*, **95**, B6, 8931-8934, Washington.
- LE PICHON, X, FOURNIER, M. & JOLIVET, L. (1992).- Kinematics, Topography and Extrusion in the India-Eurasia collision. *Tectonics*, **11**, 1085-1098.
- LEOPOLD, L.B. & WOLMAN, M.G. (1957).- River channel patterns: braided, meandering and straight, *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 282-B.
- LILLIE, R.J., JOHNSON, G.D., YOUSUF, M., ZAMIN, A.S.H. & YEATS, R.S. (1987).- Structural development within the Himalayan foreland fold and thrust belt in northern Pakistan, in «Sedimentary basins and basin forming mechanisms», Beaumont, C. and Tankard A., eds., *Canadian Soc. Petrol. Geologists*, **12**, 379-392.
- LYON CAEN, H. & MOLNAR, P. (1984).- Constraints of the structure of the Himalaya from analysis of gravity anomalies and a flexural model of the lithosphere. *J. Geoph. Res.*, **88**, B10, 8171-8191.
- MALAVIEILLE, J. (1984).- Modélisation expérimentale des chevauchements imbriqués: application aux chaînes de montagnes. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, Paris, (7), **XXVI**, 1, 139-150.
- MARRET, R. & ALLMENDINGER, R.W. (1990).- Kinematic analysis of fault-slip data. *J. Struct. Geol.*, **12**, 973-986.
- MARTINEZ, P.A. (1993).- Three dimensional simulation of littoral transport, in «Computers Graphics in Geology», *Lecture Notes in Earth Sciences*, Pflug, R. and Harbaugh J.W. eds, 129-142.
- MASCLE A., BIJU-DUVAL B., DE CLARENS, P., & MUNSCH, H. (1986).- Growth of accretionary prisms: tectonic processes from Caribbean examples. In: The origin of arc, Wezel F.C. ed., *Developments in geotectonics*, **21**, 375-400.
- MASCLE G., HERAIL, G. & DELCAILLAU, B. (1987).- Paramètres contrôlant la géométrie des bassins d'avant-chaîne dans les chaînes alpines, *Mem. Soc. Geol. Ital.*, **38**, 19-33.
- MASCLE, G., & HERAIL, G. (1982).- Les Siwaliks: le prisme d'accrétion tectonique associé à la subduction intracontinentale Himalayenne. *Géologie alpine*, **58**, 95-104.
- MATTAUER, M. & ETCHECOPAR, A. (1977).- Arguments en faveur de chevauchements de type himalayen dans la chaîne hercynienne du Massif Central français. Coll. Int. CNRS, *Ecologie et Géologie de l'Himalaya*, **268**, 261-267, Paris.
- MC EWEN, T.J. (1981).- Brittle deformation in pitted pebble conglomerates. *J. Struct. Geol.*, **3**, 25-37.
- MEDLICOTT, H.B. (1864).- On the geological structure and relationship of the southern portion of the Himalayan range between the river Ganga and Ravee. *Mem. Geol. Surv. India*, **3**, 1-212.
- MOLNAR, P. & LYON CAEN, H. (1988).- Some physical aspects of the support, structure, and evolution of mountain belts, *Geological Society of America, special paper* **218**, 179-207.
- MOLNAR, P. & TAPPONNIER, P. (1975).- Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision. *Science*, **189**, 419-426.
- MOLNAR, P. & ENGLAND, P. (1990).- Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg? *Nature*, **346**, 29-34.
- MOLNAR, P. (1987).- Inversion of profiles of uplift rates for the geometry of dip-slip faults at depth, with examples from the Alps and the Himalayas. *Annales Geophysicae SB*, 663-670.
- MOLNAR, P. (1988).- A review of geophysical constraints on the deep structure of the Tibetan Plateau, the Himalaya and the Karakorum, and their tectonic implications. *Phil. trans. R. Soc.*, **326**, 33-88, London.
- MOLNAR, P., FITCH, T.J. & WU, F.T. (1973).- Fault plane solutions of shallow earthquakes and contemporary tectonics in Asia. *Earth Plan. Sc. Letters*, **19**, 101-112.
- MOORE, J.C. & VROLIJK, P. (1992).- Fluids in accretionary prisms, *Reviews of Geophysics*, **30**, 2, 113-135.
- MORETTI I., TRIBOULET, S & ENDIGNOUX, L. (1990).- Some remarks on the geometrical modeling of geological deformations; in *Petroleum and tectonics in mobile belts*, Editions Technip, Paris, 155-162.
- MORETTI, I & TURCOTTE, D.L (1985).- A model for erosion, sedimentation, and flexure with application to New Caledonian. *J. Geodyn.*, **3**, 155-168.
- MUGNIER, J.-L. (1988).- Les étapes de la construction d'une coupe équilibrée, exemple et discussion. In *L'équilibrage des coupes géologiques. Buts, méthodes et applications (Gratier J.-P. coordinateur). Mémoires et Documents du Centre Armoricain d'Etude Structurale des Socles*, Rennes **20**, 165 p.
- MUGNIER, J.-L. & ENDIGNOUX, L. (1990).- Cinématique et vitesse d'évolution des nappes superficielles. Une simulation numérique. *Revue Française de géotechnique*, **56**, 23-32.
- MUGNIER, J.-L. & VIALON, P. (1984).- Les mécanismes de mise en place des nappes de chevauchement superficielles. Application des modèles analytiques au Jura. *Bull. Sci. Geol. Strasbourg*, **37**, 1, 77-87.
- MUGNIER, J.-L., MASCLE, G. & FAUCHER, T. (1992).- La structure des Siwaliks de l'Ouest du Népal: un prisme d'accrétion intracontinental. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, **163**, 585-595.
- MUGNIER, J.-L., MASCLE, G. & FAUCHER, T. (1993).- Structure of the Siwaliks of Western Nepal: an intracontinental accretionary prism. *International Geol. Review*, **35**, 32-47.
- MUGNIER, J.-L., HUYGHE, P., CHALARON, E. & MASCLE, G. (1994).- Normal faulting in a fold and thrust compressional wedge: the active faulting close to the main boundary thrust of Himalaya. *Tectonophysics*, **238**, 199-215.
- MUGNIER, J.-L. & ROSSETTI, J.P. (1990).- The effects of simplifying assumptions on balanced cross-sections: a view from the Chartreuse massif. In *Petroleum and tectonics in mobile belts*, J. Letouzey (editor), Editions Technip, Paris, 167-180.
- MULUGETA, G. (1988).- Modelling the geometry of Coulomb thrust wedges, *J. Struct. Geol.*, Oxford, **10**, 8, 847-860.
- MUNTHE J., HUSSAIN, S.T., LUKACS, J.R., WEST, R.M. & IBRAHIM SHAH, S.M. (1979).- Neogene stratigraphy of the Daud Khel area, Mianwali district, Pakistan, *Contributions in Biology and Geology Milwaukee Public Museum.*, **23**, 1-18.
- NAKATA, T., OTSUKI, K. & KHAN, S. (1990).- Active faults, stress field, and plate motion along the Indo-Eurasian plate boundary. *Tectonophysics*, **181**, 83-95.
- NAKATA, T. (1982).- A photogravimetric study an active faults in the Nepal Himalayas. *J. Nepal Geol. Soc.*, **2**, 67-81.
- NAKATA, T. (1989).- Active faults of the Himalayan of India and Nepal. In *Tectonics of the western Himalayas*, Malinconico L.L. Jr. and Lillie R.J. Eds. *Soc. Geol. Amer.*, Sp. paper 232, 243-264.
- NAKATA, T., IWATA, S., YAMANAKA, H., YAGI, H. & MAEMOKU, H., (1984).- Tectonic Landforms of several active faults in the Western Nepal Himalayas. *J. Nepal Geol. Soc.*, **4**, 177-200.
- Ni, J. & BARAZANGI, M. (1984).- Seismotectonics of the Himalayan Collision Zone: geometry of the underthrusting Indian plate beneath the Himalaya. *J. Geoph. Res.*, **89**, B2, 1147-1163.
- OPDYKE, N.D. (1982).- The geochronology and biochronology of the Siwalik group. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **37**, special issue, 137 p.
- ORI, G.G. & FRIEND, P.F. (1984).- Sedimentary basins formed and carried piggyback on active thrust sheets. *Geology*, **12**, 475-478.
- PANDE, M. R. & NICOLAS, M. (1991).- The aftershock sequence of the Udaypur Nepal earthquake of august 20, 1988. *J. Geol. Soc. Nepal*, **7**, 19-29.
- PILGRIM, G.E. (1910).- A preliminary note on a revised classification of the Tertiary fresh water deposits of India. *Rec. Geol. Surv. India*, **40**, 185-205.
- PILGRIM, G.E. (1913).- The correlation of the Siwalik with mammal horizons of Europe. *Rec. Geol. Surv. India*, **42**, 264-326.

