HAL
open science

Caractérisation et éléments de quantification d'aléas naturels liés à l'évolution des versants dans les massifs ultrabasiques de Nouvelle-Calédonie

Isabelle Rouet

To cite this version:

Isabelle Rouet. Caractérisation et éléments de quantification d'aléas naturels liés à l'évolution des versants dans les massifs ultrabasiques de Nouvelle-Calédonie. Géologie appliquée. Université de la Nouvelle-Calédonie, 2009. Français. NNT : 2009NCAL0045 . tel-03085805

HAL Id: tel-03085805

https://unc.hal.science/tel-03085805

Submitted on 22 Dec 2020

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

UNIVERSITÉ de la NOUVELLE-CALÉDONIE

École Doctorale du Pacifique
ED469

IRD
Institut de recherche pour le développement

CARACTÉRISATION ET ÉLÉMENTS DE QUANTIFICATION D'ALÉAS NATURELS LIÉS À L'ÉVOLUTION DES VERSANTS DANS LES MASSIFS ULTRABASIQUES DE NOUVELLE-CALÉDONIE

Isabelle ROUET

Thèse soutenue le 10/12/2009 en vue de l'obtention du grade de Docteur en Géologie - Géomorphologie - Géomatique

Composition du jury:

Fabrice COLIN	Président
Michel ALLENBACH	Directeur
Bernard ROBINEAU	Co-directeur
Richard LAGANIER	Rapporteur
Max VIDAL	Rapporteur
Dominique CLUZEL	Examinateur
Pierre MAURIZOT	Invité
Bernard PELLETIER	Invité

DOI:10.6098/2009NCAL0025

Avant-propos

Ce mémoire présente les résultats de recherches réalisées conjointement par l'université de la Nouvelle-Calédonie (UNC), le centre de Nouméa de l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD) et le Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM). Les travaux scientifiques entrepris portent sur le thème de l'évolution naturelle des versants en Nouvelle-Calédonie. Sont traités en particulier les aléas liés aux mouvements de terrain et à l'érosion particulaire dans les massifs de péridotites de Nouvelle-Calédonie. Il s'agissait de contribuer à améliorer l'évaluation de ces aléas, d'une part, en identifiant les principaux mécanismes d'évolution des versants du domaine ultrabasique, et d'autre part, en proposant des méthodes d'analyse adaptées au contexte néocalédonien, et plus généralement aux îles hautes tropicales. Des cartes ont été produites à partir de différentes approches, il est à noter que celles issues de traitements expérimentaux ne peuvent en aucun cas être utilisées à des fins opérationnelles.

Cette étude a été financée par la Province Sud et l'université de la Nouvelle-Calédonie, avec le concours du secrétariat d'État à l'outre-mer et de la Direction de l'Industrie, des Mines et de l'Énergie de la Nouvelle-Calédonie (DIMENC*). Elle a été réalisée au sein du Pôle Pluridisciplinaire de la Matière et de l'Environnement (PPME, EA3325) de l'UNC*, à l'US140 ESPACE et à l'UR037 (IRD* Nouméa).

Les termes suivis d'une astérisque sont explicités à l'annexe 5.

Remerciements

Lorsqu'il a été question d'élaborer un projet de recherche sur l'évolution des versants en Nouvelle-Calédonie, plusieurs personnes ont manifesté leur intérêt pour le sujet, je tiens à leur témoigner ma reconnaissance. Monsieur B. Pelletier, personnalité de la géologie calédonienne à la tête du département Géologie - Sondages à la Société Le Nickel - Eramet, soulignait depuis quelques années déjà l'intérêt de telles recherches pour la Nouvelle-Calédonie, il fut l'un des instigateurs du projet. J'ai pu rédiger le projet de thèse grâce à l'aide de Monsieur M. Allenbach, directeur de l'EA3325 de l'Université de la Nouvelle-Calédonie (Pôle Pluridisciplinaire de la Matière et de l'Environnement) et actuel vice-président en charge de la recherche à l'UNC*, de Monsieur F. Colin, directeur de l'UR037 IRD* (Biogéodynamique supergène et géomorphologie tropicale), puis du centre de recherches IRD* de Nouméa, de Monsieur B. Robineau ,alors en détachement à l'IRD* et maintenant directeur scientifique du CNRT* Nickel et son environnement et de Monsieur P. Maurizot, représentant du Bureau de Recherches Géologiques et Minières en Nouvelle-Calédonie et conseiller auprès de la Direction de l'Industrie, des Mines et de l'Énergie de la Nouvelle-Calédonie. Messieurs Allenbach et Robineau ont ensuite accepté de diriger mes travaux de recherche et Messieurs Maurizot et Colin ont intégré le comité de pilotage de la thèse. La Province Sud de Nouvelle-Calédonie a marqué son intérêt pour le sujet en m'accordant un prix d'encouragement à la recherche, c'est grâce à ce financement que j'ai pu faire mes premiers pas en tant que doctorante. Enfin, mon recrutement en tant qu'enseignant-chercheur contractuel à l'UNC* m'a permis de finaliser ces travaux dans de bonnes conditions. Je tiens à remercier les responsables des laboratoires qui m'ont accueillie : M. Allenbach au PPME (UNC*), F. Colin à l'UR037 (IRD* Nouméa) et D. Lille & M. Mangeas à l'US140 ESPACE (IRD* Nouméa). Tous ont contribué à m'offrir de bonnes conditions de travail et je leur sais gré pour leur accueil.

Mes remerciements s'adressent également aux personnes qui ont jugé ces travaux. Messieurs Laganier et Vidal ont accepté de se constituer rapporteurs. Leur connaissance du sujet et leurs conseils ont grandement contribué à l'amélioration du document final. Monsieur B. Pelletier, revenu sur le « Caillou » pour l'occasion, a suivi le déroulement de l'étude avec attention. Il en est le véritable « promoteur » spirituel. En fonction à la SLN, il appelait de ses vœux la réalisation d'un travail sur ce sujet. Il a alors facilité la logistique et nos échanges m'ont permis de recueillir une partie de son expérience. Il est venu juger le « produit final », je l'en remercie en espérant avoir répondu à une partie de ses attentes. La présence dans le jury de D. Cluzel a permis, de plus, d'engager d'intéressantes discussions notamment sur les relations entre les grands mouvements de terrain et la structure des massifs.

Un salut tout particulier à mes encadrants qui ont, chacun à sa manière et à tout moment, manifesté leur confiance et leur soutien. Leur disponibilité, leur gentillesse et leur attention ont été d'or pour mener à bien ces travaux, malgré les difficultés qui ont pu survenir çà et là. Merci aussi à R. Mathivet, qui m'a si souvent accompagnée sur le terrain. Son entrain, son éternelle curiosité, son efficacité et sa grande disponibilité ont créé une ambiance de travail aussi constructive qu'agréable. Merci aux informaticiens du PPME et à D. Gay en particulier pour la patience et les échanges scientifiques : la collaboration entre géologues et informaticiens s'est avérée fructueuse, grâce aux efforts engagés par chacun pour comprendre l'autre. Merci à F. Flouvat, N. Selmaoui, M. Mangeas, P. Dumas, R. Mathivet et C. Magoni pour leurs relectures et/ou leurs remarques avisées. Merci aux chercheurs du CEMAGREF de Grenoble, notamment à N. Mathys et D. Richard, ainsi qu'à l'équipe du BRGM* de Marseille, en particulier N. Nédellec et O. Sedan, et à D. Pierre de Géo-Hyd qui ont pris le temps d'échanger avec moi sur des questions techniques. Merci aussi à l'équipe du BGN* de la DITTT* avec qui les campagnes de terrain ont toujours été conviviales, aux géologues de l'IRD* pour leur bonne humeur sur le terrain, à Rémi Lagouin pour avoir aidé à l'implantation du réseau de points topographiques au Vallon Dore, aux étudiants du DEUST « Géosciences appliquées Mines, eau & environnement » pour leur participation sur le terrain à la campagne géophysique.

Je n'oublie pas toutes les personnes que j'ai côtoyé au quotidien au sein des laboratoires d'accueil. C'est grâce à leur bonne humeur et à leur soutien inconditionnel que venir au bureau a toujours été un plaisir, malgré l'aspect un peu contre-nature que représente parfois pour un géologue l'acte de se caler face à un écran de longues heures (jours, mois) durant. Un merci particulier à Christine, Lolé, Claire, Jean-Marc, Thierry, Albert, Dominique, Sophie, Maxime.

Enfin, merci à Philipson, Matthieu et Abel-Seth, merci à mes parents et grands-parents, à ma sœur, à ma belle-famille, à la communauté des man Ambae de Nouméa et notamment à Corale, Tétel & Juliette. Merci aussi à toutes celles et ceux qui ont continué à m'encourager malgré mes silences parfois longs.

Sommaire général

***INTRODUCTION*.....1**

CHAPITRE I

***État des connaissances*.....5**
I.1 Processus, facteurs et phénomènes de l'évolution des versants.....7
I.2 Les aléas liés à l'évolution des versants.....14
I.3 La Grande Terre de Nouvelle-Calédonie.....19
I.4 Évolution des versants ultrabasiques et aléas associés.....24

CHAPITRE II

***Méthodologie*.....35**
II.1 Inventaire de l'existant.....37
II.2 Méthodologie générale.....38
II.3 Outils et protocoles.....40
II.4 Spatialisation des connaissances.....44

CHAPITRE III

***Mécanismes d'apparition des mouvements de terrain et de l'érosion particulaire sur le dôme du Vallon Dore, massif du Mont Dore*.....49**
III.1 Introduction.....51
III.2 Le Mont Dore, un massif à l'histoire complexe.....53
III.3 Géologie du dôme du Vallon Dore.....64
III.4 Évolution des versants du dôme du Vallon Dore et alentours.....87
III.5 Un réseau géodésique pour le suivi de la stabilité du dôme.....97
III.6 Conclusion partielle.....99
III.7 Discussion.....100

CHAPITRE IV

***Les morphologies de glissement de grande ampleur dans le Massif du Sud*.....105**
IV.1 De l'étude de terrain à l'étude régionale.....107
IV.2 Les morphologies de glissement de grande ampleur dans le Massif du Sud.....110
IV.3 Discussion.....121

CHAPITRE V

***Érosion particulaire : cartographie et évaluation de l'aléa*.....127**
V.1 Contexte général.....129
V.2 Inventaire régional : vers une automatisation de la cartographie de base.....131
V.3 Évaluation de l'aléa érosion particulaire par les méthodes de fouille de données.....140
V.4 Discussion.....153

***CONCLUSIONS GÉNÉRALES ET PERSPECTIVES*.....157**

***RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES*.....i**

***ANNEXES*.....vii**

***INDEX DES ILLUSTRATIONS*.....xxxv**

***INDEX DES TABLEAUX*.....xli**

INTRODUCTION

Problématique

L'évolution des versants a bien souvent un très fort impact sur l'Homme, bien que celui-ci n'en prenne pas toujours la réelle mesure. Les mouvements de terrain sont pourtant fréquemment meurtriers et ces phénomènes ont des conséquences socio-économiques redoutables (Stieltjes, 2004). L'érosion particulaire affecte elle aussi l'environnement et les ressources naturelles, au point de devenir ces dernières années un enjeu économique de premier plan (Cerdan *& al.*, 2006). Dans les régions tropicales, les impacts de ces phénomènes sont d'autant plus importants que le climat y est particulièrement propice (cyclones, dépressions tropicales). Le contexte tropical favorise l'altération supergène des matériaux géologiques, qui aboutit à la mise en place de manteaux résiduels épais. Les mécanismes érosifs se révèlent très actifs dans ces formations, dès lors que disparaît la végétation.

En Nouvelle-Calédonie, les versants ultrabasiques altérés de la Grande Terre sont soumis à cette évolution naturelle et les phénomènes qui y sont associés peuvent potentiellement impacter vies et activités humaines. Les enjeux socio-économiques sont très élevés dans ce pays à fort développement démographique et économique, qui dispose par ailleurs de l'une des plus grandes ressources mondiales de nickel. La richesse exceptionnelle de la biodiversité, autant terrestre que marine, implique aussi un enjeu environnemental majeur (classement au patrimoine mondial de l'UNESCO en 2008). Malgré cela, la prise en compte des instabilités de versant dans l'aménagement du territoire n'est que trop rare, faute de connaissances scientifiques suffisamment étayées.

Les dégâts occasionnés par les phénomènes d'évolution de versants en Nouvelle-Calédonie deviennent cependant de plus en plus palpables. L'opinion publique les associe la plupart du temps à l'activité minière qui s'opère à ciel ouvert, dans des altérites naturellement sensibles au démantèlement par l'érosion. Malheureusement, l'évolution naturelle de ces terrains est très largement méconnue et il est bien souvent difficile de mesurer la part de l'activité humaine et de l'évolution naturelle. De ce déficit de connaissances scientifiques sur les mécanismes d'évolution des versants ultrabasiques résultent conflits et difficultés pour les décideurs à trouver des solutions adaptées. Ces dernières années, la nécessité de programmes à vocation fondamentale a clairement été exprimée, notamment lors des Assises de la Recherche Française dans le Pacifique en 2004 et 2006. La récente mise en place (2007), à Nouméa, du Centre National de Recherche Technologique (CNRT) « Nickel et son environnement » témoigne d'un intérêt grandissant pour la recherche sur les massifs de péridotites de Nouvelle-Calédonie. Les présents travaux visent à apporter une contribution à la compréhension des mécanismes d'évolution des versants ultrabasiques néocalédoniens, ainsi qu'à proposer une approche adaptée pour l'évaluation des aléas associés à cette évolution.

Objectifs

Répondre à cette problématique demande tout d'abord de caractériser[1], et d'apporter ensuite des éléments de quantification des aléas liés à l'évolution naturelle des versants. Définir les caractères de certains aléas signifie que ces derniers sont de plusieurs types et sous-entend un intérêt pour différents phénomènes potentiellement dommageables (§I.2.1, « Définitions de concepts généraux ») : les mouvements de terrain et l'érosion particulaire.

La caractérisation des aléas nécessite d'identifier les conditions d'apparition – dans l'espace et dans le temps – des phénomènes. La connaissance des phénomènes eux-mêmes est nécessaire et le cadre géologique et géomorphologique dans lequel ils sont observés doit être considéré dans son ensemble. Les mécanismes et les facteurs qui participent à leur survenue, ainsi que leur importance relative doivent être approchés au mieux pour aboutir à une évaluation des aléas

1 **Caractériser** : « définir par un caractère distinctif », Larousse, 2007.

« mouvement de terrain » et « érosion particulaire » à l'échelle régionale, objectif final de l'étude. Celle-ci est focalisée sur le domaine ultrabasique de la Grande Terre car l'essentiel des phénomènes se déclarent dans ces régions géologiques (Maurizot & Lafoy, 2003).

Pour atteindre cet objectif, les besoins et l'existant ont été recensés. Les choix méthodologiques ont été faits en réponse aux points suivants :

- Les informations existantes sur la Grande Terre de Nouvelle-Calédonie permettent-elles concrètement d'étudier les conditions d'apparition des phénomènes ou des compléments fondamentaux doivent-ils être apportés au préalable ?
- Si des compléments sont nécessaires, est-il envisageable de les produire dans le cadre de ces travaux ? Si oui, ces derniers pourront-ils aboutir en terme de caractérisation et de quantification des aléas compte-tenu du temps imparti ? Sinon, les aléas peuvent-ils être abordés sans ces compléments, s'ils ne sont pas accessibles dans le courant de cette étude ?

Disposer d'une vision quantifiée des conditions d'apparition des phénomènes permet d'en mieux définir la probabilité d'occurrence, y compris dans des zones encore indemnes (vision prédictive). La quantification des aléas a aussi été envisagée au travers de plusieurs interrogations :

- Comment mesurer les aléas dans le contexte des îles tropicales ?
- Les méthodes existantes répondent-elles de manière satisfaisante aux besoins de quantification ?

Approche générale

Les questions générales qui se posent dans cette étude donnent le fil conducteur des recherches à entreprendre :

- Caractériser les aléas « mouvement de terrain » et « érosion particulaire », c'est à dire définir les conditions d'apparition des phénomènes ciblés, bien connaître ces phénomènes, soit :
    - ✔ identifier les mécanismes qui génèrent les phénomènes,
    - ✔ identifier les facteurs qui favorisent ou limitent l'expression de ces mécanismes.
- Apporter des éléments de quantification des aléas, et identifier une méthode de prédiction pertinente, lorsque la caractérisation est effectuée.

Une telle étude requiert, pour être innovante, une recherche pluridisciplinaire. Outre les connaissances fondamentales classiques indispensables à ces travaux (géologie, géomorphologie), paraît aussi nécessaire une connaissance des concepts généraux auxquels font référence les méthodes et outils mis en œuvre (Chapitre II, « Méthodologie »). Par exemple, les mesures géophysiques sur le terrain demandent, pour l'interprétation des résultats, de comprendre le principe de l'outil, même si la maîtrise du traitement de la donnée revient aux géophysiciens. Il en va de même pour l'utilisation du GPS* différentiel dans le repérage topographique de précision. Au laboratoire, la géomatique au sens large est ici incontournable. Un système d'information géographique (SIG*, § II.4, « Spatialisation des connaissances »), qui permet d'exploiter efficacement de nombreuses informations existantes et de valoriser rapidement les résultats demande là encore un minimum de compréhension des outils et concepts. L'emploi de l'imagerie spatiale fait appel à des connaissances spécifiques dont il convient de maîtriser les bases, de même que les méthodes d'évaluation des aléas.

Il est bien évident qu'une seule personne peut difficilement maîtriser l'ensemble des disciplines à aborder. La mise en œuvre d'outils et de méthodes aussi diversifiés au service de la géologie a nécessité de nombreux échanges avec les spécialistes d'autres disciplines pour s'assurer du bon déroulement des travaux. C'est là tout le défi de cette recherche en contexte pluridisciplinaire, qui nécessite une interaction forte entre des chercheurs évoluant dans des thématiques parfois éloignées de la géologie classique.

CHAPITRE I

État des connaissances

Sommaire du chapitre

I.1 Processus, facteurs et phénomènes de l'évolution des versants.....7
I.1.1 L'évolution naturelle des versants.....7
I.1.2 Les processus de l'évolution des versants.....7
I.1.3 Les facteurs.....8
I.1.4 Les phénomènes.....9
I.1.4.1 Les phénomènes très lents.....9
I.1.4.2 Les phénomènes lents.....9
I.1.4.3 Les phénomènes rapides.....10
I.1.5 Les phénomènes traités dans les études d'aléas.....10
I.1.5.1 L'érosion particulaire.....10
I.1.5.2 Les chutes.....10
I.1.5.3 Les mouvements de masse.....11
I.1.5.3.a Les tassements.....11
I.1.5.3.b Les éboulements ou écroulements.....12
I.1.5.3.c Les écroulements de grande ampleur.....12
I.1.5.3.d Les glissements.....13
I.1.5.3.e Les coulées et les laves torrentielles.....13
I.2 Les aléas liés à l'évolution des versants.....14
I.2.1 Définitions de concepts généraux.....14
I.2.1.1 Aléa, vulnérabilité, risque.....14
I.2.1.2 Les composantes d'un aléa.....15
I.2.2 Caractérisation et quantification des aléas.....15
I.2.2.1 L'aléa mouvements de terrain.....15
I.2.2.2 L'aléa érosion particulaire.....16
I.2.2.3 Limites des méthodes d'évaluation des aléas.....16
I.2.3 Facteurs et paramètres pour évaluer les aléas.....17
I.3 La Grande Terre de Nouvelle-Calédonie.....19
I.3.1 Géographie de la zone d'étude.....19
I.3.1.1 Climat.....20
I.3.1.2 Hydrographie.....20
I.3.2 Géologie de la Grande Terre.....20
I.3.2.1 Généralités.....20
I.3.2.2 Altération tropicale des matériaux ultrabasiques.....22
I.3.3 Géomorphologie des régions ultrabasiques.....23
I.3.3.1 Généralités.....23
I.3.3.2 Surfaces d'aplanissement et altération.....23
I.4 Évolution des versants ultrabasiques et aléas associés.....24
I.4.1 L'évolution naturelle des versants ultrabasiques.....24
I.4.1.1 Les lavakas.....26
I.4.1.2 Les ravines à érosion régressive.....28
I.4.1.3 Les glissements.....28
I.4.1.4 Les coulées de débris et les laves torrentielles.....29
I.4.1.5 Les phénomènes anciens.....30
I.4.2 Historique de l'étude des aléas de versant sur les massifs ultrabasiques néocalédoniens 30

I.1 Processus, facteurs et phénomènes de l'évolution des versants

I.1.1 L'évolution naturelle des versants

Le terme de versant fait référence à plusieurs notions, avec un concept général : la pente d'un relief positif.

Versant : « surface topographique comprise entre le faîte d'un relief et le thalweg voisin », au sens large c'est aussi « une des pentes générales d'une chaîne » Foucault & Raoult, 1995. On parle aussi du versant d'un massif. Le versant est une surface topographique élémentaire (Pomerol *& al.*, 2005), sur laquelle la morphogenèse produit une stabilité transitoire (Campy & Macaire, 1989).

Pour Campy & Macaire, 1989, les formes des versants et leur évolution dépendent de divers facteurs, essentiellement le climat, la nature et la structure des terrains. Les changements de formes dus à l'activité humaine ne seront pas développés ici bien qu'ils puissent avoir aussi une influence. L'étude de l'évolution des reliefs relève de la géomorphologie et Coque, 1993 rappelle que « les formes du relief ne sont jamais totalement figées ». C'est ce que Campy & Macaire, 1989 nomment la dynamique de versant, qui consiste en une « évolution permanente, parfois imperceptible, mais toujours active » sur les versants. L'évolution générale à et après la mise en place des reliefs correspond donc à la morphogenèse[2], qui affecte l'ensemble des surfaces terrestres, versants compris.

Au cours des temps géologiques, les versants sont des témoins directs de l'évolution géodynamique de la Terre et ils portent pour Campy & Macaire, 1989 l'essentiel des matériaux prélevés au substrat, ce qui en fait la première source d'alimentation des formations superficielles[3]. L'ensemble des phénomènes qui concourent à l'évolution des versants s'exprime différemment selon chaque unité géomorphologique, chaque système ayant ses propres spécificités (Antoine *& al.*, 2000). Campy & Macaire, 1989 précisent que les formations superficielles représentent l'expression lithologique de l'évolution du relief actuel, à laquelle elles sont étroitement associées.

I.1.2 Les processus de l'évolution des versants

La morphogenèse résulte de l'expression d'un ensemble de grands processus géologiques. L'étape qui suit immédiatement l'émergence des reliefs est celle qui consiste à les démanteler. Cette destruction débute dès le début de l'orogenèse et ne s'achève qu'à la disparition totale des reliefs positifs. Les processus de démantèlement participent à la morphogenèse à différentes échelles de temps et d'espace. Pour l'étude des aléas, ce sont essentiellement les processus agissant à l'échelle humaine ou historique qui importent (tableau I.1.2 a). Seuls les processus externes sont développés dans les paragraphes suivants.

2 **Morphogenèse** (du grec *morphê*, forme, et *gennan*, engendrer) : naissance et évolution des formes du relief, par le jeu conjugué des déformations de la croûte terrestre, du volcanisme, de l'érosion et de la sédimentation (Foucault & Raoult, 2005).

3 **Formation superficielle** : « sédiments et roches exogènes ou volcaniques demeurés à l'interface lithosphère-atmosphère depuis leur mise en place sur les continents, disposés en une ou plusieurs unités d'épaisseur métrique à décamétrique, avec ou sans relation génétique avec le substratum, mais étroitement associés à l'évolution du relief actuel dont ils sont l'expression lithologique », Campy & Macaire, 1989.

Tableau I.1.2 a - Hiérarchisation des processus de l'évolution des reliefs.

Processus général	**Évolution des reliefs**					
Processus géodynamiques	Processus internes : orogenèse		Processus externes : démantèlement des reliefs			
Processus majeurs de l'évolution des reliefs	Tectonique	Magmatisme	Altération	Cycle sédimentaire		
Processus à prendre en compte pour les aléas de versant	Tectonique cassante	Volcanisme	Mise à disposition de matière	Érosion *s.str.*	Transport	Sédimentation

Les processus d'altération prédisposent les terrains en relief à être érodés, grâce aux interactions lithosphère/atmosphère/hydrosphère/biosphère. Ils sont de deux types, chimiques ou physiques, et aboutissent à l'ameublissement des terrains, à l'affaiblissement général de leur cohésion, quelque soit l'échelle considérée (de la particule au bloc). La morphogenèse est déjà active à ce stade. Derruau, 1990 oppose « l'altération sur place » à « l'érosion qui transporte ». L'érosion[4] commence dès que la matière subit un déplacement, par la disparition des forces physiques ou chimiques qui retiennent cette matière sur le versant. Ces forces s'opposent à l'action des agents d'érosion (gravité, eau, vent). Puisque l'ablation de matière s'accompagne de mouvement, c'est aussi le début du transport. Ce processus assure le façonnement des reliefs grâce aux agents d'érosion (Derruau, 1990, Coque, 1993, Pomerol *& al.*, 2005). C'est à la fois le support de l'accomplissement de l'érosion et celui du dépôt. Ce dernier intervient lorsque que le déplacement de la matière érodée n'est plus possible, il est totalement dépendant des modalités de transport. Les formations superficielles résultantes présentent différentes caractéristiques selon le contexte dans lequel elles se sont formées. Pour Campy & Macaire, 1989, elles sont l'expression lithologique de la différenciation du relief actuel. Les formations de versant se distinguent des autres formations superficielles par le fait que ces dernières sont liées à l'agent de leur transport et de leur mise en place. Les formations de versant se mettent en place essentiellement par gravité, sans intervention d'agent de transport. Les modalités de dépôt sont liées au transport gravitaire ou assisté.

I.1.3 Les facteurs

Le contrôle de l'évolution des versants ne tient pas simplement aux processus précédemment évoqués mais à de multiples facteurs. C'est par le jeu des combinaisons de facteurs que les conditions locales sont favorables ou non à l'expression de processus d'évolution des versants. Les conditions d'un système à un instant donné sont déterminées par l'ensemble des facteurs d'influence de ce système. Si les facteurs varient, alors les conditions varient et les processus actifs peuvent changer ou voir leur activité modifiée. En considérant les facteurs, la complexité du fonctionnement des systèmes naturels peut être appréhendée. Celle-ci est très bien soulignée par Varnes & International Association of Engineering Geology, 1984 (« the elements that affect slope stability are numerous and varied, and they interact in complex and often subtle ways ») et mérite d'être approchée au mieux.

Campy & Macaire, 1989 distinguent des « facteurs passifs ou hérités » (lithologie, structure, exposition) de « facteurs actifs ou agents externes » (gravité, climat, action biologique, tectonique active). Cette vision est complétée par Léone, 1996 pour définir les aléas mouvement de terrain, quand il explique que l'occurrence d'un phénomène est fonction de « facteurs de prédisposition ou de présomption » (« facteurs dits permanents ») et d'une probabilité d'occurrence de « facteurs aggravants ou de déclenchement ». Cet auteur introduit la notion de facteur constant ou variable dans le temps pour classer tout ce qui concourt aux mouvements de terrain. Il y a correspondance entre facteurs de prédisposition et facteurs hérités ainsi qu'entre facteurs aggravants et facteurs externes et le consensus est général dans la littérature, à l'échelle de référence temporelle près.

4 **Érosion** *s.str.* (du latin *erodere*, ronger) : ensemble des processus externes qui, à la surface terrestre ou à faible profondeur, enlèvent tout ou partie des terrains existants et modifient ainsi le relief (Foucault & Raoult, 2005). Syn. **Ablation.**

Tableau I.1.3 a - Les principaux facteurs de l'évolution des versants.

Facteurs permanents	**Facteurs variables**
Gravité	Végétation
	Faune
Nature du sol et du sous-sol	Sismicité
	Précipitations
Structure du sol et du sous-sol	Eaux courantes et d'infiltration
	Air
Climat	Température
	Feu
Topographie	Activité humaine

I.1.4 Les phénomènes

Les phénomènes observés sur les versants résultent de l'interaction de processus naturels de différentes origines, par exemple géologique, météorologique, biologique ou encore même anthropique. Les relations entre les facteurs qui contrôlent le milieu et l'expression des processus donnent ses particularités à chaque système morphogénique. Ces interactions complexes rendent la compréhension du fonctionnement d'un système difficile à appréhender à l'échelle humaine. Cette compréhension se fait au travers de l'étude des phénomènes qui s'expriment sur les versants, avec un grand éventail de variantes qui rendent bien floues les coupures nettes des classifications.

Les phénomènes sont présentés ici en fonction de leur vitesse d'expression de manière à prendre en compte ceux qui importent dans une étude d'aléas. La classification des mouvements de terrain[5] repose essentiellement sur les travaux de Léone, 1996. Des modifications morphologiques évoluant à une échelle temporelle de l'ordre du millénaire (échelle géologique fine) ou du siècle (échelle historique) sont considérées comme très lentes et imperceptibles à l'échelle humaine. Des phénomènes modifiant les versants de quelques mm ou cm/an sont considérés comme lents, ce qui les distingue des modifications rapides dont les vitesses sont plutôt de l'ordre du km/h ou du m/s. Les phénomènes ne se limitent pas aux mouvements de terrain, ceux liés à l'érosion particulaire[6] y participent tout autant mais de manière différente. Ils ne sont pas exprimés en fonction des vitesses de déplacement (de l'ordre de celle des agents de transport) mais plutôt en masse de matière prélevée par unité de surface et par an. Ceci illustre l'action différentielle de tous ces phénomènes sur les versants : les mouvements de terrain agissent sur un volume de matière localisé alors que l'érosion particulaire affecte essentiellement des surfaces.

I.1.4.1 Les phénomènes très lents

Ils s'expriment à l'échelle géologique et historique. Leurs effets sont généralement imperceptibles à l'échelle humaine. Il s'agit des résultats des processus géologiques internes et de ce que Henensal, 1986 nomme l'érosion géologique, somme de l'ensemble des processus d'érosion sur de grandes périodes.

I.1.4.2 Les phénomènes lents

Ces phénomènes (quelques millimètres à quelques centimètres par an) sont perceptibles à l'échelle humaine. La mise en évidence de tels phénomènes n'est généralement accessible que par un suivi à long terme ou par des indices particuliers permettant d'attester de leur expression. L'érosion particulaire[7] fait partie des phénomènes lents, de même que le retrait-gonflement, la reptation, la compaction gravitaire (tassements, affaissements hors effondrements), le fluage ou encore la solifluxion.

5 Mouvements de terrain : mouvements d'une masse de matière sur un versant.

6 Érosion particulaire : déplacements individuels et indépendants de petites particules sur les versants.

I.1.4.3 Les phénomènes rapides

Parfaitement perceptibles à l'échelle humaine, ces phénomènes sont peut-être les plus importants pour l'homme car ils s'accompagnent souvent d'une dangerosité plus ou moins immédiate du fait des vitesses et des volumes déplacés. C'est par exemple le cas des chutes, qu'elles soient élémentaires (pierres) ou en masse (éboulements, écroulements de grande ampleur) et des effondrements.

I.1.5 Les phénomènes traités dans les études d'aléas

I.1.5.1 L'érosion particulaire

Les principaux moteurs du départ de matière sur les versants sont l'eau et le vent en région intertropicale. Si les actions du vent sont très peu abordées, celles de l'eau revêtent une importance particulière dans ces régions. L'érosion hydrique se traduit par deux grands types de phénomènes : l'érosion en nappe et l'érosion concentrée.

Les surfaces pauvres en végétation et constituées de matériaux fins argilo-limoneux subissent la battance, qui provoque l'érosion en nappe. L'impact des gouttes de pluie détruit les agrégats argilo-humiques des sols et désolidarise les particules à la surface des formations superficielles. La croute de battance favorise le ruissellement en nappe, limite l'infiltration et l'érosion emporte débris organiques et fines particules minérales désagrégés (Le Bissonnais *& al.*, 2002). L'érosion en nappe s'exprime sur les surfaces où l'infiltration est réduite, en début de processus érosif. Elle évolue ensuite vers un ruissellement concentré (tableau I.1.3 a).

Tableau I.1.5 a - Les différents drains superficiels créés par le ruissellement élémentaire concentré, d'après Henensal, 1986.

Type de drain	Profondeur du drain
Griffes	< 2 cm
Rigoles	2 cm < profondeur < 10 cm
Ravines	10 cm < profondeur < 50 cm
Petits ravins	50 cm < profondeur < 2 m
Grands ravins	> 2 m

Dans le langage courant, les drains dépassant quelques décimètres de profondeur sont fréquemment regroupés sous le terme général de ravines dans les îles tropicales françaises. Au-delà du versant, le drainage et l'évacuation des produits érodés sont assurés par les cours d'eau.

I.1.5.2 Les chutes

L'effet de la pesanteur est susceptible à lui seul de provoquer la chute d'un corps. Suite au détachement gravitaire, l'objet poursuit ou non son déplacement après impact au sol, selon sa nature, sa structure et la configuration topographique dans la zone d'impact. C'est un phénomène qui mobilise des éléments de taille très variable. Lorsque ceux-ci restent à taille humaine et chutent individuellement, on parle de chute de pierres et/ou de blocs (illustration I.1.5 A). Lorsque la chute affecte un volume bien supérieur au mètre cube, on parle d'éboulement (10 à quelques

7 Lorsque l'érosion particulaire s'accélère au point de devenir facilement perceptible, le phénomène est souvent lié plus ou moins directement à l'activité humaine. Elle est relatée depuis longtemps en domaine tropical, notamment en agronomie (Chevalier, 1950). Les départs particulaires affectent préférentiellement les terrains dénudés lors d'activités de déforestation incontrôlée ou de mise en œuvre de techniques culturales mal adaptées. Allouard, 1954 soulignait déjà toute l'attention qu'il faut porter à l'ouverture et à l'entretien des pistes en milieu tropical, vis à vis de la végétation et de la gestion de l'érosion hydrique qu'il faut savoir contrôler à bon escient. Depuis ces écrits, les exemples d'érosion accélérée, perceptible par l'homme lui-même, se présentent inlassablement. L'impact sur les versants devient directement visible à l'échelle de quelques années parfois. Il ne fait aucun doute que les conséquences sur l'évolution de versants touchés par ces phénomènes deviennent problématiques, ce qui entraîne une forte activité de la recherche scientifique depuis quelques décennies autour de l'aléa « érosion particulaire ». La gestion et la prévention de ces phénomènes, pendant longtemps négligés surtout sous les tropiques préoccupent de plus en plus les décideurs dans un contexte de démographie galopante, de changement climatique et de préservation des ressources.

100 000 m^3 pour Antoine *& al.*, 2000, 100 à quelques 10 000 m^3 pour Léone, 1996). Certains phénomènes extrêmes se distinguent par les volumes exceptionnels écroulés, ce sont les éboulements d'extension catastrophique encore qualifiés d'écroulements de grande ampleur qui mobilisent au minimum quelques dizaines de milliers de mètres cube et jusqu'à plusieurs milliards de mètres cube (Antoine *& al.*, 2000). Les chutes en masses sont traitées au paragraphe suivant.

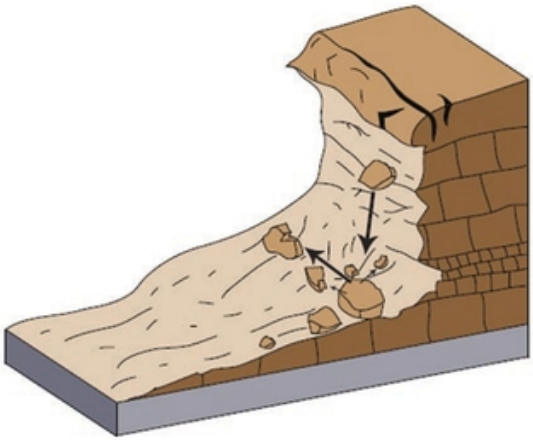


Illustration I.1.5 A - Schéma de chutes de blocs, d'après Highland & Bobrowsky, 2008. Les éléments sont susceptibles de rouler ou de rebondir au cours de leur chute.

La formation superficielle résultant des chutes élémentaires est l'éboulis. Sa pente avoisine 35° lorsqu'il est stabilisé, avec un granoclassement latéral et le passage progressif de gros blocs sur la partie inférieure à de petits blocs à la partie supérieure du talus (Campy & Macaire, 1989). La pente peut augmenter lorsque des blocs prismatiques de grande taille s'empilent. La pente maximale des éboulis stabilisés (pente du talus d'équilibre) correspond à la pente minimale des zones source de chutes (Jaboyedoff *& al.*, 2002). Lorsque les éléments matériaux qui chutent sont meubles, ils se désagrègent et les débris fins s'étalent au pied du talus en formant un colluvionnement d'éboulis très meuble, rapidement érodable contrairement à un éboulis rocheux. La cause des chutes peut être le prédécoupage structural des terrains (Antoine *& al.*, 2000), suite à des processus de détente et/ou d'altération qui individualisent des fragments de matière. La taille des fragments dépend étroitement de la nature et de la structure initiale des terrains affectés, ainsi que de la manière selon laquelle s'exprime l'altération (Campy & Macaire, 1989).

I.1.5.3 Les mouvements de masse

Ces phénomènes sont aussi regroupés sous le terme de « mouvements de terrain ». Léone, 1996 fait remarquer que ce terme couvre des phénomènes extrêmement divers et complexes, faisant intervenir des mécanismes très variés et mettant en jeu des volumes de matériaux de quelques mètres cube à plusieurs millions de mètres cube. Il insiste sur le manque de considération générale pour ces phénomènes qui sont pourtant parmi les plus meurtriers et les plus dévastateurs dans leurs conséquences directes ou par les phénomènes induits qu'ils engendrent. La cinématique de ces mouvements est très variable (lente : cm/an, à rapide : m/s) et dépend entre autres des propriétés physiques des matériaux au moment du déclenchement. Ces dernières vont contrôler, sous l'influence de facteurs extérieurs (gravité, événement météorologique, modification locale des contraintes...), la déformation des masses du versant et leur évolution dans le temps et dans l'espace. La caractérisation de cette déformation permet de définir des familles de mouvements, dont les principales sont pour Antoine *& al.*, 2000 :

- *les mouvements à déformation diffuse*, affectant le matériau par fluage;
- *les mouvement avec surface de rupture*, le long de laquelle se concentre l'essentiel de la déformation.

La frontière entre ces deux familles reste théorique, le fluage pouvant par exemple présenter des épisodes d'accélération qui tendront à développer une surface de rupture. Deux termes de base sont retenus pour qualifier les mouvements de masse, selon la composante principale du déplacement (Antoine *& al.*, 2000) :

- *le glissement de terrain* : la composante principale du déplacement est plutôt horizontale;
- *l'affaissement* : la composante principale du déplacement est plutôt verticale.

I.1.5.3.a Les tassements

Ils peuvent avoir plusieurs origines. Ils résultent généralement de processus d'érosion souterraine. Le départ prolongé de matières (souvent solubles) conduit à une réduction de volume des terrains.

Lorsque cette altération se manifeste de manière diffuse dans les terrains, des réajustements se produisent dans les altérites qui perdent leur structure initiale et deviennent plus compactes, se stabilisent (allotérites). Cette perte de volume se fait par effondrement de la matière sur elle-même, c'est le *tassement* ou *affaissement généralisé*. Lorsque l'altération chimique se concentre dans des zones spécifiques (zones à structure ou nature favorable), l'altération différentielle individualise des passées hyperaltérées comparativement au voisinage. Un tel système provoque des tassements ou *affaissements localisés* voire même des *effondrements*, phénomène fréquent par exemple en domaine carbonaté ou évaporitique, où la dissolution domine dans les zones de circulations d'eaux souterraines. Ces effondrements interviennent brutalement, suite à l'évolution de vides en profondeur (Antoine *& al.*, 2000). L'extension des chutes gravitaires souterraines se réduit à une petite portion de versant, dans des milieux mécaniquement compétents.

I.1.5.3.b Les éboulements ou écroulements

Une portion de versant s'effondre sur elle-même et s'étale au pied du talus initial (illustration I.1.5 B). Il s'agit d'une chute massive d'éléments disloqués avant ou pendant la chute. Les matériaux déplacés forment un chaos que les uns appellent éboulement (Antoine *& al.*, 2000) et d'autres écroulement (Léone, 1996). Ce dernier auteur distingue les éboulis issus des chutes élémentaires, plus organisés que ceux qui font suite à des éboulements. Les mécanismes à leur origine sont les mêmes que ceux qui génèrent les chutes élémentaires, les terrains subissent une rupture sous l'effet de leur propre poids. La matière se désorganise au moment du dépôt, tout aussi brutal que le détachement. Lorsque la matière déplacée est rocheuse, on parle d'écroulement (Léone, 1996) et le terme d'éboulement peut être employé indifféremment avec des matériaux meubles ou rocheux (Antoine *& al.*, 2000). Il est fréquent de donner au dépôt le même nom que le phénomène et les différents termes servent souvent à hiérarchiser l'importance des volumes mobilisés (chutes de pierres, éboulements, écroulements) comme le soulignent Campy & Macaire, 1989.

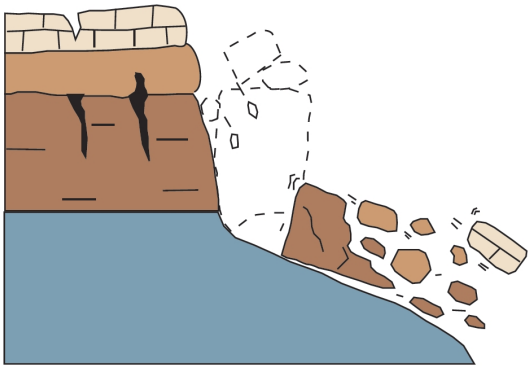


Illustration I.1.5 B - Schéma d'un éboulement, d'après Highland & Bobrowsky, 2008.

I.1.5.3.c Les écroulements de grande ampleur

Ce terme employé par Antoine *& al.*, 2000 équivaut à celui d' « éboulements d'extension catastrophique » de Léone, 1996 ou encore à l' »éboulement en grande masse » de Jaboyedoff *& al.*, 2002. Ce sont des phénomènes d'ampleur exceptionnelle, qui affectent un pan entier de montagne. Ils sont distingués des éboulements car ils résultent de mécanismes plus complexes. Mobilisant des volumes de plusieurs dizaines de millions de mètres cube au minimum, l'énergie mise en jeu et les vitesses de propagation sont tout aussi exceptionnelles (plusieurs centaines de kilomètres par heure). Les zones affectées sont très étendues (parfois plusieurs kilomètres) et il arrive que les matériaux déplacés remontent les pentes opposées (Campy & Macaire, 1989, Léone, 1996, Antoine *& al.*, 2000). L'arrachement brutal d'un si grand volume de roches fait que lorsque les écroulements dépassent un volume seuil, les matériaux se comportent de manière collective et s'écoulent à la manière d'un fluide (Léone, 1996). En cause, la progression des éléments affectés par chocs répétés entre eux, conduisant à une transmission bloc à bloc de l'énergie cinétique qui est négligeable dans les éboulements simples. De ce fait, le transport peut se faire sur des distances bien supérieures. Il arrive que l'eau intervienne au déclenchement du phénomène ou qu'elle soit intégrée pendant le transport. Dans tous les cas, sa présence accroît encore les distances de transport. La vaporisation de l'eau au niveau de la surface de rupture en serait la cause (Léone, 1996, Antoine *& al.*, 2000). Le phénomène d'écroulement de grande ampleur provoque lors de son déclenchement aérien un souffle d'air très violent (Léone, 1996), de la même manière que les avalanches neigeuses. Lorsque les matières déplacées s'effondrent

dans une retenue d'eau, l'onde hydrique constitue un phénomène induit tout aussi destructeur (Campy & Macaire, 1989).

I.1.5.3.d Les glissements

Une rupture, due à un défaut de résistance au cisaillement, délimite la masse affectée (Antoine *& al.*, 2000). L'évolution d'un glissement est très variable, selon la nature et le volume des masses déplacées. Des matériaux rocheux évoluent par fragmentation et le glissement devient éboulement. Sur sols saturés, les matériaux deviennent plastiques ou fluides et peuvent engendrer des coulées boueuses. Tous les intermédiaires sont possibles.

La géométrie de la surface de rupture permet de définir (Antoine *& al.*, 2000) :

- Les glissements plans, où la rupture suit la stratigraphie, une faille, une schistosité, une foliation ou encore l'interface formations superficielles/bedrock (illustration I.1.5 C);

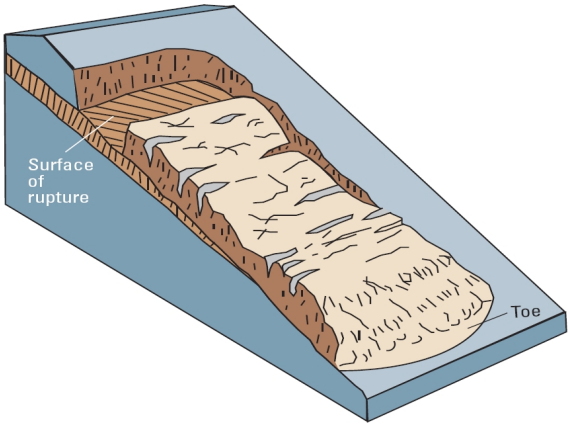


Illustration I.1.5 C - Schéma d'un glissement de terrain translationnel, d'après Highland & Bobrowsky, 2008.

- Les glissements circulaires ou rotationnels à surface de rupture convexe, qui apparaissent dans des matériaux homogènes et riches en argiles (illustration I.1.5 D);

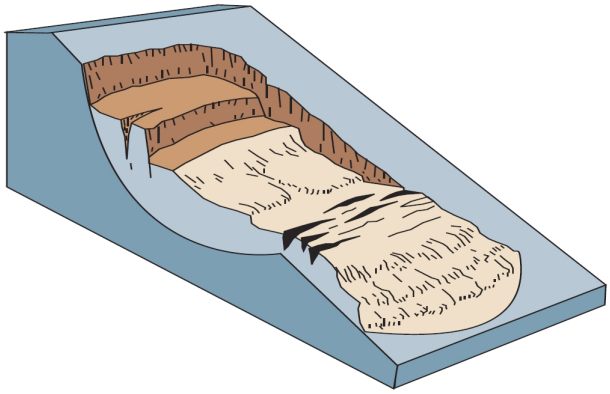


Illustration I.1.5 D - Schéma d'un glissement de terrain rotationnel, d'après Highland & Bobrowsky, 2008.

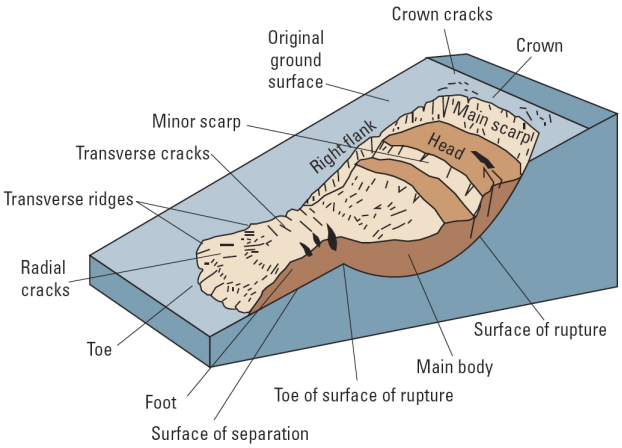


Illustration I.1.5 E - Schéma d'un glissement complexe, d'après Highland & Bobrowsky, 2008.

- Les glissements composites ou complexes à surface de rupture globalement convexe qui recoupe différentes faiblesses du sous-sol (illustration I.1.5 E). Des mouvements emboîtés peuvent aboutir à une structure où l'activité varie au sein même du glissement.
- Les paquets glissés, rocheux, se déclarent par fluage d'épais niveaux riches en argiles, sous le poids d'un plateau de roches compétentes préfracturé. Les mouvements démantèlent la bordure du plateau, où les paquets glissés peuvent évoluer en glissements.
- Les glissements avec liquéfaction interviennent dans des sables fins ou des argiles silteuses à forte porosité et saturés. Une sollicitation dynamique comme l'activité sismique provoque une liquéfaction et les glissements se propagent avec un caractère régressif.

I.1.5.3.e Les coulées et les laves torrentielles

Des phénomènes de solifluxion ou de glissement de terrain en contexte argileux peuvent évoluer en coulées boueuses lorsque les matériaux sont saturés. Cailloux et blocs rocheux peuvent être transportés grâce à la forte densité d'une coulée, ce qui augmente son pouvoir destructeur.

Lorsqu'un apport d'eau soudain (crue éclair, débourrage de karst) se mêle à la coulée, celle-ci évolue en lave torrentielle et dévale le chenal (plusieurs mètres par seconde) parfois au-delà d'un kilomètre (Antoine *& al.*, 2000), provoquant d'importants dégâts dans la zone impactée (érosion dans le chenal, bourrelets de dépôts, végétation arrachée, etc.).

I.2 Les aléas liés à l'évolution des versants

I.2.1 Définitions de concepts généraux

I.2.1.1 Aléa, vulnérabilité, risque

Le terme d'**aléa**, lié à la notion de hasard, se rapporte à « la probabilité d'apparition d'un phénomène donné sur un territoire donné, dans une période de référence donnée » (Antoine *& al.*, 2000). Par exemple, l'aléa « érosion superficielle à 10 000 ans » constitue la probabilité qu'apparaisse une activité d'érosion de la surface terrestre au cours d'une période de 10 000 ans sur un territoire. Varnes & International Association of Engineering Geology, 1984 et Léone, 1996 précisent que de tels phénomènes peuvent potentiellement produire des dégâts. Suit alors la question : « quels dommages, pour qui ou quoi ? ». Ici, l'évolution naturelle des versants conduit l'Homme à considérer certains phénomènes d'érosion comme potentiellement dommageables d'un point de vue de sa propre échelle temporelle, que les dommages soient directement dirigés vers lui-même ou vers son environnement.

Aléa (du latin *alea*, hasard) : probabilité de voir se produire un phénomène potentiellement dommageable dans une période de temps et un secteur donnés. L'aléa comprend une composante spatiale et une composante temporelle.

Bien souvent, il existe une confusion entre les termes d'aléa et de risque. Le terme de **risque** est ici défini de manière à lever les ambiguïtés qui pourraient subsister du fait de cette confusion très courante, notamment en France (Varnes & International Association of Engineering Geology, 1984, Léone, 1996). Le risque se définit comme « (1) Danger, inconvénient possible; (2) Préjudice, sinistre éventuel », Larousse, 2007. Autrement dit, un risque encouru prend en compte à la fois la probabilité d'apparition du danger (aléa) et la perte provoquée par ce danger s'il venait à s'exprimer (**vulnérabilité**). Il « apparaît donc là où il y a possibilité de voir se manifester un phénomène naturel dommageable et où existent des éléments susceptibles d'être endommagés » (Léone, 1996).

Pour résumer : **Risque = Aléa x Vulnérabilité**

Dans les présents travaux, seule la notion d'aléa est abordée. L'aléa se rapporte à un **phénomène** qui peut s'exprimer à différentes échelles. Il peut être modulé par une échelle d'intensité, par exemple en fonction des volumes mobilisés. Dans une étude sur différents types de phénomènes, une échelle d'intensité qualitative permet de traiter les aléas de manière globale (Antoine *& al.*, 2000). Stieltjes, 2004 retient que ce sont les glissements de terrain et les laves torrentielles qui sont les mouvement de terrain les plus étudiés. L'érosion particulaire fait elle aussi l'objet de nombreux travaux depuis plusieurs décennies, essentiellement en agronomie. Bien souvent, seuls les mouvements de terrain sont pris en compte dans les travaux sur les catastrophes et les risques naturels (Kert, 1995, Bourguignon *& al.*, 2003), ce qui sous-entend une dommageabilité immédiate pour l'Homme. L'érosion particulaire impacte pourtant elle aussi les activités humaines (Le Bissonnais *& al.*, 2002), notamment dans les iles tropicales (Humbert & Maurizot, 1989, Maurizot, 2001, Audru *& al.*, 2002, Eucher *& al.*, 2006).

I.2.1.2 Les composantes d'un aléa

Un aléa comprend une composante spatiale et une composante temporelle (§ I.2.1.1) :

- La **composante spatiale** représente la zone potentiellement affectée par le ou les phénomènes étudiés. Elle fait référence aux zones susceptibles d'être modifiées par le ou les phénomène(s) étudié(s), par exemple les zones de départ, de transport ou de dépôt. La composante spatiale représente le volet cartographique de l'étude des aléas, qui appelle des critères de reconnaissance des zones sensibles. Une carte permet de caractériser l'aléa et de le quantifier en terme de surfaces affectées.
- La **composante temporelle** de l'aléa correspond à la période de retour des phénomènes. Il est classiquement admis que la date d'occurrence des phénomènes est imprévisible, mais une approche probabiliste reste envisageable dans certains cas, lorsque les phénomènes sont répétitifs et à condition d'en avoir une connaissance historique. Dans le cas d'occurrences uniques ou de phénomènes déclarés à évolution lente mais potentiellement catastrophique, l'évaluation de la probabilité d'occurrence reste inaccessible dans la pratique (Antoine *& al.*, 2000). Ceci est dû à la méconnaissance et à la complexité des mécanismes mis en jeu (Léone, 1996).

I.2.2 Caractérisation et quantification des aléas

Les mouvements de terrain et l'érosion particulaire sont contrôlés par les mêmes grands facteurs mais relèvent de mécanismes variés. Les phénomènes résultants sont très différents tant dans leur expression spatiale (surfaces et volumes engagés) que temporelle (vitesse, temps de retour), au point que ces aléas sont traités séparément dans la littérature. Ce cloisonnement tient aussi au fait que leurs conséquences en termes de dommages sont elles aussi très différentes.

La hiérarchisation de l'intensité des aléas de versant passe par l'estimation de la propension des terrains à l'instabilité, elle se fait soit :

- d'après l'expérience acquise (sur « dire d'expert »),
- par une approche semi-quantitative en affectant un poids à chaque facteur retenu avant de combiner les facteurs entre eux, la pondération restant à l'appréciation des experts.

Dans tous les cas, un inventaire des phénomènes déclarés est nécessaire. Des cartes de facteurs sont élaborées et croisées sous SIG* pour évaluer les aléas de versant à l'échelle régionale. Certaines propositions sont faites dans la littérature pour améliorer la qualité de l'évaluation d'un type d'aléa mais elles sont en fait autant valables pour l'aléa « mouvements de terrain » qu'« érosion particulaire ».

I.2.2.1 L'aléa mouvements de terrain

Léone, 1996 propose une alternative aux difficultés récurrentes d'estimation de cet aléa en partant du principe que l'occurrence d'un phénomène dépend :

- de facteurs permanents Fp;
- de la probabilité d'occurrence de facteurs aggravants ou déclenchants Pd.

L'aléa H devient alors une fonction de Fp et Pd, où Fp constitue la composante spatiale et Pd la composante temporelle. Antoine *& al.*, 2000 sont plus restrictifs car « la complexité du milieu naturel géologique et de son évolution ne permet pas de quantifier la probabilité d'occurrence d'un mouvement de terrain ». Ils en concluent que la seule solution opérationnelle consiste à considérer les prédispositions d'un site à un type de phénomène (évaluation qualitative de l'aléa); on recherche alors un degré d'instabilité du site.

Dans les îles tropicales françaises, l'aléa est évalué par combinaison « naturaliste » entre la fréquence des phénomènes (leur probabilité d'apparition) et leur ampleur potentielle (Stieltjes, 1999). Ailleurs, le projet de recherche PACTES (Prévention et Anticipation des Crues au moyen

des TEchniques Spatiales, Zornette *& al.*, 2002) a écarté l'approche déterministe[8] et l'analyse statistique en retour[9]. L'approche experte reste pertinente pour l'évaluation de l'aléa « mouvements de terrain ». Un MNT* décrit le milieu physique (pentes et drainage) dans le système. Paramètres (cartes de facteurs), critères et règles d'évaluation sont rassemblés dans un SIG* et le résultat final se traduit par une carte synthétique qualitative des aléas à l'échelle régionale. Il n'y a pas de quantification de l'aléa autre que l'estimation des surfaces potentiellement affectées. Ces auteurs soulignent la difficulté d'appréciation des données qui peut parfois conduire à une sur- ou sous-estimation de l'aléa. La méthodologie générale de Antoine *& al.*, 2000 est toujours d'actualité, appuyée par les moyens techniques de la géomatique. La composante temporelle reste peu évaluée par manque de données.

La démarche de Nguyen & Joseph, 2000 en Guyane diffère un peu : l'analyse multicritères des cartes de facteurs est effectuée avant de prendre en compte, dans un second temps seulement, les évènements passés et l'expertise pour l'ajustement de la pondération des facteurs. Dans le même esprit, Stieltjes, 2004 propose un découpage du terrain en unités cartographiques avant même l'inventaire des phénomènes. Le gain en objectivité et la structuration du processus de traitement nécessite de grandes masses de données souvent difficiles à rassembler, ou qui présentent des disparités de qualité ou de fiabilité. Son emploi est donc soumis à la plus grande prudence, d'autant plus que les variables ne sont pas parfaitement indépendantes. Cet auteur souligne que l'élaboration de méthodes statistiques sophistiquées reste encore aujourd'hui du domaine de la recherche, ce qui rejoint les choix de Zornette *& al.*, 2002 (projet PACTES). Quant aux approches basées sur la géotechnique, il est admis qu'elles ne permettent pas la caractérisation d'aléas sur des zones étendues.

I.2.2.2 L'aléa érosion particulaire

Dans la pratique, ce terme est souvent réduit à celui d' « érosion ». L'érosion hydrique, prédominante, est la plus étudiée. S'exprimant essentiellement en surface du versant, les approches spatiales sont grandement simplifiées par rapport aux mouvements de terrain puisque l'état de la surface témoigne directement des phénomènes (ablation et transferts de matière associés). L'aléa « érosion particulaire » est classiquement évalué par l'étude de terrain et la photo-interprétation, comme les mouvements de terrain. Les évaluations à partir de l'imagerie spatiale sont en plein essor.

La présente étude porte sur les surfaces émettrices de particules. Les travaux de Le Bissonnais *& al.*, 2002 en France métropolitaine, sur terrains naturels et cultivés, constituent une référence en la matière. A l'échelle du territoire entier (1/1 000 000), l'aléa est abordé en fonction des saisons, de manière à prendre en compte les différents régimes climatiques et les types d'aléas érosifs. Un modèle cognitif est élaboré sous forme d'arbre de décision, imagerie spatiale (ici Corine Land Cover) et SIG* à l'appui. Une base de données de terrain sert à identifier les paramètres clé et les cartes de facteurs qui sont traitées sous SIG* selon les règles de l'arbre de décision. Chevalier *& al.*, 2002 adaptent la méthode à l'échelle du 1/75 000 sur l'île de la Réunion en conservant le caractère continu d'un facteur continu plutôt que de le classer, ou en modifiant le moment de prise en compte d'un facteur dans l'arborescence du modèle.

I.2.2.3 Limites des méthodes d'évaluation des aléas

Les méthodes citées sont toujours d'actualité mais Saby, 1998 en soulignait déjà les limites, mettant en cause la complexité de l'érosion et le nombre de paramètres importants qu'il est nécessaire d'intégrer. Ces remarques pourraient aussi bien concerner l'évaluation de l'aléa « mouvements de terrain ». Les méthodes par pondération restent « insuffisamment justifiées

8 L'approche déterministe consiste à se baser sur les analyses mécaniques de manière à les injecter dans un modèle de stabilité géotechnique. Elle n'a pas été retenue dans le projet car elle n'est adaptée qu'aux évènements simples et ponctuels. Il n'est pas raisonnable de l'appliquer à une région entière tant les paramètres sont variables et les mécanismes complexes, ce qui rend les évaluations d'aléa inaccessibles par cette méthode.

9 L'analyse en retour par reconnaissance de formes a quant à elle montré son efficacité mais il est quasiment toujours impossible de la mettre en application faute de données historiques suffisantes. Elle permet pourtant de déterminer les critères de prédisposition et les règles de combinaison non pas sur dire d'experts mais par l'analyse statistique (analyse en composantes principales, analyse factorielle des correspondances). Les facteurs de causalité peuvent aussi être hiérarchisés lors de ces traitements.

mathématiquement pour traduire sans subjectivité l'avis des experts » et l'effort de décision des thématiciens dans la construction du modèle doit être réduit. Il propose une nouvelle méthode par pondération en combinant la logique de la méthode de rang SIRIS (Système d'Intégration des Risques par Interaction des Scores, méthode mathématique dite « hiérarchique de rang »[10]) avec les sous-ensembles flous pour contraindre mathématiquement le système. La hiérarchisation et le découpage des facteurs en modalités dépendent encore des thématiciens qui doivent établir clairement les fonctions d'appartenance. L'évaluation de l'aléa « érosion particulaire » s'appuie de plus en plus sur les outils informatiques et mathématiques, mais la perception du phénomène par les thématiciens constitue la limite logique de toutes ces méthodes, tout comme pour les mouvements de terrain.

La connaissance de l'expert est donc à la fois nécessaire et limitante pour l'évaluation des aléas :

- nécessaire car les règles d'évaluation en dépendent;
- limitante car il reste impossible d'accéder à une quantification du fait même des modes d'évaluation.

Les mathématiques et en particulier les statistiques sont identifiées comme un outil d'avenir dans l'évaluation des aléas, mais ne sont pas encore reconnues comme un outil opérationnel. Actuellement, la caractérisation sur des zones étendues s'effectue toujours par expertise et la quantification reste souvent inaccessible.

I.2.3 Facteurs et paramètres pour évaluer les aléas

Parmi les facteurs théoriques susceptibles d'intervenir dans l'évolution des versants, lesquels sont utiles dans l'évaluation des aléas ? Comment sont-ils pris en compte, sur la base de quels paramètres ?

Le choix et la prise en compte des facteurs sont bien souvent liés au contexte d'étude. Concernant les mouvements de terrain, les facteurs considérés sont présentés dans le tableau I.2.3 a. Antoine *& al.*, 2000 postulent que les facteurs variables agissent de manière homogène sur une région et que la variabilité spatiale des facteurs permanents, plus accessible, suffirait pour évaluer un aléa. Pour d'autres, l'évaluation de la composante temporelle se fait par la prise en compte de facteurs aggravants ou déclenchants qui sont variables dans le temps, à l'échelle de quelques mois au plus. Les facteurs retenus peuvent être nuancés par les paramètres pris en compte, mais leur reconnaissance paraît consensuelle. Ainsi la nature et la structure des terrains, la morphologie des versants, les précipitations et le devenir de l'eau ou encore la végétation sont les facteurs les plus fréquemment retenus. Les facteurs variables restent souvent inaccessibles faute de données suffisantes (structure, évolution de la topographie, état hydrique des terrains, hydrogéologie ou intensité de l'altération). La variabilité spatiale et temporelle de la pluviométrie peut par contre être approchée grâce la modélisation AURELHY (Analyse Utilisant le Relief pour l'HYdrométéorologie, Bénichou & Le Breton, 1987). La nature et la morphologie des terrains peuvent quant à elles être renseignées grâce aux cartes géologiques, pédologiques et topographiques, de même que l'occupation du sol au travers de produits cartographiques issus de la télédétection spatiale. Devant ce constat de la difficulté d'obtenir certaines informations cruciales, on comprend mieux pourquoi l'évaluation des l'aléas « mouvement de terrain » est souvent si difficile à aborder.

Les facteurs de l'érosion particulaire sont les mêmes que ceux qui régissent les mouvements de terrain mais leur implication est différente. L'intérêt porte ici sur la surface du versant, les paramètres retenus dans la littérature sont reportés dans le tableau I.2.3 b. L'inclinaison de la pente (relief MNT*), la couverture végétale (occupation du sol), la sensibilité des surfaces vis à vis de l'érosion particulaire et l'agressivité du climat sont les plus fréquemment retenus. Des indicateurs comme la stabilité structurale du sol ou encore l'état de surface combinés aux SIG*

10 Le Système d'Intégration des Risques par Interactions des Scores, méthode de rang de référence, permet l'agrégation de critères, quelque soit leur nature : ils sont classés par gravité par les thématiciens, de même que les modalités de facteurs sont rangées par ordre d'importance dans un système d'auto-pénalisation. Les situations sont ordonnées en fonction de leur caractère plus ou moins pénalisant (respectivement aléa plus ou moins fort). Les conjonctions de facteurs et les circonstances aggravantes sont prises en compte dans un tel système, d'où son intérêt pour l'évaluation de l'aléa. La limite principale de cette méthode qualitative réside en la hiérarchisation des facteurs par les thématiciens, souvent très difficile à établir (généralement de manière empirique).

améliorent l'exploitation des mesures localisées d'après Roose & De Noni, 2004, notamment dans la caractérisation de l'état d'érosion d'une région.

Tableau I.2.3 a - Principaux paramètres considérés dans la caractérisation de l'aléa « mouvement de terrain » d'après Varnes & International Association of Engineering Geology, 1984, Léone, 1996, Antoine & al., 2000, Zornette & al., 2002, Sedan & al., 1999 et Maurizot, 2001 et facteurs correspondants.

Varnes & International Association of Engineering Geology, 1984	Léone, 1996	Antoine & *al.*, 2000	Zornette & *al.*, 2002	Sedan & *al.*, 1999	Maurizot, 2001	**Facteurs correspondants**
		Pesanteur				Pesanteur
- Lithologie (substratum et formations superficielles) - Composition, fabrique, texture et autres contrôles des propriétés mécaniques	Nature du matériau	Nature et caractéristiques mécaniques des terrains	Lithologie	- Lithologie - Epaisseur des terrains - Altération des terrains - Propriétés des terrains	Types de formations superficielles	Lithologie Nature de sol/formation superficielle
Structure des roches et des sols		Structure des terrains	- Degré de fracturation - Pendage	- Plans préférentiels de rupture		Structure des terrains
Inclinaison de la pente	Morphologie du terrain (tous les attributs)	Morphologie (pente, exposition, paléomorphologies)	Géométrie des terrain (pente)	Pente	Classes de pentes	Relief
	Conditions hydro-météorologiques	- Précipitations - Pluie efficace - Température	- Pluviométrie - Gel-dégel	Pluviosité		Climat
	Mode d'occupation du sol	Couvert végétal	Occupation du sol			Occupation du sol
	- Activité sismique ou volcanique - Travaux de terrassement, d'excavation ou de chargement - Fuites de réseaux	- Indices d'instabilité - Vibrations (sismiques, volcaniques, tirs à l'explosif) - Modification des pentes (taluage, remblaiement) - Modification des conditions hydrogéologiques (rejets d'eau, pompages excessifs, abandon d'un drainage traditionnel) - Déforestation - action chimique de l'eau (altération, dissolution, hydratation des minéraux)	- Séismes - Modification du profil topographique	- Indices de mouvement - Action anthropique		Dynamique du milieu
Niveau des eaux souterraines	Degré de saturation en eau	- Pression interstitielle des sols - Saturation des sols - Niveau des eaux souterraines - Action mécanique de l'eau en surface et en profondeur (entraînement de particules, gel-dégel)		Drainage	- Proximité de drains principaux - Importance des débits théoriques des bassins versants	- Eta hydrique des terrains - Hydrologie - Hydrogéologie

Tableau I.2.3 b - Principaux paramètres considérés dans la caractérisation de l'aléa « érosion particulaire » d'après Le Bissonnais & al., 2002, Desprats & al., 2000, Saby, 1998, Chevalier & al., 2002, Maurizot & Delfau, 1995, Luneau, 2006 et facteurs correspondants.

Le Bissonnais & *al.*, 2002	Desprats & *al.*, 2000	Saby, 1998	Chevalier & *al.*, 2002	Maurizot & Delfau, 1995	Luneau, 2006	**Facteurs correspondants**

Le Bissonnais *& al.*, 2002	Desprats *& al.*, 2000	Saby, 1998	Chevalier *& al.*, 2002	Maurizot & Delfau, 1995	Luneau, 2006	**Facteurs correspondants**
Classes de pentes	- Pente - Courbure	- Pente	Facteur LS	- Pente - Courbure verticale moyenne	- Pente - Courbures (profil et horizontale)	Relief
Occupation du sol	Couverture végétale	Couverture végétale	Ocupation du sol	- Végétation et occupation du sol - Pistes	- Végétation - Pistes	Occupation du sol
Erosivité du climat	Précipitations	Agressivité des pluies	- Saisons, - Hauteurs de pluies mensuelles moyennes - zones de gélifraction		Précipitations	Climat
	Réseau de drainage (incision)		Limites sensibles de bassins versants	- Aires cumulées de drainage - Densité de drainage	- Surfaces drainées cumulées	Hydrologie

Si le fonctionnement des processus élémentaires peut être considéré comme bien documenté à l'heure actuelle, la complexité des interactions entre tous les facteurs de conditionnement du milieu est telle qu'une étude sur les aléas de versants reste aujourd'hui tributaire de la connaissance de l'expert comme le soulignent Van Westen *& al.*, 1999 ou Zornette *& al.*, 2002. Ceci met en lumière toutes les difficultés auxquelles sont confrontés les spécialistes de l'aléa pour comprendre les interactions entre les facteurs de conditionnement et la réalité du milieu naturel. Les recoupements entre les différents travaux sont nombreux, mais la contrainte majeure reste la disponibilité des informations-clef.

I.3 La Grande Terre de Nouvelle-Calédonie

I.3.1 Géographie de la zone d'étude

La Nouvelle-Calédonie se trouve dans le SO Pacifique, entre le continent australien et l'archipel du Vanuatu (illustration I.3.2 A). A proximité du tropique du Capricorne (entre 17° et 23° de latitude sud), cet archipel est inclus en totalité dans la zone intertropicale. Les terres néocalédoniennes sont constituées d'une grande île principale, la Grande Terre, et d'îles plus petites (Iles Belep, Ile des Pins, Iles Loyauté). L'ensemble des îles est bordé d'un récif frangeant plus ou moins développé et la Grande Terre est en supplément dotée d'un grand récif barrière entourant un lagon qualifié de « plus grand lagon fermé du monde ».

L'étude porte sur la Grande Terre, île allongée sur plus de 300 km selon un axe NO-SE, pour une largeur ne dépassant pas quelques dizaines de kilomètres. Le relief y est contrasté :

- l'axe central de l'île est constitué de forts reliefs dépassant parfois 1600 m;
- la Côte Est, humide, montre des reliefs marqués qui plongent rapidement dans la mer;
- la Côte Ouest, bien plus sèche, présente un paysage de petites collines très émoussées, à végétation basse ou de savane, qui passent fréquemment à une plaine alluviale où se développent de nombreuses mangroves.

Les populations se concentrent sur le littoral ou près de l'embouchure des rivières.

I.3.1.1 Climat

Le climat est tropical océanique, tempéré, soumis aux alizés venant du SE et marqué par deux saisons principales et deux *intersaisons* (Météo France Nouvelle-Calédonie,) :

- la saison cyclonique, chaude et humide (mi-novembre à mi-avril);
- la *saison de transition*, où pluviosité et températures diminuent (mi-avril à mi-mai);
- la saison fraîche, propice aux « coups d'ouest » (mi-mai à mi-septembre);
- la *saison sèche*, où l'alizé est régulier et la température augmente (mi-septembre à mi-novembre).

Pour Météo France, les températures moyennes oscillent entre 6 et 24°C des reliefs au littoral (entre 1966 et 1995), avec des records de 2,3°C à Bourail (17 juin 1965) ou 39,1°C à Bouraké (8 janvier 2002). Les précipitations normales moyennes s'échelonnent de quelques dizaines à centaines de millimètres par an sur la Côte Ouest à 5 m/an au sommet des plus hauts reliefs. Le record officiel en 24 heures est de 634 mm à la Ouinné (24 décembre 1981, cyclone Gyan). En altitude, les hauteurs de pluies annuelles peuvent atteindre 10 m sur certains sommets de la chaîne centrale (Danloux & Laganier, 1991). De telles précipitations déclenchent souvent des mouvements de terrain et une érosion particulaire accrue. Les vents sont orientés au SE et soufflent en moyenne entre 2 et 8 m/s (soit ~4 nœuds à ~15 nœuds ou ~7 km/h à 29 km/h). Le record de vitesse instantanée du vent, de 234 km/h, a été enregistré à la pointe de Vavouto le 14 mars 2003 (cyclone Erika). L'évaporation moyenne a été estimée dans le Massif du Sud à 1000 mm/an (Moniod & Mlatac, 1968) et 2 442 mm/an ont été mesurés à l'extrême sud de la Grande Terre (Golder Associates, 2004).

I.3.1.2 Hydrographie

Le réseau hydrographique est bien développé, malgré la largeur réduite de l'île. Le drainage s'organise perpendiculairement à l'axe principal. La longueur des cours d'eau est souvent réduite à moins de 20 km et leur profil illustre la forte dénivelée entre la chaîne et les côtes. Ce réseau est moyennement hiérarchisé, dendritique, avec des variantes selon les zones. Comme pour les phénomènes météorologiques, le débit des rivières atteint parfois des records (plus de 30 $m^3/s/km^2$, Danloux & Laganier, 1991). Celles-ci s'écoulent dans des vallées la plupart du temps encaissées, ce qui favorise, lors des épisodes de crue, l'érosion particulaire et les mouvements de terrain.

I.3.2 Géologie de la Grande Terre

I.3.2.1 Généralités

Les derniers temps forts de l'histoire géologique de la Grande Terre font état du détachement de la future Grande Terre de la marge est du Gondwana au Crétacé supérieur, pendant un épisode de divergence majeur (Cluzel *& al.*, 2001). Par la suite, une phase de convergence dirige la ride qui porte la Grande Terre vers une zone de subduction, sous l'arc insulaire des Loyauté. A l'Eocène supérieur, l'entrée en subduction de la ride, d'affinité continentale, va en bloquer le plongement. C'est dans ce contexte que se met en place l'unité de Poya, avant l'obduction de la nappe des péridotites (Cluzel *& al.*, 2001). L'unité de Poya est constituée de croûte océanique supérieure alors que la nappe des péridotites, comme son nom l'indique, est surtout constituée de matériaux mantelliques océaniques. Par la suite, la Grande Terre a subi une extension (Paris, 1981), puis des mouvements verticaux récents (Cabioch *& al.*, 1999, Flamand, 2006). L'érosion a en partie démantelé les reliefs et leurs formations superficielles au fur et à mesure de ces mouvements (Chevillotte, 2005). Actuellement, une autre subduction fonctionne au niveau de la fosse du Vanuatu et des mouvements verticaux liés au bombement lithosphérique d'avant-fosse affectent les îles Loyauté et le Sud de la Grande Terre (Cluzel *& al.*, 2001).

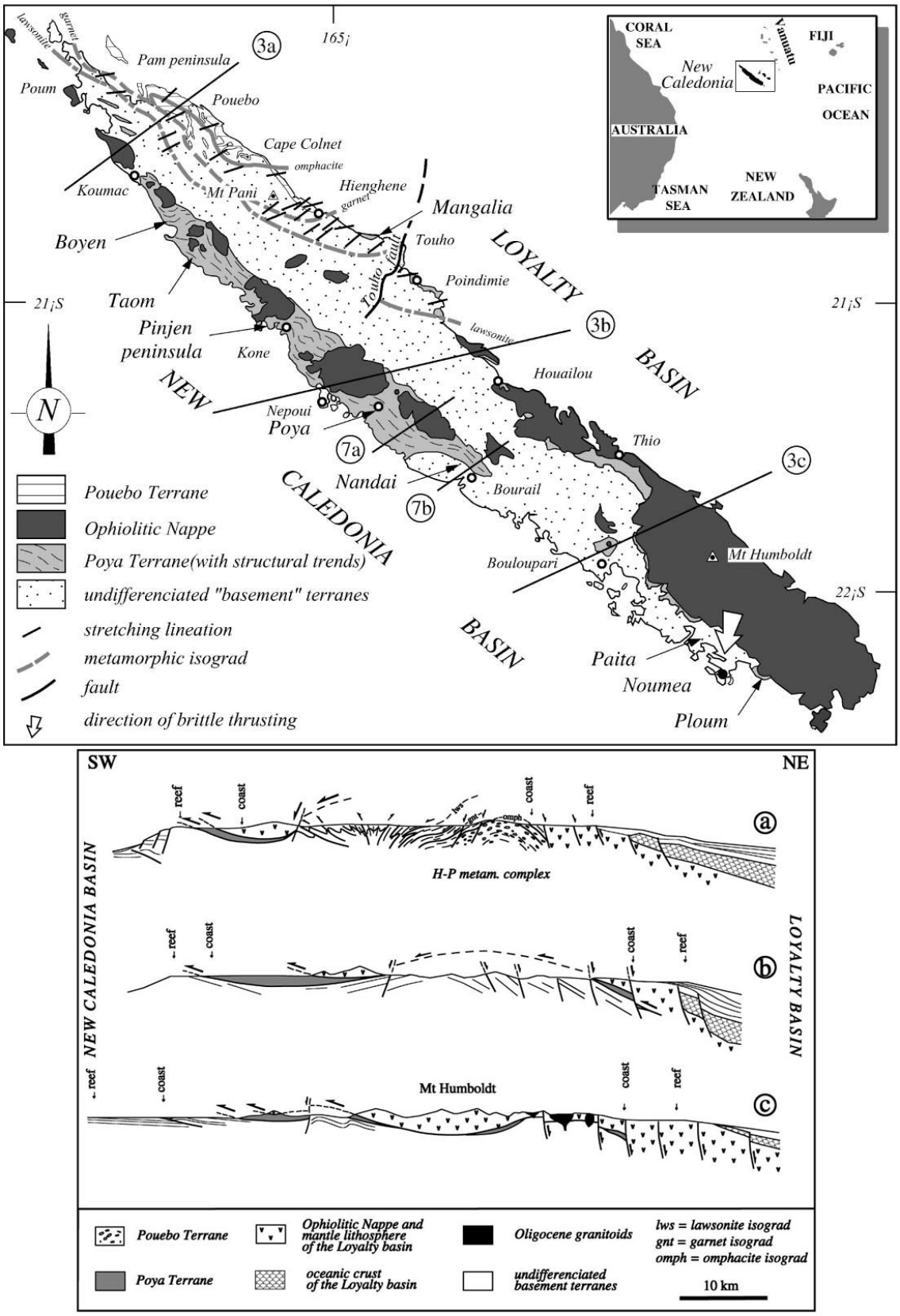


Illustration I.3.2 A - Structure géologique de la Grande Terre de Nouvelle-Calédonie, Cluzel & al., 2001.

La structure géologique de la Grande Terre (illustration I.3.2 A) marque très fortement le paysage. La nappe de Poya se suit sur la Côte Ouest, dans les basses collines dénudées. La nappe des péridotites, qui couvre encore 1/3 de l'île malgré l'érosion géologique, forme d'imposants reliefs culminant à plus de 1600 m (Mt Humboldt). Le Grand Massif du Sud est le représentant le plus étendu de cette nappe puisqu'il couvre la totalité de la partie sud de la Grande Terre, sur plus de

100 km. Il se prolonge sur la Côte Est, vers le nord. Sur la Côte Ouest, la nappe des péridotites s'interrompt et ne subsiste plus qu'en klippes alignées sur la plaine. Les Iles Belep constituent une émergence septentrionale de la nappe au-delà de la Grande Terre, tout comme l'Ile des Pins au sud.

I.3.2.2 Altération tropicale des matériaux ultrabasiques

Le climat tropical provoque l'altération intense des ultrabasites de la nappe des péridotites. Le profil des altérites sur péridotites présente un cortège de faciès particuliers. De la surface à la roche saine, on rencontre dans un profil type (illustration I.3.2 B) :

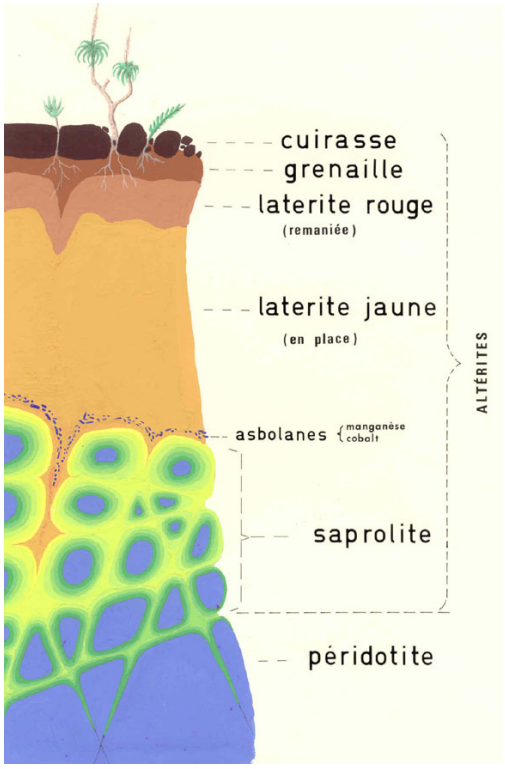


Illustration I.3.2 B - Profil type d'altération tropicale sur péridotites, Pelletier, 2001.

- un cuirassement massif (ferricrete) qui constitue le stade ultime de l'altération *in situ*;
- un niveau sommital riche en gravillons ferrugineux (la « grenaille », le « chrome de fer ») dans le niveau supérieur des latérites rouges;
- des niveaux terreux d'abord rouges à bruns, puis jaunes, qualifiés respectivement de latérites rouges et de latérites jaunes (allotérites), riches en minéraux ferrugineux;
- la roche en partie lessivée chimiquement, pénétrée par un réseau d'altération poussée (réseau terreux qui suit les fissures préexistantes), c'est l'horizon des saprolites (isaltérites);
- la péridotite dense et massive (roche saine, très magnésienne).

Le fonctionnement des profils d'altération occasionne des mobilisations (et remobilisations) d'éléments chimiques. Le Fe libéré s'accumule dans les phases résiduelles ultimes (goethite et éventuellement hématite), alors que Mg est presque totalement lixivié. Si est quant à lui très partiellement fixé et le reste est éliminé vers la base de toposéquence[11]. La sortie du système de l'essentiel des éléments majeurs (Mg, Si) s'effectue sous forme dissoute, par l'intermédiaire des eaux souterraines par ailleurs très actives (Trescases, 1975). Parmi les migrations chimiques du système qui donnent lieu à des précipitations *in situ*, le fer prime (goethite) devant la silice (silice colloïdale évoluant en opale commune, puis en calcédoine et en quartz), le magnésium étant occasionnellement fixé sous forme de magnésite (giobertite). Les serpentines se modifient dans les saprolites, qui sont aussi le siège de l'apparition d'argiles smectitiques. Les oxy-hydroxydes ferriques hydratés et partiellement amorphes (limonites) constituent, en milieu bien drainé, des phases minérales néoformées importantes dans les profils. Leur cristallisation aboutit, au niveau résiduel cuirassé en sommet de profil, à la formation de goethite. Le nickel et le cobalt disséminés migrent pour leur part vers le bas. Dans les latérites, le nickel se trouve essentiellement fixé dans les limonites et accessoirement, avec du cobalt, dans les asbolanes en base des latérites. Dans les saprolites, le nickel est fixé dans les serpentines primaires résiduelles (substitutions), dans les limonites néoformées (chemisorption), dans les smectites également néoformées ou encore dans des garniérites (mélanges de phyllosilicates Mg-Ni hydratés néoformés). C'est le piégeage dans

11 **Toposéquence** (du grec *topos*, lieu et de séquence) : « Ensemble de sols qui se sont formés sur une même pente, à des niveaux différents, et dont les plus bas ont reçu les substances issues des plus hauts » (Foucault & Raoult, 2005).Syn. **catena**, **chaîne de sols**.

les saprolites qui est à l'origine des grands gisements nickelifères de Nouvelle-Calédonie, qui figurent parmi les premiers mondiaux.

I.3.3 Géomorphologie des régions ultrabasiques

I.3.3.1 Généralités

Le paysage des massifs ultrabasiques présente essentiellement deux modelés:

- plaines perchées au sud de la Grande Terre;
- montagneux ailleurs.

Les plaines marécageuses et les glacis du sud sont séparées par des crêtes rocheuses (moins de 10% de la région) étroitement allongées. Les pentes des reliefs, supérieures à 50%, sont sujettes à une érosion particulaire intense (Trescases, 1975). Les glacis assurent le raccord entre collines et plaines karstiques actives et ils sont érodés en lavakas (voir § I.4.1.1, « Les lavakas »).

Les massifs montagneux qui s'étendent vers le nord contrastent fortement avec le paysage du Grand Sud calédonien. Les montagnes sont entrecoupées de profondes vallées, les torrents coulent à même la roche à l'amont et les cours d'eau sont engravés vers l'aval. Les crêtes aigües, plateaux cuirassés et croupes parsèment les sommets à différentes altitudes. Le caractère karstique des massifs ultrabasiques est connu depuis plusieurs décennies (Trescases, 1975).

I.3.3.2 Surfaces d'aplanissement et altération

La compréhension de l'altération et de la répartition spatiale de ses produits a évolué au fil des décennies. Le fonctionnement d'une seule pénéplaine a longtemps été évoqué (Davis, 1925, Routhier, 1953), avant que Trescases, 1975 suggère un étagement de plusieurs surfaces. Des travaux récents révèlent de nombreuses surfaces d'aplanissement d'âge différent, en relation étroite avec les altitudes. Elles ont été regroupées par Chevillotte, 2005 en « surfaces hautes A et B » (> 900 m), surfaces C (400-900 m), surface 1 (450-750 m), surface 2 (250-400 m), surface 3 de piémont (0-480 m), surface 4 (30-200 m), surface 5 (0-100 m). Dans les massifs ultrabasiques de la Grande Terre, ces surfaces correspondent à différents épisodes d'altération, dont certains ont lien avec les minéralisations nickélifères.

