

Blocs basculés de l'îlet Totor

Ce site se situe sur la rive droite du Bras d'Eustache (affluent du Bras de Saint-Paul) coulant depuis le plateau du Tapcal. Sur cette rive droite et du nord au sud, la topographie est chaotique, puis se prolonge en une pente d'environ 30° inclinée vers l'îlet Grand Coude.

L'affleurement principal est situé à l'Ouest du plateau d'Ilet à Cordes, entre la bordure sud du plateau du Tapcal et l'îlet Grand Coude en contre-bas. Cet affleurement est visible depuis la route menant à l'îlet Totor sur le plateau d'Ilet à Cordes. D'autres points de vue permettent de mieux appréhender la structure géologique révélée par cet affleurement, en particulier au niveau du plateau de Terre Fine et du pont de la RD242 marquant l'entrée du plateau d'Ilet à Cordes.

Itinéraire: Depuis Cilaos, suivre la RD242 jusqu'à l'entrée d'Ilet à Cordes (env. 30 min.), puis prendre la première à droite vers l'îlet Totor et suivre la route sur 500 m jusqu'à ce qu'elle commence à descendre dans une ravine. Se garer avant d'arriver aux propriétés privées de l'îlet Totor.

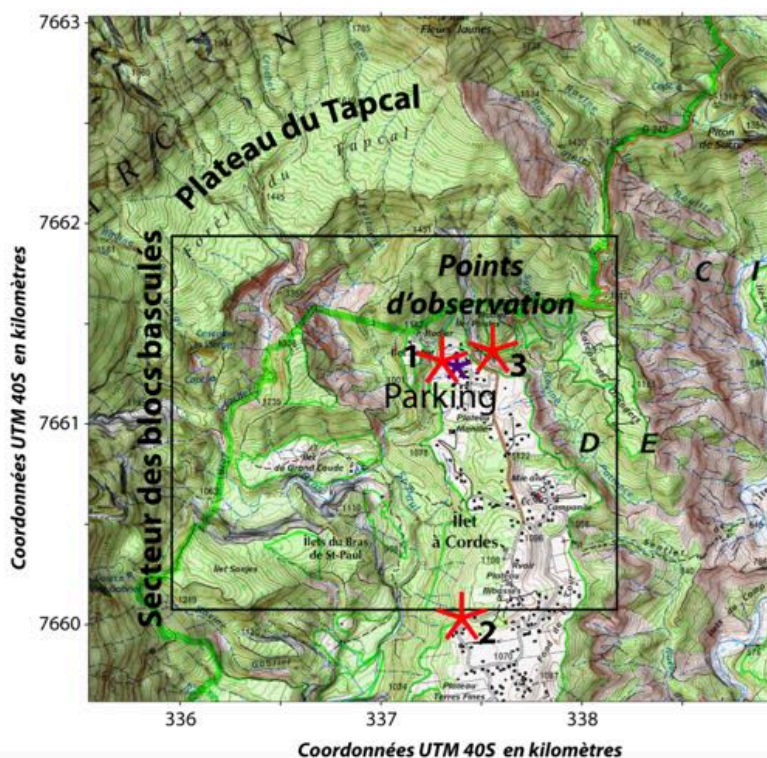
Figure 1: Localisation des points d'observation des blocs basculés formant le soubassement du plateau d'Ilet à Cordes. Les étoiles violette et rouge représentent respectivement le parking et les points d'observation.