- PILGRIM G.E. (1917).- A preliminary note on some recent mammalian collection from the basal basin of Siwalik. *Rec. Geol. Surv. India*, **48**, 98-101.
- PINET, P. & SOURIAU, M. (1988).- Continental erosion and large-scale relief, *Tectonics*, **7**, 3, 563-582.
- PLATT, J.P. (1988).- The mechanics of frontal imbrication: a first order analysis. *Geol. Rundschau*, **77**, 577-589.
- PLATT, J.P. (1986).- Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. *Geol. Soc. of America Bull.*, **97**, 1037-1053.
- PROY, C. (1986).- Integration du relief aux traitements d'images de télédétection. Thèse docteur-ingénieur, mention informatique. Institut National Polytechnique de Toulouse.
- QUADE, J., CERLING, T.E. & BOWMAN, J.R. (1989).- Development of Asian monsoon revealed by marked ecological shift during the latest Miocene in Northern Pakistan. *Nature*, **342**, 163-166.
- R. LILLIE (Editors).- Tectonics of Western Himalayas. *Geol. Soc. America Special Paper*, **232**, 243-264.
- RAIVERMAN, V., KUNTE, S.V. & MUKHERJEE, A., (1983).- Basin geometry, Cenozoic sedimentation and hydrocarbon prospects in northwestern Himalaya and Indo-Gangetic plains. In *Petroliferous basins of India*, L.L. Bhandari et al. eds, *Petrol. Asia J.*, **6**, 67-92.
- RAJAL, B. S., VIRDI, N. S. & HASIA, N. L. (1986).- Recent crustal uplift in the Doon valley. Proc. Int. Symp. Neotectonics SE Asia, Surv. India, Dehra Dun, 146-159.
- RAMBERG, H. (1991).- Numerical simulation of spreading nappes, sliding against basal friction. *Tectonophysics*, **188**, 159-186.
- RANALLI, G. & YIN, Z.M. (1990).- Critical stress difference and orientation of faults in rocks with strength anisotropies: the two-dimensional case. *J. Struct. Geol.*, **12**, 1067-1071.
- RANGARAJ, S. (1978).- Stratigraphy and sedimentology of the Siwalik molasse in a part of Panjab sub-himalaya, Unpublished Ph. D. Thesis, University of Delhi, 208 p.
- RANGA RAO, A., AGARWAL, R.P., SHARMA, U.N., BHALLA, M.S. & NANDA, A.C. (1988).- Magnetic polarity stratigraphy and vertebrate paleontology of the Upper Siwalik of the Jammu hills, *Jour. Geol. Soc. India*, **31**, 361-385.
- RANGARAO, A. & KUNTE, S.V. (1987).- Lower Siwalik of Jammu Hills: processes of sedimentation. *Proc. Nat. Sem. Tert. Orogeny, Varanasi*, 361-377.
- RAO Y.S.N., REHMAN, A.A. & RAO, D.P. (1974).- On the structure of Siwalik Range between the rivers Ganga and Yamuna. *Himal. Geol.*, **4**, 137-150.
- RICE, J.R. (1992).- Fault stress states, pore pressure distributions, and the weakness of the San Andrea fault, in Evans, B., and Wong, T.F., eds., *Fault mechanics and transport properties of rock*: London, Academic Press.
- RICHAR, P. & COBBOLD, P.R. (1989).- Structures en fleur positives et décrochements crustaux: modélisation analogique et interprétation mécanique, *C.R. Acad. Sci. Paris*, **308**, 553-560.
- ROURE F., HOWELL, D.G., GUELLEC, S. & CASERO, P. (1990).- Shallow structures induced by deep-seated thrusting. Petroleum and Tectonics in mobile belts. J. Letouzey (editor) and Editions Technip, Paris, 1990, 15-30.
- RUPKE, J. (1974).- Stratigraphic and structural evolution of the Kumaon Lesser Himalaya. Part 1. *Sedimentary Geology, Special issue*, **11**, 2-4, August 1974.
- RUST, B.R. (1981).- Sedimentation in an arid-zone anastomosing fluvial system: Cooper's Creek, Central Australia, *Journ. Sed. Pet.*, **51**, 745-755.
- RUST, B.R. & LUGAN A.S. (1983).- Modern anastomosing fluvial deposits in arid Central Australia and a Carboniferous analogue in New Brunswick, Canada, In Collinson J.D. and Lewin J. (Eds.) modern and ancient fluvial system, *spec. publ. Int. Assoc. Sedim.*, **6**, 385-392.
- SAHNI, M. R. & MATHUR, L P. (1964).- Stratigraphy of the Siwalik group. 22e Int. Geol. Congr., N. Delhi, 1964, sp. pub., 1-23.
