



Projet de recherche :
Les mouvements de terrain de grande ampleur
dans les cirques et les grandes ravines de La Réunion

Module 2 : Inventaire et détection des mouvements de terrain
de grande ampleur
Sous module 2.1 : Typologie des mouvements – description et
étude

Analyse des modes d'effondrement en masse sur plusieurs sites de La Réunion

Rapport
BRGM/RP-56729-FR

Juin 2008





Analyse des modes d'effondrement en masse sur plusieurs sites de La Réunion

Rapport

BRGM/RP-56729-FR

Juin 2008

Étude réalisée dans le cadre des projets de Recherche du BRGM

JL. Nédellec, M. Cruchet

Vérificateur :

Nom : C. Garnier

Date :

Signature :

Approbateur :

Nom : M. Beurrier

Date :

Signature :

En l'absence de signature, notamment pour les rapports diffusés en version numérique, l'original signé est disponible aux Archives du BRGM.

Le système de management de la qualité du BRGM est certifié AFAQ ISO 9001:2000.



Mots clés : La Réunion, mouvement de terrain, effondrements, éboulements, remparts.

En bibliographie, ce rapport sera cité de la façon suivante :

Jédellec JL, Cruchet M. - 2008 – "*Analyse des modes d'effondrement en masse sur plusieurs sites de La Réunion*" – rapport BRGM RP-56729-FR – XX p. – XX illustrations.

BRGM, 2008, ce document ne peut être reproduit en totalité ou en partie sans l'autorisation expresse du BRGM.

Synthèse

Le sous-module 2.1 du programme de recherche MVTERRE sur l'étude des mouvements de terrain de grande ampleur à La Réunion prévoit le recensement et l'étude des mouvements de terrain de grande ampleur, en particulier en évaluant leurs mécanismes de fonctionnement. Le présent rapport examine plus spécifiquement le cas des effondrements en masse de parois rocheuses. Il a pour objectif d'étudier 6 sites afin d'évaluer la nature des instabilités qui les affectent et de tenter de mettre en évidence l'essentiel des paramètres qui les régissent.

Les sites choisis selon des critères de représentativité, de qualité des données et d'existence d'effondrements récents sont :

- le Cratère Dolomieu ;
- le rempart de Mahavel ;
- le Grand éboulis de la Rivière des Pluies ;
- le Piton d'Enchaing ;
- la Route du Littoral – PR 11+900 ;
- le Bras des Roches Noires.

L'examen des divers sites récemment affectés par des effondrements de grande ampleur a permis de mettre en évidence les enseignements suivants :

a) Morphologie :

Les éboulements en masse au-delà de plusieurs dizaines de milliers de mètres cube nécessitent généralement la présence de parois rocheuses de plus de 100 m de hauteur. La Réunion présente des grands escarpements, constitués d'empilements de coulées essentiellement basaltiques, pouvant approcher 1200 m de hauteur où des effondrements de plusieurs millions de m³ ont été recensés.

La pente moyenne des grands escarpements est généralement comprise entre 55° et 70°, les inclinaisons plus raides étant essentiellement réservées aux parois de hauteur plus modérées et très actives (ex : falaises marines) ou aux parties sommitales de rempart.

Les morphologies concaves de bordures de rempart actives sont très fréquentes, le rayon de courbure étant assez souvent dans la proportion de la hauteur de l'escarpement, sans que cela soit une règle stricte. Cette forme concave tend à recomprimer la roche dans le massif par effet de voûte.

b) Critères de prédisposition :

Parmi les critères de prédisposition aux grandes instabilités, les principaux éléments identifiés sont les suivants :

- hauteur importante de l'escarpement, et forte inclinaison de la paroi : ces deux paramètres vont dans le sens d'une plus forte capacité à la décompression du massif, générant l'apparition de vastes fissures de traction en arrière de la paroi ;
- présence de faciès rocheux altérés ou hydrothermalisés fragilisant l'édifice et développant des niveaux moins perméables. Plusieurs paramètres vont dans ce sens :
 - o affleurement de séries volcaniques anciennes dans la paroi ;
 - o existence d'interruptions importantes en matière d'épisodes effusifs. Par exemple le contact entre les formations de la phase II et celles de la phase III du Piton des Neiges s'est traduit par un arrêt du volcanisme pendant environ 80 000 ans, ce qui a favorisé l'apparition de faciès d'altération continentale au toit des formations anciennes pendant cette période ;
 - o proximité de l'axe du Piton des Neiges où les phénomènes hydrothermaux ont été plus fréquents et soutenus en raison de la relative proximité de la cheminée magmatique ;
- présence de dykes, intrusions magmatiques tardives très redressées formant d'une part des plans de décollement privilégiés, et d'autre part un obstacle à la circulation des eaux souterraines, et donc un contexte favorisant leur mise en pression ;
- l'existence de formations ou de discontinuités orientées en aval-pendage, c'est-à-dire vers le pied de la paroi. Outre que la résistance au glissement des panneaux rocheux se révèle moindre, ce type de configuration favorise les circulations d'eau souterraines vers la paroi ;
- la présence d'un cours d'eau vif pouvant directement saper le pied de paroi.

c) Rôle des précipitations :

Aucun des cas examinés dans le détail (suivi par extensomètres ou analyse des pluies avant un effondrement) n'a permis de mettre en évidence une relation directe entre les pluies tombées dans les jours qui précèdent et les éboulements en masse, ou plus simplement les mouvements de la paroi.

Cependant, même si au moins 3 cas (Roches Noires, Dolomieu et Piton d'Enchaing) ne montrent quasi-aucun rôle de l'eau dans le déclenchement de l'instabilité, il s'avère que pour 3 autres cas (Falaise du Littoral, Mahavel, et Rivière des Pluies) l'enregistrement de pluies exceptionnelles dans les 2 mois qui précèdent montre que les pluies peuvent avoir une action indirecte :

- soit par sapement du pied de paroi en éliminant une partie de la butée de pied (Rivière des Pluies), voire en entamant directement la paroi ;

- soit par action des eaux infiltrées, ayant relativement lentement progressé vers les fissures de la paroi. Ces eaux peuvent agir de différentes façons dans les fissures :
 - o baisse de cohésion des argiles de remplissage, ce qui réduit la résistance au cisaillement entre les épontes des discontinuités ;
 - o mise en pression des fissures et meilleur report du poids des colonnes rocheuses sur leur assise ;
 - o dans une moindre mesure, action de basculement des écailles de roche.

Ceci ne se conçoit que pour des massifs fracturés relativement peu perméables, ou tout au moins présentant des niveaux plus fermés.

d) Développement de la fissuration :

L'analyse de la fissuration qui s'est développée lors de l'effondrement du cratère Dolomieu en avril 2007 a parfaitement mis en évidence que la fracturation de décompression en arrière des parois néoformées se développe très rapidement. Au bout de quelques semaines, l'essentiel de la fissuration en surface est déjà en place (probablement 80 % de fracturation acquise en 1 mois et 90 % en 3 mois). Ce point avait déjà été constaté sur les grands fronts de carrière.

Ce site, ainsi que ceux du Maïdo et de Mahavel, ont également mis en évidence, plusieurs points essentiels vis-à-vis de la fracturation se développant à l'arrière des grandes parois constituées d'empilements volcaniques tabulaires :

- la majorité des fissures se développe dans une bande de terrain dont la largeur L est de l'ordre de $L = H/10$, avec H = hauteur du rempart. D'autres fissures, plus espacées sont présentes au-delà jusqu'à une limite de l'ordre de $L = H/5$. Ces fissures, plus éloignées, apparaissent plus tardivement, souvent après quelques années ;
- la plupart des fissures mesure environ quelques décimètres de largeur, les plus larges (jusqu'à 4 m) étant souvent les plus proches du bord de la paroi ;
- les fissures sont subparallèles à la bordure du rempart, avec toutefois une forme légèrement concave qui rejoint la paroi ;
- en profondeur, les fissures d'abord subverticales en tête, tendent à lentement se rapprocher de la paroi. Les fissures les plus profondes sont les plus proches du rempart.

e) Typologie de la rupture :

La majorité des effondrements en masse étudiés correspond avant tout à une rupture de pied. En effet, dans une configuration où de vastes fractures se sont développées en arrière de la paroi par décompression du massif (phénomène "d'appel au vide"), d'abord rapidement, puis nettement plus lentement, des écailles rocheuses s'individualisent pour peser de plus en plus massivement sur leur assise rocheuse. La fracturation légèrement concave progresse en profondeur (par effet de fatigue) et vers la paroi jusqu'à ce qu'un niveau de fondation ne puisse supporter toute la masse en équilibre.

La présence d'un niveau, soit plus fracturé, soit plus altéré, ou d'une discontinuité orientée vers la paroi (ex. de Mahavel) peut suffire à atteindre les critères de la rupture. La présence très fréquente d'une forme concave en "coup de cuillère" à la base de la cicatrice de l'effondrement est un bon indicateur de ce type de mécanisme.

Cependant, il convient de souligner que l'adjonction d'eau souterraine, dans une configuration déjà très fragilisée, peut suffire à être l'ultime déclencheur de l'instabilité en masse. Il en est de même pour une sollicitation sismique liée à l'activité du volcan.

L'écroulement du Dolomieu se révèle particulier du fait d'un défaut d'assise par effondrement de la chambre magmatique et de la colonne de roche qui la surmonte jusqu'au cratère.

Dans le cas de la falaise du littoral, l'action de l'eau semble plus évidente, et dans une paroi très verticale, il n'est pas exclu que l'éboulement soit dû à un décollement des fissures, l'écaille ainsi désolidarisée s'effondrant sous son propre poids avec peut-être une composante en basculement.

Cette étude a permis de mieux connaître les mécanismes à l'origine des effondrements en masse dans les grands remparts de La Réunion. Cependant, de nombreuses zones d'ombre subsistent et nécessitent la poursuite du programme de recherche :

- suivi de l'ouverture des fissures par dispositif extensométrique jusqu'à la rupture d'une écaille en paroi. Cela permettrait de détecter d'éventuels prémices de l'instabilité ;
- meilleure connaissance des circulations d'eau souterraines au niveau des grandes parois rocheuses ;
- géométrie des fissures de décompression dans le massif ;
- modélisation numérique à la rupture.

Sommaire

1. INTRODUCTION.....	12
2. GENERALITES.....	15
2.1. Remparts et ravines de la Réunion.....	15
2.2. Climat.....	15
2.3. Morphologie des remparts les plus actifs.....	16
3. CRATERE DOLOMIEU.....	17
3.1. Présentation du site.....	17
3.1.1. Localisation.....	17
3.1.2. Géomorphologie.....	18
3.1.3. Climat – Hydrogéologie.....	22
3.1.4. Historique d'effondrements.....	22
3.2. Analyse du mode de rupture.....	23
3.2.1. Repérage des fissures en tête de paroi.....	23
3.2.2. Mode de rupture.....	27
4. REMPART DE MAHAVEL.....	30
4.1.1. Avant propos.....	30
4.1.2. Localisation.....	30
4.1.3. Morphologie.....	31
4.1.4. Géologie.....	31
4.1.5. Climat.....	32
4.1.6. Historique d'effondrements.....	33
4.2. Analyse du mode de rupture.....	34
4.2.1. Repérage des fissures en tête de paroi.....	34
4.2.2. Mode de rupture.....	38
5. GRAND EBOULIS DE LA RIVIERE DES PLUIES.....	43
5.1. Présentation du site.....	43
5.1.1. Localisation.....	43
5.1.2. Morphologie.....	43
5.1.3. Géologie.....	44
5.1.4. Climat.....	44
5.1.5. Historique d'effondrements.....	44
5.2. Analyse du mode de rupture de la paroi rocheuse.....	49

6. PITON D'ENCHAING.....	55
6.1. Présentation du site.....	55
6.1.1. Localisation	55
6.1.2. Morphologie	56
6.1.3. Géologie.....	57
6.1.4. Climat.....	58
6.1.5. Historique d'effondrements.....	58
6.2. Analyse du mode de rupture.....	59
6.2.1. Facteurs de prédisposition	59
6.2.2. Relation avec les pluies.....	61
6.2.3. Typologie de la rupture.....	61
7. ROUTE DU LITTORAL – PR 11+900	63
7.1. Présentation du site.....	63
7.1.1. Localisation	63
7.1.2. Morphologie	64
7.1.3. Géologie.....	66
7.1.4. Climat.....	69
7.1.5. Historique d'effondrements.....	70
7.2. Analyse du mode de rupture.....	73
7.2.1. Facteurs de prédisposition	73
7.2.2. Influence des pluies et des circulations d'eau souterraines.....	74
7.2.3. Mode de rupture.....	77
8. BRAS DES ROCHES NOIRES.....	79
8.1. Présentation du site.....	79
8.1.1. Localisation	79
8.1.2. Morphologie	79
8.1.3. Géologie.....	80
8.1.4. Climat.....	81
8.1.5. Historique d'effondrements.....	81
8.2. Analyse du mode de rupture.....	89
8.2.1. Facteurs de prédisposition	89
8.2.2. Relation avec les pluies.....	90
8.2.3. Typologie de la rupture.....	93
9. CONCLUSION.....	96

Liste des illustrations

Illustration 1 – Localisation des mouvements de terrain de grande ampleur recensés	12
Illustration 2 – Localisation des effondrements en masse étudiés.....	13
Illustration 3 – Exemple de morphologie circulaire des bordures de remparts actifs (amont du Bras de la Plaine) – Fond IGN 1/100 000.....	16
Illustration 4 – Localisation du Cratère Dolomieu (fond 1/25 000 IGN – 2003)	17
Illustration 5 – Vue aérienne du Cratère Dolomieu avant l'effondrement de 2007 (IGN – 2003)	18
Illustration 6 – Vue générale du Cratère Dolomieu effondré – vue vers le rempart Ouest	19
Illustration 7 – Vue du rempart Est.....	19
Illustration 8 – Exemple de panneau effondré dans le rempart Est	20
Illustration 9 – Empilements de coulées recoupées par de nombreux dykes verticaux (au niveau de la Soufrière)	21
Illustration 10 – Faciès hétérogènes dans le rempart	21
Illustration 11 – Exemple de fracture de décompression éloignée du rempart.....	23
Illustration 12 – Exemple de fracture de décompression proche du rempart	24
Illustration 13 – Dièdres instables de bordure paroi.....	24
Illustration 14 – Instabilités en bordure immédiate du rempart	25
Illustration 15 – Réseau de fissures en arrière de la crête.....	25
Illustration 16 – Amorce d'effondrement en demi-cercle.....	26
Illustration 17 – Réseau de fissures en arrière de la crête.....	26
Illustration 18 – Vue du rempart Sud.....	27
Illustration 19 – vaste panneau ouvert en tête du rempart Nord.....	28
Illustration 20 – bordure de rempart très décomprimée	28
Illustration 21 - Localisation générale du rempart de Mahavel (fond 1/25 000 IGN – 2003)	30
Illustration 22 – Vue aérienne du rempart de Mahavel (IGN – 2003)	31
Illustration 23 – Vue générale du rempart de Mahavel(cliché de 2002).....	32
Illustration 24 – Localisation des panneaux effondrés en 1996 et 2001	34
Illustration 25 – Disposition en plan des fissures par rapport au rempart de Mahavel (fond topo IGN avant effondrement de 2001)	35
Illustration 26 – Exemple de fissure récente sur le site de Mahavel.....	36
Illustration 27 – Relation entre ouverture des fissures et distance au rempart.....	37
Illustration 28 – Répartition de la position des fissures par rapport à la crête de rempart.....	37
Illustration 29 – Comparaison pluies / déplacement sur les extensomètres de Mahavel	39
Illustration 30 – Pluies journalières enregistrées à la station météorologique de Commerson en janvier 2001 (© Météo-France)	41
Illustration 31 – Coupe schématique interprétative du rempart de Mahavel.....	42
Illustration 32 – Localisation générale du site de Grand Eboulis (fond 1/25 000 IGN – 2003)	43
Illustration 33 – Vue aériennes du site de Grand Eboulis, avant l'éboulement de mars 2002 (IGN – 1997)	45
Illustration 34 – Vue aériennes du site de Grand Eboulis, après l'éboulement de mars 2002 (IGN – 2003)	46
Illustration 35 - Site du Grand Eboulis – juillet 2008	46
Illustration 36 – Vue de la niche d'arrachement et de la masse effondrée – mars 2002	47
Illustration 37 - Barrage naturel fermant la vallée (le 05/03/02)	47

Illustration 38 – Le lac de retenue le 05 mars 2002	48
Illustration 39 - Vue de la brèche dans le barrage naturel, 4 heures après le lâché d'eau, le 08 mars 2002.....	48
Illustration 40 – Cartographie de la zone d'éboulement et du barrage	49
Illustration 41 - Niche d'arrachement sous le plateau d'Ilet Quinquina (05 mars 2002)	50
Illustration 42 - Niche d'arrachement sous le plateau d'Ilet Quinquina (juillet 2008)	51
Illustration 43 – Emergences d'eau en pied d'escarpement (juillet 2008).....	51
Illustration 44 – Pluviométrie mensuelle en 2002 à la station de la Plaine des Chicots (données Météo France)	52
Illustration 45 – Pluviométrie journalière en janvier 2002 à la station de la Plaine des Chicots (données Météo France)	52
Illustration 46 – Pluviométrie journalière en février 2002 à la station de la Plaine des Chicots (données Météo France)	53
Illustration 47 – Pluviométrie journalière en mars 2002 à la station de la Plaine des Chicots (données Météo France)	53
Illustration 48 – Coupe schématique interprétative de l'effondrement dans la Rivière des Pluies	54
Illustration 49 – Localisation générale du site de l'éboulement du Piton d'Enchaing (fond 1/25 000 IGN – 2003)	55
Illustration 50 – Vue générale de l'éboulement du Piton d'Enchaing	56
Illustration 51 – Vue aérienne de l'arête rocheuse effondrée.....	57
Illustration 52 – Vue de détail des dépôts d'ingnimbrites	58
Illustration 53 – Cicatrices d'éboulements importants sur le flanc Nord-Est du Piton d'Enchaing	59
Illustration 54 – Vue sur l'effondrement et le cone d'éboulis en aval	60
Illustration 55 – Vue oblique le la cicatrice d'effondrement	62
Illustration 56 – Coupe schématique interprétative de l'effondrement du Piton d'Enchaing	62
Illustration 57 – Localisation de l'éboulement de la route du littoral au PR 11+900 (fond 1/25 000 IGN)	63
Illustration 58 – Vue de la route du littoral en pied de falaise	64
Illustration 59 – Première route accolée au pied de la paroi entre 1965 et 1976	64
Illustration 60 – Localisation précise de l'éboulement de la route du littoral au PR 11+900 (fond 1/5 000 IGN)	65
Illustration 61 - coupe géologique simplifiée de la falaise (Westercamp – 1981)	67
Illustration 62 – Exemple de succession de coulées en limite Ouest de la zone effondrée	68
Illustration 63 – Localisation des dykes observés dans le tunnel CFR (Cruchet – 2005).....	68
Illustration 64 – Carte de la pluviométrie moyenne annuelle (période 1981-1995) établie par Météo France	69
Illustration 65 – Venues d'eau en paroi lors de dépressions tropicales	70
Illustration 66 – Eboulement du 24 mars 2006 (photo DDE)	71
Illustration 67 – Eboulement de mai 2007 au PR 12+100.....	72
Illustration 68 – Zone effondrée au PR 11+900	73
Illustration 69 – Limite Est de la Zone effondrée en mars 2006.....	74
Illustration 70 – Limite Ouest de la Zone effondrée en mars 2006	75
Illustration 71 – Schéma du fonctionnement hydraulique de la falaise de la RN1 (zone Est)	76
Illustration 72 – Pluies quotidiennes mesurées au Colorado entre avril 2005 et mars 2006	77
Illustration 73 – Coupe schématique interprétative de l'effondrement de la Route du Littoral.....	78
Illustration 74 – Localisation de l'éboulement du Bras des Roches Noires (fond 1/25 000 IGN)	79
Illustration 75 – Vue du rempart effondré du Bras des Roches Noires (juillet 2008)	80

Illustration 76 – Localisation des éboulis (en jaune) repérés sur la carte géologique de 1974 au 1/50 000.....	82
Illustration 77 – Localisation des éboulis repérés sur la carte topographique de 2003 au 1/25 000 ..	83
Illustration 78 – Photographie aérienne IGN de 1997.....	85
Illustration 79 – Photographie aérienne IGN de 2003.....	86
Illustration 80 – Cliché réalisé en octobre 2006 (Photographie gendarmerie nationale)	87
Illustration 81 – Cliché pris le 16 novembre 2006	88
Illustration 82 – Cliché pris le 8 février 2007	88
Illustration 83 – vue d'une zone soucavée par détachement d'une écaille rocheuse	89
Illustration 84 – Réseau de dykes dans la paroi	90
Illustration 85 – Réseau des pluviomètres Météo-France (triangles bleus)	91
Illustration 86 – Précipitations mesurées à la Plaine des Cafres	92
Illustration 87 – Précipitations mesurées au gîte de Bélouve	92
Illustration 88 – clichés datés d'oct. 2006 (à gauche) et du 28 avril 2008. A : niche d'arrachement octobre 2006, compartiment de plusieurs milliers de m ³ ; B et C : niches d'arrachement de compartiments d'ampleur comparable, non datés précisément.	94
Illustration 89 – Coupe schématique interprétative de l'effondrement du rempart du Bras des Roches Noir	95

1. Introduction

Dans le cadre d'intervention C5.03 du DOCUP (soutenir la recherche et le développement sur les phénomènes de risques naturels), le BRGM s'est engagé dans la réalisation d'un programme de recherche sur les mouvements de terrain de grande ampleur dans les cirques et les grandes ravines à La Réunion (programme MVTerre). Le sous-module 2.1 du programme prévoit le recensement et l'étude des mouvements de terrain de grande ampleur, en particulier en évaluant leurs mécanismes de fonctionnement. Le présent rapport examine plus spécifiquement le cas des effondrements en masse de parois rocheuses.

Le recensement des mouvements de terrain de grande ampleur à La Réunion (plus de 10000 m³) réalisé en 2003 dans le cadre du projet MVTerre (Cruchet *et al.*) avait permis d'identifier 42 sites dont 24 concernaient des effondrements rocheux en masse (cf. Illustration 1).

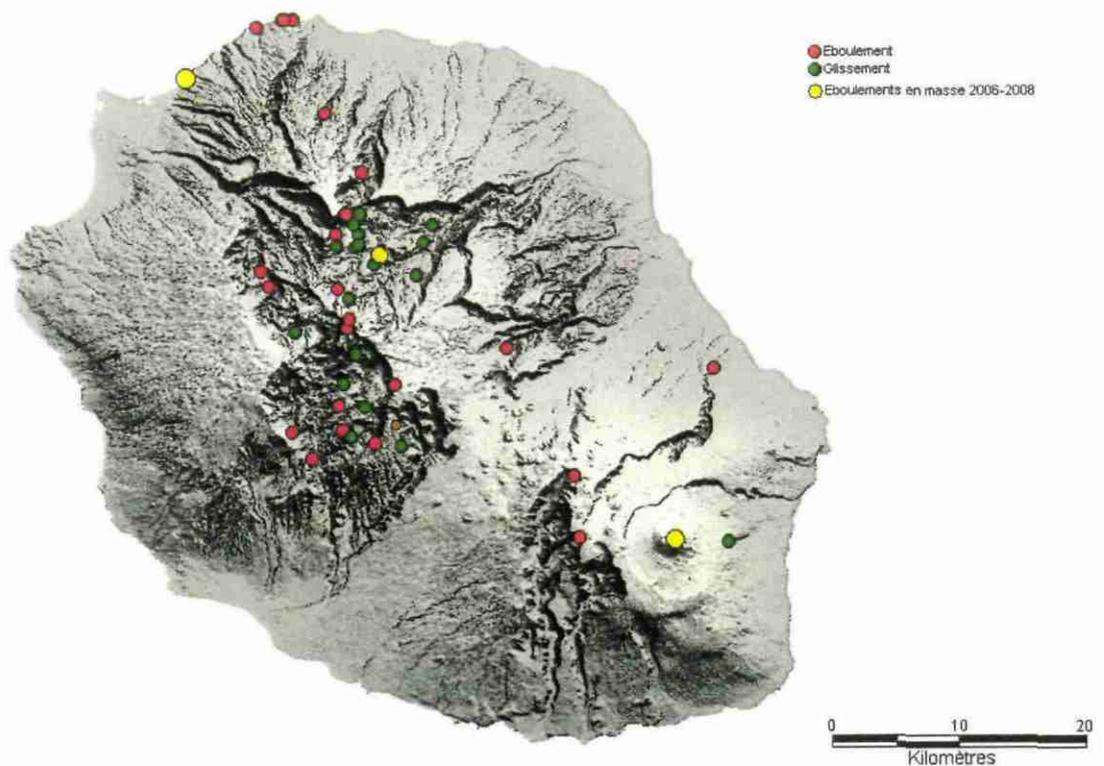


Illustration 1 – Localisation des mouvements de terrain de grande ampleur recensés

Depuis ce premier recensement, 3 nouveaux sites ont été ajoutés à cette liste dans la mesure où des effondrements en masse y ont été reconnus (Cratère Dolomieu, Route du Littoral – PR 11+900, Bras des Roches Noires).

Parmi les $24+3 = 27$ sites affectés historiquement par des éboulements en masse, six d'entre eux ont montré des caractéristiques essentielles pour mieux apprécier les paramètres qui régissent ces instabilités. Ces six sites sont les suivants (cf. Illustration 2) :

- Cratère Dolomieu ;
- Rempart de Mahavel ;
- Grand éboulis de la Rivière des Pluies ;
- Piton d'Enchaing ;
- Route du Littoral – PR 11+900 ;
- Bras des Roches Noires.

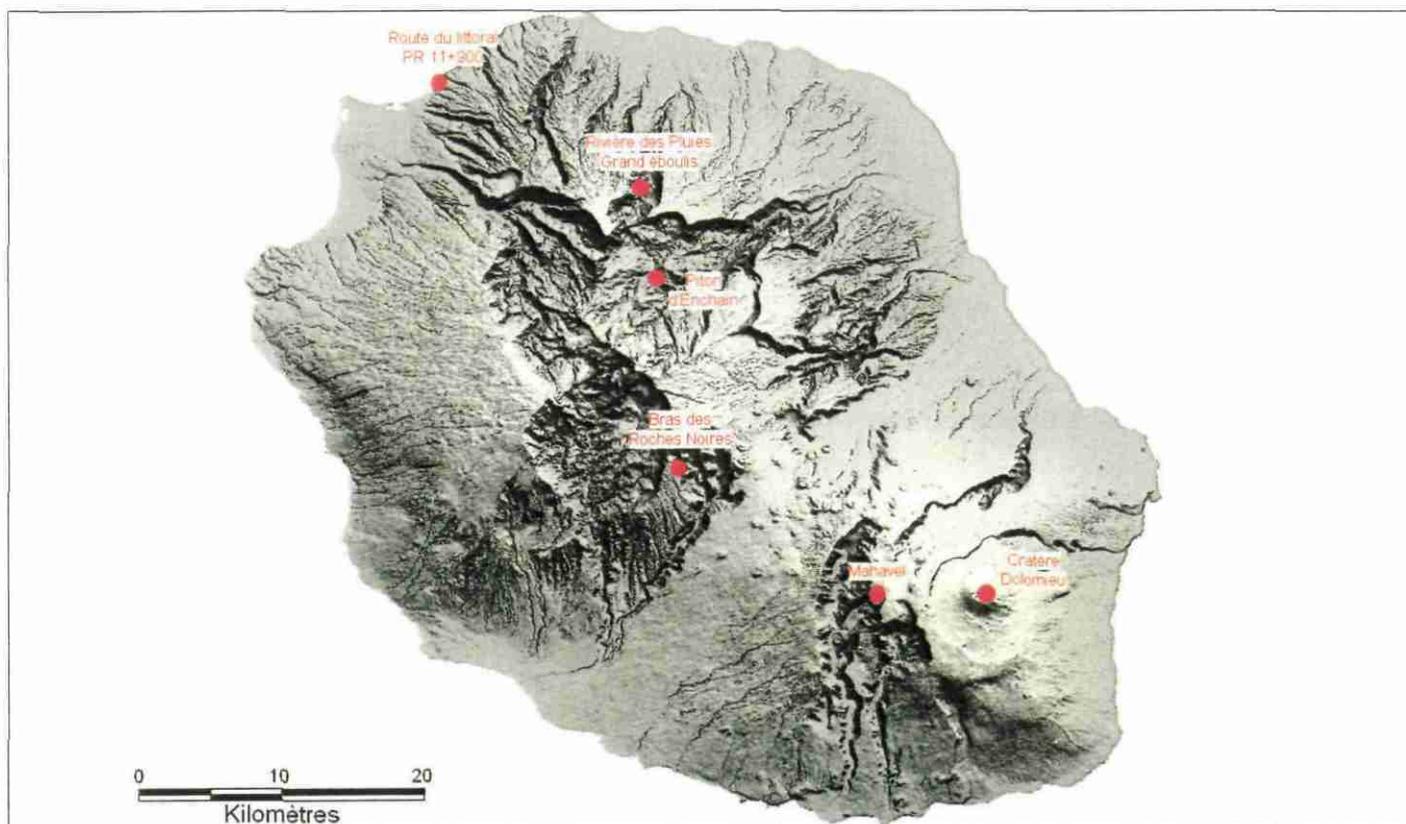


Illustration 2 – Localisation des effondrements en masse étudiés

Les critères ayant conduit à retenir ces 6 sites sont les suivants :

- diversité de contextes ;
- représentativité ;
- effondrements très importants et récents ;
- données disponibles.

Ce rapport a pour objectif d'étudier ces 6 sites afin d'évaluer la nature des instabilités qui les affectent et de tenter de mettre en évidence l'essentiel des paramètres qui les régissent.

