

Étude géométrique et expérimentale d'un bassin transporté : exemple du synclinorium de l'Alto Beni (Andes centrales)

par PATRICE BABY*, BERNARD COLLETTA** et DAVID ZUBIETA***

Mots-clés. – Bassin transporté, Chevauchements, Tectonique synsédimentaire, Coupe équilibrée, Modélisation analogique, Tomographie, Andes centrales, Zone subandine, Bolivie, Alto Beni.

Résumé. – L'étude régionale de la zone subandine du nord de la Bolivie a permis de mettre en évidence un bassin transporté d'âge néogène – le bassin de l'Alto Beni – et d'en définir la géométrie structurale et l'environnement sédimentaire. Ce bassin correspond à un synclinorium où se sont déposés jusqu'à 7 000 m de sédiments continentaux synorogéniques. La construction d'une coupe équilibrée montre qu'il a été transporté à l'avant d'un important « duplex », et au dos d'un chevauchement d'échelle régionale. La réalisation d'un modèle analogique synsédimentaire, adapté au contexte régional de l'étude, a permis de comprendre la genèse et la structure de ce type de bassin transporté. Le modèle a été construit et déformé progressivement, sous des conditions de gravité normales, à l'intérieur du module de déformation *Structurator* qui a été conçu pour fonctionner dans le champ d'investigation d'un tomographe à rayons X. L'acquisition d'images tomographiques de coupes sériées et de coupes « temps » a permis de faire une analyse géométrique et cinématique de la déformation. Dans l'expérimentation, le bassin transporté se développe au cœur d'un synclinal se structurant au toit du « duplex ». Le développement des bordures du synclinal est synchrone du raccourcissement du « duplex » qui constitue donc le « moteur » de la structuration du bassin. La modélisation montre comment les phénomènes d'érosion et de sédimentation contrôlent la géométrie de certaines failles, et la séquence de propagation des chevauchements.

Le bassin de l'Alto Beni constitue un prototype naturel de bassin transporté dont la structure profonde et le développement peuvent être comparées directement à une modélisation analogique. Son dispositif structural semble pouvoir s'appliquer à d'autres exemples naturels.

Geometric and experimental study of a piggyback basin : example of the Alto Beni synclinorium (Central Andes)

Key-words. – Piggyback basin, Thrusts, Synsedimentary tectonics, Balanced cross-section, Analog sandbox experiment, Tomography, Central Andes, Subandean Zone, Bolivia, Alto Beni.

Abstract. – Regional study of the northern Subandean Zone of Bolivia provided evidence of a Neogene piggyback basin – the Alto Beni basin – and allowed to define its structural geometry and its sedimentary environment. This basin corresponds to a synclinorium filled with 7 000 m of continental synorogenic sediments. The construction of a balanced cross section shows that the basin was carried piggyback on a major thrust sheet, and in front of a duplex. A synsedimentary analog sandbox experiment, suited to the regional context of the study, permitted us to explain the genesis and the structure of this type of piggyback basin. The model was performed in a normal gravity field, and was gradually shortened in the deformation box *Structurator*; designed to use the X-ray tomography technique. Acquisition of tomographic images of serial cross sections and « time » cross sections made possible a geometric and kinematic analysis of the deformation. In the experiment, the piggyback basin develops in the core of a syncline which is structuring on the roof thrust of the duplex. The development of the syncline borders synchronizes with the duplex shortening which constitutes the « motor » of the basin formation. The modelling shows how the erosion and sedimentation process control the geometry of some faults, and the sequence of thrusts.

The Alto Beni basin constitutes a natural prototype of piggyback basin whose deep structure and development can be directly compared to an analog modelling. Its mechanism of development should be applied to other natural examples.

ABRIDGED ENGLISH VERSION

Piggyback basins are « sedimentary basins that formed on active thrust sheets » [Ori and Friend, 1984].

The purpose of this paper is to present the regional study of the Alto Beni piggyback basin, an analog sandbox modelling that simulates the development of this basin, and the geometric and kinematic analyses which follow from this experiment.

The Alto Beni basin : geometric and tectonosedimentary analysis

The Alto Beni basin is located in a foreland fold and thrust belt – the northern Subandean Zone of Bolivia (fig. 1) – which forms the eastern edge of the central Andes mountains [Davila *et al.*, 1965; Martinez, 1980; Oller, 1986; Roeder, 1988; Baby *et al.*, 1989; Baby, Moretti *et al.*, 1995; Baby, Specht *et al.*, 1995] and developed during the Neogene [Martinez, 1980; Oller, 1986; Sempere *et al.*, 1990].

This basin corresponds to a synclinorium (350 km long and 30 km wide) filled with 7 000 m of continental synorogenic sediments and is drained by the Rio Alto Beni (fig. 2).

The pre-orogenic stratigraphic series involved in thrusting (fig. 3) consists of a practically continuous series from Ordovician to Permian, thinned out and bevelled towards the foreland, and unconformably covered by Jurassic sandstones [Oller and Sempere, 1990].

Synorogenic Neogene deposits (fig. 3) overlay unconformably the Jurassic sandstones, and consist of 4 continental sequences [Oller, 1986 and 1992] whose ages are more or less constrained [Marshall and Sempere, 1991].

Construction of balanced cross sections has been made possible due to surface mapping, reflection seismic data, and drilling information provided by the Bolivian Oil Company YPF. The balanced cross section of the figure 4 is well constrained and crosses the deeper part of the Alto Beni basin. The thrust system geometry is characterized by imbricate fans, fault propagation folds, and an important duplex. The main detachments are located in the base of the

* ORSTOM – LGCA, Institut Dolomieu, 15 rue Maurice Gignoux, 38031 Grenoble cedex – France.

** IFP, 1 et 4 avenue de Bois-Préau, BP 311, 92506 Reuil Malmaison cedex, France.

*** YPF, CC 1659, Santa Cruz, Bolivie.

Manuscrit déposé le 19 janvier 1995 ; accepté après révision le 16 mai 1995.



Ordovician and in the base of the Devonian. In the eastern part of the Subandean Zone, surface mapping and seismic reflection data show that the detachment located in the base of the Devonian disappears. In our balanced cross section (fig. 3), the amount of shortening is 70 km, 50 %.

The Alto Beni synclinorium forms the western part of the Subandean Zone (fig. 2). Its western limb constitutes the roof of a duplex which develops in the Ordovician series, and its eastern limb corresponds to a major fault propagation fold (El Pelado Anticline). The axial part of this synclinorium is deformed by the Lliquimuni Anticline (fig. 5).

In the basin borders, surface and seismic data show important variations of sedimentary thicknesses related to thrusting deformation. On the Pelado structure, Rock-Eval analyses – data of type and evolution of rocks organic matter [Espitalié *et al.*, 1985] – have shown an immature source rock, suggesting that it never was buried under Tertiary sediments [Baby, Moretti *et al.*, 1995]. These data show that the Pelado structure developed as an early thrust which formed the orogenic front and carried the Alto Beni piggyback basin.

Further east, seismic data record a Tertiary section that is uniform in thickness, suggesting that Neogene sediments deposited in a foreland basin and were deformed lately by thrusting.

Experimental approach

Recent synsedimentary experimental studies have shown the importance of erosion and sedimentation in thrust structure, and have reproduced various styles of compressional basins [Cobbold *et al.*, 1993; Tondji Biyo, 1993; Malavieille *et al.*, 1993].

In our study, sandbox experiments are used to simulate synsedimentary deformation with continental environment, in fold and thrust belt (brittle deformation). In this paper, we show only the more significant analog modelling where a piggyback basin similar to the Alto Beni basin develops.

The model was shortened in a normal gravity field, with a sandbox called *Structurator* designed and built (at the Institut Français du Pétrole) to use computerized X-ray tomography [Colletta *et al.*, 1991]. Three sorts of granular material – with Mohr Coulomb properties – (sand, glass powder and glass microbeads; see table I), and one viscous Newtonian material (silicone putty, see table II) were used. Scaling theories using granular and viscous materials have been subjected to several publications [Hubbert, 1937; Mandel, 1962; Ramberg, 1981] and applied to numerous experimental studies [Malavieille, 1984; Mulugeta, 1988; Ballard, 1989; Cobbold *et al.*, 1989; Davy et Cobbold, 1991]. Scaling parameters used in our experiment are presented in table III.

Boundary conditions of our analog modelling are constrained by the structural and sedimentologic study of the Alto Beni piggyback basin. Geometric characteristics of the model are shown in the figure 6. Erosion and sedimentation have been simulated manually every three hours.

X-ray tomography has been used to :

- follow the evolution of structure with periodic acquisitions during deformation (every 30 min.);
- analyze the three-dimensional geometry with contiguous cross sections (every 3 mm) parallel to the transport direction.

Experimental results

The deformation stage most faithful to the geometry of the Alto Beni basin is obtained after a 20 % shortening of the model. It was subjected to a three-dimensional analysis (fig. 7).

The cross section of the figure (7A and A') shows this basin was structuring in front of a duplex, in the core of a syncline bounded by a frontal thrust and a backthrust which accommodated the shortening of the duplex. The duplex roof thrust developed in the silicone putty layer and its floor thrust in the microbeads layer.

The lateral evolution of the piggyback basin and duplex geometry is illustrated by an horizontal cross section (fig. 7B and B') and by serial cross sections (fig. 8).

To better understand propagation mechanisms of the piggyback basin, structural geometry was analyzed using tomography images taken at various stages of the shortening in the central part of the model (fig. 9).

Discussion

The kinematic analysis of our experiment shows that the piggyback basin corresponds to a syncline progressively structured and filled by sediments in front of a duplex. The shortening in the duplex is accommodated in the roof sequence by forethrusts and backthrusts which forms the borders of the syncline. The piggyback basin began to be well structured at 8,5 % shortening.

The duplex can be considered as the « motor » of the piggyback basin formation ; it generates the basin and provides sediments eroded from its reliefs.

The size of the piggyback basin is controlled by the surface of the roof thrust of the duplex. The basin becomes deeper according to the deformation intensity.

In our model, the piggyback basin cannot develop without a sedimentation and an erosion concomitant of the shortening ; this is line with another experimental study [Tondji Biyo, 1993]. We have observed two principal effects of sedimentation and erosion :

1) the sedimentation permits the vertical propagation of the frontal thrust and therefore the deepening of the piggyback basin. Without sedimentation, some analogic experiments have shown that a duplex can develop but not a syncline [Guillier *et al.*, 1995];

2) erosion and sedimentation phenomena control the propagation sequence of thrusts (see fig. 10). Locking and resumption of the thrust propagation in the basin borders can generate erosional surfaces and unconformities ; we have

therefore an interaction between tectonics and process of erosion-sedimentation.

At the scale of the Alto Beni syncline, we can compare the actual geometry to the results of our experiment at 19% shortening (fig. 11). In each case, we can observe :

- a basin developed and carried in front of a duplex, and synchronized with the duplex shortening ;
- a similar geometry of the sedimentary filling and an inclination of the basin towards the foreland ;
- a complex frontal thrust which evolves vertically near the surface.

In the analogic modelling, the piggyback basin (fig. 11A) results entirely from the accommodation of the duplex shortening, but in our first balanced cross section (fig. 11B), the frontal thrust does not branch in the roof thrust of the duplex. From our experimental results, we propose a new interpretation of the deep structure of the piggyback basin (fig. 11C).

Importance of duplex structures in the development of foreland basin have been shown [Banks and Warburton, 1986]. These frontal structures can be compared with the Alto Beni duplex.

