

Évolution de la subsidence dans le Nord du bassin de l'Oriente équatorien (Crétacé supérieur à Actuel)

Gérard Thomas, Alain Lavenu et Gerardo Berrones

Résumé L'étude de la subsidence du bassin subandin d'Équateur depuis le Maastrichtien, permet de caractériser deux états d'évolution géodynamique : la rupture saccadée de la lithosphère continentale, puis sa subduction sous l'orogène andin. On peut mettre en évidence un raccourcissement compris entre 60 et 180 km depuis le début de l'Oligocène.

Mots-clés : Subsidence, Subduction continentale, Orologène, Bassin subandin, Andes, Équateur.

Abstract Subsidence evolution of the Northern part of the Ecuadorian Oriente basin (Upper Cretaceous to Present)

Study of the subsidence of the Ecuadorian Subandean basin, since the Maastrichtian, permits the characterization of two geodynamical evolution states: the jerky breaking of the continental lithosphere, then its subduction under the Andean orogen. A shortening of about a hundred kilometres since the Oligocene is revealed.

Keywords: Subsidence, Continental subduction, Orogen, Subandean basin, Andes, Ecuador.

**Abridged
English
Version**

THE Ecuadorian Oriente basin corresponds to the Andean foreland basin. At the foot of the Cordillera, it consists of the Subandean zone and in the east of the Amazonian basin which overlays the Guianese shield unknown at this outcrop (figure 1). The vertical movements of the lithosphere can be related to the major tectonic events that affect the chain and permit a better understanding of the evolution of this basin.

GEOLOGICAL FRAMEWORK

The Subandean Zone, a zone of major faults and folds, separates the Eastern Cordillera from the Amazonian basin of the Ecuadorian Oriente which presents few or insignificant deformations. The tilted fault block basement includes Precambrian, Paleozoic and Mesozoic rocks until the Hauterivian (Fm. Hollin) (figure 1). Starting from the Napo Formation, the slightly deformed series attains 3,500 m. We attribute the ages recently published by Odin

(1994) to the boundaries of the formations. The Cretaceous series start with the Napo Formation (108-80 Ma) overlapping the continental Hollin Formation. The continental red beds of the Tena Formation (72-65 Ma), with mottled clays and sandstones, overlay the Napo Formation in erosional unconformity. The Cenozoic series start with the Eocene Tiyuyacu Formation (red beds) (Bristow and Hoffstetter, 1977; Ordoñez *et al.*, 1990) (53-46 Ma). The Oligocene Orteguaza Formation (Canfield *et al.*, 1982) (34-23 Ma) with continental to lagoonal facies settles in slight unconformity (Bristow and Hoffstetter, 1977). The Miocene to Quaternary Chalcana, Arajuno, Chambira and Mesa continental formations form an undifferentiable unity on the well-logs.

THE SUBSIDENCE. METHOD OF APPROACH AND RESULTS

The backstripping method has been used in subsidence analysis (Steckler and Watts 1978; Brunet, 1982). The tectonic subsidence

C.R. Acad. Sci. Paris,
t. 320, série II a,
p. 617 à 624,
1995

G. T. : Laboratoire de Géodynamique et Modélisation des Bassins Sédimentaires, Université de Pau et des Pays de l'Adour, avenue de l'Université, 64000 Pau, France ;

A. L. : ORSTOM, Dépt. TOA, UR 13, 213, rue La Fayette, 75480 Paris Cedex 10, France et Laboratoire de Géodynamique et Modélisation des Bassins Sédimentaires, Université de Pau et des Pays de l'Adour, avenue de l'Université, 64000 Pau, France ;

G. B. : Petroproducción, LABOGEO, casilla 10829, Guayaquil, Ecuador.

O.R.S.T.O.M. Fonds Document.
N° 42487 ca 1
Cote : B
09 OCT. 1995

Note

présentée par
Jean Dercourt.

remise le 21 novembre 1994,
acceptée après révision
le 3 février 1995.

was calculated (Stam *et al.*, 1987) for 6 wells located in the northern part of the basin (average curve, figure 1). The intermediate ages between limits correspond to the subdivisions necessary for bringing about the progressive decompaction by interval. They are arbitrary and are not plotted on the curve. Only the points relative to the boundaries of the formations were retained. The subsidence is very moderate. In the northern part of the basin, the average velocity of the tectonic subsidence from the base of the Albian until the Quaternary is 10.5 m/Ma. From a kinetic point of view, three episodes are distinguished.

– From 108 to 72 Ma, the average velocity of the tectonic subsidence is 9 m/Ma. Before the Peruvian phase, the tectonic evolution is uncertain. However, several events have been identified (Mochica phase) (references of tectonic events in Soler, 1991).

– From 72 to 34 Ma, periods of relatively rapid subsidence (40-35 m/Ma) (Tena and Tiyuyacu Formations) are followed by contemporaneous gaps of sedimentation which coincide with the tectonic phases I_0 and I_1 (respectively near 56 and 42 Ma). These gaps, accompanied by erosion, are linked to weak uplifts of the bedrock that were unable to be quantified.

