

DOCUP 2002-2006 Cadre d 'intervention C5-03

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

> Module 3 Sous-module 3.2 Programme 2003

# Typologie des éboulements rocheux et des modes de rupture associés

Etude bibliographique Applications au contexte de l'île de La Réunion



BRGM/RP-52909-FR

décembre 2003















## DOCUP 2002-2006 Cadre d 'intervention C5-03

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

> Module 3 Sous-module 3.2 Programme 2003

# Typologie des éboulements rocheux et des modes de rupture associés

Etude bibliographique Applications au contexte de l'île de La Réunion

BRGM/RP-52909-FR

décembre 2003

Étude réalisée dans le cadre du programme de recherche BRGM 02 RIS R10

J.L. Nédellec, M. Cruchet











Mots clés : lle de la Réunion, mouvements de terrain de grande ampleur, éboulements, remparts, instabilités, parois rocheuses.
En bibliographie, ce rapport sera cité de la façon suivante :
<b>Nédellec JL</b> , <b>Cruchet M</b> . (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 – 25 fig., 47. p.
© BRGM, 2003, ce document ne peut être reproduit en totalité ou en partie sans l'autorisation expresse du BRGM.

## **Synthèse**

ans 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.

Le sous-module 3.2 du programme prévoit l'étude de la dynamique des remparts, escarpements rocheux qui délimitent les cirques et les grandes ravines et dont les hauteurs peuvent atteindre, voire dépasser, 1000 m.

Un des objectifs de l'étude est de dégager une typologie des mouvements de terrain dans les remparts de la Réunion à partir des différents travaux scientifiques existants (bibliographie).

L'étude bibliographique réalisée rappelle la typologie communément admise pour classer les instabilités rocheuses et les modes de rupture associés. Une liste de paramètres de prédisposition aux instabilités et de déclenchement est proposée. Par ailleurs, la synthèse a mis en avant les modes de reconnaissance et de suivi usuels employés pour évaluer l'ensemble des paramètres influençant le comportement global des massifs rocheux. Enfin, les différentes approches méthodologiques en terme de stabilité rocheuse ont été énoncées en indiquant leurs limites propres.

Ainsi, les premières observations effectuées sur les remparts de l'Ile de la Réunion ont permis d'établir une typologie préliminaire des instabilités qui affectent les remparts volcaniques en fonction des modes de rupture à l'origine des éboulements. (rupture par basculement de pans rocheux, rupture de pied, rupture de surplomb à la suite de sous-cavage, rupture par flambement d'écailles désolidarisées des remparts, ...).

De même, il a été possible d'identifier une première sélection de facteurs de prédisposition aux instabilités qui peuvent être originelles. Ce sont les propriétés intrinsèques du massif héritées de son mode de dépôt et de son histoire géologique : présence de couches plus fragiles tels que les scories, les cendres volcaniques ou des horizons altérés, présence de discontinuités au sien du massif tels que dykes, sills, paléosurfaces, , l'inclinaison et l'épaisseur des coulées de lave.

A ces facteurs de prédisposition de premier ordre (facteurs primaires), s'ajoutent des facteurs de prédisposition secondaires qui apparaissent dans le temps, lors de la formation du relief. Ces derniers traduisent une phase de pré-rupture, qui sont à rattacher essentiellement à l'apparition des reliefs. Ce sont les discontinuités subverticales de grande dimension à espacement décamétrique, et de très grande hauteur qui affectent les remparts, les fissures dues à la fragmentation des terrains et l'accroissement de la perméabilité des masses qui en découle.

Enfin, les facteurs déclenchants, qui provoquent la rupture, sont l'infiltration d'eau, l'érosion des pieds de remparts, les vibrations liée à l'activité sismique,....

Ces éléments devront être confirmés lors des phases ultérieures du projet de recherche par :

- des observations précises de sites affectés par des mouvements de terrain ;
- un suivi des déformations des remparts ;
- une modélisation numérique afin de préciser les mécanismes de rupture associés aux instabilités rocheuses.

Le projet de recherche doit, à terme, permettre l'élaboration d'outils de gestion des risques liés aux éboulements des remparts de l'Île de la Réunion.

## **Sommaire**

		Synthèse	. 3
1.		Introduction	10
2.		Typologie des mouvements de terrain	10
2.1.		Généralités	10
2.2.		Classification géologique et géomorphologique	11
	2.2.1.	Typologie basée sur la dimension des masses en mouvement	11
	2.2.2.	Typologie basée sur la cinématique des mouvements :	11
	2.2.3.	Typologie basée sur la morphologie de l'instabilité	12
	2.2.4.	Typologie basée sur la nature des matériaux rocheux	13
2.3.		Classification basée sur les modes de rupture	13
2.4.		Application aux remparts de l'Ile de la Réunion2	22
3.		Mécanismes de rupture2	24
3.1.		Généralités	24
3.2.		Phase D'instabilité	24
3.3.		Les paramètres d'instabilité	25
	3.3.1.	Avant propos	25
	3.3.2.	Les paramètres permanents de prédisposition	25
	3.3.3.	Les paramètres déclenchants	27

3.4.	Les moyens d'études des instabilités rocheuses	29
3.4.1.	Généralités	. 29
	Les reconnaissances	
3.4.3.	Moyen de suivi et surveillance	. 33
3.4.4.	Les approches analytiques	. 33
3.4.5.	Les approches graphiques	. 34
3.4.6.	Les approches par note globale de comportement	. 35
3.4.7.	Les approches par modélisation numérique	. 36
3.5.	Les problèmes d'échelles	. 40
3.6.	cas des remparts de l'Ile de la Réunion	. 41
4.	Conclusions	. 43
	Bibliographie	.42

# Liste des figures

Figure 1 - Position des failles sigmoïdes affectant un versant en profondeur - Carrière des Brillants (Hauts-de-Seine) - [20]	12
Figure 2 - Glissement plan "banc sur banc" - [6]	13
Figure 3 - Rupture de pied - [11]	14
Figure 4 - Rupture en dièdre - [6]	15
Figure 5 - Rupture de surplomb - [6]	15
Figure 6 - Basculement par défaut d'assise - [22]	16
Figure 7 – Fissures de décompression du massif et basculement - [22]	17
Figure 8 - Basculement par flexion - [22]	17
Figure 9 - Basculement par développement de pressions en arrière d'écailles - [11]	18
Figure 10 - basculement par développement de dévers - [11]	19
Figure 11 - Basculement secondaire par le pied - [22]	19
Figure 12 - Basculement secondaire par la tête - [22]	20
Figure 13 - Basculement de blocs - [22]	20
Figure 14 - Fauchage - [22]	21
Figure 15 - Flambement - [22]	21
Figure 16 - Glissement pseudo-circulaire - [22]	22
Figure 17 - Relation contrainte – déformation en fonction de la vitesse de déformation – essai sur de la Laurvikite de Scandinavie - [12]	24
Figure 18 - Analyse graphique d'un glissement plan - [10]	34
Figure 19 - Comparaison des données de base pour la classification des massifs - [9]	35
Figure 20 - Barrage de Libby (USA) – modèle aux éléments finis - répartition des contraintes $\sigma_2$ dues à l'excavation - [15]	36
Figure 21 – Cabin Creek (USA) – modèle aux éléments finis – vecteurs de déplacement dus au creusement et à la remontée de la nappe dues à l'excavation – noter les déplacements pluridécimétriques liés au déconfinement - [15]	37
Figure 22 – Séchilienne (Isère) – modèle de versant vertical – modèle couplé élements finis et éléments discrets – déplacements horizontaux dans un massif découpés par 6 joints verticaux (φ = 20°) – Valeurs des courbes : 1 = -2 cm; 3 = 2 cm; 5 = 6 cm; 7 = 11 cm; 9 = 16 cm – Noter les déplacements décimétriques par "appel au vide" - [27]	37
Figure 23 – Séchilienne (Isère) – modèle de versant vertical – modèle couplé élements finis et éléments discrets –massif découpés par 6 joints verticaux (φ variable) – Position de la zone de glissement le long des joints verticaux en fonction de l'angle de frottement dans les joints - [27]	38

Figure 24 – La Clapière (Alpes Maritimes) – Modèle par éléments discrets - Instabilité de type fauchage avec présebnce d'une fracture médiane - [21]	38
Figure 25 – Mine de Brenda (Canada) – Modèle aux élements discrets - Mécanismes de basculement avec affaissement en crète : a) vecteuurs vitesse à un stade de calcul arbitraire ; b) courbes d'iso-valeurs du déplacement horizontal en m; c) zone à	
l'intérieur de laquelle la matrice rocheuse est entrée en rupture - [8]	39

## 1. Introduction

ans 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.

Le sous-module 3.2 du programme prévoit l'étude de la dynamique des remparts, escarpements rocheux qui délimitent les cirques et les grandes ravines et dont les hauteurs peuvent atteindre, voire dépasser, 1000 m.

