HAL
archives-ouvertes.fr

Les glissements de terrain des versants côtiers du Pays d'Auge (Calvados) : Morphologie, fonctionnement et gestion du risque.

Candide Lissak

▶ **To cite this version:**

Candide Lissak. Les glissements de terrain des versants côtiers du Pays d'Auge (Calvados) : Morphologie, fonctionnement et gestion du risque.. Géomorphologie. Université de Caen, 2012. Français. tel-00781940v1

HAL Id: tel-00781940

https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00781940v1

Submitted on 4 Feb 2013 (v1), last revised 24 Apr 2013 (v2)

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.

UNIVERSITE de CAEN BASSE-NORMANDIE

U.F.R. de GEOGRAPHIE, AMENAGEMENT, ENVIRONNEMENT

ECOLE DOCTORALE HSRT 556 'Homme-Sociétés-Risques-Territoire'

Laboratoire LETG-Caen GEOPHEN (UMR CNRS 6554)
GEOgraphie PHysique et ENvironnement

T H E S E

présentée par

Candide Lissak

et soutenue

le 12 décembre 2012

en vue de l'obtention du

DOCTORAT de l'UNIVERSITE de CAEN BASSE-NORMANDIE
Spécialité : Géographie physique, humaine, économique et régionale

Arrêté du 07 août 2006

Les glissements de terrain des versants côtiers du Pays d'Auge (Calvados) : Morphologie, fonctionnement et gestion du risque.

MEMBRES du JURY

Mme	**Monique Fort**	**Professeur**	**Université Paris 7 - Denis Diderot *(rapporteur)***
Mr	**Roger Cojean**	**Directeur de Recherches**	**MINES ParisTech *(rapporteur)***
Mr	**Jordi Corominas**	**Professeur**	**Universita Politecnica de Catalunya (Barcelona)**
Mr	**Jean-Philippe Malet**	**CR CNRS**	**EOST, Institut de Physique du Globe de Strasbourg**
Mr	**Olivier Maquaire**	**Professeur**	**Université de Caen Basse-Normandie *(Directeur de thèse)***

UNIVERSITE de CAEN BASSE-NORMANDIE

U.F.R. de GEOGRAPHIE, AMENAGEMENT, ENVIRONNEMENT

ECOLE DOCTORALE HSRT 556 'Homme-Sociétés-Risques-Territoire'

Laboratoire LETG-Caen GEOPHEN (UMR CNRS 6554)
GEOgraphie PHysique et ENvironnement

T H E S E

présentée par

Candide Lissak

et soutenue

le 12 décembre 2012

en vue de l'obtention du

DOCTORAT de l'UNIVERSITE de CAEN BASSE-NORMANDIE
Spécialité : Géographie physique, humaine, économique et régionale

Arrêté du 07 août 2006

Les glissements de terrain des versants côtiers du Pays d'Auge (Calvados) : Morphologie, fonctionnement et gestion du risque.

MEMBRES du JURY

Mme	**Monique Fort**	**Professeur**	**Université Paris 7 - Denis Diderot *(rapporteur)***
Mr	**Roger Cojean**	**Directeur de Recherches**	**MINES ParisTech *(rapporteur)***
Mr	**Jordi Corominas**	**Professeur**	**Universita Politecnica de Catalunya (Barcelona)**
Mr	**Jean-Philippe Malet**	**CR CNRS**	**EOST, Institut de Physique du Globe de Strasbourg**
Mr	**Olivier Maquaire**	**Professeur**	**Université de Caen Basse-Normandie *(Directeur de thèse)***

SOMMAIRE

Sommaire 3

Remerciements 5

Résumés **9**

INTRODUCTION GENERALE 11

PARTIE I : LES VERSANTS COTIERS DE LA PARTIE ORIENTALE DU CALVADOS ...19

Chapitre 1 : Cadre physio-géographique du secteur d'étude 21

Chapitre 2 : Les glissements de terrain des versants littoraux du Pays d'Auge 45

PARTIE II : UNE MORPHOLOGIE ET UNE STRUCTURE INTERNE COMPLEXES ... 69

Chapitre 3 : Cartographie morphologique et structure interne du versant / Géométrie des glissements 71

Chapitre 4 : Caractérisation hydrologique des versants 123

PARTIE III : EVOLUTION DES VERSANTS ET DYNAMIQUE DES GLISSEMENTS ...151

Chapitre 5 : Caractérisation de la cinématique du versant à 'court et moyen terme' 153

Chapitre 6 : Caractérisation de la cinématique du versant à 'long terme' 175

Chapitre 7 : Facteurs de contrôle et conditions de déclenchement des instabilités de versant 201

PARTIE IV : CONSEQUENCES DES MOUVEMENTS DE VERSANTS ET GESTION DES RISQUES ASSOCIES 229

Chapitre 8 : Conséquences et gestion depuis 1982 231

Chapitre 9 : Conséquences potentielles, scénarios d'évolution et risques associés 257

CONCLUSION GENERALE 277

Références bibliographiques 281

Table des figures.....297

Table des tableaux 305

Table des matières 307

REMERCIEMENTS

Ce mémoire est l'aboutissement de cinq années de recherche au laboratoire de Géographie Physique et Environnement (GEOPHEN), *UMR LETG 6554 CNRS* de l'Université de Caen Basse-Normandie. Qu'il me soit permis d'exprimer ici toute ma gratitude et ma reconnaissance envers toutes les personnes qui ont apporté soutien et conseils tout au long de ce travail.

Je souhaite remercier en premier lieu mon directeur de thèse, *Olivier Maquaire*, Professeur des Universités et Directeur du laboratoire LETG-Caen GEOPHEN (depuis le 1er janvier 2012) pour m'avoir accueilli au sein de son équipe et grâce à qui j'ai pu découvrir le monde de la recherche universitaire. Je lui suis reconnaissante pour le temps conséquent qu'il m'a accordé, ses qualités pédagogiques et scientifiques, sa franchise et ses conseils qui ont été prépondérants pour la bonne réussite de cette thèse. J'ai beaucoup appris à ses côtés, notamment à être plus rigoureuse, et je lui adresse toute ma gratitude pour cela.

Je voudrais remercier les rapporteurs de cette thèse *Monique Fort*, Professeur des Universités de l'équipe PRODIG de Paris l'Université de Paris VII, qui m'a permis d'atteindre mes objectifs en m'ayant fait confiance au cours de mes études à Paris et qui aujourd'hui s'apprête à examiner à nouveau mon travail. Je remercie également *Roger Cojean,* Directeur de Recherches, MINES ParisTech, pour avoir accepté d'examiner mon travail et donc pour l'intérêt qu'il y porte. Merci à *Jordi Corominas* Professeur à l'Université Polytechnique de Catalogne à Barcelone d'avoir accepté d'être membre du jury de ce doctorat malgré la distance.

J'adresse de chaleureux remerciements à *Jean-Philippe Malet*, Chargé de Recherches CNRS à l'École et Observatoire des Sciences de la Terre (EOST) et à l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg (IPGS) de faire également partie de ce jury, mais surtout pour son attention de tout instant sur mes travaux, pour ses conseils avisés et son écoute. Il nous a permis de réaliser les prospections géophysiques par tomographie électrique, des suivis par scan Lidar terrestre… Grace à lui, au travers du projet européen SAFELAND (*Living with landslide risk in Europe: Assessment, effects of global change and risk management strategies*), nous avons pu bénéficier d'un levé scan Lidar aérien sur l'ensemble des sites instables étudiés. De même, le traitement des données des stations GPS permanentes est assuré par l'équipe OMIV-EOST 'Observatoire Multidisciplinaire des Instabilités de Versants' (Service d'Observation INSU). Merci à *Patrice Ulrich, Frédéric Masson et Aline Deprez*. Merci à *Martine Trautmann* du Laboratoire d'Analyse des Sols de l'EOST.

Cette thèse a été réalisée grâce à l'obtention d'une allocation de recherche MENRT, puis d'un poste d'ATER à l'Université du Havre. Je remercie donc *Samuel Deprez* pour son accueil à l'UFR '*Lettres et Sciences Humaines*' de l'Université du Havre. Nous avons, par ailleurs, bénéficié de plusieurs financements. Celui obtenu par le projet CPER GR²TC (Gestion des Ressources, Risques et Technologie du domaine Côtier) et celui du contrat de recherche du programme ANR Risk-Nat SISCA (*Système Intégré de Surveillance de Crises de glissements de terrain argileux -accélération, fluidification-*). Ces différents financements ont permis de compléter les investigations réalisées précédemment (géotechniques, hydrologiques, hydrodynamiques…), et de mettre à jour un réseau de surveillance. Parmi les équipes impliquées dans le projet SISCA, je tiens à remercier tout particulièrement *Céline Bourdeau*, Chargée de Recherches et *Philippe Reiffsteck*, Directeur de Recherches à l'IFSTTAR. Merci à *Gilles Désanneaux* (maître

'sondeur') et ses aides sondeurs. Merci également à *Vincent Marc*, Maître de Conférences, au Laboratoire d'Hydrogéologie de l'Université d'Avignon (LHA) qui a su répondre à toutes mes questions et merci à l'équipe du laboratoire pour les analyses hydrochimiques. Merci à *Gilles Grandjean, Kévin Samyn* et *Adnan Bitri* de la Direction '*Risques et Prévention*' du BRGM d'Orléans, pour la réalisation de la prospection sismique à *Villerville*.

Je désire grandement remercier les enseignants qui m'ont enseigné la géographie durant mon parcours universitaire qui m'ont fait découvrir avec passion leur métier et m'ont ainsi servi de modèles.

J'adresse de sincères remerciements à *Daniel Delahaye*, Professeur des Universités, et Directeur du laboratoire LETG-Caen GEOPHEN jusqu'au 31 décembre 2011 pour m'avoir accueillie chaleureusement au sein de son laboratoire.

Merci à *Robert Davidson*, pour son implication dans mes travaux, son efficacité, sa bonne humeur communicative et sans qui la vie du laboratoire ne serait pas la même.

Par ailleurs, cette thèse n'aurait pu aboutir sans la collaboration de nombreuses personnes qui m'ont apporté une aide indispensable, et à qui j'exprime toute ma reconnaissance et ma gratitude :

Merci à *Thomas Glade*, Professeur à l'Université de Vienne et Directeur du laboratoire *Geomorphological Systems and Risk Research (ENGAGE)* pour avoir permis à son équipe de sondeurs de venir jusqu'en Normandie réaliser plusieurs forages.

Merci au Laboratoire de Géographie Physique '*Pierre Birot'* Université Paris 1 et CNRS qui nous a offert la possibilité de réaliser des prospections géoradar. Mais surtout merci à *Frank Lavigne*, Professeur des Universités pour qui j'ai beaucoup d'admiration, notamment pour ses travaux de recherche et parce qu'il m'a fait découvrir les mouvements de terrain, la géographie du risque en général, et qu'il m'a permis d'arriver où j'en suis aujourd'hui.

Toute ma reconnaissance envers la municipalité de *Villerville* et de *Cricqueboeuf* et envers tous les habitants de ces communes qui nous ont permis de mettre en place le réseau de surveillance et autoriser l'accès à leur propriété pour diverses manœuvres de terrain. Je remercie tout spécialement *Michel Marescot*, maire de *Villerville* et son adjoint *Monsieur Muller*, et les services techniques qui assurent l'entretien du *Parc des Graves* et de nos installations.

Je désire en outre remercier toutes les personnes qui ont pris le temps de m'écouter et de répondre à mes questions : *Thom Bogaard* à l'Université de Delft, *Stéphane Costa*, *Olivier Cantat*, *Jean-Michel Cador, Abdelkrim Bensaid, Laetitia Birée* et surtout *Laurent Lespez* qui pourrait être coach du laboratoire GEOPHEN. Je désire en outre remercier tous les membres du laboratoire LETG-Caen GEOPHEN pour leur sympathie et leur amitié. J'ai eu beaucoup de plaisir à travailler avec eux.

Un remerciement tout particulier à *Anne-Julia Rollet* qui a su répondre à toutes mes questions existentielles et qui est la seule capable d'instaurer *'La semaine de l'Amour'* au sein d'un laboratoire de géographie Physique. Je remercie également *Simon Dufour* pour tous ses conseils.

Merci à *Blandine Parey* et *Catherine Baumont* pour tout le temps passé à la relecture de ce mémoire.

Bien sûr, atteindre ces objectifs n'aurait pas été possible sans l'aide de mes camarades thésards géographes qui m'ont, à plusieurs reprise, redonné du courage et m'ont rappelé pourquoi j'avais fais ce choix :

Aline Garnier, qui m'a fait découvrir les Phytolithes… mais surtout la merveilleuse ville d'Argentan ! *Mathieu Fressard* qui m'a été d'une précieuse aide sur le terrain avec qui il est possible d'aborder, dans une même discussion, les difficultés de susceptibilité des mouvements de terrain et la sagesse de maître Yoda. *Vincent Viel* avec qui j'ai partagé de nombreuses heures de trajet et qui m'a permis de me rendre compte qu'il n'y avait pas que les fans de SW sur terre, mais également des fans de la SNCF. *Marie-Anne Germaine* pour ses petits mots d'encouragement laissés sur mon bureau. *Julien Travelletti* avec qui j'ai beaucoup

partagé. Un petit mot également pour tous les doctorants et anciens doctorants, *Yann Le Drezen, Philippe Léger, Sébastien Caillault, Pauline Letortu, et Romain Reulier* pour ses sourires… en espérant n'avoir oublié personne !

Dans un travail de thèse marqué par une forte composante terrain, le travail d'équipe est primordial. Que tous les étudiants de Licence et Master, ou autres qui ont participé activement aux campagnes de terrain, trouvent ici l'expression de ma reconnaissance.

Je souhaite remercier spécialement ma sœur *Eva*, pour son soutien, sa patience tout au long de la thèse… et tout au long du reste de ma vie et ma sœur *Hélia* qui restera mon modèle. *Clémence* et *Nathalie* qui ont su m'écouter plus d'une fois à des moments difficiles. *Sandrine* avec qui j'ai partagé mes plus belles années d'apprentie géographe. Je remercie *Matthieu* le seul ST que je connaisse qui a eu la volonté de relire une partie de ma thèse et qui m'est d'un grand réconfort. Enfin mes parents pour m'ont offert la possibilité de faire tout ça.

There is no ignorance, there is knowledge,
There is no emotion, there is peace,
There is no passion, there is serenity,
There is no death, there is the Force,
J-O.U

Les glissements de terrain des versants côtiers du Pays d'Auge (Calvados) : Morphologie, fonctionnement et gestion du risque.

Cette thèse porte sur l'étude de glissements de terrain rotationnels-translationnels complexes localisés en bordure littorale du Calvados. Ces glissements se manifestent par une activité régulière, avec des déplacements saisonniers variant de quelques millimètres à quelques centimètres par an. Ils revêtent un caractère plus spectaculaire lorsque les déplacements s'accélèrent brutalement sous l'action de facteurs de déclenchement divers et combinés. La complexité de ces processus hydro-gravitaires réside dans leur fonctionnement hétérogène dans le temps, et dans leur localisation dans un environnement littoral urbanisé. Ces secteurs sont donc des zones à risque à fort enjeux socio-économiques. Pour mieux comprendre le fonctionnement de ces glissements, les travaux se focalisent sur :

- (1) la caractérisation de la structure interne des glissements à l'aide de données géophysiques, géotechniques et géomorphologiques ;
- (2) les spécificités hydrologiques et hydrogéologiques du versant et la caractérisation des paramètres hydrodynamiques des corps aquifères qui composent ces glissements ;
- (3) la caractérisation de la cinématique de versant en surface et en profondeur à partir d'un réseau de surveillance et la mise en évidence des variabilités spatiales et temporelles des déplacements actuels ;
- (4) l'identification de *seuils* piézométriques ou pluviométriques qui expliqueraient le déclenchement des instabilités brusques et saisonnières ;
- (5) l'évaluation des conséquences et la gestion du risque suite aux différentes crises d'accélération et l'évaluation du risque actuel à partir des conséquences potentielles et des scénarios d'extension des glissements.

Mots clés (indexation rameau) : Géomorphologie –France Pays d'Auge, GPS Glissement de terrain, Hydrologie, Risques naturels, Littoraux-modifications-France Pays d'Auge, SIG
Mots clés (indexation libre) : glissement de terrain rotationnel-translationnel, Aléa, Cartographie, SIG Instrumentation de terrain, Données multi-sources, Risque

Coastal landslides of the Pays d'Auge (Calvados): Morphology, functioning and risk management

The present study is focused on complex rotational-translationnal landslides occurring along the coastal slopes of Calvados. The landslides kinematics is characterized by slow and permanent activity ranging from a few millimeters to a few centimeters per year. The slow velocity can be affected by major accelerations explained by combined triggering factors, as prolonged rainfall. The complexity of these phenomena is linked to their temporal and spatial heterogeneity dynamics. Furthermore, their location in urban coastal environment induces high socio-economic issues. For better understanding of these complex landslides processes, the study focused on:

- (1) the internal structure characterization, with the help of geophysical, geotechnical and geomorphological data;
- (2) the hydrological and hydrogeological specificities of the slope with hydrodynamics characterization;
- (3) the kinematics of the landslides measurement from monitoring network, to put in forward the spatial and temporal heterogeneities;
- (4) the identification of critical piezometric and rainfall thresholds inducing acceleration;
- (5) the assessment of consequences and the risk management linked to several acceleration crisis. And finally the research focused on the actual element at risk and landslide extension possibilities.

Keyword: Rotational-translational landslide, Hazard, Mapping, GIS, monitoring, multi-data sources, risk

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Depuis plus de quarante ans, les versants littoraux de la partie orientale du *Calvados* sont au cœur des préoccupations scientifiques. En effet, les versants qui bordent le plateau du Pays d'Auge connus pour leur forte attractivité touristique sont souvent affectés par des événements de grande ampleur dont les conséquences sont plus ou moins différées dans le temps. Beaucoup gardent à l'esprit les coulées de boue de juin 2003 qui ont provoqué de nombreux dégâts à *Trouville-sur-Mer* et dans les cités balnéaires alentours. Ces versants et le plateau qui les domine, sont en effet particulièrement sensibles aux phénomènes liés aux processus hydrogravitaires comme les inondations, les submersions de tempêtes, les coulées de boue, les affaissements et les glissements de terrain.

Ces derniers sont au cœur de notre problématique. Bien qu'il s'agisse majoritairement de phénomènes de faible intensité, ils ont eu ponctuellement des conséquences *'catastrophiques'* suite à des accélérations brusques comme en janvier 1982 à *Villerville* et *Cricqueboeuf* (Maquaire, 1990). Dans la région de *Trouville-sur-Mer*, les glissements de terrain répertoriés sont nombreux, et sont qualifiés de dormants ou d'actifs (Varnes 1978). Ils surviennent dans les environnements littoraux qui cumulent des densités élevées et/ou des activités économiques importantes fortement basées sur le tourisme balnéaire, ce qui posent la question de la vulnérabilité des différents éléments exposés et donc du risque.

L'évaluation du risque (Crozier & Glade, 2005) s'organise en deux étapes successives (Figure I-1) : la caractérisation de l'aléa et l'évaluation des conséquences potentielles. La première étape consiste à évaluer l'aléa dans sa composante spatiale, en définissant la zone affectée et sa possible extension ; et dans sa composante temporelle, en déterminant sa probabilité d'occurrence et son intensité (Amatruda, 2004). La seconde consiste à déterminer la nature et l'importance des enjeux exposés (Dauphiné, 2004). Selon *les Nations Unies*, la notion de vulnérabilité renvoie à la prédisposition des populations à faire face à une catastrophe ou à être affectées par un événement. En cas de catastrophe, il est question de désordres physiques directs si il y a endommagements ou destructions d'objets exposés (bâtiments, réseaux, ouvrages, dommages corporels).

À ces dommages directs s'ajoutent les dommages indirects qui s'expriment notamment par des dysfonctionnements du système parfois non concomitant de l'aléa. Toutes ces conséquences ont stimulé une forte demande sociale de la définition du risque *'mouvement de terrain'*, notamment pour déterminer sa probabilité d'occurrence spatiale et temporelle (Thierry, 2007). Cette demande s'est accrue sous l'effet de la croissance économique et démographique (Finlay *et al.,* 1997 ; Crozier & Glade, 2005), de l'accroissement de la mobilité des populations, de la perte de mémoire du risque et de l'excès de confiance dans les systèmes de protection (Charlier & Decrop, 1997).

Nos travaux de recherches se focalisent sur l'analyse de l'aléa glissement de terrain et sur la définition de ses conséquences sur la frange littorale du département du *Calvados* entre *Trouville-sur-Mer* (la vallée de la *Touques*) et *Honfleur* (la *Baie de Seine*), en *Basse-Normandie*. Ces phénomènes géologiques hydro-gravitaires font appel à des mécanismes bien spécifiques selon la nature des matériaux et la morphologie du versant exposé. Sur la côte du *Pays d'Auge*, il s'agit de glissement rotationnels-transrationnels qui sont liés à la nature argilo-marneuse des terrains. Ils se sont traduits par des événements ponctuels bien délimités sur

le versant. Ainsi, les phénomènes étudiés sont qualifiés d'actifs car ils se sont produits occasionnellement ou plusieurs fois au même endroit durant les trois cents dernières années (Flageollet, 1989).

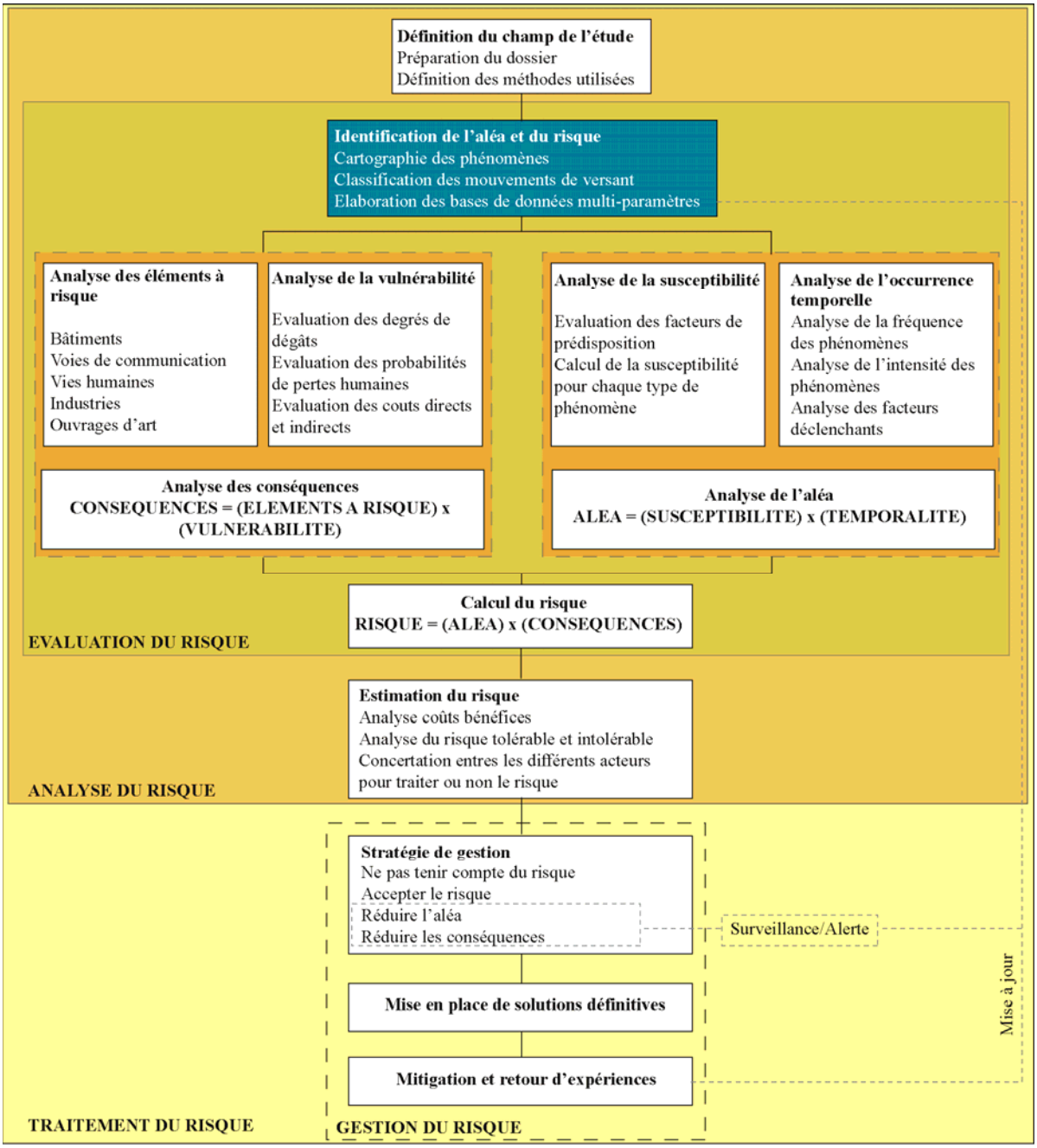


Figure I-1. *Démarche d'évaluation et de gestion des risques (d'après Crozier & Glade, 2005).*

Cependant, ils sont généralement *'lents'* (quelques cm à dm/an), mais peuvent subir des accélérations brutales sous l'action de facteurs de déclenchement divers et combinés, d'origine continentale (élévation des nappes phréatiques en relation avec les conditions hydro climatiques, modification de l'occupation des sols,...) et marine (érosion du pied de versant par la mer, action de la houle...) générant ainsi de nombreux dégâts pour des espaces largement aménagés. Les glissements pris en compte, sont d'ouest en est, ceux du *Chant des Oiseaux* et d'*Hennequeville* à *Trouville-sur-Mer*, du *Cirque des Graves* à *Villerville* et des *Fosses du Macre* à *Cricquebœuf*. La totalité de ces glissements argilo-marneux subissent des déplacements saisonniers variant de quelques millimètres à quelques centimètres par an. Certains d'entre eux connaissent des phases d'accélérations brutales qui s'expriment par des déplacements de plusieurs décimètres voire mètres par épisode. C'est le cas du glissement du *Cirque des Graves* et du glissement des *Fosses du Macre* qui se sont violemment réactivés en janvier 1982, février 1988, février 1995 et mars 2001. Depuis ces événements majeurs des années 1980, plusieurs expertises géotechniques et travaux de recherches (Ballais *et.al,* 1984 ; Flageollet

& Helluin, 1984 ; Maquaire, 1988…) ont été menés pour ausculter et caractériser les instabilités de versant à partir des facteurs de prédisposition (structure interne, discontinuités…) et de déclenchement (hydrologie souterraines, érosion du littoral…). Plus récemment, dans le cadre d'une étude de faisabilité sur la mise en place d'un réseau de drainage sur le glissement du *Cirque des Graves* et du *Chant des Oiseaux*, de nombreux forages et essais géotechniques ont permis de compléter la base de données démarrée il y a trente ans.

Objectifs de la recherche

Afin de contribuer à une meilleure gestion du risque dans cet espace, nous proposons d'approfondir la connaissance des glissements côtiers du *Pays d'Auge* et de leurs fonctionnements. Pour cela, nos recherches utilisent une démarche pluridisciplinaire appuyée sur différentes approches méthodologiques permettant d'abord d'évaluer qualitativement et quantitativement l'aléa. L'objectif est de comprendre l'évolution spatio-temporelle des glissements à travers l'estimation de leur cinématique et la caractérisation des facteurs de déclenchement, comme la pluviométrie et les variations de niveaux de nappes par exemple. Les recherches précédentes ont mis en évidence la prédominance des facteurs continentaux sur les facteurs d'origine marine. Ils seront donc au centre de nos recherches.

Ainsi, il s'agit de répondre à quatre objectifs principaux qui sous-tendent la thèse :

- comprendre le rôle complexe de la morphologie et de la structure interne du glissement ;
- définir la répartition spatiale et l'occurrence temporelle de sa dynamique (vitesse moyenne annuelle, accélérations) ;
- déterminer la part respective des agents et processus responsables (forçages) de cette dynamique et en particulier définir les seuils pluviométriques et piézométriques de déclenchement ;
- définir les dommages passés et déterminer les enjeux exposés à l'aléa afin de déterminer les conséquences globales des glissements depuis leur '*réactivation*' et évaluer les conséquences potentielles pour le futur.

Démarche de la recherche

Cette recherche se focalise sur la dynamique des versants littoraux vifs afin d'évaluer la contribution des différents facteurs de prédisposition et de déclenchement des instabilités de versant et sur l'impact de ces phénomènes sur l'aménagement local. Afin de mieux comprendre la complexité du système étudié, nous nous sommes appuyés sur l'étude de deux sites principaux (*Cirque de Graves* et *Fosses du Macre*) en mettant en œuvre de nouveaux développements méthodologiques. L'ensemble de la recherche tente d'apporter des éléments de réponse aux objectifs listés précédemment.

Dans un premier temps, il s'agit d'analyser les grands traits morphologiques et morphométriques de chacun des sites de façon à définir les différentes unités morphologiques. Ces investigations, qui ont pour objectif de définir un modèle morphostructural et géométrique du versant, nécessitent la combinaison de méthodes issues de la géomorphologie, de l'analyse spatiale, de la géophysique ou de la géotechnique. Cette analyse repose ainsi sur des données multi-sources et multi-résolutions permettant d'associer la morphologie du glissement avec sa structure interne.

Dans un deuxième temps, l'objectif est de définir les caractéristiques hydrodynamiques des corps aquifères car l'hydrologie souterraine joue un rôle majeur dans la dynamique des versants étudiés. Les grandes composantes morphologiques des glissements, définies préalablement, sont mises en relation avec les corps aquifères où sont stockés d'importants volumes d'eau. Il s'agit ainsi de déterminer leur organisation et l'existence d'une ou plusieurs nappes. Pour cela, il convient d'analyser la nature de ces aquifères et les propriétés hydrodynamiques qui les caractérisent à partir d'essais hydrodynamiques *in situ* et en laboratoire.

L'enjeu est ensuite de caractériser la cinématique en surface et en profondeur du glissement tant d'un point de vue spatial que temporel. L'objectif est alors d'estimer les déplacements de versant, à long terme, à partir d'une méthode d'analyse diachronique et, à court terme, à partir de la mise en place d'un réseau de surveillance. La mesure des déplacements horizontaux et verticaux du glissement est effectuée par des levés

ponctuels et des enregistrements continus. Cela devrait permettre d'en évaluer l'hétérogénéité et de mesurer les taux de déplacements actuels et les déphasages entre les différentes unités morphologiques qui composent le glissement.

Ce n'est qu'alors qu'il sera envisageable de définir les relations entre les différents facteurs de contrôle et la cinématique du versant étudié. On s'intéresse ainsi aux relations entre la dynamique du glissement décrite précédemment, les variations pluviométriques et les fluctuations de la nappe. L'objectif final est de déterminer des seuils de niveau de nappe ou de précipitations qui expliqueraient le déclenchement des instabilités brusques et saisonnières.

Enfin, la prise en compte de la dimension sociétale du risque peut être abordée. L'objectif est d'évaluer les dommages passés et actuels liés aux différents événements, d'étudier la gestion du risque pratiquée par les différents acteurs et d'établir le constat des différentes solutions mises en œuvre par les collectivités. Dans une approche prospective les conséquences potentielles seront évaluées à l'aide d'une méthode semi-quantitative qui permet d'estimer les valeurs relatives des éléments exposés et en tenant compte de l'évolution probable des glissements.

Soutiens institutionnels et financiers

Les études menées dans le cadre de la thèse ont partiellement été financées par le projet CPER GR²TC (Gestion des Ressources, Risques et Technologie du domaine Côtier) et par le contrat de recherche du programme ANR Risk-Nat SISCA (*Système Intégré de Surveillance de Crises de glissements de terrain argileux -accélération, fluidification-*). Ces différents financements ont permis de compléter les investigations réalisées précédemment (géotechniques, hydrologiques, hydrodynamiques…), et de mettre à jour un réseau de surveillance préexistant dans le glissement du *Cirque des Graves* pour évaluer avec précision les différentes composantes d'un glissement.

Par ailleurs, les données topographiques à haute résolution (LIDAR) et l'installation d'un réseau de mesure cinématique (inclinomètres) ont pu bénéficier du soutien du projet collaboratif européen SAFELAND sur la gestion des risques de glissement de terrain (SAFELAND - *Living with landslide risk in Europe: Assessment, effects of global change and risk management strategies*).

De plus, la mise à jour régulière de la base de données (données hydro-climatique, cinématique) a permis d'intégrer le site du *Cirque des Graves* à l'Observatoire Multidisciplinaire des Instabilités de Versants (OMIV) dans lequel sont regroupés différents sites d'études français labellisés pour lesquels la dynamique de versant est étudiée.

En outre, ces travaux de recherches ont bénéficié de la coopération scientifique et technique de l'Université de Strasbourg - École et Observatoire des Sciences de la Terre (EOST), du BRGM d'Orléans et du Laboratoire de Géographie Physique Meudon pour les approches géophysiques.

Structure de la thèse

Afin de répondre à la démarche de recherche choisie, la thèse est articulée en quatre parties subdivisées en neuf chapitres.

La première partie présente différentes caractéristiques géographiques du secteur d'étude, avec les conditions météo-climatiques, morphostructurales ou encore l'exposition du secteur aux risques de différentes natures. Cette première partie permet de mettre l'accent sur les instabilités de versant qui affectent tout particulièrement la partie orientale du Calvados. L'objectif est de présenter les spécificités historiques, morphologiques et dynamiques de ces instabilités de versant qui se produisent le long des versants côtiers bas-normands.

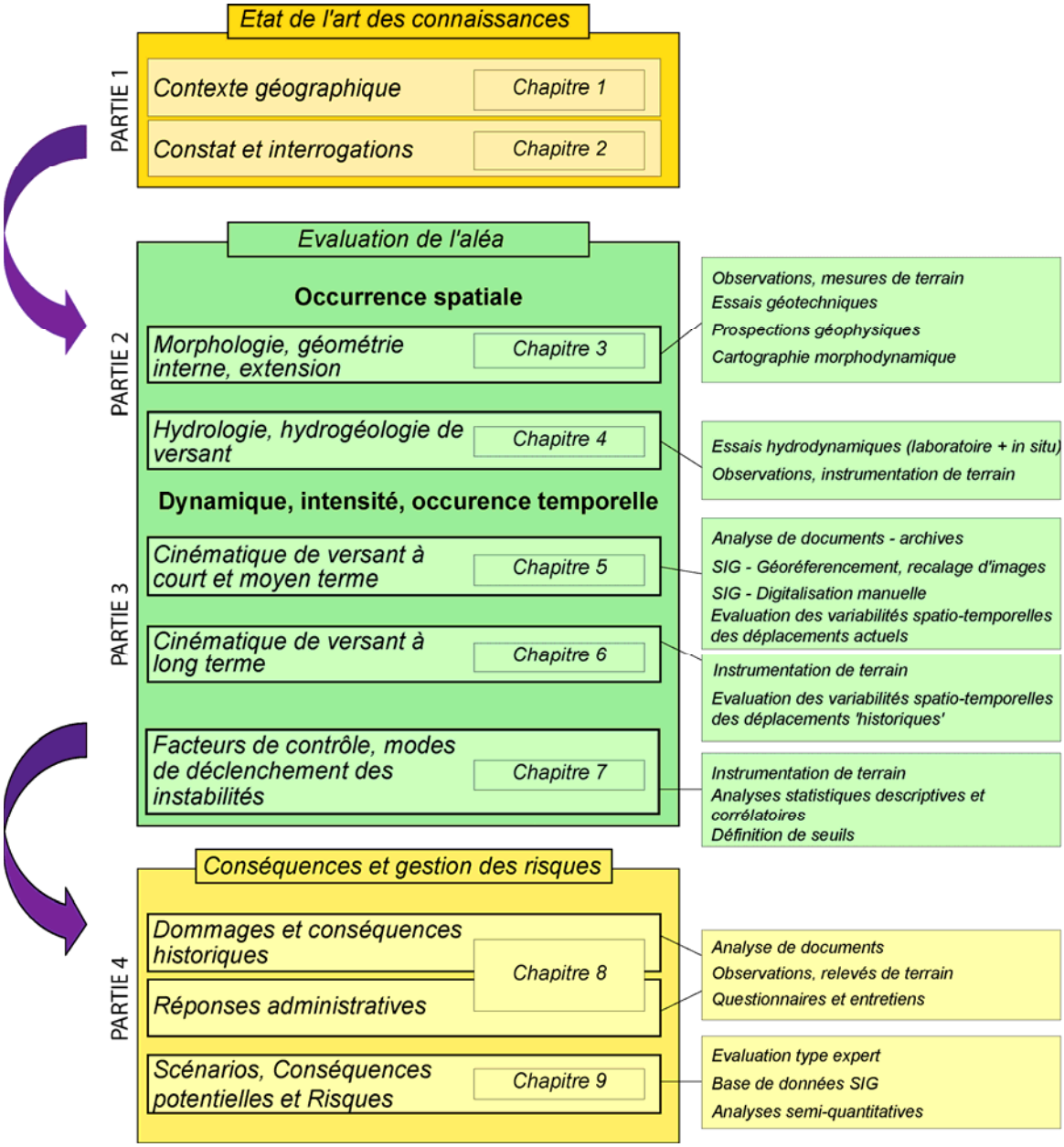


Figure I-2. *Structure de la thèse*

Le premier chapitre présente les particularités du secteur d'étude et la problématique de ces travaux de recherche. Afin de comprendre les enjeux socio-économiques et scientifiques, ce premier chapitre présente le cadre morphologique, géologique, climatique et marin du secteur d'étude. Les connaissances actuelles associées aux instabilités de versants côtiers sont exposées dans un secteur où la pression foncière ne cesse de s'accroître.

Le deuxième chapitre décrit plus précisément les spécificités des instabilités hydro-gravitaires qui affectent les versants côtiers entre *Trouville-sur-Mer* et *Honfleur*. Il présente les caractéristiques géomorphologiques, morphométriques et cinématiques des principaux glissements de terrain côtiers. L'activité des glissements côtiers est présentée succinctement en rappelant la chronologie des événements majeurs survenus récemment. Ce chapitre permet de justifier le choix des secteurs étudiés et des techniques d'investigation utilisées.

La deuxième partie permet de préciser la complexité de ces versants instables, notamment au travers de leurs caractéristiques morpho-structurales et des caractéristiques rhéologiques et hydro-dynamiques des formations.

Le **troisième chapitre** se focalise sur les deux cirques instables du *Cirque des Graves* et des *Fosses du Macre*. Une démarche multidisciplinaire, s'appuyant sur des investigations de terrain (surface et subsurface) combinées à des essais de laboratoire, permettra de réaliser une cartographie morphologique et de définir la structure interne et la géométrie des glissements de terrain.

Le **quatrième chapitre** s'attarde sur les caractéristiques hydrologiques des versants et sur les propriétés hydrodynamiques des matériaux pour mieux préciser les réservoirs 'aquifères' et les flux souterrains 'complexes'. L'objectif de ce quatrième chapitre est donc d'identifier et de caractériser les corps aquifères (caractéristiques hydrodynamiques), et la ou les nappe(s) phréatique(s), dans et à proximité des secteurs instables. Ce travail repose sur un dispositif de suivi hydrologique et des méthodes d'acquisition des données (analyses et essais réalisés *in situ* et en laboratoire).

La **troisième partie** caractérise la cinématique des glissements dans leurs dimensions spatiale et temporelle et définit la dynamique de ces versants (activité) en cherchant les relations entre la cinématique et les facteurs de prédisposition (structure interne, morphologie de surface, …) et les facteurs de déclenchement (climatique, hydrologique, …).

Le **chapitre 5** est consacré à la caractérisation de la cinématique du versant à '*court et moyen terme'* à partir d'un réseau de surveillance implanté dans les deux cirques. Il présente les différentes méthodes et techniques employées en géomorphologie pour la mesure et surveillance des déplacements et déformations de surface. Puis, il décrit les méthodes et techniques mises en œuvre. Enfin, les résultats sont présentés et analysés dans leur répartition spatiale et leur variabilité temporelle.

Le **chapitre 6** est consacré à la caractérisation de la cinématique du versant à '*long terme'*. Il permet de reconstituer l'évolution des glissements des *Fosses du Macre* et du *Cirque des Graves* et de proposer une méthodologie reproductible permettant d'étudier la cinématique des versants, intégrant une période historique (1800-1985) et une période contemporaine (1985-2011) à partir de données géospatiales multi-sources disponibles. Le recul de l'escarpement principal et la mobilité du trait de côte des deux glissements sont présentés et analysés.

Le **chapitre 7** permet de faire le lien entre la cinématique des versants et les facteurs déclenchant. Ce chapitre aborde successivement les relations entre les apports d'eau et la piézométrie, les relations entre la piézométrie et les déplacements de forte amplitude et enfin, les relations entre les fluctuations piézométriques et les déplacements de faible amplitude.

La quatrième partie aborde différentes problématiques liées à la notion de risque. Les différentes accélérations associées à l'activité des glissements ont engendré et engendrent encore actuellement d'importants dommages structurels et fonctionnels non négligeables pour le fonctionnement socio-économique des différentes communes. Cette quatrième et dernière partie s'appuie sur une approche **rétrospective** et **prospective** et comporte deux chapitres.

Le **chapitre 8**, par une *approche rétrospective*, permet l'identification des dommages et des conséquences directes liés aux crises et l'évaluation des conséquences indirectes. Puis, il présente les différentes politiques mises en œuvre (ou réponses apportées) par les différents acteurs pour minimiser les pertes et les préjudices liés à ces crises et restaurer le fonctionnement du territoire. Il apporte un éclairage sur l'extension urbaine, puis cherche à évaluer la perception des habitants face aux risques.

Le **chapitre 9**, par une *approche prospective*, propose quelques scénarios d'extension probable des zones instables, et tente une évaluation semi-quantitative des risques. Il propose une évaluation et un zonage des conséquences potentielles, puis une carte d'aléa et de risque centrée sur les deux cirques du glissement du *Cirque des Graves* et des *Fosses du Macre*.

PARTIE I

LES VERSANTS CÔTIERS DE LA PARTIE ORIENTALE DU CALVADOS

La première partie présente différentes caractéristiques géographiques du secteur d'étude, avec les conditions météo-climatiques, morphostructurales ou encore l'exposition du secteur aux risques de différentes natures. Cette première partie permet de mettre l'accent sur les instabilités de versant qui affectent tout particulièrement la partie orientale du *Calvados*. L'objectif est de présenter les spécificités historiques, morphologiques et dynamiques de ces instabilités de versant qui se produisent le long des versants côtiers bas-normands.

Le premier chapitre présente les particularités du secteur d'étude et la problématique de ces travaux de recherche. Afin de comprendre les enjeux socio-économiques et scientifiques, ce premier chapitre présente le cadre morphologique, géologique, climatique et marin du secteur d'étude. Les connaissances actuelles associées aux instabilités de versants côtiers sont exposées dans un secteur où la pression foncière ne cesse de s'accroître.

Le deuxième chapitre décrit plus précisément les spécificités des instabilités hydro-gravitaires qui affectent les versants côtiers entre *Trouville-sur-Mer* et *Honfleur*. Il présente les caractéristiques géomorphologiques, morphométriques et cinématiques des principaux glissements de terrain côtiers. L'activité des glissements côtiers est présentée succinctement en rappelant la chronologie des événements majeurs survenus récemment. Ce chapitre permet de justifier le choix des secteurs étudiés et des techniques d'investigation utilisées.

CHAPITRE 1. CADRE PHYSIO-GEOGRAPHIQUE DU SECTEUR D'ETUDE

1.1. Introduction

Les versants qui bordent le plateau crayeux du *Pays d'Auge*, en partie orientale du *Calvados*, sont régulièrement affectés par des processus hydro-gravitaires, tels des affaissements, effondrements, glissements de terrain ou éboulements. Qu'ils engendrent des dommages importants ou mineurs, des événements historiques sont répertoriés et différentes informations les concernant (mais souvent sans grandes précisions sur leurs dynamiques) sont disponibles grâce à diverses bases de données, comme par exemple, la base *InfoTerre* du BRGM (*Bureau de Recherches Géologiques et Minières*). Aussi, en cas de dommages conséquents liés à un événement particulier, ou en raison de la présence d'enjeux majeurs et dans une démarche de cartographie préventive, certains sites font l'objet d'expertises fournissant de précieuses informations sur la nature des processus.

Ce premier chapitre vise, en partie, à exposer la nature des quelques événements ayant marqué la société du littoral bas-normand. La section 1.2 présente les différents processus affectant le secteur d'étude, situé entre *Trouville-sur-Mer* et *Honfleur*, et souligne le caractère multirisques du secteur d'étude, avec :

- des processus hydro-gravitaires avec les instabilités de versant (glissements de terrain et chutes de blocs), et de plateau (affaissements et effondrements de cavités naturelles et/ou anthropiques) ;
- des processus hydro-climatiques (inondations par débordement, crues éclair…) ;
- des processus littoraux (inondations par submersion marine, tempêtes) ;
- et enfin des processus géodynamiques avec les séismes.

Ce premier chapitre précise également les différentes spécificités géographiques du site comme les caractéristiques :

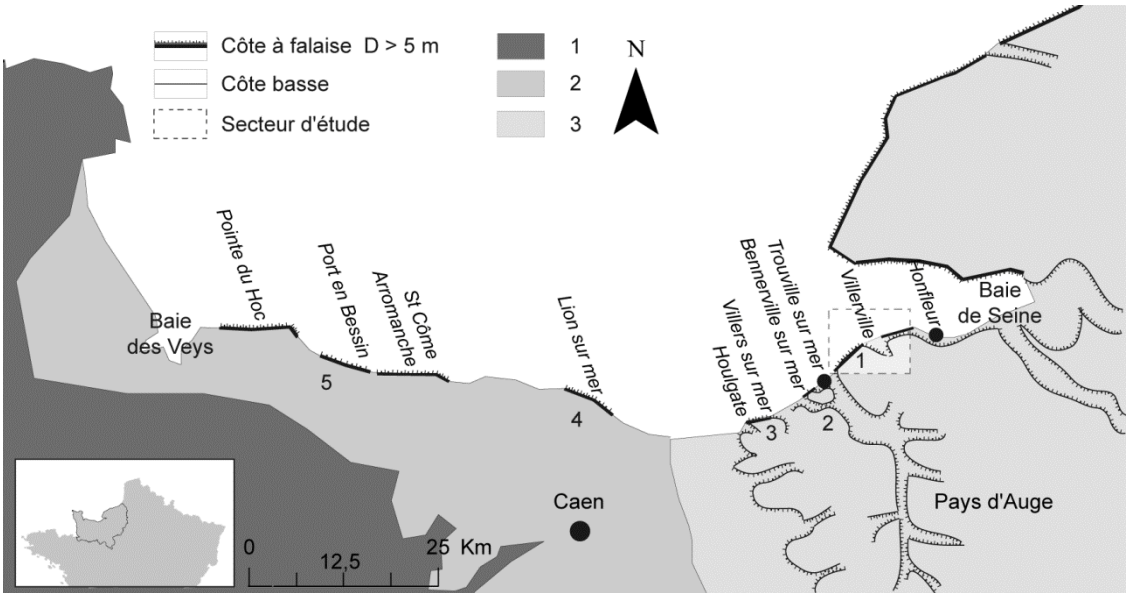
- morphostructurales (section 1.3) avec les aspects topographiques, litho-stratigraphiques, les héritages quaternaires… ;
- hydro-climatiques et océanographiques (section 1.4) avec les tendances générales du climat régional et les diversités des processus hydrologiques.

1.2. Un secteur à risques

Les secteurs littoraux français représentent un bon exemple de territoire à risques, avec des concentrations croissantes de populations et d'activités largement rassemblées sur la frange côtière. Ces populations sont alors fortement exposées à diverses problématiques comme le recul du trait de côte, les inondations par submersions marines (Deboudt, 2010), et les effondrements de falaises ou les glissements de terrain. Cette première section permet en cinq points de présenter les principaux risques naturels et anthropiques auxquels la partie orientale du *Calvados* est soumise.

1.2.1. Des instabilités de versants fréquentes par éboulements de falaise et glissements de terrain

Sur un linéaire d'environ 116 km, les côtes du département du *Calvados* entre la *Baie des Veys* et l'embouchure de la *Seine* offrent une grande variété morphologique (Maquaire, 1990 ; Hinschberger, 1996) et s'expriment sous la forme de falaises hautes, basses, vives ou stabilisées, ou bien sous la forme de côtes sableuses avec ou non cordons dunaires (Figure 1-1).



(1) Socle Paléozoïque - Massif Armoricain, (2) Enveloppe sédimentaire Jurassique - Bassin Parisien, (3) Enveloppe sédimentaire Crétacé - Bassin Parisien (d'après la carte géologique de la France 1/1 000 000ème).

Figure 1-1. *Littoral bas-normand entre la Baie des Veys et la Baie de Seine.*

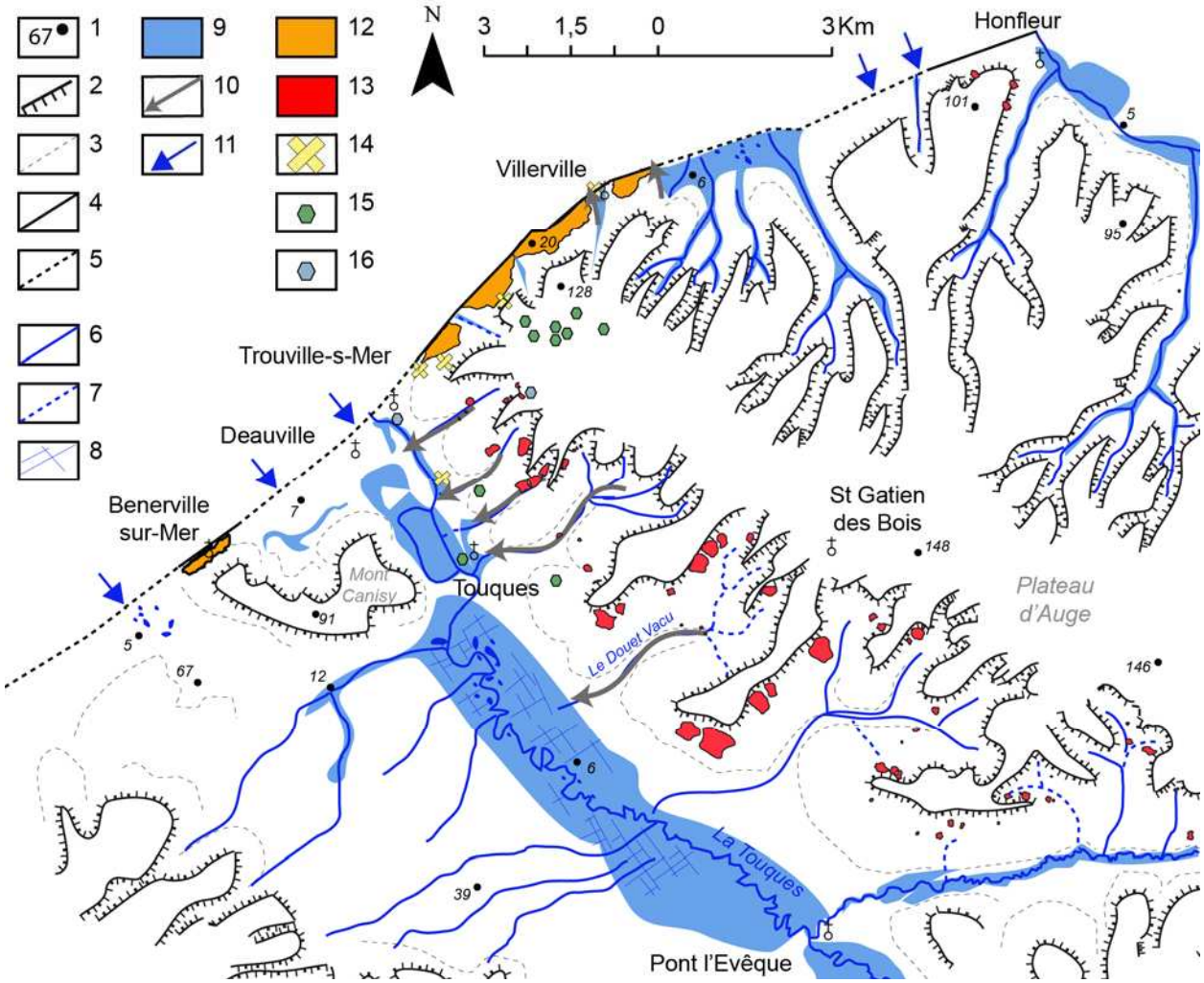
Sur les 51 km de falaises et versants côtiers, cinq secteurs (Figure 1-1) représentant un linéaire total de 9 km (Tableau 1-1) sont considérés comme des secteurs à risques (moyen à fort) en raison de la présence d'enjeux socio-économiques (bâtis, routes, aménagements, etc.…) exposés à des instabilités déclarées ou potentielles.

Pays d'Auge (total : 4400 m)	***Mont Canisy (total : 950 m)***	***Vaches noires (total : 1550 m)***	***Lion sur mer (total : 500 m)***	***Bessin (total : 1450 m)***
1	***2***	***3***	***4***	***5***
Bourg de Villerville : 450 m	*Benerville sur mer : 950 m*	*Secteur Ouest de Villers sur mer : 550 m*	*Secteur 300 m*	*St Côme – Arromanches : 1000 m*
Fosses du Macre : 850 m		*Secteur Est Houlgate : 1000 m*	*Secteur 200 m*	*Port en Bessin*
Cirque des Graves : 1000 m				*Secteur Est : 100 m*
Hennequeville : 1300 m				*Secteur Ouest : 350 m*
Chant des oiseaux : 800 m				

Tableau 1-1*. Principaux secteurs et linéaires de côtes à falaise à risques entre la Baie de Veys et la Baie de Seine (Calvados)*

Parmi ces secteurs, il faut distinguer les zones affectées par les **glissements actifs, ou dormants** (susceptibles de se réactiver, Varnes, 1978), des secteurs à forte susceptibilité qui peuvent *'à terme'* se

déstabiliser. Certains secteurs '*actifs*' ou '*dormants*' sont déjà soumis à une cartographie préventive dans le cadre de la procédure PPR (Plans de Prévention des Risques) : secteur du *Pays d'Auge* affecté par des glissements à l'origine d'importants dommages (PPR approuvé de *Trouville-sur-Mer, Villerville* et *Cricqueboeuf*), secteur du *Mont Canisy* (PPR approuvé de *Benerville-sur-Mer*), ou bien encore les falaises des *Vaches Noires* (PPR approuvé de *Villers-sur-Mer* et *Houlgate*). D'autres secteurs font l'objet d'une prescription de PPR avec des études en cours (comme dans le Bessin avec le PPR de Port-en-Bessin).



(1) Point coté, (2) Escarpement principal du plateau d'Auge, (3) Rupture de pente basale, (4) Côte basse, (5) Versant côtier, (6) Cours d'eau pérennes principaux, (7) Cours d'eau temporaires principaux, (8)Réseau de drainage, (9) Zones inondables par débordements de cours d'eau, (10) Talwegs ayant subis des écoulements hyper-concentrés en juin 2003, (11) Zones inondables par submersion et zones de franchissements, (12) Zone instable, (13) Glissement actif ou dormant, (14) Zones affectées par des glissements en juin 2003, (15) Cavités naturelles type karstique, (16) Cavités artificielles type marnière.

Figure 1-2 . *Cartographie des événements historiques dans le quart nord-est du Pays d'Auge.*

Les instabilités ne concernent pas uniquement les versants littoraux du plateau d'*Auge*. En effet, **de nombreux versants bordant le plateau et versants des vallées incisant ce plateau sont prédisposés aux mouvements de terrain**. Cette prédisposition s'explique notamment par la nature et la disposition des couches du substratum (sables, marnes, …), par la nature des formations superficielles et par l'occupation des sols (Masson, 1976 ; Ballais *et al.,* 1984 ; Helluin, 1988 ; Fressard *et al.,* 2010). Plusieurs secteurs instables ont été cartographiés (Fressard *et al.*, 2010). La majorité des mouvements de terrain se déclenche sur les versants continentaux, mais **ce sont les glissements de terrain des versants côtiers qui sont les plus "actifs"** (au sens de l'activité définie par Varnes, 1978), les plus intenses et les plus fréquents. Ces glissemnts de grandes superficies localisés dans des secteurs très urbanisés provoquent les plus forts désordres, avec des conséquences directes et indirectes non négligeables.

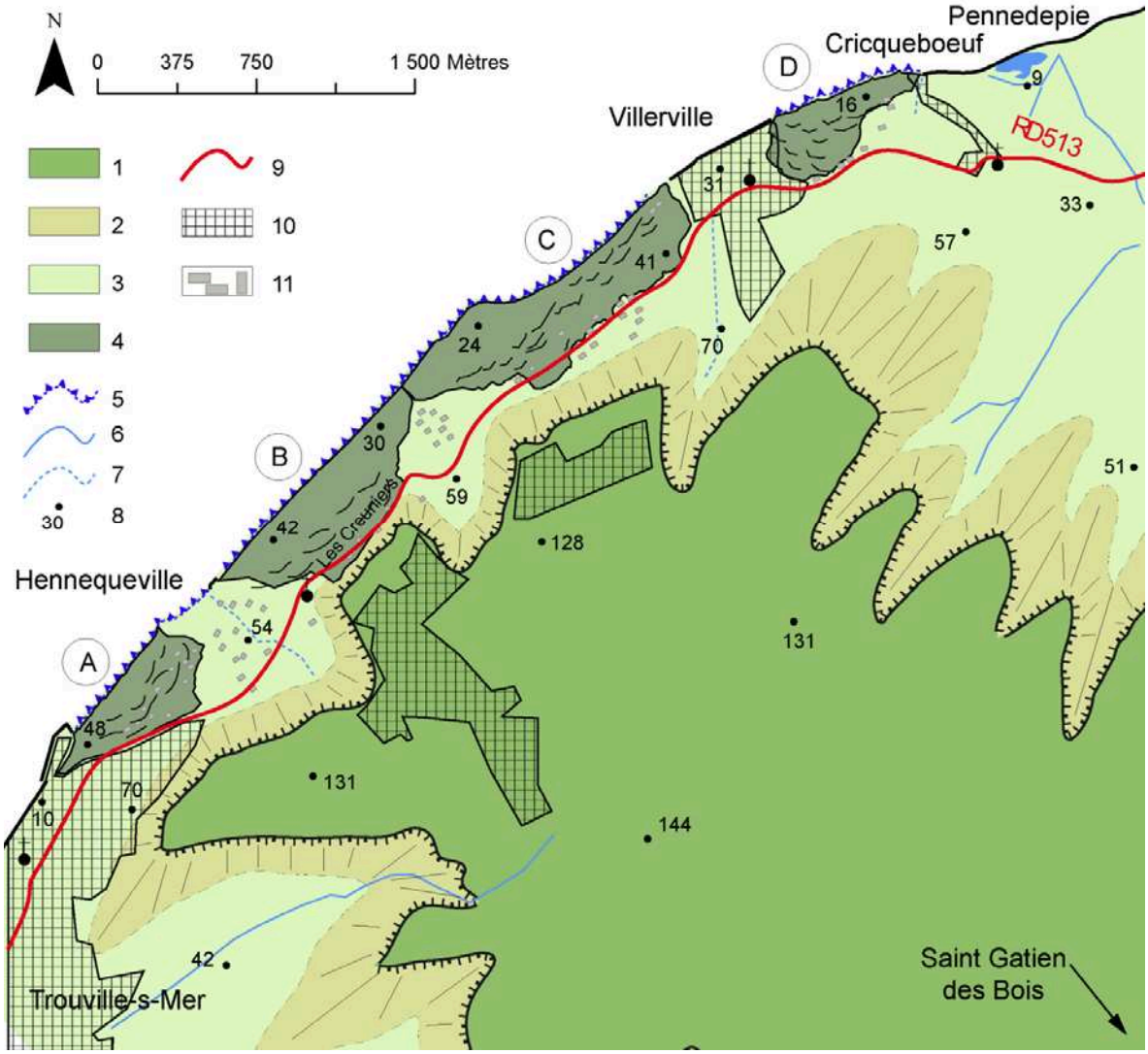
Entre *Trouville-sur-Mer* et *Honfleur* (Figure 1-1), le littoral est majoritairement caractérisé par des versants abrupts dominant la côte à environ 120 mètres d'altitude. Quatre zones affectées par des glissements de terrain "actifs" sont répertoriées (Figure 1-2 et Figure 1-4) : le secteur du *Chant des Oiseaux* et d'*Hennequeville* sur la commune de *Trouville-sur-Mer*, le *Cirque des Graves* sur la commune de *Villerville* et les *Fosses du Macre* sur la commune de *Cricquebœuf*. Des instabilités sont également reconnues sur la commune de *Honfleur* mais n'entrent pas dans le cadre de nos recherches : tels les glissements survenus en 1538 et aux XVIII^{ème} et XIX^{ème} siècle (Ballais *et al.,* 1984). À l'ouest de *Deauville*, le versant côtier du *Mont Canisy* sur la commune de *Benerville-sur-Mer* (Figure 1-2) est affecté par des instabilités permanentes dont les stigmates sont visibles jusqu'au front de mer : fissures, bosses, déformations de la chaussée….

Ces glissements de terrain, composites dans leur dynamique, sont liés à la nature argileuse des terrains, qui par saturation se déplacent progressivement vers l'aval en rotation et translation (Flageollet, 1989 ; Maquaire, 1990). Parmi ces quatre secteurs actifs, deux cirques, de part et d'autre, de la commune de *Villerville* se distinguent par leur chronologie et leur dynamique saisonnière fortement perturbée par d'importantes crises d'accélérations (Figure 1-4). L'activité saisonnière mais surtout les différentes accélérations s'expliquent en partie par des conditions hydro-météorologiques avec le rôle majeur de la pluviométrie.

Figure 1-3. *Aperçu des dommages structurels provoqués lors de l'accélération 1982 sur la villa Chanteclair (A), de l'accélération 1982 sur la villa Cheval de Brique 1982 (B), et de l'accélération de 1995 sur la propriété du Pré de l'Aumône (C) (localisation des villas sur la figure 2-19).*

En effet, la plupart du temps ces instabilités se manifestent par des **déplacements saisonniers** de faible intensité. Des accélérations brusques et peu fréquentes engendrent des déplacements de **forte intensité** avec d'importants décrochements de plusieurs mètres. Ces derniers qui donnent à ces instabilités un caractère spectaculaire en détruisant totalement ou partiellement le bâti (Figure 1-3) et les infrastructures, alors que les déplacements saisonniers se traduisent par une simple fissuration progressive du bâti et des voies de communication. Le dernier événement '*catastrophique*' s'est produit en mars 2001, mais trois grandes accélérations majeures l'ont précédé provoquant également de nombreux dégâts. Les différents sites seront décrits et l'historique des désordres détaillé au chapitre 2.

D'autres formes de glissements de terrain marquent le paysage. Il s'agit de glissements superficiels dans les formations superficielles qui ont évolué en coulées boueuses comme ceux déclenchés en juin 2003, suite à de violents orages dans la région de *Trouville-sur-Mer* (Figure 1-2 et Figure 1-5). Ces événements "exceptionnels" ont engendré d'importants dommages structurels et fonctionnels (Lebret, 2003a) comme au lieu-dit '*Les Creuniers'* à *Hennequeville* avec la destruction partielle de deux maisons d'habitation qui ont été déclarées inhabitables (Figure 1-5A), ou avec la déstabilisation des voies de communication (Figure 1-5B).



(A) Chant des Oiseaux, (B) Hennequeville, (C) Cirque des Graves, (D) Fosses du Macre. 1/ Plateau d'Auge, 2/Talus en forte pente, 3/Talus en faible pente, 4/Glissement actif, 5/Falaise, 6/Réseau hydrographique pérenne, 7/Réseau hydrographique non pérenne, 8/Point coté, 9/Route principale, 10/Bâti concentré, 11/Bâti dispersé.

Figure 1-4. *Secteurs instables soumis à des glissements de terrain 'actifs' entre Trouville-sur-Mer et Cricquebœuf.*

Figure 1-5*. Glissements de terrain sur la commune de Trouville-sur-Mer déclenchés suite aux orages du 1er juin 2003 (source : Lebret, 2003). (A) Glissement au lieu-dit "Les Creuniers", en amont du glissement de Hennequeville, (B) Glissement superficiel déclenché à l'est du glissement du Chant des Oiseaux.*

1.2.2. Affaissements et effondrements de cavités souterraines

La révolution agricole du XIX^{ème} siècle a transformé les pratiques agricoles notamment en introduisant, dans le *Pays d'Auge*, de façon systématique, le chaulage des champs par les agriculteurs, une pratique largement courante dans le *Pays de Caux* en *Haute-Normandie* (Lebourgeois, 2007). Cette technique ancienne (déjà présente au XVIII^{ème}) consiste à ajouter de la chaux ou de la craie dans les sols afin d'en améliorer la qualité (sols acides, faibles en minéraux et trop lourds). Le matériau est extrait de façon artisanale à partir de carrières souterraines (marnières) creusées par l'agriculteur directement sur sa propriété. Actuellement, du fait de leur **mise en place anarchique et sans déclaration officielle systèmatique auprès des mairies**, très nombreuses sont les carrières qui ne sont pas connues et/ou non précisément localisées. **En raison de leur abandon et de leur non entretien, certaines cavités s'effondrent avec rupture brutale des terrains ou s'affaissent lentement avec l'apparition en surface d'une dépression (type dolines)**. Ces affaissements et effondrements sont causés par la dégradation naturelle de la craie dans les cavités ou par la mauvaise tenue du bouchon en remblai obturant le puits d'accès. À ces cavités anthropiques s'ajoutent les cavités naturelles développées par karstification peuvent également provoquer d'importants affaissements et effondrements (bétoires).

Dans la zone d'étude, quelques cavités d'origine naturelle sont répertoriées en bordure du plateau sur la commune de *Villerville* (Figure 1-2). Dans le cadre de la prévention des risques liés aux cavités souterraines, on considère que de nombreuses cavités sont susceptibles de s'effondrer dans des secteurs aménagés et provoquer des dommages. C'est pourquoi elles font l'objet d'un recensement malgré les difficultés de localisation. Ainsi, la quasi-totalité du plateau d'*Auge* est actuellement considérée comme étant susceptible d'être affectée par des affaissements et effondrements liés à l'évolution de marnières (DREAL[1] - Cartographie des cavités souterraines – Juin 2008).

1.2.3. Des inondations par débordements des cours d'eau et par écoulements de versant concentrés

Les inondations constituent un risque majeur sur le territoire national en raison des pressions foncières et de l'intensité des aménagements des cours d'eau. Ce qui est vrai à l'échelle nationale l'est également à l'échelle régionale. Sur les 1 812 communes de la région *Basse-Normandie,* 1 716 sont concernées par le risque inondation (DREAL, 2010**).** À l'échelle locale, le *Pays d'Auge*, par sa configuration littorale et la densité de son réseau hydrographique, est concerné par plusieurs formes d'inondations (inondations par débordement de cours d'eau, par ruissellement ou submersion marine…). Prenons le cas de la vallée de la *Touques* qui borde à l'ouest le plateau d'*Auge*. D'après la DREAL*,* celle-ci a subi au moins 18 inondations par débordement entre 1852 et 2007 et plusieurs crues rapides par ruissellement (ou crues éclairs) dévastatrices. Les derniers événements catastrophiques datent du 1er juin 2003 et du 29 septembre 2007. Les coulées turbides affectant différents vallons du bassin versant de la *Touques* ont été occasionnées par la conjonction entre d'importants épisodes orageux estivaux et des marées d'équinoxe.

Le 1er juin 2003, dans le *Calvados*, sur les vingt-trois communes affectées par des **inondations**, **coulées turbides** et **mouvements de terrain**, quatorze se situaient dans la bande littorale entre *Honfleur* et *Ouistreham* (Lebret, 2003b) dont les communes de *Cricquebœuf, Deauville, Trouville-sur-Mer* et *Villerville* qui font l'objet de notre recherche. **La commune de *Trouville-sur-Mer* a été fortement endommagée par la traversée de coulées boueuses** dans les rues et les caves de la ville (Allain, 2009) **et par le déclenchement d'importants mouvements de terrain** à l'est de la ville et au lieu-dit *'Les Creuniers'* à *Hennequeville* (Figure 1-4 et Figure 1-5).

En cas de fortes précipitations, le ruissellement pluvial urbain peut engendrer d'importantes dégradations sur les versants comme cela a été observé au droit du bourg de *Villerville* suite aux orages du 1er juin 2003 (Lebret, 2003b). En effet, la falaise littorale au dessus de laquelle est construit le centre ancien a subi une érosion de sa partie supérieure par les eaux déversées de la zone urbaine. Les formations meubles

[1] Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement

sablo-limoneuses ont été facilement et profondément incisées en entrainant un éboulement ponctuel et une déstabilisation de la falaise.

Figure 1-6. *Les rues de Trouville-sur-Mer suite aux inondations de Juin 2003 (A - cliché Géosciences Consultants 2003) et de Septembre 2007 (B - cliché Ouest-France 2007).*

Ces phénomènes hydrologiques, aux caractères torrentiels, violents, de courtes durées et souvent accompagnés de mouvements de terrain induits, constituent aujourd'hui la forme la plus dévastatrice des inondations (Douvinet, 2008). Cependant, toutes les formes d'inondations (ruissellement, débordement de lit…) peuvent induire d'importants dégâts matériels. Ces phénomènes font, par conséquent, l'objet de nombreuses recherches scientifiques et techniques, et d'importants investissements notamment en terme de politiques d'aménagements (cf. plans de prévention des risques d'inondation).

1.2.4. Inondations par submersions marines, franchissement lors de tempêtes et érosion du littoral

La recrudescence de l'érosion littorale des côtes du *Calvados* est attestée depuis plusieurs années (Clique, 1986) pour les côtes basses sableuses, mais également pour les versants côtiers formés dans les calcaires et les marnes de la zone d'étude (Figure 1-7). Pour estimer l'évolution les plages sableuses, des suivis par profils topographiques transverses ont été réalisés dans le cadre de travaux de défense contre la mer (Levoy, 2005, GRESARC, 2008). Le phénomène d'érosion est lié à des processus naturels et/ou anthropiques. Il est d'ailleurs largement amplifié par les fortes marées (Figure 1-8*)* et les tempêtes.