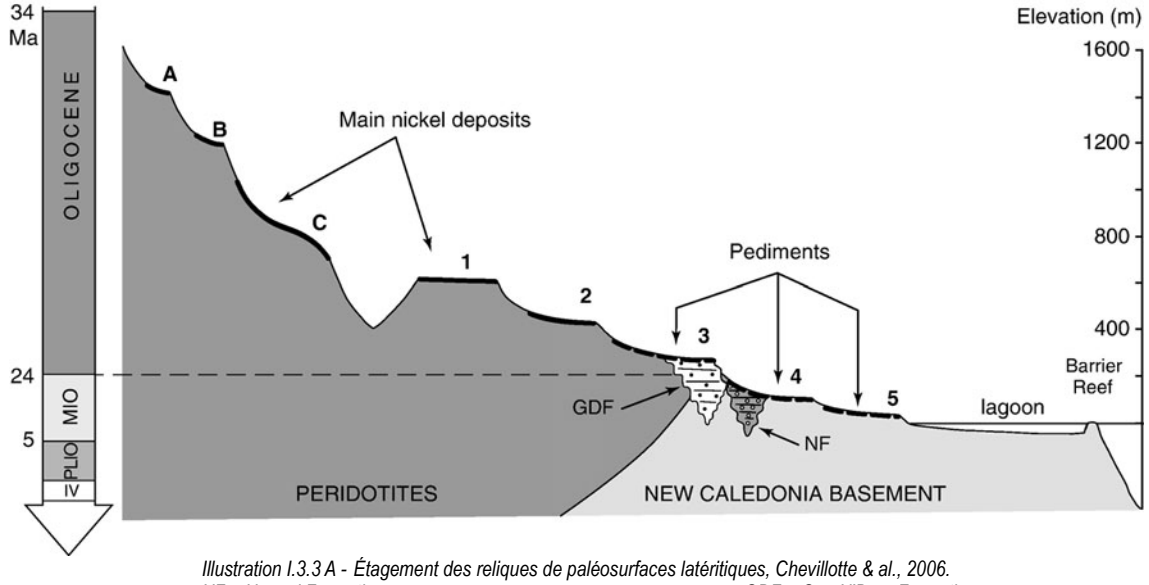


Illustration I.3.3 A - Étagement des reliques de paléosurfaces latéritiques, Chevillotte & al., 2006.
NF = Nepoui Formation *GDF = Goa N'Doro Formation*

Les milieux ultrabasiques montrent aussi un fonctionnement karstique important (Trescases, 1975), dont l'extension en profondeur est mal connue. En surface, des lapiaz peuvent affleurer lorsqu'il n'y a pas de couverture latéritique. Quand l'altération dans la masse se substitue à la

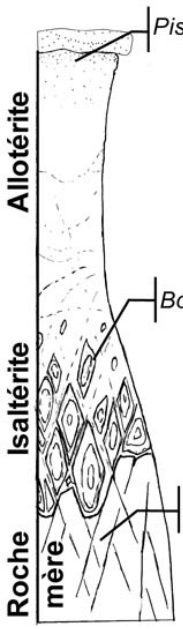
dissolution de surface, des effondrements peuvent survenir. Ces derniers sont aussi le fait de soutirages connus des mineurs.

I.4 Évolution des versants ultrabasiques et aléas associés

Le programme territorial d'inventaire de l'aléa mouvements de terrain réalisé par le BRGM* et la DIMENC* depuis 1998 a couvert plusieurs zones sensibles de la Grande Terre. De nombreux phénomènes ont été rapportés, ils sont non seulement importants en nombre mais aussi par leurs types de manifestations. Une synthèse reprend les grands phénomènes qui s'expriment sur la Grande Terre (Maurizot & Lafoy, 2003), dont les principaux résultats sont succinctement présentés ci-dessous. Suit une présentation rapide des phénomènes les plus courants en domaine ultrabasique, tirée des mêmes travaux.

I.4.1 L'évolution naturelle des versants ultrabasiques

Les phénomènes d'érosion particulaire et de mouvements de terrain qui se déclarent dans les massifs ultrabasiques sont, de loin, les plus importants en nombre, dimensions, puissance et donc dangerosité. L'altération intense de ces massifs, dont les produits subissent aujourd'hui un démantèlement important, ainsi que le comportement différencié des horizons d'altération devant l'érosion sont à l'origine de nombreux désordres (Maurizot & Lafoy, 2003). L'illustration I.4.1 A reprend les principales propriétés de ces horizons. L'illustration I.4.1 B montre la diversité des phénomènes et leur ampleur en domaine ultrabasique.



	Lithologie	Propriétés mécaniques	Propriétés hydrogéol.	Dens.	Granulo.
	Cuirasse	Dur, fracturé	Dur, fracturé	2,8	
	Latérite rouge	Meuble	Perméable poreux	2	Fine à moyenne
	Latérite jaune	Meuble et plastique	Perméable poreux	1.9	Fine
Zone sensible	Saprolite fine	Meuble, friable	Perméable poreux	1.7	Moyenne
Zone sensible	Saprolite grossière	Cohésion faible	Perméabilité de fracture	2.4	Très grossière
	Péridotite saine	Dur, fracturé	Dur, fracturé	3	

Illustration I.4.1 A - Principales propriétés des horizons d'altération sur péridotites en Nouvelle-Calédonie, modifié d'après Maurizot & Lafoy, 2003.

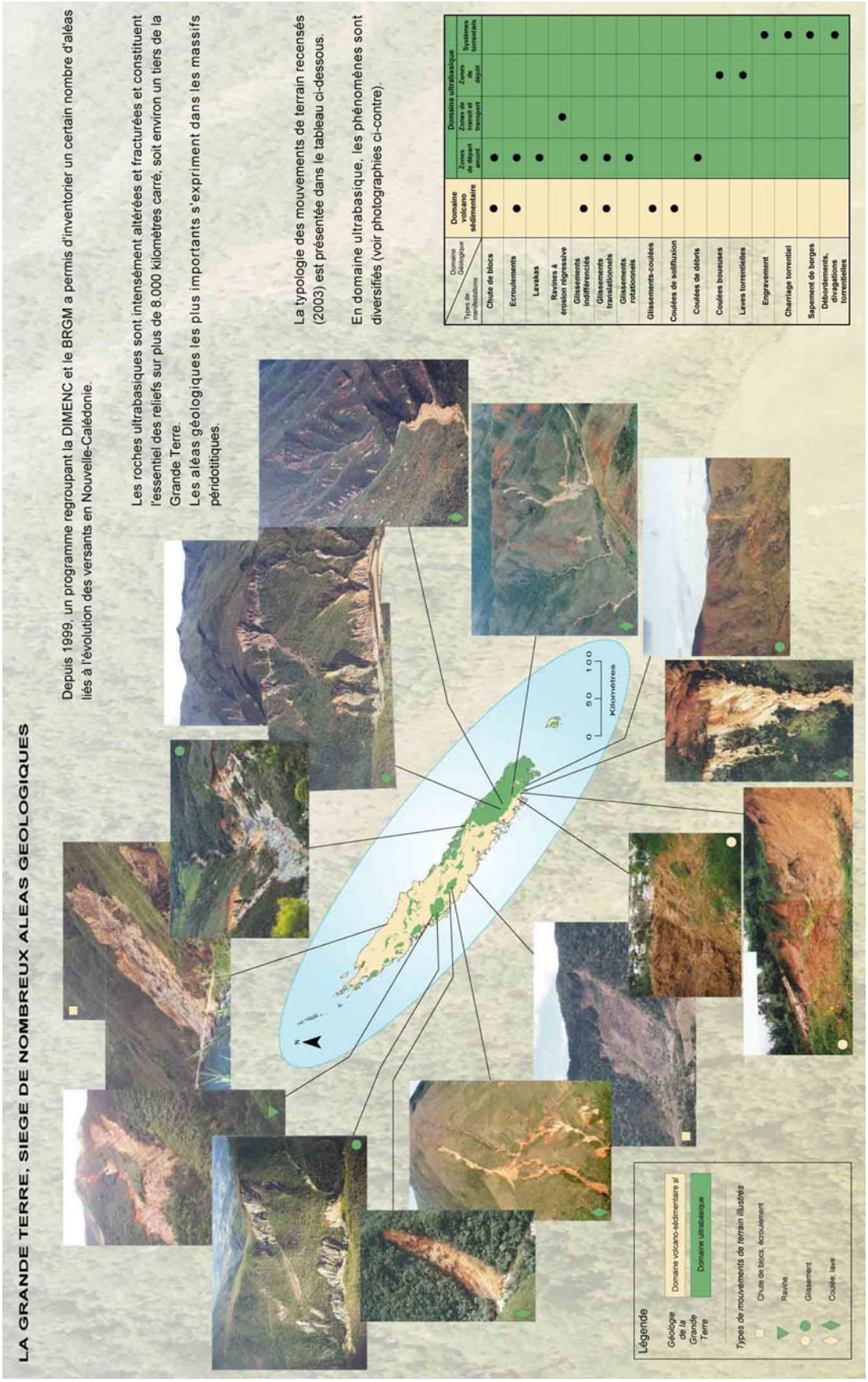


Illustration I.4.1 B - Les aléas liés à l'évolution des versants sur la Grande Terre de Nouvelle-Calédonie, extrait de Rouet & al., 2004.

I.4.1.1 Les lavakas

D'abord décrits à Madagascar, ces phénomènes résultent de l'érosion particulaire sur un manteau latéritique épais (> 2 m). Les latérites jaunes, fines et riches en eau (40% en moyenne), sont moins friables et moins drainantes que les niveaux supérieurs (latérites rouges et pisolithes), plus grossiers. Une végétation quasi-inexistante sur latérites rouges, sensibles, entraîne une érosion régressive de cet horizon, produisant des morphologies persillées à bord vertical et fond moyennement pentu (11 à 32°), en forme de poire inversée (illustrations I.4.1 C, I.4.1 D, I.4.1 E). L'évolution de ces formes en milieu naturel est souvent impossible à mettre en évidence par photo-interprétation, du fait de leur lente progression à l'échelle humaine. Dans le milieu ultrabasique néocalédonien, les lavakas représentent une part très importante des surfaces érodées naturelles.

Les lavakas naissent de manière naturelle, de l'alternance de périodes humides et sèches qui ouvrent des fentes dans les latérites rouges à grenaille. Les eaux de pluie et de ruissellement s'y immiscent et mettent rapidement en charge cet horizon superficiel, sans que les latérites jaunes sous-jacentes soient affectées. Les fentes s'ouvrent alors de plus en plus par chute de prismes de latérites rouges et évoluent en formes évasées vers l'amont, c'est le stade lavaka. Ces phénomènes sont rarement isolés. Lorsqu'ils affectent un versant, la coalescence de nombreuses formes est courante. Celles-ci peuvent évoluer jusqu'aux sommets, tant que le niveau ferrugineux est présent. Une fois celui-ci démantelé, les versants présentent un aspect de bad-lands chahutés où érosion en rigoles et ravines s'expriment dans les latérites jaunes et le squelette rocheux sous-jacent. La disparition de la végétation à laquelle s'ajoutent des aménagements anthropiques tels que les pistes peuvent accentuer une évolution de lavaka de manière significative.

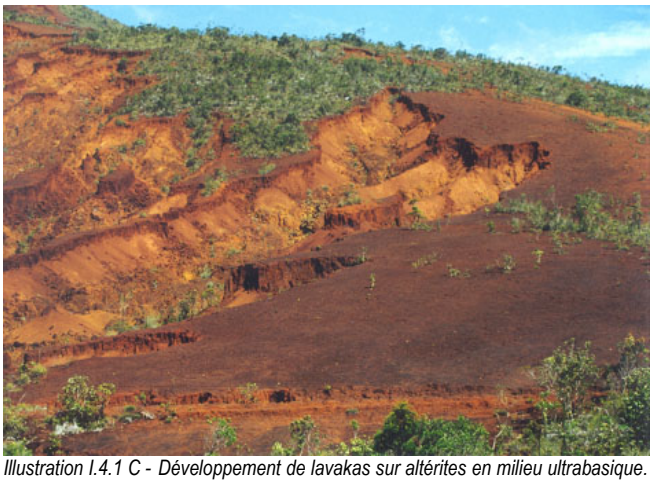


Illustration I.4.1 C - Développement de lavakas sur altérites en milieu ultrabasique. Photographie P. Maurizot (BRGM).

Illustration I.4.1 D: Lavakas de la Lembi, massif du Sud.

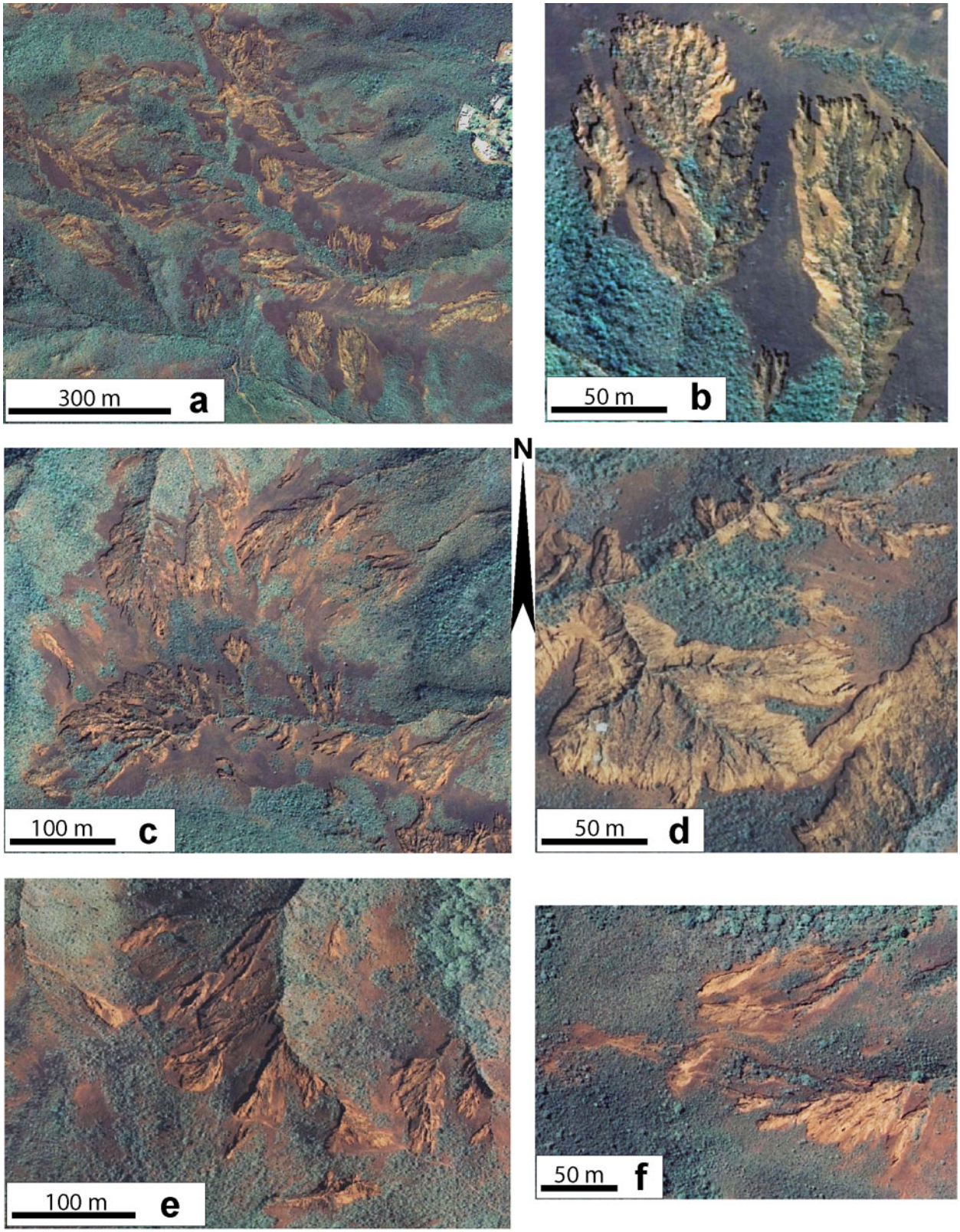


Illustration I.4.1 E: Vues aériennes de lavakas en milieu ultrabasique néocalédonien (images Géorépertoire NC)
a, **b**, **c** *: bassin de la Coulée* **e**, **f** *: bassin de la Dumbéa*
d *: monts Koghi*

I.4.1.2 Les ravines à érosion régressive

Contrairement aux lavakas, les ravines régressives s'expriment essentiellement en domaine rocheux et peuvent avoir une origine naturelle ou anthropique. A la fois zone de départ et zone de transit des matériaux érodés, les ravines forment des cicatrices linéaires typiques du paysage des massifs de péridotites (illustration I.4.1 B). Elles se développent principalement dans les saprolites ou les serpentinites et peuvent s'étendre sur plusieurs centaines de mètres sur un versant (illustration I.4.1 F). Leur production sédimentaire peut détruire des ouvrages ou engraver significativement les cours d'eau. Elles peuvent même véhiculer des laves torrentielles. Ces ravines ne s'arrêtent de fonctionner que lorsque le matériau sensible est totalement érodé.

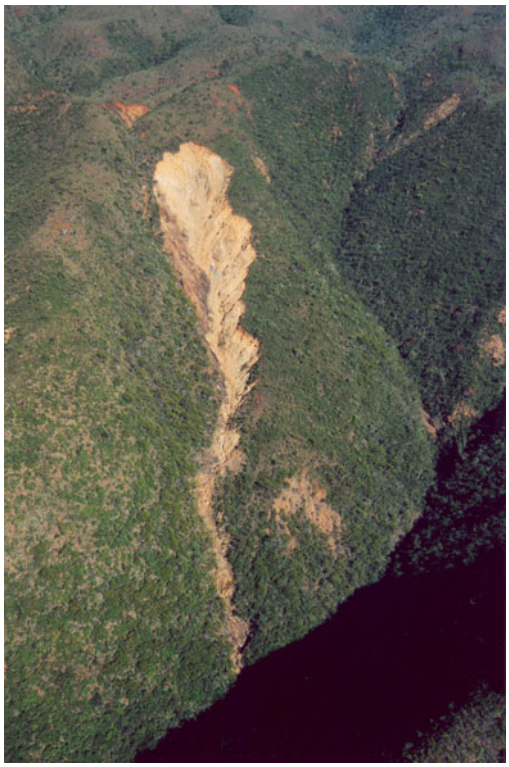


Illustration I.4.1 F: Ravine naturelle, vallée de la Ouenghi..
Photographie B. Pelletier (SLN).

I.4.1.3 Les glissements

En domaine ultrabasique, les glissements sont souvent de taille hecto- à plurihectométrique (illustration I.4.1 B, I.4.1 G). Les volumes mobilisés peuvent atteindre le million de mètres cube et ils se déclarent la plupart du temps en milieu serpentineux, favorisés en zone de semelle de nappe par l'existence de nombreuses sources. Ils présentent un caractère rotationnel bien marqué alors qu'en domaine péridotitique ils sont plutôt translationnels. Ils peuvent être composites, notamment au niveau d'un changement de lithologie péridotites/serpentinites.

Illustration I.4.1 G: Glissement pluri-hectométrique en milieu serpentineux, massif du Kopéto.
Photographie B. Pelletier (SLN).

I.4.1.4 Les coulées de débris et les laves torrentielles

Illustration I.4.1 H: Constellation de coulées de débris, vallée de la Kalouéhola.

Superficielles et fréquentes, les coulées de débris remanient latérites et blocs de péridotites. Elles se déclarent sur fortes pentes et affectent des surfaces comprises entre quelques mètres carré et plusieurs centaines de mètres carré. Les matériaux arrachés s'étirent linéairement sur la pente (illustration I.4.1 H) et lorsqu'ils rencontrent un thalweg, ils peuvent évoluer en lave torrentielle. Selon les matériaux affectés, les coulées de débris rocheux s'apparentent aux écroulements alors que les coulées à dominante latéritique se rapprochent des coulées boueuses. Ce sont ces dernières qui évoluent potentiellement en laves torrentielles (illustration I.4.1 B).

Les laves torrentielles sont les phénomènes de coulées les plus destructeurs, elles se déclarent sur des pentes moyennes à fortes (20 à 50%). Les matériaux boueux entraînent parfois blocs rocheux et troncs d'arbres hors des thalwegs, par des changements de cours ou des débordements, du fait de l'extrême violence du phénomène. Leur déclenchement semble lié à des périodes de précipitations soutenues précédant une pluviométrie exceptionnelle de type cyclonique : les eaux saturent les terrains latéritiques qui deviennent hautement instables et leur cohésion se retrouve brutalement réduite à néant (illustrations I.4.1 I, I.4.1 J, I.4.1 K). Les observations de géologues miniers précisent encore le contexte de saturation en eau (B. Pelletier, communication personnelle) : lors de ces épisodes extrêmes, la pression des eaux souterraines au sein du substrat rocheux conduit à des débourrages karstiques, résurgences au niveau de fractures décolmatées où l'eau peut jaillir sous pression à plusieurs dizaines de mètres. De telles résurgences sous des horizons superficiels gorgés d'eau et fragilisés peuvent conduire à la formation de coulées et de laves torrentielles.

Illustration I.4.1 I: Zone frontale de lave torrentielle : enchevêtrement de troncs d'arbres et de blocs, massif du Mé Maoya. Photographie B. Pelletier (SLN).

Illustration I.4.1 J: Lave torrentielle en milieu latéritique, massif du Mé Maoya. Photographie B. Pelletier (SLN).

Illustration I.4.1 K: Lave torrentielle (cyclone Beti), massif du Mé Maoya. Photographie B. Pelletier (SLN).

I.4.1.5 Les phénomènes anciens

Plusieurs types de phénomènes anciens sont signalés sur les cartes géologiques.

I.4.2 Historique de l'étude des aléas de versant sur les massifs ultrabasiques néocalédoniens

En Nouvelle-Calédonie, les aléas naturels ne sont étudiés que depuis une vingtaine d'années. Auparavant, les travaux sur les phénomènes érosifs se limitaient souvent aux impacts de l'activité minière. L'érosion naturelle est grandement méconnue tant du point de vue des mouvements de terrain que de l'érosion particulaire. Il n'existe pas en Nouvelle-Calédonie de mémoire historique des phénomènes et rares sont les personnes de terrain (mineurs, géologues, hydrologues) qui ont la possibilité d'observer les évènements dans les massifs ophiolitiques. Les quelques instabilités survenues aux alentours de zones d'habitat au Mont Dore en 1988 et 1990 ont fait l'objet d'expertises ponctuelles et induit un début de prise de conscience des risques associés aux mouvements de terrain. Le programme d'inventaire territorial des phénomènes ne débutera pourtant que 10 ans plus tard, en 1998. Les plans de prévention des risques (PPR) et autres outils de décision de ce type ne sont pas utilisés. Un recensement des travaux existants et des méthodes employées est disponible dans le tableau I.4.2 a pour les mouvements de terrain et dans le tableau I.4.2 b pour l'érosion particulaire.

Tableau I.4.2 a - Récapitulatif des travaux à l'échelle régionale et méthodes d'évaluation de l'aléa « mouvements de terrain » en Nouvelle-Calédonie.

Humbert & Maurizot, 1989 Échelle 1/25 000, zone d'étude reconnue comme trop étendue (3 communes, ~1500 km²) pour un résultat optimal	Données : terrain + photographies aériennes + cartes géologiques – observations de terrain – segmentation de la zone en 3 domaines géomorphologiques – zonage final en 5 niveaux d'aléa[12] par croisement expert des informations de géologie, géomorphologie, géographie

Laganier, 1994	Données : terrain + photographies aériennes + MNT (20 m) + image SPOT + carte géologique – carte informative des zones dégradées (sources majeures d'érosion incluant les travaux miniers) + terrain – détection semi-automatique des surfaces dégradées (image satellite) – valeurs seuil pour discriminer les types de surfaces nues sur un versant ultrabasique (altitude et pente MNT) – premiers pas vers une cartographie semi-automatique de l'aléa : test méthodologique sur une portion de versant (qq km²), calcul d'un degré d'instabilité qualitatif par combinaison de paramètres (pente, géologie, densité du couvert végétal)
Maurizot & Delfau, 1995	Données : terrain + photographies aériennes + pentes MNT (10 m) + carte géologique – relevé des mouvements de terrain – identification des zones potentiellement instables par analyse statistique des pentes des instabilités déclarées – évaluation de l'aléa en croisant analyse des pentes et nature du terrain (roches altérées / massives)
Maurizot & Lafoy, 1998b, Maurizot & Lafoy, 1998a	Données : terrain + MNT (10 m) + photographies aériennes + image SPOT (20 m) – Cartographie de la géologie, des formations superficielles et des phénomènes déclarés – Calculs morphométriques sur MNT – État de surface des versants (index de végétation et index de brillance SPOT) – Évaluation de la susceptibilité des terrains aux phénomènes de versant

La composante temporelle de l'aléa n'est évaluée dans aucun de ces travaux, par manque de données sur les facteurs variables. Les techniques d'évaluation de la susceptibilité des terrains s'affinent depuis le démarrage du programme d'inventaire, mais la méthode générale reste la même (illustration I.4.2 A). Dans leur synthèse sur l'aléa « mouvements de terrain » en Nouvelle-Calédonie, Maurizot & Lafoy, 2003 indiquent que :

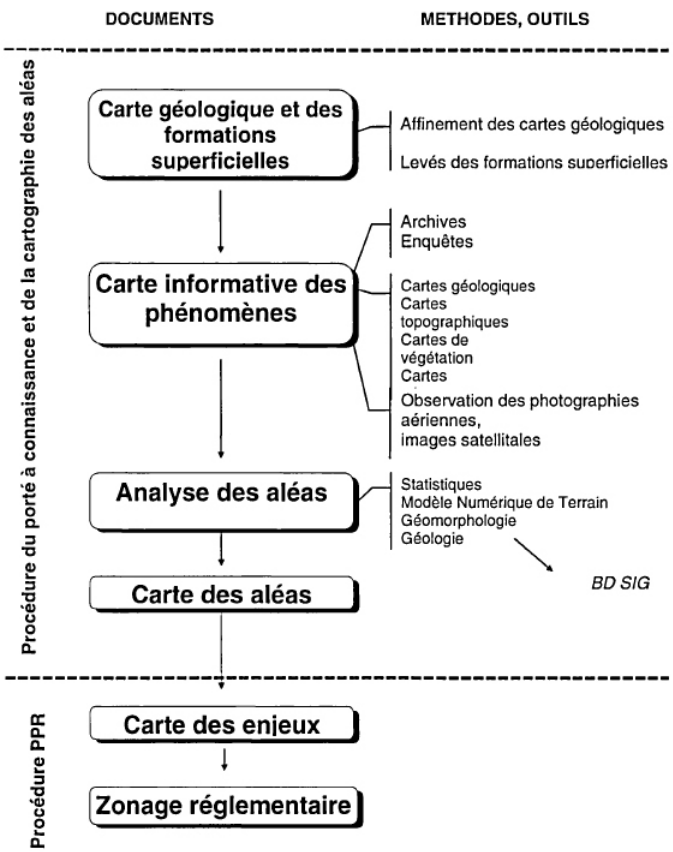


Illustration I.4.2 A - Processus de cartographie des aléas dans le cadre de la prévention des risques en Nouvelle-Calédonie, Maurizot & al., 2005b.

- Les données SPOT ou LANDSAT permettent de compléter grossièrement seulement l'information trop parcellaire des photographies aériennes;
- L'analyse visuelle en photo-interprétation est toujours prépondérante, bien que les séries temporelles soient peu nombreuses sur le Territoire;
- Ce dernier point limite les études rétrospectives à l'évolution des formes (tendances et modifications manifestes selon l'échelle des clichés), sans accès au suivi de la dynamique des phénomènes. L'imagerie satellite THR* (très haute résolution, pixel inférieur au mètre) est depuis peu utilisée en complément de l'imagerie aérienne pour l'analyse temporelle de zones sensibles (photo-interprétation Quickbird, Maurizot *& al.*, 2004 et Maurizot *& al.*, 2005a; Ikonos, Maurizot *& al.*, 2005b etc.). La THR* devient un outil incontournable d'imagerie pour l'évaluation de l'aléa mouvement de terrain;
- L'intégration des données cartographiques au sein d'un SIG* a été effectuée depuis de nombreuses années

12 Le terme de risque est utilisé dans le document original mais la description du zonage montre qu'il correspond en fait à la définition de l'aléa.

par le BRGM* et la DIMENC* en Nouvelle-Calédonie. Ces données sont rapidement valorisables.

La connaissance des mouvements de terrain s'affûte donc d'année en année en Nouvelle-Calédonie, essentiellement grâce au programme territorial. La cartographie de l'aléa reste cependant difficile à concrétiser, malgré les avancées technologiques, par manque de données sur les formations superficielles notamment. La cartographie de ces formations constitue par conséquent un axe prioritaire du programme d'inventaire. L'approfondissement de la connaissance fondamentale sur les mouvements de terrain en domaine ultrabasique reste un préalable à l'évaluation des aléas associés.

En termes de facteurs de sensibilité des sols à l'érosion, Maurizot & Delfau, 1995 retiennent la pente, la courbure verticale moyenne, les aires cumulées de drainage, la densité de drainage (relief et hydrographie MNT*), la géologie, la végétation-occupation du sol et les pistes. Luneau, 2006 retient pour sa part l'érodibilité du sol, la sensibilité à la battance, le taux de recouvrement du sol par la végétation, l'état de fonctionnement des mines, le réseau routier, ainsi que la pente, les courbures MNT* et les précipitations (modèle AURELHY*, qui représente une approche de la composante temporelle de l'aléa). Elle ne pourra évaluer tous ces paramètres du fait de l'indisponibilité de certaines informations (pédologie, mines) sur sa zone d'étude.

Tableau I.4.2 b - Récapitulatif des travaux à l'échelle régionale et méthodes d'évaluation de l'aléa « érosion particulaire ».

Humbert & Maurizot, 1989 Echelle 1/25 000, zone d'étude reconnue comme trop étendue (~1500 km², 3 communes) pour un résultat optimal	Données : terrain + photographies aériennes + cartes géologiques – observations de terrain, – segmentation de la zone en 3 domaines géomorphologiques, – zonage final en 5 niveaux d'aléa[13] par croisement expert des informations de géologie, géomorphologie, géographie.
Laganier, 1994	Données : terrain + photographies aériennes ou image SPOT (20 m) + carte géologique • détection des surfaces nues par seuillage des photographies noir et blanc • cartographie des phénomènes par classification visuelle des surfaces nues (photo-interprétation + terrain) ou • calcul de néocanaux SPOT (2 dates) par ACP[14], • seuillage des ACP (discrimination des surfaces nues de la végétation) • combinaison des résultats pour mettre en évidence les évolutions des surfaces nues entre 2 dates • interprétation visuelle
Maurizot & Delfau, 1995	Données : terrain + photographies aériennes + pentes MNT (10 m) + carte géologique – relevé des phénomènes, – pondération des facteurs de l'érosion par l'expert, – chaque carte de facteur (raster) est centrée réduite (moyenne à 1, écart-type à 0) pour harmoniser les plages de valeurs de l'espace multivarié. L'écart (distance mathématique) à la référence est calculé pour chaque cellule, la référence étant la valeur minimale du raster centré réduit. – Calcul de la somme pondérée des écarts de tous les rasters, cellule par cellule. La carte résultante indique la sensibilité des sols à l'érosion. Le modèle montre une très forte corrélation de la sensibilité avec les matériaux fins (terres latéritiques, formations marécageuses etc.).
Dumas, 2004	Données : images LANDSAT 7 TM (30 m) + MNT + carte géologique – cartographie de l'occupation du sol par télédétection – arbre décisionnel expert : hiérarchisation des facteurs occupation du sol, pente MNT et géologie par analyse multicritères, sur la base de travaux effectués sur l'île de la Réunion, avec adaptation aux particularités néocalédoniennes – évaluation de la sensibilité des sols à l'érosion par combinaison des facteurs (méthode de Maurizot & Delfau, 1995 ajustée)

13 Le terme de risque est utilisé dans le document original mais la description du zonage montre qu'il correspond en fait à la définition de l'aléa.

14 ACP, Analyse en Composantes Principales : L'ACP transforme des variables intercorrélées en composantes principales non corrélées, statistiquement indépendantes. Ce traitement permet de réduire le volume de données à analyser en faisant ressortir les facteurs les plus à même d'expliquer la variance des données (ici les images satellite).

Humbert & Maurizot, 1989 Echelle 1/25 000, zone d'étude reconnue comme trop étendue (~1500 km², 3 communes) pour un résultat optimal	Données : terrain + photographies aériennes + cartes géologiques – observations de terrain, – segmentation de la zone en 3 domaines géomorphologiques, – zonage final en 5 niveaux d'aléa par croisement expert des informations de géologie, géomorphologie, géographie.
Luneau, 2006	Données : occupation du sol (images satellites + carte topographique) + carte géologique + MNT + modélisation des précipitations AURELHY + carte des pistes – élaboration des cartes de facteurs – standardisation des facteurs – pondération des facteurs (analyse multi-critères) – modélisation de l'aléa par combinaison des facteurs (2 sénarii avec effet des précipitations minimisé ou maximisé).

L'évaluation de la composante temporelle des aléas se présente comme très problématique en Nouvelle-Calédonie car il n'existe pas de mémoire historique sur les phénomènes d'évolution des versants, que ce soit en termes de mouvements de terrain ou d'érosion au sens large. A l'heure actuelle, l'évolution du paysage liée à l'érosion a un impact très fort dans le ressenti des populations, ce qui présage une meilleure prise en compte de ces phénomènes et un contexte favorable à l'étude des aléas érosion, voire même des risques associés. Les politiques publiques s'orientent d'ailleurs dans ce sens depuis quelques années, mais l'étude de l'aléa érosion et des risques associés reste généraliste et les outils de prévention des risques ne sont pas répandus.

CHAPITRE II

Méthodologie

Sommaire du chapitre

II.1 Inventaire de l'existant....37
II.2 Méthodologie générale....38
II.2.1 Les mouvements de terrain....39
II.2.2 L'érosion particulaire....39
II.3 Outils et protocoles....40
II.3.1 Travaux de terrain sur le dôme du Vallon Dore, commune du Mont Dore....40
II.3.1.1 Un support pour l'étude géologique et géomorphologique....40
II.3.1.2 Tomographie de résistivité électrique 2D....40
II.3.1.3 Surveillance géodésique....42
II.3.1.3.a Localisation des points de contrôle....42
II.3.1.3.b Implantation des points de contrôle....42
II.3.1.3.c Principe des mesures par DGPS....43
II.3.1.3.d Mise en œuvre....43
II.3.1.4 Levé topographique de précision autour des profils géophysiques....44
II.4 Spatialisation des connaissances....44
II.4.1 Les systèmes d'information géographie (SIG)....44
II.4.2 De l'intégration à l'exploitation des données....45
II.4.3 Production d'informations spatialisées, protocole de cartographie numérique....45
II.4.4 Données de relief : le modèle numérique de terrain (MNT)....45
II.4.4.1 Calcul du modèle numérique d'altitude (MNA)....45
II.4.4.2 Calcul des modèles dérivés du MNA....46*
II.4.4.3 La modélisation TIN....46
II.4.4.4 Analyse linéamentaire sur MNT....47
II.4.5 Données d'imagerie....47
II.4.5.1 L'imagerie aérienne....47
II.4.5.2 L'imagerie satellitaire....47

II.1 Inventaire de l'existant

Devant la multitude de facteurs et de paramètres que prennent en compte les différents travaux sur les aléas de versant (§ I.2.2, « Caractérisation et quantification des aléas »), il existe en Nouvelle-Calédonie un certain nombre de documents qui semblent très utiles à la présente étude. Un récapitulatif des données existantes et des facteurs théoriquement déductibles est présenté dans le tableau II.1 a, avec une indication sur leurs format et localisation.

Tableau II.1 a - Inventaire des données potentiellement utiles à une évaluation des aléas de versant sur la Grande Terre de Nouvelle-Calédonie.

Données existantes sur la Grande-Terre	Paramètres potentiellement extraits ou dérivés	Format / Localisation
Carte informative BRGM des phénomènes de mouvements de terrain et d'érosion au 1/25 000 sur quelques zones ciblées	- Typologie des phénomènes déclarés	SIG (ArcGIS) / BRGM-DIMENC
Carte géologique BRGM au 1/50 000 harmonisée	- Érodibilité des formations géologiques - Épaisseur des terrains - Structure des terrains - Degré de fracturation	SIG (ArcGIS) / BRGM-DIMENC
Cartes BRGM des formations superficielles au 1/25 000 sur quelques zones	- Érodibilité des formations superficielles - Épaisseur des terrains - Propriétés mécaniques des terrains	SIG (ArcGIS) / BRGM-DIMENC
Carte géologique BGRM de la Nouvelle-Calédonie au 1/200 000		SIG (ArcGIS) / BRGM-DIMENC
Carte géologique BRGM de la Nouvelle-Calédonie au 1/1 000 000		SIG (ArcGIS) / BRGM-DIMENC
Atlas de la Nouvelle-Calédonie, carte géomorphologique au 1/1 000 000		papier/IRD, UNC
Atlas de la Nouvelle-Calédonie, carte pédologique au 1/1 000 000		papier/IRD, UNC
Cartes pédologiques ORSTOM localement au 1/50 000	- Érodibilité des sols - Sensibilité des sols à la battance - Stabilité structurale du sol - Épaisseur des sols - Propriétés mécaniques des sols	Papier / IRD
Carte topographique au 1/50 000	MNT	Papier et scan SIG / IGN-DTSI
Carte topographique au 1/10 000	- altimétrie, MNT - morphologie (lignes de relief, dolines) - occupation du sol - réseau de drainage, surfaces en eau, zones humides - zones anthropisées (pistes, constructions)	SIG / DITTT
Carte topographique au 1/2 000 sur zones anthropisées	MNT de détail	SIG / Province Sud
MNT de la Grande Terre à 50 m (IGN)	- Paramètres morphologiques - grands bassins versants	ArcGIS / DITTT, DTSI, DIMENC, BRGM
MNT de la Grande Terre à 10 m	- Paramètres morphologiques - Paramètres hydrographiques	ArcGIS / DTSI
MNT de grandes zones de la Grande Terre à 10 m (TIN sur données corrigées)	Paramètres morphologiques	ArcGIS / BRGM
Occupation du sol (Luneau 2006)	Occupation du sol	ArcGIS / UNC-IRD

Données existantes sur la Grande-Terre	Paramètres potentiellement extraits ou dérivés	Format / Localisation
Données météorologiques et climatologiques (réseau de basse altitude)	- Pluviométrie - Agressivité des pluies - modélisation AURHELY - températures - saisons	Numérique / MétéoFrance
Données météorologiques diverses (réseau d'altitude)	- Pluviométrie - Agressivité des pluies - températures	Numérique / IRD, DAVAR, compagnies minières
Épicentres des séismes du Sud de la Grande Terre	- sismicité	Papier / IRD
Photographies aériennes	- phénomènes déclarés - occupation du sol	Papier (parfois SIG) / DITTT
Images satellitaires (LandSat, Spot, Quickbird, Ikonos) sur diverses zones	- sols dénudés - occupation du sol	Numérique / IRD, DTSI

Les paramètres essentiels à l'étude des mouvements de terrain ainsi qu'à l'érosion particulaire semblent théoriquement accessibles à des échelles compatibles avec des travaux au 1/25 000 ou plus, à l'exception toutefois des informations pédologiques qui sont soit trop générales (1/1 000 000), soit trop localisées (études ponctuelles). Il n'existe aucun programme de cartographie pédologique en Nouvelle-Calédonie, les travaux disponibles sont essentiellement ceux effectués par des pédologues de l'ORSTOM* il y a une vingtaine d'années. Ces travaux sont depuis peu compilés et numérisés, ils n'était pas encore disponibles au début de cette étude.

II.2 Méthodologie générale

L'étude est focalisée sur le domaine ultrabasique de la Grande Terre puisque l'essentiel des phénomènes s'y déclarent (Maurizot & Lafoy, 2003). L'étendue très importante de cette unité donne l'opportunité de travailler sur un ensemble géologique de même nature. Ceci doit permettre plus qu'ailleurs d'approcher les conditions d'apparition des phénomènes : l'étude porte sur des géosystèmes aux modalités de fonctionnement *a priori* similaires. Un lieu propice aux mouvements de terrain et à l'érosion particulaire a été choisi comme site pilote pour étudier les phénomènes en détail et identifier les mécanismes à l'origine des instabilités.

Devant les approches différentes des aléas de versant relevées dans la littérature, les aléas « mouvement terrain » et « érosion particulaire » ont ensuite été traités séparément. Non seulement les méthodes d'étude sont différentes d'un aléa à l'autre mais le niveau de connaissances n'est pas équivalent pour chacun sur la zone d'étude (voir plus loin). D'un point de vue des phénomènes, il a semblé préférable de se focaliser sur ceux qui concourent au départ de matière sur les versants, les besoins et attentes scientifiques se situant d'abord à ce niveau. En effet, l'évaluation des aléas liés à l'évolution des versants dépend, en premier lieu, de la compréhension des mécanismes qui contrôlent ces phénomènes d'ablation.

L'étude a été menée tout d'abord sur le terrain, sur un site pilote. Les résultats ont ensuite servi pour un passage à l'échelle régionale. Pour les mouvements de terrain, il s'agissait d'identifier des secteurs en contexte semblable à celui du site pilote par une analyse morphologique. Pour l'érosion particulaire, une méthode d'inventaire des surfaces affectées a été élaborée et une méthode novatrice de modélisation de l'aléa a été testée.

II.2.1 Les mouvements de terrain

Les travaux antérieurs montrent que l'évaluation de l'aléa « mouvement de terrain » est encore difficile sur le domaine ultrabasique de la Grande Terre de Nouvelle-Calédonie, essentiellement de par une faible densité d'informations. Ce volet de l'étude se situe donc dans le prolongement des travaux existants, en amont de l'évaluation de l'aléa. Les conditions d'occurrence des phénomènes sont encore trop méconnues. Des travaux, sur le terrain et à l'échelle régionale, ont été entrepris pour apporter de nouvelles connaissances, nécessaires à la compréhension des mécanismes générateurs.

Sur la base des travaux d'inventaire des phénomènes déclarés (programme territorial), un lieu sur lequel il existe déjà une bonne connaissance de terrain a été choisi comme site pilote, de manière à exploiter et enrichir une base de connaissances déjà amorcée. Les travaux ont porté sur la mise en évidence des mécanismes qui agissent ou ont agi sur l'évolution d'un versant ultrabasique du massif du Mont Dore. Les conditions d'apparition de plusieurs mouvements de terrain d'ampleur moyenne y ayant par ailleurs été étudiées, les présents travaux ont essentiellement porté sur le système géologique et géomorphologique qui les a vu naître :

- une analyse des contextes géologique et géomorphologique a été faite à l'échelle du massif,
- des précisions d'ordre géologique et géomorphologique ont été apportées sur le site pilote,
- la configuration profonde du site a été explorée par géophysique,
- un réseau de points de contrôle topographique a été mis en place, dans le but de suivre l'activité du système dans le temps.

Lorsque les mécanismes ont été identifiés, la phase suivante a été d'en rechercher l'impact à l'échelle régionale, pour tendre à terme vers l'évaluation de l'aléa régional « mouvement de terrain ». Une recherche de configurations similaires à celle observée au Mont Dore a été entreprise dans la partie montagneuse du Grand Massif du Sud, puisque leur existence était suggérée dans la littérature. Ces travaux ont donné lieu à une cartographie des morphologies observées. Les résultats obtenus ont été intégrés dans un SIG* et analysés.

II.2.2 L'érosion particulaire

L'aléa « érosion particulaire », qui a par contre déjà été abordé dans plusieurs études précédentes (Maurizot & Lafoy, 1999, Luneau, 2006), doit être considéré différemment. Dans un premier temps, les conditions d'apparition des phénomènes érosifs ont été étudiés sur le terrain (site pilote du Mont Dore), de manière à améliorer la compréhension des mécanismes générateurs. Ces travaux de terrain devaient initialement être complétés par la mise en place de parcelles d'érosion, avec un objectif de quantification des pertes en sol. Malheureusement, à la fin de l'étude préparatoire et malgré des travaux de conception avancés, des événements indépendants de la volonté de l'équipe ont empêché la réalisation des parcelles. Seule la caractérisation de mécanismes érosifs a donc été effectuée.

Dans un second temps, une étude régionale a été entreprise. Un inventaire des surfaces affectées était nécessaire pour évaluer le modèle d'aléa existant, ce qui a été effectué. L'automatisation d'une partie des processus de traitement a été envisagée pour optimiser l'analyse des informations à cette échelle. Une méthodologie générale a été conçue pour l'étude de l'érosion d'une région ultrabasique à l'échelle du 1/50 000 ou du 1/100 000. Enfin, une méthode novatrice d'évaluation de l'aléa a été testée. Elle devait permettre de pallier aux difficultés récurrentes de hiérarchisation, de pondération et d'association des facteurs, dont les limites restent celles de la connaissance et de la perception qu'ont les experts des phénomènes.

L'évaluation de l'aléa a été effectuée par l'emploi de méthodes de fouille de données (domaine de pointe en informatique). Le jeu de données utilisé avait déjà servi à la conception d'un modèle d'aléa préexistant, ce qui a permis de comparer les résultats. La quantification de l'aléa (prédiction des phénomènes) est théoriquement accessible avec ces méthodes, au-delà des évaluations classiques et en prenant des données similaires. La zone de travail choisie est suffisamment vaste

pour que les résultats soient éventuellement transposables. Cette approche a été rendue possible grâce à une étroite collaboration avec une équipe de recherche en informatique, à plusieurs niveaux de ce volet.

II.3 Outils et protocoles

II.3.1 Travaux de terrain sur le dôme du Vallon Dore, commune du Mont Dore

II.3.1.1 Un support pour l'étude géologique et géomorphologique

Les informations complémentaires attendues des travaux de terrain se situent à une échelle plus fine comparativement à l'existant. La principale limitation d'une cartographie de détail est de disposer d'un support suffisamment précis pour produire un document de qualité. La carte topographique territoriale au 1/10 000 s'est révélée bien trop imprécise, l'échelle des éléments à cartographier se situant plutôt au 1/2 000. Les documents cartographiques provinciaux au 1/2 000 auraient pu convenir mais ils se limitent malheureusement à la zone urbanisée, excluant de fait la zone d'intérêt. Une ancienne minute de terrain a finalement été trouvée dans les archives du BRGM*, dressée sur un fond topographique au 1/1 000 datant de 1990 (postglissements). Il fallait trouver un moyen de récupérer ce fond topographique pour l'utiliser de nouveau en cartographie de terrain. Après recherche, les fichiers de photorestitution se sont perdus, le cabinet qui a repris la suite du prestataire n'a pas trouvé trace de ces travaux. Une procédure de numérisation a donc été mise en place faute de mieux, qui a nécessité l'emploi d'outils peu courants (tableau II.3.1 a).

Tableau II.3.1 a - Étapes de la numérisation du fond topographique du dôme du Vallon Dore au 1/1 000.

	Étape	Matériel utilisé
1	Numérisation par scannérisation (23 images A3)	Scanner du Service Géologique de la Nouvelle-Calédonie (DIMENC)
2	Pré-découpage manuel des images pour limiter les effets de déformation aux bordures	Station de travail LGPMC
3	Pré-intégration dans un SIG (géoréférencement individuel, mosaïquage)	Station de travail LGPMC
5	Traitement d'image sur la mosaïque (carte entière, >750 Mo) pour éliminer au maximum : – les tracés de la minute – l'aspect fortement jauni du papier	Serveur de calcul de l'université
5	Intégration définitive dans le SIG (géoréférencement de la mosaïque « nettoyée »)	Station de travail LGPMC

La carte obtenue, calée géographiquement, a été utilisée pour produire les supports de cartographie de terrain, elle a aussi permis l'intégration des résultats dans le SIG par digitalisation (voir planche hors texte).

II.3.1.2 Tomographie de résistivité électrique 2D

La méthode d'investigation géophysique du sous-sol employée au Vallon Dore est celle de la tomographie de résistivité électrique. Elle a déjà été éprouvée avec succès en milieu ultrabasique sur le régolithe néocalédonien (Robineau *& al.*, 2007, Beauvais *& al.*, 2007). La tomographie électrique 2-D est un système combinant des techniques de sondage et de profilage électrique, elle permet d'établir une image géoélectrique des matériaux de subsurface et de leur géométrie.

Son principe est basé sur l'utilisation d'un dispositif multiélectrodes constitué d'un sélecteur d'électrodes, de câbles multicanaux connectant une série d'électrodes implantées dans le sol à un résistivimètre, ce dernier étant lui-même connecté à un micro-ordinateur (illustration II.3.1 A).

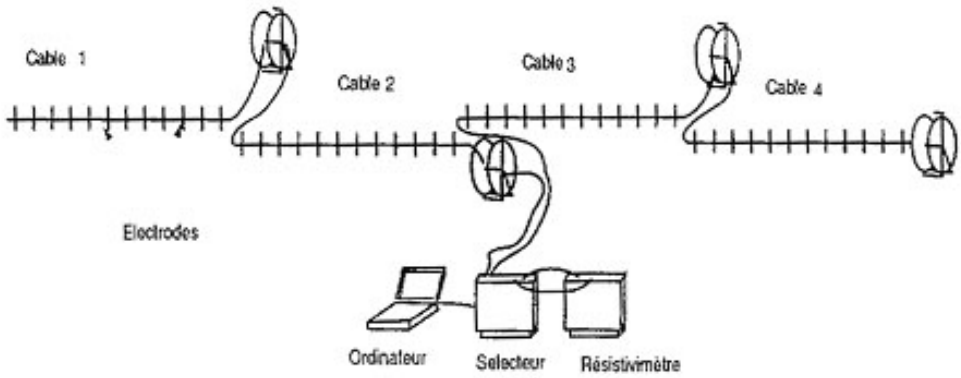
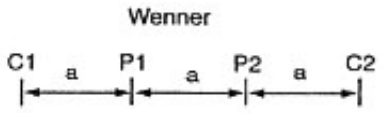


Illustration II.3.1 A - Schéma de mise en place du dispositif d'après Loke, 1997.
Chaque câble est pourvu de « take-out » (sorties) répartis à distante constante et reliés aux électrodes implantées dans le sol.
Les câbles 1 et 2 sont reliés entre eux à l'aide d'un connecteur. Il en est de même pour les câbles 3 et 4.

Ce dispositif permet d'effectuer automatiquement plusieurs centaines de mesures indépendantes les unes des autres. Les données obtenues sont présentées sous forme de pseudo-section. Elles sont obtenues en plaçant chaque valeur de résistivité apparente mesurée en-dessous du quadripôle C1–C2 P1–P2, à une profondeur égale à une fraction de distance C1-C2, appelée pseudo-profondeur.



a : distance inter-électrodes
C1, C2 : électrodes d'injection
P1, P2 : électrodes de mesure

Illustration II.3.1 B - Principe du dispositif Wenner, d'après Loke, 1997.

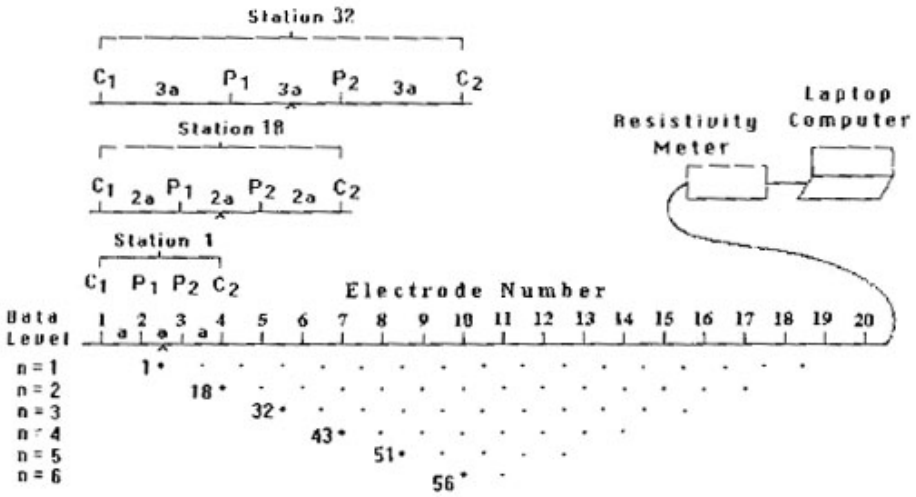


Illustration II.3.1 C - Schéma de construction de la pseudo-section, d'après Loke, 1997.

Dans le cas d'une configuration Wenner (illustration II.3.1 B), C1 est à la première électrode (ici, distance inter-électrodes a = 10 mètres) et la mesure s'effectue à la verticale du milieu de P1–P2, à la pseudo-profondeur C1-C2 / 2 (illustration II.3.1 C). Puis l'espacement des électrodes est doublé (2a) et la mesure de la résistivité apparente est placée au niveau 2. Ensuite C1 passe à la

deuxième électrode et le processus recommence jusqu'à obtention de la totalité des points de mesures.

C'est en effectuant une inversion à l'aide d'un logiciel adapté, par le calcul des résistivités vraies, que la structure géoélectrique du terrain est modélisée. L'inversion est un traitement itératif automatique. A chaque itération, le logiciel génère une pseudo-section qu'il compare avec celle observée sur le terrain et ajuste le modèle de sorte à minimiser la différence entre les deux-pseudo sections. Cette séquence est répétée jusqu'à obtention d'une pseudo-section calculée la plus proche possible de celle observée.

Au Vallon Dore, deux profils rectilignes de 630 mètres chacun ont été implantés (voir planche hors texte) après le dégagement de deux layons, sur ce terrain à accessibilité réduite (relief très escarpé, végétation dense). Plus de 10 personnes ont été mobilisées pour l'ouverture des deux layons, l'implantation et le retrait des 4 bobines (160 m et ~25 kg chacune) et des 64 électrodes pour chaque profil.

Avec une telle longueur de profil, la profondeur d'investigation peut atteindre 80 m. Le choix de la localisation des profils (voir planche hors texte) a été fait de manière à obtenir une modélisation de la géométrie du sous-sol au niveau du contact entre le dôme et le grand massif (profil 1, longitudinal) et au contact avec le soubassement basaltique (profil 2, transversal). Ce choix s'appuie sur les connaissances préalables du terrain et la zone choisie permet d'étudier la structure dans le sens du mouvement général supposé à la mise en place du dôme d'une part (axe du creek de la mine Dédé, profil 1) et dans le sens transversal d'autre part (axe de la dépression transversale, profil 2).

II.3.1.3 Surveillance géodésique

Pour effectuer un suivi de la dynamique générale du dôme du Vallon Dore, un réseau de points topographiques a été mis en place. La vocation de ce réseau est d'être fonctionnel pendant de nombreuses années pour être en adéquation avec une dynamique lente. En effet, les indices morphologiques montrent une mobilité récente de certains compartiments sans que la persistance de l'activité puisse être clairement établie. Ce suivi topographique est donc l'outil qui doit permettre de répondre à terme à la question suivante : « un compartiment ou l'ensemble du dôme subit-il de nos jours des mouvements significatifs et si oui dans quelles proportions ? ».

II.3.1.3.a Localisation des points de contrôle

Les points de suivi topographique ont été répartis de manière à pouvoir déceler des mouvements différentiels au sein du dôme (illustration III.5 A, p. 97). L'essentiel des points se répartit à l'intérieur du dôme, dans des zones d'aspect stable (P07, P02...) ainsi que dans des zones témoignant de mouvements récents (P12, P14...). Plusieurs points se situent sur le versant du grand massif, dans le chaos de blocs (P16, P17) et dans le flanc à latérites minces (P15). Beaucoup de ces points se situent aux alentours de la zone investiguée par géophysique.

II.3.1.3.b Implantation des points de contrôle

L'implantation de la vingtaine de points de contrôle a nécessité plusieurs mois de travaux et s'est effectuée de la manière suivante :

i. création et balisage des accès,
ii. réalisation d'un trou d'ancrage d'environ 50 cm de profondeur et 10 cm de diamètre,
iii. ancrage par des pierres cimentées,
iv. construction du plot de mesure avec système de pointage précis (douilles en laiton) et identification (plaque métallique gravée, réalisation R. Mathivet), le tout scellé dans une base de ciment au ras du sol,
v. séchage lent de la construction sous protection.

La plupart du temps, l'implantation de points de contrôle topographique ne nécessite pas un tel dispositif. En milieu urbain, l'emploi du clou de géomètre est courant et suffisant. Ici ce matériel

n'était pas adapté, soit parce que la roche était impénétrable au clou, soit au contraire à cause de la trop faible cohésion des matériaux (altérites fines). Il serait de plus impossible de distinguer un mouvement en masse d'un déplacement pelliculaire avec ce type de clous. Un ancrage profond tel que réalisé doit permettre de révéler, en cas de mesure de déplacements, d'éventuels mouvements en masse.

II.3.1.3.c Principe des mesures par DGPS

Les mesures reposent sur le GPS (*Global Positioning System*). Une constellation de 24 satellites dédiés se répartit autour de la planète à environ 20 000 km d'altitude, de manière à assurer une visibilité minimale de 4 satellites (99,9% des cas). En Nouvelle-Calédonie, 8 à 9 satellites sont visibles en moyenne (Dumas-Pilhou, 2006). Position et paramétrage des satellites, ainsi que temps GPS* sont calculés en permanence à la station de contrôle du système (États-Unis) et les corrections sont transmises aux satellites par plusieurs autres stations au sol. Seule une partie du signal de positionnement GPS* est accessible à tous (précision à 20 m (95%) en horizontal, à 50 m en vertical).

Le DGPS (*Differential Global Positionning System*) permet de corriger la plupart des sources d'erreurs du système, moyennant l'emploi de matériel spécialisé et coûteux. Le dispositif nécessite l'emploi de deux récepteurs GPS* pour observer simultanément les mêmes satellites (4 communs au minimum) pendant une période déterminée. Un des récepteurs fonctionne en mode « base », sur un point de référence positionné précisément par ailleurs et l'autre récepteur (« rover ») permet de relever précisément la position d'un point quelconque. Les mesures sur la base permettent de quantifier les erreurs de positionnement GPS* dans la zone au moment des mesures. Ces erreurs peuvent alors être corrigées sur les signaux GPS* des points de mesure du rover, ce qui permet d'atteindre une précision centimétrique.

II.3.1.3.d Mise en œuvre

Les mesures réalisées sur le nouveau réseau de points topographiques ont été réalisées par le Bureau Géodésie et Nivellement (BGN) de la DITTT*. Une campagne de mesure mobilise au minimum 5 personnes pendant plusieurs jours, sans compter une à deux journées préparatoires (2 personnes) pour réouvrir les accès difficiles et pour dégager l'espace nécessaire au bon fonctionnement des antennes GPS* (végétation à reprise rapide). Pour l'ensemble de chaque campagne, les matériels du BGN* et de l'université ont été complétés par du matériel de location.

Deux bases ont été implantées sur le site (points P2 et P7), avec le matériel suivant :

- Trimble 5700 (DITTT*)
- Trimble 4800 (Université de la Nouvelle-Calédonie)

Deux rovers ont été employés en simultané :

- Trimble 5700 (DITTT*)
- Trimble 5800 en 2005 et 2006, R8 en 2007 (location)

Le positionnement des bases (trépieds) se fait par sessions d'une heure d'observations continues en statique rapide (environ 6 sessions par jour) pendant que les rovers stationnent les autres points. Ces calculs ont été réalisés à partir des éphémérides précises de l'IGS*. Le rattachement a été effectué sur la station NOUM, fixée avec ses coordonnées géographiques (tableau II.3.1 b). La stabilité des bases est suivie d'une campagne à l'autre.

Tableau II.3.1 b - Coordonnées géographiques de la station de référence (RGNC), source DITTT/ST/BGN.
(He : hauteur au-dessus de l'ellipsoïde de référence)

Station	Matricule	Latitude	Longitude	He
NOUM	33-68b	-22°16'11.48399"	166°24'36.69250"	83.203 m

Le calcul de localisation des autres points a été testé en temps réel (2006, RTK : Real Time Kinematic) ou en statique (2005 et 2007) avec les rovers. Chaque point est ausculté à partir des deux bases, sur plus de 5 enregistrements RTK* et avec réinitialisation en cours de mesure. En

statique, 2 sessions de 10 minutes de mesures sont effectuées pour chaque point. Il faut une observation d'au moins 5 satellites communs entre rover et bases pour que ce système fonctionne. Deux types de stationnement ont été testés pour ces points : le centrage forcé (trépied + embase) et les cannes de levé RTK*, plus faciles à mettre en œuvre en terrain difficile.

II.3.1.4 Levé topographique de précision autour des profils géophysiques

Le document topographique utilisé pour reporter les informations recueillies sur le terrain n'étant disponible qu'au format papier ou maintenant au format image (§ II.3.1.1 « Un support pour l'étude géologique et géomorphologique »), il n'existait pas de données facilement manipulables pour étudier en détail la morphologie et les instabilités (érosion particulaire et mouvements de terrain) dans les alentours de la zone d'investigation géophysique. De plus, en certains points, la carte topographique de 1990 est imprécise notamment du fait d'une végétation parfois dense qui a manifestement gêné les travaux de photorestitution. Un levé de plan par topographie classique a donc été réalisé par un cabinet de géomètre-expert, grâce à un financement de la DIMENC*. Ces travaux ont été menés dans des conditions de terrain très escarpé et instable. Le document produit, disponible à la fois sur papier et dans un format intégrable dans un SIG*, permet d'envisager une exploitation bien meilleure autant sur le terrain qu'ensuite au laboratoire. Les géomètres se sont appuyés sur le réseau de points topographiques implanté par ailleurs (illustration G, annexe 1) pour réaliser le calage géographique du plan, puisque des mesures étaient déjà disponibles.

Les courbes de niveau du plan topographique ont été exploitées pour générer un modèle numérique de terrain au pas de 0,5 m (§ II.4.4, « Données de relief : le modèle numérique de terrain (MNT) »). Ce MNT a servi à appuyer une partie de l'analyse géomorphologique.

II.4 Spatialisation des connaissances

II.4.1 Les systèmes d'information géographie (SIG)

L'emploi des SIG* est incontournable dans le monde de la cartographie. Un SIG* permet, au-delà de la production de cartes numériques, de disposer d'un système où chaque entité cartographiée peut être mise en relation à de multiples informations par le biais d'une base de données associée. Il est possible d'accéder par ces systèmes informatiques à une potentialité d'analyse inaccessible avec des documents cartographiques simples, qu'ils soient au format papier ou numérique.

Au sein d'un SIG*, les données sont organisées en couches thématiques (format vecteur[15] ou raster[16]) et certaines informations sont éventuellement mises en relation les unes avec les autres dans une base de données. Les capacités d'analyse sont de deux types :

- les requêtes spatiales, qui permettent de croiser plusieurs cartes thématiques pour en créer de nouvelles par calcul,
- les requêtes attributaires qui donnent accès à l'analyse de la base de données associée aux entités cartographiques.

Pour des travaux de recherche qui reposent en grande partie sur la cartographie, l'intérêt de tels systèmes est évident. Ils permettent d'exploiter à la fois les données existantes et de produire des analyses cartographiques d'une précision inégalée en comparaison aux cartes classiques. Ils permettent aussi de produire de nouvelles couches cartographiques issues de travaux propres qui se trouveront automatiquement superposables avec les données déjà intégrées. Les géologues,

15 Format vecteur : une couche thématique vectorielle est constituée d'objets (points, lignes ou polygones) stockés dans le système avec les propriétés de vecteurs mathématiques. A chaque objet correspond un enregistrement dans la table attributaire associée, avec autant d'attributs qu'en définit l'utilisateur.

16 Format raster : couche thématique d'un SIG* structurée dans le système comme une grille à maille généralement carrée, de taille définie, que l'on peut assimiler à des pixels d'une image. A chaque cellule (pixel) de la grille correspond une valeur descriptive du thème considéré.

qui travaillent très souvent avec les cartes papier, trouvent un intérêt particulier à ce genre de système, sous réserve de posséder une double compétence en géomatique ou bien de collaborer très étroitement avec des géomaticiens. Ici, l'auteur appartient à la première catégorie, ce qui a permis de maîtriser tous les stades de la chaîne de traitement SIG*.

II.4.2 De l'intégration à l'exploitation des données

Chaque SIG* possède sa propre architecture, son propre système de coordonnées. Chaque producteur de données travaille dans un contexte particulier, avec des problématiques spécifiques. Concrètement il peut s'avérer difficile d'intégrer dans son propre SIG* des couches thématiques provenant de sources différentes du fait des spécificités de chaque SIG* existant. La compatibilité des données est un problème récurrent en géomatique.

Dans cette étude, l'essentiel des données cartographiques utilisées était disponible au format de la suite logicielle ESRI ArcGIS. Les habituels écueils de compatibilité ont été évités, sauf un : le référentiel cartographique. En Nouvelle-Calédonie, il existe de nombreux systèmes de coordonnées, malgré une harmonisation récente (durant cette étude). Deux ellipsoïdes de référence et deux projections sont encore très couramment utilisés sur la Grande Terre : l'ancienne projection UTM (*Universal Transverse Mercator*, fuseau 58 sud) associée à l'ellipsoïde IGN72 Grande Terre et la projection conique Lambert Nouvelle-Calédonie (actuelle) qui s'appuie sur l'ellipsoïde RGNC1991. Il a fallu travailler avec les deux systèmes, certaines données (notamment des rasters) étant difficilement convertibles sans perte de qualité. Par ailleurs, les données externes utilisées pour l'étude étaient relativement bien décrites, soit par un dictionnaire, soit dans la base de données elle-même, ce qui est assez rare pour être souligné.

Les données satellitaires utilisées ici avaient déjà subi les corrections géométriques indispensables à la parfaite superposition avec les autres jeux de données. Leur intégration a été aisée en comparaison à la chaîne de traitements qu'implique l'orthorectification[17].

II.4.3 Production d'informations spatialisées, protocole de cartographie numérique

L'ensemble des données cartographiques a été produites sous ArcGIS. Deux voies ont été suivies pour la numérisation :

- la digitalisation sur minute de terrain numérisée au moyen d'un scanner et géoréférencée (travaux de terrain),
- la digitalisation directe à l'écran (analyse régionale).

Dans les deux cas, les données produites sont de type vecteur. Leur digitalisation a été effectuée à l'écran à la moitié de l'échelle de rendu final. Par exemple pour la production d'une carte au 1/2 000, la saisie a été effectuée au 1/1 000.

II.4.4 Données de relief : le modèle numérique de terrain (MNT)

L'ensemble des données MNT* est au format raster. Les modélisations effectuées pour cette étude ont été réalisées avec le module « Spatial Analyst » d'ArcGIS.

II.4.4.1 Calcul du modèle numérique d'altitude (MNA)

La grille de référence d'un modèle de relief est celle des altitudes. Le MNA* a été calculé à partir de données topographiques vectorielles (points cotés et/ou courbes de niveau). Les techniques d'interpolation sont très diverses, ainsi que la qualité de leur résultat.

17 Orthorectification : ensemble de traitements que doit subir une vue spatiale ou aérienne pour transformer l'image déformée acquise par le capteur en une image parfaitement calée géométriquement et géographiquement. Une scène orthorectifiée se superpose parfaitement aux autres couches thématiques d'un SIG* en tout point.

Dans cette étude, le MNA* à 10 m du massif du Mont Dore a été calculé avec la fonction « Topo to raster » (ancien « TOPOGRID » d'ArcInfo). Cette fonction présente l'avantage de produire des modèles de qualité, hydrologiquement corrects. Le réseau hydrographique de référence est celui de la BD Topo au 1/10 000, de laquelle ont aussi été extraites les informations d'altitude. La préparation des données est une étape cruciale. Il est nécessaire de contrôler la qualité des données en entrée et de les corriger si possible. Ces erreurs entraîneraient des aberrations inacceptables dans la modélisation du relief. Le modèle à 50 cm calculé pour la partie amont de la colline a été réalisé avec la même fonction, à partir d'un plan topographique au 1/500.

Le MNT* utilisé pour l'analyse régionale était déjà disponible (chapitre IV, « Les morphologies de glissement de grande ampleur dans le Massif du Sud » et chapitre V, « Érosion particulaire : cartographie et évaluation de l'aléa »). La préparation des données sur une si vaste zone requérait bien trop de temps, alors que l'existant semblait convenir pour une analyse régionale. Ce modèle, calculé par P. Maurizot (BRGM*-NC), a été généré par modélisation TIN* (§ II.4.4.3, « La modélisation TIN »). Il a ensuite été converti en grille à maille 10 m.

II.4.4.2 Calcul des modèles dérivés du MNA*

Trois types de modèles dérivés ont été calculés dans cette étude :

- le modèle d'intensité des pentes, qui donne pour chaque cellule l'angle en degrés de la pente locale,
- le modèle d'orientation des pentes dans lequel chaque cellule informe sur l'orientation locale de la pente par rapport au nord géographique (angle en degrés),
- les modèles d'ombrage qui représentent en 255 niveaux de gris un relief éclairé par une source lumineuse virtuelle, avec une direction et un angle d'incidence paramétrables. L'éclairage de chaque cellule a été calculé sans report des ombres portées et l'angle d'incidence a été fixé à 45° pour les 8 modèles élaborés, chacun correspondant à l'une des 8 directions géographiques principales.

Chaque modèle dérivé consiste en un raster dont les cellules sont de mêmes dimensions que celles du MNA*. Les centres de cellules sont parfaitement superposés d'un raster à l'autre.

II.4.4.3 La modélisation TIN

Un modèle TIN (Triangular Irregular Network) est un modèle à maille triangulaire irrégulière, il se distingue des modèles raster. Généré sans interpolation, il se calcule à partir de données vectorielles. Il exploite un ensemble de points qu'il relie entre eux pour former les arêtes du réseau. Ces points peuvent être des points ou des nœuds intermédiaires de lignes ou polygones, qui doivent porter une information d'altitude. Un modèle de relief TIN* peut être contraint par des lignes morphologiques qui imposent une limite de zone, une rupture ou une inversion de pente (lignes de falaise, cours d'eau,etc.).

Ce type de modélisation prend tout son intérêt dès lors qu'une approche tridimensionnelle est envisagée. La visualisation en bloc 3D à l'écran est facile, ce qui permet une observation aérienne virtuelle d'un relief sous de multiples angles, à moindre coût. L'éclairage est paramétrable comme dans le modèle raster et des données SIG* peuvent être affichées avec le modèle. Un modèle TIN* peut ensuite au besoin être converti en raster.

Dans cette étude, un modèle TIN* « rasteurisé » a été utilisé comme support à l'analyse morphologique régionale. L'inconvénient d'un modèle TIN* est son angulosité, qui perturbe ce type d'analyse en cas de zoom important. La modélisation TIN* pour étudier le massif du Mont Dore, a été réalisée à partir d'un MNA* raster à 5 m (limite raisonnable d'interpolation à partir de données au 1/10 000). Cette démarche visait à obtenir une vue 3D du massif la plus réaliste possible, à destination de l'analyse morphologique visuelle.

II.4.4.4 Analyse linéamentaire sur MNT

Le principe de cette analyse consiste à analyser un modèle d'ombrage comme une photographie aérienne unique. Cette approche présente plusieurs avantages par rapport à l'imagerie classique :

- L'analyste s'affranchit de toutes les informations de forme et de couleur susceptibles de parasiter l'analyse morphologique. L'œil ne considère plus le relief que par ses formes au travers des ombrages, similaires à une observation verticale classique dont toute information de surface aurait été gommée;
- La saisie cartographique peut se faire instantanément à l'écran, ainsi que le renseignement de la base de données associée (modèle, auteur etc.);
- En éclairage naturel, certaines informations restent parfois peu ou non visibles sur le terrain ou sur les vues aériennes/spatiales. Elles peuvent être mises en évidence grâce à de multiples éclairages artificiels;
- Les différents ombrages d'une zone d'intérêt, de qualité comparable, peuvent être directement mis en relation avec d'autres données SIG* (autres modèles dérivés, géologie, etc.).

Tous ces avantages pallient l'absence de la vue stéréoscopique et donnent la possibilité d'étudier un massif à partir de données homogènes. L'observation et la saisie des résultats d'analyse se font à l'écran au fur et à mesure et sans intermédiaire, à la demi-échelle de rendu (§ II.4.3, « Production d'informations spatialisées, protocole de cartographie numérique »).

II.4.5 Données d'imagerie

II.4.5.1 L'imagerie aérienne

Les photographies aériennes utilisées pour cette étude sont principalement celles dont dispose la DITTT*. Ces vues ont souvent servi à la restitution photogrammétrique destinée à la production des cartes topographiques du territoire. Les plus anciens jeux sont en noir et blanc et de nombreux autres sont disponibles en couleur, généralement à l'échelle du 1/20 000. Quelques vues au 1/8 000 ont été mises à disposition par la Direction du Patrimoine et des Moyens de la Province Sud. Ces données n'étaient disponibles qu'au format papier pour les zones d'intérêt et ont été exploitées en photo-interprétation classique.

II.4.5.2 L'imagerie satellitaire

Les données d'imagerie spatiale utilisées dans cette étude sont issues du capteur SPOT 5. Elles ont été acquises par le Gouvernement de la Nouvelle-Calédonie (DTSI*/SGT*) dans le cadre de l'inventaire territorial des sites dégradés par l'activité minière. Une partie de la méthode de traitement des images a été utilisée au chapitre V, « Érosion particulaire : cartographie et évaluation de l'aléa ».

Les images utilisées sont de niveau de traitement 1B (corrections radiométriques et géométriques des distorsions internes liées aux capteurs élémentaires embarqués). Elles ont été orthorectifiées par le SGT*, dans les projections spécifiques à la Nouvelle-Calédonie (UTM, IGN72 ou Lambert NC, RGNC).

CHAPITRE III

Mécanismes d'apparition des mouvements de terrain et de l'érosion particulaire sur le dôme du Vallon Dore, massif du Mont Dore

Sommaire du chapitre

III.1 Introduction....51
III.1.1 Choix du site de référence....51
III.1.2 Localisation de la zone d'étude....52
III.2 Le Mont Dore, un massif à l'histoire complexe....53
III.2.1 Contexte géologique....53
III.2.2 Contexte géomorphologique....54
III.2.3 Analyse cartographique du massif du Mont Dore....55
III.2.3.1 Hydrographie....55
III.2.3.2 Géomorphologie....55
III.2.3.3 Structure....57
III.2.4 Le versant SO et ses particularités....59
III.2.5 Conclusions préliminaires sur le massif du Mont Dore....63
III.3 Géologie du dôme du Vallon Dore....64
III.3.1 Repères géographiques....64
III.3.2 Caractéristiques connues du dôme du Vallon Dore....66
III.3.3 Démarche de l'étude du dôme....67
III.3.4 Géologie....67
III.3.4.1 Un soubassement imperméable d'altitude variable....67
III.3.4.2 Péridotites et serpentinisation : le contraste dôme-massif....68
III.3.4.3 Les failles antéaltération....70
III.3.4.3.a La faille DM du contact dôme-massif....70
III.3.4.3.b Les failles antéaltération au sein du dôme....73
III.3.4.4 Caractéristiques du régolithe latéritique....74
III.3.4.5 Les failles postaltération....76
III.3.4.6 Des formations superficielles témoignant d'instabilités anciennes....80
III.3.5 Structure profonde du dôme : le contact de base et les relations dôme-massif....82
III.3.5.1 Modèles géoélectriques du dôme du Vallon Dore....82
III.3.5.2 Apports de la géophysique à la compréhension de la structure profonde du dôme.84
III.4 Évolution des versants du dôme du Vallon Dore et alentours....87
III.4.1 Réalisation d'un modèle numérique de terrain de précision....87
III.4.2 Les mouvements de terrain....88
III.4.2.1 Les mouvements anciens....88
III.4.2.2 Les mouvements actuels....91
III.4.3 L'érosion particulaire....93
III.4.4 Reconstitution de l'histoire du dôme ultrabasique du Vallon Dore....93
III.5 Un réseau géodésique pour le suivi de la stabilité du dôme....97
III.5.1.1 Mise en place du réseau....97
III.5.1.2 Résultats des premières mesures diachrones....98
III.6 Conclusion partielle....99
III.7 Discussion....100
III.7.1 Apports de l'étude du Vallon Dore à l'évaluation des aléas....100
III.7.1.1 Mouvements de terrain....100
III.7.1.2 Érosion particulaire....100
III.7.2 Géologie du massif du Mont Dore et de la colline du Vallon Dore....101
III.7.2.1 Dynamique de la zone SO....101
III.7.2.2 Accidents, serpentinisation et altération....101

III.1 Introduction

Les aléas liés à la dynamique naturelle des versants sont principalement associés à l'érosion *s.l.*, à laquelle se superposent parfois des instabilités liées aux structures tectoniques (failles, fractures), sismiquement actives ou non. Il convient donc d'adopter une démarche intégrée, de façon à ne négliger aucun des aspects de leur évolution. Une approche pluri-disciplinaire, alliant géologie, géomorphologie et géomatique est développée pour comprendre comment sont apparus phénomènes d'érosion particulaire et de mouvements de terrain dans une zone pilote. Travaux de terrain, géophysique et étude morphologique ont été entrepris dans le but d'identifier le ou les mécanismes qui contrôlent la dynamique naturelle des versants. Le but est de proposer un modèle d'évolution qui s'appuie à la fois sur une analyse géologique traditionnelle et sur une approche qui combine terrain et géomatique.

III.1.1 Choix du site de référence

Le dôme du Vallon Dore, massif du Mont Dore, a été retenu. Il présente, outre une grande facilité d'accès, toutes les caractéristiques d'un site de référence :

- de nombreux phénomènes d'instabilité y sont actifs ou l'ont été,
- des expertises géologiques antérieures documentent certaines de ces instabilités,
- des zones de mouvement de terrain ont été instrumentées et sont toujours suivies.

Après consultation des inventaires des aléas mouvements de terrain, réalisés par le BRGM* et la DIMENC* en Nouvelle-Calédonie sur des zones sensibles connues, le Vallon Dore est le seul site qui soit étudié en détail et instrumenté. Il s'agit d'une colline située au pied du massif du Mont Dore, au front de laquelle deux mouvements de terrain se sont déclenchés en 1988 et 1990 (illustration III.1.1 A). Ces phénomènes d'origine naturelle ont mis en danger les populations vivant en contre-bas et des études ont été entreprises pour sécuriser le site (Maurizot, 2001). Un résumé des évènements et des travaux de confortement est disponible en annexe 1.

Illustration III.1.1 A - Vue vers l'est du dôme du Vallon Dore. Au premier plan les lotissements bordiers, en arrière-plan le versant SO du massif du Mont Dore.

Mouvements de terrain actuels déclarés au front du dôme du Vallon Dore :
1, glissement Mille et Berton (1988)
2, coulée de débris du lotissement de l'Aiguade (1990)

La zone regroupe un grand nombre de phénomènes d'érosion courants en domaine ultrabasique néocalédonien (glissements de terrain, ravines, éboulements, lavakas etc., § I.4.1 « L'évolution naturelle des versants ultrabasiques »). Ces caractéristiques en font un site d'étude privilégié, proche de Nouméa, en zone habitée. La présence d'une petite mine abandonnée au sein de la zone n'a pas été mise en cause dans le déclenchement des instabilités de 1988 et 1990. L'impact de cette mine d'un point de vue des phénomènes érosifs se limite par ailleurs à la zone

d'exploitation et sa proche périphérie, ce qui ne gêne en rien l'étude des nombreux phénomènes naturels alentour.

Aucun autre site aussi bien documenté n'a été identifié, malgré l'existence d'un site potentiellement intéressant aux Monts Koghi. Le dôme présente d'autant plus d'intérêt qu'il est interprété dans la littérature comme un panneau entier du massif du Mont Dore glissé en masse (Maurizot & Riondy, 1988, Maurizot, 2001, illustration III.2.4 B), ce qui témoignerait d'un phénomène de grande ampleur plus ancien.

L'importance de la masse ancienne supposée glissée dans les travaux antérieurs pose la question des raisons d'un tel phénomène, celles-ci n'ayant pas été abordées dans les études précédentes. La présente étude repose sur l'analyse cartographique du massif entier et plus particulièrement de son versant SO, auquel appartient le dôme du Vallon Dore. Ce dernier est abordé dans un contexte géologique et géomorphologique plus large. Une analyse de terrain du dôme vient compléter cette approche et permet d'identifier un mécanisme complexe d'évolution du versant SO du massif du Mont Dore. Un modèle de mise en place de ce dôme ultrabasique est proposé.

III.1.2 Localisation de la zone d'étude

Le massif du Mont Dore se situe sur la Côte Ouest de la Grande Terre, à une quinzaine de kilomètres au SE de Nouméa. Il donne son nom à la commune sur laquelle il se trouve. C'est un relief isolé très proche du littoral, culminant à 772 m, qui constitue un témoin avancé du Grand Massif du Sud. Il est bordé par la rivière Lembi et l'estuaire de la Coulée au nord et limité à l'est par la vallée de la rivière de Plum (illustration III.1.2 A).

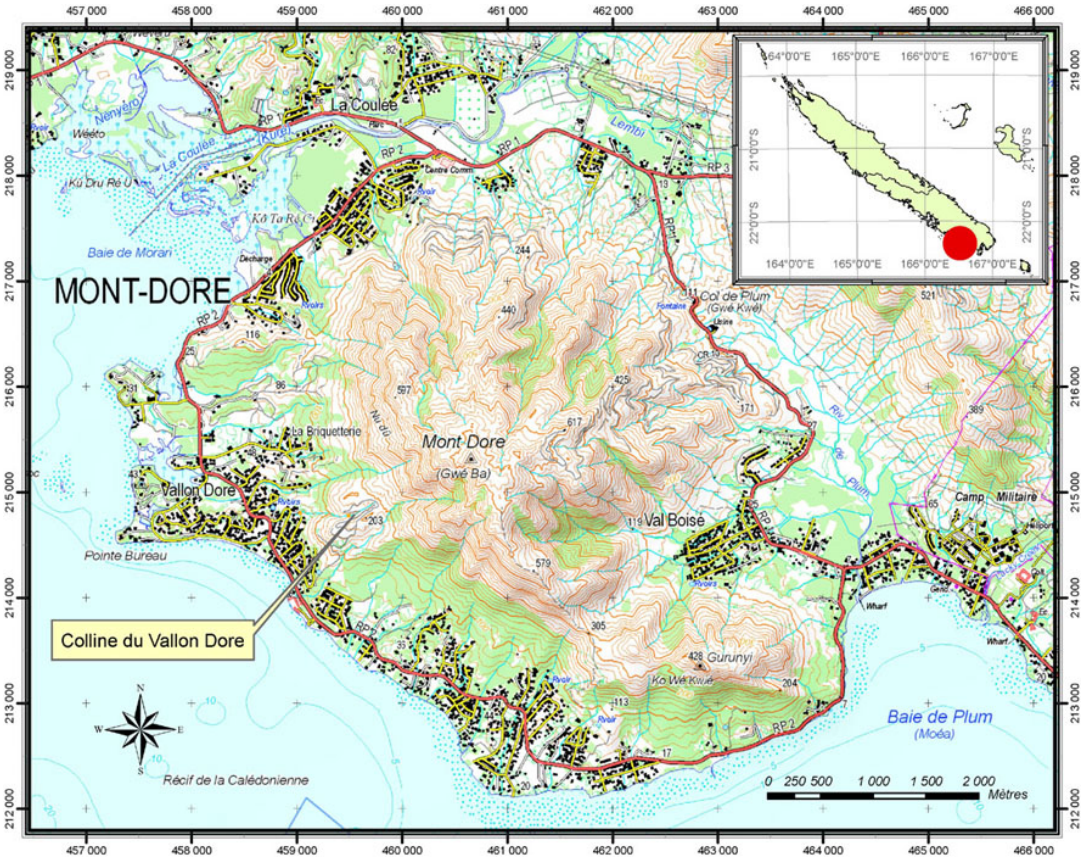


Illustration III.1.2 A - Carte de localisation du Massif du Mont Dore et de la colline du Vallon Dore.
Fond cartographique 1/50 000 DITTT.

III.2 Le Mont Dore, un massif à l'histoire complexe

III.2.1 Contexte géologique

Le Mont Dore est un massif de péridotites. Cette klippe ultrabasique repose par un contact de base chevauchant sur l'unité des basaltes de Poya, reposant elle-même sur des formations sédimentaires du Crétacé supérieur, qui affleurent dans la plaine littorale occidentale (illustration III.2.1 A). Cette configuration structurale est classique sur la Grande Terre de Nouvelle-Calédonie. Un accident serpentineux majeur redressé borde le massif au NE, au niveau de la vallée de la rivière de Plum.