Points d'observation: coordonnées UTM 40S, WGS84

(1) route menant à l'îlet Totor : x=337300; y=7661310

(2) Plateau de Terre Fine : x=337435; y=7660045

(3) RD 242 avant pont du plateau d'Ilet à Cordes : x=337562; y=7661361



Description géologique

Les affleurements présentés ici permettent de comprendre la géomorphologie de la partie ouest du cirque de Cilaos et la formation du soubassement du plateau d'Ilet à Cordes, par effondrement de la partie sud du plateau du Tapcal. Le plateau du Tapcal est constitué de coulées de laves pahoehoe zéolitisées (Lacquement et Nehlig, 2008) appartenant probablement à la même unité que celles de la crête du Morne de Gueule Rouge et datées à 1,4 Ma (Chaput, 2013). Ces coulées reposent sur une brèche, qui elle-même recouvre des coulées pahoehoe encore plus anciennes, probablement d'âge antérieur à 2,1 Ma et inclinées vers le Sud. Cet épisode de brèche est à relier à la période d'érosion comprise entre 2,1 et 1,4 Ma que l'on rencontre en plusieurs points du massif du Piton des Neiges. Suite à l'un des creusements du cirque de Cilaos, le Sud du plateau du Tapcal s'est retrouvé entaillé par le Bras de Saint-Paul. Sa base peu résistante de brèche a alors glissé sur la surface constituée

par les coulées de laves de 2,1 Ma, générant des fractures en tension à l'amont du glissement (dont la plus grande est le Bras d'Eustache lui-même) et un basculement en série de blocs de coulées de lave vers l'aval. Le plus bel exemple de ces blocs basculés est visible en rive droite du Bras d'Eustache depuis la route menant à l'Ilet Totor (point d'observation N°1). On y voit de magnifiques failles normales mettant en contact les coulées pahoehoe basculées du plateau du Tapcal et la brèche sous-jacente (Figures 2 et 3). La remontée du Bras d'Eustache depuis le Bras de Saint-Paul (très difficilement accessible) permet même de toucher du doigt certaines de ces failles normales (Figure 4).

Figure 2 : Vue de l'Ilet Totor depuis le point d'observation N°1, interprétation de l'affleurement, et schéma explicatif. Les coulées de laves, anciennement rattachées au plateau du Tapcal, ont été basculées par un effondrement du plateau. Sous les coulées basculées, comme sous le plateau du Tapcal, on retrouve une brèche. Lors du basculement, des failles normales ont segmenté le panneau effondré en blocs imbriqués comme des dominos.

Poursuivre la route d'Ilet à Cordes jusqu'au plateau de Terre Fine offre une nouvelle perspective du paysage (point d'observation N°2, Figure 5): la pente régulière qui aboutit à l'Ilet Grand Coude (en contre-bas, dans le Bras de Saint-Paul, voir carte Figure 1) n'est autre que le flanc de l'un de ces immenses pans de coulées de lave du Tapcal basculés que l'on observait depuis l'Ilet Totor.

Enfin, un dernier arrêt juste en amont du pont de la RD242 en bordure du plateau d'Ilet à Cordes (point d'observation N°3, Figure 6) permet de prendre la mesure de l'ampleur de la zone glissée et de la structure en blocs basculés : en regardant la bordure est du plateau d'Ilet à Cordes, on s'aperçoit que tout le plateau est en fait constitué de ces mêmes blocs, tous inclinés vers le Sud. La morphologie « lissée » du plateau n'est en fait due qu'à un recouvrement de ces blocs basculés par des produits d'érosion plus récents.

L'âge de ce glissement est difficile à établir : il est en tout cas antérieur aux plateaux d'Ilet à Cordes et de Cilaos formés pendant le dernier creusement du cirque de Cilaos depuis 70 ka (Cruchet et al., 2008 ; Gayer et al., 2014). Il est alors tentant d'attribuer ce glissement à la phase de creusement précédente, entre 450 et 350 ka (voir fiche géosite Cilaos).

La morphologie de la zone glissée en blocs basculés vers l'aval classe plutôt ce mouvement de terrain parmi les glissements non-rotationnels (Cas B dans la Figure 7).