- SASTRI, V. V., BHANDARI, L L., RAJU, A.T.R. & DATTA, K (1971).- Tectonic framework and subsurface stratigraphy of the Ganga Basin. *J. Geol. Soc. India*, **3**, 12, 222-233.
- SCHELLING, D. & ARITA, K. (1991).- Thrust tectonics, crustal shortening, and the structure of the far-eastern Nepal Himalaya, **10**, 5, 851-862.
- SCHRADER, F. (1988).- Das regionale Gefüge der Drucklosungsdeformation an Geröllen im westlichen Molassebecken., *Geol. Rundschau*, **10**, 41-52.
- SIBSON, R.H. (1985).- A note on fault reactivation, *J. Struct. Geol.*, **7**, 751-754.
- SCHUMM, S.A. & KHAN, H.R. (1972).- Experimental study of channel patterns, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **83**, 1755-1770.
- SCOTT, S., NAKARNI, G.B., DONGOL, G. & DUVADI, A.K. (1986).- Land resources mapping project. Geology report, Kenting Earth Sciences limited Canada, 146 p.
- SEEBER, L, ARMBRUSTER, J. & QUITTMAYER, R. (1981).- Seismicity and continental subduction in the Himalayan arc. In Gupta, H.K and Delany, F.M. eds., *Zagros-Hindu Kush-Himalaya Geodynamic Evolution: American Geophysical Union Geodynamic Series*, **3**, 215-242.
- SHUKLA, A. (1984).- Paleopedology of the overbank intervals of the lower Siwalik sub-group (Kathgodam Amritpur section of Kumaon Himalaya, India) Unpublished M. Sc. dissertation University of Delhi, 57 p.
- SINCLAIR, H.D., COAKLEY, B.J., ALLEN, P.A. & WATTS, A.B. (1991).- Simulation of foreland basin using a diffusion model of erosion of mountain belt uplift and erosion: an example from the central Alps, Switzerland: *Tectonics*, **10**, 599-620
- SINHWAL, H., AGGARWAL, P.N., KING, G.C.P. & GAUR, V.K (1973).- Interpretation of measured movement at a Himalayan Nahan thrust. *Geoph. J. Royal. Astronom. Soc.*, **34**, 381-393.
- SOURIAU, M., VERGNE, M. & PINET, P. (1992).- Hydrographie fluviale et relief comme données pour modéliser érosion et tectonique. *Colloque D.B.T.*, Toulon, Décembre 1992, Thème 1, 2 p.
- STAFFINI, F., SPEZZAFERRI, S. & AGHIB, F. (1993).- Mud diapirs of the Mediterranean Ridge: sedimentological and micropaleontological study of the mud breccia. *Riv. It. Paleont. Strat.*, **99**, 225-254.
- STEIN, G.G. (1976).- Computation of azimuth, slope angles and surface normals over a given topography. *The South African Journal*, **58**, 2.
- SUPPE, J. (1983).- Geometry and kinematics of fault bend folding. *Am. Journal. of Scien.*, **283**, 6X472 1, Chicago.
- TANDON, S.K (1991).- The Himalayan Foreland: Focus on Siwalik Basin. in «Sedimentary Basins of India, Tectonic context». S.K. Tandon Charu C., Pant, S.M. Casshyap (Eds.), 171-201.
- TAPPONNIER, P., PELTZER, G. & ARMijo, R. (1986).- On the mechanics of the collision between India and Asia. In «*Collision Tectonics*», Ed. Coward and Riess, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **19**, 115-157.
- TAUXE, L & BADGLEY, C. (1988).- Stratigraphy and remanence acquisition of a paleomagnetic reversal in alluvial Siwalik rocks of Pakistan, *Sedimentology*, **35**, 697-715.
- TAUXE, L. & OPDYKE, N.D. (1982).- The time framework based on magnetostratigraphy for the Siwalik sediments of the Khaur area, Northern Pakistan. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **37**, 43-61.
- TAUXE, L, KENT, D.V. & OPDYKE, N.D. (1980).- Magnetic components contributing to the NRM of Middle Siwalik Red beds, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **47**, 279-284.
- TODTEN, H. (1976).- A mathematical model to describe surface erosion caused by overland flow, *Quantitative Slope Models*, edited by F. Ahnert. *Z. Geomorphol.*, suppl. **25**, 89-105.
- TOKUOKA, T. & YOSHIDA, M. (1984).- Some characteristics of the Siwalik (Churia) group in the Chitwan Dun, central Nepal.