The piggyback basins are numerous, but poorly described. We have chosen two examples (fig. 12) to compare with the Alto Beni piggyback basin : the Po basin in the Apennine [Ori and Friend, 1984], and the Iglesia basin in the Argentinian Cordillera [Beer *et al.*, 1990].

The Po basin is an external piggyback basin, close to the foreland basin, and whose structure differs from that of the Alto Beni basin.

The Alto Beni and Iglesia basins are very similar, not only in their geodynamic context, but also in their structural geometry and genesis.

Conclusions

Our regional and experimental studies have permitted to show a piggyback basin with original geometric and genetic characteristics. This type of basin develops in the roof sequence of a duplex. The geometry of the piggyback basin depends directly on the intensity of the duplex deformation. Erosion and sedimentation phenomena control not only the thrust geometry but also the thrusts propagation sequence.

This type of piggyback basin can form a good petroleum system. Thick accumulations of sediments during the Neogene, in the Alto Beni synclinorium, can permit burial maturation of source rocks and expulsion of hydrocarbons towards the thrust structures of the basin borders.

Another type of synsedimentary analogic modelling has shown the importance of compressive basins [Cobbold *et al.*, 1993 ; Malavieille *et al.*, 1993]. As mentioned by Cobbold *et al.*, these basins occur systematically in the experiments, but are poorly described in nature. A better knowledge of the internal zones of the mountain ranges would permit to study new examples of piggyback basins.

INTRODUCTION

Les bassins transportés (piggyback) sont des bassins synorogéniques qui se forment dans un contexte de tectonique chevauchante. Ils ont la particularité de se développer et de se remplir au dos d'une nappe en mouvement [Ori et Friend, 1984], ils sont donc synchrones de la déformation et peuvent constituer un bon enregistrement de son histoire.

Dans le but d'étudier les causes et les mécanismes de genèse de ce type de bassin, à la fois transporté et soulevé lors d'une tectonique dominée par des raccourcissements horizontaux et des épaissements crustaux, nous avons réalisé une modélisation analogique dont les conditions aux limites ont été fixées à partir d'un exemple concret. On se propose ici de présenter, dans un premier temps, l'étude du bassin de l'Alto Beni (nord des Andes de Bolivie) qui a guidé et contraint la réalisation de cette modélisation, et dans un deuxième temps, les résultats expérimentaux et les conclusions géométriques et cinématiques qui en découlent.

I. — LE BASSIN DE L'ALTO BENI : ANALYSE GÉOMÉTRIQUE ET TECTONOSÉDIMENTAIRE

A) Cadre géologique

Le bassin de l'Alto Beni se situe dans la zone subandine du nord de la Bolivie qui correspond à la zone externe orientale des Andes centrales entre 17°S et 13°S (fig. 1).

La zone subandine a été structurée par un système de chevauchements d'avant-pays [Davila *et al.*, 1965, Martinez, 1980 ; Oller, 1986 ; Roeder, 1988 ; Baby *et al.*, 1989 ; Baby, Moretti *et al.*, 1995 ; Baby, Specht *et al.*, 1995], entre l'Oligocène supérieur et l'Actuel [Martinez, 1980 ; Oller, 1986 ; Sempere *et al.*, 1990], alors que s'accumulaient de grandes épaisseurs de sédiments continentaux. Ces dépôts néogènes, qui se déposaient dans l'avant-pays et dans la zone subandine, semblent avoir fortement influencé la structuration.

Le bassin étudié correspond à un synclinorium de 350 km de long sur 30 km de large (fig. 2), drainé actuellement par le Rio Alto Beni, et où se sont accumulés jusqu'à 7 000 m de sédiments synorogéniques. Il occupe toute la moitié occidentale de la zone subandine et est limité sur sa bordure externe par un chevauchement majeur.

B) Stratigraphie et lithologie des séries impliquées (fig. 3)

La série sédimentaire antéorogénique, impliquée dans les chevauchements qui ont structuré le bassin de l'Alto Beni, correspond à une série paléozoïque pratiquement continue — de l'Ordovicien au Permien — biseauté vers l'avant-pays et recouverte en discordance par des grès jurassiques.

Les formations ordoviciennes et dévoniennes sont des séries de plate-forme marine, caractérisées par une alternance de niveaux gréseux et argileux. Cette lithologie est favorable à la création simultanée de plusieurs surfaces de décollement et donc au développement de structures complexes,

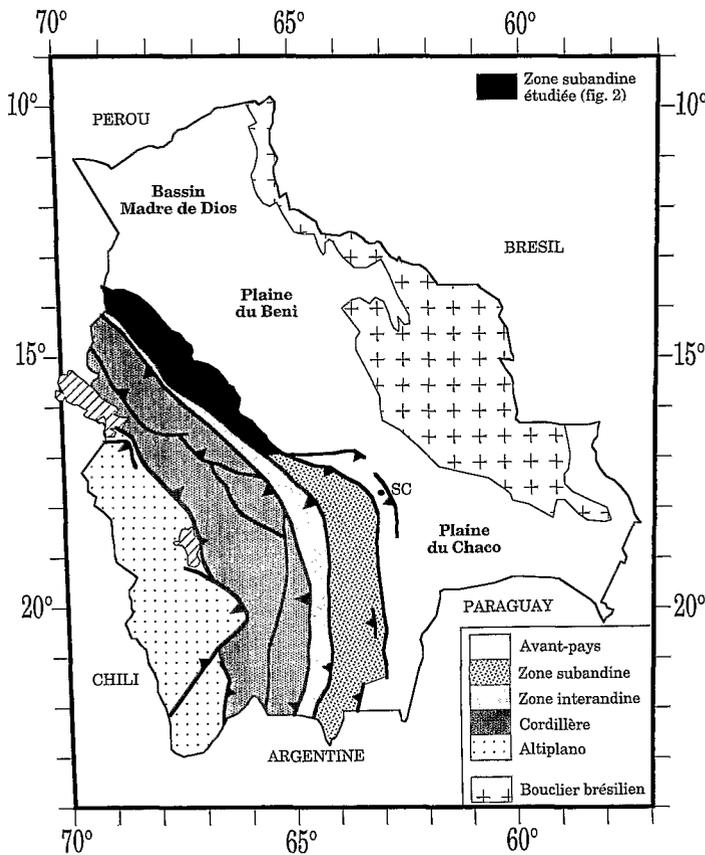


FIG. 1. – Carte tectonique de Bolivie et localisation de la région étudiée : zone subandine du nord de la Bolivie.

FIG. 1. – *Tectonic map of Bolivia and location of the study area : Subandean zone of northern Bolivia.*

de type « duplex » par exemple. Ces formations paléozoïques ne présentent aucune trace de l'orogénèse hercynienne.

Le Carbonifère se caractérise par une brusque variation de faciès marquée par l'apparition de diamictites pouvant former très localement un niveau de décollement. Les faciès et la géométrie des corps sédimentaires doivent leur complexité à une ambiance de dépôt glacio-marine [Sempere, 1990].

Le Permien est constitué d'une alternance de marnes, de calcaires et de grès correspondant à des dépôts de plateforme marine. Les marnes constituent dans certaines structures d'importants niveaux de décollement.

Vers le NE, on observe une diminution d'épaisseur de l'Ordovicien, ainsi qu'un biseautage progressif des séries permienues, carbonifères et dévoniennes sous la discordance des grès jurassiques – séquence fluvio-éolienne – de la formation Beu [Oller et Sempere, 1990].

Sur cette série antéorogénique, reposent en discordance les sédiments continentaux d'avant-chaîne déposés depuis l'Oligocène supérieur [Sempere *et al.*, 1990] et contemporains de la structuration des Andes. Ces sédiments néogènes (fig. 3) forment quatre grandes séquences sédimentaires [Oller, 1986] séparées par des discontinuités d'échelle régionale connues dans l'ensemble de la zone subandine bolivienne [Oller, 1992]. Les âges des deux premières séquences sont relativement bien contraints [Marshall et Sempere, 1991], mais ceux des deux séquences supérieures sont plus approximatifs.

C) Dispositif structural

Pour étudier le dispositif géométrique du bassin de l'Alto Beni et ses relations avec la structuration de la zone subandine, nous avons construit plusieurs coupes équilibrées traversant toute la zone subandine, à partir de relevés de terrain et des données de sous-sol (sismique industrielle et forages) fournies par la compagnie pétrolière d'état bolivienne YPFB.

Nous présentons ici la coupe la mieux contrainte (fig. 4), c'est à dire qui intègre le plus d'informations. Elle a été construite le long de l'unique route traversant toute la zone subandine du nord de la Bolivie – ce qui a facilité les relevés de terrain –, et à partir de trois sections sismiques (non publiées) et de deux forages (voir localisations sur fig. 2 et 4). Cette coupe, passant par la partie la plus profonde du bassin de l'Alto Beni, montre que la zone subandine est ici structurée par d'importants chevauchements dont le rejet dépasse souvent la dizaine de kilomètres. Ces chevauchements, qui forment, soit de simples imbrications, soit des plis par propagation de faille, se branchent sur un décollement qui se situe à la base de la série sédimentaire paléozoïque (Ordovicien) et qui plonge de 6° vers l'ouest. La base du Dévonien constitue un autre décollement d'importance régionale, actif uniquement dans la partie interne – sous le bassin de l'Alto Beni (fig. 5) – où il forme le décollement de toit d'un important « duplex ». Dans la partie orientale de la zone subandine, la cartographie [Oller, 1986] et la sismique montrent que les chevauchements se branchent directement sur le niveau de décollement principal situé à la base de l'Ordovicien. La disparition du niveau de décollement de la base du Dévonien peut être due à une variation latérale de faciès (faciès plus gréseux), ou tout simplement à l'érosion du biseau sédimentaire paléozoïque sous la discordance du Mésozoïque. Les autres décollements impliqués localement dans certaines structures de la zone subandine se trouvent dans le Carbonifère et le Permien.

D'après l'équilibrage de cette coupe, le taux de raccourcissement total de la zone subandine est d'environ 50 %, soit 70 km.

Le bassin de l'Alto Beni est une structure interne puisqu'il occupe pratiquement toute la moitié occidentale de la zone subandine (fig. 2). Il correspond à un synclinorium structuré et rempli de sédiments d'avant-chaîne durant le Néogène (fig. 5). Il est déformé dans sa partie axiale par l'anticlinal de Lliquimuni. Son flanc occidental constitue le toit d'un « duplex » qui s'est développé dans la série ordovicienne. Son flanc oriental correspond au dos d'un plis par propagation de faille d'échelle régionale (anticlinal El Pelado).