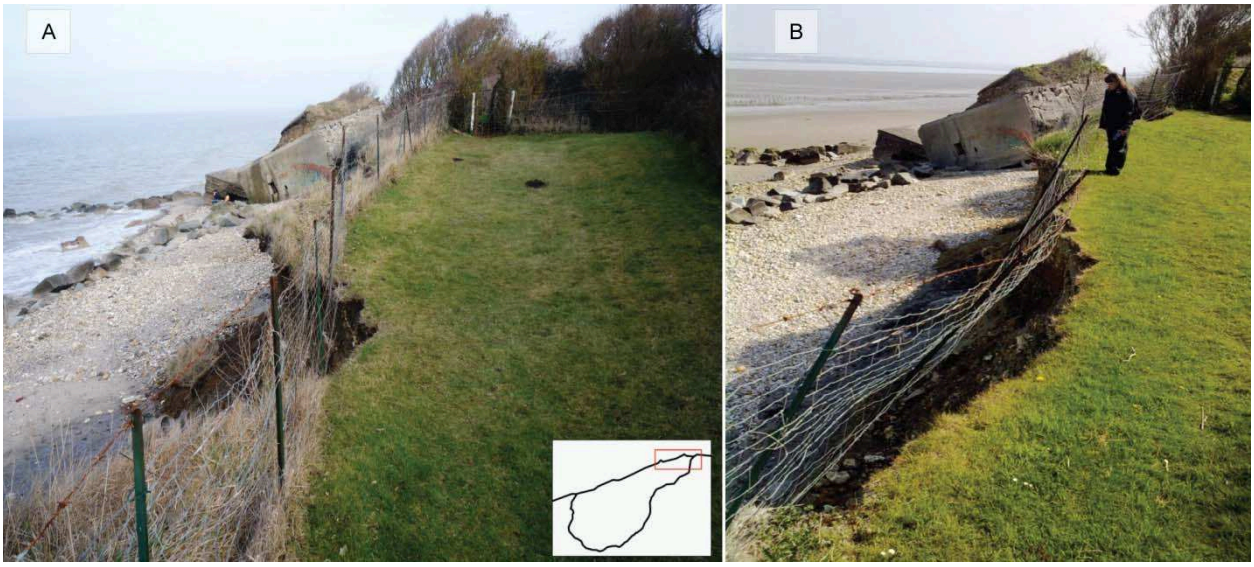
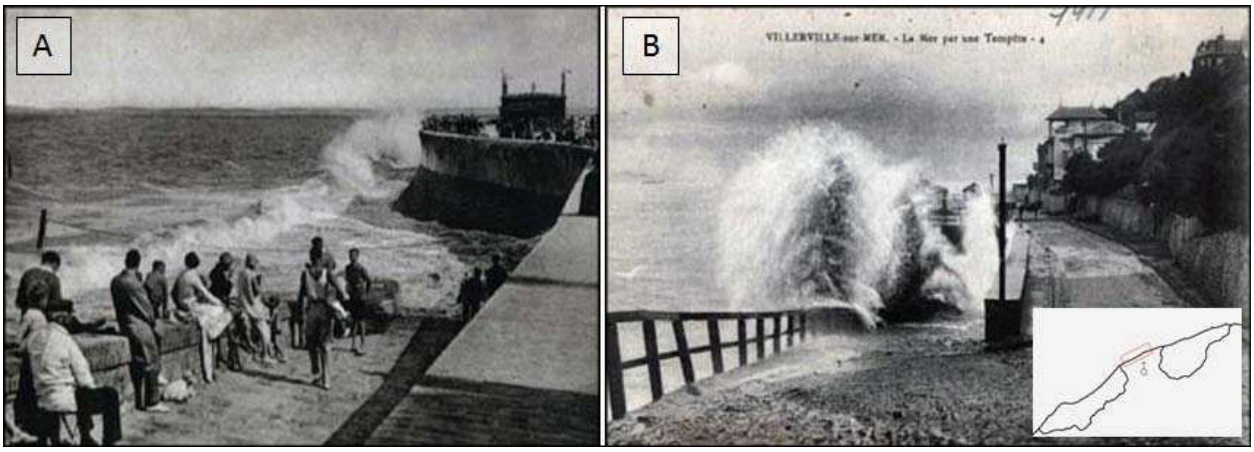


Figure 1-7*. Érosion et recul du pied du versant en aval du glissement des Fosses du Macre à la suite de fortes marées et tempêtes en février 2009 (A), et en avril 2010(B).*

Ce phénomène reste cependant modéré dans le secteur est du Calvados et ne touche de façon significative que la commune de *Pennedepie*, à l'est de *Cricqueboeuf* dont une grande partie du territoire correspond à une plaine alluviale (ancienne boucle de *la Seine*) avec un marais fermé par un cordon sableux (Figure 1-4). Pour les côtes à falaises, le recul historique a été évalué par comparaisons de plans cadastraux et de photographies aériennes anciennes : selon la nature des matériaux armant le pied de falaise (calcaires, marno-calcaires ou marnes, …), le recul varie de 5 à 20 cm par an en moyenne sur la période d'analyse de 150 ans (Maquaire, 1990). Dans le secteur d'étude, cette analyse sera reprise et complétée en partie III.

Aussi, en terme de risque littoral, on s'intéresse ci-après seulement aux **phénomènes de submersions marines et de franchissement liés aux tempêtes** (Figure 1-8). Les tempêtes en secteur littoral sont caractérisées par une importante augmentation du niveau moyen de la mer, liée aux effets conjoints de la dépression atmosphérique, des vents et du déferlement des vagues. Ces conditions météorologiques extrêmes se traduisent par des phénomènes de submersion et d'inondation de la zone côtière basse par le franchissement de la mer par paquet, par l'endommagement d'**infrastructures urbaines ou la rupture d'ouvrage** (endommagement de la digue principale au pied du bourg de *Villerville* (en 1932, 1963, 1982, 1984, 2001… selon les archives de la mairie de *Villerville*).



(A) La mer par forte marée au pied du bourg de Villerville vers 1900 (source : Conseil Général Calvados), (B) Franchissement de la digue au pied du bourg de Villerville vers 1911 (source : Conseil Général Calvados).

Figure 1-8. *Ouvrages de protection du littoral au droit du bourg de Villerville soumis aux impacts des vagues lors de tempêtes au début du XX*^{ème} *siècle.*

1.2.5. Une très faible activité sismique

L'activité sismique en France métropolitaine reste **très modérée** avec une sismicité typique des régions intracontinentales à faible taux de déformation. Le secteur d'étude s'inscrit dans une zone où l'activité sismique est très faible, il s'agit d'avantage de micro-sismicité, donc de tremblements de terre à très faible amplitude que de séismicité perceptible par l'homme sauf à de rares occasions (Dubosc, 1923). L'historique de la sismicité dans le *Calvados* (possible grâce à la base de donnée BRGM-*SisFrance),* a pu mettre en évidence une sismicité très modérée mais existante. On enregistre trente-quatre séismes régionaux sans dommage majeur entre les années 1291 et 1994. Parmi ces événements, répertoriés par le BRGM, trois sont localisés dans l'estuaire de la *Seine* en 1757, avec une intensité épicentrale de 6 ce qui induit de légers dommages (Figure 1-9). Le dernier événement date du 14 juillet 2011 dans la *Manche*. Cet événement, de magnitude 3,9 sur l'échelle de Richter, a été faiblement perçu par la population sur une centaine de kilomètres autour de l'épicentre (BGS - *Bristish Geological Survey*).

Malgré cette sismicité modérée, la *Basse-Normandie* n'est pas exempte de risque sismique. C'est pourquoi des actions sont engagées depuis 2007 par le comité de pilotage interrégional Grand-Ouest du Plan-Séisme, pour informer la population sur l'aléa et le risque sismique.

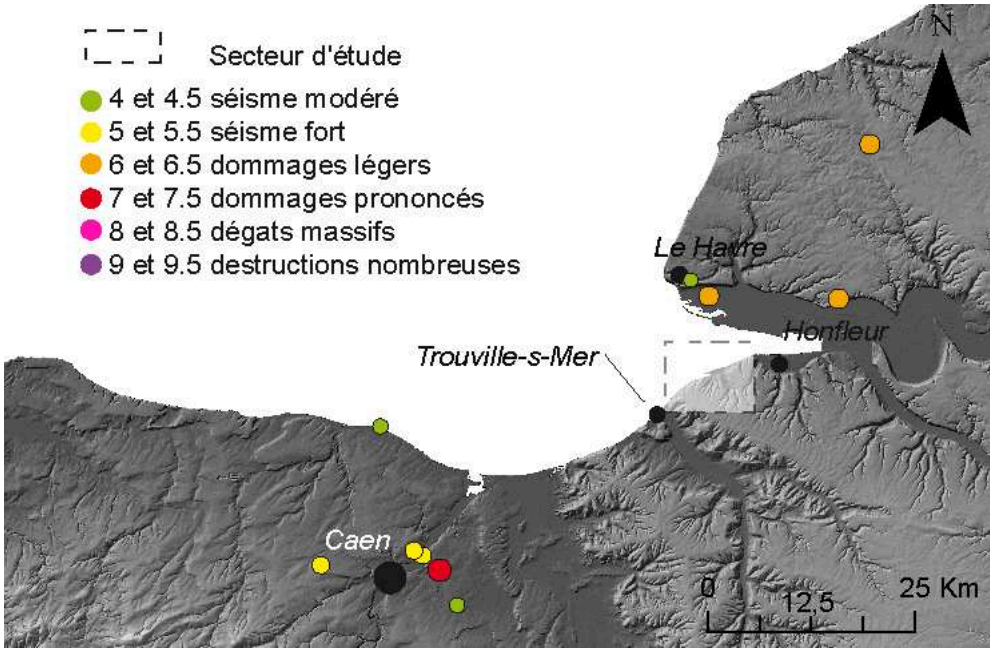


***Figure 1-9**. Cartographie des épicentres historiques régionaux avec valeurs des intensités (d'après SisFrance, 2012).*

1.2.6. Conclusion

La partie orientale du Calvados présente une grande diversité de risques d'intensité variable selon les zones considérées. Parmi les phénomènes mentionnés ci-dessus, les mouvements de terrain qui sont de natures très variées prennent une place importante, notamment avec les instabilités de versant car de nombreuses communes avec d'importants enjeux économiques et humains y sont soumises. **Les enjeux dans la frange littorale sont d'autant plus importants que le littoral bas-normand regroupe près de 20 % de la population régionale et connait une forte fréquentation touristique** (DREAL, 2010). Ces différents phénomènes font donc l'objet d'intérêt particulier et représentent une combinaison de contraintes sur un secteur largement sollicité pour l'aménagement.

1.3. Contexte morphostructural régional

Cette section a pour objectif de présenter successivement les différentes caractéristiques morphostructurales avec les aspects topographiques, litho-stratigraphiques et les héritages quaternaires…

1.3.1. Le plateau du Pays d'Auge

Le secteur d'étude situé en périphérie du plateau du *Pays d'Auge* s'inscrit parfaitement dans le schéma topographique du *Bassin Parisien* avec un paysage de plateaux et de vallées encaissées avec un relief de cuesta à pendage faible (Klein, 1975 ; Debelmas *et al.*, 1991).

Le *Pays d'Auge*, selon les différentes délimitations, peut être considéré comme une région agricole, avec un terroir qui s'étend d'ouest en est entre le bassin versant de la *Dives* et de la *Touques* (Figure 1-10). Le plateau du Pays d'Auge dans son ensemble constitue un vaste revers de cuesta très profondément disséqué par l'érosion (Fremont, 1977). Ce plateau est limité par un talus principal (cuesta) orienté sensiblement nord-sud. Il culmine à des altitudes comprises entre 130 m et 150 m environ. Au sud, le plateau dépasse les 200 m d'altitude (Figure 1-11).

En son centre, le plateau est peu disséqué présentant ainsi une uniformité topographique. **Le morcellement est très important aux abords de la *Touques* et la *Dives* où les interfluves se font de plus en plus étroits**. Les marges du plateau sont composées de versants continentaux largement découpés par des vallons encaissés secs ou drainés de petits affluents qui répondent occasionnellement aux sollicitations hydro-climatiques (Douvinet, 2008). De part et d'autre des fleuves côtiers, le plateau se réduit

à "d'étroites lanières découpées en feuilles de fougères" (Elhaï, 1963). La marge littorale façonnée par l'érosion marine adopte un tracé anguleux très fortement accidenté par de nombreux vallons parfois entretenus par des résurgences qui s'écoulent jusqu'à l'estran.

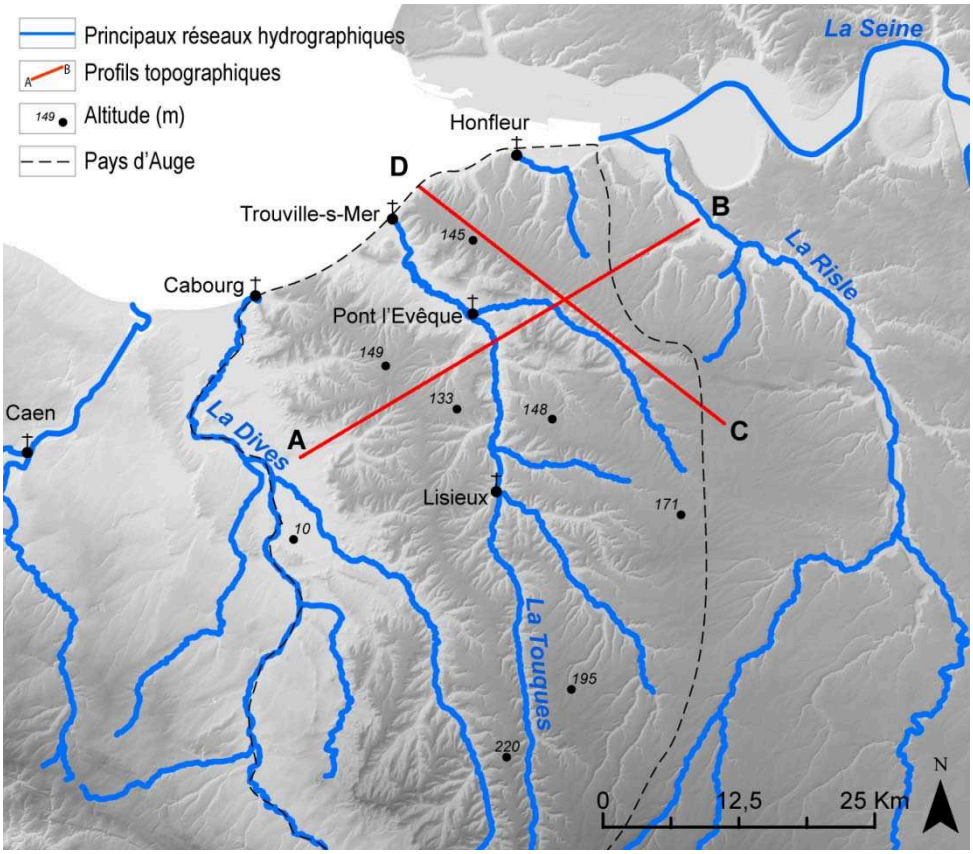


Figure 1-10. *Le Pays d'Auge et son réseau hydrographique principal.*

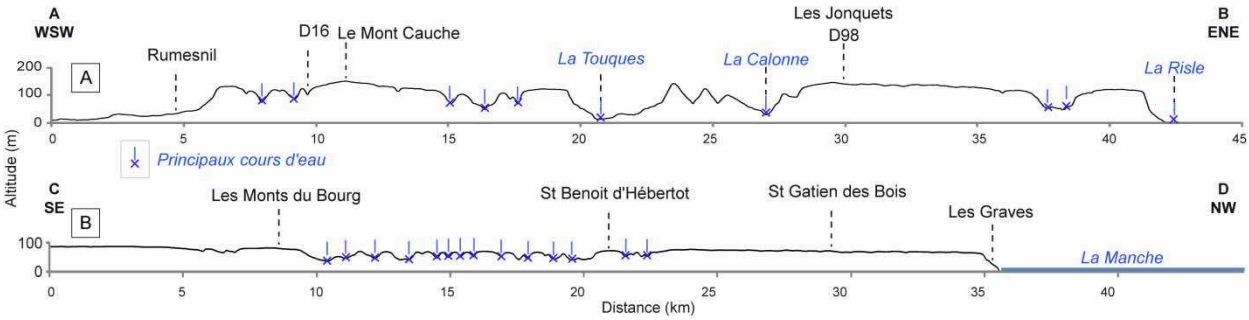


Figure 1-11. *Profils topographiques du plateau du Pays d'Auge et principaux cours d'eau (Localisation des profils sur la Figure 1-10).*

1.3.2. Une litho-stratigraphie marquée par un pendage régulier vers l'est

Comme précisé au préalable, la situation géographique du site en marge du *Bassin Parisien* amorce une topographie homogène de plateau qui se termine coté littoral par des versants raides et élevés, entre 100 m et 140 m environ, composites dans leur aspect topographique et dans leur structure géologique. Ces versants sont développés dans une succession sédimentaire oxfordienne, kimméridgienne, albienne et cénomanienne où s'alternent roches dures et roches tendres. L'examen de la carte géologique fait apparaître différentes couches au pendage régulier vers l'est.

Comme le montre la figure 1-12, du substratum aux formations superficielles, quatre entités principales se distinguent (Lechavalier & Guyader, 1981 ; Bournerias, 1984 ; Dore, 1987, Maquaire 1990) :

a) Le substratum de calcaire oolithique oxfordien :

Le calcaire d'*Hennequeville* de l'Oxfordien supérieur est constitué d'une alternance d'argiles et de calcaires gréseux et mis en évidence en pied de falaise par l'érosion différentielle liée à sa nature composite (Dugué & Rioult, 1987). Cette formation de 10 m d'épaisseur environ présente trois unités lithostratigraphiques avec un membre inférieur peu fossilifère formé d'une alternance d'argile sur environ 6 m d'épaisseur. Le membre moyen se compose de trois bancs calcaires gréseux séparés par des silts argileux sur 2 m d'épaisseur. Enfin, le membre supérieur est argilo-calcaire sur 1,5 m d'épaisseur environ.

Ces calcaires gréseux arment le pied de la falaise et constituent un platier rocheux entre Trouville-sur-Mer et Honfleur (Maquaire, 1990). Les calcaires sont lapiazés avec parfois une surface d'abrasion très irrégulière et ondulée (Elhaï, 1963).

b) Les formations argilo-marneuses oxfordiennes

À ces séquences oxfordiennes s'ajoutent, des formations tendres avec les **marnes** et les **argiles de *Villerville*** sur environ 15 m d'épaisseur. Des sables argileux et marnes noires grises alternent sur une dizaine de mètres.

Les marnes de Cricquebœuf (10 m) apparaissent brunâtres et détritiques avec des grès bioturbés à oolithes, galets calcaires et passées lumachelliques. Les bancs alternent entre grès et conglomérats à galets, marnes à grains ferrugineux et dalles lumachelliques.

c) Les formations calcaires et marneuses kimméridgiennes

Ces séquences oxfordiennes sont surmontées par les formations kimméridgiennes suivantes :

- Le **calcaire coquillier ou calcaire à Trigonies** marque le début du Kimméridgien (0,30 – 0,50 m). Ce gros banc de calcaire micritique gris est par ailleurs caractérisé par l'abondance de mollusques cristallisés en calcites.
- Sur une vingtaine de mètres, **les marnes et calcaires du Kimméridgien** sont composés de plusieurs séquences où alternent argiles, marnes grises compactes, passées silteuses ou bioturbées, lits coquillés de mollusques au sommet parfois vigoureusement érodé, bancs de calcaires durs.
- La dernière séquence commence par un cordon de galet issu du calcaire sous-jacent qui présente des traces de glauconies à la base d'une marne à exogyres et de calcaires marneux bioturbés. Cette séquence se termine par un calcaire noduleux des marnes, parfois silteuses, grisâtres, très fossilifères à forte présence de mollusques.

d) Les formations crétacées :

Les formations jurassiques sont recouvertes, en discordances, par la transgression cénomanienne (Maquaire, 1990) avec les formations suivantes :

- Des **sables grossiers à fins plus ou moins argileux** et ferrugineux de l'Albien – Aptien peuvent atteindre une épaisseur de 20 m ;
- Des **argiles noires compactes du Gault** (Albien supérieur) à épaisseurs faibles mais variables sont plus ou moins chargées en glauconie ;
- La **gaize** est formée par une alternance de passées argileuses, calcaires sableuses décalcifiées et gréseuses, renfermant des cordons de cherts poreux ;
- La **craie du Cénomanien** qui repose sur la glauconie de base. Cette formation plus ou moins massive selon son degré d'altération présente plusieurs faciès (Pareyn, 1968) avec : des bancs de craie blanche fossilifère aux lits de silex plus ou moins continus ; des bancs de craie grise sableuse riche en grains de quartz et glauconie et silex ; des bancs de craie très riche en glauconie et rognons silicifiés. Son épaisseur peut atteindre 50 m (Elhaï, 1963). Cette craie est largement visible en bordure du plateau.
- La **glauconie de base** qui l'accompagne a une propension à fluer sur les versants sous l'influence de la nappe aquifère contenue dans la masse de la craie (Pareyn, 1968). Elle consiste en un sable argileux vert foncé entrecoupé de lentilles argileuses, qui renferme de petits galets remaniés de l'Albien.

Enfin les **argiles à silex** qui couvrent d'un manteau plus ou moins épais la craie cénomanienne. Cette formation issue de la décalcification de la craie (oxydation du fer et de la glauconie qu'elle contient avec gonflement des résidus) présente un contact franc avec celle-ci. Par ailleurs, la craie dont la surface ondulée, présente parfois des creux dans lesquels pénètrent profondément les argiles (Pareyn, 1968).

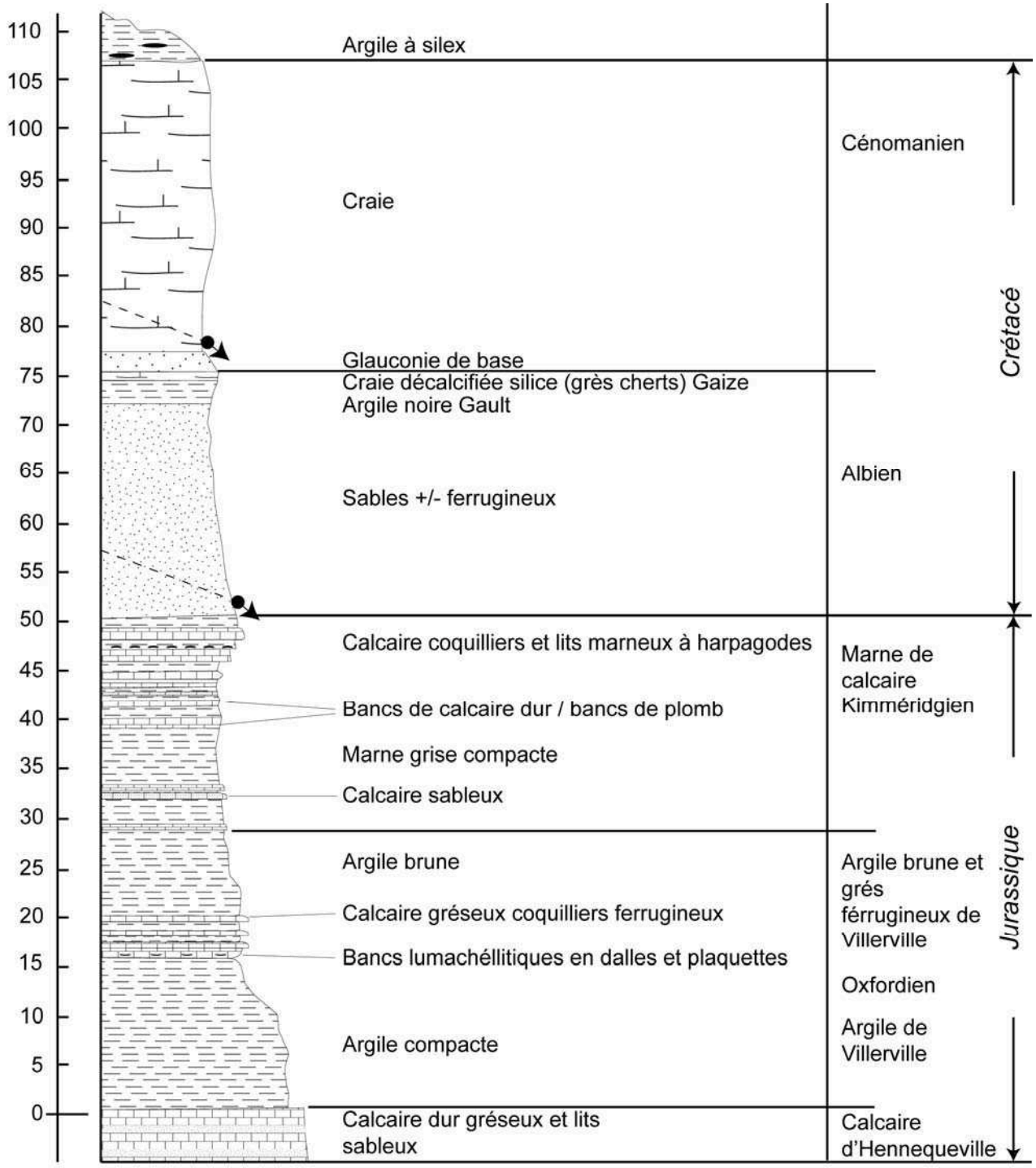
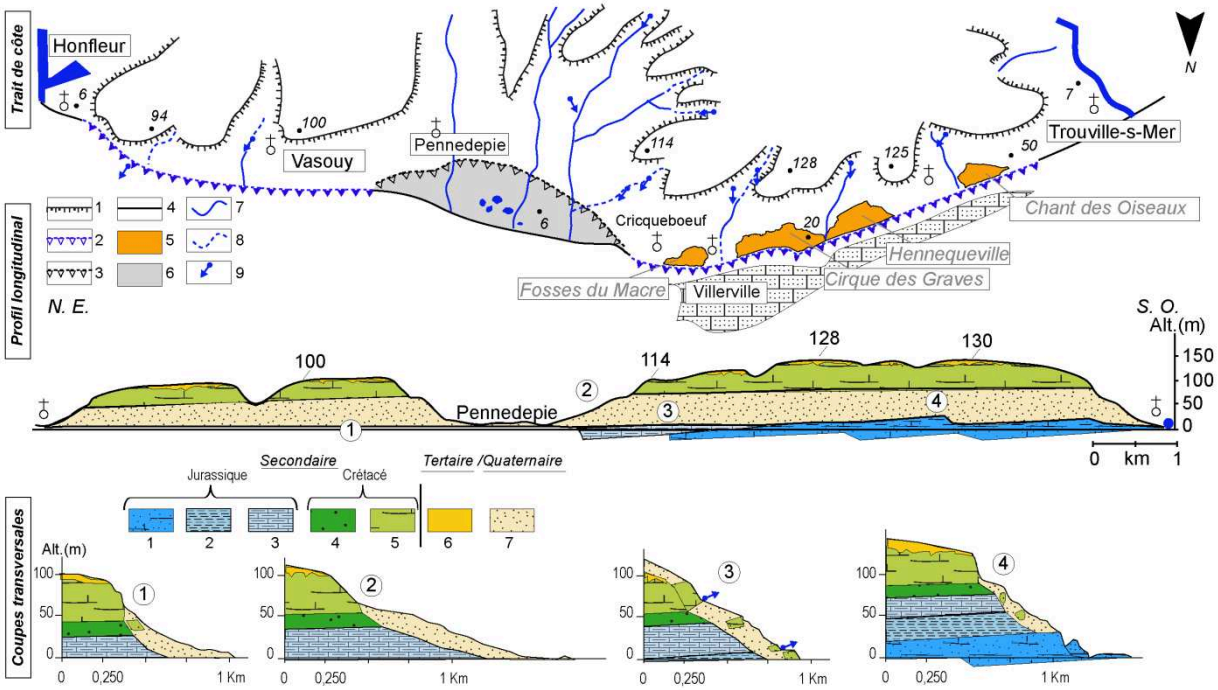


Figure 1-12. *Coupe lithostratigraphique synthétique de la région de Villerville (d'après Sinelle, 1989).*

1.3.3. Un versant littoral à la morphologie particulière 'héritée'

Sur les 12 km qui séparent *Trouville-sur-Mer d'Honfleur*, le littoral du *Pays d'Auge* a un tracé d'abord orienté, nord-est (N320°) entre *Trouville-sur-Mer* et *Cricqueboeuf*, qui s'infléchit légèrement selon une direction E-NE (N290°) jusqu'à Honfleur (Figure 1-13). Le versant littoral bordant le plateau du *Pays d'Auge* qui culmine à une altitude maximale de 140 m NGF est composite dans son aspect topographique et dans sa

structure géologique. Le profil est variable d'une extrémité à l'autre (Figure 1-13) et en rapport avec l'épaisseur relative des assises sédimentaires qui sont, comme vu précédemment, affectées par un faible pendage vers le nord-est. Le profil 'type' débute au bord du plateau par un **escarpement principal d'une trentaine de mètres de commandement formé dans la craie cénomanienne**. Elle est visible principalement, dans sa position stratigraphique originelle, dans l'escarpement vertical au lieu-dit '*Les Creuniers*' sous le sémaphore d'*Hennequeville* (Figure 1-14A). Cet affleurement crayeux montre une craie tendre avec nombreuses intercalations de cordons horizontaux de silex (Figure 1-14B).



Trait de côte : (1) Corniche, (2) Falaise vive, (3) Falaise morte, (4) Cordon dunaire, (5) Zone instable, (6) Zone marécageuse, (7) Cours d'eau pérenne, (8) Cours d'eau temporaire, (9) Source. Profil longitudinal : (1) Calcaires d'Hennequeville, (2) Argiles de Villerville, (3) Marnes kimméridgiennes, (4) Sables albiens, (5) Craie cénomanienne, (6) Limon et argile à silex de plateau, (7) Formations superficielles quaternaires.

Figure 1-13. *Morphologie des falaises du Pays d'Auge (modifiée d'après Flageollet et al., 1987).*

Au pied de cet escarpement crayeux, la pente est plus douce, de 15 à 20 %, relativement rectiligne, abstraction faite des entailles de vallons qui 'descendent' du plateau vers la mer (Maquaire, 1990). Cette pente relativement régulière est celle **d'épaisses formations superficielles**, qui comportent d'une part des panneaux de craie glissés, et d'autre part, des '*éboulis*' (head) d'éclats de craie et de silex et des lœss qui comblent les espaces entre les blocs de craie (cf. section suivante).

De *Trouville-sur-Mer* à la *Pointe du Heurt*, le versant littoral se termine en un escarpement vertical, haut d'une dizaine voire d'une vingtaine de mètres, taillé dans les grès d'*Hennequeville*. De *Villerville* à *Honfleur*, le substratum n'affleure plus, et la base de la falaise est entaillée dans des formations quaternaires (head à silex, …). Entre *Cricqueboeuf* et *Vasouy*, le littoral est un cordon à peu près rectiligne, sableux et à galets, surmonté de dunes modestes. Il isole une zone basse et marécageuse, limitée vers l'arrière par un arc de falaises anciennes modelées par un ancien méandre de la *Seine* (Figure 1-13). Le cordon de sable et de galets est bas et peu large (une dizaine de mètres).

Entre Trouville-sur-Mer et *Villerville*, le versant se termine par un estran constitué d'un platier rocheux formé par les grés d'*Hennequeville*, lanière étroite large d'environ 250 m, qui s'élargit très fortement en face de *Villerville*, jusqu'à atteindre près de 750 m (Les Perques de *Villerville*, ancienne moulière). Des formes d'érosion caractéristiques de phénomènes de dissolution et d'action mécanique sont visibles. On y relève également des déformations et des perturbations locales avec des couches relevées en contre pendage (vers le sud) de plusieurs dizaines de degrés (Maquaire, 1990). Au droit du *Cirque des Graves* et des *Fosses du Macre*, des redressements, de 30° à 55°, des bancs marno-calcaires ont été observés jusqu'à une distance

d'une vingtaine de mètres du pied de la falaise. A l'est de *Villerville*, le platier laisse la place à un estran sablo-vaseux à nombreux galets de silex.

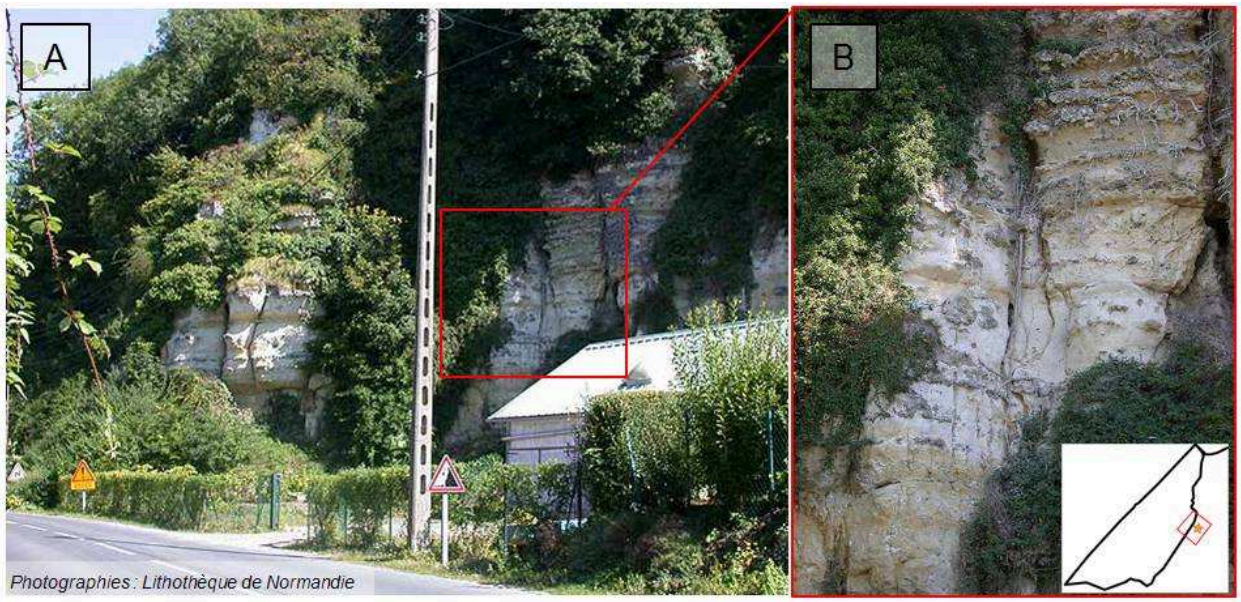


Figure 1-14. *Escarpement principal crayeux au lieu-dit 'les Creuniers' sous le sémaphore d'Hennequeville en amont immédiat de la RD 513.*

Sur cette portion de littoral entre *Trouville-sur-Mer* et *Cricqueboeuf*, quatre cirques sont bien visibles : *Cirque des Graves* et *Fosses du Macre*, de part et d'autre du bourg de *Villerville*, et *Cirque d'Hennequeville* et *Chant des Oiseaux*. Ces 'cirques' sont limités par un escarpement de hauteur très variable, et à l'intérieur desquels de nombreux escarpements avec contre-pentes, et une topographie chaotique avec des fractures ouvertes sont révélateurs de mouvements de terrain composites, et de grande ampleur.

Il s'agit maintenant d'apporter quelques éléments explicatifs à la mise en place de cette morphologie 'héritée' caractérisée par les différents 'cirques' et par les formations superficielles épaisses et hétérogènes.

1.3.4. Les formes et formations quaternaires du Pays d'Auge

Ainsi, le plateau du *Pays d'Auge* est bordé d'un talus recouvert de formations superficielles quaternaires qui succèdent à la **corniche de craie cénomanienne** et qui recouvrent différentes formes résultant des épisodes d'érosion s'échelonnant du Quaternaire moyen au Weichselien (Lechavalier & Guyader, 1981). Ces formations superficielles sont épaisses de plusieurs mètres (Maquaire, 1990). Ces formations glissées ou effondrées donnent naissance au pied du versant côtier à de petites falaises '*à débris*' (Bigot, 1942 ; Dangeard, 1951 ; Elhai, 1963). Ces formations quaternaires sont sujettes à des instabilités (Journaux, 1971 ; Masson, 1973 ; Masson, 1976), et ont donc, par conséquent, amené les premières cartographies des zones à risque d'instabilité de versant et ont fait l'objet d'une cartographie détaillée et d'une analyse chronostratigraphique suite au glissement du *Cirque des Graves* de janvier 1982 (Flageollet & Helluin, 1984 et 1987, Flageollet, 1992).

1.3.4.1. Nature des formations quaternaires

Trois principaux types de formations quaternaires sont distingués (Flageollet & Helluin, 1984 et 1987, Maquaire, 1990) :

- Des **panneaux de craie**, effondrés ou glissés de la corniche du plateau qui devait avoir un profil adouci. Ces panneaux font d'ailleurs l'objet d'une attention particulière dans le cadre de ces travaux de recherche (Chapitre 3). Leurs épaisseurs, longueurs, volumes varient le long du versant selon un gradient principal sud/nord caractérisé par une diminution de leur volume à proximité du rivage. Ces panneaux sont constitués de craie appartenant au niveau de '*craie glauconieuse*' (Juignet, 1974). La craie est jaunâtre, sableuse ou gréseuse mais toujours glauconieuse, armée de gros bancs de cherts, diaclasée, fissurée, parfois décarbonatée et altérée en prenant l'aspect d'une argile verdâtre

plastique (Maquaire, 1990). Ces formations ont fait l'objet de plusieurs sondages (Chapitre 3) et la craie repose presque toujours sur des argiles et sables glauconieux qui constituent une assise, un « coussin » sur lesquels les panneaux glissent ;

- Des dépôts éoliens (lœss) et des formations périglaciaires de type '**éboulis**'. Les **lœss** mettent en évidence une sédimentation éolienne associée à un climat froid et sec (Clet, 1986). Les lœss proviennent de l'estuaire de la Seine largement ouvert lors des dernières glaciations quaternaires (Lautridou, 1985 et 1986). Leurs faciès varient entre sables et limons plus ou moins carbonatés marqués par des traces d'oxydation. La plupart sont remaniés par ruissellement, ils adoptent alors une structure en lamelles et sont rythmés par **des éboulis périglaciaires** intercalés entre les niveaux lœssiques. Ces éboulis composés de gélifracts de chert, silex et craie sont emballés dans une matrice sablo-limoneuse (craie et lœss). Leur aspect varie beaucoup selon leur localisation et les changements du modelé du versant. Ils adoptent aussi bien un aspect de type « *head* » avec des cherts anguleux que l'aspect d'un matériau en blocaille crayeuse. Ces dépôts se retrouvent surtout en avant des panneaux pouvant atteindre plusieurs mètres d'épaisseur (2 à 3 m).
- Des **formations solifluées,** constituées de matériaux hétérométriques et de nature argileuse (principalement des sables cénomaniens à cherts), sont observées en surface et sur des épaisseurs peu importantes. On les retrouve sur les panneaux de craie et les lœss. La solifluxion s'opère généralement sous forme de loupes ou de grandes coulées, notamment au cours des grandes phases froides du Quaternaire. Sur l'ensemble du versant, la nature du matériau et la réserve d'eau permanente sont des facteurs favorables à ce modelé de solifluxion (Journaux, 1971)

1.3.4.2. Mise en place des formes et formations et chronostratigraphie

La chronologie de mise en place des formes et formations a été proposée par Flageollet et Helluin (1984, 1987) à partir de l'observation de coupes dans les formations quaternaires et types heads et loess. Ainsi, les différents ensembles lithostratigraphiques ont été attribués au **Weichsélien** (Figure 1-15). À partir de ces formations (heads et loess) recouvrant les grands panneaux de craie sur le versant, il a été possible, par chronologie relative, d'avancer que la mise en place de ces panneaux s'est effectuée au début d'une période froide du Weichselien. Pendant cette période froide, les panneaux sont descendus en glissant sur les sables argileux. Le versant côtier tel qu'il se présente aujourd'hui serait le résultat de l'évolution suivante en différentes étapes successives (Figure 1-15) :

- Déstabilisation du biseau de craie du haut de versant par appel du vide et soutirage des sables albiens gorgés d'eau ;
- Rupture des blocs et mise en mouvement par fluage des argiles glauconieuses sur lesquelles ils reposent. Les panneaux de craie ont ainsi glissés jusqu'au bas du versant en se fragmentant progressivement en cours de la descente (Figure 1-15A) ;
- Le glissement a été favorisé par la disparition du couvert forestier et par l'importante humidité qui sévit en début de période froide ;
- Le profil topographique du versant s'adoucit sur les 2/3 inférieurs et s'accentue en amont, au niveau de la corniche ;
- L'interruption de la corniche en amont du vallon de *Villerville* retraduit l'absence presque complète de blocs de craie dans l'axe de ce dernier, rempli principalement par des formations superficielles de types sables, loess ou heads (Maquaire, 1990) ;
- La descente des grands panneaux de craie était, pour l'essentiel, terminée quand les derniers loess se sont déposés et quand la gélifraction, attaquant la corniche crayeuse, a produit des débris qui ont constitué les heads. Néanmoins, il est probable que des blocs de craie de petites dimensions aient pu encore descendre tardivement et être incorporés aux formations superficielles.

Ainsi, en suivant les conclusions de Flageollet *et al.* (1987), à la fin du Weichelien (Figure 1-15B), le versant devait avoir un profil assez régularisé et stabilisé avec un trait de côte qui se trouvait, par extension très probable des formations de pente, en reconstituant l'extension du head du vallon et des formations de versant, en prolongeant leur surface d'accumulation, en avant du rivage actuel à une distance estimée à 300 m (Maquaire, 1990).

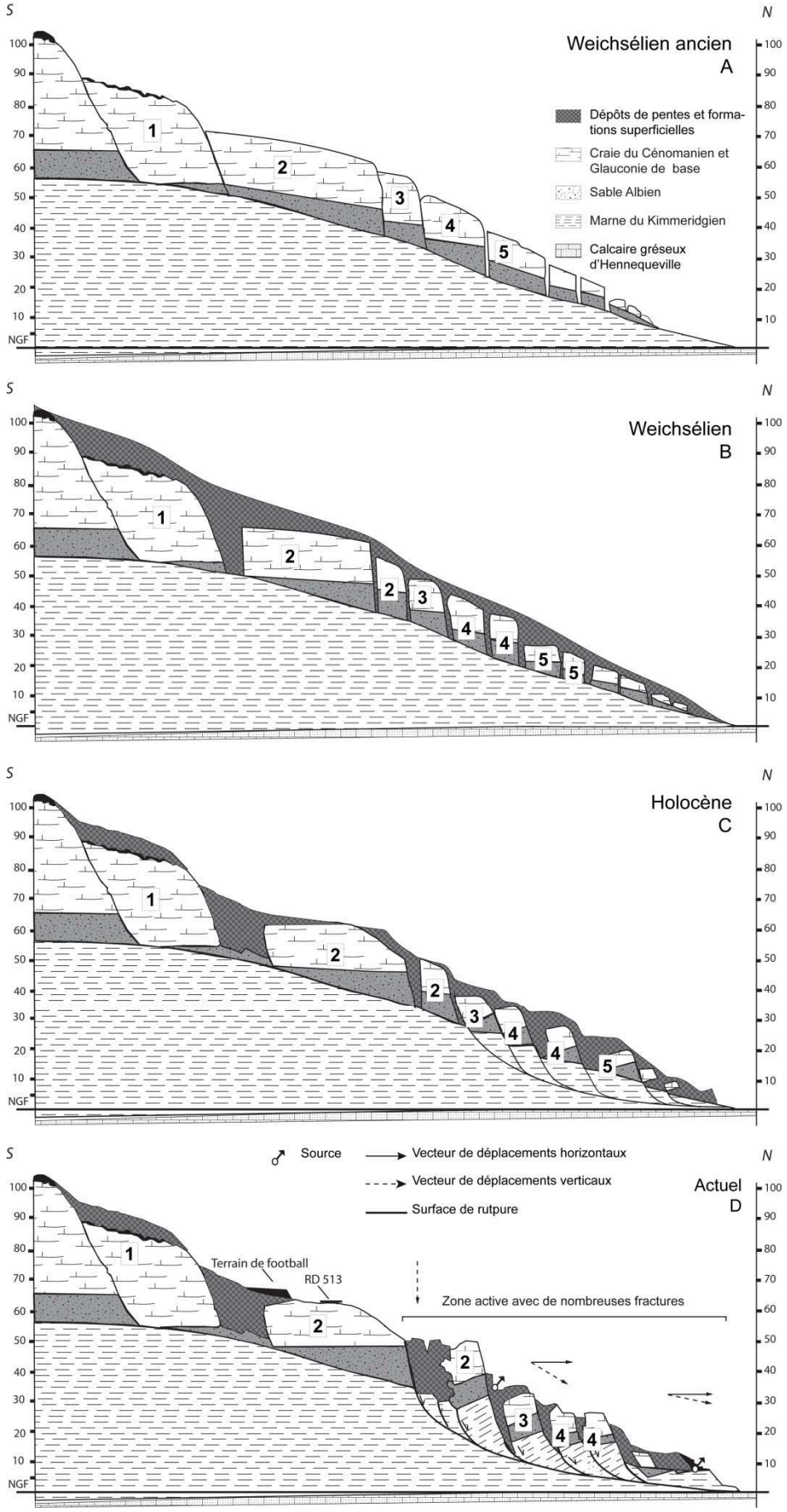


Figure 1-15. *Évolution du versant depuis le Weichsélien jusqu'à l'actuel (modifié d'après Flageollet et Helluin, 1984).*

Pendant l'Holocène, la remontée progressive du niveau marin a entrainé le recul du pied de falaise au rythme des petites variations altimétriques successives et selon des vitesses de recul variables mais inconnues. Les reculs progressifs du trait de côte ont eu pour conséquence le déséquilibre progressif du versant qui présentait initialement un profil topographique réglé et lissé par les dépôts de loess et d'éboulis. Par conséquent, le profil est devenu de plus en plus chaotique, marqué par des blocs de craie basculés (Figure 15-C).

Les désordres se sont préférentiellement localisés de part et d'autre de *Villerville* avec pour conséquence la formation des deux cirques, *Fosses du Macre* et *Cirque des Graves*, et dans une moindre mesure, ils se sont localisés également à *Hennequeville,* avec la création également d'un cirque mais bien moins marqué que les deux précédents.

Le moment de l'apparition des désordres reste inconnu, par contre, il est certain que les mouvements sont apparus et se sont échelonnés pendant l'Holocène, et plus certainement, à partir de l'Atlantique, soit depuis environ 6 000 ans ou même beaucoup plus récemment, c'est-à-dire quelques siècles (Maquaire, 1990). Ces instabilités étaient connues depuis longtemps, comme en témoignent les aménagements du bourg de *Villerville* ou d' *Hennequeville* dont les centres se sont établis en dehors des '*cirques instables'*. Les premiers aménagements des bourgs ont été implantés dans l'axe des vallons de part et d'autres des zones '*réputées*' instables.

L'évolution 'historique' de ces versants fait l'objet du chapitre 6 qui permettra de reconstituer les rythmes et valeurs des déplacements du versant et l'évolution du trait de côte à partir d'archives et de la comparaison de documents cartographiques et photographiques.

1.4. Contexte hydro-climatique et océanique régional

L'omniprésence des processus hydro-gravitaires en marge orientale du *Calvados* a été mise en avant dans le paragraphe 1.2. Les eaux souterraines et de surface jouent un rôle déstabilisant sur les terrains argileux. La présentation des grandes caractéristiques climatiques, hydrologiques et océanographiques permet de **dresser un premier portrait des spécificités régionales et de mettre en avant l'importance de l'eau dans le *Pays d'Auge***. On s'interroge alors sur l'importance du réseau hydrographique, sur les caractéristiques du régime hydrologique, sur l'existence d'un réseau hydrologique souterrain en fonction des caractéristiques climatiques déterminées par des variations annuelles et interannuelles.

Mais comme le climat, notamment les précipitations, joue un rôle fondamental dans les processus hydro-gravitaires, il est apparu indispensable d'établir un bilan des tendances climatiques des soixante dernières années et de resituer la période d'étude dans ce contexte hydro-climatique élargi, tout en en insistant sur les spécificités liées au contexte littoral du site d'étude.

1.4.1. Hydrologie de surface et souterraine

1.4.1.1. Hydrologie de surface

Le plateau du *Pays d'Auge* présente une topographie en **pente vers le nord**, aux bords fortement **disséqués** (Figure 1-10), associant de nombreuses formes liées à des **processus fluviatiles anciens et récents**. Les densités de drainages sont faibles en raison de la perméabilité des terrains. Le réseau hydrographique, s'il est peu significatif au centre du plateau à cause du substrat crayeux, a fortement morcelé les versants du plateau, aux abords de la ***Touques*** et de la ***Dives***. Ces deux principaux fleuves côtiers sont encadrés d'une multitude de petits vallons offrant pour certains de petits affluents. Le réseau présente une forme arborescente, dont la structuration est relativement simple avec de nombreuses vallées, pour la plupart non drainées, reliées aux deux principaux fleuves côtiers. Ces vallées ont été incisées, pour la plupart, par les cours d'eau lors de périodes glaciaires du Quaternaire, ou durant des périodes suffisamment froides pour privilégier les écoulements de surface aux flux de subsurface (Bogaart, 2003). Sur les versants littoraux de la zone d'étude, il est important de garder à l'esprit dès à présent, l'existence de quelques petits vallons fortement encaissés qui incisent le rebord du plateau en arrière immédiat des secteurs instables (Figure 1-2) : ces vallons drainés en permanence ou temporairement marquent les limites entre ces quatre secteurs instables et le bourg de *Villerville* est situé dans l'axe du vallon principal (Figure 1-4).

La Dives, à l'ouest, s'écoule dans un bassin versant encaissé dans les formations sédimentaires du *Bassin Parisien* entre le plateau crayeux du *Pays d'Auge* et les hauteurs de la plaine de *Caen*. Installé dans des terrains tendres du Jurassique, le cours d'eau a pu creuser une large vallée sans obstacle structural (Elhaï, 1963) caractérisée par des formations argilo-marneuses. Comme les différents fleuves côtiers avoisinants, la *Dives* est caractérisée par un **régime pluvial océanique à forte saisonnalité** avec **des étiages très prononcés en période estivale**. Autre caractéristique de ce bassin versant : la présence de nombreuses zones humides dans les fonds de la basse vallée. Ce sont des prairies humides régulièrement inondées et délimitées par les fossés de drainage qui ont connu de nombreux travaux de drainage entre le XVIII^{ème} et XIX^{ème} siècle (Lespez *et al.,* 2010)

Plus à l'est, la ***Touques*** draine le *Pays d'Auge* dans un tracé rectiligne sud-nord pour se jeter dans la *Baie de Seine* entre *Trouville-sur-Mer et Deauville.* Ce fleuve côtier, de plus de 80 km de long, prend naissance dans les collines du Perche, au sud du plateau d'Auge et progresse avec le même régime hydrologique **pluvial océanique** que *La Dives*. Son bassin versant, d'une superficie d'environ 1 300 km², incise les formations sédimentaires du *Bassin Parisien* (Delcaillau *et al.,* 1998). De **nombreux affluents tronçonnent les versants du plateau d'Auge** (Figure 1-11B) **et affleurent les formations jurassiques comme les argiles noires de *Villerville* et les sables de *Glos*** (Pareyn & Viallefond, 1968). Ces vallons sont presque tous drainés par des petits cours d'eau pérennes. Par ailleurs, autres spécificités de ces vallons (secs ou drainés) ; en période de forte pluviométrie, ceux-ci sont parfois amenés à répondre aux forçages climatiques par le déclenchement d'écoulements hyperconcentrés (Douvinet, 2008).

La Touques s'écoule dans un premier temps dans une vallée étroite, bien marquée dans les formations jurassiques (Figure 1-10). À partir de Pont-l'Evêque, la basse vallée de *la Touques* s'élargie, jusqu'à 500 et 1000 m à proximité de *Trouville-sur-Mer* où elle se jette. L'élargissement de la plaine d'inondation dans les formations argilo-limoneuses dont est constitué le fond de vallée, offre un paysage marécageux au sein duquel le tracé du cours d'eau se complexifie avec de nombreux méandres connectés à un important réseau de drainage (Figure 1-2).

1.4.1.2. Hydrologie souterraine des aquifères crayeux du Crétacé

De part et d'autre du département, les hydrosystèmes sont marqués par des discontinuités liées à l'hétérogénéité géologique du secteur (interface socle/bassin sédimentaire). Les recensements des principales sources du Calvados montrent une prédominance de leur présence à l'est du département dans la région du *Pays d'Auge* (Saint Bomer, 2003). En effet, la partie orientale du *Calvados* est comprise dans les **formations du Crétacé dont le principal niveau aquifère est celui de la nappe cénomanienne retenue par la glauconie de base** (Pareyn & Viallefond, 1968). La **craie cénomanienne** moyennement fissurée constitue un réseau karstique idéal dans lequel l'eau circule facilement comme en témoignent de nombreuses **sources de débordement en périphérie du plateau d'*Auge*** (Saint Bomer, 2003). Sur **1 046** sources répertoriées dans le département, **554** dépendent de cette nappe. La **couche argilo-sableuse de glauconie** constitue un niveau dans lequel les eaux, ayant pénétré par infiltration à travers les craies, se rassemblent pour former une nappe libre perchée importante.

Les **sables albiens** sous-jacents constituent un second niveau aquifère et la nappe 'albienne' donne également naissance à des sources, mais à moindre mesure, qui sont difficiles à différencier de celles sortant de la base de la craie, dès lors que les formations superficielles recouvrent le substratum (Pareyn, 1968).

À noter que ces mêmes **formations superficielles** sur le littoral sont le siège d'une *'petite'* nappe perchée et morcelée, alimentée directement par l'impluvium. Cette nappe circule de manière anarchique dans les sables, les argiles ou les blocs de craie fissurés (Maquaire, 1990). Ainsi, le parcours des eaux superficielles est très sinueux avec une alternance de haut en bas, de sources, pertes, résurgences dues aux passages de formations perméables (craie, sables) à des formations imperméables (argiles).

Pour compléter ces quelques généralités sur l'hydrologie, et compte tenu de l'importance de ce 'facteur déclenchant' des mouvements de terrain, le chapitre 4 sera en partie consacré aux spécificités hydrogéologiques de la zone d'étude, notamment en étudiant précisément les caractéristiques des réservoirs et les variabilités spatio-temporelles du comportement des nappes (périodes de recharges, décharges, temps de réponse de la nappe, gradients hydrauliques, …).

1.4.2. Un climat tempéré océanique

1.4.2.1. Disparités climatiques régionales

Le climat bas-normand est un bon exemple de **climat de type tempéré océanique** caractérisé par des étés frais, des hivers sans grande rigueur (douceur, humidité, vent) (Trzpit, 1970) pouvant subir des excès climatiques avec des événements très marquant comme des périodes de sécheresse (1976, 1996…), d'inondations (1995, 2001, 2003…)… (Cantat & Brunet, 2001). À l'échelle régionale, la modification des influences océaniques est fonction de l'exposition de la façade, de la distance au littoral, et de l'altitude. Mais globalement, la région Basse-Normandie présente une **organisation climatique classique** "**océanique-maritime-côtier**" (Cantat & Brunet, 2001), sans qu'il soit réellement question d'une unité spatiale (Figure 1-16). La **distribution des températures montre peu de contrastes** avec une moyenne annuelle comprise entre 9 et 12° (Figure 1-16A).

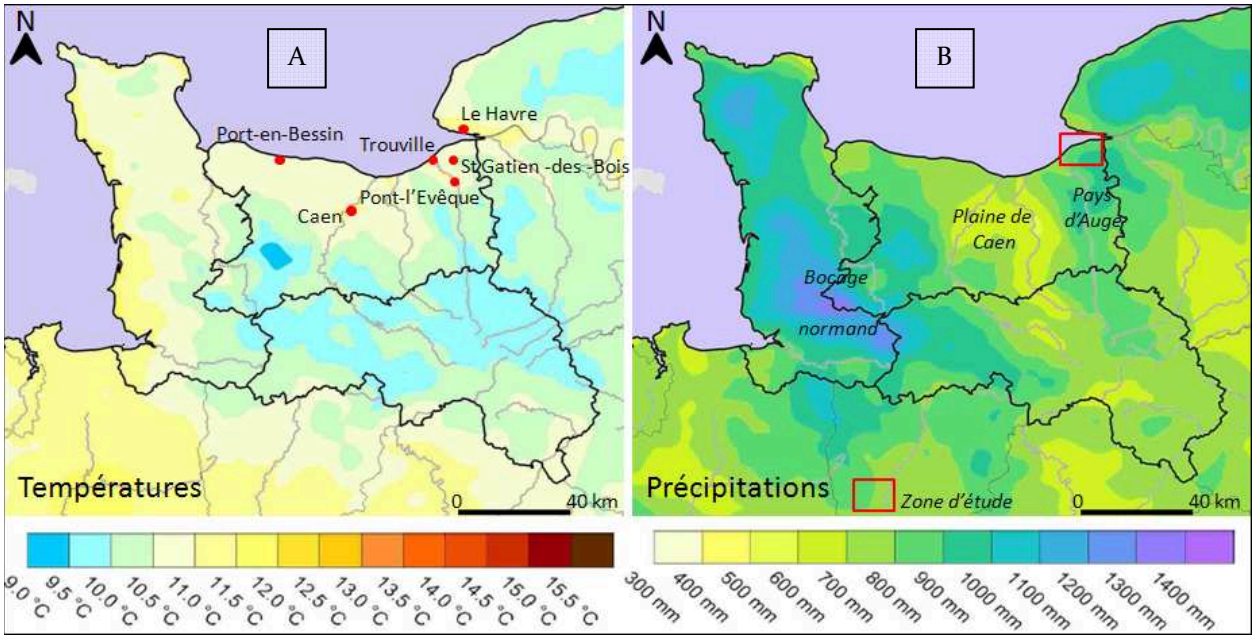


***Figure 1-16**. Températures et précipitations moyennes annuelles calculées pour la période 1971-2000 – Cartes interpolées par la méthode AURELHY prenant en compte le relief (résolution 1km), (d'après Météo France mars 2009).*

Ainsi, le principal élément de différenciation climatique en Basse-Normandie est la **distribution des pluies** favorisant l'émergence de subdivisions régionales (Cantat & Brunet, 2001). Les **précipitations sont réparties selon un gradient général ouest-est avec des cumuls pluviométriques compris entre 600 et 1 400 mm/an en étroite relation avec la répartition des reliefs** (Figure 1-16B) **même s'ils sont peu marqués** (point culminant à 362 m avec le *Mont Pinçon*, en *Suisse Normande*, à l'ouest du département). En effet, celui-ci impose une augmentation des cumuls sur les sommets les plus exposés aux **flux d'ouest porteurs d'humidité** (Trzpit, 1970). On observe des caractéristiques maritimes très marquées au nord, dans *le Cotentin* ou sur certains hauts reliefs, comme le *Bocage Normand* au sud-ouest de la région (altitude moyenne, de 200 à 250 m) dont fait partie la *Suisse Normande*, ou sur le *Pays d'Auge* au nord-est (altitude moyenne entre 150 et 200 m). Ces différentes régions enregistrent les plus forts cumuls pluviométriques qui varient entre 900 et 1 400 mm/an sur la période de référence de 30 ans (1971-2000) suggérée par Météo France (Figure **Figure 1-16**1-16B). Elles sont plus favorisées que la Plaine de Caen (Duval, 1951) qui enregistre des cumuls pluviométriques compris entre 500 et 600 mm/an (station *Météo France Caen—Carpiquet*, Tableau 1-2).

Station	*Altitude de la station*	*Normale de précipitations mensuelles min*	*Normale de précipitations mensuelles max*	*Normale de précipitations brutes totales*	*Jours Précipitations > 1 mm*
Caen-Carpiquet	*67 m*	*50 (avril)*	*78 (décembre)*	*740 mm*	*126 jours*
Deauville- Saint Gatien des Bois	*144 m*	*59,6 (février)*	*98,9 (octobre)*	*904,8 mm*	*126 jours*
Le Havre	*100 m*	*42,9 (mars)*	*88,1 (novembre)*	*708 mm*	*124 jours*

Tableau 1-2. *Récapitulatif des normales pluviométriques pour les stations Caen-Carpiquet, Deauville-Saint-Gatien-des-Bois (1981-2010) et Le Havre (1961-1990) (Données Météo France).*

Les données *Météo France* de la station *Deauville—Saint-Gatien-des-Bois* illustrent les spécificités météorologiques observées en bordure littorale du Pays d'Auge, où se situe la zone d'étude (Figure 1-16). Les régions côtières sont les moins exposées aux rigueurs de l'hiver car fortement conditionnées par la proximité de la Manche. La station de *Saint-Gatien-des-Bois* est localisée à environ 5 km en amont de la zone d'étude (Figure 1-16A) sur le plateau du Pays d'Auge qui domine le littoral à près de 150 m d'altitude. Cette station enregistre au pas de temps journalier depuis 1949 (Figure 1-18), des données de températures, de précipitations, et d'évapotranspirations potentielles[2] (ETP) calculées selon la méthode Penman (Barry, 1981).

Le régime climatique côtier du *Pays d'Auge* est marqué par un **climat océanique tempéré**. La saisonnalité du régime concerne principalement les températures et l'évapotranspiration.

L'amplitude thermique annuelle est **modérée par l'influence marine**. Ainsi, les températures **moyennes maximales sont de l'ordre de 14-15°C**, et les températures moyennes **minimales autour de 7-8°C**. Les températures hivernales sont modérées, avec peu de jours de gel (moyenne de 38 jours/an pour *Deauville*) mais régulièrement accompagnées de précipitations. En période estivale, les températures augmentent modestement (moyenne proche de 15 °C). Cette augmentation estivale concerne également les valeurs d'évapotranspiration potentielle (ETP de Penman, 1948) et s'amorce dès le mois de février (Figure 1-17). L'évapotranspiration potentielle augmente progressivement pour atteindre une valeur maximale en juillet, d'environ 100 mm, pour en suite diminuer jusqu'en décembre (≅ 20 mm).

La répartition des vents littoraux est régulière tout le long de l'année. La région côtière connait un régime de vent dominant de **secteur sud-ouest à ouest** avec partiellement une seconde composante de vent de **nord-est à est**.

La particularité du **climat océanique** se manifeste par **d'importants cumuls pluviométriques annuels.** Pour la période **1971-2000**, *Météo France* enregistre un cumul de précipitations annuelles de plus de 900 mm à la station de *Saint-Gatien-des-Bois* (Figure 1-16). Sur la période de référence de 30 ans entre **1981-2010** (Tableau 1-2), les **précipitations sont reparties sur plus de 120 jours** pour les trois stations (seuls les jours pour lesquels les taux de précipitations sont supérieurs ou égaux à 0,2 mm sont comptabilisés).

À la station de *Saint-Gatien-des-Bois* (Figure 1-17), le régime pluviométrique est caractérisé par de faibles amplitudes saisonnières, les précipitations sont bien réparties le long de l'année. Seule une **légère hausse des taux de précipitation se distingue entre août/septembre et janvier**. L'accroissement des cumuls est marqué par une augmentation du nombre de jours de précipitations. Il n'est pas exceptionnel d'enregistrer jusqu'à 29 jours de précipitations par mois (liquide et solide). Dans un souci de continuité, les analyses qui suivront, dans les chapitres suivants, concerneront des chroniques non plus 'découpées' en années civiles (janvier-décembre) mais des **années hydrologiques comprises entre juin et juillet**.

[2] **L'évapotranspiration potentielle** (ETP) représente la quantité d'eau susceptible d'être évaporée par une surface d'eau libre ou par un couvert végétal dont l'alimentation en eau n'est pas le facteur limitant ; sa valeur limite est fonction du bilan d'énergie.

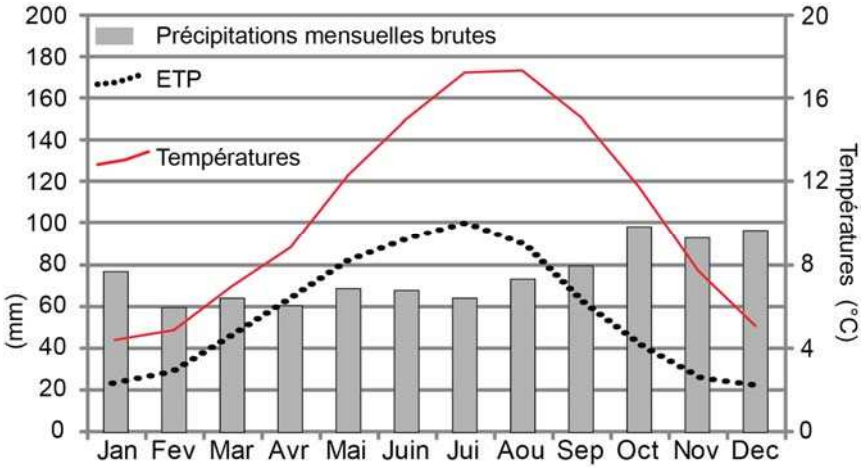
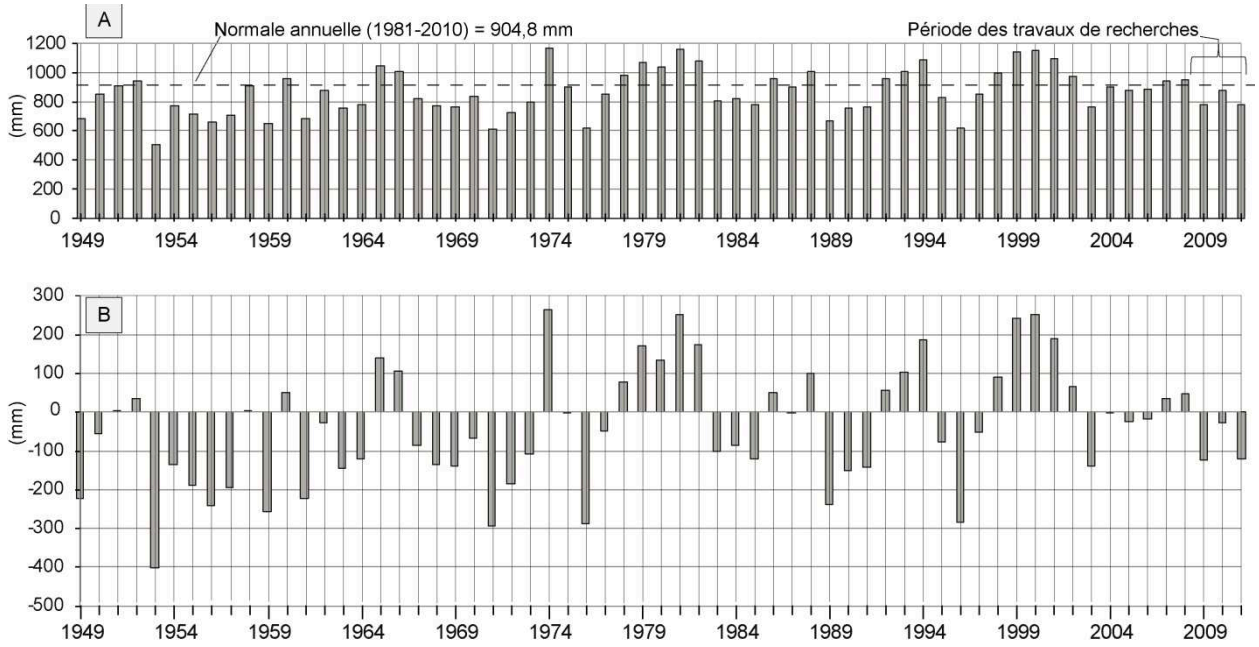


Figure 1-17. *Normales de températures, pluviométrie et évapotranspiration pour la période 1981-2010 à la station de Saint Gatien-des-Bois (données Météo France).*

1.4.2.2. Tendances générales depuis 1949

Comme le rôle du climat, notamment celui des précipitations, joue un rôle fondamental dans les processus hydro-gravitaires, il est indispensable d'établir un bilan des tendances climatiques des soixante-deux dernières années et de resituer l'étude dans ce contexte hydro-climatique. Ce bilan, dressé à partir des données de la station *Météo France de Saint-Gatien-des-Bois* permet de déterminer l'évolution, depuis 1949, de la pluviométrie de la partie orientale du Calvados, et de replacer l'étude dans un contexte hydro-climatique plus large.



(A) Précipitations annuelles brutes, (B) Écart des précipitations à la normale calculée entre 1981-2010.

Figure 1-18. *Variations pluviométriques enregistrées à la station de Saint-Gatien-des-Bois entre 1949 et 2011.*

Depuis 1949, les fluctuations pluviométriques interannuelles sont fortes, marquées par des périodes **excédentaires** et **déficitaires** par rapport à la **normale annuelle de 904 mm** calculée sur 30 ans (Figure 1-18A). Sur la Figure 18B, on note une légère augmentation des cumuls pluviométriques depuis 1949 avec des valeurs minimum et maximum qui varient entre 503 mm pour l'année 1953, et 1 168 mm pour l'année 1974. Les figures 1-18A et B mettent en évidence six périodes de pluviométrie excédentaires à la normale. Ce sont des phases relativement humides qui sont plus ou moins longues. Ces phases concernent

soit une seule année exceptionnelle soit plusieurs années successives. Les principales phases humides pluriannuelles sont comprises entre **1979-82, 1992-94 et 1998-2002** ; avec des années exceptionnelles comme 1974, 1981, 1994 et 2000 (Figure 1-18). Les moyennes pluviométriques de ces différentes phases varient entre 1 019 et 1 071 mm alors que pour les phases déficitaires les valeurs sont proches des valeurs 760/728 mm par an (exemple des périodes déficitaires 1967-1973 et 1989-1991).

1.4.3. Conditions marines océanographiques

Une des spécificités du secteur d'étude concerne sa situation à **l'interface du domaine estuarien-littoral/continental**. En effet, comme précisé dans la section 1.4.2, la littoralité du site est marquée par des caractéristiques climatiques liées à la proximité de la mer ; par des **processus morphodynamiques marins** combinés à des **processus continentaux** qui jouent un rôle dans l'évolution morphologique des versants littoraux. Dans le cadre de ces travaux de recherches, **l'accent a volontairement été mis sur les processus continentaux et leurs rôles sur les instabilités de versant**. Cependant il est nécessaire de rappeler quelles sont les caractéristiques majeures liées à la position littorale du secteur d'étude. Ainsi, trois éléments sont mis en avant : (i) les niveaux d'eau caractéristiques de la marée ; (ii) la direction et la hauteur de la houle avec les différents courants qui agissent sur la morphodynamique et les transits sédimentaires le long des côtes ; (iii) les caractéristiques de l'estuaire.

1.4.3.1. La marée

Les niveaux de marée sont mesurés au *Havre* et à *Deauville* par le SHOM (*Service Hydrographique et Océanographique de la Marine*). Sans tenir compte des marées de vives eaux exceptionnelles avec des coefficients de marées proches de 120, en baie de Seine, **les hauteurs d'eau significatives en période de pleine mer (PM) varient entre 7 et 8 m** (Clique & Lepetit, 1986 ; SHOM, 2011). Les marnages peuvent cependant être très différents de part et d'autre du littoral, même entre des secteurs très proches. **Pour les basses mers (BM), les valeurs fluctuent entre 1 et 3 m**. **Il y a donc une forte amplitude des niveaux d'eau entre les pleines et basses mers**.

	BM 120	***BM 95***	***BM 45***	***PM 45***	***PM 95***	***PM 120***
(en m)	*Marée de vives eaux exceptionnelles*	*Marée de vives eaux*	*Marée de mortes eaux*	*Marée de morte eaux*	*Marée de vives eaux*	*Marée de vives eaux exceptionnelles*
Le Havre	*0,28*	*1,2*	*2,85*	*6,6*	*7,9*	*8,42*
Deauville	*0,3*	*1,3*	*3,1*	*6,9*	*8,3*	*8,90*

Tableau 1-3. *Niveaux caractéristiques de la marée au Havre et à Deauville (enregistrés en 2010 par le SHOM et extraits d'un rapport du GRESARC, 2008).*

1.4.3.2. Une houle à prédominance nord-ouest

On s'intéresse ici aux caractéristiques d'agitation de la mer avec les hauteurs et directions significatives de la houle selon les différents niveaux de marées observés.

Au bord des côtes, les différentes mesures de la houle proposées par le CREC '*Centre de Recherches en Environnement Côtier*', dans le cadre du programme de recherche Seine-Aval (pour la compréhension et modélisation de la Seine et de son estuaire), et les mesures régulières faites par le SHOM, mettent en évidence la prédominance des agitations W à N-NW, avec une large prééminence du secteur W-NW à N-W (Figure 1-19) (Levoy, 2005). Ce secteur est essentiellement touché par une agitation de type "mer de vent" (vagues de faible hauteur et de courte période) et plus occasionnellement par des houles résiduelles également de faible amplitude mais de plus longues périodes. Comme le montrent la Figure 1-16, cette prédominance de l'agitation de secteur N-W, associée à l'orientation WSW-ENE du trait de côte, favorise le transport des sables vers l'E-NE.

Les campagnes de mesures ont été réalisées sur petits fonds, à *Pennedepie*, par le CREC dans le cadre du '*projet Seine-Aval'* entre février 2004 et avril 2005 (Levoy, 2005). Les résultats d'enregistrement sur le **platier** (sur 50 % du temps d'enregistrement) proposent une rose des houles avec une **orientation majeure**

WNW-NW et un ordre de grandeur de hauteur de houle qui varie entre 1 m et 2,4 m. Ce sont donc des hauteurs de houles modérées qui sont enregistrées.