– From 34 Ma, the subsidence rate of the lithosphere is 7 m/Ma corresponding to the weakest average value recorded in the basin. The subsidence is contemporaneous with a continuum of strain in the chain (Quechua tectonic period) (Noblet *et al.*, 1995) and its uplift.

DISCUSSION-CONCLUSION

The study of the subsidence in the Ecuadorian Oriente basin permits only the interpretation of the lithospheric behaviour from 72 Ma. During the Peruvian tectonic phase (P), the increase of stress provokes the start of a break of the brittle upper crust. Two periods of evolution can then be distinguished.

First period: jerky break of the lithosphere (72-34 Ma). During a first interval (72-53 Ma), the convergence between the orogen and the subducted continental plate (O/SCP) is first accommodated: (i) in the upper crust by the displacement along the thrust plane, (ii) in the lower crust by ductile strain then break, and (iii) in the sub-crustal lithosphere by elastic

strain. The orogen's loading and advancing determines a rapid deflection of the lithosphere. The migration of the forebulge towards the load is responsible for the basin uplift (figure 2 b). The resistance to the shear of the sub-crustal lithosphere's brittle domain provokes the progressive blocking of the convergence O/SCP and the superficial deformations of phase I_0 (figure 2 c). During a second interval (53-34) the increase of the load determines a new elastic flexion of the subducted continental plate (figure 2 d). The drift of the bulge produces a new sedimentary gap. The brittle domain of the orogen's mantle and that of the Amazonian shield's crust come into contact. The cause of the superficial deformations of phase I_1 is perhaps this brittle domain, temporary conductor of compressional stress (figure 2 e). The cause of the forebulge's drift towards the orogen is controversial (Quinlan and Beaumont, 1984; Sinclair *et al.*, 1991).

Second period: continental subduction (34 Ma-Quaternary). This period begins with the break of the ductile lithospheric mantle. The O/SCP convergence is henceforth absorbed by subduction. The subducted plate conserves an elastic behaviour during a relatively long period (Quinlan and Beaumont, 1984). Between 34 and 26 Ma, the coupling O/SCP is not sufficient to provoke tectonic deformations in the chain. The deformations of the Quechua tectonic period are due to the increase in velocity of the convergence (Pardo-Casas and Molnar, 1987; DeMets *et al.*, 1990) and the intensity of the coupling between 26 Ma and the Quaternary (figure 2 f). By assimilating the lithospheric flexure to a straight line, the shortening Δl from the start of the Oligocene, can be estimated using the Δz value (400 m) of the tectonic subsidence ($\Delta l = \Delta z / \text{tg } \alpha$) (figure 3). The shortening obtained (60 to 180 km) closely agrees with the shortenings obtained in northern Peru (90 km, Pardo, 1982) and in Bolivia (136 km, Baby *et al.*, 1989).

Study of the subsidence in the Ecuadorian Oriente basin permits the characterization of two major stages: the jerky break of the continental lithosphere then its subduction under the Andean orogen. Since the beginning of the Oligocene, the shortening can be estimated at about 100 km.

INTRODUCTION

L'orogénèse des Andes s'amorce dès la fin du Crétacé. La chaîne s'édifie à partir du matériel sédimentaire accumulé dans des bassins fonctionnant depuis le Permo-Trias ou le Lias (e.g. James, 1971 ; Audebaud *et al.*, 1973 ; Mégard, 1987). Au Nord de 5°S (déflexion de Huancabamba), des éléments de nature océanique, impliqués dans l'orogénèse andine, se sont accrétés durant le Crétacé supérieur-Tertiaire inférieur (Feininger et Bristow, 1980 ; Aspden et McCourt, 1986 ; Feininger, 1987 ; Mourier *et al.*, 1988a, 1988b). L'Oriente équatorien est constitué, au pied de la Cordillère, par la zone subandine puis à l'Est par le bassin amazonien qui