D) Relations tectonique-sédimentation

La disposition et la géométrie des séquences sédimentaires néogènes à l'intérieur du synclinorium de l'Alto Beni montrent que ces dépôts sont contemporains de la déformation andine. En effet, la sismique et les relevés de terrain mettent en évidence d'importantes variations d'épaisseur des séquences sédimentaires tertiaires d'un flanc à l'autre du synclinorium (fig. 5). Des analyses Rock-Eval – permettant d'avoir des informations sur le type de matière organique des roches et leur état d'évolution [Espitalié *et al.*, 1985] – indiquent par ailleurs que la roche mère permienne de l'anticlinal El Pelado, constituant le flanc oriental du synclinorium de l'Alto Beni (fig. 5), est immature [Baby, Moretti *et al.*, 1995]. Ces données montrent que ce plis par

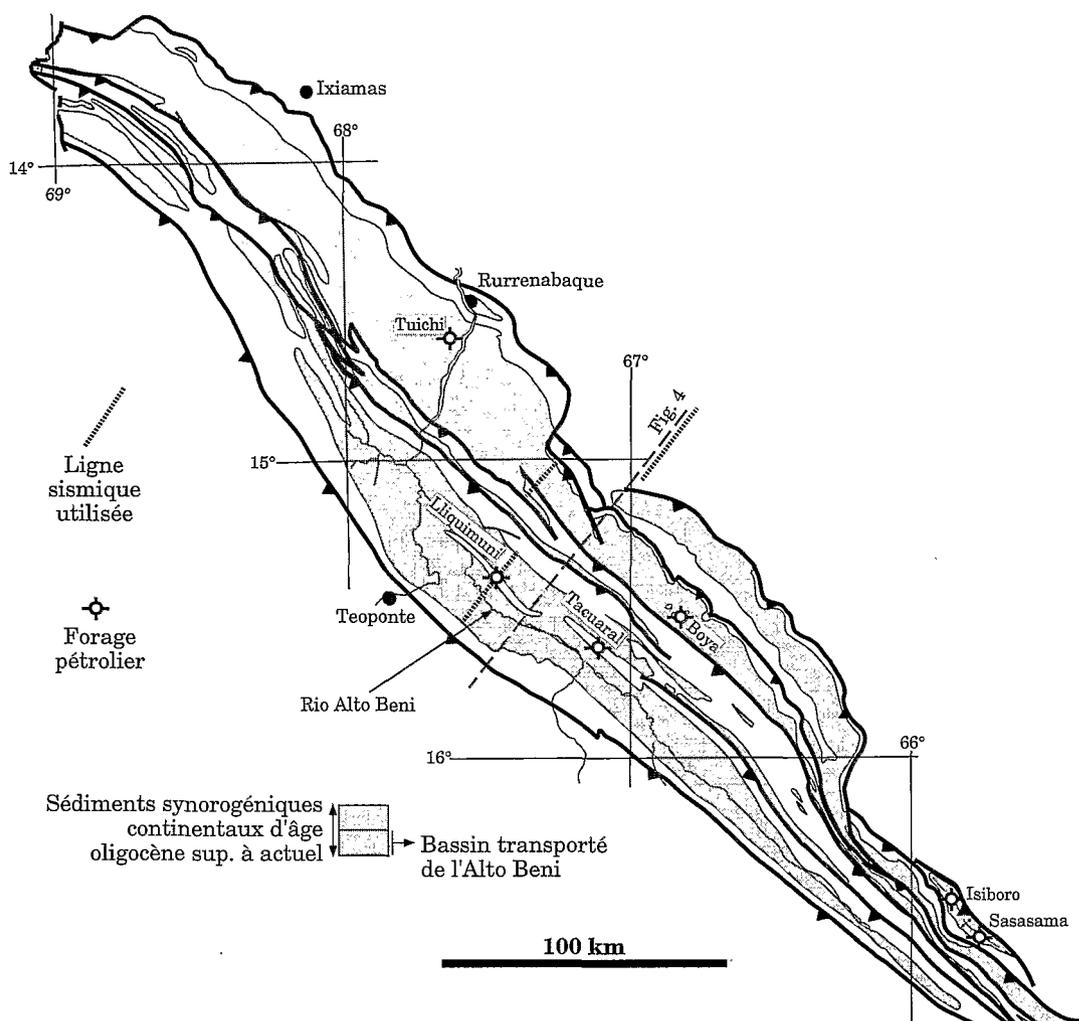


FIG. 2. – Carte tectonique de la zone subandine du nord de la Bolivie et localisation du bassin transporté de Alto Beni.

FIG. 2. – Tectonic map of Bolivia and location of the Alto Beni piggyback basin.

propagation de faille n'a pas beaucoup été enfoui, et que sa structuration – et donc la formation de reliefs – a débuté alors que peu de sédiments néogènes s'étaient déposés. Le synclinorium de l'Alto Beni a commencé à se structurer à ce moment là ; il constituait le substratum d'un bassin transporté (piggyback) qui se remplissait et se déformait au dos de l'anticlinal El Pelado.

A la même période, plus à l'est, les sédiments néogènes se sont déposés dans un bassin de type avant-pays et ont été déformés tardivement par les chevauchements. En effet, dans la partie orientale de la zone subandine, la sismique ne montre aucune variation significative d'épaisseur des formations tertiaires.

II. – APPROCHE EXPÉRIMENTALE

A) Objectif

Des études expérimentales synsédimentaires ont récemment montré l'influence de l'érosion et de la sédimentation sur l'évolution des structures en compression [Tondji Biyo, 1993]. Ce type d'étude a également mis en évidence la diversité et l'origine des bassins compressifs [Cobbold *et al.*, 1993; Malavieille *et al.*, 1993].

Les modélisations analogiques, réalisées dans les conditions expérimentales décrites ci-dessous, ont été conçues

dans le même esprit. Elles visent à simuler des chevauchements dans un contexte de zone externe de chaîne de montagne – donc dans la croûte supérieure fragile – concomitantes de processus d'érosion et de sédimentation en domaine continental. Les conditions aux limites de ces modélisations ont été fixées à partir de l'étude structurale et sédimentaire de la région de l'Alto Beni.

Nous montrerons ici l'expérience la plus représentative où se développe un bassin transporté comparable à celui que nous avons défini en étudiant le synclinorium de l'Alto Beni ; notre objectif principal étant de comprendre les causes et les mécanismes de genèse de ce type de bassin.

B) Dispositif expérimental

1) Module de déformation

Le modèle a été construit et déformé progressivement, sous des conditions de gravité normales, à l'intérieur du module de déformation *Structurator* qui a été conçu (à l'Institut Français du Pétrole) pour fonctionner dans le champ d'investigation d'un tomographe (scanner) à rayons X [Colletta *et al.*, 1991].

Ce module de déformation est essentiellement constitué d'une plaque basale rigide et de deux parois mobiles. Les déplacements sont assurés par des moteurs pas à pas fournissant des vitesses de raccourcissement de 0,1 à 1 000 mm/h.

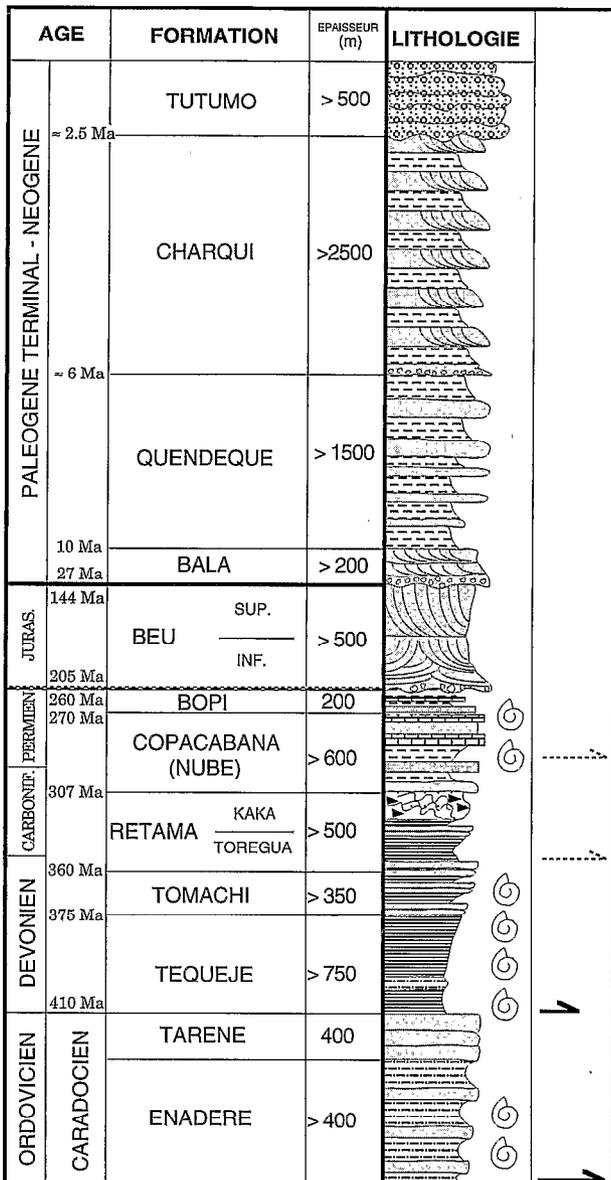


FIG. 3. – Colonne lithostratigraphique généralisée de la zone subandine du nord de la Bolivie. Les demi-flèches de la colonne de droite représentent les deux principaux niveaux de décollement (plein trait) et deux niveaux de décollements plus locaux (en pointillés).

FIG. 3. – Generalized lithostratigraphic column of the Subandean zone of northern Bolivia. Half-arrows in the right column show the two principal décollement levels (full line) and two local décollement levels (broken line).

Dans l'expérience, la plaque basale est inclinée de 6° afin de simuler la base du bassin d'avant chaîne des Andes du nord de la Bolivie (fig. 6). Le raccourcissement est appliqué par l'intermédiaire d'une seule des parois qui est équipée d'éléments mobiles permettant de s'adapter à l'inclinaison de la plaque basale. Elle présente de ce fait un profil trapézoïdal (fig. 6 et 7).

La largeur initiale du modèle est de 28,5 cm tandis que sa longueur est de 45 à 50 cm. Le raccourcissement est appliqué dans le sens de la largeur à une vitesse de 3,5 mm/h.

2) Matériaux analogues

Deux types de matériaux ont été utilisés : des matériaux granulaires et un matériau visqueux.

Les matériaux granulaires ont un comportement mécanique du type Mohr-Coulomb et simulent des roches fragiles.

Ces matériaux se caractérisent par la rupture le long de plans de cisaillement bien définis assimilables à des plans de failles. Trois types de matériaux granulaires ont été utilisés dans ces expériences (tabl. I) : du sable de quartz, de la poudre de Pyrex, des microbilles de verre. Ils ont tous trois une granulométrie bien calibrée de 0,1 mm. Leurs densités radiologiques distinctes permettent la visualisation de couches sur les coupes obtenues par tomographie. La déformation de chacun de ces matériaux s'accompagne d'une légère dilatance. Celle-ci induit une plus faible densité dans les zones de faille qui peuvent ainsi être visualisées.

TABLE I. – Caractéristiques physiques des différents matériaux granulaires utilisés dans les modélisations. H.U. : unité radiologique Hownsfield [1973].

TABLE I. – Physical characteristics of the granular materials used in the analogic modellisations. H.U.: Hownsfield radiologic unit.

| | Taille des grains | Densité | Cohésion | Angle de frottement interne | Densité radiologique | Dilatance |
|---------------------|-------------------|---------|---------------------------|-----------------------------|----------------------|-----------|
| Sable de quartz | 0,1 mm | 1,4 | Non mesurable (± 0) | 30° | +400 H. U. | forte |
| Poudre de Pyrex | 0,1 mm | 1,2 | Non mesurable (± 0) | 40° | +150 H. U. | forte |
| Microbille de verre | 0,1 mm | 1,5 | Non mesurable (± 0) | 20° | +750 H. U. | faible |

Le matériau visqueux utilisé est une gomme de silicone transparente (SGM 36 de Dow Corning) dont les caractéristiques sont présentées dans le tableau II [Weijermars, 1986; Weijermars et Schmeling, 1986]. Cette gomme a une viscosité de type Newtonien aux vitesses de déformation utilisées dans les modélisations.

