

MODÈLE DE DÉPÔTS SUR UNE RAMPE CARBONATÉE L'EXEMPLE DES BAHAMAS - RÉSULTATS PRÉLIMINAIRES DE LA CAMPAGNE CARAMBAR

La campagne CARAMBAR (31 octobre - 29 novembre 2010) visait à étudier dans son ensemble un système de rampe carbonatée à partir de données morphobathymétriques (sondeur multifaisceaux EM302), géométriques (sismique haute résolution – multitrace et très haute résolution – Chirp) et des processus sédimentaires (carottages Küllenbergl). Deux zones différant par leur morphologie de rampes et leur alimentation avaient été définies : la pente occidentale du Grand Banc des Bahamas et la pente septentrionale du Petit Banc des Bahamas (fig. 1). Ces deux zones s'appuient chacune sur un jeu de données préexistant important : sismique pétrolière et forages IODP.

Le premier leg (pente occidentale du Grand Banc des Bahamas – fig. 1 et 2) a précisé, à l'aide de la sismique HR, les grandes coupures sismiques régionales calées sur les forages IODP (base du Miocène, surfaces d'érosion à 12,5 Ma, 11,4-10,5 Ma, transitions Miocène-Pliocène, Pliocène inférieur/supérieur et Pliocène-Pléistocène). L'analyse des faciès sismiques a mis en évidence des faciès de plateforme carbonatée lités, des faciès sourds (*shaked carbonates*) interprétés comme des faciès de changement d'état (thixotropie) générés par de *large slab gliding* sur une courte distance, des géométries de ravines (fig. 2) et des faciès perturbés de débris surmontant généralement des surfaces d'érosion majeure, des systèmes turbiditiques incluant des ravines comblées, des complexes chenal-levées carbonatés superposés, des lobes et enfin des faciès progradants de corps contournés.

Une cicatrice majeure de glissement (*Mass Transport Complex*, fig. 2) a été identifiée. Elle correspond à trois cicatrices de glissement juxtaposées avec une surface verticale bien marquée dans la bathymétrie (hauteur de l'escarpement :

80 à 110 m). Les trois cicatrices s'étendent sur 9 km selon un profil N-S. Elles passent vers le nord à une zone déformée de 3,5 km de long. Elle se poursuit vers le large par une débrite d'une vingtaine de kilomètres de long sur 13 km de large se terminant par trois blocs glissés aux contours géométriques nets. Leur hauteur varie entre 48 et 52 m pour une largeur et une longueur de 0,8 à 2 km. Le plus important d'entre eux a une dimension de 1 500 x 2 200 m ce qui correspond à une surface de 3,3 km² et à un volume de 0,18 km³. L'ensemble du système déstabilisé couvre une surface de 360 km². Le volume correspondant (épaisseur moyenne de 50 m) serait de 18 km³. Un petit escarpement (fig. 2) montre que le haut de pente (bathymétrie = 300 m) est en cours de déstabilisation. Un carottage court (3 m ; fig. 2) a été réalisé au sommet du

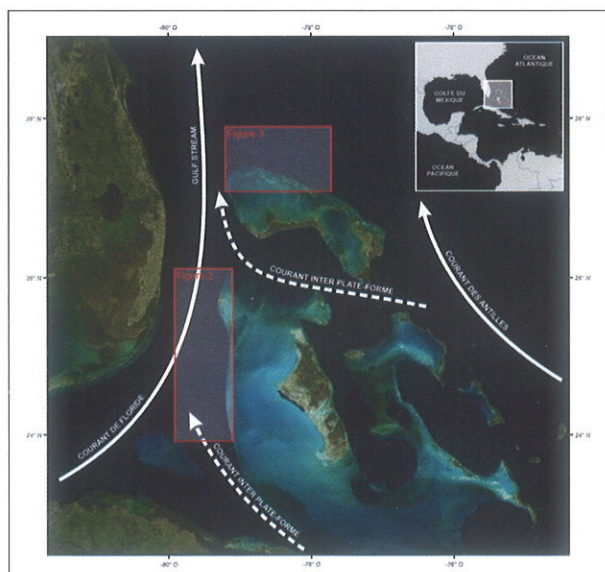


Fig. 1 - Contexte courantologique des zones d'études et positions des zones reconnues lors des legs 1 et 2.