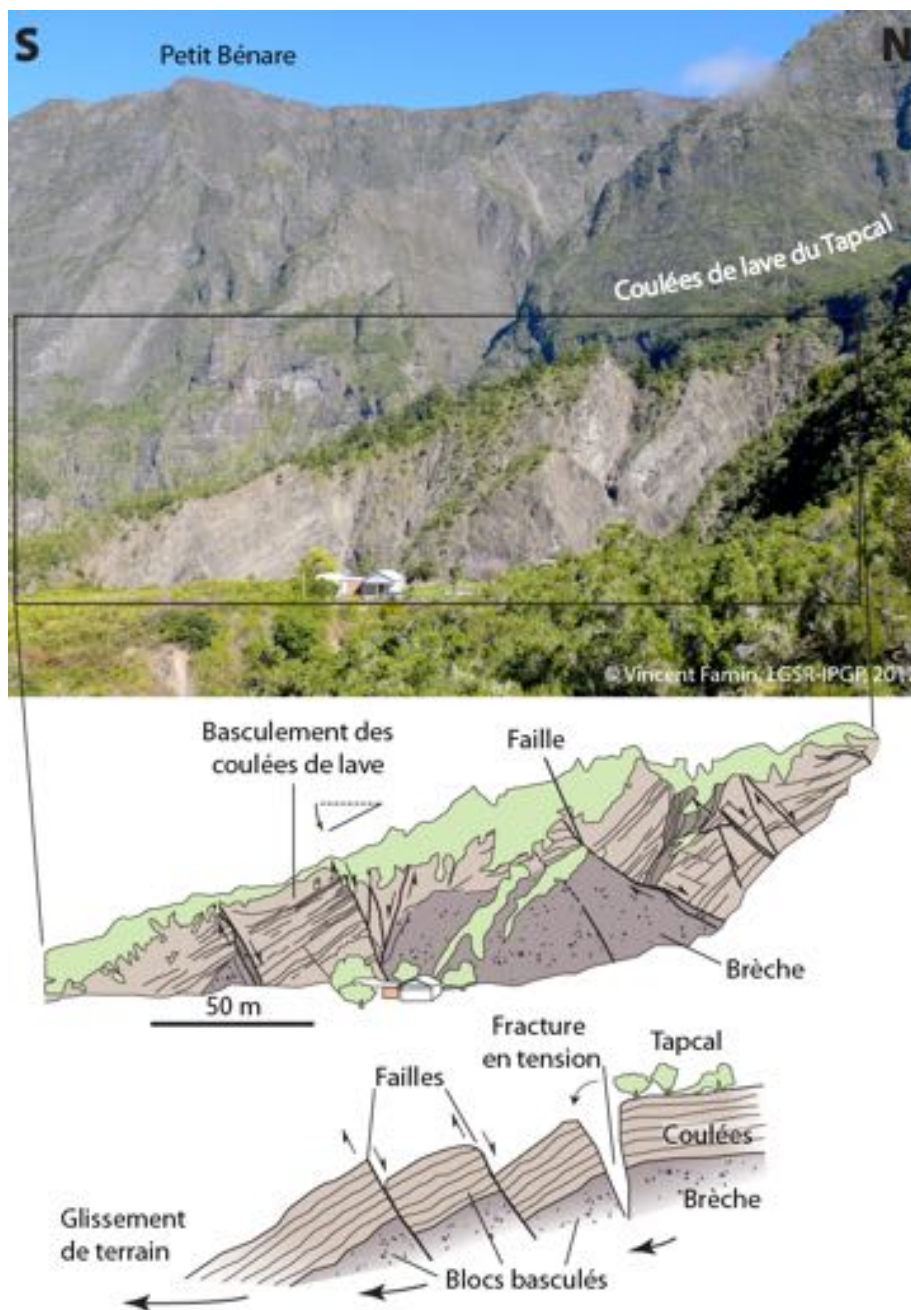




Figure 3 : Zoom sur la faille qui juxtapose les coulées de lave du Tapcal et la brèche sous-jacente, vue depuis le point d'observation N°1. Photo: Vincent Famin.

Figure 4 : Une des failles normales vue de près, en remontant le Bras d'Eustache sous l'Ilet Totor. Photo: Vincent Famin.