TABLE II. – Caractéristiques physiques de la gomme de silicone SGM 36 (Dow Corning).

TABLE II. – Physical characteristics of the silicone component SGM 36

| | Densité | Densité radiologique | Viscosité dynamique |
|----------------|---------|----------------------|---------------------|
| Silicone SGM36 | 0,965 | +100 H.U. | $5 \cdot 10^4$ Pas. |

La théorie du dimensionnement des modèles physiques utilisant des matériaux granulaires et visqueux a fait l'objet de plusieurs publications [Hubbert, 1937; Mandel, 1962; Ramberg, 1981] et a été appliquée dans de nombreux travaux [Malavieille, 1984; Mulugeta, 1988; Ballard, 1989; Cobbold *et al.*, 1989; Davy et Cobbold, 1991].

Les différents paramètres utilisés dans notre modèle et leurs équivalents naturels sont présentés dans le tableau III. Le dimensionnement est établi en prenant une durée de déformation d'environ 10 Ma pour une durée d'expérimentation d'environ 17 heures. Les viscosités naturelles simulées sont de l'ordre de 10^{20} Pas. (Pascal seconde). Ces valeurs sont un peu fortes pour la série argileuse de la base du Dévonien qui est simulée par la gomme de silicone. En effet, pour des taux de déformation classiques en géologie – de l'ordre de 10^{-14} s^{-1} – les valeurs de viscosité admises pour les roches sédimentaires sont de l'ordre de 10^{19} Pas.

TABL. III. - Paramètres de la modélisation et valeurs correspondantes dans la nature. *: valeurs calculées à partir des autres paramètres.

TABL. III. - *Parameters of the modellisation and corresponding values in the field. *: values calculated according to the other parameters.*

| | Modèle | Nature | Rapport modèle/nature |
|----------------------------------|------------------------|----------------------------|--------------------------|
| Longueur | 1 cm | 10 km | 10 ⁻⁶ |
| Temps | 1 h | 0,6 Ma | 2 10 ⁻¹⁰ |
| Densité fragile | 1,4 | 2,5 | 0,5 |
| Densité visq. | 0,965 | 2,2 | 0,4 |
| Viscosité | 5 10 ⁴ Pas. | *6,5 10 ²⁰ Pas. | *7,5 10 ⁻¹⁷ |
| Vitesse de déformation | 3 mm/h | *5 mm/a | *5 10 ⁴ |
| Vitesse moyenne de sédimentation | 0,33 mm/h | *0,55 mm/a | *5 10 ⁴ |

[Van Keken, 1993]. Elles peuvent toutefois varier assez largement de 10¹⁷ Pas. pour le sel [Van Keken, 1993] à 10²² Pas. pour la craie [Schneider *et al.*, 1994].

3) Conditions aux limites

Les conditions aux limites sont en partie contraintes par les caractéristiques géométriques de la coupe équilibrée passant par le centre du bassin de l'Alto Beni (fig. 4) et son histoire tectonosédimentaire.

Le modèle initial se compose d'une succession de couches horizontales venant se biseauter sur la base inclinée rigide. L'épaisseur initiale varie donc de 18 mm au voisinage de la paroi mobile à 8 mm à l'autre extrémité du modèle. Le modèle se caractérise par la présence de deux

couches faiblement résistantes. L'une à la base du modèle est composée de microbilles de verre, qui abaissent la friction du décollement basal. L'autre, interstratifiée dans le modèle, est composée de gomme de silicone visqueuse simulant une couche ductile très peu résistante (évaaporites ou argiles).

Afin de respecter la géométrie et la lithologie du biseau sédimentaire antéorogénique, on a donc déposé sur la plaque basale du bas vers le haut (fig. 6) :

- la fine couche de microbilles;
- un biseau de sable correspondant à la série de plate-forme marine ordovicienne s'amincissant vers le NE;
- la couche de silicone qui se biseaute dans la partie axiale du modèle pour simuler le décollement de la base du Dévonien et sa disparition dans la partie orientale de la zone subandine;
- un biseau, constitué de deux couches de sable séparées par une couche de pyrex, correspondant à la partie supérieure de la série antéorogénique (Dévonien, Carbonifère, Permien et Jurassique).

Les phénomènes d'érosion et de sédimentation ont été simulés en arasant toutes les trois heures les reliefs créés, et en étalant les matériaux érodés à l'avant de ces reliefs de façon à déposer une couche uniforme de 1 mm d'épaisseur. On remarquera que, les produits de l'érosion des reliefs n'étant pas suffisants pour réaliser une couche uniforme de 1 mm d'épaisseur au niveau de l'avant-pays, du sable et de la poudre de verre ont du être rajoutés pour obtenir, après chaque phase «érosion-sédimentation», une surface plane. On a donc été amené à simuler un apport de sédiments provenant du démantèlement de reliefs plus lointains; cet apport, dans l'exemple naturel de l'Alto Beni, correspond aux sédiments provenant de la Cordillère orientale.

4) Méthodes d'analyse

La déformation a été analysée à partir de coupes obtenues par tomographie aux rayons X [Mandl, 1988; Richard

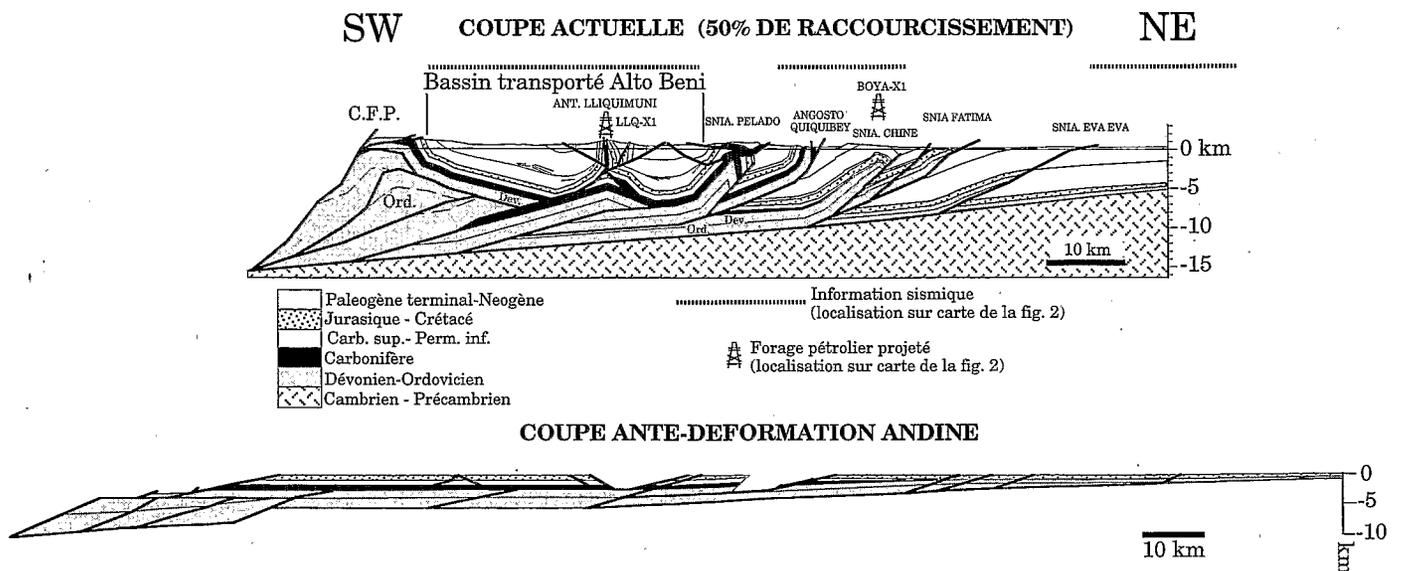


FIG. 4. - Coupe équilibrée à travers la zone subandine du nord de la Bolivie, passant par la zone offrant le plus d'information et la partie la plus profonde du bassin de l'Alto Beni (localisation sur fig. 2). L'échelle de la coupe actuelle est différente de celle de la coupe restaurée. C.F.P.: chevauchement frontal principal.

FIG. 4. - *Balanced cross section in the Subandean zone of northern Bolivia constructed through the zone which shows more data and the deeper part of the Alto Beni basin (location in fig. 2). The scale of the initial stage is different from the restored one. C.F.P.: main frontal thrust.*

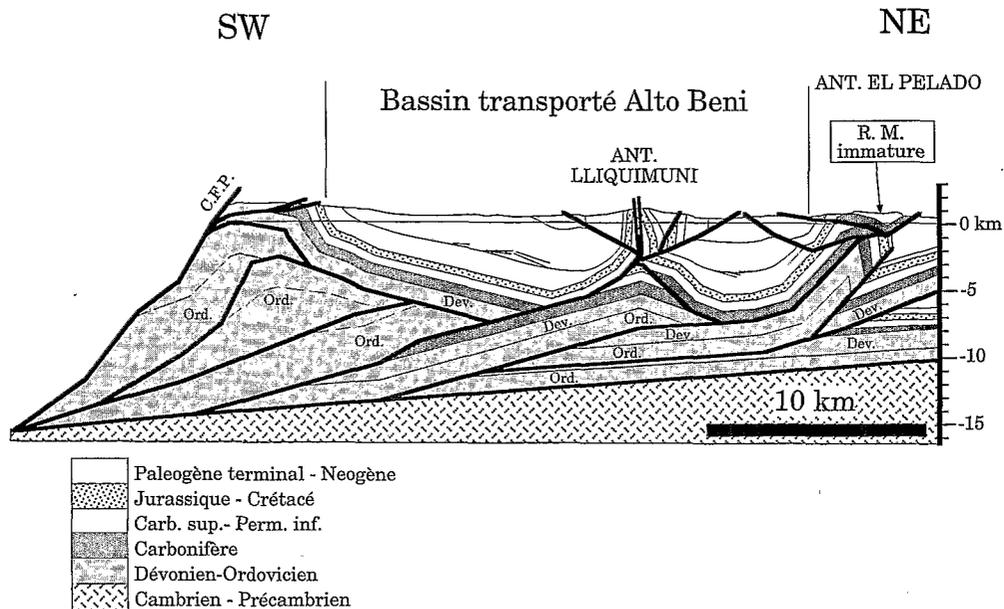
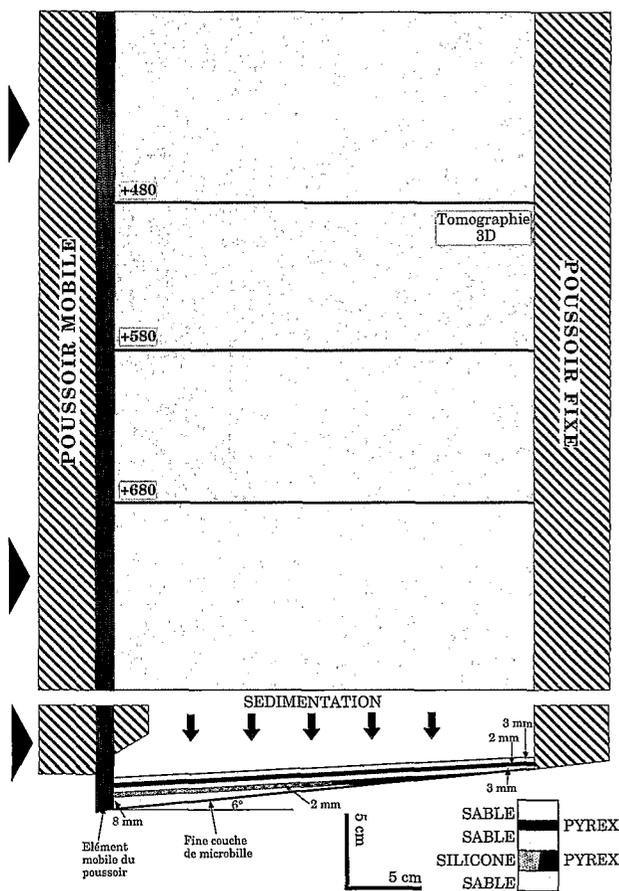


FIG. 5. – Dispositif structural du bassin transporté de l’Alto Beni. R.M. : roche mère permienne. C.F.P. : chevauchement frontal principal.
 FIG. 5. – Structure of the Alto Beni piggyback basin. R.M. : Permian source rock. C.F.P. : main frontal thrust.



et al., 1989, Colletta *et al.*, 1991, Wilkerson *et al.*, 1992]. Le tomographe utilisé pour l’analyse du modèle est de type médical et permet d’étudier des objets d’un diamètre maximum de 42 cm.