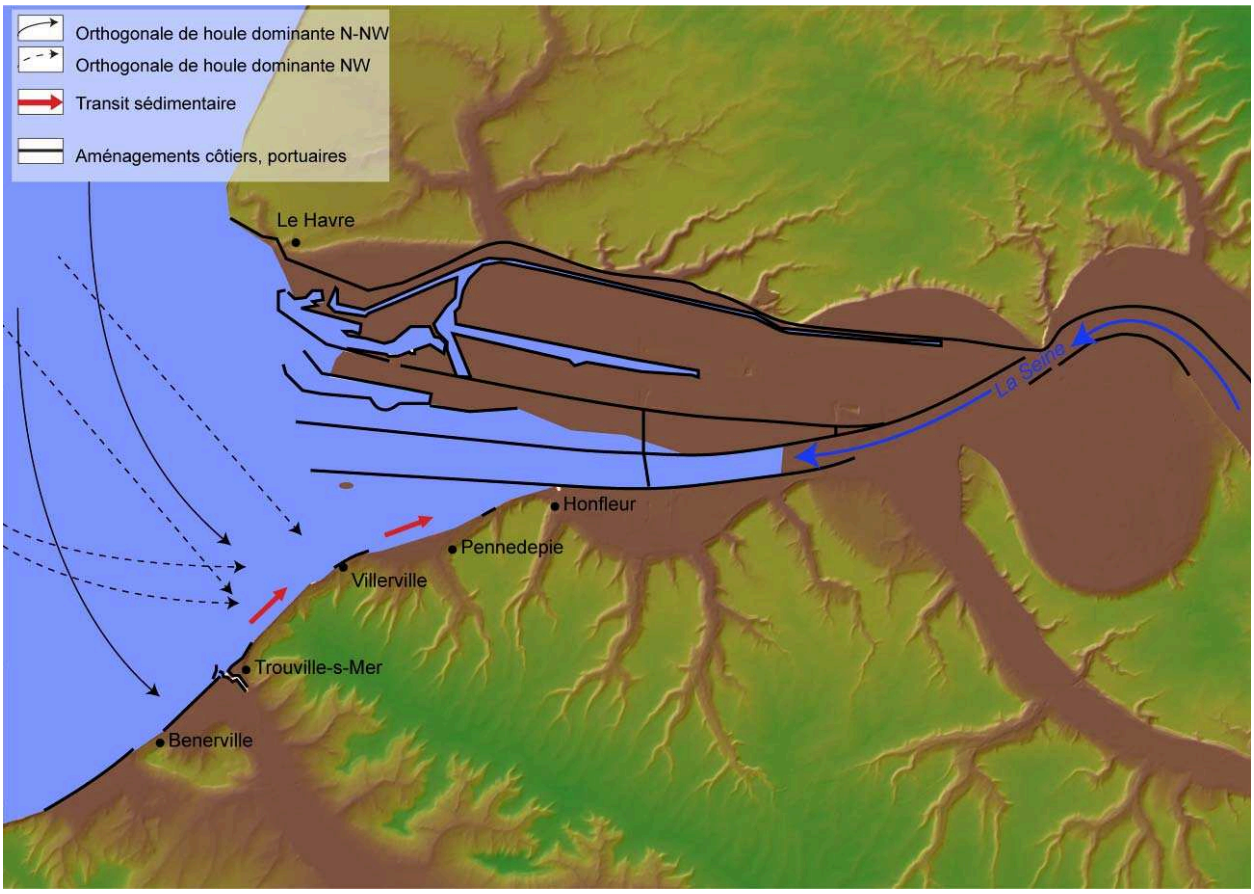


***Figure 1-19**. L'estuaire de la Seine avec ses aménagements portuaires et littoraux : principales orthogonales de houle et transit sédimentaire.*

Les mesures établies par le CETMEF (*Centre d'Études Techniques Maritimes et Fluviales* - service technique à compétence nationale) au large des côtes, à 16 km du Havre entre le 1er janvier 1997 et le 28 septembre 2008 mettent en avant une hauteur significative d'environ 3,5 m sur les fonds. Des hauteurs de houles fortes viennent également confirmer l'importance des agitations de nord-ouest favorisant une dynamique sédimentaire des sables de la plage orientée vers l'embouchure de la Seine (Levoy, 2004)

1.4.3.3. Une position proche d'un estuaire fortement aménagé

Différents auteurs ont souligné que certaines **perturbations de la morphologie de l'estuaire** et de **l'évolution morphosédimentaire du littoral** pouvaient être en partie liées à la modification de processus interdépendants (Foussard, 2010) causée par l'impact d'aménagements sur l'estuaire (GRESARC, 2008). L'estuaire de la Seine a subit depuis le début du XIXème siècle de nombreux aménagements qui se poursuivent encore actuellement (endiguement, extension, …) permettant la valorisation du site pour ses activités portuaires industrielles et urbaines. Ces aménagements peuvent avoir des conséquences sur le fonctionnement du système estuarien en modifiant les processus **hydrologiques** et **sédimentaires** qui régissent initialement un estuaire. Ces modifications peuvent se ressentir de part et d'autre de l'estuaire, et notamment sur les versants côtiers qui l'encadrent.

Ces aménagements soulèvent différentes problématiques comme l'influence de la chenalisation de la Seine, la prolongation des digues de protection sur les apports, les transports sédimentaires et donc l'évolution morpho-sédimentaire de l'embouchure de la Seine. Ces problématiques ne sont pas traitées dans le cadre de ces travaux de recherches mais font l'objet d'études spécifiques réalisées par le Groupement d'Intérêt Public (GIP) *Seine Aval* et le GRESARC '*Groupe d'Etudes en Géosciences et Environnement Régional*'. Au regard des différents rapports, il ressort que l'estuaire de la Seine subit un comblement

accéléré liée aux interventions anthropiques (Foussard, 2010), au détriment des zones intertidales pour les zones totalement terrestres. Cette évolution concerne particulièrement la rive droite à l'embouchure. La rive gauche quant à elle semble pour le moment n'avoir subi que peu de perturbations morpho-sédimentaires suites aux aménagements récents (Ex. Port 2000). Cependant, ces résultats sont extraits d'observations récentes et seront renouvelés par la suite (GRESARC, 2008).

1.5. Conclusion du chapitre 1

Les versants qui bordent le plateau de craie du *Pays d'Auge*, en partie orientale du département du *Calvados*, présentent des caractéristiques régionales marquées d'une part, par une **topographie de plateau** accidenté en périphérie par un réseau hydrographique dense, et d'autre part, par un **climat côtier humide aux températures modérées**.

Ce premier chapitre a permis de montrer **l'aspect multi-aléas du secteur d'étude** localisé en rive gauche de l'embouchure de la Seine. Le plateau du *Pays d'Auge* et ses versants littoraux sont soumis à de nombreux processus 'naturels', plus ou moins susceptibles d'engendrer des dommages structurels et fonctionnels dans les secteurs urbanisés les plus sensibles. Il s'agit principalement d'événements déclenchés par des mécanismes hydro-climatiques, comme les inondations par débordement des cours d'eau ou par submersion marine qui peuvent prendre une dimension 'catastrophique' comme ce fut le cas en juin 2003. **L'accent est également mis sur les instabilités de versant qui affectent tout particulièrement ce secteur, notamment les versants littoraux du plateau d'Auge**.

Sur la frange littorale, quatre secteurs assez fortement urbanisés sont soumis à des glissements de terrain '*actifs*'. Les déplacements et déformations occasionnent des dommages et conséquences aux nombreux éléments exposés. Le chapitre suivant se focalisera donc sur cette frange littorale, entre *Trouville-sur-Mer* et *Cricqueboeuf*, et décrira les caractéristiques morphostructurales particulières de ces glissements de terrain et leurs dynamiques très spécifiques.

CHAPITRE 2. LES GLISSEMENTS DE TERRAIN DES VERSANTS LITTORAUX DU PAYS D'AUGE

2.1. Introduction

Comme précisé dans le chapitre précédent, sur une douzaine de kilomètres de trait de côte, en partie septentrionale du Pays d'Auge, près de quatre kilomètres du littoral sont régulièrement affectés par des glissements de terrain, et par d'autres phénomènes comme les inondations, les effondrements de falaise… Ces versants littoraux présentent quatre principaux secteurs instables distincts dont la superficie, la dynamique et l'historique varient. Ce sont alors des zones particulièrement remarquables qui intègrent un environnement sensible à de nombreux processus naturels. Elles sont également vulnérables en raison d'une forte anthropisation caractéristique des secteurs littoraux français. L'exposition à de tels phénomènes n'est donc pas sans conséquence, c'est pourquoi on devra également s'interroger sur l'existence de dommages liés à l'occurrence d'instabilités de versants.

L'objectif de ce chapitre est de présenter plus précisément ces versants littoraux et les glissements de terrain qui les affectent. Il s'agit ici de souligner les spécificités morphostructurales, cinématiques ainsi que l'historique de l'évolution de ces différents secteurs instables répertoriés le long de cette portion de la côte. La forte vulnérabilité potentielle de ces espaces sera également appréhendée à partir de la présentation des nombreux éléments exposés (enjeux).

2.2. Un contexte sociétal à forts enjeux

Précisons déjà en quoi **la partie septentrionale du Pays d'Auge est un secteur à forts enjeux**. D'une part, le littoral bas-normand regroupe près de **20% de la population régionale**, d'autre part ce littoral constitue un atout touristique majeur pour la région, possible grâce à diverses infrastructures. Aussi, la situation géographique du site est marquée par la proximité de plusieurs métropoles, aires urbaines (comme *Le Havre, Rouen* et surtout l'agglomération parisienne) dont l'influence s'étend à plusieurs kilomètres. Ainsi, pour les franciliens, le littoral bas-normand (notamment entre *Cabourg* et *Honfleur*) est une destination de villégiature ancienne dont l'attractivité commence dès le XIX^{ème} (avec la mode des bains) et s'est accentuée avec la généralisation des congés payés. **Les plages de la *Côte Fleurie***

(communauté de commune de *Trouville-sur-Mer*) **font partie des destinations principales** (vacances, week-end et retraites) **des habitants de la région mais également des parisiens**…

Cette attirance pour le littoral s'explique par la proximité de *Paris et* la facilité d'accès depuis l'ouverture de la gare de *Deauville* à la fin du XIX^{ème}. S'en est suivi le développement de nombreuses stations balnéaires (à notoriété internationale) dont la fréquentation n'a fait que croitre depuis leur aménagement (*Trouville sur-Mer, Deauville* et *Honfleur* notamment) et qui sont reliées par une route (RD 513) qui longe le littoral sur les versants littoraux du plateau du *Pays d'Auge* permettant ainsi d'apprécier le paysage normand (Figure 2-2). Cette attractivité se traduit par une **forte urbanisation du littoral** avec un **taux d'équipement important**, un **tissu urbain dense** qui s'accompagne actuellement d'une **forte pression immobilière** caractéristique des communes littorales. Cette popularité touristique se caractérise par ailleurs par une forte proportion de résidences secondaires (propriétaires extérieurs à la région, voire à la France). En 2005, approximativement 37 % des logements totaux du *Pays d'Auge* sont des résidences secondaires (65 % pour Trouville-sur-Mer en 2008 selon l'INSEE) et de logements touristiques (hôtels, camping).

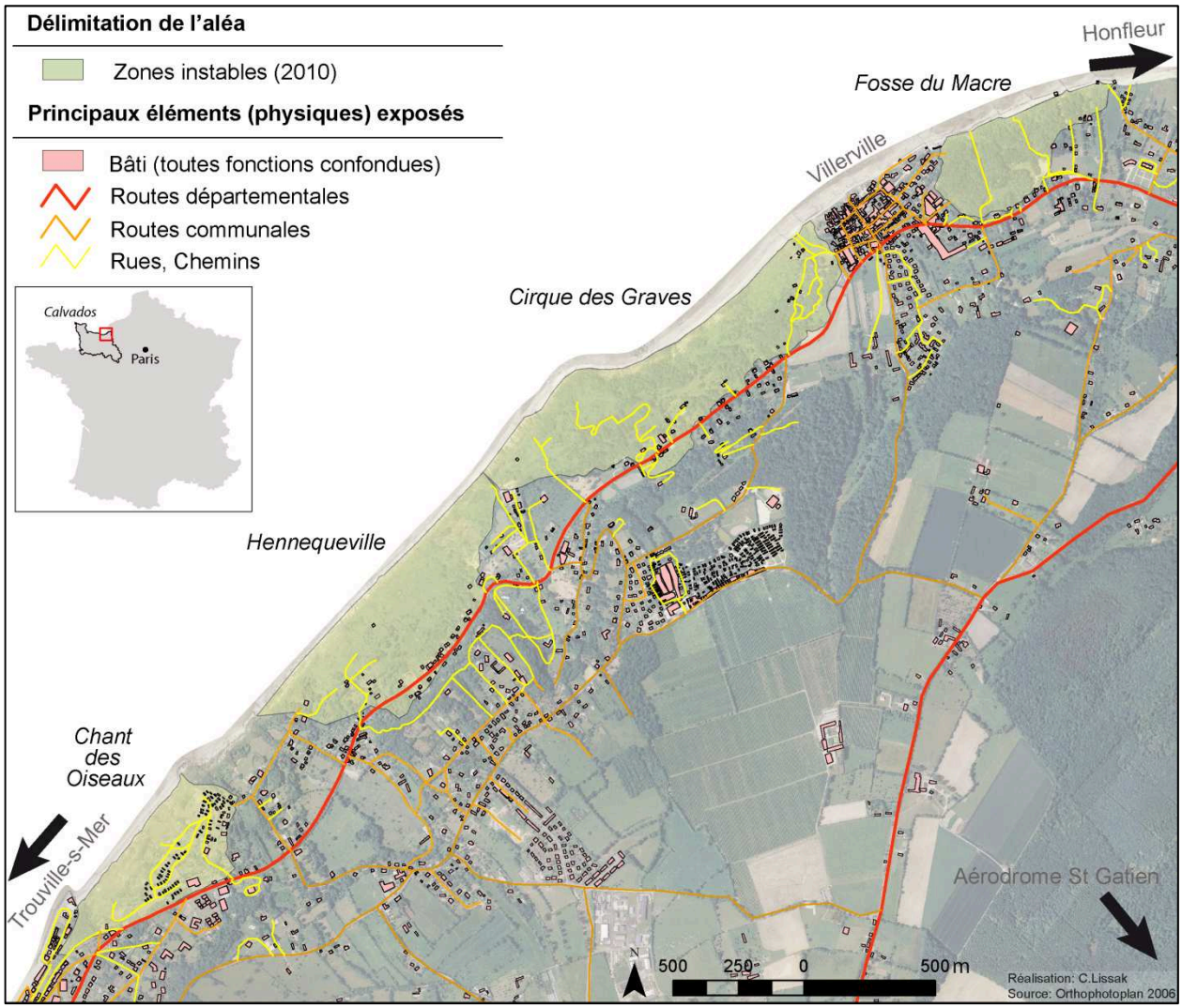


Figure 2-1. *Localisation des zones instables et des principaux éléments exposés entre Trouville-sur-Mer et Cricqueboeuf en 2010.*

La proximité de *l'Ile-de-France* et l'attractivité touristique générale de la région accentuent la pression foncière sur le littoral bas-normand. Or, dans ce type de territoires (fortement contraints par les risques naturels), la disponibilité des terrains constructibles est très limitée. Cependant, cette actuelle restriction est liée aux politiques de prévention récente et à l'importante urbanisation passée. Au départ, l'urbanisation du site se fait sans réelle prise en compte des événements susceptibles de se produire, ce qui explique l'importance des éléments actuellement exposés aux différents aléas.

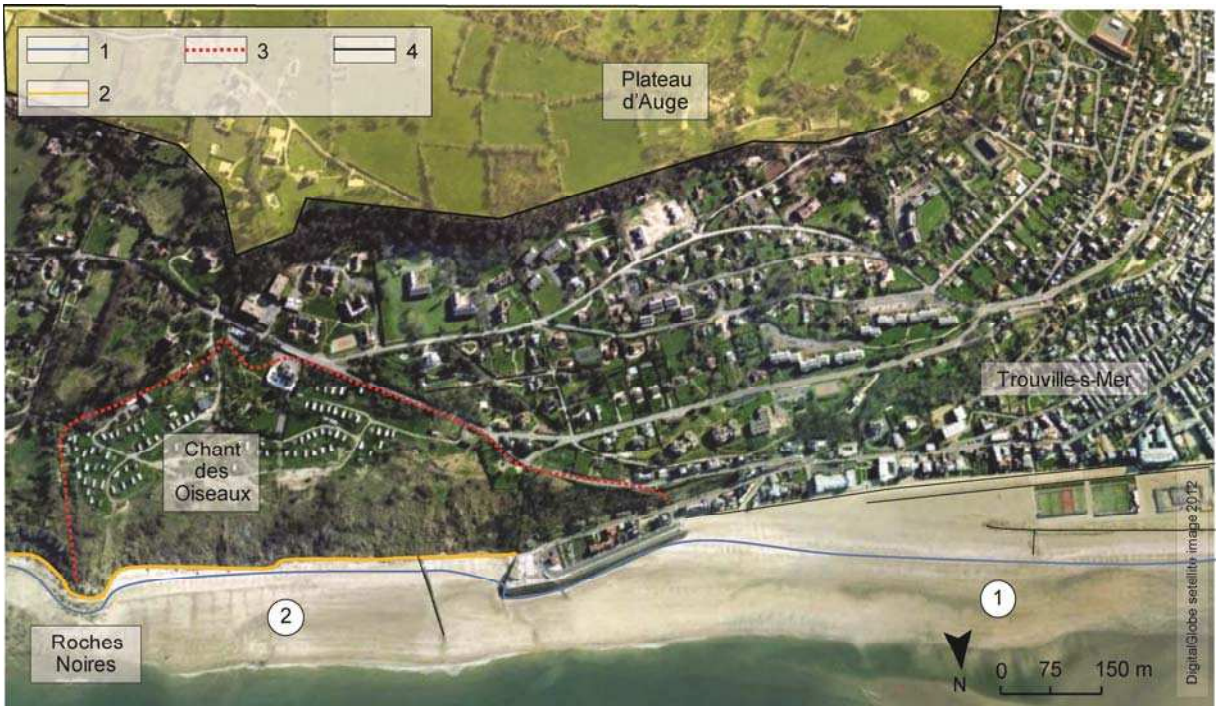
Ainsi, des mouvements de terrain sont signalés dans ce secteur dès 1938 (Dangeard, 1938). La fissuration fréquente des infrastructures routières, mais surtout la destruction complète ou partielle de bâtiments lors d'événements ponctuels, rappelle la '*fragilité*' du site face aux risques entraînant des dépenses considérables pour les collectivités. Entre *Trouville-sur-Mer* et *Cricquebœuf*, des tassements et des amorces de glissements sur la route du littoral RD 513 sont très rapidement remarqués. Dès les années 1970 des dégâts sur le bâti et les infrastructures sont enregistrés (Masson, 1976).

2.3. Caractéristiques morphologiques des versants côtiers du Pays d'Auge

2.3.1. Une morphologie de trait de côte composite

À partir de *Trouville-sur-Mer,* le littoral d'orientation générale N-W, **s'infléchit selon une direction E-NE** jusqu'à Honfleur. Le tracé, relativement régulier, est perturbé à plusieurs reprises par des ondulations concaves et convexes (Clique, 1986). Sur 12 km de long, le littoral présente une **grande variabilité morphologique** avec des **côtes basses sableuses**, **côtes à falaises** ou **microfalaises**, **éperons rocheux**... Cette diversité morphologique s'explique par l'hétérogénéité des matériaux qui composent ce littoral et par l'action de la mer sur ces matériaux. Les matériaux les plus meubles, comme les argiles ou les formations de type '*Head*', offrent évidemment une faible résistance à l'action des vagues sur le rivage ; alors que les roches plus résistantes, comme le calcaire gréseux résiste mieux à l'action mécanique de la mer. On définit alors six secteurs de trait de côte distincts entre *Trouville-sur-Mer* et *Honfleur*. Les extraits d'orthophotographie (Figure 2-2 à 2-6) illustrant ces différents secteurs permettent également de montrer la nature de l'occupation du sol, et l'extension des différentes zones urbanisées et l'implantation du réseau de communication décrites dans la précédente section.

Le premier secteur (Figure 2-2), au niveau de la basse vallée de *la Touques*, de part et d'autre de *Trouville-sur-Mer*, présente sur environ 1,5 km un cordon sableux formant une plage pouvant atteindre plus de 100 m de large. L'accumulation sableuse diminue progressivement vers l'est, jusqu'à presque disparaître lorsque la mer est montante. Le pied de falaise en pente assez douce est protégé par des ouvrages de défense contre la mer. Une '*plateforme aménagée*' protégée par les ouvrages en béton, apparaît comme '*posée*' sur le haut de plage, en soulignant ainsi, l'important recul de cette portion de littoral.



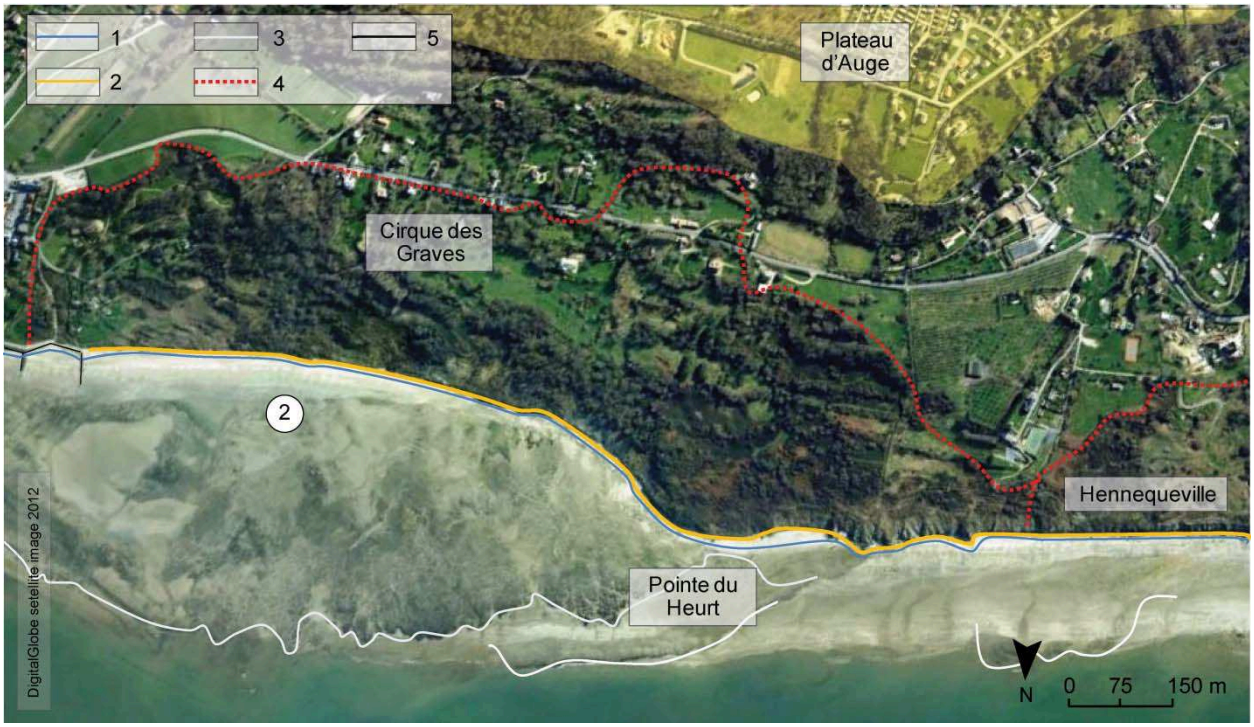
(1) Niveau des hautes eaux, (2) Haute plage, (3) Zone instable, (4) Aménagement côtier.

Figure 2-2. *Trait de côte entre Trouville-sur-Mer et Hennequeville.*

Pour le second secteur, à l'est de la plateforme décrite précédemment, le pied de falaise vive apparaît en même temps que la plage sableuse s'efface progressivement (Figure 2-3). Jusqu'à la *Pointe du Heurt* à *Villerville* (Figure 2-4), le tracé de la côte est assez rectiligne sur environ 5 km. Un escarpement vif et vertical atteint une hauteur d'une dizaine de mètres, et est armé par les calcaires gréseux.

(1) Niveau des hautes eaux, (2) Haute plage, (3) Zone instable, (4) Aménagement côtier

***Figure 2-3**. Trait de côte au droit du glissement d'Hennequeville (Trouville-sur-Mer).*



(1) Niveau des hautes eaux, (2) Haute plage, (3), Limite du platier rocheux, (4) Zone instable, (5) Aménagement côtier.

***Figure 2-4.** Trait de côte au pied du glissement du Cirque des Graves.*

Il est surmonté par un talus en pente plus douce et chaotique, comme au droit des glissements du '*Chant des Oiseaux'* et '*d'Hennequeville*'. La régularité du tracé de ce trait de côte est localement perturbée par des *pointements rocheux* (petits caps armés par des blocs rocheux) comme aux *Roches noires* à l'est de *Trouville-sur-Mer*, ou à la *Pointe du Heurt*. L'estran est constitué par une **plate forme d'abrasion** modelée (platier) dans les calcaires gréseux, plus ou moins recouverte en haut de plage par une accumulation sableuse.

A l'est de la pointe du Heurt, le tracé du pied de falaise s'infléchit avec un rentrant bien marqué soulignant l'érosion aisée, par la mer, de formations argileuses et marneuses et de débris au droit du glissement du *Cirque des Graves* (Figure 2-4). Le platier rocheux atteint sa plus grande largeur.

(1) Niveau des hautes eaux, (2) Haute plage, (3), Limite du platier rocheux, (4) Zone instable, (5) Aménagement côtier.

Figure 2-5. *Trait de côte au pied du village de Villerville et du glissement des Fosses du Macre.*

Le troisième secteur (Figure 2-5) correspond au trait de côte au droit du bourg de *Villerville*. L'escarpement sub-vertical d'une quinzaine de mètres de hauteur entaillé dans les formations de remplissage sablo limoneuses, est protégé en son pied par une imposante digue longitudinale en béton et enrochements accompagnée par une série d'épis transversaux.

Le quatrième secteur (Figure 2-5) à l'est de *Villerville* correspond au trait de côte au droit du glissement des '*Fosses du Macre'* d'une largeur d'environ 500 m. Le tracé s'infléchit en direction E-NE (Figure 2-5). L'escarpement basal est armé par les formations superficielles limono-sableuses et caillouteuses et est '*protégé*' par un enrochement longitudinal accompagné de quelques épis transversaux. Cet enrochement est maintenant localisé à plusieurs mètres à l'avant du trait de côte (limite escarpement basal et haute plage).

Le cinquième secteur (Figure 2-6) jusqu'à *Honfleur* correspond à un trait de côte assez rectiligne de faible hauteur (une dizaine de mètres) entaillé dans des formations quaternaires (head à silex, …). Entre *Cricqueboeuf* et *Pennedepie*, le trait de côte correspond à un cordon sableux qui isole une zone basse marécageuse. Quelques courts secteurs sont protégés par des épis transversaux (*Pennedepie* et *Vasouy*).

(1) Niveau des hautes eaux, (2) Haute plage, (3) Zone instable, (4) Aménagement côtier.

Figure 2-6. *Trait de côte entre le glissement des Fosses du Macre et Honfleur.*

2.3.2. Une morphologie de versant littoral spécifique aux glissements de terrain actifs

Le versant littoral présente une configuration amont-aval caractéristique de versants affectés par des glissements de terrain actifs. La morphologie générale du versant entre *Trouville-sur-Mer* et *Cricquebœuf* est dominée par un escarpement supérieur constitué dans des assises crayeuses du plateau d'Auge. Cet escarpement est suivi d'un versant dont la pente moins abrupte présente une morphologie très accidentée. Enfin, s'en suit un versant dont la pente régulière est douce (Figure 2-7) et qui plonge sur le platier rocheux progressivement ou par l'intermédiaire d'une microfalaise basale ou talus qui marque le trait de côte tel que décrit dans la section précédente.

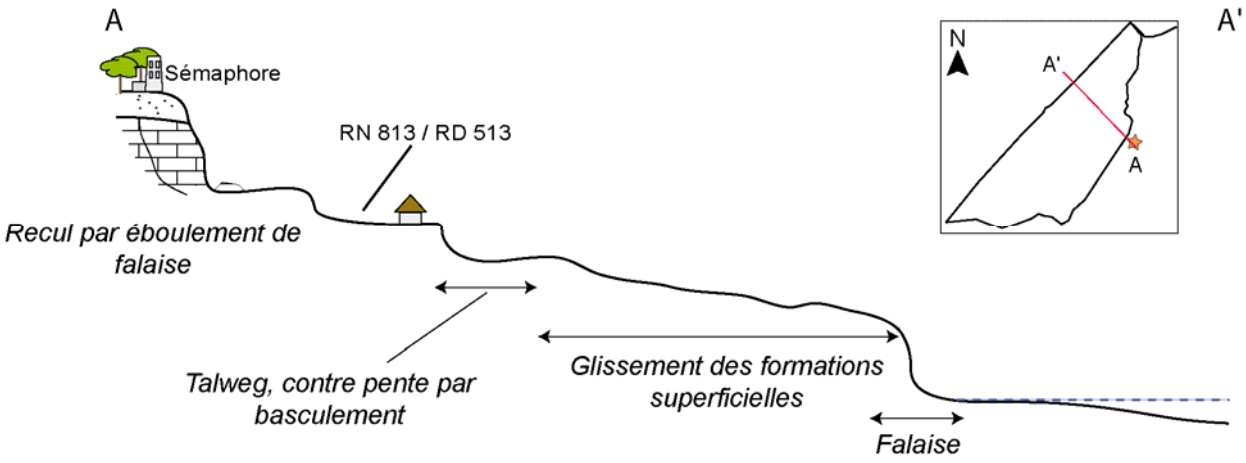


Figure 2-7. *Profil topographique (schématique) avec la répartition de la morphologie du versant : interprétation schématique du glissement dans le secteur d'Hennequeville.*

On retiendra alors un découpage amont-aval en trois ou quatre tronçons, du versant 'type' (Figure 2-7) :

- En amont, la zone instable est caractérisée par un **escarpement principal** pouvant atteindre plusieurs mètres à une dizaine de mètres de hauteur. Cet escarpement, précédé de la couronne de glissement se présente sous la forme d'un amphithéâtre qui rappelle la zone de rupture des glissements rotationnels. Cette partie du glissement est par ailleurs principalement affectée par des déplacements verticaux, des affaissements et correspond à la zone de détachement initial des compartiments qui composent le glissement ;
- Au pied de cet escarpement principal, la zone instable est remarquable par une topographie **bosselée marquée de contre-pentes** caractéristiques des glissements de terrain rotationnels. Cette topographie accidentée s'explique par la succession de compartiments emboités reliés entre eux par des escarpements de commandement variables ;
- En progressant vers l'aval, il est parfois possible de délimiter une zone affectée par des **coulées superficielles** qui façonnent la topographie du versant de façon régulière sans gradins. Les matériaux argileux transportés sous formes de coulées sont parfois accompagnés de blocs pouvant atteindre plusieurs mètres de hauteur et sont déposés au pied du versant, sur le platier rocheux ;
- Le pied du versant se présente sous forme de **micro-falaise ou falaise** d'une dizaine de mètres de haut parfois directement soumis à l'action de la mer en hautes eaux. Cette action régulière empêche les matériaux transportés de s'amasser au front du glissement sous la forme de bourrelet d'accumulation, caractéristique des glissements rotationnels.

La morphologie des versants instables présentée ci-dessus reste générale mais **chaque secteur possède des caractéristique morphométriques bien spécifiques**. Cette diversité s'explique principalement par la morpho-structure, la nature des matériaux mobilisés (fragments de roche cohérentes, panneaux de craie…), par la forme de la surface de glissement… (Flageollet, 1989), et également par l'épaisseur de la masse glissée (profondeur et forme de la surface de glissement). C'est pourquoi chacun de ces glissements est décrit dans la section suivante.

2.4. Morphologie des quatre glissements actifs

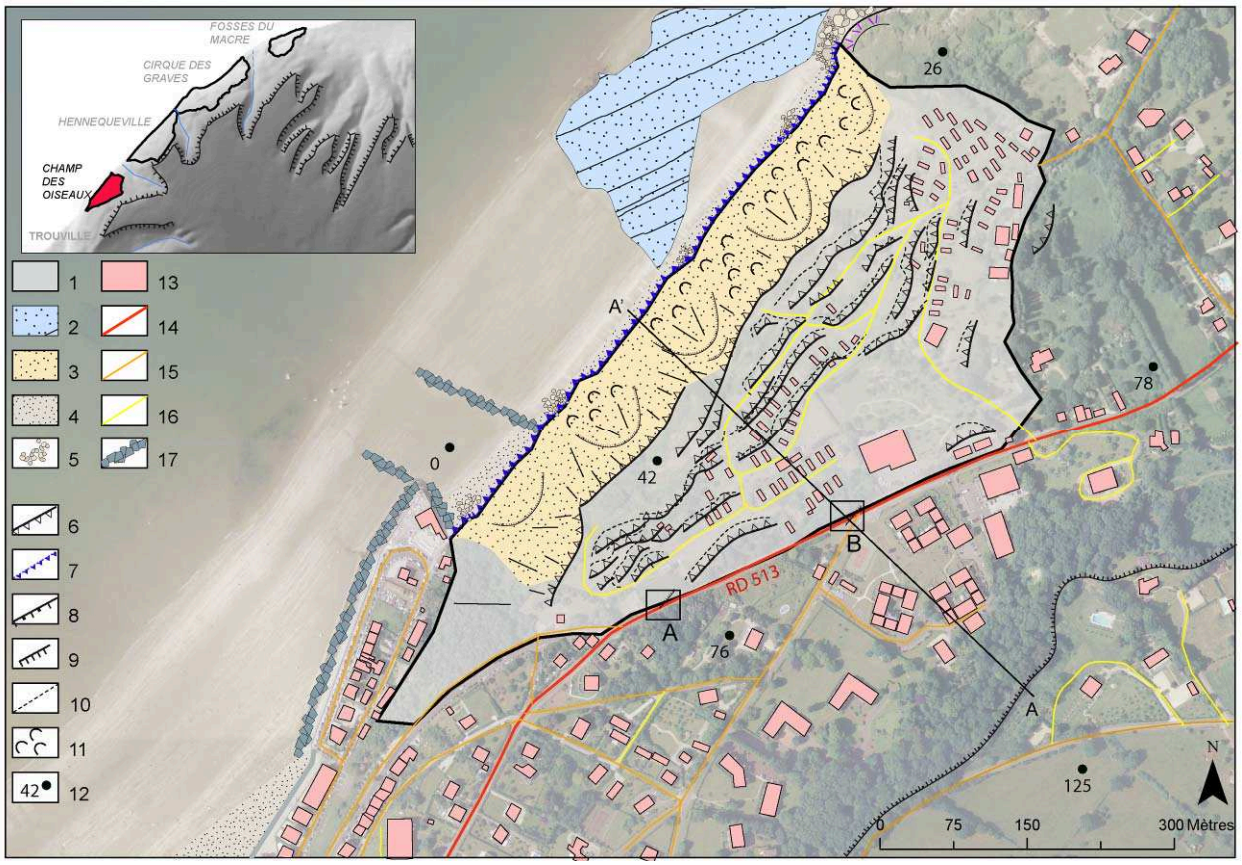
Entre *Trouville-sur-Mer* et *Cricqueboeuf,* les quatre glissements de terrain présentent de grandes similitudes dans leur extension spatiale en forme plus ou moins marquée d'amphithéâtre (ou 'cirque'), leur morphologie, leur structure et leur comportement. Ces différentes caractéristiques permettent de conclure que ce sont tous des glissements profonds dont la mise en place est ancienne (Maquaire, 1990). Les caractéristiques morphologiques de ces glissements sont présentées succinctement dans le chapitre suivant, mais font l'objet d'une analyse détaillée dans la deuxième partie de ce manuscrit.

2.4.1. Caractéristiques morphologiques du glissement du *Chant des Oiseaux*

Le glissement du *Chant des Oiseaux* est localisé sur la commune de *Trouville-sur-Mer* à peine à 1 200 m du centre ville (Figure 2-2). Sa superficie est d'environ 20 ha d'est en ouest, l'amphithéâtre qui marque la zone active est d'environ 1 000 m de long (Figure 2-8). En 2010, le glissement s'étend à son maximum sur 330 m de long entre les altitudes 65 m en amont et 4 m en aval avec une pente moyenne de 20 %. La topographie générale du glissement est marquée par la présence de nombreux replats qui ont par ailleurs permis la mise en place d'infrastructures. Ce site est très difficile d'accès car il se situe exclusivement sur des propriétés privées (résidences privées, domaines touristiques avec camping…).

(1) La zone d'affaissement

La zone active est délimitée par une couronne de glissement plus ou moins marquée par un escarpement principal (à l'est du glissement). La limite entre la zone active et la zone stable se remarque surtout par une fissuration importante du terrain, notamment sur la route départementale RD 513, ou par la présence d'escarpements de faible amplitude (<1 m). La zone s'étend très certainement à l'ouest en amont de la digue (Figure 2-8) mais l'accessibilité limitée nous empêche de préciser l'extension du flanc. Cependant, le couvert végétal y est très dense et contrairement au reste du cirque, cet espace est peu aménagé.



(1) Zone instable, (2) Platier, (3) Glissements superficiels et/ou coulées boueuses, (4) Accumulation sableuse (haut de plage), (5) Blocs rocheux, (6) Escarpement secondaire [5-2 m de hauteur], (7) Escarpement basal, (8) Escarpement mineur [inf. à 2 m de hauteur], (9) Escarpement principal du plateau d'Auge, (10) Rupture de pente basale, (11) Bossellements, (12) Point coté, (13) Bâti, (14) Route principale, (15) Route secondaire, (16) Voie de desserte locale, (17) Enrochements (digue et/ou épis).

Figure 2-8. *Croquis morphologique simplifié du glissement du Chant des Oiseaux à Trouville-sur-Mer.*

(2) La zone de basculement

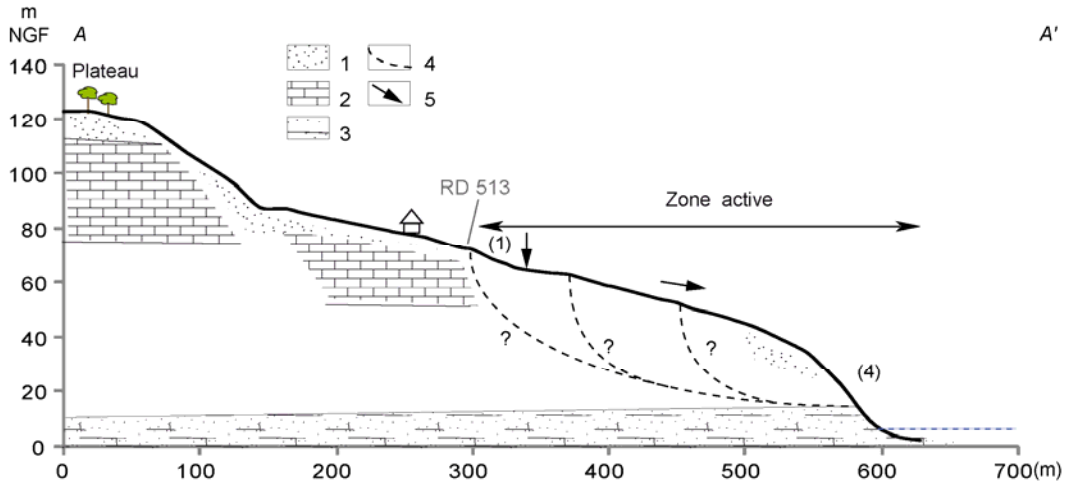
La topographie du site est largement modifiée par les aménagements du camping. Cependant, plusieurs escarpements visibles suggèrent une activité du glissement. En effet, le corps du glissement, sur plus de 150 m est marqué par une topographie en gradin probablement liée à des glissements rotationnels. Les escarpements successifs ont une hauteur variant entre 4 et 6 m.

(3) La zone de glissements superficiels

Au pied de ce secteur à la topographie en escalier, un secteur se démarque par des glissements de matériaux boueux visibles sur l'estran. La pente s'accentue et le matériau fortement remanié glisse jusqu'à s'accumuler localement sur le cordon sableux.

(4) Le pied du glissement

Le pied du glissement est marqué par un versant raide sur lequel se produisent des glissements superficiels et des éboulements fréquents (Figure 2-2 et Figure 2-9). À marée haute, les matériaux glissés sont rapidement remobilisés par la mer. Le pied du versant est localement protégé (cf. section précédente). Les parties les plus stables du pied de versant sont légèrement végétalisées (herbe, mousse et broussaille). Ce couvert végétal laisse deviner une topographie chaotique qui témoigne de l'activité régulière du glissement (Figure 2-2).



(1) Dépôts de pente, (2) Craie, (3) Calcaire gréseux, (4) Surface de rupture supposée, (5) Vecteur de déplacement.

Figure 2-9. *Profil transversal AA' de la partie est du glissement du Chant des Oiseaux.*

2.4.2. Caractéristiques morphologiques du glissement d'*Hennequeville*

Le glissement *d'Hennequeville* est localisé sur la commune de *Trouville-sur-Mer* (Figure 2-3). Sa superficie est d'environ 36 ha, c'est le glissement le plus étendu de la zone d'étude, après celui du *Cirque des Graves*. En 2010, le glissement s'étend à son maximum, en partie centrale, sur 420 m de long entre les altitudes 90 m en amont et 2 m en aval avec une pente moyenne de 20 % et présente globalement une morphologie en gradins, décrite ci-après (Figure 2-10 et Figure 2-11).

(1) La zone d'affaissement

En amont, la zone active est délimitée par une couronne de glissement d'approximativement 800 m de distance. Cette couronne est caractérisée par un escarpement de tête, principalement formé dans la craie (Figure 2-10), qui domine le glissement à environ 125 m d'altitude. Le commandement de cet escarpement varie de part et d'autre du glissement avec un dénivelé maximum de 40 m dans la partie médiane. Celui-ci est parfois très abrupt avec une pente moyenne d'environ 65 % pouvant atteindre plus de 110 %.

De part et d'autre de cet escarpement, les dénivelées mesurées sur les flancs du glissement, délimitant la zone active de la zone stable, présentent des valeurs de commandement comprises entre 5 et 6 m. Le flanc ouest, ne présente par nécessairement d'escarpement majeur permettant de délimiter la zone instable ; alors que le flanc est présente un escarpement nettement plus marqué allant jusqu'à 8 m de dénivelé. En surface, le glissement se présente sous une forme d'amphithéâtre, sur 1 700m de distance.

(2) La zone de basculement

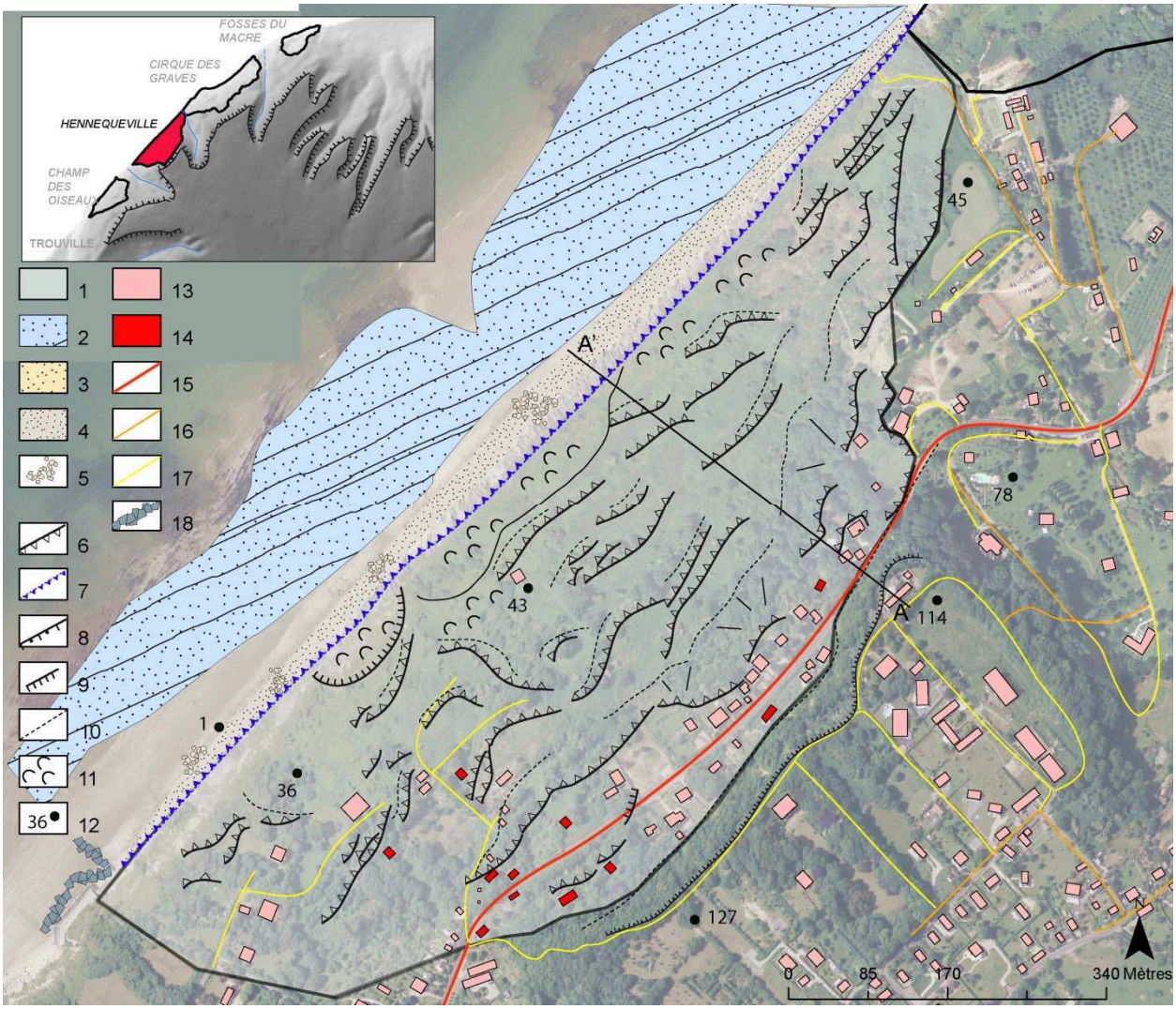
Au pied de l'escarpement principal, sur environ 120 m, la masse glissée est caractérisée par une morphologie composée d'un replat en contre pente sur lequel peut apparaître des fissures transversales, comme à l'est d'*Hennequeville*. Ce replat est suivi d'un escarpement secondaire dont la pente rectiligne est d'environ 20 % sur près de 80 m de distance.

(3) La zone bosselée

Au pied de cet escarpement secondaire, on délimite une zone caractérisée par un profil à pente douce d'environ 15 %, dont la surface, fortement bosselée, suggère l'occurrence de glissements moins profonds. Au sein de cette zone se dessinent de multiples escarpements dont la hauteur varie entre 3 et 5 m. Ces escarpements se succèdent jusqu'au pied du versant (4) faisant apparaître une morphologie en gradins liée au découpage de la masse mobilisée.

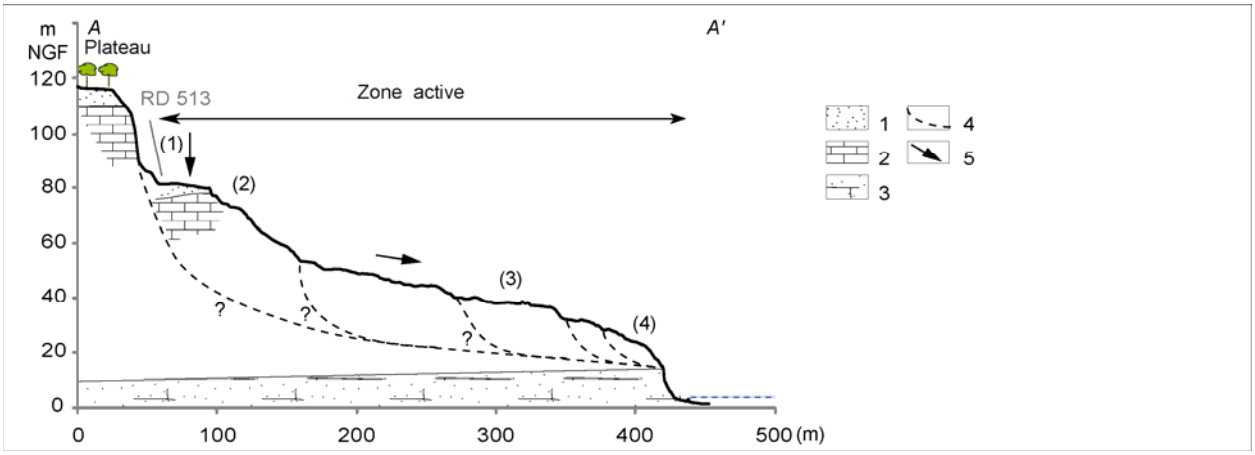
(4) Le pied du glissement

En aval, le front du glissement est marqué par un escarpement vertical, haut d'une vingtaine de mètres, façonné dans les calcaires gréseux et surmonté d'une épaisse couche de formations de pente qui arrondie le sommet (Figure 2-11).



(1) Zone instable, (2) Platier, (3) Glissements superficiels et/ou coulées boueuses, (4) Accumulation sableuse (haut de plage), (5) Blocs rocheux, (6) Escarpement secondaire [5-2 m de hauteur], (7) Escarpement basal, (8) Escarpement mineur [inf. à 2 m de hauteur], (9) Escarpement principal du plateau d'Auge, (10) Rupture de pente basale, (11) Bossellements, (12) Point coté, (13) Bâti, (14) Bâti endommagé ou détruit, (15) Route principale, (16) Route secondaire, (17) Voie de desserte locale, (18) Enrochements (digue et/ou épis).

Figure 2-10. *Croquis morphologique simplifié du glissement d'Hennequeville.*



(1) Dépôts de pente, (2) Craie, (3) Calcaire gréseux, (4) Surface de rupture supposée, (5) Vecteur de déplacement.

Figure 2-11. *Profil transversal AA' de la partie est du glissement d'Hennequeville.*

2.4.3. Caractéristiques morphologiques du glissement du *Cirque des Graves*

Le glissement du *Cirque des Graves*, situé dans la commune de *Villerville* est le plus important du secteur d'étude de par sa superficie avec 47 ha. En 2010, le glissement s'étend sur 440 m de long entre les altitudes 77 m en amont et 3 m en aval avec une pente moyenne de 20 % (Figure 2-12). Le volume est estimé à 300 000 m^3. Quatre zones se distinguent (Figure 2-12 et Figure 2-13) : la zone de "départ", la zone de basculement, la zone de coulées, et le pied du glissement avec la zone d'accumulation.

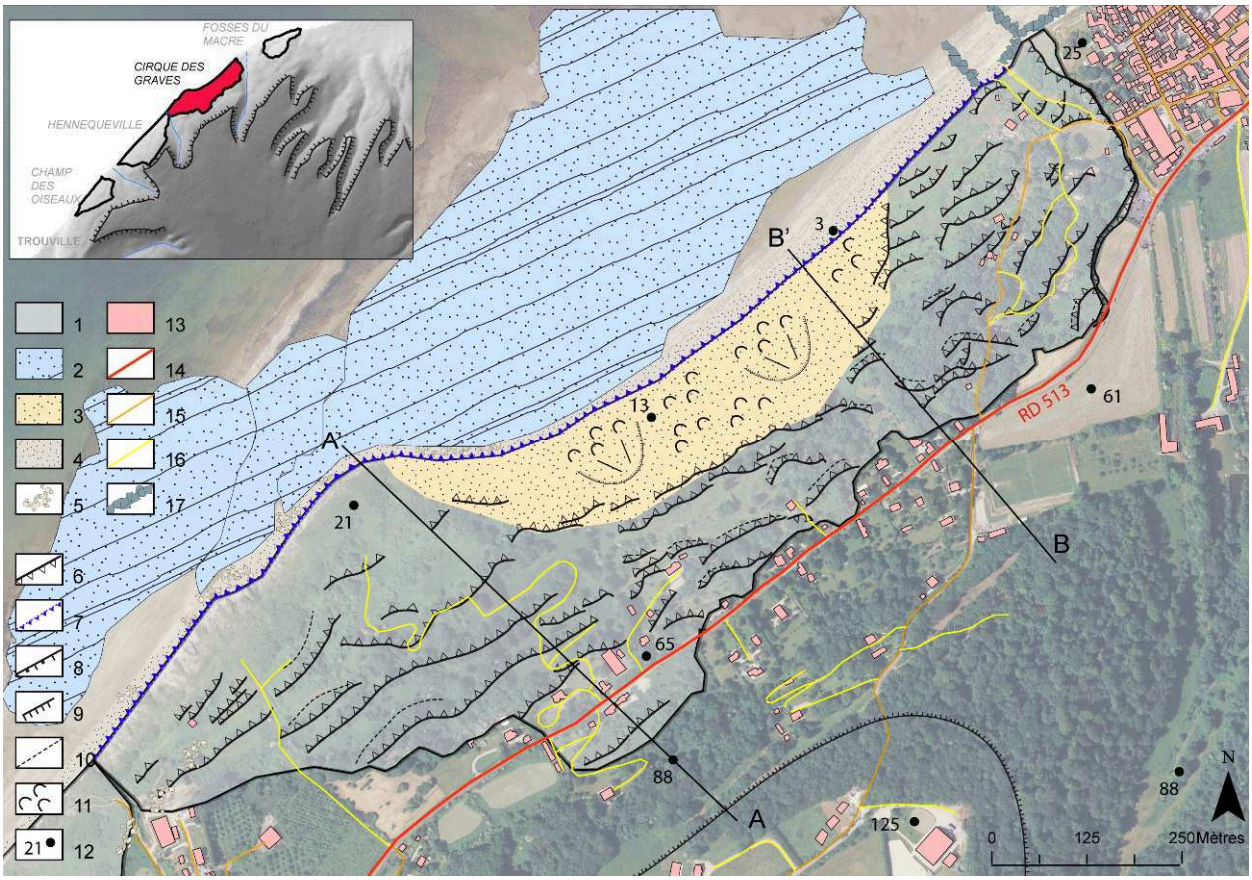
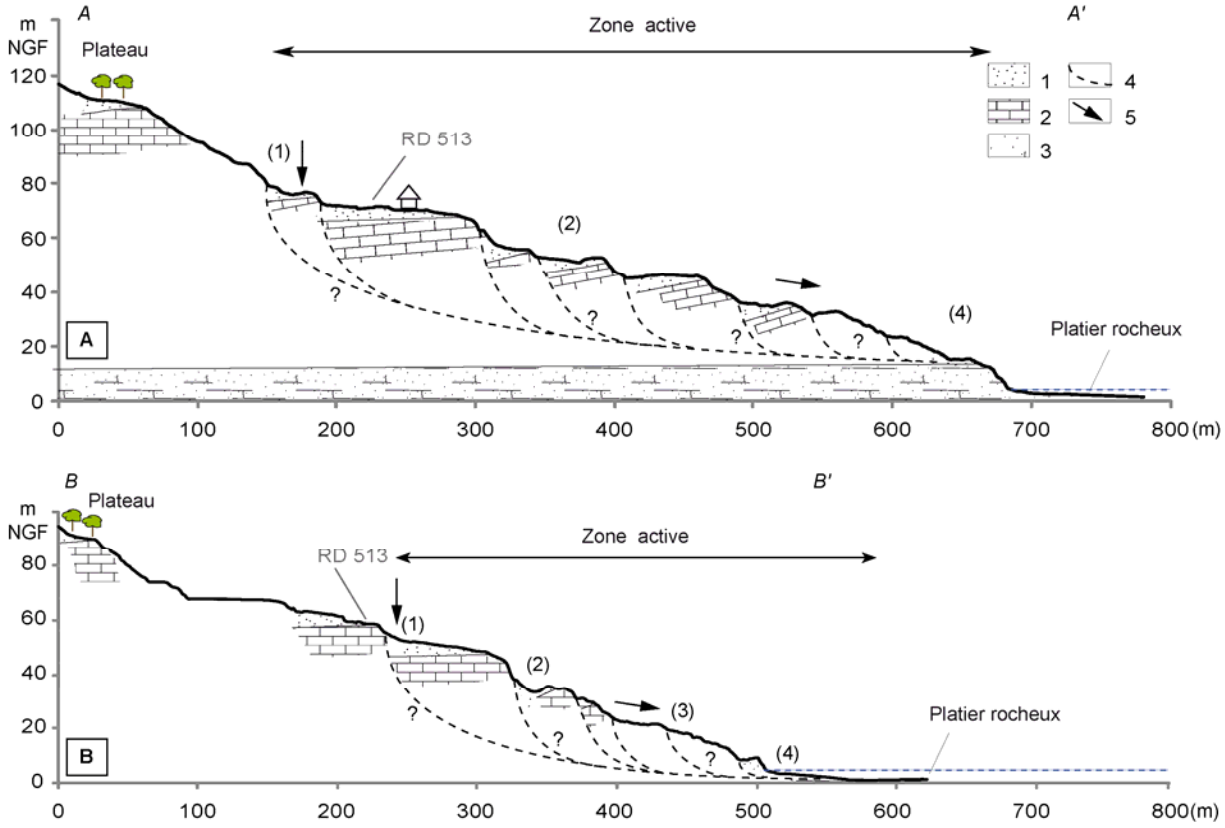


Figure 2-12. *Croquis morphologique simplifié du glissement du Cirque des Graves à Villerville (voir légende sur la figure 2-8).*

(1) La zone d'affaissement

La zone de "départ" est caractérisée par la couronne principale du glissement qui s'étend d'est en ouest sur plus de 1 800 m. Cette couronne, dont le tracé sinueux marqué par une série d'indentations et d'éperons profonds prend une forme générale d'amphithéâtre. La couronne de glissement est visible par la présence d'un escarpement lié à l'affaissement de la tête du glissement et dont le commandement varie entre 12 m et moins de 1 m. Les tronçons les plus escarpés sont marqués par des talus aux pentes abruptes d'environ 70-80 %. D'autres secteurs au départ tout aussi raides ont été adoucis à cause de l'accumulation de dépôts de versants et par la colonisation de la végétation. De plus, la couronne traverse à plusieurs reprises la RD 513 ; ainsi l'escarpement principal n'est pas toujours visible, car pour maintenir la circulation routière, la chaussée est régulièrement comblée d'une couche de roulement de béton bitumineux pour la remettre à niveau. Par conséquent, la présence de la couronne de glissement se devine uniquement en surface par la déformation et l'importante fissuration de la route.

Le flanc ouest du glissement, à quelques mètres du glissement d'*Hennequeville* est séparé de celui-ci par un petit vallon d'environ 5 m de profondeur et 13 m de large. Quant au flanc est, celui-ci longe le bourg de *Villerville* par un escarpement d'une dizaine de mètres de hauteur. Comme précisé au préalable, l'une des caractéristiques de ces glissements est l'évolution régressive de cette couronne vers l'amont, lors d'accélérations majeures. Ce recul particulièrement important sera analysé précisément au chapitre 6.



(1) Dépôts de pente, (2) Craie, (3) Calcaire gréseux, (4) Surface de rupture présumée, (5) Vecteur de déplacement.

Figure 2-13. *Profils transversaux AA' et BB' du glissement du Cirque des Graves (Villerville).*

(2) La zone de basculement

Au pied de la couronne de glissement, le versant adopte une topographie "en gradins". Cette topographie composite présente une succession de compartiments emboités et basculés (Flageollet & Helluin, 1987) spécifique aux glissements de terrain rotationnels. Cette topographie affecte une majorité de la superficie du *Cirque des Graves*. Les escarpements que l'on devine plus ou moins aisément à travers le couvert végétal sont de tailles variables allant de 15 m de haut à moins de 1 m. Certains sont le résultat d'une activité récente, d'autres plus anciens se sont formés à l'Holocène lors de la mise en place du glissement

(cf. précédemment). Leurs profils sont parfois très raides, quasi verticaux avec une pente d'environ 46 %. La présence de dépôts de versant peut ainsi amortir l'escarpement basal et diminuer la pente à 25 %.

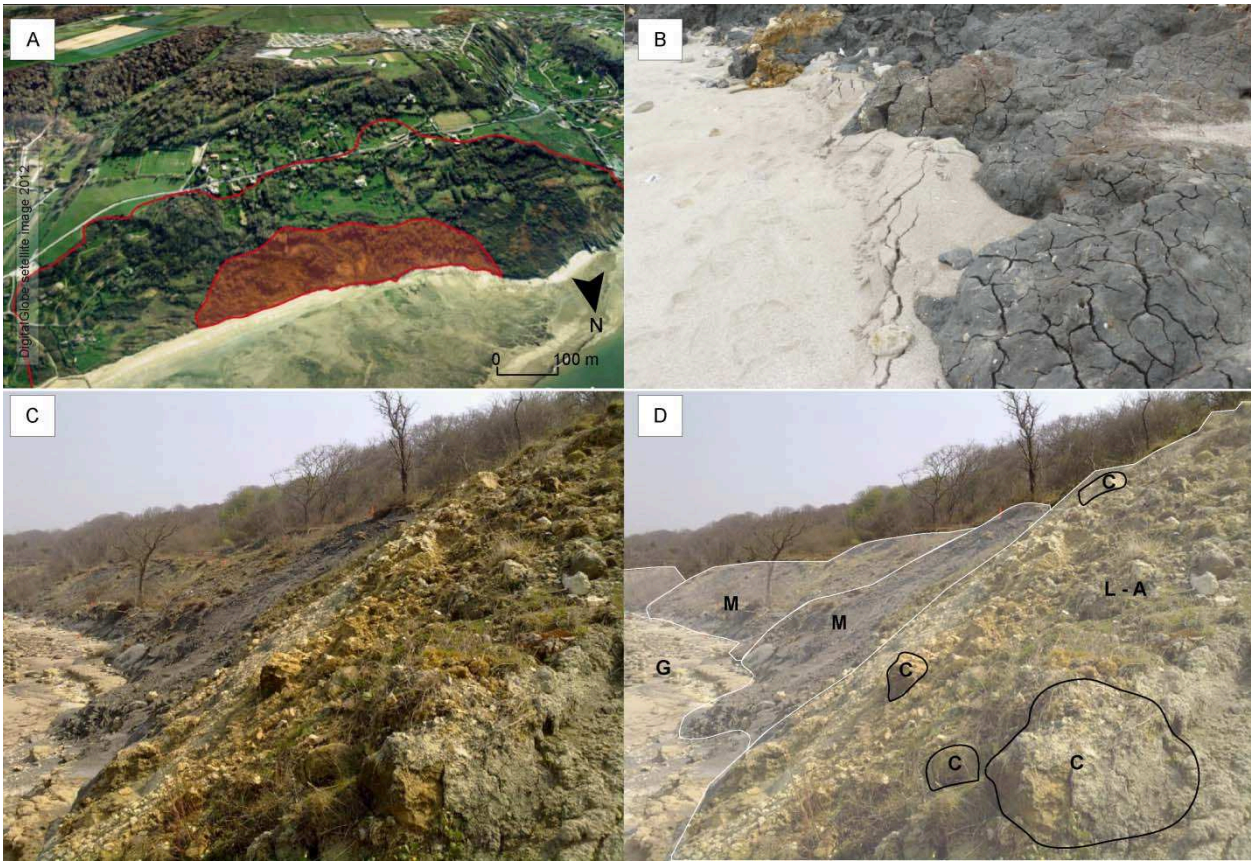
Le couvert végétal y est très dense, empêchant ainsi la visibilité de certaines formes. Ce sont les escarpements les plus anciens qui présentent le couvert végétal le plus varié avec une végétation arborée et arbustive. Les escarpements les plus récents peuvent parfois n'être recouverts que de broussailles denses.

(3) La zone de glissements superficiels

La partie aval au centre du glissement du *Cirque des Graves* est affectée par des glissements de terrains superficiels de type boueux sur une surface très localisée d'environ 9 ha (Figure 2-11). Les matériaux mobilisés sont de types argileux accompagnés de blocs de craie, soit des matériaux marneux très plastiques (Figure 2-14A-B-C) qui peuvent, suite à d'importants taux de précipitations, se transformer en coulées. Ces glissements 'superficiels' peuvent atteindre quelques mètres d'épaisseur avec des déplacements annuels métriques à décamétriques.

(4) Le pied du glissement et la zone d'accumulation

Le pied du glissement se présente sous différentes formes. Contrairement à la majorité des cas de glissements de type rotationnel-translationnel, le glissement ne présente pas actuellement de lobe frontal lié à l'accumulation des matériaux transportés, comme cela avait été observé lors de l'accélération brutale de janvier 1982 (Maquaire, 1990) avec la poussée et le soulèvement les marnes et des sables de l'estran.



(A) Localisation des glissements superficiels (zone 'rouge'), (B) Ecoulement boueux et marneux sur le haut de plage, (C) vue vers l'est du talus de pied de versant dans les formations hétérogènes dans la zone de glissements superficiels, (D) indication de la nature des formations avec les grès (G), les marnes (M), les formations argilo-limoneuses (L-A) et les blocs de craie (C).

Figure 2-14. *Glissements boueux et dépôts en aval du centre du glissement du Cirque des Graves en 2008.*

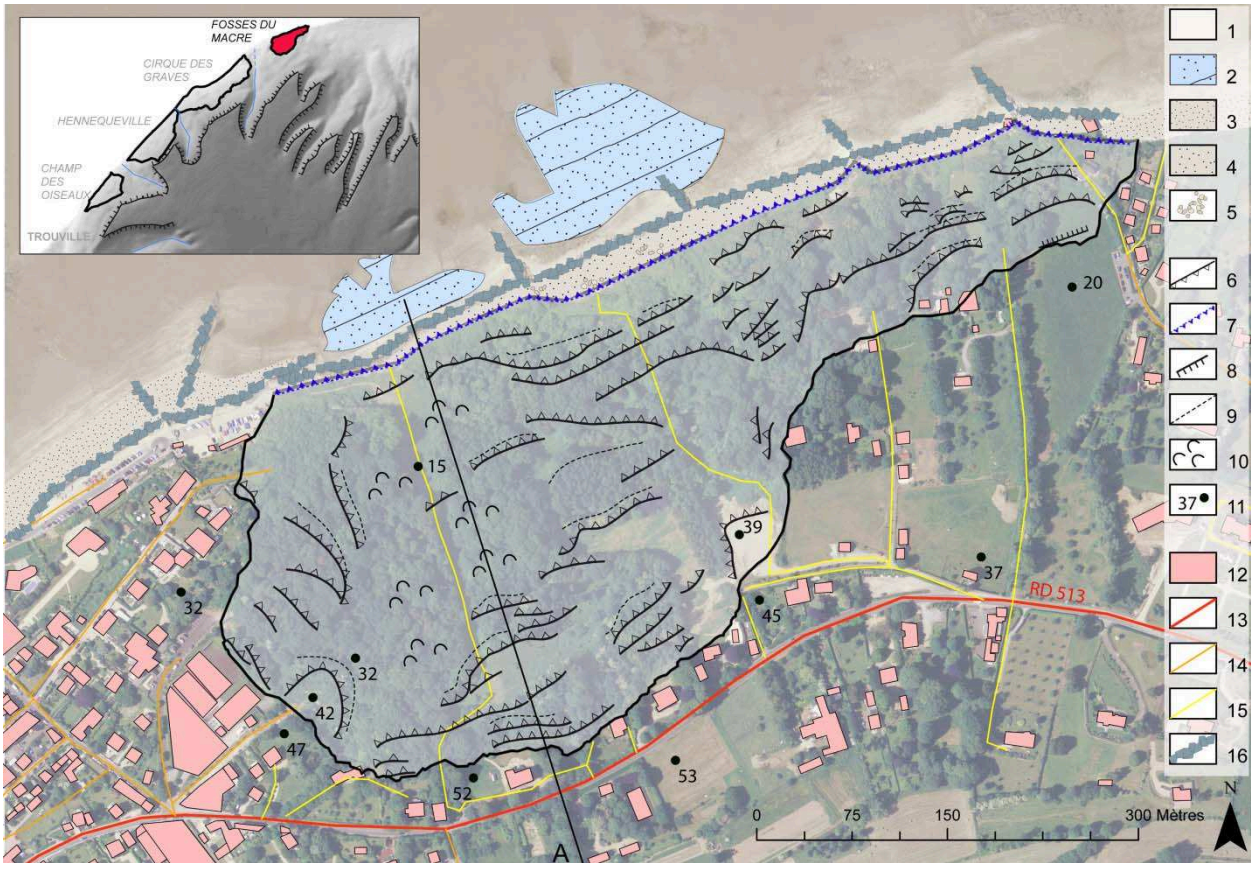
Le pied du glissement du *Cirque des Graves* présente soit un escarpement basal sub-vertical armé par les grès et dont le commandement varie entre 5 et 14 m (Figure 2-13A), soit un escarpement basal convexe dont le commandement varie entre 10 et 20 m (Figure 2-13B), soit une pente du versant qui diminue progressivement sans rupture basale comme au centre du glissement.

2.4.4. Caractéristiques morphologiques du glissement des *Fosses du Macre*

Le glissement des *Fosses du Macre* est localisé sur la commune de *Cricquebœuf*, à l'ouest du bourg de *Villerville*. Sa superficie est d'environ 17 ha, il est le glissement le plus petit après le glissement du *Chant des Oiseaux*. Sa couronne de glissement très marquée, s'étend sur environ 1 200 m d'est en ouest. En 2010, le glissement présente une dissymétrie d'extension vers l'amont (Figure 2-15 et Figure 2-16). La partie ouest du glissement, plus développée s'étend (à son maximum) sur 320 m de long, entre la route RD 513 à l'altitude 50 m en amont et l'estran à l'altitude 3 m en aval. Dans sa partie est, le glissement se rétrécit brusquement pour ne former qu'une bande qui s'étend entre 100 et 150 m entre les altitudes 28 m en amont et 3m en aval. Comme les autres secteurs, le glissement des *Fosses du Macre* présente une topographie chaotique avec de nombreux escarpements et contre-pentes et qui révèlent des mouvements de terrain de grande ampleur.

(1) La zone d'affaissement

La couronne de glissement, en forme d'amphithéâtre, est fortement marquée sur plus de 1000 m de distance. Son tracé sinueux est souligné par un escarpement principal dont le commandement varie entre 5 et 10 m. Alors que le flanc est du glissement se devine par un petit escarpement de moins de 1 m ; le flanc ouest, qui longe le village de *Villerville* est beaucoup plus marqué avec un escarpement entre 4 et 8 m de commandement.



(1) Zone instable, (2) Platier, (3) Glissements superficiels et/ou coulées boueuses, (4) Accumulation sableuse (haut de plage), (5) Blocs rocheux, (6) Escarpement secondaire [5-2 m de hauteur], (7) Escarpement basal, (8) Escarpement mineur [inf. à 2 m de hauteur], (9) Rupture de pente basale, (10) Bossellements, (11) Point coté, (12) Bâti, (13) Route principale, (14) Route secondaire, (15) Voie de desserte locale, (16) Enrochements (digue et épis).

Figure 2-15. *Croquis morphologique simplifié du glissement des Fosses du Macre (Cricqueboeuf).*

(2) La zone de basculement

Comme pour le glissement du *Cirque des Graves*, au pied de l'escarpement principal la topographie est très accidentée avec un important fossé d'effondrement large d'une dizaine de mètres et suivi d'une succession d'escarpements dont les dénivellations peuvent dépasser 5 m et qui sont suivies de contre-pentes. Cette topographie en gradin et très fracturée rappelle celle du glissement voisin avec les compartiments emboîtés. Cependant, elle ne concerne pas la totalité du glissement mais principalement le secteur amont.