2. Généralités

2.1. REMPARTS ET RAVINES DE LA REUNION

La Réunion est une île volcanique de 2500 km² culminant vers 3100 m d'altitude au niveau du Piton des Neiges. Deux volcans sont à l'origine de la création de cet édifice naturel : le Piton des Neiges au Nord-Ouest (aujourd'hui éteint depuis 29 000 ans) et le Piton de la Fournaise au Sud-est (encore en activité et culminant à plus de 2630 m d'altitude).

Le relief volcanique a très tôt été profondément façonné par deux phénomènes naturels majeurs :

- l'érosion naturelle qui a creusé de profonds canyons étroits nommés "ravines" ;
- le démantèlement des flancs du Piton des Neiges par de gigantesques avalanches de débris à l'origine des 3 grands cirques de La Réunion : Cilaos, Mafate et Salazie.

Ces dépressions naturelles sont le plus souvent bordées de grandes parois rocheuses verticales, nommées "remparts", pouvant approcher 1200 m de dénivelé total. Ces remparts se présentent principalement sous la forme de vastes empilements de coulées et/ou de niveaux pyroclastiques (produits d'un volcanisme explosif) généralement faiblement inclinés vers la mer (10 à 15°).

Ces parois rocheuses sont sans cesse livrées à l'érosion intense de l'île qui conduit à de fréquents éboulements, certains d'entre eux (plus rares) pouvant atteindre plusieurs millions de m³, comme celui de Mahavel en 1965 dont le volume a été estimé à 50 Mm³.

2.2. CLIMAT

De part son climat tropical océanique, l'île de La Réunion présente une pluviométrie très élevée (de 2 à 9 m/an sur le côté Est "au vent"). Mais c'est davantage les précipitations exceptionnelles (par leur intensité, par le cumul de pluie par événement) qui sont remarquables car elles sont à l'origine des crises érosives des ravines. L'île de La Réunion, détient à elle seule tous les records mondiaux de précipitation entre 12 heures (1170 mm) et 15 jours (6 083 mm).

La pluviométrie dépend de l'exposition aux vents d'alizés et de l'altitude.

L'érosion est avant tout liée aux précipitations exceptionnelles qui s'abattent périodiquement sur l'île à l'occasion des cyclones ou des dépressions cycloniques. Cette activité cyclonique se concentre généralement entre mi novembre et fin avril. Elle comporte en moyenne annuellement 11 événements sur l'ensemble du bassin Sud-ouest de l'Océan Indien : 4 cyclone, 5 tempêtes et 2 dépressions. Fort heureusement, tous ces phénomènes ne touchent pas l'île de La Réunion, petit îlot à l'échelle de l'océan.

Les épisodes pluvieux exceptionnels dus aux cyclones se caractérisent plus par un montant pluviométrique important que par leur intensité. Celles-ci ne sont généralement pas supérieures à celles observées lors d'orages localisés mais leurs extensions spatiales et la

durée des pluies sont plus importantes. Ils génèrent ainsi plus fréquemment des évènements « ruissellement et crues exceptionnelles » sur les grands bassins versants. Les orages localisés, de fréquence plus courante que les cyclones, généreront principalement des crues exceptionnelles sur les petits bassins versants.

2.3. MORPHOLOGIE DES REMPARTS LES PLUS ACTIFS

Les parois rocheuses pouvant être affectées par des effondrements de grande ampleur (minimum plusieurs dizaines de milliers de m³) doivent impérativement présenter un dénivelé important, supérieur à 100 m. La présence de remparts de très grande hauteur à La Réunion favorise le développement de très grands effondrements comme celui de Mahavel en 1965 qui était de l'ordre de 50 Mm³.

On remarquera que l'inclinaison des grandes parois rocheuses est inférieure à ce qui est généralement admis : 55° à 70° pour l'essentiel des cas, les inclinaisons plus fortes restant localisées aux parois de hauteur plus modeste et/ou très actives (falaises marines par exemple), ou aux têtes des remparts.

Par ailleurs, les systèmes naturels instables tendant à évoluer vers un état plus stable, les grands effondrements, outre qu'ils conduisent à réduire les pentes moyennes (par recul de la tête de paroi et accumulation de débris en pied), se traduisent généralement par des cicatrices concaves de la paroi résiduelle, formes plus propices à la remise en compression du massif. Cette forme circulaire de bordure de grands remparts est très fréquente à La Réunion (cf. Illustration 3). Les rayons de courbures s'échelonnent généralement entre 200m et 2000 m, c'est-à-dire dans une gamme équivalente des hauteurs de rempart, sachant que plus le rayon est réduit plus l'effet de voûte sera efficace. Des courbures de 600 ou 700 m de rayon sont très fréquentes aux extrémités des grandes ravines avec des hauteurs d'escarpement somme toute comparables.

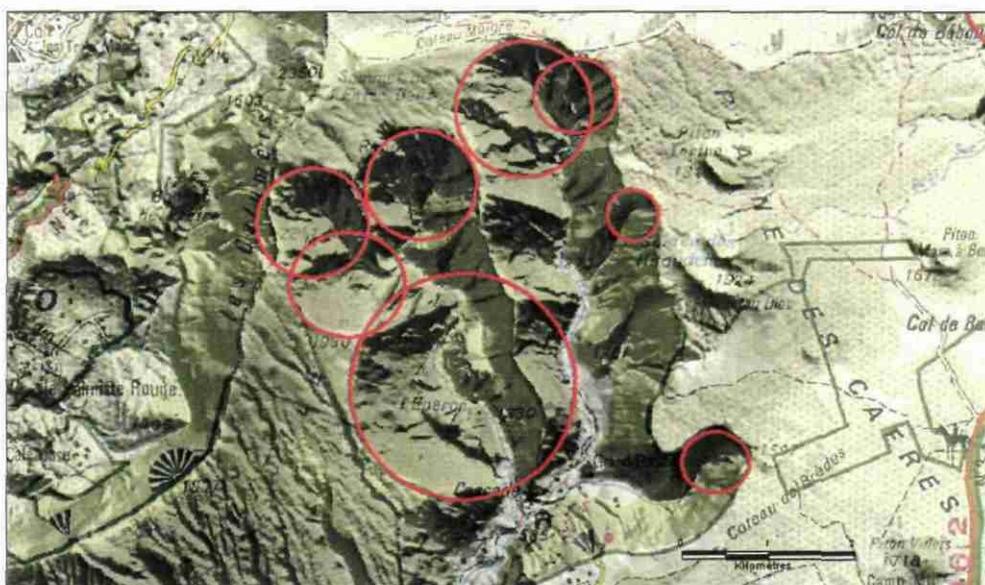


Illustration 3 – Exemple de morphologie circulaire des bordures de remparts actifs (amont du Bras de la Plaine) – Fond IGN 1/100 000

3. Cratère Dolomieu

3.1. PRESENTATION DU SITE

3.1.1. Localisation

Le cratère Dolomieu constitue le sommet de l'édifice volcanique du Piton de la Fournaise. Il culmine à plus de 2630 m.

Situé au Sud-est de l'île de la Réunion, il est localisé à cheval sur les communes de Sainte-Rose (au Nord) et de Saint-Philippe (au Sud).

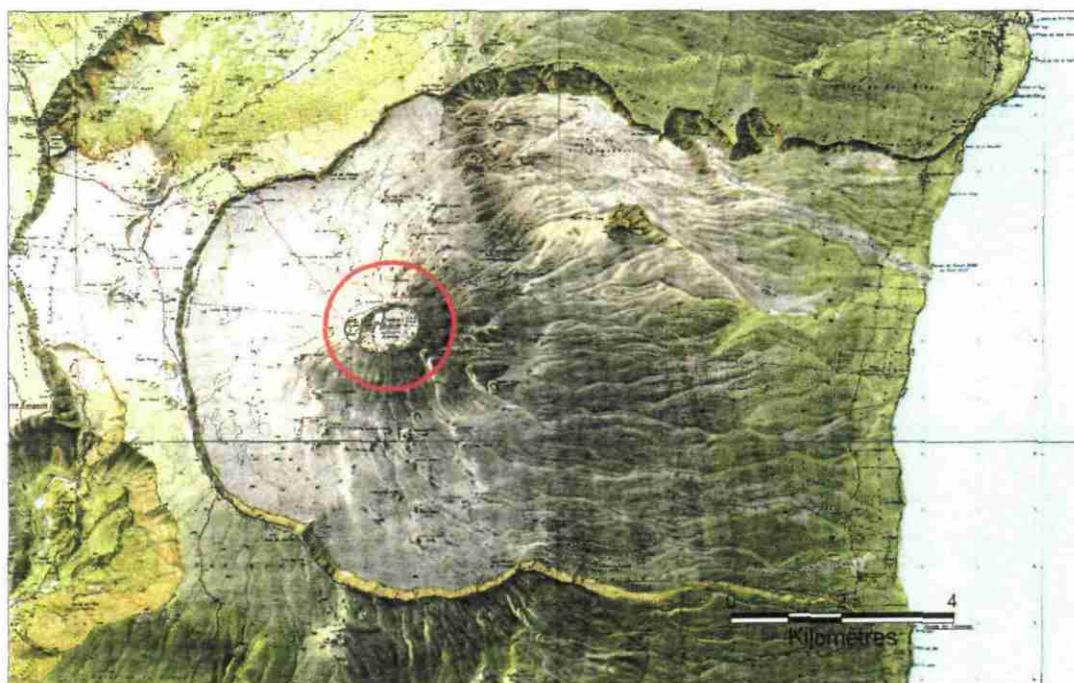


Illustration 4 – Localisation du Cratère Dolomieu (fond 1/25 000 IGN – 2003)

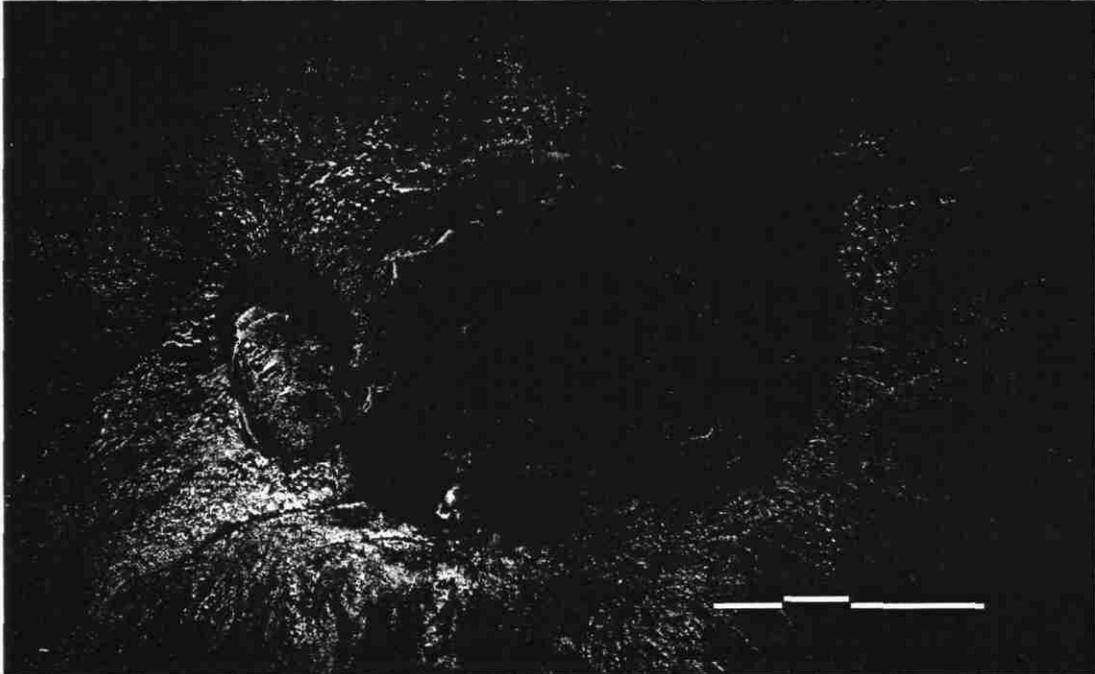


Illustration 5 – Vue aérienne du Cratère Dolomieu avant l'effondrement de 2007 (IGN – 2003)

3.1.2. Géomorphologie

a) Morphologie :

Le diamètre du cratère est de l'ordre de 760 m selon son axe le plus petit (approximativement Nord-Sud) et environ 1150 m selon le plus grand axe (approximativement Est-Ouest). Le Dolomieu est jouté par un cratère de plus petite dimension : le Bory.

Jusqu'au 4 avril 2007, la profondeur du cratère était d'environ 100 m. Après l'effondrement du 5 avril, elle atteindra environ 330 m.

Depuis la tête de rempart, la morphologie suivante prédomine :

- 20 à 30 m très redressés (70 à 90°) ;
- 50 à 150 m inclinés à 60°-70° par rapport à la verticale (hauteurs maximales à l'Ouest et au Nord) ;
- Au-delà placage d'éboulis à la limite de stabilité vers 35 / 45°, sur environ 150 m jusqu'au fond du cratère. Cet important éboulis, issu du démantèlement des parois rocheuses, masque le pied des remparts du cratère.



Illustration 6 – Vue générale du Cratère Dolomieu effondré – vue vers le rempart Ouest

En arrière de la crête du rempart, le relief est assez tourmenté : succession de petits promontoires et de renforcements, le plateau ayant généralement une pente vers l'extérieur de l'ordre de 10 à 15° ;

On notera sur les secteurs Est et Sud-est, la présence d'importants panneaux glissés s'étant stabilisé vers 1/4 de la profondeur du cratère (cf. Illustration 7 & Illustration 8). Ces panneaux se distinguent par des reliques de plateaux volcaniques subhorizontaux totalement morcelés.



Illustration 7 – Vue du rempart Est



Illustration 8 – Exemple de panneau effondré dans le rempart Est

b) Géologie :

La partie sommitale du Piton de la Fournaise, considéré comme un des volcans les plus actifs de la planète, est constituée de séries volcaniques très récentes, les derniers épanchements datant de 2007.

L'examen visuel des flancs internes du cratère permet de mettre en évidence les éléments suivants :

- l'essentiel des remparts et de ses épaulements externes est constitué par un vaste empilement de coulées basaltiques successives récentes à pendage n'excédant généralement pas 15° vers les flancs extérieurs du volcan. Les faciès présents sont variables :
 - o intercalations métriques à plurimétriques de coulées massives et de niveaux scoriacés ("gratons") ;
 - o coulées massives plurimétriques successives ;
 - o niveaux scoriacés parfois en épaisseur importante décamétrique.
- localement en partie Ouest du rempart interne, des discordances subverticales dans la continuité des empilements de coulées sont observables. Celles-ci correspondent à d'anciens effondrements du cratère qui se sont progressivement comblés par de la lave ;
- de nombreux dykes (intrusions volcaniques verticales tardives) recoupent les séries, principalement dans le rempart Ouest. De même, les traces d'altération par des fluides hydrothermaux sont fréquentes (cf. Illustration 9).

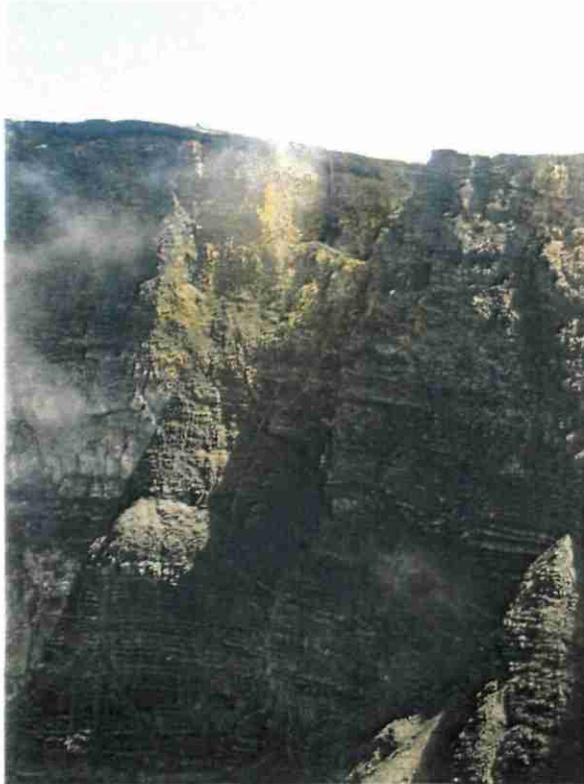


Illustration 9 – Empilements de coulées recoupées par de nombreux dykes verticaux (au niveau de la Soufrière)



Illustration 10 – Faciès hétérogènes dans le rempart

3.1.3. Climat – Hydrogéologie

Le premier poste météorologique à mesures quotidiennes est situé au gîte du Dolomieu, soit environ un peu plus de 4 km du cratère. L'altitude de cette station est de 2250 m.

Cette zone, placée au sommet de la côte "au vent", est soumise à un régime pluviométrique intense (données "Atlas climatique de la Réunion" – Météo-France) :

- record mensuel pluviométrique : 5824 mm (1968)
- record quotidien pluviométrique : 1018 mm (1968)

C'est généralement lors du passage de tempêtes tropicales ou de cyclones que ces records sont mesurés.

La moyenne annuelle approche de 5 000 mm, ce qui en fait un des sites les plus arrosés de l'île de la Réunion.

En matière d'hydrologie et d'hydrogéologie, le cratère n'est pas parcouru par des cours d'eau pérenne, et aucune résurgence en rempart n'est connue.

3.1.4. Historique d'effondrements

Le 5 avril 2007, suite à la vidange rapide de la chambre magmatique du volcan de la Fournaise, et après plusieurs mois d'éruptions ininterrompues sur le flanc Sud du volcan, le Cratère Dolomieu s'est soudainement effondré sur lui-même jusqu'à atteindre 330 m de profondeur, là où il n'excédait pas 100 m de profondeur au préalable.

Cet effondrement s'est ensuite accompagné de réajustement des remparts internes du cratère, ce qui s'est traduit par de vastes effondrements de panneaux rocheux de plusieurs millions de m³, d'abord fréquents, puis de plus en plus espacés dans le temps.

On soulignera que des effondrements importants de cette nature avaient déjà été observés en 1931 et 1935, mais jamais dans les mêmes proportions (effondrement < 150 m) ni aussi soudainement. Plus récemment, en 1986 la séquence "éruption – effondrement de fond de cratère" avait également été constatée, mais d'une ampleur nettement moindre.

3.2. ANALYSE DU MODE DE RUPTURE

3.2.1. Repérage des fissures en tête de paroi

Les observations visuelles directes ont été faites essentiellement sur les bordures Nord et Est du cratère Dolomieu.

Ces repérages ont mis en évidence les points suivants :

- les fractures de décompression sur les 2 à 3 m premiers mètres depuis la crête du rempart sont systématiques. Au-delà, de façon quasi généralisée, le plateau en bordure de cratère présente de vastes fissures de décompression sur une bande généralement étendue sur 10 à 30 m de largeur depuis la ligne de crête. Localement, dans la partie Nord, des fissures de décompression ont pu être identifiées jusqu'à plus de 100 m de la bordure du cratère. Toutefois, ces dernières semblent plus en relation avec le réseau de fracturation radial lié à l'activité du volcan ;
- pour l'essentiel, ces fissures subparallèles à la crête de paroi, avec un tracé légèrement concave, présentent une ouverture pluridécimétrique, les fissures les plus ouvertes étant généralement les plus proche du rempart ;
- localement, une amorce de rupture circulaire (diamètre de l'ordre de 30 m) a été observée (cf. Illustration 16). Ce constat n'a toutefois pas été fait ailleurs. Il est donc difficile de mettre directement en relation cette structure avec la seule décompression du rempart. Il est probable qu'elle soit fortement liée à une amorce d'effondrement d'une petite cheminée souterraine, décalée en arrière du rempart), l'affaissement en masse du cratère ayant été le déclencheur de cet effondrement.



Illustration 11 – Exemple de fracture de décompression éloignée du rempart



Illustration 12 – Exemple de fracture de décompression proche du rempart



Illustration 13 – Dièdres instables de bordure paroi



Illustration 14 – Instabilités en bordure immédiate du rempart



Illustration 15 – Réseau de fissures en arrière de la crête



Illustration 16 – Amorce d'effondrement en demi-cercle



Illustration 17 – Réseau de fissures en arrière de la crête

3.2.2. Mode de rupture

Dans le cas du Cratère Dolomieu, l'origine de l'éboulement en masse des parois est clairement liée à l'effondrement du fond du cratère lors de la vidange rapide de la chambre magmatique. En effet, en moins de 24 h la colonne de roche entre la chambre magmatique et le cratère sommital, fragilisée par 10 années d'activité volcanique intense, s'est affaissée dans la chambre, cette dernière n'étant au préalable plus soutenue par la pression hydrostatique qui y régnait en présence de lave confinée.

La sape soudaine du pied des remparts s'est traduite par une décompression brutale du massif, depuis le pied des parois, accentuée par l'ébranlement causé par le phénomène volcanique. Probablement plusieurs dizaines de Mm³ se sont effondrés en quelques heures, les jours et les semaines qui suivent ayant connu des éboulements de réajustement de plusieurs dizaines à plusieurs centaines de milliers de m³ (décollement d'écailles instables jusqu'à trouver une morphologie de rempart plus stable). Plusieurs témoignages de personnes observant régulièrement le cratère (membres de l'observatoire du volcan et pilotes d'hélicoptères) précisent que les éboulements de plusieurs milliers de m³ ne sont pas rares, plus d'un an après l'effondrement en masse d'avril 2007. Le mécanisme d'éboulement des vastes panneaux rocheux dans la paroi est donc d'abord causé par un défaut soudain d'assise. Les importantes accumulations de coulées, souvent déjà fracturées par des réseaux de diaclases, ne peuvent alors encaisser l'effort tranchant généré par le poids des colonnes sapées en pied, ce qui provoque un affaissement de gigantesques écailles sous leur propre poids.

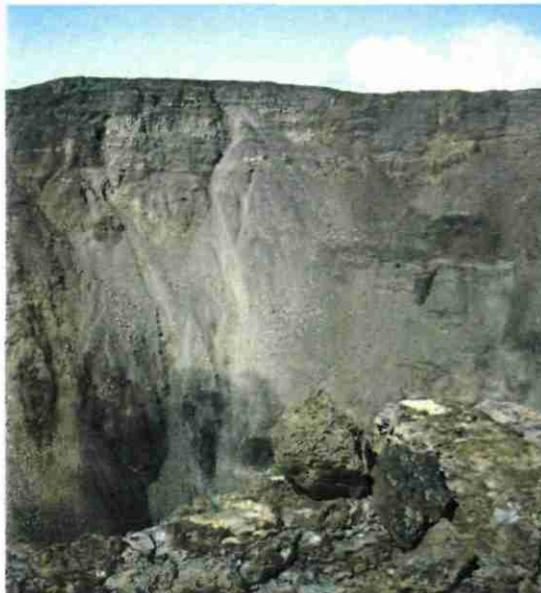


Illustration 18 – Vue du rempart Sud



Illustration 19 – vaste panneau ouvert en tête du rempart Nord



Illustration 20 – bordure de rempart très décomprimée

Cet effondrement résulte donc d'un phénomène singulier qui n'est pas reproductible dans d'autres remparts de l'île. Par ailleurs, il est clair que l'eau n'a aucun rôle dans ce phénomène.

Toutefois, l'analyse des remparts du Dolomieu reste intéressante à divers niveaux :

- en arrière de la crête de paroi, se retrouve comme sur d'autres sites une fracturation de décompression d'autant plus fréquente et ouverte que l'on se situe à proximité du rempart ;
- les ouvertures décimétriques à pluridécimétriques, ordre de grandeur usuellement observé sur des escarpements nettement plus âgés, ont été constatées très rapidement. Au bout de quelques semaines le développement de la fracturation s'est révélé nettement plus lente ;
- l'essentiel des fractures subparallèles aux parois a été observé dans une bande d'environ 10 à 30 m de largeur L, ce qui correspond à un rapport $L/H \approx 5$ à 20 % approximativement selon que la hauteur totale de paroi H est estimée à 150 m (paroi rocheuse très redressée uniquement) ou 300 m (paroi plus hauteur de l'éboulis). Ces valeurs ont été retrouvées sur d'autres sites de grands remparts ;
- des fissures plus éloignées ont été constatées. Cependant, celles-ci sont probablement plus liées à un état de fracturation des flancs du volcan indépendant de l'effondrement du cratère.

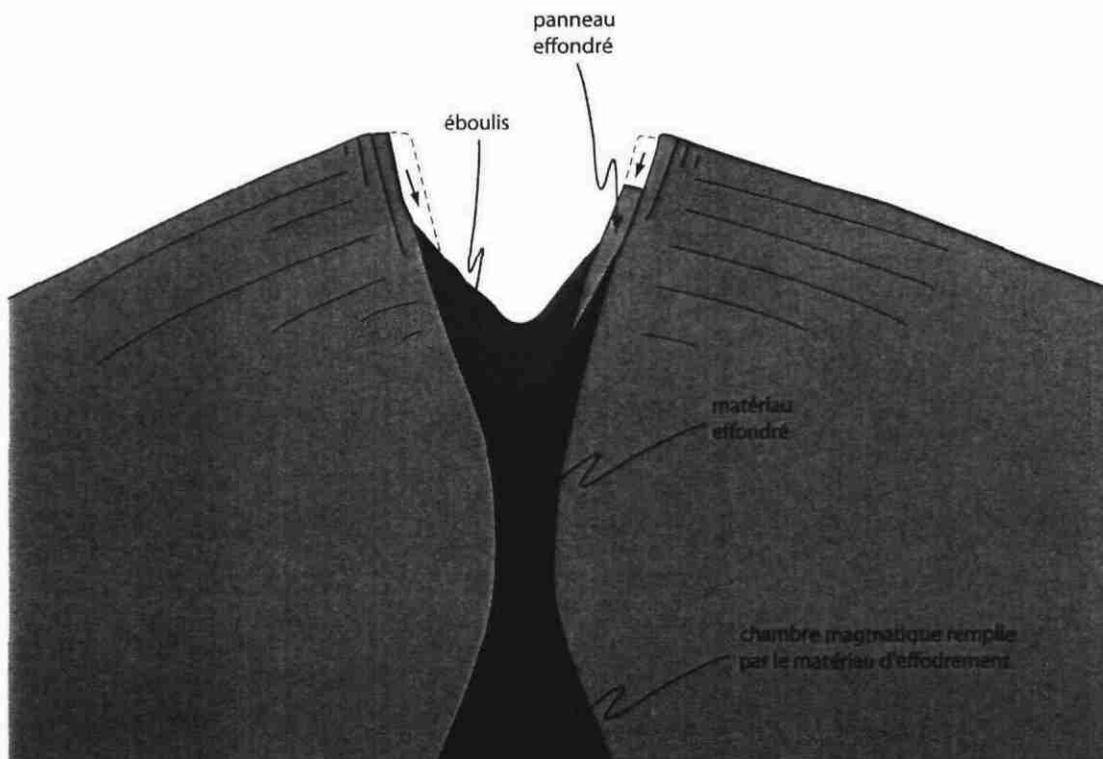


Illustration 21– Coupe schématique interprétative de l'effondrement du cratère Dolomieu

4. Rempart de Mahavel

4.1. AVANT PROPOS

Ce chapitre reprend de nombreux passages du rapport BRGM RP-52939-FR traitant plus spécifiquement de la fissuration dans le rempart de Mahavel.

Afin de disposer d'éléments de réflexion complets pour l'étude générale des écroulements de grands remparts, il nous a paru indispensable de livrer à nouveau les éléments essentiels traitant de Mahavel dans le présent rapport. Une certaine redondance pourra apparaître aux lecteurs des 2 rapports, mais il nous a semblé que la cohérence scientifique du présent document primait.

4.2. LOCALISATION

Le rempart de Mahavel se situe au sein du massif du Piton de La Fournaise, sur la commune de Saint-Joseph (cf. Illustration) – Sud-est de La Réunion. Il surplombe le Bras de Mahavel qui rejoint la rivière des Remparts.

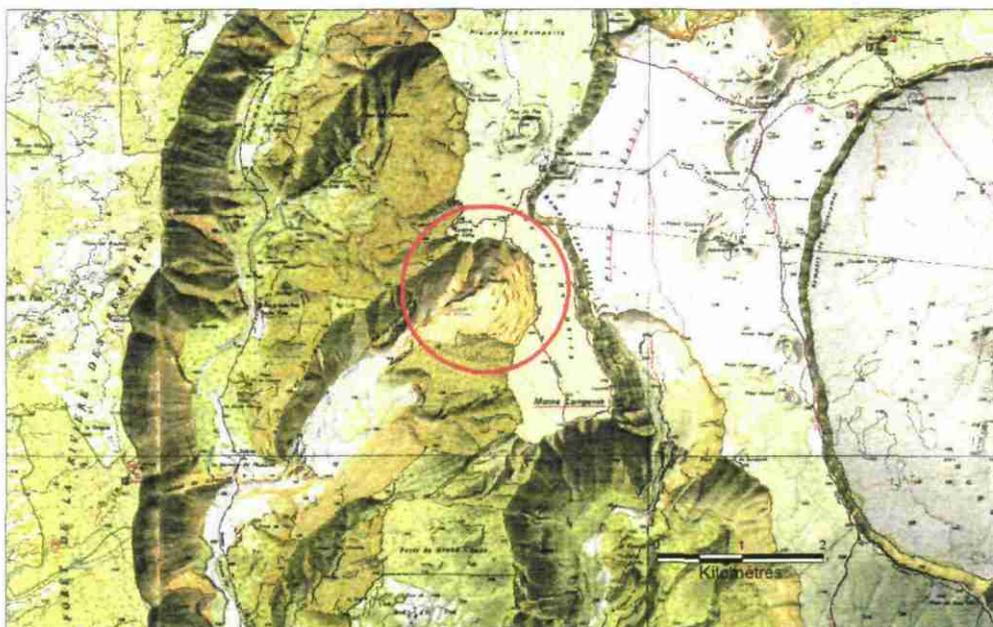


Illustration 22 - Localisation générale du rempart de Mahavel (fond 1/25 000 IGN – 2003)

4.3. MORPHOLOGIE

Le site se présente comme un amphithéâtre (ou un entonnoir), de 700 m de rayon, au fond du Bras de Mahavel (cf. **Erreur ! Source du renvoi introuvable.**). La bordure de la niche d'arrachement, en forme de demi-cercle, s'étend sur une longueur de 2 km.