Les coupes réalisées sont de deux types :

1) des coupes « temps » acquises sur une même transversale du modèle à des intervalles de temps réguliers au cours de la déformation. Les images ont été acquises toutes les 30 minutes le long de 3 transversales espacées de 10 cm (coupes + 480, + 580 et + 680 localisées sur la fig. 6). Ce pas de temps correspond à un incrément de déformation de 1,5 mm entre chaque coupe ;

2) des coupes sériées espacées de 3 mm effectuées sur une partie du modèle (localisation sur la fig. 6) à une étape donnée de la déformation. Pendant leur acquisition, la déformation est interrompue ou fortement ralentie (0,1 mm/h). Ces coupes permettent de reconstituer la géométrie tridimensionnelle du modèle et de réaliser en particulier des sections horizontales fournissant une image cartographique des structures engendrées.

FIG. 6. – Dispositif du modèle expérimental montrant, en carte et en coupe verticale, le module de déformation *Structurator* à l’intérieur duquel sont disposées les différentes couches de matériaux analogues. Sur la carte sont représentés les emplacements des 3 transversales (+ 480, + 580, + 680) où ont été acquises les coupes « temps » (tomographie). La zone sombre, entre les coupes + 480 et + 680, correspond à la partie où ont été acquises des coupes sériées afin de reconstituer la géométrie tridimensionnelle d’une partie du modèle.

FIG. 6. – Experimental setting showing (map and cross section) the sandbox called *Structurator*, where overlay the different layers of analog materials. Locations – on the map – of the three cross sections (+ 480, + 580, + 680) where periodic tomographic acquisitions were taken. Between cross sections + 480 and + 680, contiguous cross sections were acquired to reconstruct the three-dimensional geometry.

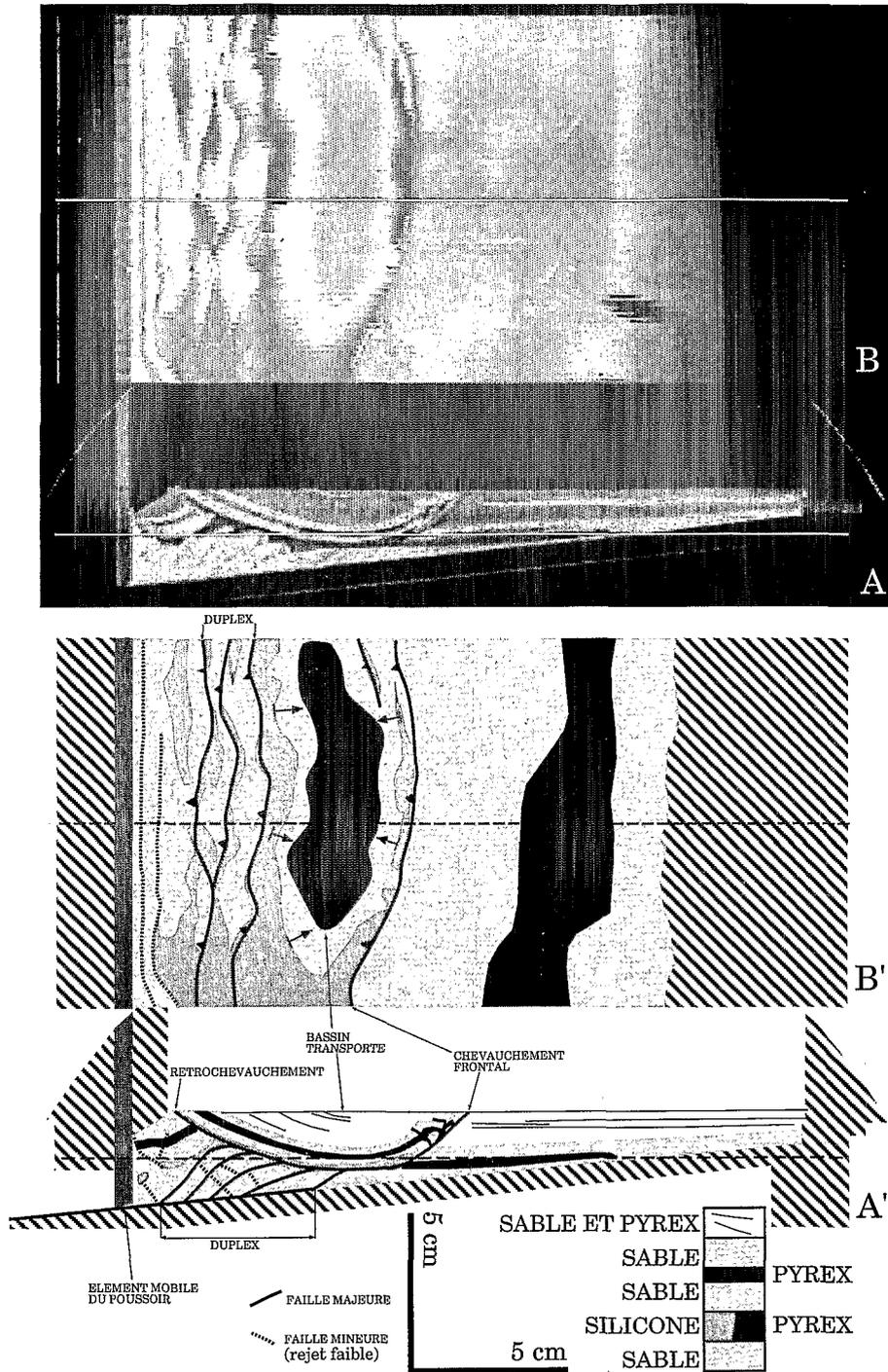


FIG. 7. – Coupes horizontale et verticale de la partie centrale du modèle analogique (localisation sur fig. 6) à 20% de raccourcissement : A, tomographie de la coupe transversale (localisation sur coupe horizontale B); B, coupe horizontale reconstruite à partir de l'acquisition de coupes sériées (localisation sur coupe verticale A); A', interprétation de la coupe A; B', interprétation de la coupe B.

FIG. 7. – Horizontal and vertical sections of the central part of the analog model (location in fig. 6) at 20% shortening : A, tomography of the vertical section (location on horizontal section B); B, horizontal section constructed from the acquisition of serial cross sections (location on vertical section A); A', interpretation of the section A; B', interpretation of the section B.

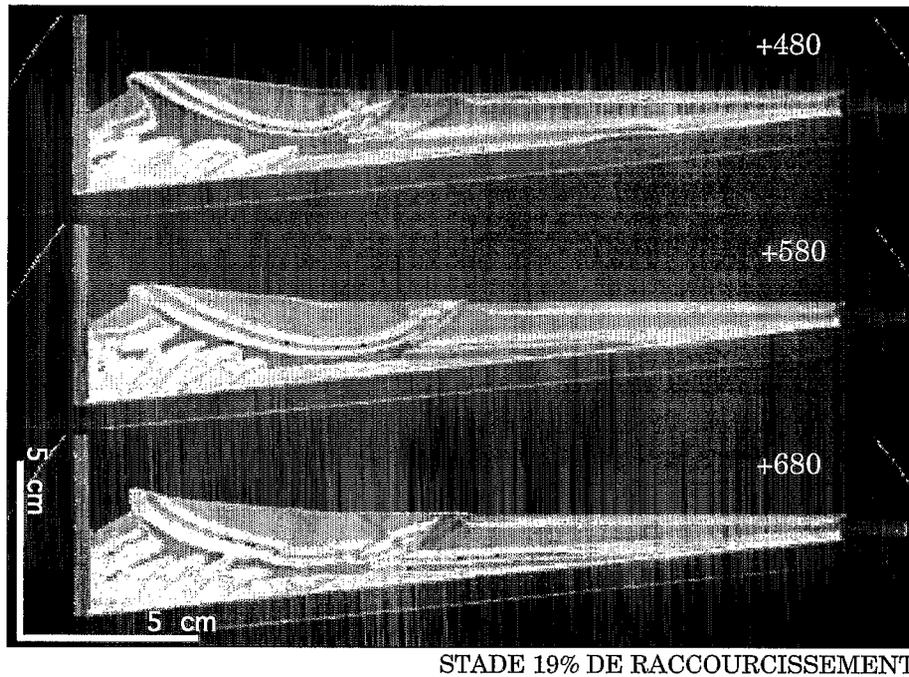
III. – RÉSULTATS EXPÉRIMENTAUX

A) Analyse géométrique

Le stade 20% de raccourcissement a été analysé en 3 dimensions (fig. 7), car il montre un dispositif structural comparable à celui du bassin de l'Alto Beni (fig. 5). On y

observe un bassin transporté qui occupe la moitié arrière du modèle.

En coupe verticale (fig. 7A et A', fig. 8), on voit que ce bassin est disposé au cœur d'un synclinal limité par un chevauchement frontal et un rétrochevauchement, et à l'avant d'un important «duplex» qui s'est développé au pied du poussoir. Ce «duplex» a pour décollement de base la fine



STADE 19% DE RACCOURCISSEMENT

Fig. 8. — Tomographie des 3 coupes transversales + 480, + 580, et + 680 (localisation sur fig. 6), au stade 19 % de raccourcissement.

Fig. 8. — Tomography of the three cross sections + 480, + 580 and + 680 (location in fig. 6), at 19 % shortening.

couche de microbilles, et pour décollement de toit la couche de silicone. Sur ce dernier, se branchent le chevauchement frontal et le rétrochevauchement à l'origine du synclinal. En d'autres termes, les bordures du bassin transporté sont constituées, à l'avant, par le chevauchement frontal, et à l'arrière, par le rétrochevauchement et le bombement dû à l'empilement des chevaux du « duplex ».

En section horizontale (fig. 7B et B'), l'image cartographique montre que le bassin transporté se ferme latéralement, et que le tracé du chevauchement frontal, au dos duquel il s'est développé, est courbe. Sur cette carte des structures profondes, on observe également la géométrie de la partie supérieure du « duplex » qui présente deux chevaux dans la zone la plus déformée.

L'évolution latérale de la géométrie des chevauchements émergents et du « duplex » est illustrée également par les coupes sériées de la figure 8 (stade 19 % de raccourcissement). La structure frontale devient plus complexe sur les bordures du modèle, alors que le rejet du rétrochevauchement augmente. Il est difficile d'expliquer avec certitude ces variations latérales, qui peuvent être dues à des problèmes de variations d'épaisseur des couches de sable ou de silicone, obtenues involontairement, ou aux effets de bordures du modèle. Pour ces raisons, la suite de notre analyse sera focalisée sur la partie centrale du modèle (coupe + 580).