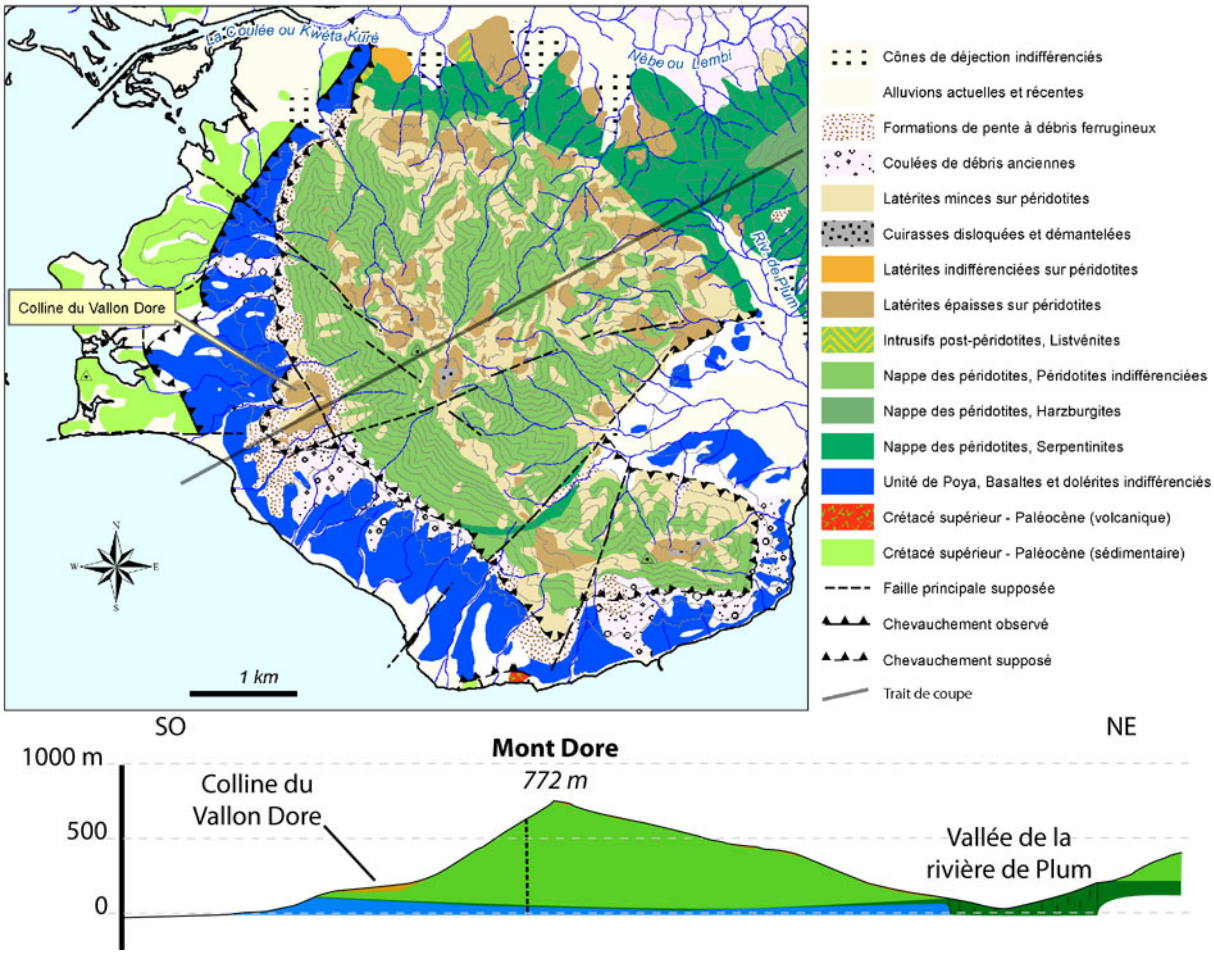


Illustration III.2.1 A - Géologie du massif du Mont Dore, d'après les données géologiques SIG 1/50 000 BRGM/DIMENC 2005. Indications topographiques extraites de la BD Topo 1/10 000, DITTT 2006, équidistance des courbes 50 m.

Dans les données numériques 1/50 000 du BRGM*, le contact chevauchant de la base des péridotites du Mont Dore est systématiquement masqué par des formations superficielles. Il forme une digitation vers la plaine littorale au niveau du dôme du Vallon Dore (illustration III.2.1 A) et son allure générale indique un pendage faible vers le NE. Deux accidents sont supposés dans la zone du dôme : l'un, N150 vertical et peu étendu, traverserait le dôme de part en part. L'autre, ~N70 subvertical, affecterait en totalité le massif du Mont Dore. La carte géologique du BRGM* au 1/25 000, établie lors de l'inventaire des aléas mouvements de terrain sur la commune du Mont Dore (Maurizot, 2001), montre une vingtaine de petites failles affectant le versant SO du massif

(illustration III.2.1 B). Ces accidents sont d'extension réduite, de quelques centaines de mètres au plus et certains affectent le petit dôme.

Pour Maurizot, 2001, les formations d'altération sont de deux types dans le massif du Mont Dore :

i. des « latérites épaisses », profils aux horizons bien différenciés des zones à pente très faible, d'environ 10 mètres d'épaisseur (jusqu'à 30 m selon Humbert & Maurizot, 1989);

ii. des « latérites minces » à squelettes rocheux et horizons saprolitiques discontinus, profils incomplets à indices de remaniement, sur versants moyennement à fortement pentus et d'épaisseur irrégulière, inférieure à 5 mètres).

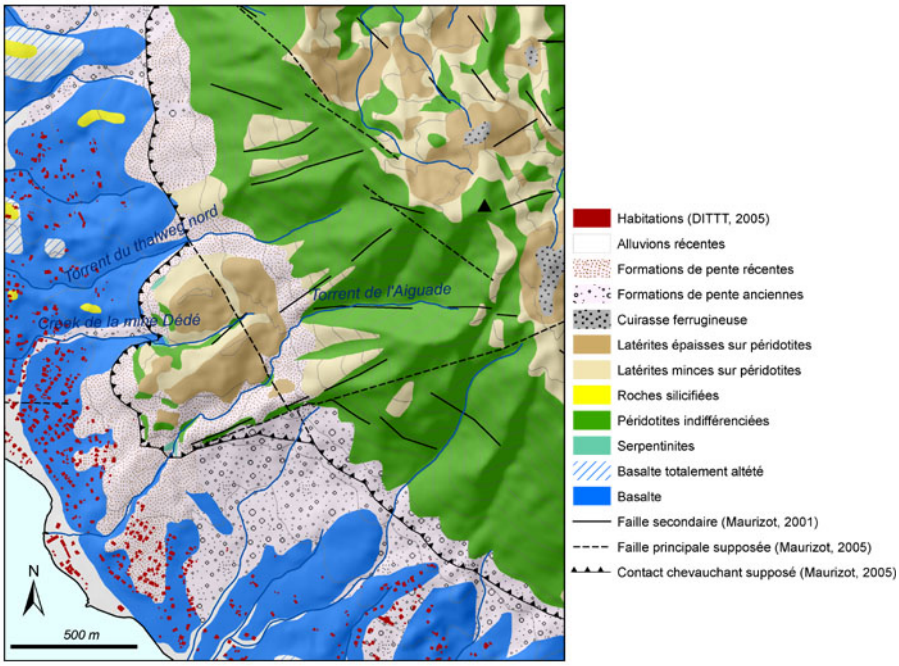


Illustration III.2.1 B - Géologie du versant SO du massif du Mont Dore d'après les données SIG du BRGM (Maurizot, 2001, Maurizot & al., 2005c). Indications topographiques issues de la BD Topo 1/10 000, DITTT 2006, équidistance des courbes 50 m.

III.2.2 Contexte géomorphologique

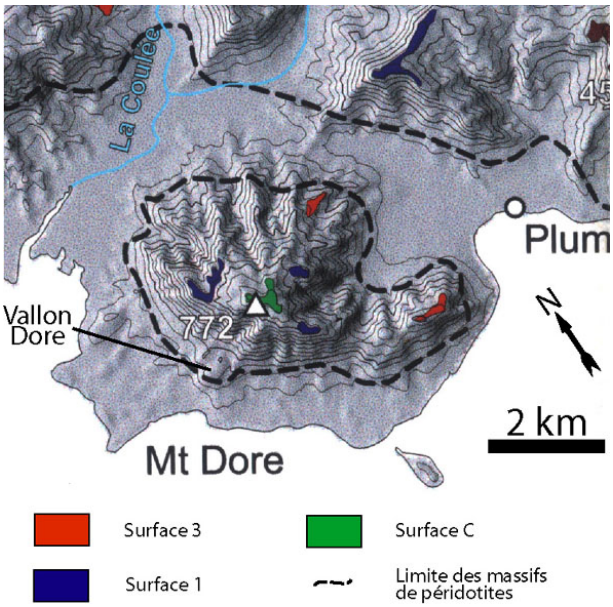


Illustration III.2.2 A - Reliques d'aplanissement dans la zone du Mont Dore, Chevillotte, 2005.

Noesmoen, 1971 distingue dans la zone d'étude le massif du Mont Dore dominant la région et l'ensemble col/vallée de Plum. Il note que le massif est disymétrique, avec le flanc SO bien plus abrupt que les autres (repris par Maurizot, 2001). Le replat qu'il signale vers 200 m correspond à la colline formée par le dôme du Vallon Dore. La zone littorale est caractérisée par les petites collines du sédimentaire (il sera démontré par la suite que les basaltes de l'unité de Poya sont aussi présents). D'après cet auteur, la région a été essentiellement façonnée lors d'une phase d'érosion à l'origine de la falaise bordière des péridotites. Ce rajeunissement du relief ne se rencontrerait que sur le flanc SO des collines proches du bord de mer. Pour Maurizot, 2001, cette disymétrie témoigne d'un basculement de la zone, dont l'origine n'est pas précisée.

Humbert & Maurizot, 1989 indiquent que, d'une manière générale dans la zone, les altérites sur péridotites sont épaisses. Les lambeaux de cuirasse fortement démantelées du sommet du massif sont, pour Chevillotte, 2005, des témoins de la surface d'aplanissement C, « typique de la marge ouest et des grandes vallées du Massif du Sud » (illustration III.2.2 A). Cet auteur identifie aussi sur le Mont Dore quelques reliques de surface 1, un peu plus basses en altitude.

III.2.3 Analyse cartographique du massif du Mont Dore

III.2.3.1 Hydrographie

Un MNT* à maille 10 m a été calculé pour étudier le massif du Mont Dore, à partir des données topographiques SIG* au 1/10 000 (« Données de relief : le modèle numérique de terrain (MNT) » au § II.4.4 p.45). Plusieurs cours d'eau prennent leur source aux alentours du sommet du massif du Mont Dore (illustration III.2.3 A). Ils alimentent la Lembi, la Coulée et la rivière de Plum pour les zones nord et est, ou bien se jettent directement à la mer du côté SO. Cette différence hydrographique tient à la distance à la mer et à la disymétrie du massif déjà évoquée. Les principaux bassins versants sont allongés, avec un réseau faiblement hiérarchisé lorsqu'ils alimentent un autre cours d'eau (exutoires vers le nord et l'est). Ils sont très courts et non hiérarchisés sur la face SO, proches du littoral. Le versant SO du massif du Mont Dore est abrupt, passant de 772 m au niveau de la mer en 2 kilomètres, la plus grande dénivelée s'opérant dans les quelques centaines de mètres de domaine ultrabasique (base du massif à 100-150 m). Le pouvoir érosif des torrents du versant SO est par conséquent bien plus fort qu'ailleurs.

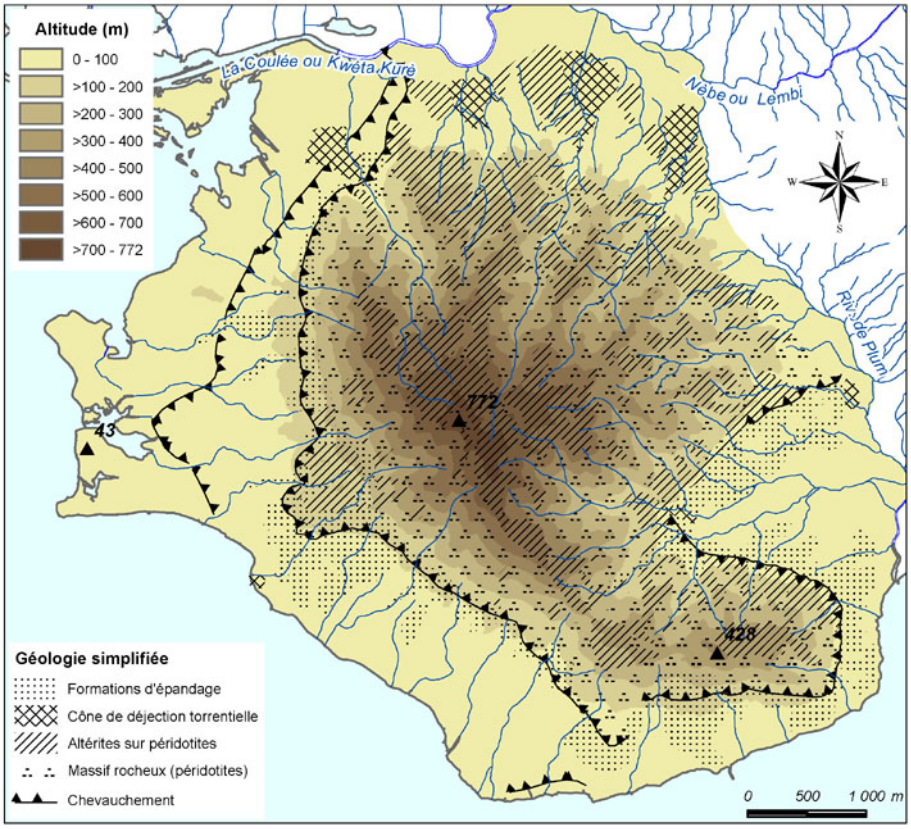


Illustration III.2.3 A - Répartition des altitudes (MNT) et principales formations géologiques du domaine ultrabasique de la région du massif du Mont Dore.

III.2.3.2 Géomorphologie

Au-delà des constats généraux dressés par les différents géologues ayant travaillé sur la zone, d'autres informations potentiellement utiles peuvent être relevées. L'analyse de la base de données géologiques 1/50 000 (Maurizot *& al.*, 2005c) permet de distinguer deux types d'évolution

de versant, selon la répartition des principales formations géologiques du domaine ultrabasique et la morphologie associée. Tout comme l'hydrographie, cette évolution est fortement corrélée à la morphologie du massif : l'intensité de la pente et l'altitude soulignent les différences géologiques entre les versants NE et SO du Mont Dore (illustrations III.2.3 A, III.2.3 B). Les altérites sont fréquentes au NE alors qu'au SO, les formations de versant sont peu épaisses, très étendues et se rencontrent dans les zones à fortes pentes, là où remaniement, érosion et colluvionnement prédominent. Les versants ultrabasiques ont évolué soit par érosion torrentielle au NE (incision des vallées, tableau III.2.3 a), soit de manière généralisée par un intense démantèlement du manteau d'altérites et des péridotites sous-jacentes au SO (tableau III.2.3 b). A la transition entre les parties NE et SO du massif, l'évolution des versants du massif est mixte et témoigne d'un gradient d'érosion s'intensifiant du NE vers le SO. L'incision des vallées augmente progressivement vers le SO, avec une dénudation de plus en plus importante des péridotites, jusqu'à un démantèlement quasi-total du manteau altéritique au SO (hormis sur le dôme du Vallon Dore). Les versants du Petit Mont Dore (Gurunyi) ont subi une évolution similaire, avec un gradient d'érosion augmentant du nord vers le sud. La présence de failles décalant ce petit massif, formations superficielles comprises, pourrait expliquer ce changement d'orientation du gradient.

Tableau III.2.3 a - Géomorphologie du domaine ultrabasique dans la partie NE du massif du Mont Dore.

Formation géologique	Intensité de la pente	Altitude	Répartition
Péridotites massives	Forte	Moyenne	• Fonds de vallées au NE • Versants des têtes de vallées vers le SO
Altérites sur péridotites	Faible à moyenne	Très variable	Abondantes aux interfluves
Cônes de déjection torrentielle	Faible	Très faible	Piémont, restreint aux exutoires
Formations d'épandage	—	—	—

Tableau III.2.3 b - Géomorphologie du domaine ultrabasique dans la partie SO du massif du Mont Dore.

Formation géologique	Intensité de la pente	Altitude	Répartition
Péridotites massives	Forte	Très variable	Essentiel des versants
Altérites sur péridotites	Moyenne, sauf sur le dôme du Vallon Dore (faible)	Moyenne, sauf au niveau du dôme du vallon Dore (faible)	Anecdotique, sauf au niveau du dôme du Vallon Dore
Cônes de déjection torrentielle	—	—	—
Formations d'épandage	Faible	Faible	Piémont bien développé

En considérant l'aspect climatique, les précipitations proviennent essentiellement du SE avec les alizés. Pourtant, les versants du NO sont dénudés de leur manteau d'altérites tout comme ceux du SE ou du SO. Dans le cas du Mont Dore, les précipitations sous le régime des alizés ne sont donc pas à l'origine de la différence NE / SO des effets de l'érosion torrentielle. Les hautes altitudes et les fortes pentes de la partie SO de la zone ont donc joué un rôle primordial dans l'évolution de ces versants, puisque l'intensité de la dénudation des péridotites est corrélée à la morphologie du relief (et au gradient d'érosion du NE vers le SO).

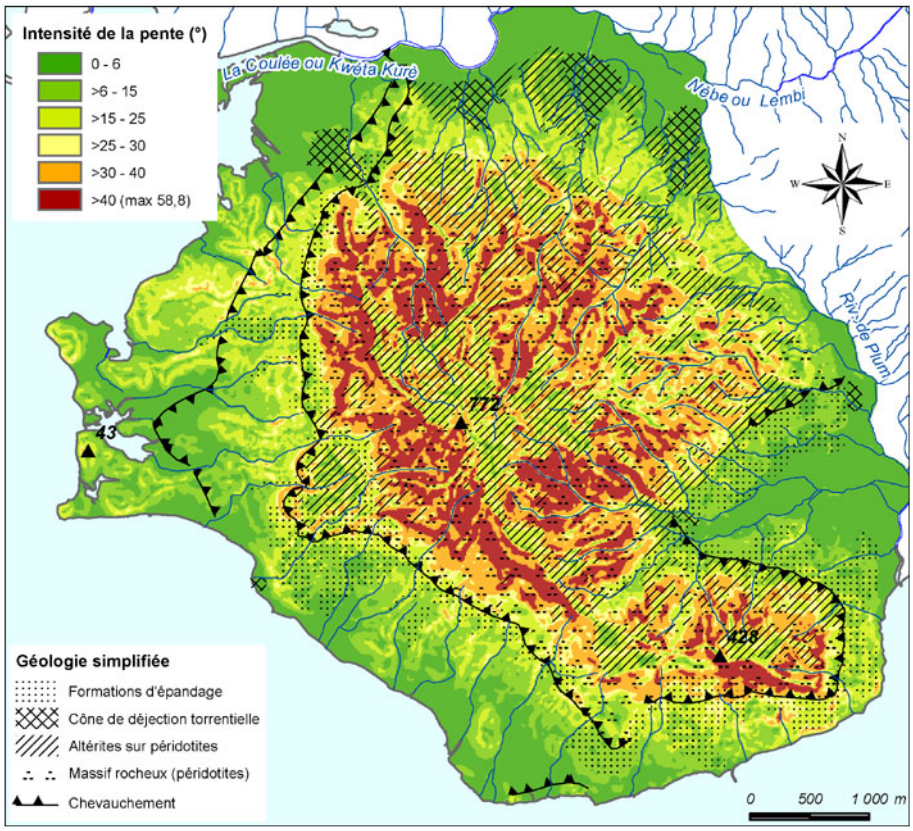


Illustration III.2.3 B - Relations entre la répartition des formations superficielles et l'intensité des pentes dans la zone du Mont Dore.

III.2.3.3 Structure

La géomorphologie du massif révèle que l'évolution différentielle des versants ultrabasiques de la zone est bien due à un basculement, tel que l'avait proposé Maurizot, 2001. Ce basculement s'est opéré par une surrection relative de la partie SO, la plus en altitude dans le massif : l'érosion y est intense et généralisée, façonnant des bordures de massif abruptes. Les versants du pourtour du massif s'adoucissent progressivement vers le NE, avec une diminution de l'intensité de l'érosion. Le réhaussement n'a pas seulement affecté le domaine ultrabasique mais aussi les collines du substrat volcano-sédimentaire du littoral SO, qui portent aussi les stigmates d'une érosion accrue (Maurizot, 2001). Une surrection d'une telle ampleur ne peut être que la conséquence d'un phénomène géologique majeur. La présence de failles limitant tantôt les altérites sommitales (versant SO), tantôt la morphologie (versant SE) suggère que des ruptures tectoniques aient aussi influencé l'évolution des versants du massif après la mise en place des altérites (illustration III.2.3 C). La faille post-altération N20, qui traverse le massif du Petit Mont Dore sur la carte géologique au 1/50 000 (illustration III.2.1 A), fait remonter les basaltes de l'unité de Poya de presque 100 m au-dessus du contact de base des péridotites. Côté NE du petit massif, à un peu plus d'un kilomètre, le rejet vertical de cette faille n'est plus visible, soulignant ainsi la réalité d'un basculement important au SO[18]. L'histoire tectonique, ne serait-ce que par l'héritage structural du massif, a donc joué un rôle essentiel dans l'évolution des versants ultrabasiques.

18 La variation de pendage du contact de base de nappe induite par ce basculement passe pourtant relativement inaperçue sur les cartes. Un rapide calcul montre qu'elle ne représente que 4° de basculement, malgré un rejet vertical très important.

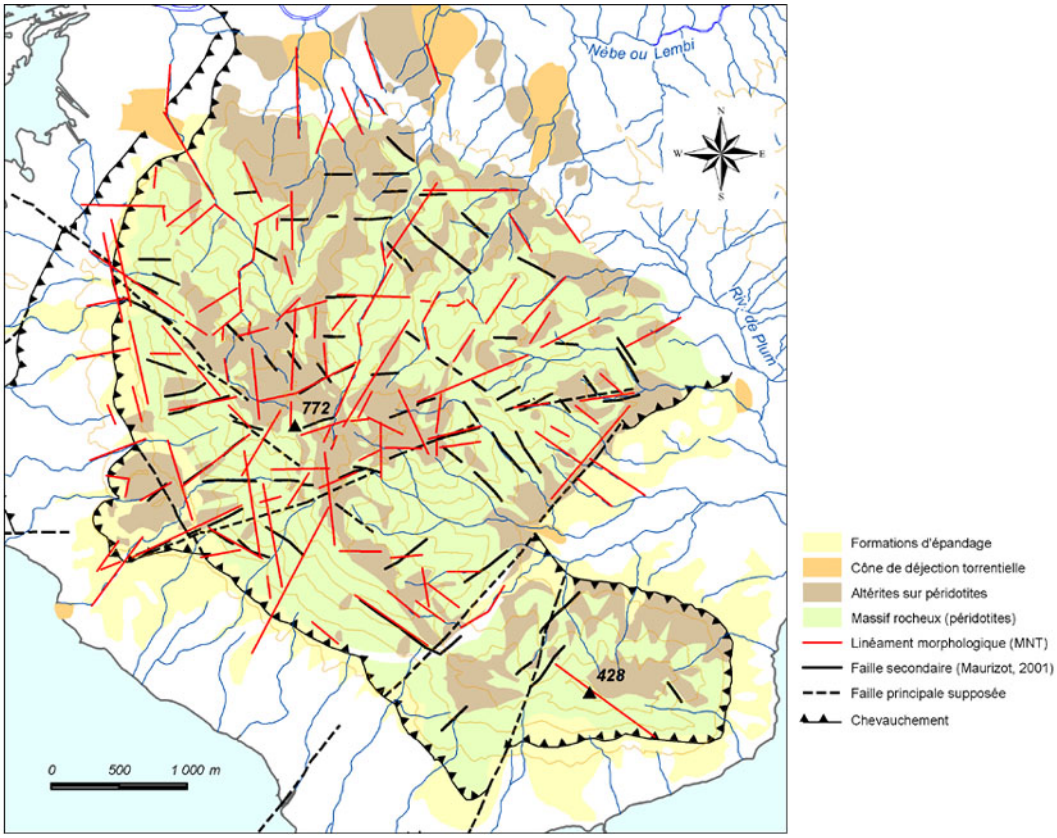


Illustration III.2.3 C - Structuration du massif du Mont Dore et formations superficielles du domaine ultrabasique.
Données Géologiques 1/50 000 simplifiées, Maurizot & al., 2005c. Les linéaments morphologiques ont été cartographiés à l'aide du MNT à maille 10 m (voir « Analyse linéamentaire sur MNT », §II.4.4.4). Indications topographiques de la BD Topo 1/10 000 (DITTT, 2006), équidistance des courbes 100 m.

L'orientation des pentes et l'analyse linéamentaire à partir du MNT* apportent d'autres éléments morphologiques. L'orientation des pentes permet aisément de montrer que l'anisotropie générale suit un axe NO-SE. Toutes les unités géologiques sont affectées au SO, autant le domaine ultrabasique que l'unité de Poya ou les collines occidentales du Crétacé supérieur (illustration III.2.3 D). Au NE, de nombreuses portions de versants ultrabasiques suivent aussi cette orientation. Cette forte structuration morphologique découle soit d'une structuration géologique, soit du basculement du secteur, soit des deux. Si le basculement suivant l'axe NO-SE est étayé par d'autres arguments, la présence de failles et de linéaments morphologiques soulignant cette direction montre aussi qu'il existe aussi une structuration géologique (illustration III.2.3 D), qui correspond par ailleurs à la structuration générale ~N140 de la Grande Terre.

De nombreux linéaments morphologiques s'accordent parfaitement avec les directions de fracturation des cartes géologiques (illustration III.2.3 C). Certains concordent avec des accidents identifiés dans le SIG* géologique, d'autres les prolongent ou leur sont parallèles. Une bonne part de ces linéaments ne montre pas de dépendance évidente avec la plus grande pente ou l'orientation générale du versant considéré, certains linéaments s'étendent même sans aucune considération du relief. Des failles imposent manifestement leur empreinte dans le paysage. Dans l'ensemble, il existe 4 familles de directions, s'orientant comme suit :

- NO-SE : selon l'axe de la Grande Terre et du basculement de la zone, cette famille est bien exprimée dans presque tout le massif;
- NE-SO : ces directions traversent le massif de part en part en passant près du sommet du Mont Dore;
- NNO-SSE à N-S : cette famille semble se cantonner essentiellement à la moitié SO du massif;
- E-O : elle s'exprime surtout dans la moitié septentrionale du massif.

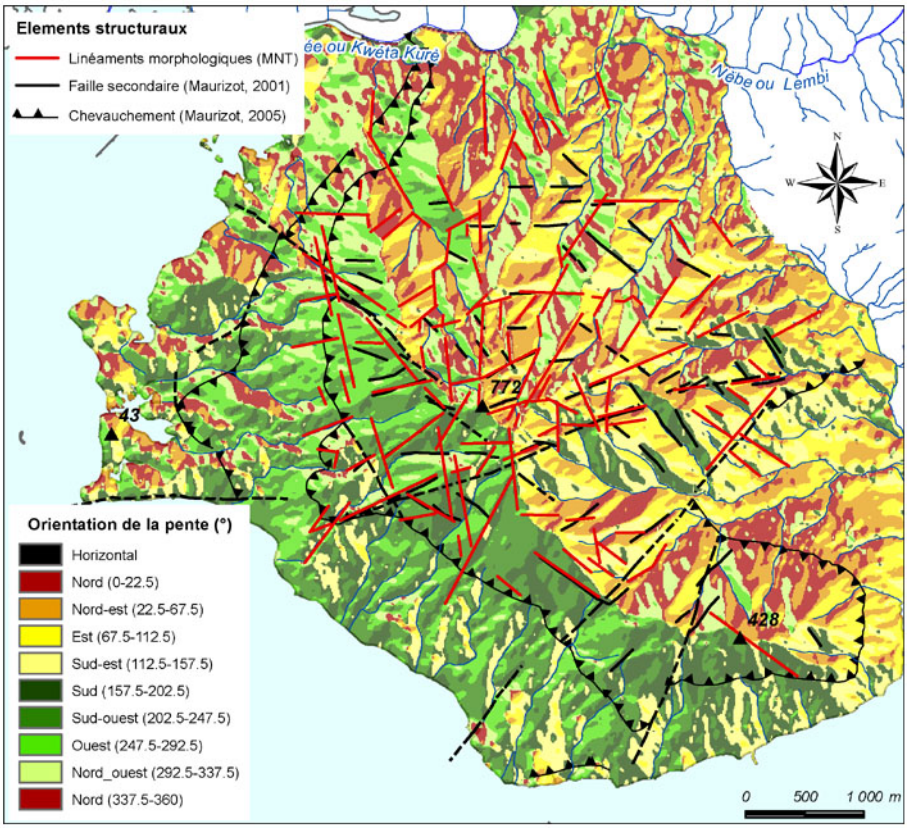


Illustration III.2.3 D - Relations entre orientations des pentes et structuration géologique du massif du Mont Dore et alentours.

Cette analyse cartographique permet d'établir une relation directe entre l'évolution des versants ultrabasiques et l'histoire structurale du massif. La géomorphologie du versant SO semble en être la conséquence directe, c'est pourquoi cette zone complexe demande une attention particulière.

III.2.4 Le versant SO et ses particularités

Les cartes géologiques et le MNT* permettent de relever plusieurs points qui éclairent sur l'évolution générale du versant SO du Mont Dore. Les observations rapportées par Maurizot, 2001 sur cette face du massif sont précisées par le MNT*, qui en détaille toutes les variations de pentes – 40 à 50° fréquemment, dans les péridotites mises à nu et particulièrement dans les parties hautes (illustration III.2.4 A). Ceci traduit un rajeunissement du relief très important, à relier avec la surrection de la zone. Malgré un regard moyen vers le SO, ce versant présente aussi une discrète et lente virgation de ses fortes pentes péridotitiques, du NO au nord vers le SE au sud. Cette virgation des orientations se poursuit sur le flanc du Petit Mont Dore (illustration III.2.3 D).

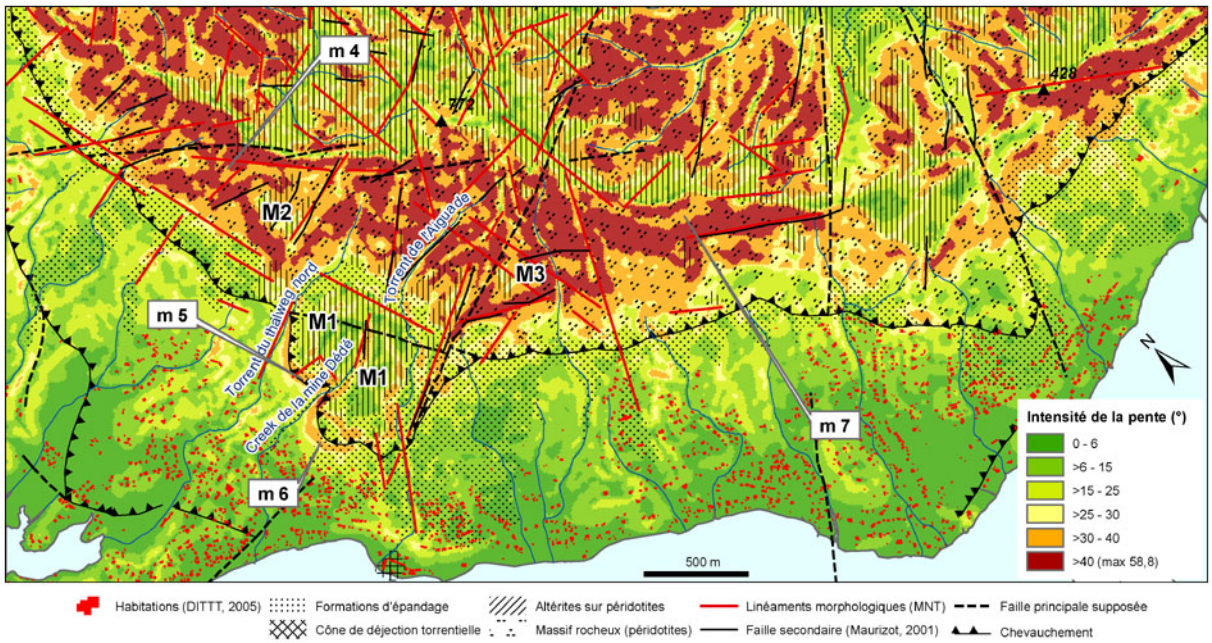


Illustration III.2.4 A - Intensité des pentes, formations superficielles et mouvements de terrain principaux du versant SO du massif du Mont Dore.
*Mouvements de terrain anciens : **M1** (dôme du Vallon Dore), **M2** et **M3**.*
*Mouvements actuels : **m4** (éboulement/coulée), **m5** (glissement Mille et Berton, 1988) et **m6** (coulée de débris de l'Aiguade, 1990) **m7** (éboulement/coulée).*
Sans précision, les informations géologiques sont issues du SIG géologique au 1/50 000 (Maurizot & al., 2005c).

Dans le détail, la morphologie de ce grand versant ultrabasique présente les traces d'une évolution singulière. Le replat du Vallon Dore, à latérites épaisses et pentes faibles, apparaît comme une anomalie au regard des caractéristiques géomorphologiques du versant (illustration III.2.4 A). La proximité immédiate du sommet du massif (fortes pentes) aurait dû favoriser l'élimination rapide de ces altérites en position basse. La persistance de ces dernières est d'autant plus surprenante que le versant est drainé à cet endroit par deux torrents (thalweg nord et Aiguade), et que le reste du versant SO a été en grande partie dénudé de ses altérites. Ces torrents ne sont pas associés, comme leur homologues du NE, à une accumulation de déjections torrentielles importantes. Ils sont donc soit plus récents, soit peu fonctionnels. La profondeur de l'incision qui leur est liée dans le massif invite au contraire à penser qu'ils sont ou ont été très actifs. Les contradictions liées à la persistance du dôme latéritique du Vallon Dore à l'exutoire de ces torrents ne peut s'expliquer que si ces derniers ont commencé à fonctionner après ceux du NE : les matériaux du dôme (péridotites et leurs altérites épaisses) n'ont pas encore été totalement évacués, alors que partout ailleurs sur ce versant il ne reste quasiment plus que des dépôts de piémont.

Le tracé des torrents débouchant au niveau du dôme du Vallon Dore est lui aussi surprenant : à leur sortie du massif, ils tendent à longer le dôme et non à le traverser sans détour comme cela s'observe au NE. Ceci suggère que les torrents contournent un obstacle (le dôme du Vallon Dore). Les bordures et les alentours de ce dernier sont couverts de formations de pente plus étendues qu'ailleurs (illustration III.2.4 A) et les péridotites abruptes du massif en surplomb s'orientent vers le dôme. Ceci est évocateur d'un mouvement de terrain ancien et de très grande ampleur. Cette hypothèse avait déjà été formulée par Maurizot & Riondy, 1988 malgré l'imprécision des cartes de l'époque (illustration III.2.4 B), elle se trouve ici confortée par de nouveaux arguments géomorphologiques. Un grand paquet ultrabasique en provenance de la partie haute du versant SO s'est détaché en grande masse, conservant sa couverture altéritique originelle (**M1**, illustration III.2.4 A). Si les torrents du thalweg nord et de l'Aiguade ont incisé profondément le massif, c'est précisément parce que leur pouvoir érosif au sein des péridotites du massif a été décuplé par le départ brutal d'une partie du versant.

Ces quelques caractéristiques de la zone du Vallon Dore suggèrent une évolution très rapide du versant, à l'échelle géologique. Les mouvements de terrain récents cartographiés par Maurizot, 2001 (**m 4** à **m 7**, illustration III.2.4 A) soulignent que les instabilités perdurent au SO. Les mouvements issus du dôme (**m 5** et **m 6**) suggèrent qu'au sein même de la masse déplacée, le

caractère apparemment peu perturbé des latérites épaisses sur leur roche mère n'est qu'une apparence. Seule une étude de terrain peut permettre de comprendre les caractéristiques de cette portion de versant et d'évaluer la répartition des instabilités présentes et passées.

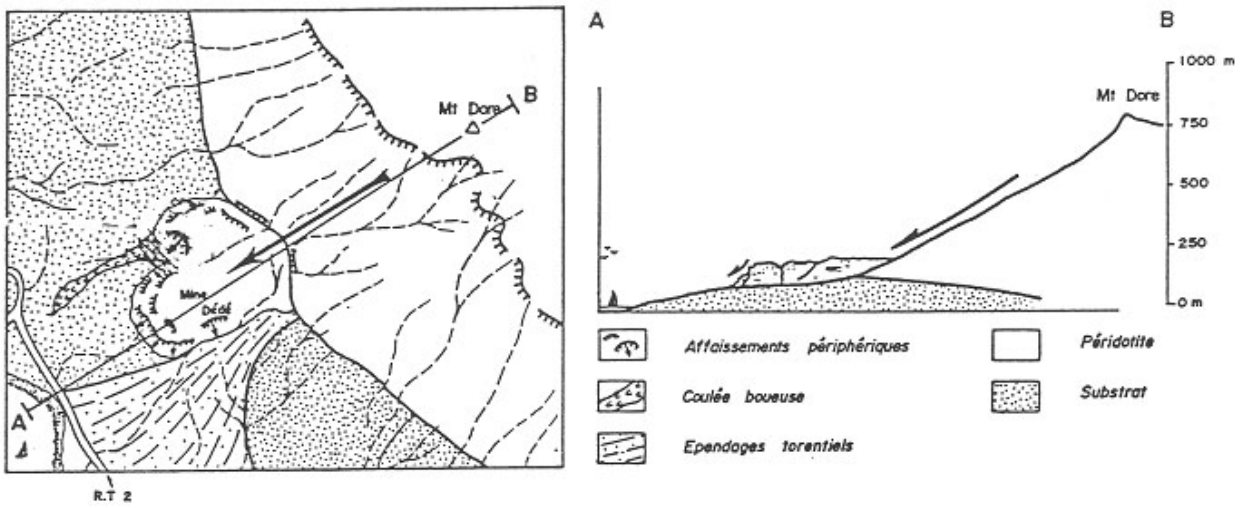


Illustration III.2.4 B - Schéma de mise en place du dôme ultrabasique du Vallon Dore par glissement en grande masse, d'après Maurizot & Riondy, 1988.

Ailleurs sur le versant, les rares placages de latérites minces ne se rencontrent qu'au niveau des pentes intermédiaires persistant au sein des péridotites en fortes pentes (illustration III.2.4 A). La localisation des latérites minces coïncide avec deux paléomorphologies de mouvement de terrain, identifiables par une analyse couplant MNT* et carte géologique. Elles se situent de chaque côté du dôme du Vallon Dore (**M2** et **M3**, illustration III.2.4 A) et présentent toutes deux les caractéristiques d'une mobilisation gravitaire en masse des altérites du versant (tableau III.2.4 a). Un plan abrupt en pied de versant, présent dans les deux cas, a certainement favorisé cette mobilisation en exerçant un appel au vide sur les altérites sus-jacentes. Ces matériaux semblent stabilisés à l'heure actuelle et les morphologies sont estompées.

Le lien entre mouvements de terrain affectant le grand versant et structure morphologique et/ou géologique est très fort partout sur le versant SO :

- un discret linéament NNO-SSE passe en pied de versant, juste entre le dôme **M1** du Vallon Dore et son versant d'origine;
- le plan en pied de M2, qui modèle le pied du versant, suit la direction NNO-SSE mise en évidence par l'analyse linéamentaire;
- le plan en pied de **M3** est un abrupt de faille NO-SE en cours d'érosion,
- les mouvements actuels **m 4** et **m 7** s'expriment à proximité de failles NO-SE, ils affûtent la crête sommitale.

Ces résultats complètent le modèle de mise en place du dôme par glissement en grande masse proposé par Maurizot & Riondy, 1988 et replacent les phénomènes dans leur contexte général :

- les instabilités gravitaires sont liées aux fortes pentes sur péridotites mais pas seulement;
- l'héritage structural du massif est déterminant dans l'apparition des désordres (structures NO-SE et NNO-SSE à N-S principalement);
- les matériaux affectés par les instabilités peuvent être des altérites et/ou des péridotites;
- sur le dôme du Vallon Dore, les instabilités persistent bien après le départ du versant;
- ces phénomènes s'expriment depuis longtemps dans la zone et les plus anciens sont les plus importants.

Tableau III.2.4 a - Les mouvement de terrain sur le versant SO du massif du Mont Dore.

Nom Localisation sur le versant	**Description**	**Étude de référence** (Maurizot, 2001)
M1 En pied de versant (dôme du Vallon Dore) Illustration III.2.4 C	• Abrupts rocheux en position dominante (pentes >40° vers le SO); • Placages de latérites minces sous les abrupts; • Linéament NNO-SSE en pied de latérites minces (contact avec le dôme); • Masse de latérites épaisses sur roche mère en position basse.	Glissement en grande masse ancien
M2 En position intermédiaire Illustration III.2.4 C	• Pentes intermédiaires entre 340 et 400 m d'altitude, légèrement ondulées, à latérites minces; • Bas de versant rocheux formant un abrupt régulier vers l'ouest, souligné par un linéament NNO-SSE; • Formation d'épandage à morphologie très molle en pied d'abrupt rocheux.	Empreinte estompée d'un grand glissement ancien
M3 En position intermédiaire	• Replat de latérites minces entre 270 et 400 m d'altitude; • Sous le replat, falaise rocheuse plane, orientée vers le SO; • Épandage de matériaux au relief mou en pied de falaise.	Plus discret, ce dispositif n'a pas été relevé
m 4 & m 7 Près de la ligne de crête Illustration III.2.4 C	• Pente ~50° vers l'ouest; • Amorce d'une morphologie torrentielle; • Libération de matériaux essentiellement rocheux.	Éboulement ou coulée de débris
m 5 & m 6 Bordure avale du dôme du Vallon Dore	• Pente moyenne; • Pas de structure associée clairement identifiée; • Épandage de débris dans la pente, vers les lotissements.	Glissement et coulée de débris

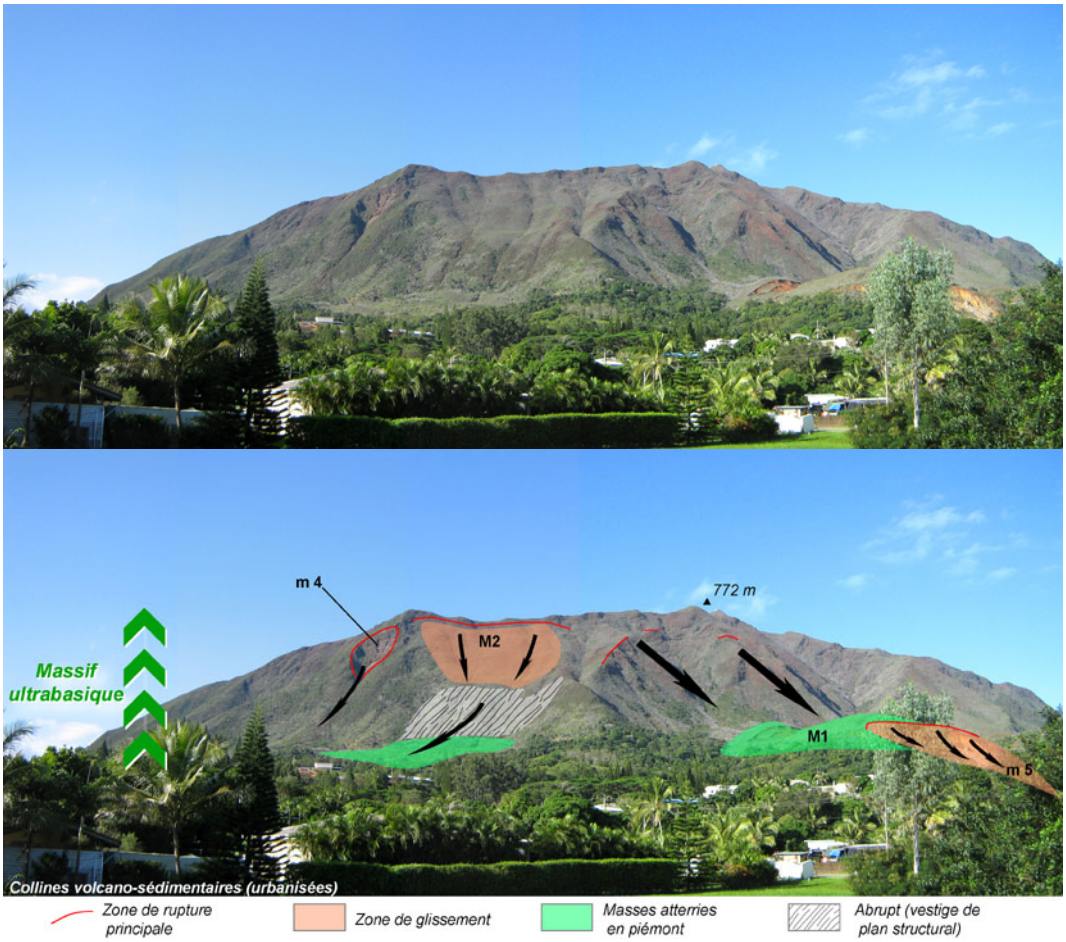


Illustration III.2.4 C - Localisation dans le paysage de quelques mouvements de terrain du versant SO du massif du Mont Dore.
*Mouvements anciens : **M1** (dôme du Vallon Dore), **M2** (ancien glissement stabilisé, estompé);*
*Mouvements actuels : **m 4** (éboulements), **m 5** (glissement Mille & Berton, 1988)*

D'un point de vue méthodologique, là où l'étude géomorphologique classique du versant n'avait relevé qu'une morphologie proche du dôme (Maurizot, 2001), la télé-analyse MNT* / SIG* géologique en met en lumière une seconde, plus discrète. Ceci permet non seulement de valider la méthode, mais aussi de constater qu'elle complète utilement les travaux menés par ailleurs. Les morphologies **m 4** à **m 7** sont difficiles à déceler sur le MNT* à cause de la résolution spatiale (maille 10 m), ce qui constitue sans surprise une limite à la méthode. Cette dernière permet donc de cartographier les mouvements de terrain de grande ampleur du domaine ultrabasique néocalédonien.

III.2.5 Conclusions préliminaires sur le massif du Mont Dore

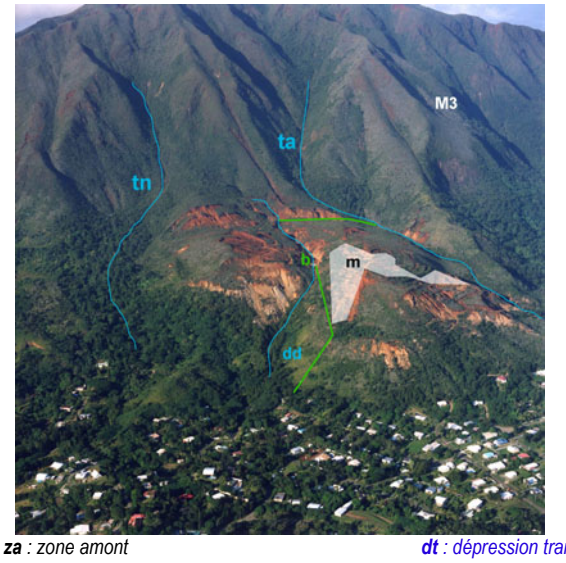
Ces travaux montrent que le massif du Mont Dore résulte d'une histoire géologique complexe, sur laquelle subsistent de nombreuses imprécisions, notamment en termes de structure. Malgré ces incertitudes géologiques, cette analyse du massif remplit son objectif et apporte des clés à la compréhension de l'évolution du versant SO, au niveau du dôme du Vallon Dore :

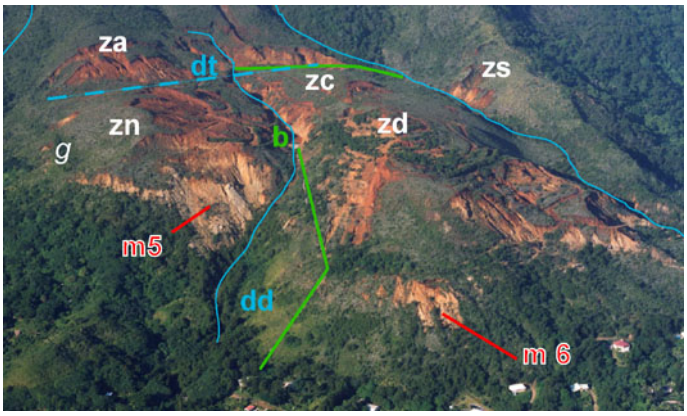
- Une dénudation généralisée des péridotites du grand versant SO a été constatée. Elle est liée à la surrection de toute la zone SO. Il est possible que certaines failles de la zone soient consécutives à ce mouvement général;
- Ce processus a été particulièrement actif près du Vallon Dore par le passé (**M1**, **M2**, **M3**), et le reste encore aujourd'hui (**m 4**, **m 7**). Ceci s'explique par les altitudes les plus élevées du massif, au front SO, qui ont très certainement favorisé, avec les fortes pentes, l'apparition de glissements de grande ampleur. Le fait que des failles aient affecté le versant a manifestement favorisé l'expression de ces phénomènes;
- Le dôme glissé du Vallon Dore subit actuellement un processus de démantèlement. Les mouvements de terrain de 1988 et 1990 en témoignent, tout comme les quelques autres identifiés lors des précédentes études (Maurizot & Riondy, 1988, Maurizot, 2001). Le rôle des failles dans les phénomènes actifs sur le dôme n'est, en revanche, pas évident de prime abord.

L'étude du massif conforte l'hypothèse du mouvement de terrain de grande ampleur de Maurizot & Riondy, 1988, en apportant des précisions d'ordre géologique et géomorphologique. Elle apporte aussi des indications sur le mécanisme qui a mené à l'apparition d'un déplacement en grande masse comme celui du dôme du Vallon Dore ou ses voisins plus discrets (glissements M). Un approfondissement de cet aspect, primordial dans la présente étude, semble nécessaire. Dans l'étude de terrain qui suit, la géologie et la morphologie du dôme sont examinées et les instabilités observées sont replacées dans le contexte de l'évolution générale du versant.

III.3 Géologie du dôme du Vallon Dore

III.3.1 Repères géographiques





za *: zone amont*
zn *: zone nord*
zc *: zone centrale*
zd *: zone Dédé*
zs *: zone sud*
g *: gouttière nord*

dt *: dépression transversale*
tn *: thalweg nord*
ta *: torrent de l'Aiguade*
dd *: creek de la mine Dédé (en vert, dérivations aménagées pour stabiliser le glissement* ***m 5****)*

b *: bassin de réception aménagé*
m 5 *: glissement Mille et Berton (1988)*
m 6 *: coulée de débris du lotissement de l'Aiguade (1990)*
M3 : *glissement ancien voisin du dôme M1*
m *: mine Dédé, désaffectée*

Illustration III.3.1 A - Vue générale vers l'est du dôme du Vallon Dore (mouvement de terrain ancien ***M1****).*
Au premier plan les lotissements bordiers et en arrière-plan le versant SO du massif du Mont Dore. Photographie GeoEx, 2000.

Les glissements de terrain de 1988 (**m 5**) et 1990 (**m 6**) se sont déclenchés à partir des bordures redressées du dôme (résumé des études antérieures en annexe 1). Ce relief (illustration III.3.1 A) est traversé par le « torrent de l'Aiguade », qui prend naissance près du grand sommet, et le « creek de la mine Dédé », ainsi nommé dans les documents d'expertise des années 1990. La mine Dédé, abandonnée, a été exploitée de 1935 à 1940 puis de 1960 à 1970 (Maurizot & Lafoy, 2003). Son impact environnemental est circonscrit à la zone exploitée et à sa proche périphérie, aucun lien avec les glissements de terrain de 1988 et 1990 n'a été mis en évidence dans les expertises. La présence de cette mine ne gêne donc pas l'étude des phénomènes naturels en présence, qui représentent l'essentiel des instabilités. Les lotissements bordent le pied de ce promontoire naturel.

Pour répondre aux besoins pratiques des analyses de terrain, 5 secteurs ont été définis sur le dôme, correspondant aux parties élevées de la colline (illustration III.3.1 A) :

- la zone amont (**za**);
- la zone nord (**zn**);
- la zone centrale (**zc**);
- la zone Dédé (**zd**);
- la zone sud (**zs**).

Elles sont séparées les unes des autres par trois creux topographiques principaux (illustration III.3.1 A) :

- les lits du creek de la mine Dédé (**dd**) et du torrent de l'Aiguade (**ta**), orientés d'est en ouest
- une dépression transversale moins profonde (**dt**), orientée NO-SE.

Ce découpage géographique permet d'identifier rapidement chaque petit versant et des sous-zones spécifiques. Les résultats qui suivent y font souvent référence. Les différents objets morphologiques dont il est question dans le texte sont aussi signalés à titre de repères (illustration III.3.1 B).

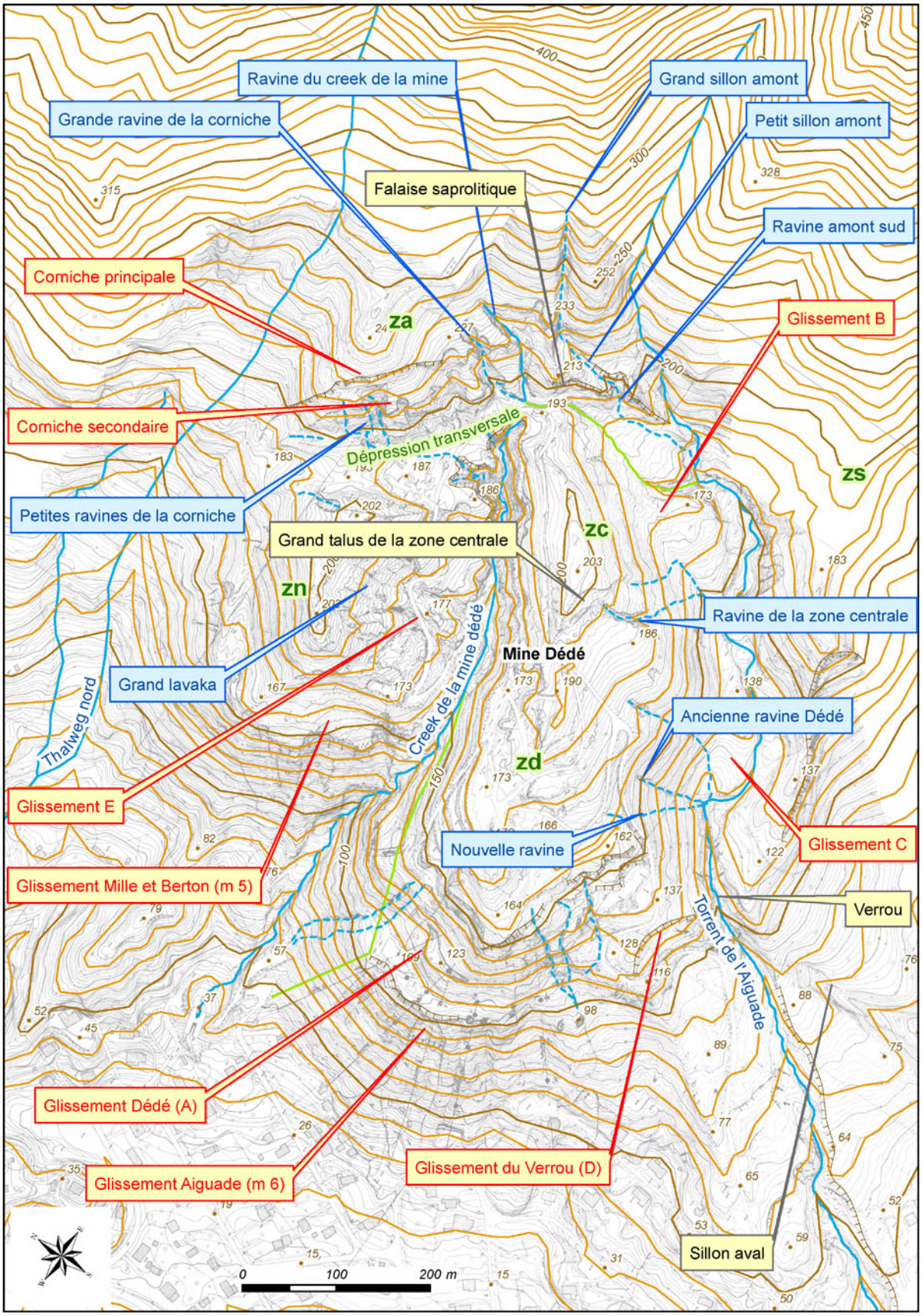


Illustration III.3.1 B - Localisation des principaux repères sur le dôme du Vallon Dore.

Zones géographiques : ***zn*** *: zone nord* ***zd*** *: zone Dédé*
za *: zone amont* ***zc*** *: zone centrale* ***zs*** *: zone sud*

Les objets morphologiques liés à l'érosion particulaire sont en bleu, ceux liés à des mouvements de terrain sont en rouge.

Courbes de niveau et points cotés : BD Topo 1/10 000 DITTT, 2006. Fond topographique grisé : carte papier au 1/1 000, SPP 1990.

III.3.2 Caractéristiques connues du dôme du Vallon Dore

Pour Noesmoen, 1971, les matériaux de la colline témoignent d'un ancien dépôt de piémont au pied d'une falaise de péridotites dont on retrouve la trace. Il nomme cette formation « conglomérat du Mont Koghi ». Maurizot, 2001, puis Maurizot & Lafoy, 2003 décrivent la colline du Vallon Dore comme « une écaille de péridotites intensément tectonisées, serpentinisées, fracturées et altérées ». Pour ces auteurs, les roches ultrabasiques sont mises à l'affleurement par les mouvements de terrain actuels. Le matériau, « très peu cohésif », est constitué « de péridotites disloquées très serpentinisées, en paquets discontinus, pénétrés par l'altération latéritique, séparés par des poches de latérites à blocs ». Des formations de pente à débris ferrugineux ainsi que d'anciennes coulées de débris sont identifiées sur les bordures du dôme. Son cœur est constitué d'altérites sur péridotites (Maurizot, 2001). Les lithologies principales sont resituées dans l'illustration III.3.2 A.

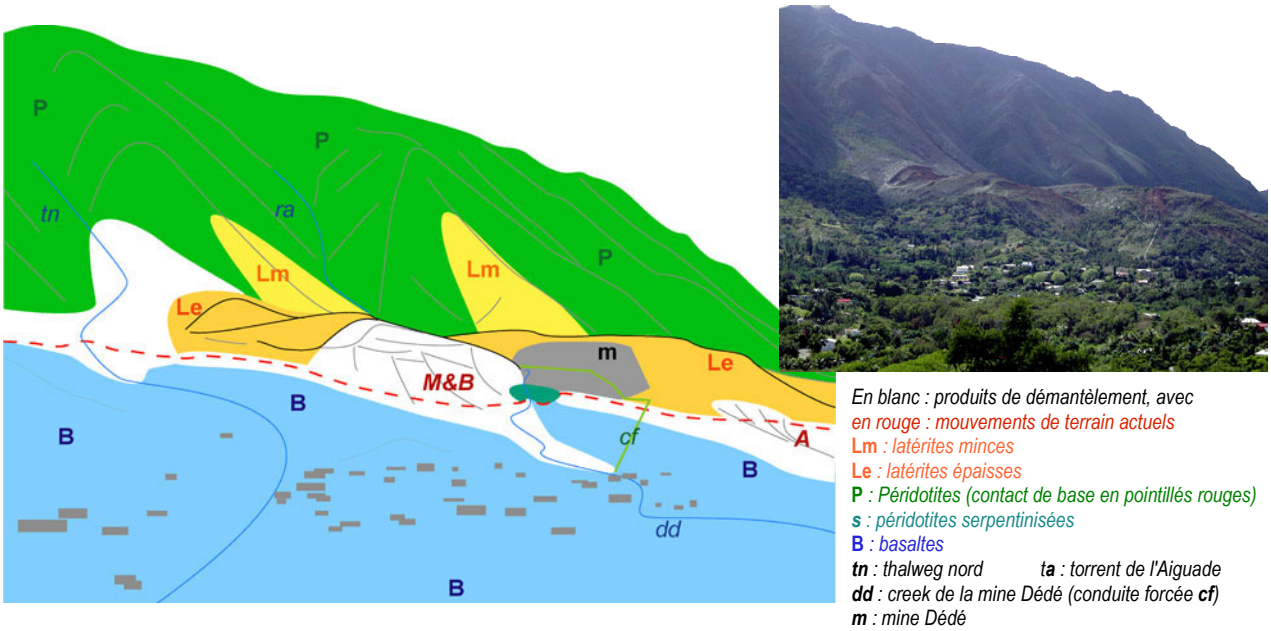


Illustration III.3.2 A - Paysage géologique schématique de la colline du Vallon Dore.
Au premier plan la plaine littorale basaltique, à l'arrière-plan le versant SO du massif du Mont Dore. Photographie R. Mathivet.

Sur la colline, les horizons cuirassés ne sont pas décrits. Les poches de latérites à blocs (Maurizot, 2001) semblent correspondre au niveau de transition saprolites / latérites jaunes, parfois affleurant. Les altérites recouvrent la quasi-totalité des roches ultrabasiques, qui n'apparaissent que par bribes dans les thalwegs, à la faveur de l'érosion ou d'un accident supposé (carte géologique au 1/25 000, Maurizot, 2001). Ceci conduit cet auteur à qualifier la colline de « dôme latéritique ». Des sondages destructifs et électriques dans le glissement Mille et Berton (**m 5**) en 1988 ont permis d'estimer l'épaisseur totale de la couverture altéritique à 10-20 m (Maurizot & Riondy, 1988). L'épaisseur des altérites ailleurs sur le dôme n'est pas connue.

Quelques affleurements de serpentinite sont recensés dans la zone, intercalés entre les péridotites de la colline (unité ultrabasique) et le soubassement de basaltes (unité de Poya). Cette roche n'affleure que très ponctuellement, sur quelques mètres d'épaisseur au plus dans la partie occidentale du dôme. Ces rares affleurements sont les seules serpentinites identifiées sur le versant SO du massif, mise à part la zone de contact entre le Mont Dore et le Petit Mont Dore (Gurunyi), en position redressée le long de la faille N45 séparant les deux entités.

Les phénomènes d'érosion et de mouvement de terrain récents sont issus des nombreuses formations d'altération et de remaniement qui s'étendent dans la région (Humbert & Maurizot, 1989). L'érosion en lavaka est la forme d'érosion la plus développée sur l'épais manteau latéritique. Quant aux mouvements de terrain, ils se sont déclenchés à la faveur de précipitations abondantes survenues lors de dépressions cycloniques, dans des matériaux rocheux (Humbert &

Maurizot, 1989, Maurizot, 2001, Maurizot & Lafoy, 2003). Maurizot & Lafoy, 2003 relèvent de nombreuses cicatrices et niches d'arrachement le long des fortes pentes externes du dôme, qui mettent à nu les roches disloquées sous les altérites.

De nombreux blocs ont été observés en équilibre sur les pentes, ainsi que des nappages latéritiques et des éboulis. Des dépôts de laves torrentielles et d'anciennes coulées latéritiques à blocs sont identifiés sur le dôme. Pour Maurizot, 2001, il existe dans la zone une relation entre l'altération intense des basaltes de la nappe de Poya et les formations d'épandage des altérites ultrabasiques en piémont. Il y voit l'expression d'une paléosurface aujourd'hui démantelée, essentiellement dans le secteur SO. Chevillotte, 2005 n'y a identifié aucune surface d'altération typique.

III.3.3 Démarche de l'étude du dôme

Il est vite apparu que malgré les cartes géologiques existantes et les études ponctuelles sur la colline, la connaissance géologique de cette zone restait insuffisante pour engager une réflexion sur le contexte général de l'évolution des versants, que les phénomènes soient actuels ou anciens. Les cartes générales n'apportent pas le détail suffisant pour raisonner à l'échelle du dôme et les expertises sur la zone sont focalisées sur les environs des mouvements de terrain survenus en 1988 et 1990 (**m 5** et **m 6**), laissant le reste de cette colline ultrabasique relativement peu exploré.

La première étape des travaux de terrain sur ce site pilote a été de réévaluer les connaissances sur les matériaux en présence, de manière à assurer le lien avec les relevés effectués dans les études antérieures. Les affleurements précédemment cartographiés ont été revisités de façon à identifier et maîtriser les faciès décrits par les auteurs précédents. Dans un deuxième temps, à partir de cette base, l'observation a été affinée et élargie.

Ces nouvelles investigations ont été conduites d'une part dans le but de valider ou non sur le terrain l'hypothèse du pan de massif glissé en masse. D'autre part, il fallait identifier la structure interne de ce relief, de manière à comprendre les raisons de la déstabilisation récurrente des terrains observée actuellement. Les compléments géologiques apportés et l'étude morphologique de terrain donnent lieu aux résultats qui suivent.

III.3.4 Géologie

III.3.4.1 Un soubassement imperméable d'altitude variable

Le substrat basaltique ne se rencontre près du dôme qu'en de rares endroits :

- Au nord du dôme, les basaltes forment la petite colline voisine qui atteint environ 160 m d'altitude au plus près des dépôts de piémont du massif. Leur présence peut être supposée jusqu'à la cote 180 m, sous les produits de démantèlement du massif. L'aspect du sol, les terres gris-brun contrastent nettement avec les latérites rouge brique issues du massif;
- Dans le creek de la mine Dédé (débouché du dôme) et dans la pente de la zone Dédé, les basaltes remontent jusqu'à la cote 125 m, à mi-pente de la colline. Ils présentent une altération très pénétrante et n'y affleurent jamais à l'état frais, contrairement au bord de la baie de Plum, à quelques kilomètres à peine. Ils ne présentent pas le faciès terreux des altérites « ultimes » mais un stade intermédiaire, de même couleur gris-brun clair. Ici, la cohérence de la roche persiste encore légèrement, avec un débit très facile en petits morceaux plus ou moins aplatis subhorizontalement. Les argiles sont sans aucun doute présentes en quantité importante. Elles forment une limite imperméable aux eaux d'infiltration qui percolent dans les niveaux supérieurs, ce qui fait dire à Maurizot, 2001 que ces matériaux sont à l'origine de nombreuses instabilités au front du dôme;
- Dans le torrent de l'Aiguade (entre la zone sud **zs**, et la zone Dédé **zd**), les basaltes ont le même faciès que ceux du creek de la mine Dédé mais sont bien plus difficiles à repérer

(quelques rares affleurements au fond du ruisseau). D'un point de vue des altitudes, les basaltes altérés ne sont plus visibles au-dessus de 83 m d'altitude.

La surface qui sépare le soubassement basaltique du dôme ultrabasique n'est donc pas régulière. A l'échelle du dôme (environ 500 m), une telle variation d'altitude (plus de 95 m) n'est pas compatible avec la présence du contact chevauchant de base de nappe tel que représenté sur les cartes (subhorizontal). La variation d'altitude peut s'expliquer soit par l'atterrissement de la masse glissée sur une paléosurface inégale, soit par un (des) décalage(s) par faille(s). L'hypothèse du glissement qui fossilise la paléosurface paraît la plus vraisemblable au premier abord, aucune faille n'étant signalée entre la zone sud (**zs**) et la zone Dédé (**zd**). Les travaux de terrain mettent cependant en évidence la probable existence d'une faille, qui pourrait tout aussi bien être la cause de cette variation d'altitude et par conséquent de l'irrégularité de la paléosurface.

III.3.4.2 Péridotites et serpentinisation : le contraste dôme-massif

Dans la zone d'étude, deux types de péridotites ont été observées au Vallon Dore (tableau III.3.4 a).

Tableau III.3.4 a - Caractéristiques comparées des péridotites de la colline du Vallon Dore et du massif du Mont Dore.

Caractéristiques	Colline du Vallon Dore	Versant du massif du Mont Dore
Affleurements	• Dans les glissements Mille & Berton et du Verrou • Versant méridional de la zone Sud • Pentes très fortes	• Abrupts du versant, en altitude • Lits des torrents • Anecdotique en pied de versant
Cassure fraîche, patine	• Claires, verdâtres à la cassure, lustrées sur les plans de fractures (illustration III.3.4 A) • Minéraux primaires transformés • Patine commune gris-orangé (illustration III.3.4 B)	• Couleur vert olive typique • Minéraux primaires abondants et bien conservés • Patine commune gris-orangé
Serpentinisation	Très forte serpentinisation, claire, dans la masse	Serpentinisation légère dans la masse, noire
Altération	• Altération intense et pénétrative • Régolithe fréquemment > 3-4 m (visible en bordure des lavakas et ravines)	• Limitée à la patine
Transition bedrock/régolithe	• Épaisseur de saprolites fines variable • Succession normale des horizons	• Aucune transition (latérites minces) • Horizons supérieurs sur le bedrock, en pied de versant au contact du dôme
Indices tectoniques	Brèche de faille altérée dans la mine Dédé	Plusieurs failles affectant le versant, matérialisées par des roches non altérées sombres
Fracturation, débit	• Fracturation intense • Débit très facile en blocs déci- à pluridécimétriques, rarement métrique (éboulis)	• Roches compactes, peu fracturées • Forte résistance à la cassure au marteau • Débit variable, toujours très grossier
Instabilités associées	• Glissements composites (Mille & Berton (**m 5**), Verrou) • Éboulis vifs intraglissements (illustration III.3.4 A)	• Éboulis à gros blocs (métriques à plurimétriques) en piémont et à blocs déci- à pluridécimétriques au pied des abrupts d'altitude • Départs/dépôts de coulées latéritiques à blocs

Caractéristiques	Colline du Vallon Dore	Versant du massif du Mont Dore
Indices hydrogéologiques	• A l'aval, sources à l'interface péridotites/basaltes (glissement Mille & Berton), dont une pérenne côté creek de la mine Dédé • A l »amont, sources du creek de la mine Dédé à l'interface faille/latérites (voir planche hors texte, A), dans la ravine du creek. Aucun témoin de ruissellement superficiel sur le versant du massif en surplomb. Le creek ne coule que lors de longs épisodes pluvieux. • Indices de karst dans la zone de transition saprolitique (renards, précipitations) • Brèches tectoniques altérées à remplissage de silice et silicates nickelifères (=> anciens drains)	• Pertes fréquentes dans le torrent de l'Aiguade • Résurgences au niveau des failles tectoniques (non altérées)
Particularités	Hors glissements : • discrets affleurements : en pied de zone amont (**za**) le long de la dépression transversale et dans le grand talus de la zone centrale (**zc**) • débit très facile en fragments pluricentrimétriques à décimétriques	Matériau essentiel du versant SO

*Illustration III.3.4 A - Éboulis de péridotites serpentinisées au sein du glissement **m 5** (Mille et Berton, zone nord).*
Les blocs fraîchement libérés ont une couleur très claire, par opposition à la patine gris-orangé plus sombre de ceux ayant été en contact prolongé avec les agents atmosphériques.

*Illustration III.3.4 B - Péridotites serpentinisées affleurant dans la partie supérieure du glissement **m 5** (Mille et Berton, zone nord).*
La couleur gris-orangé est caractéristique de la patine d'altération des péridotites de Nouvelle-Calédonie.

Ces nouvelles observations signifient que :

i. Les péridotites du dôme présentent des signes d'altération surimposée à une forte serpentinisation dans la masse. Au sens pétrologique strict, ce sont aussi des serpentinites.

ii. La lithologie des péridotites du massif contraste fortement avec les « péridotites » serpentinisées du dôme. Le passage latéral entre ces deux faciès que tout oppose se fait brutalement en pied de massif, au niveau d'une faille ~N170 (DM, voir § suivant). Auparavant, le contact était supposé au long de la dépression transversale, il se trouve en fait en arrière de la zone amont (**za**).

iii. Le grand sillon amont a été suivi dans sa moitié inférieure. Il n'entaille que des péridotites saines et sa ligne de fond est jonchée de gros blocs de ces roches. Ses bordures portent en surface des vestiges de dépôts consolidés de coulées latéritiques à blocs (latérites minces sur les cartes). Près du grand sillon, les premiers pointements rocheux très abrupts du grand versant sont eux aussi constitués de péridotites massives fraîches, point de départ de la coulée consolidée. Les pentes à latérites minces alentours se présentent comme des formations de pente à débris rocheux (péridotite et silice supergène) et matrice latéritique.

III.3.4.3 Les failles antéaltération

Des failles antéaltération ont été rencontrées à la fois dans le dôme et au contact dôme-massif (DM).

III.3.4.3.a La faille DM du contact dôme-massif

Au contact dôme-massif, les latérites très épaisses de la zone amont reposent sur un plan siliceux strié, autour de la cote 220-225 m (partie haute de la ravine du creek de la mine, illustration III.3.4 Dd). Ce plan siliceux n'apparaît pas systématiquement, ce n'est qu'une partie de l'éponte supérieure d'une brèche de faille sur péridotites (illustration III.3.4 E). Des vestiges de cette brèche s'alignent ~N170 jusqu'au ruisseau de l'Aiguade, toujours au contact matériaux altérés / péridotites saines du massif. Ces rochers sombres accrochés à la pente (illustration III.3.4 C) disparaissent plus haut sur le versant du massif, au profil de latérites minces qui tendent à les recouvrir. Les traces de la faille se retrouvent dans le torrent du thalweg nord, au-delà des limites du dôme, en pied de massif. Les mesures de pendage sont impossibles en dehors des plans striés car les brèches sont épaisses et érodées de manière très irrégulière. Le pendage général semble varier sensiblement, il peut être estimé entre 35 et 45°O.

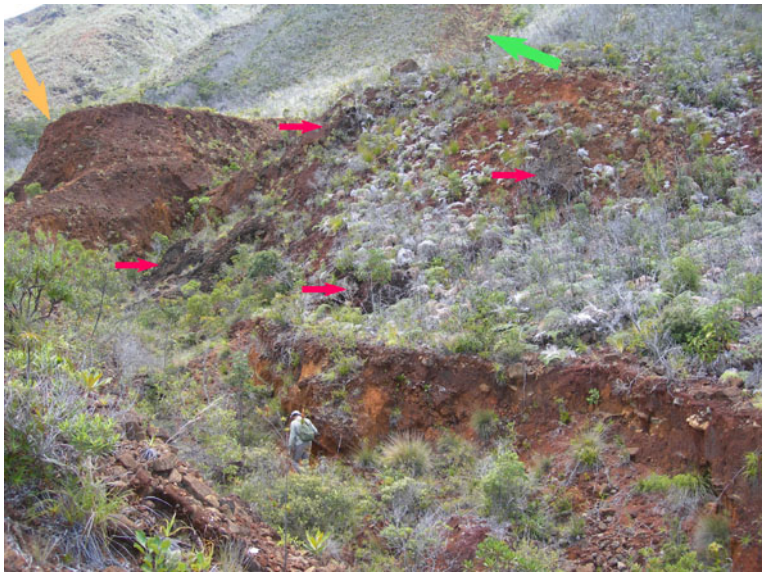


Illustration III.3.4 C - Faille de contact dôme / massif du Mont Dore (flèches rouges).
Les produits latéritiques s'étalent entre les affleurements. Les péridotites saines du grand sillon amont se devinent à l'arrière-plan (flèche verte).
Des dépôts de coulées latéritiques à blocs sont disposées en relief inversé (flèche orange). Vue vers le NNE.

Associées avec les résultats du paragraphe précédent (§ III.3.4.2 « Péridotites et serpentinisation : le contraste dôme-massif »), ces observations mettent en évidence une structure faillée majeure : les roches du dôme n'ont pas de continuité dans le massif et inversement. Cette faille sépare le dôme serpentinisé et altéré du massif de péridotites saines. Puissante de plusieurs mètres, elle présente une multitude de faciès qui évoluent d'une éponte à l'autre (illustration III.3.4 D). Le plan strié, qui n'est pas présent partout, s'est développé dans une roche totalement silicifiée, elle-même intensément bréchifiée. Les stries ne sont portées que par les plans de rupture siliceux et sont très marquées. Leur orientation se maintient ~N50 avec un plongement ~40°SO, sur une surface qui ondule en moulant les aspérités des brèches sous-jacentes et qui bute parfois sur les péridotites du massif sans les affecter (illustration III.3.4 E, S). Le mouvement est sans ambiguïté normal, vers le SO. La roche affectée par la fracturation hydraulique est totalement différente des péridotites du reste de la brèche de faille. C'est une péridotite intensément serpentinisée, typique des roches constituant le cœur du dôme du Vallon Dore. La faille s'est donc développée exactement à l'interface entre ces deux lithologies.

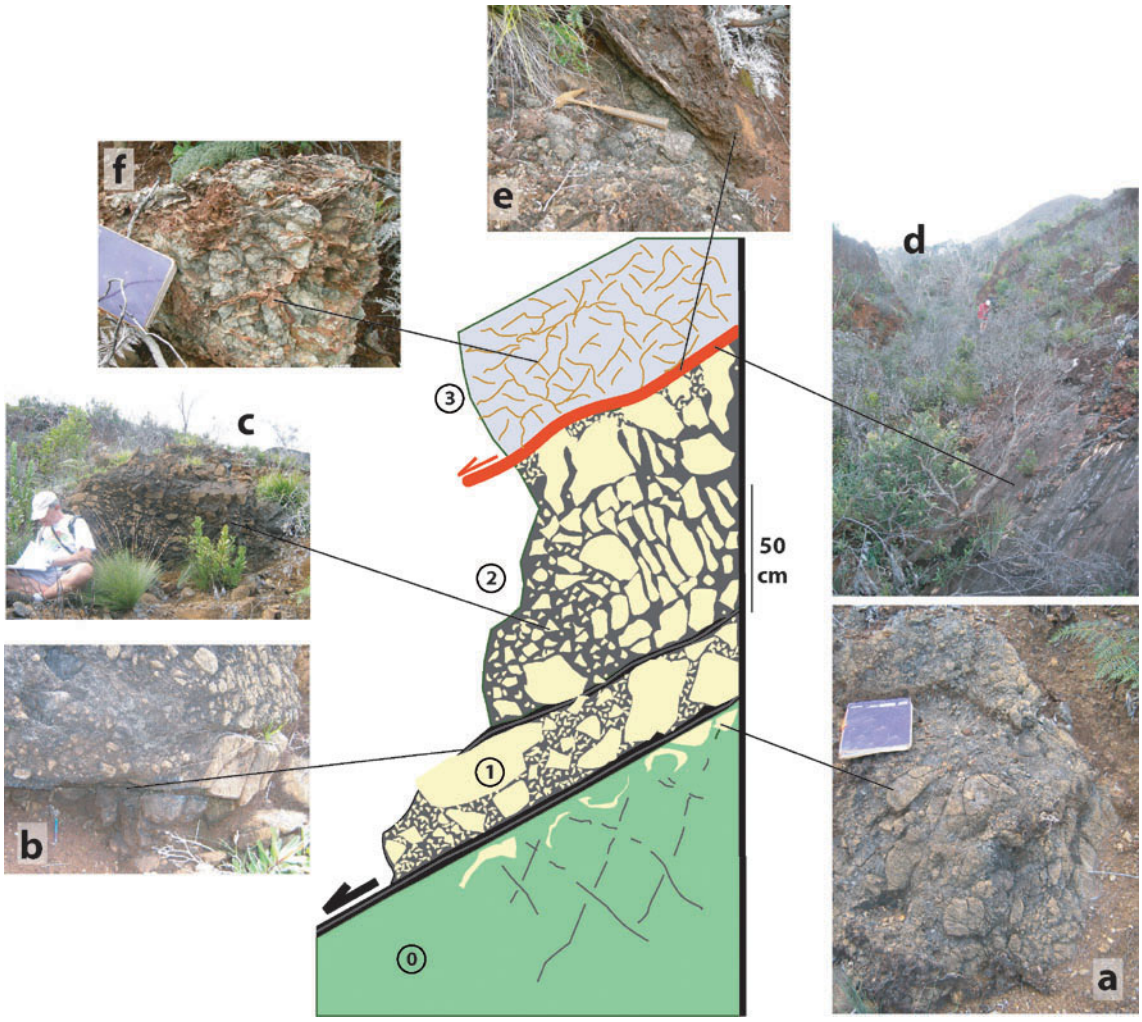


Illustration III.3.4 D - Succession des faciès bréchiques dans la faille DM.
***En noir, les plans de cisaillement serpentineux** (b); **en rouge le plan strié siliceux** (d, e).*
(0) Péridotites saines du massif du Mont Dore, perturbées seulement dans les premiers décimètres sous la faille (a).
(1) Brèche DM1 à élément péridotitiques hétérométriques jointifs. La matrice serpentineuse est quasi-inexistante, il n'y a pas de silicification.
(2) Brèche DM2 à éléments péridotitiques hétérométriques et disjoints. La matrice serpentineuse noire est très fine et non fibreuse, bien développée. La déformation est moins intense que dans DM1 car certains blocs sont en continuité les uns avec les autres (c).
(3) Brèche hydraulique DM3 à éléments de péridotites intensément serpentinisées (faciès dôme du Vallon Dore), imprégnée de silice. La déformation est réduite (f).

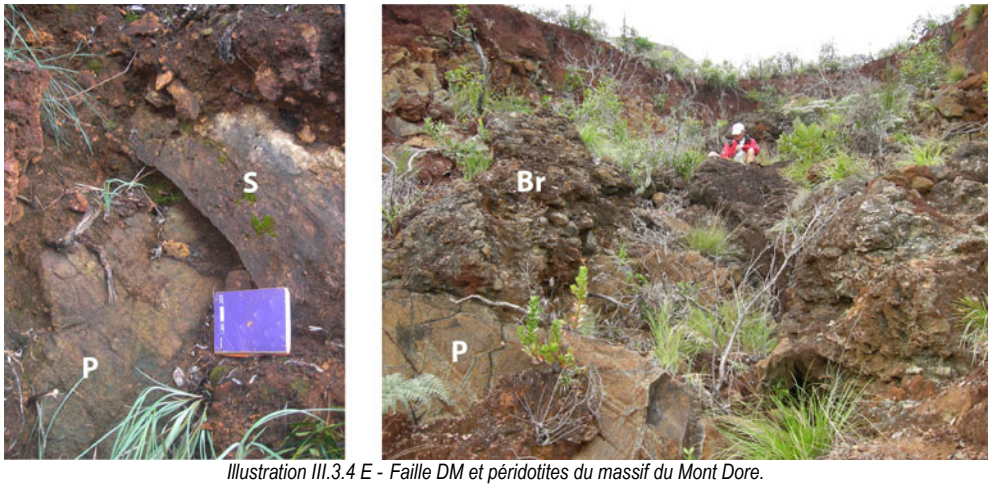


Illustration III.3.4 E - Faille DM et péridotites du massif du Mont Dore.
P : péridotites du massif
Br : Brèche de faille DM
S : plan strié directement au contact des péridotites (non bréchiques)

Plus en profondeur, la taille des fragments et des grains de la matrice a tendance à se rejoindre (torrent de l'Aiguade, illustration Erreur : source de la référence non trouvée). Ce faciès diffère de celui observé dans les ravines de la zone amont et un peu plus haut sur le versant, il ne présente ni silicification, ni altération, ni matrice fine. Cet affleurement est d'autant plus important qu'on y trouve, appuyé à l'éponte supérieure de la faille DM, un second accident : une zone de cisaillement bien plus proche de l'horizontale, formant un replat dans le lit du torrent (brèche DM'). Cette faille de pendage très faible ne recoupe pas DM et présente des critères cinématiques indiquant un mouvement d'abaissement de long de l'éponte de DM (illustration III.3.4 G). Formée de serpentine altérée (blanchâtre) et finement broyée, DM' n'est surmontée que des matériaux fins de la zone amont (latérites jaunes et à blocs). Malgré les apparences, DM' est postérieure à DM car cette serpentinite blanche (deweelite ?) et broyée contient de petits fragments disséminés de la brèche DM. Localement, de fines lamelles siliceuses striées (stries orientées dans la pente) protègent la brèche de l'érosion du torrent.

Illustration III.3.4 F - Faciès de la brèche tectonique au contact avec les péridotites du massif, torrent de l'Aiguade.
La bordure du carnet à gauche mesure une vingtaine de centimètres.

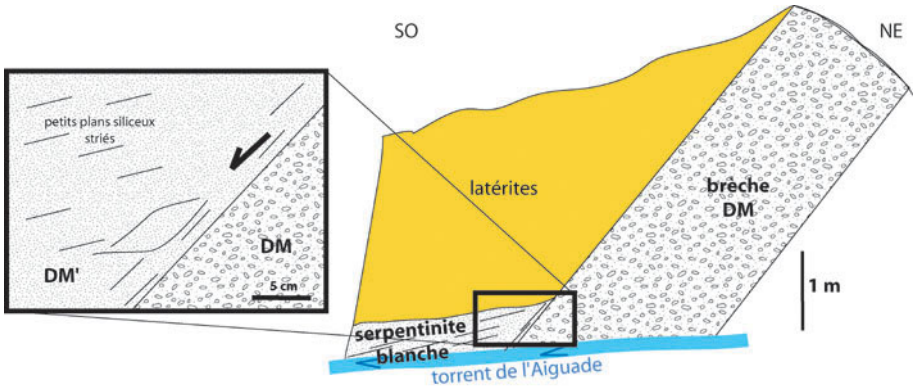


Illustration III.3.4 G - Cinématique du contact entre DM et DM'.

Sur le versant SO en surplomb du dôme, il n'y a pas d'escarpement morphologique associé à la faille DM comme cela a été constaté pour une faille équivalente un peu plus au nord. La pente générale est grossièrement parallèle au plan de faille dans la zone du grand sillon et au raccord zone sud-massif. Ceci suggère que la faille DM ait conditionné l'évolution de cette partie du versant et que le glissement du dôme du Vallon Dore se soit effectué le long de ce plan. Là où il est resté à l'affleurement, ce dernier a depuis été en grande partie démantelé par l'érosion.