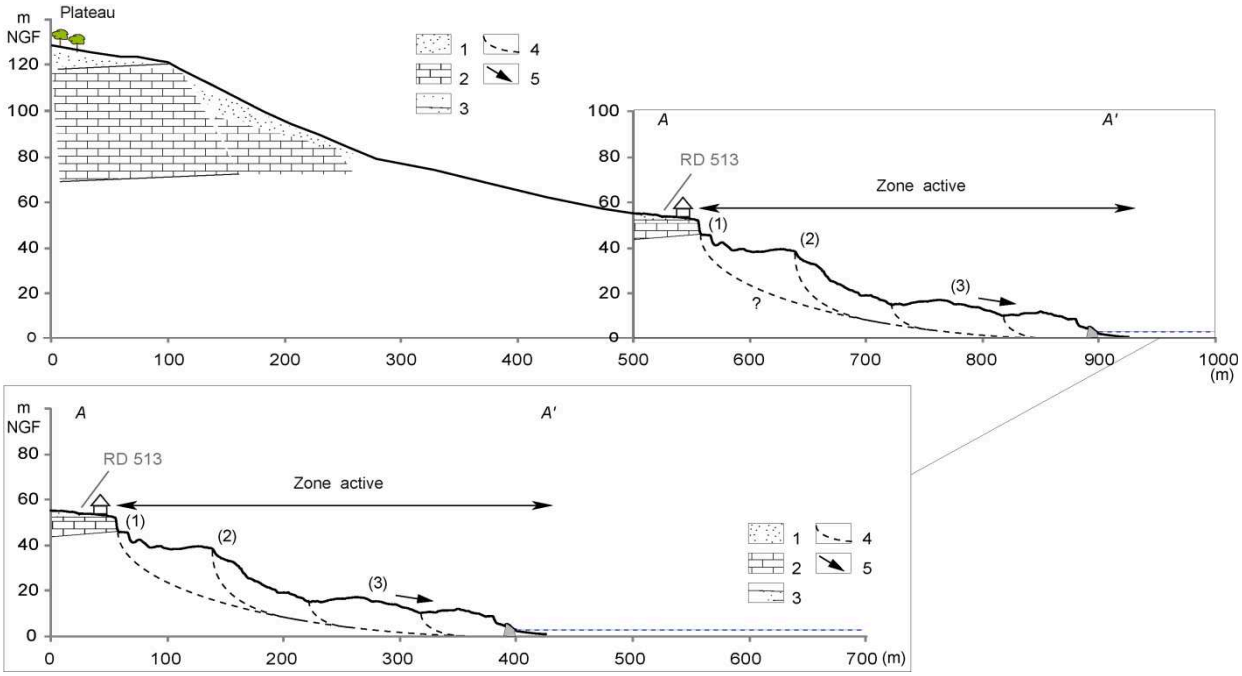
Comme le montre la figure 2-15, le couvert végétal dans ce secteur est dense, notamment à l'est du glissement qui est une zone abandonnée et donc non entretenue.

(3) La zone glissée

Contrairement au secteur du *Cirque des Graves*, le glissement des *Fosses du Macre* ne présente aucun secteur affecté par des coulées ou glissements boueux. Cependant, il se distingue de son voisin par la présence, à l'ouest, d'un tronçon rectiligne caractérisé par une pente douce de l'ordre de 15-20 % ponctuellement perturbé par des ruptures de pentes. Cette zone médiane du secteur ouest est caractérisée par une topographie bosselée liée à la présence d'épaisses formations superficielles (Maquaire, 2001) jusqu'au pied du versant alors que sur la frange est on retrouve une succession d'escarpements typiques des glissements de terrain rotationnels.

(4) Le pied du glissement

Le pied du glissement des *Fosses du Macre* se présente sous la forme d'une falaise (entre 4 et 6 m de dénivelé) régulièrement sollicité par le déferlement de la mer (notamment dans le secteur est). Ce qui ne permet pas à la masse glissée de déborder et d'occasionner un replat ou la présence d'un bourrelet. Cependant, en période de crise, le pied est marqué par le soulèvement de l'estran (comme en février 1988 ou mars 2001) mais l'accumulation a été rapidement sapée par la mer (Maquaire, 1990).



(1) Dépôts de pente, (2) Craie, (3) Calcaire gréseux, (4) Surface de rupture supposée, (5) Vecteur de déplacement.

Figure 2-16. *Profil transversal de la partie ouest du glissement des Fosses du Macre.*

2.5. Des glissements de terrain en activité qui génèrent des dommages de natures variées

Comme précisé dans la section 2.1, le *Pays d'Auge* et d'autant plus son littoral, sont des secteurs depuis longtemps aménagés et attractifs. Par conséquent, en raison des différents épisodes d'accélération des mouvements de terrain et de leurs activités '*permanentes*', les dégâts, majoritairement matériels, sont nombreux et les menaces actuelles bien réelles. L'objectif est ici de présenter une chronologie sommaire des événements qui se sont produits sur les quatre cirques (la troisième partie du manuscrit précisera la chronologie des glissements du *Cirque des Graves* et des *Fosses du Macre*) et de présenter de quelle(s) nature(s) sont les désordres causés par les différentes crises (la quatrième partie du manuscrit précisera la nature des dégâts provoqués par les glissements du *Cirque des Graves* et des *Fosses du Macre*).

2.5.1. Des instabilités connues mais non alarmantes

L'historique des mouvements de terrain côtiers est mené grâce à l'exploitation d'archives, de documents iconographiques divers et de cartographies… (Lissak *et al.,* in press). Au regard des différentes cartes (carte d'État-major, cadastre napoléonien…), il semblerait qu'au XIX^{ème} siècle la population s'aventurait peu à proximité du littoral et notamment dans les secteurs actuellement instables alors consacrés à l'élevage (pâturages) et aux labours ; les centres des bourgs s'étaient implantés en dehors des zones réputées '*instables*'.

En 1938, le secteur d'*Hennequeville* notamment au lieu-dit '*Les Creuniers*' est considéré comme une zone instable (Dangeard, 1938). Mais, ce secteur n'est pas dépourvu d'habitations et d'infrastructures. Bien au contraire, dans les années 1970, on y compte une trentaine d'habitations, principalement localisées au pied de l'escarpement principal (Figure 2-10). Sur les autres sites (*Cirque des Graves* et *Fosses du Macre*), de nombreux aménagements sont également relevés : maisons d'habitations, camping, routes secondaires, voies de desserte locale, …, ce qui laisse à penser que lors de leurs implantations, le versant devait paraître *'stable'*, tout du moins, non dangereux et non contraignant, à court et moyen terme.

2.5.2. Une activité permanente remarquable

Les différents mouvements de terrain répertoriés le long du littoral sont considérés comme des **glissements actifs** (Varnes, 1978) car ils sont affectés par **une activité permanente marquée par des déplacements continus et lents compris entre 1-10 cm par an, variable selon les secteurs sur la zone en glissement.** Certains cirques sont plus actifs que d'autres, comme le *Cirque des Graves* ou les *Fosses du Macre*. Pour les différents cirques, cette dynamique 'régulière' est perturbée par des **accélérations saisonnières de quelques centimètres à décimètres**. L'activité des glissements est établie à partir des différents dommages visibles sur les structures urbaines : des fissures, fractures… qui témoignent donc de l'instabilité régulière des terrains. L'exemple le plus manifeste est probablement celui de la route départementale RD 513 qui longe le littoral.

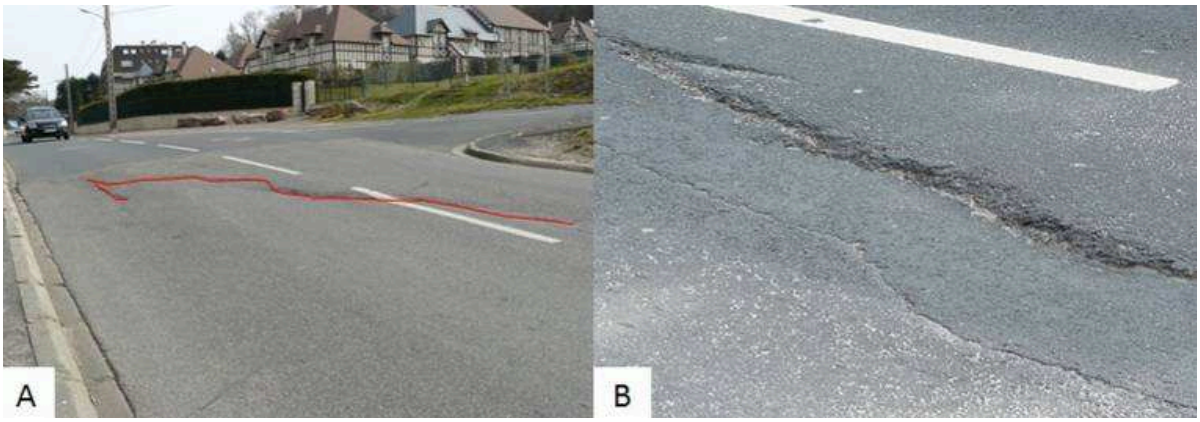
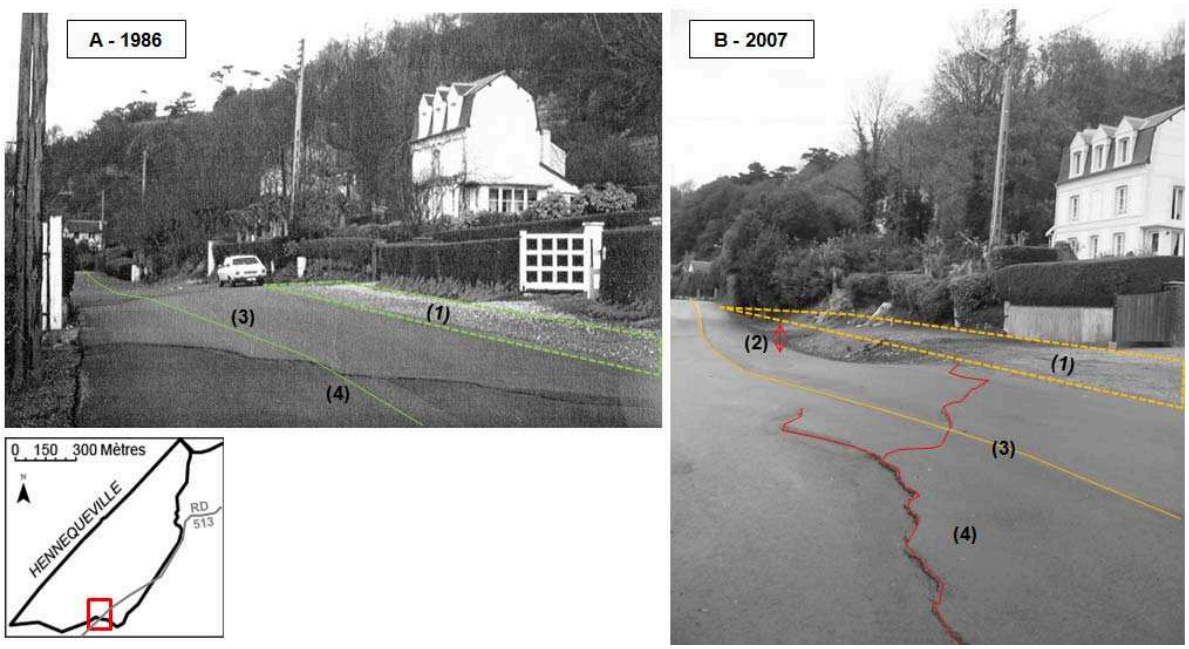


Figure 2-17. *Fissures ouvertes et affaissement de la RD 513 au droit du glissement du Champ des Oiseaux à Trouville-sur-Mer (A), et du glissement du Cirque des Graves à Villerville (B).*

En effet, comme le montrent la figure 2-17 et la figure 2-18, la fissuration de la route est notable en plusieurs endroits malgré diverses tentatives de réparation et de comblement localisées de la chaussée.



Cette zone est fortement affectée par des affaissements dont témoigne la déformation de la route départementale. (1) Niveau de la route en 1986, (2) Affaissement estimé d'environ 80 cm à 1 m entre 1986 et 2007, (3) Axe médian de la route, (4) Fissuration 'permanente' de la chaussée.

Figure 2-18. *Fissuration et affaissement de la route départementale RD 513 dans la partie ouest du glissement d'Hennequeville en 1986 (A) et 2007 (B).*

Les décrochements peuvent atteindre plusieurs centimètres par an (Figure 2-18B). Ces interventions sont fréquentes avec la **réapparition récurrente des fissures** qui témoigne donc de la mobilité chronique du glissement. Grace à différentes photographies, on peut estimer que depuis 1986, le niveau de la route, dans la partie supérieure du glissement d'*Hennequeville,* s'est affaissé d'environ 80 cm à 1 m (Figure 2-18). Mais cette valeur estimée correspond aux cumuls des affaissements occasionnés par l'activité '*permanente*' du glissement et par les phases d'accélérations '*exceptionnelles*' plus ponctuelles.

2.5.3. Des instabilités rythmées par des crises

Ces phases d'accélérations provoquent des décrochements et des affaissements de plusieurs centimètres, décimètres voire de plusieurs mètres de hauteur par événement. Au regard des différents documents disponibles, si aucune accélération majeure n'est enregistrée pour le glissement du *Chant des Oiseaux,* la situation est différente pour les autres cirques. La première grande accélération connue, s'est produite dans la nuit du **13 au 14 janvier 1982** affectant principalement le *Cirque des Graves* et plus modérément les *Fosses du Macre (*aucune accélération significative n'est indiquée pour le glissement d'*Hennequeville).* Cet événement majeur est par ailleurs considéré comme la plus importante réactivation contemporaine de ces deux glissements qui semblait jusqu'à cette date, ne subir que des déplacements modérés comme en 1923 ou 1977 (Ballais *et al.,* 1984).

Toutefois, cette accélération brutale a été précédée par de nombreux signes annonciateurs (Maquaire, 1990). Des fissures et affaissements apparus six années auparavant à la villa *Chanteclair* ont entraîné des travaux de chainage des assises de cette dernière. En 1977, un bâtiment du *camping des Graves* se fissure et bascule légèrement vers l'avant. En 1979, la dénivellation d'un escarpement localisé en avant de la villa *Barbey* a subitement augmenté ; d'autres désordres ont été observés durant l'automne 1981 avec le déplacement du *Club House* des tennis municipaux de *Villerville* (Pareyn *et al.,* 1982). Les mois précédents, des déformations lentes ont été observées dans la villa *Chanteclair*, et deux jours avant le glissement, la multiplicité des craquements avait incité le propriétaire de la villa *Le Cheval de Brique* à quitter les lieux. En effet, dès le mardi 12 janvier après-midi, une fracture ouverte de 50 cm de large et de 50 cm de dénivellation

s'est produite dans la propriété de la villa, et le mercredi matin, la dénivellation de cette même fracture atteignait un mètre, et le soir, une autre apparaissait dans le chemin des Graves.

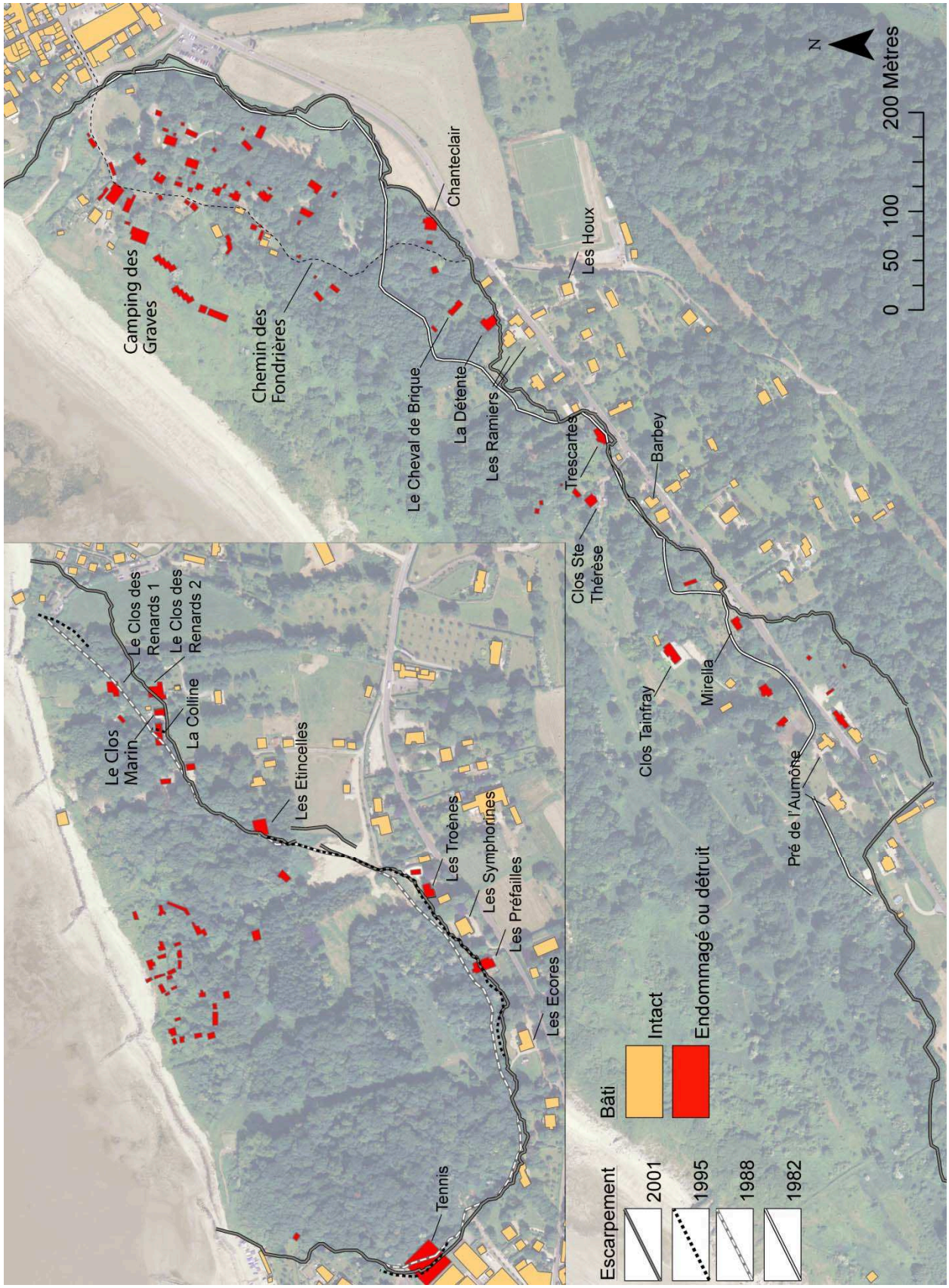


Figure 2-19. *Localisation du bâti et des aménagements endommagés ou détruits lors des crises et positions successives de l'escarpement principal au Cirque des Graves et aux Fosses du Macre (Villerville-Cricqueboeuf).*

Dans la nuit du 13 au 14 janvier, l'accélération des déplacements provoqua de nombreux dégâts, avec affaissements compartimentés par des escarpements subverticaux de quelques décimètres à plusieurs mètres, et une extension de la zone instable, à l'amont des cirques. A noter, l'apparition d'un bourrelet de matériaux marneux d'environ 2,50 m de hauteur sur 300 m de longueur sur le pied du terrain du *camping des Graves* qui a provoqué le soulèvement du haut de plage et des épis en enrochements. Un tel phénomène n'a pas été observé à l'avant des Fosses du Macre (Flageollet & Helluin, 1987).

Au total, le 14 janvier 1982, une trentaine de bâtiments (Figure 2-19) présentait des fissures ouvertes plus ou moins marquées. Certains bâtiments ont été partiellement ou totalement détruits, comme la villa *Chanteclair* (Figure 1-3), la villa *La Détente*, … ou bien encore les infrastructures et les bâtiments (sanitaires, accueil, magasins, …) du *camping des Graves* (Figure 2-20). Le chemin des Fondrières, coté bourg de Villerville est affecté par plusieurs escarpements de plusieurs décimètres de hauteur (Figure 2-21). La RD 513 a été coupée en deux endroits (*Trescartes* et *Mirella*) par des affaissements de plusieurs décimètres.

***Figure 2-20.** Vue aérienne du quartier des Graves montrant les principaux aménagements endommagés ou détruits. Le camping est situé au premier plan (extrait du journal Ouest-France paru en janvier 1982).*

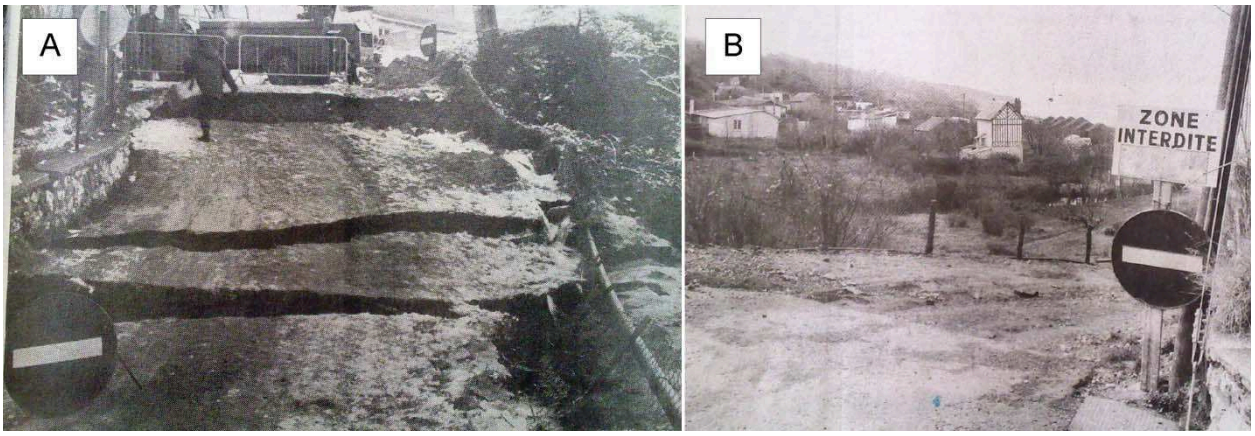


***Figure 2-21.** Vue vers l'est (coté bourg de Villerville) du chemin des Fondrières affecté par trois escarpements (A) ; Limite de l'escarpement 'principal' au droit du chemin des Fondrières avec vue vers l'ouest sur le quartier des Graves (B) (extraits du journal Ouest-France paru en janvier 1982).*

Après cette phase d'accélération brutale, l'amortissement des déplacements a duré environ deux semaines (Maquaire, 1990). Cette période d'amortissement a été également observée après les trois accélérations majeures suivantes.

Au cours du mois de **février 1988**, de nombreux mouvements de terrain ont été répertoriés dans le Pays d'Auge notamment au lieu dit *Les Creuniers* à *Hennequeville* (le 1er février), et aux *Fosses du Macre* à *Cricqueboeuf* (Helluin, 1988) et le long de la route à *Villerville* au *Cirque des Graves* (Maquaire, 1990). Cette phase d'accélération s'est accentuée dans la nuit du **13 au 14 février 1988** aux *Fosses du Macre* avec l'apparition d'escarpements d'une hauteur de 5 et 7 m (Helluin, 1988 ; Maquaire, 1988) et d'un fossé (large d'une dizaine de mètres et profond de 2 à 3 m; Maquaire, 1990), des fractures ouvertes de plusieurs décimètres et le soulèvement d'un bourrelet de pied en aval du cirque (Figure 2-22).

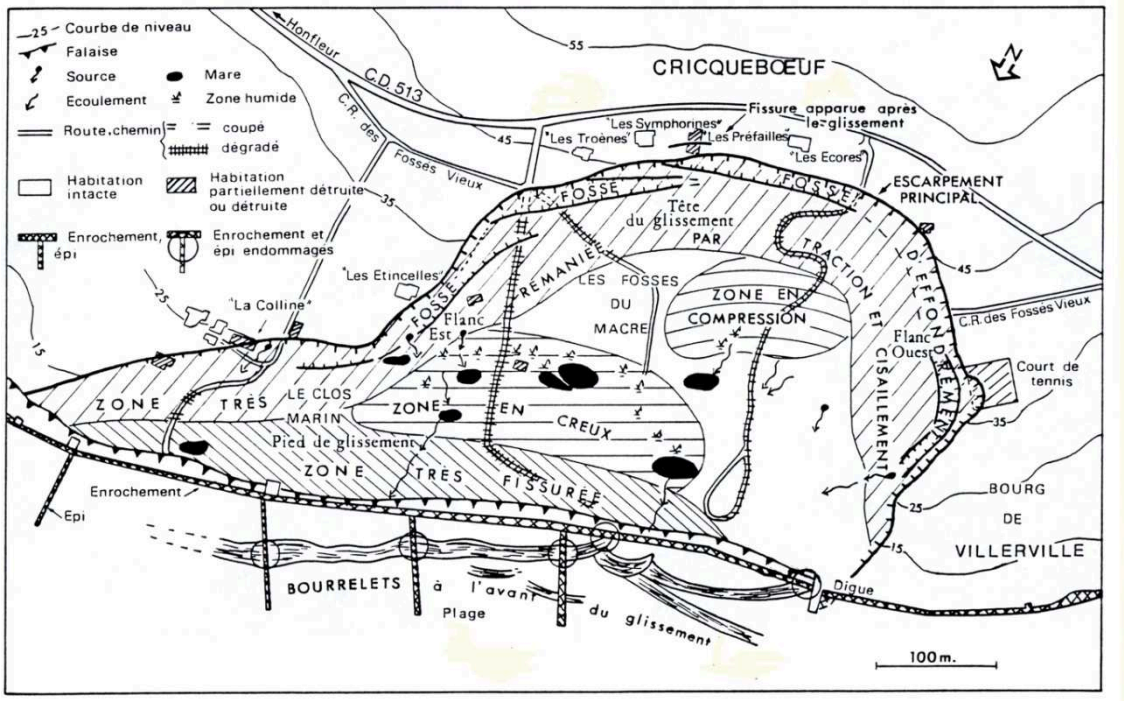


Figure 2-22. *Morphologie du glissement des Fosses du Macre suite à l'accélération des 12-13 février 1988 (d'après Helluin, 1988).*

Figure 2-23. *Vue aérienne des Fosses du Macre (vue vers l'ouest) suite à l'accélération de février 1988 avec au premier plan, le soulèvement de l'estran en un bourrelet discontinu.*

Figure 2-24. *Vue aérienne des Fosses du Macre suite à l'accélération de février 1988 avec à l'arrière plan l'escarpement principal et au premier plan, de nombreuses factures ouvertes (chemin à gauche).*

Comme pour l'épisode de 1982, des signes annonciateurs ont été observés dès janvier 1988 (Helluin, 1988) avec des fissures qui s'ouvrent progressivement et endommagent quelques bâtiments et chemins. La veille de l'accélération, des craquements et fissures ont été constatés dans la villa *Les Symphorines* en amont des *Fosses du Macre*.

L'accélération du **4 mars 1995** a également été plus marquée aux *Fosses du Macre* qu'au *Cirque des Graves*. Cet événement s'est surtout manifesté par un important recul de la couronne de glissement. La valeur maximale de 14 m est mesurée en partie médiane du cirque, au devant des villas *'Les Ecores'* et *'Les Troènes'*. Ce recul est accompagné d'un affaissement d'environ 0,50 à 1,50 m (Figure 2-25). Comme pour les deux événements précédents, les déplacements et déformations ont été observés plusieurs semaines avant l'accélération majeure.

Figure 2-25. *Recul de l'escarpement principal et affaissement au droit de la propriété Les Ecores lors de l'accélération de mars 1995 du glissement des Fosses du Macre à Cricqueboeuf.*

Enfin, le dernier événement majeur date du **22/23 mars 2001.** Cet événement est également marqué par un recul de plusieurs mètres de l'escarpement principal aux *Fosses du Macre* (Figure 2-19). Ce recul varie de 3 à 15 m avec un affaissement compris entre 4 et 6 m au droit des villas *Les Troènes, Les Préfailles*, *Les Ecores* (Figure 2-26), dans la partie centrale du cirque, et un affaissement de quelques décimètres à un mètre, dans la partie est du cirque *Le Clos des Renards* et *Le Clos Marin* (Figure 2-27A). Dans le même temps, des affaissements de plusieurs décimètres ont affecté la RD 513 au droit du glissement du *Cirque des Graves* et du glissement d'*Hennequeville*.

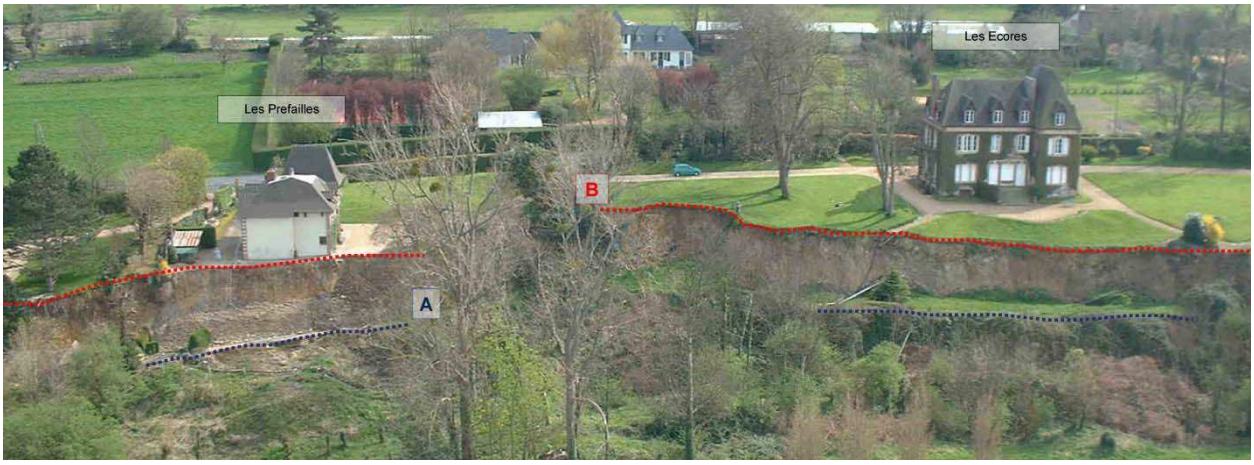


***Figure 2-26.** Positions de l'escarpement principal en 1995 (A) et 2001 (B) au droit des propriétés les Préfailles et les Ecores au glissement des Fosses du Macre à Cricqueboeuf (Photo : DREAL Basse-Normandie, avril 2001).*

(A) Villa du *'Clos Marin'* au *Fosses du Macre* avec fissure d'environ 4 cm qui progresse à chaque accélération saisonnière, (B) Villa basculée abandonnée en amont du glissement d'*Hennequeville*.

***Figure 2-27.** Des habitations endommagées ou détruites par les glissements de terrain à Cricqueboeuf et à Hennequeville.*

(A) Basculement progressif de la villa du *'Clos Sainte Thérèse'* au *Cirque des Graves*, (B) Villa *'La Colline'* fortement lézardée lors de l'accélération de mars 2001 du glissement des *Fosses du Macre*.

Figure 2-28. *Des habitations endommagées ou détruites par les glissements de terrain à Cricqueboeuf et à Villerville.*

Ainsi, les accélérations successives affectant ces glissements ont entraîné des déformations importantes des terrains avec l'apparition ou l'accentuation d'escarpements de plusieurs mètres de commandement (Tableau 2-1) et le recul de l'escarpement principal qui limite la couronne de glissement. Cet escarpement marque la limite entre la zone active et la zone stable : il est donc important par la suite, de s'interroger sur les potentialités de son extension future. L'évolution de ces versants entraine également la déformation voire la destruction totale d'infrastructures comme les bâtiments (Figure 2-27 et Figure 2-28), les réseaux d'alimentation (eaux, gaz, électricité, etc.) ou les voies de communications. Rappelons que les secteurs ayant connus le plus de dégâts correspondent aux glissements du *Cirque des Graves* et des *Fosses du Macre*, en raison des quatre accélérations brutales, et dans une moindre mesure le glissement *d'Hennequeville* pour son instabilité continue de tassement (en particulier dans la partie supérieure du glissement).

Site	***Chronologie des événements majeurs***	***Déplacements saisonniers (m)***	***Affaissements subverticaux lors d'accélération (m)***
Champs des Oiseaux	/	*0,01 – 0,03*	*?*
Hennequeville	*Fév. 1988, Mars 2001*	*0,02 – 0,05*	*0, 5*
Cirque des Graves	*Janv. 1982, Fév. 1988, Janv. 1995, Mars 2001*	*0,02-0,10*	*1 - 7*
Fosses du Macre	*Janv. 1982, Fév. 1988, Janv. 1995, Mars 2001*	*0,02-0,10*	*1 - 7*

Tableau 2-1. *Dynamiques des glissements de terrain observés depuis l'accélération de 1982.*

2.6. Conclusion du chapitre 2

Entre Trouville-sur-Mer de Honfleur, sur 12 km, le littoral du Pays d'Auge présente une morphologie très variée où alternent côtes basses et côtes à falaises. Ces versants côtiers présentent une morphologie particulière et composite liée d'une part, à la structure et aux héritages quaternaires et anthropiques, et d'autre part, liée à l'existence de **quatre glissements de terrains actifs**. Ces glissements de terrain sont de type **rotationnels-translationnels**. Ils sont profonds et se distinguent des zones 'stables' par leur topographie chaotique. Leur dynamique, relativement lente [1-10 cm.an^{-1}], est marquée par une saisonnalité des déplacements, parfois perturbée par des phases de fortes accélérations durant lesquelles se produisent des décrochements de plusieurs décimètres, voire de plusieurs mètres de commandement. Ainsi, les désordres observés le long du littoral (dégradation et destruction de bâtiments, affaissement et fissuration de la route…) sont la conséquence d'une instabilité '*permanente*' observée depuis les années 1970 et particulièrement depuis 1982 avec les accélérations brutales de 1982, 1988, 1995 et 200.

Conclusion de la première partie

Cette première partie a permis de présenter de manière la plus précise possible les différentes caractéristiques géographiques du secteur d'étude, en décrivant les conditions morphostructurales et météo-climatiques, ou encore l'exposition du secteur aux aléas de différentes natures. Puis, les caractéristiques géomorphologiques, morphométriques et cinématiques des principaux glissements de terrain côtiers ont été décrites et précisées en rappelant la chronologie des événements majeurs survenus récemment.

Ces zones instables apparaissent d'un fort intérêt scientifique, pour mieux comprendre notamment leurs fonctionnements, compte tenu de la fréquence des crises connues et de l'importance des éléments exposés. Les travaux de recherches menés depuis 1986 se sont focalisés principalement sur les secteurs du *Cirque des Graves* et des *Fosses du Macre*. Les différentes études menées ont permis de mettre en avant le rôle des différents forçages hydro-climatiques dans leur déclenchement et leur fonctionnement mais de nombreuses questions et incertitudes demeurent notamment sur la structure interne de ces glissements, sur leurs dynamiques saisonnières et long terme, sur le poids respectif des différents forçages, sur les relations entre les conditions climatiques, en particulier la pluviométrie et les variations des nappes phréatiques, sur la provenance et les temps de résidence des eaux alimentant la nappe dans les secteurs instables, sur la nature précise des dommages engendrés depuis la réactivation de 1982, sur les modes de gestion mis en place, …

Durant ce travail de recherche, de nombreuses campagnes de mesures de terrain permettront de compléter la base de données déjà disponible mais comportant plusieurs périodes d'interruption. Les informations préexistantes concernaient notamment le glissement du *Cirque des Graves,* avec de nombreuses investigations depuis 1986 et la mise en place d'un réseau de surveillance multi-paramètres. Depuis 2008, ce réseau a largement été complété et amorcé pour le glissement des *Fosses du Macre*, afin de multiplier les mesures ponctuelles de différents paramètres de part et d'autre des deux cirques (nature du sous-sol, évaluation des déformations souterraines, mesures de déplacements de surface, piézométrie …) mais également pour permettre une instrumentation continue (enregistrement des données en continue et accessibilité à distance) dans le cadre de la mise en place d'un système de surveillance.

Les multiples techniques employées pour ces travaux de recherche ont pour objectif de répondre aux différents questionnements soulevés ci-dessus sur ces instabilités de versant et réduire les incertitudes, afin de mieux préciser les niveaux d'aléas et la cartographie des zones à risque. Les méthodes mises en œuvre et les éléments de réponse seront présentés au fur et à mesure des problématiques abordées au cours des chapitres suivants.

PARTIE II

UNE MORPHOLOGIE ET UNE STRUCTURE INTERNE COMPLEXES

Les travaux précédents menés sur les glissements de terrain du *Cirque des Graves* et des *Fosses du Macre* ont mis en évidence la dynamique complexe de ces instabilités en lien avec l'hétérogénéité de la structure des versants et des forçages hydro-climatiques comme facteurs de contrôle principaux. **Cette deuxième partie** permettra de préciser la complexité de ces versants instables, notamment au travers de leurs caractéristiques morpho-structurales et des caractéristiques rhéologiques et hydro-dynamiques des formations.

Le **troisième chapitre** se focalise sur les deux cirques instables du *Cirque des Graves* et des *Fosses du Macre*. Une démarche multidisciplinaire, s'appuyant sur des investigations de terrain (surface et subsurface) combinées à des essais de laboratoire, permettra de réaliser une cartographie morphologique et de définir la structure interne et la géométrie des glissements de terrain.

Le **quatrième chapitre** s'attarde sur les caractéristiques hydrologiques des versants et sur les propriétés hydrodynamiques des matériaux pour mieux préciser les réservoirs 'aquifères' et les flux souterrains 'complexes'. L'objectif de ce quatrième chapitre est donc d'identifier et de caractériser les corps aquifères (caractéristiques hydrodynamiques), et la ou les nappe(s) phréatique(s), dans et à proximité des secteurs instables. Ce travail repose sur un dispositif de suivi hydrologique et des méthodes d'acquisition des données (analyses et essais réalisés *in situ* et en laboratoire).

CHAPITRE 3. CARTOGRAPHIE MORPHOLOGIQUE ET STRUCTURE INTERNE DU VERSANT / GÉOMÉTRIE DES GLISSEMENTS

3.1. Introduction

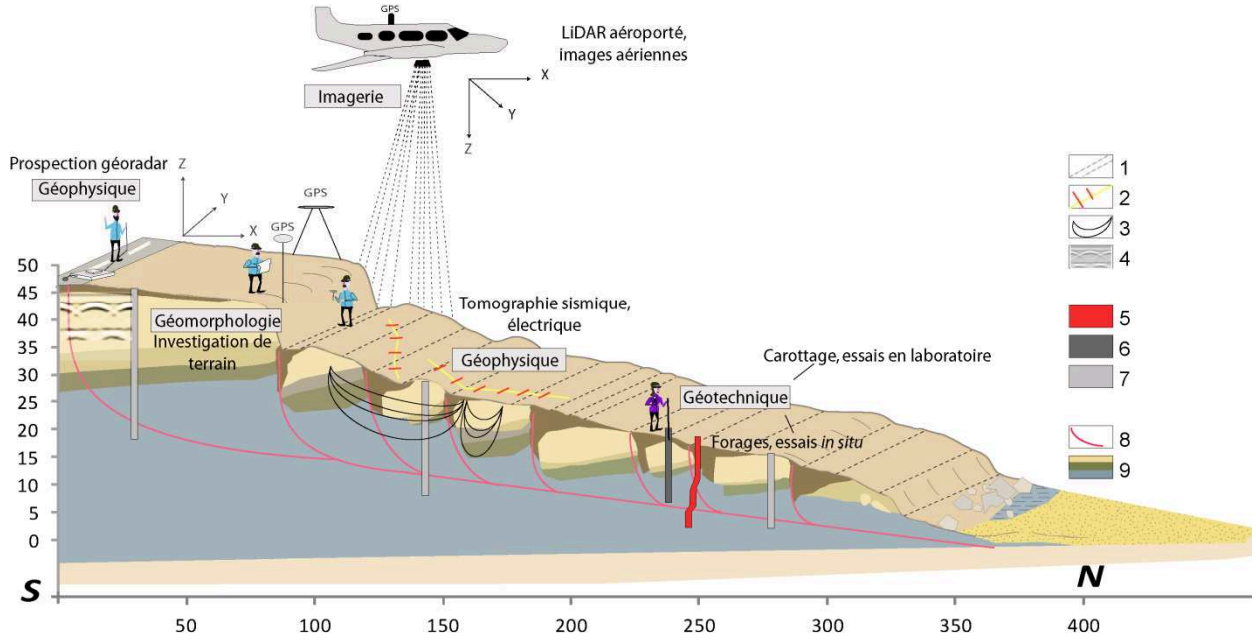
Les recherches axées autour du fonctionnement des versants instables nécessitent des approches et méthodes permettant la modélisation des mouvements de terrain et la cartographie de l'aléa (Maquaire, 2002). Afin de mieux comprendre le fonctionnement de ces versants, la cartographie morphologique permet, à partir de relevés de terrain, d'évaluer leurs extensions spatiales réelles et potentielles, et de déterminer leurs dynamiques à partir de leurs morphologies de surface (Quantin *et al.,* 2004). Caractériser un glissement complexe, cela suppose dans un premier temps de conceptualiser le versant affecté, avant même d'évaluer les mécanismes déclenchants son instabilité (van Asch *et al.,* 2007). Pour le cas présent, l'objectif est d'établir une cartographie des phénomènes affectant ces versants littoraux du Pays d'Auge, accompagnée d'interprétations géomorphologiques et de proposer un modèle géométrique du glissement du *Cirque des Graves* et des *Fosses du Macre* en 2D / 3D à partir de données multi-sources, multi-résolutions et d'outils géostatistiques.

La caractérisation de la structure interne, afin de disposer d'une image des propriétés géométriques d'un glissement, est une étape préalable à une modélisation hydromécanique, hydrodynamique du système (Brunsden, 1999 ; Travelletti *et al.*, 2009) nécessaire à l'analyse de la stabilité du versant. Les données peuvent être rassemblées en quatre groupes d'informations complémentaires (Travelletti *et al.*, 2012) : données de cinématique, données géomorphologiques, données géologiques, données géotechniques et géophysiques. Chacune nécessite la combinaison de démarches comme, l'analyse spatiale, l'interprétation d'images, des relevés de terrain et le post-traitement de diverses données. Ainsi combinées, ces données permettent de **délimiter en surface** les différentes zones actives et leurs morphologies (van Westen, 2004 *in* Jongmans, 2007).

Une fois l'extension du glissement définie en surface et les formes et modelés du versant associés à l'activité du glissement cartographiés, les investigations géotechniques et géophysiques permettent de définir la nature, la géométrie et la profondeur de la masse en mouvement. Les investigations géophysiques sont des méthodes complémentaires aux investigations géotechniques de types destructives et ponctuelles comme les forages et elles permettent d'investir plus rapidement et largement le terrain pour un coût moindre (Chambers *et al.,* 2011). Ces investigations sont généralement utilisées pour définir la disposition des couches, localiser les discontinuités, estimer des volumes et, éventuellement si la configuration du site le permet, de définir des surfaces de glissement. Pour étudier les mouvements de terrain, les méthodes géophysiques de proche surface prédominantes sont les méthodes de **prospections sismiques**, **électriques** et parfois les méthodes de **prospection radar** (Jongmans & Garambois, 2007 ; Schrott & Sass, 2008). Le potentiel de ces méthodes a été largement démontré pour obtenir une image du sous-sol en **deux dimensions (z, y ou x, y) et trois dimensions (x, y, z)**, (Godio & Bottino, 2001 ; Grandjean *et al.,* 2006 ; Jongmans *et al.,* 2009 ; Naudet *et al.,* 2008). Mais pour les interpréter, ces données géophysiques doivent

être combinées et calibrées à des données géologiques et géotechniques issues de prospections intrusives (Figure 3.1).

Pour comprendre les étapes permettant la cartographie morphodynamique et la définition de la structure interne des glissements de terrain (Figure 3-2), les démarches utilisées pour la **reconnaissance en surface** des formes et des modelés seront présentées dans un premier temps. Les méthodes de **reconnaissance de subsurface** employées pour définir la structure souterraine des zones instables seront exposées dans un deuxième temps. Enfin, un modèle géométrique du site nécessaire à la modélisation hydromécanique ou hydrodynamique sera présenté.



(1) Rupture de pente, (2) Dispositif pour prospection électrique et sismique, (3) Mesure de distribution de potentiel électrique, (4) Réflexions hyperboliques de prospection GPR, (5) Inclinomètre, (6) Piézomètre, (7) Carottage géotechnique, (8) Surface de glissement potentielle mesurée in situ, (9) Interprétation stratigraphique.

Figure 3-1. *Schématisation des méthodes de terrain employées pour l'identification géométrique du versant.*

Fell *et al.* (2000) et Jongmans *et al.* (2007) récapitulent les multiples méthodes utilisées sur différents types de versants instables pour répondre aux interrogations sur la géométrie des glissements. Le zonage, se fait ici, par des méthodes qui combinent des observations de terrain, des interprétations de photographies aériennes, des analyses d'images satellitaires, des études d'anciennes cartes géomorphologiques, géologiques, topographiques et des analyses de documents existants tels que rapports d'étude, mémoires, etc. (Thiery, 2007). C'est pourquoi il est nécessaire de combiner les sources et les méthodes en couplant les différentes techniques à des relevés de terrain précis (Crozier, 1984 ; Carrara *et al.*, 1995 ; Turner & Schuster, 1996).

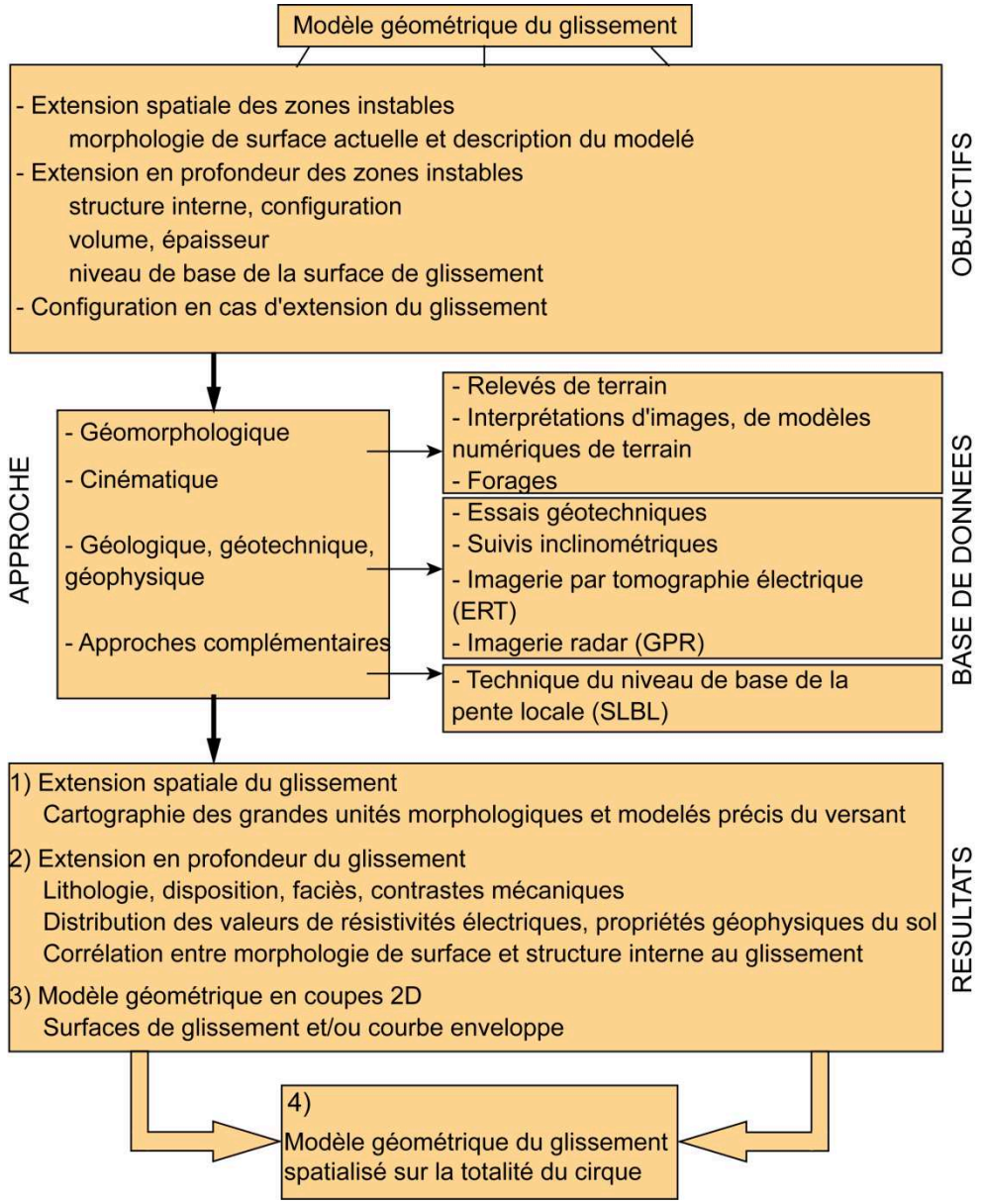


Figure 3-2. *Approche méthodologique mise en œuvre pour la définition d'un modèle géométrique d'un glissement de terrain.*

3.2. Une morphologie de surface caractéristique des glissements rotationnels et translationnels actifs

3.2.1. Techniques de terrain mises en œuvre pour la cartographie topo-morphologique

Lors de l'investigation d'un versant instable sur lequel se manifestent des signes d'une activité actuelle ou passée, il est nécessaire d'établir une **première cartographie des limites du glissement sur la base d'indices morphologiques** (DUTI, 1985 ; Bonnard, 2006). La cartographie des glissements permet de faire un inventaire du site, à une date précise, en délimitant précisément les zones instables (Guzzetti *et al.*, 2000). Ainsi, la cartographie topo-morphologique des trois principaux glissements de terrain entre Trouville-sur-Mer et Cricquebœuf (*Hennequeville, Cirque des Graves et Fosses du Macre)* a pour principal objectif de définir les caractéristiques morphométriques de ces glissements et d'évaluer leurs activités en fonction des formes observées. Les éléments de description concernent la géométrie des formes, leurs degrés de remaniement anthropique, leurs positions géographiques, les formations géologiques concernées et la nature de la couverture végétale.

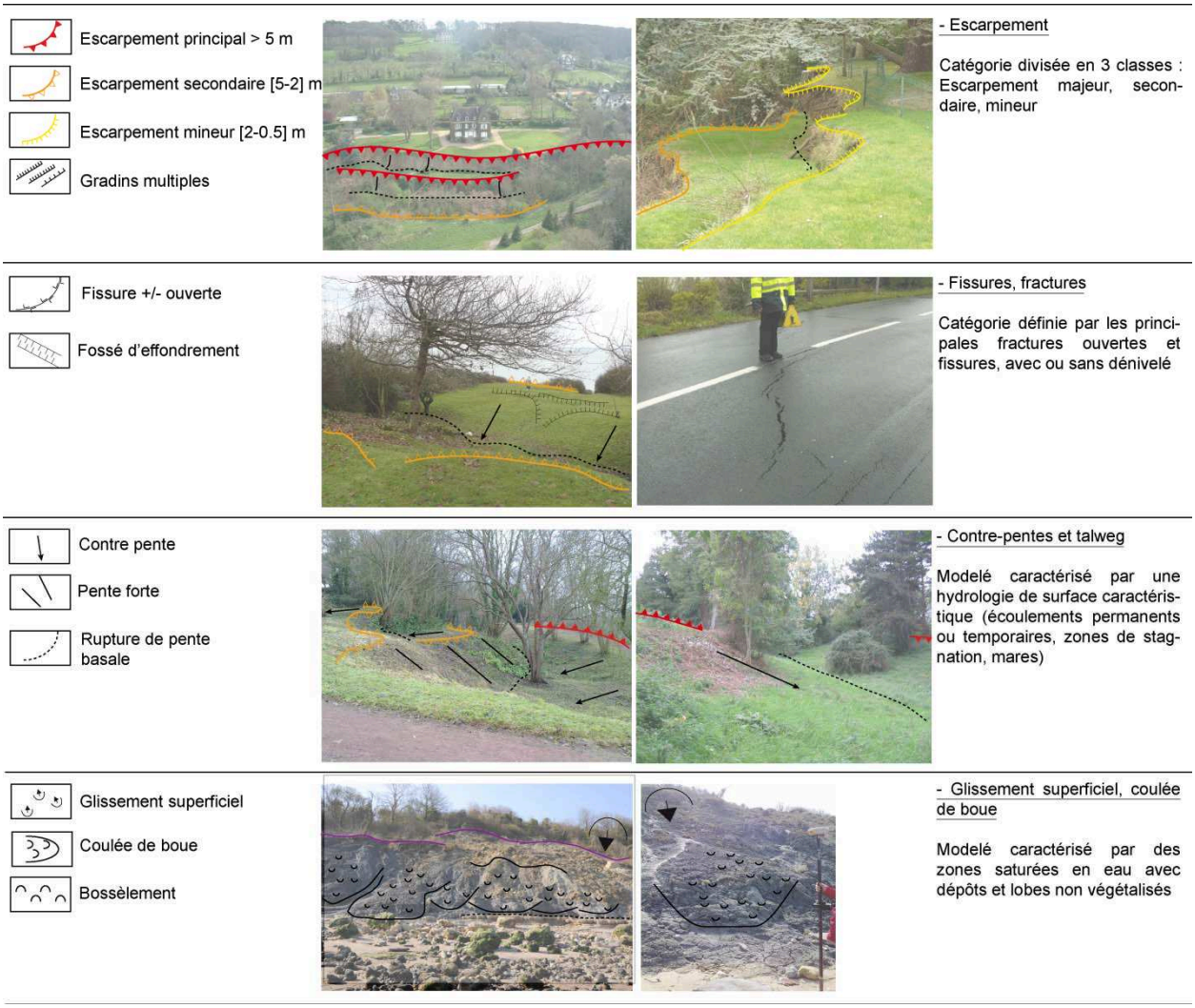


Figure 3-3. *Interprétation des formes principales et des modelés relevés sur le terrain.*

Traditionnellement, les géomorphologues favorisent une **démarche fondée sur des observations de terrain** permettant de mettre en relation les matériaux, les formes et les processus qui les induisent (Speight, 1977). La zone instable est détectée alors sur le terrain, à partir **d'indicateurs ou d'indices morphologiques de formes particulières** traduisant la dynamique récente ou passée du glissement de terrain (avant de se rendre sur le terrain, certaines de ces formes avaient été repérées sur les cartes topographiques au 1/25 000ème ou sur un plan topographique de 1976 levé au 1/2 000ème). Ces indices de surface sont (Figure 3-3) : des **fractures ouvertes,** des **escarpements** plus ou moins élevés, une **succession de gradins,** des **fissures** ou **crevasses,** des **dépressions** et **contre pentes,** des **bossèlements,** et leurs **couvertures végétales arborées, arbustives** (Flageollet, 1988). Ces observations considèrent également le port et la forme des arbres qui fournissent de l'information sur la nature du mouvement (rotation, translation…) (Lopez-Saez, 2011). Cette approche de terrain permet une évaluation du glissement de terrain en tenant compte des **différents secteurs** qui le composent, des **périodes d'activité** de ces différents secteurs (formes plus ou moins récentes, …), de leur **âge** (estimé notamment en fonction de la présence ou non de végétation) et de leurs **spécificités morphométriques** selon l'intensité du glissement (par exemple formes majeures, modelé de détail, …).

L'analyse des formes majeures permet de mettre en évidence le fonctionnement du glissement en distinguant, par exemple, les zones de **glissements superficiels,** les zones dominées par des **mouvements rotationnels profonds**. L'analyse de la fissuration et des fractures du terrain fournit des indices annonciateurs de rupture ou de possible extension de la zone instable (Cruden & Varnes, 1996). Ces indices sont manifestes pour les glissements lents qui sont caractérisés par une **phase de déformation** plus ou moins lente, avant une rupture importante et par des **mouvements épisodiques post-rupture** qui engendrent également une fissuration du terrain (Fell *et al.*, 2000 ; Guzzetti *et al.*, 1999 ; Leroi, 1996).

Pour cette cartographie, les formes sont donc décrites (orientation, couverture végétale, dénivelée, …) et repérées par des points topographiques et leurs positions levées par GPS différentiel (Global Positioning System) ou tachéométrie selon la densité du couvert végétal. Cela permet alors une précision de positionnement centimétrique, ce qui est très largement suffisant. Par la suite, le SIG est utilisé comme simple outil cartographique et base de données (Maquaire, 2002).

3.2.2. Techniques par interprétation d'images aériennes et optiques

Combinée à **l'inventaire morphologique terrestre**, la reconnaissance des formes par **interprétation d'images** met en évidence certaines caractéristiques d'instabilités de versant notamment pour les zones incessibles ou lorsque des formes sont masquées par la végétation. L'utilisation de **photographies aériennes récentes, de photographies obliques et d'images satellitaires** permet également de mettre en valeur des formes, de dimensions telles, qu'elles nécessitent une vision plus globale du site pour rendre compte de leur proportion. À l'échelle locale, les données spatiales optiques, type **Landsat**, offrent généralement peu d'intérêt pour l'étude morphométrique des glissements de terrain en raison de leur faible résolution spatiale de 10-20 m environ (Maquaire, 2002). Aussi, la fiabilité de l'inventaire dépend étroitement du type et de l'échelle et de la résolution du document utilisé (Guzzetti *et al.*, 2000). De plus, il faut tenir compte que les sources photographiques, comme des photographies aériennes ou orthophotographies de l'IGN permettent de distinguer presque uniquement les formes majeures du versant, comme les escarpements principaux et les zones de glissements superficiels en pied de versant.

Les documents les plus récents disponibles sont les **orthophotographies** de l'IGN (résolution de 0,3*0,3 m) de 2006. Les informations extraites de ces photographies sont complétées par les informations issues de l'interprétation d'images satellites haute résolution, de type **Quickbird** (résolution de 0,5*0,5 m). Ces images permettent une bonne identification des formes, surtout lorsque le couvert végétal est bas. Par contre, **certaines zones sont tellement colonisées par une végétation arbustive dense ou arborée,** que l'interprétation d'images ne permet pas de cartographier les formes et encore moins les modelés. De même, **un relevé de terrain '*classique*' est impossible** : aucune visibilité pour le tachéomètre, aucun signal satellitaire pour le dGPS, aucune visibilité à l'œil nu, … Le choix des documents et des techniques utilisés dépend donc en partie de la configuration du site d'étude et surtout de la densité de la végétation.

3.2.3. Technique par interprétation de levé aérien LiDAR

3.2.3.1. Acquisition des données et traitement

Suite à la réalisation d'une première carte topo-morphologique (levés de terrain et interprétation d'image) assez imprécise, l'interprétation d'un **levé aérien LiDAR (Light Detection and Ranging)** de haute précision a permis de s'affranchir des contraintes citées ci-dessus et d'accéder indirectement au modelé détaillé, d'apprécier la morphologie et les limites du glissement dans les zones inaccessibles ou trop recouvertes par la végétation (van Den Eeckhaut *et al.*, 2007 ; Jaboyedoff *et al.*, 2010 ; Travelletti *et al.*, 2012).

Les données LiDAR peuvent être interpolées en grille RASTER ou TIN afin d'obtenir une représentation du terrain en 2.5 dimensions. L'interpolation des points LiDAR permet alors d'obtenir un modèle numérique du terrain à haute résolution (0,5*0,5 m) et haute précision facilitant la cartographie du site. Cette combinaison de documents (orthophotgraphies, levé LiDAR) est très souvent employée dans les recherches sur les mouvements de terrain pour définir les formes et réaliser un modèle géométrique du site (Casson, 2002 ; Gold, 2004 ; McKean & Roering, 2004 ; Schulz, 2004 et 2007 ; Haneberg *et al.*, 2005 et 2009 ; Glenn *et al.*, 2006 ; Chen, 2006 ; Sato *et al.,* 2007 ; van Den Eeckhaut *et al.*, 2007 ; Jaboyedoff *et al.*, 2010).

La campagne LiDAR ou ALS (**A**irborne **L**aser **S**wath) menée entre Trouville-sur-Mer et Cricqueboeuf en avril 2010, en période de végétation basse (peu de feuilles sur les arbres, présence de buissons) a été effectuée par la société Helimap en hélicoptère à 300 m d'altitude sur 4 km le long de la côte. Un système de laser aéroporté à balayage a été utilisé. Ce système a été développé spécifiquement pour la cartographie de domaines complexes (Vallet & Skaloud, 2004). Un modèle de laser scanner RIEGL VQ-480 avec un taux d'impulsions de 300 kHz a été utilisé afin d'enregistrer un oscillogramme complet des données laser. Le positionnement du nuage de point résultant a été repositionné dans l'espace à l'aide d'un récepteur Topcon Legacy GGD **capable de recevoir les signaux de toutes les constellations de satellites GPS et GLONASS permettant ainsi d'obtenir une précision de mesure sub-centimétrique**.

Afin d'obtenir une densité de points suffisante, sept lignes de vol ont été conduites. La pulsation laser utilisée permet théoriquement l'acquisition d'un nuage de points de 45 millions de points, soit une densité de 60 points/m² avant filtrage de la végétation. Sur le site d'étude, la densité de points en moyenne sur la totalité de la zone scannée est de 40 pts/m² avant le filtrage de la végétation. Cette densité de points après filtrage diminue entre 2 et 5 pts/ m². Cette réduction s'explique par un grand nombre de zones fortement recouvertes par la végétation, et donc de l'impossibilité au rayon laser de se réfléchir à la surface du sol.

Une fois le semi de points repositionné dans l'espace et ré-échantillonné, celui-ci est interpolé afin de construire un **M**odèle **N**umérique de **T**errain (MNT) raster à haute résolution (0,5*0,5 m). Le modèle numérique de terrain a été interpolé selon la technique de pondération de l'inverse de la distance (**IDW - Inverse distance weighted**). L'interpolation IDW détermine la valeur des cellules en calculant une moyenne pondérée à partir des valeurs des points du voisinage. La pondération est inversement proportionnelle à la distance séparant le centre de la cellule des points du voisinage.

3.2.3.2. Précision des données

Avant toute exploitation des données LiDAR, la qualité du modèle numérique de terrain interpolé doit être évaluée (Pfeifer *et al*, 1999 ; Hyyppä *et al*, 2005). La précision verticale du modèle numérique de terrain a été déterminée par le calcul de la RMSE (**R**oot **M**ean **S**quare **E**rror - erreur moyenne quadratique) entre des points mesurés sur le terrain par dGPS ou tachéométrie (Figure 3-4) et les valeurs de ces mêmes points extraites du MNT interpolé du LiDAR.

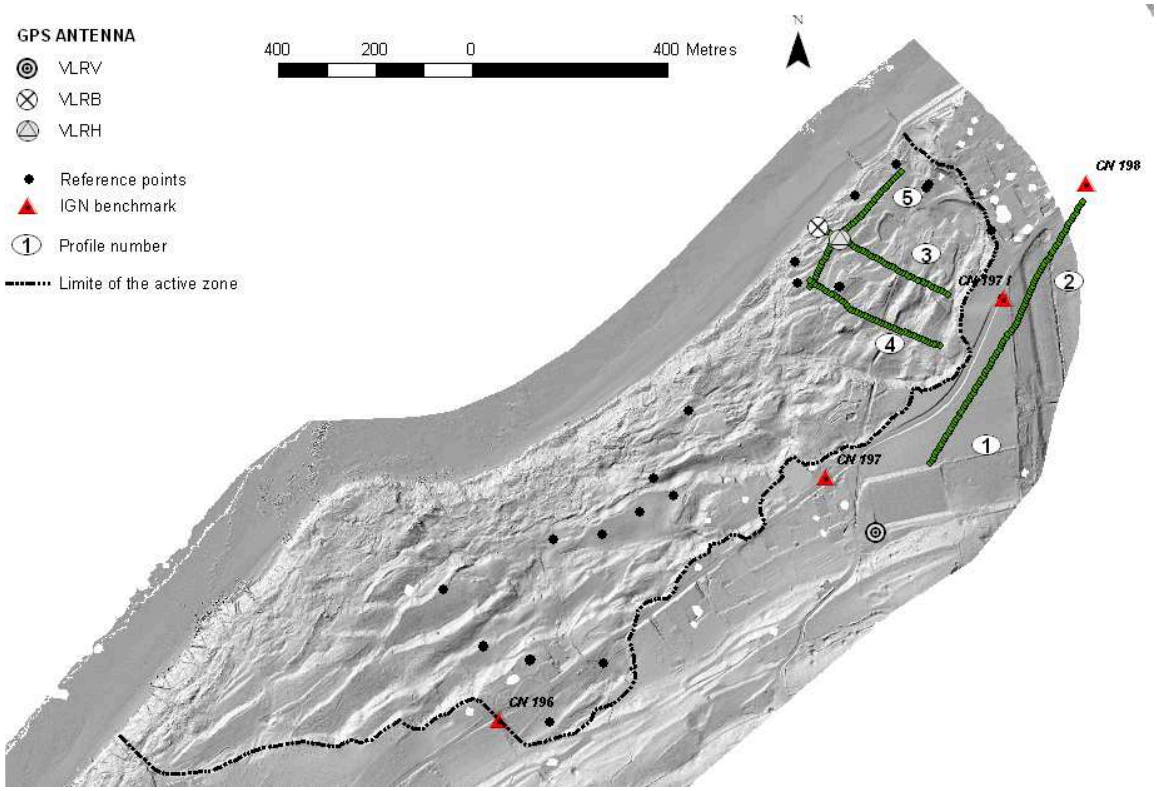


Figure 3-4. *Localisation des points et profils de contrôle altimétriques pour la vérification de la qualité du MNT LiDAR d'avril 2010 (cirque des Graves, Villerville).*

La RMSE a été calculée pour les zones où le couvert végétal est dense et pour les zones ouvertes. **Pour les zones ouvertes, où la végétation est très basse, voire inexistante, la différence en Z est de l'ordre de 0,04 m avec un écart type de 0,01 m** en comparaison avec les valeurs enregistrées par trois antennes GPS fixes (Chapitre 5). En milieu couvert forestier, la comparaison a été possible à l'aide de 18 points de contrôle mesurés par dGPS sur une période de 17 minutes chacun (Figure 3-4). **La différence moyenne en altitude entre les données de terrain et le MNT LiDAR est 0.41 m avec un écart type de 0,12 m.** D'après la littérature la précision sur la composante altimétrique serait de ± 15 cm et ± 40cm en planimétrie, pour un vol à 1 000 m d'altitude (Passinod, 2008).

D'autres points de repères comme les bornes de nivellement IGN peuvent être utilisés pour mesurer la précision du MNT (Figure 3-4). Prenons l'exemple de la borne 197-I, en amont du *Cirque des Graves*, en partie centrale de la route. Lorsque l'on compare l'altitude entre le levé LiDAR et la valeur de l'IGN, la différence entre les deux mesures est très faible (0,006 m). Les contrôles peuvent également être faits par des profils topographiques levés sur le site par dGPS et niveau de chantier afin de les comparer aux profils interpolés sur le MNT LiDAR. Comme le montre la figure 3-5, il ressort peu de différences entre les profils de terrain et les profils interpolés du MNT.

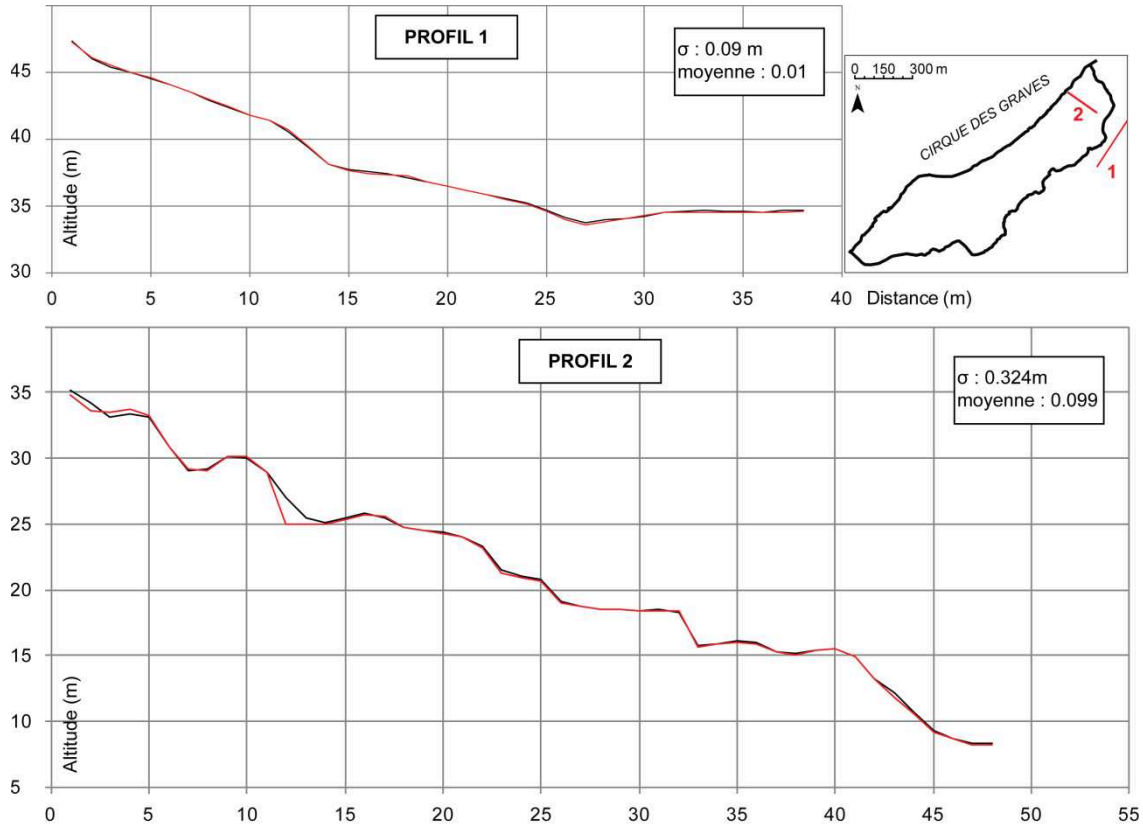


Figure 3-5. *Profils topographiques comparés entre levé dGPS et interpolation du levé LiDAR.*

3.3. Des indices morphologiques témoignant d'une activité récente

3.3.1. Premier essai cartographique par interprétation d'images et observations de terrain

3.3.1.1. Cartographie topo-morphologique à l'échelle du 1/2 000ème

Une première cartographie au 1/2 000ème a été réalisée à partir d'observations de terrain et d'analyse de documents géographiques (plans, cartes topographiques, photographie aériennes). Les principaux supports sont l'orthophographie de 2006 et un plan topographique de 1976 à l'échelle du 1/2 000ème (Figure 3-6). La typologie qui en découle a été comparée aux premières interprétations morphologiques réalisées en 1984 (Flageollet & Helluin, 1984) qui met en avant les formes induites par la réactivation du glissement du *Cirque des Graves* en 1982. La digitalisation des courbes de niveau du plan de 1976 (équidistantes de 1 m) a permis d'interpoler un Modèle Numérique de Terrain par la technique de pondération de l'inverse de la distance (IDW). L'interpolation du MNT indique les formes majeures du glissement avant la réactivation de 1982.