Dans le but de comprendre les mécanismes de déformation de ces remparts, deux sites ont été instrumentés en 2003, le site de Mahavel sur le massif de La Fournaise et le site du Maïdo dominant le cirque de Mafate. Parallèlement, une réflexion a été engagée sur la typologie des mouvements de terrain dans les remparts de la Réunion. Elle s'appuie, à ce stade du projet, sur des différents travaux scientifiques existants (bibliographie). Portant en particulier sur l'analyse des modes de rupture ;

On soulignera que l'étude de propagation des blocs rocheux dans le versant après déstabilisation, ne fait pas l'objet de cette synthèse bibliographique.

Différents travaux scientifiques existants ont été consultés et sont synthétisés dans le présent rapport.

## 2. Typologie des mouvements de terrain

#### 2.1. GENERALITES

Contrairement aux mouvements de terrains en milieu meuble, les instabilités rocheuses se révèlent être très variées du fait essentiellement du très large éventail de rigidité des matériaux rocheux, mais également de la variété de classes de pentes affectant les massifs, et de l'influence fondamentale des discontinuités.

Selon l'approche qui est menée, la typologie des instabilités rocheuses est très variable d'un auteur à l'autre. Ainsi, on pourra distinguer deux grandes catégories de classification :

- l'approche géologique et géomorphologique ;
- l'approche mécanique.

#### 2.2. CLASSIFICATION GEOLOGIQUE ET GEOMORPHOLOGIQUE

Les instabilités rocheuses sont classées selon divers critères (cf. F. Homand [11]).

#### Typologie basée sur la dimension des masses en mouvement 2.2.1.

On pourra individualiser les éléments éboulés de la masse totale effondrée (guide PPR

a) éléments:

pierres:

 $v < 1 \, dm^3$ 

blocs:

 $0,1 \text{ m}3 < v < 1 \text{ m}^3$ 

gros blocs:

 $v > 1 \text{ m}^3$ 

- b) volume global éboulé :
  - chute de pierre ou de blocs : V < 100 m<sup>3</sup>
  - éboulements en masse ou éboulement majeur : (ex : Nantua 1978  $100 \text{ m}^3 < V < 1 000 000 \text{ m}^3$  $V = 100 000 \text{ m}^3$ ):
  - éboulement en grande masse ou éboulement catastrophique : (ex : Le Granier -  $1278 - V = 500\ 000\ 000\ m^3$ ):  $V > 10000000 \text{ m}^3$

#### 2.2.2. Typologie basée sur la cinématique des mouvements :

L'échelle suivante est généralement admise :

- Très lent :

1 mm/an à 12 mm/an

Lent:

1 mm/mois à 50 mm/mois

- Moyen:

1,5 mm/jour à 100 mm/jour

Rapide:

4 mm/h à 10 000 mm/h

Très rapide: 2 500 mm/s à 10 000 mm/s (et plus)

A Vajont (Italie), des mesures effectuées jusqu'au stade ultime de la catastrophe de Longarone ( 300 000 000 m³ éboulés en 1963) ont pu établir que la vitesse de déplacement est passée de quelques cm/jour à une vitesse finale de 25 m / seconde [11].

#### Typologie basée sur la morphologie de l'instabilité

Ce mode de classement se rapproche de celui basé sur des fondements mécaniques. Selon la morphologie de la surface de rupture, divers types d'instabilité seront distingués (cf. travaux de JP. Mougin) :

- rupture circulaire ;
- rupture sigmoïde ou listrique [2] (cf. Figure 1);
- rupture plane ;
- rupture à morphologie mixte ;
- surface de rupture en relation directe avec la structure du massif rocheux.

Cette classification a rarement été exploitée dans la mesure où les typologies basées sur les modes de rupture (cf. § 2.3) intègrent également des données morphologiques tout en appréciant d'autres paramètres.

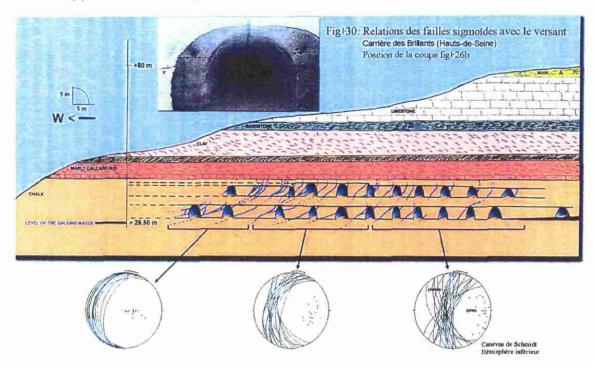


Figure 1 - Position des failles sigmoïdes affectant un versant en profondeur – Carrière des Brillants (Hauts-de-Seine) - [20]

#### 2.2.4. Typologie basée sur la nature des matériaux rocheux

Ces classifications, rarement employées, font généralement la distinction entre roches dures (éboulements en blocs) et roches tendres (phénomènes plus proches des glissements en terrain meuble).

#### 2.3. CLASSIFICATION BASEE SUR LES MODES DE RUPTURE

Bien que l'on trouve quelques légères distinctions entre auteurs, les catégories suivantes sont très largement admises [6][11][22][23] :

- Dégradation superficielle (délitage, desquamation): il s'agit de décollements superficiels de petits fragments de roche, se traduisant généralement par des chutes de pierres. Ce délitage est essentiellement lié à l'altération du rocher par la pluie, le gel ou les venues d'eau. Ce phénomène n'est pas toujours anodin vis à vis des mouvements de grande ampleur dans la mesure où le départ de petits blocs peut parfois suffire à déstabiliser des masses beaucoup plus importantes [23][26].
- Glissement plan: Ce type d'instabilité correspond à un mouvement gravitaire de translation d'un pan de rocher sur une discontinuité plane du massif (fracture, discontinuité stratigraphique, banc sur banc (cf. Figure 2). Le plan de rupture doit impérativement résurger dans le versant avec un plongement important vers l'aval, pour que le glissement puisse se produire. Les conditions de rupture, qui peuvent être assimilées à un problème en 2 dimensions, sont atteintes lorsque la résistance au frottement sur le plan de rupture est plus faible que les efforts déstabilisateurs.

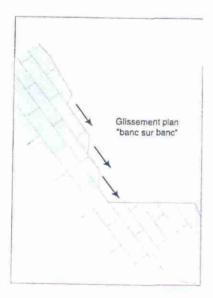


Figure 2 - Glissement plan "banc sur banc" - [6]

Rupture de pied: Ce type de rupture, généralement assimilée au glissement plan par de nombreux auteurs, est individualisé par Calvino et al. dans le guide de conception des parades contre les instabilités rocheuses [6]. Il s'agit alors d'une rupture avec glissement vers l'extérieur de la base d'une écaille ou d'une colonne (cf. Figure 3).

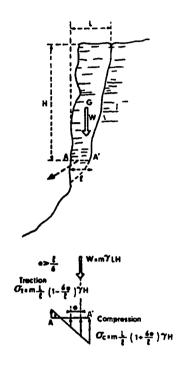


Figure 3 - Rupture de pied - [11]

dissement de dièdre (ou en coin): Ce type de configuration correspond à une translation d'un compartiment rocheux sur 2 discontinuités planes formant un dièdre (cf. Figure 4). Comme pour le glissement plan, le dièdre doit recouper le versant avec un plongement aval suffisant. Les efforts déstabilisateurs doivent excéder la résistance au cisaillement sur les plans de glissement pour conduire à une rupture. Ce type de configuration est généralement étudié à l'aide de formules analytiques assez simples.

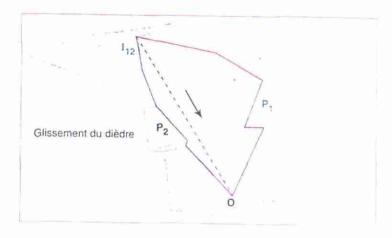


Figure 4 - Rupture en dièdre - [6]

5) Rupture de surplomb: Le massif rocheux devient instable lorsque les efforts de traction, de flexion et de cisaillement ne peuvent plus être compensés par la résistance du matériaux (cf. Figure 5). Une approche purement analytique peut être adoptée pour analyser les mécanismes de rupture.