III.3.4.3.b Les failles antéaltération au sein du dôme

Les « brèches de base »

Au toit des basaltes (sur le contact chevauchant supposé), les cartes géologiques présentent quelques petits affleurements de serpentinites qui ont logiquement été interprétés comme la semelle tectonique de la nappe des péridotites. Les formations de pente issues du dôme masquent la plupart du temps ce contact entre basaltes et les matériaux ultrabasiques. Des blocs de brèche détachés, parfois plurimétriques, sont répandus dans la pente, jusqu'aux habitations. Dans le creek de la mine Dédé et au front de la zone Dédé (**zd**), le faciès est effectivement proche de celui de la semelle observée ailleurs en Nouvelle-Calédonie, bien qu'assez sombre et parfaitement consolidé. La ressemblance avec le faciès DM1 des roches broyées de la faille DM est remarquable. Considérant l'hypothèse du glissement en grande masse le long de la faille DM, les serpentinites bréchiques observées à la base du dôme pourraient tout aussi bien s'interpréter comme des matériaux appartenant à DM. Ceux-ci auraient été transportés avec la masse ultrabasique sus-jacente. Dans ce cas, comme ces faciès ne sont pas observés avec une altération importante et que l'hypothèse d'un contact de base de nappe est mise à mal par la présente étude, rien ne permet plus d'affirmer que la faille qui les a générés soit antéaltération.

La faille AZS et ses semblables

En bordure du sillon aval, un autre type de brèche tectonique charpente l'extrémité aval de la zone sud (la faille **« AZS »**), marquant la fin du relief ultrabasique, mais cette fois en position de relief dominant. Le faciès frais, noir, est comparable à celui de la brèche DM (faciès du torrent de l'Aiguade). Plusieurs couloirs de broyage ~N160 apparaissent, subverticaux, en totale contradiction avec la structure de base de nappe proposée dans les cartes géologiques. Des brèches tectoniques à granulométrie équivalente apparaissent aussi au niveau des départs de coulées de débris de la zone Dédé (**zd**). Elles sont très altérées, parcourues de silice interstitielle et de faciès différent des brèches de base (§ précédent). Affleurant au front aval du dôme, le même faciès peut aussi être observé, au niveau d'abrupts rocheux caractéristiques, dans les zones centrale et sud (**zc**, **zs**).

Les présents travaux apportent quelques informations intéressantes sur les brèches de faille subverticales du dôme ultrabasique :

i. <u>Leur altération :</u>

- Les brèches s'éclaircissent à cœur et se patinent du gris typique des serpentinites. Elles conservent une certaine résistance au démantèlement.
- Dans les stades avancés, des précipitations supergènes apparaissent souvent dans l'espace interstitiel. Ce sont des silicifications ou des minéralisations nickélifères (faille de la mine) qui soulignent le rôle de piège à fluides des brèches altérées. Dans le paysage, les rochers siliceux noirs et coupants forment un squelette résistant à l'érosion, ils sont fréquents sur les hauts des versants longeant le torrent de l'Aiguade.

ii. <u>Leur structure :</u>

- Il y a peu de fracturation dans ces roches, contrairement aux « péridotites » du dôme, ce qui peut expliquer leur plus forte cohérence malgré la texture bréchique.
- Les affleurements altérés se trouvent souvent dans les zones rocheuses instables : en pied des glissements à l'aval (Mille & Berton (**m 5**), Verrou), dans les éboulis méridionaux de la zone sud. Leur rôle dans la survenue des désordres n'est pas à exclure.

– Leur répartition révèle que le dôme est parcouru de nombreux accidents antéaltération, dont certains sont soulignés par des brèches très développées (faille E-O de la mine Dédé, faille ~N160 du front aval de la zone sud).

Aucun témoin d'un quelconque prolongement de ces accidents subverticaux n'a été trouvé au-delà du dôme, ni dans le soubassement basaltique, ni dans le versant du massif du Mont Dore, ce qui atteste de leur statut « transporté » lors du glissement en grande masse.

III.3.4.4 Caractéristiques du régolithe latéritique

Dans les zones sommitales du dôme, la succession verticale des horizons d'altération est la plupart du temps quasi conforme au profil classique *in situ* sur péridotites (« latérites épaisses »). L'épaisseur est souvent inférieure à 10 m. L'horizon de cuirasse indurée fait systématiquement défaut et les latérites terminales sont brunes, la couleur rouge typique ne se rencontrant que très localement dans la zone centrale. Les fortes pentes latéritiques de la colline semblent plutôt de type « latérites minces ». Cette correspondance avec les profils courants n'est cependant qu'apparente. Un examen de la répartition et de l'épaisseur des différents horizons d'altération permet aisément de s'en rendre compte.

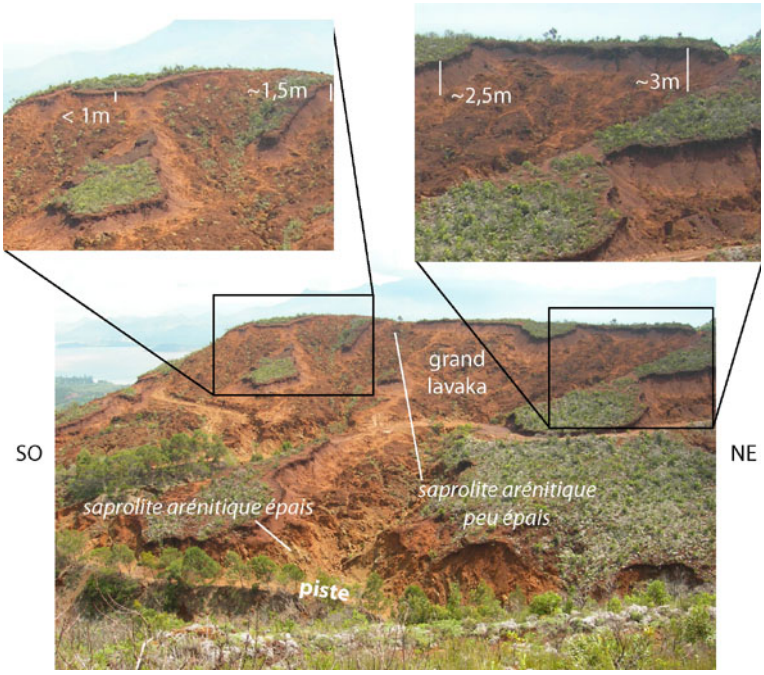


Illustration III.3.4 H - Grand lavaka de la zone nord, vu depuis la zone Dédé.
L'épaisseur des latérites sommitales, d'environ 3 mètres au bord de la dépression transversale (à droite) diminue progressivement vers l'aval (à gauche, agrandissement équivalent). L'horizon saprolitique fin est quasiment inexistant en haut de versant, alors qu'il est épais et raviné à l'exutoire du grand lavaka (juste au-dessus de la piste); l'épaisseur des horizons supérieurs varie de manière équivalente en augmentant vers le bas du versant.

L'érosion, très active sur le dôme, a dégagé des coupes verticales dans le régolithe en de très nombreux endroits. L'observation des talus permet de faire cinq remarques :

i. Les latérites sont présentes partout sur le dôme, sauf dans la moitié aval de la zone sud.

ii. Le régolithe sommital est globalement de moins en moins épais vers l'aval. L'épaisseur des horizons latéritiques varie de 10 mètres au moins au contact avec le massif à moins d'un mètre à l'aval (illustration III.3.4 H).

iii. Les horizons fins sont toujours plus épais en bas de versant qu'au sommet.

iv. Les variations d'épaisseur des horizons du régolithe s'accompagnent de différences dans les modes d'érosion associés (illustration III.3.4 H, tableau III.3.4 b).

v. Il existe des reliques de cuirassement (horizon pisolithique) dans les points hauts de la partie amont des zones nord, centrale et Dédé. L'épaisseur de l'horizon ferrugineux se limite à

quelques décimètres d'épaisseur au maximum, sauf au bas du versant en rive droite du torrent de l'Aiguade où il dépasse le mètre. Il y est plus sombre et ferrugineux et porte encore en surface quelques blocs de cuirasse indurée.

Tableau III.3.4 b - Relations entre épaisseur des horizons d'altération et modalité de l'érosion particulaire.

Épaisseur des horizons d'altération fins	Caractéristiques du régolithe	Phénomènes de versant associés
<3-4 m	• qq dm au plus de latérites brunes • Latérites jaunes dominantes • Saprolites rocheuses, horizon arénitique anecdotique	Lavakas (illustration III.3.4 H)
> 3-4 m	• 1 m ou plus de latérites rouges, pisolithes abondants en sommet de profil • ~10 m de latérites jaunes à l'amont (dépression transversale, contact au massif) • Saprolites arénitiques épaisses	• Régression des talus (10-15 m au grand talus et aux bordures nord de la dépression transversale (illustration III.3.4 I), qq mètres à la corniche principale de la zone amont) • Ravines profondes (zone amont, dépression transversale, sud de la zone centrale)

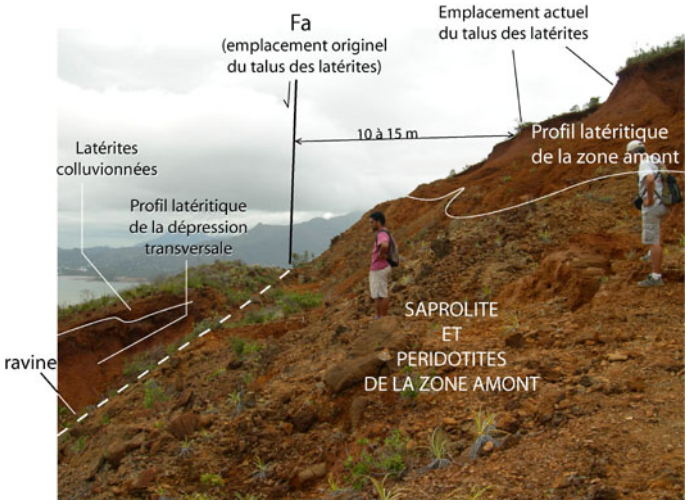


Illustration III.3.4 I - Recul d'érosion des niveaux latéritiques au pied des corniches de la zone amont (à droite).
Les personnes se tiennent sur les saprolites mises à nu, sous lesquelles apparaissent parfois les péridotites serpentinisées à la faveur de l'érosion. A gauche, les latérites épaisses de la dépression transversale. La faille Fa, correspond à la faille supposée de la carte géologique 1/50 000 qui est bien réelle. Vue vers le NO depuis le pied de la zone amont.

Ces observations permettent de mettre en évidence :

- la relation entre l'épaisseur des différents horizons latéritiques et les différentes modalités de l'érosion particulaire;
- un pendage faible et vers le NE de la limite régolithe / péridotites serpentinisées des zones de sommets, c'est à dire un pendage opposé à la pente générale du versant d'origine sur le massif.

La réalité d'un pendage général de la base du régolithe vers le NE repose sur les arguments suivants :

☑ Épaisseur du régolithe diminuant vers l'aval en suivant les sommets alors que ceux-ci sont subhorizontaux et forment de petits plateaux (zones nord (illustration III.3.4 H), centrale et Dédé).

☑ Répartition des horizons d'altération dans la zone amont, où ce pendage est le plus évident (voir planche hors texte, A).

Seuls les horizons d'altération en position basse ne répondent pas à ces critères, à savoir les latérites de la dépression transversale et des bas de versants des zones nord, centrale et Dédé. Les raisons de cette différence avec les parties sommitales sont expliquées plus loin.

Ces résultats viennent étayer, avec ceux présentés aux paragraphes précédents, l'hypothèse du glissement ancien en grande masse depuis le versant du massif. Une telle répartition des horizons d'altération évoque en effet un basculement de la masse entière, parfaitement compatible avec un glissement rotationnel ou composite de grande ampleur.

III.3.4.5 Les failles postaltération

Elles s'observent en de nombreux endroits dans la colline. Le toit de l'horizon saprolitique en est souvent le révélateur (voir planche hors texte, A), pourtant aucune anomalie n'est relatée dans les études antérieures, mise à part la faille (Fa) de la carte géologique au 1/50 000, au niveau de la dépression transversale. Trois types de failles ont été recensés au sein du dôme au cours de la présente étude (tableau III.3.4 c) :

Tableau III.3.4 c - Les différents types de failles postaltération identifiées sur le dôme du Vallon Dore : relations avec la morphologie et les instabilités.

Type de décalage	Matériaux affectés	Structure	Morphologie à l'aplomb des décalages	Instabilités associées
Décalages limités **T1** (falaise saprolitique amont, corniche principale)	Ensemble régolithe-péridotites	• Petites failles normales • Rejet 1 à 2 m	Ancienne et antérieure à T1, masquée par plusieurs dépôts de coulées latéritiques à blocs en relief inversé (illustration III.3.4 J)	Aucune actuellement
Décalages importants **T2** (versant méridional de la zone centrale, glissement Dédé)	• Régolithe • Dépôts sus-jacents (illustration III.3.4 K)	• Failles normales répétées • Rejet 1 à 2 m en haut de versant, qui s'intensifie dans la pente (illustration III.3.4 L) • Structuration des latérites	Ancienne, gommée au sein du dôme et persistante au front aval	• Chapelet d'affleurements de latérites jaunes mises à nu le long de la zone de rupture • Glissement progressif des horizons latéritiques sur les saprolites • Ravinement
Décalages majeurs **T3** (zones entières)	Ensemble régolithe-péridotites	• Failles normales redressées • Rejet vertical ~20 m	Très marquée dans le paysage	• Recul régressif des talus latéritiques • Ravines en bas de talus

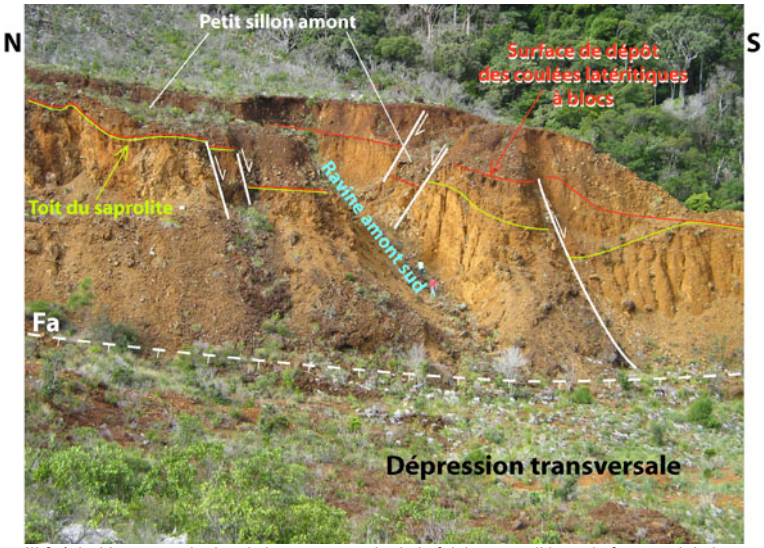


Illustration III.3.4 J - Vue générale depuis la zone centrale de la falaise saprolitique du front aval de la zone amont. Les décalages du régolithe sont masqués en surface par plusieurs dépôts empilés de coulées latéritiques à blocs. Photographie R. Mathivet

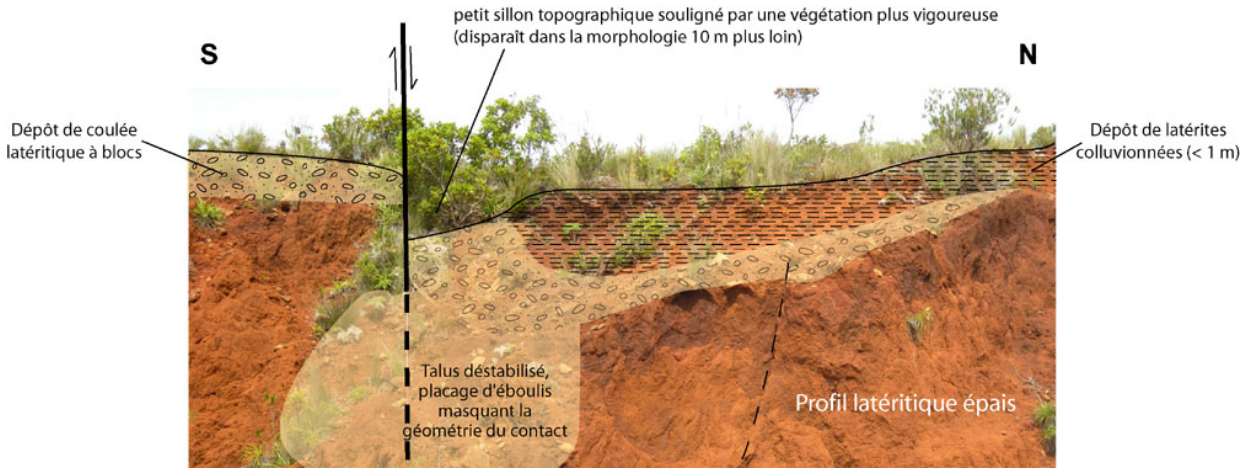


Illustration III.3.4 K - Décalage de dépôt de coulée latéritique ancienne sur régolithe épais.
*La zone de faille est é*rodée en surface (sillon), les colluvions (épaisseur maxi ~1 m) ne sont plus visibles au contact de la faille. Ces colluvions ne sont en revanche pas décalées par les micro-failles affectant régolithe et dépôt de coulée sous-jacents. *Au premier plan, les dépôts s'éboulent dans la ravine en contre-bas et masquent la zone faillée.*

Illustration III.3.4 L - Coupe de la partie haute du glissement « Dédé ».
Étalement du manteau d'altérites par failles gravitaires emboîtées au front aval de la zone Dédé. Les niveaux ferrugineux décalés (en blanc) mettent particulièrement en évidence cette structure. Vue depuis la zone nord, vers le sud. Si la structure du glissement est d'origine naturelle, le talus qui la met en évidence ne l'est pas : il a été réalisé pour l'exploitation de la mine Dédé.

Les décalages de type T3 méritent d'être détaillés. 5 accidents principaux ont été identifiés, tous très redressés (tableau III.3.4 d).

Tableau III.3.4 d - Description des décalages majeurs du régolithe du dôme du Vallon Dore.

Nom, localisation	Description
Fa Entre pied de la zone amont et dépression transversale	Le toit des saprolites passe de la cote 200 m (pied de zone amont) à moins de 180 m (fond du creek de la mine Dédé, en contre-bas de la piste), soit ~20 m de rejet vertical. Pendage fort, supposé SO. La rupture correspond à l'axe de la dépression transversale (faille supposée de la carte géologique au 1/50 000). Elle sépare la zone amont du reste du dôme (illustration III.3.4 M). Elle avait été considérée comme le contact entre le dôme et le massif depuis les désordres de 1988 et 1990. Dans la dérivation du creek, la falaise saprolitique (~10 m de haut) surplombe des latérites jaunes et rouges.
Fb En bordure de la zone nord	Décalage homologue à Fa en morphologie et en orientation. Amplitude moindre et pendage fort supposé NE, opposé à Fa (illustration III.3.4 M).
Fc Entre zone centrale et zone Dédé	Décalage d'environ 15 m : toit des saprolites à la cote 195 m en zone centrale et à la cote 180 m en zone Dédé. Matérialisé par le grand talus E-O (illustration III.3.4 N, illustration III.3.4 O), à l'éponte nord de la faille de la mine. Les latérites du compartiment abaissé sont structurées par ce décalage (illustration III.3.4 Na).
Fd Zone centrale	Décalage du toit des saprolites d'environ 20 m (195 m sur le grand talus à 175 m au débouché de la ravine). Les péridotites serpentinisées se retrouvent au contact des latérites jaunes. Le glissement B s'est initié au long de Fd, avec des latérites fortement structurées en haut de versant (illustration III.3.4 N).
Fe Dans le lit vif du creek de la mine Dédé entre zone nord et zone centrale, zone amont	Décalage supposé au fond du lit vif très encaissé (illustration III.3.4 P) et dans la zone amont. La rive gauche est un haut talus saprolitique alors que la rive droite est plutôt constituée d'horizons latéritiques (illustration III.3.4 O), sauf à l'aval (saprolites). Le décalage vertical ne semble pas dépasser 10 m.

A la mise en place de ces failles postaltération (T3, tableau III.3.4 c), l'érosion particulaire semble avoir débuté simultanément partout sur le dôme :

- Le recul d'érosion permet de corréler entre elles les failles Fa, Fb, Fc : l'érosion qui affecte leur morphologie originelle a progressé de manière équivalente, dans des matériaux similaires (illustration III.3.4 M).
- En prenant en compte le fait que le « grand lavaka » résulte de la coalescence de plusieurs entités comme cela est la règle (Maurizot & Lafoy, 2003), le recul d'érosion estimé de chaque lavaka originel est du même ordre que celui des zones de recul érosif à partir des failles.

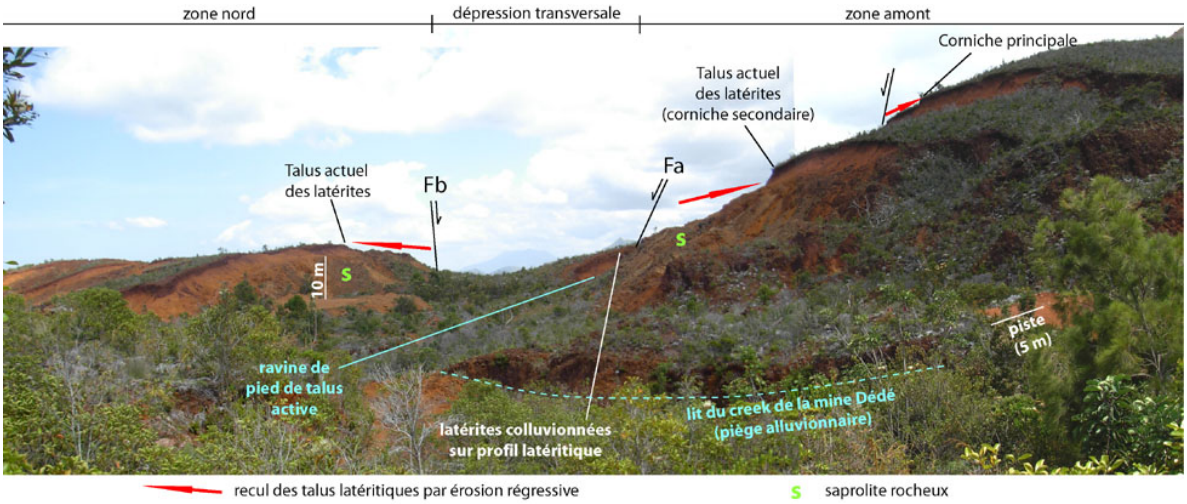


Illustration III.3.4 M - Failles Fa et Fb et recul régressif des talus associés. Vue vers l'ouest.

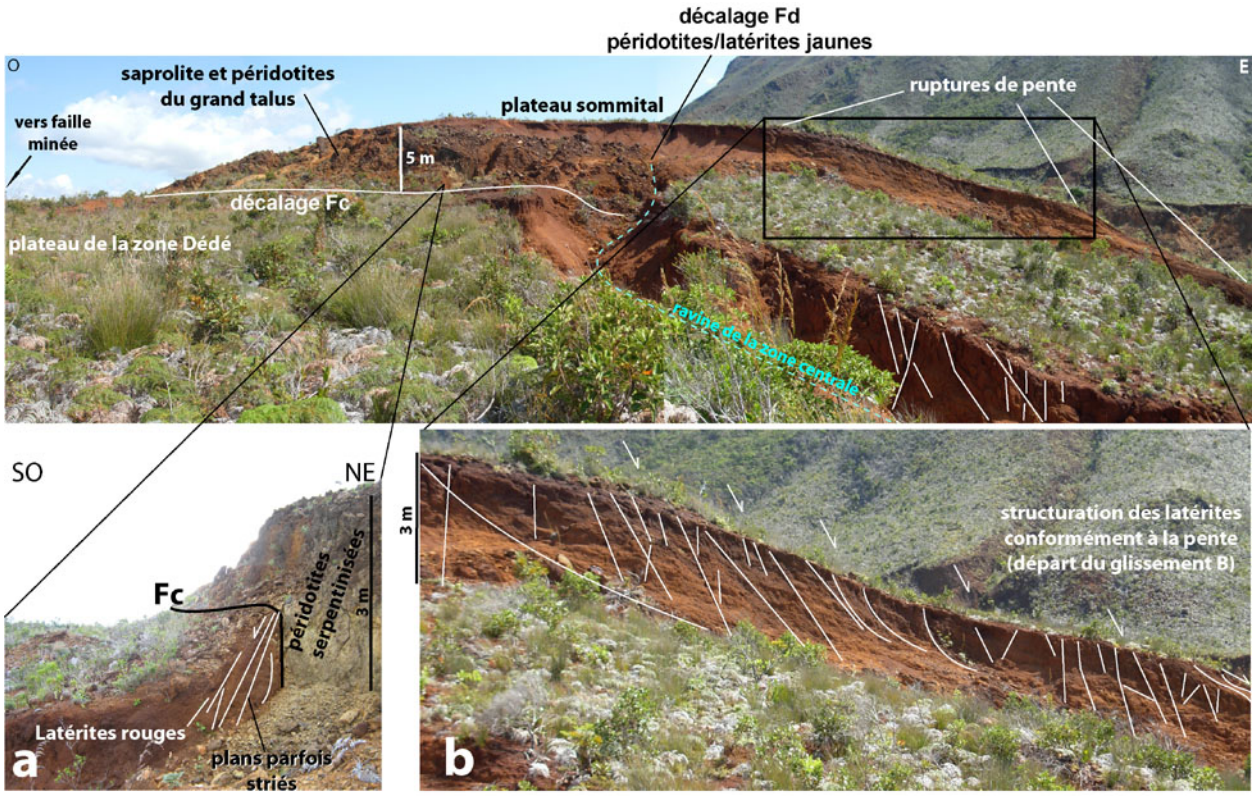


*Illustration III.3.4 N - Structure du grand talus de la zone centrale : failles Fc (**a**), Fd et zone de départ du glissement B (**b**).*

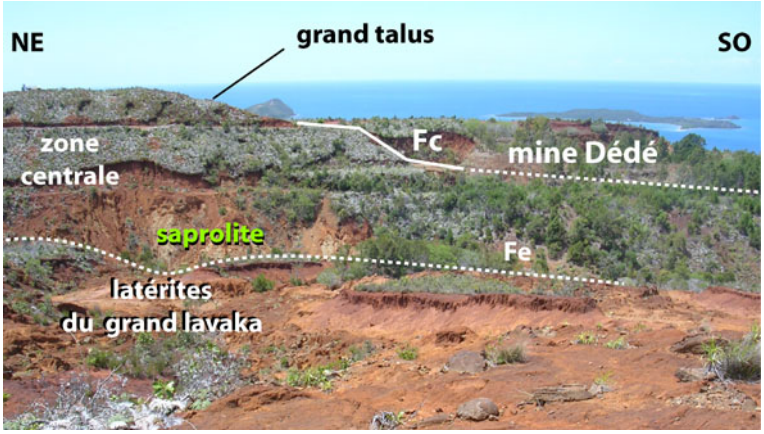


*Illustration III.3.4 O - Faille **Fc** marquée par le grand talus entre zone centrale et zone Dédé, le long de la faille de la mine. Le caractère subhorizontal des sommets décalés est ici bien visible. Le décalage supposé Fe semble mettre en contact les saprolites de la zone centrale avec les latérites de la zone nord (au premier plan).*

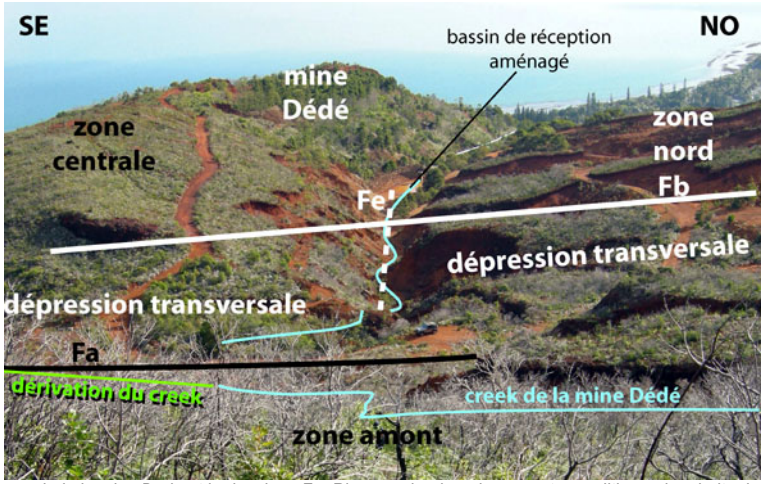


Illustration III.3.4 P - Le creek de la mine Dédé et le décalage Fe. Rive gauche, bas de versant saprolitique; rive droite, bas de versant latéritique.

III.3.4.6 Des formations superficielles témoignant d'instabilités anciennes

Plusieurs types de formations superficielles se rencontrent sur le dôme : colluvions ou alluvions fines, dépôts de coulées latéritiques (la plupart sont riches en blocs) et éboulis (tableau III.3.4 e).

Tableau III.3.4 e - Principales formations superficielles du dôme du Vallon Dore.

Formation	Localisation	Caractéristiques	Morphologie/Structure	Interprétation
Dépôts fins stratifiés	Pied de ressaut de faille Fa	Extension limitée à quelques dizaines de mètres. Épaisseur < 1 m. Latérites ocre clair finement litées.	Surface légèrement inclinée Reposent directement sur le régolithe (Fa)	Petits colluvionnements de latérites essentiellement jaunes, issues de l'érosion des talus de faille
	Pied de ressaut de faille Fc		Surface subhorizontale Reposent sur un dépôt de coulée latéritique à blocs (Fc) Zone affectée d'une petite faille postcoulée (illustration III.3.4 H)	
Latérites minces à petits blocs	Versant septentrional de la zone nord	Latérites brunes à petits blocs disséminés. Les pieds de fougères y initient fréquemment des dépôts de fines, tout comme les blocs.	Discret moutonnement de la moitié inférieure du versant (perceptible en arpentant la zone), masqué par la végétation	Colluvionnement de versant sur glissement de régolithe probable
Alluvions	Sous la piste qui force la dérivation du creek de la mine Dédé, au creux de l'ancien lit vif.	Parois du petit cirque : latérites rouges de la dépression transversale. En surface, dépôt de gravillons ferrugineux et de pierres emballés dans une matrice latéritique brune très meuble provenant vraisemblablement des bordures.	Petit cirque à fond plat (<10 m de diamètre) en amont de parois de roches hypersilicifiées dans la masse. Morphologie discrètement encaissée dans le fond du thalweg. Un bloc effondré de la paroi est dissimulé sous les vestiges d'un dépôt semiconsolidé de coulée latéritique à petits blocs.	Piégeage localisé d'alluvions dans le lit vif : le bloc décamétrique détaché a obstrué le cours d'eau et formé en arrière un piège à sédiments (fines issues des ravines de la zone amont).
Dépôts catastrophiques	De la zone basse du grand sillon amont à la zone sud	Mélange non classé de blocs de péridotites et de latérites indifférenciées (parfois > 50% du volume)	En relief inversé (zone amont, sommet de zones centrale et sud) ou en replat inférieur dans le vallon de l'Aiguade	Dépôts de laves torrentielles et coulées
Chaos de blocs	Glissements frontaux Piémont du grand massif sauf au niveau des dépôts catastrophiques	Blocs de péridotites	Langues de blocs s'étirant au pied des zones de falaise rocheuse, selon la plus grande pente	• Éboulis rocheux • Déjections torrentielles

Parmi ces cinq types de formations, les dépôts catastrophiques et les chaos de blocs présentent un intérêt particulier de par leur importance et leur disposition.

i. Les dépôts catastrophiques

Dans la zone amont, entre le torrent de l'Aiguade et la zone des corniches, 3 dépôts (LT1, CB2, LT3) se superposent sur la faille DM et sur le régolithe de la zone amont. Ils sont aujourd'hui en position de relief inversé (tableau III.3.4 f, illustration III.3.4 Q). Le dernier (LT4) est bien plus récent que les autres et n'apparaît qu'en relique au long de quelques ravines.

ii. Les chaos de blocs

Deux types de chaos de chocs ont été distingués dans la zone. Ils se différencient à la fois par la nature des blocs et par leur localisation (tableau III.3.4 g).

La nature rocheuse et intensément fracturée des péridotites serpentinisées du dôme, ainsi que les très fortes pentes du front occidental sont à l'origine des chutes de blocs répétées produisant les éboulis vifs serpentineux. Certains blocs atteignent parfois les zones habitées.

Les éboulis vifs péridotitiques sont quand à eux issus de la déstabilisation continuelle des abrupts du massif qui sont nombreux à surplomber le dôme. Ils ne semblent pas très actifs (patine bien développée) en comparaison avec les éboulis serpentineux et tendent à se raccorder aux grands chaos anciens au débouché des torrents.

De grands arbres touffus prospèrent dans les thalwegs nord et Aiguade sur ces chaos anciens. Dans leur partie inférieure, une matrice latéritique apparaît dans ces formations, de plus en plus importante vers l'aval : les blocs sont mêlés aux colluvions latéritiques évacuées par les versants. En surface, la limite entre chaos et formations latéritiques est tranchée.

Tableau III.3.4 f - Chronologie et caractéristiques des formations de dépôts catastrophiques du dôme du Vallon Dore.

Ordre de dépôt	Faciès	État	Localisation	Extension spatiale	Phénomène de versant associé
1	• Aucun litage ni granoclassement • Matrice latéritique • Blocs anguleux de péridotite (< 20 cm)	Non consolidé	Zone amont : sur faille DM, sur saprolites ou sur latérites jaunes	• Épaisseur : qq dizaines de cm • Extension latérale : ~150 m, entre torrent de l'Aiguade et corniches • Extension longitudinale : > 1 km, jusqu'aux terrains basaltiques à l'aval de la zone sud	Lave torrentielle **LT1**
2	• Aucun litage ni granoclassement • Essentiellement latéritique • Graviers subanguleux disséminés	Non consolidé	Zone amont, entre la ravine du creek de la mine et la ravine amont sud	• Épaisseur : < 50 cm • Extension latérale : qq dizaines de mètres • Extension longitudinale : < 100 m	Coulée boueuse **CB2**
3	• Aucun litage ni granoclassement • Matrice latéritique • Blocs de péridotites anguleux (> 20-30 cm) • Blocs atteignant 1 m charriés en masse au front de la coulée (zone sud)	Non consolidé	• Zone amont • flanc méridional de la zone centrale • partie avale de la zone sud	• Épaisseur : 1 à 1,5 m (le ravinement dans le glissement B favorise le fluage et l'éboulement du dépôt qui donnent l'illusion d'une plus grande épaisseur) • Extension latérale : ~150 m • Extension longitudinale : ~800 m	Lave torrentielle **LT3**
4	• Aucun litage ni granoclassement • Fraction latéritique moins importante que 1, 2 et 3 • Blocs de péridotites subanguleux < 10 cm	Semiconsolidé	• Flanc du massif, près et autour du grand sillon • Lambeaux de terrasse vestigiale du creek de la mine Dédé (piège à alluvions du tableau III.3.4 e + dérivation)	• Epaisseur : 20 cm au moins • Extension : limitée à une terrasse basse du creek de la mine et de la ravine de pied de la falaise saprolitique	Lave torrentielle **LT4**

Tableau III.3.4 g - Caractéristiques des chaos de blocs de la zone du Vallon Dore.

Type de chaos de blocs	Nature des blocs	Localisation	Phénomène associé
Éboulis vifs serpentineux	Péridotites serpentinisées (qq dm en moyenne) peu ou non patinées	Abrupts rocheux du dôme (zone sud, glissements m5 et D)	Chutes de pierres fréquentes
Éboulis vifs péridotitiques	Péridotites saines (qq dm en moyenne) patinées	Abrupts rocheux du flanc du massif du Mont Dore	Chutes de pierres
Grands chaos anciens	• Péridotites saines patinées (taille métrique à plurimétrique) • Blocs de la brèche de faille DM dans le lit torrentiel de l'Aiguade	Débouché du massif des torrents du thalweg nord et de l'Aiguade	Déjections issues du surcreusement torrentiel du versant SO, dû au départ en contre-bas de la masse du dôme

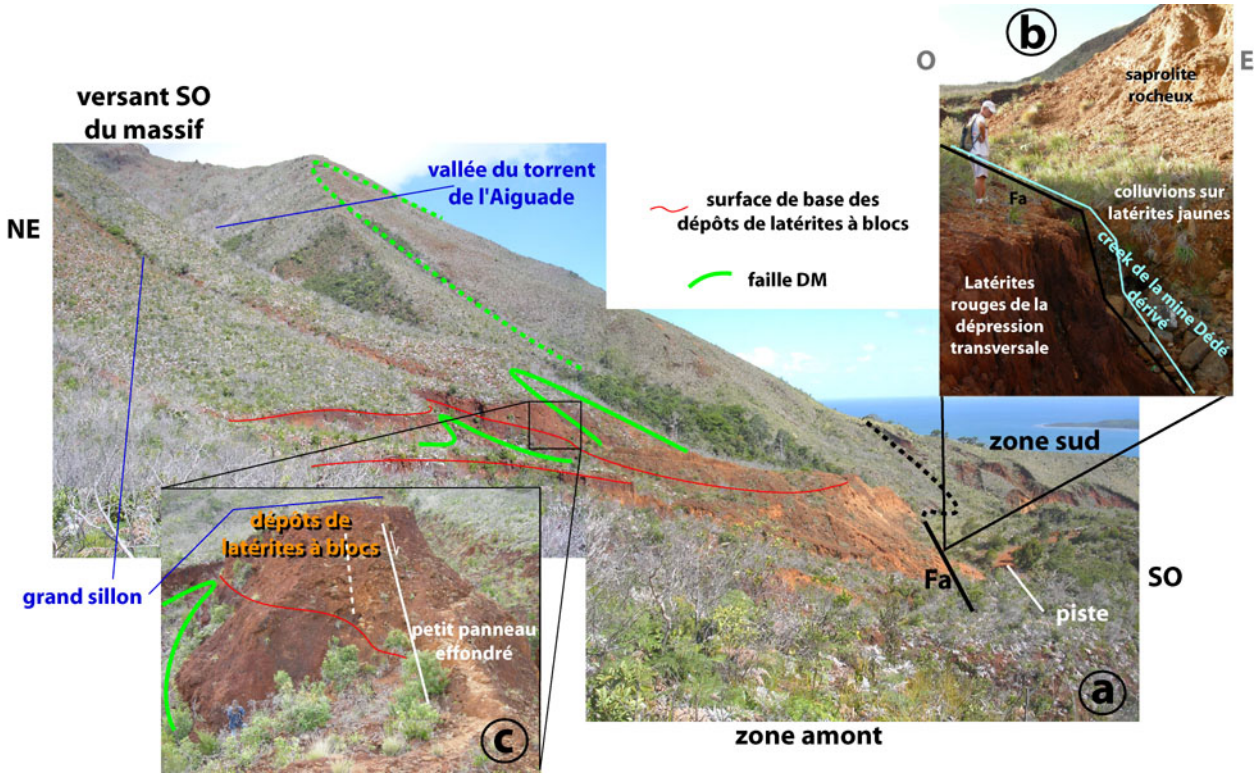


Illustration III.3.4 Q - La zone amont du dôme du Vallon Dore.
(a) Vue générale. Les dépôts de latérites à blocs anciens s'empilent sur la faille DM et la zone amont.
(b) La faille Fa limite la zone amont : elle abaisse les horizons latéritiques au SO, au pied de la falaise saprolitique.
(c) Détail des dépôts de latérites à blocs anciens, en relief inversé. Les écoulements torrentiels du grand sillon amont provoquent des instabilités gravitaires mineures par sapement.

III.3.5 Structure profonde du dôme : le contact de base et les relations dôme-massif

L'ensemble de l'analyse géologique de terrain étaye l'hypothèse d'une mise en place du dôme ultrabasique par glissement en grande masse. Tout porte à croire que la rupture principale s'est opérée le long d'une faille tectonique préexistante dans le massif, mais la structure interne du dôme n'en est cependant pas totalement éclaircie, notamment dans ses relations avec le soubassement. Le recouvrement quasi systématique des flancs du dôme par des produits remaniés interdit l'observation de sa relation avec le soubassement de basaltes altérés. Quelle est la géométrie du contact de base ? Y a-t-il une disposition structurale subhorizontale des péridotites sur les basaltes comme le suggèrent les cartes géologiques, ou bien existe-t-il localement une géométrie particulière qui explique la morphologie interne du dôme ? Quelle est en profondeur la géométrie du contact au grand massif ? Quel est le décalage réel de la faille ? Il fallait trouver le moyen de répondre au moins en partie à ces questions pour lever les incertitudes. L'approche développée a été de procéder à une étude de géophysique du site par tomographie de résistivité électrique.

III.3.5.1 Modèles géoélectriques du dôme du Vallon Dore

Deux profils de tomographie de résistivité électrique (§ II.3.1.2, « Tomographie de résistivité électrique 2D ») ont été implantés sur le dôme, pour étudier ses relations avec les entités géologiques voisines. Ce dispositif permet d'étudier la structure du sous-sol dans la première centaine de mètres, donc d'atteindre en théorie les basaltes du soubassement et les roches du massif voisin. Ces travaux ont été financés par un programme de recherche du Secrétariat d'État à l'Outre-Mer, qui a regroupé le Bureau de Recherches Géologiques et Minières, l'Institut de Recherche pour le Développement et l'Université de la Nouvelle-Calédonie (Maurizot *& al.*, 2007).

Le profil 1, NE-SO, s'étend du bas de versant du massif au barrage préventif construit dans le dôme, en amont du glissement **m 5** « Mille et Berton » (planche hors texte, A). Les électrodes ont été alignées au fond du creek de la mine Dédé. L'objectif était de préciser la géométrie massif / dôme / soubassement.

Le profil 2 a été implanté le long de la dépression transversale, du thalweg nord (au NO) à la falaise saprolitique de la zone amont au SE (planche hors texte, A). Il devait préciser la géométrie latérale du contact de base entre le dôme et les basaltes de la nappe de Poya.

Les données obtenues sont bonnes pour le profil 1 (erreur = 8.0 après 4 itérations) et excellentes pour le profil 2 (erreur = 2.8 après 4 itérations), ce qui permet de s'assurer de la fiabilité des modèles géoélectriques.

Les modèles montrent globalement une couche conductrice assez épaisse (30 mètres en moyenne, 10 à 90 ohm.m) sur un substratum résistant (>150 ohm.m) avec par endroits une couche résistante peu épaisse en surface (>150 ohm.m). Le détail des résultats est présenté illustration III.3.5 A et tableau III.3.5 a pour le profil 1, et illustration III.3.5 B et tableau III.3.5 b pour le profil 2.

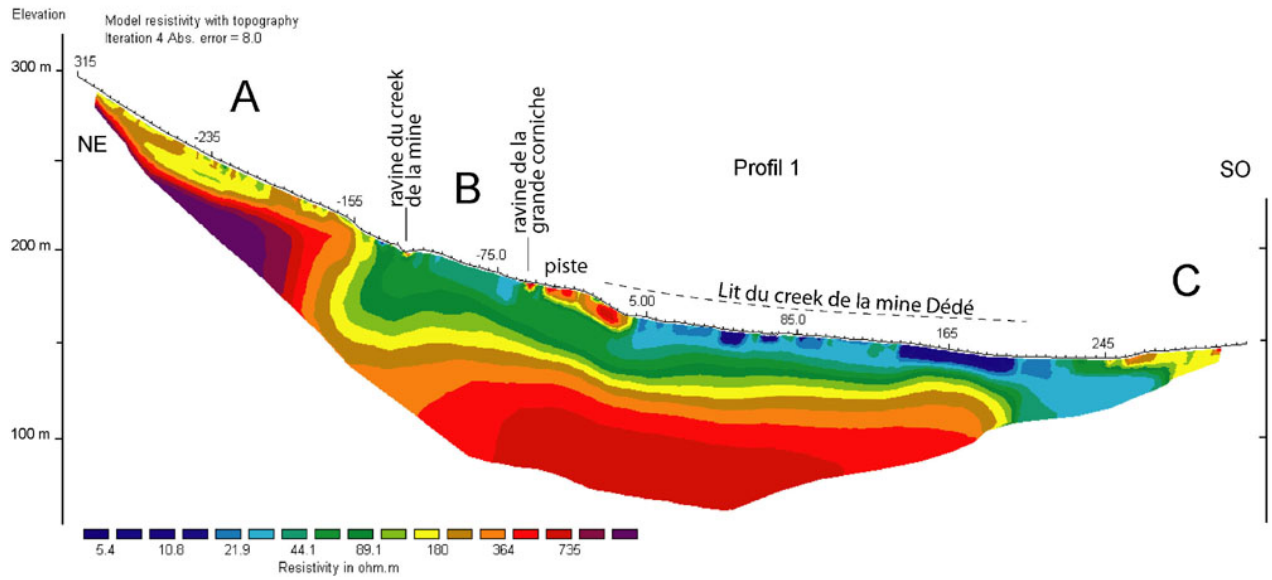


Illustration III.3.5 A - Modèle géoélectrique obtenu le long du profil 1 par tomographie de résistivité électrique. J.C. Parisot 2005.

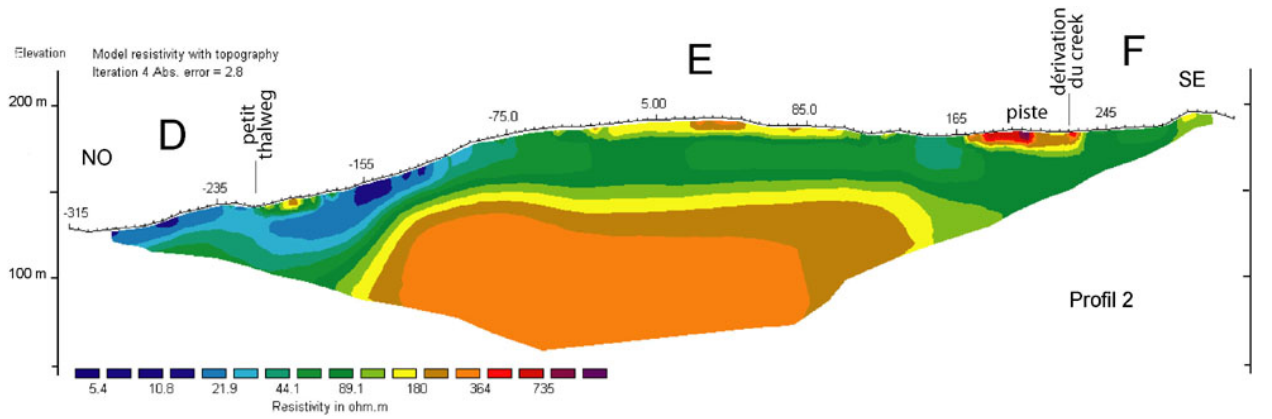


Illustration III.3.5 B - Modèle géoélectrique obtenu le long du profil 2 par tomographie de résistivité électrique. J.C. Parisot 2005.

Tableau III.3.5 a - Analyse du modèle géoélectrique obtenu avec le profil 1.

Localisation	Substratum	Couche superficielle
Partie A (amont, flanc du grand massif)	> 700 ohm.m : très résistant, pente régulière > pente topographique à l'extrémité NE (effet de bord du modèle ?), pente régulière < pente topographique vers l'aval.	80 à 200 ohm.m : moyennement conductrice, résistivité hétérogène, Pelliculaire, Dépasse 15 m à l'amont, à la rupture des pentes du substratum, S'amincit vers les hauteurs : 5 m maxi au sommet du profil, S'amincit à l'aval : 5 à 10 m avec un contraste moins marqué avec le substratum.
Partie B, zone amont du dôme	Contact entre A et B suv-vertical en profondeur, Ondulations de faible amplitude.	30 à 100 ohm.m : faiblement conducteur (< A), Épaississement brutal à -150 m (A, contact avec le massif), 30-40 m, Amincissement vers l'aval / de plus en plus conductrice.
Piste, dépression transversale	Pente très régulière (contraste avec les environs immédiats), Transition avec la couche conductrice plus rapide que de part et d'autre.	Couche résistante en surface (200 à 700 ohm.m) , de 50 à 60 m de long et épaisse de 5 à 10 m, sous la dérivation du creek : ressaut morphologique associé. La nette rupture de pente liée à son interruption brutale à l'aval correspond exactement au début du lit vif rectiligne du creek. ~20 m de couche conductrice dessous (50 à 80 ohm.m).
Lit du creek de la mine Dédé	> 200 ohm.m Toit subhorizontal, Légères ondulations.	0 à 80 ohm.m : résistivités les plus faibles de la zone, Autour de + 165 m, l'étalement des très faibles résistivités (< 20 ohm.m) se situe sous le bassin de rétention du barrage.
Partie C, bas de versant de la zone Dédé	Non détecté.	80 à 200 ohm.m : équivalent à la partie A, résistivité hétérogène.

Tableau III.3.5 b - Analyse du modèle géoélectrique obtenu avec le profil 2.

Localisation	Substratum	Couche superficielle
Partie D, au nord-ouest	Pas détecté clairement.	10 à 50 ohm.m : résistivité très faible, Approfondissement de la couche conductrice sur au moins 30 m sous le petit thalweg, Petite zone résistante dans le petit thalweg (80 à 200 ohm.m), 30-40 m extension.
Partie E, nord de la dépression transversale	Toit subhorizontal, Profondeur ~50 m.	40 à 100 ohm.m : équivalent à la partie B. Coiffée d'une couche résistante (100 à 200 ohm.m) discontinue en bordures, ~150 m de long et 10 m d'épaisseur.
Limite **E / piste**, dépression transversale	Disparition du substratum ?	30 à 100 ohm.m : zone conductrice en continuité avec E, 60 m d'épaisseur au minimum, Augmentation de la résistivité vers la surface (sous la confluence des ravines drainant les corniches de la zone amont).
Piste, dépression transversale (intersection avec le profil 1)	Non détecté.	Couche résistante équivalente au profil 1 en résistivités et en extension, subhorizontale cette fois Couche conductrice à résistivité équivalente au profil 1, minimum 30 m d'épaisseur.
Partie F, contact dépression centrale /petite falaise saprolitique de la zone amont	Non détecté.	50 à 80 ohm.m côté piste : équivalent au reste du profil sur le dôme, 100 à 180 ohm.m dans la petite falaise : matériaux moyennement conducteurs (partie sud de la zone amont).

III.3.5.2 Apports de la géophysique à la compréhension de la structure profonde du dôme

Les modèles géoélectriques obtenus informent sur la répartition en profondeur des principales lithologies de la zone et apportent des précisions sur sa géométrie interne. Leur interprétation complète significativement l'étude sur les points suivants :

Relations avec le massif

- Sur le profil 1, le substratum du massif (A, très résistant) correspond péridotites saines. Le contact faillé entre massif et dôme, qui apparaît en surface avec un pendage d'une

cinquantaine de degrés, montre une géométrie clairement verticale en profondeur, ce qui est totalement inattendu (rebroussement du modèle possible, accident caché probable).

- Sous les péridotites du massif, aucun niveau plus conducteur attribuable aux serpentinites de base de nappe n'est visible car soit inexistant, soit hors du champ d'investigation. D'après les cartes géologiques, ce contact se situerait aux alentours de 125-150 m d'altitude (hors champ).

Éléments d'hydrogéologie

- Les saprolites du lit du creek de la mine Dédé se présentent anormalement conducteurs dans le profil 1, en comparaison avec les réponses obtenues ailleurs dans les deux profils. Ceci s'explique par sa position topographique basse et la fonction drainante du creek. Les circulations d'eau, inexistantes à la surface le jour des mesures, affectent manifestement les premières dizaines de mètres du sous-sol rocheux, péridotites serpentinisées comprises. Une petite source pérenne en témoigne quelques dizaines de mètres en contrebas, un peu au-dessus du contact péridotites serpentinisées / brèches de base vers la cote 130 m (glissement **m 5** « Mille et Berton », en bordure du lit vif du creek).
- La plupart du temps en domaine ultrabasique, l'aquifère principal se localise dans l'horizon saprolitique. Dans le dôme du Vallon Dore, il s'étend aussi dans les péridotites serpentinisées, comme l'indiquent les observations faites dans un piézomètre (glissement **m 5** « Mille et Berton », Maurizot & Riondy, 1988). La porosité de fracture manifestement très importante dans ces roches est certainement à l'origine de ce phénomène, lequel explique l'absence de contraste entre saprolites et péridotites dans les modèles géoélectriques.
- Le niveau de base des circulations souterraines au-dessus des brèches de base permet de situer le contact avec le soubassement basaltique aux alentours de la cote 130-140 mètres sous le creek de la mine, soit un peu plus haut que la résurgence. Le toit des basaltes y apparaît subhorizontal. Une première interprétation le situait plus profond, considérant la position connue de ce contact à la cote 83 m dans la zone sud (Maurizot *& al.*, 2007). Des compléments de terrain effectués par la suite dans le cadre de l'analyse morphologique ont conduit à réinterpréter cette géométrie.
- Comme dans le creek de la mine Dédé, aucun écoulement de surface n'a été relevé dans le torrent du thalweg nord lors des mesures. La géophysique montre que les circulations persistent cependant, dans les formations superficielles de la zone D. Le versant nord du dôme, attenant, présente quant à lui des caractéristiques surprenantes. Qu'il s'agisse ou non d'un glissement (la structure révélée par géophysique tend à le prouver), une résistivité si faible des altérites n'est pas observée ailleurs en dehors des drains souterrains. Il en existe donc un à cet endroit, important, qui se traduit en surface par une zone humide (la gouttière nord, un peu plus au SO). Il s'agit vraisemblablement d'un déversement de la nappe perchée dans les saprolites du versant, qui donne lieu aux multiples petites coulées de débris (« arrachements ») depuis la bordure externe de la gouttière nord.

Compléments géométriques

- Les niveaux ferrugineux du profil d'altération sont les seuls à se distinguer, dans la dépression transversale (E, profil 2). Ils forment une couche relativement continue, observation à laquelle il est impossible d'accéder en surface à cause du placage, même peu épais, de latérites colluvionnées. L'essentiel des matériaux de la dépression est semble-t-il constitué d'un profil d'altérites continu. Les gravillons ferrugineux libres observés dans cette zone basse sont attribuables au démantèlement actuel de l'horizon à grenaille.
- Une hypersilicification des roches du creek de la mine, d'extension très limitée sous la piste (croisement des profils) est visible dans les 2 modèles. La couche résistante qui la contient matérialise approximativement la largeur de la dépression transversale, elle correspond à l'horizon pisolithique.
- Le niveau superficiel résistant du thalweg nord correspond à l'extrémité aval du grand chaos de péridotites, dont l'épaisseur peut être estimée à 10-15 m à cet endroit. Ceci suggère des

volumes très importants de roches déplacées, compatible avec l'incision profonde et ancienne du massif par le torrent.

Structure générale du dôme

- Le toit basaltique a bien été identifié par la géophysique (>150 ohm.m), il est quasiment horizontal dans l'axe de la dépression transversale (Profil 2, E, illustration III.3.5 B) et convexe sous la zone amont (Profil 1, B). A l'extrémité NO du profil 2, dans le thalweg nord (D), les basaltes pourtant cartographiés de longue date dans cette zone n'apparaissent pas nettement dans le modèle géoélectrique. L'altération du soubassement en argiles et l'abondance des latérites en provenance du versant nord de la zone nord (glissement E) expliquent sans difficulté cet effacement géophysique du contact, d'autant plus que la zone est très humide.
- La géophysique ne permet pas de distinguer clairement les horizons profonds du dôme (saprolites rocheuses et péridotites très serpentinisées). La serpentinisation intense des péridotites leur confère semble-t-il des propriétés électriques proches de celles des saprolites. Des valeurs de résistivité similaires avaient été trouvées par Maurizot & Riondy, 1988 pour des sondages électriques dans le glissement **m 5** « Mille et Berton ».
- L'épaisseur actuelle de la masse ultrabasique du Vallon Dore (régolithe inclus) peut être raisonnablement estimée à une soixantaine de mètres, sur la base de la zone investiguée en géophysique. Une épaisseur équivalente pour les zones centrale et Dédé est vraisemblable, le côté sud du dôme restant plus délicat à interpréter (hors zone d'investigation géophysique, aucun affleurement de basaltes hormis à l'aval dans le ruisseau de l'Aiguade). L'étude morphologique qui suit répond en partie à ces interrogations persistantes.

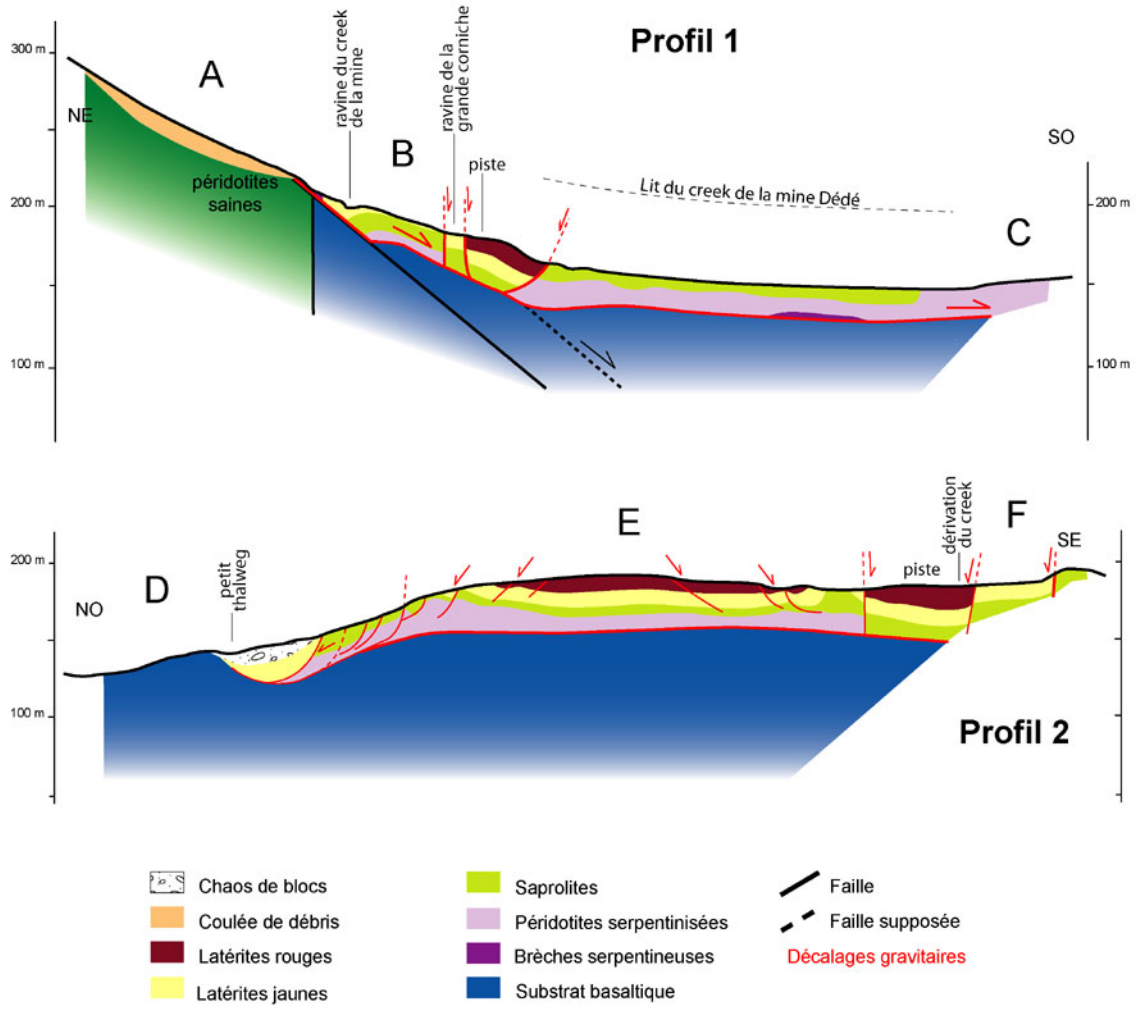


Illustration III.3.5 C - Coupes géologiques interprétatives du dôme glissé du Vallon Dore selon les deux profils de tomographie de résistivité électrique.

III.4 Évolution des versants du dôme du Vallon Dore et alentours

L'étude géologique a apporté des éléments de compréhension sur la mise en place du dôme ultrabasique en pied du massif, mais la persistance des désordres demande une attention particulière du fait de leur importance dans le temps et dans l'espace. L'analyse des détails morphologiques du dôme a ici pour but de décrire et comprendre le cortège d'instabilités de versant observées dans la zone. Une telle approche complète l'analyse multiéchelle entreprise, de manière à atteindre un niveau de compréhension suffisant pour établir comment ont évolué les versants ultrabasiques, dans le temps comme dans l'espace.

III.4.1 Réalisation d'un modèle numérique de terrain de précision

Un plan topographique au 1/500 a été réalisé par un cabinet de géomètre expert en levé classique, grâce au soutien financier de la DIMENC*. Ce plan a servi de base pour le calcul d'un MNT à maille 50 cm qui couvre une grande partie de la zone investiguée en géophysique (illustration III.4.1 A). Il s'agissait d'avoir une vision fine de cette zone complexe, qui permette de mieux appréhender sa complexité géomorphologique.

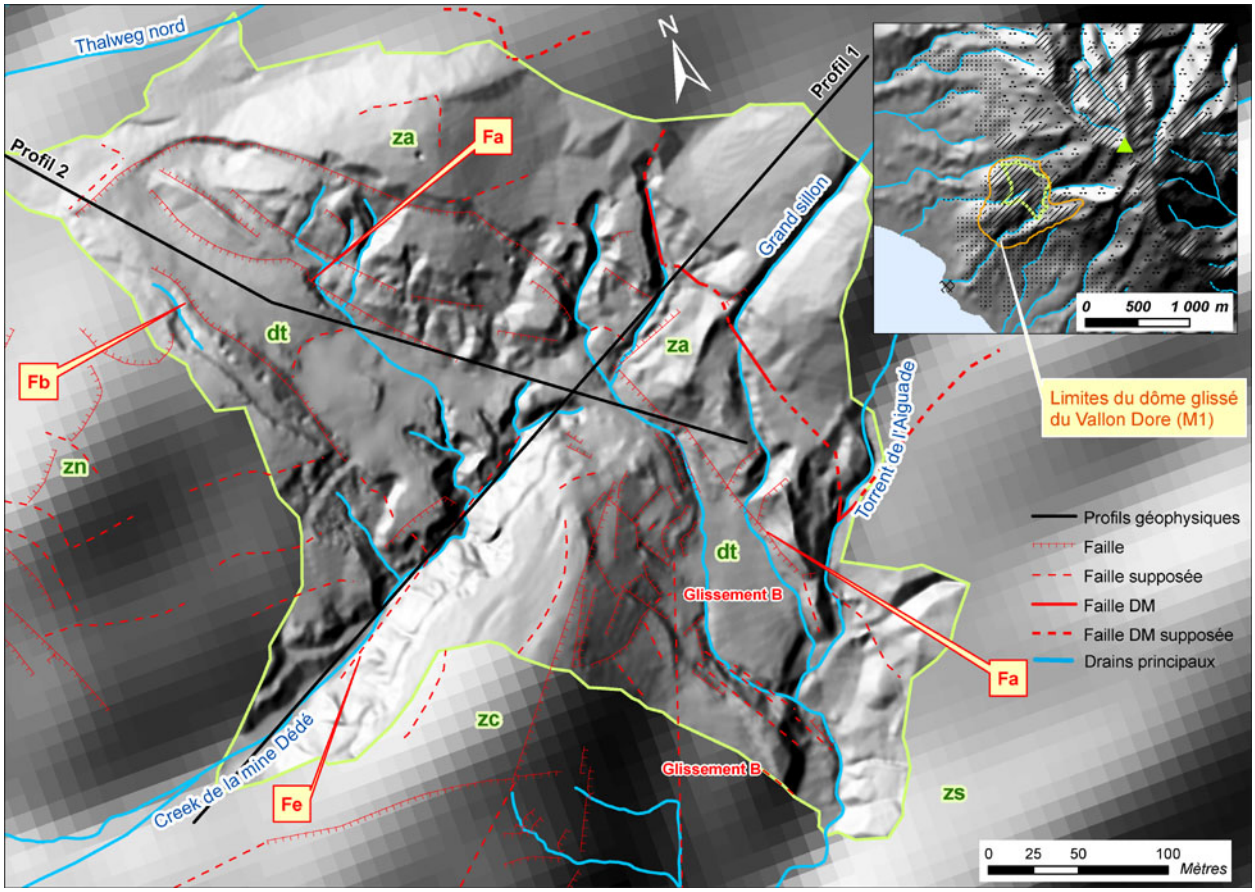


Illustration III.4.1 A - Représentation de la zone amont et de la dépression transversale par MNT à maille 50 cm autour des profils de résistivité électrique. Éclairage artificiel azimut 315° / incidence 45°. Fond MNT à maille 10 m (calculs I. Rouet , voir II.4.4.1 p.45).

Il ressort principalement que :

- Les axes drainants principaux sont très bien mis en évidence (sillon amont, ravines principales et secondaires, torrent de l'Aiguade, creek de la mine Dédé);
- La complexité morphologique de la zone amont apparait très nettement. Elle est profondément incisée par le ravinement. L'enracinement de la corniche principale semble s'interrompre au niveau de la faille Fa sur le terrain, le MNT montre qu'elle se prolonge vers le SO jusqu'à la faille Fb, incluant la dépression transversale;
- La structure de la dépression transversale se distingue entre zone amont et zone nord. Entre zone amont et zone centrale, la structure transversale apparaît moins nettement et moins largement. La zone sud n'a pas été levée, la dépression n'y existe pas;
- La partie NE de la zone centrale a une structuration complexe. Une succession de talus s'étendent selon l'axe de la dépression transversale et une autre famille de talus s'exprime NE-SO, recoupant la première. Les talus de la dépression ont été affectés par le glissement de tout le versant de la zone centrale vers le torrent de l'Aiguade. Ceci informe sur la chronologie des mouvements, l'ouverture de la dépression transversale précédant vraisemblablement le glissement B du versant.

III.4.2 Les mouvements de terrain

III.4.2.1 Les mouvements anciens

Le tableau III.4.2 a décrit les principaux mouvements anciens décelés au cours de cette étude. Leur morphologie est bien souvent estompée par l'érosion particulaire qui affecte les horizons fins de surface.

Tableau III.4.2 a - Les mouvements de terrain anciens dans le dôme ultrabasique du Vallon Dore.

Localisation sur le dôme	Type d'instabilité	Matériaux affectés
Glissement Dédé (**A**), front SO de la zone Dédé	Glissement en masse (illustrations III.4.2 B, III.4.2 D) : • Zone de départ structurée en ruptures successives; • Zone d'atterrissement formant replat à mi-pente (~85-95 m d'altitude), sur basaltes altérés; • Arrière du replat en contre-pente mis en évidence par une zone humide (cote 105 à 115 m, Denis *& al.*, 1991); • Alignement de sources au contact basal avec les basaltes altérés lors de la coulée de 1990.	Régolithe Brèches tectoniques altérées
Glissement **B**, versant est de la zone centrale	Glissement en masse (illustrations III.4.2 A, III.4.2 D) : • Affaissement progressif des horizons latéritiques avec structuration des latérites en amont de la rupture principale; • Amincissement de la couverture latéritique du ruisseau vers le sommet; • Replat très étendu en pied de versant; • Ruisseau de l'Aiguade qui contourne le replat.	Horizons latéritiques Dépôts de laves torrentielles
Glissement **C**, versant SE de la zone Dédé	Glissement en masse (illustrations III.4.2 Ca, III.4.2 D) : • A flanc de versant, plan de rupture reprenant les latérites (illustration III.4.2 Cb), rendu visible par le développement de la nouvelle ravine; • Couverture latéritique qui s'amincit du ruisseau vers le sommet; • Replat étendu en pied de versant; • Déviation du ruisseau de l'Aiguade, qui contourne le replat.	Horizons latéritiques et cuirassés Dépôts de laves torrentielles

Localisation sur le dôme	Type d'instabilité	Matériaux affectés
Glissement **E**, versant SE de la zone nord	Glissement en masse (illustrations III.4.2 A,III.4.2 D) : • Régolithe glissé par ruptures successives; • Latérites structurées; • Rupture de pente majeure dans le versant : pente moyenne en partie haute, pente faible dans la zone glissée.	Régolithe
Corniches (**Cor**)de la zone amont (au-dessus de la faille Fa)	Dispositif en marches d'escalier qui traduit sans ambiguïté un glissement (illustration III.4.2 D).	Régolithe en masse Latérites seules ponctuellement, en bordure sud de Fa.

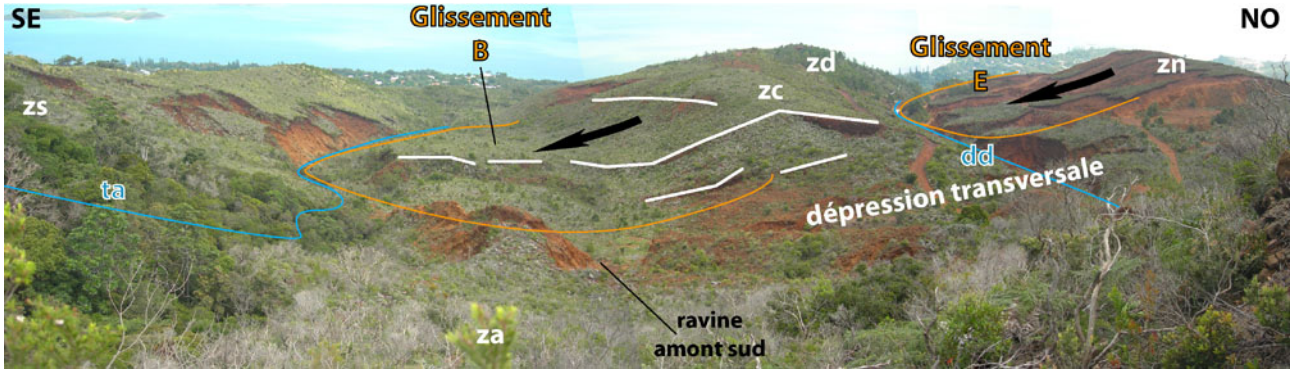


Illustration III.4.2 A - Les glissements B et E dans le paysage du dôme. Vue depuis le versant SO du massif du Mont Dore.
***zs** : zone sud; **zc** : zone centrale; **zd** : zone Dédé; **zn** : zone nord; **za** : zone amont; **ta** : torrent de l'Aiguade; **dd** : creek de la mine Dédé.*

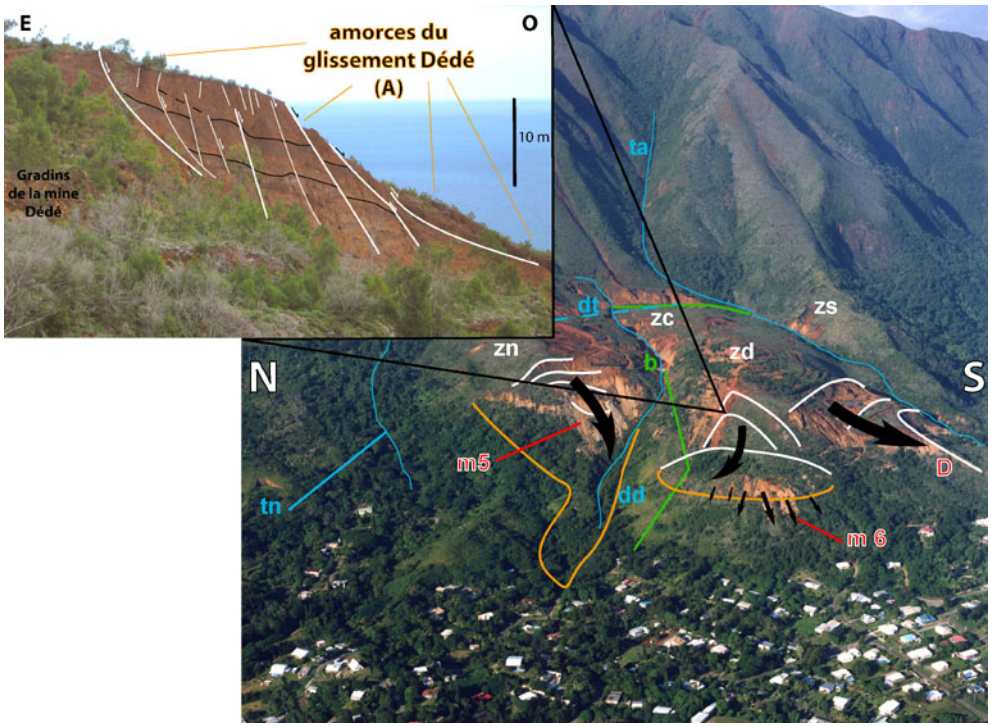


Illustration III.4.2 B - Le glissement Dédé (A) et les glissements rocheux (m 5 « Mille et Berton », D « verrou ») au front du dôme du Vallon Dore.
***zn** : zone nord, **zc** : zone centrale, **zd** : zone Dédé, **zs** : zone sud, **tn** : thalweg nord, **dd** : creek de la mine Dédé, **ta** : torrent de l'Aiguade.*

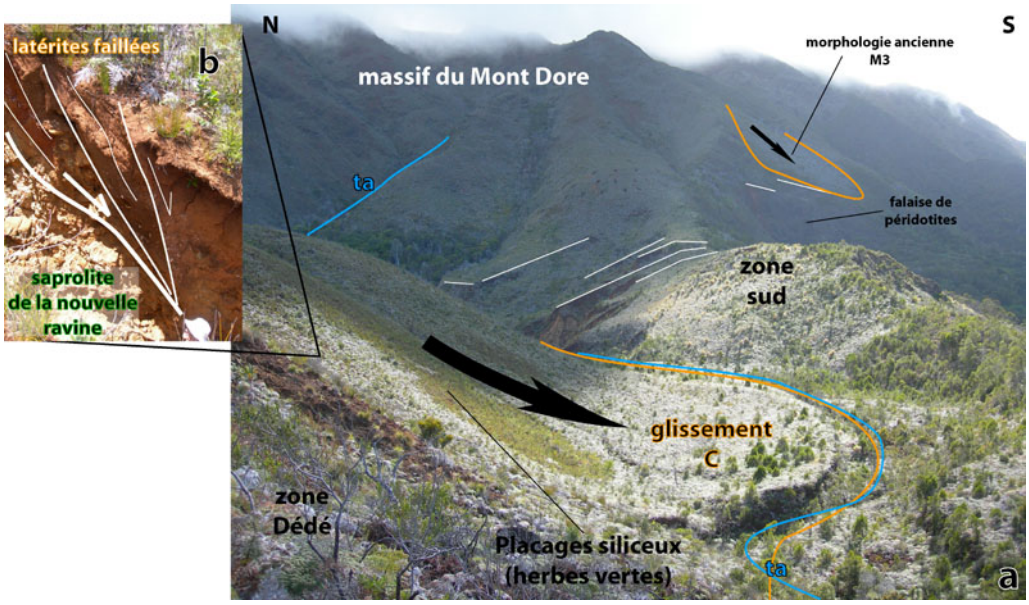


Illustration III.4.2 C - Le glissement C.
(a) Dans le paysage du dôme du Vallon Dore.
(b) Les latérites ont glissé seules sur les saprolites rocheuses restées en place (nouvelle ravine).

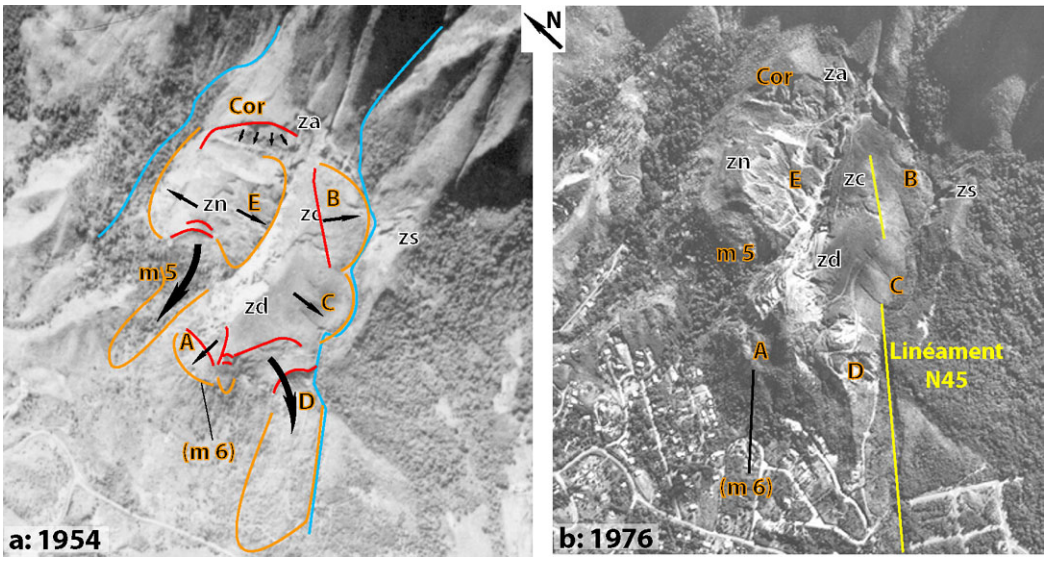


Illustration III.4.2 D - Localisation des principaux glissements du dôme du Vallon Dore.
(a) Vue aérienne de 1954 (IGN), les morphologies au front sont visibles et les habitations inexistantes.
(b) 1976 (IGN), la morphologie des glissements A et D est en partie effacée par de nouveaux travaux miniers; les lotissements sont installés au pied du dôme, dans la zone de réception des débris.

L'observation des morphologies de mouvements de terrain permet de constater que :

i. Le glissement Dédé (**A**), dont la structure amont est observable dans le talus de la mine, n'a jamais été décrit bien que les matériaux glissés du replat aient été signalés. Il avait semble-t-il été interprété (BRGM, 1990) comme l'extrémité septentrionale du glissement du Verrou (**D**), avec lequel il se télescope. C'est précisément depuis cette zone de transition qu'est partie la coulée du lotissement de l'Aiguade (**m 6**, 1990). La structure **A** est affectée par les ruptures concentriques du NO du glissement du Verrou (**D**), ce qui suggère que ce dernier lui soit postérieur.

ii. A l'aplomb immédiat du replat du glissement **C**, la pente est couverte de débris exclusivement siliceux et la végétation y est totalement différente : pas de fougères sèches et blanchies mais des pousses vert tendre (illustration III.4.2 Ca). Le caractère affleurant du régolithe est ainsi mis en évidence au cœur de la zone déstabilisée.

iii. Le glissement de la couverture latéritique a aussi eu lieu dans la zone centrale (**B**, illustration III.4.2 A), vers l'est. L'ensemble du versant est touché depuis le grand talus sommital jusqu'à la dépression transversale. Les talus latéritiques de cette dernière se suivent dans la masse glissée, qui a conservé sa structuration antérieure (illustration III.4.1 A) ainsi que sa couverture de dépôts anciens de laves torrentielles. Dans la zone de départ, qui longe le sommet de la zone centrale, la ligne de rupture prolonge le linéament N45 du ruisseau de l'Aiguade (MNT à 10 m, photographies aériennes), suggérant une commande tectonique (illustration III.4.2 Db).

iv. L'instabilité généralisée de versant **E** s'observe sur le versant méridional de la zone nord. Des traces de glissement latérites sur saprolites témoignent d'un abaissement (plans striés orientés vers le lit du creek de la mine Dédé). Une rupture de pente atteste aussi de ce mouvement de terrain ancien dans la morphologie générale du versant (illustration III.4.2 A).

v. Le glissement des corniches (**Cor**), à la morphologie très marquée dans le paysage, s'exprime en arrière de la faille Fa (illustration III.4.2 Ea). La rupture principale est listrique, comme le montre la disposition de la corniche principale (MNT 50 cm, illustration III.4.1 A). L'ancienneté de ce glissement est attestée par l'érosion régressive de la corniche principale, qui se traduit par un recul de plusieurs mètres du talus latéritique (illustration III.4.2 Ec). Ce recul érosif est cependant moindre que celui de l'escarpement de Fa, en pied de la corniche secondaire. C'est la rupture Fa qui précède le glissement des corniches.

vi. L'ancienneté des glissements Mille & Berton (**m 5**) et du Verrou (**D**), considérés comme actuels car encore actifs, est probable car ils sont prolongés à l'aval par des dépôts de coulées latéritiques anciennes (planche hors texte, A). Ces dépôts proviennent du démantèlement des horizons fins qui couvraient à l'origine le front du dôme, ces matériaux ont été déstabilisés les premiers lorsque les glissements ont commencé à fonctionner.

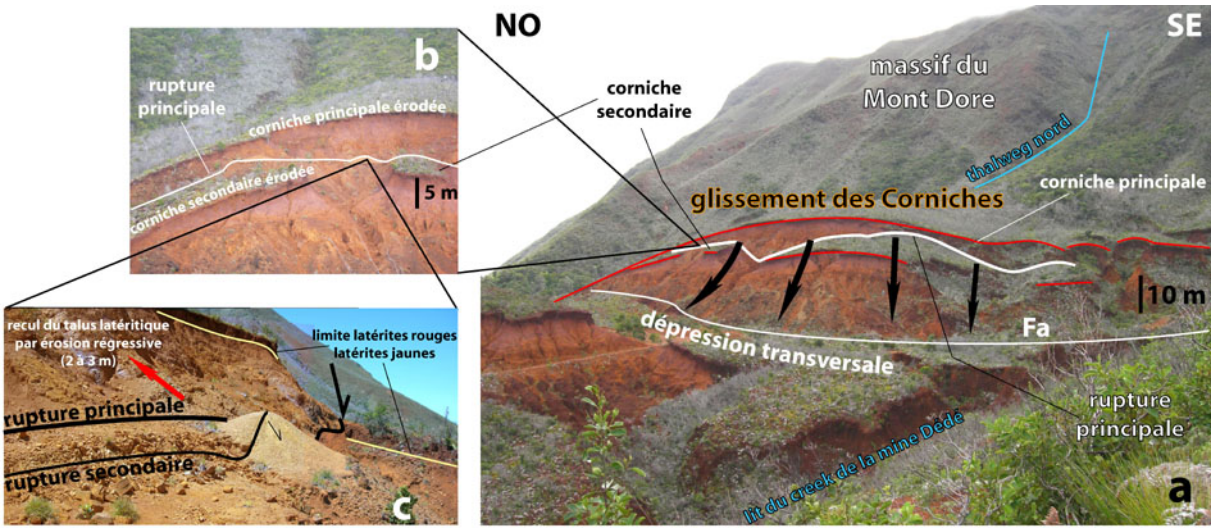


Illustration III.4.2 E - Le glissement des Corniches (Cor) et la faille Fa.

(a) Vue panoramique.
(b) Détail des corniches et localisation de (c).
(c) Rupture principale et recul du talus latéritique. Les débris saprolitiques qui jonchent le sol sont issus des saprolites affleurant en arrière de la rupture principale. La rupture secondaire des latérites du compartiment abaissé semble affecter les petits tas de stériles déposés dessus il y a ~70 ans.

III.4.2.2 Les mouvements actuels

La morphologie du dôme est fortement contrôlée par sa structure géologique comme l'a démontré l'analyse géologique. Les mouvements de terrain actuels n'affectent que les parties rocheuses, en fortes pentes. Leurs caractéristiques sont regroupées dans le tableau III.4.2 b.

Tableau III.4.2 b - Les mouvements de terrain actuels dans le dôme ultrabasique du Vallon Dore.

Localisation sur le dôme	Type d'instabilité	Matériaux affectés
Zone nord, front SO	Glissement rocheux **m 5** Mille et Berton (réactivé en 1988) qui démantèle le front du dôme vers le SO.	« Péridotites » et leur régolithe Brèches de faille altérées
Zone Dédé, front SO	Glissement du Verrou (**D**) vers le SSO, au front aval du dôme.	« Péridotites » et leur régolithe Brèches de faille altérées
Zone Dédé, front SO	Ensemble de coulées de débris partant du front du replat du glissement Dédé (coulée Aiguade de 1990 incluse). Téléscopage avec le glissement du Verrou au sud : érosion très prononcée du front du dôme à cet endroit.	Régolithe du glissement Dédé (**A**) Brèches de faille altérées (subverticales) incluses dans le régolithe
Flanc sud de la zone sud	Coulées de débris.	Saprolites Brèches de faille altérées à fort pendage

A l'arrière des fronts rocheux instables, seul de glissement des Corniches (**Cor**) peut être suspecté d'une activité résiduelle. De petits tas de stériles déposés il y au siècle dernier sur la rupture de la corniche principale semblent légèrement décalés par une rupture secondaire (illustration III.4.2 Ec). Celle-ci décale les horizons latéritiques de quelques décimètres au plus.