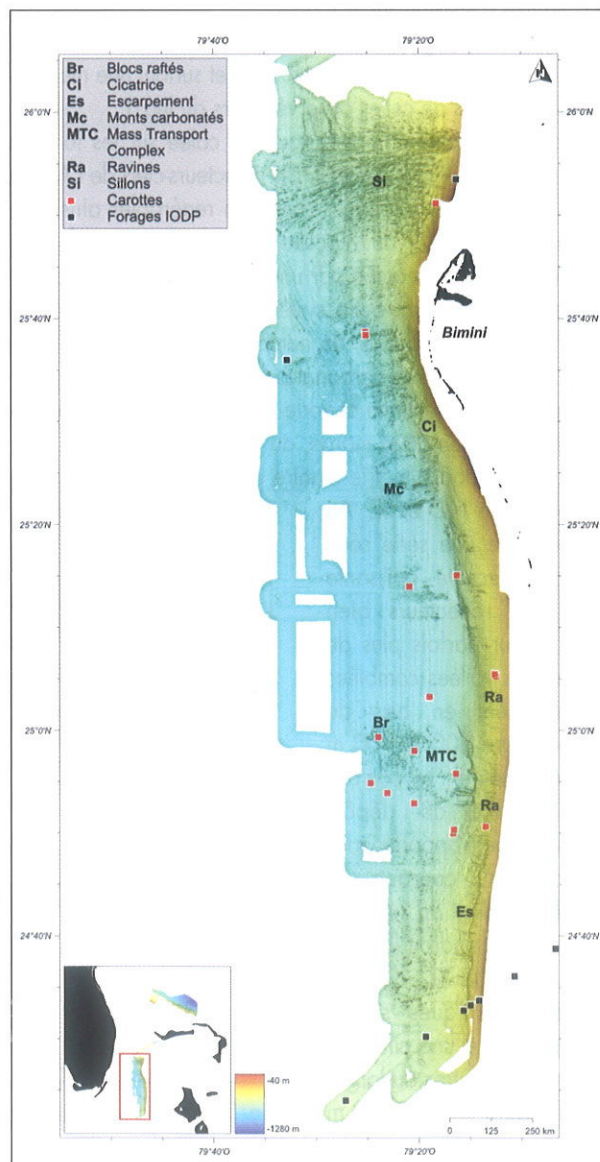


Fig. 2 - Carte bathymétrique multifaisceaux de la rampe carbonatée à l'ouest du Grand banc des Bahamas.

Actualités

bloc glissé le plus important afin de collecter les sédiments accumulés sur le bloc après son mouvement et de dater ainsi l'événement. D'autres instabilités de grande ampleur ont été mises en évidence ainsi que de nombreuses cicatrices de glissement de plusieurs hectomètres cubes, toutes localisées en pied de rampe. De nombreuses traces de déformations lentes (fluage) sont également observées le long de la rampe carbonatée (200-400 m de profondeur d'eau). La présence de glissements récents et l'interprétation du faciès sourd décrit plus haut suggèrent l'existence de périodes de déstabilisation en masse de la bordure du banc carbonaté et du haut de rampe.

Le fond actuel montre une sédimentation récente limitée au pied de rampe carbonatée, contrainte vers le large par la croissance des monts carbonatés récifaux (coraux profonds) et balayée dans le centre du détroit de Floride par le violent courant de Floride (fig. 1) qui ne laisse qu'un lag (*by pass*) et des figures d'érosion sur le fond.

Le second leg (nord de la pente du Petit Banc des Bahamas ; fig. 3) montre une structure et surtout une morphologie différentes de celles observées lors du leg 1.

La stratigraphie sismique, toujours calée sur les forages IODP, est plus difficile à établir. Les réflecteurs-clefs de l'Albien et du Cénomaniens supérieur sont bien repérables ainsi que les surfaces d'érosion du Miocène moyen et Pliocène inférieur. La première est surmontée par une unité dans laquelle apparaissent de nombreux petits systèmes chenal-levées superposés. Au sein du Miocène, de nombreuses débrites ainsi que des faciès de « shaked carbonates », a priori diachrones, sont visibles. Ils traduisent une période probablement assez longue de déstabilisation de la marge, au cours du Miocène.