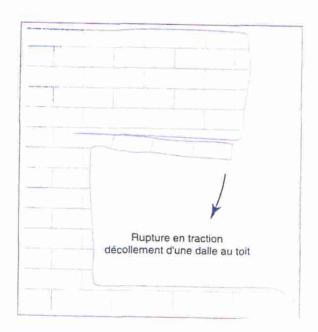


Figure 5 - Rupture de surplomb - [6]

- 6) Rupture par basculement : Ce type de phénomène se produit lorsque le massif rocheux est découpé par des discontinuités très redressées (schistosités, stratifications. diaclases, failles, fissures de traction. prismes refroidissement...) et profondes, le structurant en grandes écailles ou colonnes. Ces colonnes présentent donc une géométrie très favorable au basculement. En effet, du fait de leur élancement, un relativement faible effort ou mouvement vers l'aval suffit à les déstabiliser. Le basculement se produit lorsque la projection du centre de gravité de la colonne rocheuse sort du polygone de base [28]. Quatre types de configuration sont généralement à l'origine de ce phénomène (certains auteurs comme Norrish et Wyllie [22] ou Goodman and Bray [11] proposent des sous-classes en fonction de l'origine de l'instabilité) :
  - chute de résistance du pied (par présence d'un terrain moins compétent sous le massif rocheux, par fatigue, par fluage, par érosion), ou défaut d'assise (cf. Figure 6). Le terrain à la base de la colonne a tendance à légèrement s'affaisser ce qui favorise le décollement et le basculement du pan de rocher;

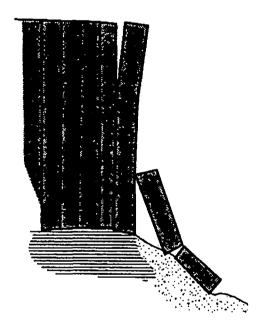


Figure 6 - Basculement par défaut d'assise - [22]

 décompression du massif, accompagnée de fissures de traction subverticales, surtout au niveau de la tête de paroi qui n'est pas confinée, ce qui favorise le léger déplacement du massif vers le vide (cf. Figure 7).
 Dans certains cas (parois très raides), cela peut suffire à provoquer le basculement d'écailles;

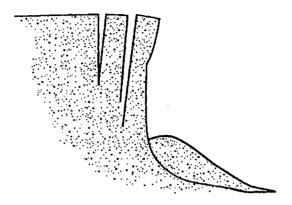


Figure 7 – Fissures de décompression du massif et basculement - [22]

- rupture par flexion d'écailles (cf. Figure 8) découpées par des discontinuités très redressées entrant dans le massif (très fort pendage vers l'amont);

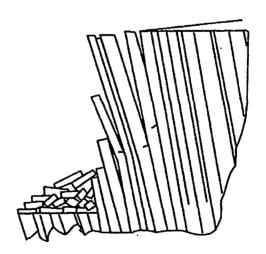


Figure 8 - Basculement par flexion - [22]

 développement de surpressions (eau ou glace, voire végétaux) dans les discontinuités à l'arrière du pan de rocher (cf. Figure 9);

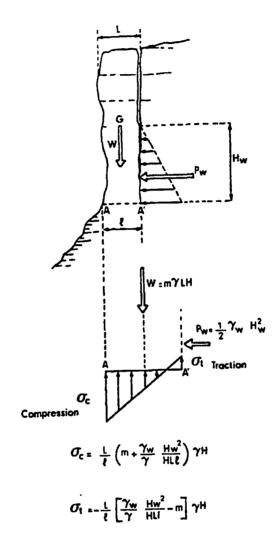


Figure 9 - Basculement par développement de pressions en arrière d'écailles - [11]

 basculement par développement de dévers liés à l'érosion différentielle ( cf. Figure 10);

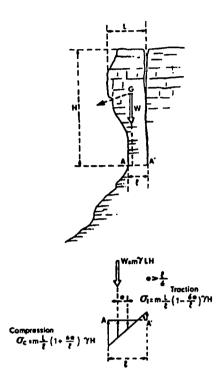


Figure 10 - basculement par développement de dévers - [11]

 basculement secondaire par le pied de paroi lorsque le massif rocheux est chargé latéralement par une instabilité plus en amont (cf. Figure 11);

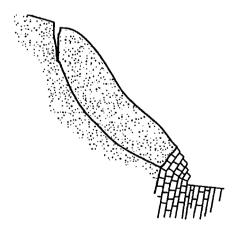


Figure 11 - Basculement secondaire par le pied - [22]

BRGM/RP-52909 -FR -

19

 basculement secondaire par la tête de paroi lorsque des instabilités amont la recoupent (cf. Figure 12);

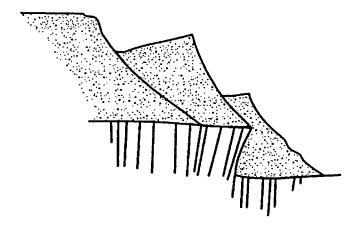


Figure 12 - Basculement secondaire par la tête - [22]

Certains de ces mécanismes peuvent être associés.

Des compartiments rocheux moins élancés peuvent également subir un basculement (cf. Figure 13). Dans ce cas, la rupture est souvent initiée par un déchaussement aval de ces blocs.

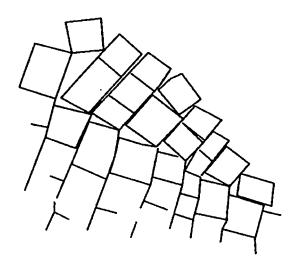


Figure 13 - Basculement de blocs - [22]

7) <u>Fauchage</u>: La plupart des auteurs assimilent le fauchage au basculement. Cependant, Calvino et al. [6] font cette distinction. Il s'agit d'un basculement, en direction de la vallée, d'un ensemble d'écailles séparées par des discontinuités à fort pendage, s'amortissant avec la profondeur (cf. Figure 14).

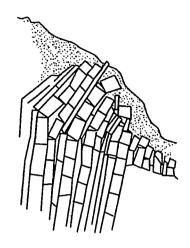


Figure 14 - Fauchage - [22]

8) <u>Flambement</u>: Ce phénomène est trop souvent confondu avec le basculement. Le flambement est un phénomène purement gravitaire, la rupture étant provoquée généralement en pied de colonne par le seul effet du poids de l'écaille rocheuse (cf. Figure 15).

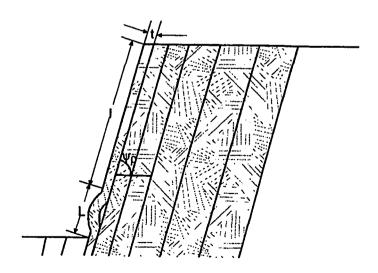


Figure 15 - Flambement - [22]

9) <u>Glissement pseudo-circulaire</u> (cf. Figure 16) : Ce type de rupture affecte généralement les roches tendres ou très altérées se rapprochant du comportement des terrains meubles.

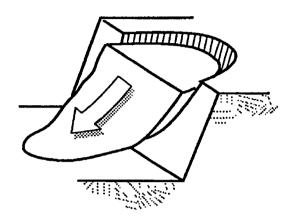


Figure 16 - Glissement pseudo-circulaire - [22]

#### 2.4. APPLICATION AUX REMPARTS DE L'ILE DE LA REUNION

Il conviendra d'examiner sur le terrain la configuration des ruptures connues ou en cours de développement afin de pouvoir précisément classer les instabilités qui affectent les remparts selon les catégories décrites ci avant.

Toutefois, sur la base des observations préliminaires réalisées, la tendance qui se dégage est la suivante :

- les volumes instables peuvent être considérables (ex : éboulement de Mahavel en Mai 1965 30 000 000 m³, ou plus récemment l'éboulement d'une écaille au Nord du piton d'Enchaing V > 100 000 m³). On est donc en présence d'éboulements en masse ou d'éboulements en grande masse;
- la cinématique des ces phénomènes est mal connue. A ce stade de l'étude, nous ne savons pas si les ruptures sont brutales ou précédées de mouvements avant coureurs de plus faible amplitude et moins rapides. Une fois la rupture atteinte, la masse éboulée se propage avec une vitesse très rapide;
- Les remparts ont des pentes moyennes de l'ordre de 60° à 70°, certaines zones étant subverticales. Localement, ils présentent des surplombs, en relation avec des phénomènes de sous-cavage des horizons de scories, friables;

- les remparts sont, pour l'essentiel, constitués de vastes écailles subverticales de faible épaisseur (plurimétrique à décamétrique, voire pluridécamétrique) ; ces écailles sont probablement générées par le phénomène "d'appel au vide" (fissures de traction par décompression du massif). Nous ne savons pas si elles descendent d'un seul tenant jusqu'en pied de paroi. Nous pouvons les observer dans les parties hautes des remparts sur plusieurs dizaines de mètres, voire une centaine de mètres.
- la majorité des grosses instabilités se manifestent lors des épisodes pluvieux importants ou à la suite.

En conséquence plusieurs, hypothèses se détachent quant au type d'instabilité affectant de grandes écailles rocheuses générées par la décompression du massif :

- <u>rupture par basculement lié à des pressions dans les discontinuités</u>, la mise en pression de l'eau piégée dans les fissures de traction peut être un facteur déclenchant ;
- rupture de pied, l'écaille se propageant vers le pied de paroi au fur et à mesure de la décompression du massif, son poids propre s'accentue jusqu'à ce que la résistance de l'assise ne suffise plus. A nouveau la présence d'eau dans les fissures peut être fondamentale en provoquant une chute de la résistance au cisaillement sur la face arrière de l'écaille;
- <u>rupture par flambement</u>, le poids de l'écaille s'accentue avec le développement de la fissure de traction. La rupture se fait au sein même de la colonne sous l'effet de son poids propre en raison du défaut d'étreinte latérale
- <u>rupture de surplomb</u> : la présence de surplombs fait que les efforts de traction, de flexion et de cisaillement ne peuvent plus être compensés par la résistance avec des séries volcaniques scoriacés mécaniquement faibles. ;
- <u>rupture en basculement par développement de dévers,</u> liés à l'érosion différentielle de la paroi ;
- rupture par défaut d'assise : lorsque les écailles reposent sur des formations altérées (argilisées), des ruptures avec glissement vers l'extérieur de la base peuvent se produire.