B) Analyse cinématique

Afin de mieux comprendre les mécanismes de genèse du bassin transporté, la cinématique de la déformation a été étudiée en détails grâce à l'acquisition de coupes « temps » (cf. II, Méthodes d'analyse) sur une même coupe verticale (+580) passant au centre du modèle (fig. 9). On a pu ainsi analyser la géométrie du dispositif structural aux différents stades de déformation :

De 0 à 4,5 % de raccourcissement, la sédimentation n'a pas encore commencé. Un prisme intercutané se propage au dessous de la couche de silicone à l'arrière du modèle,

et crée ainsi un relief. Son raccourcissement est accommodé en surface par un rétrochevauchement qui se développe près du poussoir.

Au stade 4,5 % de raccourcissement, la déformation se propage dans toute la couche de silicone jusqu'au centre du modèle, où émerge une rampe évoluant en coin extrusif.

Au stade 5 % de raccourcissement, le prisme intercutané évolue en « duplex » ayant pour décollement de base la fine couche de microbilles, et pour décollement de toit la couche de silicone. La première sédimentation est effectuée et bloque le fonctionnement du rétrochevauchement contre le poussoir ; jusqu'au stade 8,5 %, tout le raccourcissement du « duplex » est transféré sur la rampe frontale.

Au stade 8,5 % raccourcissement, après érosion à l'arrière et sédimentation à l'avant, un nouveau rétrochevauchement se développe au toit du « duplex » qui comprend maintenant 2 chevaux. Jusqu'au stade 16 %, le raccourcissement du « duplex » est accommodé, d'une part, par le nouveau rétrochevauchement, et d'autre part, par l'écaïlle frontale. Entre ces deux structures, se développe un synclinal qui se remplit progressivement grâce aux phénomènes d'érosion-sédimentation imposés durant la déformation du modèle. Il constitue le substratum d'un bassin individualisé, déformé et décollé sur la couche de silicone, que l'on peut définir comme un bassin transporté (piggyback).

A partir du stade 16 % de raccourcissement, après une nouvelle phase d'érosion-sédimentation, l'écaïlle frontale ne se déforme pratiquement plus et tout le raccourcissement est transféré à l'arrière sur le rétrochevauchement.

Au stade 19,5 % de raccourcissement, l'écaïlle frontale a légèrement rejoué, mais le raccourcissement du « duplex », qui a maintenant 4 chevaux, est accommodé essentiellement par le rétrochevauchement. Le relief créé à l'arrière du modèle est important et le bassin est légèrement basculé vers l'avant-pays.

Cette déformation, contrôlée par le développement du « duplex » et l'accommodation de son raccourcissement vers la surface, va se poursuivre jusqu'à la fin de la modélisation (fig. 10).

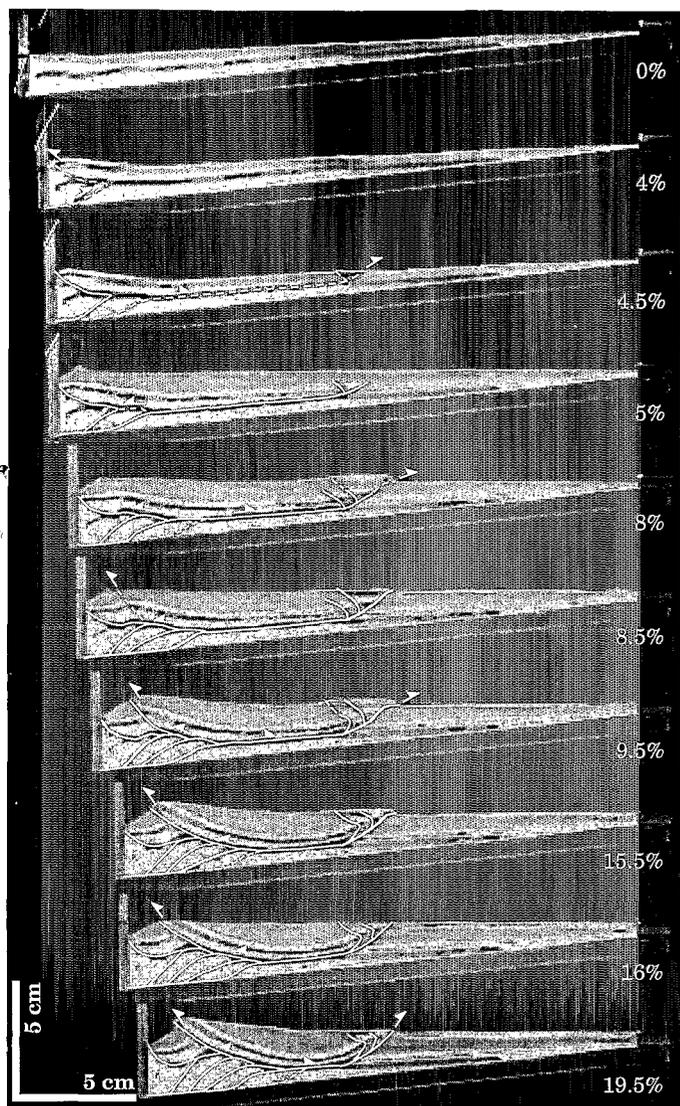


FIG. 9. — Analyse cinématique de la déformation de 0 % à 19,5 % de raccourcissement sur la coupe transversale + 580 (localisation sur fig. 6), réalisée à partir de la tomographie de 10 coupes « temps ».

FIG. 9. — Kinematic analysis of the deformation from 0 % to 19,5 % shortening in the cross section + 580 (location in fig. 6), deduced from tomography of 10 « time » cross sections.

IV. — DISCUSSION

A) Genèse du bassin transporté

L'analyse cinématique de notre modélisation montre que le bassin transporté correspond à un synclinal, déformé et rempli progressivement de sédiments au front d'un « duplex » en développement. Le raccourcissement du « duplex » est accommodé par des failles émergentes qui vont constituer les bordures du bassin (fig. 7) : à l'avant, par un ou plusieurs chevauchements frontaux, et à l'arrière, par un ou plusieurs rétrochevauchements. Ces failles se branchent sur la couche de silicone qui forme le décollement de toit du « duplex ». Un découplage de la déformation se produit entre la couche de sable inférieure, où se développe le « duplex », et la couche de sable supérieure, où se développent les chevauchements, les rétrochevauchements et le bassin transporté. Le synclinal, ou bassin transporté, est

bien défini à partir du stade 8,5 % de raccourcissement (fig. 9), stade où les chevauchements frontaux sont bien localisés et pendant lequel commence à se former un important rétrochevauchement au toit du « duplex ».

On peut donc considérer le « duplex » comme l'élément « moteur » du bassin transporté, puisqu'il génère le dispositif structural du bassin ainsi que les reliefs qui, érodés, l'alimentent en sédiments.

La taille de ce bassin transporté est contrôlée par la largeur de la surface de silicone, c'est à dire de la surface du décollement de toit du « duplex ». Il s'approfondit en fonction de l'intensité de la déformation.

B) Influence de la sédimentation et de l'érosion

Dans notre modèle, la structure du bassin transporté n'aurait pas pu se former sans une sédimentation et une érosion concomitantes du raccourcissement ; ce qui est en accord avec d'autres études expérimentales [Tondji Biyo, 1993]. On observe deux principaux effets de la sédimentation et de l'érosion sur la déformation.

1) La sédimentation est à l'origine de l'important rejet et de la verticalisation du chevauchement frontal — il est de plus en plus penté vers la surface — et donc du développement du flanc externe du synclinal qui formera le bassin transporté. Comme l'ont montré certaines modélisations analogiques de « duplex » [Guillier *et al.*, 1995], sans sédimentation on obtient un dispositif de « duplex » avec accommodation du raccourcissement sur un ou plusieurs chevauchements frontaux évoluant en plis par flexion de faille, mais pas de synclinal. Dans notre expérimentation, la sédimentation permet au chevauchement frontal de continuer à se propager verticalement et au bassin transporté de s'approfondir.

2) Les phénomènes d'érosion et de sédimentation contrôlent la séquence de propagation des chevauchements. A deux reprises, entre 16 % et 29 % de raccourcissement (fig. 10), l'érosion à l'arrière du modèle permet au rétrochevauchement de fonctionner, alors que la sédimentation à l'avant du modèle scelle le chevauchement frontal et bloque son fonctionnement. Ce n'est que lorsque le rétrochevauchement est gêné par le pousoir que le chevauchement frontal reprend sa propagation. Le pousoir peut être comparé à un système de nappes internes qui chevauchent et poussent la zone externe et l'avant-pays. Dans notre exemple, le pousoir simule la zone interandine qui chevauche globalement la zone subandine (fig. 1). On assiste donc, au niveau du bassin transporté, à une alternance de mouvements vers l'avant et de soulèvements vers l'arrière, qui provoquent un déplacement du déposé du bassin tantôt vers l'avant tantôt vers l'arrière. Ces blocages et reprises successives de la propagation des chevauchements aux limites du bassin transporté peuvent être à l'origine de surfaces d'érosion et de discordances. Les phénomènes sédimentaires deviennent donc à la fois causes et effets des mouvements tectoniques ; on assiste donc à une interaction entre tectonique et processus d'érosion-sédimentation.

C) Analogie

Le développement d'un bassin transporté de « type Alto Beni » nécessite un système de chevauchements particulier permettant d'avoir simultanément création de reliefs, érosion-sédimentation, structuration d'un synclinal, et transport de ce dernier vers l'avant-pays. Le développement d'un « duplex » tel que nous l'avons obtenu dans la modélisation

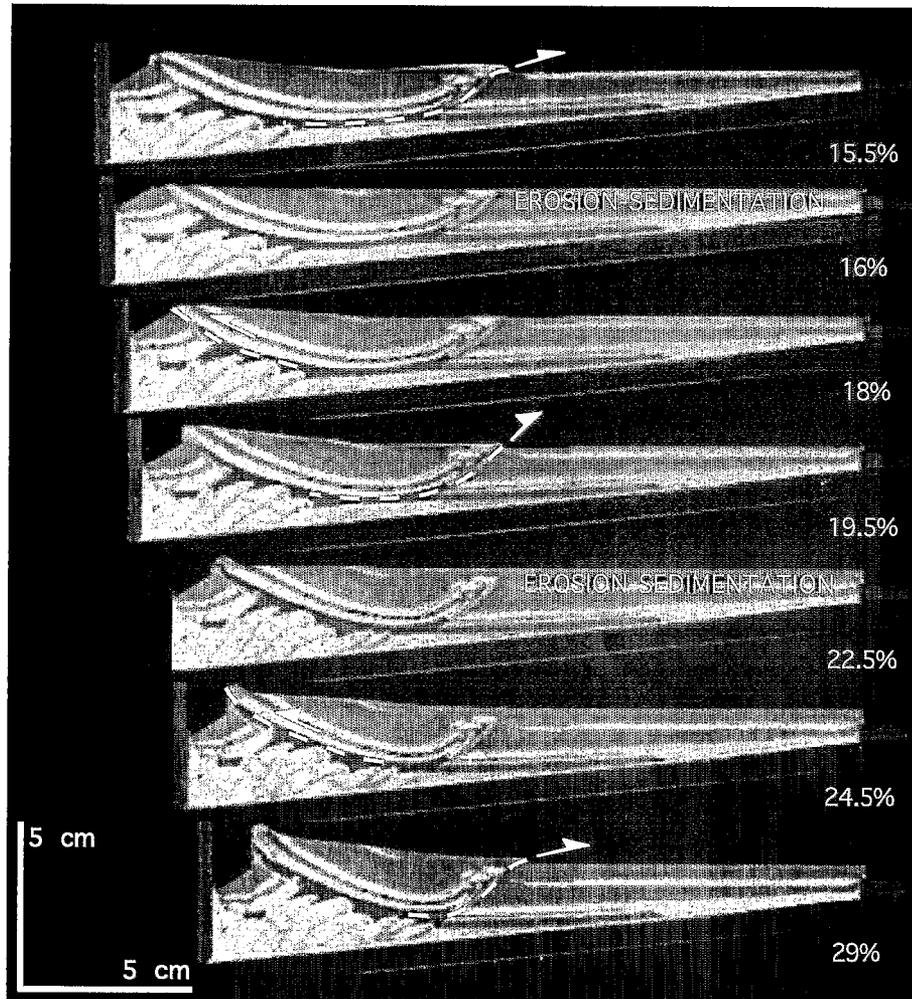


FIG. 10. — Influence de l'érosion et de la sédimentation sur la séquence de propagation des chevauchements, illustrée à partir de la tomographie de 7 coupes « temps » (transversale + 580, localisation sur fig. 6), entre 15,5 % et 29 % de raccourcissement.