Ailleurs dans le dôme, il n'y a pas de morphologie de mouvement de terrain actif. Les fortes pentes à latérites minces laissées par les glissements anciens semblent stabilisées. Les glissements de terrain actuels sont donc liés aux domaines rocheux affleurants du dôme et sont orientés exclusivement vers le SO ou SSO. Dans le massif rocheux en surplomb, les pentes rocheuses équivalentes ne sont pas soumises à ce type d'instabilités. La nature hautement serpentineuse des roches apparaît comme une condition à l'expression des glissements rocheux. La présence d'une nappe souterraine à la base de la masse ultrabasique ne peut que favoriser ces mouvements. Son rôle est d'autant plus significatif que le sens d'écoulement des eaux coïncide avec la direction de mouvement des glissements (sources du front SO du dôme, planche hors texte, A). La petite falaise saprolitique méridionale de la zone amont semble au premier abord épargnée par les mouvements en masse, mais la présence d'un petit sillon N-S au pied de la faille DM démontre le contraire. Ce mouvement affecte la pile de dépôts de laves torrentielles couvrant DM, il est donc plus récent que les dépôts et s'est certainement opéré en profondeur sur la surface de glissement générale du dôme (faille DM).

Illustration III.4.2 F - Le glissement rocheux m 5 « Mille et Berton » en 2008, au front de la zone nord.

III.4.3 L'érosion particulaire

Ailleurs sur le dôme, les phénomènes d'érosion particulaire démantèlent activement l'amont du dôme. Les manifestations les plus évidentes sont :

- l'érosion régressive des lavakas qui dénude de grandes étendues de saprolites subaffleurantes;
- les ravinements qui affectent les latérites au pied des failles principales ou le long des petits talus structuraux (dépression transversale / zone centrale et amont de la zone sud);
- le ravinement systématique des affleurements épais de saprolites graveleuses.

Les phénomènes sont étroitement contrôlés par la nature des terrains et la structuration du régolithe. A l'heure actuelle, il existe une zonation des phénomènes : l'érosion particulaire domine à l'intérieur du dôme alors que les mouvements de masse prennent le relais vers l'extérieur, avec une ampleur conséquente au front aval (SO) et un développement plus modéré ailleurs.

III.4.4 Reconstitution de l'histoire du dôme ultrabasique du Vallon Dore

Un grand nombre de phénomènes de versant se concentrent dans et autour du dôme du Vallon Dore, plus qu'ailleurs. L'étude menée permet de révéler les grands épisodes de l'histoire géologique de ce dôme.

Phase 1 : période antémise en place

La première période (âge indéterminé) à considérer dans l'histoire du dôme est celle du fonctionnement d'une faille (DM) ou plus probablement d'un système de failles ~N170 et pendage ouest affectant le versant SO du massif du Mont Dore, qui a précédé les instabilités majeures. L'accident DM s'est exprimé au niveau du Vallon Dore entre des péridotites très serpentinisées en cours d'altération (compartiment supérieur) et des péridotites saines. Il est matérialisé par une brèche serpentineuse sombre pouvant atteindre quelques mètres de puissance clairement antéaltération. Cet accident tectonique a ensuite servi de guide à un nouveau mouvement, gravitaire. Ceci est matérialisé par une surface striée à orientation très variable et pendage constant vers le SO, qui s'est développée près du toit de la faille.

Phase 2 : le glissement en grande masse d'un grand panneau du versant SO

L'hypothèse d'une mise en place par mobilisation en masse d'un panneau entier du massif est largement étayée par l'étude géologique. La rupture s'est développée à l'interface entre péridotites serpentinisées à régolithe épais et péridotites massives sous-jacentes, au niveau de l'accident DM séparant ces deux milieux. Les brèches de la faille DM constituent une barrière imperméable aux eaux météoriques percolantes, lorsqu'elles ne sont pas ou peu altérées (sources du creek de la mine Dédé). La montée en pression d'une nappe phréatique au sein des péridotites serpentinisées pourrait être à l'origine de la rupture gravitaire. Les brèches serpentineuses observées à la base du dôme ultrabasique peuvent s'interpréter comme des vestiges de la brèche DM, emportés dans la base du glissement.

La composante principale du mouvement est rotationnelle : le basculement lors du glissement a mis en avant les niveaux profonds, rocheux, aujourd'hui poussés au vide au front aval alors que les niveaux superficiels latéritiques se sont retrouvent en contre-pied du massif à la zone de contact DM. Les vestiges de cuirasse indurée et l'épaisseur des latérites à pisolithes du glissement C laissent supposer que la plupart des horizons d'altération actuellement observés ont été tronqués par l'érosion et que l'épaisseur du dôme était plus importante au moment de sa mise en place.

La masse ultrabasique présente aujourd'hui une épaisseur assez constante d'environ 50 à 60 m dans toutes les zones hautes (les plus représentatives de l'épaisseur initiale). Cette régularité de

l'épaisseur du corps glissé et de sa lithologie, aujourd'hui mise à mal par l'intense érosion du dôme, suggère que la masse mobilisée ait pu atteindre au moins 18 à 21 millions de mètres cube.

Lors de son atterrissement sur les collines de basaltes de l'unité de Poya, le paquet ultrabasique a subi des ajustements géométriques du fait de sa préstructuration et d'une surface de réception irrégulière. Ces ajustements différentiels se décrivent comme suit (tableau III.4.4 a), selon leur localisation.

Tableau III.4.4 a - Évolution du dôme du Vallon Dore lors de son atterrissement sur la paléosurface des basaltes.

Localisation dans le dôme	Surface d'atterrissement	Comportement de la masse en mouvement
Partie amont du paquet Future zone amont	Basaltes élevés et convexes longeant le massif (les moins érodés, cf profil 1 géophysique).	Glissement sur la faille DM, avec étalement des horizons superficiels à l'amont. Côté aval, rupture franche (Fa) avec le reste du paquet (z. nord et centrale/Dédé).
Partie aval du paquet Futures zones nord et centrale/Dédé	Au-delà des basaltes élevés longeant le massif, basaltes subhorizontaux (abaissés au sud, par faille N45 ?).	Glissement en grande masse du compartiment principal (zones nord/centrale/Dédé). Ouverture d'un fossé (future dépression transversale) au pied de Fa (arrêt de la z. amont, mouvement résiduel du reste de la masse) : • Au nord, effondrement progressif du régolithe frontal de la z. amont dans le fossé, en réponse à l'appel au vide créé. • Au centre, le compartiment z. centrale/Dédé, plus imposant, s'est moins éloigné de Fa (étirement en gradins synthétiques et antithétiques dans la dépression transversale).
Partie méridionale du paquet Future zone sud	Zone de réception basse sur les basaltes (au-delà de la faille N45 supposée).	Déformation entre z. centrale/Dédé et z. sud selon le linéament N45 qui matérialise le début de la surface de réception plus basse : adaptation par petites failles à pendage SO supposé, encore visibles dans la falaise saprolitique amont. Glissement modéré du compartiment avec étirement progressif vers le SO (structure synthétique en dominos, pas de fossé). Cette partie reste en partie accrochée au massif, sur le plan de rupture du glissement.

A ces ajustements généraux, s'y ajoute un secondaire : le compartiment zone centrale/Dédé s'est partiellement rompu, le long d'une faille préexistante (celle qui sera minée), formant le décalage du grand talus de la zone centrale.

La dépression transversale est le résultat d'un mouvement de masse complexe et non comme une faille tectonique. Ce petit fossé s'est plus ouvert au nord qu'au sud, d'où le comportement et les morphologies différentes observés. Le système d'effondrement se prolonge jusqu'à la zone sud, où il s'amortit sous la forme de petits décalages synthétiques d'ordre métrique, se traduisant en surface par de petits talus latéritiques.

Phase 3 : l'après-glissement en grande masse

Une fois le paquet ultrabasique mis en place, une activité morphogénique intense perdure dans la zone, au travers de phénomènes érosifs d'ampleur décroissante, bien que parfois très violents.

- Le versant du massif évolue très vite. Une incision torrentielle se met en place, évacuant les altérites peu cohérentes restées en altitude. Les surfaces du massif surplombant le piémont conservent des pentes proches du pendage de la faille DM du Vallon Dore (structure acquise). Une fois les altérites des thalwegs évacuées, les torrents ont commencé à inciser les péridotites sous-jacentes. Ils ont libéré de grands volumes de péridotites, déposés aux débouchés du massif, en piémont (grands chaos de blocs).
- Le torrent nord contourne le dôme, érodant seulement la bordure septentrionale. Le torrent de l'Aiguade, qui débouche sur le dôme a une histoire plus complexe. Il érode d'abord les altérites fines de la zone amont. Il est fort probable qu'il ait façonné le lit du creek de la mine Dédé dans les premier temps, tout en s'écoulant aussi, par un autre bras, vers le compartiment sud. Lorsque les saprolites rocheuses de la zone amont est atteint, l'incision est freinée alors qu'elle continue dans les parties abaissées au sud. Le bras alimentant le creek de la mine Dédé n'est finalement plus alimenté et l'écoulement dans le compartiment sud, en position

basse, devient le lit unique du torrent. Sa capacité d'incision restant très forte, il creuse un vallon large et profond au sein du dôme.

- Entre les deux torrents, les parties hautes du versant du massif subissent un autre type d'évolution. Des laves torrentielles se sont initiées en surplomb du dôme. Elles affectent les altérites restées en place sur le massif haut et érodent tout sur leur passage, mettant parfois à nu des parois péridotitiques très redressées encore dominantes à l'heure actuelle. Ces coulées violentes ont par deux fois au moins remanié des volumes considérables, avec étalement sur toute la longueur du dôme et parfois au-delà (800 à 1000 mètres, respectivement LT3 et LT1). Le grand nombre de blocs rocheux charriés vers le sud par LT3 provient du remaniement du grand chaos ancien du torrent de l'Aiguade. Ce dernier n'est plus présent dans la zone de propagation des laves en rive droite mais l'est encore en rive gauche. Après cette phase d'érosion paroxysmale, le versant SO est en grande partie dénudé de ses altérites. Des conditions climatiques particulièrement humides ont certainement favorisé le remplissage de la pososité de fracture des péridotites du massif et la saturation en eau des niveaux latéritiques d'altitude, occasionnant ce type d'évolution.
- Sur le dôme hors des zones torrentielles, l'érosion particulaire est déjà active et affecte les horizons latéritiques par érosion régressive (hauts de talus principaux, lavakas) et ravinement des bas de talus.

Phase 4 : la persistance des instabilités

Le mécanisme de mise en place du dôme a occasionné une structuration forte de la masse ultrabasique, selon la direction de glissement vers le SO. L'intense fracturation des péridotites du dôme entraîne le fonctionnement d'une nappe phréatique perchée entre soubassement imperméable de basaltes altérés et latérites du dôme. Différentes instabilités nouvelles apparaissent dans ce contexte, après la stabilisation précaire du dispositif :

i. En creusant son lit, le torrent de l'Aiguade a sapé le versant méridional des zones centrale et Dédé, déjà fragilisé par la nappe perchée et les petites failles d'adaptation morphologique dues à la mise en place. La conjonction de ce sapement avec les effets d'une activité tectonique a entraîné de nouvelles instabilités : les glissements latéritiques anciens B et C ont comblé le lit du ruisseau, déviant ce dernier vers le sud. A l'heure actuelle, ce cours d'eau tend à reprendre son cours normal comme l'indiquent les résurgences sous le replat du glissement B.

ii. Le sapement interne de la zone sud est la conséquence directe de la déviation du cours d'eau, il est encore actif à l'heure actuelle. Le torrent a eu une activité érosive bien supérieure à celle des autres cours d'eau de la zone, comme en témoigne son cône de déjection, cartographié sur plusieurs centaines de mètres en bordure littorale par Maurizot & Delfau, 1995.

iii. Le fonctionnement de la nappe perchée a aussi provoqué la déstabilisation progressive du front à l'aval. Le glissement ancien Dédé masque la limite du corps ultrabasique sur la paléosurface basaltique (originelle ?). Le replat de matériaux glissés est toujours soumis au processus de sapement interne par les résurgences de base, qui provoquent sporadiquement des coulées de débris comme celle de 1990. Cette coulée (et ses homologues) n'est pas à relier directement au glissement du Verrou comme le pensaient Maurizot & Lafoy, 2003, bien que les deux phénomènes se téléscopent près de cette zone.

iv. A partir du moment où le squelette altéré de brèches serpentineuses n'a plus offert suffisamment de résistance à la pression des roches et de la nappe, les grands glissements rocheux (Mille & Berton et Verrou) sont apparus, précédés par le glissement de leur couverture latéritique. Les matériaux poussés au vide vers le SO descendent dans le lit des ruisseaux. Un mouvement translationnel de la zone nord vers le SO n'a pu qu'aggraver les instabilités. Les éboulis internes à ces glissements traduisent l'instabilité accrue par la forte pente.

v. Les matériaux glissés ou éboulés dans les thalwegs ont entraîné, lors d'épisodes de fortes précipitations prolongées, des embâcles qui ont provoqué des coulées sur la plaine littorale. La dernière date de 1988 mais la plus importante est peut-être un glissement-coulée dont le dépôt s'étend au pied du Verrou et atteint presque la bordure littorale.

vi. Pendant cette crise de glissements de terrain, le grand talus de la zone amont, façonné par la rupture Fa, a lui aussi évolué. Le régolithe surélevé a petit à petit glissé vers la dépression transversale, entraînant la mise en place d'un système de corniches étagées (gradins) dont certaines décalent sans ambigüité les saprolites. Ces phénomènes pourraient avoir été favorisés par un mouvement translationnel de la zone nord, déjà évoqué. Ces mouvements à composante rotationnelle sont récents (recul d'érosion limité des talus latéritiques de la corniche principale) et semblent encore actifs (déblais miniers décalés au niveau de l'une des lignes de rupture). Seul le fonctionnement de la nappe phréatique perchée peut expliquer un tel phénomène, par sa mise en pression entre latérites et basaltes altérés et argilisés. Avec un tel mécanisme, le front rocheux ne peut se stabiliser puisqu'il avance sans cesse. Même dans l'hypothèse où ce dispositif n'est plus actif, la mise en charge de la nappe réactive toujours les glissements rocheux. Les eaux sapant la base de ces glissements, ceux-ci ne peuvent se stabiliser.

vii. Très récemment, l'érosion s'accélère au travers de ravinements importants. Leur origine est clairement liée à la gestion actuelle des eaux sur l'ancienne petite mine, suite aux travaux réalisés pour stabiliser les mouvements de terrain naturels de 1988 et 1990. Par exemple, la nouvelle ravine, extrêmement active et profonde (~5 mètres de profondeur au pied de la piste d'accès) n'existait pas en 1990. D'autres ravinements au front aval aggravent la déstabilisation du replat du glissement Dédé ou les chutes de blocs issus du glissement du Verrou, avec cette fois des conséquences potentielles pour les lotissements avoisinants.

III.5 Un réseau géodésique pour le suivi de la stabilité du dôme

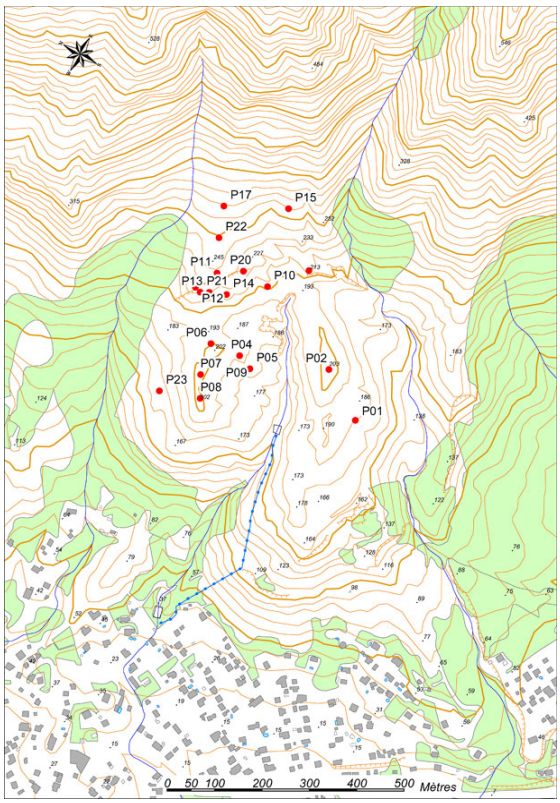


Illustration III.5 A - Positionnement des points du réseau de contrôle topographique sur l'ensemble du dôme.

Les mouvements de terrain 1988 et 1990 sont suivis à l'heure actuelle par le service topographique provincial et les mesures montrent qu'ils sont toujours évolutifs (exemple du glissement m 5, illustration III.5 B). L'essentiel du dôme semble stabilisé (zones Dédé et sud) comme le suggère le glissement Dédé (A), ancien, qui scelle le contact dôme-basaltes sans reprise de mouvement de masse en base[19]. Au vu de l'histoire du dôme et en connaissance de l'implication dans les mouvements actuels d'une nappe superficielle fonctionnelle en base du dôme, la question se pose de savoir si seules les bordures rocheuses sont actives ou si le compartiment nord subit encore des mouvements à la faveur de l'activité de la nappe. La réactivation importante du glissement frontal Mille et Berton (m 5) et le mouvement récent dans le glissement des Corniches posent la question de la stabilisation de ce compartiment et de l'éventuelle activité connexe de la zone de dépression transversale en amont. Les 2 dérivations du creek de la mine Dédé (vers le torrent de l'Aiguade en amont et la conduite forcée à l'aval), réalisées après le glissement de 1988, devraient à l'avenir contribuer à stabiliser le glissement m 5 en déchargeant la nappe perchée. Ces aménagements limitent certainement l'érosion sapant le pied de m 5, mais leurs effets sur la mobilité de la zone nord sont inconnus. La solution la plus simple pour lever ces incertitudes était d'implanter des points de contrôle topographique qui permettent d'effectuer un suivi à long terme.

III.5.1.1 Mise en place du réseau

Un réseau de 19 points a été implanté sur le dôme, dans le but d'identifier d'éventuels mouvements résiduels à l'intérieur même du dôme (illustration III.5 A). Ces points complètent le dispositif de surveillance des mouvements de terrain actifs à l'aval, en place depuis le déclenchement des dernières coulées de débris vers les habitations.

Deux types d'implantation ont été effectués :

- des implantations profondes (~60 cm) dans les latérites,
- des ancrages légers sur substrat rocheux.

Dans tous les cas, les points de mesure sont scellés au béton.

19 Les remobilisations actuelles du glissement Dédé (A) en coulées de débris sont ponctuelles et superficielles.

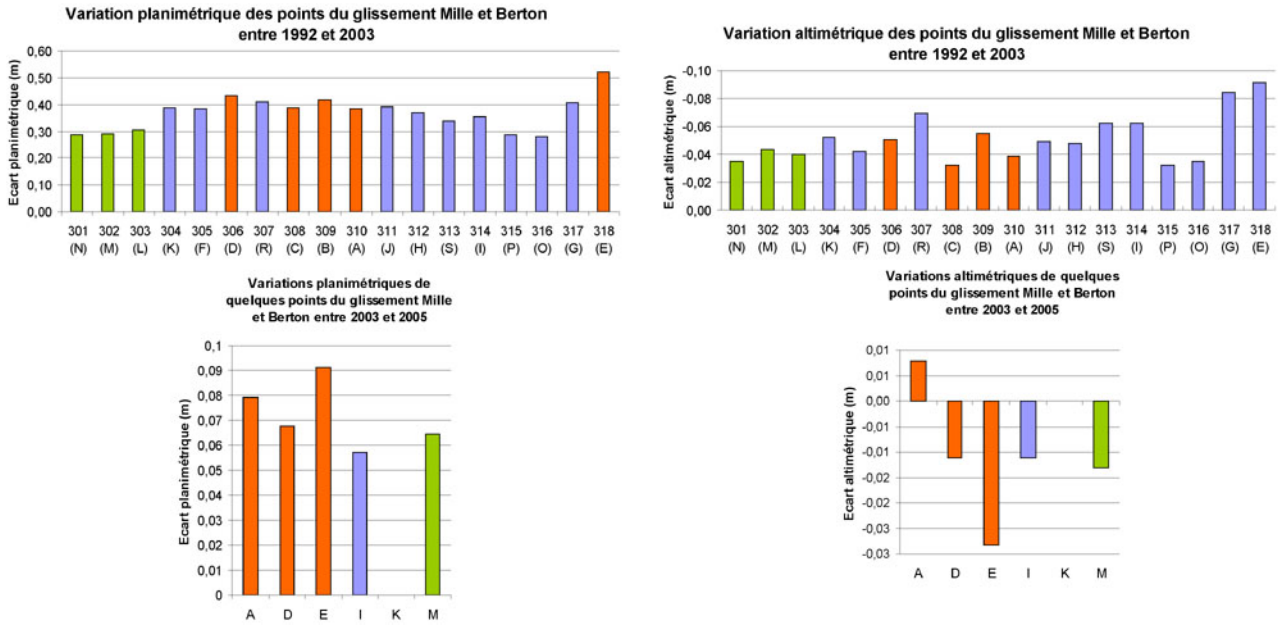


Illustration III.5 B - Évolution des points de contrôle du glissement m 5 « Mille et Berton » entre 1992 et 2003, puis entre 2003 et 2005. Source STF Province Sud.*
En vert, les points en arrière de la rupture la plus amont du glissement *En orange, les points du replat le plus avancé dans le glissement* *En bleu les points sur les replats intermédiaires du glissement*

III.5.1.2 Résultats des premières mesures diachrones

Depuis l'implantation du réseau en 2005, trois campagnes de mesures ont été réalisées avec le Bureau Géodésie et Nivellement (BGN*, DITTT*). D'un point de vue méthodologique, les campagnes menées ont permis de tester différentes méthodes de mesure pour optimiser la durée des missions (coûts humains et matériels) et la procédure technique (matériel et mesures). Il en ressort que les mesures doivent être effectuées en mode statique et non en mode dynamique (RTK), avec trépieds classiques et embases plutôt que des cannes plus légères de levé RTK. Ce mode opératoire est plus lourd en temps d'installation et le matériel plus difficile à déplacer mais la qualité des résultats en dépend.

Le bilan de ces trois années est présenté illustration III.5 C (chiffres complets annexe 2). Ces mesures préliminaires visaient essentiellement à fournir un point zéro pour un suivi appliqué aux risques. En trois ans, les écarts enregistrés sont faibles et la plupart du temps en deçà de la marge d'erreur, estimée à 20 mm. Des écarts plus marqués sont enregistrés dans la zone amont (P03) ou sur le versant du grand massif (P15, P16, P17, P22). Sur ce dernier, la mise en station sur P16 est très difficile, la stabilité précaire : il ne pourra pas être utilisé comme une référence fiable. Les autres points du versant (P15, P17 et P22) sont situés sur les formations de remaniement sur fortes pentes (chaos de blocs et latérites remaniées), il n'est pas étonnant qu'elles évoluent mais les variations en altimétrie restent dans la marge d'erreur. La position des points sur le grand versant interdit de capter autant de satellites que sur le dôme, ce qui augmente la marge d'erreur et explique des écarts plus importants. Ces résultats ne montrent pas de variations significatives dans les écarts altimétriques. Si des mouvements de masse existent au sein du dôme, ils sont manifestement trop lents pour être décelés en quelques années. Il sera donc indispensable de poursuivre ce suivi de nombreuses années pour connaître le niveau de stabilité (ou d'instabilité) réel de la masse ultrabasique du Vallon Dore, tout en veillant à l'optimisation de la précision des mesures (matériels, temps de stationnement).

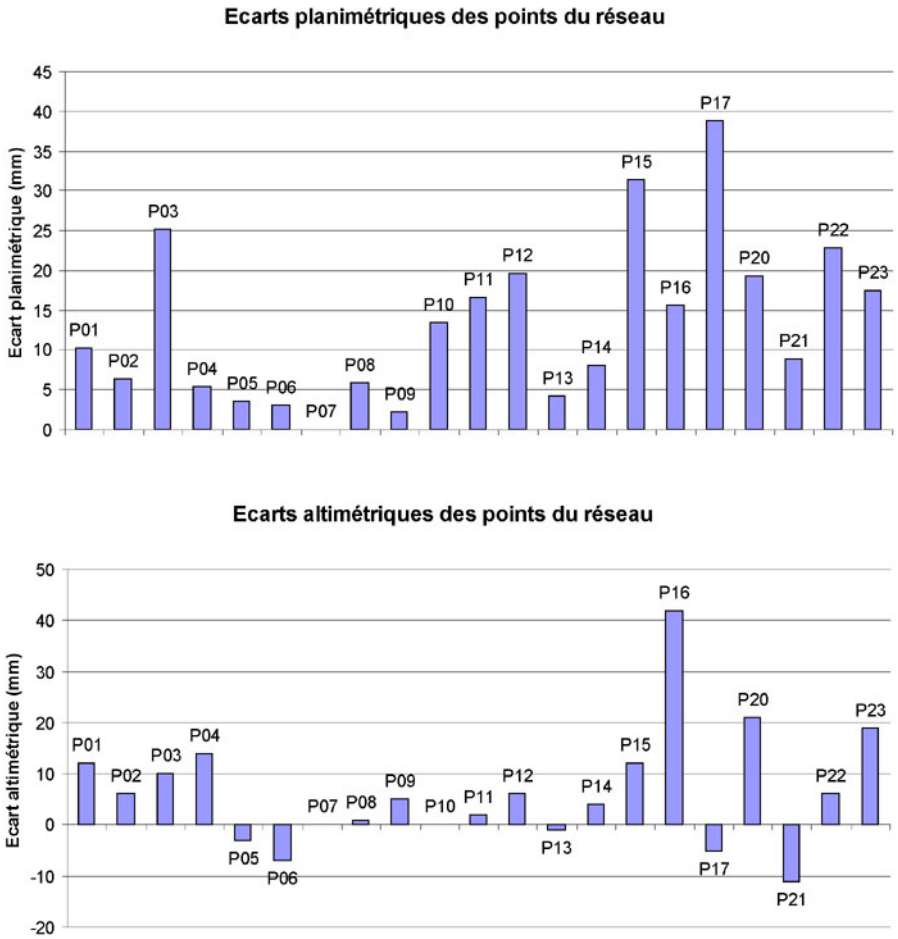


Illustration III.5 C - Évolution des points de contrôle du réseau entre 2005 et 2007.
Bureau Géodésie et Nivellement 2008. P02 et P07 sont les bases locales. Marge d'erreur estimée à 20 mm.

III.6 Conclusion partielle

L'épisode de rupture gravitaire du dôme du Vallon Dore est un événement morphogénique significatif. Il est ancien (Maurizot, 2001 parle de plusieurs milliers d'années) et n'est pas isolé. D'autres morphologies de glissements anciens sont identifiées au voisinage, sur le versant SO du massif du Mont Dore. Cette évolution rapide de tout le versant SO est à mettre en relation avec la surrection de la zone SO (§ III.2.3 « Analyse cartographique du massif du Mont Dore »). Une faille N170 à pendage ouest, affectant le pied SO du massif, a profondément influencé l'évolution morphologique de ce grand versant.

L'étude géomorphologique détaillée de la colline du Vallon Dore permet, en s'appuyant largement sur un important travail de géologie de terrain, d'expliquer l'ensemble de l'histoire du dôme ultrabasique depuis son détachement à partir du massif du Mont Dore. Cet épisode, initié sur une faille tectonique, s'est achevé brutalement par le glissement en grande masse du versant. Les mouvements gravitaires ont persisté; leur intensité a baissé depuis cet épisode de grande ampleur, en relation avec l'histoire hydrogéologique de la zone notamment. L'intensité de l'érosion particulaire, encore aujourd'hui très active, décroît elle aussi progressivement à l'échelle géologique.

A l'heure actuelle, le versant du massif du Mont Dore reste instable comme l'attestent les éboulis vifs et les témoins de laves torrentielles récentes. Ces phénomènes, de faible ampleur à l'échelle du massif, constituent un danger réel pour les biens et personnes en aval, de même que les glissements rocheux, les coulées de débris ou encore les chutes de blocs récurrentes vers les

lotissements, déjà connus. Les circulations d'eau découvertes sous les anciens glissements latéritiques du vallon de l'Aiguade font craindre des remobilisations en coulées boueuses volumineuses en cas d'évènement climatique exceptionnel, ce qui implique un risque accru au débouché du dôme, jusqu'à la côte. Si les principaux phénomènes actifs à l'heure actuelle sont parfaitement identifiés, des incertitudes subsistent quant à la persistance des plus anciens, notamment le mouvement translationnel subhorizontal de la zone nord. L'ensemble de ces résultats ont été synthétisés pour proposer le modèle d'évolution du versant SO du massif du Mont Dore. Le dispositif de suivi topographique mis en place a vocation à identifier d'éventuels mouvements au sein du dôme, en complément du suivi des mouvements frontaux.

III.7 Discussion

III.7.1 Apports de l'étude du Vallon Dore à l'évaluation des aléas

Les travaux réalisés dans la zone du Vallon Dore apportent de nouvelles connaissances, à plusieurs niveaux, qui seront utiles à l'évaluation des aléas mouvement de terrain et érosion particulaire :

III.7.1.1 Mouvements de terrain

- ✔ L'histoire tectonique du massif ultrabasique du Mont Dore a profondément influencé l'évolution morphologique de son versant SO, au point de favoriser une véritable crise de démantèlement. La faille N170 à pendage ouest qui affecte le pied SO du massif a joué un rôle déterminant dans la survenue des glissements les plus importants.
- ✔ Démonstration est faite du glissement en masse du versant SO du Mont Dore. Ces travaux apportent de nombreux compléments au modèle ébauché par Maurizot & Riondy, 1988, qui constituait jusqu'alors la seule référence. Cet épisode est très ancien par rapport à l'échelle humaine. L'âge de plusieurs milliers d'années avancé par Maurizot, 2001 est conforté.
- ✔ Le modèle proposé pour la mise en place du grand glissement ancien permet d'expliquer l'ensemble des instabilités liées à l'érosion observées à l'heure actuelle sur le dôme, témoins d'une stabilisation inachevée. Elles ne sont pas exclusivement issues du paquet ultrabasique glissé, puisque le massif en surplomb présente encore, lui aussi, des désordres actifs (chutes de pierres, laves torrentielles).
- ✔ Malgré la persistance des phénomènes de démantèlement depuis le glissement du versant, les instabilités décroissent mais restent significatives. Certaines représentent un danger immédiat pour les biens et personnes du fait de leur proximité avec les zones résidentielles, comme le montrent les évènements de 1988, 1990 et les chutes récurrentes de matériaux vers les maisons. Malgré cela, les constructions ont continué à se développer vers les zones instables.

III.7.1.2 Érosion particulaire

Sur le dôme ultrabasique, cette érosion s'exerce essentiellement selon 3 modes :

- ✔ Érosion en nappe, qui prélève quasi-uniformément des particules à la surface du sol par ruissellement. Grâce à la végétation en place, ce processus est lent et imperceptible à l'échelle humaine. Les morphologies sont adoucies, parfois gommées en surface si elles sont anciennes. L'essentiel des horizons cuirassés du dôme a ainsi été démantelé.

- ✔ Lavakas dans les zones dévégétalisées. Elles s'ouvrent par la régression des corniches de latérites sommitales et par la circulation des eaux dans les niveaux ferrugineux, plus poreux que les latérites jaunes sous-jacentes.
- ✔ Ravines, qui apparaissent de manière naturelle essentiellement, au pied des talus en fortes pentes. Les latérites jaunes et les horizons saprolitiques épais y sont particulièrement sensibles. Les ravines sont souvent intimement liées aux structures préexistantes.

III.7.2 Géologie du massif du Mont Dore et de la colline du Vallon Dore

III.7.2.1 Dynamique de la zone SO

L'idée du basculement du secteur SO de la zone du Mont Dore, avancée par Maurizot, 2001 pour expliquer le caractère très abrupt du versant, se basait essentiellement sur l'existence d'un surcreusement généralisé des formations superficielles de la zone. Les présents travaux apportent de nouveaux arguments en faveur d'un événement tectonique :

- L'incision des vallées augmente progressivement d'est en ouest au sein du massif du Mont Dore et celle-ci atteint son maximum dans le versant SO.
- La faille (DM) qui affecte une grande partie du versant SO est à l'origine de sa morphologie actuelle et l'implication d'autres accidents est pressentie, vers le sud, dans cet épisode morphogénique majeur.

Si basculement il y a, son origine reste à déterminer. De récents travaux évoquent un système de failles tardives à plans siliceux striés, qui accompagneraient un basculement et façonneraient le versant SO. Le mouvement des failles tardives a été identifié comme normal au cours de cette étude et par Lagabrielle & Chauvet, 2008 (illustration III.7.2 A). Cependant, si les faciès bréchiques relatés au sentier d'Éole par ces auteurs correspondent à ceux du contact dôme-massif du Vallon Dore (faille DM) décrits dans les présents travaux, ils ne peuvent être attribués à un détachement majeur plus ancien comme proposé par Lagabrielle & Chauvet, 2008. En effet, au Vallon Dore, l'accident en question est précisément celui qui a le plus contribué à façonner le versant SO. Il fait donc clairement partie du système normal tardif évoqué par ces auteurs. Il recoupe un accident caché redressé, détecté par géophysique, et il est lui-même repris par un plan siliceux strié conforme et à mouvement normal.

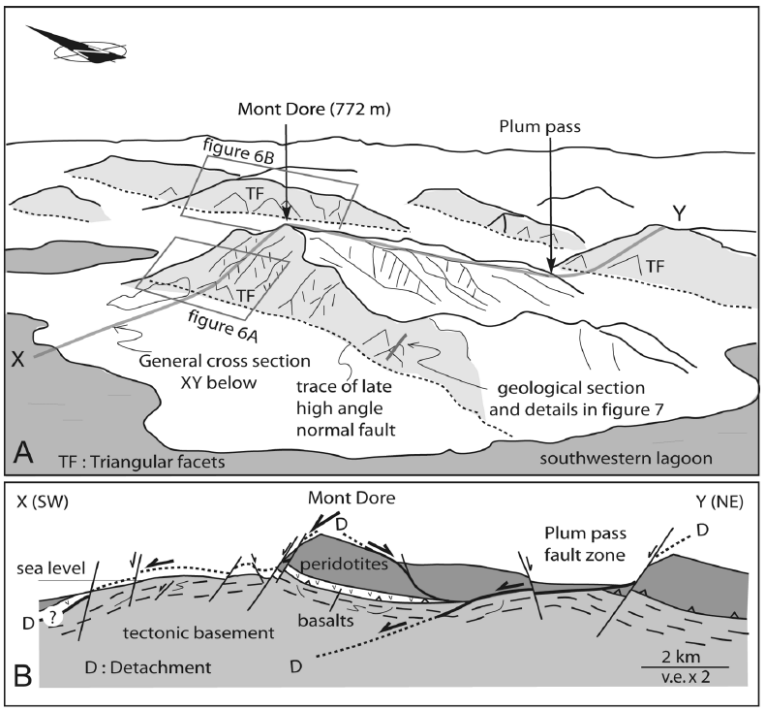


Illustration III.7.2 A - Lecture du paysage de la zone du Mont Dore (A) et rôle supposé des structures extensives(B) dans l'évolution morphologique du massif selon Lagabrielle & Chauvet, 2008.
L'encadré « figure 6A » correspond à la position du dôme du Vallon Dore en pied de massif.

III.7.2.2 Accidents, serpentinisation et altération

Le niveau de détail géologique apporté sur la zone du Vallon Dore et du versant SO du Mont Dore pose de nouvelles questions. Une réflexion peut être amorcée avec les remarques qui suivent.

Accidents tectoniques

Parmi les interrogations sur les accidents, vient notamment celle du rôle dans l'apparition des glissements de grande ampleur de la faille subverticale identifiée par géophysique et recoupée par le plan de faille dôme-massif DM. D'après les observations de terrain, elle est clairement antérieure à la faille DM, sur laquelle s'est opéré le glissement. La configuration structurale du versant était, même sans cette faille, propice aux déstabilisations en masse. Cette faille subverticale ancienne a cependant pu très légèrement rejouer sous l'effet des nombreux petits séismes qui secouent la région. Ce mouvement, anecdotique d'un point de vue structural, peut avoir servi de déclencheur aux glissements sur la faille DM, cette dernière agissant de surcroît comme écran à l'infiltration des eaux.

Quant à la faille de la mine Dédé et du grand talus (Fc, est-ouest), elle est un vestige transporté d'une faille ayant affecté le massif du Mont Dore. Ceci signifie qu'il existe trois failles importantes dans la zone du dôme, dont deux sont visibles dans le paysage (la 3ème, subverticale restant cachée par DM) :

- l'une au contact avec le massif (DM),
- l'autre au sud-est de la colline, dont la faille Fc (tableau III.2.4 a p. 62) représente un vestige altéré et déplacé. Cet accident pourrait être mis en relation avec l'une des failles relevées sur la carte géologique au 1/25 000 (Maurizot, 2001) au voisinage méridional du dôme (liée à l'instabilité ancienne M3).

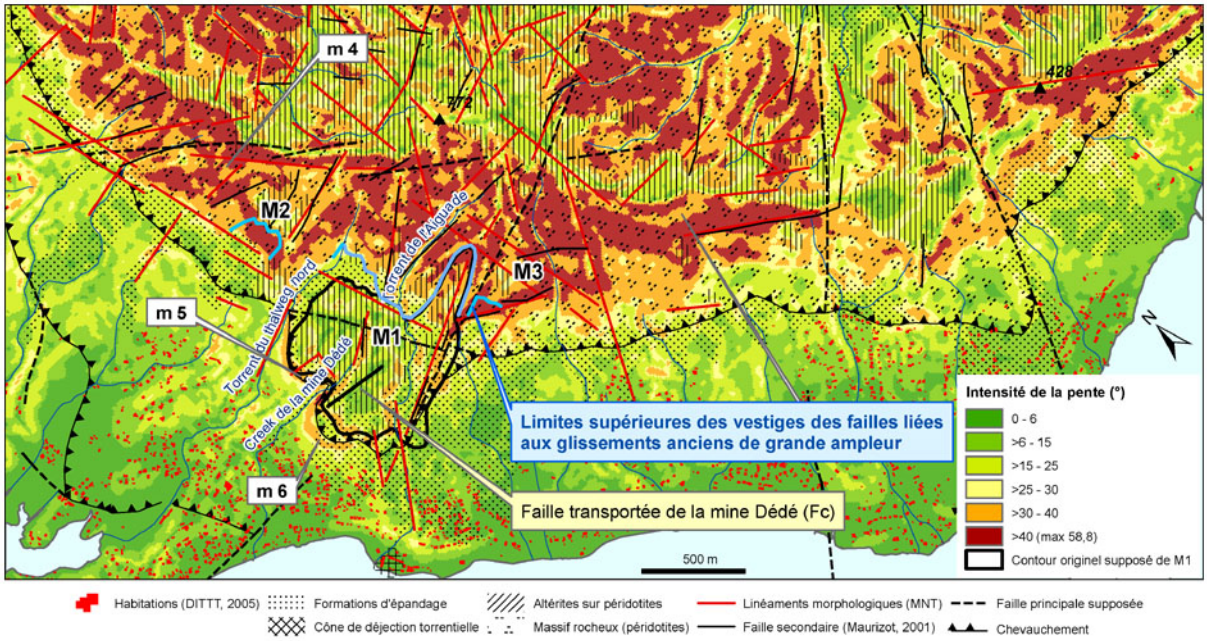


Illustration III.7.2 B - Limites originelles supposées de la masse glissée du Vallon Dore (M1) et failles ayant façonné le massif aux alentours. Sauf indication contraire, la nature des terrains est issue d'une simplification des données géologiques SIG 1/50 000 (Maurizot & al., 2005c).

D'une manière plus générale, ces travaux montrent que l'emplacement du contact nappe des péridotites /unité de Poya se trouve en réalité plus en arrière qu'il n'a été supposé, à l'avant des linéaments N-S qui jalonnent le pied du massif au NO. L'important piémont, dont font partie les grandes masses glissées, masque systématiquement cet accident. L'incision torrentielle qui affecte ce piémont n'a pas encore mis au jour le contact majeur nappe des péridotites / unité de Poya, mais il peut être raisonnablement supposé vers 180 m d'altitude au niveau du dôme du Vallon Dore.

Serpentinisation et altération

La lithologie des péridotites intensément serpentinisées du dôme pose la question de leur existence : comment cette serpentinisation a-t-elle pu se développer uniquement entre péridotites saines et régolithe, hors du contexte de semelle de nappe ou de grand accident intranappe ?

Genna *& al.*, 2005a évoquent une serpentinisation à froid par altération, dans une zone qu'ils nomment « saprolite inférieur » du karst des massifs ultrabasiques néocalédoniens (illustration III.7.2 C). Dans un autre article, Genna *& al.*, 2005b parlent de péridotites dans le karst inférieur, ce qui souligne les nuances d'interprétation de la nature lithologique de ces roches, qui ont toujours été cartographiées en péridotites sur le dôme du Vallon Dore. Dans le contexte de ce dôme, la serpentinisation des niveaux profonds décrite par ces auteurs, associée à une fracturation (drainante) plus intense que dans la roche mère s'observent bien. Les faciès pétrographiques de la brèche DM pourraient correspondre, dans ce modèle, aux brèches hydrauliques et crack-seal de la base du « saprolite inférieur ». Genna *& al.*, 2005b attribuent ces faciès au fonctionnement de failles gravitaires listriques au contact avec les péridotites et non à la tectonique, ce qui ne concorde pas *a priori* avec les observations effectuées au Vallon Dore, ni même la conception en grande cellule de résorption. Cependant, l'évolution lithologique semble, elle, correspondre en grande partie. Si une partie de la fracturation du dôme est bien sûr imputable à l'histoire structurale de la zone et à l'épisode de mise en place du paquet glissé, le modèle karstique explique malgré tout très bien les faciès inhabituels rencontrés. D'autres interprétations de la structure locale du massif peuvent alors être envisagées : les failles à pendage 30-50° vers l'ouest ou le SO qui ont affecté le versant SO (DM et homologues) se sont développées soit :

– à l'interface péridotite saine / serpentinites du « saprolite inférieur », en base d'un système karstique profond préexistant. Ce karst, déstabilisé, aurait alors subi une évolution gravitaire sur les plans de failles. Le glissement en grande masse de panneaux de versant constituerait une fin inéluctable de ce processus;

– dans des péridotites saines. Dans ce cas, le caractère imperméable des brèches de faille aurait favorisé le développement du karst et de la serpentinisation. Ce système aurait dans un second temps évolué sous contrôle gravitaire, en donnant les grands glissements observés.

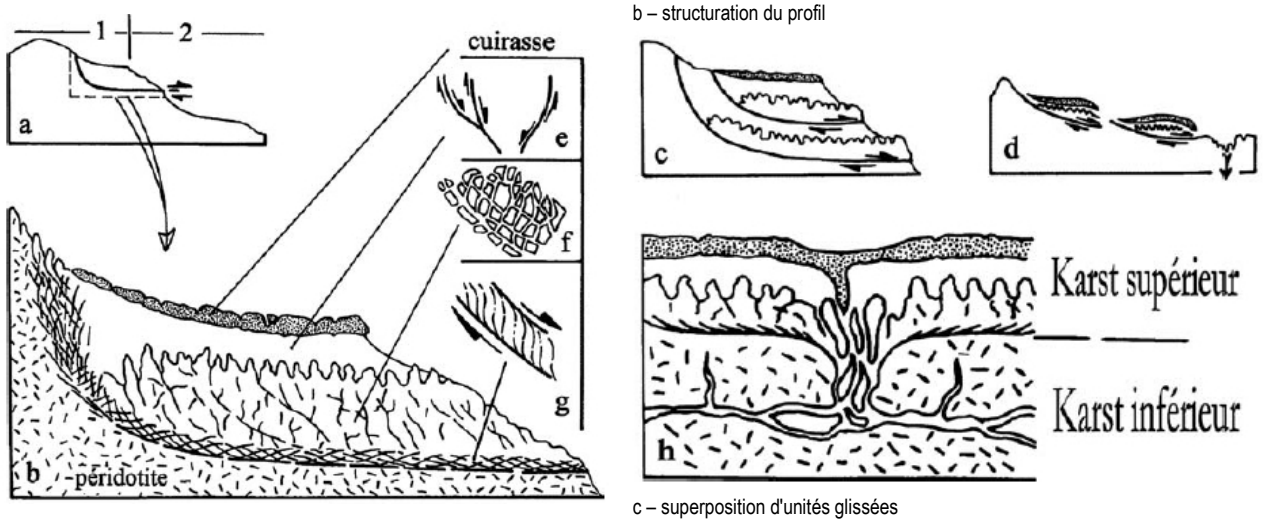


Illustration III.7.2 C - Modèle d'évolution karstique du domaine ultrabasique de Nouvelle-Calédonie (Genna & al., 2005b).

a - localisation de la faille listrique sur le profil des modelés :

(1) modelé latéritique ancien

(2) modelé de l'érosion actuelle

b – structuration du profil

c – superposition d'unités glissées

d – association horizontale d'unités glissées

e – failles hydroplastiques dans les latérites

f – fracturation hydraulique dans les saprolites

g – failles listriques et crack-seal à la base des saprolites

h – localisation du karst supérieur et du karst inférieur dans l'édifice altéritique

A ce stade de l'étude, il est difficile de privilégier l'une ou l'autre des hypothèses. En effet, l'épisode tectonique dont sont issues les failles impliquées dans l'évolution morphologique du versant SO du massif n'est pas précisément daté (Lagabrielle & Chauvet, 2008 parlent des 10 derniers millions d'années). De même, il n'existe pas de repère chronologique pour le fonctionnement des karsts dans les massifs de péridotites. A l'issue de ces travaux, plusieurs questions restent donc à éclaircir :

- Le complexe de démantèlement du versant SO du Mont Dore est-il unique, ou les anciennes grandes masses glissées au front occidental de la nappe des péridotites évoquées par Humbert & Maurizot, 1989 s'inscrivent-elles dans un épisode généralisé ?
- Les versants des massifs ultrabasiques de Nouvelle-Calédonie ont-ils tous évolué de la même manière ? Quel rôle ont joué la tectonique, les eaux souterraines ou encore le climat dans l'évolution de ces versants ?
- Dans quelle mesure les grands glissements en masse actuellement actifs dans les massifs ultrabasiques, en contexte de semelle serpentineuse ou de régolithe, peuvent-ils être comparés au dôme ancien du Vallon Dore ?

Le chapitre suivant présente l'étude morphologique du Massif du Sud, qui apporte des éléments de réponse à ces interrogations.

CHAPITRE IV

Les morphologies de glissement de grande ampleur dans le Massif du Sud

Sommaire du chapitre

IV.1 De l'étude de terrain à l'étude régionale.....107
IV.1.1 Contexte général.....107
IV.1.2 Apport de l'étude de terrain au recensement des grands mouvements de masse anciens 108
IV.1.3 Choix de la zone d'étude.....108
IV.1.4 Le MNT, un support cartographique pertinent.....109
IV.2 Les morphologies de glissement de grande ampleur dans le Massif du Sud.....110
IV.2.1 Résultat cartographique.....110
IV.2.2 Caractéristiques générales des formes de grande ampleur.....110
IV.2.3 Le front de nappe.....113
IV.2.3.1 La Vallée Carnot et les monts Koghi.....113
IV.2.3.2 Le Mont Mou.....117
IV.2.4 L'intérieur du massif : l'exemple du mont Vulcain.....118
IV.2.5 Éléments statistiques.....119
IV.3 Discussion.....121
IV.3.1 Glissements en masse actuels et anciens des versants ultrabasiques.....121
IV.3.2 Instabilités du domaine ultrabasique et histoire géologique récente de la Grande Terre 123
IV.3.3 Apport de l'étude à l'évaluation de l'aléa mouvements de terrain.....125

IV.1 De l'étude de terrain à l'étude régionale

IV.1.1 Contexte général

L'étude du dôme du Vallon Dore appelle à rechercher l'existence de contextes similaires de glissements anciens de grande ampleur à partir des versants des massifs de péridotites. Le Mont Dore appartient au Grand Massif du Sud, dans lequel Humbert & Maurizot, 1989 ont identifié des sites comparables au dôme du Vallon Dore. De tels glissements seraient pour ces auteurs à rattacher à la formation des « conglomérats du Koghi » (Noesmoen, 1971): « Des structures et des formations identiques aux « conglomérats du Koghi » sont, semble-t-il, beaucoup plus développées que ne le laissent présager les cartes géologiques (mais c'est à vérifier par un levé géologique détaillé) ». Les travaux récents confirment cette présomption (Maurizot, 2001, Rouet *& al.*, 2004). Aucun recensement régional de ces formations anciennes n'a été entrepris jusqu'à présent et le programme d'inventaire territorial des mouvements de terrain ne s'est focalisé que sur les phénomènes récents. Les observations faites dans le cadre de ce programme ont cependant mis en évidence un lien entre certains glissements anciens et l'instabilité actuelle de leurs bordures. Les mécanismes qui sous-tendent la survenue de tels évènements sont encore mal compris. La cartographie des morphologies anciennes doit permettre de répondre à plusieurs objectifs :

- estimer l'importance des phénomènes passés à l'échelle régionale;
- mettre en relation les manifestations anciennes avec les glissements actuellement observés, qui peuvent atteindre une taille plurihectométrique (Maurizot & Lafoy, 2003);
- apporter des éléments de compréhension des mécanismes générateurs des mouvements anciens et actuels.

D'après les travaux antérieurs, trois aspects caractérisent les sites d'anciens grands glissements sur les versants des massifs de péridotites :

- la position de relais à diverses altitudes sur les versants, entre le massif ultrabasique et les collines du substrat volcano-sédimentaire de la Côte Ouest (Humbert & Maurizot, 1989), c'est à dire en front de nappe;
- les fortes pentes associées à ce front de nappe;
- la réactivation actuelle des bordures de certaines de ces morphologies anciennes (Maurizot & Lafoy, 2003).

Une interrogation en découle naturellement : les fortes pentes ont-elles pu, seules, favoriser la survenue de certains phénomènes anciens, ou bien le contrôle structural a-t-il été déterminant comme au Vallon Dore ? Les massifs ultrabasiques de Nouvelle-Calédonie, très souvent incisés par de profondes vallées aux versants en forte pente, ont-ils subi des phénomènes similaires hors du contexte de front de nappe ? Ces massifs, difficilement accessibles et non habités, restent largement méconnus en termes d'évolution des versants.

IV.1.2 Apport de l'étude de terrain au recensement des grands mouvements de masse anciens

Les résultats des investigations sur site pilote présentées au chapitre précédent ont permis de proposer un modèle de mise en place du glissement de grande ampleur du Vallon Dore et de ses voisins. Ces travaux décrivent une morphologie typique, accompagnée d'un cortège de formations superficielles :

- Sur le versant du massif :
  - un abrupt concave plus ou moins bien conservé (niche d'arrachement), générant chutes de pierres et éboulis actuels, surplombant la forme basse glissée;
  - des incisions torrentielles profondes lorsque la masse glissée est importante.
- Au pied de l'abrupt :
  - une forme en replat, couverte d'altérites remaniées ou non et à enveloppe convexe incisée, en situation plus aval que le reste du massif;
  - un front de glissement porteur d'instabilités actuelles (glissements secondaires à partir d'un bourrelet convexe),
  - un cortège de produits de démantèlement, de la zone de départ jusqu'à l'aval de la masse glissée (éboulis et blocs charriés, dépôts de laves torrentielles et de coulées de débris), formant un piémont bien développé.

La présence d'accidents tectoniques devrait être recherchée puisque, dans le cas du Vallon Dore, une faille a favorisé le glissement en masse du versant (configuration d'aval pendage). Dans le cas de ce site pilote, la faille principale de la zone n'est pas signalée sur les cartes géologiques. S'il en est de même ailleurs, la présence de failles ne pourra être systématiquement prise en compte, malgré leur importance potentielle dans le mécanisme de mise en place. Le recensement a, en conséquence, été réalisé par téléanalyse couplant morphologie, cartes géologiques et photographies aériennes (verticales et obliques). Les linéaments morphologiques déjà identifiés (P. Maurizot, BRGM*) ont été joints au SIG* pour tenter de prendre en compte au mieux la structure des massifs.

IV.1.3 Choix de la zone d'étude

Pour compléter utilement la connaissance sur les mouvements de terrain anciens et pour tester l'hypothèse de Humbert & Maurizot, 1989, la zone d'étude doit couvrir une surface importante en front de nappe et être associée à un massif ultrabasique suffisamment vaste en arrière pour étudier le comportement des versants hors du front. Le Massif du Sud constitue le meilleur candidat (illustration IV.1.3 A), notamment dans sa partie montagneuse, qui réunit (de la Rivière des Pirogues à la Thio) :

- un front de nappe très étendu (~ 100 km);
- une très vaste zone ultrabasique (~2 200 km²);
- des versants en fortes pentes, y compris à l'intérieur du massif (illustration IV.1.3 B).

La partie méridionale du massif, aux reliefs bien moins élevés, a été analysée aussi de manière à avoir une vision générale de la répartition des phénomènes en fonction des caractéristiques des reliefs.

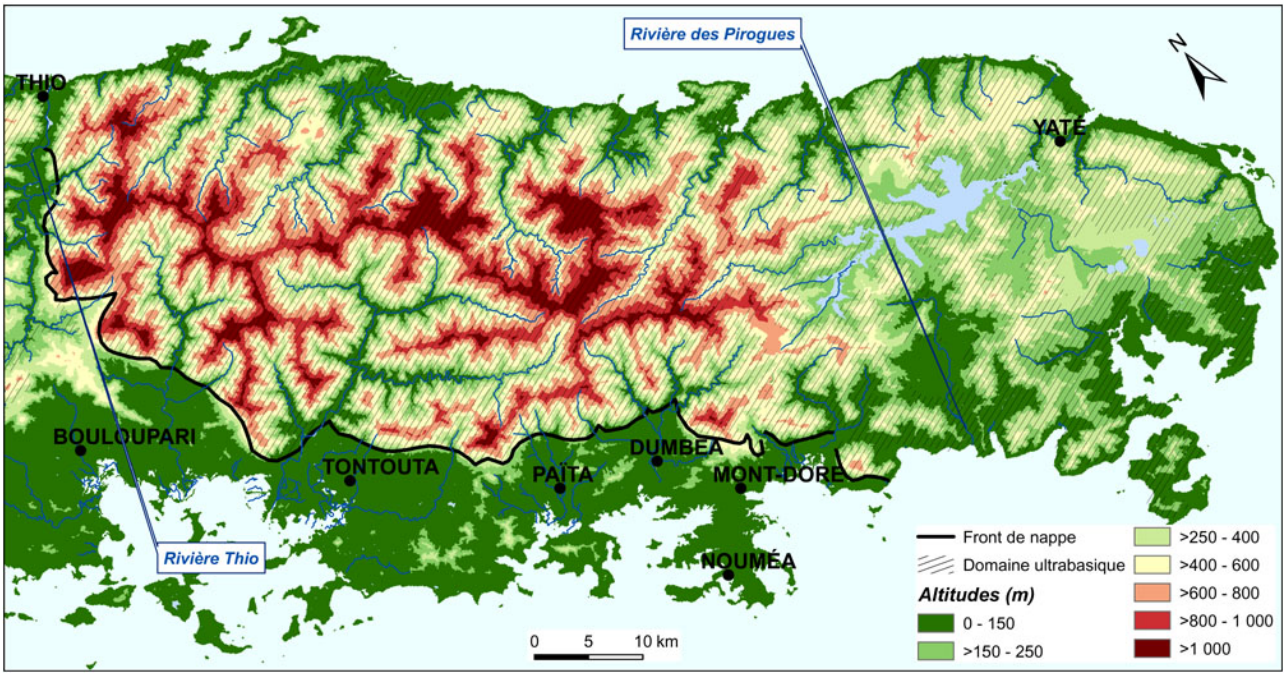


Illustration IV.1.3 A - Répartition des reliefs ultrabasiques du Massif du Sud de Nouvelle-Calédonie. Source MNT : P. Maurizot, BRGM.

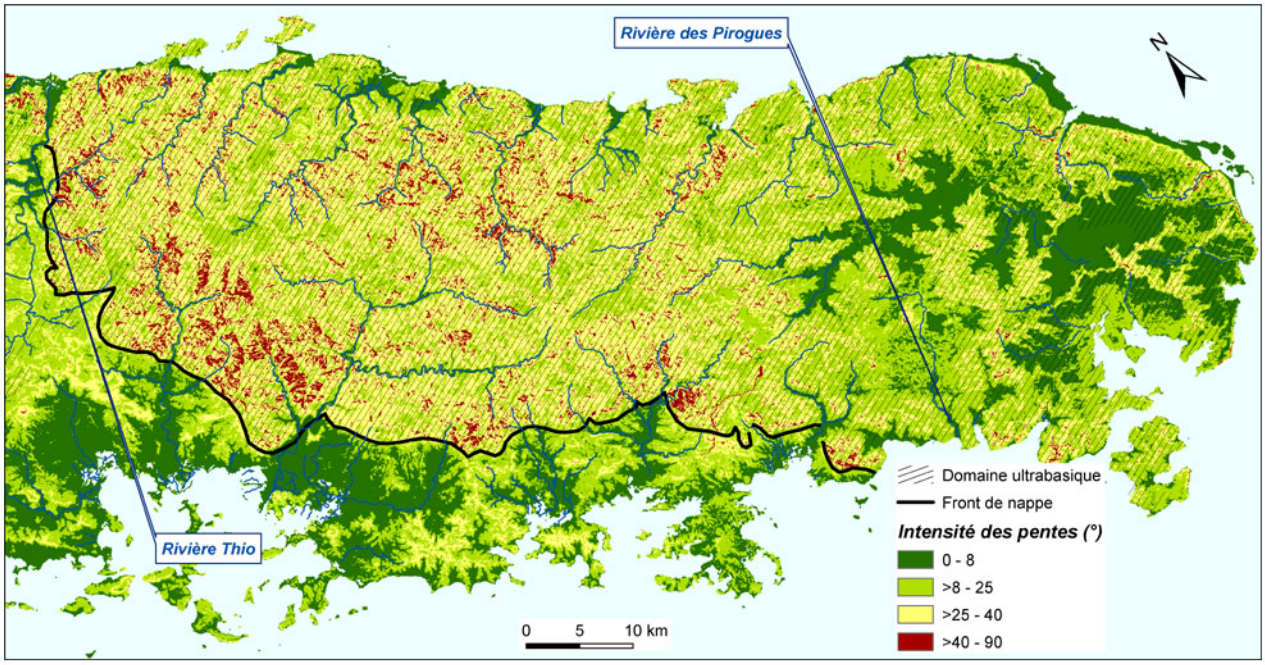


Illustration IV.1.3 B - Carte de l'intensité des pentes dans le Massif du Sud de Nouvelle-Calédonie. Source MNT : P. Maurizot, BRGM.

IV.1.4 Le MNT, un support cartographique pertinent

Les objets à cartographier présentant potentiellement une taille plurihectométrique, la méthode de levé doit nécessairement être simple et homogène à l'échelle de la zone étudiée. De plus, si les objets à cartographier s'avèrent aussi anciens que le dôme du Vallon Dore, il faut s'attendre à ce que la végétation tropicale couvre une grande partie des morphologies, elles-même adoucies par l'érosion. Une cartographie efficace repose donc essentiellement sur des critères géomorphologiques.

Pour le dôme du Vallon Dore, les traits morphologiques principaux, bien connus par ailleurs, sont détectables par une analyse du MNT à 10 m, notamment grâce aux ombrages (incidence à 45° selon les 8 directions géographiques principales). La forme à relief mou (panneau ultrabasique glissé M1), ainsi que les abrupts marquant le recul d'érosion du massif en surplomb ont été

cartographiés par téléanalyse couplant MNT et données géologiques SIG* (illustration IV.1.4 A). Un inventaire morphologique plus étendu, sur la base de ce type de données SIG* (MNT* + géologie) a par conséquent été réalisé sur le massif du Sud. L'analyse des photographies aériennes a utilement appuyé cette démarche, particulièrement dans certaines zones difficiles.

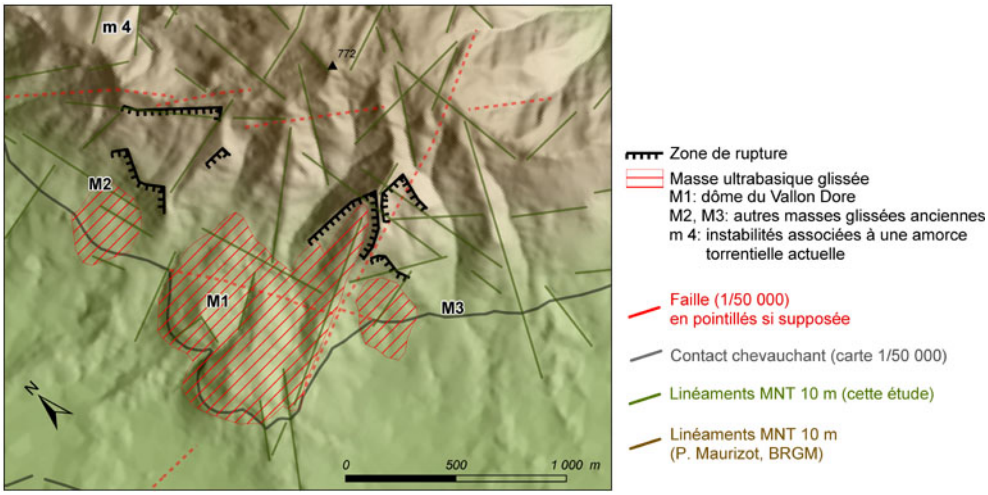


Illustration IV.1.4 A - Identification des mouvements de terrain anciens du versant SO du massif du Mont Dore par interprétation de données SIG.
Sources : MNT : P. Maurizot, BRGM; Géologie :carte 1/50 000 BRGM/DIMENC.

Il n'était pas envisageable de produire un MNT à 10 m qui couvre toute la zone d'étude avec la méthode utilisée pour élaborer celui du Mont Dore. Un MNT existant, de même résolution spatiale (P. Maurizot, BRGM*), a été utilisé. Il couvre la totalité de la zone d'étude.

IV.2 Les morphologies de glissement de grande ampleur dans le Massif du Sud

IV.2.1 Résultat cartographique

La téléanalyse du massif du Sud a permis de réaliser une carte des contours des grandes masses glissées (I. Rouet) et des cicatrices de rupture encore visibles sur les versants de départ (P. Maurizot & I. Rouet), à l'échelle du 1/200 000 (illustration IV.2.3 D). Ces formes ont été digitalisées lors de l'analyse à l'écran. L'intégration SIG* s'est faite au fur et à mesure et sans intermédiaires. Lorsque plusieurs morphologies imbriquées ont été identifiées sur un même site, c'est l'enveloppe générale des masses glissées qui a été retenue. La délimitation individuelle de formes imbriquées n'a généralement pas été possible sur la base des informations à disposition. Ce choix du contourage systématique de l'enveloppe garantit son homogénéité à la carte produite. Une reconnaissance héliportée de la moitié ouest de la zone d'étude a permis de valider cette carte morphologique, entre Nouméa et Boulouparis ainsi que dans les vallées de la Tontouta et de ses affluents. Les résultats ont fait l'objet d'un rapport de recherche du BRGM* (Maurizot *& al.*, 2007), ce programme ayant été financé par le Ministère de l'Outre-Mer.

IV.2.2 Caractéristiques générales des formes de grande ampleur

Environ 200 morphologies de mouvement de terrain de grande ampleur ont été identifiées. Si la plupart de ces formes sont anciennes, il existe de grands mouvements actuels (illustration IV.2.2 A). Des phénomènes d'érosion actifs ont été relevés sur nombre de ces formes, que le mouvement de grande ampleur soit actuel ou ancien (illustrations IV.2.2 A, IV.2.2 B). L'intérieur du massif a autant été affecté que le front de la nappe par ces phénomènes. Ce résultat est crucial pour la compréhension des mécanismes générateurs, puisque les mouvements anciens ne

semblent pas dépendre particulièrement du contexte structural de front de nappe comme cela avait un temps été supposé (Humbert & Maurizot, 1989). Le front de nappe, qui domine la Côte Ouest, est observable de loin. Il est plus surveillé en terme de mouvements de versants car bordé de zones habitées et associé à une vulnérabilité vis à vis des aléas de versant. L'intérieur des massifs, totalement inhabité, ne fait l'objet que de visites ciblées et l'observation du paysage y est rendue beaucoup plus difficile par le manque de recul visuel. Cette différence de perception et d'intérêt entre front de nappe et massif interne explique en grande partie que seules les morphologies anciennes de la Côte Ouest aient été identifiées auparavant. Aucune étude n'ayant porté spécifiquement dessus, il n'est pas étonnant que leur répartition spatiale n'ait été que partiellement reconnue.

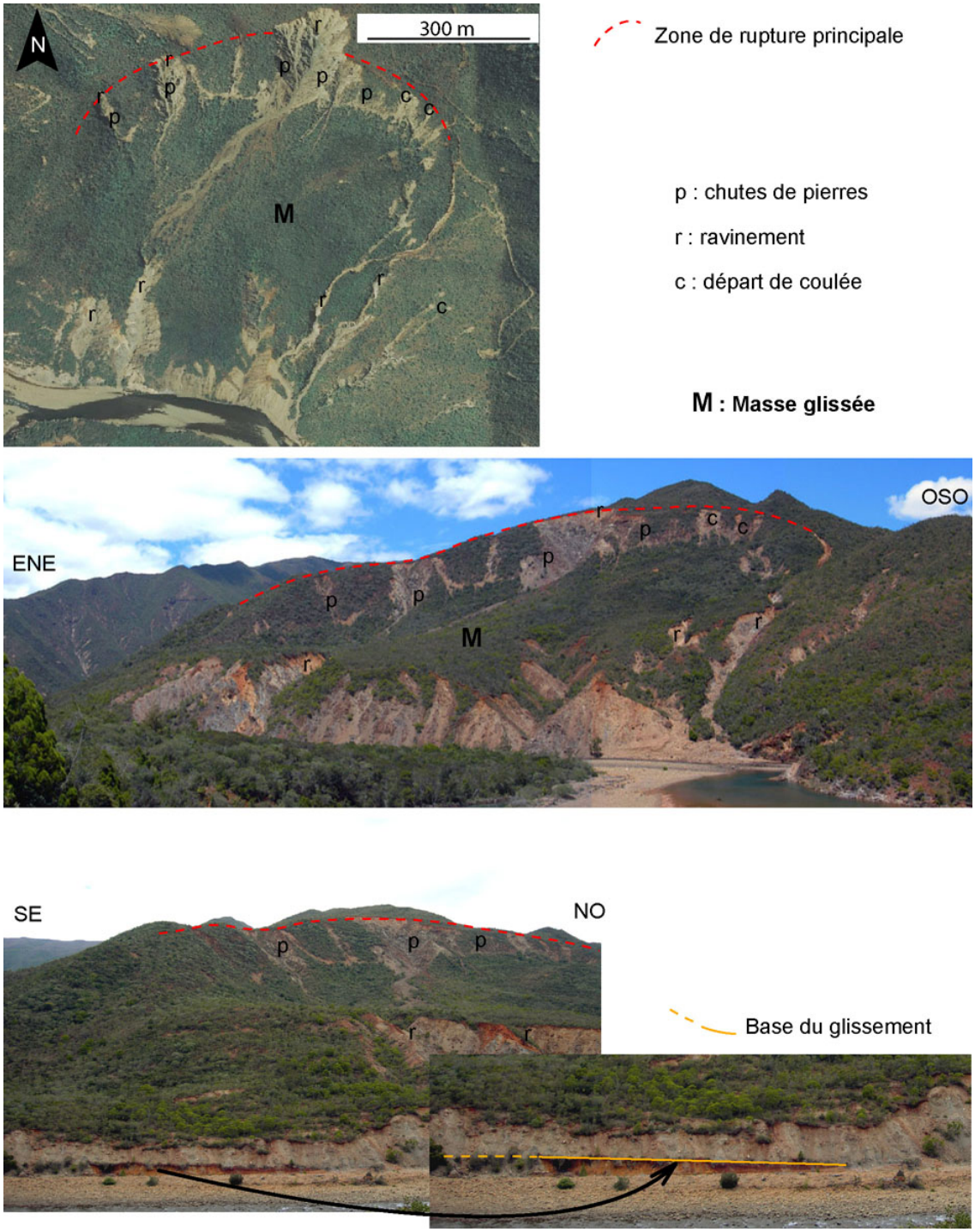


Illustration IV.2.2 A: Glissement de grande ampleur actuel, vallée de la Kalouéhola. A noter, l'importance des phénomènes d'érosion superficielle associés. De plus, la rivière sape constamment le front de la masse glissée et accentue l'érosion.

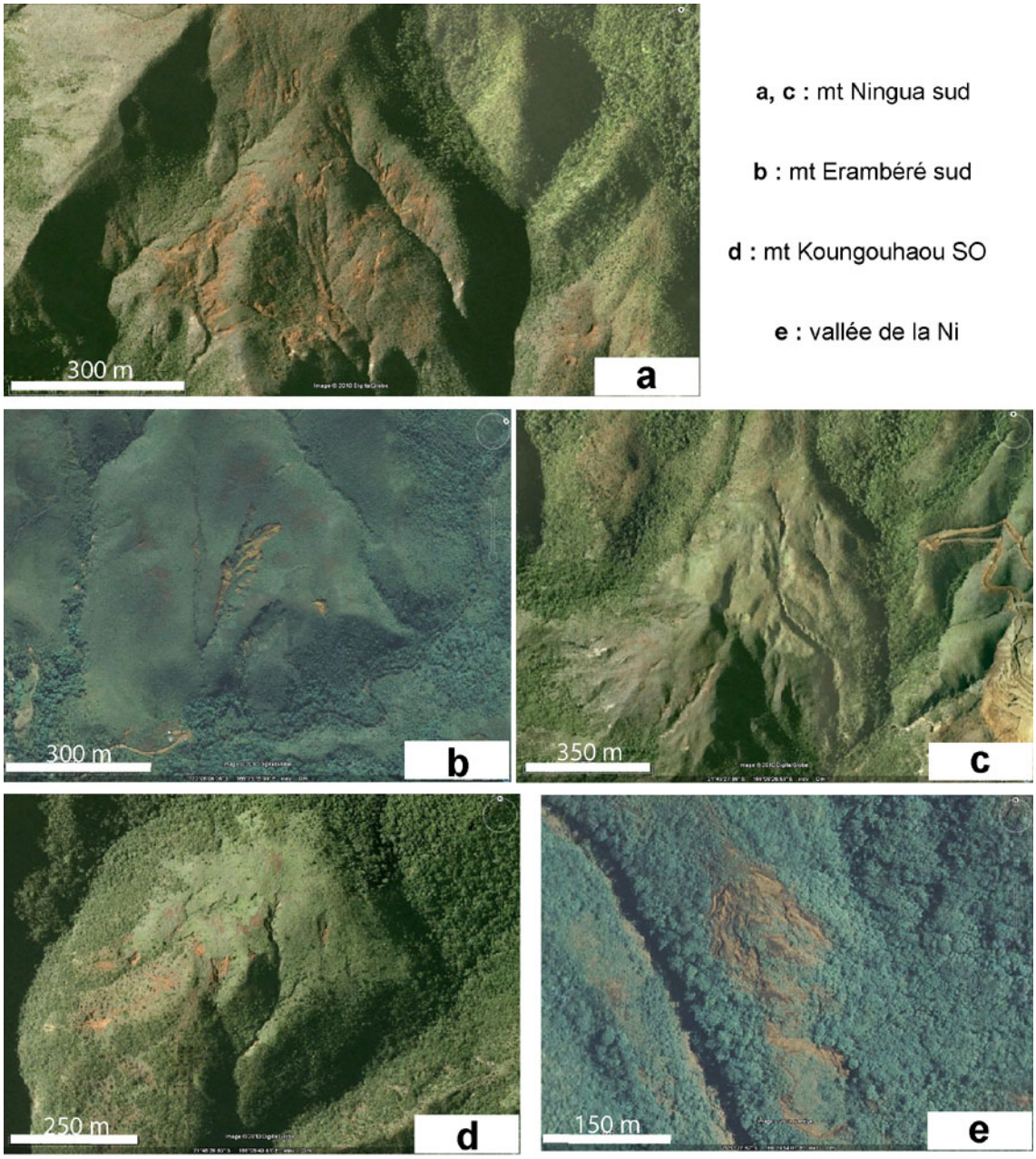


Illustration IV.2.2 B: Exemples de glissements anciens de grande ampleur affectés par l'érosion actuelle, à différents degrés (images Géorépertoire NC).

Les formes répertoriées se concentrent dans la partie nord du Grand Massif du Sud, montagneuse. La partie sud du massif (région de Yaté – Plaine des Lacs), basse et aux versants moins abrupts, témoigne de peu de mouvements anciens ou actuels importants. Ces phénomènes semblent dépendants en premier lieu de l'importance des reliefs, très souvent plus faible au sud qu'au nord (pentes, illustration IV.1.3 B et dénivelée, illustration IV.1.3 A). Les morphologies typiques sont reprises à divers degrés par l'érosion (illustration IV.2.2 B). Le réseau hydrographique actuel incise parfois les matériaux glissés, au point de les placer en position de relief inversé. Certains abrupts (cicatrices de rupture) subsistent seuls sur les versants, les produits glissés ayant été en grande partie érodés.

Les enveloppes morphologiques des masses glissées sont fréquemment de taille plurihectométrique. Le dôme du Vallon Dore n'est donc pas une exception du point de vue de l'importance de la masse affectée. Sur le versant d'origine, la zone de départ est la plupart du temps identifiable, rocheuse, parfois encore très marquée car ravivée par les départs de matériaux (coulées, chutes de pierres, ravines). La forme de la surface de rupture, en arc de cercle très ouvert, est fréquente mais non systématique. La portion de versant située entre zone de rupture et masse glissée est couramment tapissée de latérites minces et éboulis. La masse mobilisée, qui a

la plupart du temps conservé une part de son manteau d'altérites, est généralement bien reconnaissable morphologiquement, plus ou moins désolidarisée du massif. La forme générale est souvent convexe à l'amont. Au sein des masses glissées, il n'est pas rare d'observer une érosion particulaire importante (illustration IV.2.2 B) et/ou des ruptures secondaires emboîtées et à concavité tournée vers l'aval. Elles témoignent d'instabilités complexes dont l'intensité est maximale à l'aval. Les produits remaniés issus du versant d'origine ou de la masse glissée s'épandent essentiellement sur les pourtours des formes convexes et sont très développés vers l'aval. Ils peuvent combler d'anciens thalwegs ou encore napper les versants situés en contrebas. Quelques exemples, pris au front de nappe et à l'intérieur du massif, sont présentés ci-après et localisés sur la carte (illustration IV.2.3 D).

IV.2.3 Le front de nappe

IV.2.3.1 La Vallée Carnot et les monts Koghi

Dans les monts Koghi (sommets à plus de 1 000 mètres), le flanc SO offre un paysage typique du contexte des glissements anciens de grande ampleur soumis à l'érosion actuelle (illustrations IV.2.3 A et IV.2.3 B). Un pan entier du massif de péridotites a été affecté par des instabilités gravitaires. La morphologie d'ensemble suggère que de grandes masses ont littéralement coulé dans la vallée en contrebas, recouvrant le substrat volcano-sédimentaire sur plus de 2 km. Une partie des matériaux déplacés était manifestement très chargée en eau au vu de l'étendue des dépôts et des faibles pentes à l'aval. De nombreux dépôts d'anciennes coulées de débris à matrice latéritique sont visibles dans le réseau de drainage, à la périphérie et vers l'aval (illustration IV.2.3 C, Maurizot & Lafoy, 1998b). A l'heure actuelle, l'érosion naturelle reste très active, comme en témoignent les nombreux phénomènes de lavakas, de ravines et de coulées qui affectent les masses glissées (illustrations IV.2.2 A et IV.2.2 B).

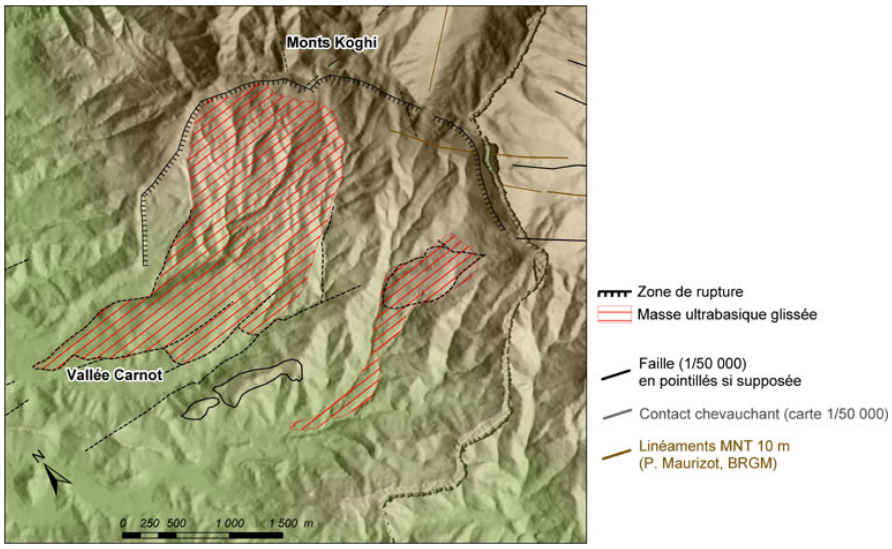


Illustration IV.2.3 A - Anciennes morphologies de glissement de grande ampleur au front SO des Monts Koghi, visualisation sur MNT.

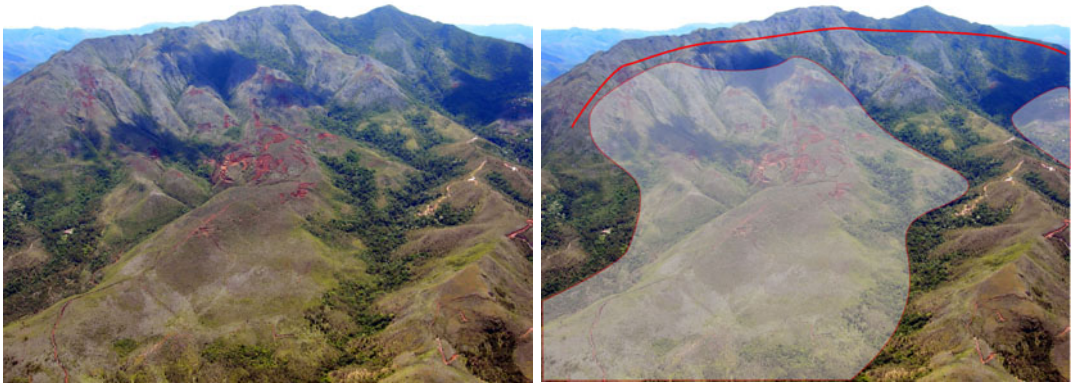


Illustration IV.2.3 B - Vue aérienne de la vallée Carnot (1er plan) et des monts Koghi (arrière-plan).
En rouge la zone de rupture, en grisé les zones glissées.

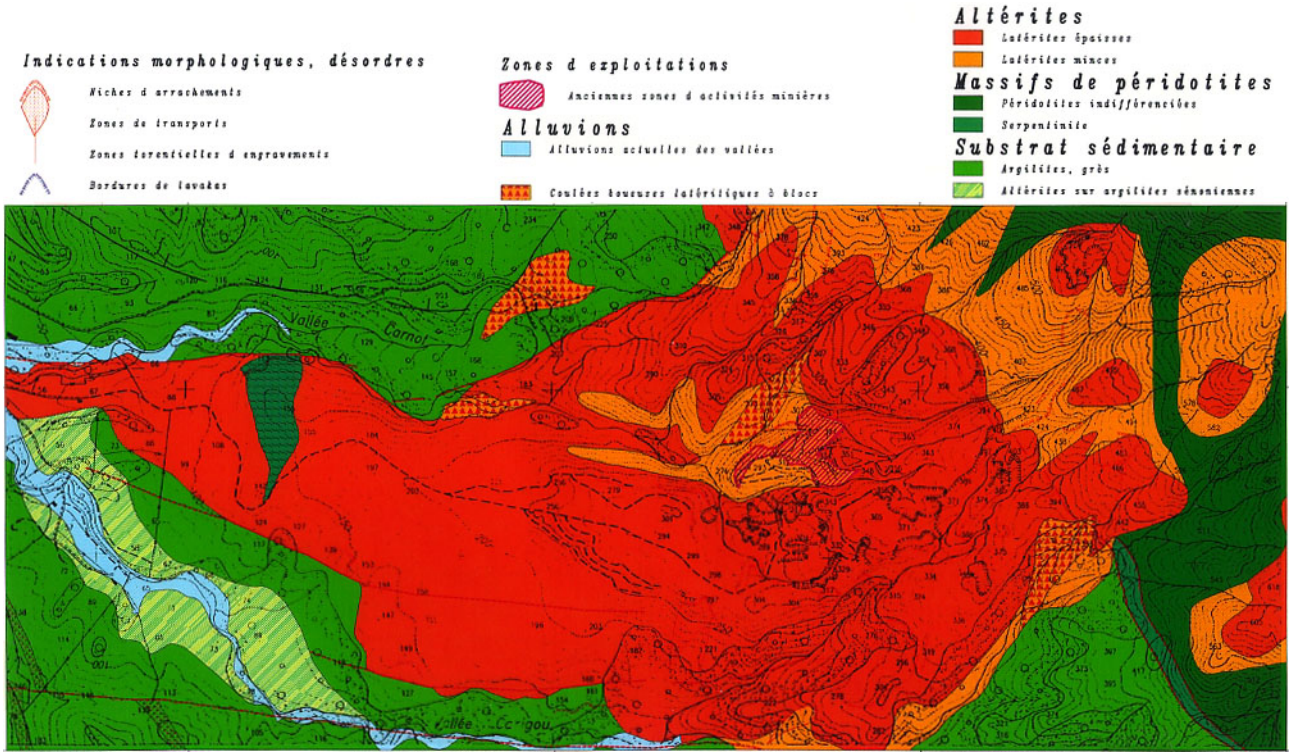


Illustration IV.2.3 C - Carte géologique au 1/10 000 des masses glissées dans la Vallée Carnot, au pied des monts Koghi. Maurizot & Lafoy, 1998b.

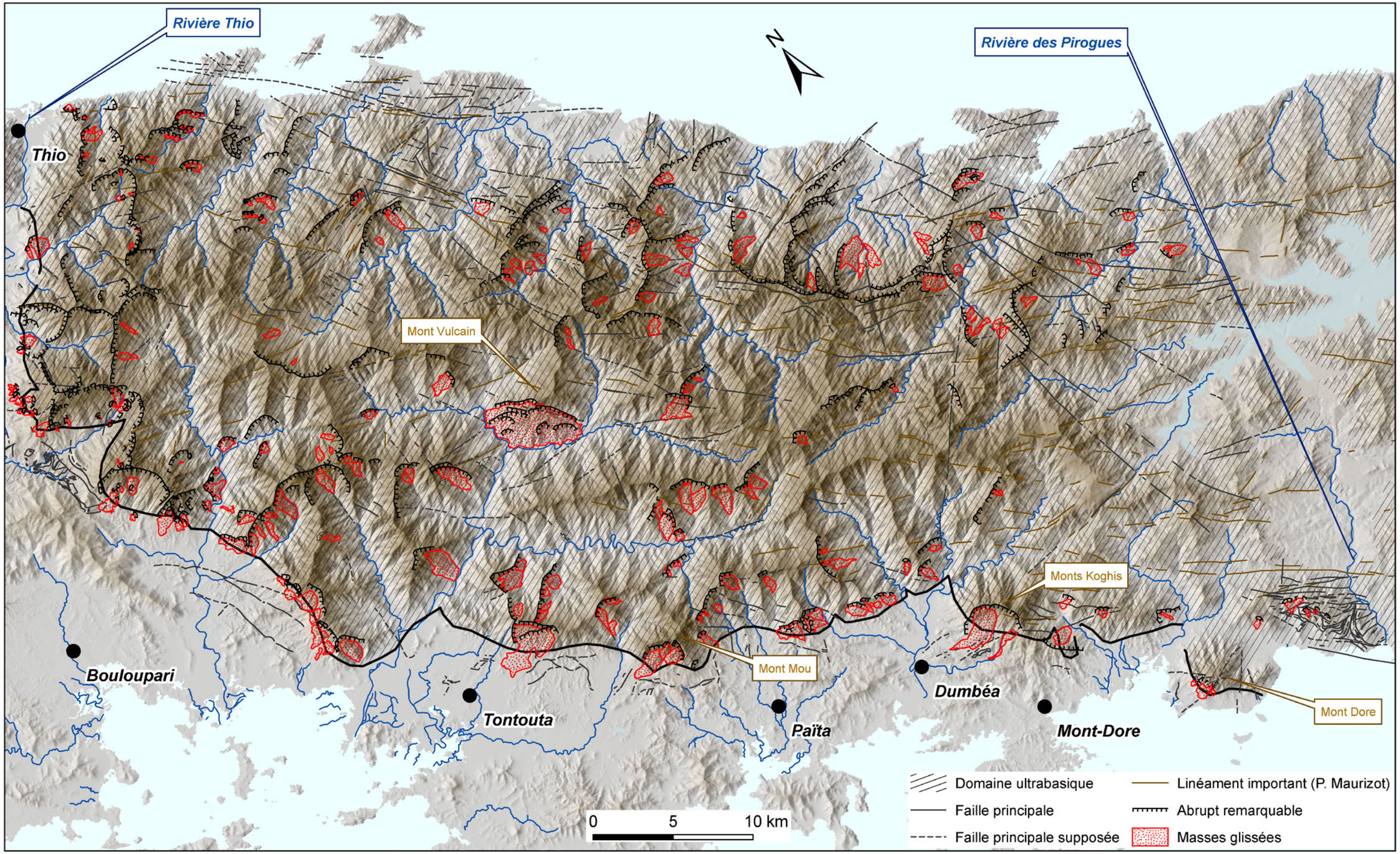


Illustration IV.2.3 D - Les morphologies de glissement dans la partie montagneuse du Massif du Sud. Données géologiques : source BRGM.