En première analyse, il apparaît que les instabilités rocheuses affectant les remparts de l'Ile de la Réunion se font selon des modes de rupture variés ; l'eau joue un rôle prépondérant au même titre que les spécificités des terrains volcaniques.

## 3. Mécanismes de rupture

#### 3.1. GENERALITES

Le chapitre 2.3 fait état des divers types d'instabilité usuellement retenus pour les versants rocheux. Cette classification est basée sur les modes de rupture qui régissent les instabilités. A l'examen de cette typologie, on constate que de nombreux paramètres peuvent intervenir dans les mécanismes de rupture. Le présent rapport fait état des paramètres fondamentaux recensés en bibliographie.

#### 3.2. PHASE D'INSTABILITE

Leroueil [18] fait état de 4 phases essentielles dans les instabilités :

a) la prérupture : elle inclut tous les processus de déformation menant à la rupture. Cette étape est essentiellement contrôlée par les déformations liées aux variations de contrainte, au fluage lent et à la fracturation progressive. Lors de cette étape, le matériau peut passer d'un état de déformation élastique à un état plastique, ou directement à la phase de rupture sans étape plastique (comportement « fragile ») [12]. Ce comportement est le plus souvent dépendant de la vitesse de déformation du matériau [12][18] (cf. Figure 17) . En effet, des déformations très lentes favorisent l'apparition d'une phase plastique et une chute de la résistance intrinsèque du rocher.

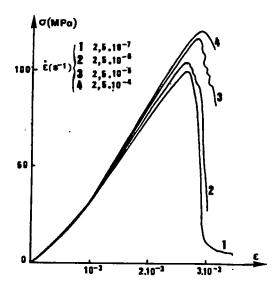


Figure 17 - Relation contrainte – déformation en fonction de la vitesse de déformation – essai sur de la Laurvikite de Scandinavie - [12]

- b) *l'amorce de la rupture* : elle est caractérisée par le développement de surfaces de cisaillement recoupant la matrice rocheuse ;
- c) l'étape post-rupture : elle inclut les mouvements des compartiments de roches englobés dans la masse instable, depuis la rupture jusqu'à l'arrêt des éléments instables ;
- d) *l'étape de réactivation* : lorsqu'une masse instable glisse le long de plans de rupture préexistants.

Dans le cadre du projet de recherche, nous nous intéresserons exclusivement aux 2 premières étapes : la prérupture et l'amorce de la rupture.

#### 3.3. LES PARAMETRES D'INSTABILITE

#### 3.3.1. Avant propos

Il est d'usage de distinguer deux catégories de paramètres (ou de facteurs) ayant un impact sur les instabilités rocheuses :

- les paramètres de prédisposition : il s'agit de facteurs permanents (à l'échelle de notre étude) induisant une susceptibilité aux phénomènes d'instabilité. Ces paramètres ont plus ou moins de poids vis à vis de la prédisposition à la rupture. Leur conjonction favorise d'autant plus les contextes instables.
- les paramètres déclenchants: ces paramètres sont temporaires. Comme les facteurs de prédisposition, ils ont plus ou moins d'influence sur la rupture et peuvent se cumuler pour provoquer l'éboulement rocheux.

#### 3.3.2. Les paramètres permanents de prédisposition

Divers paramètres sont généralement cités par les auteurs consultés [5][8][10][11][12][18][22][23][26]:

- le niveau d'altération des roches : propension à s'altérer et donc à perdre de la résistance → favorise les instabilités en surface et dans la masse essentiellement aux abords des discontinuités ;
- la présence de minéraux particuliers: minéraux sériciteux (« satinés », favorisant le glissement), graphite (propice au décollement entre feuillets), gypse (très soluble), etc...;
- la séquence stratigraphique : présence de niveaux plus tendres au sein de la paroi ou au pied → favorise les basculements ou les ruptures de pied ;

- la résistance intrinsèque de la matrice de la roche : résistance à la compression simple (Rc), module d'Young (E), module de cisaillement (G) → des caractéristiques faibles vont très largement favoriser les instabilités (fracturation par décompression du massif, effondrement des surplombs, ruptures de pied, basculement par flexion, flambement, fauchage, etc.);
- *l'orientation des discontinuités*, principalement par rapport au versant et entre elles → glissements plans, glissements en dièdre, basculement, flambement, fauchage, etc. ;
- la persistance des discontinuités, c'est à dire leur étendue dans le massif, et la présence de ponts rocheux → volume potentiellement instable, poids propre des compartiments rocheux, présence de ponts rocheux stabilisateurs;
- *l'espacement entre discontinuités* → dimension et volume des compartiments rocheux, résistance globale du massif ;
- la résistance au cisaillement des discontinuités (rugosité, irrégularités, nature des épontes et degré d'altération) : module de cisaillement, résistance au pic (τ<sub>p</sub>), résistance résiduelle (τ<sub>r</sub>) , angle de frottement interne (φ), dilatance (ψ) → résistance au glissement ;
- la résistance à la traction des discontinuités: ce paramètre est capital pour les formations schisteuses qui présentent une propension à la « fissilité » plus ou moins importante (très marquée pour les schistes graphiteux);
- le remplissage des discontinuités : présence d'argile d'altération pouvant jouer un rôle de « lubrifiant » → résistance au glissement ;
- pente du versant → potentiel de décompression du massif, capacité de développement d'écailles ou de colonnes subverticales, existence de zones en dévers ;
- hauteur de la paroi → potentiel de décompression du massif, capacité de développement d'écailles ou de colonnes subverticales de grande dimension, déviateur de contraintes très important dans la partie inférieure du massif. Sharp [26] signale que les mécanismes de rupture des parois rocheuses de grande hauteur (> 100 m) sont très probablement étroitement liés au comportement de la partie basse du versant rocheux. En effet, dans la mesure où pour les grandes hauteurs de paroi, la partie basse est sujette à des états de contrainte très importants provoquant des ruptures ou du fluage localisé, cela peut suffire à initier les premières étapes d'une instabilité remontant dans tout le massif. Cette hypothèse de mouvement essentiel dans la partie inférieure de la paroi semble être confirmée par les travaux de Pothérat [24] ;

- l'état de contrainte géostatique dans le massif (rapport contrainte horizontale sur contrainte verticale souvent modifié par une tectonique locale ou régionale)
   → ce paramètre est trop souvent sous-estimé alors qu'il peut totalement influencer l'évolution du massif [19][26]. L'état de contrainte dans la paroi est étroitement lié à la contrainte initiale ;
- présence d'intrusions modifiant localement les caractéristiques du massif (altération, barrage hydraulique, couche savon) : dykes, pipes volcaniques, filons hydrothermaux, fissures hydrothermales [16];
- présence de cavités (karst, tunnels de lave, tunnels et galeries anthropiques) fragilisant le rocher et provoquant une modification de l'état de contrainte dans le massif [1];
- perméabilité du massif → une perméabilité forte favorise l'infiltration et la circulation d'eau dans les fissures, mais elle assure également une bonne décharge des discontinuités proches de la paroi. A l'opposé, une faible perméabilité limite les venues d'eau mais favorise les mises en pression dans le massif. Le cas le plus critique correspond à un massif plutôt perméable présentant un colmatage des évents naturels (fractures, karsts) en paroi;
- présence de végétaux dans la paroi → favorise l'ouverture des discontinuités par les racines;
- présence permanente d'eau dans le massif → favorise des mises en charge rapides et élevées, et une forte teneur en eau peut dans certaines roches provoquer une baisse de leur résistance;
- présence de d'anciennes instabilités (glissements fossiles)→ fragilisation du massif;
- des sollicitations cycliques (vent, eau dans fissures, houle, sismicité, chocs thermiques) sur une très longue durée générant une « fatigue » du matériau et favorisant une baisse de sa résistante [18].