L'altitude du sommet du rempart est comprise entre 2300 m et 2350 m NGR. Le dénivelé entre le sommet et le point d'incision le plus oriental du Bras de Mahavel (alt. 1590 m) est de 700 m.

La pente moyenne du rempart est de 58° (dénivelé de 720 m pour une distance horizontale de 450 m). Dans la partie supérieure, l'inclinaison dépasse localement 70°. En pied d'escarpement, la pente s'adoucit ainsi que latéralement où elle est réduite à 45° environ.



Illustration 23 – Vue aérienne du rempart de Mahavel (IGN – 2003)

4.4. GÉOLOGIE

Les séries constituant le rempart de Mahavel appartiennent aux formations récentes du massif de La Fournaise. Elles sont formées d'empilements réguliers de coulées de lave et de couches de scories d'épaisseur métrique.

Deux séries discordantes apparaissent clairement sur l'**Erreur ! Source du renvoi introuvable.** Depuis la base vers le sommet, la succession géologique décrivant le rempart est la suivante (cf. **Erreur ! Source du renvoi introuvable.**) :

- la série du volcan de Mahavel, ou nommée série du bouclier ancien (150 000 à 450 000 ans) apparaît au pied de l'escarpement (carte géologique P. Bachellery,

P. Mairine, O. Odon, 2006). Ces coulées ont un pendage assez prononcé pouvant atteindre 30° en direction du pied de rempart ;

- les coulées de la partie haute formant le soubassement de La Plaine des Remparts (série dite des remparts - 65 000 à 150 000 ans - carte géologique P. Bachellery, P. Mairine, O. Odon, 2006) présentent un pendage faible vers l'ouest.

Le contact entre les 2 séries est assez redressé.

La configuration de ce site se singularise donc par une discordance de pendage entre les deux grandes séries composant le rempart. La présence d'une assise présentant un aval pendage prononcé doit être assimilée comme étant un facteur déstabilisant pour l'édifice rocheux.



Illustration 24 – Vue générale du rempart de Mahavel (cliché de 2002)

4.5. CLIMAT

La station météorologique du Commerson est située à 3,4 km du rempart de Mahavel. Les précipitations cumulées annuelles moyennes approchent 3 500 mm, avec un record mensuel de 6 177 mm et un record de pluies quotidiennes de plus de 1 500 mm. A noter que la station météorologique du Commerson cumule à elle seule tous les records mondiaux de précipitation entre 4 jours (3 551 mm) et 15 jours (6 083 mm). Le climat de Mahavel est donc très arrosé. Cela provient essentiellement de la localisation géographique du site qui est placé sur la façade "au vent", nettement plus humide, de l'île de la Réunion.

4.6. HISTORIQUE D'EFFONDREMENTS

Le site de Mahavel est parmi les plus actifs de la Réunion en ce qui concerne les éboulements en grande masse. Historiquement, 4 effondrements majeurs ont été répertoriés depuis 50 ans :

- 1904 : cet évènement est référencé en archives mais sans qu'une estimation du volume effondré ne soit précisée ;
- 1965 : entre 35 et 50 Mm³ effondrés selon les auteurs. Détachement d'une écaille qui mesurait 700 de mètres de haut, environ 1000 m de longueur et dont l'épaisseur au sommet devait être de l'ordre de grandeur d'une cinquantaine de mètres. Les terrains écroulés étaient constitués au sommet de coulées peu pentues reposant sur des coulées et projections plus anciennes, présentant un pendage pouvant atteindre 30° vers le vide. Tous les auteurs s'accordent pour affirmer que cette configuration géologique s'est révélée très défavorable vis-à-vis de la stabilité du rempart.

Cet effondrement s'est d'abord traduit par une gigantesque accumulation de débris rocheux dans le bras de Mahavel, laissant craindre à l'époque la formation d'un embâcle naturel qui provoquerait l'apparition d'un lac, ce dernier risquant de se vidanger brutalement par rupture de la retenue. L'hypothèse d'une telle débâcle avait laissé planer une grave menace sur les aménagements dans la rivière des Rempart et sur la ville de Saint-Joseph 16 km en aval. Fort heureusement, aucun lac de retenu important ne s'est formé, et l'accumulation de matériaux progresse relativement lentement vers l'exutoire de la rivière des remparts.

- 09/01/1996 : un second effondrement de moindre importance survient - 5 Mm³ ;
- 18/01/2001 : dernier effondrement en masse connu - 1 Mm³.

Ces deux derniers épisodes sont assimilables à la purge naturelle de panneaux de volume "plus modestes" qui ne se seraient pas détachés en 1965.

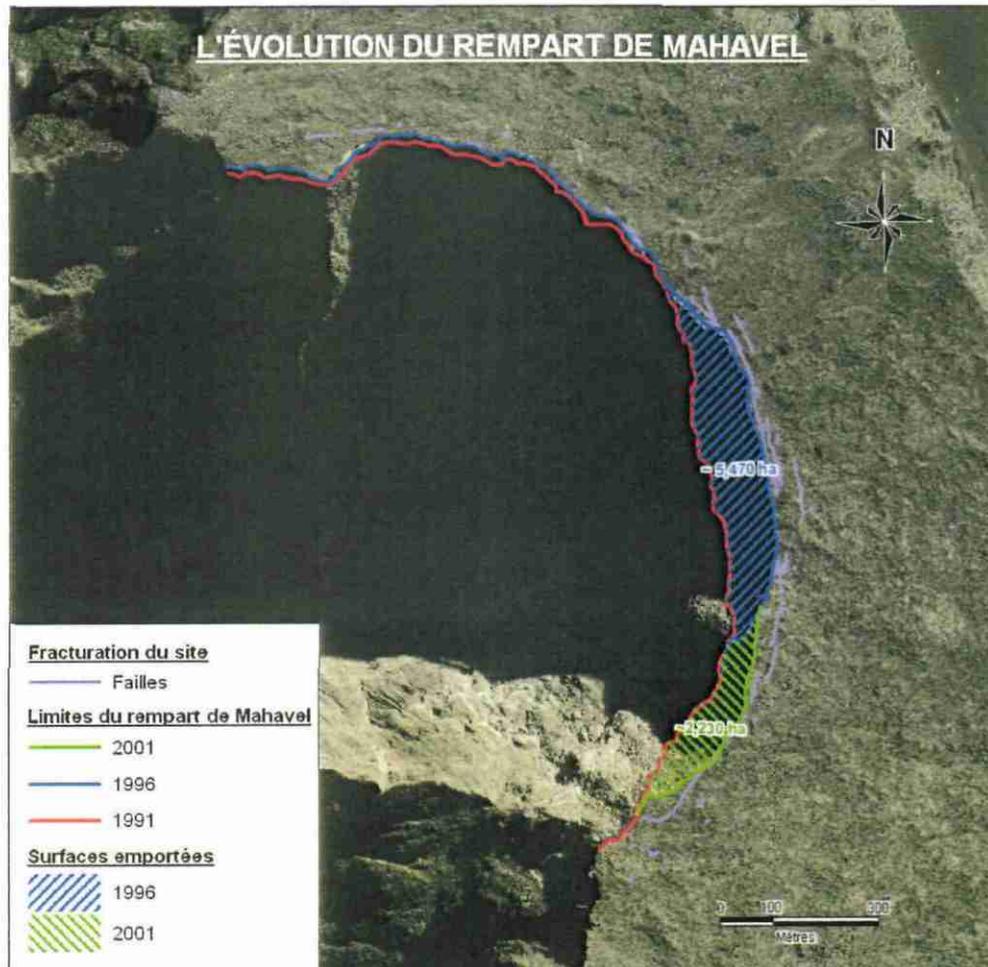


Illustration 25 – Localisation des panneaux effondrés en 1996 et 2001

4.7. ANALYSE DU MODE DE RUPTURE

4.7.1. Repérage des fissures en tête de paroi

Un relevé des fissures a été effectué sur toute la bordure de la niche d'arrachement du rempart.

Les relevés mettent en avant les éléments qui suivent :

- les fissures discontinues sont globalement parallèles à la bordure de l'escarpement principal (cf. **Erreur ! Source du renvoi introuvable.**), avec une tendance à une légère concavité pour recouper le rempart.

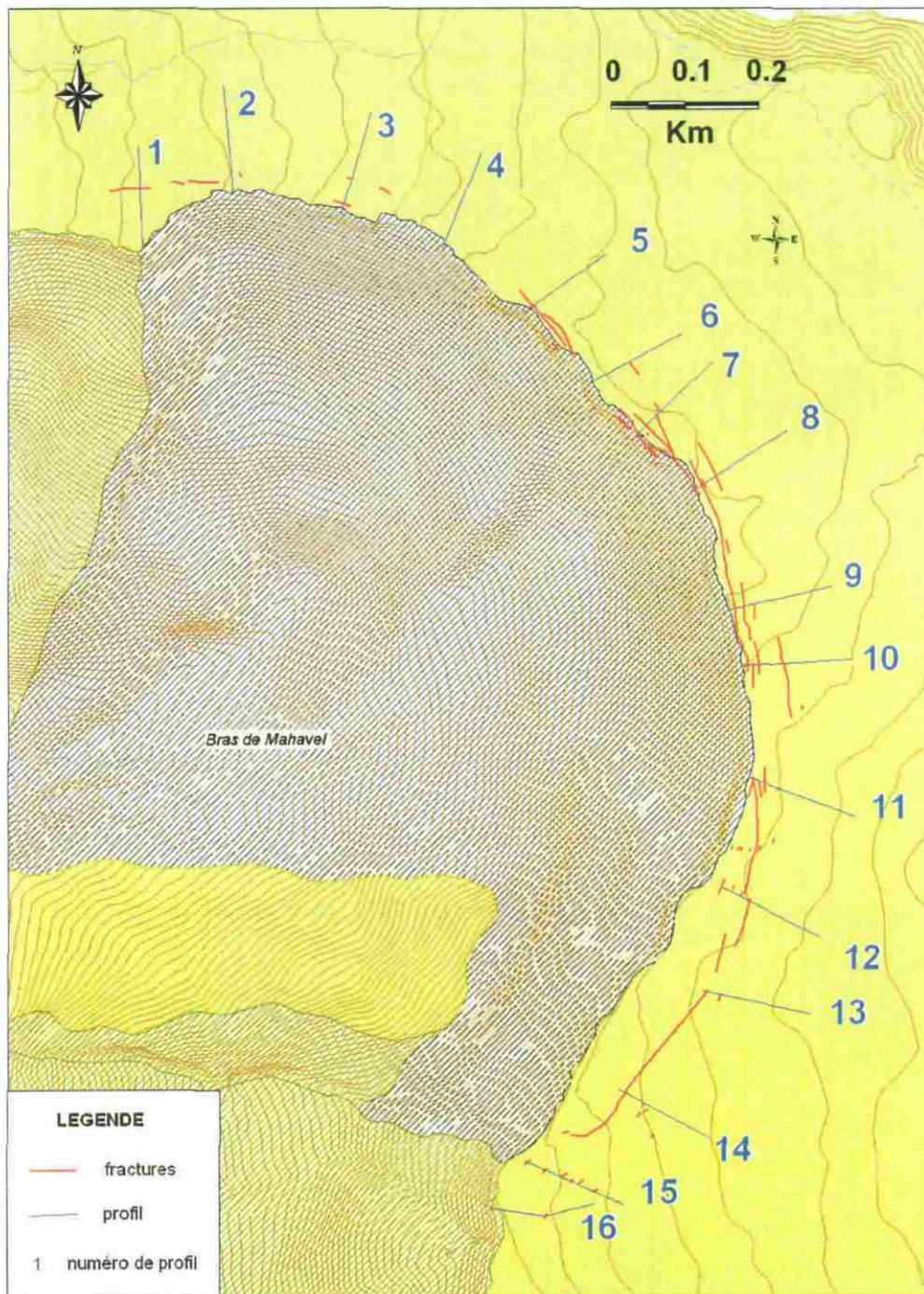


Illustration 26 – Disposition en plan des fissures par rapport au rempart de Mahavel (fond topo IGN avant effondrement de 2001)

- entre 1 et 7 fissures ont été repérées sur les profils, la moyenne étant de l'ordre de 3 à 4 fissures par profil. Ceci témoigne du caractère hétérogène du réseau de fissures ;
- les fissures les plus larges présentent une ouverture de 50 cm (cf. Illustration 27), Les fissures les plus ouvertes sont observées préférentiellement à proximité du rempart (cf. Illustration 28)
- les fissures repérées sont situées jusqu'à 91 m de la bordure du rempart, ce qui pour un rempart de 700 m, correspond à un rapport $L/H = 13 \%$ (avec $L =$ distance entre la fissure et la crête et $H =$ hauteur du rempart) ;
- sur les 16 profils répertoriés, 50 % des fissures sont placées à moins de 15 m de la bordure du rempart, et 95 % à moins de 50 m. En retenant cette valeur de 50 m, il pourra en être déduit que l'essentiel des fissures se développe dans une bande de terrain de largeur défini par un rapport $L/H = 7 \%$.



Illustration 27 – Exemple de fissure récente sur le site de Mahavel

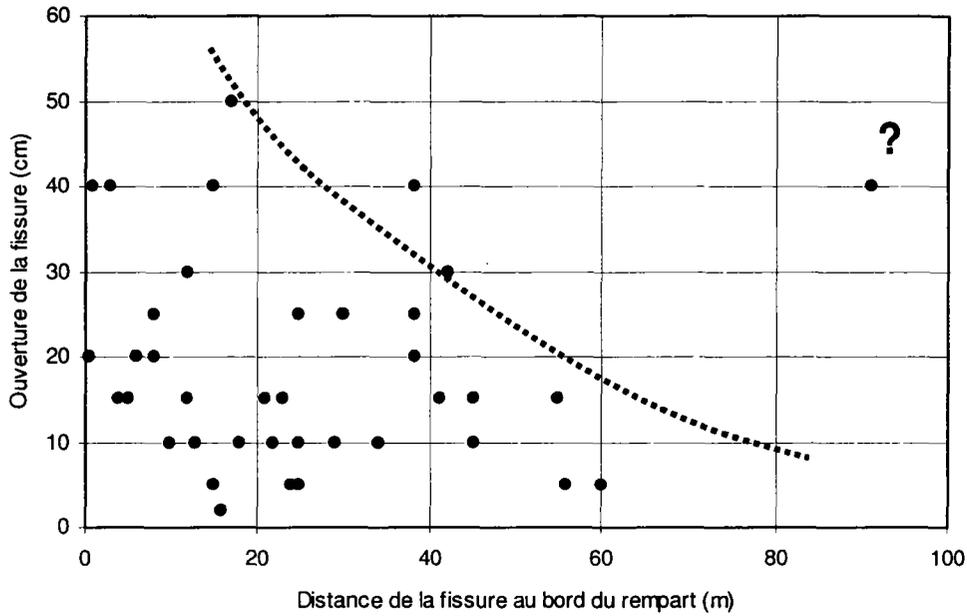


Illustration 28 – Relation entre ouverture des fissures et distance au rempart

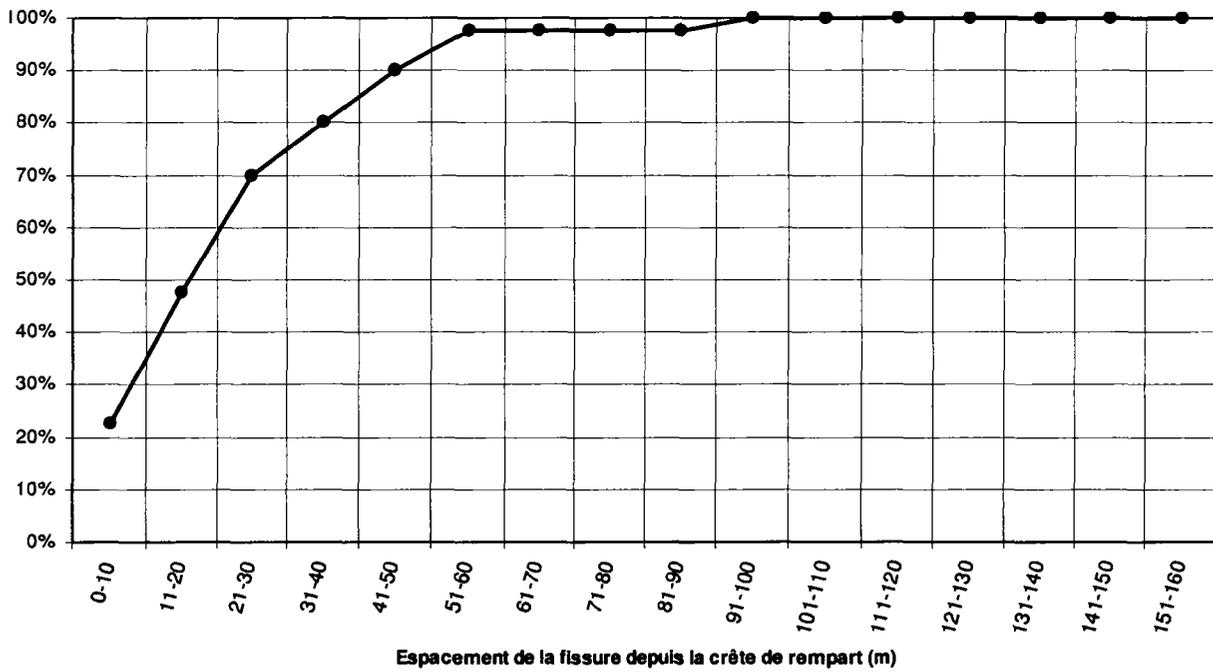


Illustration 29 – Répartition de la position des fissures par rapport à la crête de rempart

4.7.2. Mode de rupture

a) Relations avec les pluies

7 extensomètres ont été installés sur des fissures afin d'en suivre le déplacement dans le temps. Deux mesures ont été faites chaque jour pendant environ 2 années. Au-delà, le dispositif a été affecté par trop de pannes pour permettre son exploitation.

Les résultats du suivi (cf. Illustration 30) ont montré que 4 extensomètres sur 7 traduisent une très légère tendance à l'ouverture progressive des fissures (1 mm en 2 années). Indépendamment de cela, des mouvements réversibles liés à des contrastes thermiques entre le jour et la nuit ($\Delta e \approx 0,1$ mm) ou entre saisons ($\Delta e \approx 1$ mm) ont été enregistrés.

Cependant, lorsque l'on compare ces mouvements avec les pluies quotidiennes du pluviographe le plus proche, aucune relation n'a pu être mise en évidence. En première approche, il serait donc possible de conclure que les écroulements en masse ne semblent pas directement liés à une importante mise en pression hydraulique des fractures verticales, rapidement après des pluies exceptionnelles, et provoquant un basculement du pan rocheux. Cela s'expliquerait par plusieurs raisons :

- la dimension de ces fractures qui se révèlent extrêmement drainantes, et qui nécessiteraient une alimentation considérable en eau pour permettre le développement de pression suffisantes pour déplacer un panneau rocheux très volumineux. Par ailleurs, les niveaux scoriacés très ouverts peuvent contribuer au drainage du système ;
- les pentes moyennes dans le rempart ne sont pas subverticales. Elles se rapprochent de 60°, sauf peut être en tête de paroi ou la falaise se redresse. En conséquence, les panneaux rocheux ne sont pas dans une situation proche de l'équilibre gravitaire. Il serait donc nécessaire de développer un mouvement horizontal très important (plusieurs mètres, voire plus de 10 m) avant de permettre le basculement des gigantesques panneaux rocheux. Cette géométrie écarte également l'explication d'une rupture par flambement de la colonne de roche sous son propre poids ;
- à Mahavel, le pendage des coulées ramène les eaux infiltrées vers le rempart. Cependant, l'impluvium sur le plateau entre le rempart et la falaise de l'escarpement de la Plaine des Sables à l'Est est assez étroit : de l'ordre de 300 m. Le potentiel d'alimentation en eaux souterraines reste donc limité. Une alimentation par la plaine des Sables plus à l'Est pourrait expliquer des venues d'eau plus conséquentes en profondeur, mais cette hypothèse n'a pu être mise en évidence.

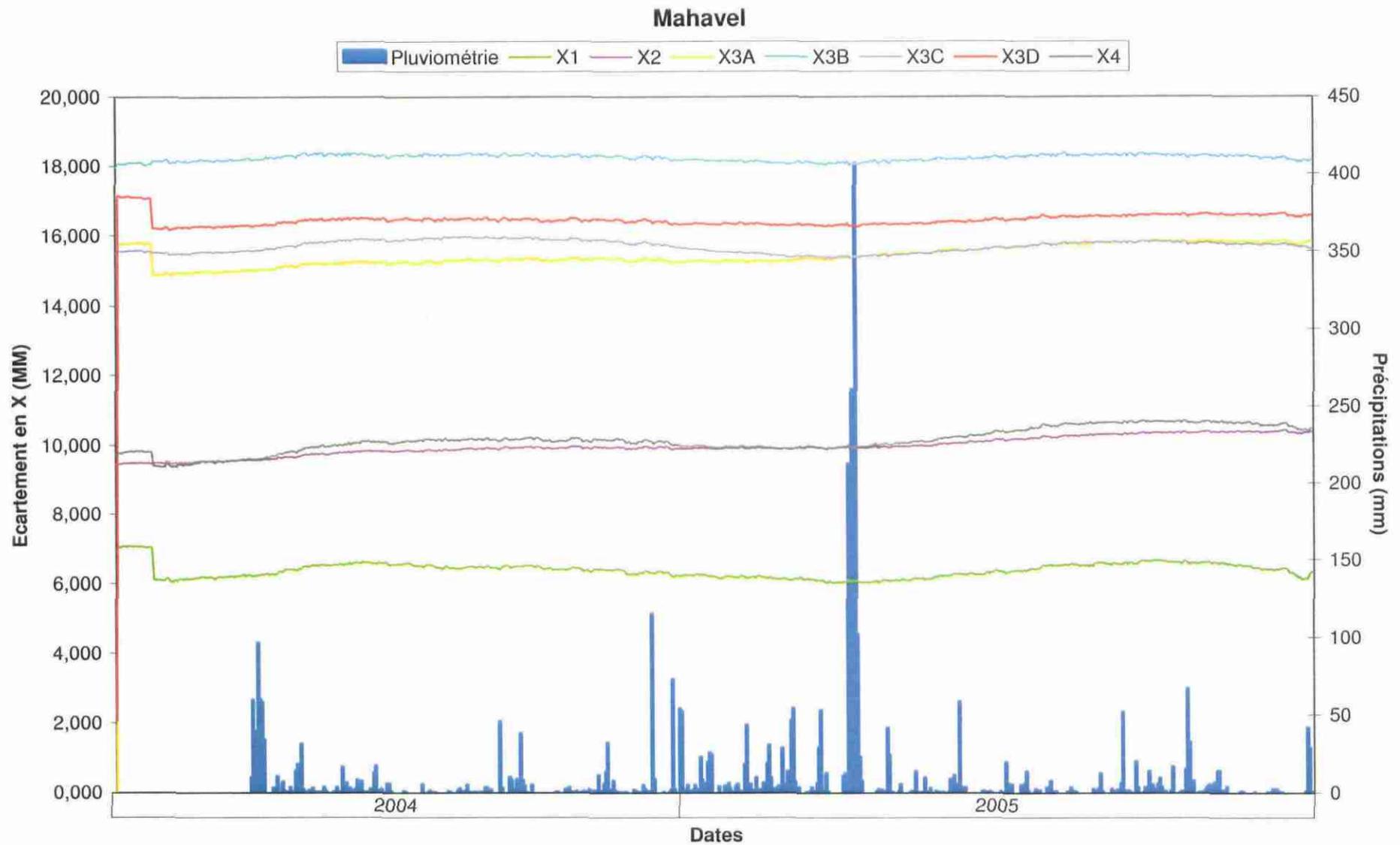


Illustration 30 – Comparaison pluies / déplacement sur les extensomètres de Mahavel

Cependant, cette conclusion doit être révisée par l'éboulement de 1 Mm³ qui s'est produit le 18/01/2001 à Mahavel. Les pluies enregistrées sur le pluviographe de la station Météo-France de Commerson (cf. Illustration 31) ne mettent pas en évidence de pluie importante dans les quelques jours qui précèdent l'éboulement en masse. Néanmoins entre 11 et 13 jours au préalable, des pluies exceptionnelles ont été enregistrées : 1 310 mm le 6 janvier (valeur assez proche du records de la station dépassant les 1 500 mm / 24 h), et 2 133 mm cumulés en 3 jours. Même si chaque pluie exceptionnelle ne se traduit pas systématiquement par un éboulement, il est délicat de totalement écarter toute relation entre l'éboulement du 18 janvier 2001 et les très fortes pluies des 5, 6 et 7 janvier. De même, l'écroulement en masse de 1996 s'est produit en janvier, c'est-à-dire au cœur de la saison humide. Il est donc possible d'estimer que les pluies jouent un rôle indirect par l'intermédiaire des circulations souterraines (baisse de cohésion et de consistance des remplissages argileux des fissures, et mise en pression), suffisant à être le dernier déclencheur dans une configuration déjà très proche de l'instabilité.

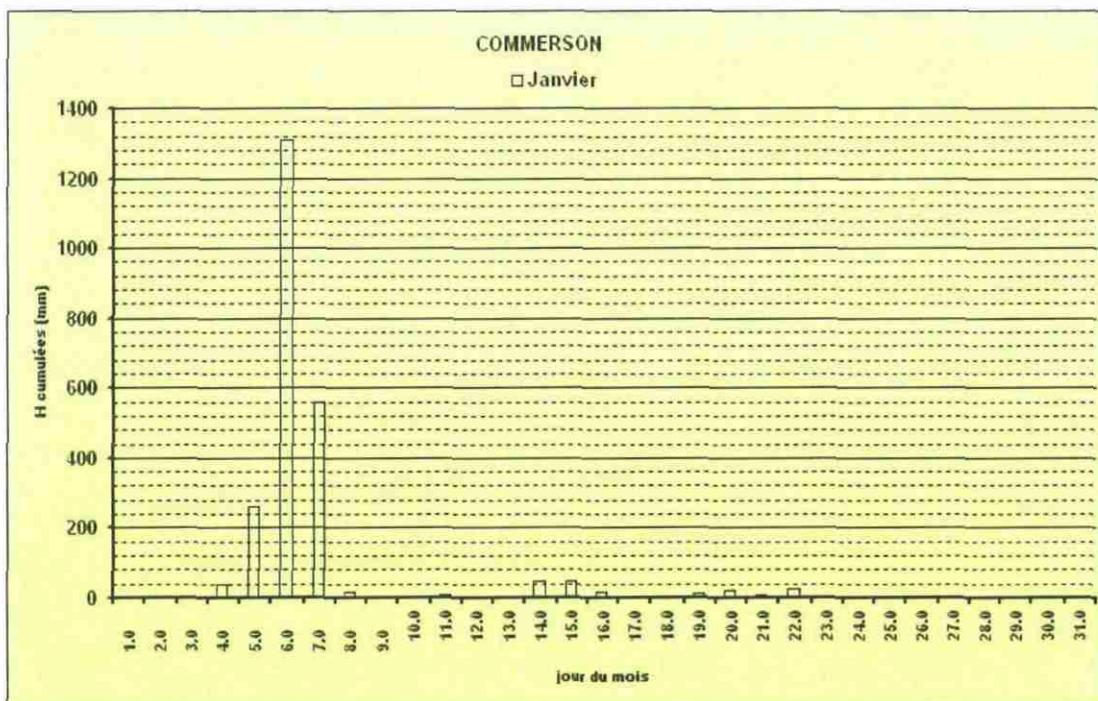


Illustration 31 – Pluies journalières enregistrées à la station météorologique de Commerson en janvier 2001 (© Météo-France)

b) Typologie de la rupture

Ces constats amènent à conclure que l'effondrement des grands panneaux rocheux au niveau du rempart de Mahavel est probablement lié à une rupture du pied de la colonne rocheuse sous l'action de son poids, et non à un basculement ou à flambement de l'écaille. Ceci est corroboré par la géométrie des cicatrices de ruptures dont la base s'incurve progressivement vers le rempart. Lorsque la fracturation a suffisamment évolué en profondeur, le poids de l'écaille de roche à supporter est tel que l'assise rocheuse, déjà *naturellement fragilisé par un réseau de diaclases*, vient à rompre. Dans ce contexte, Mahavel se singularise par la présence d'une discordance nette entre la série supérieure de coulées à pendage faible et la série inférieure pentée à 30° en aval pendage. Cette configuration constitue un contexte très favorable à la déstabilisation prématurée de l'assise des vastes écailles, le mode de rupture s'assimilant plus à un glissement de la base selon la direction de la surface structurale, plutôt qu'au développement de plans de cisaillement recoupant des coulées tabulaires.

Enfin, l'adjonction d'eau souterraine au niveau des fissures à la suite d'un épisode pluvieux important, peut être le facteur déclenchant vis-à-vis d'une situation déjà très évoluée et proche de la rupture, l'eau pouvant avoir une action en matière de baisse de la résistance au cisaillement des épontes des fissures ou provoquer une poussée hydraulique en fond de fissure. Toutefois, soulignons que des cas de rupture en masse totalement indépendants d'épisode pluvieux significatifs sont connus.