Jour. of Nepal Geol. Soc., 4, 63-72.

- TOKUOKA, T., TAKAYASU, K., YOSHIDA, M. & HISATOMI, K. (1986).- The Churia Siwalik group of the Arung Khola area, West central Nepal. *Mem. Fac. Sc. Shimane Univ.*, 20, 135-210.
- TONDJI BIYO, J.J. (1993).- Chevauchements et bassins compressifs. Influence de l'érosion et de la sédimentation. Modélisation analogique et exemples naturels. Thèse de Doctorat de l'Université de Rennes. 409 pages.
- TURCOTTE, D.L. & SCHUBERT, G., (1982).- Geodynamics, Application of continuum Physics to Geological problems, John Wiley and Sons eds., 450 p.
- VALDIYA, K.S. (1984).- Aspects of Tectonics, focus on South-Central Asia. Tata Mc Graw-Hill Publishing Compagny Limited, New Dehli. 319 p.
- VISSER, C.F. & JOHNSON, G.D. (1978).- Tectonic control of the Late Pliocene Molasse sedimentation in a portion of the Jhelum re-entrant, Pakistan, *Geol. Rund.*, 67, 15-37.
- WADIA INSTITUTE OF HIMALAYAN GEOLOGY (1991).- The Siwalik fore-land basin (Dehra Dun - Nahan sector), excursion guide, Sp. Publ. n° 1, Dehra Dun, India, 61 p.
- WESTBROOK, G.K & SMITH, M.J. (1983).- Long décollements and mud volcanoes: evidence from the Barbados Ridge complex for the role of high pore fluid pressure in the development of an accretionary complex. *Geology*, 11, 279-283, Boulder.
- WILLET, S., BEAUMONT, C. & FULLSACK, P. (1993).- Mechanical model for the tectonics of doubly vergent compressional orogens. *Geology*, 21, 371-374.
- WILTSCHKO, D.V. (1979).- A mechanical model for thrust sheet deformation at a ramp. *J. Geophys. Research.*, 84, 1091-1104.
- XUAO, H.B., DAHLEN, F. & SUPPE, J. (1991).- Mechanics of Extensional Wedges. *J. Geoph. Res.*, 96, B6, 10301-10318.
- YAMANAKA, H. & YAGI, H. (1984).- Geomorphological development of the Dang Dun, Sub-Himalayan zone, southwestern Nepal. *J. Nepal Geol. Soc.*, 4, 151-160.
- YEATS, R.S. & LILLIE, R.J. (1991).- Contemporary tectonics of the Himalayan frontal fault system, fold, blind thrust and the 1905 Kangra earthquake. *Jour. Struct. Geol.*, 13, 215-225.
- YEATS, R.S., KHAN, S.H. & AKHTAR, M., (1984).- Late Quaternary deformation of the salt Range of Pakistan. *Bull. Soc. Geol. Am.*, 95, 958-966.
- YOSHIDA, M. & ARITA, K. (1982).- On the Siwalik observed along some routes in central Nepal. *J. Nepal Geol. Soc.*, 2, 59-66.
- ZHAO, W.L, DAVIS, D.M., DAHLEN, F.A. & SUPPE, J. (1986).- Origin of convex accretionary wedges: evidence from Barbados. *J. Geophys. Res.*, 91, B10, 10246-10258, Washington.
- ZOBACK, M.D. & BEROZA, G.C. (1993).- Evidence for near-frictionless faulting in the 1989 (M 6.9) Loma Prieta, California, earthquake and its aftershocks. *Geology*, 21, 181-185.
- ZOBACK, M.D., & 12 OTHERS. (1987).- New evidence on the state of stress of the San Andrea fault system. *Science*, 238, 1105-1111.