#### 3.3.3. Les paramètres déclenchants

Les paramètres essentiels de déclenchement sont les suivants :

- Infiltration ou résurgences d'eau → mise en pression d'eau dans les discontinuités en arrière des compartiments potentiellement instables. Pour Sharp [26] et Panet [23], ce facteur est essentiel dans l'apparition de grandes instabilités dans les versants rocheux de grande hauteur;
- mouvements dans les terrains meubles sous la paroi rocheuse (fluage, glissement) → basculement par défaut d'assise ;

- glissements dans des terrains meubles au-dessus ou en arrière de la paroi pouvant déstabiliser le massif rocheux (basculement en tête ou en pied);
- purge naturelle ou artificielle de blocs assurant initialement la stabilité de compartiments rocheux plus en amont. On notera que Panet [23] et Sharp ont souligné ce phénomène qui est trop largement sous estimé, à savoir la déstabilisation de « petits » blocs pouvant provoquer l'effondrement de grands compartiments rocheux;
- le vent : lorsque des arbres sont enracinés en paroi, des vents violents peuvent provoquer des chutes de blocs, les racines écartant les compartiments rocheux ;
- ravinement par ruissellement: lorsque des passées meubles sont présentes, le ruissellement en paroi peut rapidement éroder la matrice fine et provoquer un déchaussement de blocs. Par ailleurs, le pied de la paroi rocheuse, parfois épaulée par des formations meubles (par exemples éboulis, ou brèches) peut être dégagé par le ravinement naturel lié au climat;
- suffosion par venue d'eau dans le massif: les fractions fines des remplissages de fissures ou les remplissages karstiques peuvent être entraînés par des venues d'eau dans le massif. Dans ce cas, des vides plus ou moins importants, peuvent se développer dans le rocher provoquant une déstabilisation de la paroi;
- *vibrations* : des séismes [2] [26] ou des vibrations liées à des travaux peuvent parfois suffire à provoquer des instabilités dans le massif ;
- gel-dégel (dans les zones de haute altitude ou en climat froid) → les coins de glace peuvent repousser les compartiments rocheux (toutefois, la glace assure généralement un certain liant entre les épontes), et lors du dégel les vides laissés après la fonte des coins de glace provoquent une déstructuration du massif neutralisant en grande partie la résistance au cisaillement des discontinuités. Par ailleurs, les remplissages argileux dans les fissures perdent toute cohésion lors du dégel de l'eau interstitielle. Enfin, un gel superficiel en paroi (par le vent) peut naturellement colmater les évents de la roche et provoquer une mise en pression de l'eau liquide dans les fractures.

On notera que vis à vis des mouvements de grande ampleur, les paramètres déclenchants sont généralement la « goutte d'eau » qui suffit pour déstabiliser des compartiments rocheux déjà très proches de l'équilibre [26]. Dans ce cas, les facteurs déclenchants peuvent être difficilement perceptibles. Par exemple, la fatigue des matériaux provoquée par d'innombrables petits chargement cycliques (mise en pression puis décharge des fractures, gel-dégel, chocs thermiques, vent) peut suffire très lentement à provoquer une déstabilisation soudaine de parois sans qu'un facteur déclenchant soit réellement identifiable. De même, la lente altération du matériau par les agents météoriques peut entraîner des ruptures brutales lorsque l'état d'équilibre est atteint.

#### 3.4. LES MOYENS D'ETUDES DES INSTABILITES ROCHEUSES

#### 3.4.1. Généralités

Les études de stabilité en milieu rocheux sont complexes. En effet, il s'agit en premier lieu de caractériser de façon représentative le maximum de paramètres de prédisposition aux instabilités (lithologie, stratigraphie, géométrie des discontinuités, géométrie du versant, caractéristiques mécaniques de la matrice et des discontinuités, hydrogéologie, présence d'anomalie, etc.).

Dans de nombreux cas, la surveillance du massif permet de mieux comprendre les mécanismes qui régissent les instabilités. En effet, elle permet de caler les modèles analytiques ou numériques, surtout vis à vis du comportement à grande échelle.

Une fois les paramètres acquis, il est possible d'analyser les conditions de stabilité par divers types d'approches.

La première approche traditionnelle est celle basée sur *l'équilibre limite*. Cette approche conduit au calcul d'un coefficient de sécurité, qui correspond à un état de stabilité de l'élément rocheux étudié. A la rupture, ce coefficient de sécurité est inférieur à 1. Malgré les simplifications du problème mécanique, cette approche donne généralement des résultat satisfaisants, à condition d'avoir identifié, au cours de l'étude, les mécanismes de rupture qu'autorisent la structure géologique et le comportement des matériaux rocheux. Cette approche a l'avantage d'être très facile d'utilisation, mais par simplification du problème mécanique, elle occulte complètement la notion de déformation et de rupture progressive des massifs rocheux, surtout à grande échelle [8]. Diverses méthodes sont associées à l'approche de l'équilibre limite : les approches analytiques, graphiques ou par note globale de comportement ont été les premières à avoir été développées à une période où les moyens informatiques étaient inexistants ou inadaptés. Ces approches, bien que très évoluées, ont rapidement trouvé leurs limites pour les configurations complexes.

Une méthode plus récente et plus globale est l'approche par calculs en déformation. Cette approche a été développée grâce à l'essor des moyens de calculs numériques qui a permis de bâtir des modèles complexes suivant des lois de comportements variées. Ces techniques permettent de déterminer l'état de contrainte et de déformation du massif rocheux en réponse à une sollicitation et de suivre le comportement du massif dans le temps jusqu'à une éventuelle rupture et au delà. Cette approche, plus rigoureuse que la précédente, nécessite une meilleure connaissance des paramètres du massif. Selon la structure du massif et les caractéristiques géomécaniques des roches qui le composent, le problème peut être abordé en considérant le massif rocheux comme un milieu continu (méthodes au éléments fini ou aux différences finies) ou comme étant discontinu (méthode aux éléments discrets ou éléments/différences finis avec gestion des discontinuités).

Généralement, il est très délicat d'apprécier tous les paramètres caractérisant le comportement des massifs rocheux. Ainsi, Sharp définit deux types d'incertitudes [26] :

- les incertitudes aux paramètres individualisés (essentiellement géologiques, hydrogéologiques et géomécaniques);
- les incertitudes liées à l'appréciation des mécanismes régissant les instabilités (modèles de comportement).

Très souvent, sur la base des données observationnelles, il est possible de déduire les valeurs approchées des paramètres mécaniques par calage (analyses a posteriori) en admettant un coefficient de sécurité de 1 [23].

#### 3.4.2. Les reconnaissances

Les reconnaissances ont pour objectif d'évaluer les paramètres caractérisant le massif rocheux.

Elles sont de plusieurs natures :

- reconnaissances géomorphologique (→ pentes, géométrie, hauteur de versant, présence de cavités en paroi) :
  - levés topographiques;
  - photogramétrie ;
- levés structuraux (paramètres de discontinuités) :
  - relevés de discontinuités (nature, orientation, persistance, densités, géométrie, remplissage, ouverture)
  - étude de photos aériennes ;
  - études de discontinuités en sondage (étude de carottes, vidéo en sondages, RQD);
  - étude de la position et de la géométrie de discontinuités par moyens géophysiques ;
- reconnaissances géologiques (lithologie, stratigraphie) :
  - levés de terrain :
  - carottages;
  - sondages destructifs avec analyse des cuttings et enregistrement des paramètres de foration;

- géophysique (électrique, sismique) ;
- analyse minéralogique ;

On notera que pour de nombreux auteurs, les paramètres géologiques jouent un rôle essentiel dans les instabilités [8][18][22][23][26].

- recherches de cavités :
  - sondages;
  - géophysique (microgravimétrie, méthodes éléctriques, méthodes sismiques);
- reconnaissances hydrogéologiques (présence d'eau, teneur en eau, position de la nappe, vitesses de transit, perméabilité, chimie de l'eau, géométrie des écoulements):
  - piézomètres ;
  - humitube;
  - mesure de teneur en eau en laboratoire ;
  - essais de perméabilité in situ (essai Lugeon, essai de pompage) ou en laboratoire :
  - micromoulinet → mesure de débit;
  - utilisation de traceurs;
  - analyses chimique sur prélèvements d'eau ;
  - levés de résurgences en parois ;
- conditions climatiques (précipitations, hygrométrie, température, vent) :
  - station météo (pluviomètre, hygromètre, thermomètre, anémomètre);
- reconnaissances géomécaniques :
  - à petite échelle :
    - essais de résistance à la compression simple avec mesure de module élastique;
    - . essais de résistance à la traction sur la matrice ou sur les discontinuités;

- . essais de fendage ;
- essais de cisaillement sur les discontinuités ;
- . essais de gélivité ;
- . identification et essais de cisaillement sur les matériaux meubles de remplissage ;
- à grande échelle :
  - . essais dilatométrique (→ module de déformation et coefficient des terres au repos) ;
  - mesure de contrainte au vérin plat (→ état de contrainte dans le massif);
  - essai pressiométrique simple (→ module de déformation en chargement);
  - essai pressiométrique cyclique (> module de déformation en chargement et déchargement);
- reconnaissances sismiques :
  - . études de sismicité régionale à partir de donnée historiques ou instrumentales d'archives, ou d'approches probabilistes ;
  - . acquisition sismique instrumentale sur le site d'étude .

En conséquence, la bonne compréhension des instabilités passe fondamentalement par une étude conjointe entre différents spécialistes : géologues, géomorphologues, géotechniciens, sismologues, hydrogéologues et hydrologues [18][26].