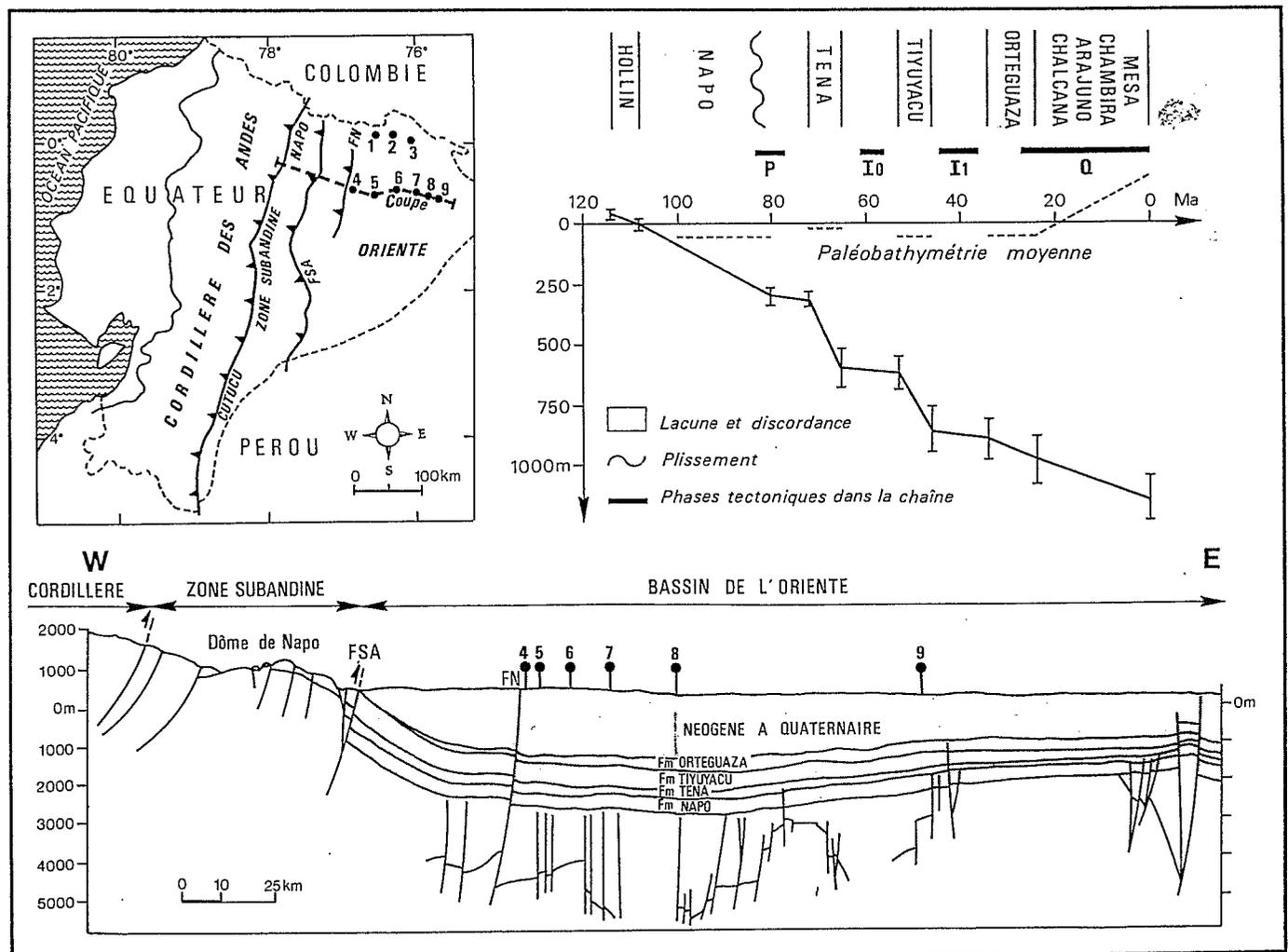
repose sur le bouclier guyanais inconnu à l'affleurement (figure 1). Dans ce bassin de l'avant-pays andin, les mouvements verticaux de la lithosphère peuvent être mis en relation avec les événements tectoniques majeurs qui affectent la chaîne. Ils permettent une meilleure compréhension de la naissance et de l'évolution du bassin.

CADRE GÉOLOGIQUE

La Zone Subandine, zone de failles majeures et de plis, sépare la Cordillère des Andes du bassin amazonien de l'Oriente équatorien (figure 1). Elle est marquée en Équateur par un plissement à grand rayon de courbure dont les principales structures sont

Figure 1 Carte morpho-structurale, coupe schématique et courbe moyenne de subsidence tectonique (nord du bassin de l'Oriente équatorien) ; 1 à 9 : localisation des forages ; FSA : Front subandin ; FN : Faille Napo.

Morpho-structural map, schematic cross-section and tectonic subsidence diagram (northern part of the Ecuadorian Oriente basin); 1 to 9: borehole location; FSA: Subandean front; FN: Napo fault.



le Dôme du Napo au Nord et celui de Cutucu, au Sud. A l'Est, le front du soulèvement est marqué par des failles chevauchantes (front de chevauchement subandin) dont la plus orientale à l'affleurement est la faille Napo. Le reste du bassin présente peu ou pas de déformations importantes. Le substratum (Précambrien, Paléozoïque et en partie Mésozoïque) est structuré en blocs basculés affectant la série jusqu'à la Formation Hollin (Hauterivien). Bien que n'appartenant pas *s.s.* au socle, cette formation est incluse dans le substratum non compactable, car elle est déformée avant le dépôt de la Formation Napo (coupe, **figure 1**). A partir de la Formation Napo, les séries sont peu déformées. Alors que l'épaisseur des sédiments du bassin (Paléozoïque à Quaternaire) dépasse 10 000 m au dépocentre (Baldock, 1982; De Souza Cruz, 1990), les séries étudiées par forage atteignent 3 500 m au maximum. Les formations analysées sont généralement séparées par des discontinuités. Selon certains auteurs, elles correspondent à des discordances cartographiques, alors que pour d'autres auteurs il y aurait continuité. Ces deux points de vue semblent indiquer, en fait, que les mouvements tectoniques et les érosions sont relativement faibles dans le bassin. Nous attribuerons aux limites des formations les âges publiés par Odin (1994).