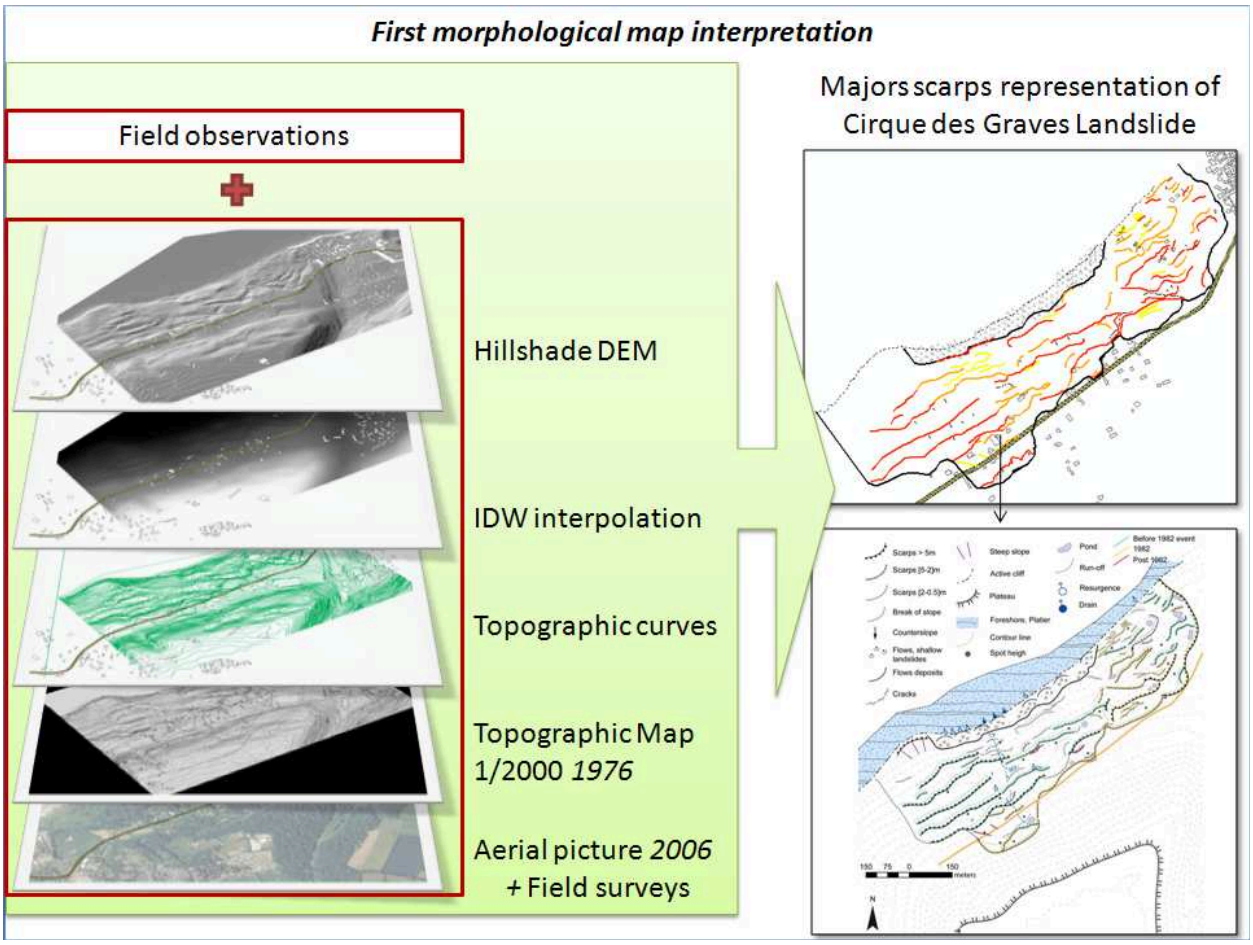


Figure 3-6. *Méthode d'interprétation avec observations de terrain, documents photographiques et levés topographiques anciens.*

Pour caractériser la morphologie complexe des glissements, la légende de la carte topo-morphologique comporte les informations principales suivantes :

- des **escarpements** sont divisés en trois classes : majeurs, secondaires et mineurs. Chaque classe a un commandement respectif de plus de 5 m pour les escarpements majeurs, entre 5 et 2 m pour les escarpements secondaires, et de moins de 2 m pour les escarpements mineurs. Pour chacun, la rupture de pente basale est indiquée ;
- des zones de **glissements superficiels** avec des coulées de boues ;
- l'**escarpement principal** (limite entre zone stable et instable) au commandement variable de l'ordre de 5 m à quelques décimètres à l'amont, ou sur les flancs de l'ordre de 8 m à 1 m ;
- les principales **fractures ouvertes** avec ou sans dénivellation ;
- des **contre-pentes** et **talwegs** principaux avec l'hydrologie de surface (écoulement permanent ou temporaire, mares, zones humides et mal drainées).

Le retour terrain a permis de préciser les formes secondaires et mineures (non repérables sur les documents photographiques). Ces formes sont des fissures de traction, les fractures ouvertes avec ou sans dénivellation, des escarpements mineurs récents (Figure 3-3).

3.3.1.2. Quelques lacunes d'interprétation

Cette première cartographie met en avant l'organisation des principaux escarpements dans les deux cirques de part et d'autre du bourg de *Villerville*. Malgré la combinaison des techniques, les observations restent largement imprécises, en raison de l'impossibilité d'y faire des relevés topographiques complets ou de l'interdiction d'accès aux propriétés privées. C'est pourquoi, cette première carte morphologique comporte de nombreux secteurs pour lesquels des doutes existaient sur la précision des formes et sur leur qualification. Le levé LiDAR a donc été le moyen efficace pour contrer ces problèmes (Figure 3-8).

3.3.2. Précisions cartographiques par exploitation du levé LiDAR

Comme attendu, le MNT LiDAR permet, en effet, d'accéder à un niveau de précision de la morphologie et du modelé inégalé jusqu'à présent. Ces données à haute résolution et haute précision ont permis (Figure 3-7) :

- de cartographier la morphologie actuelle des grands glissements d'*Hennequeville*, du *Cirque des Graves* et des *Fosses du Macre* en précisant le modelé de détail (1/1 000ème) ;
- d'affiner, compléter, voire de modifier le tracé des escarpements déjà définis lors de la première cartographie ;
- d'étudier l'évolution morphologique des versants depuis 1976 en comparant différentes sections des deux MNT interpolés (Plan 1976 / LiDAR 2010) ;
- de localiser les talwegs et les zones de bas-fonds propices à l'accumulation d'eau ruisselée et/ou précipitée.

Le levé aéroporté a permis de repérer une succession d'escarpements secondaires dont le commandement varie ente 2 et 5 m. Aussi, le tracé de l'escarpement principal sur le flanc ouest du *Cirque des Graves*, et le flanc est des *Fosses du Macre* a largement été précisé. Par conséquent, la surface de la zone instable a été '*agrandie*' par rapport aux premières estimations. Un autre apport essentiel du LiDAR pour la cartographie topo-morphologique est la définition des formes mineures et des modelés caractéristiques de l'activité '*récente*' du glissement. Ces modelés correspondent à des fractures ouvertes à faible dénivelée ou à la fissuration du terrain en amont du glissement. Ces indices sont largement visibles sur le MNT LiDAR.

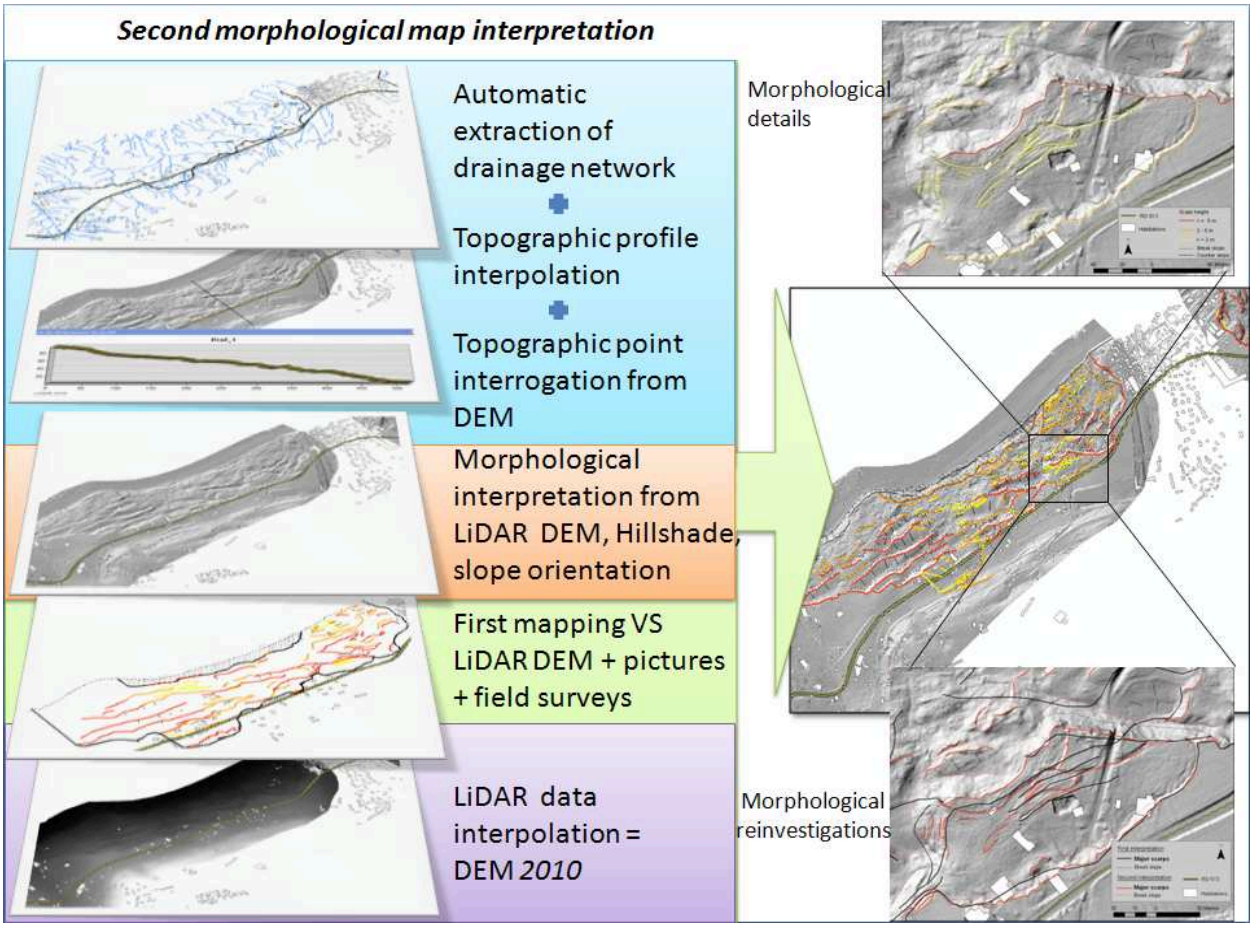
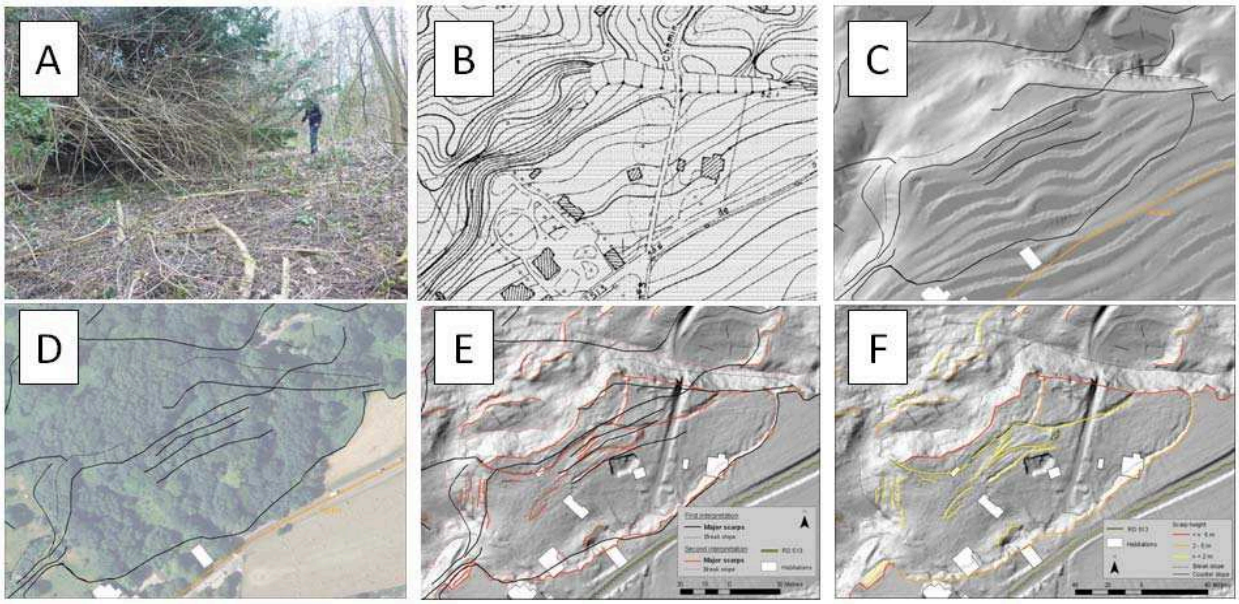
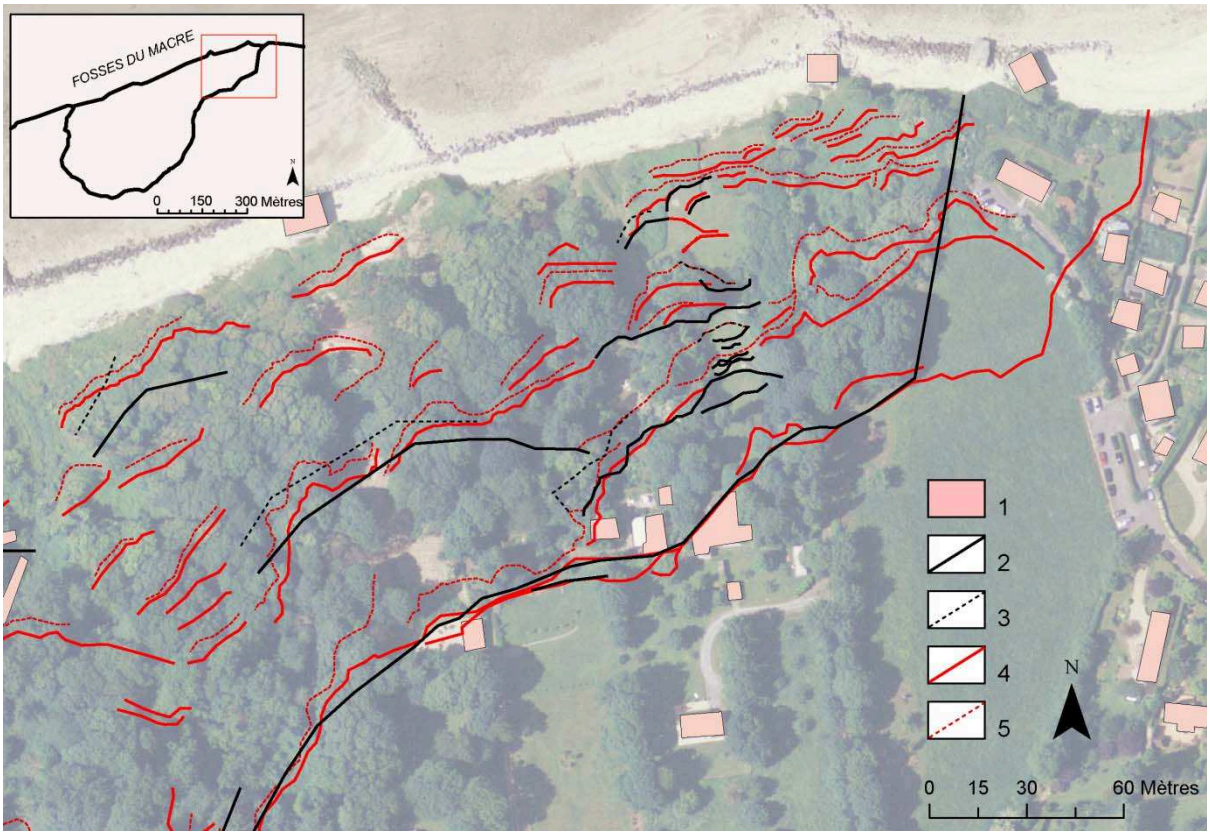


Figure 3-7. *Méthode d'interprétation avec exploitation du levé LiDAR et résultats.*



(A) Photographie prise sur le terrain témoignant de l'importance du couvert végétal, (B) Extrait du plan topographique au 1 /2 000ème de 1976, (C) Extrait du MNT interpolé à partir des courbes de niveau du plan de 1976 et interprétation morphologique, (D) Extrait de l'orthophotographie de 2006, (E) Tracés des escarpements principaux de la première cartographie confrontés aux tracés issus de l'interprétation du LiDAR, (F) Exemple de modelé de détail interprété à partir des données LiDAR.

Figure 3-8. *Cartographie du modelé de détail à l'aide du MNT LiDAR d'un secteur très boisé et peu accessible en partie amont du Cirque des Graves***.**



(1) Bâti, (2) Escarpements principaux relevés sur le terrain, (3) Rupture de pente basale, (4) Escarpements principaux mis en valeur par le levé LiDAR, (5) Rupture de pente basale.

Figure 3-9. *Cartographie des formes à l'est des Fosses du Macre, apport des interprétations LiDAR.*

Prenons l'exemple des figures 3-8 et 3-9 qui illustrent ces apports dans l'interprétation topo-morphologique des glissements des *Fosses du Macre* et du *Cirque des Graves*. Dans un premier temps, les formes majeures ont été appréciées à partir des observations de terrain (Figure 3-8A) et du plan topographie de 1976 (Figure 3-8B et Figure 3-8C). Ainsi, cette figure 3-8 met en avant un compartiment du glissement à l'entrée du Parc des Graves qui est délimité, en amont, par une rupture de pente au pied de la route départementale, et en aval, par un escarpement dont le commandement varie entre 12 et 13 m. Dans un premier temps, on considère ce compartiment comme un même **ensemble structural homogène et cohérent,** probablement un panneau de craie au pied de l'escarpement principal qui délimite la zone stable de la zone active. Le couvert végétal étant très dense dans cette partie du cirque (Figure 3-8A), il a été difficile de préciser le modelé du terrain (Figure 3-8D). Ainsi, l'interprétation du MNT LiDAR a permis dans un second temps, de cartographier plusieurs fractures (Figure 3-8E et Figure 3-8F) dont certaines qui limitent un graben avec une dénivellation de l'ordre de 50 cm et d'autres fractures, au nord, qui mettent en exergue le découpage ou la fragmentation régressive de ce compartiment.

3.3.3. Des entités morphologiques bien distinctes

Les glissements de terrain rotationnels-translationnels se décomposent en plusieurs entités morphologiques qui traduisent une dynamique variable de la masse en mouvement. D'amont en aval, la morphologie du glissement peut être décrite comme il suit :

Les différents glissements de terrain sont délimités en amont par un **escarpement principal** dont le commandement varie entre 2 m et 10 m (Figure 3-10B-C). Par endroit, il est précédé de fissures de traction qui soulignent '*l'activité*' du glissement comme à l'ouest du *Cirque des Graves*. Cet escarpement, s'il n'est pas totalement colonisé par la végétation, laisse apparaître des formations superficielles. La craie est visible lorsque les formes sont fraîches après les grandes accélérations comme en 2001 dans les *Fosses du Macre*.

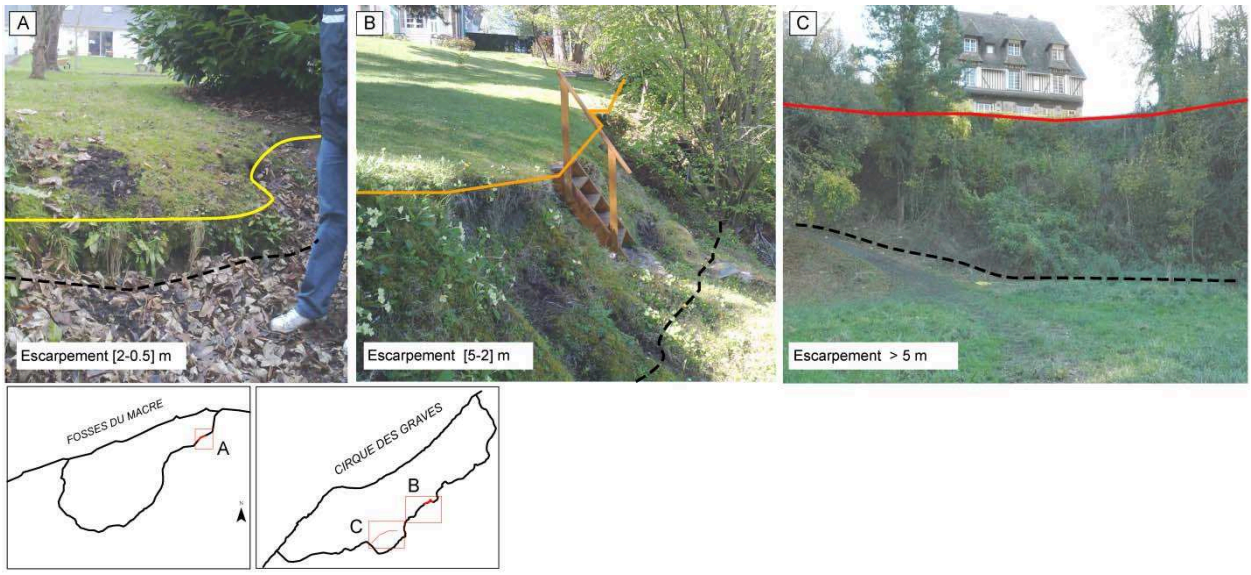


Figure 3-10. *Escarpements principaux et secondaires remarquables dans les Fosses du Macre (A) et le Cirque des Graves (B, C).*

Sur les flancs est et ouest, l'escarpement diminue pour laisser progressivement place à des fractures verticales ouvertes, comme au droit des *Fosses du Macre* (Figure 3-10A). Ces fractures, dont le dénivelé excède rarement quelques décimètres, disparaissent facilement sous la végétation et leurs formes sont par endroit cachées par les formations de pente qui les recouvrent. Au droit du bourg de *Villerville*, les flancs est et ouest du *Cirque des Graves* et des *Fosses du Macre* et le flanc nord du bourg sont cependant plus vigoureux. Les escarpements majeurs ont un rejet qui avoisine les 8-9 m de hauteur. Ici la végétation laisse apparaître des escarpements armés de craie (flanc ouest) ou composés de formations superficielles de remplissage (flanc est et nord) de type head riche en silex, sables et limons, liées au remplissage d'une **paléovallée sur laquelle repose le bourg** (Flageollet & Helluin, 1984 ; Flageollet, 1992 ; Maquaire, 1990). Ce dernier point sera complété en fin de ce chapitre. Les escarpements secondaires marquent le terrain d'une **topographie en gradins fortement chaotique**.

Au regard des différentes cartes topo-morphologiques réalisées (Figure 3-12, Figure 3-13 et Figure 3-14) et de leur légende (Figure 3-11), il semblerait que ces formes soient bien présentes sur tous les secteurs actifs de la côte, présentant des dénivellations plus ou moins importantes variant de 2 m à plus de 10 m de hauteur. **Ces escarpements témoignent de l'évolution spatio-temporelle du glissement ainsi que de l'intensité de son activité passée.** C'est le cas du glissement du *Cirque des Graves,* dont la surface topographique est très fortement marquée par la présence d'escarpements secondaires (Figure 3-10). **Ces derniers sont liés au détachement et au basculement de compartiments du glissement lors d'épisodes d'accélération. Ces compartiments basculés sont également et généralement marqués par une topographie en contre-pente** (Figure 3-3) plus ou moins accentuée selon l'intensité du basculement, et en amont desquels se développent des mares. Ces formes sont la conséquence des accélérations récentes (1982, 1988, 1995, 2001) ou d'une activité bien plus ancienne. En effet, certains des escarpements étaient déjà présents sur des documents réalisés avant l'événement majeur de 1982 comme ceux du Parc des Graves ou de la partie ouest du même cirque (Figure 3-10A) et bien plus élevés que ceux engendrés lors des crises récentes. Certaines zones, notamment dans la partie médiane aval du glissement des *Fosses du Macre* ou en bordure de compartiment à l'est du *Cirque des Grave*, sont affectées par des affaissements en grabens.

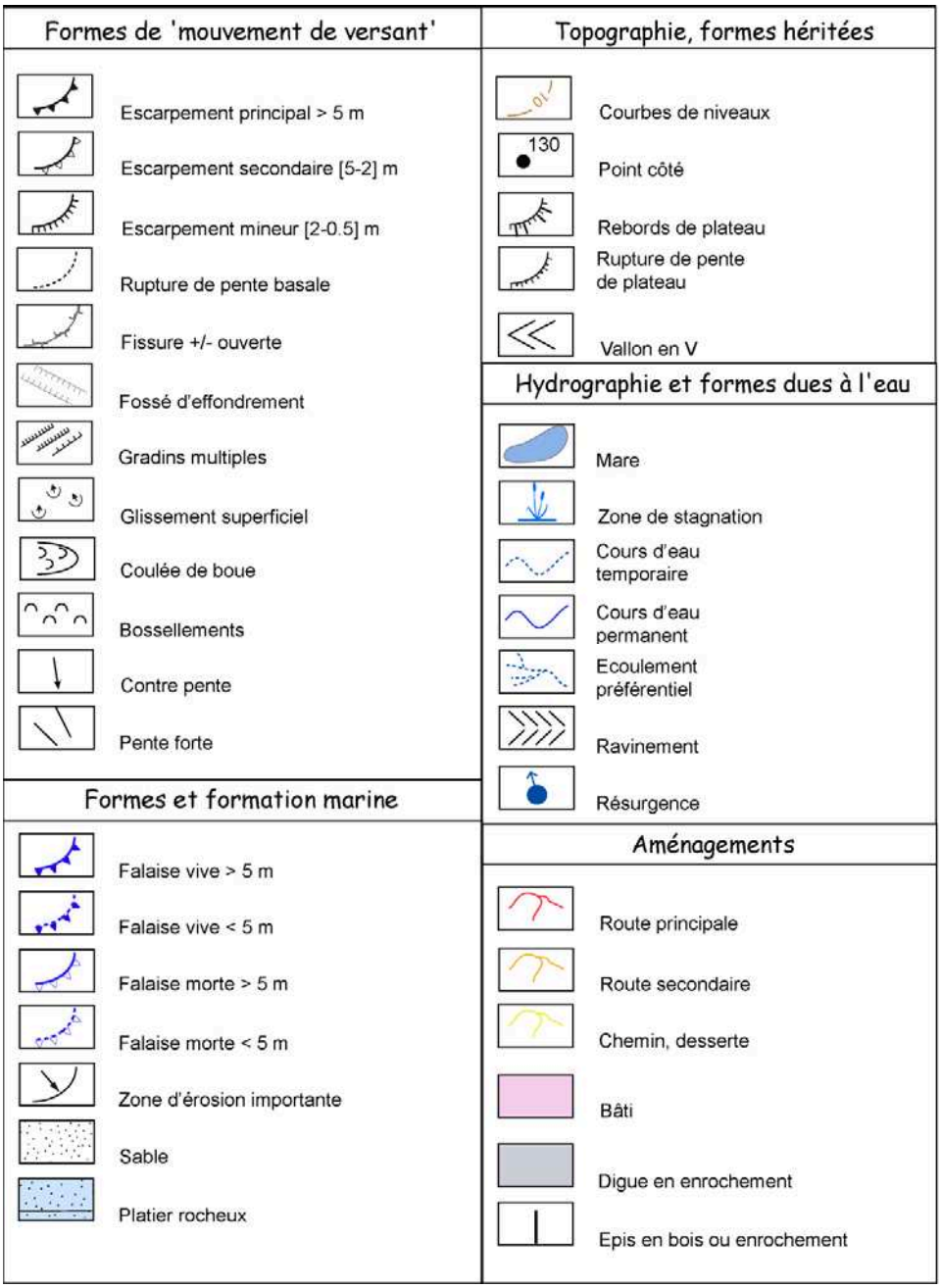


Figure 3-11. *Légende utilisée pour les différentes cartographies topo-morphologiques.*

À noter également que certains de ces **escarpements secondaires témoignent de la position antérieure de l'escarpement principal** qui a '*reculé*' par évolution régressive vers l'amont (Figure 3-10B). En effet, l'extension des cirques s'opère par à coups et par la régression de l'escarpement principal lors des épisodes d'accélération (Maquaire, 1990). L'analyse détaillée de cette évolution sera présentée dans la troisième partie. La **topographie en gradins** est certes la spécificité principale de ce type de glissement, néanmoins, d'autres formes moins marquées apparaissent sur le corps du glissement. Il s'agit notamment de zones de bossèlement, à l'est des *Fosses du Macre*, au sud du *Cirque des Graves* et du glissement de *Hennequeville*. Une topographie accidentée qui témoigne d'une activité du glissement plus superficielle.

Enfin des **coulées boueuses superficielles** en aval du *Cirque des Graves* et d'*Hennequeville* se démarquent du reste de la masse en mouvement. Ces glissements mobilisent une matrice de formations argileuses remaniées qui transportent, jusqu'à l'estran, des blocs de craie de tailles très variables.

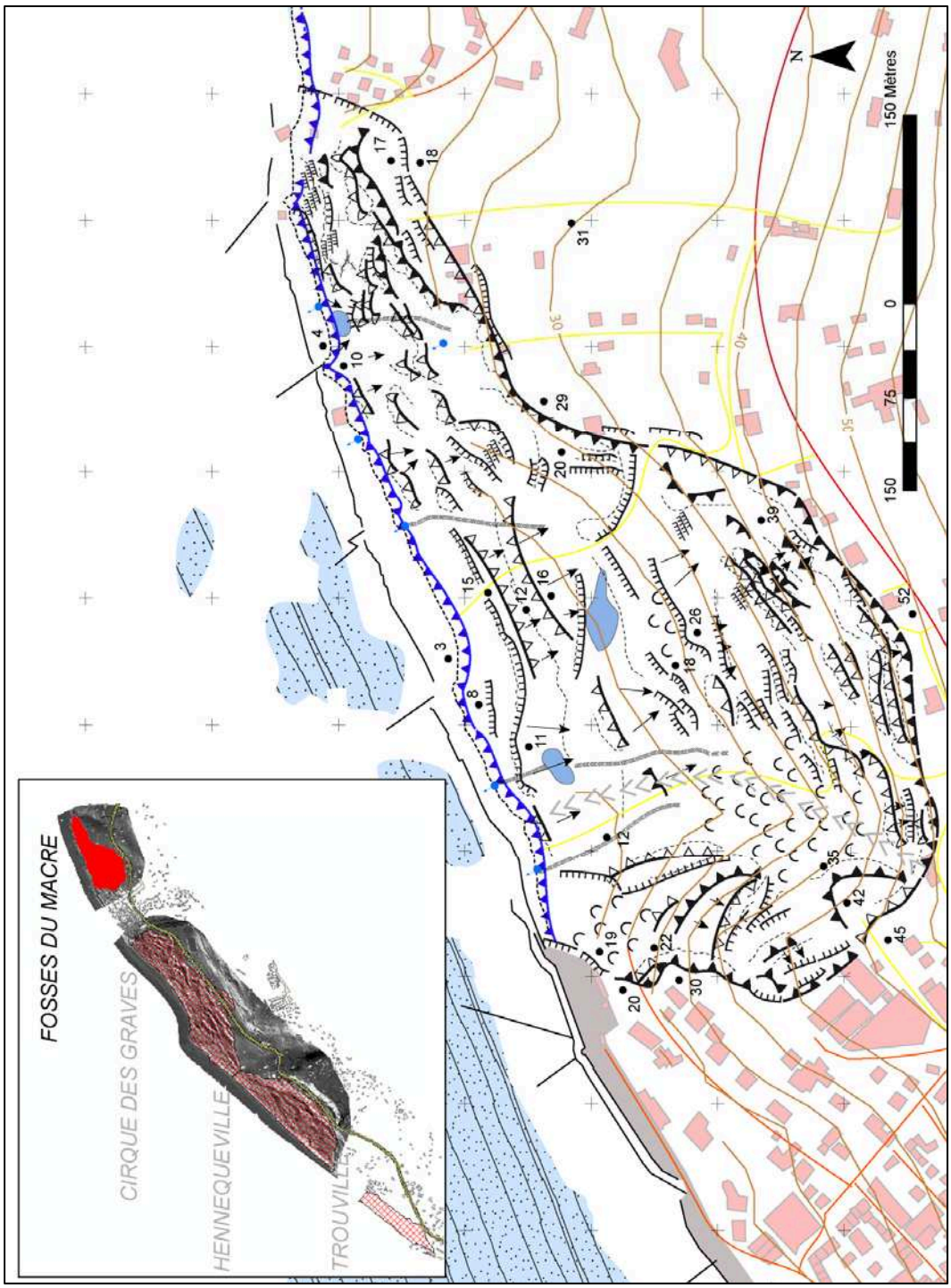


Figure 3-12. *Cartographie topo-morphologique du glissement des Fosses du Macre (mise à jour en mars 2012).*

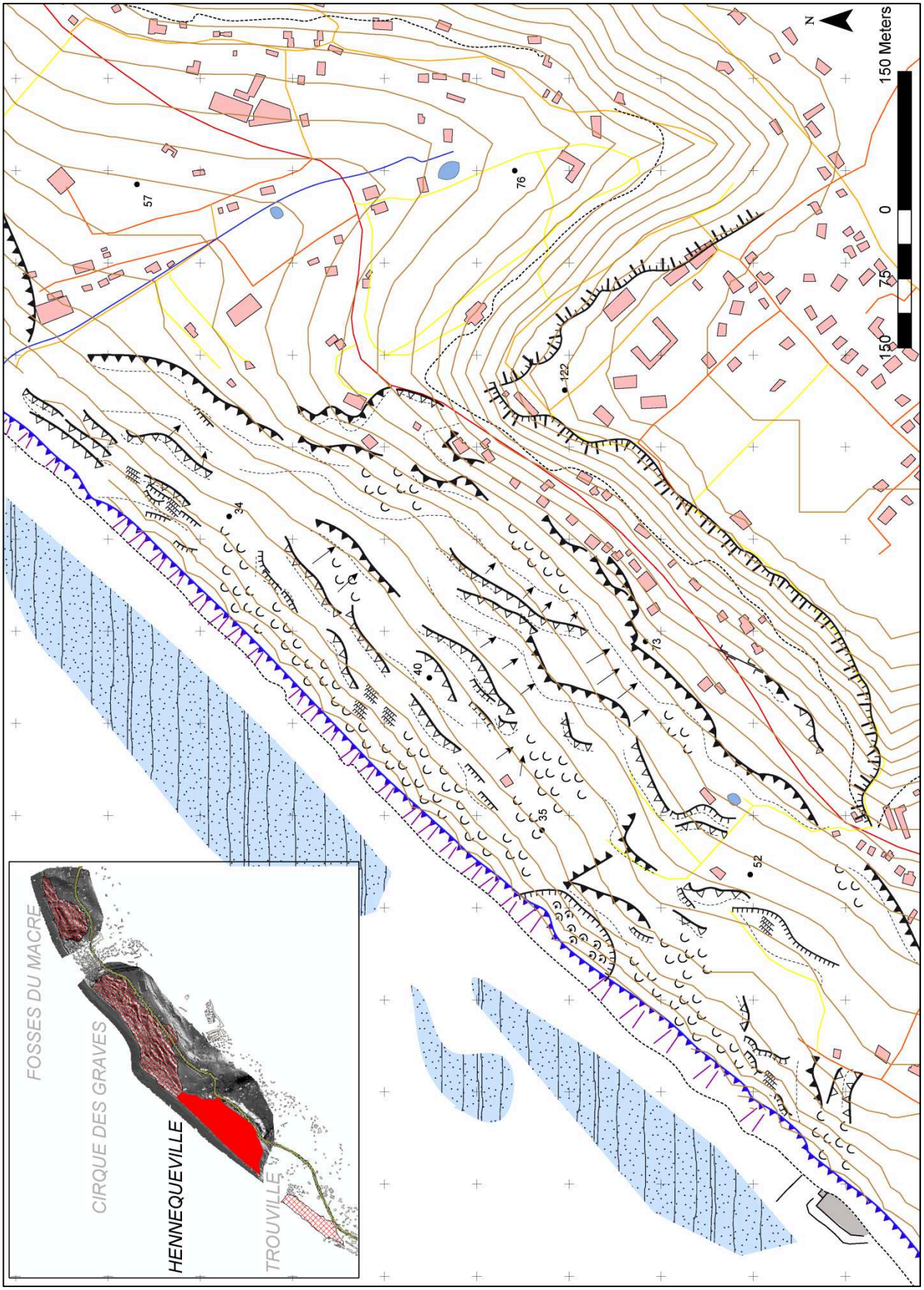


Figure 3-13. *Cartographie topo-morphologique du glissement de Hennequeville (mise à jour en mars 2012).*

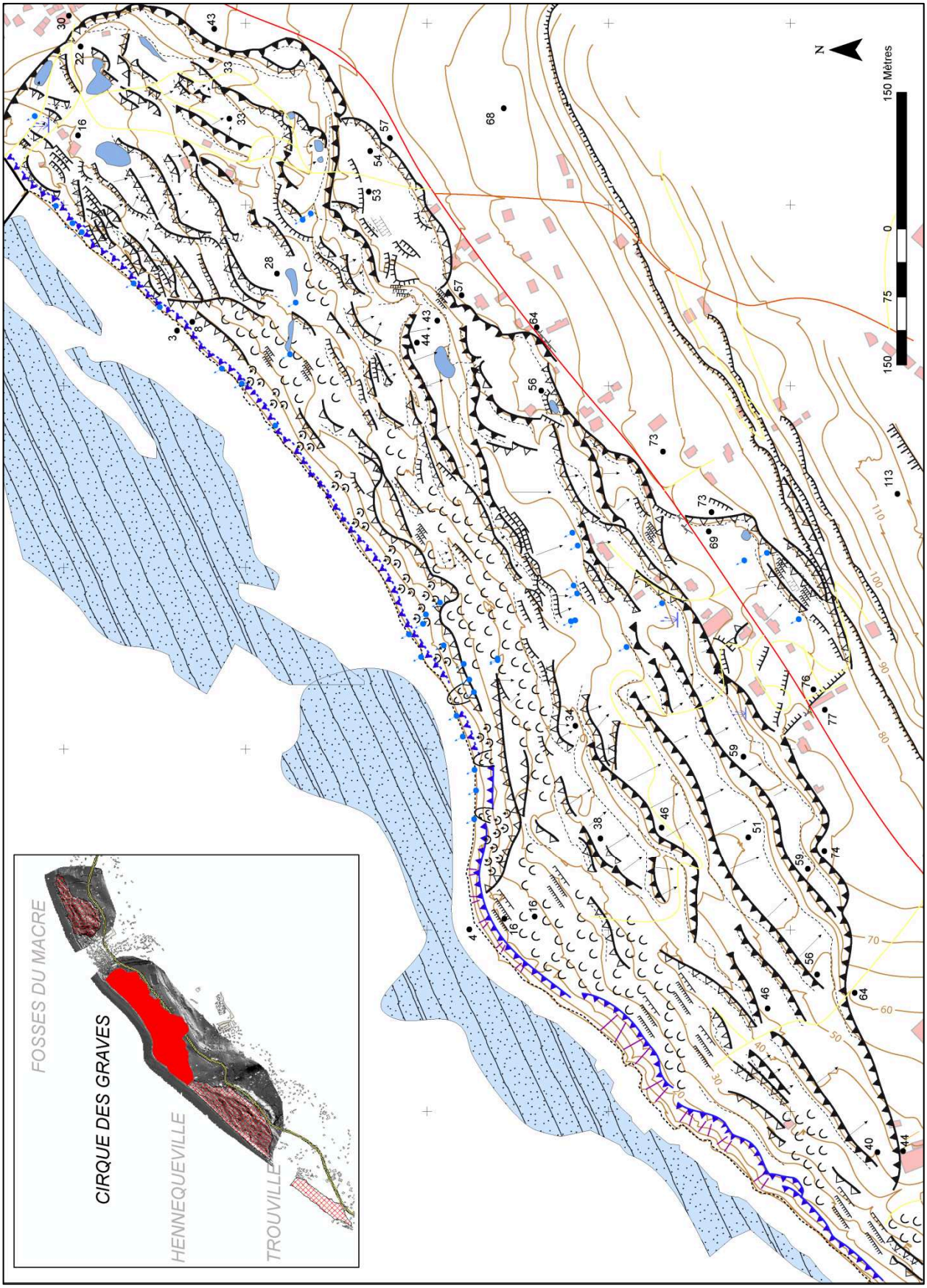


***Figure 3-14**. Cartographie topo-morphologique du glissement du Cirque des Graves (mise à jour en mars 2012).*

3.4. Approche pluridisciplinaire pour définir la structure interne

De très nombreuses méthodes permettent de préciser la structure interne d'un terrain. Ainsi, dans cette section composée de quatre sous-sections, les méthodes les plus fréquentes seront tout d'abord présentées (1). Ensuite, les méthodes employées sur le terrain d'étude seront détaillées en différenciant les méthodes d'investigations directes (2), des méthodes indirectes (3) et en concluant sur l'apport de ces méthodes sur notre site (4).

3.4.1. Introduction

Une fois la cartographie des formes et des modelés de surface réalisée, la caractérisation du glissement doit être complétée par une reconnaissance du site en profondeur (Dikau *et al.*, 1996). Cette reconnaissance souterraine nécessite le croisement de nombreuses données notamment si la géométrie est complexe avec une ou des surface(s) de rupture et une topographie chaotique. Différentes **méthodes destructives directes ou non destructives indirectes** ont été appliquées pour déterminer les caractéristiques des glissements en profondeur. Ces méthodes s'inspirent de **techniques d'investigations traditionnellement utilisées pour le suivi des mouvements de terrain** (Fell *et al.*, 2000), **comme les prospections par sondages carottés, destructifs associés à des tests de pénétrations géotechniques**. Dans le cadre d'une analyse de stabilité et de suivi des déformations du versant, ces différentes techniques permettent de détailler la structure **géologique, la disposition des couches de subsurface** (par leurs caractéristiques mécaniques) et de définir **des limites verticales du glissement en profondeur**.

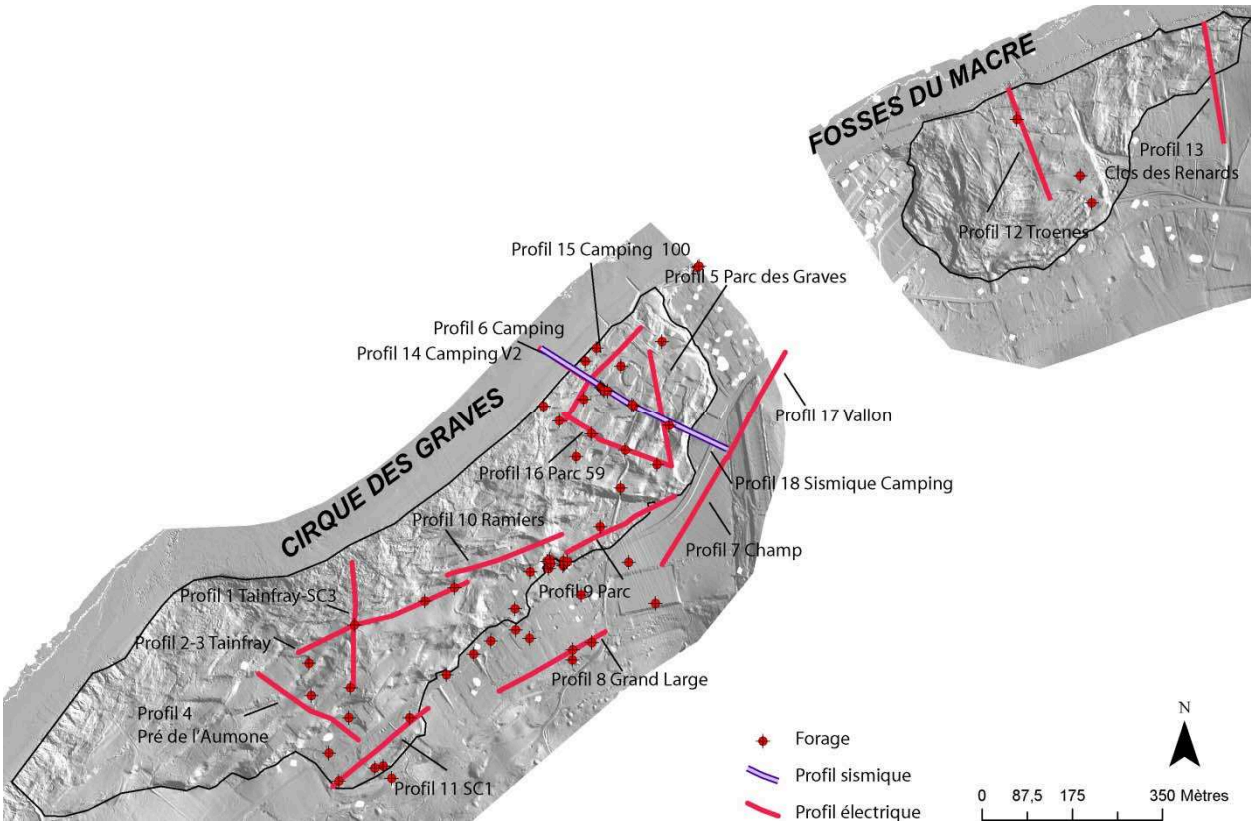


Figure 3-15. *Implantation des profils sismiques, électriques et des forages fournissant une information géologique dans et à proximité du Cirque des Graves et des Fosses du Macre.*

Certaines de ces méthodes intrusives sont fortement contraignantes en temps et en coûts. Afin de compléter ces investigations (Gallipoli *et al.*, 2000), les **techniques de prospection géophysique**, qui se sont beaucoup développées depuis une trentaine d'années, ont été utilisées. Qu'elles soient utilisées individuellement (prospection, électrique, sismique ou radar…) ou par combinaison (association de plusieurs de ces techniques), elles sont fondées sur la mesure des paramètres géophysiques des matériaux tels que la vitesse de propagation des ondes dans la structure (Vp) et leurs résistivités électriques (ρ). Le principe de ces méthodes peut être trouvé dans de nombreux ouvrages ou articles (Filliat, 1981 ; Reynolds,

1997 ; Hack, 2000). Depuis les précepteurs, comme Bogoslovsky & Ogilvy (1977), dans l'emploi de ces méthodes **non intrusives**, plusieurs auteurs utilisent ces techniques de façon combinée dans l'analyse des mouvements de terrain (McCann & Forster, 1990 ; Jongmans & Garambois 2007).

Ces méthodes sont très souvent privilégiées par leurs *'faciles'* mises en œuvre sur de grandes surfaces, aidées par l'automatisation de l'acquisition des données et par l'important volume d'informations collectées. Elles peuvent être utilisées sur différents types de processus gravitaires pour déterminer la structure interne en précisant les limites des formations géologiques (Chambers *et al.,* 2011), et parfois même définir la surface de rupture de glissements coulées (Perrone, 2004 ; Lapenna *et al.*, 2005 ; Naudet *et al.*, 2008), de glissements lents (Godio & Bottino, 2001), de glissements profonds (van Den Eeckhaut *et al.,* 2007 ; Piotr *et al.*, 2010), de coulées de débris (Bichler *et al.*, 2004), ou bien encore de glissements complexes (Sass *et al.*, 2008). Les investigations géophysiques permettent d'obtenir ainsi les caractéristiques pétrophysiques du matériau par l'inversion des données mesurées (Grandjean *et al.*, 2006). Elles sont également adaptées dans le cadre de prospections hydrogéologiques (Banton, 1997 ; Gilli *et al.*, 2004 ; Sailhac, 2004) pour déterminer les zones saturées ou pour détecter les chemins préférentiels d'infiltration d'eau dans la frange non saturée du sol ou déterminer un mode de transfert privilégié de l'eau depuis la surface (Amidu & Dunbar, 2007 ; Caris & van Asch, 1991 ; Colangelo *et al.*, 2006 ; Godio & Bottino, 2001 ; Grandjean *et al.*, 2006 ; Israil & Pachauri, 2003 ; Jongmans, & Garambois 2007 ; Lee *et al.*, 2008 ; Marescot *et al.*, 2008 ; Perrone, 2004). Néanmoins, comme le souligne Hack (2000) toute inversion permettant d'obtenir un modèle géophysique de la subsurface doit être calibré par des données géotechniques. Il est donc indispensable de combiner les méthodes.

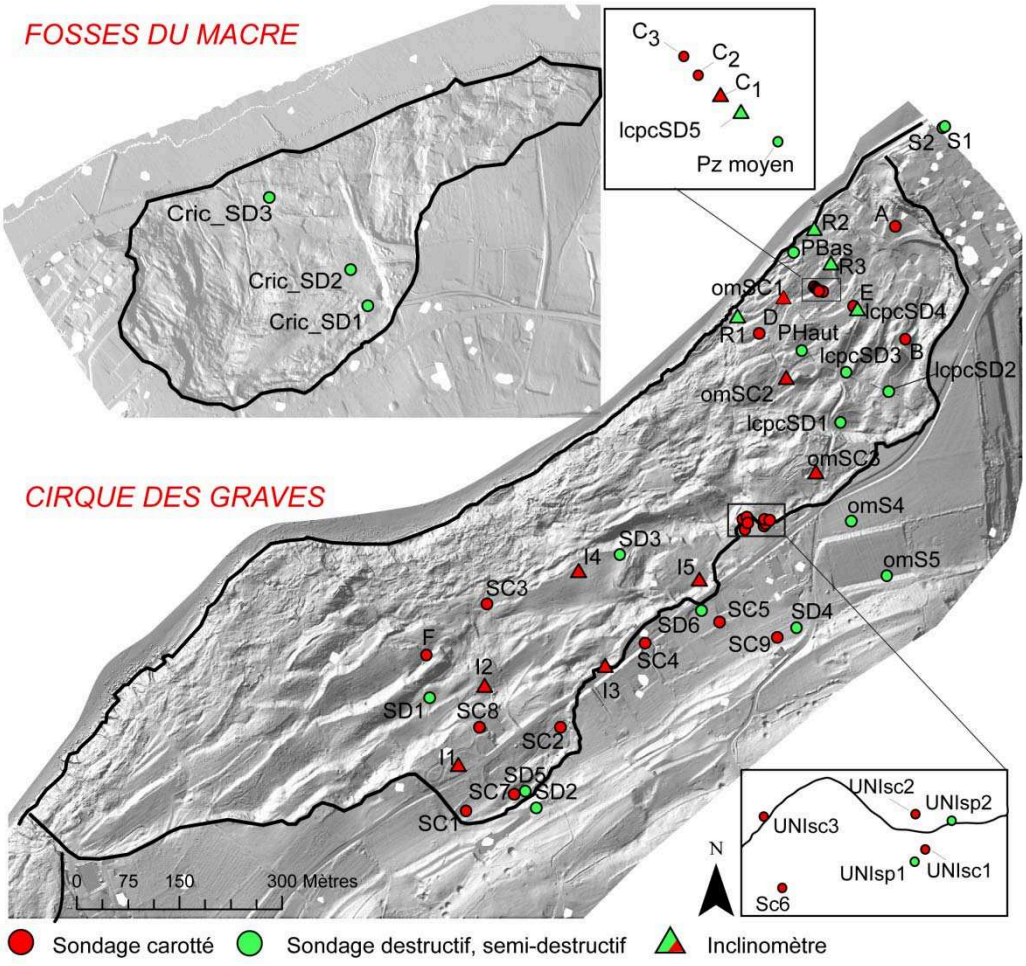


Figure 3-16. *Localisation des forages réalisés depuis 1978 dans les deux cirques.*

Pour ce faire, des investigations géophysiques par **tomographies de résistivité électrique et de sismique réfraction** ont été réalisées dans les deux cirques instables (*Cirque des Graves et Fosses du Macre*) et en dehors de ces zones instables. Ces investigations ont été calibrées par les diverses **informations issues de forages** réalisés pour des études géotechniques effectuées depuis 1978 (Figure 3-15

et Figure 3-16). Les sondages sont disposés de façon à couvrir différents compartiments du glissement (Figure 3-16). Cependant, pour des raisons d'accessibilité, la partie ouest comme la partie aval centrale du *Cirque des Graves* n'ont pu être sondées et équipées. Lorsque cela fut possible, les sondages ont été implantés pour essayer d'investiguer le site le long de **profils transversaux amont-aval**. L'objectif étant d'acquérir une image du sous-sol en profil et de mettre en relation cette image avec la morphologie de surface '*spécifique*' et assez chaotique.

3.4.2. Investigations directes destructives pour la reconnaissance des structures et des matériaux

3.4.2.1. Investigations géotechniques : données disponibles

Depuis 1978, **66 forages** (dont la profondeur varie entre 2 m et 56,60 m) ont été réalisés de part et d'autre du bourg de *Villerville*. Parmi ces forages, 57 fournissent une information géologique avec 54 forages au *Cirque des Graves* et trois aux *Fosses du Macre* (Tableau 3-1). L'accessibilité du site a été et demeure l'une des contraintes majeures pour le choix des machines de forage.

Date	*Réalisation*	*Nb forage*	*Nb carottage*	*Information lithologie*	*Équipement (Nb et type)*	*Utilisation actuelle*
1978	*LRPC Rouen*	*3*	*3*	*3*	*3 Inclino*	*Non*
1983	*CETE*	*1*	*0*	*0*	*1 Inclino*	*Non*
1986	*CETE*	*8*	*3*	*8*	*3 Inclino* *5 Piézo*	*Non s* *Pz-moyen*
2000	*Hydrogéo-technique*	*1*	*0*	*0*	*1 Piézo*	*Détruit 2010*
2001	*Inconnu*	*4*	*0*	*0*	*2 Inclino* *2 Piézo*	*Oui*
2001	*JeanlutzSA - Prunet*	*2*	*0*	*2*	*/*	*Non*
2001	*CETE*	*1*	*0*	*0*	*1 Piézo*	*Oui*
2005	*Hydrogéo-technique*	*10*	*6*	*6*	*6 Piézo* *3 Cp(1)*	*Sc4 /SD1/SD2 détruits* *Sc1 détruit 2012*
2006	*Hydrogéo-technique*	*13*	*3*	*13*	*4 Inclino* *4 Piézo* *4 Cel. pression*	*Oui* *I3 détruit*
2009	*UNISOL*	*7*	*3*	*7*	*5 Piézo*	*Oui* *Sp3 /Sp4 détruits*
2009	*UNICAEN* *UNIVERSITE de VIENNE*	*8*	*8*	*8*	*6 Piézo* *1 Inclino* *1 Cel. multi. par.*	*Oui*
2010	*IFSTTAR*	*3*	*0*	*3*	*3 Piézo*	*Oui*
2011	*IFSTTAR*	*5*	*0*	*5*	*3 Piézo* *2 Inclino*	*Oui*

(Piézo) Tube piézométrique, (Inclino) Tube inclinométrique, (Cel. pression) Cellule de pression, (Cel. multi. par) Cellule multi-paramètres *Geobeads*.

Tableau 3-1. *Description des forages réalisés et équipements installés au Cirque des Graves et aux Fosses du Macre entre 1978 et 2011.*

Vingt-deux forages ont été carottés offrant ainsi une image continue et précise de la nature du sous-sol et des échantillons '*intacts*' pour essais de laboratoire. Les sondages destructifs (tarière hélicoïdale ou percussion à l'eau ou à l'air) fournissent un *log* moins précis des formations traversées sauf si les paramètres de forage ont été enregistrés comme la pression d'injection du fluide, la pression sur l'outil, ou les vitesses d'avancement de l'outil. Comme l'illustre la figure 3-17, avec la profondeur, les paramètres de forage évoluent en fonction des faciès traversés. Ces paramètres permettent donc de distinguer, dans le cas présent, différents matériaux notamment en fonction de leurs résistances à la pénétration (Figure 3-17B). Dans un premier temps, jusqu'à 18 m de profondeur, le matériau semble homogène avec une vitesse d'avancement régulière et une résistance faible. Ces paramètres pourraient indiquer un matériau issu de la craie altérée surmontée de formations superficielles. La transition est remarquable dès lors que les vitesses d'avancement diminuent et que la résistance du matériau augmente. L'interprétation des paramètres de forage est souvent délicate, mais le croisement des différents paramètres et le calcul de différents indices, comme l'indice de Somerton (Somerton, 1959) permettent de proposer des interprétations '*réalistes*'.

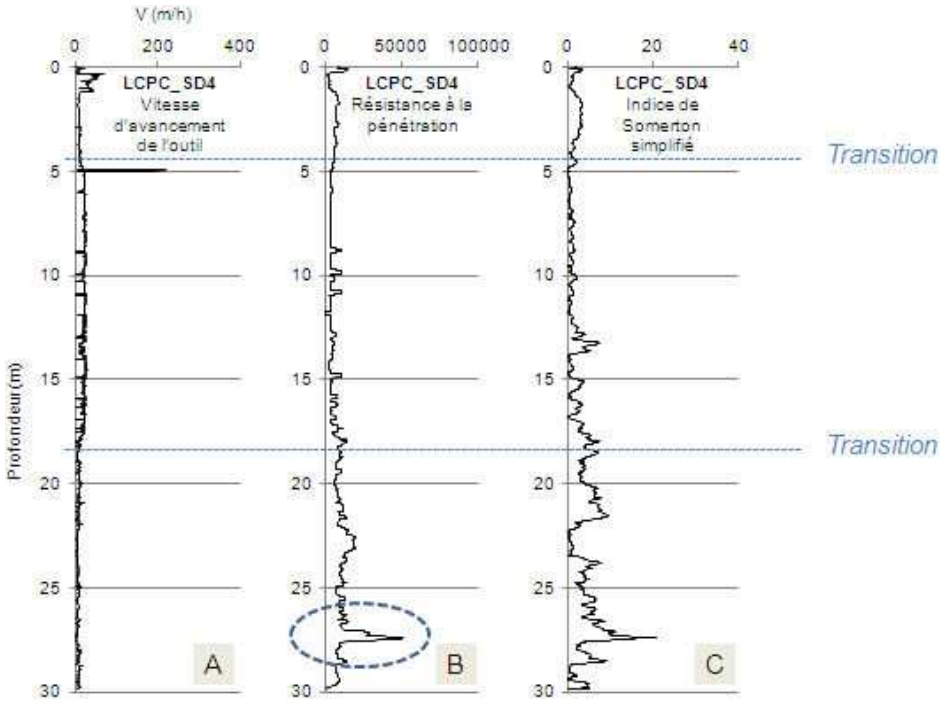


Figure 3-17. *Paramètres de forage enregistrés au sondage LCPC_SD4 réalisé le 16-novembre 2010.*

À noter que pour certains forages, aucune information sur la nature des formations traversées (lithologie) n'a pu être retrouvée dans les différents rapports ou archives. Les forages ont été équipés soit d'un tube piézométrique, soit d'un tube inclinométrique, soit de cellules de pression, soit encore de cellules multi-paramètres *Geobeads* (Tableau 3-1). Certains sont encore fonctionnels, d'autres ont été détruits ou sont devenus inaccessibles.

3.4.2.2. Réinterprétations lithologiques

Qu'il soit carotté ou destructif, chaque forage est associé à une coupe lithologique '*interprétée*' selon les paramètres de forage, la nature des échantillons extraits (intacts ou seulement les *'cutting'* dans le cas de forage destructif) et, surtout selon des informations notées lors de la réalisation des forages par les sondeurs. Il est apparu une très grande disparité dans les descriptifs de ces coupes selon les entreprises ou bureaux d'études ayant réalisés ces investigations (Tableau 3-1). Aussi, toutes ces informations de forage ont dû être analysées, comparées entre elles ou avec des observations de terrain, et parfois '*réinterprétées*' dans le cadre de ces travaux de recherche afin d'homogénéiser cette information lithologique avant d'être exploitée ultérieurement, pour la définition de modèles (hydromécanique, géotechnique, géométrique, …), comme par exemple, le modèle géotechnique montrant la distribution des blocs de craie dans le *Cirque des Graves* et les *Fosses du Macre* (Section 3.5).

Les descriptions des faciès fournies par les bureaux d'étude sont parfois '*surprenantes*' et parfois très différentes et plus ou moins '*subjectives*', pour deux forages très proches mais réalisés par deux sociétés différentes et à plusieurs années d'intervalle : la difficulté réside alors dans la distinction ou le rapprochement de ces différents faciès décrits dans les différents rapports. Aussi, la réinterprétation a été parfois nécessaire. Dans le cas des forages présentés ci-dessous (Figure 3-18), il n'est nullement mentionné la présence de craie mais celle de calcaire, alors que la craie est observée sur un escarpement situé à quelques mètres des forages. Les indices qui nous ont permis de qualifier cet horizon en '*craie altérée*', et non en calcaire, sont la couleur '*blanche*' et l'indication de '*limon sableux beige plus ou moins argileux avec nombreux silex*' qui rappellent bien le faciès de la '*craie altérée*'. Les dépôts de formations superficielles n'ont pas été généralement indiqués comme tels. Ici, encore, en fonction des observations et autres informations disponibles, un ou plusieurs horizons ont parfois été réinterprétés comme '*dépôts de formations superficielles*'. Généralement, la description des sables glauconieux argileux n'a pas posé de problème, et n'a pas donné lieu à des réinterprétations.

SC8 - Sondage Hydrogéotechnique 6/03/2006

Profondeur (m)	Lithologie	Réinterprétation
0,50	Limon brun à tissu raciniaire	Terre végétale
4,40	Sable +/- argileux jaune-beige glauconieux à très glauconieux à débris calcaires et silex, peu constistant	Dépôts Formations superficielles
10	Limon sableux marron beige +/- argileux très charpenté en silex et débris calcaires, peu consistant	Craie altérée
17,50	Sable +/- argileux blanc jaune beige à débris clacaires et silex moyennement consistant	
25	Sable glauconieux vert jaune blanc +/- argileux à débris calcaires	Sable

I1 - Sondage Hydrogéotechnique 6/12/2005

Profondeur (m)	Lithologie	Réinterprétation
0,40	Limon brun à tissu raciniaire	Terre végétale
11,45	Limon argileux +/- sableux marron beige à blocs et débris calcaires et silex	Craie altérée
16,40	Sable +/- grésifié +/- argileux et limoneux beige orange	Sable
20,15	Argile et sable +/- grésifié	Argile

Figure 3-18. *Exemples de caractéristiques lithologiques réinterprétées aux forages SC8 et I1 pour une homogénéisation des données.*

3.4.2.3. Classification litho-stratigraphique 'simplifiée'

Après la phase d'analyse des données de forages et des éventuelles réinterprétations, les faciès ont également été comparés avec les descriptions fournies dans la littérature (Journeaux, 1971 ; Flageollet & Helluin, 1984 ; Flageollet, 1987 ; Flageollet, 1992 ; Maquaire, 1990). Cela a permis de '*regrouper*' des faciès très proches, et de proposer la classification litho-stratigraphique '*simplifiée*' ci-après.

Les ***dépôts de pente*** (formations superficielles), de couleur ocre à brune, sont hétérogènes et aux faciès limoneux ou sablo-limoneux avec nombreux silex et fragments de craie altérée ou fragmentée par les alternances gel-dégel (Figure 3-19A). Ces débris sont de tailles très variables. Ces dépôts apparaissent moyennement perméables avec des niveaux plus argileux peu perméables. Leurs épaisseurs varient de quelques décimètres à plusieurs dizaines de mètres ;

(A) Formation superficielle limoneuse à débris de craie, (B) Sable et débris de craie et silex, (C) Couche argilo-limoneuse intermédiaire entre craie et sables glauconieux, (D) Sable glauconieux vert-noir, (E) Sable albien vert-kaki, (F) Marne bleue-grise.

Figure 3-19. *Échantillons issus des carottages réalisés en novembre 2009 au Cirque des Graves.*

(A) Affleurement de marnes bleues grises, (B) Blocs de craie émoussés provenant du versant et s'accumulant en haut de plage, (C) Écoulements boueux issus des marnes à la suite d'un épisode pluvieux et recouvrant les grés de l'Oxfordien.

Figure 3-20. *Affleurements et formations observés au pied de versant du Cirque des Graves (novembre 2011).*

La ***craie glauconieuse du Cénomanien*** est généralement recouverte par les formations superficielles. Sur les versants et dans les cirques, il s'agit de panneaux ou blocs de craie plus ou moins altérés et diaclasés dont l'épaisseur varie entre 2,50 et 18 m. Le faciès est limono-sableux et riche en silex (Figure 3-19B). Le sommet de la couche est caractérisé par une craie de nature '*siliceuse*' alors qu'à sa base, le faciès est celui

d'une craie glauconieuse très perméable. Une séquence intermédiaire entre ces blocs de craie à nodules de silice et les sables sous-jacents se distingue par endroit. Il s'agit d'une formation très fine argileuse verdâtre (Figure 3-19C). Sa couleur rappelle celle des sables glauconieux sous-jacents.

Les ***sables glauconieux*** vert-noirs (Figure 3-19D) sont des sables très poreux. Ces couches glauconieuses argilo-sableuses sont associées aux ***sables albiens*** verts kaki (Figure 3-19E) également marqués par une forte porosité (Journeaux, 1971). L'épaisseur de ces sables varie grandement, d'un point à l'autre du versant, entre 0,30 et 19,40 m.

Enfin, la formation basale, en discordance stratigraphique avec les sables albiens, correspond à une épaisse ***formation argilo-marneuses de l'Oxfordien*** *et* ***du Kimméridgien*** qui repose sur les **grès de l'Oxfordien** qui constituent le substratum '*indéformable*'. Comme cela a été décrit dans la section 1.3.2. du chapitre 1, dans le détail, les faciès sont très différents, avec des alternances de marnes et d'argiles, parfois compactes ou silteuses, de couleur noire à grise ou bleue-grise (Figure 3-19F) et contenant des petits bancs calcaires et gréseux. Les marnes bleues grises affleurent au pied du glissement du *Cirque des Graves* et lors d'épisodes pluvieux donnent naissance à des petits écoulements boueux (Figure 3-20).

3.4.2.4. Caractéristiques intrinsèques des matériaux

Les analyses et essais géomécaniques de laboratoire permettent de caractériser les matériaux des versants instables, de réaliser des calculs de stabilité (calcul du coefficient de sécurité) et modélisations numériques hydromécaniques, et d'en comprendre les modalités de fonctionnement (Angeli *et al*, 2005 ; Antoine *et al.*, 1981 ; Cascini *et al.*, 2011 ; Crosta, 1998 ; Fell *et al., 2000 ;* Gasparetto *et al.*, 1996 ; van Asch *et al.*, 1996a ; van Asch *et al.*, 2007b ; van Asch *et al.*, 2009).

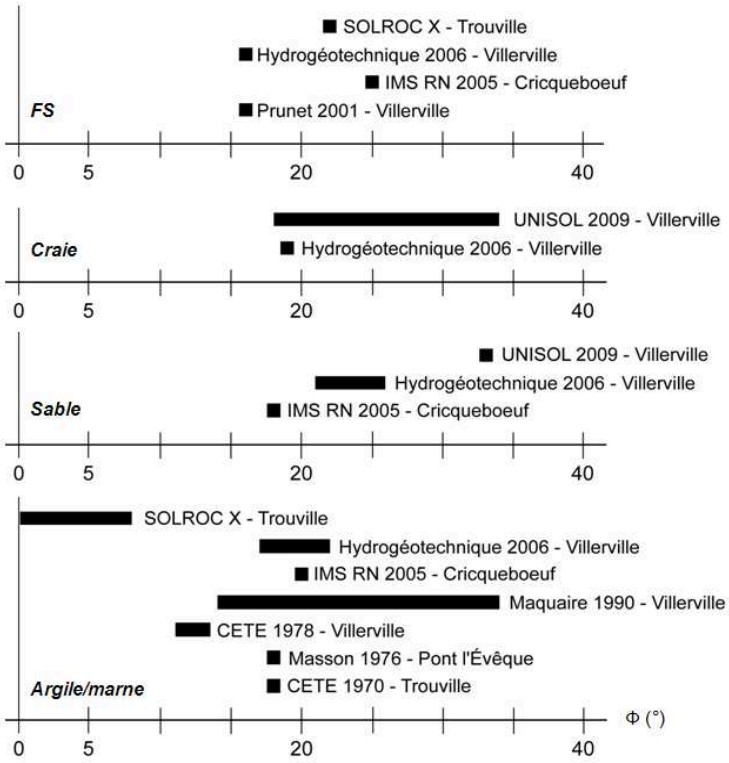


Figure 3-21. *Valeurs des angles de frottement interne de différentes formations issues de la littérature.*

Une recherche bibliographique a permis de collecter les valeurs obtenues par différents essais réalisés, depuis les années 1970, sur des matériaux prélevés lors des campagnes de forages réalisés le long des versants littoraux du Pays d'auge. Pour les quatre formations principales (formations superficielles, craie, sable, argile/marnes) nous présentons les caractéristiques intrinsèques, long terme, cohésion effective (c') et angle de frottement interne effectif (ρ'), relevées dans différents rapports (Figure 3-21 et Figure 3-22). Les valeurs des limites d'Atterberg (indices et limites de plasticité) sont données pour les formations superficielles et les argiles-marnes (Tableau 3-2). À noter également que les valeurs de poids spécifiques

apparents humides (γ_h) ont également été collectées, mais ne font pas l'objet d'une représentation iconographique spécifique : on retiendra que les valeurs oscillent entre 19 et 21 KN/m^3.

Les différents résultats obtenus mettent en évidence une ***forte dispersion*** des valeurs des caractéristiques des matériaux :

- les formations superficielles (FS) limono-sableuses sont caractérisées par une cohésion faible (0 à 5 KPa) et par des angles de frottement compris entre 16 et 25°. Les limites d'Atterberg (tableau 3-2) permettent de classer les faciès les plus argileux parmi les limons très plastiques sensibles aux variations de teneurs en eau ;
- les ***formations de craie altérée*** aux faciès limono-sableux-argileux selon le degré d'altération présentent des cohésions comprises entre 10 et 40 KPa et des angles de frottement variant de 10 à 35°.
- les ***sables plus ou moins argileux*** présentent des cohésions très faibles à nulles, sauf celles mesurées par *Hydrogéotechnique* en 2006, avec des valeurs très élevées comprises entre 42 et 79 KPa (valeurs qui caractérisent des sables fins très argileux glauconieux). Les angles de frottement sont assez élevés et compris entre 18 et 33° ;
- les ***marnes et argiles*** sont caractérisées par des cohésions très variables comprises entre 0 et 122 kPa (Maquaire, 1990) et par des angles de frottement compris entre 11 et 34°. A noter les valeurs surprenantes obtenues par *Solroc* à Trouville-sur-Mer avec des valeurs très faibles comprises entre 0 et 8°. Les limites d'Atterberg (Tableau 3-2) permettent de les classer parmi les limons très plastiques sensibles aux variations de teneurs en eau. Des caractéristiques résiduelles ont été obtenues par cisaillement rectiligne alterné : la cohésion résiduelle est nulle et l'angle de frottement résiduel moyen est de 11° avec un écart-type de 0,94 (Maquaire, 1990).