Enfin, il convient de souligner qu'une étude d'archives est essentielle avant d'engager des reconnaissances spécifiques. Cela permet de rassembler les données existantes générales ou particulières sur un site (par exemple, une connaissance pointue de la géologie offre une bonne approche pour l'évaluation de l'état de contrainte dans le massif – élément essentiel de l'étude [26]), et ainsi de focaliser les reconnaissances sur les aspects manquants de l'étude.

#### 3.4.3. Moyen de suivi et surveillance

Le suivi d'un massif permet d'une part de mieux en comprendre le comportement, mais également de caler les paramètres à grande échelle qui permettent la modélisation du massif.

Divers types de dispositifs et d'appareillage permettent de suivre une paroi rocheuse :

- mesure de mouvements superficiels (par moyens topographiques classiques, par GPS, analyse photogramétrique échelonnée dans le temps);
- mesure d'ouverture de fissure (fissuromètre) ;
- mesure de déplacements en profondeur (inclinomètres et extensomètres);
- mesures de teneur en eau (humitubes) ;
- mesures de niveau d'eau (piézomètres).

Cependant, les mouvements ne sont pas toujours homogènes, les zones actives pouvant se déplacer au cours du temps, et il est parfois difficile d'identifier une surface de rupture de manière objective sur la base des données de l'auscultation. C'est par trop souvent la méthode d'analyse qui impose le choix d'une surface de rupture unique [23].

A noter qu'en matière de prévision des instabilités des parois de grande hauteur, le succès des travaux de surveillance engagés est très variable d'un site à l'autre. Dans quelques cas notables comme la carrière de Chuquicamata au Chili [26] ou la falaise de Criel sur Seine (suivi BRGM – Inéris par écoute microsismique), l'amorce de la rupture à été identifiée. Par contre, dans de nombreux autres cas, la rupture s'est produite sans signe avant coureur, bien que des moyens de surveillance conséquents aient été engagés, ce qui traduit souvent la mauvaise connaissance des mécanismes qui régissent les instabilités [26].

### 3.4.4. Les approches analytiques

Historiquement, ces approches ont été les premières développées dans la mesure où elles reposent sur les lois fondamentales de géomécanique à une époque où les moyens de calculs informatiques n'existaient pas.

De telles approches permettent de modéliser les conditions de stabilité de compartiments rocheux individualisés dont la géométrie est relativement simple [10][11][22] (glissement plan, glissement en dièdre (méthode de l'équilibre limite), basculement, flambement, rupture de pied, rupture en surplomb). Ces méthodes, souvent applicables dans le cas de front de carrière à géométrie simple, ont rapidement trouvé leur limite pour les versants naturels complexes [23].

### 3.4.5. Les approches graphiques

Ces approches sont une transposition de certaines formules analytiques (glissement plan ou glissement en dièdre) sur un support graphique (projection stéréographique) permettant de les utiliser sans procéder à de longs calculs manuels (cf. Figure 18). Ces méthodes ont été développées pour les carriers. Elles sont limitées à quelques cas simples et rarement applicables aux versants naturels.

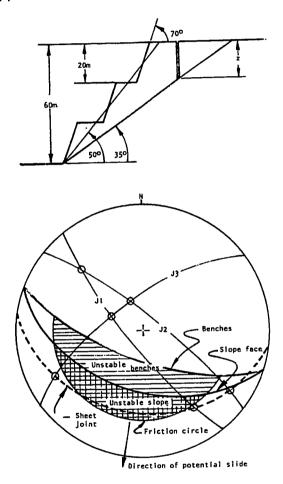


Figure 18 - Analyse graphique d'un glissement plan - [10]

## 3.4.6. Les approches par note globale de comportement

Se sont des approches empiriques permettant à partir de l'exploitation de paramètres quantifiables de déterminer une note globale de comportement du massif. Ceci permet par exemple d'évaluer rapidement l'angle critique d'un versant [9]. Il s'agit uniquement de techniques d'analyse préliminaire [23]. A noter que ces méthodes ont également été développées pour les carriers.

Diverses techniques sont connues: méthode de Barton, de Bienawsky, RMR (Rock Mass Rating), MRMR (Mining Rock Mass Rating). Il est intéressant de constater que ces techniques ne font pas toutes appel aux mêmes paramètres (orientation des discontinuités, niveau d'altération...). Toutefois, à l'examen de ces méthodes, on retrouve des paramètres récurrents (cf. Figure 19), donc essentiel vis à vis de l'instabilité des massifs rocheux [9]: résistance à la compression simple de la matrice, RQD (densité de discontinuités), nature et remplissage des joints de discontinuités, conditions hydrogéologiques.

De façon surprenante, Haynes et al. [9] remettent en cause l'utilisation de ces méthodes pour les grands versants, tandis que Sharp [26] précise que ce type d'approche n'est valable que pour des études concernant des massifs de grande dimension.

System	Q Index	RMR	MRMR
Parameter  Intact Material Strength	Incorporated in SRF	IRS	IRS
Rock Quality Designation	RQD	RQD	RQD
Number of Joint Sets	. Jn	•	-
Spacing of Joints or Fracture Frequency		Js	Js (or FF to replace RQD & Js)
Condition of Joints	Jr, Ja	Je	Jc (adjusted for groundwater)
Groundwater	Jw	Jw	Incorporated in Jc
Stress, natural or mining induced	SRF (incorporating IRS and depth below surface)	•	Mining induced stress adjustment
Structural Orientations	·	Jo	Joint orientation adjustment
Weathering	-	-	Weathering adjustment
Blasting influences	•	•	Blasting adjustment

Figure 19 - Comparaison des données de base pour la classification des massifs - [9]

#### 3.4.7. Les approches par modélisation numérique

L'essor des moyens de calcul informatique à partir de la fin des années 70 a permis de traiter des modèles plus complexes. En ce qui concerne la mécanique des roches, plusieurs types de méthodes de calculs existent :

- éléments finis (adaptées aux « faibles déplacements ») (cf. Figure 20 & Figure 21);
- différences finies (adaptées aux « grands déplacements »);
- éléments discrets (chaque compartiment rocheux est individualisé dans le massif) (cf. Figure 24 & Figure 25).

Ces méthodes ont évolué dans le temps avec entre autre une meilleure gestion du comportement mécanique au niveau des éléments de contact (discontinuités) et l'apparition de modèles en 3 dimensions.

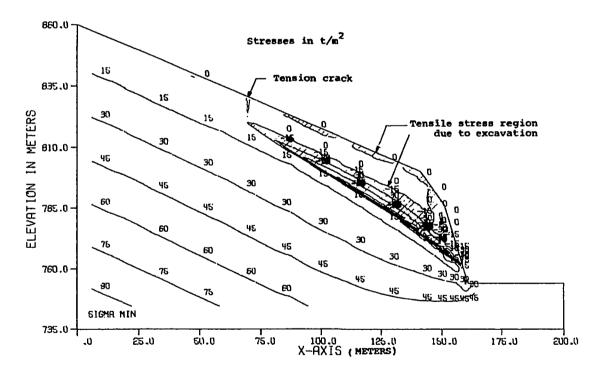


Figure 20 - Barrage de Libby (USA) – modèle aux éléments finis - répartition des contraintes σ<sub>2</sub> dues à l'excavation - [15]

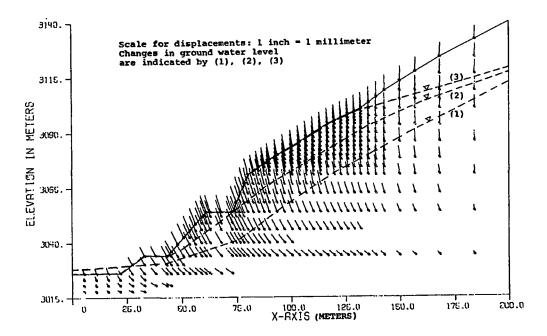


Figure 21 – Cabin Creek (USA) – modèle aux éléments finis – vecteurs de déplacement dus au creusement et à la remontée de la nappe dues à l'excavation – noter les déplacements pluridécimétriques liés au déconfinement - [15]

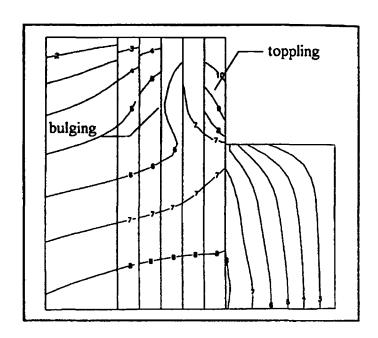


Figure 22 – Séchilienne (Isère) – modèle de versant vertical – modèle couplé élements finis et éléments discrets – déplacements horizontaux dans un massif découpés par 6 joints verticaux (φ = 20°) – Valeurs des courbes : 1 = -2 cm; 3 = 2 cm; 5 = 6 cm; 7 = 11 cm; 9 = 16 cm – Noter les déplacements décimétriques par "appel au vide" - [27]