La série compactable débute par la Formation crétacée Napo transgressive (Jaillard, sous presse) sur la Formation Hollin continentale. Elle est composée de niveaux détritiques (Tschopp, 1953) marins à saumâtres. Nous lui attribuons une durée comprise entre 108 et 80 Ma (Albien à Campanien inférieur : Bristow et Hoffstetter, 1977 ; Ordoñez *et al.*, 1990). La partie supérieure de la Formation Napo a été érodée, surtout dans la zone du Dôme du Napo et probablement très peu dans le bassin. Sur cette surface d'érosion, se dépose la Formation Tena qui débute par des argiles bigarrées et des grès, pour se terminer par des couches rouges continentales. Datée du Maastrichtien (Bristow et Hoffstetter, 1977), elle se place dans l'intervalle 72-65 Ma.

La série cénozoïque repose sur la Formation Tena par l'intermédiaire d'une discor-

dance controversée (Tschopp, 1953 ; Canfield *et al.*, 1982). La Formation Tiyuyacu d'âge Éocène inférieur (Bristow et Hoffstetter, 1977 ; Ordoñez *et al.*, 1990) se placerait dans l'intervalle 53-46 Ma. Elle est constituée de couches rouges (lutites et conglomérats). La Formation Orteguaza oligocène, à caractère marin-lagunaire à continental, se dépose ensuite en faible discordance (Bristow et Hoffstetter, 1977 ; Canfield *et al.*, 1982). Nous lui attribuons un âge compris entre 34 et 23 Ma. Les formations de couches rouges continentales Chalcana, Arajuno, Chambira et Mesa, constituent une unité indifférenciable sur les diagraphies. Elles représentent l'intervalle Miocène à Quaternaire.

LA SUBSIDENCE: MÉTHODE D'APPROCHE ET RÉSULTATS

La subsidence tectonique a été calculée à partir des données de 9 forages localisés le long de deux transects situés dans la partie septentrionale du bassin. La courbe moyenne établie à partir des forages 4 à 9 (**figure 1**) présente les mêmes caractères que la courbe obtenue (non représentée ici) à partir des forages 1 à 3. La méthode d'étude fondée sur le backstripping (Steckler et Watts, 1978 ; Brunet, 1982) permet d'obtenir la subsidence tectonique du substratum non compactable, donc de la lithosphère elle-même, en fonction du temps (Stam *et al.*, 1987). Le niveau de référence est le niveau actuel de la mer. L'hypothèse d'une compensation isostatique locale (densité mantellique = $3,35 \text{ g cm}^{-3}$) a été retenue. Le découpage lithostratigraphique de chaque forage et les étages correspondants sont définis dans les rapports de fin de sondage (PetroEcuador, rapports inédits). L'évolution de la porosité Φ à la profondeur z a été établie à partir des données diagraphiques des 9 forages (n^{os} 1 à 9, **figure 1**). Dans l'intervalle Crétacé inférieur-Oligocène, les lois de porosité sont de type exponentiel : $\Phi = 0,69 \exp - 0,00076 z$ pour les argiles, $\Phi = 0,40 \exp - 0,00037 z$ pour les formations grésos-silteuses, $\Phi = 0,43 \exp - 0,00013 z$ pour les calcaires. La loi est linéaire pour les sédiments miocènes à quaternaires :

$\Phi = 0,40 - 0.000084 z$. Le problème de la quantification de l'érosion des formations a été examiné. Les anomalies de sur-compaction sont faibles et peu significatives sur les courbes de porosité-profondeur, ce qui tend à confirmer la faiblesse des érosions accompagnant les discordances. La détermination de la paléobathymétrie dans l'intervalle Crétacé supérieur-Oligocène est fondée sur les rapports de fin de sondage. A partir de la base du Miocène, on a supposé que l'altitude à laquelle s'effectuait la sédimentation continentale variait linéairement jusqu'à la cote actuelle. Les corrections eustatiques sont tirées de la courbe de variation à long terme de Haq *et al.* (1987). Entre les limites de formations, les âges intermédiaires correspondant aux subdivisions nécessaires pour effectuer une décompaction progressive par tranche, sont arbitraires ; ils ne figurent pas sur la courbe. Seuls ont été retenus les points relatifs aux limites. La subsidence du bassin est, dans son ensemble, très modérée. La vitesse moyenne de la subsidence tectonique entre la base de l'Albien et le Quaternaire est de 10,5 m/Ma.

D'un point de vue cinématique, on peut distinguer trois épisodes.