IV.2.3.2 Le Mont Mou

Les masses glissées du flanc SO du Mont-Mou sont particulièrement éloquentes (illustrations IV.2.3 E et IV.2.3 F). Leur morphologie est typique, avec une zone de rupture amont abrupte et une masse glissée convexe à l'aval, en pente douce, latéritique en surface. La géométrie de la zone de départ est très anguleuse et probablement guidée par des plans préexistants. La cartographie géologique détaillée est présentée illustration IV.2.3 G (Maurizot & Lafoy, 1999), elle montre des caractéristiques générales très proches du secteur du Vallon Dore, avec :

- un versant péridotitique abrupt instable (éboulis et autre formations de pente rocheuses);
- une grande masse ultrabasique glissée avec une couverture de latérites épaisses partiellement conservée;
- des formations témoignant d'un épisode de démantèlement intense (dépôts anciens de coulées latéritiques à blocs), étendues sur près d'un kilomètre au-delà de la masse glissée.

Les masses glissées subissent aujourd'hui encore des phénomènes d'érosion (lavakas, ravines, coulées, chutes de pierres...). L'ensemble des dépôts du système est à l'heure actuelle remanié par les torrents qui incisent le dôme. Des reliques de dépôt d'anciennes coulées latéritiques à blocs de péridotites ont été relevées localement en contrebas, en bordure de la Nennou (Maurizot & Lafoy, 1999). Le secteur est indemne de travaux miniers. Le massif culmine à 1 106 m et, à 3 km vers l'ouest à vol d'oiseau, les zones actuellement loties en bordure de la Nennou et de la Tamoa sont à la côte 100 m. La pente moyenne est de 33 % entre ces deux extrêmes, ce qui suggère une vulnérabilité vis à vis des aléas de versant. La partie aval du système, en rive gauche de la Tamoa est pourtant en voie d'urbanisation, avec plusieurs lotissements.

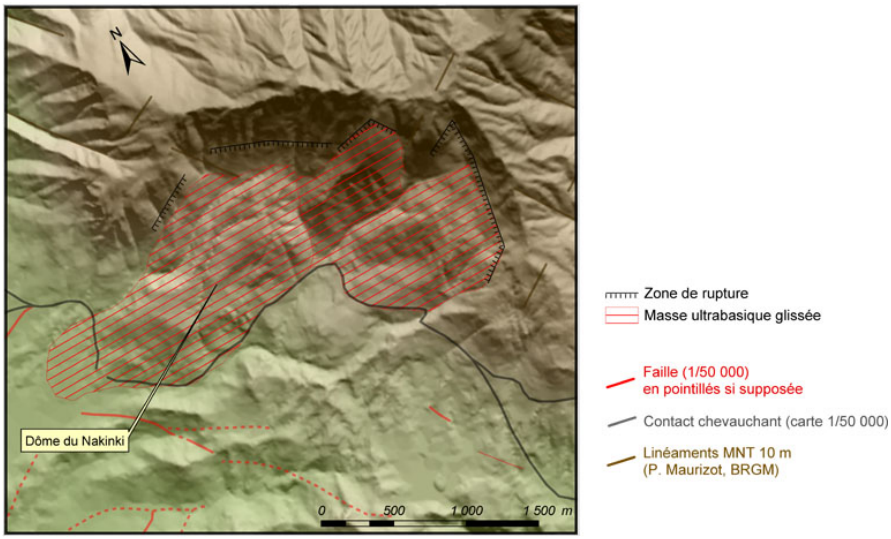


Illustration IV.2.3 E - Anciennes morphologies de glissement de grande ampleur au front du Mont Mou, visualisation sur MNT.

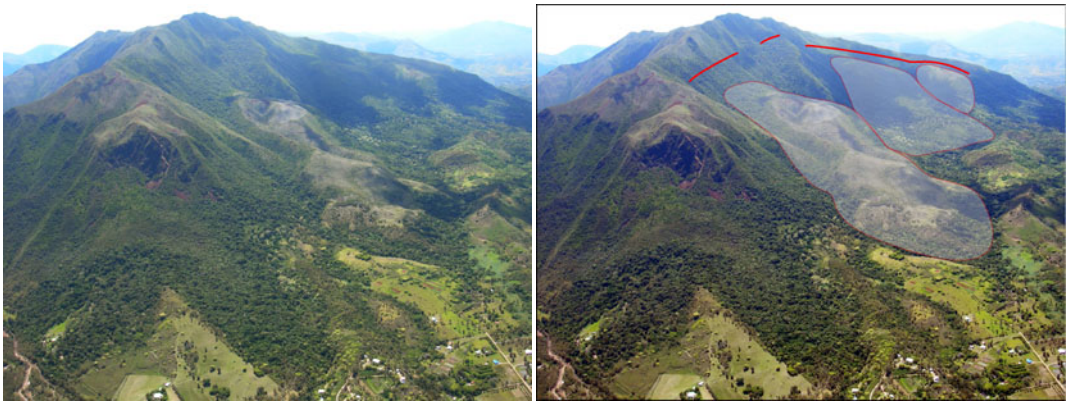


Illustration IV.2.3 F - Vue aérienne du mont Mou depuis l'ouest. En rouge la zone de rupture, en grisé les zones glissées.

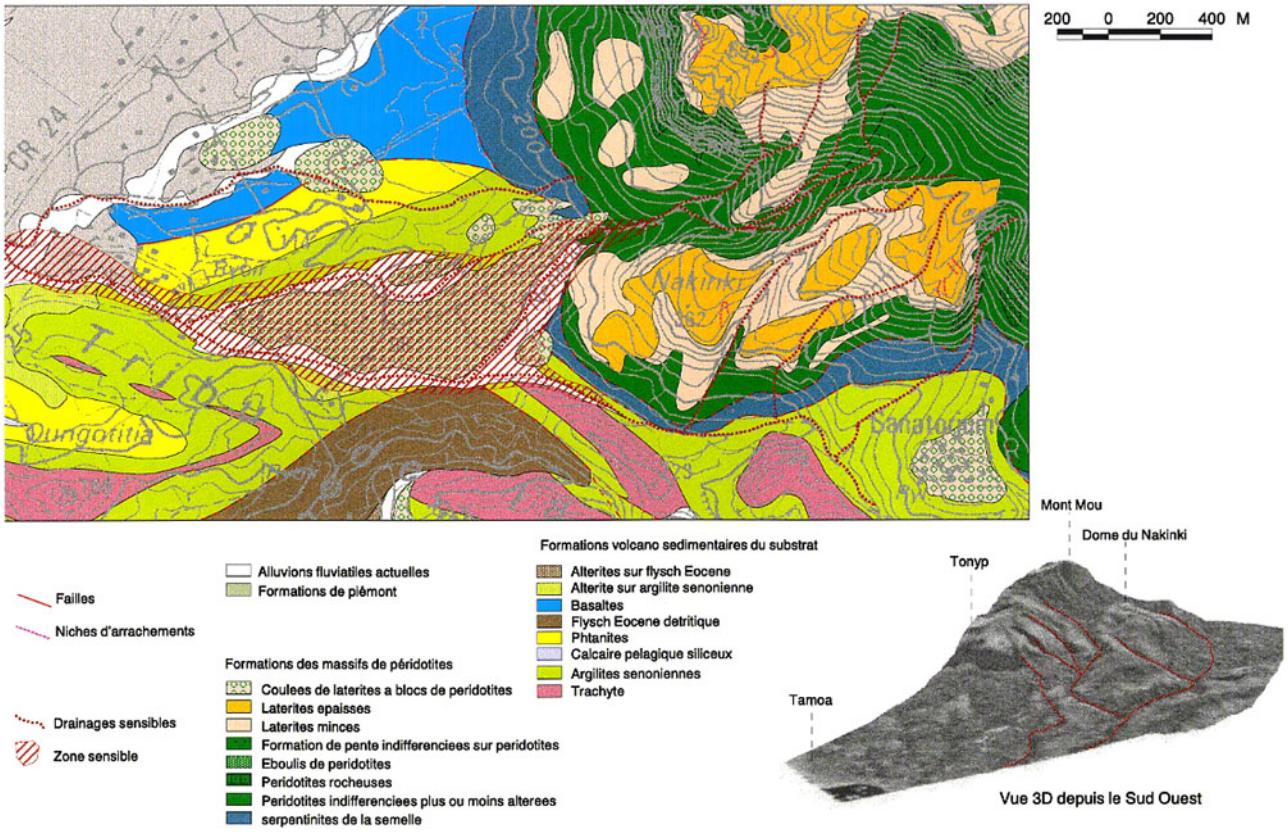


Illustration IV.2.3 G - Carte géologique au 1/10 000 des alentours du dôme Nakinki, au pied du front SO du mont Mou. Maurizot & Lafoy, 1999.

IV.2.4 L'intérieur du massif : l'exemple du mont Vulcain

Le mont Vulcain se situe à la confluence de la Tontouta et de la Kalouéhola. La masse qui apparaît déstabilisée sur ce versant est la plus importante de toutes celles répertoriées, avec presque la moitié du mont impliquée, sur environ 5 km de large. Encore adossée au massif, la zone est complexe et montre de nombreux glissements anciens, souvent emboîtés. Aucun accident répertorié ne semble pouvoir expliquer une telle structure mais plusieurs indices en suggèrent néanmoins la présence :

- zone de rupture sommitale quasi rectiligne orientée NO-SE;
- direction d'écoulement de la partie haute du cours de la Tontouta dans l'alignement de cette rupture.

A l'aval de la masse déstabilisée, la Tontouta s'écoule selon un axe SO-NE très marqué, qui pourrait témoigner d'une autre structure cachée. Cet alignement majeur semble se poursuivre au-delà du mont Vulcain. Au niveau de la zone glissée, les cours d'eau soulignent clairement ce

linéament, indiquant l'antériorité de la structure par rapport aux instabilités. Si ces morphologies correspondent à des accidents géologiques, le découpage structural explique sans peine une déstabilisation aussi massive du versant. La région étant par ailleurs connue comme sismiquement active (Regnier *& al.*, 1999), la zone apparaît d'autant plus sensible aux mouvements de grande ampleur. Les altérites des masses déplacées ont fait et font encore l'objet de travaux miniers.

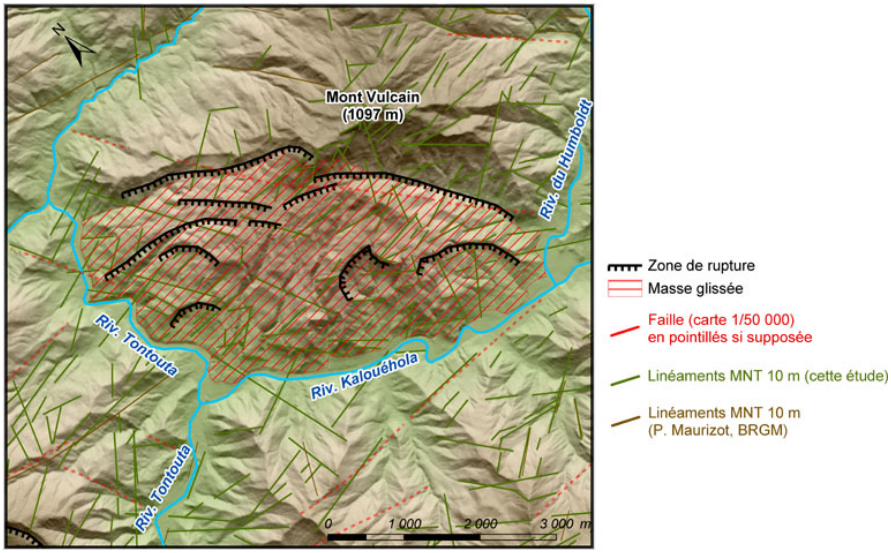


Illustration IV.2.4 A - Anciennes morphologies de glissement de grande ampleur du Mont Vulcain, visualisation sur MNT.

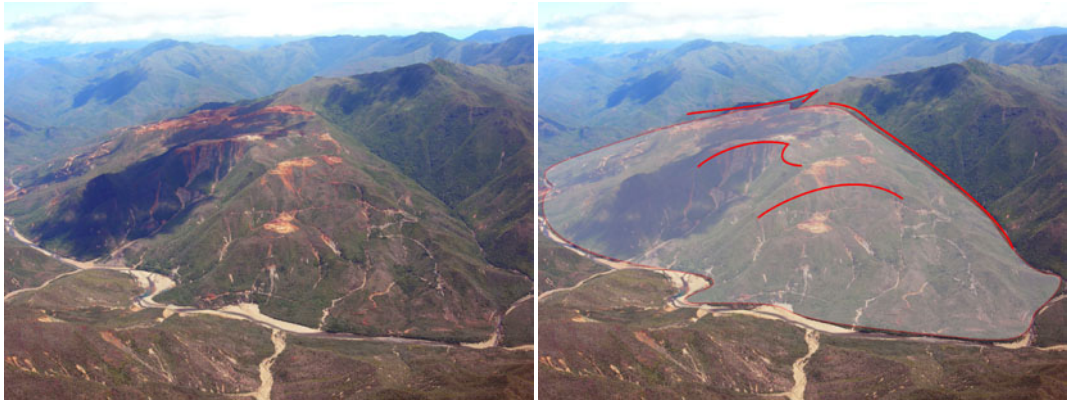


Illustration IV.2.4 B - Vue aérienne vers le nord de la masse glissée du mont Vulcain. En rouge la zone de rupture, en grisé les zones glissées.

IV.2.5 Éléments statistiques

Quelques caractéristiques ont été évaluées pour chaque masse ou amas de masses glissées (tableau IV.2.5 a), de manière à pouvoir les décrire statistiquement.

Tableau IV.2.5 a - Caractéristiques évaluées pour chaque enveloppe de masse glissée et modalités d'évaluation.

Caractéristique	Modalité d'évaluation
Direction de départ, estimée à la rupture principale	Analyse visuelle sur MNT
Surface cartographique de la masse glissée	Calcul par forme
Altitude	Moyenne par forme
Intensité de la pente	Moyenne par forme
Orientation de la pente	Moyenne par forme

L'analyse de cette population de formes fait ressortir que la plupart des objets morphologiques présente une superficie comprise entre 20 et 200 hectares (0,5 et 2 km^2). Les ¾ ne s'étendent pas

au-delà de 50 hectares (0,5 km², illustration IV.2.5 A), mais quelques-uns sont bien plus vastes. Le versant glissé du mont Vulcain atteint 1213 ha (12 km²). Ces morphologies s'étendent parfois sur des dénivelées importantes, même pour les petits objets (illustration IV.2.5 B).

L'intensité moyenne de la pente oscille entre 10 et 45° dans les zones glissées avec une majorité à 15-35°, sans qu'il y ait de relation directe entre cette intensité et l'orientation moyenne des pentes.

Les directions de départ des glissements ont été estimées grâce à une étude morphologique des zones de rupture sur le MNT. Statistiquement, les directions montrent une répartition orientée des ruptures (illustration IV.2.5 C). Ce contrôle directionnel n'est pas mis en évidence par une simple analyse de l'orientation moyenne des pentes des masses glissées. Les mouvements en masse sont dirigés principalement vers le sud et de manière subordonnée vers l'est et l'ouest. Peu sont partis dans le cadran NO à N et quasiment aucun vers le NE.

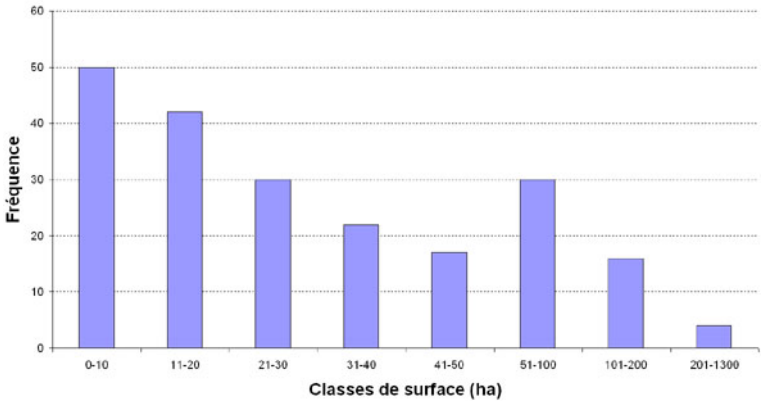


Illustration IV.2.5 A - Répartition de la superficie des masses glissées.

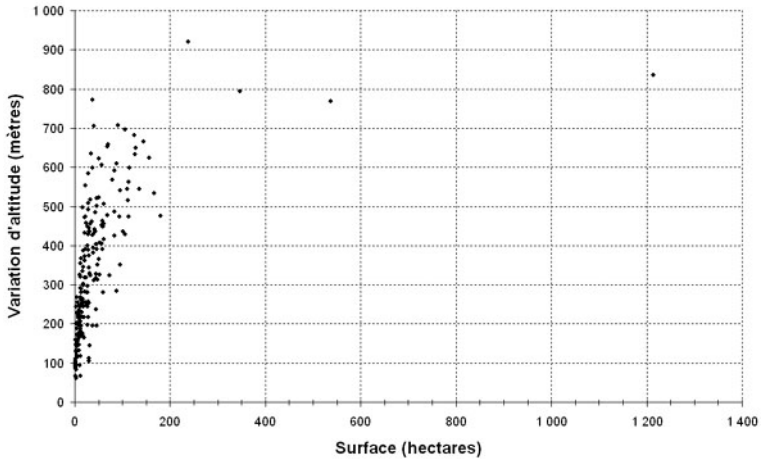


Illustration IV.2.5 B - Dénivelée observée selon la superficie de la masse glissée.

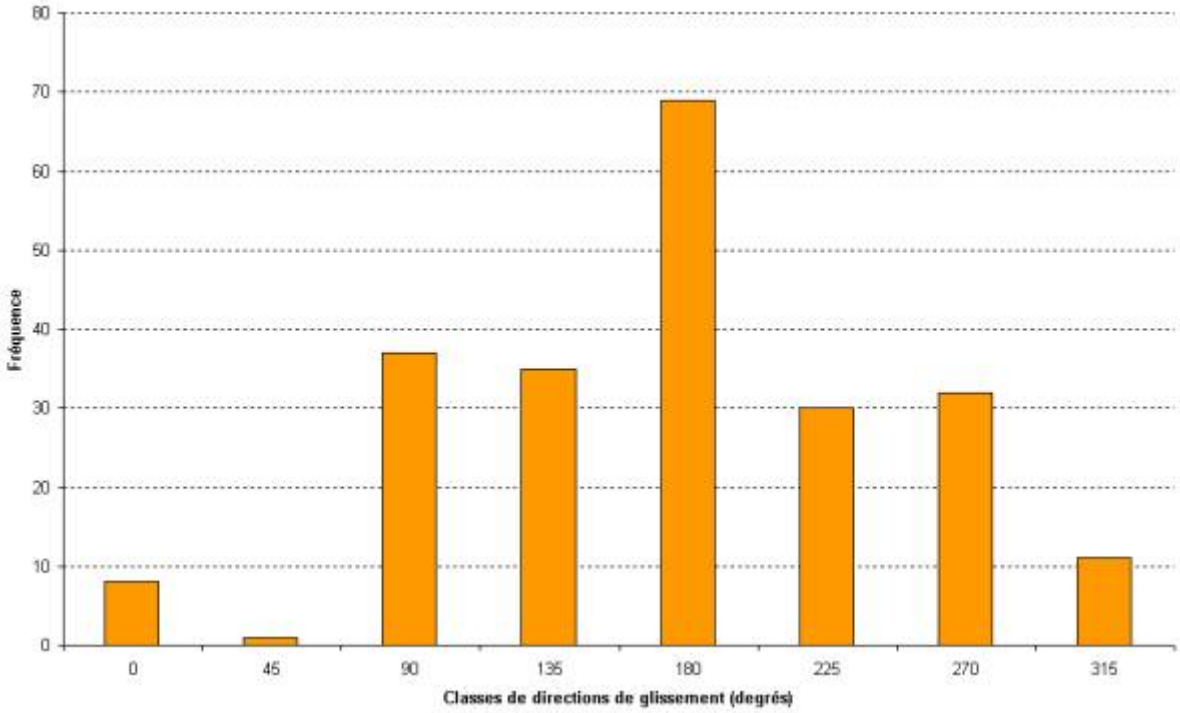


Illustration IV.2.5 C - Importance relative des directions de départ estimées des masses glissées.

IV.3 Discussion

IV.3.1 Glissements en masse actuels et anciens des versants ultrabasiques

L'étude morphologique montre que les versants du Massif du Sud ont subi une évolution par glissement en grand masse de manière courante. Ce type d'évolution ne concerne cependant que les reliefs montagneux. La partie de l'extrême sud du massif, basse, ne présente pas les mêmes morphologies et l'évolution des versants s'y opère essentiellement par érosion particulaire et altération. Les versants touchés par les grands glissements portent un manteau d'altérites épaisses, comme au Vallon Dore. La relation avec la structure tectonique est la plupart du temps difficile à établir sur la seule base des cartes géologiques existantes, mais l'analyse linéamentaire du MNT suggère que la structure des massif a joué un rôle important dans la survenue des désordres.

L'évolution des versants montagneux de ce grand massif de péridotites s'est faite de manière graduelle. Différents stades d'évolution ont été identifiés, ils dépendent d'un mécanisme qui semble général, comme le montrent les quelques exemples pris au front de la nappe (illustration IV.3.1 A). Certains versants montrent une évolution étagée des phénomènes, un côté étant touché par des glissements peu évolués et l'autre par une désolidarisation quasitotale de panneaux du massif (illustration IV.3.1 B).

Un nombre significatif de masses glissées ont fait l'objet de travaux miniers, soulignant leur richesse potentielle ou avérée. Selon Chevillotte, 2005, seules les surfaces d'altération anciennes présentent un fort potentiel nickélifère. Ceci suggère que les zones touchées par les mobilisations gravitaires sont les altérites les plus anciennes, ce qui correspond souvent avec leur épaisseur importante.

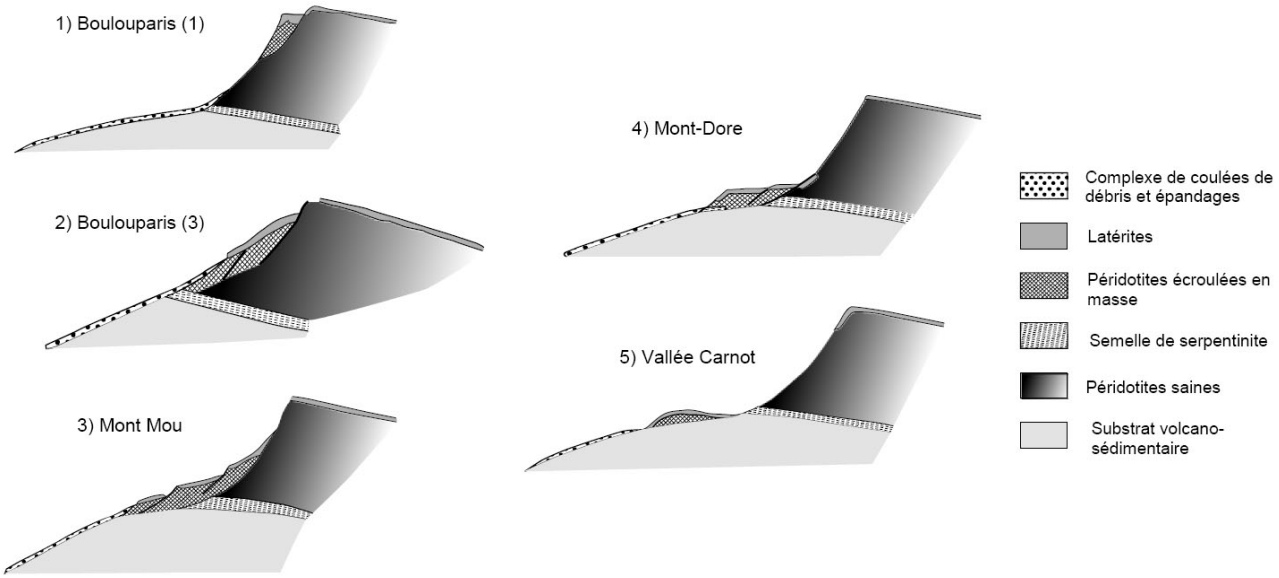


Illustration IV.3.1 A - Typologie de l'évolution des grandes masses ultrabasiques glissées (d'après Maurizot & al., 2005b).
(1) Affaissement du versant, (2, 3, 4, 5) Glissement de panneaux de plus en plus loin du massif.

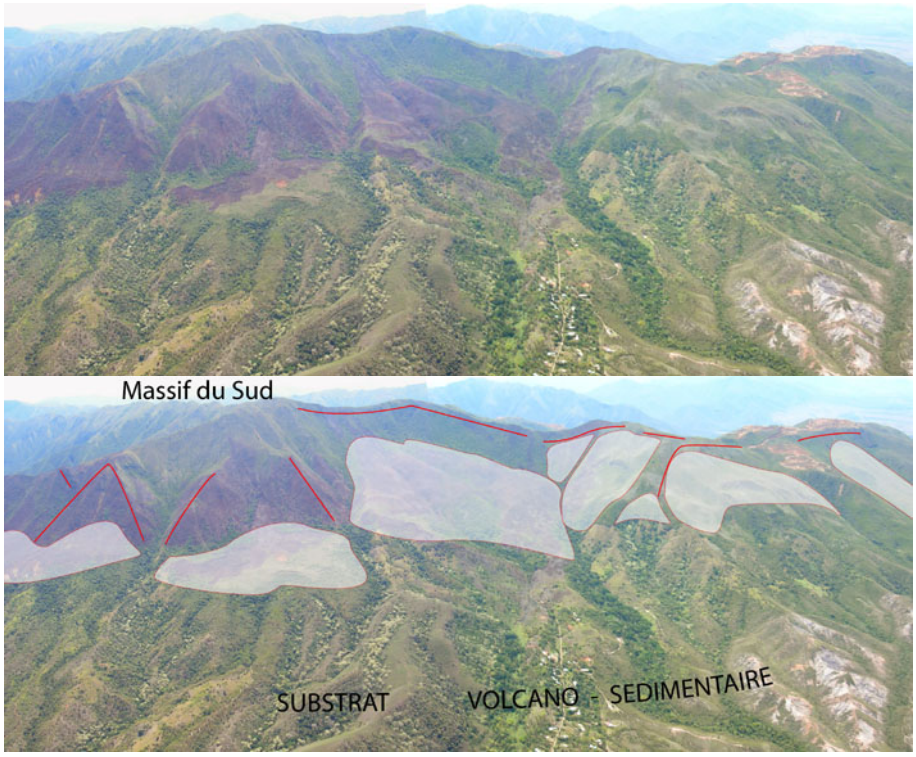


Illustration IV.3.1 B - Évolution du front de nappe ultrabasique entre Tontouta et Boulouparis. Vue vers l'est.
En rouge les zones de départ, en grisé les masses glissées.

La forte prépondérance des directions de départ de glissement vers la moitié méridionale du cadran des orientations est significative. Elle peut avoir été induite par :

- un contrôle structural du substrat péridotitique, avec des plans de fractures ou des failles guidant les glissements, ou une dissymétrie en blocs basculés à forte pente vers le sud et pente douce vers le nord,
- un contrôle climatique, avec une altération plus grande sur les versants exposés au sud.

Les masses glissées anciennes ont fait l'objet de petites exploitations de nickel, indiquant le caractère transporté de nombreux petits gisements. Ceci témoigne d'un contexte particulier des versants avant leur déstabilisation (conjonction altération-structure ou meilleure préservation préalable vis à vis de l'érosion).

En l'état actuel des connaissances, il est difficile de connaître la part de ces contrôles dans l'établissement des glissements anciens. Une cartographie fine et homogène du substrat, de sa structure et de son manteau altéritique serait nécessaire pour apporter des éléments de réponse quant à la dissymétrie de cette distribution.

Quelques grands glissements actuels, à composante rotationnelle, sont connus dans les massifs ultrabasiques montagneux. Ils affectent essentiellement des matériaux serpentinisés (Maurizot & Lafoy, 2003), dans des zones relativement basses, à proximité de la base de nappe. Pour l'ancienne masse glissée du Vallon Dore au moins, la position en piémont est effective, mais la serpentinisation n'est pas liée à la semelle de la nappe. Les matériaux sont en revanche intensément fracturés. Il est difficile d'étudier la relation entre les masses glissées anciennes du reste du massif et la serpentinisation car les cartes ne précisent pas le degré de serpentinisation des péridotites hors du contexte de semelle de nappe. D'un point de vue structural, la résolution des données cartographiques ne permet pas de mettre en évidence la relation entre plans de failles et glissements, qu'ils soient anciens ou actuels. La seule certitude qui se dégage à l'échelle du massif est que le mécanisme d'évolution en grande masse des versants du domaine ultrabasique, dont l'amorce est manifestement ancienne, reste encore actif à l'heure actuelle.

IV.3.2 Instabilités du domaine ultrabasique et histoire géologique récente de la Grande Terre

D'un point de vue temporel, Maurizot, 2001 estime la mise en place du dôme du Vallon Dore à plusieurs milliers d'années, mais aucun âge n'est avancé dans la littérature pour les zones similaires actuellement instables. Au regard des morphologies étudiées, il est probable que la plupart aient un âge proche des masses glissées du versant SO du Mont Dore. Le caractère généralisé de l'évolution des versants ultrabasiques montagneux par glissements en grandes masses indique qu'un épisode majeur a affecté l'ensemble de la région. Il est aussi possible d'observer ces morphologies vers le nord de la Grande Terre, jusque dans des klippes comme le Mé Maoya, le Kopéto-Boulinda ou même le Kaala. Cet épisode de déstabilisation généralisée explique l'intensité de l'érosion naturelle actuellement constatée sur ces hauts massifs.

L'importance des reliefs affectés peut trouver une origine dans :

- un abaissement du niveau de base[20] au sein des massifs, qui augmente l'appel au vide dans les latérites épaisses anciennes (surrection des reliefs ou baisse du niveau eustatique);
- un épisode climatique particulièrement humide avec montée en charge généralisée des nappes phréatiques;
- une structuration tectonique récente;
- une activité sismique encore effective à l'heure actuelle.

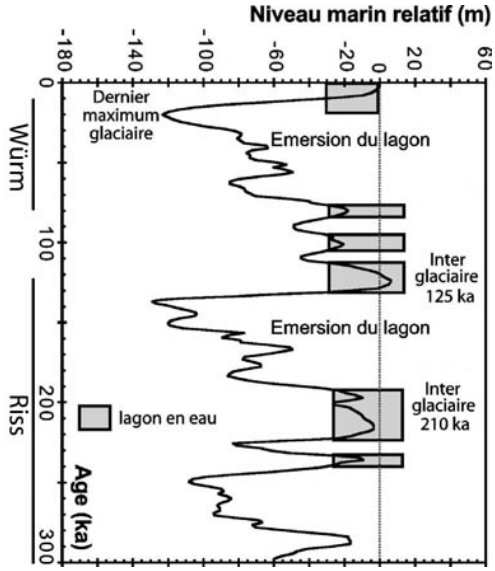


Illustration IV.3.2 A - Variations eustatiques depuis les derniers 300 ka, Chevillotte & al., 2005 modifié.

La Grande Terre a subi une surrection importante depuis l'obduction de la nappe des péridotites. Si ce phénomène a contribué à l'incision des reliefs dominants, cette dernière s'est cependant exprimée sur des périodes bien plus longues que celles considérées ici. La surrection ne peut donc pas être considérée comme seule responsable du démantèlement généralisé et récent des versants du domaine ultrabasique. Par contre, les dernières incisions des vallées du domaine ultrabasique peuvent être mises en relation avec les régressions marines quaternaires, notamment au Riss terminal (niveau ~100 m sous l'actuel, Le Roy *& al.*, 2008). Chevillotte *& al.*, 2005 en ont souligné

20 Le niveau de base local se définit comme le niveau en dessous duquel les cours d'eau ne peuvent plus creuser. Dans le cas d'un fleuve, le niveau de base est le niveau marin; dans celui d'une rivière, le niveau de base correspond au niveau du confluent, d'un lac ou d'une dépression endoréique (Foucault & Raoult, 2005).

une plus récente, durant le dernier maximum glaciaire (20 000 ans BP, niveau marin ~120 à 130 m sous l'actuel, illustration IV.3.2 A). Elle correspond à l'incision la plus forte de la barrière récifale, alors émergée. Les reliefs ultrabasiques eux aussi ont, par conséquent, subi à ce moment une très forte incision. Par la suite, la remontée progressive des eaux marines marque la fin de l'épisode d'érosion intense. Chevillotte *& al.*, 2005 estiment que les eaux réenvahissent le lagon aux alentours de 10 000 ans BP, jusqu'au niveau actuel. La succession répétée d'épisodes de bas et hauts niveaux marins a entraîné une alternance de deux contextes aux effets radicalement opposés:

- Les périodes de bas niveau marin correspondent à un climat froid et sec (épisodes glaciaires). C'est un contexte qui favorise l'incision rapide des reliefs émergés par l'abaissement important du niveau de base général. L'appel au vide s'intensifie sur les versants montagneux;
- Les périodes de haut niveau marin interviennent pendant les épisodes interglaciaires, le climat est plus chaud et plus humide. Le niveau des nappes phréatiques remonte et celles-ci sont mises en charge. L'altération est par conséquent accrue.

Ces alternances de contextes géomorphoclimatiques représentent vraisemblablement les clés de l'évolution en masse des versants montagneux. Les périodes post-glaciaires apparaissent comme particulièrement favorables à l'expression de grands mouvements en masse : l'appel au vide est maximal et les nappes phréatiques remontent en charge. La stabilité des matériaux géologiques diminue, elle est d'autant plus précaire que l'altération contribue elle aussi au déséquilibre général. La transgression marquant la fin du Würm, plus rapide entre 10 000 et 18 000 ans BP qu'à l'heure actuelle, est la dernière période favorable aux grands mouvements en masse. A présent, l'essentiel des structures de glissement a cessé de fonctionner ainsi. Les zones les plus instables évoluent encore, mais de manière secondaire comme observé au Vallon Dore, par un démantèlement accru de leur manteau altéritique et des abrupts rocheux.

D'un point de vue structural, la présence de failles a contribué à déséquilibrer des masses ultrabasiques déjà très altérées depuis leur obduction. Cette fragilité structurale a très probablement été renforcée par une sismicité discrète mais réelle. Trois séismes ont par exemple été relevés au niveau de la masse du mont Vulcain pendant la crise de 2005 (Pillet & Pelletier, 2005, illustration IV.3.2 B). L'activité sismique dans la partie montagneuse du Massif du Sud, encore effective à l'heure actuelle, contribue sans aucun doute à l'instabilité des versants de la zone, ce qui a été au moins une fois directement observé sur le terrain (B. Pelletier, Société Le Nickel, communication personnelle).

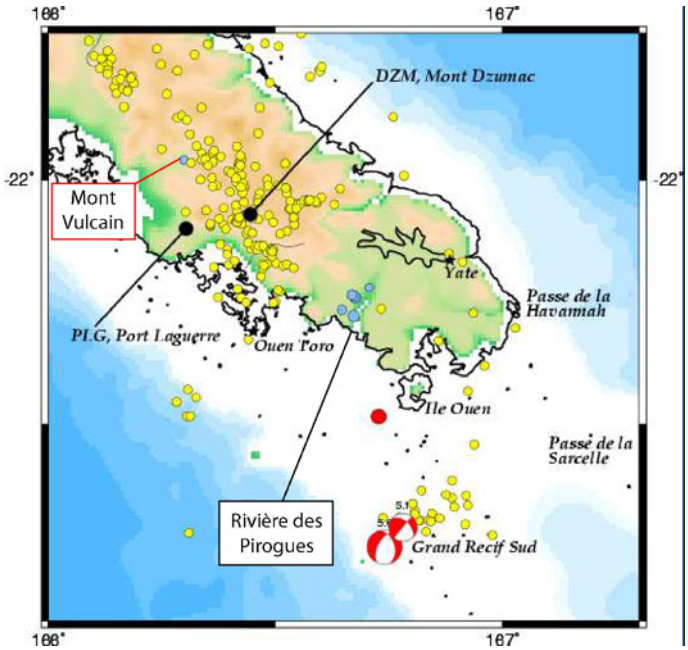


Illustration IV.3.2 B - Sismicité du sud de la Grande Terre, séismes superficiels (Pillet & Pelletier, 2005).
Sources : Regnier & al., 1999 en jaune (épicentres de 1992 à 1996, Pillet & Pelletier, 2005 en bleu (épicentres de la crise de janvier 2005), catalogues de l'université de Harvard et du NEIC en rouge (épicentres et mécanismes au foyer depuis 1960).

IV.3.3 Apport de l'étude à l'évaluation de l'aléa mouvements de terrain

La présente étude montre que la conjonction de nombreux facteurs a mené à une déstabilisation généralisée des versants du domaine ultrabasique de la Grande Terre, qui tend à se poursuivre à l'heure actuelle. Cette déstabilisation a libéré, dans les massifs dominants, une multitude de panneaux plus ou moins altérés, qui ont migré vers les zones basses. Beaucoup de ces morphologies, récentes à l'échelle géologique mais très anciennes à l'échelle historique, continuent d'évoluer.

Cette évolution secondaire donne lieu :

– à des désordres dans les massifs péridotitiques, en surplomb des masses glissées anciennes (éboulis, incision torrentielle, coulées et laves torrentielles);

– à d'importantes perturbations au sein et sur les bordures des masses glissées elles-mêmes (glissements, coulées, éboulis, remaniements torrentiels etc.).

Ce mode d'évolution des versants montagneux, non décrit auparavant, devrait permettre de mieux comprendre les désordres actuels et de mieux prendre en compte les désordres potentiels.

Au cours de ces travaux, il est apparu très clairement que la connaissance géologique des massifs reste encore trop partielle pour parvenir à une évaluation de l'aléa qui tienne compte au mieux de la progression des connaissances scientifiques sur le sujet. Maurizot & Lafoy, 2003 soulignaient les besoins en termes de cartographie des formations superficielles. Les lacunes cartographiques en géologie structurale pénalisent tout autant l'évaluation des aléas de versant. Le programme d'inventaire territorial comble une partie de ces besoins, mais reste focalisé sur des zones ciblées. Une partie des phénomènes reste donc de fait difficile à évaluer à l'échelle régionale et le restera sans cartographie exhaustive des formations superficielles et des structures géologiques sur l'ensemble des massifs. Les récentes acquisitions de vues spatiales de la Grande Terre, à plus ou moins haute résolution, représentent un potentiel d'analyse important pour cette cartographie. Il conviendra de les exploiter pour optimiser les travaux de terrain.

Mouvements de terrain comme érosion particulaire doivent être abordés sur la base d'inventaires, de cartes géologiques et géomorphologiques. Les cartes se trouvant soit anciennes soit trop peu précises pour l'évaluation des aléas, le chapitre suivant propose des pistes de valorisation des données spatialisées. L'application porte sur l'érosion particulaire.

CHAPITRE V

Érosion particulaire : cartographie et évaluation de l'aléa

Sommaire du chapitre

V.1 Contexte général.....129
V.1.1 Enjeux de l'étude de l'érosion particulaire sur la Grande Terre de Nouvelle-Calédonie..129
V.1.2 Étude de l'érosion dans les massifs de péridotites néocalédoniens : rappels et définition des objectifs.....129
V.1.3 Données disponibles et faisabilité.....130
V.2 Inventaire régional : vers une automatisation de la cartographie de base.....131
V.2.1 Inventaire des zones actives.....131
V.2.1.1 Bases méthodologiques.....131
V.2.1.1.a Inventaire des surfaces nues.....132
V.2.2 Identification du processus dominant dans les zones actives inventoriées.....134
V.2.2.1 Préparation des données.....134
V.2.2.2 Démarche de l'automatisation.....134
V.2.2.3 Reconnaissance des zones nues correspondant à des pistes.....136
V.2.2.4 Interprétation des surfaces nues proches des cours d'eau.....136
V.2.2.5 Interprétation des surfaces nues des versants.....136
V.2.2.6 Validation des résultats.....137
V.3 Évaluation de l'aléa érosion particulaire par les méthodes de fouille de données.....140
V.3.1 Bilan de l'évaluation de l'aléa érosion en Nouvelle-Calédonie.....140
V.3.2 Pourquoi chercher à évaluer autrement ?.....140
V.3.3 Principe de la fouille de données et intérêt pour l'évaluation des aléas.....141
V.3.3.1 Données utilisées et prétraitements.....143
V.3.3.2 Transformation des données.....144
V.3.3.3 Hiérarchisation des attributs.....145
V.3.3.4 Recherche de règles d'association.....146
V.3.3.5 Approches prédictives mises en œuvre.....146
V.3.3.5.a L'algorithme C4.5 : construction d'un arbre de décision.....146
V.3.3.5.b Le classifieur bayésien naïf : l'approche probabiliste.....147
V.3.4 Résultats.....148
V.3.4.1 Hiérarchisation des attributs.....148
V.3.4.2 Règles d'association dans le jeu de données.....149
V.3.4.3 Construction de modèles prédictifs de l'érosion particulaire : évaluation de l'aléa..151
V.3.4.4 Comparaison de l'évaluation de l'aléa par fouille de donnée avec l'approche multicritères.....151
V.4 Discussion.....153
V.4.1 Cartographie automatisée et évaluation de l'aléa érosion.....153
V.4.2 Amélioration potentielle des méthodes.....154
V.4.3 Perspectives d'application des méthodes présentées.....155

V.1 Contexte général

V.1.1 Enjeux de l'étude de l'érosion particulaire sur la Grande Terre de Nouvelle-Calédonie

La sensibilité des pouvoirs publics et de la population vis à vis des phénomènes érosifs conduit aujourd'hui à une volonté de connaissance de ces phénomènes, tout comme pour les mouvements de terrain. Le développement galopant des zones urbanisées, le classement récent d'une grande partie du lagon néocalédonien au patrimoine mondial de l'UNESCO, ainsi que l'implantation de projets miniers d'envergure mondiale sur les massifs de péridotites de la Grande Terre sont les raisons principales de cet intérêt grandissant. Ce contexte conduit à envisager une vigilance environnementale toute particulière sur cette île. Les enjeux impliquent, à tous les niveaux, la nécessité de recourir à des méthodes rapides d'inventaire régional. Ceci avec plusieurs objectifs pour la gestion et l'aménagement du territoire :

1. Disposer au plus vite d'un point zéro sur l'ensemble des zones sensibles à l'érosion (carte);
2. Évaluer de manière opérationnelle l'aléa érosion pour l'aide à la décision, malgré une connaissance incomplète des phénomènes et mécanismes;
3. S'assurer d'une capacité de réactualisation rapide des documents de référence, par exemple après un événement climatique important ou un incident industriel (défaillance d'un ouvrage de gestion des eaux, déstabilisation d'une verse à stérile...) ou naturel (glissement de terrain majeur).

Dans ce contexte de développement accéléré de l'île, la problématique des aléas naturels liés à l'évolution des versants est amenée à devenir incontournable dans les années à venir. Les effets des pressions sur les massifs de péridotites, que celles-ci soient naturelles, liées aux activités humaines ou au changement climatique, doivent pouvoir être identifiés et mesurés. En matière de stabilité des versants, la cartographie des zones affectées par l'érosion est cruciale, puisqu'elle constitue le socle de l'évaluation de l'aléa associé. Sur cette évaluation reposent en partie gestion et aménagement durables des territoires situés à l'aval (rivières et zones inondables, zone littorale, mangroves, lagon) comme l'ont souligné entre autres Laganier, 1994 et Dumas, 2004.

V.1.2 Étude de l'érosion dans les massifs de péridotites néocalédoniens : rappels et définition des objectifs

L'aléa « érosion particulaire » n'a été évalué sur les massifs de péridotites qu'à titre expérimental dans quelques rares études (voir § I.4.2, « Historique de l'étude des aléas de versant sur les massifs ultrabasiques néocalédoniens », p. 30). Cette évaluation repose essentiellement sur la modélisation du relief et sur la nature géologique des terrains. La pédologie n'est pas prise en compte, il n'existe aucune cartographie exhaustive adaptée. L'échelle du 1/50 000, utilisée pour la cartographie géologique, semble un bon compromis pour une évaluation de l'aléa à l'échelle d'un grand massif de péridotites. Au 1/25 000, Humbert & Maurizot, 1989 ont été confrontés à des difficultés liées à l'étendue de leur zone d'étude (~1500 km²), qui implique un important travail d'analyse cartographique et de terrain. Avec une approche différente, Laganier, 1994, Dumas, 2004 et Luneau, 2006 ont engagé des recherches pour étudier l'érosion sur une vaste zone de la Grande Terre (plusieurs grands bassins versants pour les derniers). Le premier a mis au point une méthode de cartographie semi-automatique des zones actives liées à l'érosion particulaire, avec un objectif de suivi des zones actives (formes cartographiques). Les derniers se sont attachés à évaluer l'aléa départs érosifs. Comme dans les travaux de Le Bissonnais *& al.*, 2002, les pertes en sol n'ont pas été considérées. Ces dernières ne pourront l'être que sur la base d'une carte de

référence qui reste à établir. Tous ces travaux s'appuient sur des outils géomatiques, ainsi que sur la généralisation de la connaissance des experts sur l'érosion. Ces dernières années, cette connaissance a évolué, notamment au travers du programme d'inventaire des mouvements de terrain. L'érosion particulaire étant intégrée accessoirement à ce programme, Maurizot & Lafoy, 2003 ont décrit les principaux mécanismes à l'œuvre sur les versants des massifs de péridotites. Dans les zones ciblées par cet inventaire, les cartes recensent les surfaces érodées naturellement ou par l'activité minière. Ces documents font office de référence pour la présente étude. L'information pédologique, quant à elle, n'a pas évolué et ne peut toujours pas être prise en compte.

D'un point de vue méthodologique, les supports principaux utilisés dans les études antérieures précitées sont le MNT et l'imagerie (voir § I.4.2, « Historique de l'étude des aléas de versant sur les massifs ultrabasiques néocalédoniens » p. 30). Les images satellitaires permettent de réaliser une cartographie des sols nus ou encore de l'occupation du sol (Laganier, 1994 et Dumas, 2004). Ce type de cartes peut ensuite être combiné avec des cartes de facteurs sous SIG*. L'évaluation de l'aléa qui en résulte ne peut être qu'en partie validée, par manque de données de référence. Le besoin essentiel est par conséquent très clairement identifié : il est indispensable de disposer d'une méthode de cartographie automatisée des zones touchées par l'érosion. Cette méthode se doit d'être efficace à l'échelle régionale, ne serait-ce qu'avec une typologie très basique. La typologie minimale doit répertorier les objets ou formes à activité significative (érosion et sédimentation) et celles dont l'activité est négligeable à l'échelle de temps humaine. A un autre niveau, l'amélioration de l'évaluation de l'aléa érosion s'avère aussi nécessaire pour parvenir à un statut opérationnel.

V.1.3 Données disponibles et faisabilité

En Nouvelle-Calédonie comme ailleurs, les informations indispensables à l'étude des aléas de versant à l'échelle régionale restent soit trop localisées, soit trop peu précises. Devant ce constat, une approche généraliste s'impose. Pour atteindre les objectifs énoncés en V.1.1 (« Enjeux de l'étude de l'érosion particulaire sur la Grande Terre de Nouvelle-Calédonie »), les difficultés sont essentiellement méthodologiques :

1. Comment évaluer l'aléa, alors que l'inventaire des surfaces érodées n'existe pas ou n'est que très partiel ? Autrement dit, est-il possible de réaliser rapidement une cartographie de base sur l'érosion, qui couvre une vaste zone d'étude ?
2. Comment évaluer l'aléa « érosion particulaire » avec les données disponibles en limitant le biais introduit par une approche cognitive ? Cette question fondamentale reste encore largement ouverte;
3. Comment connaître l'évolution de l'érosion dans le temps et dans l'espace pour une région donnée, fut-elle peu accessible ou étudiée ? Il s'agit là de trouver le moyen d'actualiser rapidement une carte portant sur l'érosion.

En se plaçant dans le cas le plus commun, c'est à dire celui où il n'existe aucune information spécifique aux phénomènes étudiés, les données disponibles sont généralement les suivantes :

- cartes topographiques;
- cartes géologiques;
- données météorologiques.

Les prises de vues depuis les satellites d'observation de la Terre sont des données susceptibles de compléter utilement la connaissance d'une zone particulière.

Les travaux de recherche ont été menés à partir des informations disponibles. Dans le présent chapitre, sont présentées deux approches complémentaires, susceptibles de répondre en partie au problème posé :

i) L'automatisation de la cartographie des principales zones impactées par l'érosion particulaire dans une région ultrabasique est destinée à assister l'inventaire phénoménologique (question 1);

ii) L'évaluation de la pertinence des méthodes de fouille de données pour l'étude de l'aléa érosion (question 3), cette discipline informatique présentant une grande adaptabilité en termes d'applications (Grossman *& al.*, 2001, Sumathi & Sivanandam, 2006).

V.2 Inventaire régional : vers une automatisation de la cartographie de base

Si le travail de terrain reste indispensable à l'établissement d'un inventaire détaillé des phénomènes, il s'avère non seulement intéressant scientifiquement, mais nécessaire en ce qui concerne la Nouvelle-Calédonie, de procéder à un inventaire plus général. A l'échelle régionale, il importe d'abord de connaître les zones touchées par l'érosion particulaire, ainsi que celles où vont se déposer l'essentiel des particules mobilisées. L'objectif immédiat est, rappelons-le, de mettre en place une méthode rapide de cartographie afin d'obtenir un instantané des surfaces actives en terme d'érosion et de sédimentation. Le document cartographique obtenu pourra ensuite servir, en phase opérationnelle, de base à un inventaire des phénomènes et à l'évaluation des aléas, ainsi qu'à de nombreuses applications dérivées, tant en suivi et gestion de l'environnement qu'en aménagement du territoire.

Les travaux réalisés ont permis de définir une méthode pour mettre en évidence les zones d'un domaine ultrabasique qui sont actives du point de vue de l'érosion particulaire ou de la sédimentation. La méthode se déroule en 2 étapes principales, qui automatisent en grande partie la démarche par expertise et réduisent considérablement les délais de production des résultats cartographiques :

- inventaire des zones actives (surfaces nues);
- identification du processus actif sur chaque zone (ablation ou dépôt).

Ces deux grandes étapes sont développées ci-après.

V.2.1 Inventaire des zones actives

Cet inventaire repose sur le postulat selon lequel l'essentiel des zones actives d'un point de vue de l'érosion sont dénuées de végétation. D'une manière générale cela reflète ce qui est observé sur le terrain. La littérature regorge d'exemples montrant que l'absence de végétation est synonyme d'érosion (Rey *& al.*, 2004). Pour un inventaire à l'échelle régionale (1/50 000), ce critère a été considéré comme suffisant.

V.2.1.1 Bases méthodologiques

Lors d'un premier test de cartographie automatique réalisé en domaine ultrabasique néocalédonien, Laganier, 1994 a adopté la démarche suivante, sur une petite zone de quelques km² :

- cartographie des zones actives (méthode expert et/ou télédétection;
- discrimination grâce au MNT des objets confondus dans la classe des surfaces actives (mines, mouvements de terrain, formes d'érosion hydrique, zones d'accumulation des sédiments).

Cette approche a été reprise ensuite à la demande de la SLN*, à partir d'images SPOT, mais les outils informatiques n'étaient pas encore adaptés à une application directe. Sur un relief de péridotites, une approche similaire a été envisagée par Maura, 2008 à partir d'imagerie spatiale à

très haute résolution. L'évolution significative des outils (capteurs, traitement du signal et géomatique) ne comble semble-t-il pas les besoins en termes de cartographie des surfaces liées à l'érosion, la confusion entre les objets est persistante. Ceci tient principalement à la nature des matériaux à nu dans ces zones actives, qui varie peu.

Dans le cadre d'un récent programme d'inventaire des sites dégradés par l'activité minière sur l'ensemble du domaine ultrabasique de la Grande Terre, une méthode de cartographie semi-automatique a été mise en place par le BRGM* (Maurizot & Rouet, 2006). Les traitements se font à partir de données d'imagerie de SPOT 5 de niveau 1B acquises entre 2003 et 2006 et orthorectifiées. L'approche est la suivante :

- détection des zones nues des massifs ultrabasiques indifféremment (comme avec les autres approches : zones érodées, dépôts sédimentaires récents, surfaces dénudées par des activités humaines etc.), ceci automatiquement;
- interprétation de la nature de ces surfaces nues par expertise (surface liée à l'activité minière ou non dans le cas de l'inventaire minier). Cette seconde étape nécessite une analyse au cas par cas de chaque zone nue (pixel par pixel ou par ensemble de pixels). L'expertise repose sur la photo-interprétation et l'expérience de terrain, ainsi que sur la comparaison aux cartes et photographies aériennes existantes. Ce sont des travaux chronophages par définition.

Dans le cadre des présents travaux, le principe de la cartographie automatique des surfaces nues de l'inventaire minier a servi de base pour l'analyse des zones actives d'un point de vue de l'érosion. La mise en œuvre de cette méthode est simple et rapide, ce qui en fait tout l'intérêt pour répondre au problème posé. L'étape d'analyse des zones par expertise a été en partie automatisée, non dans le but particulier d'un inventaire minier, mais pour répondre plus généralement au besoin de cartographie environnementale (caractérisation du processus géologique dominant dans chaque zone détectée). L'objectif essentiel est, à terme, de réduire au maximum le temps d'analyse par expertise.

V.2.1.1.a Inventaire des surfaces nues

La méthode retenue pour réaliser l'inventaire des surfaces liées à l'érosion dans les domaines ultrabasiques néocalédoniens est basée sur l'indice de brillance d'une scène satellitaire (IB en 255 niveaux de gris, $IB=\sqrt{XS1^2+XS2^2+XS3^2}$, Maurizot & Rouet, 2006). Cet indice met en évidence les surfaces minérales (sans végétation). Pour limiter les effets de variation des réponses spectrales d'une image à l'autre, IB est divisé en 20 classes (IBC). Cette segmentation préliminaire a pour but de normaliser l'information avant la segmentation finale, de manière à obtenir un résultat homogène d'une scène à l'autre. Seules quelques classes (17 à 20) correspondent exclusivement à des zones minérales nues et sensibles à l'érosion. Le tableau V.2.1 a précise quels types de surfaces minérales sont effectivement détectées par la méthode IBC.

Tableau V.2.1 a - Les différents types de surfaces minérales en domaine ultrabasique et les surfaces retenues par la méthode de détection IBC.

Type de surface minérale nue	Détection par la méthode IBC	Remarque
Ferricrête (cuirasse)	non	Bien souvent résistantes à l'érosion particulaire à l'échelle de temps humaine.
Latérite	oui	Bien détectées, fortement sensibles à l'érosion.
Saprolites	oui	Bien détecté, sensibilité importante à l'érosion.
Péridotites	non	Non sujettes à l'érosion particulaire.
Serpentinites	oui	La plupart du temps, ces formations sont peu cohésives et sujettes à l'érosion particulaire.

Lors de l'inventaire des sites dégradés par l'activité minière à l'échelle du 1/50 000, cette méthode a été appliquée avec succès sur une quinzaine d'images pour couvrir l'ensemble des massifs ultrabasiques de la Grande Terre (Maurizot & Rouet, 2006, Rouet & Bani, 2006, DTSI/SGT, 2006). Les pistes et les ravines principales sont assez bien détectées, à condition qu'elles aient une largeur suffisante, car ces objets sont souvent de taille équivalente ou inférieure à celle du pixel

SPOT 5 (5 m ou 10 m selon le niveau de traitement des images). La méthode IBC discrimine aussi bien les surfaces nues liées aux activités humaines qu'à l'érosion naturelle dans les massifs de péridotites. Les sédiments en transit dans les cours d'eau, qui sont des matériaux arrachés aux massifs, sont aussi détectés. L'essentiel des surfaces à inventorier dans le contexte de l'érosion particulaire est donc identifié grâce à cette méthode rapide.

La démarche générale retenue pour l'étape d'identification des surfaces actives liées à l'érosion particulaire, à destination d'une étude sur l'érosion, est la suivante :

1. Extraction de l'information SPOT 5 sur les zones ultrabasiques (illustration V.2.1 A**a**);
2. Calcul de IB (illustration V.2.1 A**b**);
3. Segmentation des 255 niveaux de gris de IB en 20 classes (illustration V.2.1 A**c**);
4. Identification des surfaces nues par segmentation binaire, les 4 dernières classes contenant à elles seules l'essentiel de l'information recherchée (illustration V.2.1 A**d**).

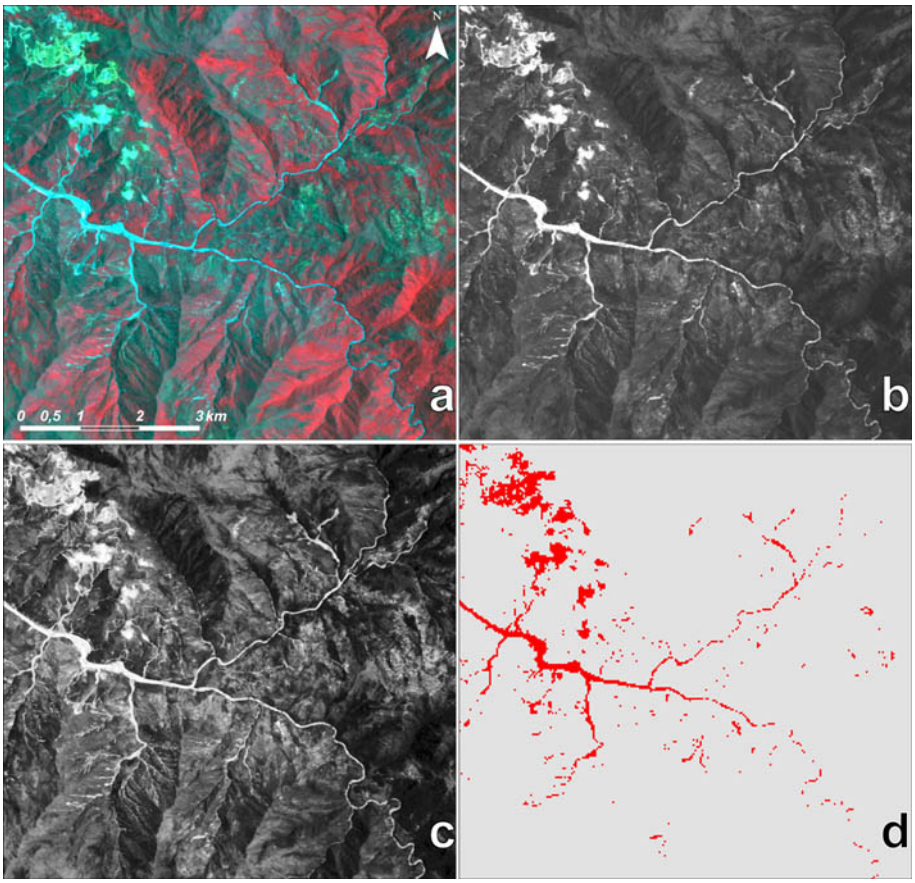


Illustration V.2.1 A - Détection des surfaces nues sensibles à l'érosion par la méthode IBC.
***a** : composition colorée SPOT5 XS3/XS2/XS1 (surfaces minérales claires)*
***b** : indice de brillance IB*
***c** : indice de brillance classé IBC*
***d** : surfaces nues sensibles à l'érosion (rouge) des classes IBC retenues*

L'identification des surfaces nues avec IBC correspond très exactement à la donnée de base nécessaire pour l'inventaire régional attendu. L'essentiel des surfaces actives est détecté, cependant la méthode ne permet pas de discerner l'information qui relève de l'érosion de celle en relation avec la sédimentation. Une étape d'analyse supplémentaire est donc nécessaire, comme elle l'a été pour l'inventaire des surfaces dégradées par l'activité minière. Cette seconde étape repose essentiellement sur une analyse géomorphologique simple.

V.2.2 Identification du processus dominant dans les zones actives inventoriées

A l'échelle régionale, la caractérisation du processus dominant dans les zones actives repose essentiellement sur la photo-interprétation de vues stéréoscopiques aériennes. Il faut ensuite visiter le terrain pour préciser certaines zones et valider la carte. Ce travail est long et fastidieux et les premières étapes peuvent être en partie automatisées pour une analyse de base sur l'érosion particulaire à l'échelle 1/100 000 ou 1/50 000. En domaine ultrabasique néocalédonien, la cartographie par télédétection des surfaces dénudées est rapide (§ V.2.1, « Inventaire des zones actives »). Il reste à modéliser l'analyse par expertise pour effectuer la distinction, au sein des zones identifiées, entre celles qui se rapportent au départ de matériaux sur les versants et celles où la sédimentation domine. La discrimination de ces zones par l'expert se base essentiellement sur la comparaison avec les cartes (localisation des pistes, des mines, des cours d'eau et chenaux) et sur des critères morphologiques (forme, intensité de la pente, situation géomorphologique). Plusieurs étapes clé ont été identifiées et traduites informatiquement pour reproduire l'analyse d'un expert qui reconnaît et interprète les zones nues dans les prises de vues. L'interprétation automatisée fournit une typologie simplifiée, qui distingue les zones d'érosion et les zones sédimentaires.

V.2.2.1 Préparation des données

Les informations à prendre en compte pour que l'analyse des surfaces nues soit reproductible sont essentiellement d'ordre topographique (BD Topo 1/10 000, DITTT/ST, 2006). Un MNT est aussi nécessaire pour l'analyse des pentes. La condition *sine qua non* est de rassembler des couches thématiques parfaitement calées géographiquement, dans le même système de projection. L'image satellite sur laquelle est effectué l'inventaire des surfaces nues doit par conséquent avoir été orthorectifiée au préalable pour être exploitable.

L'étape d'interprétation semi-automatique des surfaces nues se base sur les informations suivantes :

- répartition des pistes;
- localisation des zones drainantes;
- intensité de la pente.

L'automatisation du processus d'interprétation des zones nues a été effectuée essentiellement en mode raster. Un MNT est nécessaire pour calculer les pentes (§ II.4.4.2, « Calcul des modèles dérivés du MNA* »). Dans ce premier test, le MNT utilisé est le même que celui ayant servi à l'analyse morphologique du Massif du Sud (voir § II.4.4, « Données de relief : le modèle numérique de terrain (MNT) »). Les couches « piste » et « rivières » sont utilisées pour identifier plusieurs contextes de surface nue. Ces couches ont été traduites en rasters, dont la maille est calquée sur celle du MNT (10 m dans le test effectué). Concernant les drains hydrographiques, deux types d'informations ont été prises en compte : le chevelu hydrique et les surfaces en eau, le tout rassemblé en un seul raster « drainage ». La carte des surfaces nues est déjà au format raster et à maille 10 m (IBC, calculé à partir des canaux XS non fusionnés avec le canal panchromatique).

V.2.2.2 Démarche de l'automatisation

La carte des surfaces nues obtenue avec la méthode IBC contient deux types de zones : celles qui sont identifiées comme nues et les autres, couvertes de végétation et considérées comme exemptes de phénomènes actifs significatifs à l'échelle de temps humaine (illustration V.2.1 A**d**). Les couches vectorielles de la BD Topo, issues d'une restitution par photogrammétrie, constituent la référence de terrain pour l'analyse automatique. Le processus d'analyse sous SIG* est le suivant : au départ, tous les pixels « Surface nue » ont le même statut : non interprété. Au fur et à mesure de leur interprétation dans le processus informatique, ils reçoivent une étiquette explicite (statut interprété) et l'analyse continue sur les pixels restants, jusqu'à ce que tous les pixels soient

passés au statut interprété. Cette interprétation est basée sur la combinaison des couches de référence préparées (pistes, réseau de drainage et MNT) avec la couche des surfaces nues.

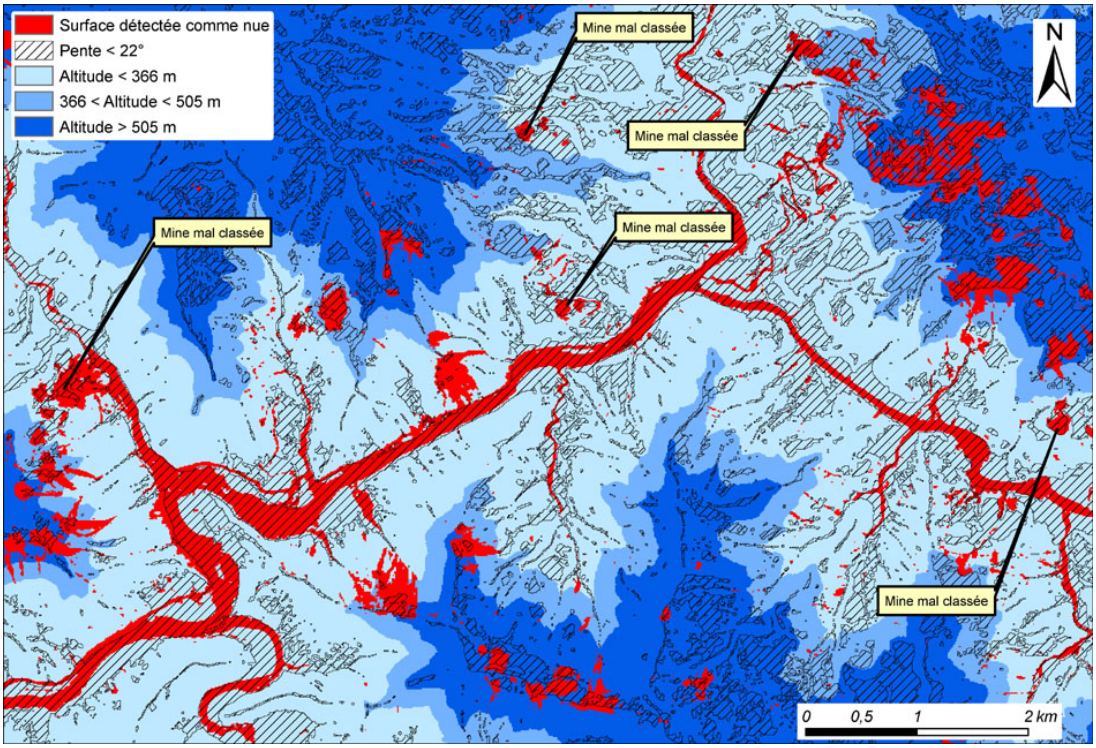


Illustration V.2.2 A - Seuils déterminés par Laganier, 1994 pour les zones d'accumulation et surfaces nues détectées par la méthode IBC. Beaucoup de mines sont classées en zone de sédimentation avec ces seuils (pente < 22° et altitude < 366 m), ce qui n'est pas acceptable.

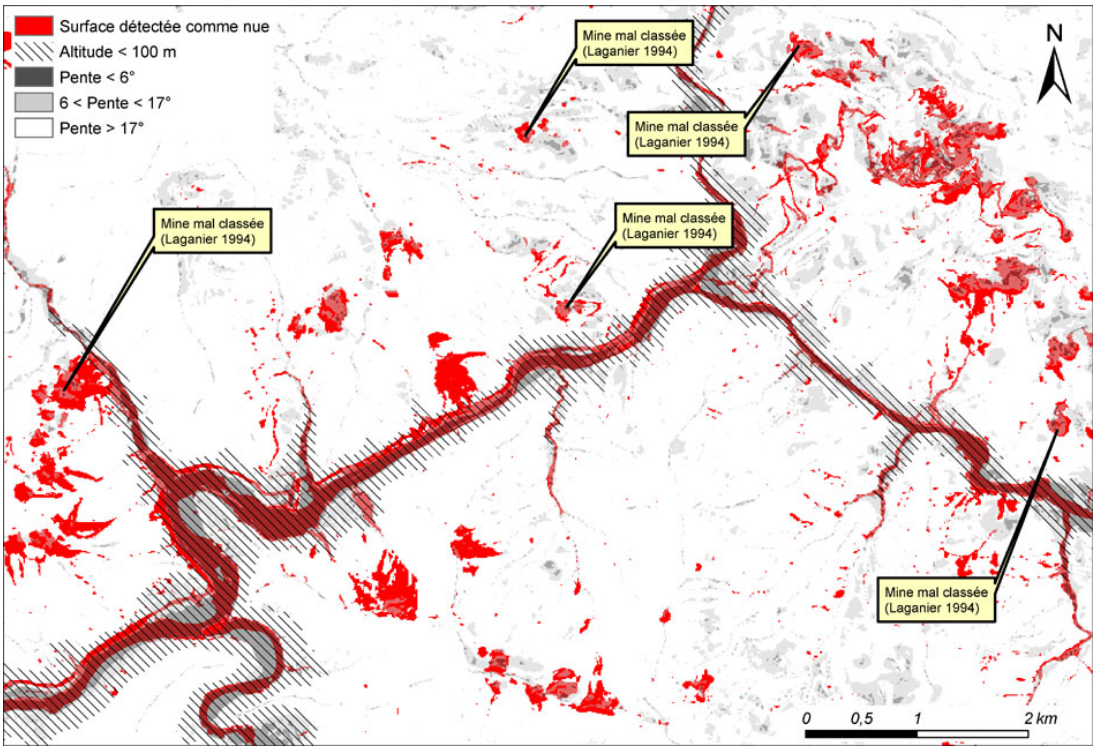


Illustration V.2.2 B - Seuils déterminés par Maura, 2008 et surfaces nues détectées par la méthode IBC. Les zones minières mal classées avec les seuils de Laganier, 1994 sont ici exclues des zones de dépôt, ce qui convient mieux.

L'analyse géomorphologique distingue deux domaines fondamentaux : les fonds de vallées (sédimentation dominante) et les versants (érosion dominante). L'analyse qui mène à l'identification du processus dominant se base sur des valeurs seuil inspirées de travaux

antérieurs. Le critère d'altitude, utilisé par Laganier, 1994[21] et par Maura, 2008[22] en classification semi-automatique n'a pas été repris : des tests préliminaires ont montré que l'altitude ne permet pas d'aider à la discrimination ni des mines, ni des zones d'accumulation à l'échelle régionale (illustrations V.2.2 A et V.2.2 B). Le seuil de pente utilisé par Maura, 2008 pour déterminer les zones de sédimentation active a par contre été réutilisé (6°), de même que le seuil de pente de Laganier, 1994 pour discriminer les mines, qui a été fixé à 25°. Les zones à pente comprise entre 6 et 17° correspondent souvent à des zones d'ablation. Toutes les surfaces nues au-delà du seuil 6° seront donc considérées comme productrices de sédiments dans ce système, alors qu'en dessous les surfaces nues seront interprétées comme liées à un dépôt actuel.

V.2.2.3 Reconnaissance des zones nues correspondant à des pistes

L'expert qui travaille avec des vues aériennes ou satellite interprète directement ces zones dénudées comme liées aux pistes. Dans le processus automatisé, cette interprétation se fait grâce à un critère de superposition. Si une surface nue se superpose à une piste dans le SIG*, les pixels remplissant cette condition reçoivent l'étiquette « Sol nu sur piste ». La condition est testée en premier car c'est la plus simple et son résultat est sans ambiguïté (illustration V.2.2 C**b**). L'étape suivante est effectuée sur les pixels non interprétés restants.

V.2.2.4 Interprétation des surfaces nues proches des cours d'eau

Cette interprétation se fait au travers de plusieurs étapes analytiques :

- Identification des zones sédimentaires actives (illustration V.2.2 C**c**) :

Ce sont des surfaces nues localisées dans ou à proximité des chenaux (fonds de vallées), dont la pente est ≤ 6° (Maura, 2008). Pour les identifier, une couche intermédiaire doit être créée, elle contient l'ensemble des zones à pente ≤ 6° en connexion avec les zones drainantes. Ensuite, un pixel « Surface nue » qui se superpose à un pixel de la couche intermédiaire reçoit l'étiquette « Sédimentation active » (la végétation ne s'y est pas encore installée).

- Identification de l'érosion liée aux cours d'eau (illustration V.2.2 C**d**) :

Pour distinguer ce cas, les pixels « Surface nue » superposés aux pixels des zones drainantes et dont la pente est > 6° sont interprétés comme des zones d'érosion par un cours d'eau. Cela concerne par exemple l'érosion de berges (berges abruptes) ou une capacité d'incision significative (zones hautes des massifs, les ressauts morphologiques au sein du lit vif). A ce stade de l'analyse, seuls restent à interpréter les pixels des surfaces nues en contexte de versant (hors pistes, hors fonds de vallées).

V.2.2.5 Interprétation des surfaces nues des versants

Les surfaces nues situées sur les versants sont *a priori* émettrices de sédiments (latérites ou saprolites) et les pixels restants peuvent tous être classés en « zone d'érosion ». Dans le contexte des massifs ultrabasiques néocalédoniens, de nombreuses mines à ciel ouvert[23] ont été implantées sur les versants. Il est important de pouvoir identifier ces zones décapées par l'activité minière, celles-ci étant très souvent incriminées dans la problématique de l'érosion particulaire (aggravation dramatique du processus lorsque les eaux de ruissellement ne sont pas maîtrisées). Le critère de seuillage par la pente, proposé par Laganier, 1994 sur une petite zone test, a été repris et ajusté à 25°. Les zones à surface nue se trouvant sur une pente > 25° reçoivent l'étiquette « Érosion de versant » (illustration V.2.2 C**e**) et les autres (pente ≤ 25°) sont labellisés « Mine » (illustration V.2.2 C**f**).

21 Seuils MNT utilisés pour les mines : pente < 23,8° et altitude > 505 m, pour les zones d'ablation : 26,2° < pente < 46,6° et pour les zones d'accumulation : pente < 22° et altitude < 366 m.

22 Seuils MNT utilisés pour l'érosion : pente > 17°, pour les zones d'accumulation : pente < 6° et altitude < 100 m.

23 En Nouvelle-Calédonie, le nickel exploité est d'origine supergène. Il se concentre à la base du manteau latéritique des massifs de péridotites. Les mines sont installées à flanc de versant ou près des sommets, sur les zones d'altérites épaisses. Ce sont souvent de petites entités surfaciques, dans lesquelles les niveaux latéritiques supérieurs sont retirés pour accéder à la zone saprolitique minéralisée. L'excavation se fait uniquement en surface par progression en gradins.

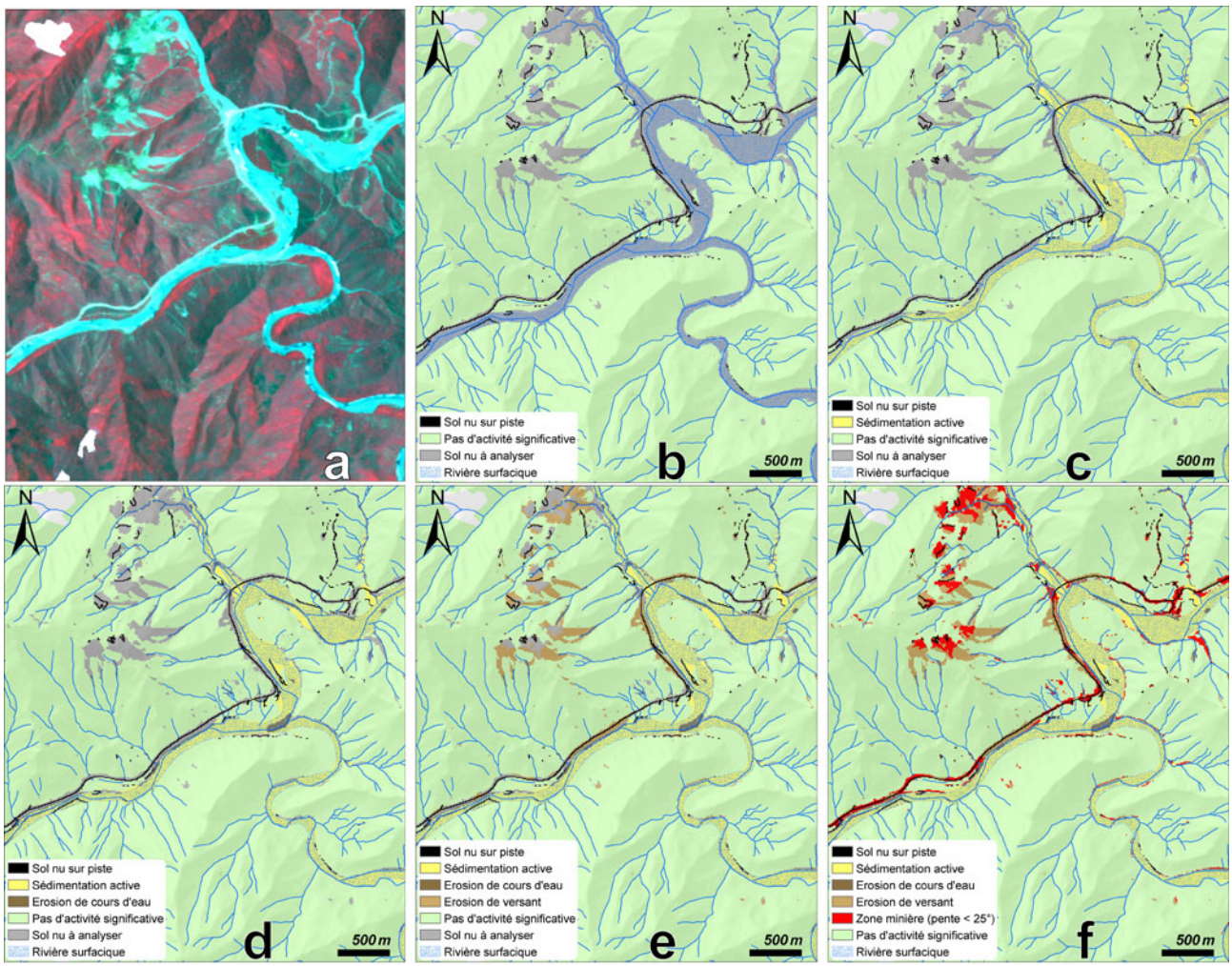


Illustration V.2.2 C - Cartographie des zones actives liées à l'érosion particulaire : étapes de la simulation d'expertise sous SIG.
***a** : extrait de scène SPOT (composition colorée XS3/XS2/XS1)*
***b** : mise en évidence des sols nus sur piste (érosion de versant)*
***c** : mise en évidence des zones de sédimentation*
***d** : identification de zones sensibles à l'érosion au sein du lit vif des cours d'eau*
***e** : caractérisation des portions de versant subissant l'érosion particulaire*
***f** : étiquetage de zones supposées minières*

V.2.2.6 Validation des résultats

Le test méthodologique a été effectué sur un grand bassin versant du Massif du Sud (~470 km²). Le produit cartographique a été confronté à une carte de référence préexistante sur un petit sous-bassin versant de la zone d'étude. Cette carte de référence a été établie d'après des travaux de terrain et de photo-interprétation (Maurizot *& al.*, 2005b). Une reconnaissance héliportée, renforcée par une connaissance préalable de la zone ont apporté des compléments utiles à la critique des résultats sur le reste de la zone d'étude. La carte produite répertorie 6 types de surfaces informant sur les processus en cours (illustration V.2.2 D) :

- les surfaces protégées par de la végétation, dont l'activité est *a priori* non significative;
- les zones de sédimentation fluviatile active, où la végétation n'est pas installée;
- les zones d'érosion liée à l'action des cours d'eau;
- les pistes sur altérites meubles qui aggravent l'érosion;
- les surfaces minières, décapées et en altitude, fortement émettrices de particules;
- les portions de versants en cours d'érosion (indistinctement naturelle ou induite par la mine ou les pistes).

En cas zone brûlée récente (quelques mois au maximum), les surfaces affectées sont comprises dans les surfaces actives. Cependant, la scène satellite utilisée n'en comportait pas et le traitement de ce cas par le processus automatique n'a pu être évalué.

Les différents types de zone sont relativement bien localisés dans l'ensemble. La comparaison avec une carte préexistante d'une partie de la zone d'étude a montré que 76% des aires d'accumulation et 65% des surfaces en érosion sont correctement cartographiées (Illustration V.2.2 D). Ce résultat moyen s'explique par l'addition de plusieurs défauts au sein des données en entrée :

- des décalages significatifs ont été notés aux alentours de certains sommets au sein de la scène SPOT. La qualité de l'orthorectification est déterminante dans l'application développée ici;
- quelques défauts de détection des surfaces nues ont été relevés dans le résultat issu du traitement par la méthode IBC. Ils se localisent dans des zones d'ombre, là où la réponse spectrale diffère parfois trop du reste de l'image pour être bien classée.

L'existence de ces défauts dans la donnée source suggère qu'avec une meilleure orthorectification, associée à une correction radiométrique des ombres portées (flattening), les résultats de la cartographie automatique pourraient être encore bien meilleurs.

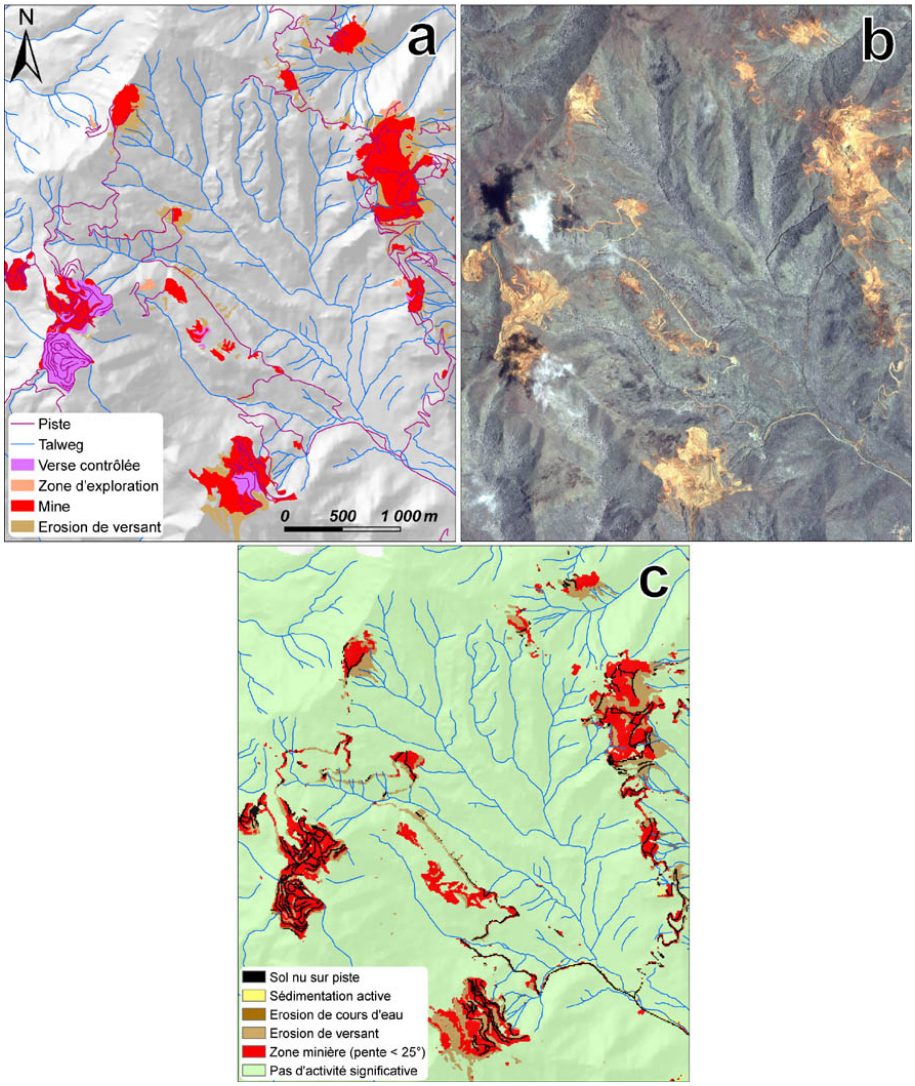


*Illustration V.2.2 D - Résultats comparés d'une carte préexistante (**a**, Maurizot & al., 2005b), d'une vue THR (Ikonos, source DIMENC, **b**) et du résultat expérimental obtenu (**c**) sur un sous-bassin versant de la zone d'étude.*

Les principales zones d'érosion sur les versants sont identifiées en tant que telles, tous types confondus. Leur cartographie peut être considérée comme exhaustive à l'échelle du 1/50 000 pour les objets importants. Cependant leur typologie ne présente pas le même degré de précision. Dans le détail, les pistes et les zones sédimentaires inclus dans une même aire sans végétation sont bien discriminées (illustration V.2.2 E**b**&**d**). Toutes les zones de pistes sensibles sont sans surprise correctement labellisées, dès lors que la zone de l'image est géométriquement bien calée. L'essentiel des sites miniers est identifié, à l'exception de quelques anciennes mines et de talus en pente moyenne. Les mines anciennes, ouvertes par extraction manuelle, ont conservé une pente moyenne proche de la pente naturelle et il arrive parfois que cette pente soit supérieure à la valeur seuil utilisée. Des zones de gradins anciens (étroits et serrés) sont par conséquent parfois étiquetés en érosion de versant simple et non en mine. Les mines plus récentes, ouvertes grâce aux engins mécaniques, sont mieux détectées dans l'ensemble (gradins plus larges, pente moyenne plus faible). L'injection dans le processus d'une carte des anciennes mines peut facilement contraindre l'analyse et pallier à ce genre d'erreur d'étiquetage. Au-delà des anciennes mines, la méthode cartographique sur les zones minières reste à améliorer. En effet une confusion persiste entre mines et pentes moyennes non minières (entre 6 et 25°), par exemple dans certains talus de piste, aux alentours de chenaux ou de cônes de déjection. L'intégration d'un critère de proximité au fond de vallée et/ou d'un critère de forme pourrait éliminer ces imperfections, les mines se situant généralement plus haut sur les versants et ayant des formes compactes caractéristiques.