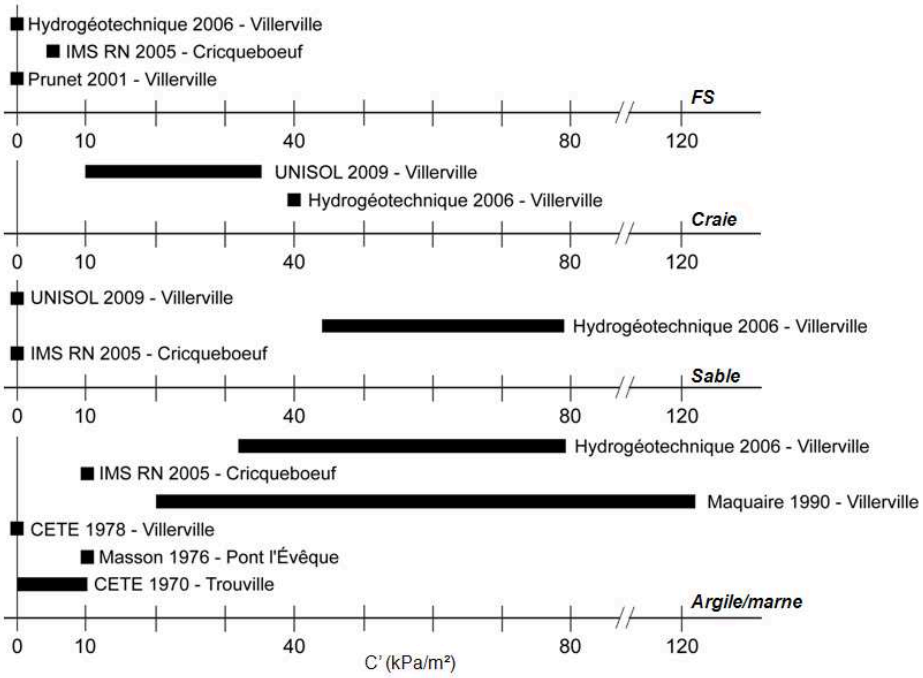


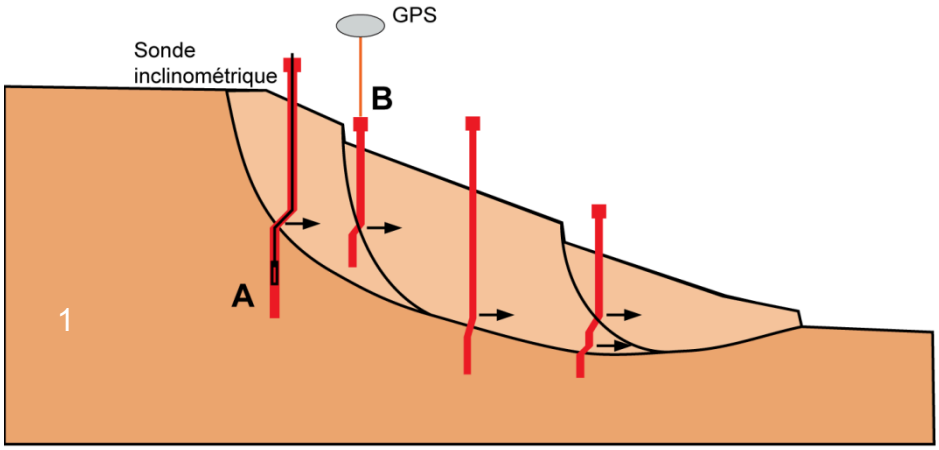
Figure 3-22. *Valeurs de cohésion de différentes formations issues de la littérature.*

	Limite de plasticité (WP en %)	***Indice de plasticité (Ip)***
F S	*45-79*	*20-42*
Argile/marne	*45-92*	*17-37*

Tableau 3-2*. Indices et limites de plasticité minimum et maximum enregistrés dans le secteur du Cirque des Graves entre 1990 (Maquaire, 1990) et 2006 (rapport Hydrogéotechnique, 2006).*

3.4.2.5. Détection des surfaces de glissement

L'instrumentation des forages par des tubes inclinométriques a permis de mesurer les déformations du versant et donc de localiser les surfaces de rupture (ou de glissement) à différentes profondeurs. Ces observations s'organisent de façon **ponctuelle** dans le *Cirque des Graves* (Lissak *et al.*, 2010) à l'aide d'une sonde inclinométrique et de façon **continue,** en un point du versant, à l'aide de **capteurs multi-paramètres *Geobeads*** (Peters *et al.,* 2010). L'analyse spatio-temporelle des déplacements enregistrés fera l'objet du chapitre 6. Cette section présente le principe de la mesure inclinométrique (Figure 3-23) et le nombre et la localisation des tubes, puis elle donne quelques principaux résultats obtenus sur les niveaux de surfaces de glissement détectés en les commentant et en donnant les contraintes et les limites liées au site et au mode d'installation de ces tubes. À ce jour, sur les quatorze tubes inclinométriques installés, seuls huit sont encore utilisables au *Cirque des Graves*, les autres sont cisaillés (Figure 3-16 et Tableau 3-3). Sur les trois plus récents tubes installés en janvier 2012, deux tubes ne présentent pas '*encore*' de déformations mesurables.



(A) Mesure de déformations en profondeur par sonde inclinométrique, détection de la surface de rupture principale, (B) Mesure de la tête de forage pour évaluer les déplacements horizontaux, détection en profondeur d'une surface de rupture secondaire.

Figure 3-23. *Dispositif inclinométrique.*

Nom de forage	*Date d'installation*	*Profondeur du tube*	*Profondeur de la (des) surface(s) de glissement*	*Commentaire*
R1	*1978*	*11*	*5,50*	*Tube cisaillé*
R2	*1978*	*11*	*7*	*Tube cisaillé*
R3	*1978*	*18*	*15*	*Tube cisaillé*
OM_SC1	*21/10/86*	*56,40*	*14,50*	*Tube cisaillé*
OM_SC2	*21/10/86*	*34*	*14,50*	*Tube cisaillé*
OM_SC3	*23/04/87*	*24,20*	*22,50*	*Tube cisaillé*
I1	*09/05/06*	*20*	*15,50 / 6*	
I2	*09/05/06*	*20,70*	*15*	
I3	*03/04/06*	*20*	*16,50 / 13,50 / 5,50*	
I4	*09/05/06*	*20*	*18*	
I5	*09/05/06*	*20*	*17,50 / 12 / 7*	
C3	*11/01/12*	*9*	*5,5*	
LCPC_SD4	*11/01/12*	*23,40*	*/*	*Pas de déplacement*
LCPC_SD5	*11/01/12*	*15*	*/*	*Pas de déplacement*

Tableau 3-3*. Descriptif des différents tubes inclinométriques et profondeurs des surfaces de glissement détectées au Cirque des Graves depuis 1986.*

Les profondeurs des surfaces de glissement ont été détectées lors des campagnes de 1978, 1986, 2006 et des levés plus récents réalisés dans le cadre de cette thèse de doctorat depuis 2009 (date de mise à disposition d'une sonde inclinométrique). Des surfaces de glissement ont été détectées à différentes profondeurs dans l'ensemble des tubes (à l'exception des deux derniers installés) : les profondeurs varient grandement entre 5,50 m et 7,00 m (pour des glissements superficiels) à des valeurs autour de 15,00 m variant entre 13,50 et 17,50 m (pour des glissements profonds), voire plus, puisque les valeurs maximales atteignent 22,50 m.

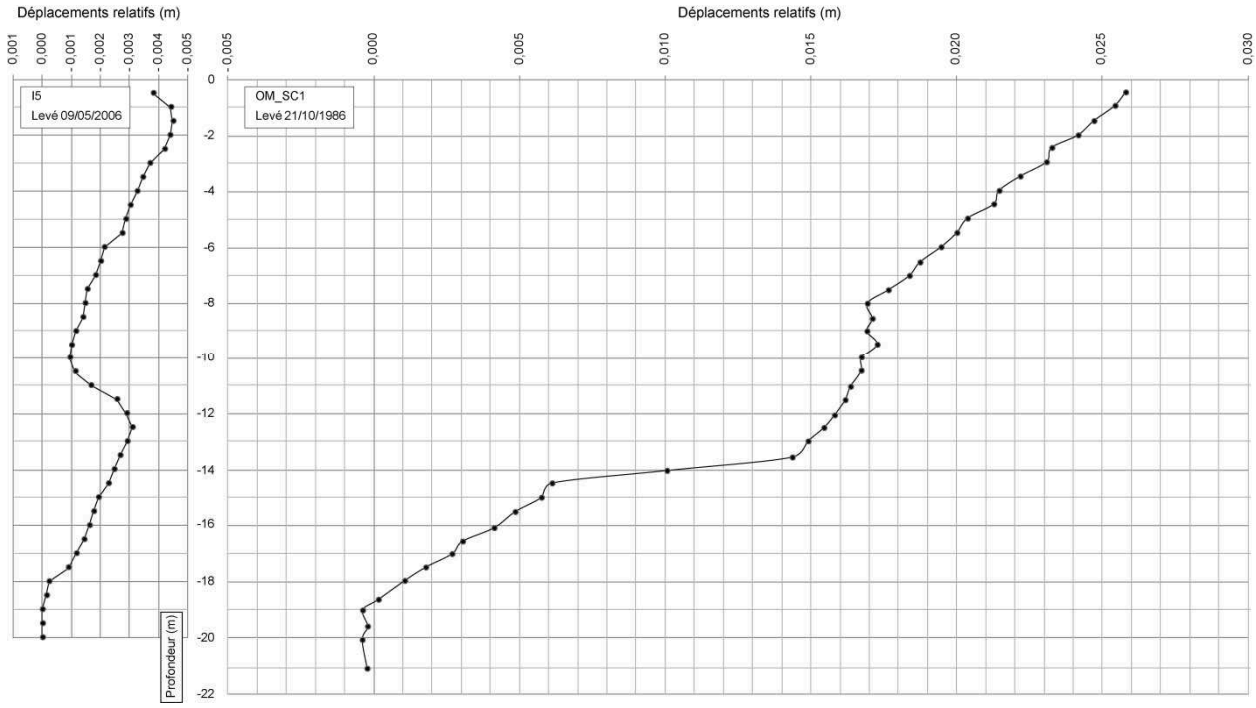


Figure 3-24. *Mesures des déplacements relatifs des inclinomètres OM_SC1 en 1986 et I5 en 2006.*

Selon les valeurs des variations angulaires ou bien des déplacements relatifs le long des tubes inclinométriques, ces surfaces de glissement sont plus ou moins bien facilement détectées (Figure 3-24) : pour le tube OM_SC1, la surface de glissement est aisément identifiée vers 14,50 m de profondeur, ce qui est plus délicat à déterminer pour le tube I5 pour lequel les déplacements relatifs sont plus faibles. Mais il est néanmoins possible de détecter trois surfaces plus ou moins bien marquées à 17,50 m, 12,00 m et 7,00 m de profondeur (Figure 3-24).

Pour le tube OM_SC2, situé environ 100 m en amont du point OM_SC1, une première déformation est décelée entre 14,50-16 m de profondeur et une autre vers 23 m de profondeur, comme c'est le cas pour l'inclinomètre OM_SC3. Ces surfaces de glissement 'profondes' ne pourraient être décelées par les tubes inclinométriques installés en 2006 par *Hydrogéotechnique* car les tubes n'atteignent qu'une profondeur maximale de 20,70 m. On peut également craindre que ces tubes, insuffisamment bien et profondément ancrés dans le terrain stable, sous la surface de glissement la plus profonde, soient 'flottants' et que seules les déformations 'superficielles' puissent être détectées.

3.4.3. Investigations indirectes non destructives

Afin d'obtenir une image plus large et plus complète de la structure interne du glissement, les informations ponctuelles obtenues grâce aux forages géotechniques sont combinées à des informations issues d'**investigations indirectes** et **non destructives par méthodes géophysiques.** Cette deuxième étape de prospection permet d'acquérir une **image plus globale en 2D ou 3D de la subsurface du versant** à l'aide de méthodes rapides et peu coûteuses.

3.4.3.1. Tomographie de résistivité électrique

a) Principe de la mesure

Une prospection par **tomographie de résistivité électrique à courant continu** a été réalisée. Cette méthode d'exploration repose sur la **mesure directe de la résistivité électrique** (ρ en Ω.m) des formations souterraines, de manière à faire une étude structurale du site d'étude à travers l'injection de courant électrique dans le sol. L'imagerie du sous-sol par tomographie électrique permet de définir les limites lithologiques via la répartition des résistivités électriques dans le sous-sol (Filliat, 1981). Ceci dépend de la capacité de circulation et de propagation du courant électrique selon la nature des matériaux.

La résistivité caractérise les propriétés électriques du terrain et représente l'inverse de la conductivité électrique σ (en S.m) du matériau. Ce paramètre dépend alors de la résistance de la roche mais aussi de sa teneur en eau et de sa distribution dans la formation. Pour cette raison, la circulation du courant électrique dans le sous-sol s'effectue principalement par conduction électrolytique à travers l'eau contenue dans ces formations (McNeill, 1980).

L'injection d'un courant d'intensité connue et la mesure de la distribution du potentiel électrique donnent une estimation de la résistivité apparente (ρa) du sous-sol. La résistivité électrique ρ d'une formation peut être déduite de cette résistivité apparente (ρa) : une grandeur est calculée à partir de la mesure de la différence de potentiel ΔV (en volts) entre deux électrodes M et N pendant l'injection d'un courant continu I (en ampères) entre deux autres électrodes A et B (Figure 3-25) à l'aide de différents dispositifs d'investigation (Filliat, 1981).

b) Dispositifs de mesures

Différents dispositifs d'acquisition, donc différentes géométries d'électrodes ont été testées sur le terrain. Chaque dispositif est caractérisé par une certaine profondeur d'investigation et de résolution. Plus la longueur du dispositif est grande, plus l'action du champ électrique permet d'évaluer la résistivité des sols en profondeur. Pour atteindre des profondeurs d'investigation '*optimales*' jusqu'au moins la formation argilo-marneuse, un dispositif en profils de 48 électrodes espacées de 5 m chacune a été retenu. Les ERT (*Electrical Resistivity Tomography*) ont été acquises avec un résistivimètre automatique IRIS Syscal Junior (48 canaux) avec une précision de mesure de courant de 0,5%.

Dans un premier temps, les prospections ont été réalisées à l'aide d'un dispositif en **Dipôle-dipôle.** Ce mode d'acquisition permet de mieux apprécier les formations de surface et est recommandé pour les terrains aux structures verticales (Chapellier, 2000). Dans un deuxième temps, le mode **Wenner-Schlumberger (WS**) a été utilisé (Figure 3-25) afin d'estimer la résistivité apparente des formations plus profondes. Cette géométrie est très utilisée dans les travaux sur les glissements de terrain (Godio & Bottino, 2001 ; Naudet *et al.*, 2008 ; Sudha *et al.*, 2009 ; Van Den Eeckhaut *et al.*, 2007). Ce dispositif permet l'injection de courant continu dans le sol à une meilleure profondeur d'investigation que d'autres dispositifs. Il est recommandé pour les terrains présentant à la fois des structures horizontales et verticales. Ce dispositif permet d'acquérir un grand nombre de points et nécessite peu de traitement car il induit peu de bruit lors de l'acquisition.

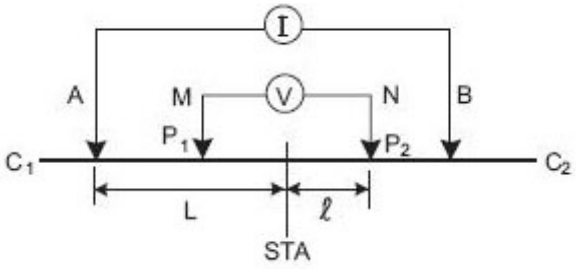


Figure 3-25. *Schématisation du dispositif Wenner-Schlumeberger (d'après Filliat, 1981)*

Les prospections se sont déroulées durant trois missions successives en décembre 2007, février 2009 et avril 2010. Au total, dix-sept profils 'électriques' ont été réalisés dans le *Cirque des Graves* et dans les *Fosses du Macre* et en dehors de ces zones instables (Figure 3-15). Leur implantation a du tenir compte des

contraintes morphologiques et environnementales : des escarpements principaux ou secondaires, des ruptures de pente, des haies, de la végétation arbustive et arborée, des mares et zones humides, des propriétés privées parfois interdites d'accès, … (Figure 3-26).

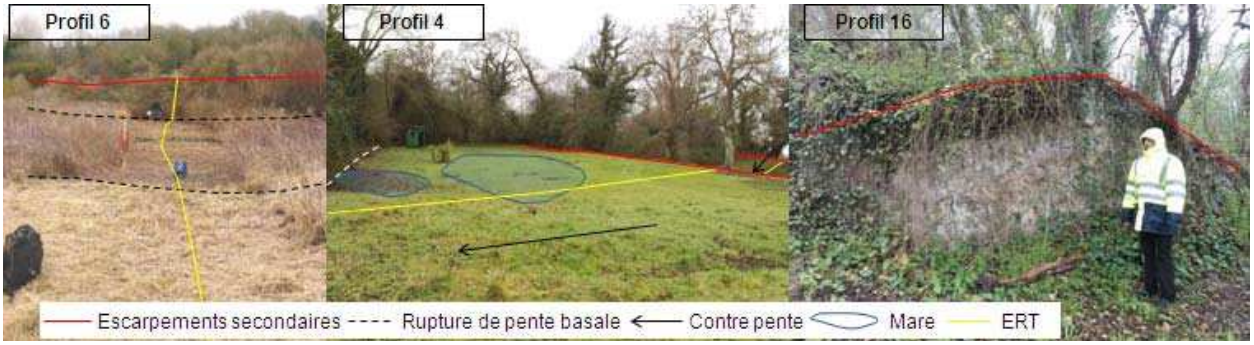


Figure 3-26. *Contexte environnemental le long des profils électriques 6, 4 et 16.*

c) Interprétation des pseudo-sections et modèles de résistivité

Les sondages électriques ont été interprétés à l'aide d'une procédure d'inversion des pseudo sections de résistivités apparentes sous le logiciel RES2DINV en un modèle représentant la distribution des résistivités calculées en subsurface (Perrone, 2004). Les données sont traitées puis inversées pour convertir les résistivités apparentes obtenues avec les mesures réalisées en surface en résistivités '*vraies*' du sous-sol sous la forme d'un modèle mathématique de structure du sol (Chapellier, 2000). Le processus d'inversion se fait selon la méthode de Loke (Loke, 1994 et 1999 ; Loke *et al.,* 2003 ; Loke, 2011) par moindres carrés amortis de type Gauss-Newton. Cette technique offre différentes solutions d'interprétation des profils. Il est possible de définir plusieurs modèles de structure du sol. Le modèle choisit met en avant les fortes résistivités de la craie (Figure 3-31 et Figure 3-32) mais aussi des couches conductrices telles que les marnes ou les sables glauconieux qui supportent les blocs de craie. L'interprétation des sondages électriques est un processus itératif, pendant lequel on tente de minimiser l'écart entre les mesures et le modèle en limitant le nombre d'itérations des données. Les différents profils électriques ont nécessité entre 3 et 7 itérations (pour les sondages les plus bruités) pour diminuer cet écart.

L'interprétation de la section est jugée valable dès lors que l'erreur moyenne quadratique RMS (qui quantifie l'écart entre le modèle et les mesures) est inférieure à 3 %. Cette valeur doit être faible sans pour autant nécessiter trop d'itérations. Si l'indice d'erreur (RMS) est en deçà de 3 %, les résultats d'inversion sont jugés comme suffisamment précis (Sass & Glade, 2008). Une fois les résistivités inversées, leur interprétation structurale n'est possible que s'il existe des données de forages pour les calibrer.

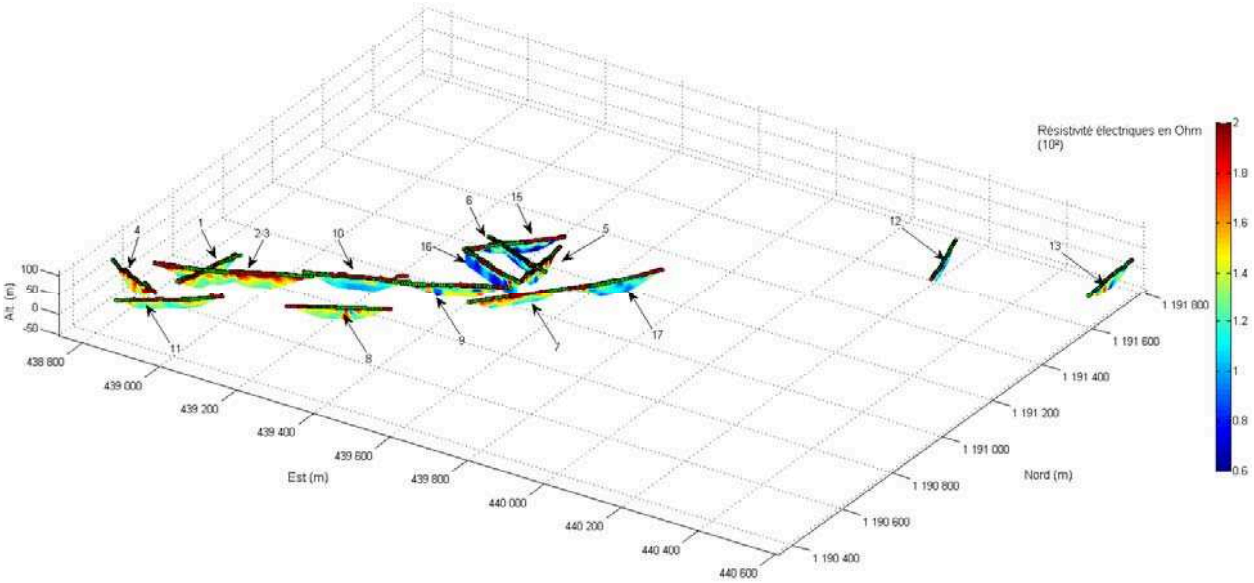


Figure 3-27. *Profils de résistivités électriques mesurées sur le Cirque des Graves et les Fosses du Macre.*

d) Résultats

Les valeurs de résistivité obtenues sont modérées mais leurs amplitudes sont grandes. Les valeurs varient entre 10 et 400 Ω.m. Les 17 profils combinés sous Matlab® illustrent une concordance entre les variations spatiales des résistivités et la morphologie (Figure 3-27 et Figure 3-28).

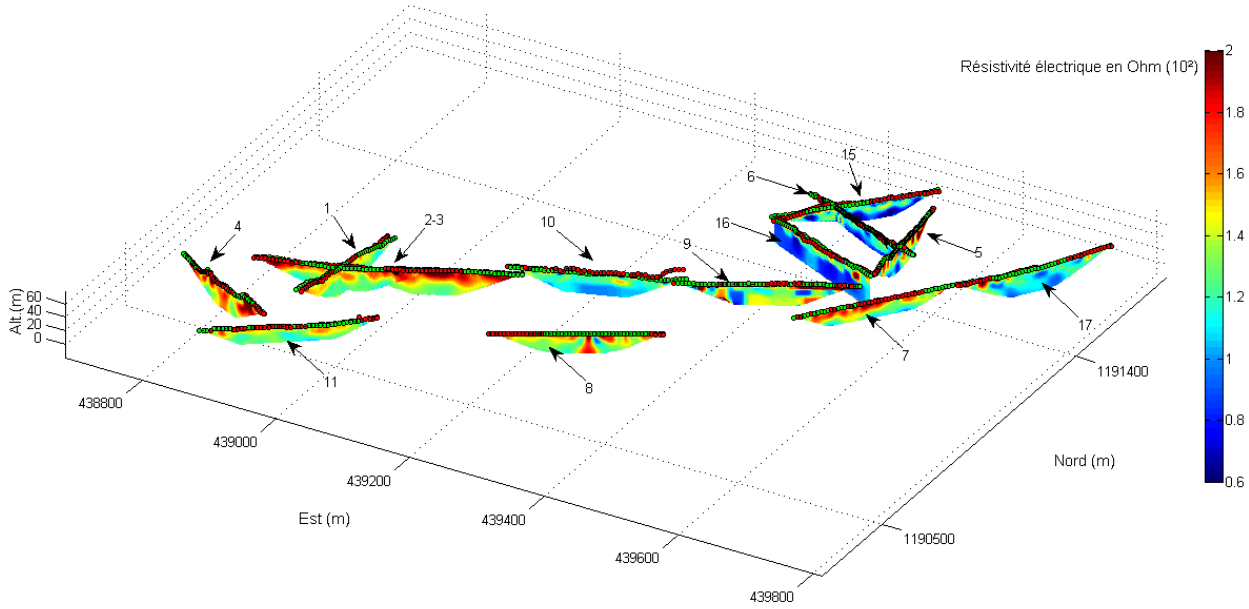


Figure 3-28. *Focus sur les profils de résistivité électrique implantés au Cirque des Graves.*

Le croisement des deux profils de résistivité (Figure 3-29) montre la bonne correspondance dans les valeurs de résistivités mesurées sur chacun des profils. Aux *Fosses du Macre*, les profils de résistivité indiquent des classes de valeurs plus réduites entre 7 et 140 Ω.m pour le profil 12, et entre 5 et 73 Ω.m pour le profil 13 (Figure 3-30). La topographie est d'ailleurs beaucoup moins marquée qu'au *Cirque des Graves*.

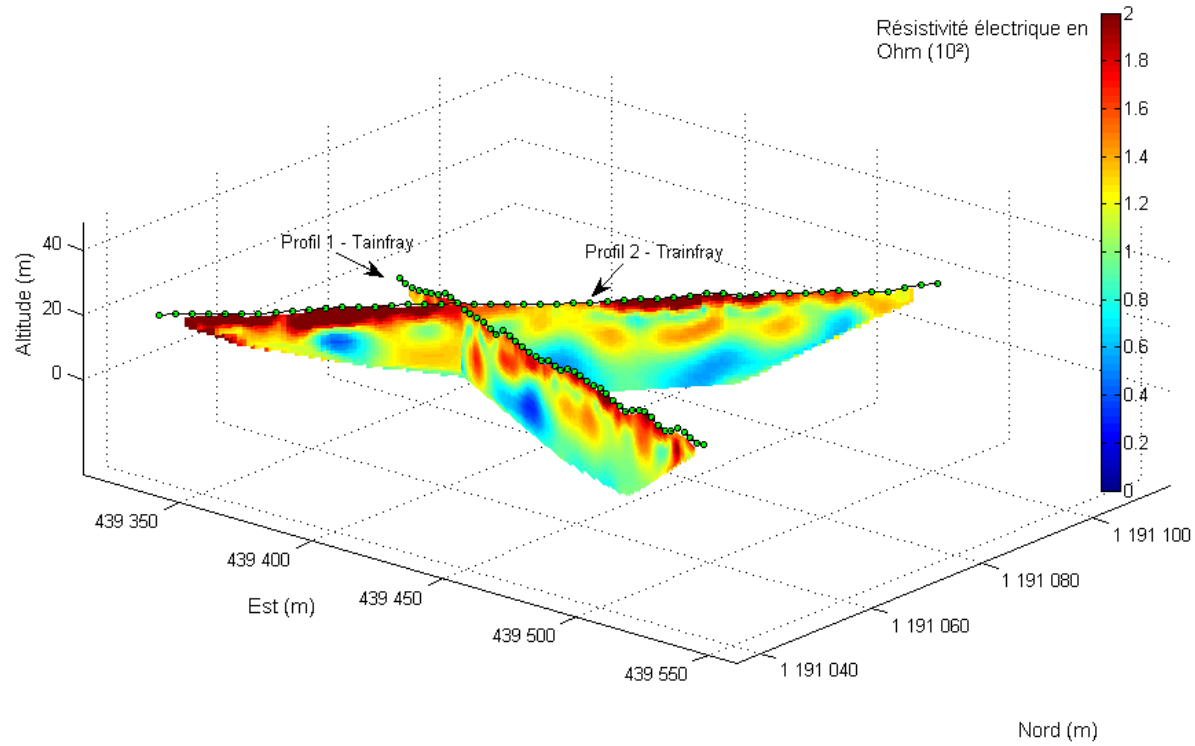


Figure 3-29. *Profils de résistivité électrique croisés sur le Cirque des Graves.*

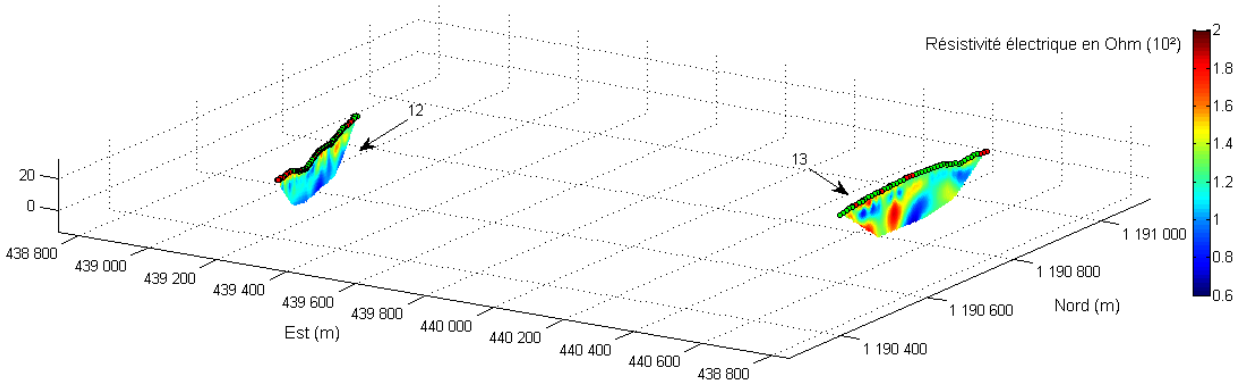


Figure 3-30. *Profils de résistivité électrique implantés aux Fosses du Macre.*

Auteurs	***Valeurs (Ω.m)***	***Interprétation lithofaciès***
Caris, van Asch, 1991	*75-80*	*Marnes*
van Den Eeckhaut, 2007	*> 35*	*Sol*
	15-35	*Formations de débris - Sables argileux / Limons fins argileux*
	< 10	*Argiles*
Godio & Bottino, 2001 ; Godio, 2006	*≤ 5000*	*Bedrock*
	< 30	*Argile - marne*
Gokturkler, 2008	*10-100*	*Matériau saturé non consolidé avec argiles*
	100-400	*Roches clastiques*
	400-1000	*Calcaire*
Israil, 2003	*340-1000*	*Grés*
	< 100	*Argiles et sables fins*
	< 50	*Argiles saturées*
Jongmans, 2009	*> 60*	*Colluvions (moraines + argiles)*
	10-40	*Formations saturées, argiles varvées*
Kneisel, 2006 (Compilation Telford et al., 1976; Reyolds, 1997)	*100-5000*	*Sable*
	100-400	*Graviers*
	1-100	*Argile*
	10-300	*Eau souterraine*
Naudet, 2008	*> 50*	*Calcaire altéré*
	< 15	*Formations argilo-marneuse*
Perrone, 2004	*< 10*	*Formations argileuses, formations saturées*
Sudha, 2009	*50-10*	*Formations limoneuses*
	< 10	*Formations argileuses*
Travelletti & Malet, 2011	*< 50*	*Marnes saturées remaniées*
	>50	*Substrat marneux stable*
Ward, 1990	*1-1000*	*Grés*
	10-10 000	*Calcaire*
	1-100	*Argiles*

Tableau 3-4*. Gammes de valeurs de résistivité pour différentes formations relevées dans la littérature.*

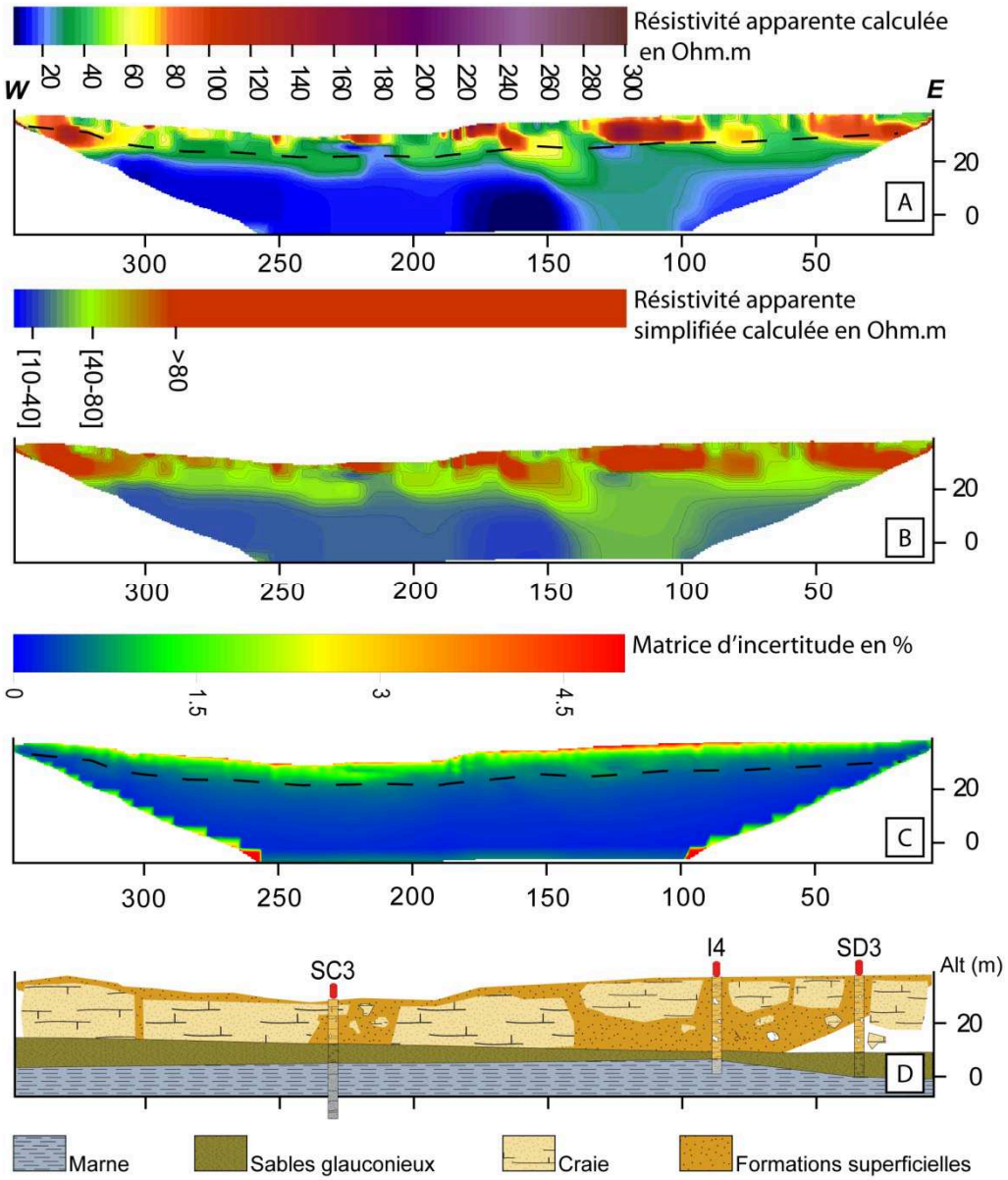
Les résultats ont été interprétés sur la base des valeurs de résistivité relevées dans la littérature pour différents faciès de matériaux (Tableau 3-4). Ainsi, les résistivités apparentes enregistrées peuvent être interprétées et regroupées en **quatre classes** (Tableau 3-5) :

Classe	***Valeurs (Ω.m) Villerville/Cricquebœuf***	***Interprétation lithofaciès***
1	*500 - 100*	*Craie +/- altérée*
2	*100-60*	*Formation argilo-limoneuse*
3	*60-40*	*Formation sableuse +/- saturée*
4	*< 40*	*Formations saturées, argile - marne*

***Tableau 3-5**. Interprétation des valeurs de résistivité inversée au Cirque des Graves et aux Fosses du Macre.*

- **la classe 1** regroupe les plus hautes valeurs de résistivité qui oscillent **entre 500 – 100 Ω.m.** Ces valeurs, dont l'amplitude s'explique par leur teneur en eau (Sass & Glade, 2008) et leur cohérence, sont associées aux **formations de craie** (Figure 3-31). Les gammes de résistivités les plus fortes rappellent les blocs de craie basculés responsables de la topographie en gradins successifs (profils 1, 4 et 6). Cette interprétation est confirmée par les observations de terrain (Figure 3-26), lorsque les profils traversent des affleurements de craie avec un matériau fortement diaclasé ou cohérent. Les valeurs les plus fortes correspondent à de la craie plus saine et plus résistante ;
- **la classe 2** regroupe les valeurs de résistivité intermédiaires entre 100 - 60 Ω.m. Ces valeurs peuvent être associées aux **formations argilo-limoneuses** qui enveloppent les blocs de craie ou la partie basale des panneaux qui est une séquence intermédiaire entre les blocs et les sables glauconieux sur lesquels les blocs glissent ;
- **la classe 3** regroupe les valeurs comprises entre 40-60 Ω.m qui, d'après la littérature sont souvent associées à des formations limono-argileuses. Elles peuvent, dans le cas présent, illustrer les **formations sableuses plus ou moins saturées**. Le matériel sableux sur lesquels reposent les blocs de craie sont des matériaux très poreux et peu cohérents susceptibles de stocker l'eau ;
- **la classe 4** regroupe les valeurs de résistivité inférieures à 40 Ω.m que l'on associe régulièrement aux **formations argileuses ou saturées** (Tableau 3-4). Les faibles valeurs de résistivité indiquent la présence de fines dans le sol et l'importance d'argiles dans la formation (Sudha *et al.*, 2009). Dans le *Cirque des Graves*, les formations saturées sont localisées dans les zones inter-blocs, des zones de remplissage induites par le déplacement et le basculement des blocs de craie en contre pente. Ces très faibles valeurs de résistivités sont également constatées en profondeur, sous les panneaux de craie plus résistifs (classe 1 et 2), mais également en pied de versant où les processus gravitaires se caractérisent par des glissements superficiels boueux (profil 1 et 6). Cette interprétation se vérifie sur le terrain lorsque les marnes affleurent au pied du versant et dans les fonds des contre pentes.

Les profils électriques sont ensuite interprétés en les croisant avec les données géologiques et géomorphologiques (Figure 3-31 et Figure 3-32).



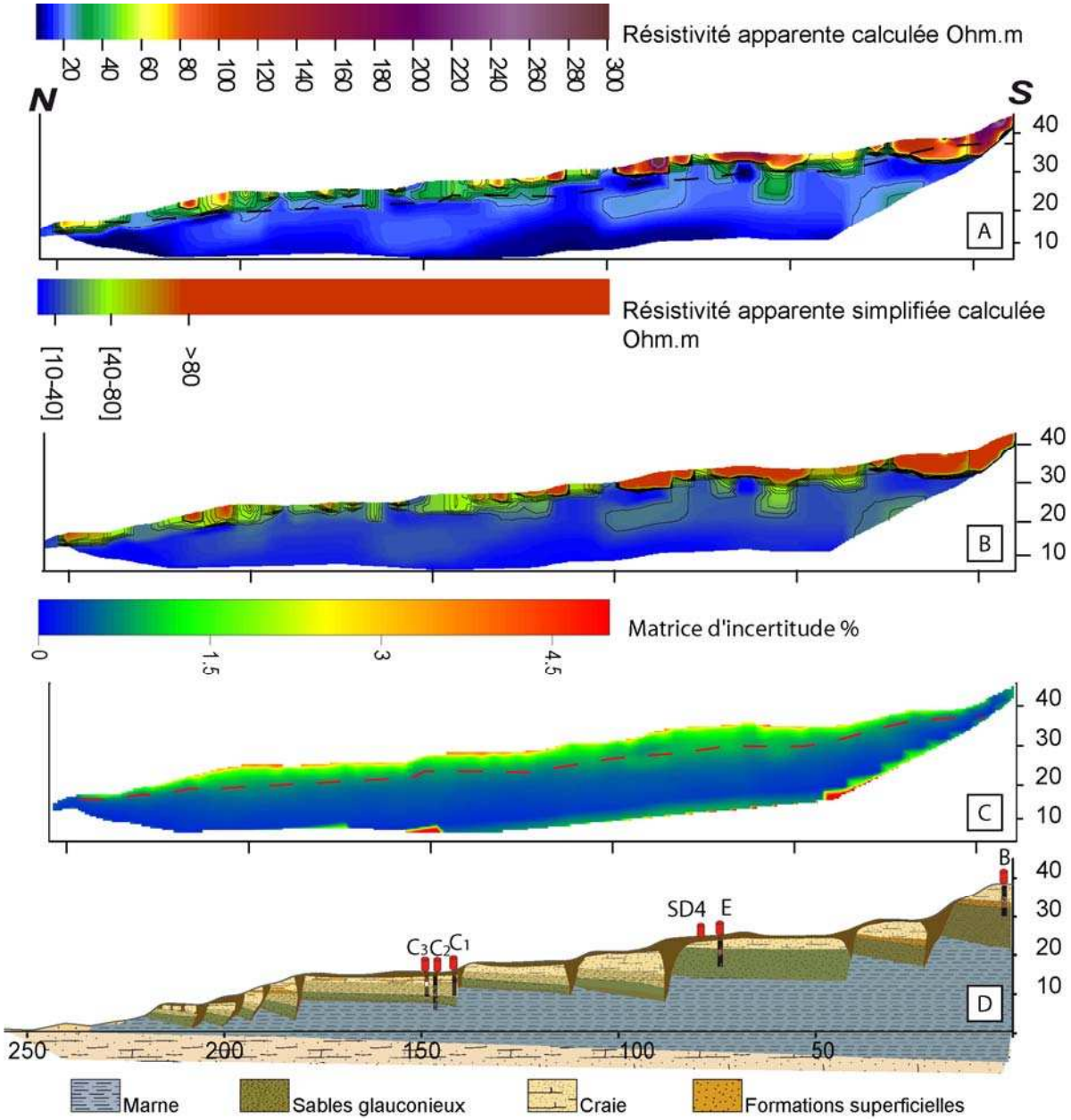
(A) Profil de résistivités apparentes, (B) Profil de résistivités apparentes simplifié, (C) Matrice d'incertitude, (D) Profil géologique interprété.

Figure 3-31. *Tomographie de résistivité électrique Wenner-Schlumberger du profil 2-3 d'orientation est-ouest sur le glissement du Cirque des Graves.*

Ces investigations permettent de proposer une interprétation de la structure souterraine des glissements du *Cirque des Graves* et des *Fosses du Macre*. Pour les deux exemples donnés, les erreurs RMS de 1,28 à 2,3 montrent que les modèles traduisent les données de manière satisfaisante. Les matrices d'incertitude indiquent le pourcentage de fiabilité de l'information : la ligne rouge en pointillés représente la limite au delà de laquelle l'information perd de sa précision (Figure 3-31C et Figure 3-32C).

De ces prospections il ressort que, les grandes unités morpho-structurales, comme les escarpements principaux et secondaires à fort commandement [3-10 m] du *Cirque des Graves*, sont associées aux valeurs de résistivité les plus élevées et correspondent à des panneaux ou blocs de craie, plus ou moins cohérents, ou fortement diaclasés. Ces panneaux sont parfois surmontés de formations superficielles de plusieurs mètres d'épaisseur (Figure 3-31 et Figure 3-32). Les profils de résistivité permettent d'estimer leur épaisseur localement, ainsi certains peuvent atteindre plusieurs mètres d'épaisseur et sont séparés entre eux, par des formations plus conductrices limoneuses parfois saturées pour lesquelles les valeurs de résistivités sont plus faibles.

L'intérêt de la tomographie électrique porte également sur la localisation des zones saturées très conductrices, ce qui est une information primordiale pour l'étude d'un versant instable à commande hydrologique.



(A) Profil de résistivités apparentes, (B) Profil de résistivités apparentes simplifié, (C) Matrice d'incertitude, (D) Profil géologique interprété.

Figure 3-32. *Tomographie de résistivité électrique Wenner-Schlumberger du profil 6 d'orientation nord-sud sur le glissement du Cirque des Graves.*

3.4.3.2. Tomographie de sismique réfraction

a) Protocole de mesures

Fell *et al.* (2000) et Jongmans & Garambois (2007) font le point des différentes méthodes géotechniques et géophysiques disponibles pour étudier en profondeur les instabilités de versant. Selon eux et de nombreux autres auteurs, en plus de l'imagerie par tomographie électrique, la méthode d'investigation par tomographie sismique est l'une des méthodes géophysiques les plus efficaces pour identifier les structures en sous-sol de larges glissements de terrain. **Les méthodes les plus répandues sont les méthodes par sismique réflexion ou réfraction.** Ces méthodes géophysiques permettent une acquisition importante de

données par une instrumentation assez '*légère*' et un traitement de données simple (Méric *et al.*, 2007). La méthode choisie peut être dite **passive** (mesure de vibrations naturelles) ou **active** (mesure de vibrations provoquées) (Reynolds, 1997).

Cette méthode est ici combinée à la méthode par tomographie électrique car elle fournit des informations complémentaires sur les propriétés géophysiques des matériaux par mesure directe et non intrusive des ondes réfléchies par les structures géologiques de subsurface. **Cette technique permet donc comme la tomographie électrique, d'obtenir une image du sous-sol à 2 ou 3 dimensions**.

Cette méthode permet, dans certains cas, de définir la surface de rupture principale lorsque les contrastes de vitesses de propagation des ondes sont suffisamment importants (Caris & van Asch, 1991 ; Glade *et al.,* 2005 ; Jongmans *et al.,* 2009) ou bien, de délimiter la position de la nappe. Cette technique permet de prospecter à quelques dizaines de mètres de profondeur. Cette profondeur d'investigation dépend notamment de la longueur du profil et de l'atténuation des ondes sismiques qui est considérable dans les milieux hétérogènes (Jongmans & Garambois, 2007).

Ainsi, pour compléter les investigations de sub-surfaces**, un profil en sismique réfraction a été réalisé dans la zone est du *Cirque des Graves*, le secteur de l'ancien Camping** (Figure 3-15). Sa localisation et son tracé (perpendiculaire aux principales courbes de niveau) ont été choisis de façon à traverser la totalité de la zone active tout en se superposant aux deux profils de tomographies électriques réalisés précédemment (profils 14 et 6 réalisés à deux dates différentes). Pour cela, un dispositif de terrain spécifique a été mis en place avec le BRGM en mars 2011.

b) Dispositifs de mesures et traitement des données

Étant donné la topographie du site et l'hétérogénéité de la structure interne du versant, et pour espérer atteindre des profondeurs importantes, des sources explosives ont été utilisées. Le profil sismique a une longueur totale de 450 m. Le dispositif est constitué de 134 géophones de 10 Hz placés tous les 2 m. Vingt-sept tirs au cordon détonant (100g) espacés de 6 m ont été effectués.

La tomographie par sismique réfraction permet d'imager en 2 dimensions les structures de vitesses sismiques des ondes de compression Vp (vitesse des ondes P) du sous-sol, grâce à un algorithme d'inversion de type SIRT (*Simultaneous Iterative Reconstruction Technique*) implémenté dans le logiciel de tomographie sismique JaTS (Grandjean & Sage, 2004). Ce logiciel reconstruit le champ de vitesse Vp à partir des temps de trajet de l'onde sismique qui sont modélisés par des volumes de Fresnel (Gance *et al.,* in press).

c) Résultats : Interprétation de la pseudo-section et modèle de vitesses sismique

Les investigations ont permis d'obtenir une image du sous-sol jusqu'à plus de 25 mètres de profondeur. La campagne sismique met en avant un **milieu très hétérogène caractérisé par une large gamme de vitesses de propagation des ondes *P* qui varient selon un gradient vertical, allant de 167 à plus de 2 500 m.s^{-1}**. Les vitesses de propagation sont caractérisées par une augmentation des valeurs en profondeur qui dépend probablement de l'altération de la roche mère (Godio *et al.*, 2006), mais également de la dureté et du degré de saturation des matériaux.

L'interprétation des résultats a été réalisée sur la base des valeurs de vitesses sismiques Vp relevées dans la littérature pour différents faciès de matériaux (Tableau 3-6). Ainsi, la distribution des champs de vitesses de propagation indique la présence de quatre 'couches' distinctes (Figure 3-33). La première couche détectée correspond aux formations superficielles épaisses de quelques mètres, avec des vitesses sismiques comprises entre 200 et 400 m.s-1. Ces formations recouvrent les formations de craie associées aux sables plus ou moins glauconieux.

Ces deux couches intimement liées sont caractérisées par des vitesses de propagation qui augmentent progressivement en profondeur entre 600 et 1 600 m.s-1. Le tracé en profondeur en 'gradins' successifs indique très clairement, comme on pouvait s'y attendre, l'hétérogénéité liée à l'existence de ces panneaux de craie. Au dessous, les vitesses comprises entre 1 600 et 2 200 m.s-1 correspondent aux formations argilo-marneuses recouvrant les calcaires gréseux. Ces derniers présentent des vitesses supérieures à 2 200 m.s-1. Aucune surface de rupture ne peut être mise en évidence par cette tomographie sismique.

Auteur	*Valeurs Vp ($m.s^{-1}$)*	*Interprétation lithofaciès*
Carris, 1991	*340*	*Formation non saturée*
	1700	*Formation saturée*
	2800	*Bedrock*
Filliat, 1981	*300-500*	*Couche aérée de surface*
	1500-2000	*Sable humide, argile alluviale*
	1800-2500	*Craie*
	2000-3000	*Marne*
	3500-5000	*Calcaires compacts*
Glade, 2005	*370*	*Colluvion*
	1100	*Sédiments marneux calcaires*
Godio, 2006	*400-800*	*Débris*
	2000-2400	*Substrat*
Granjean, 2006	*300-600*	*Formations superficielles*
	900-1200	
	2100-2400	*Socle marneux*
Israil, 2003	*566*	*Argiles*
	702	*Sable*
	1062-1815	*Grès saturé*
Jongmans, 2008	*1000*	*Moraine, argile non saturée*
	1800-1900	*Argile, argile saturée*
Malet, 2003	*450-600*	*Marne remaniée*
	2200-5000	*Socle marneux*
Mauritsch, 2000	*300-800*	*Formations superficielles*
	1000-1800	*Formations saturées, débris dépôts de pente, roche altérée*
	3300-4300	*Schiste, argiles plus ou moins sableux*
Meric, 2005	*500*	*Débris, formation de surface*
	4000	*Substrat*

***Tableau 3-6**. Gammes de valeurs de vitesses sismiques Vp mesurées en sismique réfraction pour différentes formations relevées dans la littérature.*

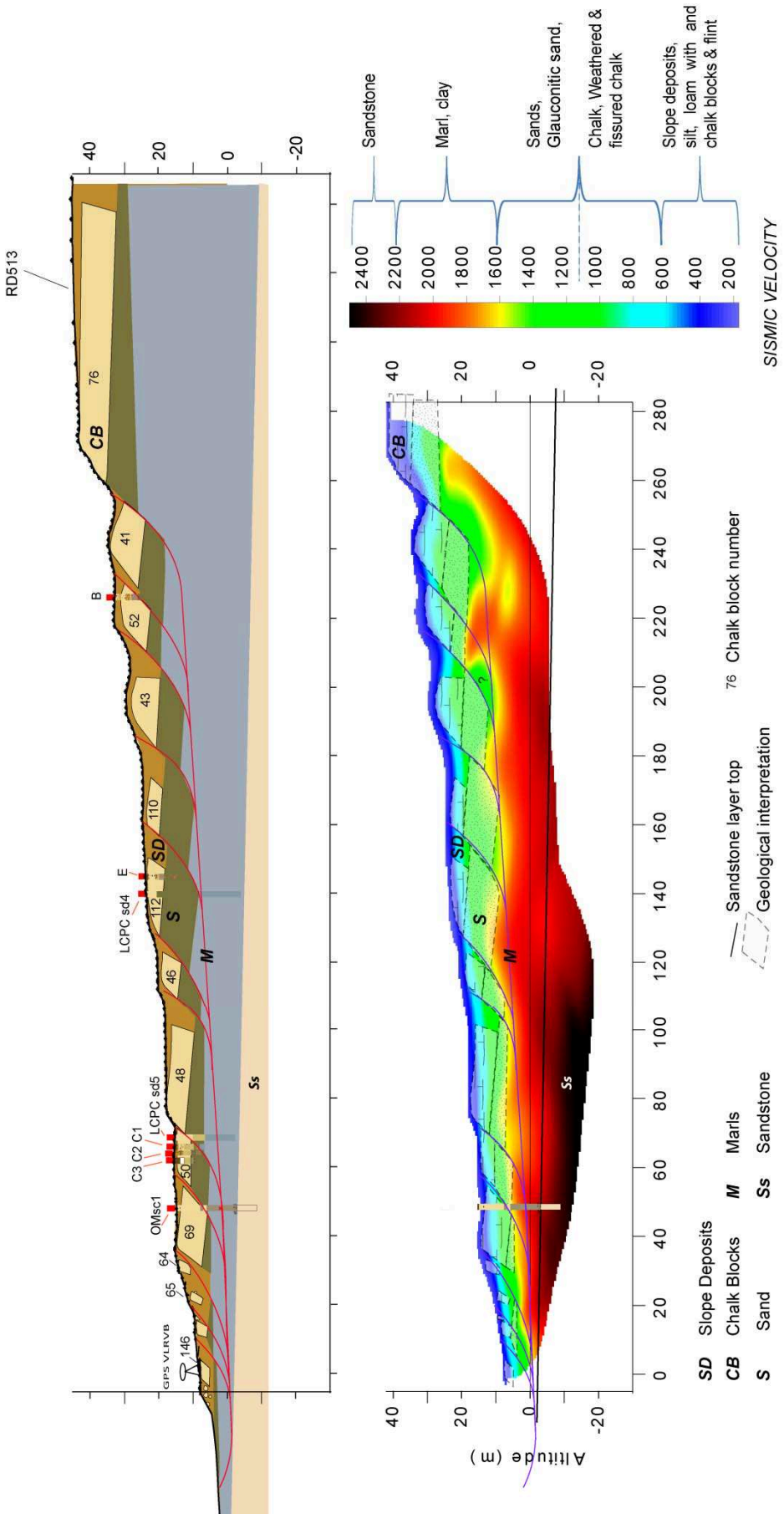


Figure 3-33. *Profil de tomographie de sismique réfraction n°18 'Camping' réalisé au Cirque des Graves et profil géologique interprété.*

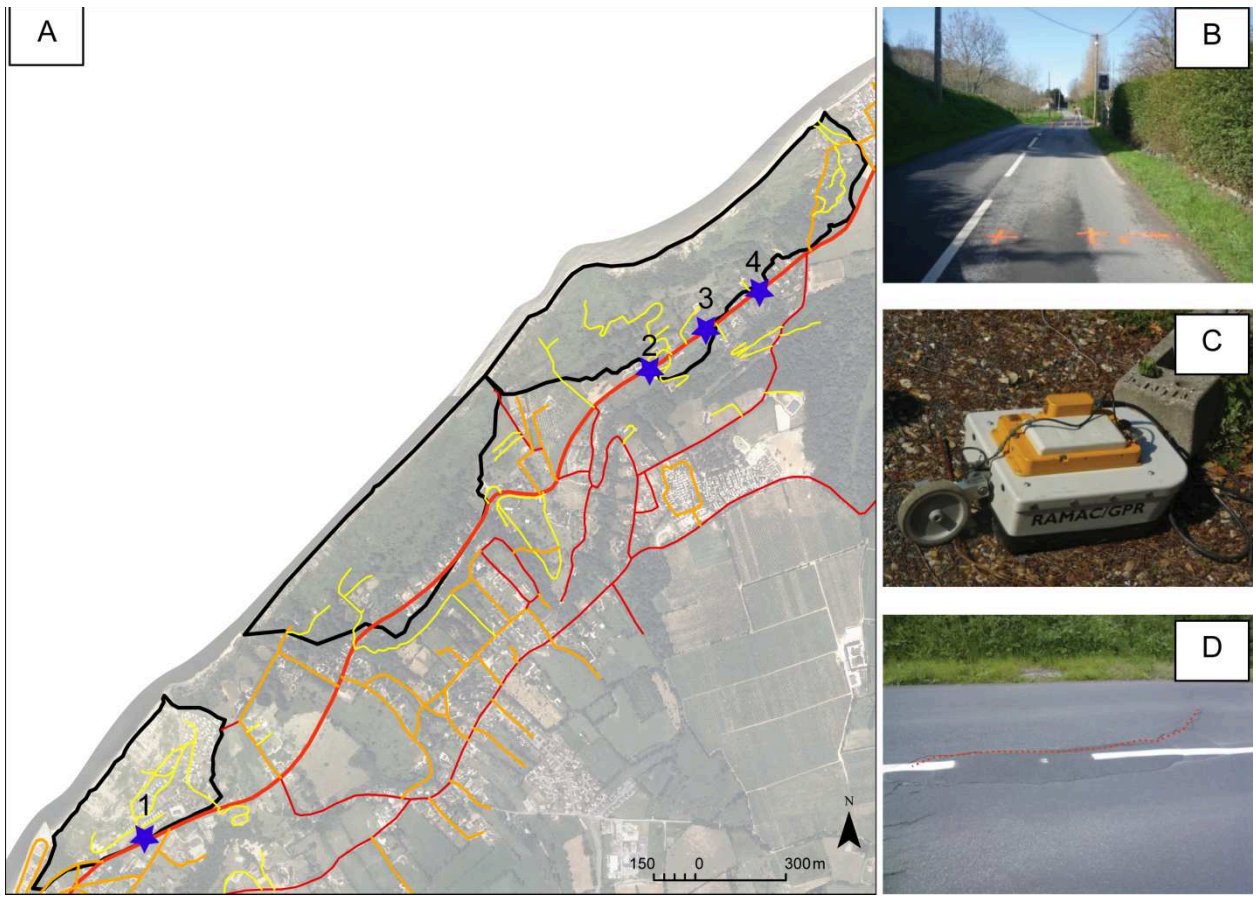
3.4.3.3. Prospection par géoradar

a) Protocole de mesure

Depuis une dizaine d'années le GPR (*Ground Penetrating Radar*) est de plus en plus utilisé dans différents domaines de recherche comme en géomorphologie (Schrott & Sass, 2008) avec l'étude des dépôts de tsunamis (Gomez & Lavigne, 2006), en archéologie, ou bien en génie civil, pour contrôler les structures en béton ou les chaussées. Selon Jongmans & Garambois (2007), cette utilisation s'explique par :

- la nécessité d'acquérir des données à haute résolution le plus rapidement possible. Le radar permet d'étudier la structure du sol à différentes résolutions selon le type d'antenne choisie (de quelques centimètres à quelques mètres) ;
- sa large gamme de profondeur de pénétration dans les matériaux résistants ;
- sa sensibilité aux contrastes diélectriques du sous-sol et notamment à la teneur en eau ;
- sa facilité d'utilisation et sa légèreté d'instrumentation.

Cependant, peu d'applications du GPR se sont relevées efficaces pour l'étude des mouvements de terrain (Hack, 2000 ; Jongmans & Garambois, 2007). Ce constat s'explique par les limites dans l'utilisation de l'outil sur des terrains fortement boisés ou des terrains argileux trop conducteurs. Dès lors, le signal radar a des difficultés à se propager dans le matériau (Sass *et al.*, 2008). De plus, les hétérogénéités du sous-sol comme des fractures ou des blocs créent des diffractions du signal. Les ondes sont alors en partie renvoyées vers la surface (hyperboles de diffraction) dès qu'elles rencontrent un objet ponctuel ou un horizon argileux ; ce qui réduit voire empêche la propagation en profondeur de ces ondes électromagnétiques (Jongmans & Garambois, 2007).



(A) Localisation des tronçons de route prospectés par GPR, (B) RD 513 au point de prospection au point 3, (C) Antenne RAMAC GPR utilisée, (D) Fissuration de la route au point 4.

Figure 3-34. *Prospection GPR le long de la RD 513 en amont des glissements du Cirque des Graves (Villerville) et du Chant des Oiseaux (Trouville-sur-Mer).*

Bien conscient de ces limites, dans un secteur d'étude aux formations plutôt argileuses, le GPR a été seulement utilisé le long de la RD 513, en amont des glissements du *Cirque des Graves* et du *Chant des Oiseaux*, dans des zones caractérisées par des affaissements ponctuels (Figure 3-34 et Figure 3-35). En effet, ces secteurs de la chaussée affaissés sont régulièrement '*rechargés*' en bitume pour assurer le maintien du trafic et la sécurité des usagers. Ainsi, la pénétration du signal est assurée dans la structure de la chaussée composée de couches de fondations (graviers, sables traités ou non et compactés) et couches de roulement (béton bitumineux), et la prospection GPR devrait pouvoir permettre de mettre en évidence l'épaisseur de cette chaussée au droit et de part et d'autres de ces zones d'affaissement.

En 2001, l'accélération du glissement entraîne un important affaissement (60-80 cm environ) de la route en partie médiane du cirque. En 2007, d'après image (Google Earth), aucun désordre n'est perceptible.

Figure 3-35. *Vues aériennes sur la RD 513 en amont du glissement du Cirque des Graves en 2001 et 2007.*

Ainsi, la 'surépaisseur' de la structure de la chaussée au droit de la zone affaissée par comparaison à son épaisseur en zones 'stables' doit permettre d'estimer la valeur totale de l'affaissement depuis l'événement majeur de janvier 1982 (Chapitre 1, section 2.5). Par ailleurs, les crises majeures suivantes et l'activité '*régulière saisonnière*' ont également entrainé des affaissements rapidement réparés par rechargement de 'graves-ciment' ou 'graves-bitume' recouvert par une couche de roulement en béton bitumineux. Ce 'mille feuilles' aux caractéristiques et aux densités différentes devrait pouvoir être détecté par la prospection GPR, ce qui permettrait de disposer de valeurs d'affaissement pour chacune des crises majeures en l'absence d'informations et de mesures directes par nivellement, par exemple.

Tels sont les objectifs de cette prospection par GPR. Le dispositif de mesures et les résultats globaux sont présentés ci-après. L'analyse des valeurs d'affaissement estimées pour chaque crise majeure sera abordée dans la 3ème partie.

b) Dispositifs de mesures

Les mesures par GPR ont été réalisées à l'aide d'une **antenne blindée de fréquence 500 MHz**. Plus la fréquence utilisée est élevée, plus la résolution de l'image du sous-sol est bonne, mais plus la profondeur d'investigation est limitée. Étant donné la configuration du site (nombreux arbres le long de la chaussée, aménagements), il a été impossible d'utiliser des antennes plus basses fréquences et non blindées. La profondeur de **pénétration n'excède donc pas 4 m**, car au-delà, le signal généré par l'antenne 500 MHz est absorbé.

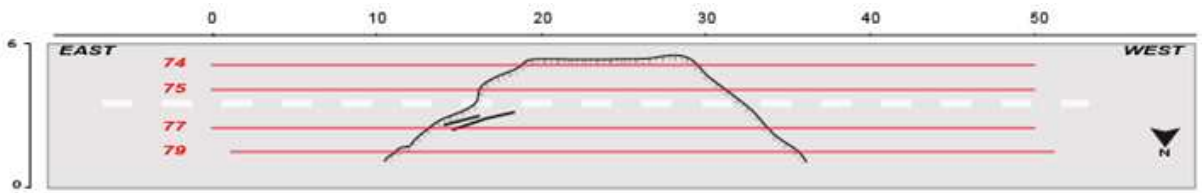


Figure 3-36. *Profils GPR 74-75-77-79 au Cirque des Graves (Tronçon n°4).*

Le long de la route départementale RD 513, quatre tronçons de 50 m à 80 m de longueur ont été sélectionnés (Figure 3-34A) et implantés de manière à pouvoir prospecter le long de profils continus qui traversent la zone stable et la zone affaissée (Figure 3-36). À noter qu'au moment des prospections, en avril 2010, seules des fissures avec, ou non, léger affaissement marquaient les limites des zones 'instables'

(Figure 3-34D). Chaque tronçon a été prospecté le long de quatre ou cinq profils parallèles afin d'investir toute la largeur de la route (Figure 3-34B et Figure 3-36).

c) Interprétation des pseudo-sections

Le signal a été traité sous le logiciel Reflex® au *Laboratoire de Géographie Physique de Meudon*. Le traitement (Figure 3-37) consiste dans un premier temps à filtrer les données afin d'éliminer les composantes des plus basses fréquences du signal. On amplifie ensuite le signal afin d'augmenter son amplitude en profondeur. Il est nécessaire de recaler toutes les traces au temps zéro. En effet, le premier signal reçu correspond au trajet direct de l'onde entre l'antenne émettrice et l'antenne réceptrice dans l'air et dans le sol : cela ne correspond pas à des structures de la subsurface, il faut donc supprimer ce signal. Différents filtres sont ensuite appliqués pour éliminer le bruit, c'est-à-dire le signal ne correspondant pas à des données utiles pour l'interprétation. La conversion du temps en profondeur est effectuée grâce aux hyperboles de diffraction présentes sur les radargrammes. La forme de l'hyperbole étant dépendante de la vitesse de l'onde électromagnétique dans le sous-sol, un modèle de vitesse est créé à partir de ces hyperboles afin de réaliser la conversion. Enfin, les données sont corrigées de la topographie.

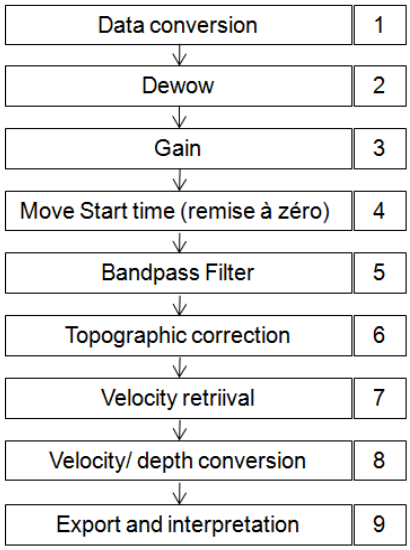


Figure 3-37. *Procédure de traitement du signal GPR pour interprétation des radargrammes.*

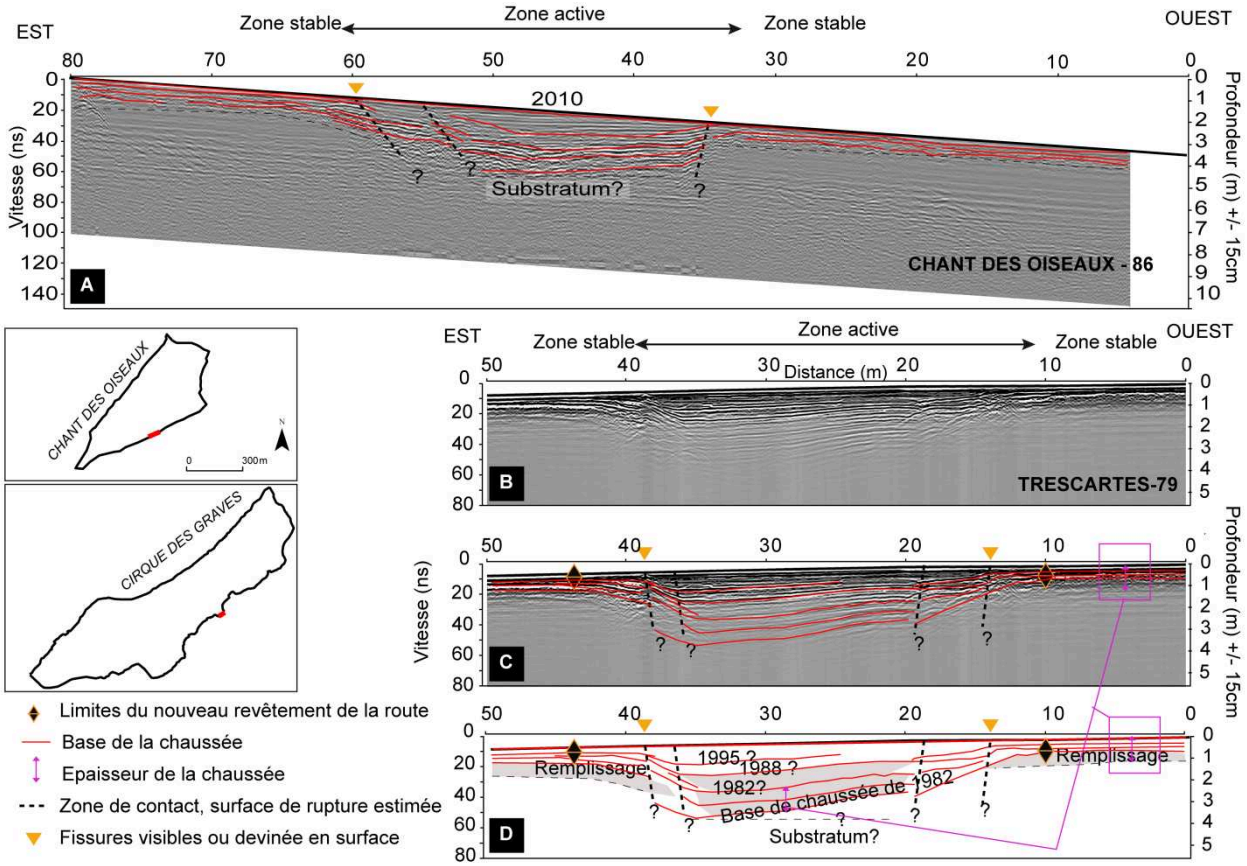
Le GPR détecte différentes structures. Les éléments ponctuels se caractérisent par la présence d'hyperboles sur les radargrammes. Les réflecteurs horizontaux peuvent être interprétés comme le contraste entre des zones de nature différente (différence de composition, de teneur en eau etc.)(Figure 3-38). Les différents radargrammes montrent une alternance de réflecteurs horizontaux de forte amplitude sur plusieurs mètres d'épaisseur. Ces réflecteurs horizontaux peuvent être interprétés comme étant le résultat de la réflexion des ondes radar sur les différentes couches de la chaussée (couche de roulement, structure de la chaussée, remblai…).

d) Résultats

Le profil 79 (Figure 3-38) met en évidence une structure de la chaussée assez régulière perturbée par des discontinuités de part et d'autre du transect (à 15 et 40 m du profil). La partie centrale du profil est composée d'une succession de couches subhorizontales plus épaisses qu'aux deux extrémités du profil. Cette forte épaisseur marque, au centre, la zone de subsidence délimitée par deux zones de cisaillement. Ces discontinuités sont interprétées comme l'interface entre la zone stable et la zone active du glissement.

La structure 'en mille feuilles' est donc bien mise en évidence : plusieurs interfaces permettent de distinguer les '*rechargements successifs*' intervenus après chaque période d'affaissement. Ainsi, l'affaissement cumulé depuis 1982 atteindrait près de 2,30 m : valeur qui semble réaliste sur la base des observations des différentes photographies anciennes et des témoignages recueillis, en l'absence de mesures précises de nivellement. À noter qu'aucun forage n'a pu être réalisé au droit des zones prospectées pour valider les interprétations proposées. Cette prospection GPR a donc permis d'apporter des éléments de

réponse objectifs aux questions posées. Ces prospections complémentaires sont programmées dans les prochains mois pour compléter les investigations, toujours le long de la RD 513, en particulier au droit du glissement du *chant des Oiseaux,* ou bien encore, sur le flanc ouest du glissement du *Cirque des Graves*.



(A) Radargramme brut du transect 86 et délimitation de la 'structure' de la chaussée à partir des ondes électromagnétiques, (B) Radargramme brut du transect 79, (C) Radargramme brut et interprétation, (D) Interprétation du transect 89 avec estimation des dates des différentes chaussées.

Figure 3-38. *Radargrammes GPR et interprétation du profil 79 (glissement du Cirque des Graves) et du profil 86 (glissement du Chant des Oiseaux*).

3.4.4. Conclusion sur les méthodes employées

La caractérisation des différents glissements de terrain étudiés repose sur une approche pluridisciplinaire associant géologie, géotechnique, géomorphologie et géophysique. Ces différentes approches complémentaires ont permis, par des protocoles simples mais parfois délicats à mettre en œuvre sur le terrain compte tenu des conditions d'accès par exemple, de bien préciser la morphologie des versants instables, les zones d'extension des glissements, la nature des formations géologiques, les propriétés de ces formations et les types de discontinuités impliquées dans ces processus hydro-gravitaires. Cependant, faute de moyens financiers, seul le *Cirque des Graves* a pu bénéficier de toutes les approches combinées. Aussi, ces investigations poussées viennent compléter l'instrumentation importante du site, permettant ainsi la caractérisation du glissement du *Cirque des Graves* dans toutes ses dimensions.

3.5. Une structure interne complexe

Les résultats obtenus par l'approche pluridisciplinaire a donc permis d'affiner les connaissances de la structure interne des glissements du *Cirque des Graves* et des *Fosses du Macre*. Il s'agit maintenant, dans cette section, de synthétiser l'ensemble des données acquises. Les différentes méthodes ont permis de compartimenter les glissements de terrain en différentes unités morpho-structurales (ou compartiments) caractérisées par la présence de blocs de craie pour lesquels un modèle de distribution sera proposé dans un premier temps. Ensuite, une interprétation en deux dimensions des glissements sera illustrée par une série

de coupes transversales. Enfin, et à titre exploratoire, la méthode SLBL *(Sloping Local Base Level*) sera utilisée pour essayer de définir les volumes théoriques maximaux de compartiments (ou blocs) potentiellement instables, à partir des discontinuités géométriques du massif.

3.5.1. Modèle de distribution des blocs

Les cartographies topo-morphologiques (Section 3-3) permettent, dans un premier temps, de découper les glissements en plusieurs **unités morpho-structurales** avec **87 compartiments** au *Cirque des Graves* (Figure 3-39) et **21 compartiments** aux *Fosses du Macre* (Figure 3-42) découpés selon des caractéristiques morphologiques et topographiques. Chacun des compartiments correspond à un ensemble morpho-structural singulier pouvant adopter un comportant distinct. En effet, les recherches précédentes (Flageollet et Helluin, 1984 et 1987 ; Maquaire, 1990) ont mis en avant l'importance du compartimentage du glissement dans la répartition spatiale des déplacements et dans leur occurrence temporelle. Dans un second temps, les investigations (géotechniques, géophysiques, …) permettent d'associer ou non, chacun des compartiments à un ou plusieurs blocs de craie ce qui est d'autant plus important pour comprendre le fonctionnement du glissement étant donné que les blocs de craie sont 'aquifères' et le siège d'écoulements préférentiels et d'une nappe phréatique plus ou moins morcelée (Chapitre 4).