Table des matières

Introduction générale	4
1.- LES PRISMES D'ACCRETION	4
2.- LA MODELISATION DES PRISMES	6
3.- APPLICATION DU MODELE A L'EXEMPLE DES SIWALIK	7

Première partie Méthodologie

CHAPITRE 1

INTRODUCTION	8
--------------------	---

CHAPITRE 2

TECTONICS, EROSION AND SEDIMENTATION IN AN OVERTHRUST SYSTEM : A NUMERICAL MODEL

1.- INTRODUCTION	9
2.- MODEL PRINCIPLES	10
2.1. <i>Physical principles of balanced wedges</i>	10
2.2. <i>principles of diffusion</i>	13
2.3. <i>Behaviour of the underlying basement</i>	13
3.- MODULES AND PROCEDURES	13
3.1. <i>General algorithm</i>	13
3.2. <i>Geometry of the décollement and tectonic sheet surfaces</i>	13
3.3. <i>Calculation of the balanced wedge</i>	15
3.4. <i>Displacement algorithm</i>	16
3.6. <i>Tilting of the basement</i>	20
3.7. <i>Interaction of the kinematic model, the mechanical model, basement tilting and surface phenomena</i>	21
4.- CROSS-SECTIONS ALGORITHM	22
4.1. <i>Principles</i>	22
4.2. <i>Retrotectonics algorithm</i>	23
4.3. <i>Distinction between erosion surfaces and sedimentary sequence limit</i>	23
4.4. <i>Calculation of the finite geometry of piggy-back basins</i>	24
4.5. <i>Display of cross-sections</i>	24
5.- APPLICATION	24
6.- CONCLUSIONS	26

CHAPITRE 3

SEQUENCE DE PROPAGATION DES FAILLES DANS UN PRISME D'ACCRETION : UNE MODELISATION NUMERIQUE

1.- INTRODUCTION	28
2.- EQUILIBRE ET FORME CRITIQUE D'UN PRISME	29
2.1. <i>Hypothèses simplificatrices et description analytique du champ de contraintes</i>	29
2.2. <i>Fracturation -réactivation-décollement</i>	29
3.- MODELISATION.	30

3.1. Relation déplacement / déformation	30
3.2. Algorithme	31
4.- PRESENTATION DES RESULTATS.	31
5.- APPLICATION DU MODELE.	32
5.1. L'effet des variations latérales du pendage du plan de décollement	32
5.1.1. Paramètres	32
5.1.2. Résultats	33
5.2. L'effet d'échelle sur la séquence de propagation :	34
5.2.1. Variation de paramètres d'échelle	34
5.2.2. Résultats	34
5.3. Interprétation des blocs topographiques en terme de structures.	35
6.- CONCLUSION.	35

CHAPITRE 4

ELABORATION D'UN MODELE NUMERIQUE DE STRATIGRAPHIE

1.- INTRODUCTION	36
2.- MODELE DE TRANSPORT SUPERFICIEL	37
3.- MODELE DE FACIES DE SEDIMENTATION	37
4.- ALGORITHME.	38
4.1. Détermination de l'âge des corps sédimentaires.	38
4.2. Détermination de l'épaisseur des corps sédimentaires	39
4.3. Caractérisation des faciès	39
5.- PROCEDURES	39
6.- CONCLUSIONS	41

CHAPITRE 5

TRAITEMENT MORPHOMETRIQUE DE MODELE NUMERIQUE DE TERRAIN AU FORMAT SURFER

1.- INTRODUCTION	42
2.- CALCUL DES FICHIERS DERIVES.	42
2.1. Calcul des classes de pentes	42
2.2. Calcul des classes de répartition spatiale des versants (exposition).	43
3.- ALGORITHME	43
3.1. Importation et sauvegarde des fichiers.	43
3.2. Classes d'exposition	45
3.3. Classes de pentes	45
3.4. Lissage des images calculées	45
4.- CONCLUSION	46

CHAPITRE 5

CONCLUSIONS	47
-------------------	----

Seconde Partie

Application du modèle numérique à un prisme d'accrétion intracontinental: le cas des Siwalik, bordure méridionale de la chaîne himalayenne