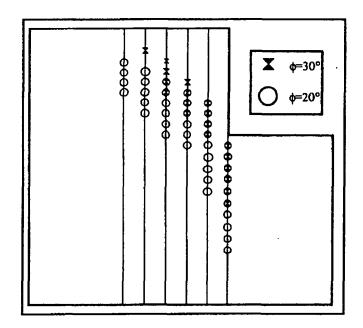


Figure 23 – Séchilienne (Isère) – modèle de versant vertical – modèle couplé élements finis et éléments discrets –massif découpés par 6 joints verticaux (φ variable) – Position de la zone de glissement le long des joints verticaux en fonction de l'angle de frottement dans les joints - [27]

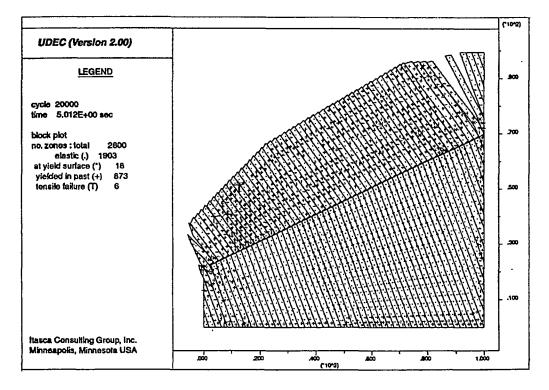


Figure 24 – La Clapière (Alpes Maritimes) – Modèle par éléments discrets - Instabilité de type fauchage avec présebnce d'une fracture médiane - [21]

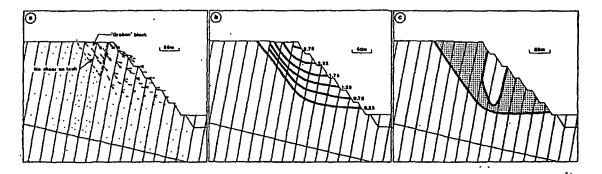


Figure 25 – Mine de Brenda (Canada) – Modèle aux élements discrets - Mécanismes de basculement avec affaissement en crète : a) vecteuurs vitesse à un stade de calcul arbitraire ; b) courbes d'iso-valeurs du déplacement horizontal en m; c) zone à l'intérieur de laquelle la matrice rocheuse est entrée en rupture - [8]

Plusieurs études ont mis en avant les difficultés rencontrées vis à vis de la représentativité des résultats issus de ces modèles par rapport aux mesures instrumentales faites in-situ [7] :

- extrême sensibilité des résultats à une légère variation de certains paramètres ;
- parfois nécessité de faire évoluer certains paramètres de l'étude pour coller au mieux au diverses étapes d'évolution du massif réel ;
- difficulté de quantifier certaines données essentielles de l'étude (état de contrainte géostatique initial par exemple).

Cependant, de nombreuses études récentes ont montré des résultats satisfaisants [1][14][15][21][24][25][27].

On notera que la recherche bibliographique n'a pas permis de mettre en évidence de modélisation spécifique faite sur des versants rocheux de très grande hauteur essentiellement, affectés par des fractures de décompression. Toutefois, des études sur les sites majeurs de Séchilienne [27] (cf. Figure 22 & Figure 23) ou de la Clapière [24] (cf. Figure 24) en France, sur les sites de Libby Dam (cf. Figure 20) ou Cabin Creek (cf. Figure 21) aux Etat Unis [15], sur la falaise de Kastraki en Grèce [14], ou sur des versants rocheux percés de galeries [20][25], mais également une étude plus générale établie par Fleurisson [8], ont permis de mettre en avant les éléments suivants :

 le comportement du massif dépend étroitement de l'état de contrainte initial issu de la tectonique régionale et de l'évolution géomophologique du relief;

BRGM/RP-52909 -FR - . 39

- les discontinuités pré-existantes avant initiation de la rupture jouent un rôle essentiel dans les mécanismes d'instabilité;
- la relaxation du massif (génératrice de fractures subverticales) est très importante dans les versants de grande hauteur. La morphologie de la zone affectée par de la fracturation distensive dépend de très nombreux facteurs (morphologie de la paroi, densité et orientation des discontinuités, résistance du rocher, état de contrainte initial), sans qu'il en ressorte une relation simple.

Ces tendances ont également été confirmées dans le rapport général de Panet [23].

Des entretiens effectués auprès de mécaniciens des roches de l'école des Mines de Nancy ou de l'Ecole Nationale Supérieure de Géologie de Nancy ont laissé entendre qu'il ne semble pas exister de modélisation spécifique très poussée sur des versants de très grande hauteur très redressés tels que les remparts de la Réunion.

### 3.5. LES PROBLEMES D'ECHELLES

Beaucoup d'études signalent la différence d'approche qu'il convient de retenir en fonction de l'échelle de l'étude.

Ainsi différents types de structures influencent le comportement des géomatériaux selon l'échelle d'étude [17][18] :

- a) *microstructures*, en relation avec les particules du matériau, leur arrangement et les liens entre particules ;
- b) *mésostructures*, en relation avec les dimensions de l'échantillon en laboratoire (centimétrique à décimétrique), incluant les fissures, la schistosité et les petites inclusions ;
- c) macrostructures, en relation avec l'échelle de la majorité des travaux de terrassement (métrique à décamétrique), et généralement caractérisé par les plans de stratification, joints de discontinuité et hétérogénéités majeures ;
- d) *mégastructure*, typique des problèmes majeurs d'ingénierie, incluant les failles, et les plis.

Par exemple, les résultats d'essais menés en laboratoire sur de petites éprouvettes (développement des ruptures), ne sont pas toujours directement transposables au comportement global des massifs rocheux. De même à échelle réduite, la géométrie et la résistance des discontinuités auront souvent nettement plus d'influence que la résistance de la matrice rocheuse. Par contre pour les très grands versant la résistance de la matrice, soumise à vive épreuve, pourra être déterminante [8]. Par ailleurs, à l'extrême, un massif rocheux particulièrement sain (absence de discontinuités), ou umassif rocheux de très grande dimension pourra avoir un comportement qui s'approche plus de terrains meubles cohérents.

L'approche considérée, et les moyens de reconnaissance associés, devront donc s'adapter à l'échelle de l'étude.

# 3.6. CAS DES REMPARTS DE L'ILE DE LA REUNION

Sur la base des premiers éléments en notre possession relatifs aux instabilités affectant les remparts volcaniques de l'Ile de la réunion, il est possible en première approche de lister les paramètres de prédisposition et déclenchant qui semblent affecter les édifices rocheux (liste qui sera modifiée en fonction des résultats des étapes ultérieures de l'étude) :

a) Principaux facteurs de prédisposition des remparts des cirques et des grandes ravines :

#### Ce sont:

- le contexte lithologique, notamment la présence de niveaux plus tendres au sein de la paroi, tels que les horizons de scories, de cendres; présence de cavités (tunnels de lave);
- la structure des édifices volcaniques. Les principaux paramètres à prendre en compte sont le « pendage » des coulées de lave, leur morphologie, la présence d'intrusions modifiant localement les caractéristiques du massif (altération, barrage hydraulique, couche savon) : dykes, fissures hydrothermalisées ; le remplissage des discontinuités : présence d'argile d'altération pouvant jouer un rôle de « lubrifiant » ;
- la présence de discontinuités subverticales, issues de la décompression du massif : orientation, espacement, persistance en profondeur. Elles peuvent se développer sur plusieurs dizaines, voire plusieurs centaines de mètres de hauteur: Ces fractures verticales sont à espacement plurimétrique à décamétrique. A noter que ces fractures favorisent significativement l'infiltration des eaux de ruissellement dans le massif et donc la mise en charge de ce dernier;
- la morphologie des remparts qui peuvent être très redressés (pente > 60° ou 70°). La hauteur des parois conditionne le potentiel de décompression du massif et donc sa capacité de développer des d'écailles subverticales de grande dimension. Généralement, le déviateur de contraintes est très important dans la partie inférieure du massif. Cette morphologie définit l'état de contrainte géostatique dans le massif.

## b) Facteurs déclenchants :

#### Ce sont:

- Les précipitations qui sont le principal facteur déclenchant à La Réunion, soit par effet direct (infiltration des eaux dans les remparts), ou par effet indirect (érosion des ravines en pied de rempart, apparition de sous cavage en pied ou en paroi, ....);
- les vibrations liées à la sismicité du volcan actif du Piton de la Fournaise;
- les fluctuations thermiques, et dans une moindre mesure, le vent.

Ces paramètres devront être évalués pour appréhender les mécanismes de rupture des instabilités dans les remparts. Il sera alors possible de procéder à une modélisation numérique de certaines configurations reconnues sur l'île de la Réunion qui seront ensuite confrontées aux données issues des observations de terrain.