D'un point de vue de l'organisation des compartiments au *Cirque des Graves* (Figure 3-39), on remarque un net contraste entre la zone est, la zone ouest et le pied du glissement dans sa partie centrale. Le **secteur ouest** du cirque (*secteur pointe du Heurt*) présente une topographie accidentée par des **escarpements plus ou moins hauts qui délimitent des compartiments plans ou légèrement basculés, en contre-pente**. L'organisation des compartiments s'opère perpendiculairement à la pente. Ces compartiments sont découpés de façon plus ou moins régulière avec des superficies allant de 10 000 à 23 000 m². Chacun est délimité par des escarpements dont le commandement est compris en entre 5 et 15 m.

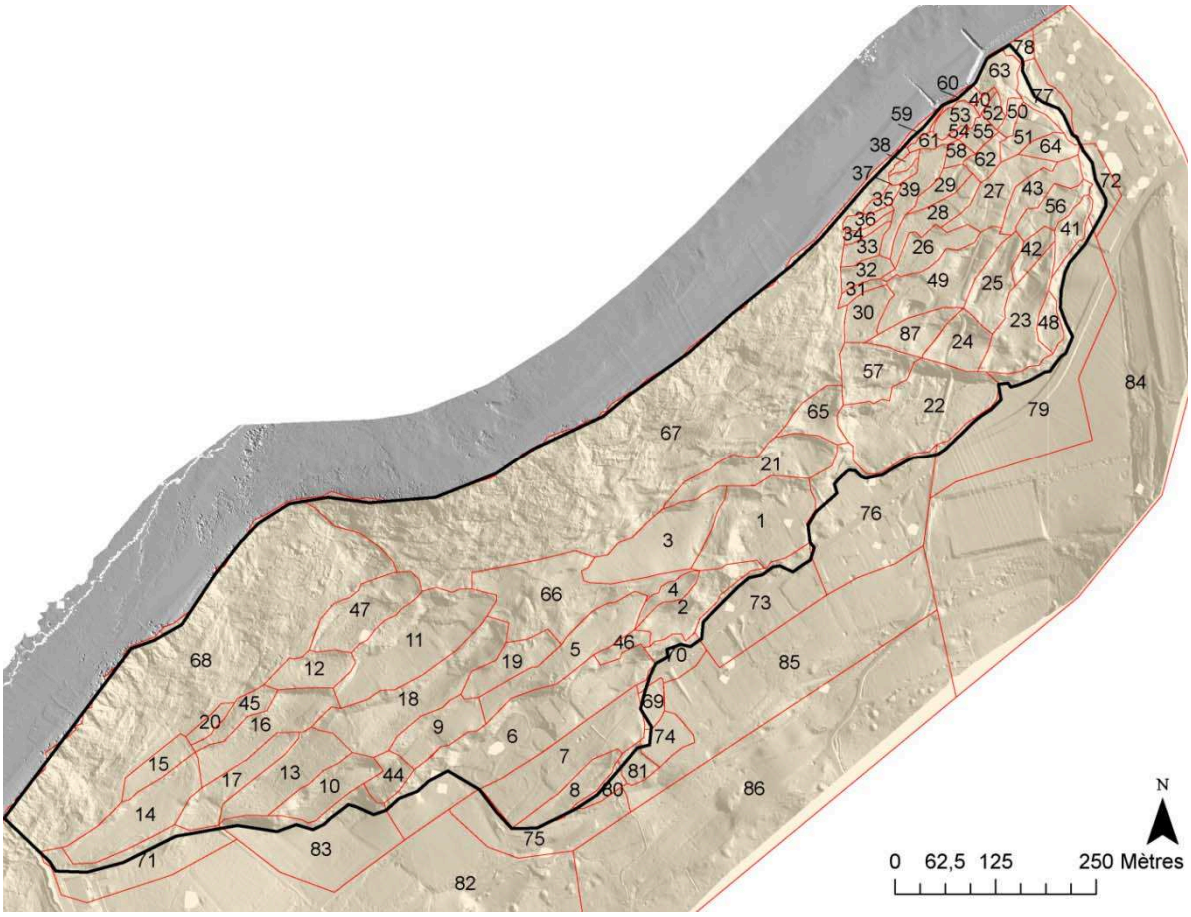
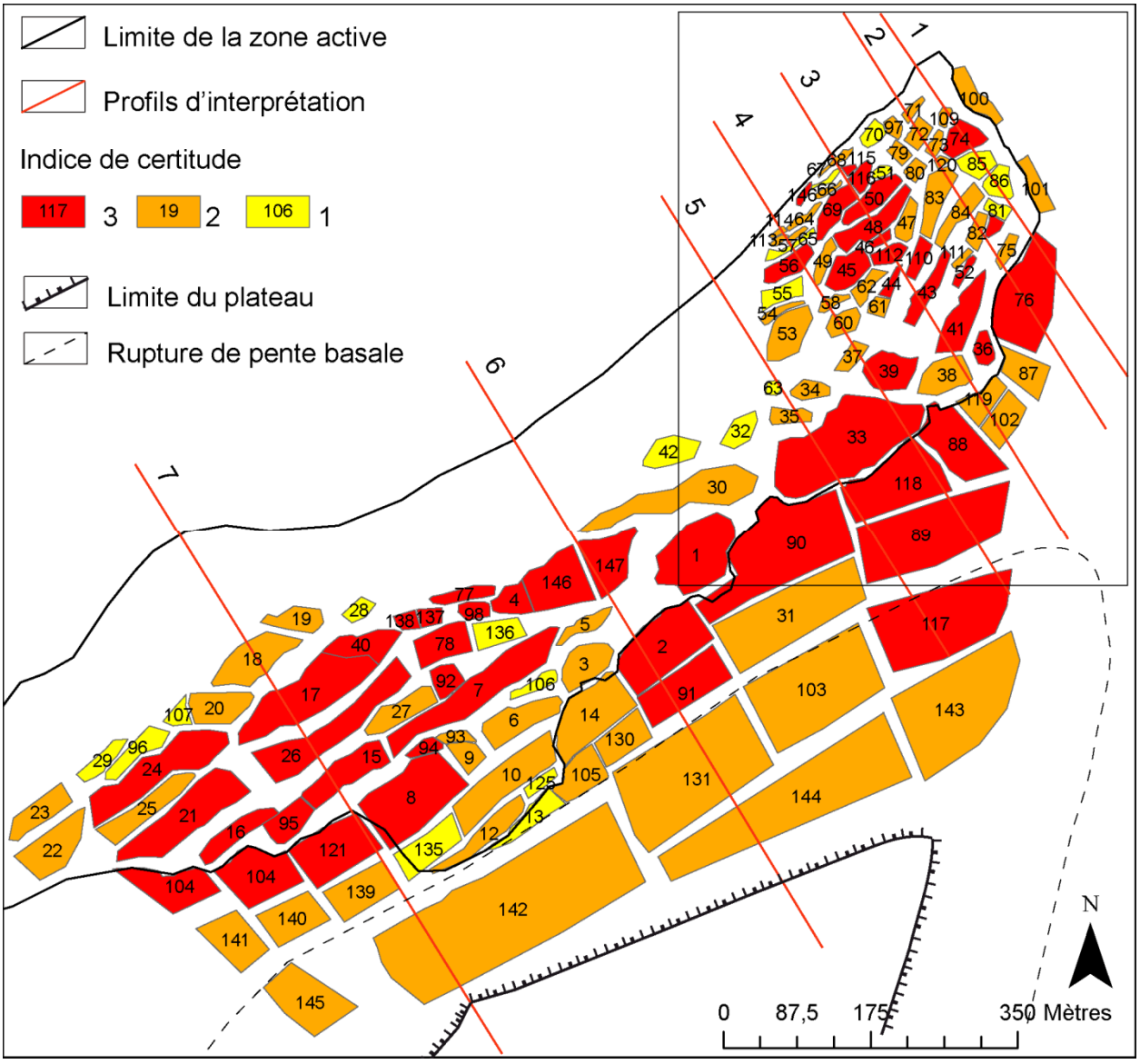


Figure 3-39. *Subdivision du glissement du Cirque des Graves en 87 compartiments définis comme des unités morphologiques individuelles délimitées par leur morphologie et leur altitude.*

La partie est du glissement (le secteur du *Parc des Graves* correspondant à l'ancien camping) présente une topographie plus chaotique caractérisée par la présence de nombreux compartiments morcelés et parfois difficiles à délimiter. Ces compartiments ont des superficies très différentes allant de 200 et 15 000 m². Les escarpements ont des commandements compris entre 3 et 10 m.

Parmi ces compartiments, certains sont constitués (ou armés) par des panneaux ou blocs de craie de tailles variables pouvant atteindre jusqu'à plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur. Un compartiment correspond alors à un unique panneau ou à un regroupement de plusieurs panneaux de craie très proches et de même altitude. Ainsi, le compartiment numéro 3 dont la superficie avoisine 1 000 m², serait composé de trois panneaux très proches séparés par des formations superficielles limoneuses. Ces trois panneaux seraient le résultat du morcellement d'un probable '*grand panneau*' lors de sa phase de mise en place (cf. Chapitre 1). Ainsi, au *Cirques des Graves* 145 panneaux de craie ont été délimités (Figure 3-40) contre 27 dans les *Fosses du Macre* (Figure 3-42).



Indice de certitude avec : Indice 3 = Certitude forte (≥ 3 critères), indice 2 = Certitude moyenne (≥ 2 critères), indice 1 = Certitude faible (< 2 critères).

Figure 3-40. *Cartographie des panneaux de craie différenciés selon leur degré de certitude pour le glissement du Cirque des Graves.*

Comme le montre la figure 3-40, un *indice de certitude* est attribué à chacun des panneaux. Cet indice varie de 1 à 3 et permet de définir le niveau de certitude de la présence d'un panneau de craie. La valeur 3 fait alors référence à un panneau dont la localisation est certaine, alors qu'un indice de 1 fait référence à un

panneau dont la définition est plus incertaine, mais probable. L'indice de certitude varie en fonction des *quatre critères* suivants qui confirment la présence de la craie :

- affleurement de la craie aux escarpements ;
- craie traversée dans les forages ;
- valeurs de résistivité fortes par imagerie électrique ou vitesses sismiques correspondant à la formation crayeuse ;
- morphologie typique du terrain avec surface type '*structurale*' ou '*sub-structurale*' correspondant au sommet d'un panneau de craie plus ou moins horizontal ou légèrement basculé en contre-pente.

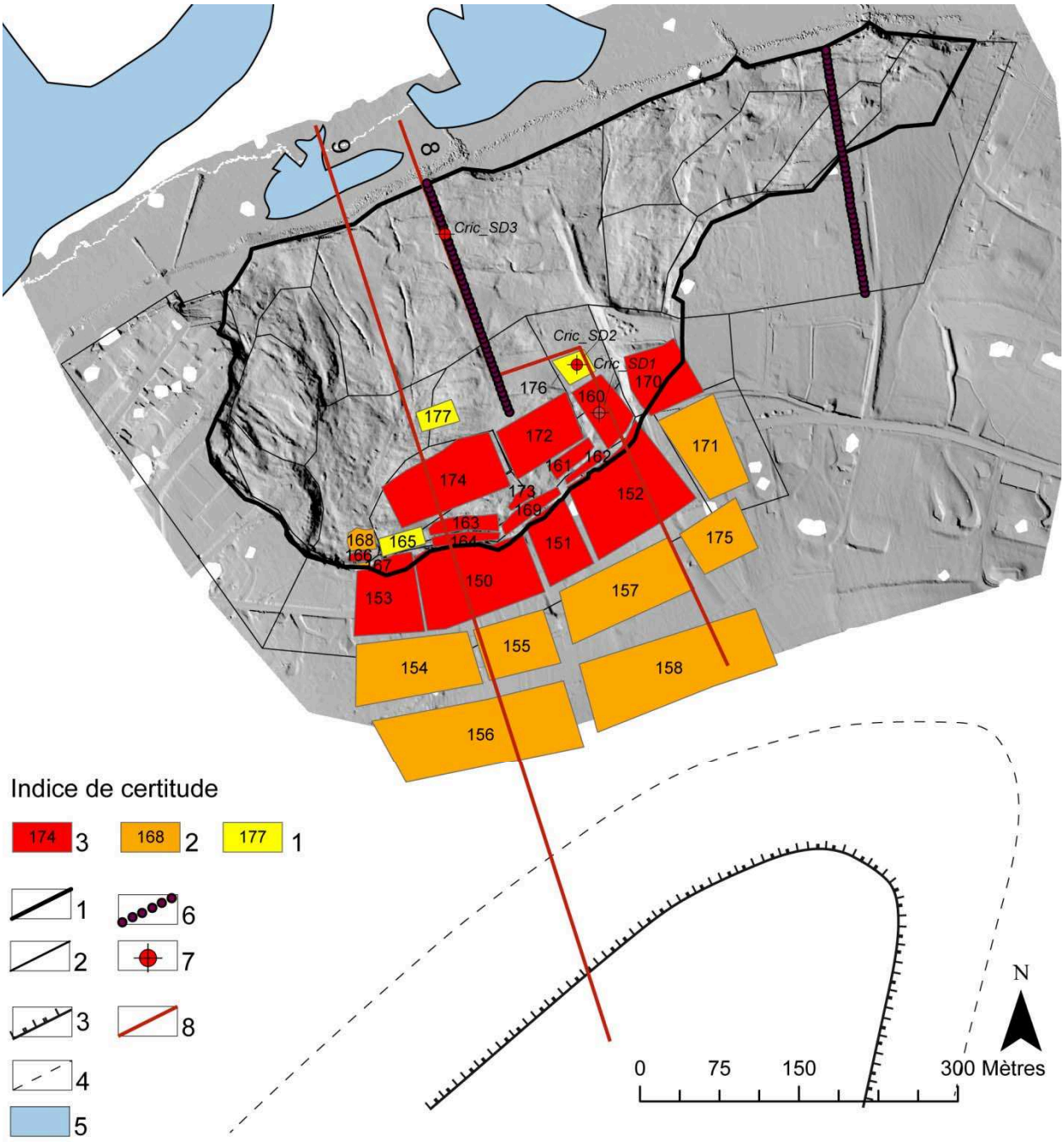
La valeur 3 signifie une certitude forte avec au moins des trois critères. Le niveau 2 correspond à une certitude moyenne avec au moins deux critères. Enfin, le niveau 3 correspond à une certitude faible car moins de 2 critères attestent la présence de blocs ou panneaux. Évidement si la présence de la craie est attestée par sa simple observation sur un escarpement proche, par exemple, l'indice sera automatiquement de 3 (Figure 3-41A).

Les superficies des panneaux de craie sont comprises entre 120 m² et 32 600 m². Elles diminuent progressivement, de l'amont vers l'aval du versant, au fur et à mesure de l'amenuisement (en épaisseur) et du morcellement des panneaux dans le *Cirque des Graves*.

Quant à la partie centrale, dans la partie basale du glissement, elle correspond à une seule unité morphostructurale. Ce compartiment est caractérisé par une dynamique de versant particulière avec des glissements superficiels 'boueux' ou des coulées boueuses (Figure 3-41B). Des petits blocs de craie très altérés et émoussés sont enveloppés dans une matrice limono-argileuse et sont progressivement transportés jusqu'à l'estran où ils se sont déposés (Figure 3-41C).

(A) Affleurement crayeux dans le *Parc des Graves*, (B) Partie médiane du glissement où la craie se présente sous forme de blocs de tailles modestes (< 1 m) très altérés et transportés par des glissements superficiels, (C) Blocs de craies déposés sur l'estran.

Figure 3-41. *Affleurements et blocs de craie au Cirque des Graves.*



(1) Limite de la zone active, (2) Limite des compartiments ; (3) Escarpement principal ; (4) Rupture de pente basale ; (5) Platier rocheux ; (6) Tomographie électrique ; (7) Forage ; (8) Tracé de coupe interprétative.

Indice de certitude avec : Indice 3 = Certitude forte (≥ 3 critères), indice 2 = Certitude moyenne (≥ 2 critères), indice 1 = Certitude faible (< 2 critères).

Figure 3-42. *Cartographie des panneaux de craie différenciés selon leur degré de certitude pour le glissement des Fosses du Macre.*

3.5.2. Un modèle géométrique du sous-sol en 2D

En l'absence de la possibilité d'une représentation 3D, la structure interne des deux cirques est illustrée par plusieurs **coupes 2D** perpendiculaires à la pente et orientées nord-sud (Figure 3-43). **Sept coupes** ont été interprétées pour le *Cirque des Graves* et **deux coupes** pour les *Fosses du Macre*. Ces coupes complètent celles déjà données dans les sections précédentes, comme par exemple, la coupe interprétative au droit de la tomographie sismique (Figure 3-33). Ces coupes traversent la totalité de la zone instable et sont distantes

d'une centaine de mètres pour les plus proches (Figure 3-43). Cette représentation permet de bien mettre en évidence la complexité de la géométrie du sous-sol en différents points du glissement.

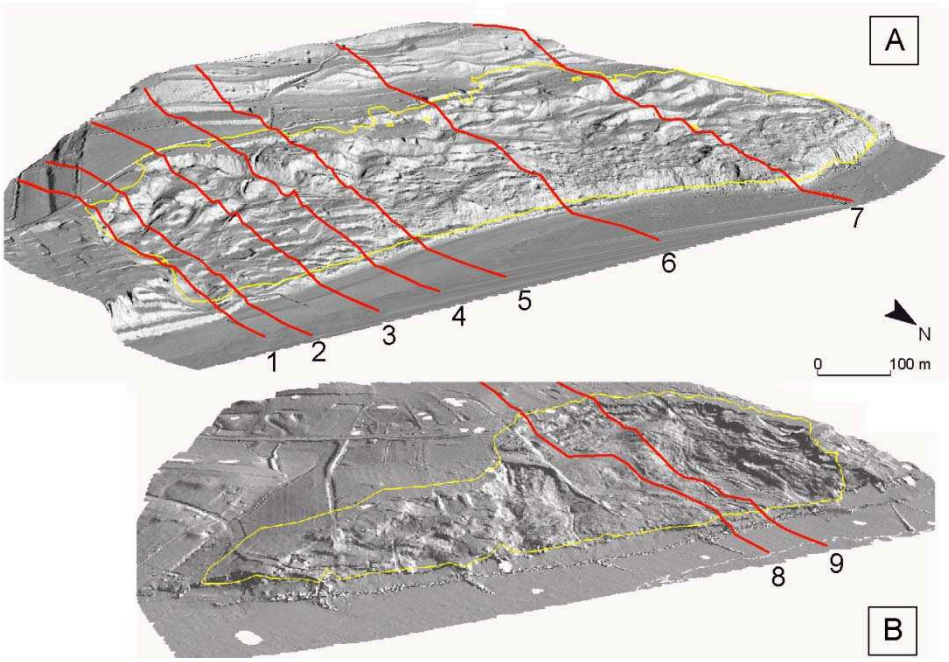
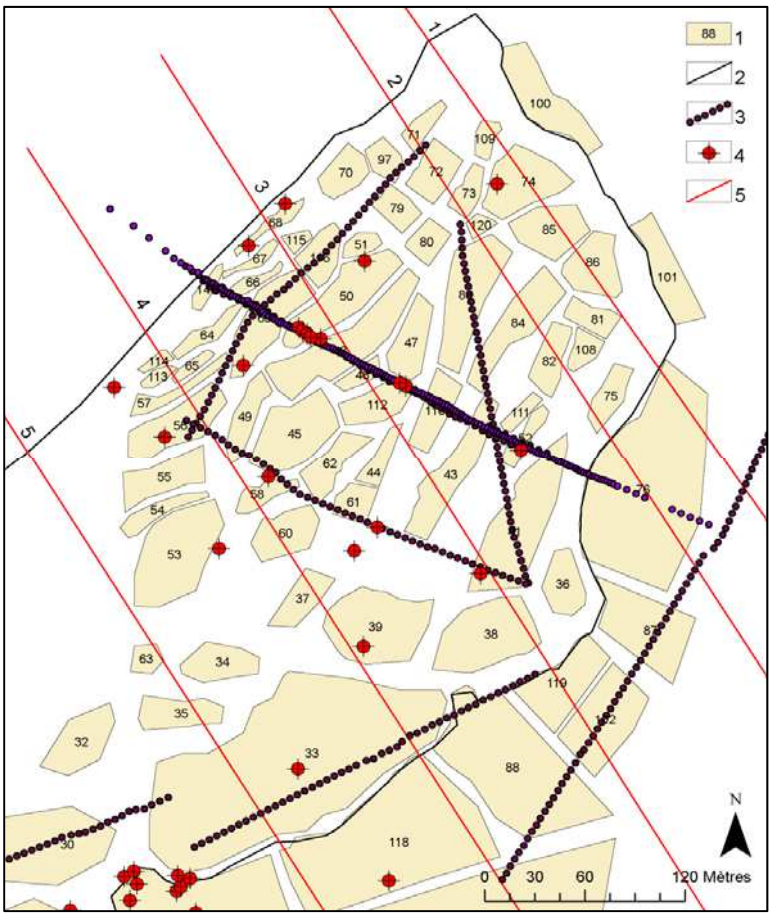
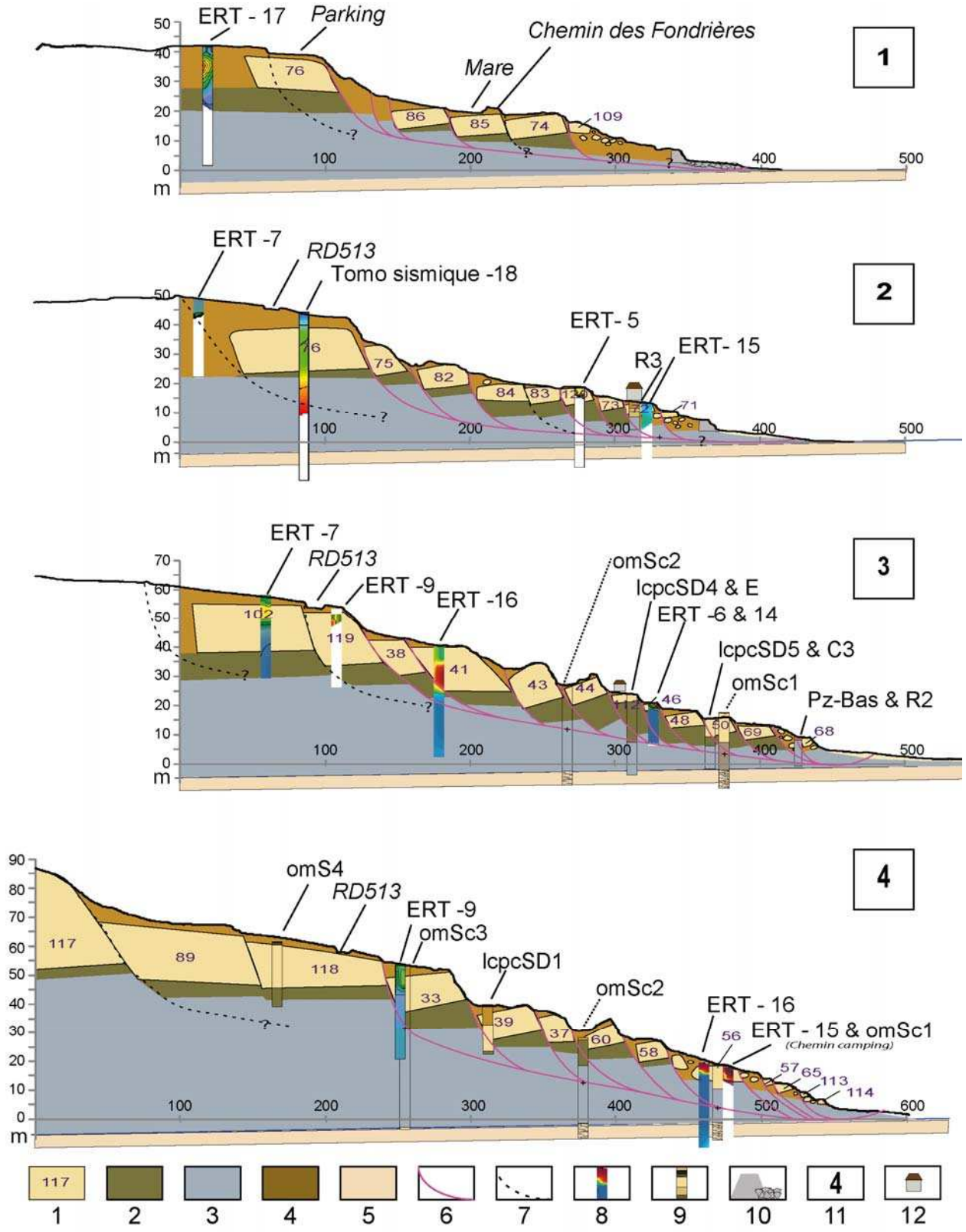


Figure 3-43 . *Localisation des coupes interprétatives (A) au Cirque des Graves et (B) aux Fosses du Macre.*



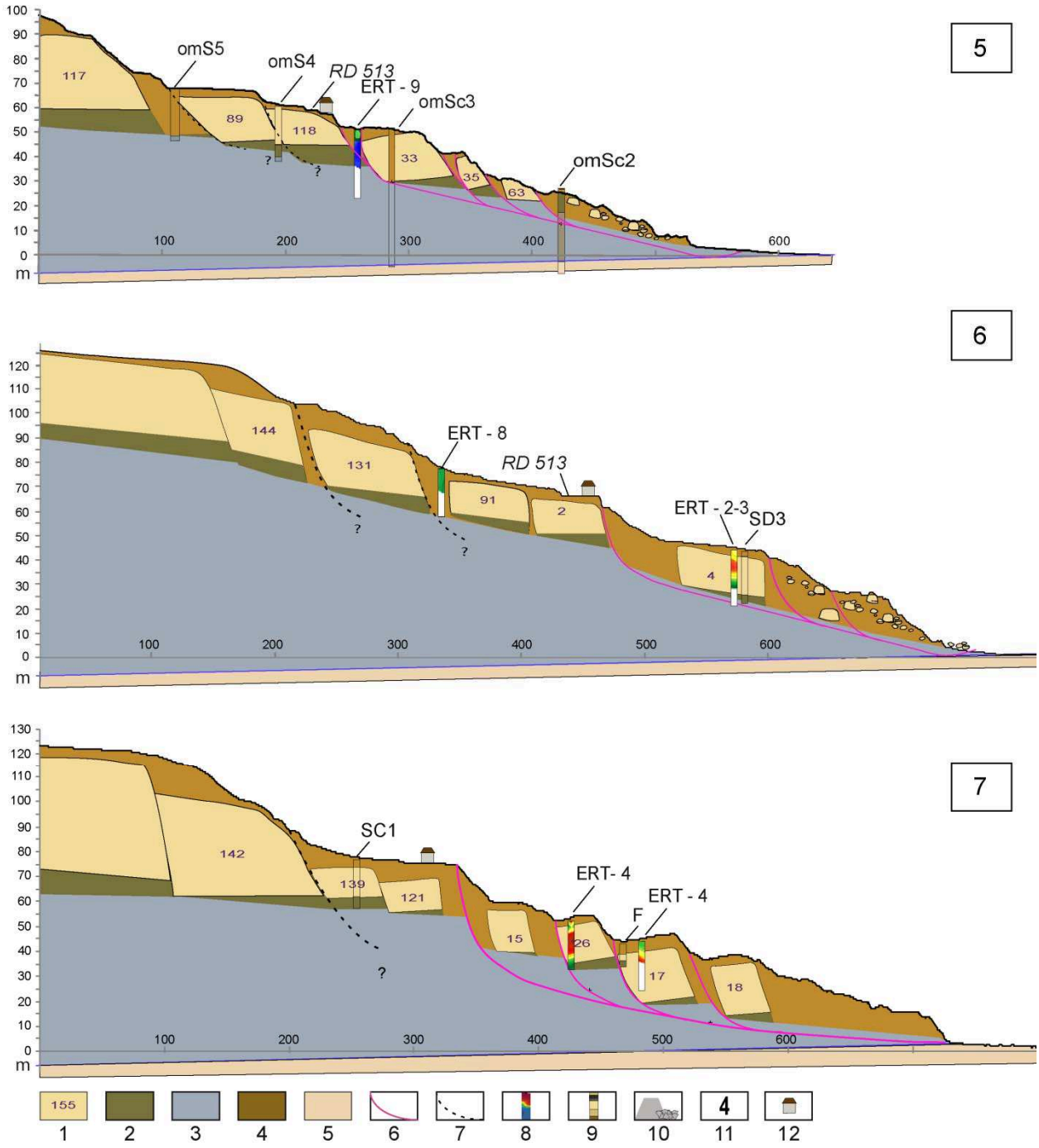
(1) Délimitation et numérotation des panneaux de craie, (2) Limite de la zone instable, (3) Profil de prospection géophysique, (4) Forage, (5) Tracé de coupe interprétative.

Figure 3-44. *Cartographie des panneaux de craie du secteur 'Parc des Graves, Ancien camping'.*



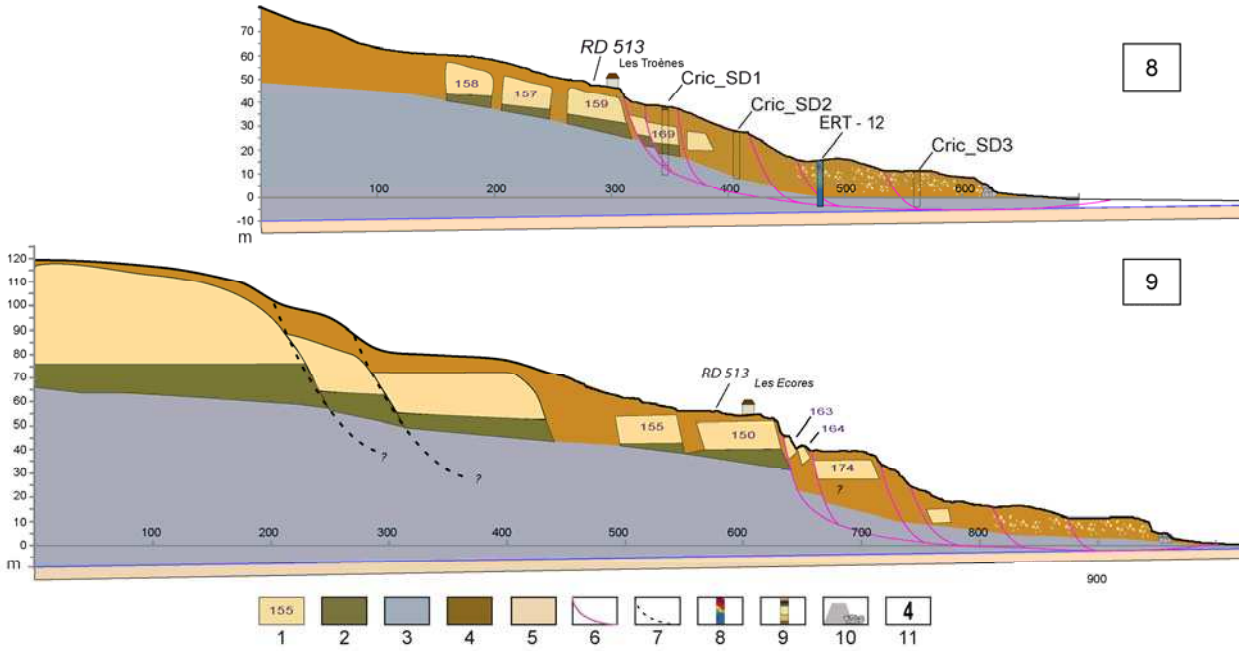
(1) Numéro du panneau crayeux, (2) Sable glauconieux, (3) Marne, (4) Formation superficielle, (5) Calcaire gréseux, (6) Surface de glissement estimée, (7) Surface de glissement potentielle, (8) Pseudo-forage par imagerie géophysique, (9) Forage, (10) Digue littorale, (11) Numéro de profil, (12) Bâti.

Figure 3-45. *Coupes interprétatives de la structure interne de la partie est du Cirque des Graves.*



(1) Numéro du panneau crayeux, (2) Sable glauconieux, 3) Marne, (4) Formation superficielle, (5) Calcaire gréseux, (6) Surface de glissement 'proposée', (7) Surface de glissement potentielle, (8) Pseudo-forage par imagerie géophysique, (9) Forage, (10) Digue littorale, (11) Numéro de profil, (12) Bâti.

Figure 3-46. *Coupes interprétatives de la structure interne de la partie ouest du Cirque des Graves.*



(1) Numéro du panneau crayeux, (2) Sable glauconieux, (3) Marne, (4) Formation superficielle, (5) Calcaire gréseux, (6) Surface de glissement estimée, (7) Surface de glissement potentielle, (8) Pseudo-forage par imagerie géophysique, (9) Forage, (10) Digue littorale, (11) Numéro de profil, (12) Bâti.

Figure 3-47. *Coupes interprétatives de la structure interne des Fosses du Macre.*

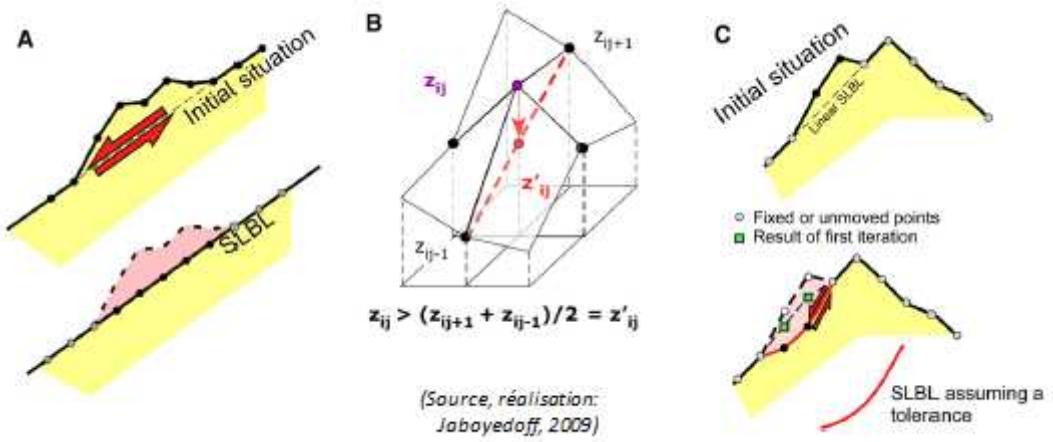
Comme cela était attendu, les coupes (Figure 3-45 à Figure 3-47) mettent en évidence une topographie de glissement très accidentée en gradins successifs armés par des panneaux de craies basculés dont la taille varie d'amont en aval. Progressivement ces panneaux de craie s'amincissent. En partie amont, on les retrouve sous la forme de grands panneaux de craie de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur alors qu'en aval ces blocs de craie sont beaucoup moins épais et émoussés et parfois biseautés.

Les différents forages permettent de préciser localement l'épaisseur des sables sur lesquels les panneaux glissent. Comme le montre le profil 3 de la figure 3-45, l'épaisseur de sables peut varier d'un compartiment à l'autre [entre 1 et 10 m] ou au sein d'un même compartiment avec le basculement du panneau en contre pente. Quant aux marnes, elles sont limitées en profondeur par le toit des grès affectés par un pendage faible de l'ordre de 2 % vers le sud-est. Ces grès qui arment le platier permettent de limiter le modèle en profondeur comme un horizon 'indéformable'.

Des surfaces de glissement sont également proposées sur la base des données inclinométriques, des observations des carottages (discontinuités, …) et des interprétations déjà proposées (Maquaire, 1990). Une courbe enveloppe au tracé curviligne ou rectiligne apparaît comme la plus probable. Des surfaces secondaires limitent les compartiments et panneaux de craie et correspondent en surface à certains des escarpements '*actifs*'. Des surfaces de glissement 'potentielles' dessinées en trait pointillé complètent les interprétations.

3.5.3. Estimation des volumes des compartiments instables

Il s'agit maintenant, à titre exploratoire, d'appliquer la méthode SLBL *(Sloping Local Base Level)* pour essayer de définir les volumes théoriques maximaux de compartiments (ou blocs) potentiellement instables, à partir des discontinuités géométriques du massif. Cette approche prospective a été développée par Jaboyedoff (2003) dans le cadre de recherches liées aux instabilités de versants rocheux (Froese *et al.*, 2009 ; Jaboyedoff *et al.*, 2004 ; Jaboyedoff *et al.*, 2009 ; Travelletti *et al.*, 2010). L'objectif est de déterminer le volume de chacun des compartiments en les délimitant en surface par les ruptures de pentes basales amont-aval (Figure 3-48) avec une rupture de subsurface courbée correspondant à la surface de rupture du glissement.



(A) Illustration d'un SLBL linéaire pour un éperon, (B) Illustration de la procédure de calcul, (C) SLBL en courbe assumant une tolérance de rotation de la surface. Les points carrés représentent les résultats de la première itération

Figure 3-48. *Schématisation de la méthode SLBL (d'après Jaboyedoff et al., 2009).*

Cette méthode est basée sur le croisement de diverses données comme un modèle numérique de terrain haute résolution, une analyse morphostructurale permettant de délimiter en surface et en profondeur les compartiments. Le traitement se fait sous le logiciel *CONEFALL* développé à l'Université de Lausanne (Jaboyedoff *et al.*, 2004). Le **niveau de base** (SLBL) est délimité par une approche en **2 dimensions** en considérant, dans le cas présent, une surface de profondeur variable mais limitée grâce aux mesures terrain (cf. précédemment). Le niveau de base SLBL correspond alors à une ligne joignant un point en amont à un point définit en aval (Figure 3-48). En **3 dimensions**, le SLBL est déterminé en remplaçant la valeur des points les plus hauts en surface (Zij) par la valeur moyenne des points à l'amont (Zij_{+1}), et aval (Zij_{-1}) parmi les valeurs des quatre voisins directs, et si Zij est supérieure à la moyenne de Z'ij = (Zij_{+1} + Zij_{-1}) / 2 (Jaboyedoff, 2004).

Afin d'appliquer cette méthode au *Cirque des Graves*, seuls les 87 compartiments qui composent le glissement et non les panneaux de craie individuels ont été considérés pour déterminer le niveau de base. Chacun des compartiments a été individualisé à l'aide du logiciel *CONEFALL* afin de déterminer leur niveau de base un par un et leurs volumes respectifs (Figure 3-49 et Figure 3-50).

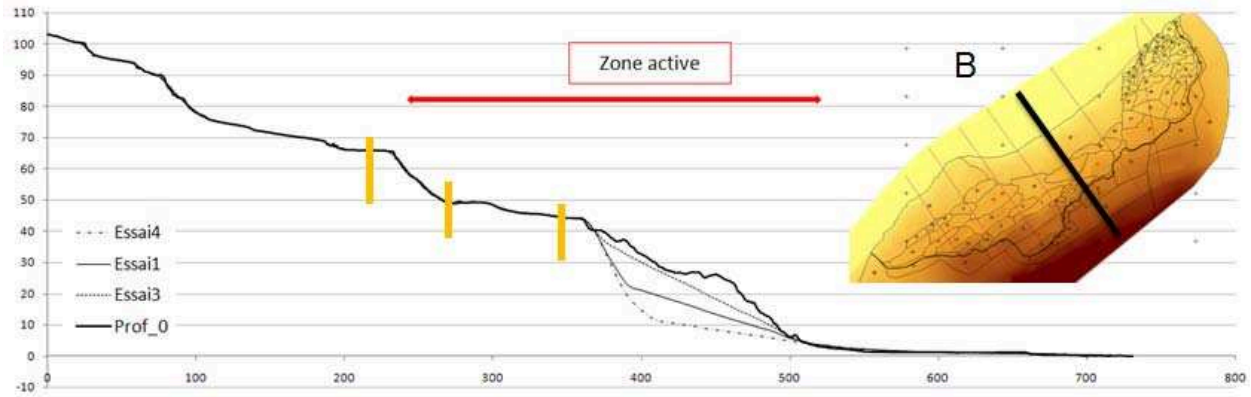
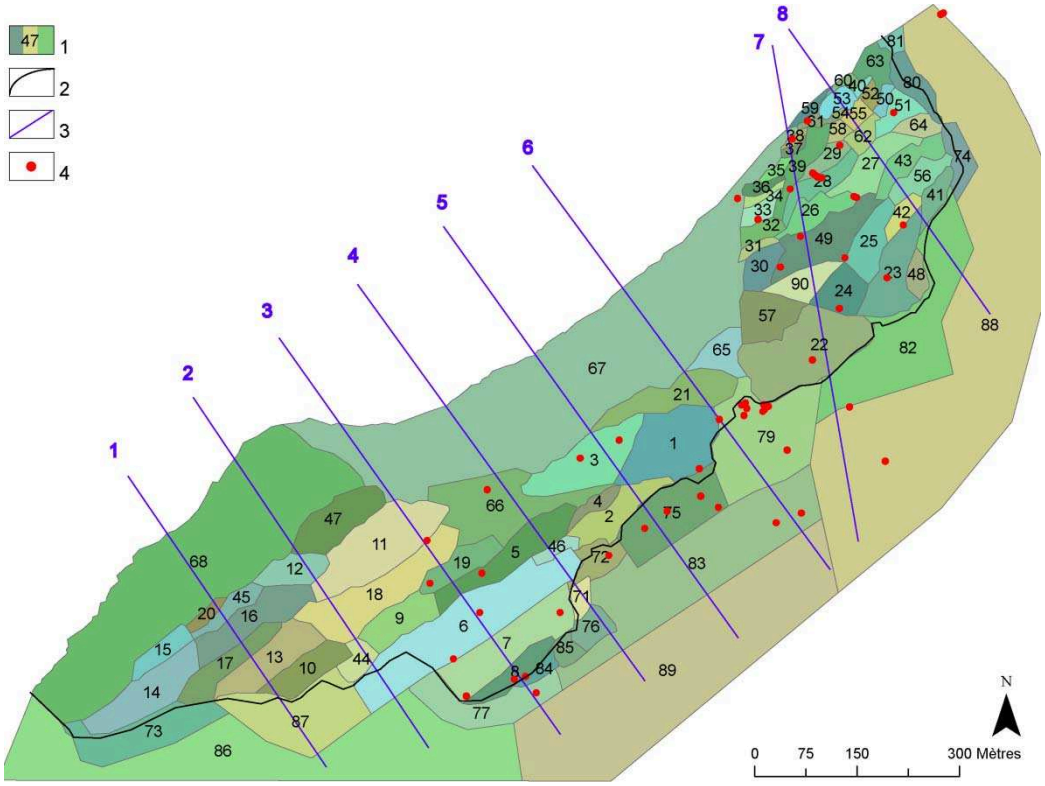


Figure 3-49. *Profil d'interprétation numéro 5 en partie médiane du Cirque des Graves et essais de niveaux de bases (SLBL) pour le compartiment 67 du glissement.*

Aussi, plusieurs essais de niveaux de base ont tout d'abord été nécessaires en intégrant au modèle différentes profondeurs potentielles (Figure 3-49). Les données ont été calibrées à partir des mesures inclinométriques (Section 3.4.2.5).

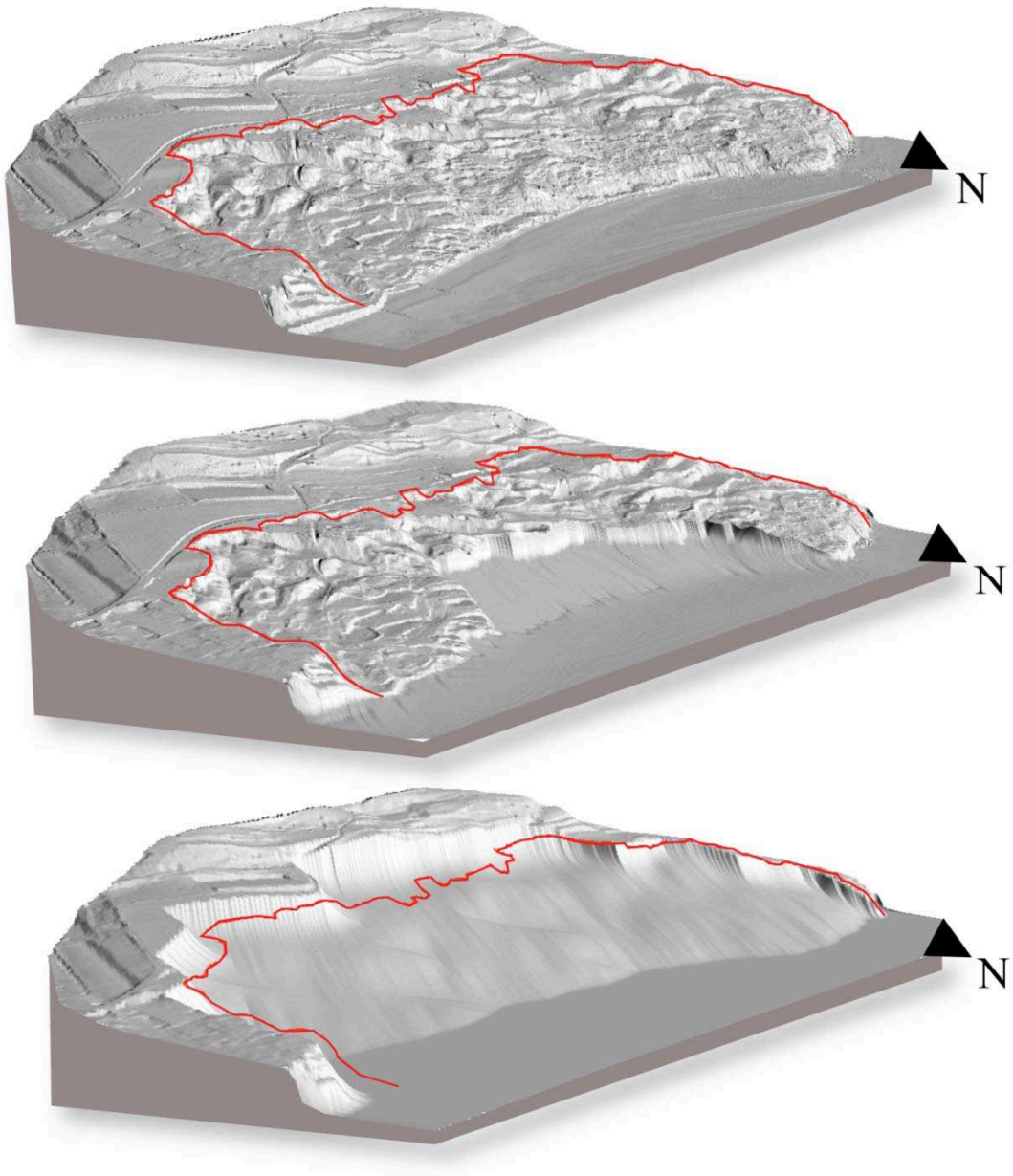


(1) Compartiment individualisé et numéroté, (2) Limites de la zone instable, (3) Profils d'essais SLBL, (4) Localisation des forages pour lesquels l'information géologique est disponible.

Figure 3-50. *Compartiments du Cirque des Graves utilisés pour le SLBL et localisation des profils SLBL.*

À partir du logiciel *CONEFALL* et du levé LiDAR de 2010, un volume potentiel de chacun des compartiments du *Cirque des* Graves a été estimé (Figure 3-51). Ces estimations ont permis de définir un volume total du glissement d'approximativement **30 millions de m³** avec des réservoirs allant de 4 000 à plus de 40 000 m³. Toutefois, cette méthode est fastidieuse car chaque compartiment nécessite une itération individuelle. La méthode semble plus adaptée pour des structures moins complexes, mais elle permet néanmoins, d'appliquer une première approche du site en trois dimensions.

Le glissement ayant une activité régressive vers l'amont (Maquaire, 1990), la suppression progressive des compartiments depuis sa base, par la méthode SLBL, permet de définir des '*profils de versant potentiels*' en cas de rupture (Figure 3-48). Les topographies ainsi obtenus pour ces '*profils de versant potentiels*' pourraient être intégrées dans des modèles de stabilité simples afin d'évaluer l'évolution du profil d'équilibre du versant.



(A) Modèle numérique de terrain initial, (B) Résultat de la première itération du compartiment 67 avec une surface de rupture en courbe, (C) Résultat final après toutes les itérations, il ne reste plus aucun compartiment.

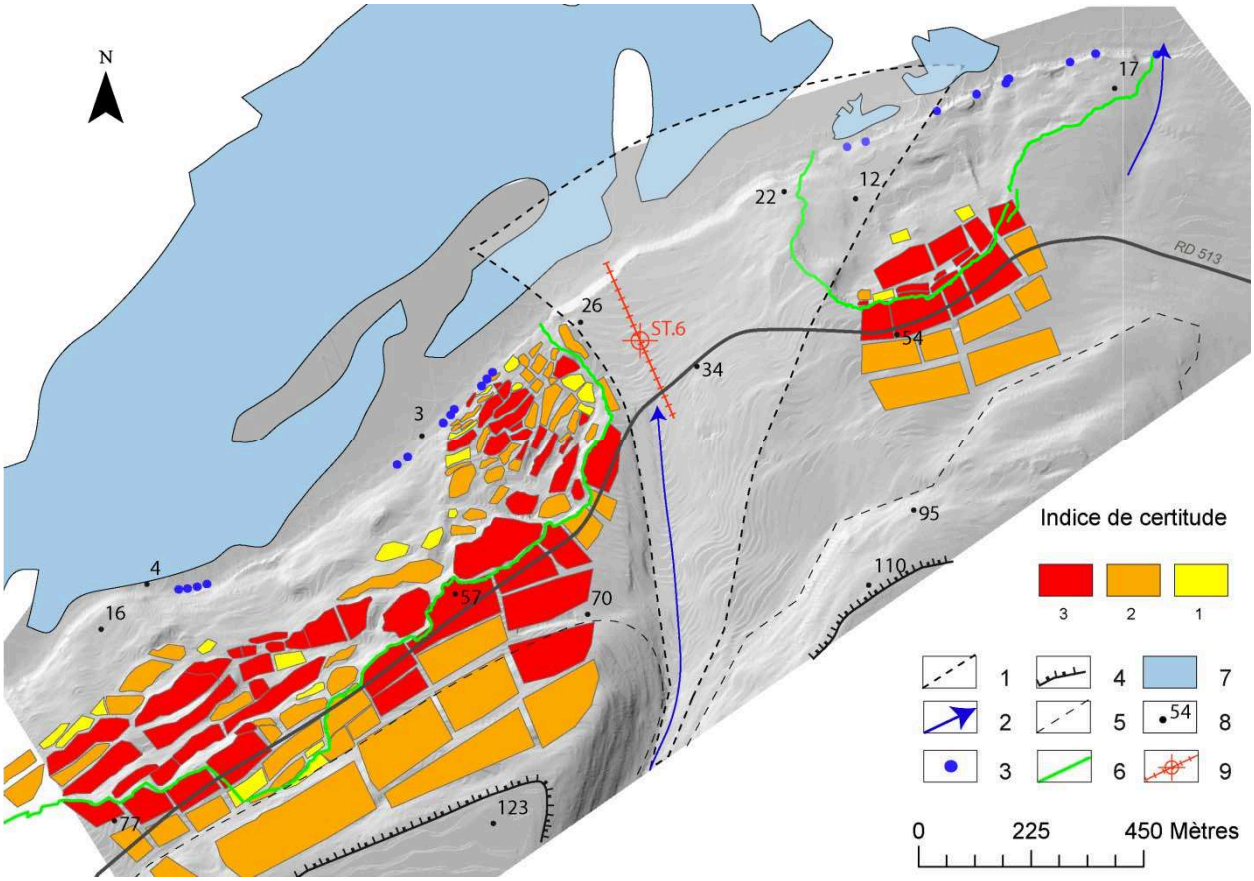
Figure 3-51. *Application de la méthode SLBL au Cirque des Graves (Villerville).*

3.6. Synthèse et conclusion du chapitre 3

Les différentes approches employées, qu'elles soient géomorphologiques, géophysiques, géologiques ou géotechniques ont permis, par leurs combinaisons, de préciser les connaissances sur la géométrie et sur la structure interne des deux glissements rotationnels-translationnels du *Cirque des Graves* et des *Fosses du Macre*. Pour ces deux glissements, les résultats ont mis en évidence différents ensembles morpho-structuraux liés à l'existence de panneaux et blocs de craie. Leurs tailles, leurs épaisseurs et leurs distributions spatiales sont en relation étroite avec la morphologie de 'surface'.

Dans le détail, les deux cirques présentent une extension, des dimensions et des caractéristiques très différentes (Figure -52). A l'ouest, le *Cirque des Graves* présente une topographie très accidentée avec de nombreux 'gradins' successifs pouvant atteindre des commandements fréquemment supérieurs à 5 m. Nombreux sont les panneaux de craie basculés reconnus dont la taille varie avec un amincissement et un amenuisement d'amont en aval. Par contre, à l'est, le glissement des *Fosses du Macre* présente une

topographie '*moins accidentée*' et les panneaux de craie y sont moins nombreux. Le modelé est en relation avec des formations superficielles comme des dépôts de pente colluvionnés aux faciès sablo-limoneux avec fragments siliceux plus ou moins grossiers (type 'head') ou aux faciès plus limono-sableux.

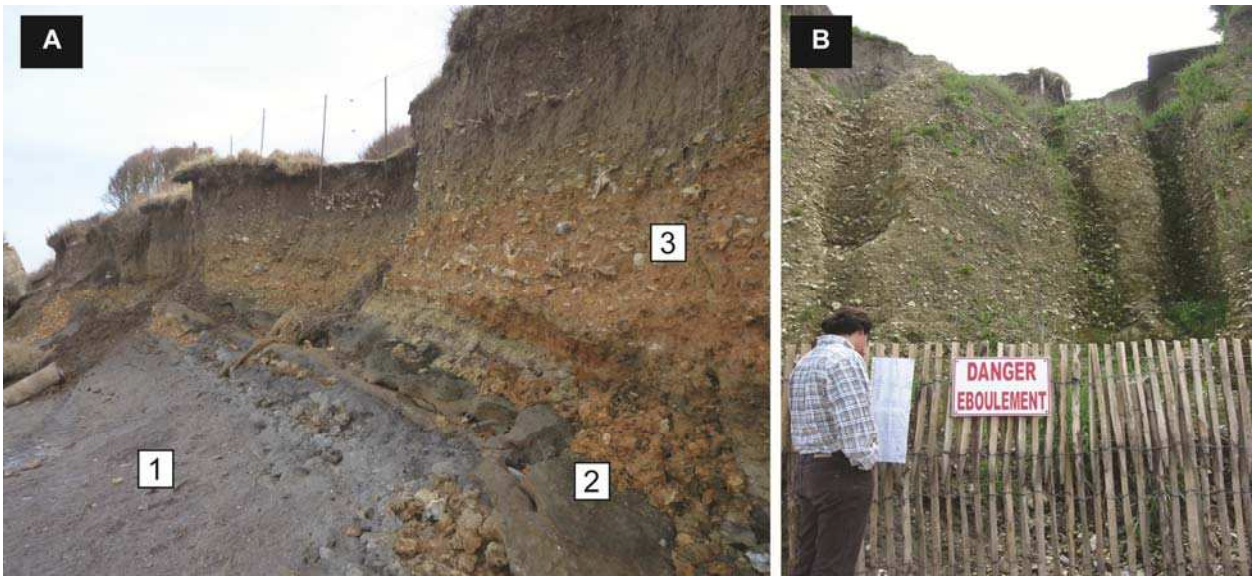


(1) Limite de la paléo-vallée remblayée au Quaternaire, (2) Ruisseau, (3) Sources, résurgences, (4) Escarpement limitant le plateau, (5) Rupture de pente basale de l'escarpement du plateau, (6) Limite des zones actives, (7) Platier rocheux, (8) Point coté, (9) sondage tarière et coupe.

Figure 3-52. *Morpho-structure du versant littoral dans le secteur des glissements du Cirque des Graves et des Fosses du Macre (Fond MNT issu du plan topographique de 1976).*

Ces différences et particularités des deux glissements, avec une forte présence de panneaux de craie ou au contraire un nombre plus réduit de panneaux, pourraient s'expliquer par la distance qui sépare ces deux zones 'instables' du pied du talus limitant le plateau, à l'amont. La limite amont du glissement du *Cirque des Graves* est située à moins de 100 m, alors que celle du glissement des *Fosses du Macre* en est beaucoup éloignée, et à plus de 400 m du plateau. Il y aurait donc '*moins*' de panneaux à l'est car le pied du versant, au droit des *Fosses du Macre*, est plus éloigné de la zone de '*production*' des panneaux avec un moins grand nombre de panneaux détachés puis glissés au Quaternaire qui auraient atteint ce secteur (Flageollet et Helluin (1987) (Figure 1-15).

Par ailleurs, il a été également noté que ces deux '*cirques instables*' étaient situés de part et d'autre d'un vallon. Les reconnaissances ont permis de mettre en évidence que ce vallon était localisé au droit d'une paléo-vallée comblée par des formations superficielles quaternaires de type '*heads*', sables fins et limons. Ces formations sont facilement observées sur l'escarpement basal du bourg de *Villerville*, dans l'axe de cette paléo-vallée (Figure 3-53A) et sur celui du glissement des *Fosses du Macre* (Figure 3-53B). À l'est ces formations sont reconnues jusque dans l'axe (talweg) des *Fosses du Macre* (Figure 3-52). À l'amont, un sondage à la tarière réalisé en octobre 1988 a permis également de reconnaître ces formations de remplissage et de proposer une géométrie pour cette paléo-vallée (Figure 5-54).



(A) Escarpement basal du glissement des *Fosses du Macre* où sont visibles (1) Marnes grises, (2) Sables verts glauconieux, (3) Colluvions de fragments siliceux plus ou moins grossiers (type 'head'), (B) Formations superficielles quaternaires (head, sables, limons) au droit du bourg de *Villerville*.

Figure 3-53. *Escarpement basal du glissement des Fosses du Macre et du bourg de Villerville.*

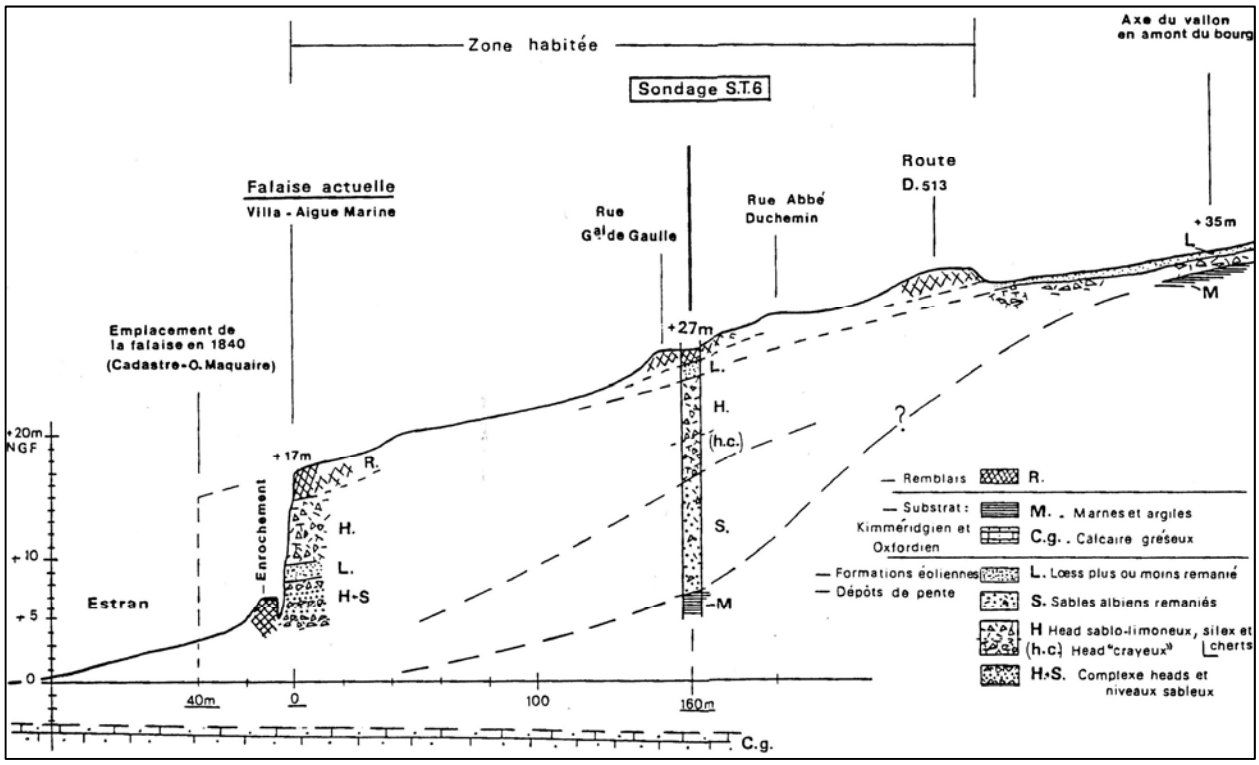


Figure 3-54. *Coupe géologique dans l'axe de la paléo-vallée au droit du bourg de Villerville (d'après Maquaire, 1990).*

Ainsi, les secteurs '*instables*' correspondent à ceux dans lesquels des panneaux de craie reposent sur leurs assises sableuses (sables glauconieux) et argilo-marneuses. Cette structure interne héritée doit demeurer à l'esprit, et être caractérisée d'un point de vue hydrologique (Chapitre 4). De même, ces connaissances de la structure interne de ces versants devraient permettre de mieux appréhender la cinématique et l'évolution à long et à court terme de ces secteurs instables (Chapitre 5 et 6), et d'en préciser les forçages (Chapitre 7).

CHAPITRE 4. CARACTÉRISATION HYDROLOGIQUE DES VERSANTS

4.1. Introduction

La variabilité spatiale et temporelle du **comportement hydrologique** d'un versant instable est contrôlée par plusieurs facteurs déclenchants : les forçages atmosphériques, les conditions initiales de saturation, les propriétés hydro-dynamiques du milieu et les caractéristiques géométriques du versant (Malet, 2003). Le rôle de l'eau a été démontré comme la cause majeure de déclenchement ou de la réactivation de glissements de terrain (van Asch *et al.*, 1999 ; Bogaard, 2001). Ainsi, l'infiltration des eaux de pluie alimente la nappe phréatique. L'élévation du niveau de nappe va créer une augmentation des champs de pressions interstitielles, et en corollaire une diminution des contraintes effectives qui expliquent dans de nombreux cas les instabilités (Matsuura *et al.*, 2008 ; Wang & Sassa, 2003) en fonction de seuils de déclenchement (pluviométrique, piézométrique…) (van Asch *et al.*, 2007b).

Le chapitre précédent a mis en évidence les grandes unités morphostructurales qui caractérisent ces zones instables en tenant compte de leurs dimensions géométriques et de leurs natures lithologiques (compartiments constitués par des blocs ou panneaux de craie de tailles variables reposant sur un support sableux argileux). L'hydrologie souterraine est principalement caractérisée par la nappe de la craie cénomanienne retenue par la glauconie de base et par celle des sables albiens. Ces nappes bien développées sur le plateau du Pays d'Auge se déversent dans le versant (nombreuses sources identifiées). Les formations superficielles hétérogènes seraient le *siège d'une ou plusieurs nappe(s) morcelée(s) alimentée(s) directement par l'impluvium et/ou par les nappes du plateau.* Les écoulements sont 'complexes et *anarchiques*' dans les sables, les argiles ou les blocs de craie fissurés (Maquaire, 1990).

L'objectif de ce quatrième chapitre est de procéder à l'analyse hydrologique détaillée de ces glissements de terrain pour identifier et caractériser les réservoirs (corps aquifères) et les flux souterrains '*complexes*' avec la succession de sources, pertes, résurgences dues aux passages de formations perméables (craie, sables) à des formations imperméables (argiles), et la ou les nappe(s) phréatique(s), dans et à proximité des secteurs instables, en prenant comme support principal d'étude le *Cirque des Graves*. Cette identification et cette caractérisation reposent sur trois critères : **géologiques, hydrodynamiques et hydrochimiques** (Castany, 1982). Pour ce faire, les opérations suivantes peuvent être engagées :

- des observations et des mesures ponctuelles multi-paramètres sur le terrain (piézométrie, …) ;
- des expérimentations '*locales*' en surface ou dans des tubes piézométriques, par exemple, dont les enseignements sont transposés à l'ensemble du glissement (Travelletti, 2011).

Ce chapitre est structuré en sept sections principales. Après une introduction (section 1), la section 2 décrit le dispositif de suivi hydrologique et les méthodes d'acquisition des données. La section 3 précise la géométrie des principales zones aquifères et des niveaux de nappes associées. La section 4 décrit les analyses et essais réalisés *in situ* et en laboratoire pour définir les caractéristiques hydrodynamiques des matériaux. La section 5 présente l'hydrologie de surface et la cartographie piézométrique. La section 6 présente le suivi des eaux souterraines par analyses hydrochimiques. La section 7 est une synthèse des principaux résultats obtenus.

4.2. Dispositif de suivi hydrologique et méthodes d'acquisition des données

Vingt-neuf forages géotechniques réalisés dans le *Cirque des Graves* et les *Fosses du Macre* (Chapitre 3), ont été équipés de **tubes piézométriques** dont la profondeur varie entre 5,40 et 29 m. Le réseau de suivi est complété par **cinq puits '*domestiques*'** et par **neuf tubes inclinométriques** permettant des mesures ponctuelles de niveau piézométrique. Ainsi, au total, le réseau de suivi est composé de **quarante-trois points d'observation**. Ils sont localisés dans, ou à proximité des zones instables formant ainsi un réseau de suivi relativement étendu (Figure 4-1). Cependant, certains tubes, implantés dans des propriétés privées, sont parfois inaccessibles. Les relevés sont alors discontinus pour certains piézomètres.

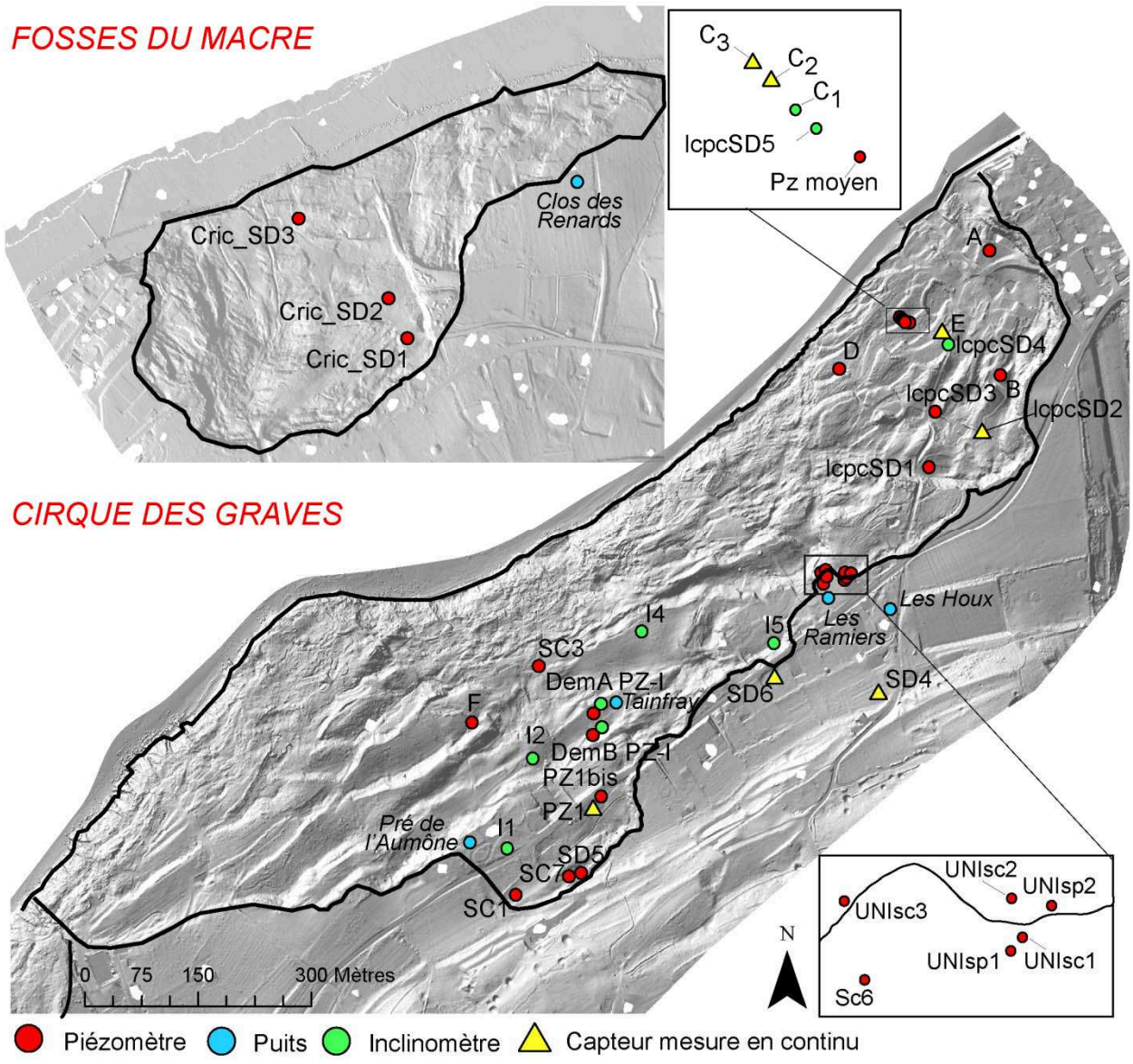


Figure 4-1. *Réseau de surveillance piézométrique.*

	Nom	Année de réalisation	Alt TN	Profondeur dispositif	Mesure	Niveau Min	Niveau Moyen	Niveau Max	Amplitude	Commentaire
1	Pz Moyen*	1986	18,7	5,40	P	?	?	15.85	/	
2	PZ1	2001	70,10	14,50	C	66.87	67.26	67.63	0.76	
3	DemA	?	50,35	13,40	P	44.12	45.07	46.08	1.96	
4	DemB	?	53,9	12,75	P	51.22	51.68	51.83	0.61	
5	Pz1 bis	2005	69,8	6,42	P	67.36	68.11	68.33	0.97	Cassé 06/10
6	SD4	2005		16,50	C	64.12	65.44	66.42	2.3	
7	SC1	2005	76,64	10,20	P	71,77	73,30	74,09	2,32	Cassé 04/11
8	SC3	2005	34,4	20	P	30,7	31,71	32,33	1,63	
9	SC6	2005	55,34	19,80	P	42,64	43,37	43,8	1,16	
10	SD6	2006	63,25	22	C	49,65	50,75	50,99	1,34	
11	SD5	2006	76,65	20	P	73,94	74,32	74,5	0,56	
12	SC7	2006	76,28	19,40	P	74,26	74,63	74,85	0,59	
13	UniSC1*	2009	57,11	10,40	P	?	?		/	Accès limité
14	UniSC2	2009	55,01	10	P	?	?	45,85	/	Accès limité
15	UniSC3	2009	51,56	20	P	42,06	42,41	42,75	0,69	Accès limité
16	UniSP1	2009	52,27	19	P	42,76	43,66	45,42	2,66	Accès limité
17	UniSP2	2009	55,44	23	P	44,9	45,47	46,02	1,12	Accès limité
18	A	2009	19,30	7	P	14,71	15,51	15,98	1,27	
19	B	2009	33,55	8	P	27,66	27,85	27,94	0,28	
20	C2	2009	15,97	8	C	11,49	12,40	13.02	1,53	
21	D	2009	17,42	8	P	12,54	12,86	13.02	0,48	
22	E	2009	24,40	8	C	18,86	19,57	19.95	1,09	
23	F*	2009	44,65	8	P	?	?	36.96	/	
24	LcpcSD1	2010	39,20	7,61	P	37,72	37,82	37.99	0,27	
25	LcpcSD2	2010	40,32	14,60	C	33,73	34,95	35.87	2,14	
26	LcpcSD3	2010	29,86	5,35	P	27,82	28,35	28.54	0,72	
27	Cric1**	2011	37,91	29,32	P	31,46	31,61	31,87	0,40	
28	Cric2**	2011	27,68	20,13	P	23,42	23,59	23,72	0,30	
29	Cric3**	2011	11,48	15,34	P	3,02	3,10	3,17	0,15	

*Piézomètre ancré au dessus du niveau minium, **Valeurs calculées à partir de 3 relevés, (P) Mesure ponctuelle par sonde piézométrique, (C) Mesure continue par capteur de pression.