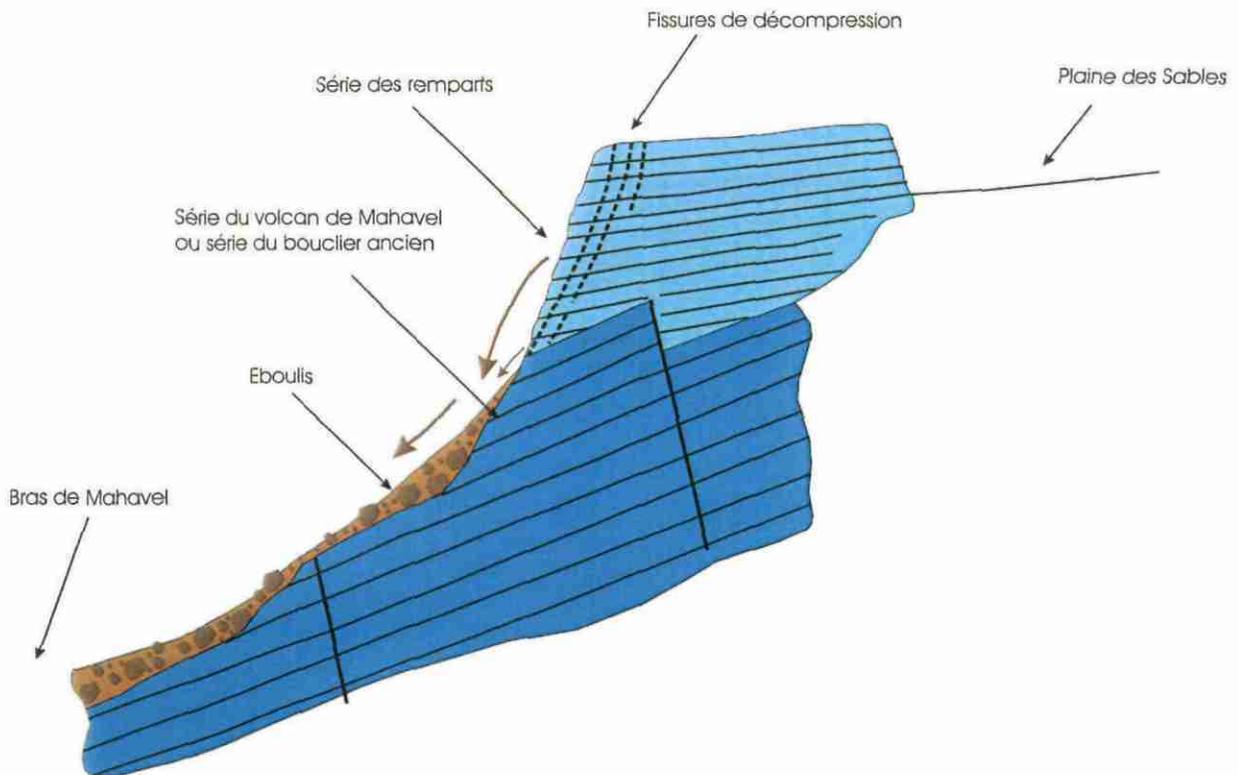


Illustration 32 – Coupe schématique interprétative du rempart de Mahavel

5. Grand Eboulis de la Rivière des Pluies

5.1. PRESENTATION DU SITE

5.1.1. Localisation

Le site étudié est localisé sur la commune de Saint-Denis – partie Nord de l'île de La Réunion, en rive gauche de la rivière des Pluies à une douzaine de km de l'embouchure du fleuve (cf. Illustration 33). L'accès au site ne peut se faire qu'à pied ou par moyens hélicoptérés.

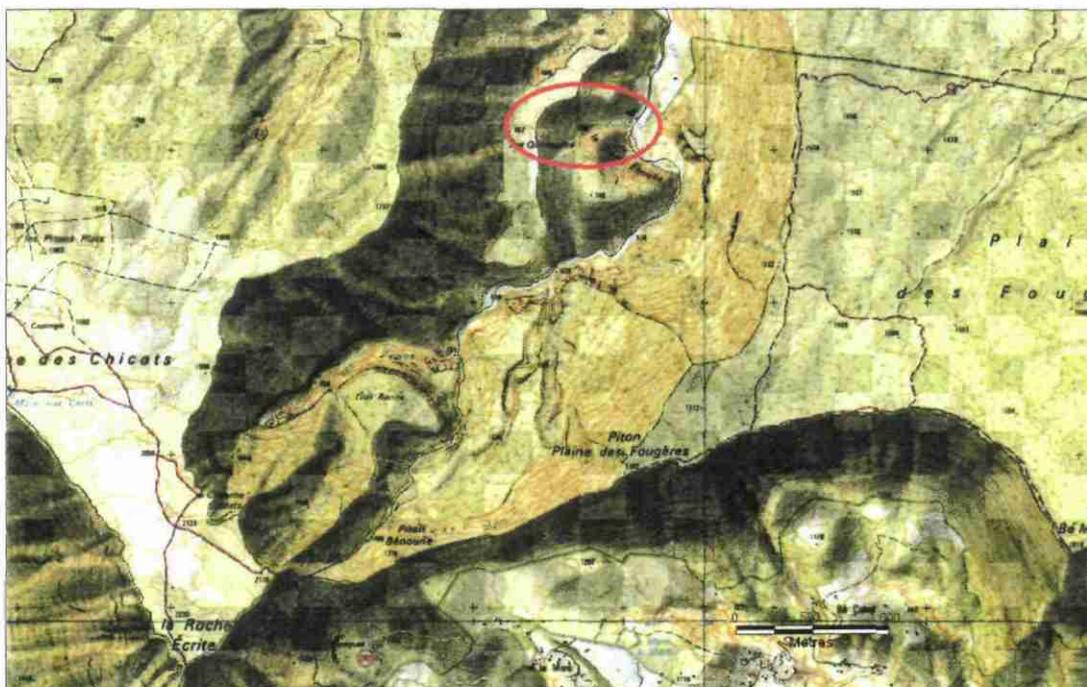


Illustration 33 – Localisation générale du site de Grand Eboulis (fond 1/25 000 IGN – 2003)

5.1.2. Morphologie

Sur un plan géomorphologique, le cours amont de la rivière des Pluies (secteur du Grand Eboulis) peut être assimilé à un « mini-cirque » encadré par des remparts rocheux de plus de 1000 m de hauteur. Ce vaste amphithéâtre se ferme au Nord vers le Cap Frumence au pied duquel est installé un chantier de prise d'eau par tunnels.

Lorsque l'on procède à une coupe d'Ouest en Est, en débutant de la planèze volcanique descendant doucement de la Roche Ecrite, un premier rempart de près de 800 m de hauteur (entre + 1620 m NGR et 860 m NGR), et incliné à plus de 50° par rapport à la verticale, permet d'accéder à un petit plateau de 200 m de largeur (ilet Quinquina à + 860 m NGR) en rive gauche de la vallée. Puis un second escarpement, d'abord incliné à 60° sur

près de 150 m de hauteur, sa pente se réduisant ensuite progressivement, rejoint la rivière des pluies moins de 400 m plus bas (+ 480 m NGR).

5.1.3. Géologie

La coupe géologique depuis le haut du rempart jusqu'à la rivière des Pluies est la suivante :

- en partie haute, le rempart est constitué d'un empilement métrique à plurimétrique de coulées basaltiques de la phase III du Piton des Neiges (250 000 à 350 000 ans - G. Billard - carte géologique au 1/50 000 – 1974). Cette série est constituée par une alternance de coulées massives et de niveaux scoriacés ;
- plus bas les séries anciennes de la phase II du Piton des Neiges (> 430 000 ans) apparaissent dans le rempart. Il s'agit d'un empilement décimétrique à métrique de coulées massives et de niveaux scoriacés ;
- le plateau de l'ilet Quinquina est constitué par des alluvions anciennes ;
- le soubassement du petit plateau est à nouveau composé de formations volcaniques anciennes (coulées de lave et produits pyroclastiques), hydrothermalisées et traversées par des intrusions volcaniques (dykes) ;
- au fond de la rivière des niveaux d'alluvions récentes sont visibles ;
- entre le second escarpement et la rivière, les épandages détritiques d'éboulis et de colluvions sont prépondérants.

5.1.4. Climat

Le premier poste météorologique est situé à environ 4 km l'Ouest du site d'étude, vers 1830m d'altitude (poste de la Plaine des Chicots 2).

Cette zone présentant des pluies moyennes annuelles de l'ordre de 2 500 mm est intermédiaire entre les zones de moyenne altitude de la cote "au vent" et celles de la cote "sous le vent". Cependant des valeurs importantes de pluviométries y ont été enregistrées (atlas météo de La Réunion – Météo-France) :

- record mensuel pluviométrique : environ 2 700 mm
- record quotidien pluviométrique : environ 1 400 mm

5.1.5. Historique d'effondrements

Le site nommé "Grand Eboulis" est connu pour être très instable comme en témoigne son nom. La zone étant très reculée, jusqu'à 2002, aucune archive ne livre d'indication sur des épisodes instables majeurs ayant pu alimenter cette zone d'accumulation de matériaux effondrés.

Le jeudi 1^{er} mars 2002, un vaste éboulement de 500 000 m³ se produit en bordure du plateau d'Ilet Quinquina qui domine le site du Grand Eboulis. L'épaisseur de terrain détachée de la bordure du plateau atteint 50 m. Elle s'étend sur 200 m de longueur et intéresse toute la hauteur de l'escarpé, soit 120 m environ (cf. Illustration 34 & Illustration 35).

L'effondrement atteint la rivière des Pluies où une vaste retenue se forme sur près de 200m de longueur par plus de 20 m de haut. Un lac naturel de retenue commence à se former en quelques jours. Le 08 mars en fin de matinée, alors qu'il a plu dans la nuit sur les hauts de Sainte-Marie, la retenue se remplit rapidement. L'eau déborde et crée une brèche dans le barrage. L'eau libérée soudainement donne naissance à une lave torrentielle qui dévale le lit de la rivière en emportant trois personnes qui s'étaient rendues sur le site du barrage.



Illustration 34 – Vue aériennes du site de Grand Eboulis, avant l'éboulement de mars 2002 (IGN – 1997)

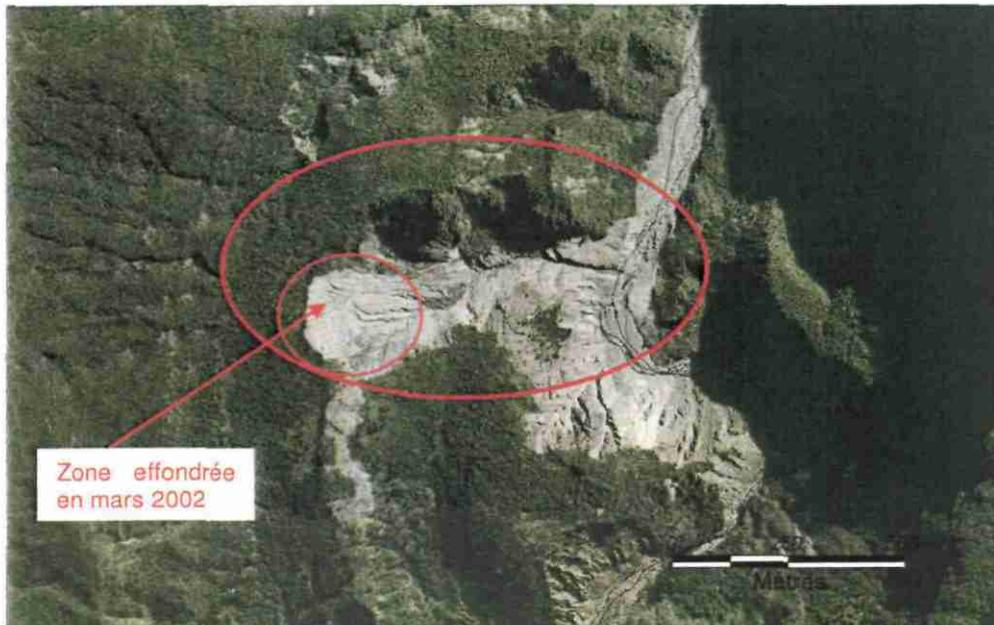


Illustration 35 – Vue aériennes du site de Grand Eboulis, après l'éboulement de mars 2002 (IGN – 2003)



Illustration 36 - Site du Grand Eboulis – juillet 2008

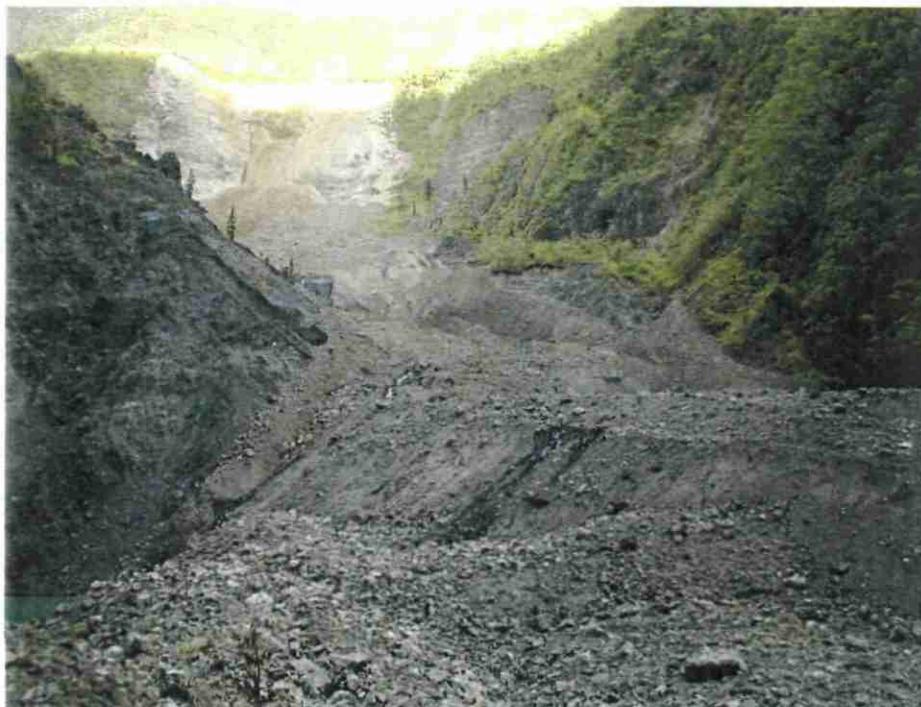


Illustration 37 – Vue de la niche d'arrachement et de la masse effondrée – mars 2002



Illustration 38 - Barrage naturel fermant la vallée (le 05/03/02)



Illustration 39 – Le lac de retenue le 05 mars 2002



Illustration 40 - Vue de la brèche dans le barrage naturel, 4 heures après le lâché d'eau, le 08 mars 2002

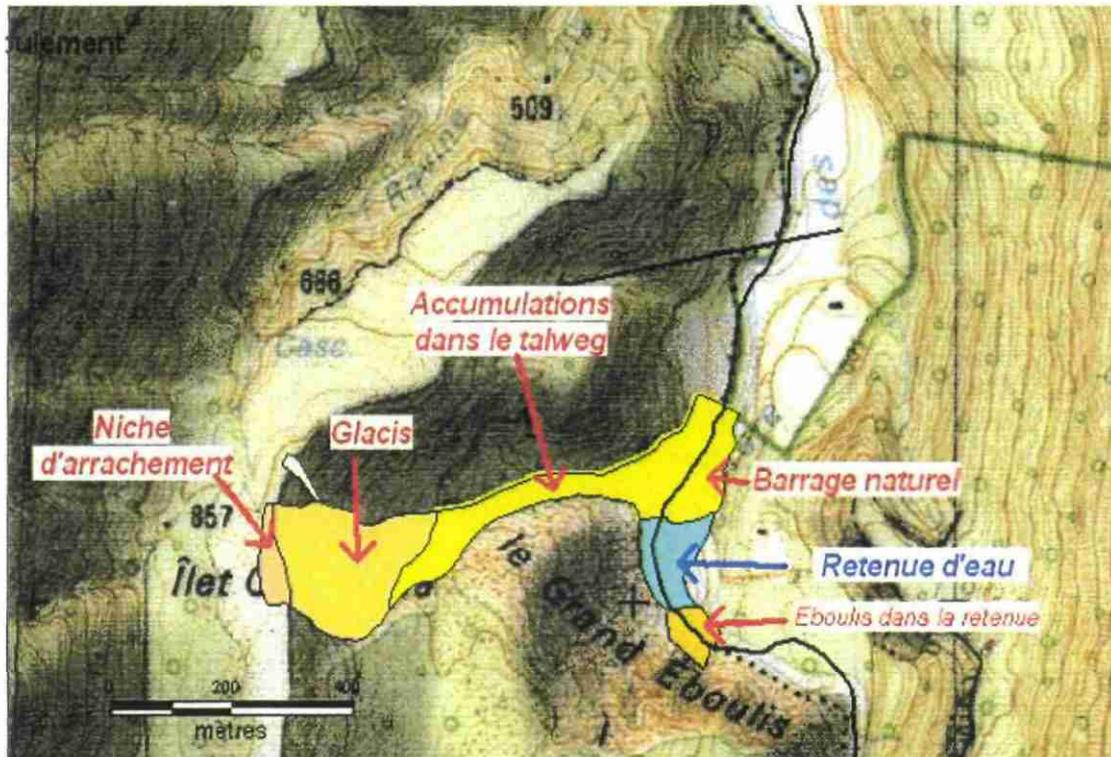


Illustration 41 – Cartographie de la zone d'éboulement et du barrage

5.2. ANALYSE DU MODE DE RUPTURE DE LA PAROI ROCHEUSE

L'analyse de la niche d'arrachement, met en évidence que la masse effondrée s'est détachée de la bordure de l'ilet Quinquina où sur plus de 100 m de hauteur toute la série géologique a été recoupée. La surface de rupture est très redressée : sa pente a été estimée à 60° environ (cf. Illustration 42 & Illustration 43), ce qui est dans la gamme de pente des cicatrices d'arrachement reconnues sur les grands remparts de La Réunion.

La recherche des facteurs à l'origine de cette instabilité en masse montre des causes multiples :

- présence d'un escarpement très redressé sur plus de 100 m de hauteur, en partie haute d'un versant de près de 400 m. Ceci conduit à une décompression naturelle des terrains par phénomène dit d'appel au vide, et à la génération de vastes fissures très redressées en arrière de la paroi. Cependant, un décollement sur 50 m de largeur, valeur étonnamment élevée pour une paroi de 100 à 200 m de hauteur (cf. observations faites sur d'autres remparts), semble démontrer que d'autres facteurs se conjuguent à la seule décompression du massif ;
- les terrains sont constitués par des matériaux détritiques déposés en couches subhorizontales (alluvions anciennes) reposant sur des formations volcaniques anciennes (coulées de lave et produits pyroclastiques), hydrothermalisées et traversées par des intrusions volcaniques (dykes). Il s'agit donc là d'un contexte très favorable en matière d'instabilité, les terrains présentant des caractéristiques assez médiocres et les

dykes constituant des surfaces de décollement et glissement privilégiées. Cette configuration a probablement conduit au détachement d'une bande de terrain plus large qu'elle n'aurait été dans les formations saines subhorizontales ;

- il existe un réseau de circulations d'eau souterraines dans le massif comme le démontre la présence de résurgences à mi-hauteur dans l'escarpement (cf. Illustration 42) au toit d'une coulée plus massive, ou plus bas en pied de paroi en saison sèche (cf. Illustration 44). Ces circulations ont pu conduire à une mise en pression des fissures en arrière de la paroi et être le déclencheur de l'éboulement. Cependant, les pluies de fin Février et début Mars 2002 sont très faibles (cf. Illustration 47 & Illustration 48) et ne peuvent pas justifier directement le déclenchement du phénomène ;
- cependant, les fortes pluies associées au cyclone Dina les 22 et 23 janvier 2002 (cf. Illustration 45), ont été probablement un facteur déterminant dans le déclenchement de l'éboulement de grande ampleur de début mars 2002. Les précipitations ont dépassé 1300 mm sur les hauts de la Plaine des Chicots le 22 janvier 2002 (Illustration 46). Lors d'une mission de reconnaissance hélicoptérée effectuée par le BRGM, le 29 janvier 2002 des phénomènes d'érosion du pied de l'escarpement d'Ilet Quinquina avaient déjà été repérés. Ces pluies, par action de sape en pied de versant et donc de dégagement des butées de pied, ont contribué à réactiver les phénomènes d'érosion sur le site du Grand Eboulis. D'autres éboulements ont eu lieu sur ce même relief depuis le début de l'année.

En conséquence, dans une situation où les facteurs de prédisposition avaient conduit le site à un état très proche de la rupture après le passage du cyclone Dina en janvier 2002, la poursuite progressive de l'érosion naturelle du site, et éventuellement une mise en pression des fissures (pluies infiltrées depuis plusieurs semaines ?), ont suffi à déclencher l'effondrement de 500 000 m³ de matériaux.



Illustration 42 - Niche d'arrachement sous le plateau d'Ilet Quinquina (05 mars 2002)



Illustration 43 - Niche d'arrachement sous le plateau d'Ilet Quinquina (juillet 2008)



Illustration 44 – Emergences d'eau en pied d'escarpement (juillet 2008)

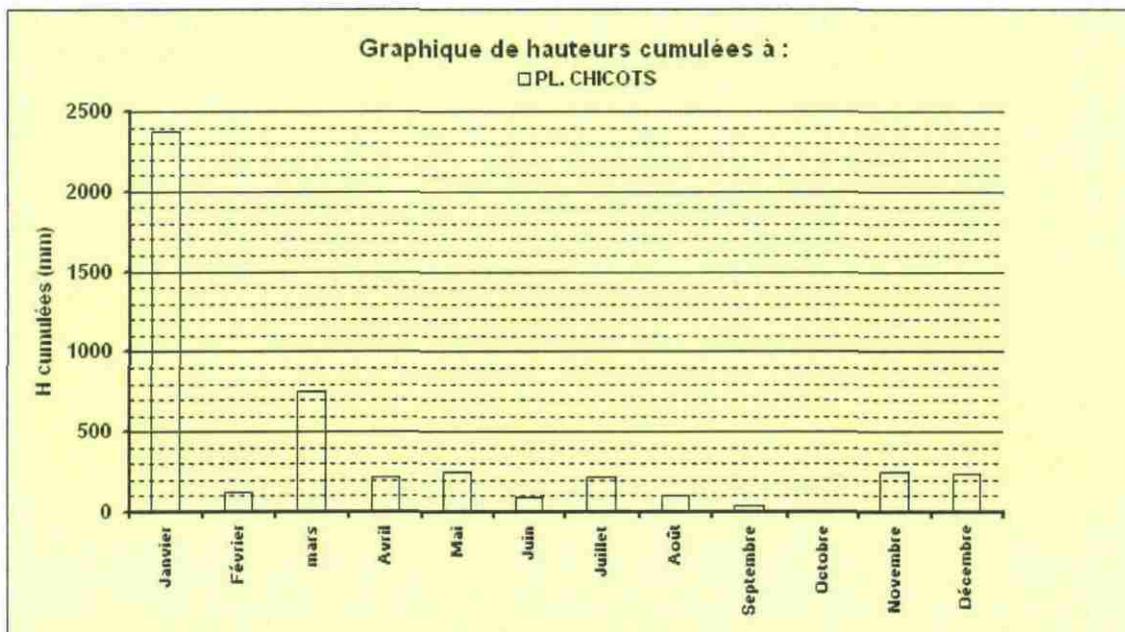


Illustration 45 – Pluviométrie mensuelle en 2002 à la station de la Plaine des Chicots (données Météo France)

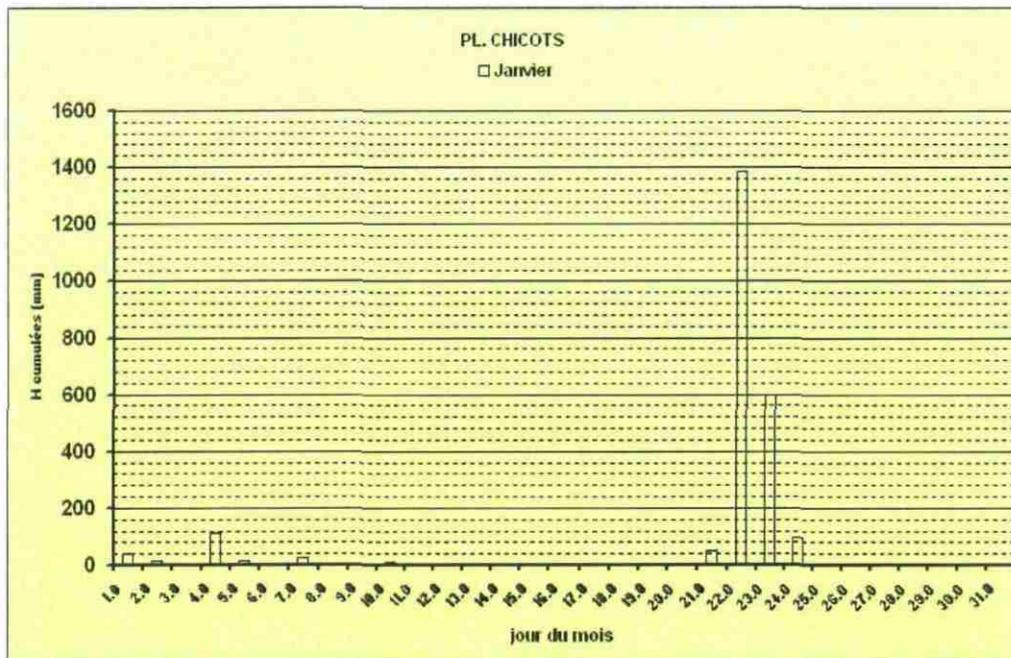


Illustration 46 – Pluviométrie journalière en janvier 2002 à la station de la Plaine des Chicots (données Météo France)

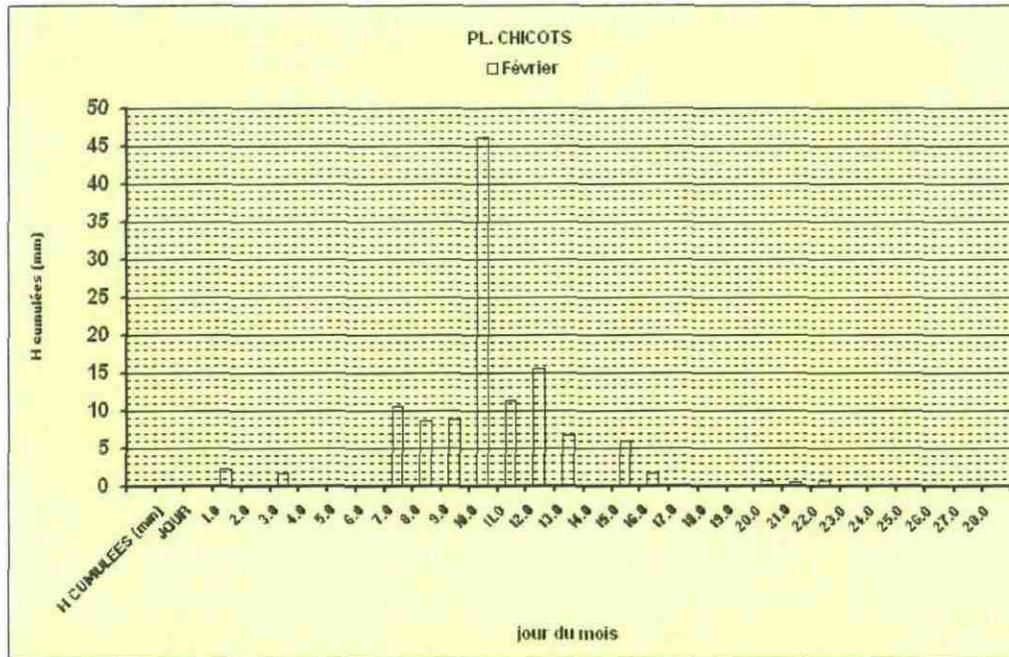


Illustration 47 – Pluviométrie journalière en février 2002 à la station de la Plaine des Chicots (données Météo France)

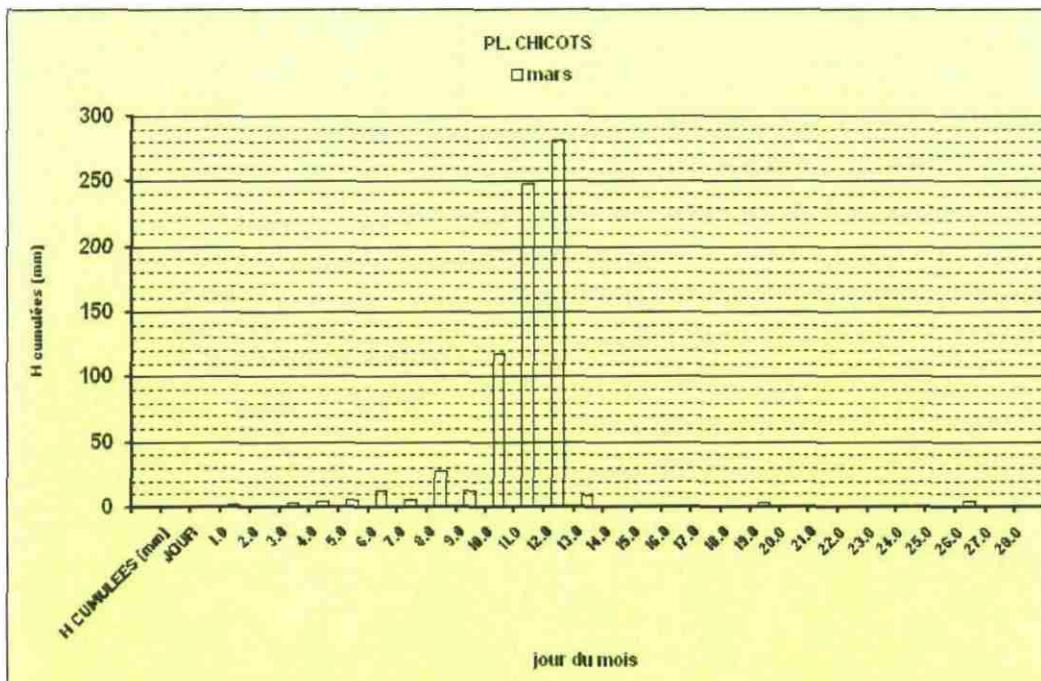


Illustration 48 – Pluviométrie journalière en mars 2002 à la station de la Plaine des Chicots (données Météo France)

Le type de rupture doit donc être associé à un effondrement par défaut de résistance en pied de paroi essentiellement dû à un travail de sape lors du cyclone Dina, les contours de la masse éboulée ayant probablement suivi des plans de faiblesse préexistants : fissures de décompression et dykes. La mise en pression de ces discontinuités par des eaux

souterraines infiltrées depuis plusieurs semaines a peut-être été l'ultime déclencheur de la rupture en masse.