Cette approche permettra, entre autres, de préciser les mécanismes de rupture qui régissent les instabilités rocheuses, mais également à terme d'élaborer des outils de gestion des risques associés aux éboulements de grande ampleur des remparts de l'Île de la Réunion.

# 4. Conclusions

L'étude bibliographique réalisée a permis de rappeler la typologie communément admise pour classer les instabilités rocheuses et les modes de rupture associés.

La synthèse a mis en avant les modes de reconnaissance et de suivi usuels employés pour évaluer l'ensemble des paramètres influençant le comportement global des massifs rocheux. Enfin, les différentes approches méthodologiques en terme de stabilités rocheuses ont été énoncées en indiquant leurs limites propres.

Plusieurs hypothèses peuvent être avancées quant à la compréhension des modes de rupture à l'origine des éboulements se formant dans les remparts de l'île de La Réunion. L'éboulement peut être le résultat de :

- rupture par basculement de pans rocheux (par développement de pression dans les discontinuités, par défaut d'assise ou par création de dévers morphologiques liés à l'érosion);
- rupture de pied ;
- rupture de surplomb à la suite de sous-cavage ;
- rupture par flambement d'écailles désolidarisées des parois.

En relation avec ces mécanismes, il a été possible d'identifier une première sélection de facteurs de prédisposition aux instabilités qui sont originelles (traits spécifiques au milieu volcanique). Ce sont:

- la présence de couches plus fragiles tels que les scories, les cendres volcaniques, les horizons altérés;
- la présence de discontinuités au sein du massif ( dykes, sills, paléosurfaces, ..);
- la structure des massifs (inclinaison et épaisseur des coulées de lave).

A ces facteurs de prédisposition de premier ordre (facteurs primaires), s'ajoutent des facteurs de prédisposition secondaires qui apparaissent dans le temps. Ces derniers sont les indicateurs d'une phase de pré-rupture, qui sont à rattacher essentiellement à l'apparition des reliefs. Ce sont :

 les discontinuités subverticales de grande dimension à espacement décamétrique, et de très grande hauteur, qui affectent les remparts;

- les fissures des masses rocheuses .
- la hauteur des reliefs ;
- la présence de minéraux argileux néoformés dans les fissures ;
- l'accroissement de la perméabilité.

Enfin, les facteurs déclenchants potentiels identifiés sont les suivants : l'infiltration d'eau, l'érosion des pieds de remparts, les vibrations liée à l'activité sismique,....

Ces éléments devront être confirmés lors des phases ultérieures du projet de recherche par les travaux de reconnaissance des remparts et de suivi des mouvements.

Des modélisations numériques pourront être engagées. Leurs résultats seront confrontés avec les données issues des observations de terrain. Cela permettra, entre autres, de préciser les mécanismes de rupture associés aux instabilités rocheuses, mais également à terme d'élaborer des outils de gestion des risques liés aux éboulements des remparts de l'Île de la Réunion.

# **Bibliographie**

- [1] Adashi T., Ohnishi Y., Arai K. (1991) Investigation of toppling slope failure at Route 305 in Japan, In: proceedings of the 7<sup>th</sup> International congress on rock mechanics, 1991, Aachen, Germany, vol. 3, p. 843-846
- [2] Barnes P., Lewiw B. (1991) Sheet slides and rotational failures on a convergent margin: the Kidnappers Slide, New Zealand, In: Sedimentology vol. 38, p. 205-221
- [3] **Barton M.E., McCosker A.M.** (2000) Inclinometer and tiltmeter monitoring of a high chalk cliff, In: *Landslides in research, theory and practice*, ed. Thomas Telford
- [4] **Besson L., Durville JL., Hubert t. et al.** (1999) Plan de prévention des risques naturels, risques mouvements de terrain, guide méthodologique, éd. La documentation Française, 71 p.
- [5] **Bruno G., Zezza F.**, (1992) Typologies of instability and method of stability verification for the coastal cliffs of Salento (Apulia, Italy) In: *Bolletino di oceanologia teorica ed applicata, vol 10, n° 2-3-4, october 1992*, p. 123-131
- [6] Calvino A. Dumont P., Durville JL. et al. (2001) Parades contre les instabilités rocheuses, éd. LCPC, 143 p.
- [7] Du Plessis L., Dennis M. (1991) Numerical modeling studies for design of high rock slopes at Palabora Copper Mine, In: proceedings of the 7<sup>th</sup> International congress on rock mechanics, 1991, Aachen, Germany, vol. 3, p. 799-804
- [8] Fleurisson J.A. (2001) Structures géologiques et stabilité des pentes dans les massifs rocheux : description, analyse et modélisation, In : Revue Française de Géotechnique n°95-96 – éd. Presses des Ponts et Chaussées – p. 103-116
- [9] **Haines A.**, **Terbrugge P.J.** (1991) Preliminary estimation of rock slope stability using rock mass classification system, In: *proceedings of the 7<sup>th</sup> International congress on rock mechanics*, 1991, Aachen, Germany, vol. 3, p. 887-892
- [10] **Hoek E., Bray J.W.** (1973) Rock slope engineering Spon Press ed. 1974, 358 p.

- [11] **Homand F.** (1983) Stabilité des pentes rocheuses cours de l'Ecole Nationale Supérieure de Géologie de Nancy n° 3308/2 51 p.
- [12] **Houpert R.** (1991) Le comportement à la rupture des roches, In: proceedings of the 7<sup>th</sup> International congress on rock mechanics, 1991, Aachen, Germany, vol. 3, p. 115-122
- [13] **Jennings J.E., Steffen O.K.H.** (1979) Monitoring of deformations associated with excavation monitoring of deformations with special reference to open excavations, In: proceedings of the 4<sup>th</sup> International congress on rock mechanics, 1979, Montreux, Switzerland, p. 383-395
- [14] Kalkani E.C. (1979) Comparison of zero stress contours and surface erosion in excavation slopes, In: proceedings of the 4th International congress on rock mechanics, 1979, Montreux, Switzerland, p. 489-491
- [15] Kalkani E.C. (1983) Two dimensional finite elements analysis for the design of rock slopes, In: proceedings of the 16<sup>th</sup> symposium on rock mechanics, 1991, p. 15-24
- [16] Kerle N., Van Wyk de Vries B. (2001) The 1998 debris avalanche at Casita volcano, Nicaragua, Investigation of structural deformation as the cause of slope instability using remote sensing, In: *Journal of Volcanology and geothermal research* vol. 105, p. 49-63
- [17] **Leichnitz W., Natau O.** (1979) The influence of peak shear strength determination on the analytical rock slope stability, In: proceedings of the 4<sup>th</sup> International congress on rock mechanics, 1979, Montreux, Switzerland, p. 335-341
- [18] **Leroueil S.** (2001) Natural slopes and cuts : movements and failure mechanisms, In *Géotechnique* vol. 51 , n°3, p. 197-243
- [19] **Lo K..Y., Lukajic B., Yuen C.M.K.** *et al.* (1979) In-situ stresses in a rock overhang ay the Ontario power generating station, Niagara Falls, In : proceedings of the 4<sup>th</sup> International congress on rock mechanics, 1979, Montreux, Switzerland, p. 343-352
- [20] **Moiriat D. (2001)** Evolution des désordres dans les carrières souterraines abandonnées. Thèse de l'université Paris XI 397 p.
- [21] **Merrien-**Soukatchoff V., Quenot X. (2001) Modélisation par éléments distincts du phénomène de fauchage gravitaire. application au glissement de la Clapière (St Etienne de Tinée, Alpes Maritimes), In: *Revue Française de Géotechnique* n°95-96 éd. *Presses des Ponts et Chaussées* p. 133-142
- [22] **Norrish N., Willy W.** (1999) Rock slope stability analysis, In: Landslides Investigation and Mitigation, chap. 15, p. 391-425

- [23] **Panet M.** (1991) Rapport général : les talus rocheux, In : proceedings of the 7<sup>th</sup> International congress on rock mechanics, 1991, Aachen, Germany , vol. 3 , p. 1577-1585
- [24] **Pothérat P., Alfonsi P.** (2001) Les mouvements de versant de Séchilienne (Isère), prise en compte de l'héritage structural pour leur simulation numérique, In : Revue Française de Géotechnique n°95-96 éd. Presses des Ponts et Chaussées p. 117-131
- [25] **Rode N.** (1991) Caractérisation et modélisation des massifs rocheux fracturés en blocs Thèse de l'Institut National Polytechnique de Lorraine, 156 p.
- [26] **Sharp JC** (1996) Present understanding and predictive capability of the stability for very high rock cuts, In: *Eurock* '96, Balkema ed., p. 1541-1551
- [27] **Vengeon J.M., Hantz D., Giraud A. et al.** (1996) Numerical modelling of rock slope deformations, In: *Eurock' 96*, Balkema ed., p. 659-666
- [28] Williams A.T., Davies P., Bomboe P. (1993) Geometrical simulation studies of coastal cliff failures in liassic strata, South Wales, UK. In: *Earth surface processes and landform, vol* 18, p. 703-720