- De 108 à 72 Ma, le manque de précision dans la description de la Formation Napo ne permet pas de mettre en évidence le détail de l'évolution de la subsidence tectonique dont la vitesse moyenne est de 9 m/Ma. De nombreuses incertitudes demeurent concernant l'évolution tectonique de la chaîne (phase Mochica), antérieurement à l'événement tectonique péruvien (*P*, figure 1) (réf. in Soler, 1991).

- De 72 à 34 Ma, des périodes de subsidence relativement rapide (40-35 m/Ma) correspondent au dépôt des formations Tena et Tiyuyacu. Ces périodes sont suivies par des paliers contemporains de lacunes de sédimentation. Les phases tectoniques Incaïques I_0 et I_1 , respectivement vers 56 et 42 Ma, coïncident sensiblement avec ces paliers. Les lacunes de sédimentation, accompagnées d'érosion, sont probablement liées à de légers soulèvements du substratum qui n'ont pu être quantifiés. On admet que la durée de chaque formation

correspond à la durée totale d'un étage. Comme il est fort probable que la sédimentation ne se soit effectuée que pendant une partie de l'étage, la vitesse de subsidence calculée est plus faible que la vitesse réelle, ce qui entraîne une réduction de la longueur des paliers.

- A partir de 34 Ma, la lithosphère s'enfonce avec une vitesse de 7 m/Ma, la plus faible valeur moyenne enregistrée dans le bassin. Le continuum tectonique Quechua (*Q*) (Lavenu *et al.*, 1994 ; Noblet *et al.*, 1995) et le soulèvement de la chaîne sont contemporains de la subsidence du bassin d'avant-pays.

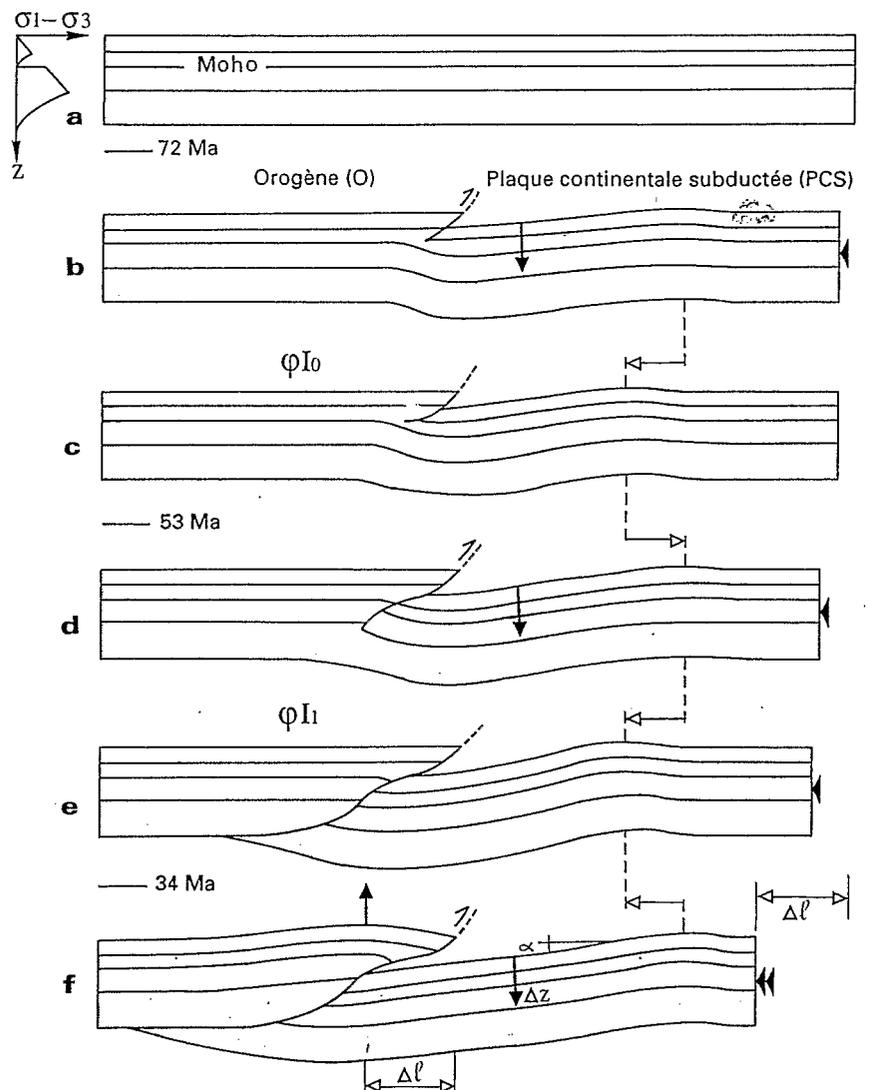


Figure 2 Relations entre raccourcissement de la lithosphère et subsidence dans le bassin de l'Oriente équatorien. Flèche horizontale : déplacement du bourrelet ; flèche verticale : sens et localisation des déplacements verticaux ; zone blanche : domaine fragile ; zone grise : domaine ductile.