W

E

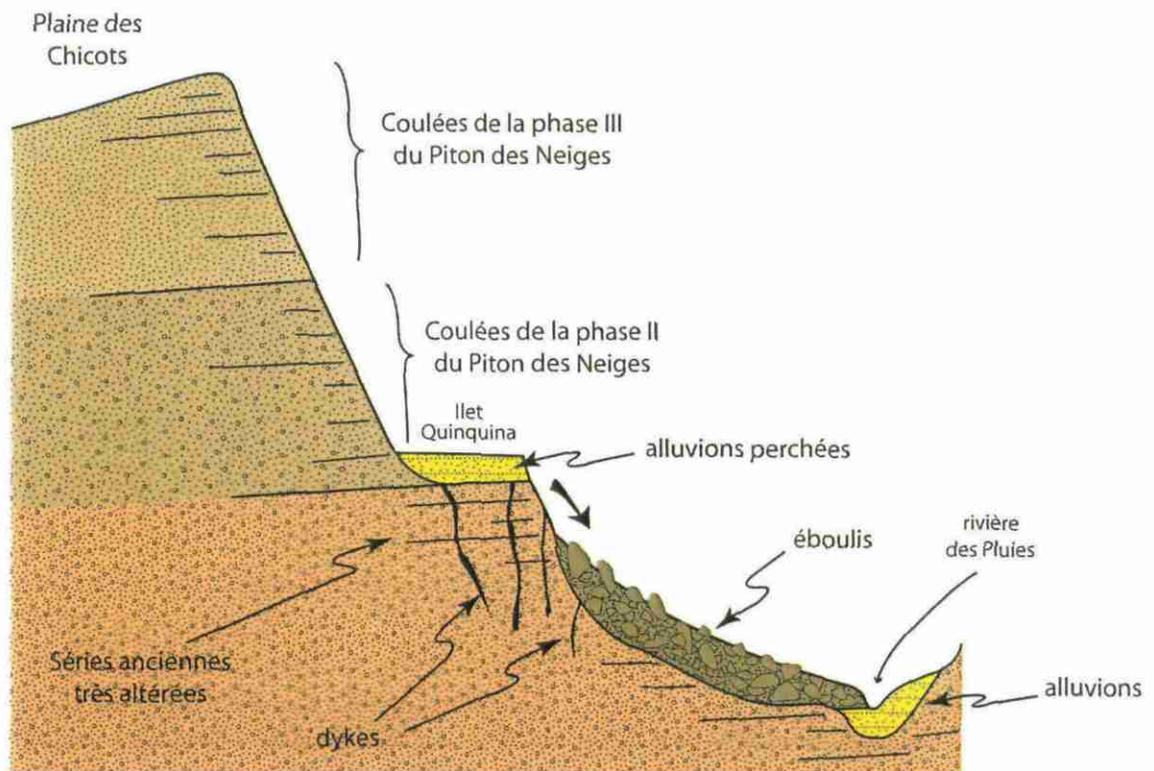


Illustration 49 – Coupe schématique interprétative de l'effondrement dans la Rivière des Pluies

6. Piton d'Enchaingg

6.1. PRESENTATION DU SITE

6.1.1. Localisation

Le Piton d'Enchaing est situé sur la commune de Salazie à environ 2 km au Sud-Ouest du bourg de Mare à Vieille Place. Plus précisément, la zone étudiée est localisée sur le flanc Ouest du Piton d'Enchaing, en rive d'une petite ravine se déversant dans la rivière des Fleurs Jaunes (cf. Illustration 50).



Illustration 50 – Localisation générale du site de l'éboulement du Piton d'Enchaing (fond 1/25 000 IGN – 2003)

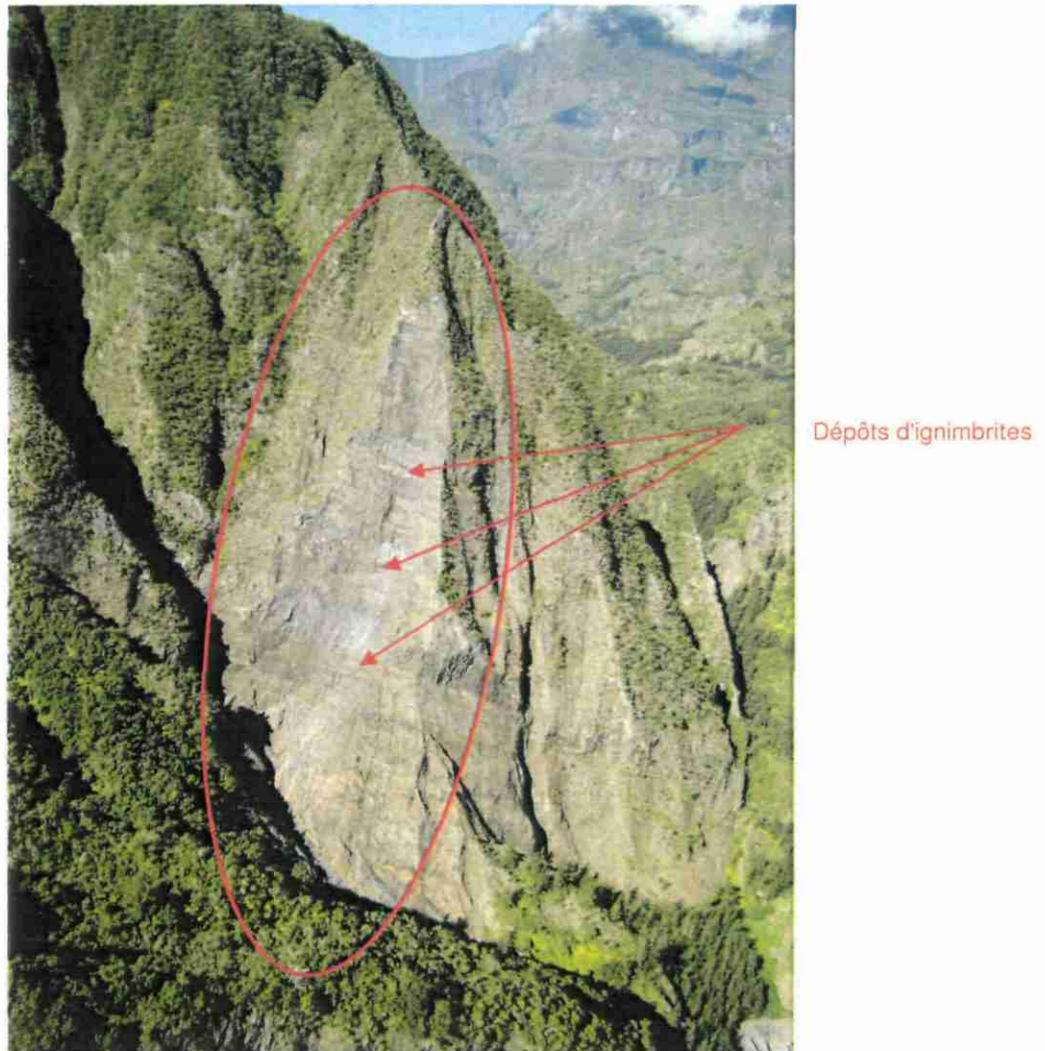


Illustration 51 – Vue générale de l'éboulement du Piton d'Enchaing

6.1.2. Morphologie

Le piton d'Enchaing culmine vers 1360 m d'altitude, c'est-à-dire environ 650 m au dessus de la rivière des Fleurs Jaunes située au Nord.

La zone effondrée se développe sur une arête rocheuse étroite orientée NNW-SSE, de près de 400 m de hauteur, dont les parois sont redressées entre 55° et 60° (localement plus raide).

La masse effondrée, estimée à 200 000 m³ environ, a rejoint une petite ravine profonde rejoignant rapidement la rivière des Fleurs Jaunes.



6.1.3. Géologie

Le Piton d'Enchaing est en grande partie constitué de matériaux pyroclastiques (issus de phases explosives du volcan) dont des ignimbrites appartenant à la phase III du Piton des Neiges (cf. Illustration 53). Ces matériaux se présentent sous la forme d'une puissante accumulation de dépôts en alternances métriques à plurimétriques, voire décamétriques (cf. Illustration 51). La structure présente un pendage de 25° à 30° vers le Sud, c'est-à-dire rentrant par rapport à l'orientation de la paroi.

La principale particularité du Piton d'Enchaing est liée au fait qu'il soit assimilé à un gigabloc de plusieurs kilomètres cubes qui se serait déplacé de plusieurs km vers le Nord-est lors de la phase paroxysmale de création du cirque de Salazie par développement d'une gigantesque avalanche de débris voici 28 000 ans.



Illustration 53 – Vue de détail des dépôts d'ignimbrites

6.1.4. Climat

Le premier poste météorologique est situé à moins de 2 km l'Ouest du site d'étude, vers 880 m d'altitude (poste de Mare à Vieille Place). Il peut être considéré comme représentatif du secteur du Piton d'Enchaing.

Le cirque de Salazie est le plus arrosé des 3 grands cirques de La Réunion avec des moyennes annuelles supérieures à 2 500 mm. Des valeurs importantes de pluviométrie y ont été enregistrées (atlas météo de La Réunion – Météo-France) :

- record mensuel pluviométrique : environ 2 600 mm
- record quotidien pluviométrique : environ 1 100 mm

6.1.5. Historique d'effondrements

La date de l'effondrement de 200 000 m³ ayant affecté le flanc Ouest du Piton d'Enchaing n'a pu être reconstitué. Néanmoins, il est probable que cet épisode se soit produit en 2001. La masse affaissée s'est déversée dans la profonde "petite" ravine qui longe le pied du

rempart pour très rapidement rejoindre la rivière des Fleurs Jaunes où un vaste cône d'éboulis s'est formé (cf. Illustration 55).



Illustration 54 – Cicatrices d'éboulements importants sur le flanc Nord-Est du Piton d'Enchaing

On notera également que d'autres éboulements en masse ont affecté les flancs du Piton d'Enchaing, dont principalement le flanc Nord-est comme en témoigne l'illustration 54.

6.2. ANALYSE DU MODE DE RUPTURE

6.2.1. Facteurs de prédisposition

L'analyse du site met en avant plusieurs facteurs de prédisposition à un effondrement en masse :

- paroi rocheuse haute et assez redressée ;
- matériau pyroclastique moins résistant que des coulées massives ;

- arête rocheuse en saillie, donc plus apte à se décompresser ;
- présence d'une petite ravine en pied pouvant saper la base du rempart ;
- climat très humide.

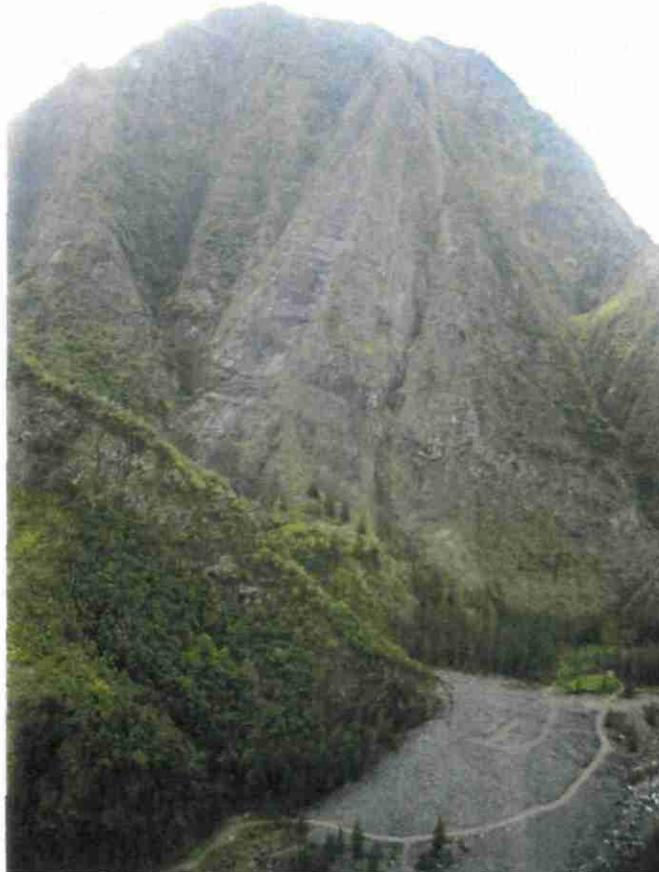


Illustration 55 – Vue sur l'effondrement et le cone d'éboulis en aval

Cependant, vis-à-vis d'autres sites, cette zone présente deux éléments moins favorables à l'instabilité :

- une structure des couches en amont-pendage ;
- un impluvium très restreint.

Ce site se révèle donc très intéressant dans la mesure où il se distingue significativement d'autres parois de grande hauteur s'étant effondrées.

6.2.2. Relation avec les pluies

A Salazie, les années 2000 et 2001 se sont révélées assez peu humides avec un cumul annuel respectif de 2300 et 2000 mm, c'est-à-dire au-dessous de la moyenne.

Par ailleurs, la configuration du site présentant un très faible impluvium et une structure géologique en amont pendage, amène à penser que les pluies ne peuvent jouer un rôle direct majeur dans la mécanique de l'effondrement.

Seul un ravinement important du pied de rempart pourrait éventuellement expliquer une association pluies – effondrement, mais les années 2000 et 2001 sont dépourvues d'évènements pluvieux exceptionnels. De plus, pour les zones effondrées sur le flanc Nord Est du piton, dans des conditions apparemment similaires, le pied du versant en fond de ravine est nettement plus éloigné de la paroi.

Il semblerait donc que l'éboulement en masse du Piton d'Enchaing soit totalement indépendant d'un évènement pluvieux particulier.

6.2.3. Typologie de la rupture

En l'absence de relation évidente entre pluies et éboulement, et au regard de la morphologie de la cicatrice de l'effondrement (cf. Illustration 56), il est probable que l'éboulement en masse soit d'abord issu de la rupture en pied de vastes écailles de décompression qui affectaient le massif. Ces écailles, se développent naturellement derrière les grandes parois par décompression du rocher, ce phénomène étant d'autant plus marqué au niveau des morphologies en arrête ou en saillie où les mises en compression par effet de voûte sont absentes. La fissuration subverticale se développe lentement en profondeur où elle prend une forme légèrement concave ayant tendance à la rapprocher de la paroi. Au fur et à mesure de cette lente évolution, le poids de la colonne de roche à reprendre est de plus en plus élevé. Lorsque l'assise rocheuse de l'écaille, souvent fragilisée par des diaclases préexistantes, ne peut plus supporter la masse qu'elle soutient, une rupture soudaine s'initie conduisant à l'effondrement de l'écaille par défaut d'assise. La forme en "coup de cuillère" de la base des cicatrices d'effondrement est souvent symptomatique de ce type de rupture.

On notera que dans les grands remparts, ce type d'instabilité est fréquent au niveau des morphologies en saillies plus décomprimées.

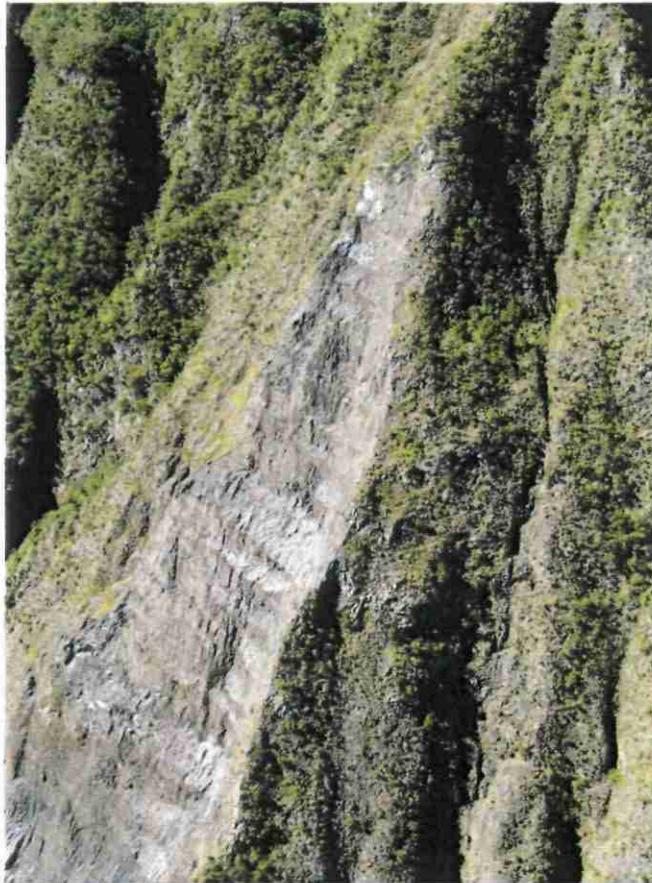


Illustration 56 – Vue oblique de la cicatrice d'effondrement

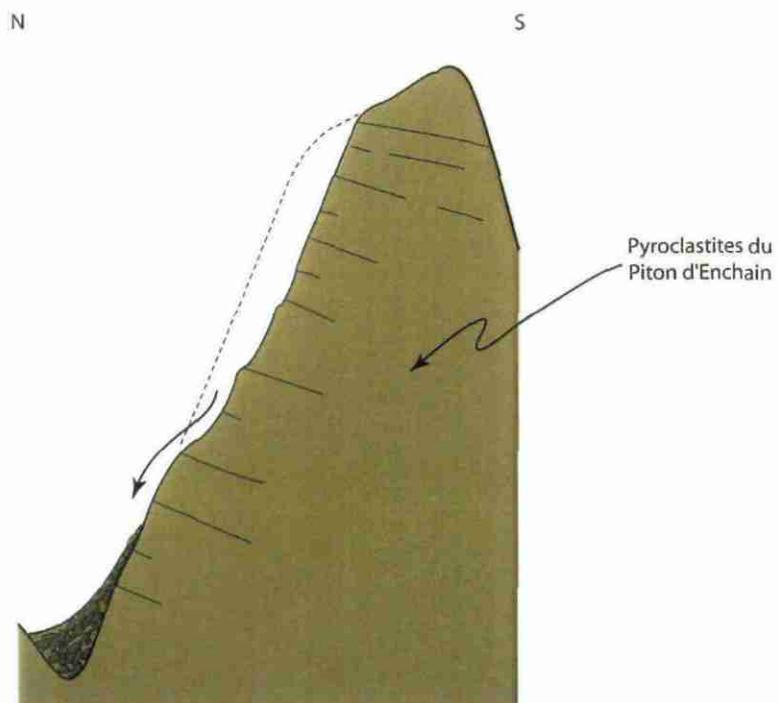


Illustration 57 – Coupe schématique interprétative de l'effondrement du Piton d'Enchain

7. Route du Littoral – PR 11+900

7.1. PRESENTATION DU SITE

7.1.1. Localisation

La zone d'étude se situe au niveau du PR 11+900 de la RN1 – route du littoral – raccordant Saint-Denis à La Possession (cf. Illustration 58). Le site de l'effondrement est plus précisément sur la commune de la Possession.



Illustration 58 – Localisation de l'éboulement de la route du littoral au PR 11+900 (fond 1/25 000 IGN)

La catastrophe s'est produite sur la portion Sud de la route en corniche, axe stratégique de l'île de La Réunion avec plus de 50 000 véhicules par jour, à 12 km de Saint Denis et 1,5km de La Possession.

Cette liaison routière interurbaine, moderne, a été ouverte en 1976, sur des remblais en mer, à une vingtaine de mètres du pied d'une falaise rocheuse. Elle a remplacé une première route construite sur la grève entre 1963 et 1965. Accolée au pied de falaise, elle se situait à quelques mètres au-dessus du niveau marin. Extrêmement dangereuse et vulnérable aux éboulements et aux agressions marines, elle fut abandonnée 10 ans après sa mise en service.



Illustration 59 – Vue de la route du littoral en pied de falaise



Illustration 60 – Première route accolée au pied de la paroi entre 1965 et 1976

7.1.2. Morphologie

La route du littoral est dominée par une falaise marine quasi continue dont la hauteur est comprise entre 120 m et 220 m pour les parties les plus hautes.

Elle constitue la façade marine du massif de la Montagne, lambeau de planèze du volcan du Piton des Neiges. Le massif incliné vers le Nord est incisé plus ou moins profondément par des ravines qui s'écoulent vers le Nord-Ouest. La ravine de la Grande Chaloupe est la plus importante et sépare le massif de La Montagne en 2 parties, l'une au Nord-est située sur le territoire de la commune de Saint-Denis, l'autre au Sud, sur le territoire de la commune de la Possession

La falaise est très redressée avec des pentes dépassant généralement 80° en partie basse. Au niveau de la zone éboulée, la hauteur de la falaise franche excède à peine 100 m (cf. Illustration 61).

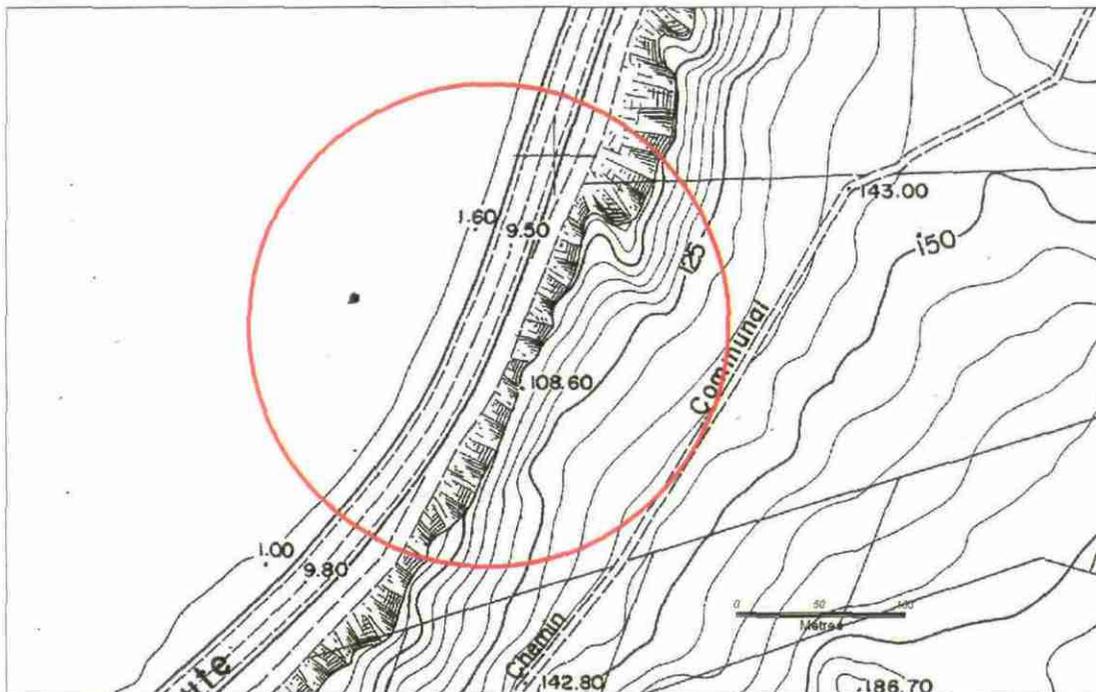


Illustration 61 – Localisation précise de l'éboulement de la route du littoral au PR 11+900 (fond 1/5000 IGN)

On notera la présence d'une petite ravine en limite Nord de la zone effondrée, la direction de cette incision étant sécante d'environ 40° par rapport à l'axe moyen de la paroi.

7.1.3. Géologie

Le massif de La Montagne correspond à la partie ancienne du massif volcanique du Piton des Neiges. Les formations ont des âges compris entre 430 000 ans et 2.100 000 ans (phase II de l'activité du Piton des Neiges – G. Billard 1976). La falaise littorale offre une coupe naturelle continue du massif. Dans le cadre de l'étude géologique de la falaise conduite par le BRGM en 1981, Westercamp distingue trois unités principales:

- une **unité inférieure** constituée d'un empilement de coulées et de niveaux de scories d'épaisseur métrique (1 à 3 m);
- une **unité intermédiaire** caractérisée par des niveaux détritiques conglomératiques provenant de remaniements, et des niveaux pyroclastiques;
- une **unité supérieure** constituée de coulées de laves massives d'épaisseur métrique à pluridécamétrique, plus irrégulières que celles de l'unité inférieure, et de pyroclastites.

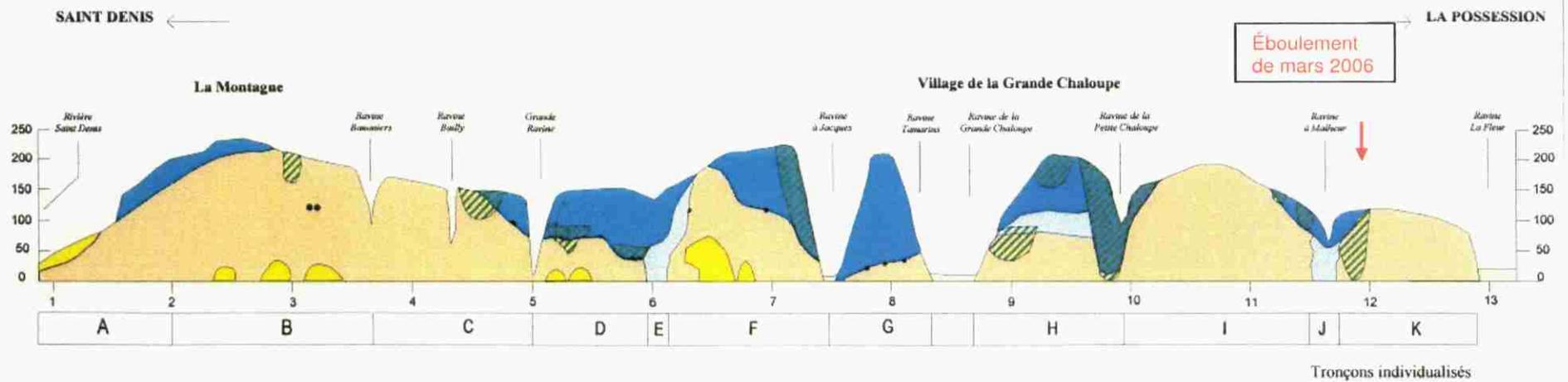
Les unités intermédiaire et supérieure, bien représentées sur la partie haute du massif, se sont mises en place dans des paléo-vallées très encaissées, ainsi que sur des plateaux.

Sur le haut du massif, les formations ont subi une altération supergène poussée. L'épaisseur des altérations peut atteindre une trentaine de mètres.

Au droit de la zone effondrée, l'ensemble de la falaise est rattachée à l'unité inférieure. Elle est constituée par un empilement de coulées de lave et de couches de scories inclinées de quelques degrés vers la mer, d'épaisseur métrique à décamétrique. Ces formations volcaniques ont été datées entre et 1 Ma et 2 Ma.

Les dykes, intrusions verticales de lave au sein des empilements de coulées de lave, ont été levés lors d'une étude générale dans les tunnels ferroviaires passant en pied de falaise. Ces tunnels sont désormais désaffectés. 115 dykes en tout ont été observés dans les 3 tunnels recoupant la falaise. La répartition des dykes dans le tunnel CFR est présentée sur l'illustration 64. On remarquera que les dykes sont nombreux autour du PR 11+900 (11 dykes recensés entre le PR 11 + 880 et le PR 12 + 450, avec un espacement moyen de 70 m). Les dykes recourent la formation ancienne et plus rarement la série récente (unité supérieure). On remarquera que les zones de forte concentration de dyke correspondent aux secteurs où l'unité inférieure est la plus haute en altitude sur la falaise du littoral.