Malgré ces imperfections, la dénudation d'origine anthropique est en grande partie identifiée en ce qui concerne les pistes et les mines. Les surfaces dégradées par le ruissellement en provenance des mines, bien reconnaissables sur le terrain et bien cartographiées par le processus automatique, restent cependant mêlées aux portions de versant érodées naturellement. Un critère de connexion aux mines pourrait permettre les individualiser sur la carte (illustration V.2.2 E**a**, **b** et **c**).

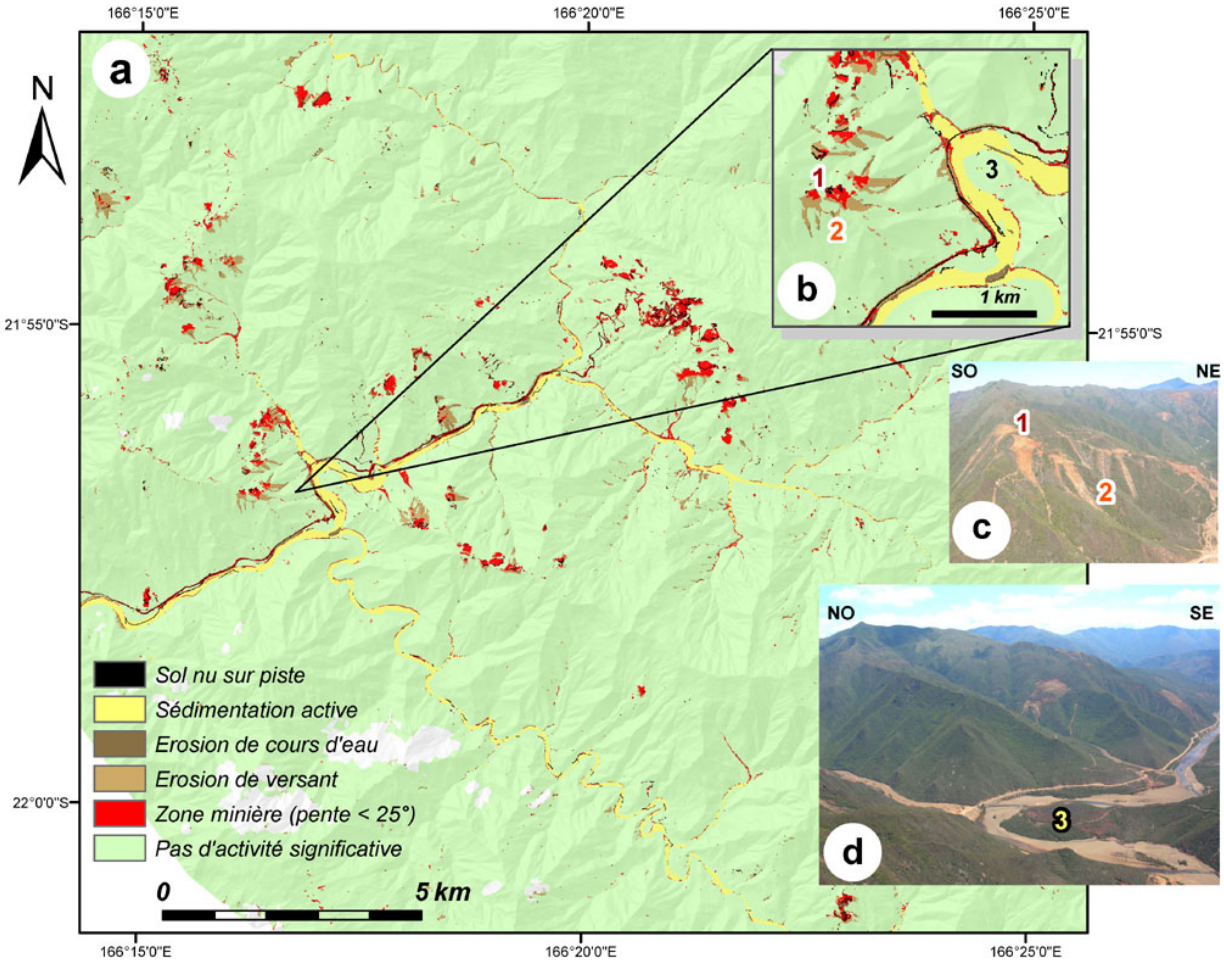


Illustration V.2.2 E - Répartition spatiale des sources et dépôts de sédiments d'un grand bassin versant du Massif du Sud. Résultats expérimentaux issus de la cartographie automatique.

V.3 Évaluation de l'aléa érosion particulaire par les méthodes de fouille de données

V.3.1 Bilan de l'évaluation de l'aléa érosion en Nouvelle-Calédonie

D'après les travaux effectués en Nouvelle-Calédonie (§ I.4.2, « Historique de l'étude des aléas de versant sur les massifs ultrabasiques néocalédoniens »), il s'avère que :

- Les seuls éléments d'inventaire des phénomènes d'érosion sont fournis par le programme territorial d'inventaire des mouvements de terrain. L'inventaire des sites dégradés par l'activité minière complète depuis peu les données disponibles à l'échelle adéquate mais ne prend pas en compte la multitude de zones naturelles productrices de sédiments, ce qui est nécessaire pour prendre la réelle dimension des phénomènes. La méthode décrite en V.2 (« Inventaire régional : vers une automatisation de la cartographie de base ») pourrait, lorsqu'elle sera opérationnelle, répondre en partie à ce besoin;
- Luneau, 2006 a évalué l'aléa érosion (ablation) en prenant en compte au mieux les travaux antérieurs et de la connaissance locale des spécialistes. L'inventaire utilisé pour valider les résultats de l'évaluation recense essentiellement les surfaces liées à l'activité minière, l'aléa lié à l'érosion naturelle n'a pas été validé faute d'inventaire adéquat. L'analyse multicritères mise en œuvre dans cette évaluation de l'aléa donne un poids très fort à la nature géologique des terrains, notamment en altitude. Il en résulte que les zones à aléa fort reflètent beaucoup la répartition des latérites dans la carte géologique utilisée. Pourtant, sur le terrain, de grandes étendues latéritiques ne sont pas touchées par l'érosion, ce qui suggère que certains aspects des phénomènes restent mal pris en compte (car mal connus) malgré l'intérêt de la démarche et des résultats obtenus. L'analyse multicritères est une méthode qui s'utilise en domaine intertropical depuis quelques années (Audru *& al.*, 2004, Eucher *& al.*, 2006), elle se heurte cependant à la limite de la connaissance des experts, malgré les progrès qu'elle apporte dans l'évaluation de l'aléa;
- Les résultats intéressants procurés par la méthode de Luneau, 2006 présentent un défaut notoire : le contexte géomorphologique de base n'est pas considéré. Il en résulte que l'aléa érosif se retrouve, dans cette approche, au moins aussi important dans les zones de sédimentation fluviatile que sur les versants latéritiques de moyenne altitude. Il se pose là un problème fondamental, qui doit être pris en considération. L'érosion est par définition plus importante sur les versants que dans les zones d'accumulation. Ce biais du modèle est consécutif à l'emploi d'une carte d'occupation du sol brute : un sol nu est considéré comme très sensible à l'érosion quel que soit le contexte géomorphologique dans lequel il se trouve. Ceci entraîne un traitement biaisé des zones de départ de matériaux (versants) et des zones d'accumulation sédimentaire (fonds de vallées, estuaires), malgré la considération du critère lithologique.

V.3.2 Pourquoi chercher à évaluer autrement ?

Dans le domaine des aléas de versant, les méthodes mises en œuvre, autant dans le secteur des études appliquées que dans celui de la recherche, montrent la prédominance de l'expertise de terrain à tous les niveaux. Si celle-ci est incontestablement indispensable pour décrire le milieu et identifier précisément les phénomènes déclarés, il ressort de la littérature que le passage à l'évaluation de l'aléa reste en pratique difficile (§ I.2.2.3, « Limites des méthodes d'évaluation des aléas ») et les versants ultrabasiques de Nouvelle-Calédonie n'échappent pas à ce constat général.

Depuis quelques années, l'effort de recherche porte sur l'exploitation des outils statistiques pour déterminer les paramètres décrivant au mieux les configurations d'apparition des phénomènes. L'analyse multicritères est de plus en plus employée car elle conserve le caractère continu de

certaines variables et autorise des pondérations. Son inconvénient est que ces pondérations sont tributaires de la connaissance des experts et de leur perception des phénomènes. Cet inconvénient se retrouve dans toutes les méthodes d'évaluation et peut finalement s'interpréter comme une limite incontournable à la caractérisation des aléas. La quantification est la plupart du temps inaccessible du fait des incertitudes liées à la connaissance du fonctionnement des systèmes et au manque de données suffisamment précises, l'une dépendant de l'autre. Saby, 1998 soulignait déjà les difficultés d'évaluation et le manque de rigueur mathématique dans les évaluations de l'aléa « érosion ». Malgré l'évolution des pratiques pour réduire ce problème, celui-ci reste d'actualité. Les méthodes informatiques de fouille de données sont déjà appliquées avec succès dans d'autres domaines (données de profil de clients, d'expression de gènes, etc.), elles peuvent potentiellement remédier aux difficultés énoncées précédemment. Plusieurs méthodes de fouille de données ont été mises à l'épreuve dans le contexte de l'érosion particulaire (hiérarchisation d'attributs, recherche de règles d'association, modélisation prédictive par C4.5 et Naïve Bayes). Le but était d'améliorer l'évaluation de l'aléa pour affiner la qualité des documents de référence pour l'aide à la décision.

V.3.3 Principe de la fouille de données et intérêt pour l'évaluation des aléas

En fort développement depuis quelques années, la fouille de données ou data mining est une approche informatique située à la croisée des statistiques, de l'intelligence artificielle et des bases de données. Elle s'inscrit au cœur d'un processus original d'extraction de connaissances valides, nouvelles, potentiellement utiles et finalement compréhensibles (Fayyad *& al.*, 1996). Ce processus est appelé KDD pour « Knowledge Discovery in Databases », soit littéralement « découverte de connaissances dans les bases de données ». La fouille de données présente de nombreux attraits pour l'évaluation des aléas :

- ☑ Les connaissances sont déduites automatiquement ou semi-automatiquement des données elles-mêmes, sans nécessité d'une hypothèse de départ. Cela signifie que pour évaluer un aléa, il est envisageable de s'affranchir en grande partie de la limitation méthodologique imposée par la connaissance des thématiciens. Cette connaissance peut néanmoins être prise en compte.
- ☑ La fouille de données a vocation a être opérationnelle, notamment dans le monde de l'entreprise, avec des résultats accessibles rapidement et qui permettent une grande réactivité. Dans le cadre de l'étude des aléas de versant, l'intérêt serait de disposer rapidement d'une première évaluation, puis de pouvoir vite réévaluer une région après des modifications significatives du milieu, par exemple après le passage d'un cyclone ou d'une dépression particulièrement pluvieuse.
- ☑ L'hétérogénéité des données, leur structuration inégale ou leur multiplicité ne constitue pas un obstacle à la fouille de données. Les outils actuels permettent aux spécialistes de la discipline de rassembler ces données disparates en un ensemble exploitable. Ceci est potentiellement très avantageux, puisque les données disponibles pour évaluer les aléas sont fréquemment à diverses échelles et de provenances multiples, difficiles à exploiter avec les méthodes actuelles.

Les principales étapes du processus d'extraction de connaissances dans les données sont les suivantes (Fayyad *& al.*, 1996, Han & Kamber, 2006, illustration V.3.3 A) :

- ➢ Comprendre le domaine d'application, connaître quelles sont les informations importantes et identifier les objectifs des utilisateurs finaux (thématiciens). Concrètement, un dialogue interdisciplinaire approfondi est indispensable entre informaticiens et thématiciens, afin de bien définir au départ sur quoi portent les connaissances que l'on cherche à extraire et le but de la démarche;
- ➢ Sélectionner les données à partir desquelles l'extraction de connaissances sera effectuée, en interaction avec les thématiciens;

- Nettoyer les données pour éliminer le bruit, gérer les données manquantes ou aberrantes, etc.;
- Transformer les données pour les rendre exploitables en fouille de données;
- Identifier et mettre en œuvre la méthode la mieux adaptée pour répondre aux besoins des thématiciens;
- Visualiser, interpréter et consolider la connaissance acquise;
- Restituer les résultats obtenus aux thématiciens.

Au cours ce processus interactif et itératif, les thématiciens sont étroitement associés à la démarche. Ainsi, lorsque des résultats sont obtenus, ils leur sont présentés pour validation. S'ils ne sont pas suffisamment satisfaisants, l'analyse est ajustée en fonction des remarques jusqu'à l'obtention de la qualité recherchée.

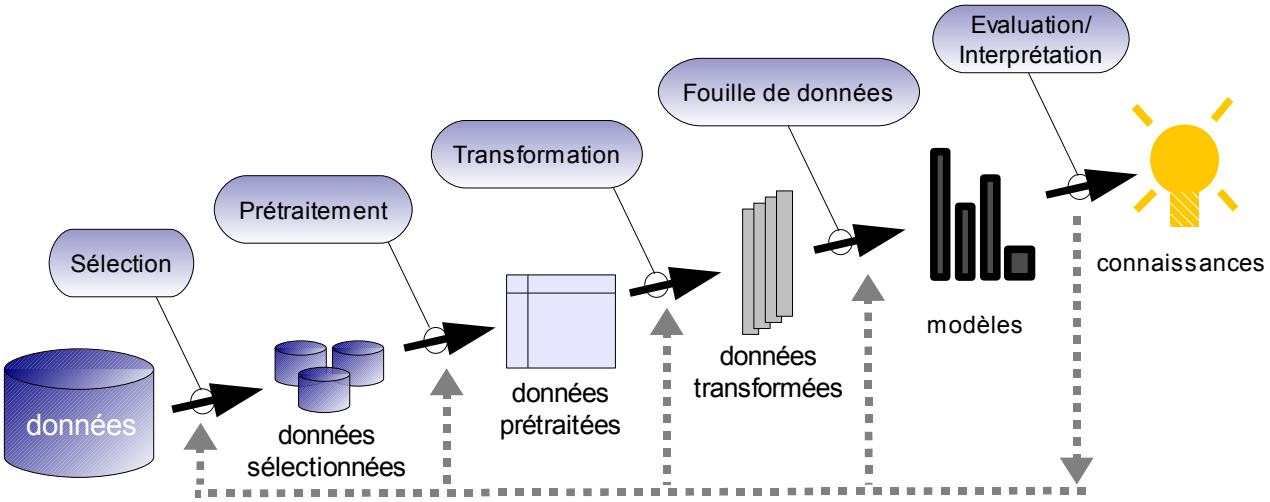


Illustration V.3.3 A - Les grandes étapes du processus KDD, Fayyad & al., 1996.

La démarche de découverte de connaissances offre un contexte d'analyse parfaitement adapté à ce qui est recherché dans l'évaluation des aléas. Dans une application aux phénomènes d'érosion et à l'évaluation de l'aléa associé, la fouille de données doit notamment permettre de :

- Identifier, parmi les données disponibles (cartes de facteurs) quels sont les paramètres les plus pertinents pour décrire un phénomène sans hypothèse d'expert *a priori;*
- Hiérarchiser entre eux les facteurs, en se référant aux observations phénoménologiques incluses dans la base de données (inventaire des phénomènes et cartes de facteurs), ce qui reste en pratique très difficile à l'heure actuelle;
- Faire émerger les relations entre paramètres qui décrivent au mieux le phénomène étudié à partir des informations disponibles dans la base de données. Il s'agit d'extraire des configurations du milieu intéressantes pour l'étude du phénomène. Cela revient en fait à établir des règles objectives valides caractérisant l'érosion des versants. L'extraction de ces règles est réalisée sans intervention des thématiciens, ce qui fait l'originalité et l'intérêt de l'approche : les frontières de la connaissance thématique ne sont plus un obstacle à l'analyse;
- Construire des modèles prédictifs des phénomènes à partir de la base de données pour proposer une quantification objective. Il s'agit précisément d'évaluer et de quantifier l'aléa sur des bases mathématiques.

L'étude de l'érosion et l'évaluation de l'aléa associé peut se traduire, en termes de fouille de données, par un problème de classification supervisée. A partir d'un jeu de données, il faut déterminer ce qui influe sur l'érosion dans une région géographique. Pour cela, nous disposons de la description du milieu (cartes de facteurs) et d'un inventaire des zones actives. Il s'agit donc de réaliser informatiquement un apprentissage sur l'érosion. Les tâches d'identification des facteurs pertinents, de leur hiérarchisation et d'extraction de règles peuvent être réalisées indépendamment

de la construction des modèles prédictifs. Pour pouvoir classer (prédire) des parties de la région géograghique étudiée (objets, pixels), un modèle prédictif est construit. L'application de ce modèle permet de produire une carte correspondant aux probabilités estimées (aléa) d'apparition du phénomène d'érosion. Grâce à cette approche, la prédiction est objective, ce qui demeure difficile avec les méthodes actuellement employées dans le domaine des aléas. Il existe plusieurs types de méthodes pour élaborer un modèle prédictif, deux des plus courantes ont été testées (C4.5 et Naïve Bayes, Wu *& al.*, 2008). Les points principaux de l'analyse effectuée ainsi que les résultats obtenus sont présentés ci-après.

V.3.3.1 Données utilisées et prétraitements

Les données à analyser peuvent être de nature qualitative ou quantitative : valeurs numériques continues, classées ou codées, chaînes de caractères, etc. Ces données font correspondre à chaque information sur le phénomène (classe d'apprentissage) une série de paramètres décrivant un contexte (attributs). En raisonnant en terme de cartes pour l'étude des aléas, il est nécessaire de travailler sur une table qui contient toutes les informations de toutes les cartes (inventaire + facteurs). Le moyen le plus simple est de traduire ces cartes au format raster. Ainsi, en prenant soin de générer des couches SIG* à mailles identiques et parfaitement superposées, il existe pour chaque maille (pixel) une information sur le phénomène (carte d'inventaire) et une valeur pour chaque facteur descriptif du milieu. Ainsi, toutes ces informations peuvent être rassemblées sous la forme d'une table à *n* lignes et *m* colonnes, où *n* est le nombre d'enregistrements (1 enregistrement/objet = 1 localisation sur le raster) et *m* le nombre de champs (avec *m -1* paramètres descriptifs : facteurs descriptifs, attributs et 1 information sur le phénomène : inventaire, classe d'apprentissage).

Dans les tests effectués, tous les rasters ont une maille de 30 m. Ont été considérés 8 attributs descriptifs, les mêmes que ceux utilisés par Luneau, 2006 et sur la même zone d'étude (tableau V.3.3 a), pour pouvoir comparer les résultats.

Tableau V.3.3 a - Origine des cartes de facteurs utilisées pour évaluer l'aléa érosion par fouille de données.

Attribut descriptif	**Source** Luneau, 2006
Altitude	Modélisation des altitudes à partir des courbes de niveau de la BD Topo 1/10 000 (DITTT)
Pente en %	Modèle dérivé du MNA, calculé avec ArcGIS Spatial Analyst
Courbure horizontale	Modèle dérivé du MNA, calculé avec ArcGIS Spatial Analyst
Courbure de profil	Modèle dérivé du MNA, calculé avec ArcGIS Spatial Analyst
Modélisation AURELHY des précipitations	Modélisation MétéoFrance à maille 3 km à partir des précipitations annuelles entre 1991 et 2000, réinterpolée à 30 m
Type de végétation	Compilation de l'information occupation du sol (télédétection et BD Topo 1/10 000 DITTT)
Pistes	Rasterisation des voies de communication de la BD Topo 1/10 000 (DITTT)
Nature géologique des terrain	Rasterisation des surfaces géologiques du SIG 1/50 000 BRGM/DIMENC

La donnée d'inventaire utilisée est de type binaire (surface nue ou non, décrite en V.2.1, « Inventaire des zones actives »). Sa qualité a été dégradée à 30 m pour conserver une cohérence d'échelle avec les autres couches de données. La base a été réduite au domaine ultrabasique, là où une information sur l'état de surface était disponible (si des nuages étaient présents sur la zone d'étude au moment du passage du satellite, il n'y a aucune information sur l'état du sol). Cela revient finalement à travailler sur une base de données composée d'environ 9.10^5 enregistrements (individus, objets) et 9 champs.

La couche d'apprentissage sur l'érosion comporte ici une information sommaire (sol nu ou non), avec ~97% de pixels (~870 000) « sol non nu » et ~3% de pixels « sol nu » (~30 000). Le test a vocation à évaluer le potentiel de la fouille de données avec un jeu de données brutes. Une carte d'inventaire régional pourrait par la suite être utilisée comme couche d'apprentissage si la fouille

de données s'avère intéressante (carte élaborée selon la méthode proposée à la partie V.2.2, « Identification du processus dominant dans les zones actives inventoriées », ou réalisée par expertise). Le but est d'identifier dans un premier temps si la fouille de données fait émerger des tendances connues par ailleurs. En particulier, la couche brute des sols nus contient sans distinction deux types d'informations : l'inventaire des portions de versant soumises à l'érosion et des zones de sédimentation active. Les zones alluviales étant identifiées dans la couche lithologie et relativement étendues (donc beaucoup de pixels « sédimentation » dans la base), la fouille de données doit faire émerger ces caractéristiques si la méthode employée est pertinente.

V.3.3.2 Transformation des données

Une phase d'exploration des données est nécessaire pour en connaître les caractéristiques générales et choisir la meilleure manière de les transformer pour la fouille de données. Les données utilisées contiennent des valeurs nominales (pistes, nature géologique, type de végétation) et des valeurs continues (altitude, pente, courbure horizontale, courbure verticale, précipitations), comme le présente le tableau V.3.3 b.

Tableau V.3.3 b - Valeurs prises par les différents attributs de la base.

Champs (attributs)	Valeurs
Altitude	[5; 1604,99]
Pente (%)	[0; 349,137]
Courbure horizontale	[-26,22; 20,088]
Courbure verticale	[-35,26; 8,179]
Précipitations (mm/an)	[829; 3487]
Pistes	Binaire
Nature géologique des terrains	Nominal, 28 valeurs
Type de végétation	Nominal, 9 valeurs
Classe d'état de la surface du sol	Binaire

Les variables continues doivent être discrétisées et binarisées. Les variables nominales sont binarisées avant que les données ne soient analysées. La discrétisation des attributs continus a été effectuée grâce à la méthode de Fayyad & Irani, 1993, basée sur la notion d'entropie[24] (définition 1).

Définition 1 : ***Entropie de Shannon et entropie de classe***

Soient une matrice (table) de données M, un attribut *a* et un point de coupure T dans l'intervalle de valeurs prises par a. La fonction d'entropie S et l'entropie de classe cS se définissent comme suit :

$$S(M) = -\Sigma_{j=1}^{j=nbc} P(j|M) \times \log_2(P(j|M))$$

Avec $P(j|M)$ la proportion d'objets de M classés en j et nbc le nombre de classes. Intuitivement pour le cas à deux classes, l'entropie est minimale lorsque tous les objets de M sont dans la même classe. Elle est maximale quand $P(j|M) = 1/2$, c'est à dire quand les objets de M sont répartis équitablement dans les deux classes.

$$cS(a, T, M) = \frac{|M_1|}{|M|} S(M_1) + \frac{|M_2|}{|M|} S(M_2)$$

M_1 et M_2 sont les partitions de M selon les intervalles de valeurs de a créés par le point de coupure T.

Cette méthode consiste à choisir récursivement le meilleur point de coupure au sein de l'intervalle de valeurs prises par l'attribut (a), selon cS. La discrétisation s'arrête si aucune nouvelle coupure

24 L'entropie illustre en thermodynamique le degré de désordre d'un système. Plus l'entropie est élevée, plus le système est désordonné et moins l'énergie est utilisée de façon constructive.

n'apporte davantage d'information sur la classe, c'est à dire lorsque $cS(a', T', M') > max_{cS}$, max_{cS} étant une valeur seuil choisie par expérience.

La discrétisation et la binarisation des données aboutissent à la création d'une nouvelle base de données binaires $r = (O, A, R)$ où O est l'ensemble des objets ou individus (pixels), A l'ensemble des attributs binaires et R représenté par un tableau à deux entrées, dont les identifiants de ligne sont les objets étudiés et les identifiants de colonne sont les attributs (tableau V.3.3 c). La case correspondant à un objet $o \in A$ de classe C et à l'attribut $a \in A$ vaut 1 si o possède la propriété a, sinon elle vaut 0. L'ensemble des attributs binaires est plus grand que celui des attributs d'origine.

Tableau V.3.3 c - Exemple de représentation d'une base de données binaires r.

r	a_1	a_2	a_3	a_4	***C1***	***C2***
o_1	1	1	0	1	1	0
o_2	0	1	1	0	1	0
o_3	1	1	0	0	1	0
o_4	1	1	0	1	0	1
o_5	1	0	0	1	0	1
o_6	0	1	1	1	0	1

L'ensemble des analyses ont été réalisées à l'aide de la plate-forme gratuite WEKA (Witten & Frank, 2005), dans laquelle beaucoup d'algorithmes de fouille de données sont implémentés. La base de données préparée pour les analyses est maintenant constituée des quelques 9.10^5 objets (pixels), décrits par 139 attributs binaires.

V.3.3.3 Hiérarchisation des attributs

L'analyse de la pertinence relative des attributs vis à vis du phénomène décrit dans la couche d'apprentissage (sols nus) s'appuie sur l'entropie (V.3.3.2, « Entropie de Shannon et entropie de classe »). Deux indicateurs peuvent être calculés : le gain d'information et le rapport de gain.

Définition 2 : ***Gain d'information*** (*Information Gain IG,* Quinlan, 1993)

Le gain d'information est une mesure d'intérêt objective des attributs, basée sur l'entropie :

$$IG(M, a) = S(M) - \Sigma_{k=1}^{n}(P_k \times S(M_k))$$

Avec M la matrice de données, a un attribut à k valeurs, P_k la proportion d'objets de M qui satisfont la k^{ème} valeur de a et M_k le sous-ensemble de données de M dont les objets satisfont la k^{ème} valeur de a.

Des valeurs de $IG(M,a)$ hautes signifient que a peut être considéré comme attribut intéressant pour le phénomène étudié. Autrement dit, la partition de M en M_k selon l'attribut a permet une réduction importante de l'entropie.

Définition 3 : ***Rapport de gain*** (*Gain Ratio* GR, Quinlan, 1993)

Le rapport de gain GR est basé sur IG. Il est pondéré par une fonction de fractionnement de l'information (*Split Information*) qui donne plus d'importance aux attributs qui ont le moins de valeurs différentes.

$$GR(M,a)=\frac{IG(M,a)}{SplitInfo(M,a)} \text{ où } SplitInfo(M,a)=\sum_{v}\frac{|M_{a=v}|}{|M|}\log_2\frac{|M_{a=v}|}{|M|}$$

avec $v \in$ valeurs de a

IG et GR sont utilisés pour identifier objectivement quels attributs sont le plus étroitement liés au phénomène étudié.

V.3.3.4 Recherche de règles d'association

L'analyse par fouille de données permet de mettre en évidence des tendances cachées dans les données. Rappelons que les données ont été binarisées pour cette analyse. Il s'agit, par exemple, d'identifier des ensembles d'attributs (itemsets) qui apparaissent fréquemment dans les données ou encore d'identifier des règles d'association, c'est à dire des associations entre différents ensembles d'attributs.

Définition 4 : ***Règle d'association***

Soit $r=(O,A,R)$ une base de données binaires.

Une règle d'association est une expression de la forme π : $A' \rightarrow B'$, où $A' \subseteq A$, $B' \subseteq A$ et $A' \cap B' = \emptyset$. A' est nommé condition ou prémisse de π et B' est le conséquent.

Intuitivement, π signifie que lorsque A' est observé alors B' l'est souvent aussi. On peut qualifier une règle d'association par sa fréquence d'apparition f et la confiance c que l'on peut lui accorder.

Pour reprendre l'exemple du tableau V.3.3 c, la règle d'association $\pi : a_1 a_2 \rightarrow a_4$ a pour fréquence 2/6, soit 33% : parmi tous les individus de la base, 33% supportent la règle π. Comme la fréquence de $A'=\{a_1, a_2\}$ est de 3/6, soit 50%, alors la confiance de π est (2/6)/(3/6), soit 66% : parmi l'ensemble des individus qui réalisent A', 66% réalisent aussi a_4. En pratique, l'intérêt d'une règle est défini en posant une valeur minimum pour la fréquence et la confiance, en concertation avec les thématiciens.

Pour découvrir d'éventuelles règles d'association qui reflètent des tendances au sein d'une base de grande taille, la méthode d'extraction de Agrawal & Srikant, 1994 a été mise en œuvre. Le cas des règles d'association dont la conséquence porte sur le phénomène étudié est particulièrement intéressant pour identifier les configurations (ensembles d'attributs) favorables à l'apparition du phénomène.

V.3.3.5 Approches prédictives mises en œuvre

Deux algorithmes de classification différents ont été testés sur le jeu de données de Luneau, 2006, de manière à en comparer leur efficacité respective dans une application à l'érosion : C4.5 et un classeur de type bayésien naïf. Ces deux classifieurs ont déjà fait leurs preuves dans de nombreux domaines d'application, ils constituent une référence solide en classification supervisée (Wu *& al.*, 2008).

V.3.3.5.a L'algorithme C4.5 : construction d'un arbre de décision

Développée par Quinlan, 1993, la démarche consiste à construire un arbre de décision à partir du jeu de données préparées. Cet algorithme a été choisi car il est reconnu pour sa rapidité, son interprétabilité et son efficacité de prédiction (Wu *& al.*, 2008). Cet outil peut être utilisé pour classer de nouvelles données (évaluer l'aléa ailleurs en utilisant ce modèle décisionnel).

La construction de l'arbre se fait selon un processus récursif. L'attribut a qui discrimine le mieux (plus fort GR) les objets selon la classe « sols nus / sols non nus » est placé à la racine (ensemble des données). Puis les données sont segmentées en plusieurs sous-ensembles selon les valeurs de a (branches). Ce processus est réitéré sur chaque sous-ensemble créé et ainsi de suite jusqu'à atteindre un nœud terminal (feuille). On dit qu'un nœud est terminal s'il n'y a plus d'attribut, si tous les objets sont de la même classe (sol nu ou non), ou encore si le nombre d'objets du nœud est insuffisant (seuil paramétrable). Chaque feuille est étiquetée par une valeur de classe (sol nu ou non), la plus fréquente dans le sous-ensemble de données correspondant. L'arbre ainsi construit constitue le modèle prédictif.

Pour classer un objet o en utilisant l'arbre, il suffit de partir de la racine de l'arbre et de le parcourir en suivant les nœuds et branches qui concordent avec les valeurs des attributs de o (voir exemple de l'illustration V.3.3 B).

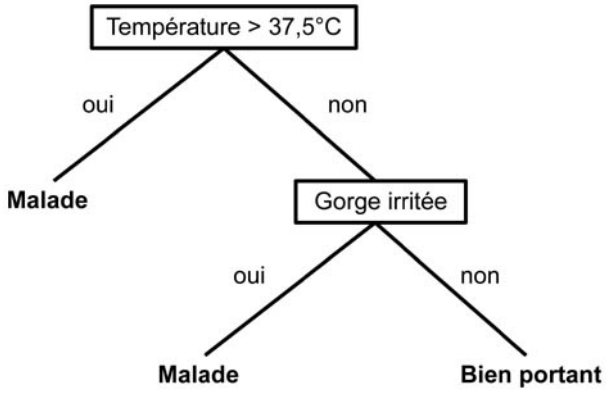


Illustration V.3.3 B - Exemple d'arbre de décision.

V.3.3.5.b Le classifieur bayésien naïf : l'approche probabiliste

Cette approche, introduite par John & Langley, 1995, repose sur des probabilités d'occurrence d'attributs, qui sont estimées par les fréquences d'apparition des attributs dans les données.

Définition 5 : Règle de classification bayésienne naïve

$$C_{Bayes}(o)=\underset{j=1,\dots,nbc}{argmax}\,\hat{P}(j)\times\prod_{i=1,\dots,m}\hat{P}(a_i|j)$$

Où $o=\{a_1,\dots,a_m\}$ est un objet inconnu, nbc le nombre de classes et m le nombre d'attributs.

$\hat{P}(j)$ représente la proportion d'objets de classe j dans l'ensemble M et $\hat{P}(a_i|j)$ la proportion d'objets de classe j qui vérifient la valeur a_i.

Le terme $\hat{P}(j)\times\prod_{i=1,\dots,m}\hat{P}(a_i|j)$ provient d'une estimation de la probabilité $P(j|o)$ que l'on obtient en utilisant le théorème de Bayes et en supposant que les attributs sont indépendants (pour plus de détails, voir John & Langley, 1995).

En reprenant l'exemple du tableau V.3.3 c, on cherche à classer un nouvel objet $t=(a_1=1,a_2=1,a_3=0,a_4=0)$ avec Naïve Bayes (classe C1 ou C2 ?). Il faut donc comparer les termes $\hat{P}(C1)\times\prod_{i=1,\dots,4}\hat{P}(a_i|C1)$ et $\hat{P}(C2)\times\prod_{i=1,\dots,4}\hat{P}(a_i|C2)$.

On obtient :

$$\hat{P}(C1)\times\hat{P}(a_1=1|C1)\times\hat{P}(a_2=1|C1)\times\hat{P}(a_3=0|C1)\times\hat{P}(a_4=0|C1)$$

et $$\hat{P}(C2)\times\hat{P}(a_1=1|C2)\times\hat{P}(a_2=1|C2)\times\hat{P}(a_3=0|C2)\times\hat{P}(a_4=0|C2)$$

puis $1/2\times1/3\times0\times0\times0=0$ et $1/2\times1\times2/3\times2/3\times2/3=4/27$

Comme $4/27 > 0$, alors la classe à prédire pour t est $C2$.

En pratique, pour éviter des termes nuls, on les remplace par un nombre très petit (1/nombre d'objets dans la base).

V.3.4 Résultats

V.3.4.1 Hiérarchisation des attributs

L'analyse a été effectuée en partant du principe que l'importance relative des facteurs (attributs descriptifs) dans l'apparition du phénomène d'érosion n'est pas connue. La hiérarchisation des attributs a été effectuée sur le jeu de données complet dans un premier temps (zones érosion + sédimentation), puis sur les versants seulement dans un second temps. Les résultats sont présentés dans le tableau V.3.4 a.

Plusieurs facteurs (attributs) sont clairement très liés à la présence de sols nus. La végétation arrive en tête sans surprise, puisqu'il s'agit de l'hypothèse sur laquelle repose l'inventaire. Ceci n'était cependant pas précisé dans la démarche informatique, qui a su retrouver ce lien. Le fait que les indices IG et GR ne soient pas plus élevés tient essentiellement aux faits suivants :

(i) le cas d'étude ne peut pas obligatoirement être solutionné en tenant compte du pouvoir de discrimination d'un seul attribut;

(ii) il existe des imprécisions potentielles dans les données :

– la couche de classe d'apprentissage (inventaire des sols nus) n'est ni issue de la même image satellite, ni du même capteur, la sensibilité de détection peut être différente;

– les deux couches d'information reflètent l'état de la surface à deux dates différentes;

– la dégradation de la résolution spatiale de la couche d'inventaire peut induire localement un décalage de pixels.

La lithologie, les pistes et la pente sont les facteurs les plus importants après la végétation, dans les deux cas. Notons que les pistes, qui n'émergent que peu avec IG, se retrouvent en 1ère et 2nde position avec GR, en raison à la fois du caractère binaire de l'information et du fait que la dénudation par une piste ne soit pas un caractère systématique de tous les sols nus, même si une piste correspond généralement à une surface nue.

Tableau V.3.4 a - Hiérarchisation des attributs par calcul de IG et de GR.

Jeu de données	IG	GR
Région entière	Végétation (0,05995)	Végétation (0,03129)
	Pente (0,03705)	Pistes (0,02821)
	Lithologie (0,03506)	Lithologie (0,02227)
	Altitude (0,02617)	Pente (0,01286)
	Précipitations (0,0158)	Altitude (< 0,01)
	Courbure verticale (< 0,01)	Précipitations (< 0,01)
	Pistes (< 0,01)	Courbure horizontale (< 0,01)
	Courbure horizontale (< 0,01)	Courbure verticale (< 0,01)
Versants seuls	Végétation (0,039883)	Pistes (0,02922)
	Lithologie (0,01641)	Végétation (0,02131)
	Précipitations (0,00859)	Lithologie (0,01116)
	Pente (0,00829)	Pente (0,00317)
	Pistes (0,00707)	Précipitations (0,00299)
	Altitude (0,00402)	Altitude (< 0,001)
	Courbure verticale (< 0,001)	Courbure horizontale (< 0,001)
	Courbure horizontale (< 0,001)	Courbure verticale (< 0,001)

Sur les versants, la nature du sol et de sa couverture sont plus importants que la pente ou les précipitations. Il existe là une divergence importante avec la hiérarchisation semi-empirique établie par Luneau, 2006 après normalisation, où les deux facteurs considérés comme dominants sont la pente et les précipitations. La nature du sol et de la couverture végétale, ainsi que les pistes sont les facteurs les moins pris en compte par Luneau, 2006 alors que dans les faits ce sont les plus liés à la présence de sols nus. Ceci correspond à ce qui est observé sur le terrain et le résultat calculé par fouille de données paraît plus évident que celui obtenu par l'approche multicritères. La raison en est simple : la fouille de données ne considère que les cas avérés, alors que l'approche de Luneau, 2006 prend en compte une sensibilité établie *a priori*. Les facteurs de courbure, qui tiennent une place importante dans l'évaluation de Luneau, 2006, se trouvent relégués en dernière place dans les résultats de hiérarchisation par fouille de donnée. Dans l'état actuel des connaissances, il est difficile d'interpréter cet état de fait : soit le modèle de Luneau, 2006 surestime l'importance de ces paramètres dont l'importance théorique est reconnue, soit ces derniers ne sont pas pertinents à l'échelle considérée (ils le sont peut-être à une autre résolution spatiale).

V.3.4.2 Règles d'association dans le jeu de données

La recherche de règles d'association demande beaucoup de ressources machine pour des calculs sur la base entière. On pose D_n l'ensemble des objets portant l'information « surface non nue » (~870 000 objets) et D_e l'ensemble des objets « surface nue » (~30 000 objets), avec $D = D_n \cup D_e$. Sachant que D est très grand (~900 000 objets) et non équilibré ($D_n \gg D_e$), 10 bases de données échantillon D_i ont été construites, où $i = 1,2,...,10$, telles que $D_i = D_{n,i} \cup D_e$. Les calculs de fouille de données ont été effectués avec $|D_i| \simeq 60000$. Seules les règles d'association des D_i apparues dans les 10 extractions ont été considérées.

La démarche, inspirée de Agrawal & Srikant, 1994, a permis de faire émerger plusieurs règles d'association concluant sur une des classes, qui reflètent les tendances au sein de la base. Les calculs ont été réalisés sur deux bases :

- M qui contient à la fois les objets d'érosion et de sédimentation (tableau V.3.4 b) pour se placer dans les conditions d'analyse de Luneau, 2006;
- M' qui ne concerne que les versants (érosion, tableau Tableau V.3.4 b). M' est une extraction des zones de versants à partir de M, elle contient environ 800 000 objets.

Tableau V.3.4 b - Principales règles d'association de classes identifiées dans la base de données M.
Soient les prémisses X et leurs conséquences e et n. Seules les règles dont la fréquence d'apparition est supérieure à 10% et dont l'indice de confiance est supérieur à 0,5 ont été relevées.

$X \rightarrow$ e (sol nu)	$X \rightarrow$ n (sol non nu)
Végétation absente → e (0,97)	Végétation = forêt dense → n (0,85)
Lithologie = alluvions → e (0,96)	Végétation = maquis forestier → n (0,77)
Pente [0;7] → e (0,96)	Lithologie = péridotites → n (0,69)

Tableau V.3.4 c - Principales règles d'association de classes identifiées dans la base de données M'.
Soient les prémisses X et leurs conséquences e' et n'. Seules les règles dont la fréquence d'apparition est supérieure à 10% et dont l'indice de confiance est supérieur à 0,5 ont été relevées.

$X \rightarrow$ e' (sol soumis à l'érosion)	$X \rightarrow$ n' (sol non soumis à l'érosion)
Végétation absente → e' (0,97)	Végétation = forêt dense → n' (0,86)
Lithologie = latérites → e' (0,73)	Végétation = maquis forestier → n' (0,76)
Présence de piste → e' (0,86)	Lithologie = péridotites → n' (0,67)

Les configurations les plus fréquentes dans lesquelles apparaît le phénomène étudié sont mises en évidence. Dans tous les cas, le postulat de départ est retrouvé (est considéré comme surface nue une zone sans végétation et inversement). Bien que la confiance accordée à cette règle soit toujours très élevée, les valeurs moindres obtenues pour les sols non nus signifient que la correspondance entre la couche d'apprentissage (sol nu ou non) et la couche végétation n'est pas parfaite. Ceci était attendu et a déjà été évoqué (§ V.3.4.1, « Hiérarchisation des attributs »).

Dans la base M, les zones alluvionnaires actuelles à récentes sont clairement mises en évidence comme attendu, dans les zones en faible pente. La méthode s'avère donc pertinente et permet d'identifier immédiatement le biais dans les données d'apprentissage, avec les données de l'étude de Luneau, 2006.

En ne considérant que les versants (M', hors zones basses à pente < 15%), les règles d'association de classes traduisent une dénudation essentiellement dans les zones latéritiques, la présence d'une piste étant très fréquemment liée à un sol détecté comme nu. Ceci est parfaitement connu par ailleurs et caractérise très bien les conditions de base de l'érosion dans le domaine ultrabasique néocalédonien. La relation entre couverture végétale abondante et péridotites affleurantes, souvent observée sur le terrain, se présente elle aussi comme très pertinente quelque soit la base considérée, les sols non nus étant les mêmes dans les deux bases M et M'.

D'après les tests réalisés, la recherche de règles d'association de classes par fouille de données apparaît comme une approche potentiellement très intéressante. L'ensemble de ces résultats, s'ils constituent des évidences connues de longue date pour les personnes de terrain, permettent de reconnaître que ces méthodes informatiques sont très pertinentes pour étudier l'aléa érosion. La résolution spatiale des données étant relativement grossière (pixel de 30 m), les règles extraites ne sont bien sûr que très générales. Elles permettent cependant d'envisager une évaluation générale de l'aléa érosion à une échelle compatible avec la taille de la maille raster (1/50 000 à 1/100 000 par exemple).

V.3.4.3 Construction de modèles prédictifs de l'érosion particulaire : évaluation de l'aléa

La hiérarchisation des attributs et l'extraction des règles d'association de classes ont donné des résultats exploitables pour rechercher des configurations de terrain qui ne correspondent pas nécessairement à la réalisation de l'érosion particulaire, mais qui y semblent prédisposées. Pour évaluer l'aléa érosion, l'algorithme C4.5 et un classifieur bayésien (Naïve Bayes, NB) ont été mis en œuvre. Les calculs ont été réalisés sur la base de données M' (versants seuls).

C4.5 permet de construire un arbre de décision. Concrètement, pour classer (prédire) un cas pour lequel le phénomène n'est pas encore réalisé, il faut partir de la racine de l'arbre et le parcourir en respectant les restrictions imposées à chaque nœud, jusqu'à atteindre une feuille qui représente le résultat de la prédiction. A chaque étape, l'attribut le plus discriminant est pris en compte, contraint par le *GR*. L'arbre obtenu est présenté à l'annexe 3.

Selon les deux méthodes (C4.5 et NB), le résultat de la modélisation peut être restitué pour chaque objet (pixel, cellule), sous forme de raster. Chaque cellule contient alors la probabilité estimée de l'apparition de l'érosion particulaire, c'est la carte d'aléa (illustration V.3.4 A**a**). Ces deux modèles sont validés par une méthode statistique : la validation croisée, qui a été appliquée sur chaque D_i. Un D_i est partitionné en dix sous-ensembles respectant la répartition originelle des classes. Le principe est de calculer le modèle sur 9/10 de la base D_i et de tester sa précision sur le 1/10 restant. Ce principe est réitéré dix fois. La précision moyenne du modèle sur D_i est la moyenne des dix précisions obtenues. Ces résultats sont présentés dans les matrices de confusion (Tableau V.3.4 d) pour mettre en évidence les précisions par classe.

Tableau V.3.4 d - Matrice de confusion des modèles prédictifs de l'aléa érosion calculés avec les classeurs NB et C4.5.

NB	**Non sujet à l'érosion**	**Sujet à l'érosion**	**Total**
Non sujets à l'érosion prédits	83,01 %	20,88 %	82,92 %
Sujets à l'érosion prédits	16,99%	79,12 %	
C4.5	**Non sujet à l'érosion**	**Sujet à l'érosion**	**Total**
Non sujets à l'érosion prédits	83,96 %	15,15 %	83,98 %
Sujets à l'érosion prédits	16,04%	84,85 %	

Dans l'ensemble, les deux approches prédictives donnent des résultats similaires. Le classeur C4.5 donne des résultats sensiblement meilleurs que NB selon la validation croisée. La prédiction des pixels à aléa fort (zones sujettes à l'érosion) semble plus précise avec C4.5 (84,85% contre 79,12% avec NB). C4.5 paraît donc mieux approprié pour l'évaluation de l'aléa érosion avec les données utilisées.

V.3.4.4 Comparaison de l'évaluation de l'aléa par fouille de donnée avec l'approche multicritères

La mise en œuvre de la fouille de données, encore peu utilisée pour l'évaluation des aléas naturels, a permis de montrer la pertinence de ces méthodes d'analyse. L'emploi de données non spécifiques (cas le plus courant), employées par ailleurs par Luneau, 2006, permet de comparer les modèles informatiques obtenus à l'analyse multicritères (hiérarchisation empirique des facteurs, pondération supervisée). La matrice de confusion comparant les méthodes d'évaluation de l'aléa est présentée au tableau V.3.4 e. Si l'évaluation par classification des zones à aléa faible est satisfaisante (91,70 % et 88,91 % de pixels correspondent au modèle expert avec

respectivement C4.5 et NB), la classification des zones à aléa fort semble mauvaise, avec seulement 35,34 % (NB) et 22,59 % (C4.5) de surfaces communes entre carte « fouille de données » et carte « multicritères ». Ceci est très surprenant au vu de la pertinence des résultats obtenus, tant en hiérarchisation des facteurs que par extraction des principales règles d'association de classes. Les différences importantes relevées entre la hiérarchisation des experts et la hiérarchisation mathématique peuvent expliquer cet écart. Par exemple, là où le facteur végétation reçoit un faible poids dans l'évaluation de Luneau, 2006, *IG* et *GR* le placent en tête. A l'inverse, les pentes et les précipitations sont considérées comme les principaux facteurs qui contrôlent l'érosion (Dumas, 2004, Luneau, 2006), alors que *IG* et *GR* leur accordent une importance bien moindre, derrière la végétation et la nature des terrains.

La prise en compte des facteurs étant très différente selon que l'aléa est évalué par la méthode multicritères ou par la fouille de données, se pose donc la question classique du mode de hiérarchisation et du rôle des facteurs dans l'apparition de l'érosion. Si l'exercice est reconnu comme difficile lorsqu'il s'agit de déterminer empiriquement l'importance relative des facteurs, il ne l'est pas dans une approche par fouille de données où les résultats sont parfaitement contraints mathématiquement. Ces résultats suggèrent par conséquent que la hiérarchisation des facteurs adoptée à partir des connaissances empiriques peut être utilement améliorée par la fouille de données.

*Tableau V.3.4 e - Matrice de confusion comparant l'approche par classification (NB et C4.5) et l'approche semi-empirique (Expert). Le cas **ne** correspond à une évaluation d'érosion peu probable (aléa faible) et **e** à une érosion très probable (aléa fort).*

NB	Expert ne	Expert e	Total
Classification ne	91,70 %	64,66 %	75,78 %
Classification e	8,30 %	35,34 %	
C4.5	**Expert ne**	**Expert e**	**Total**
Classification ne	88,91 %	77,41 %	70,18 %
Classification e	11,09 %	22,59 %	

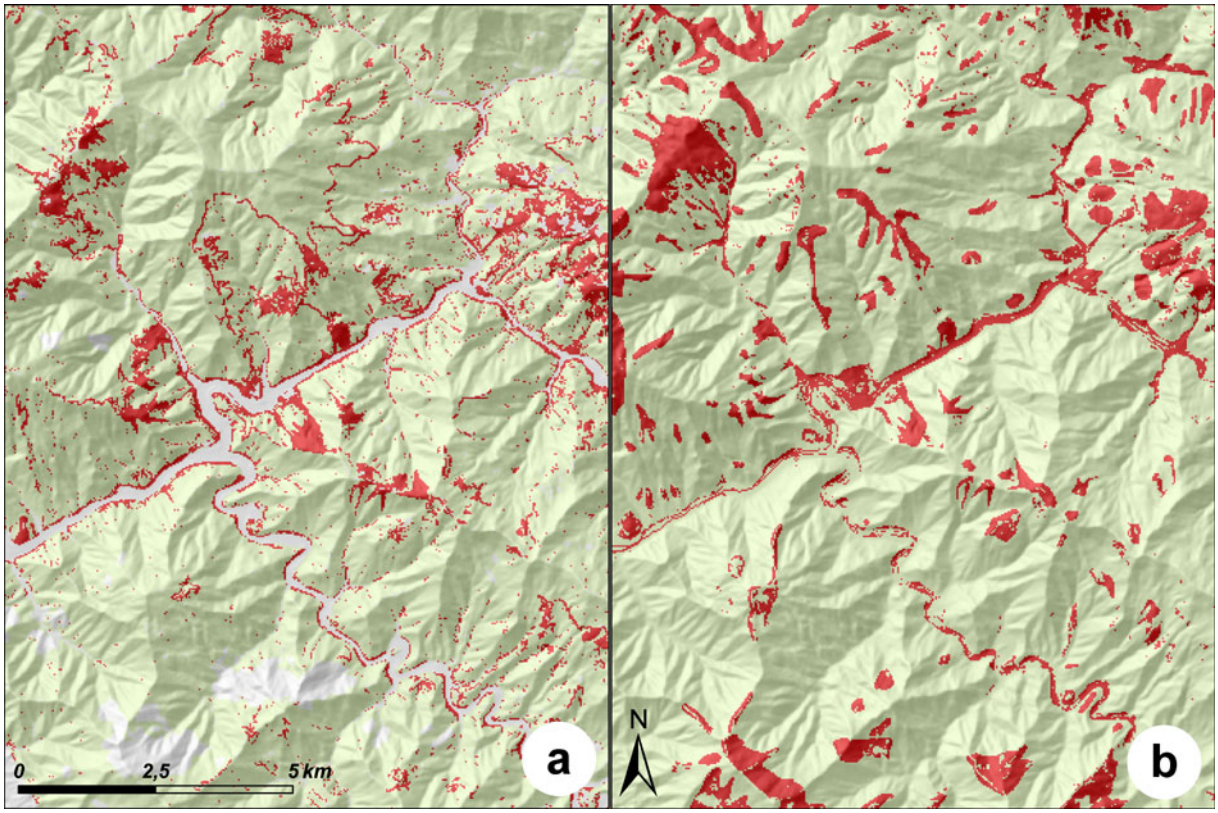


*Illustration V.3.4 A - Comparaison de la carte de l'aléa érosion fort issue d'une modélisation par fouille de données (C4.5, **a**) et par Luneau, 2006(**b**).*

La comparaison visuelle des cartes obtenues avec la carte d'évaluation de Luneau, 2006 (illustration V.3.4 A**b**) montre une différence essentielle : les modèles issus de la fouille de donnée montrent une répartition spatiale souvent disséminée de l'aléa naturel (évoquant la répartition des phénomènes observés sur le terrain), alors que la carte d'évaluation de Luneau, 2006 fait apparaître de grandes zones homogènes à aléa fort (zones latéritiques pour la plupart, correspondance avec les contours géologiques). Les formations concernées sont effectivement reconnues comme étant parmi les plus sensibles (ce que montre aussi l'analyse par fouille de données), mais l'aspect général des deux types de cartes suggère que les modèles d'aléa élaborés par fouille de donnée sont plus réalistes que ceux élaborés par l'approche multicritères. Il est possible de reconnaître certaines formes naturelles, pistes, ou encore zones minières connues par ailleurs, de même que de nombreuses petites zones sensibles (quelques pixels) dont l'existence est effective. De plus, la conjonction de facteurs nécessaires à l'apparition de l'érosion est certainement plus complexe qu'une simple somme de facteurs pondérés, ce qui peut expliquer que les outils de fouille de donnée soient plus aptes à modéliser l'aléa qu'une analyse multicritètes. Contrairement aux évaluations supervisées *a priori* par la connaissance empirique, les modèles prédictifs issus de la fouille de données livrent des résultats quantifiés selon une démarche mathématiquement maîtrisée tout au long de la chaîne de traitement. L'évaluation de l'aléa qui en découle se trouve par conséquent mieux contrainte. Le fait que les cartes d'aléas obtenues par fouille de données prédisent des zones à aléa fort disséminées et peu étendues et qu'elles ne correspondent pas à l'aspect habituel de ce type de cartes n'est pas nécessairement gênant. Elles donnent une image plus réaliste de la répartition spatiale des zones sensibles, simplement parce qu'il a été possible d'effectuer l'évaluation au-delà de ce qui est envisageable par les voies habituelles. L'évaluation qualitative mais aussi quantitative de l'aléa a été réalisée sur des bases mathématiquement contrôlées, avec un jeu de cartes de facteurs identifié par les spécialistes de l'érosion. Comme pour toute carte d'aléa, seule l'apparition de nouvelles zones d'érosion permettra une validation définitive des méthodes employées, mais quelques signes vont déjà en ce sens : certains points reconnus en aléa fort par la modélisation viennent compléter pertinemment des zones incomplètes définies par la méthode IBC de détection des surfaces nues (surfaces d'érosion dans des zones d'ombre, mal classées).

V.4 Discussion

V.4.1 Cartographie automatisée et évaluation de l'aléa érosion

Le résultat de cartographie automatique peut remplir son objectif à l'échelle régionale : il permet effectivement de localiser les zones où des phénomènes sont en cours. La carte donne rapidement une image générale, à un instant donné, de la répartition spatiale des zones subissant des processus d'érosion/sédimentation actifs sur une vaste zone (échelle 1/100 000 ou 1/50 000). La validation des résultats, réalisée sur une petite zone, ne suffit pas à couvrir la totalité des types d'objets, notamment naturels. Il s'avère donc indispensable de disposer d'une carte de référence au moins aussi précise qui répertorie les objets avec une typologie détaillée afin d'évaluer, selon les standards, la fiabilité des résultats obtenus. Cette carte, inexistante à l'heure actuelle, nécessite d'être réalisée en priorité pour plusieurs raisons :

- elle permettra une évaluation chiffrée des méthodes de détection des sols nus et de cartographie automatisée sur une vaste zone et sur de multiples objets;
- les améliorations qui peuvent être apportées à ces méthodes pourront être quantifiées;
- à terme, les cartes sont destinées à la surveillance et à la gestion environnementale. L'évaluation chiffrée de la fiabilité des méthodes de production offrira des garanties de qualité, indispensables à une utilisation en contexte opérationnel.

L'évaluation des méthodes de fouille de donnée pour la spatialisation de l'aléa érosion est quant à elle très encourageante. Les résultats du test montrent qu'il est possible d'obtenir des résultats parfaitement cohérents avec la connaissance locale et que cette dernière peut être utilement améliorée, notamment en termes de hiérarchisation et de pondération des facteurs. Cela se traduit par une capacité accrue en termes d'évaluation de l'aléa en comparaison avec les méthodes couramment utilisées à l'heure actuelle. La fouille de données semble une approche particulièrement adaptée à l'évaluation des aléas, même pour l'étude de régions sur lesquelles peu de données spécifiques sont disponibles. Les méthodes employées, adaptées à l'analyse de grands volumes de données, conviennent particulièrement bien à la problématique régionale avec de multiples facteurs spatialisés. La place de l'expertise des thématiciens, réduite dans cette démarche au bénéfice de l'objectivité, reste malgré tout incontournable pour poser les bonnes questions, interpréter et valider les résultats obtenus.

V.4.2 Amélioration potentielle des méthodes

Si les résultats obtenus peuvent être considérés comme satisfaisants dans l'ensemble pour la cartographie de base (érosion/sédimentation), les défauts de typologie identifiés doivent et peuvent être traités. Concernant la méthode de détection des surfaces nues (IBC), il existe plusieurs pistes d'amélioration possibles, qui nécessitent de nouveaux travaux en télédétection et sur le terrain :

- Les seuils de détection actuels discriminent inégalement les différents types de terrains nus en domaine ultrabasique. Bien que les terrains les moins bien détectés soient peu étendus, les seuils peuvent être affinés et l'utilisation d'autres indices, en complément de l'indice de brillance, pourrait pallier aux petits défauts de classification;
- Dans la démarche actuelle, la méthode ne permet pas de distinguer les différentes natures de surfaces nues. Les travaux de terrain montrent pourtant que l'érosion ne s'exprime pas de la même manière dans les différents types de latérites que dans les saprolites. Les cartes géologiques actuelles ne proposent pas ce niveau de détail des formations superficielles, l'étude du potentiel de la télédétection pour y parvenir serait, dans le cadre de l'étude de l'érosion entre autres, d'une utilité certaine, notamment pour inventorier les phénomènes.
- Une des limitations de l'imagerie satellitaire est la sensibilité des réponses spectrales aux ombres portées des reliefs. Des méthodes de « flattening[25] » ont été développées ces dernières années, leur application est maintenant opérationnelle (Dymond & Shepherd, 2004). La mise en œuvre de tels traitements permettrait d'optimiser la détection des surfaces nues dans les zones d'ombre, où le signal est plus difficile à interpréter.

La méthode d'analyse automatique des zones actives peut elle aussi être significativement améliorée :

- Dès lors qu'une carte de référence sera disponible, les seuils morphologiques utilisés pourront être réévalués à l'échelle régionale. Il serait par ailleurs intéressant de rechercher la pertinence d'autres critères morphologiques susceptibles d'améliorer l'analyse.
- Les outils de reconnaissance de forme, non utilisés dans cette première approche, constituent une piste incontournable de développement du processus de simulation de l'expertise. L'injection de critères de forme dans la méthode devrait permettre, par exemple, de distinguer les zones minières des talus de pistes. Les nouvelles pistes, absentes des cartes topographiques, pourraient aussi être révélées par l'analyse de formes par exemple.
- La combinaison d'une méthode de détection plus performante avec un processus automatique amélioré et optimisé doit conduire à un degré de précision suffisant pour affiner la typologie des surfaces, notamment en ce qui concerne les surfaces en érosion. Ceci constitue une des perspectives clef pour ces travaux, qui pourrait mener rapidement à un inventaire phénoménologique à l'échelle régionale.

25 Le flattening d'une image satellite consiste à effectuer des corrections radiométriques qui gomment l'effet des ombres portées. Ces traitements sont particulièrement utiles pour l'étude de zones montagneuses.

Quant à l'évaluation de l'aléa érosion à partir des méthodes de fouille de données, elles doivent maintenant être confrontées à des jeux de données plus conséquents en termes de typologie. La classe d'apprentissage utilisée pour cette première approche était binaire, mais pour passer au stade opérationnel, il est nécessaire de travailler avec une couche de classes contenant une information typologique plus fournie. Ainsi, les cartes d'aléa deviendront peut-être suffisamment détaillées pour être mieux prises en compte en aval par les analystes et décideurs.

V.4.3 Perspectives d'application des méthodes présentées

Au-delà des améliorations potentielles pour renforcer la capacité d'analyse en contexte ultrabasique, l'intérêt des méthodes identifiées ou développées au cours de l'étude fait naître de nouvelles perspectives d'application :

- A terme, rendre les méthodes d'automatisation opérationnelles présente un large potentiel d'application pour le suivi environnemental et l'évaluation de l'aléa érosif. Si l'inventaire régional des phénomènes est rendu facile (développement d'un outil spécifique), les délais de production des cartes peuvent être extrêmement brefs en comparaison avec les délais actuellement nécessaires. L'actualisation rapide des informations permettra une grande réactivité pour évaluer ou réévaluer les aléas, notamment grâce à un couplage avec les méthodes de fouille de données. Le coût réduit de ces méthodes présente un atout supplémentaire non négligeable, qui permettra une bonne prise en compte des aléas naturels.
- La méthode cartographique employée a été développée pour le capteur SPOT. Il serait intéressant d'envisager sa transposition à d'autres capteurs, notamment les capteurs THR* pour tendre vers une cartographie de détail.
- La méthode de détection IBC a été mise en place dans un but précis (inventaire des sites dégradés par l'activité minière), son efficacité est avérée exclusivement sur les massifs de péridotites néocalédoniens. Dans un contexte de classement de vastes zones au patrimoine mondial de l'UNESCO, le besoin en outils opérationnels sur l'ensemble de la Grande Terre va augmenter, pour répondre à la nécessité de surveiller les zones alimentant le littoral en produits terrigènes. Les méthodes cartographiques proposées pourraient utilement être développées pour couvrir la totalité de l'île.
- La Nouvelle-Calédonie est loin d'être le seul territoire intertropical fortement soumis à la fois à l'érosion naturelle et aux activités minières ou forestières. Le fait que les données utilisées en entrée existent la plupart du temps permettrait d'étudier la transposabilité des méthodes employées. Les autres régions ultrabasiques de la zone intertropicale (Papouasie-Nouvelle Guinée, Caraïbe...) constituent des cibles privilégiées pour évaluer cette transposabilité.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES ET PERSPECTIVES

Placés en amont de l'évaluation opérationnelle des aléas, ces travaux avaient pour objectif d'apporter une contribution à la compréhension des mécanismes d'évolution des versants des massifs ultrabasiques néocalédoniens et de proposer une approche adaptée pour l'évaluation régionale des aléas associés à cette évolution. Les mouvements de terrain et l'érosion particulaire sont les deux aléas qui ont été étudiés. Les résultats obtenus posent un cadre géologique et méthodologique pour l'étude de différents phénomènes auparavant mal cernés et par conséquent mal considérés.

Les mouvements de terrain en domaine ultrabasique

L'analyse de terrain détaillée du site du Vallon Dore a servi à décrire l'environnement géologique et géomorphologique dans lequel s'expriment les mouvements de versant. L'histoire de la mise en place du « dôme » du Vallon Dore a été reconstituée depuis la déstabilisation du grand massif jusqu'aux reprises gravitaires actuelles, démontrant l'existence d'un panneau glissé en masse comme le suggéraient Maurizot & Riondy, 1988. Ces résultats ont conduit à proposer un modèle d'évolution du versant SO du massif du Mont Dore. Ce modèle permet d'expliquer l'ensemble des instabilités observées dans la zone étudiée, ainsi que le cortège de formations superficielles associé. Il souligne aussi le caractère potentiellement dangereux que représente une telle structure plurihectométrique pour les populations et les biens alentours :

- Dans la partie haute du massif, à l'amont des masses glissées, l'incision torrentielle, les éboulis et coulées ou laves torrentielles dominent;
- Les grandes masses glissées, en cours de stabilisation, sont sujettes à d'importantes perturbations (glissements de terrain, éboulis, coulées de débris et remaniements torrentiels).

De plus, le dispositif de suivi mis en place sur cette zone permettra, s'il est maintenu, d'identifier d'éventuels mouvements résiduels en grande masse qui aggraveraient significativement le danger potentiel précité.

Le modèle d'évolution de versant met en évidence l'influence conjuguée de l'histoire tectonique et du fonctionnement hydrogéologique du massif:

- Les grands glissements sont apparus sous le contrôle d'un système de failles. N170 à pendage ouest dans le massif du Mont Dore, cette structuration tectonique est à relier à la surrection de la partie SO de ce massif, qui a donné lieu au surcreusement des formations superficielles du SO décrit par Maurizot, 2001 et à la morphologie abrupte du versant. Le système de failles normales tardives à plans siliceux impliqué est par ailleurs évoqué par Lagabrielle & Chauvet, 2008, mais les présents travaux vont à l'encontre de l'interprétation qu'en font ces auteurs.
- Les faciès bréchiques décrits au Vallon Dore au cours de cette étude (faille DM) ou sur le sentier d'Éole par Lagabrielle & Chauvet, 2008 montrent tous de fortes similitudes avec la description pétrographique des bases de cellules karstiques proposée par Genna *& al.*, 2005a. En outre, la serpentinisation des péridotites du Vallon Dore ne peut être rattachée ni à la semelle de base de nappe, ni à un quelconque accident intranappe. Si une origine exclusivement gravitaire est vraisemblablement à écarter pour les faciès cataclastiques du Mont Dore, l'évolution minéralogique des péridotites sous l'effet des eaux karstiques constitue l'explication la plus probable pour la serpentinisation antéglissement du « dôme » du Vallon Dore. Le caractère imperméable des brèches tectoniques non altérées explique l'installation d'une nappe phréatique, propice à l'hydratation des minéraux observée.

En l'état actuel des connaissances, la conjonction du facteur néotectonique avec un tel contexte hydrogéologique est manifestement à l'origine de l'évolution géomorphologique récente du versant SO du massif du Mont Dore. Structures géologiques et eaux souterraines sont classiquement reconnues comme des facteurs qui contrôlent fréquemment les mouvements de terrain. La sismicité de la région, discrète mais réelle, tient certainement elle aussi une part non négligeable dans la déstabilisation de ces versants sensibles.

L'étude du Grand Massif du Sud a révélé l'importance des grandes morphologies de glissement. Plus de 200 formes ont été recensées dans la partie montagneuse (fortes pente et altitude) et la plupart sont « anciennes ». Les masses qui ne sont pas encore stabilisées restent actuellement le siège de désordres. Les structures de glissement, observées à différents stades d'évolution, sont souvent associées à un cortège de formations superficielles équivalent à celui du Vallon Dore, suggérant une évolution comparable des versants, au front de nappe comme à l'intérieur du massif. Le modèle défini au Vallon Dore apparaît par conséquent potentiellement généralisable à ces grands glissements en masse. Les zones touchées sont caractérisées par une altération intense, souvent associée à une minéralisation nickélifère. Les grands glissements actuellement actifs s'expriment dans des masses serpentinisées, ce qui tend à souligner que la nature des roches portant les latérites est un facteur déterminant dans les mouvements de versants en contexte ultrabasique néocalédonien. La relation avec la structure géologique est souvent plus difficile à établir faute de données structurales, mais les linéaments morphologiques issus du MNT suggèrent tout de même que ce contrôle existe. La forte prédominance des directions de départ des masses glissées vers le sud peut traduire l'importance de ce contrôle structural.
L'état de préservation de la plupart des morphologies de glissement vis à vis de l'érosion étant comparable à celui du versant SO du Mont Dore, l'âge de plusieurs milliers d'années avancé par Maurizot, 2001 peut être généralisé au Grand massif du Sud, c'est à dire à l'échelle régionale. L'incision des reliefs, consécutive à la surrection des reliefs de la Grande Terre, constitue une première cause possible à l'évolution rapide des versants montagneux. Cette surrection s'est cependant opérée sur de bien plus grandes périodes que celles considérées ici, elle ne peut pas être tenue pour seule responsable de cet épisode très récent de démantèlement généralisé. Par contre, les variations quaternaires du niveau eustatique ont vraisemblablement joué un rôle décisif dans cette activité morphogénique majeure. Quelques phases d'immersion du lagon sont connues (interglaciaires 210 ka, 125 ka et actuel), avec des baisses de niveau au cours des épisodes glaciaires de plus de 100 m (Chevillotte *& al.*, 2005). Cette succession de bas et hauts niveaux marins a favorisé une alternance de phases d'incision rapide des reliefs émergés (bas niveaux, climat froid et sec) avec des phases de mise en charge des nappes phréatiques et d'altération (hauts niveaux, climat plus chaud et humide). Les périodes de transition ont, par conséquent, pu donner lieu à des déstabilisations massives et graduelles telles que celles observées. Lors de la dernière transgression importante (-18 000 à -10 000 ans), le niveau marin est remonté de 120 à 130 m en quelques milliers d'années. Cette période est la dernière qui ait été particulièrement favorable à l'évolution de grandes structures de glissement en domaine ultrabasique. L'essentiel de ces structures semble avoir cessé de fonctionner en grande masse, laissant souvent place à une évolution secondaire décrite dans le modèle du Vallon Dore. La caractérisation de l'aléa associé à ces phénomènes est désormais établie, sur des bases scientifiques plus étayées, dans la mesure où les principaux mécanismes générateurs ont été identifiés dans l'espace et à l'échelle de temps géologique.

L'aléa érosion particulaire dans les massifs de péridotites

La recherche de solutions méthodologiques adaptées à l'évaluation des aléas à l'échelle régionale a été effectuée sur l'érosion particulaire. L'analyse de terrain réalisée sur le site pilote du Vallon Dore a montré que ce genre d'érosion dépend fortement de la nature et de la structure du régolithe. Trois types de phénomènes principaux y ont été recensés.

- L'érosion en nappe adoucit les morphologies, les gomme et uniformise les surfaces. Les surfaces restent sous couvert végétal et l'évolution est lente en milieu naturel.
- L'érosion régressive en lavakas, se développe du fait d'un contraste de comportement des différents horizons latéritiques vis à vis des eaux de subsurface. Elle peut toucher des surfaces très étendues et s'arrête lorsque les niveaux rocheux sont atteints. Généralement lente lorsque les phénomènes naturels sont en jeu, cette évolution peut avoir une origine anthropique et présenter alors, parfois, une dynamique rapide.
- Le ravinement touche les niveaux meubles du régolithe, essentiellement les latérites jaunes et les saprolites à caractère graveleux. Les ravines naturelles sont fréquemment à relier à des structures préexistantes.

Il n'existe pas de carte répertoriant ces phénomènes à l'échelle régionale en Nouvelle-Calédonie. En réponse aux limitations généralement imposées à l'évaluation des aléas par le déficit récurrent de données d'inventaire ou de connaissances suffisamment fines sur les phénomènes, deux volets méthodologiques ont été développés. L'intérêt s'est porté sur l'ensemble des phénomènes d'érosion particulaire pour permettre une approche simplifiée adaptée au cadre général des aléas de versant.

Le premier volet méthodologique visait à automatiser la cartographie de base des sols affectés par l'érosion, préalable aux inventaires phénoménologiques. Cette automatisation, rendue nécessaire par le déficit de données et par le fort potentiel d'évolution du milieu en saison cyclonique, s'appuie largement sur l'exploitation de l'imagerie satellitaire et sur les SIG*. La méthode mise en place consiste à détecter les surfaces actives (sols nus) par télédétection, puis à les analyser selon des règles SIG* simulant une expertise, avant validation. La carte produite permet de localiser, à l'échelle régionale et à une date donnée, les zones actives (érosion et sédimentation). Les résultats expérimentaux obtenus offrent une vision générale et rapidement actualisable de la répartition de ces zones, ce qui en fait un outil potentiel de première importance pour l'évaluation des aléas de versant. Des améliorations ont été proposées pour réduire les quelques défauts relevés.

Le second volet méthodologique s'est intéressé à l'étude du potentiel de la fouille de données pour l'évaluation de l'aléa « départs érosifs », ces méthodes étant considérées dans de nombreux domaines comme opérationnelles. Les tests ont été effectués sur le jeu de cartes de facteurs d'une analyse multicritères antérieure, de manière à pouvoir comparer les résultats. Les principales conditions d'apparition de l'érosion ainsi déterminées sont en parfaite cohérence avec la connaissance de terrain dite « à titre d'expert », d'où une validation des méthodes employées. Une telle approche permet un gain significatif en termes de hiérarchisation et de pondération des paramètres qui commandent l'aléa. Les bases mathématiques sur lesquelles se fonde ce type de quantification améliorent la vision naturaliste de l'expert. La construction de modèles prédictifs des phénomènes par l'application des algorithmes C4.5 et Naïve Bayes a fourni une évaluation de l'aléa pertinente et affinée, dépassant les limites des approches basées sur les connaissances préalables. Les algorithmes utilisés sont susceptibles de produire des modèles quantitatifs. Appliqués à l'évaluation des aléas de versant, ils apparaissent potentiellement plus intéressants que les méthodes employées à l'heure actuelle.

Perspectives

Ces travaux ouvrent de nouvelles perspectives pour l'étude des aléas de versant. Les connaissances acquises à la fois sur les mouvements de terrain et sur l'érosion particulaire mériteraient, en effet, d'être complétées et affinées.

En terme de suivi de terrain, l'étude du site pilote du Vallon Dore peut être poursuivie. A minima, la poursuite d'étude pourrait passer par l'exploitation du réseau de suivi topographique mis en place. Celui-ci reste opérationnel et gagnerait à être maintenu en complément du réseau provincial, tant d'un point de vue scientifique que pour la sécurité des populations vivant sous la menace.

En terme de méthodologie, les améliorations potentielles identifiées pour la cartographie automatique des zones actives liées à l'érosion constituent une première piste de travail à court terme. Une autre piste réside dans l'étude des aléas par fouille de données. Elle pourrait être approfondie, d'une part, par l'injection en entrée de plus nombreux paramètres et d'autre part, par l'emploi d'une carte de référence plus détaillée. La référence utilisée ici était binaire (sol nu ou non) et une carte d'inventaire permettrait de produire des résultats encore plus réalistes.

Recherche appliquée et délivrables applicables au contexte néocalédonien

Pour que l'évaluation des aléas initiée dans ce travail devienne une réalité en Nouvelle-Calédonie, les développements esquissés doivent maintenant être rendus opérationnels. Pour ce faire, une cartographie des formations superficielles reste cependant nécessaire (1/25.000 au minimum). Elle pourrait être réalisée sur une région pilote pour que les progrès effectués puissent être quantifiés et permettre ainsi le passage au stade opérationnel des solutions proposées.

Les grandes structures gravitaires devraient, par ailleurs, être systématiquement recherchées dans les autres massifs de péridotites montagneux, puisque les évènements à l'origine de ces grands glissements en masse ont *a priori* touché la totalité de l'archipel. Une telle recherche permettrait de généraliser le modèle d'évolution des versants proposé, s'il est confirmé que l'ensemble des versants des hauts massifs ont évolué de manière similaire.

Si les méthodes proposées s'avèrent, une fois affinées, être des outils performants pour une l'étude de l'érosion *s.l.* en Nouvelle-Calédonie, leur adaptation à l'ensemble des formations géologiques du pays est envisageable. Elles s'inscriraient alors dans la panoplie des outils à développer pour la surveillance et la gestion environnementales de milieux riches et sensibles inscrits au patrimoine mondial de l'UNESCO. La démarche suivie est, en effet, suffisamment générique pour qu'une transposition au-delà du domaine ultrabasique puisse être envisagée, de manière à élargir son champ d'application.

Recherche fondamentale

Le grand nombre de structures gravitaires identifiées dans le Massif du Sud incite à affiner la typologie des phénomènes et des structures associées. En effet, la cartographie réalisée au cours de cette étude et quelques autres cartes géologiques d'extension réduite détaillent les formations superficielles. Le modèle d'évolution des versants du domaine ultrabasique montagneux a ainsi pu être ponctuellement validé, mais une généralisation nécessiterait plus d'information de terrain, ce qui n'était pas réalisable dans le cadre de cette étude. Des travaux de terrain sont par conséquent indispensables à l'approfondissement des connaissances sur le fonctionnement actuel de ces systèmes instables. Ces travaux apporteraient des compléments utiles à l'étude des mouvements de terrain et de l'érosion particulaire. Ils permettraient d'avoir une vision plus synthétique des relations fonctionnelles entre les différents phénomènes qui se déclarent sur les versants des massifs de péridotites. L'occasion serait aussi donnée de rechercher si tous les phénomènes observés rentrent ou non dans le cadre de l'évolution mise en évidence dans les présents travaux.

La mise en relation de la carte des grandes masses glissées avec les données géomorphologiques récentes représente par ailleurs une piste pour mieux cerner les types de

formations mobilisées. Par exemple, une étude comparée de ces structures et de la carte des différents types de surfaces d'altération réalisée par Chevillotte, 2005 pourrait apporter des compléments d'information importants pour la caractérisation des zones sensibles. Il serait en effet intéressant d'étudier quelles surfaces ont été affectées par une évolution gravitaire en grande masse (les régolithes épais des surfaces anciennes sont-ils les seuls touchés ?). L'étude des surfaces sur lesquelles se sont mises en place les masses glissées permettrait aussi de mieux contraindre la ou les périodes d'activité gravitaire importante.

Enfin, puisque de nombreuses petites exploitations minières ont été implantées sur d'anciennes structures gravitaires, une approche métallogénique *a posteriori* peut être envisagée. A l'heure où le Centre national de recherche technologique (CNRT) « Nickel et son environnement » vient de lancer ses premiers appels à projets, l'intérêt scientifique grandit autour de la métallogénie du nickel supergène. Une telle approche permettrait d'apprécier la relation entre les grands glissements anciens et les minéralisations nickélifères. Le ou les types de minéralisations concernés pourraient ainsi être identifiés et mieux contraints chronologiquement. Potentiellement, une meilleure compréhension de la mise en place de ces gisements serait envisageable au travers d'une étude métallogénique approfondie de ces zones.

Finalement, ces travaux apportent des contributions en termes de connaissances sur l'évolution superficielle récente des massifs ultrabasiques de nouvelle-Calédonie et en termes de méthodologie pour l'étude des aléas de versant. Ils ouvrent des perspectives d'application directe pour la Nouvelle-Calédonie, ainsi que des pistes de recherche plus fondamentale en géologie de la surface, en géomorphologie et en métallogénie du nickel supergène. La liste des contributions scientifiques liées à ces travaux et diffusées à la date de publication de ce mémoire sont disponibles à l'annexe 4.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Agrawal R & Srikant R, 1994 - *Fast algorithms for mining association rules in large databases*. In *Proceedings of 20th International Conference in Very Large Data Bases VLDB'94*, pp. 487-499.

Allouard P, 1954 - *La route forestière en pays tropical (2e partie)*. Bois et Forêts des Tropiques , (34), pp. 29-44.

Antoine P, Cojean R, Durville J, Landry J, Leroi E, Marie R, Pothérat P, Toulemont M & Villain J, 2000 - *Guide technique pour la caractérisation et cartographie de l'aléa dû aux mouvements de terrain*. , Laboratoire Central des Ponts et Chaussées (Ed.), 90 p.

Audru JC, Bitri A, Desprats JF, Mathon C, Sabourault P, Terrier-Sedan M & Sedan O, 2002 - *Projet Risques naturels et érosion à Mayotte.- Résultats d'année 1*. BRGM, Rapport intermédiaire RP-51738-FR, 95 p.

Audru JC, Desprats JF, Eucher G, Jossot O, Mathon C, Nédellec JL, Rançon JP, Sedan O, Zornette N, Guillobez S, Daniel P & Haie B, 2004 - *Atlas des aléas naturels à Mayotte. Communes de Chiconi, Ouangani, Sada et Chirongui*. BRGM, Rapport d'étude RP-52662-FR, 121 p.

Beauvais A, Parisot JC & Savin C, 2007 - *Ultramafic rock weathering and slope erosion processes in a South West Pacific tropical environment*. Geomorphology ,83 (1-2), pp. 1-13.

Bénichou P & Le Breton O, 1987 - *Prise en compte automatique de la topographie pour la cartographie des champs pluviométriques statistiques*. La Météorologie ,7è série (19), pp. 23-34.

Bourguignon A, King C & Bour M, 2003 - *Charte "Espace et catastrophes majeures" - Etude de faisabilité d'un appui BRGM aux agences spatiales*. BRGM, Rapport de recherche RP-52068-FR, 32 p.

BRGM, 1990 - *Etude géologique et géotechnique préliminaire de trois zones affectées par des mouvements de terrain. Communes de Dumbéa, Mont Dore et Poindimié*. BRGM, Rapport technique , 94 p.

Cabioch G, Corrège T, Turpin L, Castellaro C & Recy J, 1999 - *Development patterns of fringing and barrier reefs in New Caledonia (southwest Pacific)*. Oceanologica Acta ,22 (6), pp. 567-578.

Campy M & Macaire J, 1989 - *Géologie des formations superficielles. Géodynamique - faciès - utilisation*. , Masson (Ed.), 433 p.

Cerdan O, Le Bissonnais Y, Souchère V, King C, Antoni V, Surdyk N, Dubus I, Arrouays D & Desprats JF, 2006 - *Guide méthodologique pour un zonage départemental de l'érosion des sols. Rapport n°3: Synthèse et recommandations générales*. BRGM, Rapport méthodologique RP-55104-FR, 85 p.

Chevalier A, 1950 - *La décadence des sols et de la végétation en Afrique Occidentale Française et la protection de la nature*. Bois et Forêts des Tropiques , (16), pp. 335-353.

Chevalier P, De La Torre Y, Hébert A, Kaufmant T & Chabalier PF, 2002 - *Cartographie de l'aléa érosion des sols à la Réunion - Phase 2 : caractérisation et cartographie (1/100000 à 1/50000) de l'aléa érosion*. BRGM, Rapport d'étude RP-52031-FR, 78 p.

Chevillotte V, 2005 - *Morphogenèse tropicale en contexte épirogénique modéré. Exemple de la Nouvelle-Calédonie (Pacifique Sud-Ouest)*. Thèse de doctorat, Université de la Nouvelle-Calédonie, 163 p.

Chevillotte V, Chardon D, Beauvais A, Maurizot P & Colin F, 2006 - *Long-term tropical morphogenesis of New-Caledonia (Southwest Pacific): Importance of positive epeirogeny and climate change*. Geomorphology ,81, pp. 361-375.

Chevillotte V, Douillet P, Cabioch G, Lafoy Y, Lagabrielle Y & Maurizot P, 2005 - *Evolution géomorphologique de l'avant-pays du Sud-Ouest de la Nouvelle-Calédonie durant les derniers cycles glaciaires*. Comptes Rendus Géoscience , (337), pp. 695-701.

Cluzel D, Aitchison JC & Picard C, 2001 - *Tectonic accretion and underplating of mafic terranes in the Late Eocene intraoceanic fore-arc of New Caledonia (Southwest Pacific): geodynamic implications*. Tectonophysics , (340), pp. 23-59.

Coque R, 1993 - *Géomorphologie*. , Armand Colin (Ed.), 503 p.

Danloux J & Laganier R, 1991 - *Classification et quantification des phénomènes d'érosion, de transport et de sédimentation sur les bassins touchés par l'exploitation minière en Nouvelle-Calédonie*. Hydrologie continentale ,6 (1), pp. 15-28.

Davis W, 1925 - *Les côtes et les récifs coralliens de la Nouvelle-Calédonie*. 34 (191).

Denis A, Filis G & Pasquet R, 1991 - *Avant-projet sommaire des solutions confortatives du glissement de terrain survenu à l'amont des lotissements Rieu, Berton et de l'Aiguade. Commune du Mont-Dore - Nouvelle-Calédonie*. BRGM, Rapport d'étude RR-32059-FR, 17 p.+ nombreuses annexes et cartes.

Derruau M, 1990 - *Les formes du relief terrestre. Notions de géomorphologie*. 5e édition, Masson (Ed.), 120 p.

Desprats JF, Delpont G, Oliveros C, Lagos M & Khüne A, 2000 - *Analyse statistique d'indices d'érosion pour une quantification de la cartographie de la sensibilité potentielle des sols à l'érosion par télédétection et SIG. (Cordillère de la côte-Zone centrale du Chili)*. BRGM, Rapport de recherche RP-50595-FR, 27 p.

DITTT/ST, 2006 - *BD Topo 1/10 000*. Gouvernement de la Nouvelle-Calédonie, Direction des Infrastructures Terrestres, des Transports et de la Topographie, Service de la Topographie, Système d'information Géograghique , données vectorielles.

DTSI/SGT, 2006 - *Cartographie des surfaces dégradées par l'activité minière à l'aide de SPOT5*. Gouvernement de la Nouvelle-Calédonie, Direction des Technologies et des Services de l'Information, Service de la Géomatique et de la Télédétection, Atlas cartographique 1ère édition, 26 p.

Dumas P, 2004 - *Caractérisation des littoraux insulaires : approche géographique par télédétection et SIG pour une gestion intégrée. Application en Nouvelle-Calédonie*. Thèse de doctorat, Université d'Orléans, 400 p.

Dumas-Pilhou C, 2006 - Présentation du système GPS, 52 p.

Dymond JR & Shepherd JD, 2004 - *The spatial distribution of indigenous forest and its composition in the Wellington region, New Zealand, from ETM+ satellite imagery.* Remote Sensing Environment , (90), pp. 116-125.

Eucher G, Audru JC, Bouleau C, Desprats JF, Djaco E, Jossot O, Nedellec JL, Vigneau A, Guillobez S, Daniel P & Haie B, 2006 - *Atlas des aléas naturels à Mayotte. Communes de Kani Kéli et Bouéni*. BRGM, Rapport d'étude RP-55077-FR, 85 p.