CHAPITRE 1

INTRODUCTION	50
--------------------	----

CHAPITRE 2

STRATIGRAPHIE DU BASSIN INDO-GANGETIQUE ET DE LA CHAÎNE DES SIWALIK

1.- PRESENTATION GENERALE DU CADRE D'ETUDE	52
2.- MORPHOLOGIE DE LA CHAÎNE SIWALIK	52
3.- MATERIAUX CONSTITUTIFS DE LA SERIE SIWALIK.	52
3.1. <i>Les sédiments Siwalik : Une épaisse série synorogénique</i>	52
3.2. <i>La série Siwalik inférieur.</i>	53
3.3. <i>La série Siwalik Moyen.</i>	54
3.4. <i>La série Siwalik Supérieur.</i>	55
3.5. <i>Les dépôts post-Siwalik.</i>	57
4.- L'ORIGINE DES LIMITES ENTRE FORMATIONS.	58

CHAPITRE 3

STRUCTURAL AND THERMAL EVOLUTION OF THE SIWALIKS OF WESTERN NEPAL

1.- INTRODUCTION	59
2.- THE STRUCTURAL PATTERN	59
3.- VITRINITE REFLECTANCE OF THE ORGANIC MATTER.	63
4.- CONCLUSION	64

CHAPITRE 4

RECENT MOUVEMENTS ALONG THE MAIN BOUNDARY THRUST OF THE HIMALAYAS. NORMAL FAULTING IN AN OVER-CRITICAL THRUST WEDGE?

1.- INTRODUCTION	65
2.- THE SURKHET -GHORAHİ FAULT	66
2.1. <i>Tectonic setting</i>	66
2.2. <i>Micro-structural analysis</i>	66
3.- STATE OF STRESS IN A THRUST WEDGE	70
3.1. <i>The wedge model</i>	70
3.2. <i>Calibration of the Himalayan data</i>	70
3.3. <i>Stress orientation within thrust wedges</i>	72
4.- THE STATE OF STRESS WITHIN THE HIMALAYAN WEDGE	73
5.- FAULT REACTIVATION	73
5.1. <i>The anisotropic Mohr-Coulomb criterion</i>	73
5.2. <i>Fluid pressure along faults and décollement</i>	74
5.3. <i>Controls of over-critical wedges</i>	74
5.4. <i>Over-critical wedges and isostatic rebounds</i>	74
5.5. <i>Fluid pressure and erosion</i>	74
5.6. <i>Local changes in dip along the basal décollement</i>	75
6.- LATERAL EVOLUTION IN THE STABILITY OF THE HIMALAYAN BELT	76
7.- CONCLUSION	76

CHAPITRE 5

CONTROL ON THRUST TECTONICS IN THE HIMALAYAN FOOTHILLS : VIEW FROM A NUMERICAL MODEL

1.- INTRODUCTION	77
2.- THE SIWALIK BELT : FORELAND BASIN OF THE HIMALAYAS	78
2.1. <i>Structural context of the Siwalik.</i>	78
2.2. <i>Lateral variations of Himalayan thrust structures.</i>	78
2.3. <i>Deformation and shortening direction.</i>	80
2.4. <i>The Siwalik wedge.</i>	80
2.5. <i>Structural evolution of thrusts.</i>	81
2.7. <i>Facies organisation.</i>	82
3.- A NUMERICAL MODEL OF A THRUST SYSTEM	82

3.1. Principles	82
3.2. Transitional state and steady-state tectonic evolution	84
4.- APPLICATION OF THE MODEL TO THE SIWALIK	85
4.1. How to fit the parameter values?	85
4.2. Control of transitional and steady-state type evolution	87
4.3. Effects of varying parameters	88
5.- CONCLUSION	90

CHAPITRE 6

STRUCTURE DE LA TERMINAISON LATÉRALE DU DUN DE DANG-TULSIPUR (NEPAL OCCIDENTAL)

1.- INTRODUCTION	94
2.- MORPHOLOGIE DE LA CHAÎNE SIWALIK	95
3.- PRÉSENTATION DU MODÈLE NUMÉRIQUE DE TERRAIN (MNT)	95
3.1. Définition du MNT	95
3.2. Principes de calcul des fichiers dérivés	95
4.- PREMIER EXEMPLE : LE MDT AU NIVEAU DE LA SARDA KHOLA	96
4.1. Localisation de la zone d'étude	96
4.2. Analyse du MNT	96
4.2.1. Classes de pentes	96
4.2.2. Classes d'expositions	96
4.3. Interprétation et conclusion	97
5.- DEUXIÈME EXEMPLE : VIRGATION DU FRONT DU MDT	97
5.1. Localisation et description de la zone étudiée	97
5.2. Analyse du MNT	98
5.2.1. Classes de pentes	98
5.2.2. Classes d'expositions et système hydrographique	100
5.3. Corrélation des fichiers	100
5.4. Interprétation structurale	101
6.- DISCUSSION	101

CHAPITRE 7

L'ÉVOLUTION DES BASSINS TRANSPORTÉS D'UN SYSTÈME CHEVAUCHANT : UN EXEMPLE D'INTERACTIONS ENTRE LA TECTONIQUE, L'ÉROSION ET LA SÉDIMENTATION