Coupe géologique simplifiée de la falaise



Légende

- Alluvions
- Eboulis
- Unité inférieure
- Unité intermédiaire
- Unité supérieure
- Source
- Principales vallées fossiles

Illustration 62 - coupe géologique simplifiée de la falaise (Westercamp – 1981)

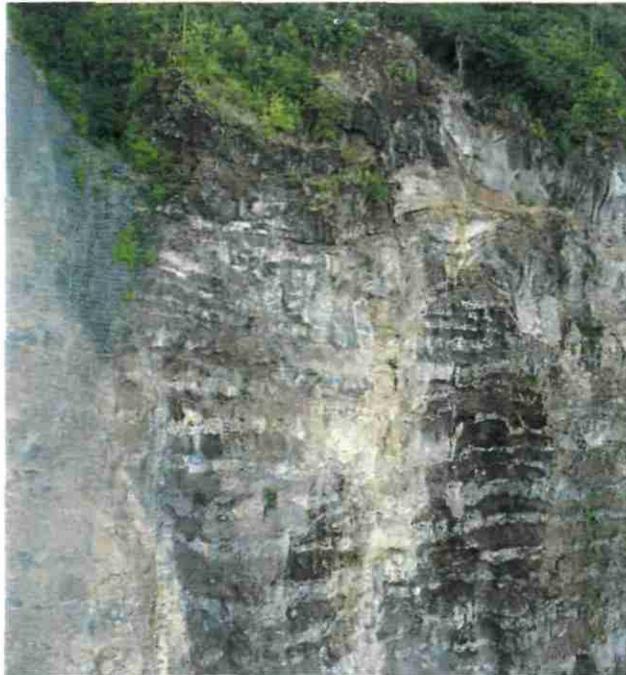


Illustration 63 – Exemple de succession de coulées en limite Ouest de la zone effondrée

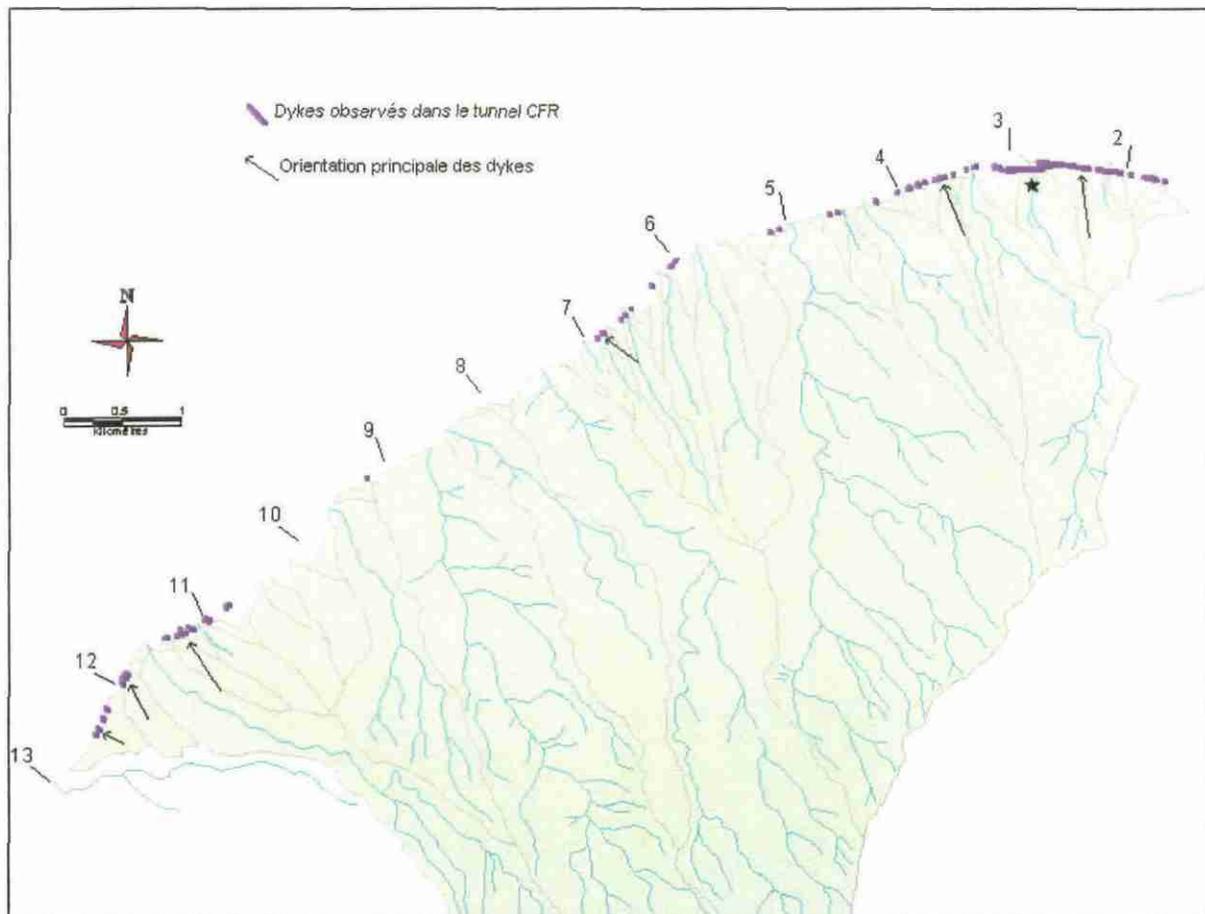


Illustration 64 – Localisation des dykes observés dans le tunnel CFR (Cruchet – 2005)

7.1.4. Climat

La carte des isohyètes moyennes annuelles établie sur la période de 15 ans allant de 1981 à 1995 par Météo France (cf. Illustration 65) montre que la pluie moyenne annuelle de la zone d'étude est comprise entre 1000 et 2000 mm à l'Est et moins de 1000 mm à l'Ouest.

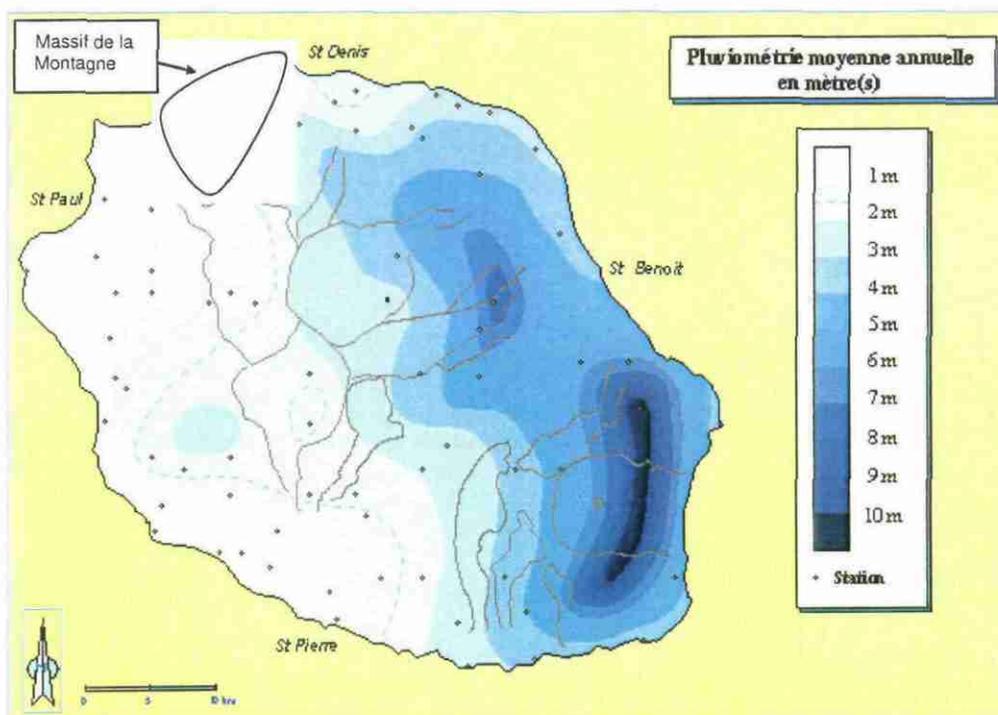


Illustration 65 – Carte de la pluviométrie moyenne annuelle (période 1981-1995) établie par Météo France

Un poste pluviométrique géré par la DDE est présent à environ 500 m au Sud Est de la zone effondrée, le long de la route du Littoral. Entre 2001 et 2004, ce pluviomètre a enregistré environ 980 mm moyens de pluie annuelle cumulée. Un peu plus à l'Ouest un poste mis en service à La possession depuis 1953 a enregistré un record annuel de pluies cumulées de 1150 mm, et de pluies quotidiennes de 350 mm.

A environ 4 km au Nord-est, au niveau du plateau de La Montagne, le pluviomètre du Colorado, situé à 780 m d'altitude, a enregistré une moyenne annuelle nettement supérieure (près de 2 fois plus) de 1580 mm. Le record annuel à ce poste est de 2115 mm en 1998.

On remarquera que les pluviographes DDE situés au pied de la falaise sont dans des sites particuliers dont les mesures doivent être perturbées par les turbulences aérodynamiques et la proximité de la falaise. Leur vocation est avant tout de servir d'index pluviométrique pour la gestion de la route. Le pluviographe situé à La Montagne est probablement plus

représentatif des pluies tombant sur le plateau et alimentant ruisseaux et résurgences émergeant au niveau de la falaise du littoral.

A ce titre, on soulignera qu'en période très pluvieuse (dépressions tropicales notamment), la falaise se transforme en une cascade continue sur plus de 10 km. Les eaux en provenance du plateau se déversent en sommet de falaise et incisent les formations volcaniques.



Illustration 66 – Venues d'eau en paroi lors de dépressions tropicales

7.1.5. Historique d'effondrements

Le 24 mars 2006, vers 5 h 25 du matin, au PR 11+900, un pan rocheux de 30 000 m³ se détache de la falaise du littoral et recouvre la route nationale 1 sur les 4 voies.

Quatre véhicules sont touchés : deux voitures percutent la masse de blocs en mouvement et sont projetés en l'air, une voiture est projetée vers la mer, un camion se dirigeant vers Saint Denis percute le chaos de blocs. Le bilan est très lourd : 2 morts et 5 blessés.

La route obstruée par ce chaos de blocs est alors impraticable. Les automobilistes sont contraints de retourner vers les villes situées aux extrémités de la corniche, vers Saint-Denis, et La Possession. Pendant plus de 1 mois, le trafic a été quasi interrompu sur cet axe majeur, créant de la sorte de très nombreuses perturbations dans la vie économique de l'île.

Il s'agit du premier éboulement en masse connu dans ce secteur depuis l'ouverture de la route. Par contre, si l'on intègre ce type d'évènement sur toute la route du littorale, l'éboulement du 24 mars 2006 est le deuxième plus volumineux survenu depuis la mise en service de la liaison routière (le premier étant de 40 000 m³ le 22 juin 1980 au PR 2). L'éboulement en très grande masse (200 000 m³) survenu pendant les travaux de construction de la route vers le PR 3 n'est pas à considérer dans les phénomènes naturels.

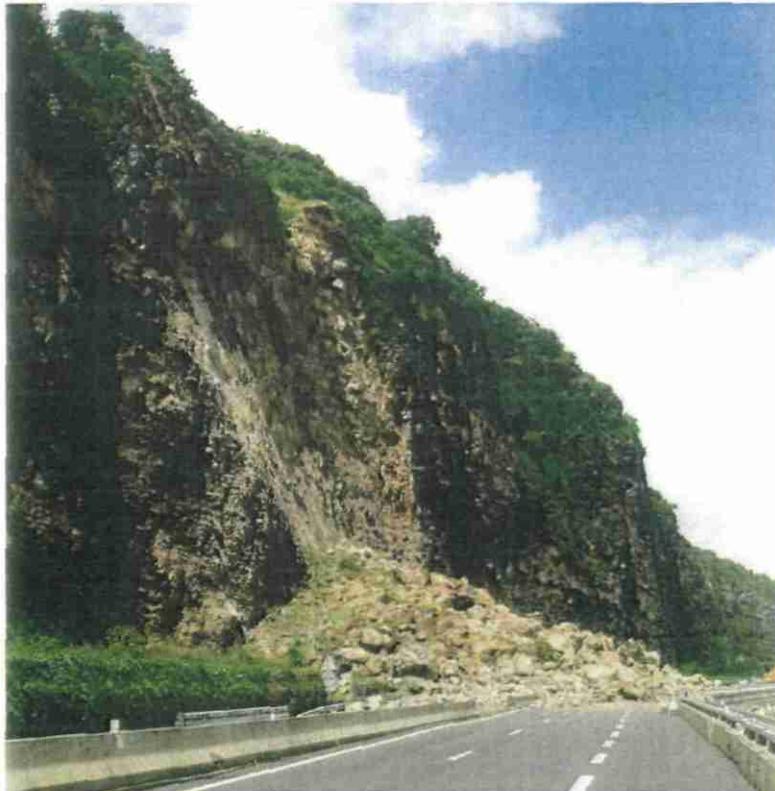


Illustration 67 – Eboulement du 24 mars 2006 (photo DDE)

Afin de sécuriser la zone, la DDE a procédé, après évacuation des déblais, à une purge minutieuse de la paroi et à la pose d'un filet métallique suspendu haute performance sur toute la moitié supérieure de la paroi. Le dispositif a été complété par un écran en gabion de plus de 7 m de hauteur, constituant ainsi une fosse piège à blocs d'environ 15 m de largeur en pied de paroi (cf. Illustration 69).

Début mai 2007, immédiatement à l'Ouest de la zone effondrée en mars 2006, un éboulement d'environ 2000 m³ se produit (cf. Illustration 68). Cet évènement correspond à l'effondrement d'une écaille de 2 à 3 m d'épaisseur, préalablement identifiée comme potentiellement instable, et située en partie haute de la falaise dans une portion très verticale de paroi. Cette écaille, suivie par 3 extensomètres a montré des signes de

mouvement en fermeture sur un des extensomètres quelques heures avant son effondrement.



Illustration 68 – Eboulement de mai 2007 au PR 12+100

7.2. ANALYSE DU MODE DE RUPTURE

7.2.1. Facteurs de prédisposition

Plusieurs facteurs de prédisposition apparaissent au droit de la zone effondrée en 2006 :

- falaise très redressée de plus de 100 m de hauteur, décomprimée par phénomène d'appel au vide, comme en témoigne l'écaille de 2000 m³ qui s'est détachée en mai 2007 ;
- présence d'un réseau de fracturation verticale et de puissants dykes recoupant la paroi selon un angle inférieur à 45°. Ces discontinuités "fragilisent" le massif, d'une part en faisant office de plan de décollement privilégié, et d'autre part en concentrant les circulations d'eau souterraines, interceptées par les dykes où des mises en pression peuvent se développer et cheminer le long des fissures ;
- un léger pendage des coulées vers le Nord-Ouest, c'est-à-dire en direction de la mer, ce qui favorise la migration vers la falaise des eaux infiltrées sur le plateau de la Montagne ;
- la présence d'un petit ruisseau temporaire, en arrière de la zone effondrée, se déversant directement dans la petite ravine (cf. Illustration 70) encadrée par des dykes verticaux.



Illustration 69 – Zone effondrée au PR 11+900

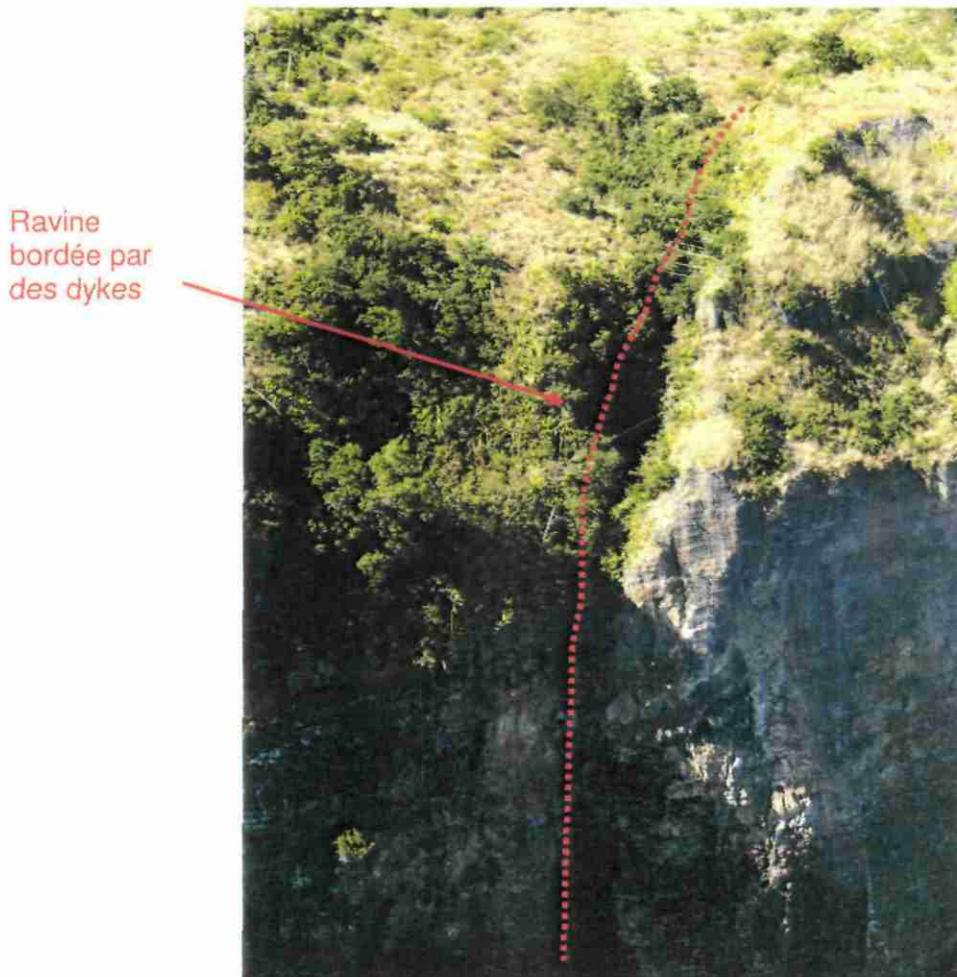


Illustration 70 – Limite Est de la Zone effondrée en mars 2006

7.2.2. Influence des pluies et des circulations d'eau souterraines

Les travaux réalisés en 2005 par le BRGM (M. Cruchet – M. Normand) sur la recherche de relation entre les pluies et les éboulements importants sur l'ensemble de la falaise du littoral, avaient mis en évidence les points suivants :

- le comportement hydrogéologique de la falaise est fortement influencé par les dykes et les fractures ouvertes découpant le massif. Ces discontinuités assurent un drainage naturel du massif vers l'aquifère de la nappe de base drainée par la mer. En période de hautes eaux, ces fissures et dykes, engorgés, peuvent favoriser le transfert des eaux du massif de la Montagne vers la falaise donnant des émergences temporaires ;

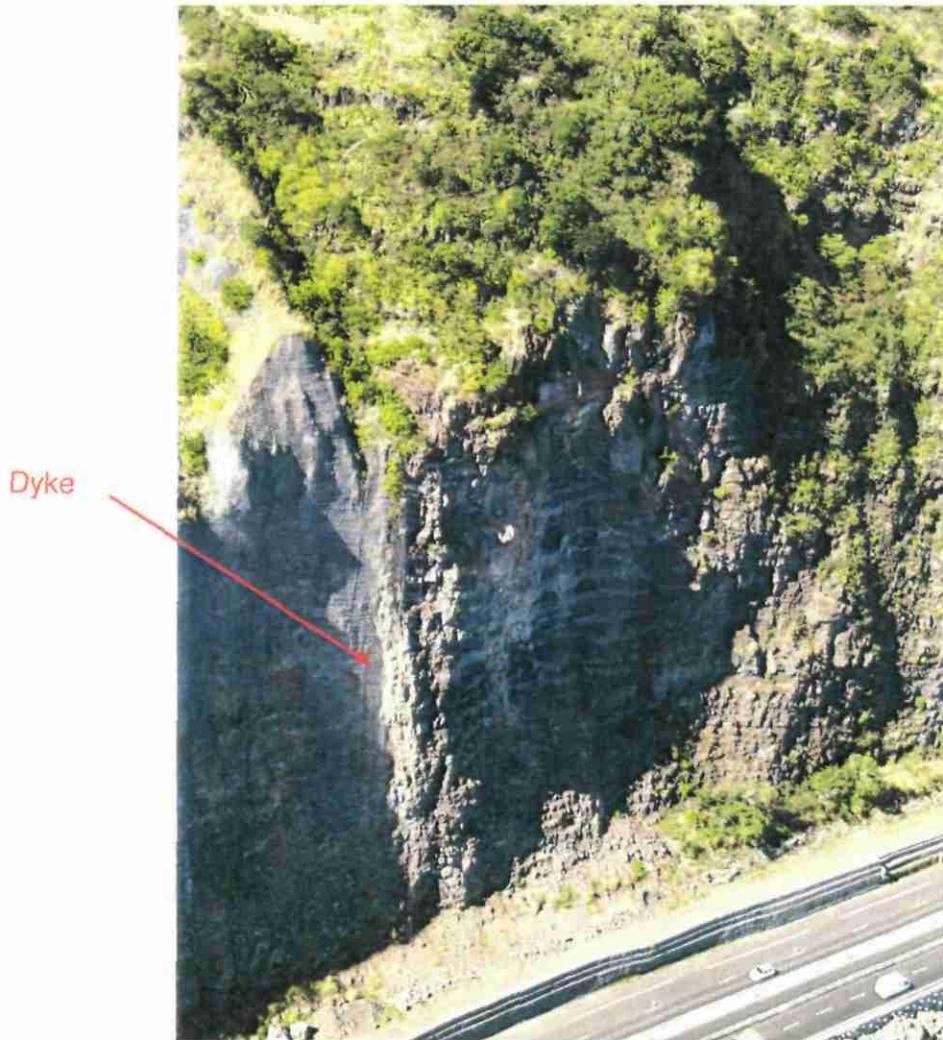


Illustration 71 – Limite Ouest de la Zone éffondrée en mars 2006

- la présence d'émergences pérennes sur certains tronçons de falaise confirme que les eaux infiltrées sur le plateau peuvent transiter vers des aquifères perchés. Les sorties d'eau sont localisées au toit de l'unité inférieure, moins perméable, constituée d'alternances de coulées de lave et de scories hydrothermalisées. Les circulations d'eau se font alors préférentiellement dans les couches de lave et/ou de scories perméables des unités intermédiaire et supérieure (cf. Illustration 72).
Cependant, dans le tronçon Ouest de la falaise du littoral, les unités supérieure et intermédiaire disparaissent au profit de l'unité inférieure sur toute la puissance du massif. La présence de cet horizon peu perméable est confirmée par les observations en paroi ou dans le tunnel ferroviaire : à partir du PR 7,5 (ravine à Jacques) jusqu'au PR 13 (La Possession), les venues d'eau en falaise sont quasi-inexistantes. Les venues d'eau dans le tunnel présentent des débits très faibles, inférieurs à ceux rencontrés sur le tronçon Est. Elles sont associées à des dykes ou des fractures ou à des niveaux brèchiques ou scoriacés. La falaise est aride (sèche) ;

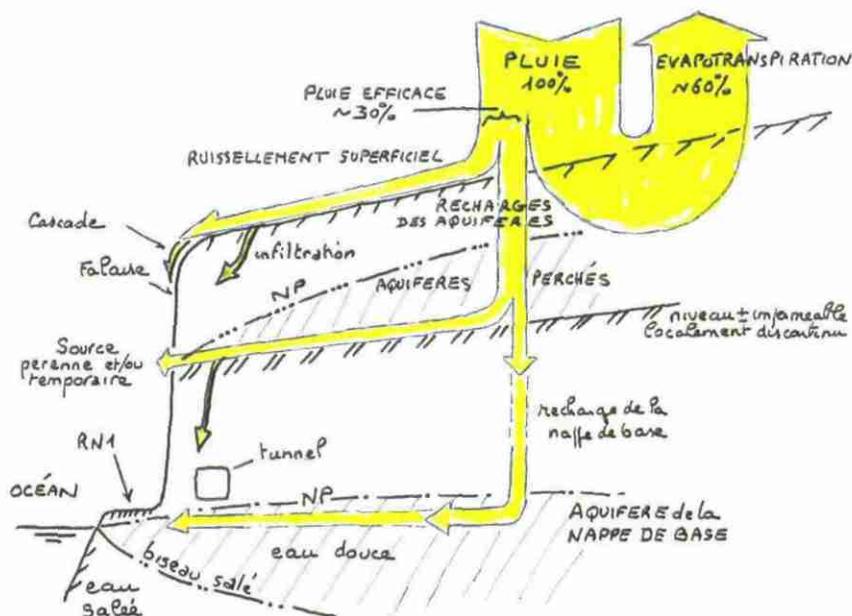


Illustration 72 – Schéma du fonctionnement hydraulique de la falaise de la RN1 (zone Est)

- sur les 23 éboulements les plus volumineux constatés le long de la RN1 entre Saint-Denis et La Possession entre 1961 et mai 2005, les 5 principaux éboulements estimés supérieurs à 1000 m³ sont survenus après de forts totaux pluviométriques liés aux pluies importantes de 1961 et celles accompagnant les cyclones Hyacinthe en 1980 (février et juin), Clotilda en 1987 et Colina en 1993. L'étude avait montré que les éboulements en masse observés ne se produisent en général pas immédiatement après un épisode pluvieux important mais après une période allant jusqu'à au moins 6 mois après l'épisode pluvieux. 15 des 23 éboulements sont survenus après des cumuls de pluies sur les 120 jours précédents supérieurs à 900 mm. 2 éboulements sur 3 se produisent après des hauteurs de pluies dépassant 900 mm en 3 mois. Néanmoins, l'étude soulignait que dans le secteur Ouest de la falaise (à partir du PR 9), où s'est produit l'éboulement de mars 2006, des éboulements en masse peuvent se développer sur toute la hauteur de la falaise, intéressant soit les formations de remplissage des paléovallées profondes, soit les formations fissurées recoupées par un réseau de dykes. Les zones humides repérées dans le tunnel ont été localisées sur ces structures.

Concernant plus spécifiquement l'éboulement du 24 mars 2006, non pris en compte dans l'étude de 2005, les données pluviométriques enregistrées pendant 1 année avant l'évènement sur le plateau de la Montagne (cf. Illustration 73) mettent en évidence les éléments suivants :

- la période de fin mars 2006 n'a pas été très pluvieuse ;
- les critères de pluie cumulée minimale sur les mois qui précèdent un éboulement important, décrits dans l'étude de 2005, sont largement dépassés :
 - 1685 mm sont tombés en 12 mois ;

- 1260 mm cumulés ont été enregistrés avant le 24 mars ;
- 1215 mm cumulés ont été mesurés en 90 jours ;
- l'essentiel des pluies enregistrées correspond d'une part à la tempête tropicale DIWA des 17 et 18 février 2006 pendant laquelle près de 500 mm ont été enregistrés en 48 h, et d'autre part à la dépression tropicale du 3 au 11 mars 2006 pour laquelle 430 mm ont été mesurés en 8 jours avec une pointe de 175 mm le 5 mars ;

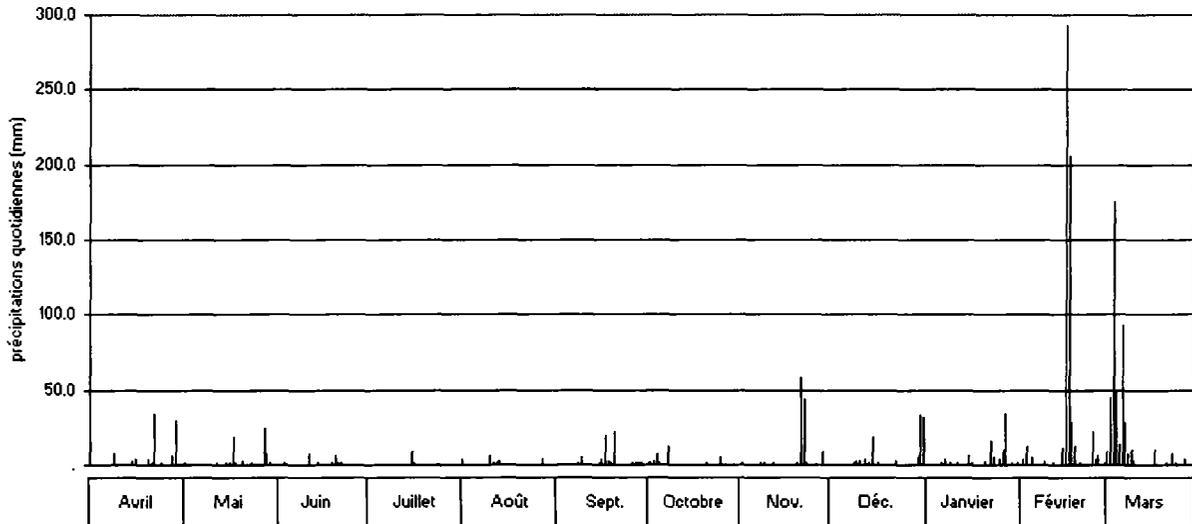


Illustration 73 – Pluies quotidiennes mesurées au Colorado entre avril 2005 et mars 2006

- il convient d'ajouter à cette analyse que pendant quelques jours après l'éboulement en masse du 26 mars 2006, la paroi au niveau de la cicatrice d'arrachement montrait des venues d'eau (assez modérées), preuve de présence de circulations significatives dans le massif plusieurs semaines après les dernières pluies importantes.

Par ailleurs, en ce qui concerne l'éboulement de début mai 2007, comme pour 2006 on ne retrouve pas de pluies importantes dans les rubriques pluviométriques des semaines qui précèdent. Seul le cyclone Gamède se révèle notable, en apportant plus de 530 mm en 4 jours entre le 24 et le 27 février 2007 au niveau du pluviomètre à la sortie de la route du littoral (nota : la station météo de la Montagne était hors service à cette époque). Toutefois, on remarquera l'absence de résurgences d'eau en paroi après l'éboulement.

En conséquence, comme sur d'autres secteurs de la route du littoral, il semblerait que l'éboulement du 26 mars 2006 au PR 11+900 soit lié à des épisodes pluvieux intenses dans les mois qui précèdent l'instabilité. Dans une configuration déjà propice aux instabilités, les eaux souterraines percolant progressivement vers la falaise, en mettant en pression les discontinuités formées par les dykes, a probablement joué un rôle majeur dans le déclenchement de l'effondrement.

7.2.3. Mode de rupture

Sur la base de l'analyse présentée ci-avant, on retiendra que l'éboulement en masse de mars 2006 correspond avant tout à un effondrement par décollement d'une vaste écaille rocheuse dont les contours étaient assurément déjà en grande partie préexistants avant la rupture : fissures de décompression verticales parallèles à la paroi, dykes et fissures

verticales sécants par rapport à la falaise. Les venues d'eau souterraines relativement importantes, issues des épisodes pluvieux exceptionnels des semaines précédentes, et ayant relativement lentement transité à travers le massif, sont probablement l'ultime déclencheur de l'effondrement par effet de montée en pression le long des dykes constituant des écrans peu perméables. Cette surpression importante a du provoquer un décollement de l'écaïlle, peut-être principalement dans la moitié inférieure de la paroi, ce qui a eu pour effet de déséquilibrer l'édifice qui s'est ensuite effondré sous son propre poids.