Relationships between lithospheric shortening and subsidence in the Ecuadorian Oriente basin. Horizontal arrow: forebulge displacement; vertical arrow: direction and location of vertical displacements; white area: brittle unit; grey area: ductile unit.

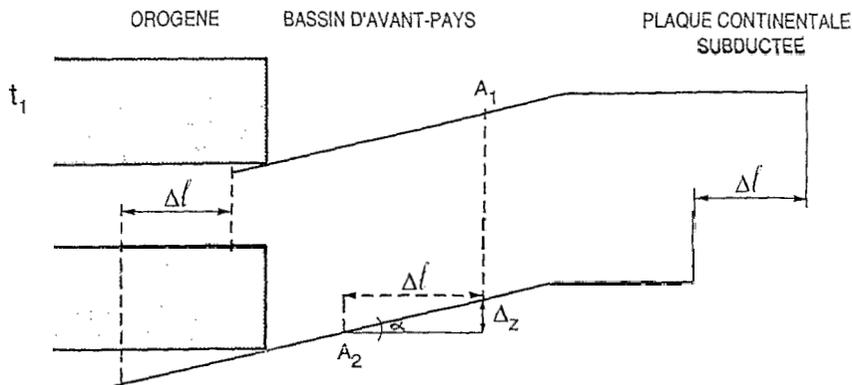


Figure 3 Schéma des relations entre le raccourcissement (Δl) et la subsidence tectonique (Δz) de la lithosphère subductée dans l'intervalle de temps ($\Delta t = t_2 - t_1$). La courbure de la lithosphère est négligée ($\alpha = Cte$) et on suppose que la charge de l'orogène est constante. Le modèle élastique prévoit que la géométrie de la flexure n'est pas modifiée au cours de la subduction.

Dans ces conditions une valeur approchée du raccourcissement est :

$$\Delta l = \Delta z / \text{tg } \alpha.$$

A_1, A_2 : positions successives du même point aux temps t_1 et t_2 .

Cartoon diagram showing the relationships between lithospheric shortening (Δl) and tectonic subsidence (Δz) during the time ($\Delta t = t_2 - t_1$). The bending of the subducted lithosphere is ignored ($\alpha = Cte$), and the orogen load is assumed constant. The elastic plate model predicts that the geometry of the deflection will remain unchanged during the advance of the load. An approached value of the lithospheric shortening is:

$$\Delta l = \Delta z / \text{tg } \alpha.$$

A_1, A_2 : successive location of the same point at time t_1 and t_2 .

INTERPRÉTATION

Les événements tectoniques antérieurs au Maastrichtien sont encore mal caractérisés. Toutefois, nous admettons que pendant la tectonique Péruvienne (P), l'accroissement des contraintes provoque un début de rupture de la croûte supérieure fragile. A partir du Maastrichtien (72 Ma) on distingue deux épisodes d'évolution pour lesquels l'interprétation repose sur la structure et la rhéologie de la lithosphère. Le scénario proposé ci-dessous est une hypothèse qui rend compte de la nature et de la chronologie des événements géodynamiques localisés dans le bassin et aussi dans la chaîne.

Premier épisode : rupture saccadée de la lithosphère (72-34 Ma). Durant un premier intervalle (72-53 Ma), la convergence orogène/plaque continentale subductée (O/PCS) est d'abord absorbée : (i) dans la croûte supérieure par le déplacement le long de la surface de chevauchement, (ii) dans la croûte inférieure par déformation ductile puis rupture, et (iii) dans la lithosphère sub-crustale par déformation élastique. La surcharge et l'avancée de l'orogène déterminent la flexure élastique de la lithosphère qui réagit par un enfoncement rapide. La migration du bombement frontal vers l'orogène est ensuite responsable du soulèvement du bassin et de la lacune sédimentaire (figure 2 b). La résistance au cisaillement du domaine fragile de la lithosphère sub-crustale provoque le blocage progressif de la convergence O/PCS. En raison de sa continuité, ce domaine fragile agirait

comme un guide de compression, à l'origine de nouvelles déformations superficielles (I_0 , figure 2 c). La convergence O/PCS est à nouveau accommodée dans la partie supérieure de la lithosphère par le déplacement le long de la surface de chevauchement et dans sa partie profonde par déformation ductile. La flèche du chevauchement de l'orogène augmente brusquement. Ainsi, durant un deuxième intervalle (53-34 Ma), l'augmentation et l'avancée rapide de la charge déterminent une nouvelle flexion élastique de la plaque continentale subductée qui s'enfonce rapidement (figure 2 d). La migration du bombement entraîne une nouvelle lacune sédimentaire. Le déplacement relatif le long de la surface de chevauchement met en contact le domaine fragile du manteau de l'orogène et celui de la croûte du bouclier amazonien. Ce guide temporaire de compression est peut-être la cause des déformations superficielles de la phase I_1 (figure 2 e). La cause de la migration du bourrelet frontal vers l'orogène est controversée. Elle peut être liée à une relaxation visco-élastique des contraintes (Quinlan et Beaumont, 1984). Elle peut aussi être attribuée à une réponse purement élastique de la lithosphère par simple changement de la répartition spatiale de la charge (Sinclair et al., 1991).