1.- INTRODUCTION	103
2.- MODÉLISATION	103
2.1. Modèle du prisme	103
2.1.1. Cinématique des prismes	104
2.1.2. Principes physiques de l'équilibre des prismes	104
2.1.3. Principes de la diffusion	104
2.1.4. Comportement du socle sous-jacent	104
2.1.5. Mise en œuvre du modèle	105
2.2. Modèle de faciès de sédimentation	105
3.- EXEMPLE D'APPLICATION : LE DÉVELOPPEMENT DES BASSINS TRANSPORTÉS DANS LA CHAÎNE DES SIWALIK	105
3.1. Secteur de Nahan-Dehra Dun (Inde)	105
3.2. Stratigraphie	107
3.3. Estimation des paramètres	108
3.3.1. Vitesse de raccourcissement	108
3.3.2. Basculement du substratum	108
3.3.3. Paramètres d'érosion	108
3.3.4. Paramètres mécaniques	108
3.4. Démarche expérimentale	108
3.5. Présentation des résultats	108
3.5.1. Vitesse de sédimentation	109
3.5.2. Granotendance et évolution de la vitesse de sédimentation	111
3.5.3. Lacunes de sédimentation	111
4.- DISCUSSION	111

4.1. <i>Résumé des résultats numériques</i>	111
4.2. <i>Prédiction des modèles</i>	111
4.3. <i>Les phénomènes contrôlant la surrection de l'Himalaya</i>	112

CHAPITRE 8 CONCLUSIONS

1.- LES SYSTEMES CHEVAUCHANTS	114
2.- LA CHAÎNE DES SIWALIK ET LA CHAÎNE HIMALAYENNE	116

ANNEXES

ANNEXE 1: RECENT MOUVEMENTS ALONG THE MAIN BOUNDARY THRUST OF THE HIMALAYAS. NORMAL FAULTING IN AN OVER-CRITICAL THRUST WEDGE?	119
ANNEXE 2: CONTROL OF THRUST TECTONICS IN THE HIMALAYAN FOOTHILLS: A VIEW FROM A NUMERICAL MODEL.	119
<i>Appendix 1: the critical wedge model</i>	119
<i>Appendix 2: fault reactivation</i>	119
<i>Appendix 3: Erosion/sedimentation model</i>	120
ANNEXE 3: APPLICATION D'UN MODELE NUMERIQUE DE TERRAIN A LA CHAÎNE DES SIWALIK AU NEPAL OCCIDENTAL: IMPLICATIONS GEODYNAMIQUES.	122
1) <i>Calcul des classes de pentes</i>	122
2) <i>Calcul des classes de répartition spatiale des versants (exposition)</i>	122

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	123
-----------------------------------	-----

GEOLOGIE ALPINE
MEMOIRE H.S.

- | | | |
|------|--|--------|
| T. 1 | MARTIN (S). 1960. - Les pécoptéridées du Bassin houiller de la Mure (Isère). Leur signification stratigraphique. 126 p..... | épuisé |
| T. 2 | SARROT-REYNAULD (J). 1961. - Etude géologique du Dôme de la Mure (Isère) et des régions annexes. T 1 : Le socle cristallin de la couverture paléozoïque. 215 p. Thèse d'Etat. Grenoble I..... | épuisé |
| T. 4 | VIALON (P). 1966. - Etude géologique du Massif cristallin Dora-Maira, Alpes cottiennes internes (Italie). 282 p. Thèse d'Etat. Grenoble I..... | épuisé |
| T. 5 | CHEYLAN (G). 1966. - Etudes géologiques des aménagements hydrauliques de la compagnie du Bas-Rhône-Languedoc. 343 p. Thèse d'Etat. Grenoble I..... | épuisé |
| T. 6 | RADELLI (L). 1967. - Géologie des Andes Colombiennes. 457 p. Thèse d'Etat. Grenoble. I | épuisé |
| T. 7 | SCHNEIDER (B). 1967. - Contribution à l'étude des massifs de fondation de barrages. 242 p. Thèse de Docteur Ingénieur Grenoble I..... | 80 FF |
| T. 8 | COLLOQUE sur l'hydrogéologie karstique du Massif du Vercors. GRENOBLE le 16 Novembre 1968. Tome I (100 p.) et II (p 101 à 186)..... | épuisé |
| T. 9 | ANTOINE (P). 1971. - La zone des brèches de Tarentaise entre Bourg-Saint-Maurice (Vallée de l'Isère) et la frontière Italo-Suisse. 367 p. Thèse d'Etat. Grenoble I..... | 100 FF |
| T.10 | GIRAULT (J). 1976. - Méthodes d'étude des cristaux transparents par immersion. 86 p..... | 60 FF |
| T.11 | ARNAUD-VANNEAU. 1980. - Micropaléontologie, paléoécologie et sédimentologie d'une plate-forme carbonatée de la marge passive de la Téthys : L'Urgonien du Vercors septentrional et de la Chartreuse (Alpes occidentales). Volumes 1 (267 p.), 2 (269 à 874) et 3 (19 p. + 113 pl.). Thèse d'Etat Grenoble I..... | épuisé |
| T.12 | ARNAUD (H). 1981. - De la plate-forme urgonienne au bassin vocontien. Le barrémobédoulien des Alpes occidentales entre Isère et Buëch. Vol 1 (311 p.), 2 (314 à 804) et 3 (19 p. + 115pl.). Thèse d'Etat Grenoble I..... | épuisé |
| T.13 | COLLOQUE A.G.S.E. "Le détritisme dans le S.E de la France". Grenoble, 11 et 12 Décembre 1986. Institut Dolomieu. Volume 1. 469 p..... | épuisé |
| T.14 | COLLOQUE A.G.S.E. "Le détritisme dans le S.E de la France". Grenoble, 10 et 11 Décembre 1987. Institut Dolomieu. Volume 2. 305 p..... | épuisé |
| T.15 | COLLOQUE A.G.S.E. " Risques naturels dans le S.E de la France". Avignon, 19 et 20 Octobre 1989. 251 p..... | épuisé |
| T.16 | 6ième COLLOQUE HIMALAYA-KARAKORUM-TIBET. Auris-en-Oisans, 20-23 Mars 1991. 97 p..... | épuisé |
| T.17 | COLLOQUE INTERNATIONAL sur les événements de la limite Cénomanién-Turonien. Grenoble, 24-26 Mai 1991. 129 p..... | 150 FF |
| T.18 | COLLOQUE A.G.S.E. " Enregistrement de l'Eustatisme sur les marges Ouest-Tethysiennes au Mésozoïque". Lyon, 23 et 24 Novembre 1989. 136 p..... | épuisé |
| T.19 | GUILLOT (S). 1993. - Le granite de Manaslu (Népal central). Marqueur de la subduction et de l'extension intracontinentales himalayennes. Etude structurale, métamorphique et géochimique. 97 p. + annexes. Thèse d'Université. Grenoble I..... | 150 FF |