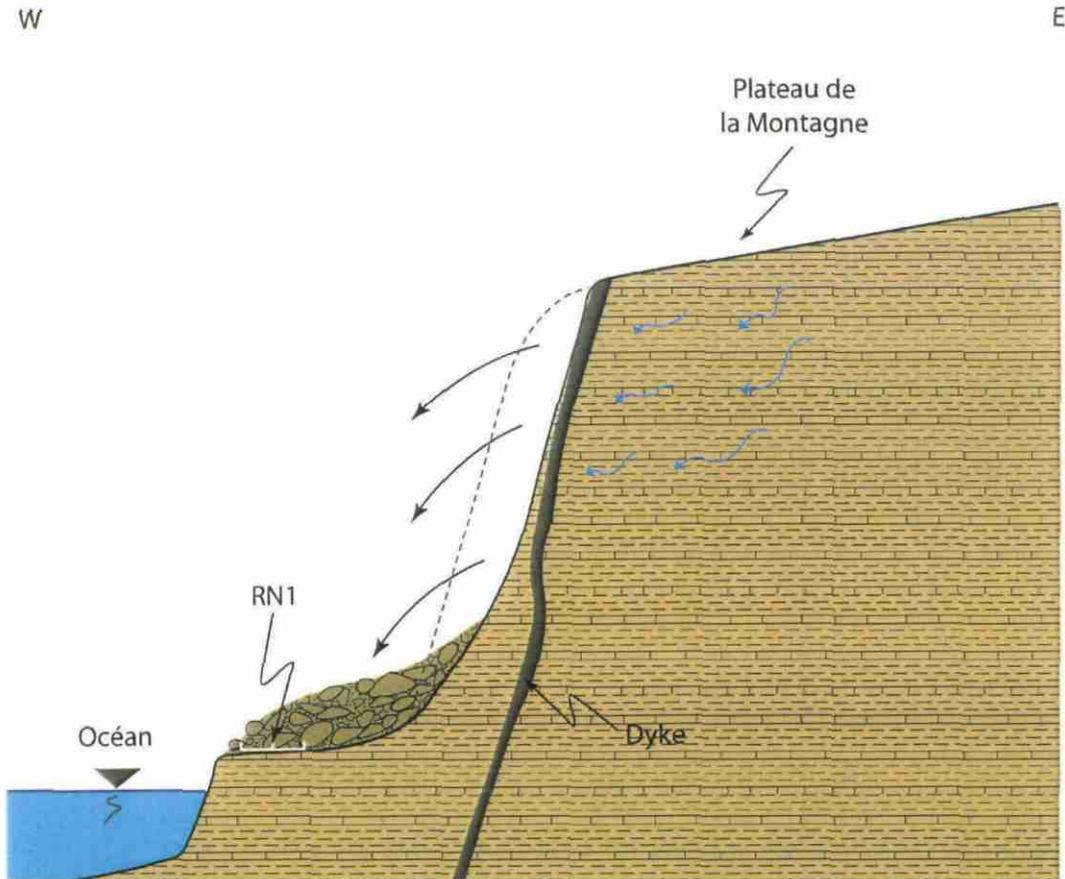


Illustration 74 – Coupe schématique interprétative de l'effondrement de la Route du Littoral

8. Bras des Roches Noires

8.1. PRESENTATION DU SITE

8.1.1. Localisation

Le site de l'effondrement en masse du Bras des Roches Noires se situe sur la commune de l'Entre Deux en rive droite de la partie terminale de la rivière éponyme, en rive du plateau du Dimitile (cf. Illustration 75).

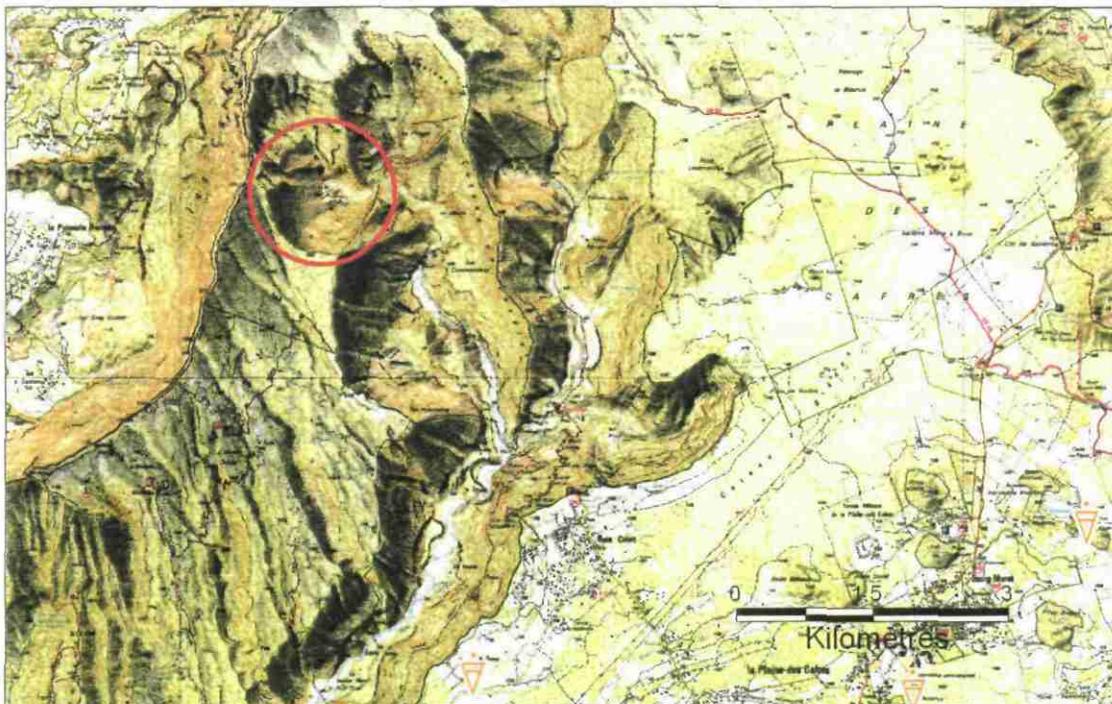


Illustration 75 – Localisation de l'éboulement du Bras des Roches Noires (fond 1/25 000 IGN)

8.1.2. Morphologie

Le Bras des Roches Noires, branche ouest du Bras de La Plaine, entaille le flanc nord-est du Massif du Dimitile et s'étire suivant un allongement orienté sensiblement NNW/SSE sur environ 5 km. Sa partie amont est constituée de trois « petits » cirques accolés, culminant respectivement vers 2200 m (Le Rond des Chevrons à l'Est) et 2250 m environ (les deux mini-cirques de encaissement de l'Ilet Malabars à l'Ouest) et dont les remparts présentent ainsi des dénivelés atteignant environ 800 m.

Avec des pentes moyennes de l'ordre de 60°, les flancs du Bras de Roches Noires s'inscrivent dans une morphologie typique des grands remparts bordant les cirques internes et les grandes ravines de La Réunion.

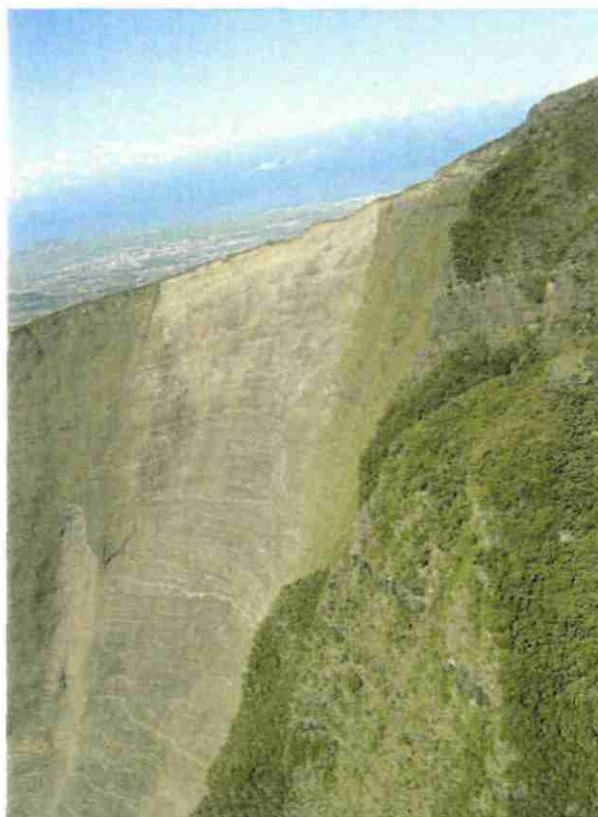


Illustration 76 – Vue du rempart effondré du Bras des Roches Noires (juillet 2008)

8.1.3. Géologie

D'après la carte géologique établie à l'échelle du 1/50 000, la falaise est constituée d'un empilement de coulées basaltiques issues de plusieurs phases d'émission du Piton des Neiges (phases II à la base à IV en tête – soit au total 2,1 Ma à 70 000 ans). L'examen de la paroi rocheuse montre des alternances métriques à plurimétriques de coulées tantôt massives, tantôt scoriacées à pendage de 5° à 10° vers le Sud-est.

Il convient de souligner que le matériau apparent se révèle clair, ce qui peut indiquer soit un niveau d'altération marqué, soit la présence d'intercalations de pyroclastites générées lors d'épisodes explosifs du volcan. Ceci est corroboré par l'arrêt d'activité du volcan pendant environ 80 000 ans entre les phases II et III du Piton des Neiges, pendant lequel l'altération des terrains et l'érosion des reliefs a été reconnue en de nombreux sites. De plus, la connaissance géologique acquise sur le plateau du Dimitile met en avant l'existence de faciès très altérés dans les niveaux sommitaux de la formation.

Enfin, il convient de souligner que de nombreux dykes recoupent les séries.

8.1.4. Climat

Le Bras des Roches Noires est situé sur le flanc Est du Piton des Neiges, c'est à dire sur la partie "au vent" de l'île soumise à un régime d'alizés humides.

Le poste météorologique représentatif le plus proche est situé sur le plateau de Bébour (1330 m d'altitude) à plus de 7 km au Nord-est de la zone étudiée.

Les valeurs obtenues sur ce poste montrent que la pluviométrie annuelle sur le bassin versant à étudier est très importante :

- la pluviométrie moyenne annuelle est voisine de 5 m avec une amplitude de variation très importante ;
- la pluviométrie moyenne mensuelle est de l'ordre de 438 mm, avec un maximum de 4660 mm en janvier au passage d'un cyclone ;
- la pluie décennale journalière est estimée comprise entre 750 mm et 810 mm et la pluie journalière centennale est voisine de 1250 mm

8.1.5. Historique d'effondrements

a) Carte géologique BRGM de 1974 et carte topographique IGN de 2003

La carte géologique établie par le BRGM en 1974 fait état de la présence de très nombreux et très vastes dépôts d'éboulis dans le secteur étudié (cf. Illustration 77). Cela illustre le caractère instable des remparts de ravines qui doivent être fréquemment soumis à des éboulements ou des effondrements, sans pour autant que l'on puisse apprécier leur volume.

De, plus la carte topographique IGN de 2003 au 1/25 000 (cf. Illustration 78) indique une vaste zone d'éboulis au droit de la zone qui s'est effondrée fin 2006, ce qui traduit que cette zone est affectée par de nombreux éboulements et chutes de blocs depuis longtemps.

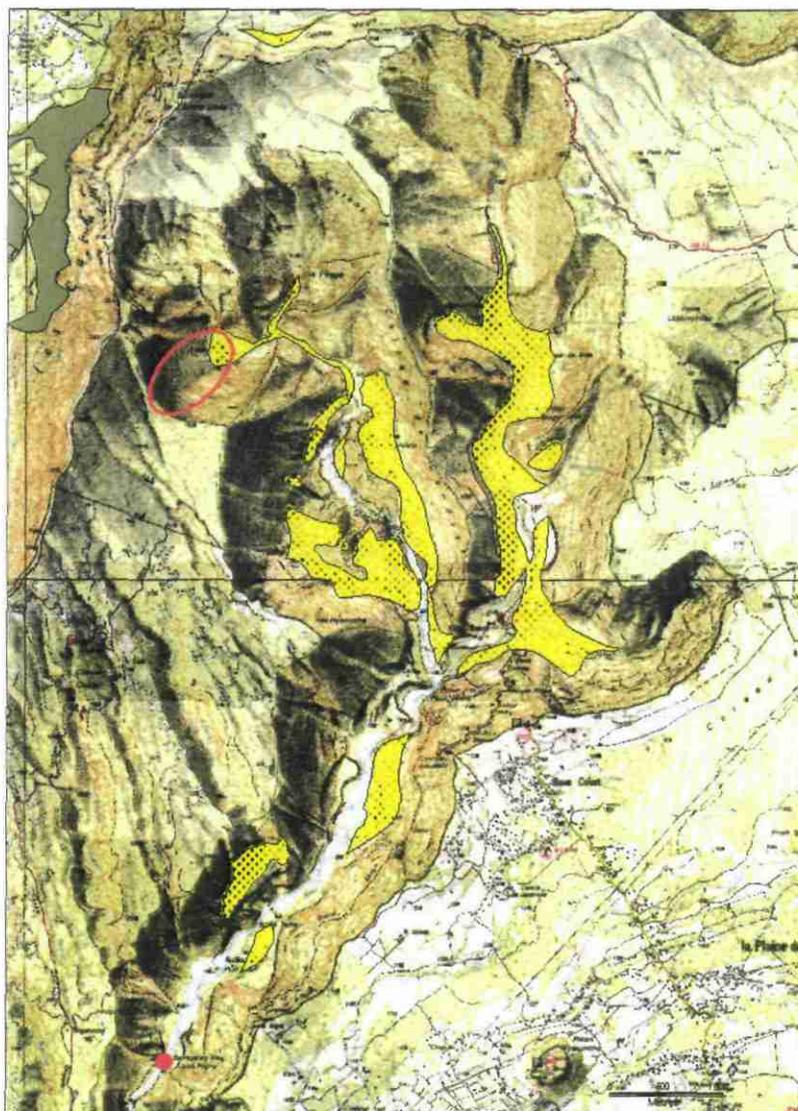


Illustration 77 – Localisation des éboulis (en jaune) repérés sur la carte géologique de 1974 au 1/50 000

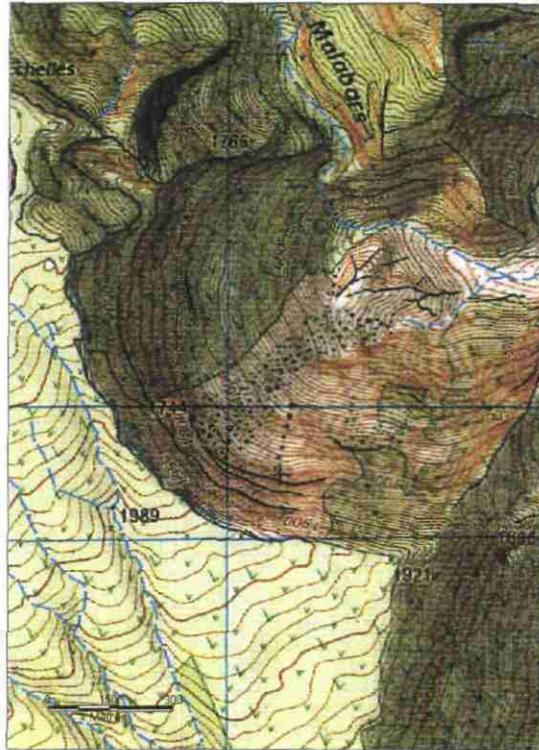


Illustration 78 – Localisation des éboulis repérés sur la carte topographique de 2003 au 1/25 000

b) Photographies aériennes IGN

L'évolution géomorphologique de la zone d'étude peut être analysée par vision stéréoscopique des photos aériennes de l'IGN de 1950, 1961, 1966, 1978, 1984 et 1989. Néanmoins, les zones d'ombre ne permettent pas toujours une analyse complète aisée.

- 1950 : au niveau du Bras des Roches Noires, quelques arrachements superficiels affectent les versants situés en amont de l'ilet Malabar ;
- 1961 : d'importants couloirs de propagation de blocs sont visibles dans les versants Ouest du Bras des Roches Noires. Ils sont alimentés par des niches d'arrachements pouvant atteindre 100 m de large ;
- 1966 : pas d'évolution notable au niveau du rempart ;
- 1978 : au niveau des remparts, on note une reprise de la productivité en éboulis du versant surmontant l'ilet Malabar. Trois principales niches d'arrachements font leurs apparitions et alimentent un pierrier qui occupe le lit d'une des ravines affluentes du Bras des Roches Noires. ;
- 1984 : malgré la faible luminosité des photos de 1984 on devine néanmoins l'apparition de deux nouvelles niches d'arrachements dans le secteur du Bras des Roches Noires. La première affecte la bordure Nord-ouest de l'ilet Commandeur à proximité de

l'éboulement de 1978 et la seconde le versant opposé (300 m de hauteur sur 200 m de largeur).

- 1989 : peu de traces d'instabilités dans les remparts ;
- 1997 : un grand nombre d'instabilités apparait au niveau du rempart surplombant l'ilet Malabars. En effet, quatre niches d'arrachements sont bien visibles dont la plus importante, d'une centaine de mètres de largeur, affecte les 2/3 inférieurs du rempart. La ligne de crête de couleur plus claire, est la zone de départ de nombreux éboulis de faible volume qui laissent des cicatrices visibles sur la partie supérieure du rempart. Il est important de noter que les instabilités affectant ce versant restent encore d'ampleur limité, alimentant uniquement un pierrier situé en contrebas.
- 2003 : les niches d'arrachements affectant les remparts en 1997 se sont étendues en largeur et en hauteur. La ligne de crête du rempart surplombant l'ilet Malabars présente de nombreuses cicatrices d'arrachements qui contribuent au recul naturel par « appel au vide » de la bordure du Plateau du Dimitile.

c) Phénomènes mineurs récent avant l'effondrement en masse de décembre 2006

En septembre et en octobre 2006, des éboulements de quelques milliers de m³ ont affecté la zone qui par la suite verra un pan entier de falaise s'effondrer.

L'illustration 81 montrant un cliché réalisé en octobre 2006 par la gendarmerie nationale indique plusieurs éléments :

- les 3/4 inférieurs du rempart (dans la zone grise) sont très productifs, alimentant le pierrier situé en contrebas où l'on observe une partie "fraiche" sans végétation, en gris. On notera qu'en partie supérieure de la falaise, un pan surplombant semble s'être développé au fur et à mesure de l'évolution de la paroi ;
- sur la gauche de la photographie, plusieurs niches d'arrachement sont nettement discernables. Elles s'initient au 2/3 – 3/4 supérieurs du rempart ;
- sur la droite, un éboulement parti de la crête du rempart a laissé une cicatrice assez étroite sur toute la hauteur de la paroi. C'est ce dernier évènement, produit en octobre 2006, qui a été filmé par un cinéaste amateur et qui a fait l'objet d'une inspection de la gendarmerie nationale. Cependant, cet éboulement reste relativement "modéré" à l'échelle du rempart puisque "seulement" quelques milliers de m³ ont été libérés.

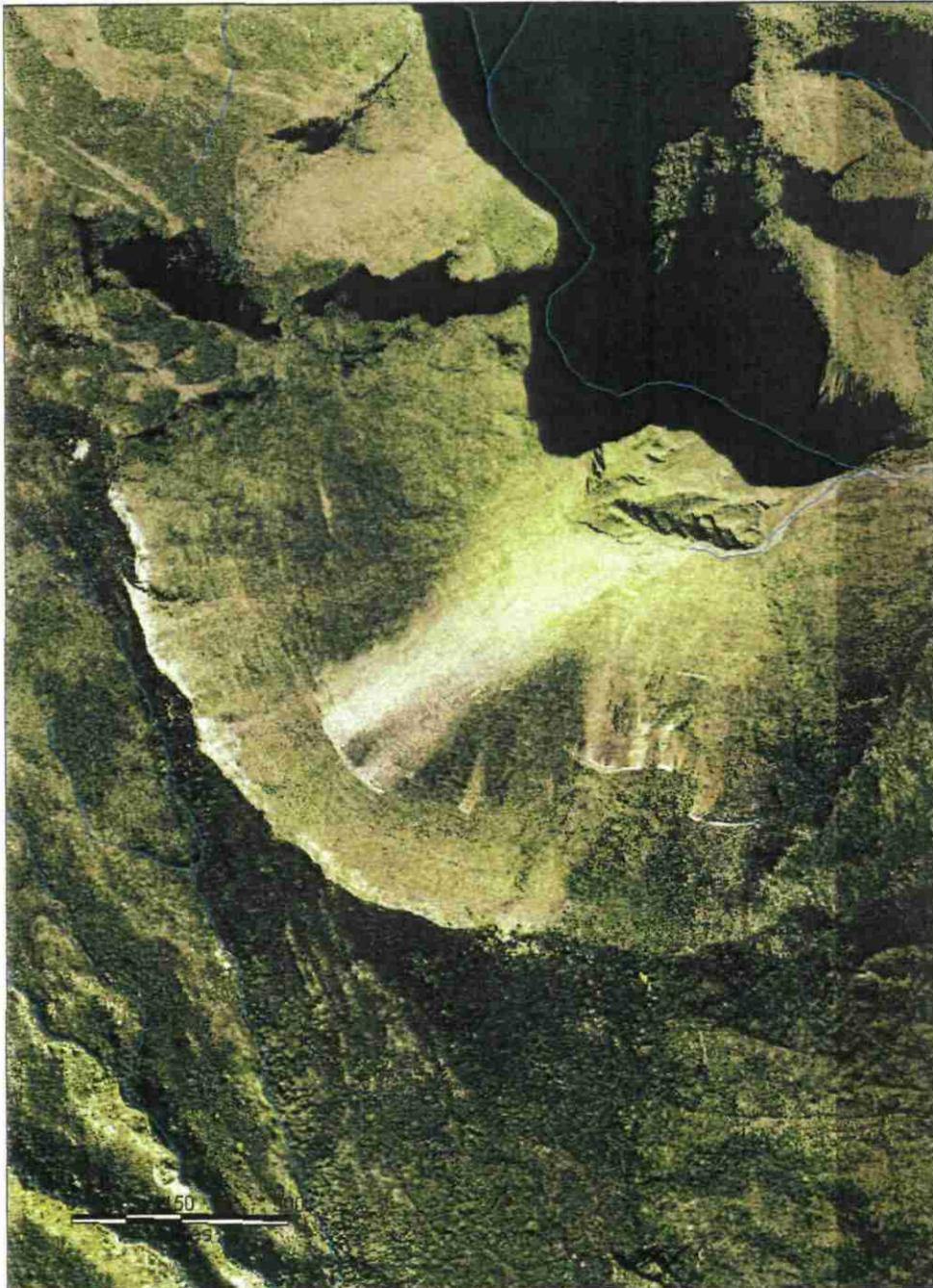


Illustration 79 – Photographie aérienne IGN de 1997

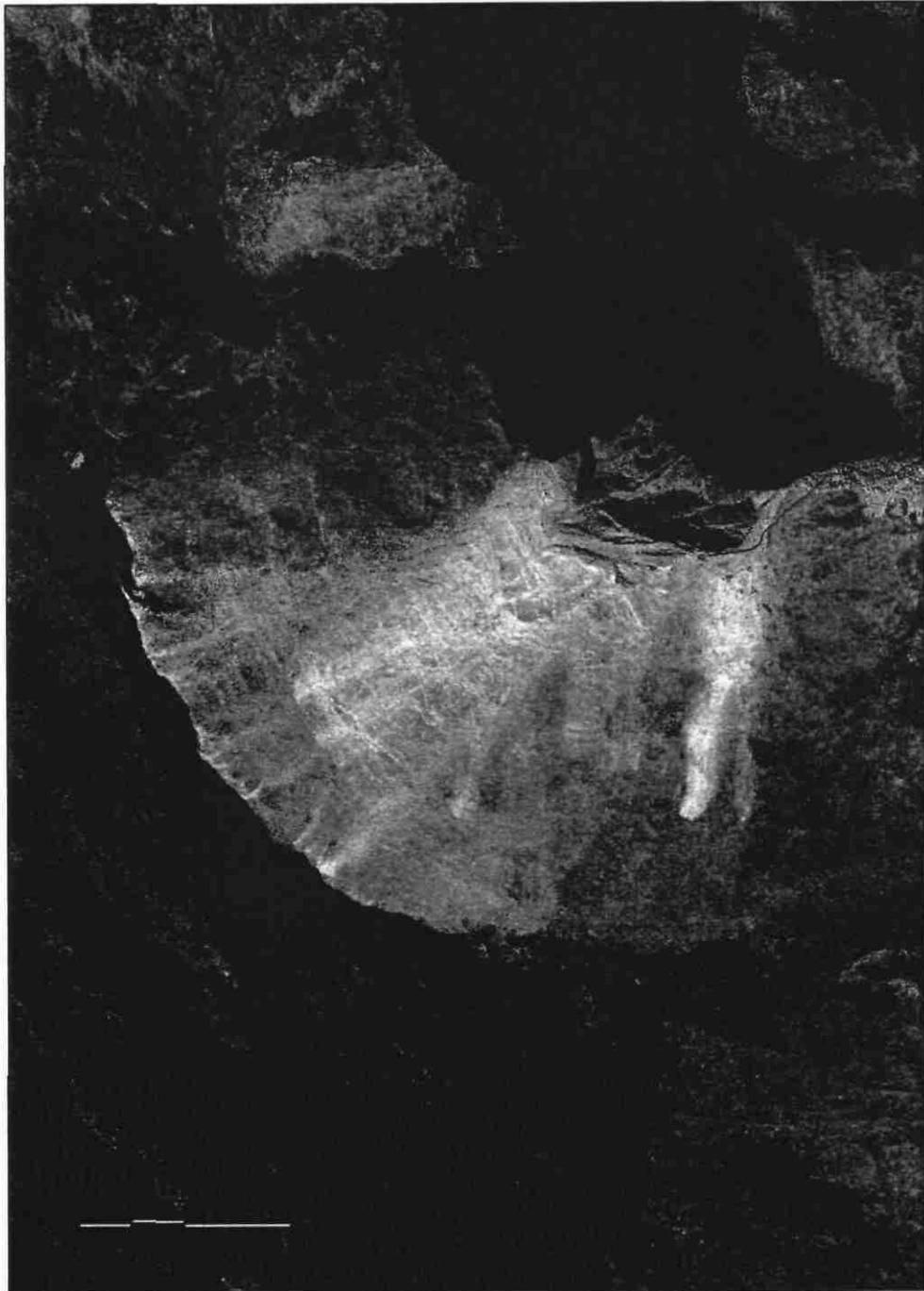


Illustration 80 – Photographie aérienne IGN de 2003

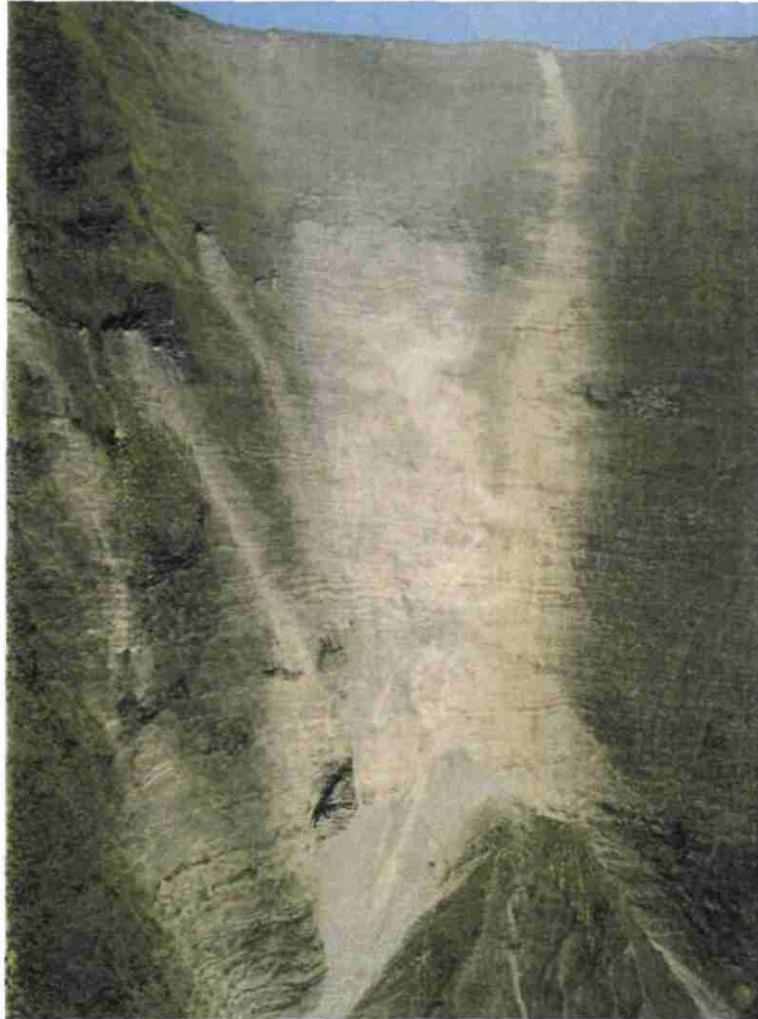


Illustration 81 – Cliché réalisé en octobre 2006 (Photographie gendarmerie nationale)

d) Effondrement en masse de décembre 2006

La date de l'effondrement en masse est relativement délicate à préciser dans la mesure où il ne semble pas exister de témoin direct de cet événement. Cependant, des clichés datant du 16 novembre 2006 (cf. Illustration 82) et du 25 novembre 2006 sont disponibles, sur lesquels il est possible de constater que l'effondrement en masse n'a pas encore eu lieu (cf. comparaison avec l'illustration 83).

En conséquence, l'effondrement en masse du bras des Roches Noires est probablement survenu courant décembre 2006.

Si l'on estime la largeur de la zone effondrée à environ 300 m et en supposant que seule la partie sous-cavée supérieure est partie (entraînant également une partie du parement en contrebas), nous disposons d'une écaille de $300 \text{ m} \times 150 \text{ m} = 45\,000 \text{ m}^2$. Sachant que l'épaisseur des écaïlles est généralement de l'ordre de 1/10 de la hauteur du rempart, et en prenant une épaisseur moyenne égale à la moitié, on arrive à un total de $45\,000 \times 700 / 20 \approx 1,58 \text{ Mm}^3$. Avec un taux de foisonnement de 1,3, le volume total d'éboulis serait alors de 2 Mm^3 . Ce chiffre doit être pris avec prudence dans la mesure où l'épaisseur de l'écaille

peut être sensiblement plus faible. Toutefois, cela montre que la valeur d'environ 1 Mm³ annoncée par divers intervenants est tout à fait plausible.