Deuxième épisode : subduction continentale (34 Ma-Quaternaire). Elle débute par la rupture de la lithosphère mantellique ductile. La convergence O/PCS est dorénavant accommodée par subduction. En raison d'un déplacement permanent, la plaque subductée conserve un comportement élastique pendant une durée relativement longue (Quinlan et Beaumont, 1984). Dans un premier temps (34-26 Ma), le couplage O/PCS est insuffisant pour provoquer des déformations tectoniques dans la chaîne. Dans un deuxième temps (26 Ma-Quaternaire), l'augmentation de la vitesse de convergence (qui atteint 78 mm/an) due à la réorganisation de la plaque Nazca (Pardo-Casas et Molnar, 1987 ; DeMets et al., 1990) et à l'intensité du couplage sont à l'origine des déformations de la tectonique Quechua (figure 2 f).

En assimilant la courbure de la plaque continentale subductée à une droite, il est possible de calculer une valeur approchée du raccourcissement lithosphérique (figure 3). Il suffit pour cela de connaître la profondeur et la subsidence du substratum non compactable en deux forages situés sur une perpendiculaire à la direction de l'orogène ; on obtient ainsi les valeurs de α puis de Δl . Le calcul a été effectué d'une part entre les forages 1 et 3, d'autre part entre les forages 8 et 9. Les valeurs obtenues, respectivement 60 et 180 km, constituent une fourchette d'estimation du raccourcissement lithosphérique dans cette région. Elle est tout à fait en accord avec les raccourcissements obtenus au Nord du Pérou (90 km, Pardo, 1982) et en Bolivie (136 km, Baby et al., 1989).

CONCLUSION

Entre 72 et 34 Ma, les ruptures de la croûte, puis du manteau lithosphérique, déterminent la répétition de la séquence : 1) subsidence rapide et sédimentation dans le bassin, 2) migration du bombement avec

lacune sédimentaire dans le bassin et déformation tectonique dans la chaîne. L'état actuel des données ne permet pas de vérifier, pour cet épisode, la validité des modèles de flexion élastique ou visco-élastique qui déterminent la migration du bombement. Depuis 34 Ma le bassin est le siège d'une sédimentation continue. Les déformations tectoniques dans la chaîne sont contemporaines de la subsidence mais elles n'apparaissent que lorsque le couplage O/PCS est suffisamment important pour transmettre les contraintes. La plaque continentale subductée amazonienne réagit de manière élastique à l'avancée permanente de l'orogène. Pour ce dernier épisode, un raccourcissement d'une centaine de kilomètres à déjà été démontré au Pérou et en Bolivie.

L'étude de la subsidence dans le bassin de l'Oriente équatorien permet de caractériser deux étapes majeures dans le comportement de la lithosphère : sa rupture saccadée, puis sa subduction sous l'orogène andin. Depuis le début de l'Oligocène, le raccourcissement serait compris entre 60 et 180 km.

ASPEN, J. A. et McCOURT, W., 1986. Mesozoic oceanic terrane in the Central Andes of Colombia, *Geology*, 14, p. 415-418.

AUDEBAUD, E., CAPDEVILA, R., DALMAYRAC, B., DEBELMAS, J., LAUBACHER, G., LEFEVRE, C., MAROCCO, R., MARTINEZ, C., MATTAUER, M., MEGARD, F., PAREDES, J. et TOMASI, P., 1973. Les traits géologiques essentiels des Andes centrales (Pérou-Bolivie), *Rev. de Géog. phys. et de Géol. dyn.*, (2), XV, Fasc. 1-2, p. 73-114.

BABY, P., HERAIL, G., LOPEZ, J. M., LOPEZ, O., OLLER, J., PAREIJA, J., SEMPERE, T. et TUFINO, D., 1989. Structure de la Zone subandine de Bolivie : influence de la géométrie des séries sédimentaires anté-orogéniques sur la propagation des chevauchements, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 309, série II, p. 1717-1722.

BALDOCK, J. W., 1982. Geology of Ecuador: Explanatory Bulletin of the National Geological Map of the Republic of Ecuador. Esc. 1:1 000 000, *Min. Rec. Nat. Energ.*, Quito, 70 p.

BRISTOW, C. R. et HOFFSTETTER, R., 1977. *Lexique stratigraphique international*, 5, Amérique Latine, fasc. 5 a, *Equateur*, CNRS, Paris, 410 p.

BRUNET, M. F., 1982. Subsidence of the Paris basin, *J. Geophys. Res.*, 87, B 10, p. 8547-8560.

CANFIELD, R.W., BONILLA, G. et ROBBINS, R. K., 1982. Sacha oilfield of Ecuadorian Oriente, *Bull. AAPG*, 81, p. 1076-1090.

DEMETS, C., GORDON, R. G., ARGUS, D. F. et STEIN, S., 1990. Current plate motion, *Geophys. Journ. Int.*, 101, p. 425-478.