FIG. 10. — Influence of erosion and sedimentation on the thrusts propagation sequence, illustrated from tomography of 7 « time » cross sections (cross section + 580, location in fig. 6), between 15.5 % and 29 % shortening.

réunit toutes ces conditions. En effet, l'empilement des chevaux est responsable du développement du synclinal et de son transport vers l'avant-pays, et contemporain de son remplissage sédimentaire.

A l'échelle du synclinorium de l'Alto Beni, il a été possible de faire des comparaisons entre le dispositif structural actuel et les résultats obtenus dans la modélisation au stade 19 % de raccourcissement (fig. 11).

En effet, si l'on compare le bassin transporté obtenu au stade 19 % de raccourcissement (fig. 11A) à celui de l'Alto Beni (fig. 11B), bien que ce dernier soit beaucoup plus déformé et plus complexe, on observe dans les deux cas :

- un bassin développé et transporté à l'avant d'un « duplex » et synchrone du développement de ce dernier ;
- une géométrie de remplissage sédimentaire comparable et un déversement du bassin vers l'avant-pays ;
- une écaïlle frontale complexe et relativement redressée près de la surface.

Dans la modélisation, le bassin transporté résulte entièrement de l'accommodation en surface du raccourcissement du « duplex ». Par contre, dans le synclinorium de l'Alto Beni (dans notre interprétation initiale), l'écaïlle frontale du bassin transporté s'est structurée indépendamment du « duplex ». Elle ne se branche pas sur le décollement de

toit de celui-ci, mais sur le décollement basal de la zone subandine (base de l'Ordovicien). Cette interprétation initiale peut être modifiée en accord avec les résultats de la modélisation. Une nouvelle interprétation est donc proposée (fig. 11C) : le « duplex » devient la structure maîtresse à l'origine du bassin transporté. Tous les chevauchements qui limitent et déforment le bassin de l'Alto Beni se raccordent au toit du « duplex » et accommodent son raccourcissement. Cette nouvelle interprétation est compatible avec un nouvel équilibre de la coupe.

D) Comparaison avec d'autres bassins transportés

Notre étude met en évidence des caractéristiques originales qui méritent d'être comparées à celles d'autres exemples.

L'importance des structures de type « duplex » dans le développement des bassins d'avant-chaîne a déjà été montrée. En effet, il existe des exemples (Montagnes Rocheuses, Pakistan...) où la sédimentation et la géométrie du bassin d'avant-pays sont en partie contrôlées par un front orogénique de type « passive roof duplex » [Banks et Warburton, 1986], appelé plus communément dans certains cas

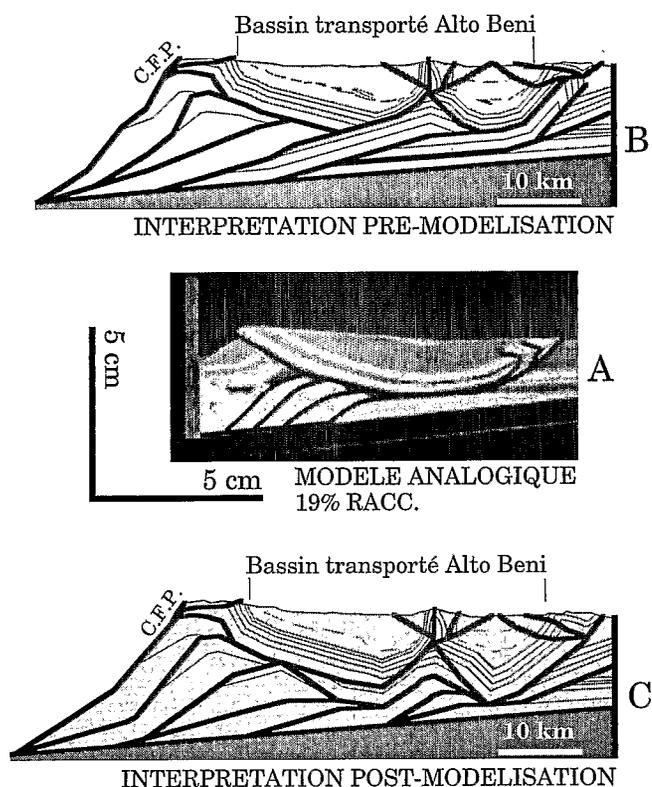


FIG. 11. — Analogies entre le bassin de l'Alto Beni et les résultats de la modélisation à 19% de raccourcissement. A, coupe du bassin de l'Alto Beni avant modélisation; B, tomographie du stade 19% de raccourcissement (coupe + 580, localisation sur fig. 6); C, réinterprétation du dispositif structural profond du bassin de l'Alto Beni.

FIG. 11. — Analogy between the Alto Beni basin and the experimental results at 19% shortening. A, Alto Beni cross section before modelling; B, tomography of 19% shortening stage (cross section + 580, location in fig. 6); C, new interpretation of the deep structure of the Alto Beni basin.

«zone triangulaire». Ces structures frontales sont comparables au «duplex» de l'Alto Beni, mais elles interviennent uniquement dans le développement du bassin d'avant-pays. Le synclinorium de l'Alto Beni est un bassin transporté qui se situe à l'arrière du front orogénique et qui est indépendant du bassin d'avant-pays.

Bien que peu décrits, les bassins transportés sont nombreux, nous en avons choisi deux à titre de comparaison (fig. 12) : le bassin de la plaine du Pô dans les Apennins, en milieu marin, et le bassin d'Iglesia dans la Cordillère argentine, en milieu continental.

Le bassin de la plaine du Pô, qui s'est développé au front des Apennins [Ori et Friend, 1984], constitue un des exemples les plus classiques de bassin transporté. Son dispositif structural diffère de celui de l'Alto Beni (fig. 12). Le bassin de la plaine du Pô est structuré et transporté par des lames chevauchantes scellées progressivement par la sédimentation, alors que celui de l'Alto Beni occupe un synclinal décollé et déplacé au toit d'un «duplex». Le bassin transporté des Apennins est très externe et très proche par sa géométrie et son remplissage sédimentaire du bassin d'avant-pays, alors que celui de la zone subandine bolivienne est en position plus interne et s'est développé indépendamment de l'avant-pays. Nous avons donc ici deux

types de bassin transporté qui se distinguent par leur structure et leurs relations avec le bassin d'avant-pays.

Le bassin transporté d'Iglesia, dans la Cordillère Argentine, est d'âge néogène et continental [Beer *et al.*, 1990], comme le bassin de l'Alto Beni. Ces deux bassins de même âge, qui sont en position relativement interne dans la chaîne, ainsi que le bassin obtenu dans notre modèle analogique, ont des points communs dans leur dispositif structural (fig. 12). Chacun d'eux correspond à un synclinal décollé, déformé et transporté progressivement vers l'avant-pays, dont les flancs sont dus au soulèvement simultané de deux structures chevauchantes reliées par un même niveau de décollement. Dans chacun des cas, bien que le système de chevauchement soit différent (type rampe-plat-rampe pour le bassin d'Iglesia et type «duplex» pour ceux de l'Alto Beni et du modèle analogique), le raccourcissement est accommodé par un soulèvement à l'arrière du bassin et le développement d'un chevauchement frontal au dos duquel se déposent les sédiments.

Les bassins de l'Alto Beni et d'Iglesia sont donc très similaires, non seulement par leur contexte géodynamique, mais aussi par leur structure et leur genèse.

CONCLUSIONS

Notre étude a permis de mettre en évidence un type de bassin transporté, aux caractéristiques géométriques et génétiques originales, qui se développe dans un synclinal formant le toit d'un «duplex». Ses limites (flancs du synclinal) correspondent à des structures qui accommodent le raccourcissement du «duplex». La géométrie du bassin transporté est donc directement liée à l'intensité de la déformation du «duplex». Les phénomènes d'érosion et de sédimentation constituent un autre facteur prépondérant dans la structuration du bassin. Ils contrôlent non seulement la géométrie de certaines failles, mais aussi la séquence de propagation des chevauchements émergents.

Du point de vue pétrolier, un bassin transporté de «type Alto Beni» peut constituer une excellente «cuisine» à hydrocarbures pouvant alimenter les structures précoces formant ses bordures. En effet, l'enfouissement des roches mères au cœur du synclinal, sous les sédiments synorogéniques, permet de générer et d'expulser des hydrocarbures. Ces derniers peuvent alors migrer vers les bordures du synclinal, où ont commencé à se développer, dès le début de la sédimentation, des structures chevauchantes susceptibles de former de bons pièges.

D'autres types de modèles analogiques synsédimentaires montrent aussi l'importance des bassins compressifs [Cobbold *et al.*, 1993; Malavieille *et al.*, 1993]. Comme le font remarquer Cobbold *et al.*, ces bassins apparaissent systématiquement dans l'expérimentation, et sont pourtant relativement peu décrits dans la nature. Une meilleure connaissance des zones internes des chaînes de montagnes devrait permettre d'étudier de nouveaux exemples de bassins transportés.

Remerciements. — Ce travail a été réalisé dans le cadre d'une convention de recherche entre l'ORSTOM, l'IFP et YPF (Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos).

Nous remercions Marie-Thérèse Bieber, François Lamy, Camille Schlitter, Jean Marie Mengus pour l'acquisition et le traitement des images tomographiques, et P. Cobbold et J. Malavieille pour les suggestions pertinentes faites au manuscrit initial.