Illustration 82 – Cliché pris le 16 novembre 2006



Illustration 83 – Cliché pris le 8 février 2007

8.2. ANALYSE DU MODE DE RUPTURE

8.2.1. Facteurs de prédisposition

Plusieurs facteurs de prédisposition singularisent le rempart étudié :

- une hauteur très importante de l'ordre de 700 à 800 m de hauteur ;
- un rempart très redressé avec une pente moyenne d'environ 60° s'accroissant en tête de paroi. Ces deux premiers paramètres sont propices au développement de vastes fissures de décompression verticales en arrière de la paroi ;
- un empilement sub-tabulaire de coulées volcaniques présentant un léger pendage orienté vers l'aval du relief. Cette configuration peut favoriser les circulations d'eau souterraines vers le rempart ;
- la présence de plusieurs série volcaniques anciennes et significativement altérées, avec de longues interruptions d'activité du volcan (en particulier entre la phase II et la phase III du Piton des Neiges : 80 000 ans d'interruption) propices au développement de niveaux d'altérations puissants moins résistants ;
- l'existence de niveaux sous-cavés au 1/3 supérieur du rempart (cf. Illustration 84) ;
- la présence de nombreux dykes (cf. Illustration 85) ;
- un climat très humide.



Illustration 84 – vue d'une zone soucavée par détachement d'une écaille rocheuse

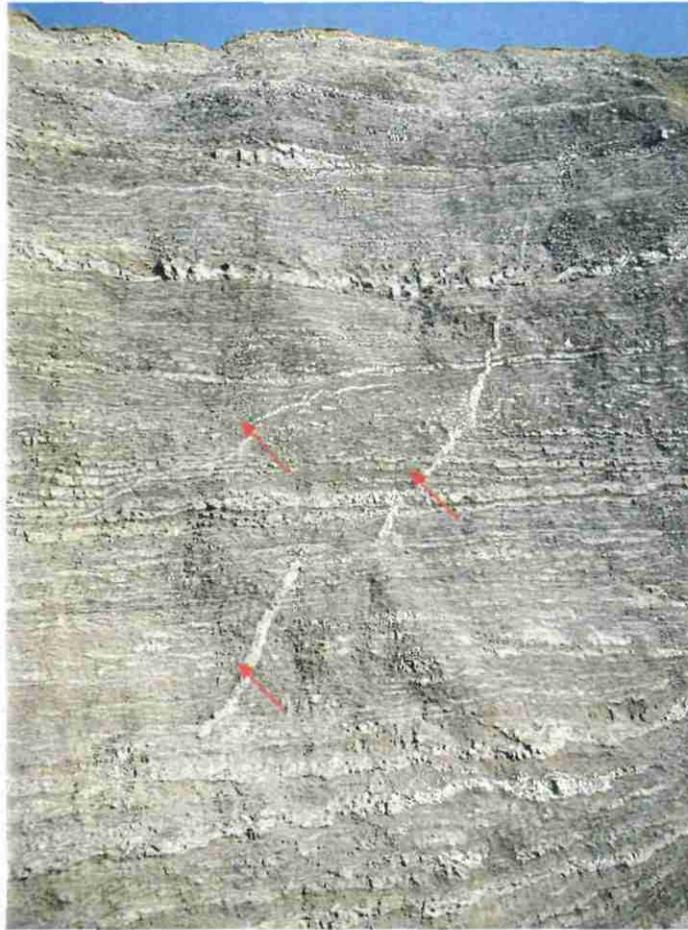


Illustration 85 – Réseau de dykes dans la paroi

Le rempart en rive droite du bras amont des Roches Noires présente donc un contexte plutôt favorable à la déstabilisation en masse de grandes écailles rocheuses.

8.2.2. Relation avec les pluies

La carte de l'illustration 86 présente le réseau des pluviomètres Météo-France faisant l'objet d'un suivi régulier. La station météorologique la plus proche du site analysé (en dehors du cirque de Cilaos) est située à environ 5 km au Sud-Sud-est de la zone effondrée. Il s'agit de l'installation de Bras Sec / Plaine des Cafres – implantée à 1210 m d'altitude. Une autre station est placée à 7 km au Nord-est, à l'entrée du plateau de Bébour. Cependant, nous ne disposons malheureusement pas de suivi récent pour ce pluviomètre. Toutefois, afin d'exploiter un indicateur sur les précipitations au droit des plateaux d'altitude qui alimentent les aquifères se déversant dans le Bras de la Plaine, les résultats du pluviomètre du gîte de Bélouve, 12 km plus au Nord, ont été analysés.

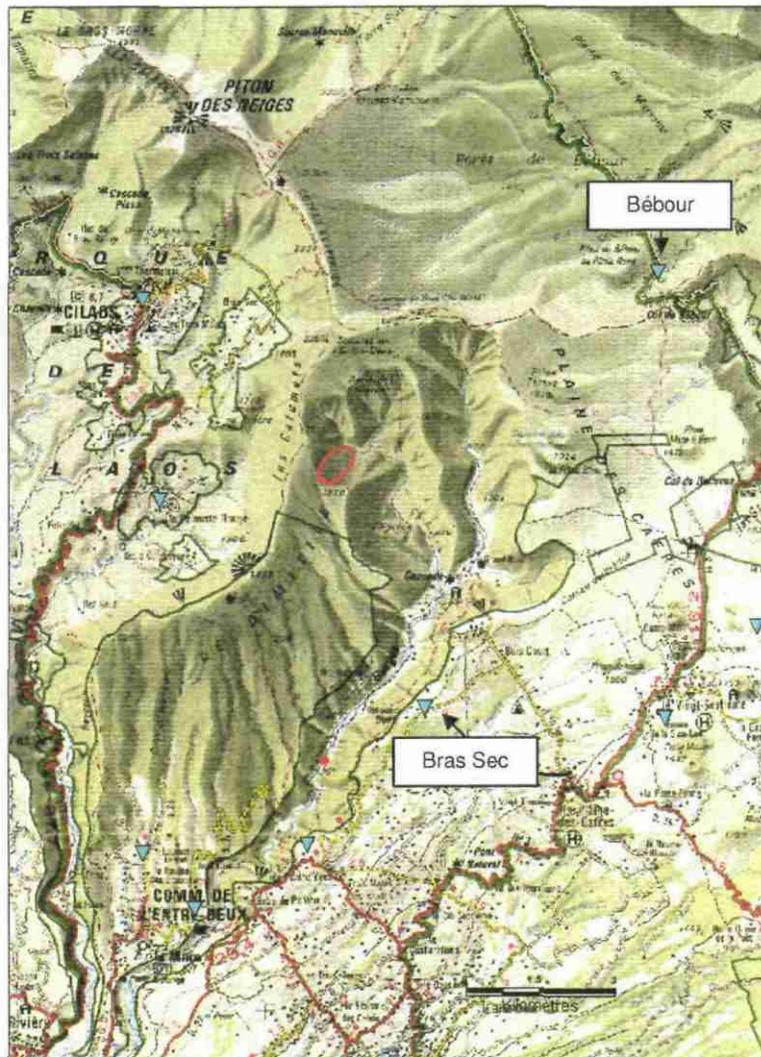


Illustration 86 – Réseau des pluviomètres Météo-France (triangles bleus)

Les pluviométries mesurées entre septembre et décembre 2006 à la Plaine des Cafres (cf. Illustration 87) et au gîte de Bélouve (cf. Illustration 88) ne montrent pas de niveau d'intempéries exceptionnel, puisque les pluies journalières ne dépassent pas respectivement 40 mm et 80 mm. Une certaine reprise des pluies est observable à partir de mi-novembre avec le retour de la saison cyclonique, sans pour autant arriver à des valeurs très importantes.

Il est donc possible d'en conclure que l'effondrement en masse du rempart du bras des Roches Noires n'est pas directement rattaché à un évènement climatique exceptionnel. Cependant, on ne peut exclure que des pluies "normales" aient suffi pour constituer le dernier déclencheur d'une situation déjà à la limite de la rupture.

Précipitations à la Plaine des Cafres

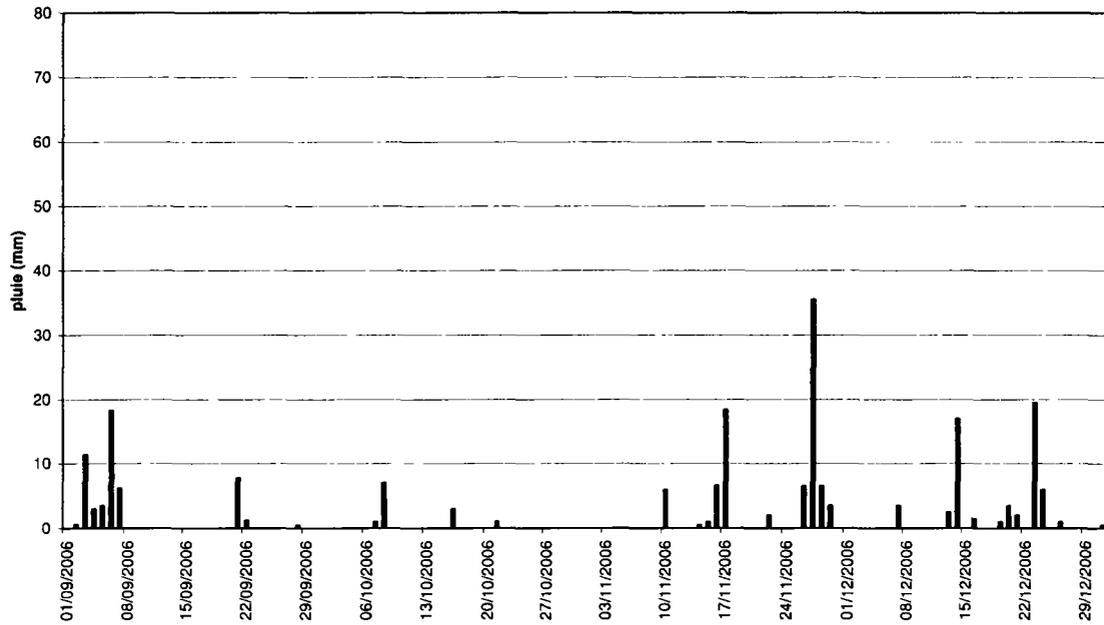


Illustration 87 – Précipitations mesurées à la Plaine des Cafres

Précipitations au gîte de Bélouze

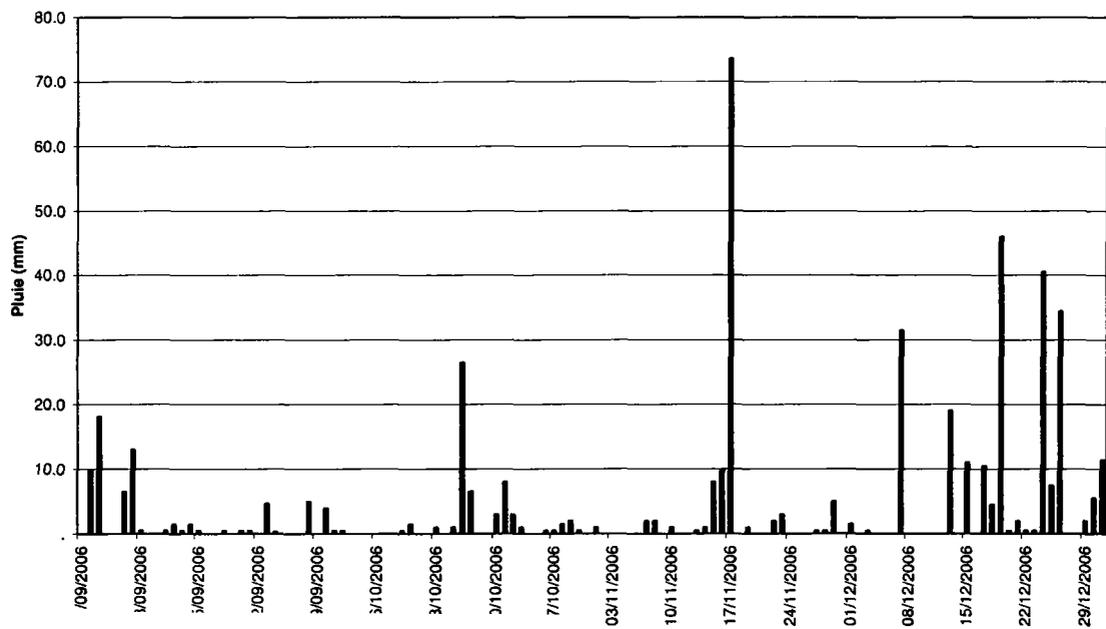


Illustration 88 – Précipitations mesurées au gîte de Bélouze

8.2.3. Typologie de la rupture

Le décroché s'est produit dans une zone au niveau de laquelle aucun événement historique de grande ampleur n'était archivé, mais où l'analyse des photographies aériennes de l'IGN, notamment les campagnes 1997 et 2003 soulignent nettement l'existence sur ce secteur du rempart - et sur cette plage d'observation - d'une activité certes d'ampleur relativement limitée (mettant en jeu des volumes selon toute vraisemblance de plusieurs m³ à plusieurs milliers de m³) mais avec une fréquence relativement soutenue (phénomènes qu'on pourra qualifier de « bruits de fond »). Après 1997, le rempart semble avoir connu une activité nettement plus importante dans le 1/3 supérieur (alors que sur le cliché de 1997, l'activité n'était perceptible qu'au niveau des 2/3 inférieurs du rempart). De la même façon, la zone de production apparaît sensiblement plus large en 2003 qu'elle n'était en 1997, passant d'un ordre de grandeur de 300 m environ à une largeur deux à trois fois supérieure.

Autre témoignage de la sensibilité caractérisant cette zone du Bras des Roches Noires, l'existence en pied de rempart au droit de la zone d'effondrement de décembre 2006, d'un cône d'éboulis. Nettement visible sur les clichés anciens, ce cône semble résulter d'un événement vraisemblablement majeur, d'ampleur comparable à celui survenu fin 2006. Il n'est pas possible de dater précisément le phénomène, tout juste peut-on affirmer qu'il est antérieur à 1950, le cône étant identifiable sur les clichés de la campagne menée par l'IGN à cette date.

L'effondrement de versant de décembre 2006 pourrait ainsi constituer le dernier épisode du mécanisme d'évolution affectant cette partie du rempart du Bras des Roches Noires, qui semble s'être développé, schématiquement, selon le principe suivant :

1. Poursuite pendant une période relativement longue (au minimum plusieurs dizaines d'années) de phénomènes sporadiques de chutes de blocs isolés et d'éboulements mettant en jeu des volumes restreints (l'ordre de grandeur maximal étant de quelques centaines à quelques milliers de m³). Cette forte productivité, qui se serait manifestée sur la période anté-1997 essentiellement sur les 2/3 inférieurs du rempart, est liée directement à la constitution géologique du rempart, et notamment à l'alternance entre niveaux basaltiques massifs et niveaux scoriacés érodables et mécaniquement faibles, ainsi qu'au fait que les couches affleurantes sont en léger aval-pendage. Il est possible également de rapprocher la sensibilité plus marquée de cette partie « inférieure » du rempart (cf. Illustration 89), où des cicatrices d'arrachement sont visibles approximativement à la même altitude) avec la transition à ce niveau entre coulées de Phase II et coulées de Phase III. Par ailleurs, bien qu'aucune venue d'eau significative n'ait été observée sur le rempart lors des reconnaissances héliportées menées entre février 2007 et juillet 2008, il est probable qu'un niveau d'altération plus poussé à cette altitude dans le massif, et donc moins perméable, ait favorisé des venues d'eau privilégiées vers la paroi. Les nombreux "petits" arrachements observés à cette cote ont peut être pour déclencheur des arrivées d'eau significatives ayant provoqué des mises en pression de fissures et/ou des chutes de cohésion des niveaux les plus argileux.
2. Parallèlement à ces événements d'ampleur modeste, développement depuis le précédent éboulement « majeur » non daté (cf. ci-dessus, phénomène anté-1950) d'un mécanisme de décompression affectant le rempart sur une épaisseur, en sommet de pente, évaluée à environ 1/10 de sa hauteur (sur la base des constats faits sur d'autres remparts). Au cours des dernières années précédant la rupture de 2006, cette décompression, vraisemblablement arrivée à un stade avancé, s'est

accompagnée, ou plutôt a semble-t-il favorisée l'occurrence d'une intense activité de chutes de blocs et de « petits » éboulements sur le tiers supérieur du rempart. A noter que les observations héliportées réalisées depuis l'éboulement n'ont pas permis d'identifier de fissures en arrière de la crête de rempart en raison de la végétation arbustive très dense.

3. les stades 1 et 2 ont vraisemblablement généré les conditions favorables à la rupture de 2006 : décompression du rempart associée à un sous-cavage progressif mais au fil du temps devenu conséquent (plurimétrique) du tiers supérieur du rempart (cf. Illustration 89, cliché d'octobre 2006). Le déclenchement de l'éboulement est probablement lié, en premier lieu, à un défaut de l'assise rocheuse (rupture de pied).



Illustration 89 – clichés datés d'oct. 2006 (à gauche) et du 28 avril 2008.

A : niche d'arrachement octobre 2006, compartiment de plusieurs milliers de m³ ;

B et C : niches d'arrachement de compartiments d'ampleur comparable, non datés précisément.

Il est à noter que la rupture n'est pas à rattacher directement à la survenue d'un épisode pluvieux exceptionnel, mais on ne peut totalement exclure que des circulations souterraines plus importantes aient constitué l'ultime déclencheur de l'effondrement dans un contexte déjà très proche l'effondrement.

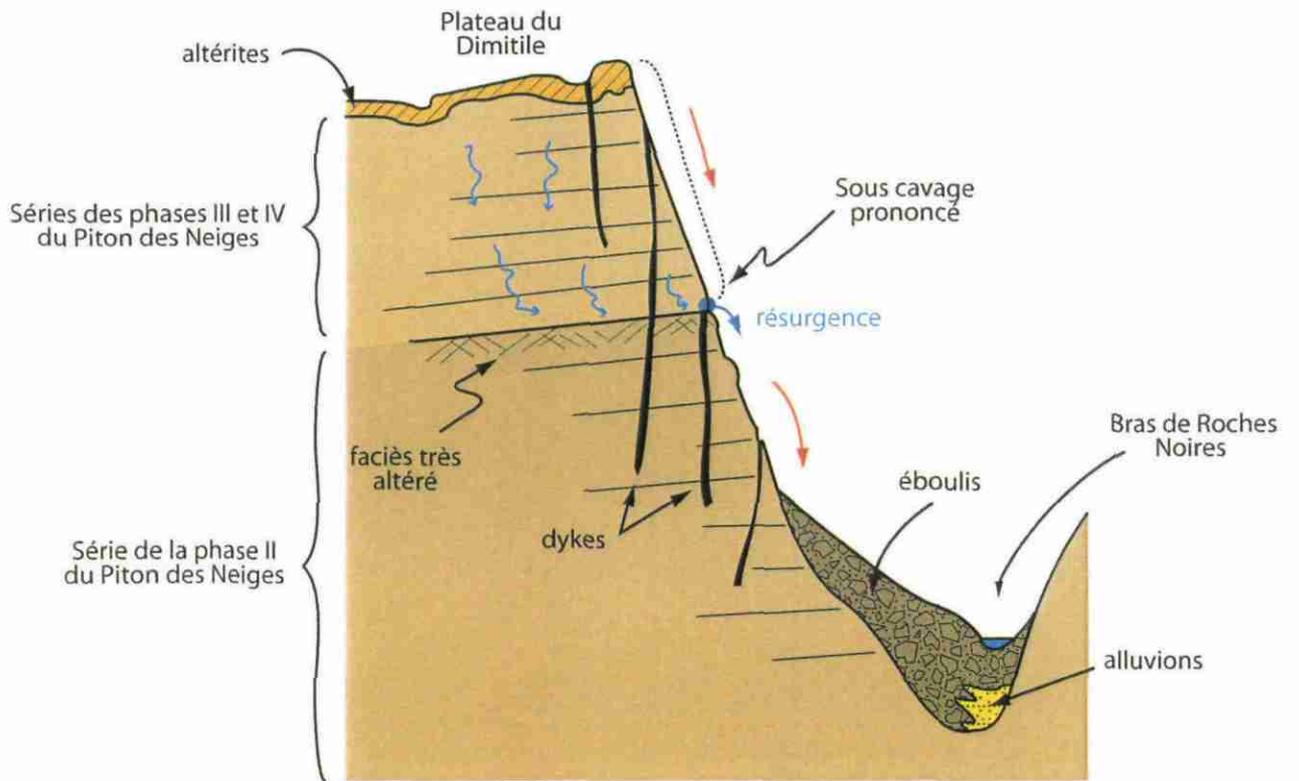


Illustration 90 – Coupe schématique interprétative de l'effondrement du rempart du Bras des Roches Noir

9. Conclusion

L'examen de divers sites récemment affectés par des effondrements de grande ampleur a permis de mettre en évidence les enseignements suivants :

a) Morphologie :

Les éboulements en masse au-delà de plusieurs dizaines de milliers de m³ nécessitent généralement la présence de parois rocheuses de plus de 100 m de hauteur. La Réunion présente de grands escarpements, constitués d'empilements de coulées essentiellement basaltiques, pouvant approcher 1200 m de hauteur où des effondrements de plusieurs millions de m³ ont été recensés.

La pente moyenne des grands escarpements est généralement comprise entre 55° et 70°, les inclinaisons plus raides étant essentiellement réservées aux parois de hauteur plus modérées et très actives (ex : falaises marines) ou aux parties sommitales de rempart.

Les morphologies concaves de bordures de rempart actives sont très fréquentes, le rayon de courbure étant assez souvent dans la proportion de la hauteur de l'escarpement, sans que cela soit une règle stricte. Cette forme concave tend à recomprimer la roche dans le massif par effet de voûte.

b) Critères de prédisposition :

Parmi les critères de prédisposition aux grandes instabilités, les principaux éléments identifiés sont les suivants :

- hauteur importante de l'escarpement, et forte inclinaison de la paroi : ces deux paramètres vont dans le sens d'une plus forte capacité à la décompression du massif, générant l'apparition de vastes fissures de traction en arrière de la paroi ;
- présence de faciès rocheux altérés ou hydrothermalisés fragilisant l'édifice et développant des niveaux moins perméables. Plusieurs paramètres vont dans ce sens :
 - o affleurement de séries volcaniques anciennes dans la paroi ;
 - o existence d'interruptions importantes en matière d'épisodes effusifs. Par exemple le contact entre les formations de la phase II et celles de la phase III du Piton des Neiges s'est traduit par un arrêt du volcanisme pendant environ 80 000 ans, ce qui a favorisé l'apparition de faciès d'altération continentale au toit des formations anciennes pendant cette période ;
 - o proximité de l'axe du Piton des Neiges où les phénomènes hydrothermaux ont été plus fréquents et soutenus en raison de la relative proximité de la cheminée magmatique ;
- présence de dykes, intrusions magmatiques tardives très redressées formant d'une part des plans de décollement privilégiés, et d'autre part un obstacle à la circulation des eaux souterraines, et donc un contexte favorisant leur mise en pression ;
- l'existence de formations ou de discontinuités orientées en aval-pendage, c'est-à-dire vers le pied de la paroi. Outre que la résistance au glissement des panneaux rocheux

se révèle moindre, ce type de configuration favorise les circulations d'eau souterraines vers la paroi ;

- la présence d'un cours d'eau vif pouvant directement saper le pied de paroi.

c) Rôle des précipitations :

Aucun des cas examinés dans le détail (suivi par extensomètres ou analyse des pluies avant un effondrement) n'a permis de mettre en évidence une relation directe entre les pluies tombées dans les jours qui précèdent et les éboulements en masse, ou plus simplement les mouvements de la paroi.

Cependant, même si au moins 3 cas (Roches Noires, Dolomieu et Piton d'Enchaing) ne montrent quasi-aucun rôle de l'eau dans le déclenchement de l'instabilité, il s'avère que pour 3 autres cas (Falaise du Littoral, Mahavel, et Rivière des Pluies) l'enregistrement de pluies exceptionnelles dans les 2 mois qui précèdent montre que les pluies peuvent avoir une action indirecte :

- soit par sapement du pied de paroi en éliminant une partie de la butée de pied (Rivière des Pluies), voire en entamant directement la paroi ;
- soit par action des eaux infiltrées, ayant relativement lentement progressé vers les fissures de la paroi. Ces eaux peuvent agir de différentes façons dans les fissures :
 - o baisse de cohésion des argiles de remplissage, ce qui réduit la résistance au cisaillement entre les épontes des discontinuités ;
 - o mise en pression des fissures et meilleur report du poids des colonnes rocheuses sur leur assise ;
 - o dans une moindre mesure, action de basculement des écailles de roche.

Ceci ne se conçoit que pour des massifs fracturés relativement peu perméables, ou tout au moins présentant des niveaux plus fermés.

d) Développement de la fissuration :

L'analyse de la fissuration qui s'est développée lors de l'effondrement du Cratère Dolomieu en avril 2007 a parfaitement mis en évidence que la fracturation de décompression en arrière des parois néoformées se développe très rapidement. Au bout de quelques semaines, l'essentiel de la fissuration en surface est déjà en place. Ce point avait déjà été constaté sur les grands fronts de carrière.

Ce site, ainsi que ceux du Maïdo et de Mahavel, ont également mis en évidence, plusieurs points essentiels vis-à-vis de la fracturation se développant à l'arrière des grandes parois constituées d'empilement volcaniques tabulaires :

- la majorité des fissures se développe dans une bande de terrain dont la largeur L est de l'ordre de $L = H/10$, avec H = hauteur du rempart. D'autres fissures, plus espacées sont présentes au-delà jusqu'à une limite de l'ordre de $L = H/5$. Ces fissures, plus éloignées, apparaissent plus tardivement, souvent après quelques années ;
- la plupart des fissures mesure environ quelques décimètres de largeur, les plus larges (jusqu'à 4 m) étant souvent les plus proches du bord de la paroi ;
- les fissures sont subparallèles à la bordure du rempart, avec toutefois une forme légèrement concave qui rejoint la paroi ;
- en profondeur, les fissures d'abord subverticales en tête, tendent à lentement se rapprocher de la paroi. Les fissures les plus profondes sont les plus proches du rempart.

e) Typologie de la rupture :

La majorité des effondrements en masse étudiés correspond avant tout à une rupture de pied. En effet, dans une configuration où de vastes fractures se sont développées en arrière de la paroi par décompression du massif (phénomène "d'appel au vide"), d'abord rapidement, puis nettement plus lentement, des écailles rocheuses s'individualisent pour peser de plus en plus massivement sur leur assise rocheuse. La fracturation légèrement concave progresse en profondeur (par effet de fatigue) et vers la paroi jusqu'à ce qu'un niveau de fondation ne puisse supporter toute la masse en équilibre.

La présence d'un niveau, soit plus fracturé, soit plus altéré, ou d'une discontinuité orientée vers la paroi (ex. de Mahavel) peut suffire à atteindre les critères de la rupture. La présence très fréquente d'une forme concave en "coup de cuillère" à la base de la cicatrice de l'effondrement est un bon indicateur de ce type de mécanisme.

Cependant, il convient de souligner que l'adjonction d'eau souterraine, dans une configuration déjà très fragilisée, peut suffire à être l'ultime déclencheur de l'instabilité en masse. Il en est de même pour une sollicitation sismique liée à l'activité du volcan.

L'écroulement du Dolomieu se révèle particulier du fait d'un défaut d'assise par effondrement de la chambre magmatique et de la colonne de roche qui la surmonte jusqu'au cratère.

Dans le cas de la falaise du littoral, l'action de l'eau semble plus évidente, et dans une paroi très verticale, il n'est pas exclu que l'éboulement soit dû à un décollement des fissures, l'écaïlle ainsi désolidarisée s'effondrant sous son propre poids avec peut-être une composante en basculement.

Cette étude a permis de mieux connaître les mécanismes à l'origine des effondrements en masse dans les grands remparts de La Réunion. Cependant, de nombreuses zones d'ombre subsistent et nécessitent la poursuite du programme de recherche :

- suivi de l'ouverture des fissures par dispositif extensométrique jusqu'à la rupture d'une écaïlle en paroi. Cela permettrait de détecter d'éventuels prémices de l'instabilité ;
- meilleure connaissance des circulations d'eau souterraines au niveau des grandes parois rocheuses ;
- géométrie des fissures de décompression dans le massif ;
- modélisation numérique à la rupture.

Bibliographie

Cruchet M. , Normand M. - 2005 - Etude de l'Impact hydraulique du massif de La Montagne sur les éboulements en masse de la falaise du littoral - RN 1 – Ile de la Réunion – Rapport BRGM/RP-54122-FR

Aunay B. , Garnier C. , Lucas E. , Stollsteiner P. (2008) - Étude d'exposition des captages et des ilets habités du Bras de la plaine (zone amont) et propositions de solutions – Rapport BRGM

Nédellec JL. (2007) - Captages d'eau du Bras de la plaine - Diagnostic géologique du 5 mars 2007 - Note technique BRGM du 14 mars 2007

Nédellec JL. (2007) - Diagnostic géologique sur les difficultés d'exploitation des captages du Bras de la Plaine depuis janvier 2007 - Note technique BRGM du 23 février 2007

Bouchut J. , Cruchet M. (2003) : Les mouvements de terrain de grande ampleur dans les cirques et les grandes ravines. Inventaire des mouvements de terrain historiques. Rapport d'avancement : programme 2002. Rapport BRGM/RP - 52386 – FR

Aubié S. , Cruchet M. (2003) : Les mouvements de terrain de grande ampleur dans les cirques et les grandes ravines. Inventaire des mouvements de terrain historiques. Programme 2003. Rapport BRGM/RP-52913-FR

Nédellec JL, Cruchet M. (2003) - Etude bibliographique de la typologie des éboulements rocheux et des modes de rupture associés – Applications au contexte de l'île de La Réunion. BRGM RP-52909-FR

Nédellec JL, M. Cruchet (2008) – "Analyse de la fracturation et suivi des mouvements des remparts du Maïdo et de Mahavel par dispositifs extensométriques" – rapport BRGM RP-56724-FR



Géosciences pour une Terre durable

brgm

Centre scientifique et technique
3, avenue Claude-Guillemain
BP 36009
45060 – Orléans Cedex 2 – France
Tél. : 02 38 64 34 34

Service géologique régional Réunion
5, Rue Sainte-Anne
BP 906
97478 Saint-Denis – Réunion – France
Tél. : 02.62.21.22.14