DE SOUZA CRUZ, C., 1990. Cretaceous sedimentary facies and depositional environments, Oriente basin, Ecuador. A field trip guide, *III^o Cong. And. Indus. Petrol.*

FEININGER, T., 1987. Allochthonous terranes in the Andes of Ecuador and northwestern Peru, *Can. J. Earth Sci.*, 24, p. 266-278.

FEININGER, T. et BRISTOW, C. R., 1980. Cretaceous and paleogene geologic history of coastal Ecuador, *Geol. Rundsch*, 69, 3, p. 849-874.

HAQ, B. U., HARDENDOL, J. et VAIL, P. R., 1987. The chronology of fluctuating sea level since the Triassic, *Science*, 235, p. 1156-1167.

JAILLARD, E. et SEMPERE, T., 1989. Crétacé sequence stratigraphy of Peru and Bolivia, *Contribuciones de los Simposios sobre Cretácico de América Latina*, Parte A: Eventos y registro sedimentario, p. 1-27.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- JAMES, D. E., 1971. Plate tectonic model for the evolution of the Central Andes, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 82, p. 3325-3346.
- LAVENU, A., NOBLET, C. et WINTER, T., 1995. Neogene ongoing tectonics in the Southern Ecuadorian Andes: analysis of the evolution of the stress field, *J. of Struct. Geol.* (sous presse).
- MEGARD, F., 1978. Étude Géologique des Andes du Pérou central, *Mém. ORSTOM*, 86, 310 p., Paris.
- MEGARD, F., 1984. The Andean orogenic period and its major structures in central and northern Peru, *J. Geol. Soc. London*, 141, p. 893-900.
- MEGARD, F., 1987. Cordilleran Andes and marginal Andes: a review of andean geology north of the Arica elbow (18°S). in *Circum-Pacific orogenic belts and evolution of the Pacific Ocean Basin*, MONGER, J. H. et FRANCHETEAU, J., éd., *Am. Geophys. Union, Geodynamics Series*, 18, p. 71-95.
- MOURIER, T., MEGARD, F., REYES, RIVERA, L. et PARDO ARGUEDAS, A., 1988a. L'évolution mésozoïque des Andes de Huancabamba (nord Pérou-Équateur) et l'hypothèse de l'accrétion du bloc Amotape-Tahuin, *Bull. Soc. géol. France*, (8), IV, 1, p. 69-79.
- MOURIER, T., LAJ, C., MEGARD, F., ROPERCH, P., MITOUARD, P. et FARFAN MEDRANO, A., 1988b. An accreted continental terrain in Northwestern Peru, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 88, p. 182-192.
- NOBLET, C., LAVENU, A. et MAROCCO, R., 1995. Notion of ongoing tectonics in the Andes. *Tectonophysics* (sous presse).
- ODIN, S., 1994. Geological Time scale (1994), *C. R. Acad. Sci. Paris*, 318, série II, p. 59-71.
- ORDOEZ, M., ZAMBRANO, I. et JIMENEZ, N., 1990. Contribución al estudio bioestratigráfico de la Cuenca Oriente ecuatoriana, *III Cong. And. Indust. Petrol.* (sous presse).
- PARDO, A., 1982. Características estructurales de la faja subandina del Norte Perú, *Simp. Explor. Petrol. en las Cuencas subandinas de Venezuela, Colombia, Ecuador y Perú*, 19 p., Bogota.
- PARDO-CASAS, F. et MOLNAR, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and south America plates since Late Cretaceous time, *Tectonics*, 6, p. 233-248.
- QUINLAN, G. M. et BEAUMONT, C., 1984. Appalachian thrusting, lithospheric flexure, and the Paleozoic stratigraphy of the eastern interior of North America, *Can. J. Earth Sci.*, 21, p. 973-996.
- SINCLAIR, H. D., COAKLEY B. J., ALLEN P. A. et WATTS, A. B., 1991. Simulation of foreland basin stratigraphy using a diffusion model of mountain belt uplift and erosion: an example from the central Alps, Switzerland, *Tectonics*, 10, p. 599-620.
- SOLER, P., 1991. Contribution à l'étude du magmatisme associé aux marges actives - Pétrographie, géochimie et géochimie isotopique du magmatisme crétaïc à pliocène le long d'une transversale des Andes du Pérou central - Implications géodynamiques et métallogéniques, *Thèse de doctorat*, Univ. Paris-VI, 845 p.
- STAM, B., GRADSTEIN, F. M., LLOYD, P. et GILLIS, D., 1987. Algorithms for porosity and subsidence history, *Computers and geosciences*, 13, 4, p. 1-13.
- STECKLER, M. S. et WATTS, A. B., 1978. Subsidence of the Atlantic-type continental margin off New York, *Earth and Planet. Sci. Letters*, 41, p. 1-13.
- TSCHOPP, H. S., 1953. Oil exploration in the Oriente of Ecuador, *Bull. AAPG*, 37, 10, p. 1938-1995.