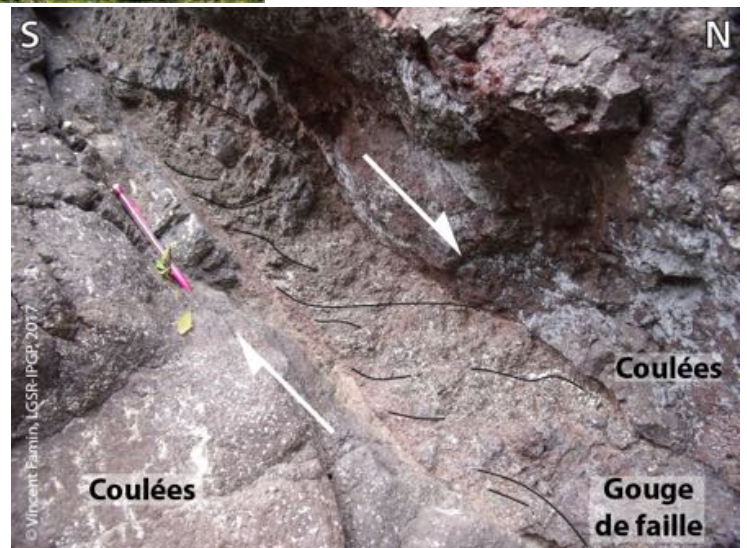


Figure 5 : Plateau du Tapcal vue depuis le point d'observation N°2. On constate que la pente que surplombe le plateau n'est autre que le panneau basculé que l'on voyait depuis le point d'observation N°1. Photo: Vincent Famin.



Figure 6 : Au retour d'Ilet à Cordes, un arrêt au point d'observation N°3 sur la RD 242 révèle que le plateau chaotique d'Ilet à Cordes est en fait constitué de ce même panneau basculé de coulées de laves et de brèches.

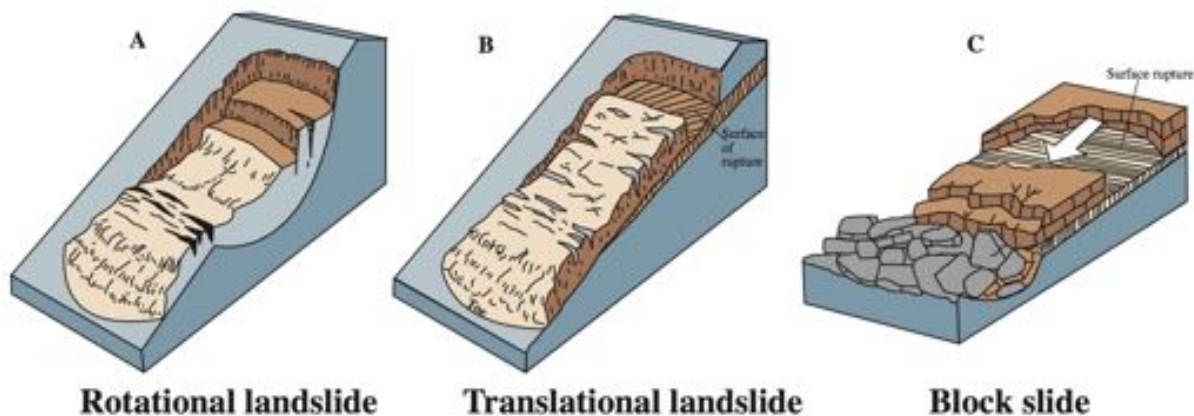


Figure 7 : Différentes catégories de glissement de terrain en masse d'après la classification de Varnes (1978). La figure est tirée d'un document de l'USGS (<http://pubs.usgs.gov/fs/2004/3072/>). La morphologie observée ici est à situer entre les cas B et C.

Pour en savoir plus:

- Varnes, D.J. (1978). Slope movement types and processes. Landslides—Analysis and control: National Research Council, Washington, D.C., Transportation Research Board, Special Report 176, p. 11–33.
- Lacquement, F.; Nehlig, P. (2008). Notice des cartes géologiques des cirques du Piton des Neiges (Ile de La Réunion, France) – Rapport Final.
- Cruchet, M.; Nehlig, P.; Arnaud, N.; Chevallier, P.; Lacquement, F. (2008). Nouvelles datations K-Ar et 14C dans le massif du Piton des Neiges. Rapport BRGM/RP-56905-FR, 22 p.
- Chaput, M. (2013). Déformation et activité intrusive des volcans boucliers - Du terrain à la modélisation numérique (Piton des Neiges - La Réunion). Thèse de l'Université de La Réunion, 378 p.
- Gayer, Eric; Lopez, Philippe; Michon, Laurent (2014). DEM-based model for reconstructing volcano's morphology from primary volcanic landforms. Geophysical Research Abstracts, 16, EGU2014-10701.