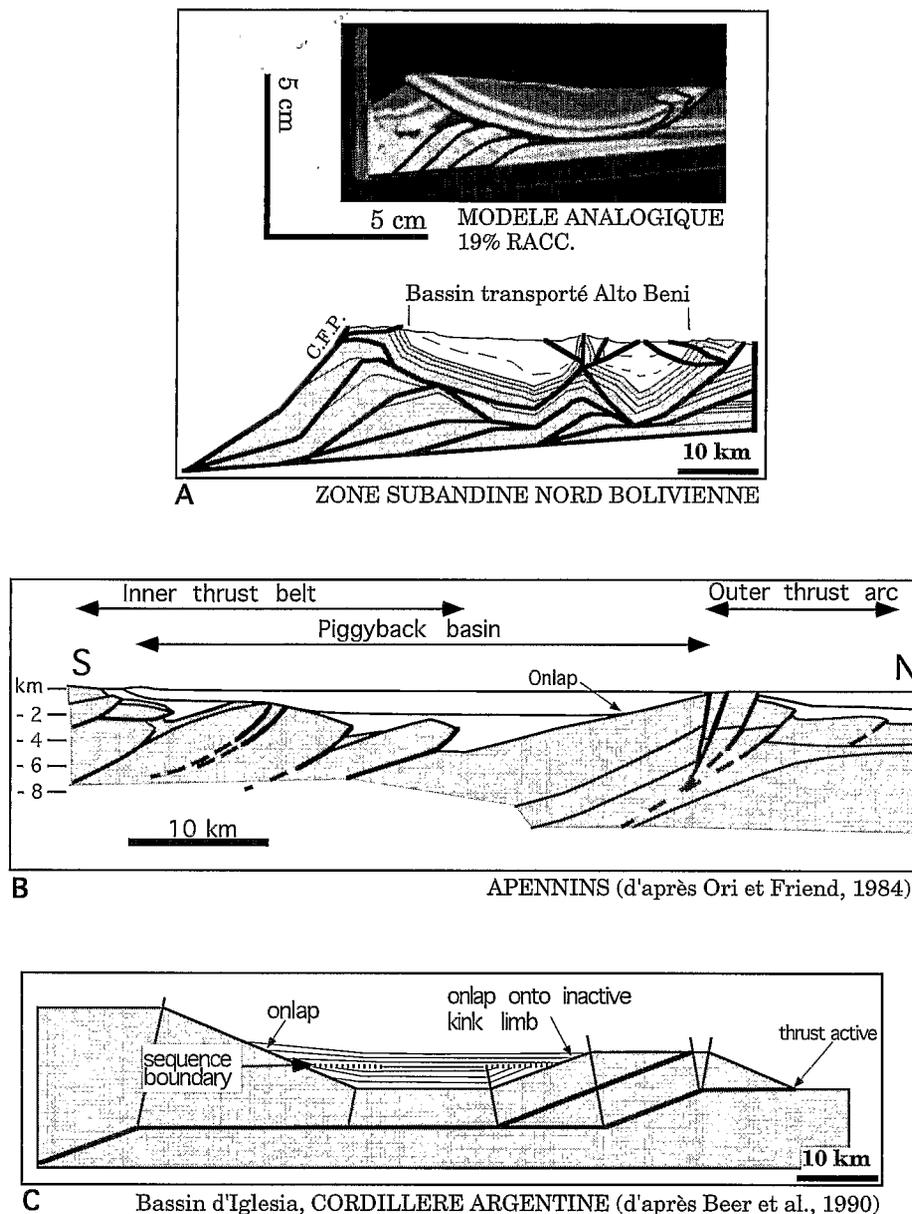


FIG. 12. – Comparaison des bassins de l'Alto Beni et du modèle analogique (A) avec le bassin transporté de la plaine du Pô dans les Apennins (B), et le bassin transporté d'Iglesia dans la Cordillère argentine (C : coupe schématique).

FIG. 12. – Comparison of the Alto Beni and analog model basins (A) to the Po plain piggyback basin in the Apennine (B), and to the Iglesia piggyback basin in the Argentinian Cordillera (C : schematic cross section).

Références

- BABY P., HÉRAIL G., LÓPEZ M., LÓPEZ O., OLLER J., PAREJA J., SEMPÈRE T. & TUFINO D. (1989). – Structure de la zone subandine de Bolivie : influence de la géométrie des séries sédimentaires antéorogéniques sur la propagation des chevauchements. – *C. R. Acad. Sci., Paris*, **309**, 1717-1722.
- BABY P., MORETTI I., GUILLIER B., OLLER J., LIMACHI R. & SPECHT M. (1995). – Petroleum system of the northern and central Bolivian Sub-Andean Zone. In : A.J. TANKARD, S.R. SUÁREZ & J. WEL-SINK, Eds., *Petroleum basins of South America*. – AAPG (sous presse).
- BABY P., SPECHT M., OLLER J., MONTEMURO G., COLLETTA B. & LETOUZEY J. (1995). – The Boomerang-Chapare transfer zone (recent oil discovery trend in Bolivia) : structural interpretation and experimental approach. In : F. ROURE, Ed., *International Symposium, Geodynamic evolution of sedimentary basins*, Moscow. – Technip, Paris (sous presse).
- BALLARD J. F. (1989). – Approche géologique et mécanique des décollements dans la croûte supérieure. – Thèse Doct., Univ. Rennes, 302 p.
- BANKS C.J. & WARBURTON J. (1986). – 'Passive roof' duplex geometry in the frontal structures of the Kirthar and Sulaiman mountains belts, Pakistan. – *J. Struct. Geol.*, **8**, 229-237.
- BEER J. A., ALLMENDINGER R.W., FIGUEROA D.A. & JORDAN T.E. (1990). – Seismic stratigraphy of a Neogene piggyback basin, Argentina. – *AAPG Bull.*, **74**, 1183-1202.

- COBBOLD P.R., DAVY P., GAPAIS D., ROSELLO E.A., SADYBAKASOV E., THOMAS J.C., TONDJI BIYO J.J. & DE URREIZTIETA M. (1993). – Sedimentary basins and crustal thickening. – *Sediment. Geol.*, **86**, 77-89.
- COBBOLD P., ROSELLO E. & VENDEVILLE B. (1989). – Some experiments on interacting sedimentation and deformation above salt horizons. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), **III**, 453-460.
- COLLETTA B., LETOUZEY J., PINEDO R., BALLARD J.F. & BALÉ P. (1991). – Computerized X-ray tomography analysis of sandbox models: examples of thin-skinned systems. – *Geology*, **19**, 1063-1067.
- DAVILA J., VARGAS C. & PONCE DE LEON V. (1965). – Informe sobre la geología del bloque Andino noroccidental y la faja subandina del norte. – Informe YPF, 1000 – Rapport en dépôt YPF, Santa Cruz, Bolivie.
- DAVY P. & COBBOLD P.R. (1991). – Experiments on shortening of a 4-layer model of continental lithosphere. – *Tectonophysics*, **188**, 1-25.
- ESPITALIÉ J., DEROO G. & MARQUIS F. (1985). – La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. – *Rev. IFP*, **40**, 563-576 et 755-784.
- GUILLIER B., BABY P., COLLETTA B., MENDEZ E., LIMACHI R., SPECHT M. & LETOUZEY J. (1995). – Analyse géométrique et cinématique d'un « duplex » issu d'un modèle analogique visualisé en 3D par tomographie aux rayons X. – *C. R. Acad. Sci.*, Paris. (sous presse).
- HOUNSFIELD G.N. (1973). – Computerized transverse axial scanning (tomography). – *British J. Radiol.*, **46**, 1016-1022.
- HUBBERT M.K. (1937). – Theory of scale models as applied to the study of geologic structures. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **48**, 1459-1520.
- MALAVIEILLE J. (1984). – Modélisation expérimentale des chevauchements imbriqués: application aux chaînes de montagnes. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **26**, 129-138.
- MALAVIEILLE J., LARROQUE C. & CALASSOU S. (1993). – Modélisation expérimentale des relations tectonique/sédimentation entre bassin avant-arc et prisme d'accrétion. – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **316**, 1131-1137.
- MANDEL J. (1962). – Essais sur modèles réduits en mécanique des terrains. Etude des conditions de similitude. – *Rev. Industrie Minérale*, **44**, 611-620.
- MANDL G. (1988). – Mechanics of tectonic faulting. Models and basic concepts. – Elsevier, Amsterdam, 407 p.
- MARTINEZ C. (1980). – Structure et évolution de la chaîne hercynienne et de la chaîne andine dans le nord de la Cordillère des Andes de la Bolivie. – *Trav. Doc. ORSTOM*, **119**, 312 p.
- MARSHALL L.G. & SEMPÈRE T. (1991). – The Eocene to Pleistocene vertebrates of Bolivia and their stratigraphic context: a review. In: R. SUÁREZ-SORUCO Ed., Fósiles y facies de Bolivia (1). – *Revista Técnica de YPF, Santa Cruz*, **12** (3-4), 631-652.
- MULUGETA G. (1988). – Modelling the geometry of Coulomb thrust wedges. – *J. Struct. Geol.*, **10**, 847-859.
- OLLER J. (1986). – Consideraciones generales sobre la geología y estratigrafía de la Faja Subandina norte. – Tesis de Grado, Univ. Mayor de San Andrés, La Paz, 120 p.
- OLLER J. (1992). – Cuadro cronoestratigráfico de Bolivia. – Document YPF en dépôt à Santa Cruz, Bolivie.
- OLLER J. & SEMPÈRE T. (1990). – A fluvio-eolian sequence of probable middle Triassic-Jurassic age in both Andean and Subandean Bolivia. – In: ORSTOM *Symposium International « Géodynamique Andine »*, Grenoble – Série « Colloques et Séminaires », 237-240.
- ORI G. & FRIEND P.F. (1984). – Sedimentary basins formed and carried piggyback on active thrust sheets. – *Geology*, **12**, 475-478.
- RAMBERG H. (1981). – Gravity deformation and the earth's crust (second edition). – London, Academic Press, 452 p.
- RICHARD P., BALLARD J.F., COLLETTA B. & COBBOLD P. (1989). – Naissance et évolution de failles au dessus d'un décrochement de socle: modélisation analogique et tomographie. – *C. R. Acad. Sci.*, Paris., **309**, 2111-2118.
- ROEDER D. (1988). – Andean-age structure of Eastern Cordillera (Province of La Paz, Bolivia). – *Tectonics*, **5**, 23-39.
- SCHNEIDER F., POTDEVIN J.L., WOLF S. & FAILLE I. (1994). – Modèle de compaction élastoplastique pour simulateur de bassins sédimentaires. – *Rev. IFP*, **49**, 2.
- SEMPÈRE T. (1990). – Cuadros estratigráficos de Bolivia: propuestas nuevas. – *Revista Técnica de YPF, Santa Cruz*, **11**, 215-227.
- SEMPÈRE T., HÉRAIL G., OLLER J. & BONHOMME M.G. (1990). – Late Oligocene-early Miocene major tectonic crisis and related basins in Bolivia. – *Geology*, **18**, 946-949.
- TONDJI BIYO J.J. (1993). – Chevauchements et bassins compressifs. Influence de l'érosion et de la sédimentation. Modélisations analogiques et exemples naturels. – Thèse Doctorale, Univ. de Rennes, 409 p.
- VAN KEKEN P.E., SPIERS C.J., BERG A.P. & MUYSERT E.J. (1993). – The effective viscosity of rocksalt: implementation of steady-state creep laws in numerical models of salt diapirism. – *Tectonophysics*, **225**, 457-476.
- WEIJERMARS R. (1986). – Flow behaviour and physical chemistry of bouncing putties and related polymers in view of tectonic laboratory applications. – *Tectonophysics*, **124**, 325-358.
- WEIJERMARS R. & SCHMELING H. (1986). – Scaling of Newtonian and non-Newtonian fluid dynamics without inertia for quantitative modelling of rock flow due to gravity (including the concept of rheological similarity). – *Physics Earth and Planet. Int.*, **43**, 316-330.
- WILKERSON M.S., MARSHAK S. & BOSWORTH W. (1992). – Computerized tomographic analysis of displacement trajectories and three-dimensional fold geometry above oblique thrust ramps. – *Geology*, **20**, 439-442.