T.20	Lower Cretaceous cephalopod biostratigraphy of the western Tethys : Recent developments, regional synthesis and outstanding problems. IGCP 262 : Tethyan Cretaceous Correlations. Lower Cretaceous Cephalopod Team. 1994 . 320p.....	450 FF
T.21	DARMENDRAIL (X). 1994. - Déformation récente et actuelle des Alpes occidentales. Mise en évidence, caractérisation et quantification par analyse géomorphologique et comparaison des mouvements. 174 p. Thèse d'Université Chambéry.....	150 FF
T23	CHALARON (E). 1994. - Modélisation numérique et signature géologique des interactions entre tectonique, érosion et sédimentation dans l'avant-pays Himalayen. 134p. Thèse Université Grenoble I	150 FF

GEOLOGIE ALPINE BULLETIN

T. 33 - 1956.....	50 FF	T. 52 - 1976.....	60 FF
T. 34 - 1958.....	50 FF	T. 53 - 1977 - Fasc 1	50 FF
T. 35 - 1959.....	50 FF	T. 53 - 1977 - Fasc 2	50 FF
T. 36 - 1960.....	50 FF	T. 54 - 1978.....	60 FF
T. 37 - 1961.....	50 FF	T. 55 - 1979	80 FF
T. 38 - 1962.....	50 FF	T. 56 - 1980.....épuisé.....	
T. 39 - 1963.....	50 FF	T. 57 - 1981.....	120 FF
T. 40 - 1964.....	50 FF	T. 58 - 1982.....	140 FF
T. 41 - 1965.....	50 FF	T. 59 - 1983.....	120 FF
T. 42 - 1966.....	50 FF	T. 60 - 1984.....	120 FF
T. 43 - 1967.....	50 FF	T. 61 - 1985 épuisé	
T. 44 - 1968.....	50 FF	T. 62 - 1986.....	120 FF
T. 45 - 1969.....	60 FF	T. 63 - 1987.....	120 FF
T. 46 - 1970.....	60 FF	T. 64 - 1988.....	120 FF
T. 47 - 1971 - Fasc 1	50 FF	T. 65 - 1989.....	130 FF
T. 47 - 1971 - Fasc 2	50 FF	T. 66 - 1990.....	120 FF
T. 48 - 1972 - Fasc 1	50 FF	T. 67 - 1991.....	130 FF
T. 48 - 1972 - Fasc 2	50 FF	T. 68 - 1992.....	130 FF
T. 49 - 1973.....	60 FF	T. 69 - 1993.....	100 FF
T. 50 - 1974.....	60 FF	T. 70 - 1994. Thèse TALAVERA	130 FF
T. 51 - 1975.....	60 FF		

GEOLOGIE ALPINE SERIE SPECIALE "COLLOQUES ET EXCURSIONS"

N°1	Géoatelier Alpin. Résumés. Grenoble, 12-13 Novembre 1992. 105 p.....	épuisé
N°2	Mesure de la déformation récente et actuelle. Résumés. Chambéry 18-19 Mai 1993. 54p.	60 FF
N°3	ODP Leg 143 post-cruise meeting. Field-trip. Grenoble, 1-4 Juillet 1993. 106 p.....	100 FF
N°4	Les Bassins d'avant-chaînes. Résumés. Séance de la Société Géologique de France. Grenoble, 21-22 Novembre 1994. 111 p.....	120 FF