La morphobathymétrie montre une nette différence entre les extrémités NO et SE. Au NO domine une série sédimentaire récente puissante avec des réflecteurs bien stratifiés sur parfois plus de 50 m. Des vallées comblées apparaissent en bas de rampe (entre 600 et 700 m de bathymétrie). Le comblement résulte de dépôts contouritiques apportés par le puissant courant de Floride circulant du sud vers le nord à cet endroit (fig. 1). Dans la partie SE, des systèmes turbiditiques s'étendent sur plus d'une cinquantaine de kilomètres au large. Ils naissent à environ 400 m

de profondeur d'eau. Ils commencent par un amphithéâtre très large montrant de nombreux signes d'instabilités gravitaires (cicatrices en cuillère, plan de décollement, terrasses superposées ; fig. 3). Cet amphithéâtre se prolonge vers l'amont par une vallée étroite et moins profonde montrant la direction de l'initiation de l'érosion régressive. Les têtes se poursuivent vers le large par de profondes ravines incisées puis par un système de transit puis de dépôt très étalé et légèrement chenalisé (fig. 3).

Deux remarques morphologiques importantes s'imposent. Du SE vers le NO, la profondeur de l'incision décroît. Parallèlement, la bathymétrie à laquelle naissent les premières vallées est de plus en plus forte. Cela, associé à l'absence de vallées actuelles au NO et à la présence d'îles émergées au SE de la zone d'étude, suggère que l'ensemble de cette zone a subi un basculement vers le SE, générant un rattrapage du niveau d'équilibre intense au SO et un comblement des structures au NO.

L'histoire géologique peut donc se résumer à une première période (jusqu'au Miocène) dominée par la croissance d'un banc carbonaté perturbé par des périodes d'érosion et de déstabilisation en masse puis à une période récente (Pliocène-actuel) dominée par le rôle des courants de fond (courant de Floride) et une exportation limitée de la production carbonatée vers le bassin et contrainte à la zone proximale du banc. Les résultats vont permettre de visualiser dans son ensemble le fonctionnement d'une rampe carbonatée, de montrer les analogies avec des systèmes connus à l'affleurement (Oman, flysch créacé basque) ou des systèmes terrigènes silicoclastiques.

T. MULDER et l'équipe embarquée

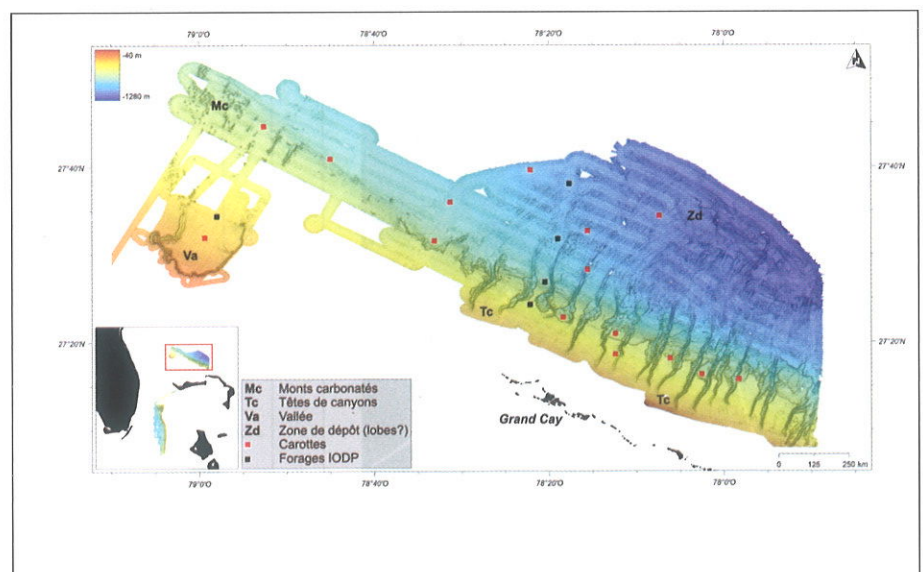


Fig. 3 - Carte bathymétrique multifaisceaux de la rampe carbonatée au nord du Petit banc des Bahamas.