Fayyad U, Piatetsky-Shapiro G & Smyth P, 1996 - *From data mining to knowledge discovery in databases*. AI Magazine ,17-3, pp. 37-54.

Fayyad UM & Irani KB, 1993 - *Multi-interval discretization of continuous-valued attributes for classification learning*. Proceedings of the 13th International Joint Conference on Artificial Intelligence, pp. 1022-1027.

Flamand B, 2006 - *Les pentes externes du récif barrière de la Grande Terre de Nouvelle-Calédonie: morphologie, lithologie, contrôle de la tectonique et de l'eustatisme*. Thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale, 250 p.

Foucault A & Raoult J, 1995 - *Dictionnaire de géologie*. 4e édition, Masson (Ed.), 324 p.

Foucault A & Raoult J, 2005 - *Dictionnaire de géologie*. 6e édition, Dunod (Ed.), 382 p.

Genna A, Bailly L, Lafoy Y & Augé T, 2005a - *Les karsts latéritiques de Nouvelle-Calédonie*. Karstologia , (45-46), 19-28.

Genna A, Maurizot P, Lafoy Y & Augé T, 2005b - *Contrôle karstique de minéralisations nickélifères de Nouvelle-Calédonie*. Comptes Rendus Géoscience , (337), 367-374.

Golder Associates, 2004 - *Le milieu physique. Rapport de base sur le climat, la géologie, l'hydrologie et l'hydrogéologie. Projet Goro Nickel, Nouvelle-Calédonie*. Golder Associates Pty Ltd, 412-03639030-Bilingual, 60 p.

Grossman RL, Kamath C, Kegelmeyer P, Kumar V & Namburu R, 2001 - *Data mining for scientific and engineering applications*, 628 p.

Han J & Kamber M, 2006 - *Data Mining: Concepts and Techniques*. 2nde édition, Morgan Kaufmann (Ed.), 770 p.

Henensal P, 1986 - *L'érosion externe des sols par l'eau. Approche quantitative et mécanismes*. Laboratoire Central des Ponts et Chaussées, Rapport de recherche 138, 77 p.

Highland L & Bobrowsky P, 2008 - *The landslide handbook - A guide to understanding landslides*. USGS, Circular 1325, 129 p.

Humbert M & Maurizot P, 1989 - *Stabilité des versants et érosion des sols appliquées à l'aménagement du Grand Nouméa (Communes de Païta, de Dumbéa, du Mont Dore) Nouvelle-Calédonie*. BRGM, Rapport d'étude RR-30190-FR, 38 p.

Jaboyedoff M, Baillifard F, Kaufmann JF & Labiouse V, 2002 - *Identification des versant rocheux potentiellement instables*. In *Université Européenne d'Eté sur les risques naturels 2002*, , International independent center of climate change impact on natural risk analysis in mountainous area (Quanterra) (Ed.).

John GH & Langley P, 1995 - *Estimating continuous distributions in bayesian classifiers*. In *Proceedings of the 11th Conference on Uncertainty in Artificial Intelligence*, pp. 338-345.

Kert C, 1995 - *Rapport sur les techniques de prévision et de prévention des risques naturels : séismes et mouvements de terrain*. Assemblée Nationale, Rapport parlementaire 2017, Tome 1, 336 p.; Tome 2, 140 p.

Lagabrielle Y & Chauvet A, 2008 - *The role of extensional tectonics in shaping Cenozoic New-Caledonia*. Bulletin de la Société Géologique de France ,179 (3), pp. 315-329.

Laganier R, 1994 - *Contribution à l'étude des processus d'érosion et des risques naturels dans les îles du Sud-Ouest Pacifique (Nouvelle-Calédonie et Iles Salomon)*. Thèse de doctorat, Université des Sciences et Technologies de Lille-Flandres-Artois, 305 p.

Larousse, 2007 - *Larousse de poche 2007* , Larousse (Ed.), 1039 p.

Le Bissonnais Y, Thorette J, Bardet C & Daroussin J, 2002 - *L'érosion hydrique des sols en France*. , INRA & IFEN (Ed.), 105 p.

Le Roy P, Cabioch G, Monod B, Lagabrielle Y, Pelletier B & Flamand B, 2008 - *Late Quaternary history of the Nouméa lagoon (New Caledonia, South West Pacific) as depicted by seismic stratigraphy and multibeam bathymetry. A modern model of tropical rimmed shelf*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology ,270, pp. 29-45.

Léone F, 1996 - *Concept de vulnérabilité appliqué à l'évaluation des risques générés par les phénomènes de mouvements de terrain*. Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier, Grenoble I, 294 p.

Loke MH, 1997 - *Electrical imaging surveys for environnemental and engineering studies: practical guide to 2DD and 3D survey.* , , .

Luneau G, 2006 - *La spatialisation de l'aléa érosion des sols en Nouvelle-Calédonie. Méthodologie définie sur les communes de Dumbéa, Païta et Bouloupari*. INP Toulouse - ENSAT, Université de Toulouse Le Mirail, Mémoire de Master, 78 p.

Maura J, 2008 - *Méthodologie d'appréhension des phénomènes érosifs naturels et anthropiques dans les processus de gestion d'un patrimoine classé, sous influence industrielle minière*. Sup Agro Montellier, Mémoire de master.

Maurizot P, 2001 - *Cartographie des formations superficielles et des aléas mouvements de terrain en Nouvelle-Calédonie - Massif du Mont-Dore. Etude complémentaire pour la prise en compte des risques naturels dans le plan d'urbanisme directeur de la commune du Mont-Dore*. BRGM, Rapport d'étude RP-50725-FR, 56 p.

Maurizot P & Delfau M, 1995 - *Cartographie de la sensibilité à l'érosion. Province Sud, Nouvelle-Calédonie*. BRGM, Rapport d'étude RR-38660-FR, 76 p.

Maurizot P & Lafoy Y, 1998a - *Cartographie des aléas naturels (Mouvements de terrain, Erosion) dans le territoire de Nouvelle-Calédonie. Zone de Pouembout*. BRGM, Rapport d'étude RR-40404-FR, 60 p.

Maurizot P & Lafoy Y, 1998b - *Cartographie des aléas naturels (Mouvements de terrain, Erosion) dans le territoire de Nouvelle-Calédonie. Zone de Dumbea - Paita*. BRGM, Rapport d'étude RR-40403-FR, 69 p.

Maurizot P & Lafoy Y, 1999 - *Cartographie des aléas naturels (Mouvements de terrain, érosion) dans le Territoire de Nouvelle-Calédonie - Zone de Tontouta (1/25.000). Carte informative des phénomènes recensés. Carte géologique du substrat et des formations superficielles*. BRGM, Rapport d'étude RR-40776-FR, 50 p.

Maurizot P & Lafoy Y, 2003 - *L'aléa naturel mouvement de terrain en Nouvelle-Calédonie. Synthèse des connaissances*. BRGM, Document de synthèse RP-52213-FR, 180 p.

Maurizot P & Leguéré J, 1990 - *Rapport provisoire des études de phase 1 après cartographie géologique au 1/1000 et campagne de sondages électriques*. BRGM, Rapport d'étude TA-514-90, 7 p.+ nombreuses annexes, 1 carte.

Maurizot P & Riondy G, 1988 - *Commune du Mont Dore, Nouvelle-Calédonie. Glissement du Mont Dore. Synthèse des données géologiques et des mesures d'auscultation au 30 septembre 1988*. BRGM, Rapport technique 88 NCL 203/GEG, 48 p.

Maurizot P & Rouet I, 2006 - *Aide à la mise au point d'une méthodologie de traitement de la couverture territoriale SPOT5 pour le calcul des superficies dégradées par l'ancienne activité minière en Nouvelle-Calédonie*. BRGM, Rapport méthodologique RP-54787-FR, 16 p.

Maurizot P, Lafoy Y & Vendé-Leclerc M, 2004 - *Cartographie des formations superficielles et des aléas mouvements de terrain en Nouvelle-Calédonie. Zone de Kouaoua*. BRGM, Rapport d'étude RP-53097-FR, 40 p.

Maurizot P, Lafoy Y, Mercier des Rochettes N & Vendé-Leclerc M, 2005a - *Cartographie des formations superficielles et des aléas mouvements de terrain en Nouvelle-Calédonie. Zone du Kaala*. BRGM, Rapport d'étude RP-53927-FR, 40 p. + 2 cartes.

Maurizot P, Lafoy Y, Mercier-des-Rochettes N & Vendé-Leclerc M, 2005b - *Cartographie des formations superficielles et des aléas mouvements de terrain en Nouvelle-Calédonie - Zone de Bouloupari*. BRGM, Rapport d'étude RP-53926-FR, 38 p.

Maurizot P, Rouet I, Robineau B, Allenbach M & Parisot JC, 2007 - *Mécanismes fondamentaux des mouvements de terrain dans les massifs ultrabasiques de Nouvelle-Calédonie*. BRGM, Rapport de recherche RP-55041-FR, 49 p.

Maurizot P, Schmitt C & Vendé-Leclerc M, 2005c - *Harmonisation de la couverture cartographique géologique numérique de la Nouvelle-Calédonie. Phase 4*. BRGM, Rapport d'étude RP-54 117-FR.

Météo France Nouvelle-Calédonie - *Le climat de la Nouvelle-Calédonie*. http://www.meteo.nc/clim/climat2.php.

Moniod F & Mlatac N, 1968 - *Régimes hydrologiques de la Nouvelle-Calédonie. Tome 1*. , ORSTOM (Ed.), 344 p.

Nguyen D & Joseph B, 2000 - *Plan de prévention des risques naturels de mouvements de terrain pour l'Ile-de-Cayenne. Communes de Cayenne, Rémire-Montloy, Matoury*. BRGM, Rapport d'étude RR-40811-FR, 45 p. + cartes.

Noesmoen A, 1971 - *Carte et notice explicative de la carte géologique de la Nouvelle-Calédonie à l'échelle du 1/50000: feuille Mont Dore*. BRGM (Ed.).

Paris JP, 1981 - *Géologie de la Nouvelle-Calédonie. Un essai de synthèse*. , BRGM (Ed.), 278 p.

Pasquet R, 1990 - *Commune du Mont Dore. Mouvement de terrain du 27/02/1990. Expertise géotechnique, rapport partiel*. BRGM, Rapport d'étude R-30691-GEG-4S-90, 41 p.

Pelletier B, 2001 - Les minerais de nickel de Nouvelle-Calédonie. Minerais saprolitiques ou "garniéritiques" et minerais latéritiques, 10 p.

Pillet R & Pelletier B, 2005 - *Tectonique active, tsunamis et sismicité en Nouvelle-Calédonie*. IRD, Note technique Sciences de la Terre, Géologie-Géophysique 28, 24 p.

Pomerol C, Lagabrielle Y & Renard M, 2005 - *Eléments de géologie*. 13e édition, Dunod (Ed.), 762 p.

Quinlan JR, 1993 - *C4.5: programs for machine learning*. , Morgan Kaufmann SFU (Ed.).

Regnier M, Van de Beuque S, Baldassari C & Tribot Laspiere G, 1999 - *La sismicité du Sud de la Nouvelle-Calédonie: implications structurales*. Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences ,Sciences de la terre et des planètes (329), pp. 143-148.

Rey F, Ballais JL, Marre A & Rovera G, 2004 - *Rôle de la végétation dans la protection contre l'érosion hydrique de surface*. Comptes Rendus Géosciences ,336 (11), pp. 991-998.

Robineau B, Join JL, Beauvais A, Parisot JC & Savin C, 2007 - *Geoelectrical imaging of a thick regolith developped on ultramafic rocks: grounwater influence*. Australian Journal of Earth Sciences ,54 (5), pp. 773-781.

Roose E & De Noni G, 2004 - *Recherches sur l'érosion hydrique en Afrique : revue et perspectives*. Science et changements planétaires / Sécheresse ,15 (1), pp. 121-9.

Rouet I & Bani P, 2006 - *Participation à l'inventaire des sites dégradés par l'activité minière par traitement semi-automatique d'images SPOT5: Validation méthodologique des traitements par télédétection*. Laboratoire de Géosciences et de Physique de la Matière Condensée, Université de la Nouvelle-Calédonie, rapport méthodologique, 14 p.

Rouet I, Maurizot P, Lafoy Y, Allenbach M & Robineau B, 2004 - *Spécificités des mécanismes contrôlant les mouvements de terrain en Nouvelle-Calédonie*. In *Assises de la Recherche Française dans le Pacifique, Nouméa, Nouvelle-Calédonie*, p. 290.

Routhier, 1953 - *Etude géologique du versant occidental de la Nouvelle-Calédonie entre le col de Boghen et la pointe d'Arama*. Mém. Soc. France, (32), 271 p.

Saby N, 1998 - *Etudes de méthodes d'évaluation de l'aléa érosif: application à la cartographie de l'aléa érosif sur une zone du sillon inter-andin (Bassin de Quito - Equateur)*. Ecole Nationale des Sciences Agronomiques de Rennes, Diplôme d'Agronomie Approfondie , 82 p.

Sedan O, Terrier M, Fiquet M, Mompelat JM, Siméon Y, Stollsteiner P & Samour JP, 1999 - *Atlas communal des risques naturels - Cartographie des aléas - Commune: La Trinité, Martinique*. BRGM, Rapport d'étude RR-40155-FR, 38 p. + nombreuses cartes.

Stieltjes L, 1999 - *Atlas communal des risques naturels. Commune de Vieux Fort - Guadeloupe*. BRGM, Rapport d'étude RR-39541-FR, 40 p.

Stieltjes L, 2004 - *Evaluation du risque mouvements de terrain. Etat de l'art sur l'aléa mouvements de terrain. Analyse du rique mouvement de terrain*. BRGM, Document de synthèse RP-53005-FR, 60 p.

Sumathi S & Sivanandam SN, 2006 - *Introduction to data mining and its applications*. , Springer (Ed.), 828 p.

Trescases JJ, 1975 - *Evolution géochimique supergène des roches ultrabasiques en zone tropicale. Formation des gisements nickélifères de Nouvelle-Calédonie*. , ORSTOM (Ed.), 288 p.

Van Westen CJ, Seijmonsbergen AC & Mantovani F, 1999 - *Comparing Landslide Hazard Maps*. Natural Hazards , (20), 137-158.

Varnes DJ & International Association of Engineering Geology, 1984 - *Landslide hazard zonation: a review of principles and practices*. , UNESCO (Ed.), 63 p.

Witten IH & Frank E, 2005 - *Data Mining: Practical machine learning tools and techniques*. 2nde édition, Morgan Kaufmann (Ed.).

Wu X, Kumar V, Quinlan JR, Ghosh J, Yang Q, Motoda H, McLachlan GJ, Ng A, Liu B, Yu PS, Zhou ZH, Steinbach M, Hand DJ & Steinberg D, 2008 - *Top 10 algorithms in data mining*. Knowledge and Information Systems ,14 (1), pp.1-37.

Zornette N, Nedellec JL, Vincent M & Le Strat P, 2002 - *Projet PACTES. Module: Cartographie de l'aléa "mouvements de terrain" dans le bassin versant de l'Hérault*. BRGM, Rapport de recherche RP-51923-FR, 130 p.

ANNEXES

Table des annexes

ANNEXE 1
Les désordres survenus en 1988 et 1990 au Vallon Dore.....ix

ANNEXE 2
Mesures de positionnement des points de contrôle topographique de la colline du Vallon Dore par DGPS: 2005, 2006 et 2007.....xix

ANNEXE 3
Arbre de décision expérimental obtenu avec C4.5.....xxiii

ANNEXE 4
Liste des contributions scientifiques en lien avec cette étude à la diffusion du présent document.....xxvii

ANNEXE 5
Glossaire.....xxxi

ANNEXE 1

Les désordres survenus en 1988 et 1990 au Vallon Dore

1988 : le glissement Mille et Berton (m 5) et ses conséquences

Le 12 janvier 1988, les fortes pluies du cyclone Anne ont provoqué un glissement de terrain et une coulée boueuse au front de la zone nord du dôme du Vallon Dore. Une masse importante de terrains a été déstabilisée en amont de zones habitées (lotissements Mille, Berton et Leroux). Fin janvier, un premier diagnostic est établi et des mesures préventives établies. En avril, quatre hypothèses envisagent les risques pour la suite, en vue de la définition des ouvrages de confortement à implanter :

- succession de glissements localisés et étalés dans le temps;
- mise en mouvement de toute la zone en aval de la fissure 2 (60 000 m^3);
- mise en mouvement de toute la zone en aval de la fissure 3 (120 000 m^3);
- télescopage de plusieurs glissements successifs.

Le mécanisme probable de déclenchement des instabilités est décrit dans la première synthèse sur le site (Maurizot & Riondy, 1988). Y sont présentés les résultats de sondages destructifs et de sondages électriques exécutés de mars à mai 1988 au droit du glissement, les résultats des mesures d'auscultation du site (repères topographiques illustration G, tubes inclinométriques en profondeur et tubes piézométriques), ainsi qu'une analyse géologique et géomorphologique de la zone instable. Le mode d'évolution du glissement est identifié. Celui-ci continue à évoluer à raison de quelques centimètres par mois et les déplacements restent de cet ordre à l'heure actuelle.

L'analyse rétrospective du site a montré, à partir de photographies aériennes de 1954 (1/40 000) et 1976 (1/20 000), qu'il existait déjà un ensemble d'indices d'instabilité (illustration A) :

- les fissures 1, 2 et 3 pouvaient être décelées dès 1954;
- entre 1954 et 1976, l'évolution de la zone n'est pas significative;
- à l'avant du front d'écroulement, existait une masse d'environ 32 000 m^3 (40 x 80 x 10 m), disparue en 1988;
- l'entonnoir était beaucoup moins creusé;
- le replat situé au-dessus des sources de la cote 120 m était déjà présent.

Dans la zone du glissement, on distingue, de la base au sommet d'après Maurizot & Riondy, 1988, le « rocher sain » non visible mais supposé en profondeur, la « péridotite disloquée à réseau latéritique », les « latérites conductrices » et un mince « niveau superficiel désaturé et résistant ». Ceci correspond respectivement aux péridotites serpentinisées, à l'horizon saprolitique, aux latérites jaunes et aux latérites rouges/cuirasse décrits dans ce mémoire. Un piézomètre installé près de la fissure 1 indique un niveau d'eau permanent à la cote absolue 130 m et c'est dans ce tube qu'a été relevée la seule déformation inclinométrique, à 5 cm au-dessus du niveau d'eau (début mai, fin de saison cyclonique). Les matériaux glissés concernent une partie rocheuse (illustration B), épandue sur le talus de départ et en rive droite du creek de la mine, et une partie boueuse, postérieure et surimposée, qui a remanié l'épandage rocheux jusqu'au pied des maisons.

La morphologie de la zone instable présente trois fissures principales, qui segmentent la zone en décrochements très marqués en marches d'escalier atteignant parfois 1 mètre de hauteur. Ces fissures traversent tous les faciès géologiques, y compris les zones rocheuses (illustration C). Des fissures annexes forment des relais entre les discontinuités principales. La composante principale des rejets est verticale, avec une composante horizontale localement.

La reconstitution du déroulement des phénomènes proposée dans la synthèse de Maurizot & Riondy, 1988 est présentée dans les illustrations D à F.

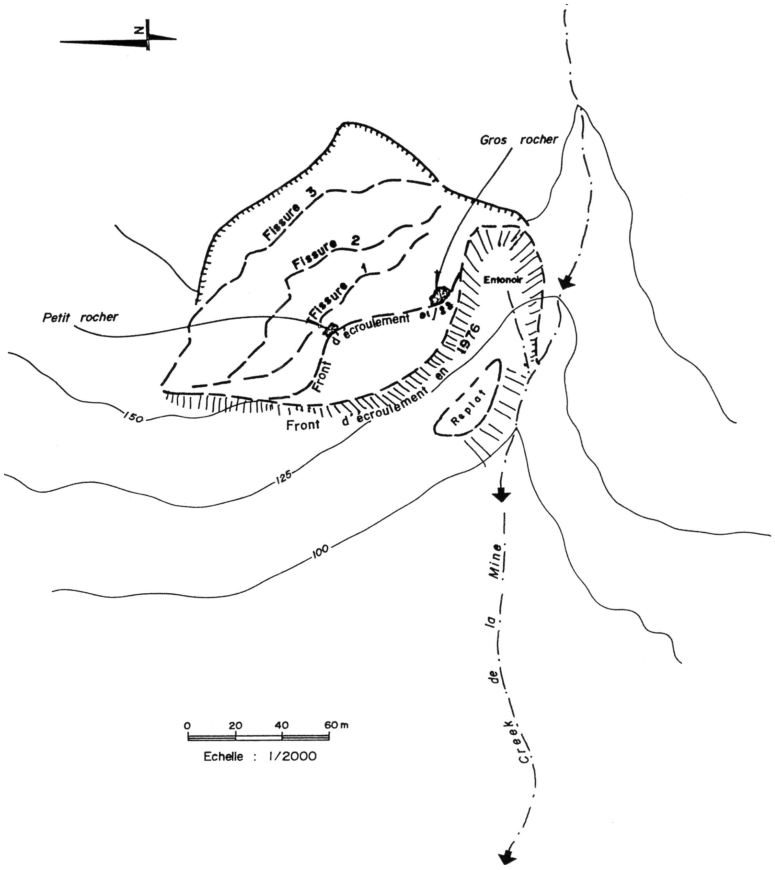


Illustration A - Zone instable, reconstituée d'après les photographies aériennes de 1976 (Maurizot & Riondy, 1988).

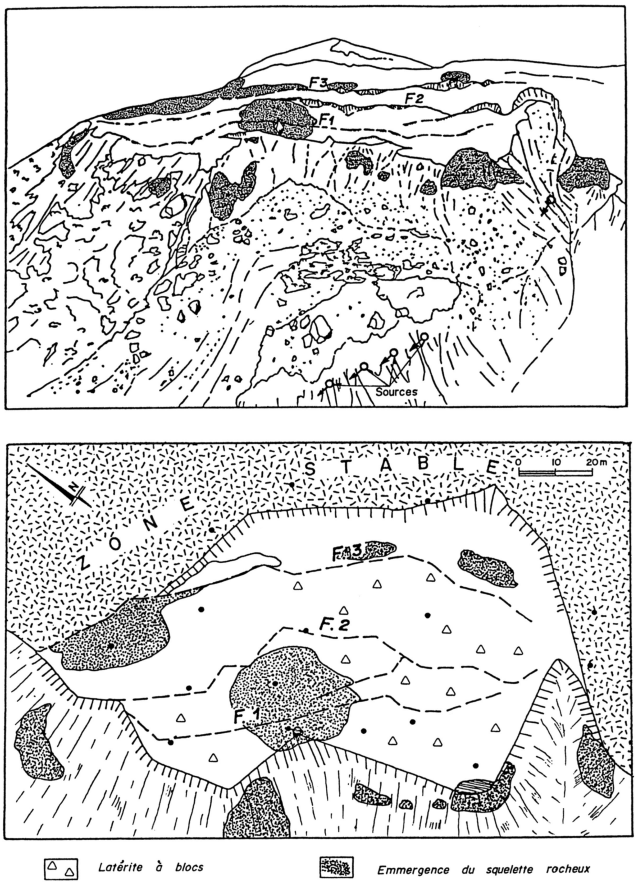


Illustration B - Répartition des faciès dans la zone instable de 1988 (Maurizot & Riondy, 1988).

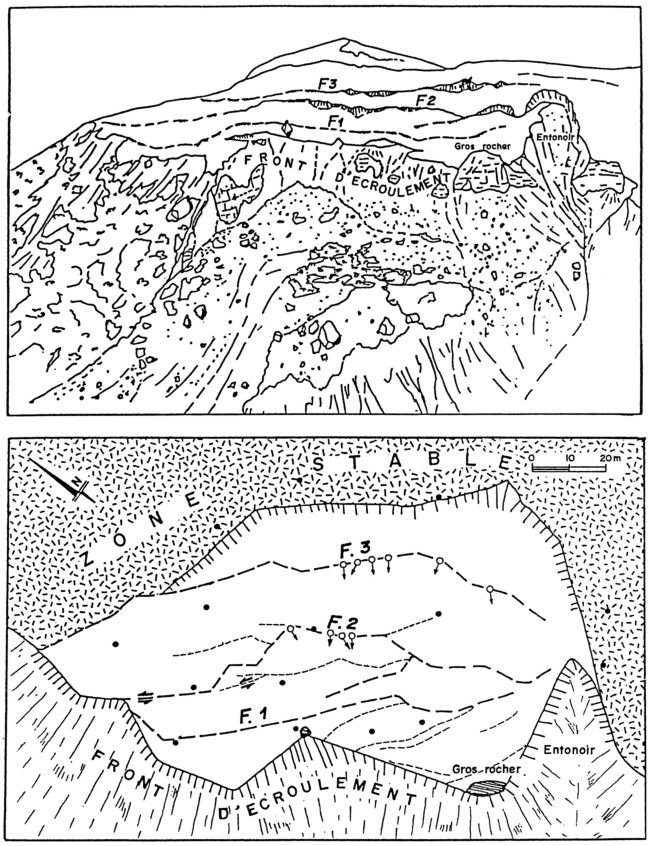


Illustration C - Géomorphologie du glissement Mille et Berton en 1988 (Maurizot & Riondy, 1988).

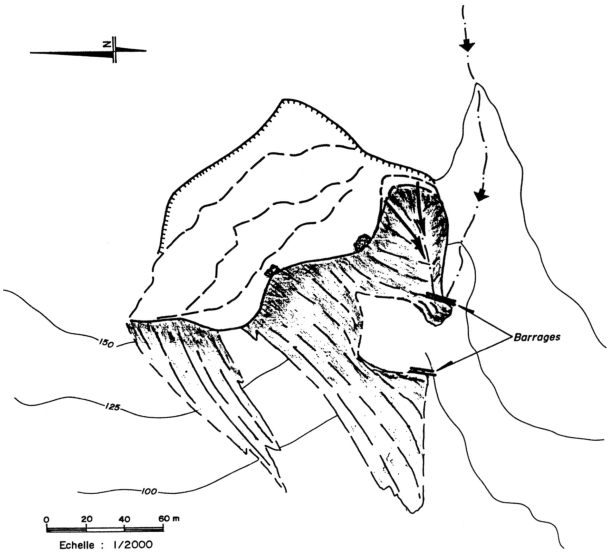


Illustration D - Phase 1 : écroulement (Maurizot & Riondy, 1988).
Saturation des terrains par les eaux pluviales infiltrées dans les fissures et montée rapide des eaux souterraines provoquent l'écroulement principalement rocheux au front de la zone, instable et fissurée de longue date. Les matériaux écroulés sont divisés en deux parties par le replat et viennent former un barrage dans le creek de la mine.

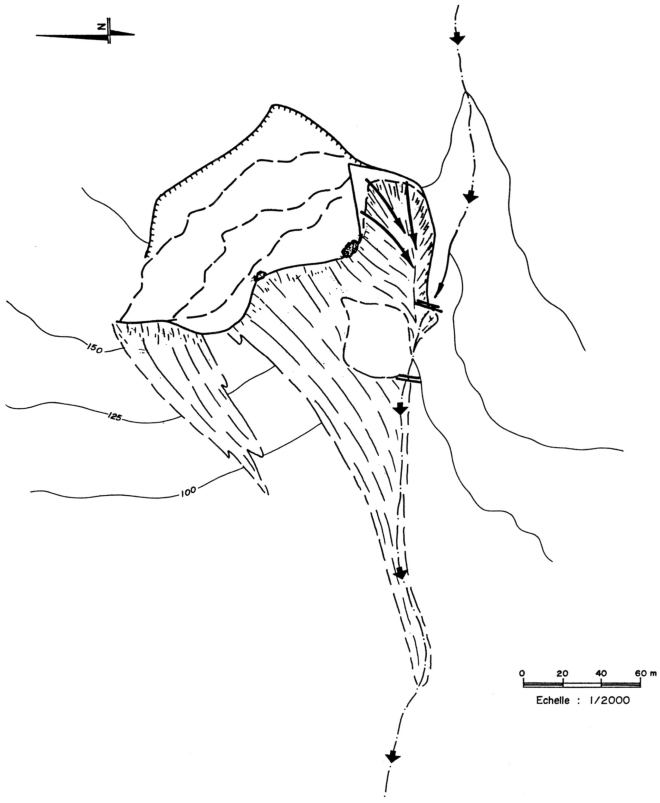


Illustration E - Phase 2 : mise en charge des barrages par des solutions saturées en fines (Maurizot & Riondy, 1988).
Érosion régressive et mise en suspension des matériaux argileux de l'entonnoir, alimentation en fines par le creek en arrière des barrages, avec mise en charge.

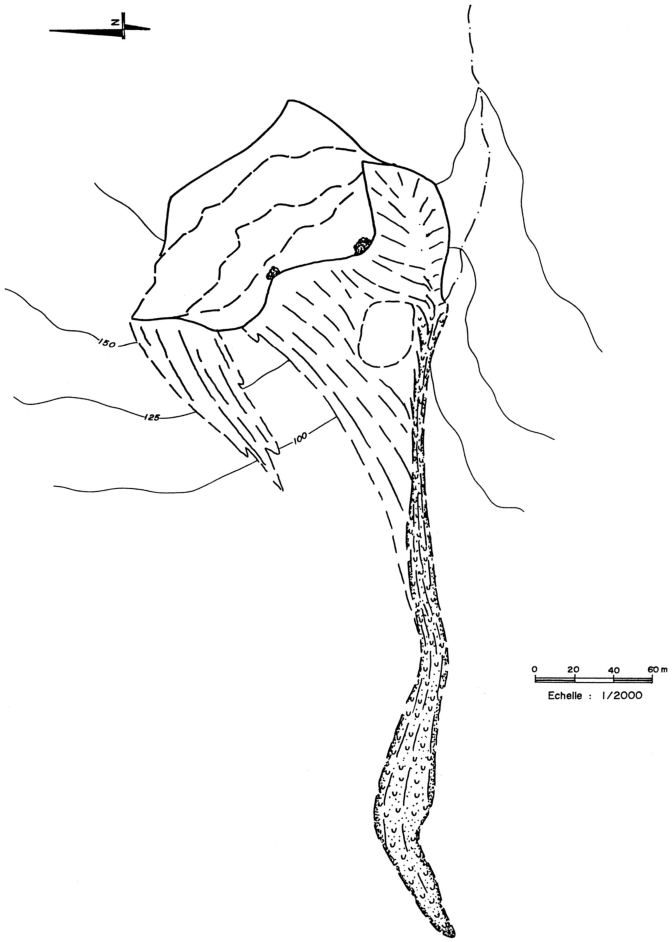


Illustration F - Phase 3 : rupture des barrages et déclenchement de la coulée boueuse (Maurizot & Riondy, 1988).
La coulée boueuse est enrichie par les matériaux grossiers de l'écroulement principal (phase 1) et des décrochements successifs du massif gorgé d'eau et sapé en pied.

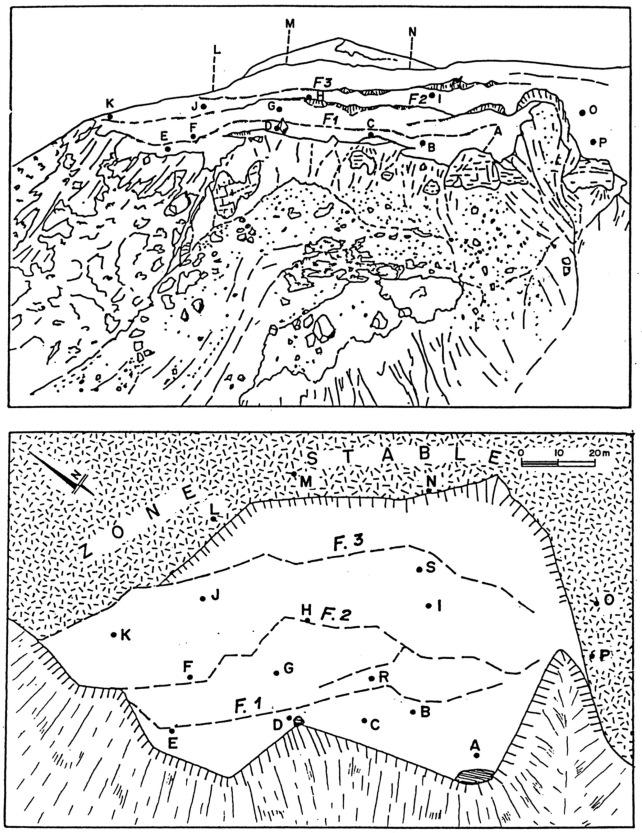


Illustration G - Implantation des repères topographiques de 1988 sur la zone instable Mille et Berton (Maurizot & Riondy, 1988).

1990 : la coulée de débris de l'Aiguade (m 6)

Le 27 février 1990, à la suite un épisode pluvieux important (218 mm le 25/02/2009), est survenu un mouvement de terrain qui a remanié les altérites du front de la zone Dédé. Gorgés d'eau, les matériaux glissés ont évolué en coulée boueuse jusqu'au pied des habitations des lotissements Mille, Berton. Le lotissement Aiguade (aussi nommé Rieu) a aussi été le siège de nombreux désordres de moindre importance, qui témoignent d'une déstabilisation généralisée du versant.

La géologie de la zone est décrite par Pasquet, 1990 comme une superposition de péridotites et serpentinites en blocs disjoints, reposant sur des argilites d'altération des formations basaltiques de l'unité de Poya. Les roches ultrabasiques sont couvertes de latérites dans la partie haute. Les formations de pied de versant sont interprétées comme des éboulis. Cet auteur souligne le contraste entre péridotites altérées, situées entre latérites au-dessus et argilites en-dessous, reconnaissant le caractère potentiellement aquifère de ces roches très perméables pendant la saison des pluies. L'exutoire de cette nappe saisonnière est matérialisé par la multitude de « sources » au contact avec les argilites.

Pasquet, 1990 propose le mécanisme suivant pour expliquer l'apparition de la coulée de l'Aiguade (m 6) : le gonflement des sources s'écoulant sous les éboulis de pied de versant, conséquence des pluies récentes, a engendré une saturation en eau des terrains en forte pente. Un pan d'altérites d'environ 5 000 m^3 s'est alors détaché et disloqué en coulée boueuse, cheminant jusqu'aux habitations. Les matériaux ont été prélevés entre 85 et 95 m d'altitude et se sont déposés autour de la cote 30-35 m. Des fissures de tension en amont de la niche d'arrachement indiquaient le caractère régressif du phénomène, un fois celui-ci survenu. Un autre mouvement de terrain, plus lent et plus bas en altitude, a été mis en évidence lors de cette expertise. Il a touché essentiellement les parcelles du lotissement Aiguade et s'est traduit par des fissures avec cisaillement et rejet de quelques centimètres dans les routes, par des mouvements dans les talus, des désordres dans les habitations. Une érosion torrentielle a aussi été constatée dans le secteur, elle a été pressentie comme un préalable à de nouveaux mouvements de terrain vers l'école du secteur.

L'analyse rétrospective de la colline du Vallon Dore par Pasquet, 1990 a mis en évidence que les instabilités touchent tout le pourtour des reliefs du dôme (illustration H), au-delà du front instable identifié dans les études précédentes. Le caractère répétitif de ces instabilités est interprété comme une évolution normale du petit relief, à la faveur d'épisodes pluvieux importants d'occurrence décennale à centennale. Aucune modification morphologique notable n'a été relevée dans cette zone sur les photographies aériennes entre 1954 et 1976.

Un lever des formations superficielles a été réalisé au front de la zone Dédé, il est présenté à l'illustration I (Maurizot & Leguéré, 1990, Denis *& al.*, 1991).

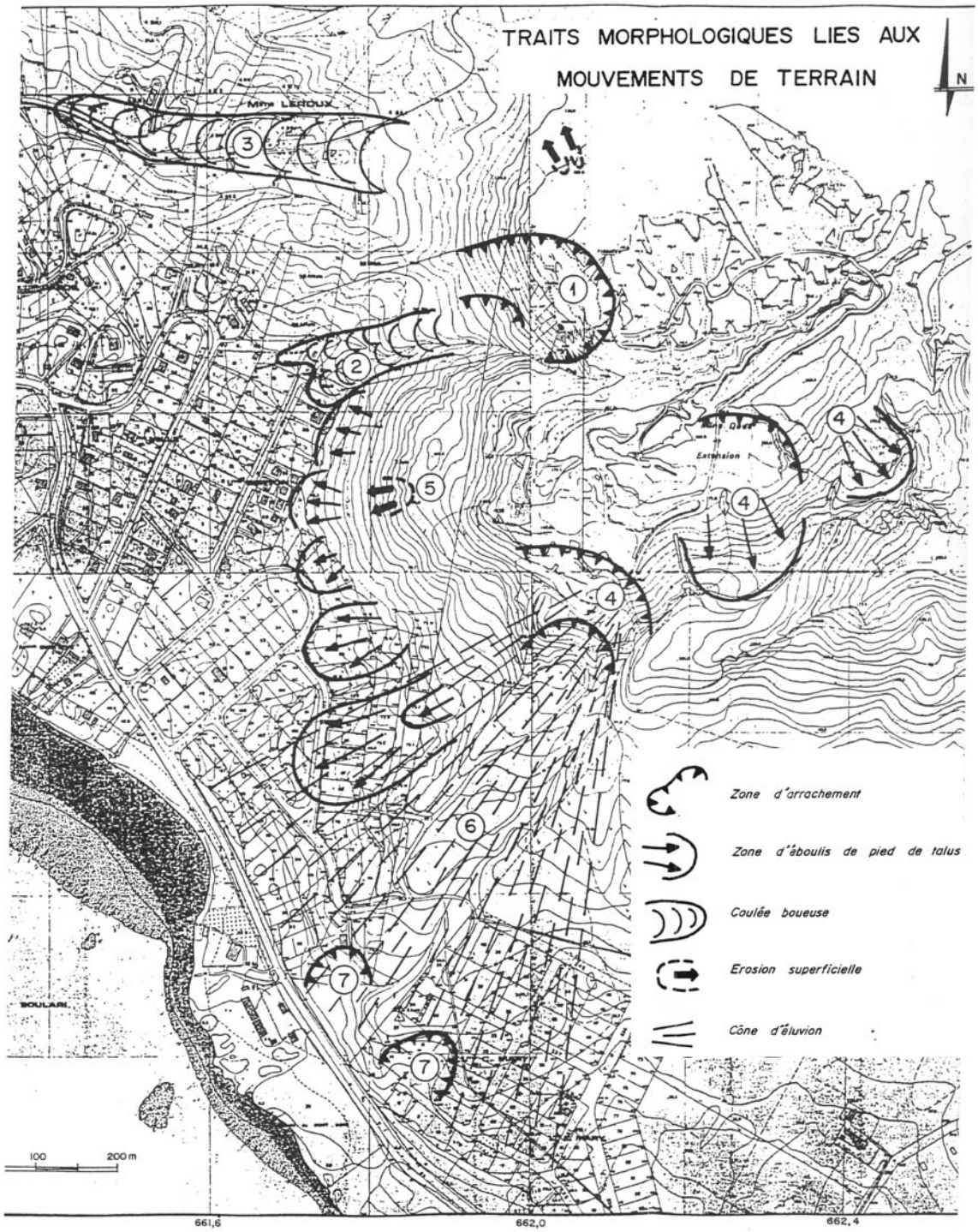


Illustration H - Morphologies liées aux mouvements de terrain relevées par Pasquet, 1990.
1 – fissures de tension remobilisées à l'occasion du glissement de 1988
2 – morphologie de coulée « d'alluvions » dans le creek de la mine
3 – morphologie de coulée dans le thalweg nord
4 – traces de glissements de terrain dans le torrent de l'Aiguade
5 – éboulis de pied de talus et petite zone d'érosion active au niveau du glissement de 1990 (m 6)
6 – cône d'alluvions anormalement important du torrent de l'Aiguade vers le sud
7 – traces de petits glissements de terrain dans le cône d'alluvions

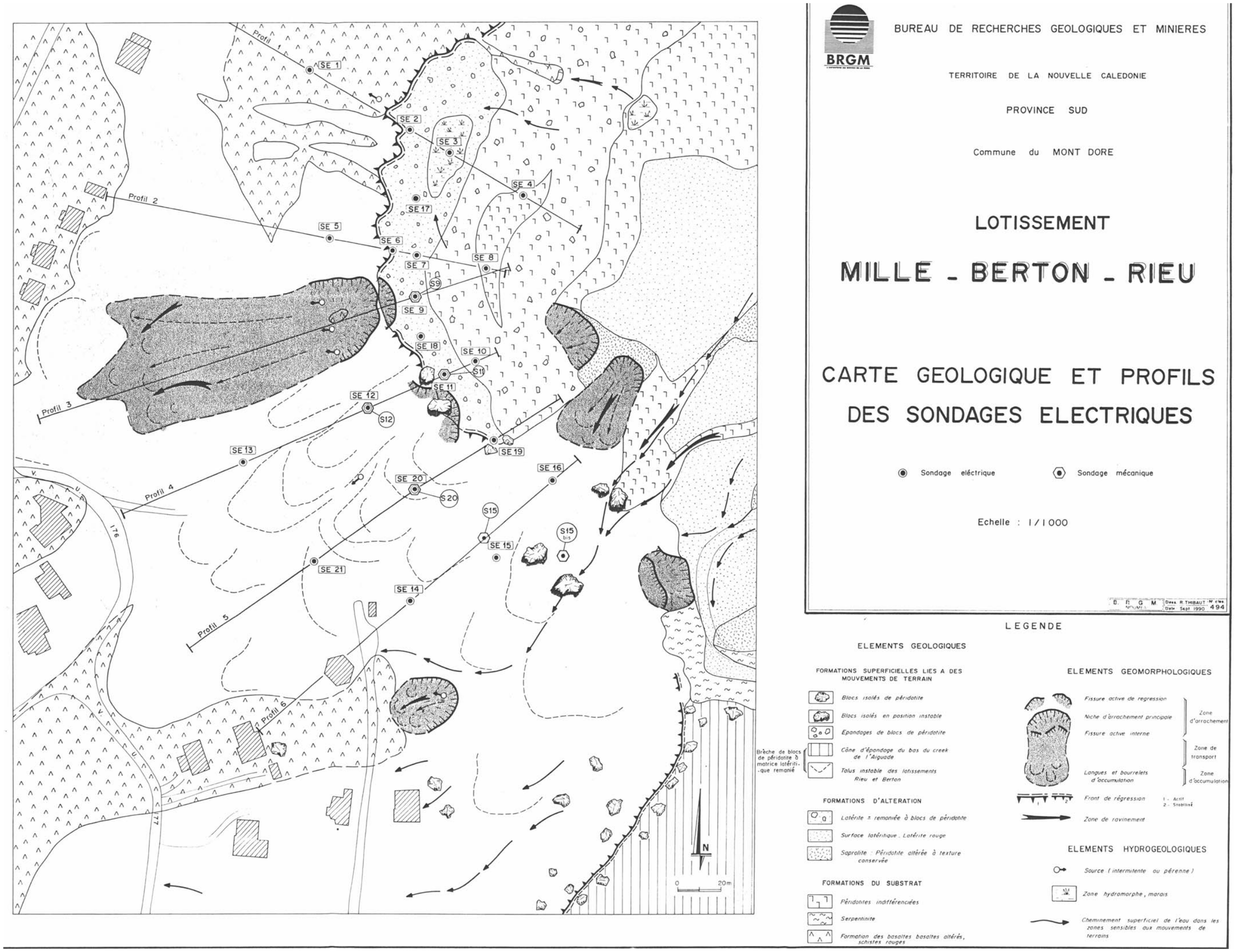


Illustration I - Carte des formations superficielles situées au front de la zone Dédé (Maurizot & Leguéré, 1990).

ANNEXE 2

Mesures de positionnement des points de contrôle topographique de la colline du Vallon Dore par DGPS: 2005, 2006 et 2007

Calculs de positionnement L. Dubois, DITTT/BGN.*

Nom	E	σ E (mm)	N	σ N (mm)	He	σ He (mm)	$\Delta E_{2005-2007}$ (mm)	$\Delta N_{2005-2007}$ (mm)	$\Delta he_{2005-2007}$ (mm)	Observations
P01-2005	459580,000	0,9	214651,559	1,2	240,487	2,7				
P01-2006	459580,000	2,6	214651,565	2,6	240,480	2,6				
P01-2007	459580,010	1,0	214651,557	1,5	240,499	3,8	10	-2	12	
P02-2005	459645,724	0,0	214753,936	0,0	263,220	0,0				Base
P02-2006	459645,728	0,9	214753,935	0,9	263,226	0,9				Base
P02-2007	459645,730	0,4	214753,938	0,3	263,226	0,6	6	2	6	Base
P03-2005	459806,913	1,0	214895,787	1,0	272,188	3,9				
P03-2006	459806,928	2,0	214895,789	2,0	272,169	2,0				
P03-2007	459806,934	1,0	214895,801	0,8	272,198	1,5	21	14	10	
P04-2005	459576,874	1,1	214932,129	1,0	256,875	1,7				
P04-2006	459576,871	1,5	214932,133	1,5	256,862	1,5				
P04-2007	459576,879	0,8	214932,131	1,1	256,889	3,0	5	2	14	
P05-2005	459563,622	1,3	214899,355	1,1	248,586	2,0				
P05-2006	459563,613	1,5	214899,352	1,5	248,576	1,5				
P05-2007	459563,625	0,9	214899,357	0,8	248,583	2,3	3	2	-3	
P06-2005	459568,723	1,2	214997,388	1,1	262,403	1,6				
P06-2006	459568,719	1,8	214997,385	1,8	262,399	1,8				
P06-2007	459568,726	1,1	214997,388	1,4	262,396	3,3	3	0	-7	
P07-2005	459500,899	0,0	214983,207	0,0	263,187	0,0				Base
P07-2006	459500,899	0,0	214983,207	0,0	263,187	0,0				Base
P07-2007	459500,899	0,0	214983,207	0,0	263,187	0,0	0	0	0	Base
P08-2005	459456,546	0,6	214958,832	0,6	264,611	2,1				
P08-2006	459456,543	1,5	214958,824	1,5	264,593	1,5				
P08-2007	459456,543	1,0	214958,827	0,7	264,612	1,7	-3	-5	1	
P09-2005	459503,415	1,0	214939,344	0,9	254,331	3,2				
P09-2006	459503,407	1,6	214939,333	1,6	254,326	1,6				
P09-2007	459503,416	0,8	214939,342	0,7	254,336	1,4	1	-2	5	
P10-2005	459733,774	1,4	214954,437	1,3	267,010	2,0				
P10-2006	459733,777	1,8	214954,437	1,8	266,970	1,8				
P10-2007	459733,786	1,0	214954,443	0,7	267,010	1,8	12	6	0	
P11-2005	459705,454	1,3	215061,296	1,0	300,414	1,9				
P11-2006	459705,458	2,2	215061,290	2,2	300,395	2,2				
P11-2007	459705,469	1,1	215061,303	0,9	300,416	1,5	15	7	2	
P12-2005	459656,422	1,5	215085,713	1,1	288,525	1,9				
P12-2006	459656,424	2,4	215085,712	2,4	288,512	2,4				
P12-2007	459656,439	1,0	215085,723	0,9	288,531	1,7	17	10	6	
P13-2005	459661,719	1,2	215054,932	1,1	283,415	2,1				
P13-2006	459661,717	2,1	215054,930	2,1	283,390	2,1				
P13-2007	459661,723	0,9	215054,931	1,5	283,414	3,6	4	-1	-1	
P14-2005	459675,819	1,1	215020,972	1,1	278,038	2,7				
P14-2006	459675,819	1,9	215020,964	1,9	278,013	1,9				
P14-2007	459675,826	1,0	215020,976	1,0	278,042	2,2	7	4	4	
P15-2005	459899,509	1,8	214998,936	1,5	319,368	2,9				
P15-2006	459899,517	2,1	214998,938	2,1	319,347	2,1				
P15-2007	459899,538	1,3	214998,948	1,2	319,380	1,7	29	12	12	
P16-2005	459923,761	1,8	215111,022	2,4	357,683	5,7				Pb mise en station, point
P16-2006	459923,760	2,3	215111,021	2,3	357,650	2,3				difficile à stationner (sur gros
P16-2007	459923,747	2,3	215111,015	2,9	357,725	5,6	-14	-7	42	rocher)
P17-2005	459836,117	2,3	215120,130	1,7	328,675	4,0				
P17-2006	459836,138	2,5	215120,135	2,5	328,680	2,5				
P17-2007	459836,155	1,3	215120,138	1,5	328,670	4,2	38	8	-5	
P20-2005	459736,536	1,2	215015,092	1,0	286,983	1,6				
P20-2006	459736,547	2,0	215015,094	2,0	286,967	2,0				
P20-2007	459736,553	1,0	215015,101	1,4	287,004	4,8	17	9	21	
P21-2005	459652,298	1,3	215071,917	1,3	282,597	3,0				
P21-2006	459652,296	2,3	215071,921	2,3	282,575	2,3				
P21-2007	459652,306	1,2	215071,921	1,0	282,586	2,7	8	4	-11	
P22-2005	459772,613	1,2	215095,333	1,1	310,070	4,9				
P22-2006	459772,619	3,2	215095,328	3,2	310,081	3,2				
P22-2007	459772,633	1,2	215095,344	0,9	310,076	2,2	20	11	6	
P23-2005	459427,183	1,1	215041,407	1,0	228,457	2,1				
P23-2006	459427,186	1,8	215041,402	1,8	228,454	1,8				
P23-2007	459427,199	1,1	215041,414	0,9	228,476	2,4	16	7	19	

ANNEXE 3

Arbre de décision expérimental obtenu avec C4.5

```
occupsol = 0: 0 (993.0/74.0)
occupsol = 1: 0 (215211.0/798.0)
occupsol = 2: 0 (404994.0/2985.0)
occupsol = 3
| mnt30 <= 179.3622
| | aurhely <= 1673.834
| | | litho = 1: 0 (67.0/11.0)
| | | litho = 2: 0 (0.0)
| | | litho = 3: 0 (31.0/7.0)
| | | litho = 4: 0 (0.0)
| | | litho = 5: 0 (61.0)
| | | litho = 6
| | | | pente <= 27.6919: 1 (169.0/62.0)
| | | | pente > 27.6919: 0 (163.0/28.0)
| | | litho = 7: 0 (0.0)
| | | litho = 8: 0 (35.0/6.0)
| | | litho = 9: 0 (0.0)
| | | litho = 10: 0 (95.0/18.0)
| | | litho = 11: 0 (0.0)
| | | litho = 12: 0 (2.0)
| | | litho = 14: 0 (0.0)
| | | litho = 15: 0 (0.0)
| | | litho = 16: 0 (0.0)
| | | litho = 17: 0 (0.0)
| | | litho = 19: 0 (493.0/36.0)
| | | litho = 20: 0 (111.0/24.0)
| | | litho = 21: 0 (4.0/2.0)
| | | litho = 22: 0 (0.0)
| | | litho = 23: 0 (0.0)
| | | litho = 24: 0 (105.0/10.0)
| | | litho = 27: 0 (0.0)
| | | litho = 28: 0 (0.0)
| | | litho = 29: 0 (125.0/3.0)
| | | litho = 30: 0 (0.0)
| | | litho = 31: 0 (0.0)
| | | litho = 32: 0 (0.0)
| | aurhely > 1673.834: 0 (2262.0/69.0)
| mnt30 > 179.3622: 0 (51387.0/351.0)
occupsol = 5: 0 (1485.0/159.0)
occupsol = 6: 0 (167753.0/7051.0)
occupsol = 8: 0 (12.0/1.0)
occupsol = 14
| aurhely <= 1765.975
| | aurhely <= 1336.855: 1 (1561.0/277.0)
| | aurhely > 1336.855
| | | litho = 1
| | | | aurhely <= 1615.776: 0 (185.0/22.0)
| | | | aurhely > 1615.776
| | | | | mnt30 <= 498.9048: 1 (209.0/97.0)
| | | | | mnt30 > 498.9048: 0 (151.0/56.0)
| | | litho = 2: 1 (2338.0/775.0)
| | | litho = 3: 0 (205.0/71.0)
| | | litho = 4: 1 (0.0)
| | | litho = 5: 0 (1.0)
| | | litho = 6: 1 (1.0)
| | | litho = 7: 1 (0.0)
| | | litho = 8: 1 (196.0/70.0)
| | | litho = 9: 1 (0.0)
| | | litho = 10: 0 (30.0/5.0)
| | | litho = 11: 1 (0.0)
| | | litho = 12: 0 (2.0)
| | | litho = 14: 1 (0.0)
| | | litho = 15: 0 (11.0)
| | | litho = 16: 0 (1.0)
| | | litho = 17: 0 (20.0/2.0)
| | | litho = 19
| | | | aurhely <= 1521.166
| | | | | aurhely <= 1494.609
| | | | | | mnt30 <= 57.4011: 1 (150.0/49.0)
| | | | | | mnt30 > 57.4011: 0 (366.0/168.0)
| | | | | aurhely > 1494.609: 1 (185.0/59.0)
| | | | aurhely > 1521.166
| | | | | pente <= 30.628
| | | | | | aurhely <= 1665.106: 1 (313.0/120.0)
| | | | | | aurhely > 1665.106: 0 (158.0/62.0)
| | | | | pente > 30.628: 0 (1424.0/271.0)
| | | litho = 20
| | | | mnt30 <= 66.8059: 1 (150.0/46.0)
| | | | mnt30 > 66.8059: 0 (195.0/64.0)
| | | litho = 21: 1 (290.0/91.0)
| | | litho = 22
| | | | mnt30 <= 482.9843: 1 (263.0/45.0)
| | | | mnt30 > 482.9843: 0 (152.0/67.0)
| | | litho = 23: 1 (0.0)
| | | litho = 24: 1 (25.0/11.0)
| | | litho = 27: 1 (0.0)
| | | litho = 28: 1 (0.0)
| | | litho = 29: 0 (11.0)
| | | litho = 30: 1 (0.0)
| | | litho = 31: 1 (0.0)
| | | litho = 32: 1 (0.0)
| aurhely > 1765.975
| | aurhely <= 2485.614
| | | mnt30 <= 468.0804: 0 (2962.0/562.0)
| | | mnt30 > 468.0804
| | | | litho = 1: 0 (361.0/84.0)
| | | | litho = 2
| | | | | aurhely <= 1827.106: 1 (480.0/144.0)
| | | | | aurhely > 1827.106
| | | | | | mnt30 <= 822.6284
| | | | | | | pente <= 36.1578
| | | | | | | | aurhely <= 2016.374: 1 (533.0/196.0)
| | | | | | | | aurhely > 2016.374: 0 (160.0/60.0)
| | | | | | | pente > 36.1578
| | | | | | | | mnt30 <= 691.9763
| | | | | | | | | aurhely <= 2025.879: 0 (225.0/90.0)
| | | | | | | | | aurhely > 2025.879: 1 (159.0/64.0)
| | | | | | | | mnt30 > 691.9763: 0 (361.0/110.0)
| | | | | | mnt30 > 822.6284: 0 (302.0/53.0)
| | | | litho = 3: 0 (218.0/101.0)
| | | | litho = 4: 1 (99.0/49.0)
| | | | litho = 5: 0 (0.0)
| | | | litho = 6: 0 (0.0)
| | | | litho = 7: 0 (0.0)
| | | | litho = 8: 0 (43.0/11.0)
| | | | litho = 9: 0 (0.0)
| | | | litho = 10: 0 (0.0)
| | | | litho = 11: 0 (1.0)
| | | | litho = 12: 0 (0.0)
| | | | litho = 14: 1 (96.0/44.0)
| | | | litho = 15: 0 (3.0)
| | | | litho = 16: 0 (0.0)
| | | | litho = 17: 0 (0.0)
| | | | litho = 19
| | | | | aurhely <= 2225.543
| | | | | | mnt30 <= 582.2538: 0 (709.0/140.0)
| | | | | | mnt30 > 582.2538
| | | | | | | mnt30 <= 869.1474
| | | | | | | | mnt30 <= 778.0468
| | | | | | | | | aurhely <= 1830.076: 1 (150.0/70.0)
| | | | | | | | | aurhely > 1830.076: 0 (511.0/141.0)
| | | | | | | | mnt30 > 778.0468: 1 (192.0/75.0)
| | | | | | | mnt30 > 869.1474: 0 (299.0/53.0)
| | | | | aurhely > 2225.543: 0 (160.0/5.0)
| | | | litho = 20: 0 (0.0)
| | | | litho = 21: 1 (230.0/97.0)
| | | | litho = 22: 1 (309.0/96.0)
| | | | litho = 23: 0 (0.0)
| | | | litho = 24: 0 (0.0)
| | | | litho = 27: 0 (0.0)
| | | | litho = 28: 0 (0.0)
| | | | litho = 29: 0 (0.0)
| | | | litho = 30: 0 (0.0)
| | | | litho = 31: 0 (0.0)
| | | | litho = 32: 0 (0.0)
| | aurhely > 2485.614: 0 (1187.0/18.0)
occupsol = 15: 0 (158.0/27.0)

Number of Leaves  :  117

Size of the tree :  148
```

ANNEXE 4

Liste des contributions scientifiques en lien avec cette étude à la diffusion du présent document

Communications orales avec article

Rouet I, Gay D, Allenbach M, Selmaoui N, Ausseil AG, Mangeas M, Maura J, Dumas P & Lille D, 2009 - T*ools for soil erosion mapping and hazard assessment: application to New Caledonia*, SW Pacific. In *18th World IMACS Congress and MODSIM09 International Congress on Modelling and Simulation*, Anderssen RS, Braddock RD & Newham LTH (Eds.), pp. 1986-1992.
http://www.mssanz.org.au/modsim09/F4/rouet.pdf

Rouet I, Gay D, Allenbach M, Selmaoui N, Maura J & Lille D, 2008 - *Semi-automatic detection and labelling of erosion areas using domain knowledge. An appraisal from southeast New Caledonia (SW Pacific)*. In *SPIE Asia-Pacific Remote Sensing 2008 Proceedings*, Noumea, 7150, Frouin RJ, Andrefouet S, Kawamura H, Lynch MJ, Pan D & Platt T (Eds.), 71500V.
http://dx.doi.org/10.1117/12.804925

Gay D, Rouet I, Mangeas M, Dumas P & Selmaoui N, 2007 - *Assessment of classification methods for soils erosion risks*. In MODSIM 2007 International Congress on Modelling and Simulation, December 2007, Oxley L & Kulasiri D (Eds.), pp. 2659-2665.
http://www.mssanz.org.au/MODSIM07/papers/47_s10/AssessmentOfClassifications10_Gay_.pdf

Communications affichées avec article

Rouet I, Gay D, Allenbach M & Selmaoui N, 2009 - *Erosion monitoring and hazard assessment: environmental management support in New-Caledonia, SW Pacific*. Actes des doctoriales conjointes UPF/UNC, Tahiti, Barriot JP (Ed.), pp. 104-107.

Selmaoui N, Rouet I & Mahot M, 2008 - *Pattern geomorphologic analysis for soil erosion study*. In SPIE Asia-Pacific Remote Sensing 2008, Noumea, 7150, Frouin RJ, Andrefouet S, Kawamura H, Lynch MJ, Pan D & Platt T (Eds.), 71501L.
http://dx.doi.org/10.1117/12.804884

Autres communications affichées

Rouet I & Maurizot P, 2006 - *SPOT 5: un support pour l'inventaire des sites dégradés par l'activité minière en Nouvelle-Calédonie*. Point d'étape de la recherche française dans le Pacifique, Papeete.

Rouet I, Allenbach M, Dumas-Pihou C, Maurizot P, Parisot JC & Robineau B, 2006 - *L'aléa mouvements de terrain et les grandes structures de glissement en domaine ultrabasique: l'exemple du Mont-Dore*. Point d'étape de la recherche française dans le Pacifique, Papeete.

Rouet I, Maurizot P, Lafoy Y, Allenbach M & Robineau B, 2004 - *Spécificités des mécanismes contrôlant les mouvements de terrain en Nouvelle-Calédonie*. Assises de la recherche française dans le pacifique, Nouméa, 148.

Autres contributions

Maurizot P, Rouet I, Robineau B, Allenbach M & Parisot JC, 2007 - *Mécanismes fondamentaux des mouvements de terrain dans les massifs ultrabasiques de Nouvelle-Calédonie*. BRGM, Rapport de recherche RP-55041-FR, 49 p.
http://dimenc.gouv.nc/portal/page/portal/dimenc/librairie/documents/telechargement/rapport_brgm_rp_55041_FR.pdf

Maurizot P & Rouet I, 2006 - *Aide à la mise au point d'une méthodologie de traitement de la couverture territoriale SPOT5 pour le calcul des superficies dégradées par l'ancienne activité minière en Nouvelle-Calédonie*. BRGM, Rapport méthodologique RP-54787-FR, 16 p.
http://dimenc.gouv.nc/portal/page/portal/dimenc/librairie/documents/telechargement/isdSpot5_Rapport_finalBRGM.PDF

Rouet I & Bani P, 2006 - *Participation à l'inventaire des sites dégradés par l'activité minière par traitement semi-automatique d'images SPOT5: Validation méthodologique des traitements par télédétection*. Laboratoire de Géosciences et de Physique de la Matière Condensée, Université de la Nouvelle-Calédonie, rapport méthodologique, 14 p.
http://dimenc.gouv.nc/portal/page/portal/dimenc/librairie/documents/telechargement/isdSpot5_Rapport_LGPMC.pdf

ANNEXE 5

Glossaire

AURELHY : Analyse Utilisant le Relief pour l'HYdrométéorologie, Bénichou & Le Breton, 1987

BGN : Bureau Géodésie et Nivellement (DITTT*)

BRGM : Bureau de Recherches Géologiques et Minières

CNRT : Centre National de Recherche Technologique

DIMENC : Direction de l'Industrie, des Mines et de l'Énergie de Nouvelle-Calédonie (Gouvernement de la Nouvelle-Calédonie)

DTSI : Direction des Technologies et des Services de l'Information (Gouvernement de la Nouvelle-Calédonie)

DITTT : Direction des Infrastructures, de la Topographie et des Transports Terrestres (Gouvernement de la Nouvelle-Calédonie)

GNSS : Global Navigation Satellite System

GPS : Global Positioning System

IGS : International GNSS* Service

IRD : Institut de Recherche pour le Développement

LGPMC : Laboratoire de Géosciences et de Physique de la Matière Condensée, ancien nom de l'EA3325 de l'Université de la Nouvelle-Calédonie

MNA : Modèle Numérique d'altitude

MNT : Modèle Numérique de Terrain

SGT : Service de la Géomatique et de la Télédétection de la DTSI*

SIG : Système d'Information Géographique

SLN : Société Le Nickel - Eramet

STF :Service Topographique et Foncier, Direction du Patrimoine et des Moyens (Province Sud)

THR : Très Haute Résolution

TIN : Triangular Irregular Network

UNC : Université de la Nouvelle-Calédonie

INDEX DES ILLUSTRATIONS

Illustration I.1.5 A - Schéma de chutes de blocs, d'après Highland & Bobrowsky, 2008. Les éléments sont susceptibles de rouler ou de rebondir au cours de leur chute....11
Illustration I.1.5 B - Schéma d'un éboulement, d'après Highland & Bobrowsky, 2008....12
Illustration I.1.5 C - Schéma d'un glissement de terrain translationnel, d'après Highland & Bobrowsky, 2008....13
Illustration I.1.5 D - Schéma d'un glissement de terrain rotationnel, d'après Highland & Bobrowsky, 2008....13
Illustration I.1.5 E - Schéma d'un glissement complexe, d'après Highland & Bobrowsky, 2008....13
Illustration I.3.2 A - Structure géologique de la Grande Terre de Nouvelle-Calédonie, Cluzel & al., 2001....21
Illustration I.3.2 B - Profil type d'altération tropicale sur péridotites, Pelletier, 2001....22
Illustration I.3.3 A - Étagement des reliques de paléosurfaces latéritiques, Chevillotte & al., 2006....23
Illustration I.4.1 A - Principales propriétés des horizons d'altération sur péridotites en Nouvelle-Calédonie, modifié d'après Maurizot & Lafoy, 2003....24
Illustration I.4.1 B - Les aléas liés à l'évolution des versants sur la Grande Terre de Nouvelle-Calédonie, extrait de Rouet & al., 2004....25
Illustration I.4.1 C - Développement de lavakas sur altérites en milieu ultrabasique. Photographie P. Maurizot (BRGM)..26
Illustration I.4.1 D: Lavakas de la Lembi, massif du Sud....26
Illustration I.4.1 E: Vues aériennes de lavakas en milieu ultrabasique néocalédonien (images Géorépertoire NC)....27
Illustration I.4.1 F: Ravine naturelle, vallée de la Ouenghi....28
Illustration I.4.1 G: Glissement pluri-hectométrique en milieu serpentineux, massif du Kopéto....28
Illustration I.4.1 H: Constellation de coulées de débris, vallée de la Kalouéhola....29
Illustration I.4.1 I: Zone frontale de lave torrentielle : enchevêtrement de troncs d'arbres et de blocs, massif du Mé Maoya....29
Illustration I.4.1 J: Lave torrentielle en milieu latéritique, massif du Mé Maoya. Photographie B. Pelletier (SLN)....30
Illustration I.4.1 K: Lave torrentielle (cyclone Beti), massif du Mé Maoya....30
Illustration I.4.2 A - Processus de cartographie des aléas dans le cadre de la prévention des risques en Nouvelle-Calédonie, Maurizot & al., 2005b....31
Illustration II.3.1 A - Schéma de mise en place du dispositif d'après Loke, 1997....41
Illustration II.3.1 B - Principe du dispositif Wenner, d'après Loke, 1997....41
Illustration II.3.1 C - Schéma de construction de la pseudo-section, d'après Loke, 1997....41
Illustration III.1.1 A - Vue vers l'est du dôme du Vallon Dore....51
Illustration III.1.2 A - Carte de localisation du Massif du Mont Dore et de la colline du Vallon Dore....52
Illustration III.2.1 A - Géologie du massif du Mont Dore, d'après les données géologiques SIG 1/50 000 BRGM/DIMENC 2005....53
Illustration III.2.1 B - Géologie du versant SO du massif du Mont Dore d'après les données SIG du BRGM (Maurizot, 2001, Maurizot & al., 2005c)....54
Illustration III.2.2 A - Reliques d'aplanissement dans la zone du Mont Dore, Chevillotte, 2005....54
Illustration III.2.3 A - Répartition des altitudes (MNT) et principales formations géologiques du domaine ultrabasique de la région du massif du Mont Dore....55
Illustration III.2.3 B - Relations entre la répartition des formations superficielles et l'intensité des pentes dans la zone du Mont Dore....57
Illustration III.2.3 C - Structuration du massif du Mont Dore et formations superficielles du domaine ultrabasique....58
Illustration III.2.3 D - Relations entre orientations des pentes et structuration géologique du massif du Mont Dore et alentours....59
Illustration III.2.4 A - Intensité des pentes, formations superficielles et mouvements de terrain principaux du versant SO du massif du Mont Dore....60
Illustration III.2.4 B - Schéma de mise en place du dôme ultrabasique du Vallon Dore par glissement en grande masse, d'après Maurizot & Riondy, 1988....61
Illustration III.2.4 C - Localisation dans le paysage de quelques mouvements de terrain du versant SO du massif du Mont Dore....62
Illustration III.3.1 A - Vue générale vers l'est du dôme du Vallon Dore (mouvement de terrain ancien M1)....64
Illustration III.3.1 B - Localisation des principaux repères sur le dôme du Vallon Dore....65
Illustration III.3.2 A - Paysage géologique schématique de la colline du Vallon Dore....66
Illustration III.3.4 A - Éboulis de péridotites serpentinisées au sein du glissement m 5 (Mille et Berton, zone nord)....69
Illustration III.3.4 B - Péridotites serpentinisées affleurant dans la partie supérieure du glissement m 5 (Mille et Berton, zone nord)....69
Illustration III.3.4 C - Faille de contact dôme / massif du Mont Dore (flèches rouges)....70

Illustration III.3.4 D - Succession des faciès bréchiques dans la faille DM....71
Illustration III.3.4 E - Faille DM et péridotites du massif du Mont Dore....72
Illustration III.3.4 F - Faciès de la brèche tectonique au contact avec les péridotites du massif, torrent de l'Aiguade....72
Illustration III.3.4 G - Cinématique du contact entre DM et DM'....72
Illustration III.3.4 H - Grand lavaka de la zone nord, vu depuis la zone Dédé....74
Illustration III.3.4 I - Recul d'érosion des niveaux latéritiques au pied des corniches de la zone amont (à droite)....75
Illustration III.3.4 J - Vue générale depuis la zone centrale de la falaise saprolitique du front aval de la zone amont....76
Illustration III.3.4 K - Décalage de dépôt de coulée latéritique ancienne sur régolithe épais....77
Illustration III.3.4 L - Coupe de la partie haute du glissement « Dédé »....77
Illustration III.3.4 M - Failles Fa et Fb et recul régressif des talus associés. Vue vers l'ouest....78
Illustration III.3.4 N - Structure du grand talus de la zone centrale : failles Fc (a), Fd et zone de départ du glissement B (b)....79
Illustration III.3.4 O - Faille Fc marquée par le grand talus entre zone centrale et zone Dédé, le long de la faille de la mine....79
Illustration III.3.4 P - Le creek de la mine Dédé et le décalage Fe. Rive gauche, bas de versant saprolitique; rive droite, bas de versant latéritique....79
Illustration III.3.4 Q - La zone amont du dôme du Vallon Dore....82
Illustration III.3.5 A - Modèle géoélectrique obtenu le long du profil 1 par tomographie de résistivité électrique. J.C. Parisot 2005....83
Illustration III.3.5 B - Modèle géoélectrique obtenu le long du profil 2 par tomographie de résistivité électrique. J.C. Parisot 2005....83
Illustration III.3.5 C - Coupes géologiques interprétatives du dôme glissé du Vallon Dore selon les deux profils de tomographie de résistivité électrique....86
Illustration III.4.1 A - Représentation de la zone amont et de la dépression transversale par MNT à maille 50 cm autour des profils de résistivité électrique....87
Illustration III.4.2 A - Les glissements B et E dans le paysage du dôme. Vue depuis le versant SO du massif du Mont Dore....89
Illustration III.4.2 B - Le glissement Dédé (A) et les glissements rocheux (m 5 « Mille et Berton », D « verrou ») au front du dôme du Vallon Dore....89
Illustration III.4.2 C - Le glissement C....90
Illustration III.4.2 D - Localisation des principaux glissements du dôme du Vallon Dore....90
Illustration III.4.2 E - Le glissement des Corniches (Cor) et la faille Fa....91
Illustration III.4.2 F - Le glissement rocheux m 5 « Mille et Berton » en 2008, au front de la zone nord....92
Illustration III.5 A - Positionnement des points du réseau de contrôle topographique sur l'ensemble du dôme....97
Illustration III.5 B - Évolution des points de contrôle du glissement m 5 « Mille et Berton » entre 1992 et 2003, puis entre 2003 et 2005. Source STF* Province Sud....98
Illustration III.5 C - Évolution des points de contrôle du réseau entre 2005 et 2007....99
Illustration III.7.2 A - Lecture du paysage de la zone du Mont Dore (A) et rôle supposé des structures extensives(B) dans l'évolution morphologique du massif selon Lagabrielle & Chauvet, 2008....101
Illustration III.7.2 B - Limites originelles supposées de la masse glissée du Vallon Dore (M1) et failles ayant façonné le massif aux alentours....102
Illustration III.7.2 C - Modèle d'évolution karstique du domaine ultrabasique de Nouvelle-Calédonie (Genna & al., 2005b). 103
Illustration IV.1.3 A - Répartition des reliefs ultrabasiques du Massif du Sud de Nouvelle-Calédonie. Source MNT : P. Maurizot, BRGM....109
Illustration IV.1.3 B - Carte de l'intensité des pentes dans le Massif du Sud de Nouvelle-Calédonie. Source MNT : P. Maurizot, BRGM....109
Illustration IV.1.4 A - Identification des mouvements de terrain anciens du versant SO du massif du Mont Dore par interprétation de données SIG....110
Illustration IV.2.2 A: Glissement de grande ampleur actuel, vallée de la Kalouéhola. A noter, l'importance des phénomènes d'érosion superficielle associés. De plus, la rivière sape constamment le front de la masse glissée et accentue l'érosion....111
Illustration IV.2.2 B: Exemples de glissements anciens de grande ampleur affectés par l'érosion actuelle, à différents degrés (images Géorépertoire NC)....112
Illustration IV.2.3 A - Anciennes morphologies de glissement de grande ampleur au front SO des Monts Koghi, visualisation sur MNT....113
Illustration IV.2.3 B - Vue aérienne de la vallée Carnot (1er plan) et des monts Koghi (arrière-plan)....114
Illustration IV.2.3 C - Carte géologique au 1/10 000 des masses glissées dans la Vallée Carnot, au pied des monts Koghi. Maurizot & Lafoy, 1998b....114

Illustration IV.2.3 D - Les morphologies de glissement dans la partie montagneuse du Massif du Sud. Données géologiques : source BRGM....115
Illustration IV.2.3 E - Anciennes morphologies de glissement de grande ampleur au front du Mont Mou, visualisation sur MNT....117
Illustration IV.2.3 F - Vue aérienne du mont Mou depuis l'ouest. En rouge la zone de rupture, en grisé les zones glissées. 118
Illustration IV.2.3 G - Carte géologique au 1/10 000 des alentours du dôme Nakinki, au pied du front SO du mont Mou. Maurizot & Lafoy, 1999....118
Illustration IV.2.4 A - Anciennes morphologies de glissement de grande ampleur du Mont Vulcain, visualisation sur MNT. 119
Illustration IV.2.4 B - Vue aérienne vers le nord de la masse glissée du mont Vulcain. En rouge la zone de rupture, en grisé les zones glissées....119
Illustration IV.2.5 A - Répartition de la superficie des masses glissées....120
Illustration IV.2.5 B - Dénivelée observée selon la superficie de la masse glissée....120
Illustration IV.2.5 C - Importance relative des directions de départ estimées des masses glissées....121
Illustration IV.3.1 A - Typologie de l'évolution des grandes masses ultrabasiques glissées (d'après Maurizot & al., 2005b). 122
Illustration IV.3.1 B - Évolution du front de nappe ultrabasique entre Tontouta et Boulouparis. Vue vers l'est....122
Illustration IV.3.2 A - Variations eustatiques depuis les derniers 300 ka, Chevillotte & al., 2005 modifié....123
Illustration IV.3.2 B - Sismicité du sud de la Grande Terre, séismes superficiels (Pillet & Pelletier, 2005)....124
Illustration V.2.1 A - Détection des surfaces nues sensibles à l'érosion par la méthode IBC....133
Illustration V.2.2 A - Seuils déterminés par Laganier, 1994 pour les zones d'accumulation et surfaces nues détectées par la méthode IBC....135
Illustration V.2.2 B - Seuils déterminés par Maura, 2008 et surfaces nues détectées par la méthode IBC....135
Illustration V.2.2 C - Cartographie des zones actives liées à l'érosion particulaire : étapes de la simulation d'expertise sous SIG....137
Illustration V.2.2 D - Résultats comparés d'une carte préexistante (a, Maurizot & al., 2005b), d'une vue THR (Ikonos, source DIMENC, b) et du résultat expérimental obtenu (c) sur un sous-bassin versant de la zone d'étude....138
Illustration V.2.2 E - Répartition spatiale des sources et dépôts de sédiments d'un grand bassin versant du Massif du Sud....139
Illustration V.3.3 A - Les grandes étapes du processus KDD, Fayyad & al., 1996....142
Illustration V.3.3 B - Exemple d'arbre de décision....147
Illustration V.3.4 A - Comparaison de la carte de l'aléa érosion fort issue d'une modélisation par fouille de données (C4.5, a) et par Luneau, 2006(b)....152
Illustration A - Zone instable, reconstituée d'après les photographies aériennes de 1976 (Maurizot & Riondy, 1988)....xii
Illustration B - Répartition des faciès dans la zone instable de 1988 (Maurizot & Riondy, 1988)....xii
Illustration C - Géomorphologie du glissement Mille et Berton en 1988 (Maurizot & Riondy, 1988)....xii
Illustration D - Phase 1 : écroulement (Maurizot & Riondy, 1988)....xiii
Illustration E - Phase 2 : mise en charge des barrages par des solutions saturées en fines (Maurizot & Riondy, 1988)....xiii
Illustration F - Phase 3 : rupture des barrages et déclenchement de la coulée boueuse (Maurizot & Riondy, 1988)....xiii
Illustration G - Implantation des repères topographiques de 1988 sur la zone instable Mille et Berton (Maurizot & Riondy, 1988)....xiii
Illustration H - Morphologies liées aux mouvements de terrain relevées par Pasquet, 1990....xv
Illustration I - Carte des formations superficielles situées au front de la zone Dédé (Maurizot & Leguéré, 1990)....17

INDEX DES TABLEAUX

Tableau I.1.2a - Hiérarchisation des processus de l'évolution des reliefs....8
Tableau I.1.3a - Les principaux facteurs de l'évolution des versants....9
Tableau I.1.5a - Les différents drains superficiels créés par le ruissellement élémentaire concentré, d'après Henensal, 1986....10
Tableau I.2.3a - Principaux paramètres considérés dans la caractérisation de l'aléa « mouvement de terrain » d'après Varnes & International Association of Engineering Geology, 1984, Léone, 1996, Antoine & al., 2000, Zornette & al., 2002, Sedan & al., 1999 et Maurizot, 2001 et facteurs correspondants....18
Tableau I.2.3b - Principaux paramètres considérés dans la caractérisation de l'aléa « érosion particulaire » d'après Le Bissonnais & al., 2002, Desprats & al., 2000, Saby, 1998, Chevalier & al., 2002, Maurizot & Delfau, 1995, Luneau, 2006 et facteurs correspondants....18
Tableau I.4.2a - Récapitulatif des travaux à l'échelle régionale et méthodes d'évaluation de l'aléa « mouvements de terrain » en Nouvelle-Calédonie....30
Tableau I.4.2b - Récapitulatif des travaux à l'échelle régionale et méthodes d'évaluation de l'aléa « érosion particulaire ». 32
Tableau II.1a - Inventaire des données potentiellement utiles à une évaluation des aléas de versant sur la Grande Terre de Nouvelle-Calédonie....37
Tableau II.3.1a - Étapes de la numérisation du fond topographique du dôme du Vallon Dore au 1/1 000....40
Tableau II.3.1b - Coordonnées géographiques de la station de référence (RGNC), source DITTT/ST/BGN....43
Tableau III.2.3a - Géomorphologie du domaine ultrabasique dans la partie NE du massif du Mont Dore....56
Tableau III.2.3b - Géomorphologie du domaine ultrabasique dans la partie SO du massif du Mont Dore....56
Tableau III.2.4a - Les mouvement de terrain sur le versant SO du massif du Mont Dore....62
Tableau III.3.4a - Caractéristiques comparées des péridotites de la colline du Vallon Dore et du massif du Mont Dore....68
Tableau III.3.4b - Relations entre épaisseur des horizons d'altération et modalité de l'érosion particulaire....75
Tableau III.3.4c - Les différents types de failles postaltération identifiées sur le dôme du Vallon Dore : relations avec la morphologie et les instabilités....76
Tableau III.3.4d - Description des décalages majeurs du régolithe du dôme du Vallon Dore....78
Tableau III.3.4e - Principales formations superficielles du dôme du Vallon Dore....80
Tableau III.3.4f - Chronologie et caractéristiques des formations de dépôts catastrophiques du dôme du Vallon Dore....81
Tableau III.3.4g - Caractéristiques des chaos de blocs de la zone du Vallon Dore....81
Tableau III.3.5a - Analyse du modèle géoélectrique obtenu avec le profil 1....84
Tableau III.3.5b - Analyse du modèle géoélectrique obtenu avec le profil 2....84
Tableau III.4.2a - Les mouvements de terrain anciens dans le dôme ultrabasique du Vallon Dore....88
Tableau III.4.2b - Les mouvements de terrain actuels dans le dôme ultrabasique du Vallon Dore....92
Tableau III.4.4a - Évolution du dôme du Vallon Dore lors de son atterrissement sur la paléosurface des basaltes....94
Tableau IV.2.5a - Caractéristiques évaluées pour chaque enveloppe de masse glissée et modalités d'évaluation....119
Tableau V.2.1a - Les différents types de surfaces minérales en domaine ultrabasique et les surfaces retenues par la méthode de détection IBC....132
Tableau V.3.3a - Origine des cartes de facteurs utilisées pour évaluer l'aléa érosion par fouille de données....143
Tableau V.3.3b - Valeurs prises par les différents attributs de la base....144
Tableau V.3.3c - Exemple de représentation d'une base de données binaires r....145
Tableau V.3.4a - Hiérarchisation des attributs par calcul de IG et de GR....149
Tableau V.3.4b - Principales règles d'association de classes identifiées dans la base de données M....150
Tableau V.3.4c - Principales règles d'association de classes identifiées dans la base de données M'....150
Tableau V.3.4d - Matrice de confusion des modèles prédictifs de l'aléa érosion calculés avec les classeurs NB et C4.5. 151
Tableau V.3.4e - Matrice de confusion comparant l'approche par classification (NB et C4.5) et l'approche semi-empirique (Expert)....152

RÉSUMÉ

En milieu tropical humide, les mouvements de terrain et l'érosion particulaire sont des aléas majeurs. Sur la Grande Terre de Nouvelle-Calédonie, île haute du Pacifique sud-ouest soumise à un régime de précipitations cycloniques, les massifs ultrabasiques dominants sont connus pour l'instabilité de leurs pentes. Les enjeux socio-économiques et environnementaux de ce pays sont en liaison directe avec la problématique de l'évolution rapide des versants et appellent une connaissance approfondie des mécanismes naturels qui contrôlent cette évolution. Pour répondre à ce besoin croissant, la présente étude propose d'aborder deux aspects fondamentaux : la compréhension de l'apparition des phénomènes naturels de mouvements de terrain et d'érosion particulaire et le développement de méthodes d'analyse adaptées à l'étude des aléas dans le contexte néocalédonien (aide à la cartographie rapide et évaluation de l'aléa par fouille de données).

La compréhension des mécanismes en jeu dans l'évolution des versants du domaine ultrabasique repose sur une analyse de terrain (site pilote), ainsi que sur une analyse géomorphologique régionale. Sur le site pilote, les travaux de terrain ont montré que plusieurs glissements en grande masse sont contrôlés par des failles. Ces glissements ont affecté des matériaux intensément altérés, sous influence karstique. L'évolution du versant SO du Mont Dore et la configuration hydrogéologique résultante contrôlent l'essentiel des désordres gravitaires et érosifs actuels. L'analyse régionale a révélé que les zones montagneuses du grand massif du Sud ont vraisemblablement évolué sous les mêmes contrôles. L'action conjuguée des alternances climatiques et eustatiques et de l'histoire tectonique de la région a favorisé l'expression de phénomènes gravitaires de grande ampleur au cours du Quaternaire. Ils résultent de l'alternance entre phases d'abaissement du niveau de base et phases de montée en charge des nappes phréatiques et sont potentiellement liés à des structures faillées. Le démantèlement persiste aujourd'hui dans les zones déstabilisées (glissements de terrain, chutes de pierres, coulées et laves torrentielles, ravinement, etc.). Les phénomènes actuels représentent toujours un danger pour les personnes et les biens.

Les travaux méthodologiques ont porté plus spécifiquement sur l'érosion particulaire. Il s'agissait de trouver comment réaliser rapidement l'inventaire des surfaces soumises à l'érosion ou à la sédimentation, après le passage d'un cyclone, par exemple. Une méthode de cartographie automatique est proposée pour effectuer cet inventaire de base. L'analyse d'un expert est simulée dans un système d'information géographique, à partir de données topographiques, d'un modèle numérique de terrain et d'une image satellite. Les résultats expérimentaux montrent que cette méthode permet de produire une carte réaliste et des améliorations sont suggérées. Ensuite, des méthodes d'analyse informatique courantes en fouille de données ont été testées pour évaluer l'aléa érosion. Ces tests, réalisés sur le jeu de données d'une étude d'aléa antérieure (approche multicritères), indiquent que l'approche pluridisciplinaire par fouille de données étend le potentiel d'analyse des données existantes. L'identification des facteurs les plus discriminants de l'érosion est facilitée, l'établissement de relations entre facteurs est plus aisé et l'élaboration de modèles prédictifs de l'aléa est très encadrée mathématiquement. La comparaison avec les résultats de l'analyse multicritères montre que la cartographie de l'aléa gagne en précision et en finesse.

La contribution apportée devrait permettre une meilleure prise en compte de l'évolution des versants des massifs ultrabasiques dans l'évaluation des aléas et des risques qui y sont associés. Le réseau topographique implanté sur le site pilote pourrait être utilisé pour compléter la surveillance de la masse instable, les lotissements bordiers étant très vulnérables. Quant aux méthodes cartographiques proposées, encore expérimentales, leur développement à des fins opérationnelles enrichira utilement le panel des outils de surveillance environnementale et de gestion des risques naturels. Au plan fondamental, ces travaux ouvrent aussi de nouvelles perspectives concernant la géomorphologie des massifs ultrabasiques, notamment sur les relations entre surfaces d'altération étagées, incision des vallées et grandes masses glissées.

***Mots clés** : formations superficielles, érosion, mouvements de terrain, aléas, SIG, péridotites, Nouvelle-Calédonie*