Tableau 4-1. *Descriptif des tubes piézométriques au Cirque des Graves et Fosses du Macre*

Ce réseau a permis de mesurer le niveau d'eau des nappes phréatiques, mais il a également permis de réaliser différents essais pour identifier les caractéristiques hydro-dynamiques des aquifères à partir d'essais de pompage ou d'essais de type '*Slug test*', de prélever des échantillons d'eau à des fins d'analyses géochimiques, etc.

Les fluctuations piézométriques ont été **mesurées ponctuellement** avec une sonde piézométrique sur la totalité des sondages '*accessibles*' depuis 2008 (Tableau 4-1). La fréquence des mesures varie de deux à quatre semaines environ. Des **mesures en 'continue'** ont été également réalisées **sur six tubes**

piézométriques (Figure 4-1) grâce à l'installation de capteurs munis de centrale d'acquisition autonome. Comme l'indique de tableau 4-2, depuis 2002, plusieurs types de capteurs ont été progressivement installés, pour des périodes de mesures variables de quelques mois à plusieurs années. La fréquence d'enregistrement des données varie de 6 minutes à une heure.

Les enregistrements les plus anciens concernent le piézomètre PZI situé au sud-ouest du *Cirque des Graves*. Un capteur *OTT Orphymèdes* a été installé entre novembre 2002 et juin 2005 dans le cadre d'un observatoire de surveillance des mouvements de terrain. Les mesures interrompues ont été recommencées en janvier 2007 et stoppées en avril 2010 à la suite de la défaillance du capteur. Depuis juillet 2010, les mesures sont réalisées avec un capteur *Paratronic Mac 10*. A noter également qu'une centrale d'acquisition *Campbell CR1000* a été installée entre janvier 2009 et avril 2011 au droit du tube piézométrique SD6, et munie de capteurs permettant de mesurer la conductivité et la température de l'eau, le niveau de la nappe, la température dans le sol et l'air, et la pluie.

À noter que des mesures plus anciennes enregistrées entre janvier 1985 et août 1987 sont disponibles (Maquaire, 1990), ce qui permet d'analyser le fonctionnement du système hydrologique dans un autre contexte hydro-climatique.

Piézomètre	*Période de mesures*	*Enregistreur*	*Capteur(s)*	*Fréquence*
PZ1	*Nov. 2002 à Juin 2005* *Janvier 2007 à avril 2010*	*OTT Orphymèdes*	*Niveau de nappe*	*60 minutes*
PZ1	*> Juillet 2010*	*Paratronic Mac 10*	*Niveau de nappe*	*6 minutes*
SD4	*> Août 2008*	*Paratronic Mac 10*	*Niveau de nappe*	*6 minutes*
SD6	*Juin 2009 a avril 2011*	*Campbell CR1000*	*Conductivité, température eau, niveau de nappe, température sol, air, pluviomètrie*	*6 minutes*
C2	*> Octobre 2010*	*Paratronic Mac 10*	*Niveau de nappe*	*6 minutes*
C3	*> Juillet 2010*	*Alert Solution Geobeads*	*Inclinaison, pression interstitielle, température*	*6 minutes*
I2	*Août 2008 à Oct. 2010*	*Paratronic Mac 10*	*Niveau de nappe*	*6 minutes*
E	*> Mars 2011*	*Paratronic Mac 10*	*Niveau de nappe*	*6 minutes*
Cric_SD2	*> Septembre 2012*	*Paratronic Mac 10*	*Niveau de nappe*	*6 minutes*

***Tableau 4-2.** Enregistreurs de données hydrologiques installés sur les sites du Cirque des Graves et des Fosses du Macre depuis novembre 2005.*

Des **mesures de pressions interstitielles** (*u*) sont réalisées depuis juillet 2010 en C3 : elles permettront d'évaluer la contrainte qu'exerce l'eau dans le sol et d'associer les changements de pression avec les apports pluviométriques et les fluctuations piézométriques saisonnières à l'échelle du versant (Lissak *et al.,* 2010; Peters *et al.,* 2010).

Quatre capteurs multi-paramètres de type *GeoBeads* ont été installés dans le forage vertical C3 aux profondeurs suivantes : Capteur A1 : -1,00 m; A2 : -2,00 m; A3 : -4,00 m; A4 : -5,80 m), à proximité d'une antenne GPS permanente, des inclinomètres C3 et LCPC_SD5 et du piézomètre C2 (Figure 4-1). Ces capteurs, conçus par la société *Alert Solutions* mesurent simultanément trois paramètres : la pression interstitielle, la température et l'inclinaison du capteur par rapport au champ gravitationnel (Peters *et al*., 2010 ; Peters *et al*., 2009). La température peut être utilisée pour évaluer l'humidité du sol. Les écoulements souterrains et les mesures d'inclinaison permettent de détecter les mouvements de subsurface (Peters *et al*., 2009). Ces deux derniers paramètres seront analysés dans la 3ème partie du manuscrit. Les données sont directement accessibles par une solution journalière en connexion ADSL.

Pour compléter l'analyse hydrologique, le réseau de suivi piézométrique du versant instable a été complété avec des données piézométriques des nappes du plateau du Pays d'Auge issues de différents piézomètres '*proches*' de la zone d'étude. Quatre piézométriques ont été sélectionnés à partir du réseau *Bassin Seine-Normandie* du *BRGM* (Figure 4-2). Les piézomètres de *Danestal*, *Auvillars* et *Beaumont-en-*

Auge enregistrent les variations de la nappe de la craie cénomanienne, alors que celui de *Surville* enregistre celles de la nappe du calcaire de l'Oxfordien. Ces enregistrements sont disponibles au pas de temps décadaire ou mensuel depuis 1974-1975. Seul le piézomètre de *Beaumont-en-Auge* fournit des enregistrements entre 1974 et 2004. La profondeur des nappes varie entre 11 et 20 m.

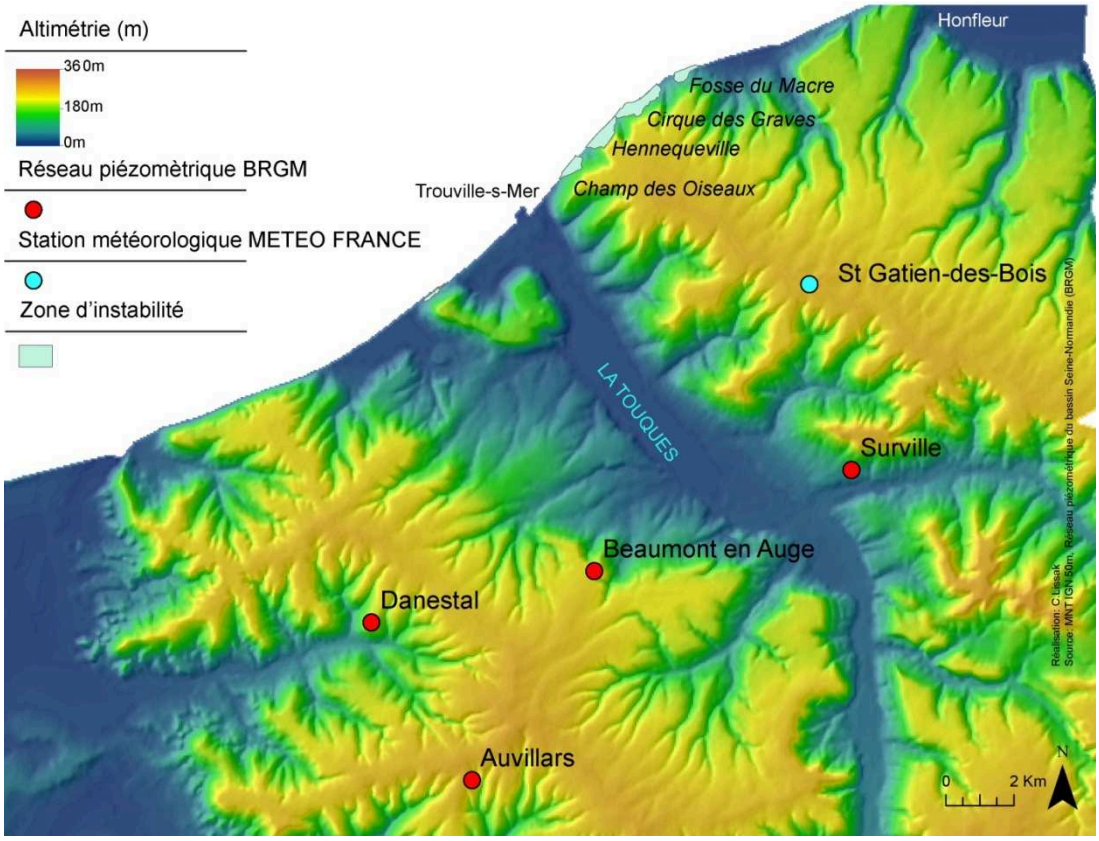


Figure 4-2. *Localisation des piézomètres sélectionnés du réseau du Bassin Seine-Normandie du BRGM du Pays d'Auge.*

4.3. Géométrie des aquifères et niveaux de nappes associées

L'identification d'un aquifère repose sur trois critères abordés progressivement dans ce chapitre : critères géologiques, hydrodynamiques et hydrochimiques (Castany, 1982). Cette section est consacrée à : (1) l'identification des zones saturées du versant par prospection électrique, (2) l'identification visuelle associée aux textures des formations aquifères et des limites du réservoir.

4.3.1. Identification des zones saturées par prospection électrique

Les différentes campagnes de prospection électrique organisées durant les hivers 2007 et 2009 au *Cirque des Graves* et aux *Fosses du Macre* ont permis d'identifier, en profondeur, les couches de craie cénomanienne et de sables albiens (principaux aquifères) et **les formations superficielles** (formations de remplissage entre les panneaux et blocs de craie) **saturées** à cette période de l'année. À partir des profils de résistivités électriques inversées, la géométrie des aquifères peut être estimée (localisation et épaisseur).

Les très faibles valeurs de résistivité électrique sont associées aux **formations argilo-marneuses** mais également aux **matériaux limono-argileux de remplissage** accumulés entre les panneaux basculés. Ces derniers présentent des valeurs de résistivité parfois très faibles (20-40 Ω.m), comme le montre le profil 4 de la figure 4-3. À la faveur de contre-pente ou de zones fissurées, l'eau s'infiltre et sature les matériaux.

Autre cas de figure avec le profil 11 de la figure 4-3, en amont du *Cirque des Graves*, qui présente de très faibles valeurs de résistivité tout le long du profil : valeurs qui font penser à une '*zone réservoir en sub-surface saturée*'. Cette interprétation est confirmée d'une part, par les mesures piézométriques identifiant

un niveau de nappe superficielle tout le long de l'année (< 2 m) et, d'autre part, par l'observation directe en surface de nombreuses zones de stagnation d'eau (mares plus ou moins permanentes, zones humides) qui correspondent aux faibles valeurs de résistivité mesurées.

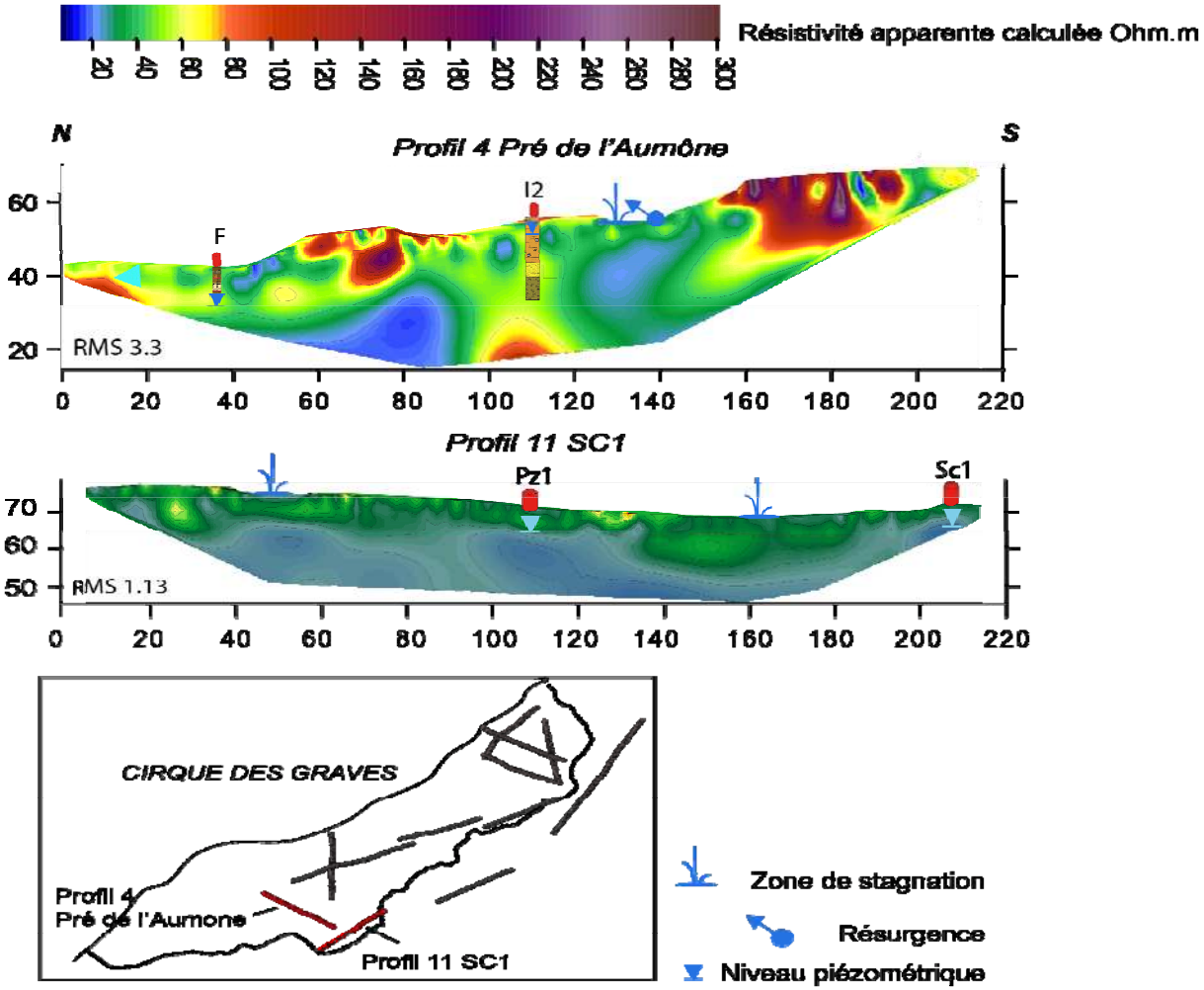


Figure 4-3. *Profils de tomographie électrique permettant de localiser les zones à fortes conductivités hydrauliques.*

4.3.2. Identification des formations et des limites du réservoir.

4.3.2.1. Identification visuelle

Les formations '*réservoirs*' et celles régulièrement traversées par les eaux d'infiltration sont identifiées plus précisément à l'aide des différents forages carottés réalisés dans le *Cirque des Graves*. L'analyse descriptive des échantillons '*intacts*' prélevés permet d'identifier des **traces physiques de saturation** au-delà des niveaux piézométriques observés sur les huit carottages (total de 63 ml) réalisés en novembre 2009 (Tableau 3-1) avec la collaboration de l'Université de Vienne (Autriche). Les échantillons ont permis d'identifier les **formations hydromorphes** dans lesquelles différents indicateurs de phases de saturation du matériau sont visibles (Figure 4-4) :

- des taches de rouille liées à l'oxydation du fer. Cette réaction est typique des formations périodiquement saturées. Ces traces sont visibles lorsque l'échantillon est prélevé en période de basses-eaux et elles témoignent des variations périodiques de la nappe ;
- des taches de couleur bleue grise voire verte, qui correspondent au fer à l'état réduit. Ces traces signifient que le sol est saturé en eau, en condition anoxique (sans oxygène) mais ne sont visibles qu'en période humide ou pour les formations où la présence d'une nappe est permanente ;
- des granules noires, qui correspondent aux précipitations ferro-manganiques.

Les limites du réservoir, inférieures (ou substratum imperméable), supérieures (ou toit) et latérales identifient les conditions aux limites géologiques du réservoir. Dans certaines parties du cirque, l'aquifère peut être très proche de la surface, formé de couches continues aux perméabilités variables et qui s'étend de la surface du sol jusqu'à une base imperméable (Fetter, 2001). Les données géologiques et hydrogéologiques issues des forages permettent de délimiter **un principal niveau aquifère dans les sables et la craie du Cénomanien reposant sur la glauconie de base**.

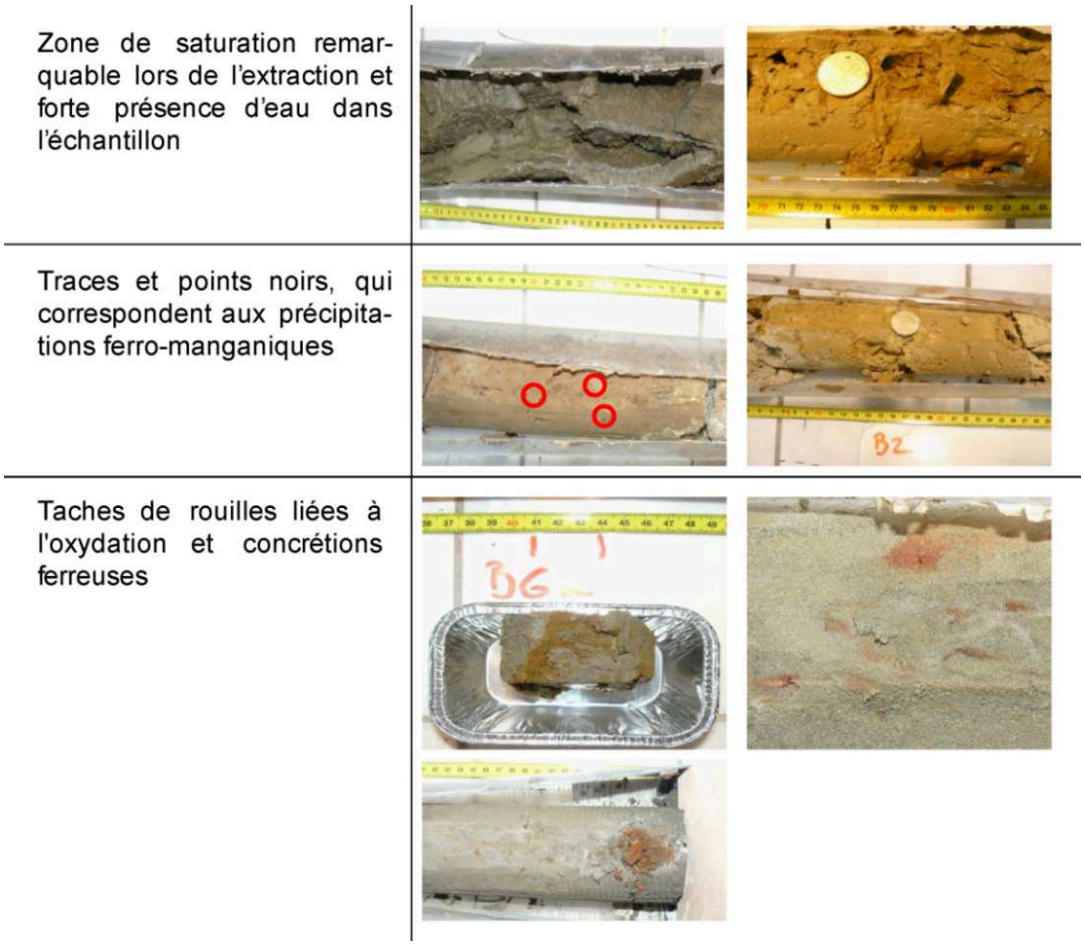


***Figure 4-4.** Identification des zones saturées dans les carottages.*

Les niveaux de nappe sont associés aux formations '*perméables*' comme les **formations sablo-limoneuses** des premiers mètres de terrain, les **formations carbonatés** comme **la craie** du cénomanien plus ou moins diaclasée et altérée, les **sables vert-kakis albiens** ; mais aussi à des formations '*moins perméables*' car plus argileuses qui forment parfois un niveau intermédiaire entre les sables de l'Albien et la craie du Cénomanien (Figure 4-5).

Les mesures de niveaux piézométriques réalisées à partir des 43 points d'observation sur le versant permettent d'affirmer de l'existence '*d'une nappe libre*' dont le toit est situé à quelques décimètres ou quelques mètres de la surface, ainsi la **limite hydrodynamique peut varier librement** (Castany, 1982).

Le profil hydrogéologique interprétatif traversant les secteurs *Parc des Graves* et l'a*ncien Camping* (Figure 4-6) illustre l'agencement des différentes formations qui subissent une saturation temporaire ou permanente. La surface piézométrique schématise les niveaux de nappe les plus hauts et les plus bas enregistrés depuis 2009. Après les analyses des échantillons issus des forages, il s'avère que les niveaux les plus hauts observés sur le terrain diffèrent des niveaux supposés identifiés sur les carottes (Figure 4-5).

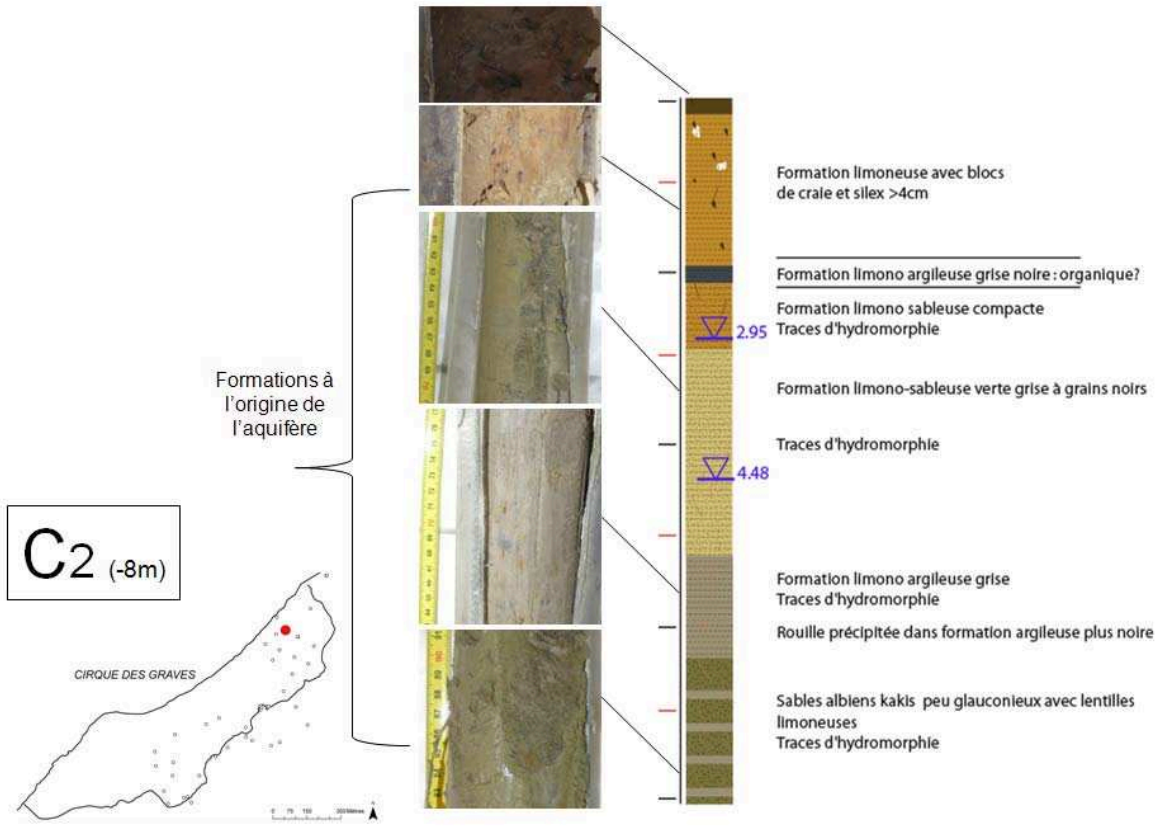


Figure 4-5. *Exemple d'échantillons extraits par carottage et interprétations détaillées pour le sondage C2.*

Ainsi, les formations superposées composent un **aquifère stratifié discontinu** pouvant atteindre plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur. La limite basale de l'aquifère est déterminée par des couches très peu perméables comme les *argiles et marnes compactes* aisément identifiables par carottage.

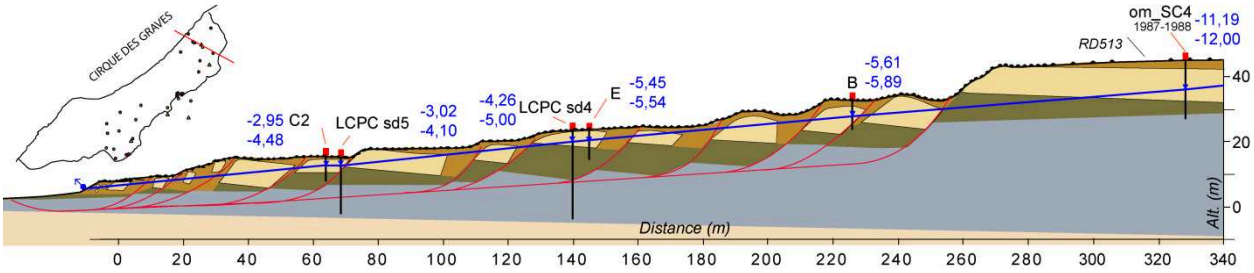


Figure 4-6. *Profil piézométrique moyen et valeurs (minimale et maximale) enregistrées dans les piézomètres entre novembre 2009 et janvier 2012.*

Les différentes observations de terrain et de laboratoire montrent donc une nappe assez proche de la surface topographique qui fluctue dans un aquifère délimité par les formations suivantes :

- une limite supérieure déterminée par des formations perméables constituées de sables et limons dont l'épaisseur totale varie en 5 et 30 m sur le versant jusqu'aux sables albiens. L'épaisseur de l'aquifère augmente considérablement sur le plateau dès lors que la craie, en place, est beaucoup plus épaisse. Les roches carbonatées fissurées et souvent karstifiées pourraient faciliter des écoulements souterrains et donc des circulations de type karstique sur la partie amont, au niveau du plateau d'Auge où la craie peut atteindre plus de 40 m d'épaisseur ;
- les limites latérales sont formées sur le versant par la craie et par les marnes parfois affleurantes en pied de versant. Les aquifères côtiers sont en communication avec la mer qui est alors intégrée au **système aquifère/mer**. Dans le cas présent, le pied de versant est régulièrement en contact direct avec la mer, même lors de faibles coefficients de marée. Ainsi, les deux environnements se mêlent et

interagissent. Il faudra donc tenir compte de cette situation spécifique dans le cadre d'une modélisation ;

- les limites inférieures sont constituées des formations argileuses et marneuses (argiles oxfordiennes et marnes kimméridgiennes) normalement '*imperméables*', mais dont les quelques niveaux marno-calcaires inter-stratifiés et les fractures doivent être '*faiblement perméables'* et probablement le siège d'écoulements 'préférentiels' (d'ailleurs quelques venues d'eau ont été observées dans certains forages profonds).

4.3.2.2. Caractéristiques texturales

Afin de confirmer les faciès décrits précédemment, des analyses granulométriques ont été réalisées pour définir les classes texturales des échantillons. Ces analyses ont été effectuées par *granulomètre-laser (Coulter)* au *Laboratoire d'Analyse des Sols de l'Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre de Strasbourg (EOST)*. À partir des huit forages réalisés jusqu'à 8 m de profondeur à l'automne 2009, trente-deux échantillons ont été prélevés dans le corps du glissement et dans les formations superficielles et les niveaux de sables albiens (Tableau 4-3). Ces échantillons ont été sélectionnés de façon à représenter tous les faciès rencontrés (sables, sables limoneux, argiles…). À noter tout de même, que les niveaux plus profonds d'argiles et marnes callovo-oxfordiennes n'ont pas été soumis à ces analyses granulométriques (ce qui explique pourquoi, ci-dessous, aucune texture n'apparaît comme franchement argileuse).

La classification des formations proposée est fondée sur la classification de texture de Jamagne (1967). Les résultats permettent de confirmer les descriptions visuelles données aux différents niveaux. Les valeurs moyennes du quartile D50 montrent une grande variabilité des éléments inférieurs à 2 mm. Cette variabilité rend quelque peu difficile la répartition des échantillons en '*familles granulométriques'* car la distribution texturale présente une certaine continuité dans un gradient limoneux-sableux à limoneux argileux (Figure 4-7). Cependant, il est possible de distinguer les matériaux limoneux en fonction de leur teneur en sables ou en argiles ce qui permet de différencier trois groupes avec :

- un groupe A de '*limons à limons argileux'* dont la fraction argileuse dépasse 17,5% ;
- un groupe B de '*limons sableux à moyennement sableux'* ;
- un groupe C de '*sables à sables limoneux'* dont la fraction sableuse dépasse 60%.

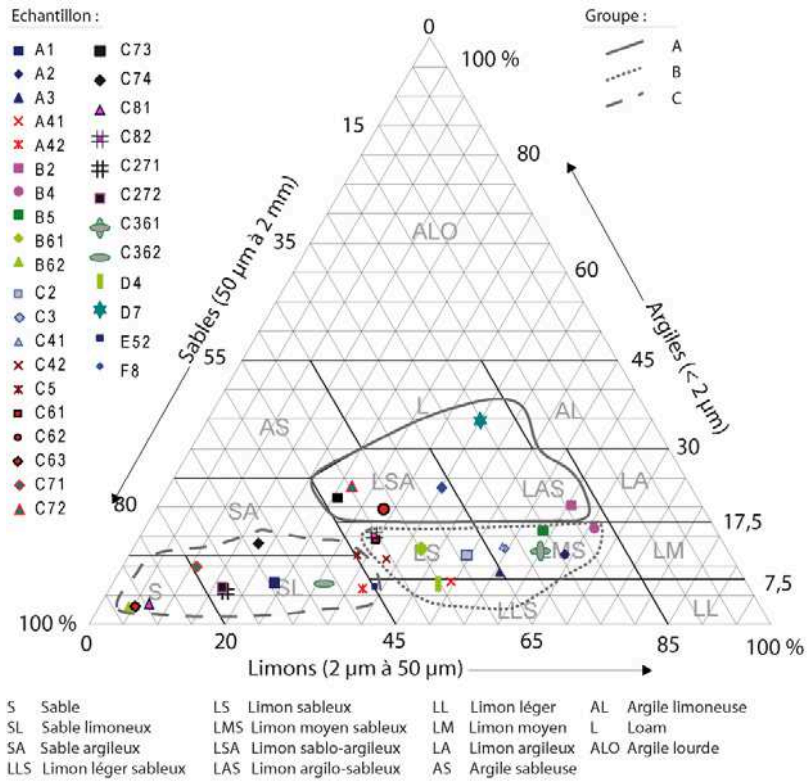


Figure 4-7. *Texture des matériaux selon la classification de Jamagne.*

Echantillon (Sondage/Carotte/échantillon)	Profondeur échantillon (m)	Argiles %	Limons %	Sables %	Texture
A1	0,44 - 0,60	6,24	38,86	54,90	SL
A2	1,60 - 1,75	12,00	64,00	24,00	LMS
A3	2,30 - 2,50	9,00	55,80	35,20	LS
A41	3,30 - 3,50	7,30	49,50	43,20	LLS
A42	3,70 - 3,90	6,05	37,05	56,90	SL
B2	1,09 - 1,25	20,40	60,80	18,80	LAS
B4	3,60 - 3,75	16,50	66,10	17,40	LMS
B5	2,45 - 2,65	16,00	58,80	25,20	LMS
B61	5,20 - 5,40	12,90	42,30	44,80	LS
B62	5,70 - 5,90	2,35	5,02	92,63	S
C2	1,15 - 1,35	11,60	49,70	38,70	LS
C3	2,33 - 2,50	12,90	54,50	32,60	LMS
C5	4,20 - 4,40	11,40	34,00	54,60	LS
C271	6,00 - 6,15	15,20	33,80	51,00	SL
C272	6,50 - 6,60	5,90	16,10	78,00	SL
C361	5,24 - 5,44	12,60	59,90	27,50	LMS
C362	5,64 - 5,84	6,93	30,87	62,20	SL
C41	3,03 - 3,25	12,60	54,60	32,80	LMS
C42	3,50 - 3,65	10,90	37,80	51,30	LS
C61	5,02 - 5,20	14,80	35,00	50,20	LS
C62	5,25 - 5,44	18,90	33,70	47,40	LSA
C63	5,88 - 5,92	3,01	4,22	92,77	S
C71	6,07 - 6,26	9,39	10,91	79,70	SL
C72	6,40 - 6,60	23,20	27,00	49,80	LSA
C73	6,80 - 6,98	21,50	25,60	52,90	LSA
C74	6,99 - 7,00	13,80	18,10	68,10	SA
C81	7,13 - 7,34	3,34	6,86	89,80	S
C82	7,60 - 7,80	15,20	33,80	51,00	LS
D4	3,44 - 3,64	6,67	48,13	45,20	LLS
D7	6,65 - 6,84	34,70	40,00	25,30	L
E52	4,48 - 4,68	7,25	23,45	69,30	LLS
F8	7,21 - 7,40	23,50	40,10	36,40	LSA

Tableau 4-3. *Distribution granulométrique et profondeur d'échantillonnage des formations extraites du corps du glissement du Cirque des Graves.*

4.4. Propriétés hydrodynamiques des matériaux

Une attention particulière a été apportée aux propriétés hydrodynamiques et hydrogéologiques des matériaux. Afin de tenir compte des variabilités spatiales des sols dans le fonctionnement du glissement (Santoso *et al.,* 2011), les résultats serviront par la suite de données d'entrée pour une modélisation hydrologique (Basile *et al.*, 2003 ; Malet, 2003) et modélisation (hydro)mécanique à base physique (Okunushi & Okumura, 1987 ; Haneberg, 1991 ; van Asch *et al.*, 1996 ; van Asch *et al.*, 1999; Bonomi & Cavallin, 1999 ; Malet *et al.*, 2003a ; Meisina & Scarabelli, 2007 ; Bittelli *et al.*, 2012). Le but de cette section est de présenter les différents essais *in situ* et de laboratoire ainsi que les résultats obtenus. Ces résultats permettront de mieux comprendre certaines particularités du fonctionnement hydrologique de ces versants. Les investigations ont permis de définir les caractéristiques suivantes :

- la conductivité hydraulique (***K** en* $m^2.s^{-1}$) et transmissivité (***T*** en $m^2.s^{-1}$) ;
- la conductivité hydraulique à saturation (***Ksat*** en $m.s^{-1}$) ;
- la courbe de rétention hydrique.

De même, la **teneur en eau à saturation**, la **densité apparente**, la teneur en **matière organique**, la teneur en **eau volumique** et en **eau massique** ont été déterminées sur les trente-deux échantillons prélevés afin de compléter les caractéristiques de ces matériaux.

4.4.1. Conductivité hydraulique et transmissivité de l'aquifère

4.4.1.1. Investigations de terrain par essais de pompage

a) Protocoles in situ

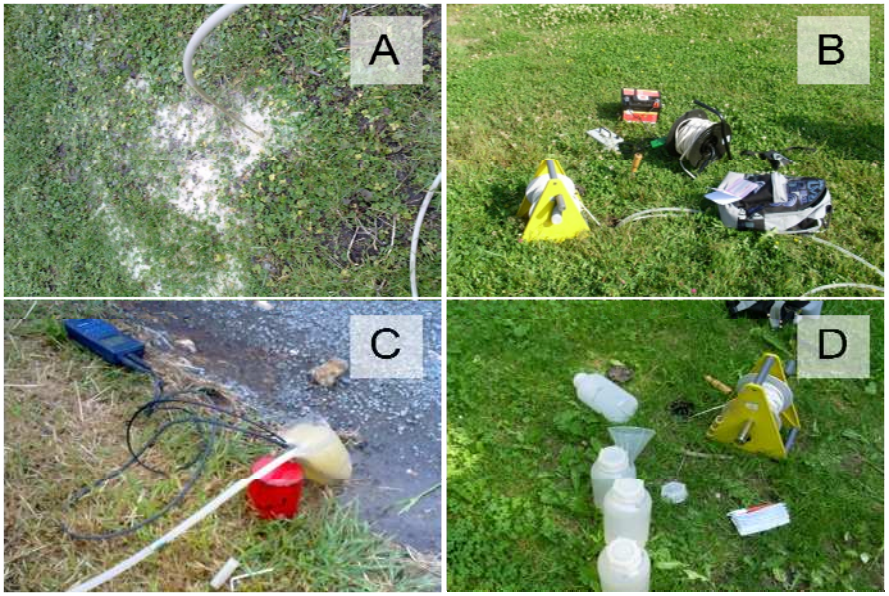
Les investigations de terrain ont été menées sur le versant afin d'identifier les **variations spatiales** (verticales et latérales) et **temporelles** (influence climatique, biologique…) des **propriétés hydriques des réservoirs** (Ambroise, 1998 ; Fetter, 2001). Les résultats obtenus sont comparés aux résultats issus des différentes études géotechniques et hydrogéologiques menées entre Trouville-sur-Mer et *Villerville* ces dernières années.

Plusieurs essais de **pompage ou de type *'slug'*** ont été menés dans les tubes piézométriques afin de connaitre les variabilités de perméabilité (ou conductivité hydraulique) du terrain et mettre en évidence l'anisotropie ou l'isotropie du réservoir aquifère. Ces essais directs et rapides se font **par injection ou prélèvement** d'eau dans le piézomètre de façon à provoquer un changement rapide de niveau de la nappe. Cela permet donc de :

- déterminer la transmissivité (*T*) et la perméabilité par la conductivité hydraulique (*K*) de l'aquifère autour de la crépine du piézomètre ;
- vérifier si le niveau d'eau statique mesuré dans le piézomètre avant l'essai correspond au réel niveau piézométrique de la zone autour de la crépine du piézomètre (Chapuis, 1999) ;
- de définir le débit de la nappe à régime constant.

Trois campagnes de mesures ont été réalisées sur 15 piézomètres. Ces trois campagnes ont été menées car la transmissivité de l'aquifère peut varier dans le temps, notamment s'il existe d'importantes fluctuations saisonnières du niveau piézométrique de la nappe, ou si l'épaisseur de la zone saturée de l'aquifère montre des variations latérales dues à la présence d'une couche semi-perméable ou des différences entre les zones de recharges et décharges pour un même aquifère (Hiscock, 2005). Les deux premières campagnes ont été conduites **en période de basses eaux, en mai et juillet 2010** (Lafenêtre, 2010) et la troisième **en période de hautes eaux en mars 2011**.

Les **pompages d'essais** consistent à mesurer le temps de remontée de nappe après un faible volume d'eau extrait (Figure 4-8). Cette technique permet parallèlement de mesurer le débit de la nappe (*Q en* m^3/s) à régime permanent, dès lors qu'un état d'équilibre est atteint entre le prélèvement par la pompe et l'arrivée d'eau par les flux souterrains (Banton, 1997). Le rabattement total de la nappe autour du piézomètre se produit en cône plus ou moins rapidement ; celui-ci dépend de la transmissivité du milieu et de la porosité du matériau. Des essais ont été réalisés en 1986 (Maquaire, 1990) et en 2006 lors d'une étude géotechnique (Gress, 2006).



(A) 1ère extraction de la totalité de l'eau du piézomètre afin de vider les eaux stagnantes, (B) Pompe et sonde piézométrique, (C) Mesure de terrain du Ph et de la conductivité, (D) Echantillonnage des eaux souterraines pour analyses géochimiques.

Figure 4-8. *Dispositif de terrain permettant les essais de pompage ou essais de type slug et prélèvements.*

Les **essais de type *slug*** (Cooper, 1967) sont réalisés par injection d'eau dans la pleine épaisseur du piézomètre implanté dans l'aquifère (Tableau 4-4). Ce type de test a été réalisé pour les tubes SD6 et SC7 pour lesquels un pompage d'essai n'a pu être réalisé. Après injection d'eau, ces essais mesurent le temps nécessaire à la nappe à retrouver son niveau initial.

Sondage	***Nb d'essais T & K***	***Méthode***
A	*3*	*P*
C2	*2*	*S*
D	*3*	*P*
E	*3*	*P*
F	*3*	*P*
SC1	*3*	*P*
SC3	*3*	*P*
SC7	*2*	*P*
SD4	*3*	*P*
SD5	*2*	*S+P*
SD6	*2*	*S+P*
DemA	*1*	*S*
DemB	*2*	*P*
Pz1Bis	*3*	*S*
Pz moy	*1*	*S*
Total	***36***	

(P) Essai type pompage, (S) Essai type slug.

Tableau 4-4. *Récapitulatifs des essais réalisés dans des piézomètres au Cirque des Graves (Villerville).*

La transmissivité ***T*** est interprétée à l'aide de la **méthode de Theis** (Theis, 1935 et 1941), couramment **utilisée** dans les conditions réelles de terrain **en milieu poreux et nappe libre** (Chapuis, 1999 ; Banton, 1997). Alors que les essais de type *slug* sont interprétés par la **méthode de Bouwer et Rice** (Bouwer & Rice,

1976 ; Bouwer, 1989) **qui est une généralisation de la méthode de Thiem** (1906) développée initialement pour les essais sur aquifère à nappe captive (Chapuis, 1999 ; Lafenêtre, 2010).

b) Résultats des pompages d'essai à débit constant

Dès que le pompage est stoppé, la surface de rabattement de la nappe remonte progressivement jusqu'à retrouver sa position initiale (Figure 4-9). Pendant la remontée, le rabattement (appelé rabattement résiduel) est mesuré afin de calculer la **transmissivité T** et le coefficient de perméabilité de la (des) couche(s) aquifère(s) (Chapuis, 1999). Ces paramètres sont variables dans le temps et l'espace (Figure 4-9). Une fois traitées, les données de pompage sont reportées sur un graphique sur lequel le temps *t* (minutes), en abscisse est confronté au niveau de la nappe en ordonnée (profondeur en mètres).

À la fin de l'essai, le niveau d'eau est revenu progressivement au niveau initial, avant pompage, quelques dizaines de minutes après l'essai (à quelques millimètres, ou centimètres près) (≈ 1 m pour 40 minutes). La courbe caractéristique montre une pente régulière dans sa partie initiale et une partie terminale qui s'incurve lentement. La partie incurvée révèle la lente progression de la mise à niveau liée aux flux souterrains amont. La première partie de la remontée est quant à elle beaucoup plus rapide et s'explique par :

- la méthode d'essai qui ne nécessite l'injection ou le prélèvement que d'un faible volume d'eau dans le réservoir souterrain ;
- les connectivités latérales qui sont fortes.

Le volume d'eau pompé concerne une aire de drainage locale. Ainsi, à l'arrêt du pompage, les vides sont rapidement remplis par les eaux les plus proches, et les circulations souterraines sont suffisamment denses.

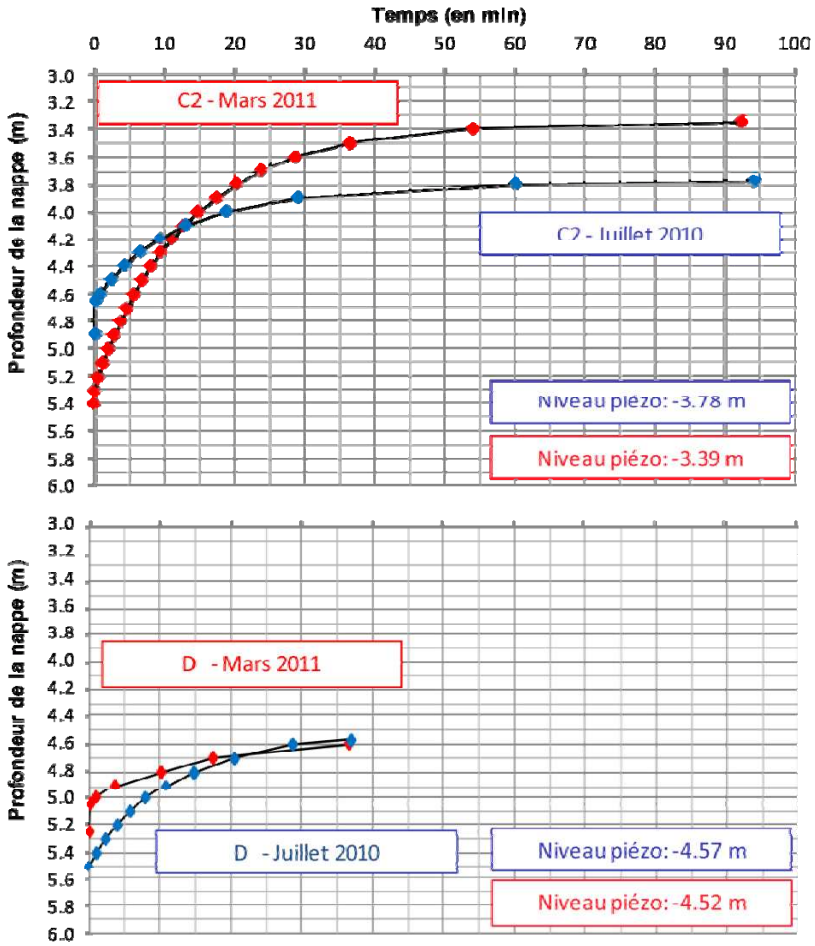


Figure 4-9. *Courbes des remontées de nappes pour les piézomètres C2 et D en période 'humide' et en période 'sèche'.*

Pour chaque piézomètre testé, **une colonne d'eau d'une hauteur de 2,50 m en moyenne a été pompée** [minimum 1,16 m et maximum 3,86 m]. Les courbes de remontée de nappe des différentes missions ont été comparées entre elles afin de déterminer des éventuelles variabilités spatio-temporelles de débit de nappe et de valeurs de transmissivité T. Les premiers essais confèrent aux formations présentes des **capacités hydrauliques moyennes** car les **valeurs de perméabilités restent faibles et variables en raison de l'hétérogénéité des matériaux**.

Les essais réalisés au printemps 2010 indiquent des **valeurs de transmissivité** allant de 8.10^{-5} $m^2.s^{-1}$ -et 5.10^{-7} $m^2.s^{-1}$ (Lafenêtre, 2010), ceux de l'été 2010 des valeurs allant de 7.10^{-4} $m^2.s^{-1}$ et 6.10^{-7} $m^2.s^{-1}$ avec une forte variabilité de réponse entre les piézomètres C2 et SD5. Enfin les derniers essais réalisés en mars 2011 fournissent des valeurs allant de 4.10^{-6} $m^2.s^{-1}$ et 8.10^{-7} $m^2.s^{-1}$ en considérant une épaisseur moyenne d'aquifère de 15 m. Ces valeurs coïncident avec les résultats d'essais de pompage réalisés en avril 1987, en période de nappe haute, pour lesquels est défini un coefficient de transmissivité moyen de 5.10^{-5} $m^2.s^{-1}$. Les essais avaient été réalisés en amont du glissement du *Cirque des Graves*, dans le puits de la villa '*Les Houx*'.

Ces résultats sont comparés aux valeurs enregistrées par les essais LEFRANC et les essais de pompages réalisés par le *bureau d'étude Hydrogéotechnique* en 2006 (Gress, 2006). Ces différents essais mettent également en évidence des formations à **capacités hydrauliques moyennes voire faibles** (Tableau 4-5) avec des mesures de perméabilité proches des valeurs mesurées sur le terrain en juillet 2010 et mars 2011 et avec autant de variabilités spatiales des résultats.

Comme le montre la figure 4-9 pour un même piézomètre, le temps nécessaire à la nappe pour retrouver son niveau initial entre deux missions est semblable mais varie fortement entre les différents sondages. Ces variabilités s'expliquent par la transmissivité des matériaux qui varie très fortement en fonction du faciès du matériau. Les formations de craies altérées ou fracturées peuvent être largement perturbées par des faciès limoneux qui diminuent alors fortement la capacité de l'eau à circuler dans le matériau. Les **vitesses les plus faibles sont associées aux formations carbonatées sablo-limoneuses à silex et formations superficielles** des premières épaisseurs du versant et **les valeurs les plus fortes aux formations de la craie (sans matrice limoneuse) ou aux sables** qui les supportent.

Sondage	*Profondeur (m)*	*K ($m.s^{-1}$)*	*Litho-faciès associé*
I1	*1,80-4*	*$5{,}1.10^{-6}$*	*Niveau limono-sableux*
I1	*7,80-10*	*$6{,}9.10^{-6}$*	*Niveau limono-sableux*
I2	*3,70-6*	*4.10^{-6}*	*Niveau limono-sableux*
I3	*3,50-4,50*	*$4{,}1.10^{-6}$*	*Niveau limono-sableux*
I4	*3,70-5*	*$2{,}9.10^{-6}$*	*Niveau limono-sableux*
I5	*5-6*	*$4{,}9.10^{-6}$*	*Niveau limono-sableux*
Sd1	*1,70-3*	*$4{,}7.10^{-6}$*	*Niveau limono-sableux*
Sd2	*4,70-6*	*$1{,}4.10^{-6}$*	*Niveau limono-sableux*
I2	*9,70-12*	*$1{,}3.10^{-5}$*	*Niveau sable glauconieux et argiles*
Sd4	*10-11*	*$1{,}5.10^{-7}$*	*Niveau sable glauconieux et argiles*
I5	*12-13*	*$7{,}5.10^{-8}$*	*Niveau argiles grises marron*

Tableau 4-5. *Valeurs de conductivité hydraulique K mesurées par essais d'eau de type LEFRANC en 2005 par le bureau d'études Hydrogéotechnique.*

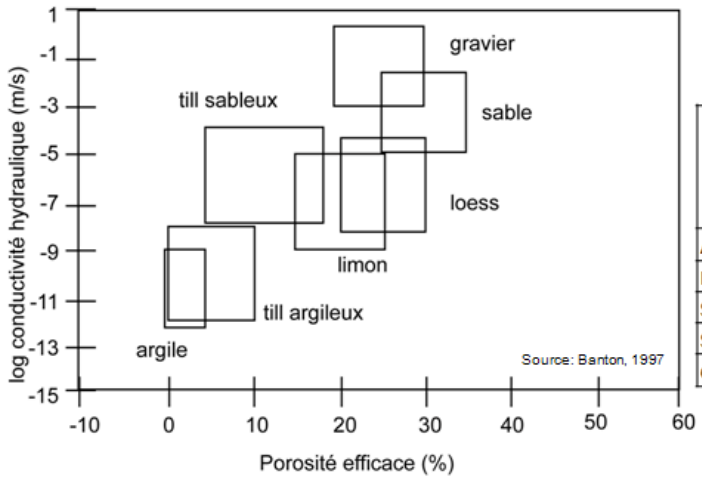
Ces résultats sont comparés aux valeurs de perméabilité obtenues dans la **craie saine** du Bassin Parisien. Les conductivités hydrauliques sont de l'ordre de 10^{-8} $m.s^{-1}$ pour une perméabilité d'interstices, et de 5.10^{4} $m.s^{-1}$ pour une perméabilité de fissures (Souchet, 1992). Il s'agit donc globalement des mêmes ordres de grandeur que ceux mesurés au *Cirque des Graves*.

4.4.1.2. Mesure de conductivité hydraulique à saturation en laboratoire

Dans le cas de roches poreuses, la perméabilité peut se mesurer en laboratoire à partir d'un échantillon issu d'un carottage au moyen d'un perméamètre. Cependant, les essais réalisés en laboratoire ne mesurent pas directement la perméabilité (*K*) du matériau car le remaniement lors de l'extraction des échantillons entraine une modification plus ou moins marquée de la structure initiale du matériau en place (Gilli, 1997). Les essais en laboratoire permettent alors de définir une plage de variation de la conductivité hydraulique à saturation (K_{sat}) des différents types de matériaux extraits par carottages. Cette conductivité hydraulique à saturation permettrait, entre autres, de déterminer l'influence de la macroporosité des formations sur les propriétés hydrodynamiques des matériaux (Clothier & Smetten, 1990 ; Bogaard *et al.*, 2000 ; Malet, 2003).

Six essais au perméamètre à charge constante ont été réalisés, par le *Laboratoire d'analyses des sols et des formations superficielles de l'École et Observatoire des Sciences de la Terre de Strasbourg,* sur les trente-deux échantillons mentionnés précédemment afin d'évaluer l'aisance du fluide à traverser les formations rencontrées. La mise à saturation des échantillons (pendant quatre à cinq heures) a été entreprise selon la norme AFNOR - NF ISO 17312 (AFNOR, 2002).

Différents auteurs ont démontré l'importance de la porosité (Schneebeli, 1987, Banton, 1997 ; Fetter, 2001 ; Figure4-10) ou de la fissuration sur la conductivité hydraulique (Malet, 2003). L'ensemble des résultats permet d'associer les valeurs de conductivité spécifique à une texture (sous-section 4.3.2.2) ou à une profondeur d'échantillonnage… La gamme de conductivité hydraulique obtenue est large et peut être comparée aux plages de mesures données par la Figure 4-10. Cette gamme est comprise entre **$3{,}9.10^{-9}$ m.s^{-1} et $1{,}8.10^{-4}$ m.s^{-1}** ce qui est caractéristique des matériaux sableux fins, limono-sableux et matériaux argileux. Les capacités hydrauliques sont donc faibles avec des vitesses d'écoulement plus '*rapides*' pour les formations sableuses avec ou sans glauconie. Leurs conductivités hydrauliques sont comprises entre **$1{,}5.10^{-06}$ m.s^{-1} et $1{,}8.10^{-04}$ m.s^{-1}.** Les vitesses les plus faibles, comprises entre **$3{,}9.10^{-09}$ m.s^{-1} et $5{,}9.10^{-07}$ m.s^{-1},** concernent les formations limoneuses à silex extraites des premières épaisseurs du versant.



Source: Fetter, 2001	Conductivité hydraulique (cm.s^{-1})
Argiles	10^{-11}_10^{-8}
Limons, limons sableux, sables argileux, till	10^{-8}_10^{-6}
Sables limoneux, sables fins	10^{-7}_10^{-5}
Sables triés, fluvio-glaciaires	10^{-5}_10^{-3}
Graviers	10^{-4}_1

Figure 4-10. *Plages de porosités efficaces et de conductivité hydraulique de différentes roches non consolidées d'après Banton (1997) et Fetter (2001).*

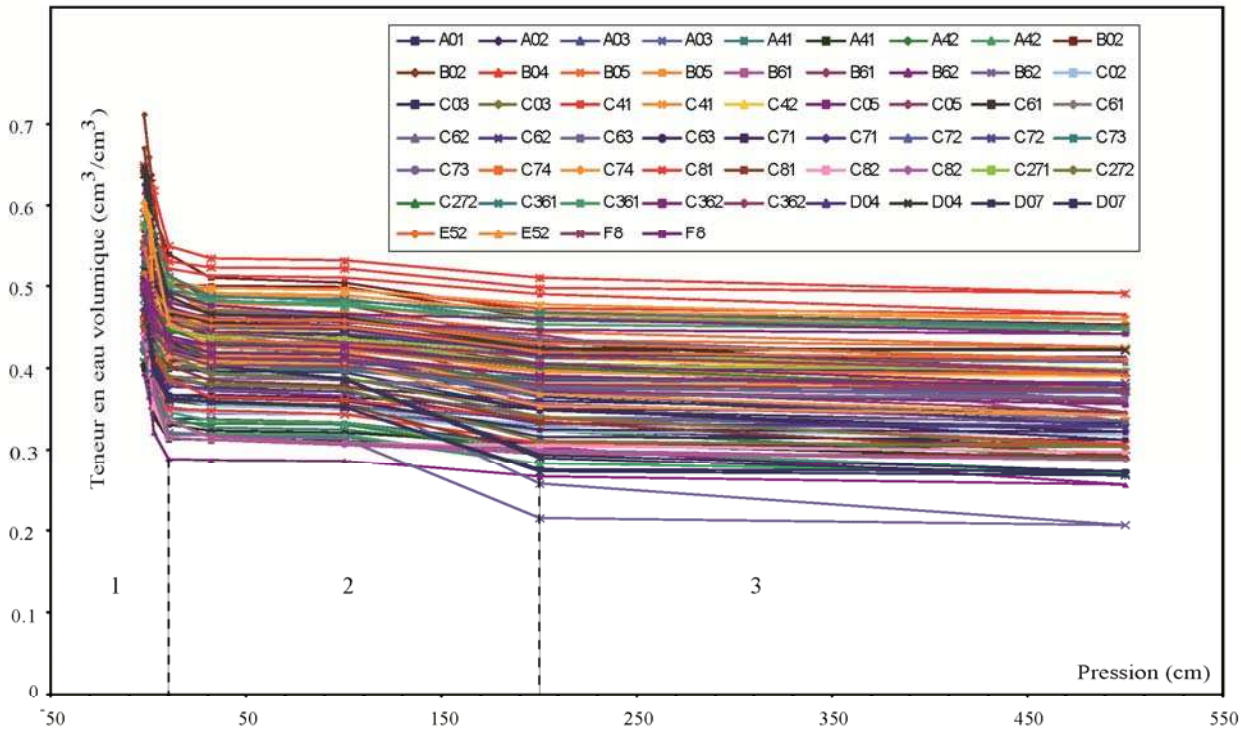
4.4.1.3. Propriétés de rétention hydrique des matériaux

Les courbes de rétention hydriques traduisent la capacité des différents matériaux qui composent le versant à attirer et retenir l'eau. Cinquante-huit essais ont été réalisés par le *Laboratoire d'Analyse des Sols de l'EOST de Strasbourg* à partir des trente-deux échantillons extraits. La méthode utilisée est celle des bacs à sables fins et à kaolin. Les essais ont été réalisés dans une gamme de faibles succions ($0 < h < 500$ cm ; $pF < 2{,}7$) pour définir le potentiel matriciel des formations superficielles, de la craie altérée limoneuse, des sables glauconieux et des argiles. La manipulation peut nécessiter plusieurs jours notamment si le matériau est riche en argile.

Les courbes de rétention établies en dessiccation et réhumectation sont présentées par la figure 4-11, avec la teneur en eau volumique (en cm^3/cm^3 - ou le degré de saturation) et la force de rétention (pF ou succion en cm).

Classe texturale	*Teneur en eau volumique à saturation (cm^3/cm^3)*	*Teneur en eau volumique à pF 2,7 (cm^3/cm^3)*	*Densité apparente*
L	*0,649*	*0,4131*	*1,67*
LAS	*0,6365*	*0,4527*	*1,63*
LLS	*0,4090 - 0,5082*	*0,2681 - 0,2707*	*1,68 - 1,74*
LMS	*0,4674 - 0,6493*	*0,3324 - 0,4908*	*1,05 - 1,67*
LS	*0,4251 - 0,5573*	*0,2982 - 0,3936*	*1,05 - 1,58*
LSA	*0,4996 - 0,5492*	*0,3723 - 0,4068*	*1,50 - 1,57*
S	*0,4597 - 0,4981*	*0,2562 - 0,3358*	*1,40 - 1,55*
SA	*0,5018*	*0,393*	*1,54*
SL	*0,4044 - 0,5554*	*0,2901 - 0,4416*	*0,96 - 1,53*

Tableau 4-6. *Teneur en eau volumique et densité apparente selon la texture.*



pF	SAT1	SAT2	0	0,4	1	1,5	2	2,3	2,7
Hauteur de la colonne d'eau (cm)	2,5	0	1	1	10	31,6	100	200	500

(1) Eau gravitaire, (2) Eau capillaire, (3) Eau liée.

Figure 4-11. *Courbes de rétention hydrique des échantillons A01 à F8 et correspondance entre valeur de pF et pression exercée sur les échantillons.*

L'ensemble des courbes montre cependant une **bonne capacité de rétention** qui s'explique par la porosité et la finesse texturale de la totalité des échantillons.

4.4.2. Synthèse des caractéristiques hydrodynamiques

Les différentes investigations géotechniques, géophysiques et hydrogéologiques ont permis de préciser les caractéristiques de l'aquifère. Il est question d'un **aquifère complexe composé de plusieurs formations perméables de différentes natures**. Il s'agit des formations superficielles limoneuses moyennement perméables, de la craie du Cénomanien parfois très altérée et limoneuse, des sables de l'Albien, et d'une partie des marnes du Kimméridgien. Les différentes prospections géophysiques ou géotechniques fournissent une image approximative de la géométrie des couches aquifères emboîtées dont l'épaisseur peut atteindre plusieurs mètres voire une vingtaine de mètres (l'épaisseur moyenne est de 15 m). Pour compléter la caractérisation géométrique de ces couches aquifères, les essais *in situ* ou en laboratoire précisent les propriétés hydrodynamiques de ces matériaux en démontrant leur forte réactivité aux apports hydrologiques. Il s'agit donc de matériaux :

- dont la texture varie entre sables, limons-sableux et limons argileux ;
- dont les capacités hydrauliques mesurées sur le terrain sont moyennes mais très variables selon qu'il s'agisse de formations carbonatées sablo-limoneuses à silex (capacité faible) ou de formations de craie sans matrice limoneuse ou de sables ;
- avec une large gamme de conductivités hydrauliques à saturation mesurées en laboratoire mais caractéristique des matériaux fins et argileux. La perméabilité est donc faible ;
- dont les capacités de rétention sont bonnes.

4.5. Hydrologie de surface et cartographie piézométrique

Au sein des réservoirs aquifères, la position des nappes souterraines peut être caractérisée par leur surface piézométrique, qui représente la distribution des charges hydrauliques de la nappe. Cette surface coïncide avec la surface de la nappe dans le cas des aquifères libres (Gilli *et al.*, 2004). **La carte piézométrique est une synthèse essentielle dans l'étude hydrogéologique** car elle schématise la fonction '*conduite du réservoir*' et le comportement hydrodynamique de l'aquifère avec la configuration des conditions aux limites (Castany, 1982). Pour réaliser ces cartographies piézométriques, il faut préalablement disposer des informations sur l'hydrologie de surface (sources, résurgences, zones de stagnation des eaux, ruissellement, chemins préférentiels d'écoulement de surface, etc.) et de la localisation des autres points d'observation des eaux en profondeur (puits, forages, piézomètres).

4.5.1. Résurgences et écoulements de surface préférentiels

4.5.1.1. Observations de terrain

Les observations de terrain, ont permis de répertorier de nombreuses **sources ou résurgences** (permanentes ou saisonnières) à la base des escarpements, ainsi que des zones partiellement saturées durant l'année. Les résurgences témoignent de la déconnexion de nappes souterraines entre deux compartiments du glissement. Elles s'expliquent par l'émergence, le déversement ou le débordement de flux souterrains (Castany, 1982) qui ont pour origine des infiltrations locales, ou des infiltrations du plateau. Elles témoignent de l'importance des flux souterrains qui traversent le versant et mettent en évidence la relation étroite entre des systèmes très superficiels et souterrains. Le niveau piézométrique est rompu par la présence d'une formation imperméable au pied de l'escarpement empêchant ainsi la connexion des réservoirs de deux compartiments du glissement. Ces résurgences peuvent être à l'origine de plans d'eau qui évoluent dans les contre-pentes des panneaux basculés (Figure 4-12B et C). Ces plans d'eau peuvent également être liés à une mauvaise évacuation d'eau précipitée alors emmagasinée dans des formations saturées (Figure 4-12A).

(A) Mare dans le Parc des Graves dont le niveau varie peu entre les saisons et dont l'origine est inconnue, (B) Saturation d'un terrain remarquable par la colonisation d'une végétation hydrophile et tentative d'évacuation des eaux de surface par réseau de drainage dans la propriété du Pré de l'Aumône, (C) Mare du secteur est du Parc des Graves déjà présente dans les années 1970 et largement alimentée par les eaux de pluie ruisselées par le chemin des Fondrières en amont.

Figure 4-12. *Plans d'eau de surface 'permanents' au Cirque des Graves (localisation sur la Figure 4-14)*

Peu de sources ou résurgences peuvent être observées en amont de la zone d'étude, à la base de l'escarpement qui limite le plateau et qui domine les différents cirques. Il est probable que les eaux de la nappe principale de la craie du plateau, se ré-infiltre rapidement dans les formations superficielles. Par contre, de nombreuses résurgences se déversent dans le *Cirque des graves* et les *Fosses du Macre* et plusieurs d'entre elles sont **captées et drainées** jusqu'au pied du versant par des réseaux de drainage (nus ou bétonnés) aménagés par des propriétaires (Figure 4-15). Les sources répertoriées sur le versant ne présentent pas ou peu de variations de débits saisonnières. Cependant, on remarque qu'en période hivernale, suite à des précipitations prolongées, de nombreux écoulements se multiplient au pied du versant. L'eau des nappes se déverse au pied du versant au contact des formations argilo-limoneuses remaniées ou au contact entre les sables glauconieux et des marnes imperméables.

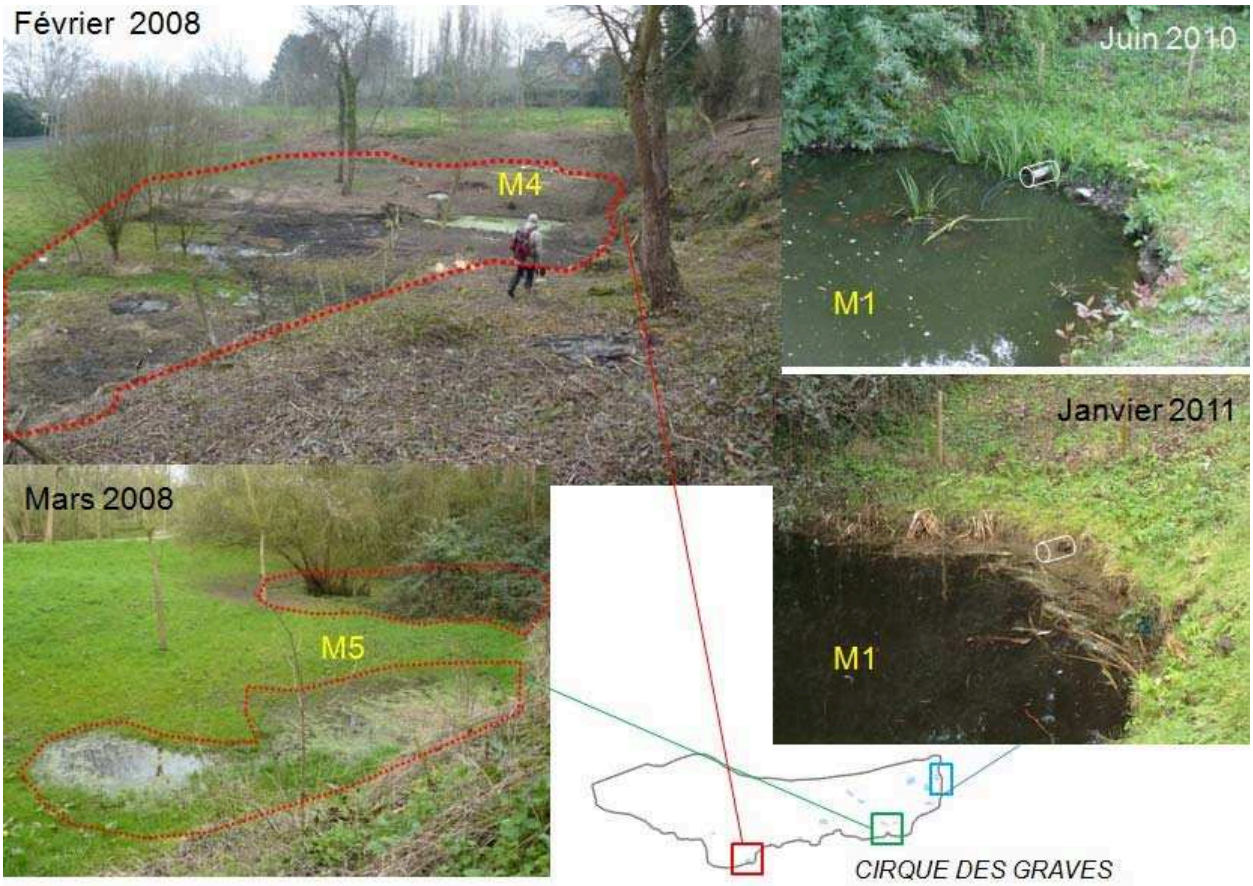
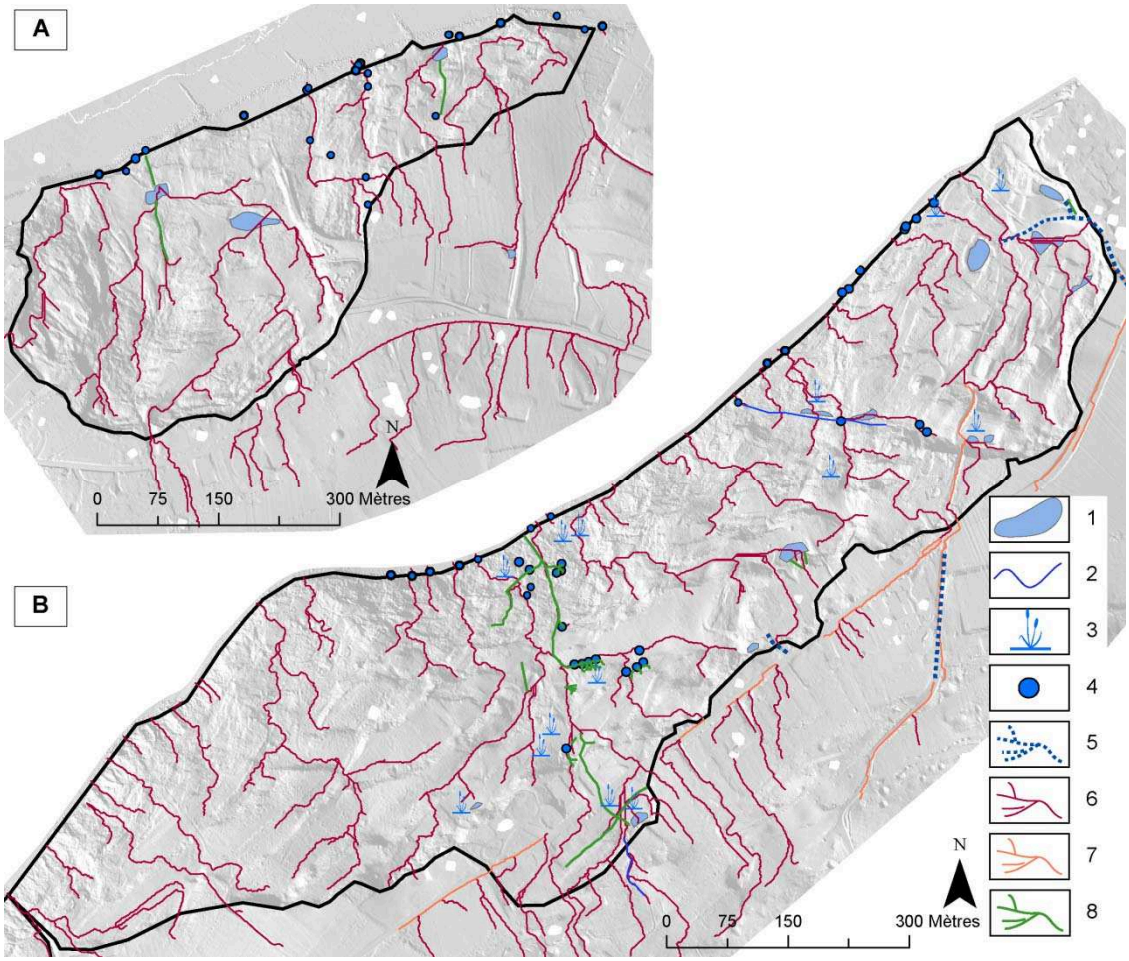


Figure 4-13. *Mares plus ou moins aménagées au Cirque des Graves.*

Les plans d'eau, comme les mares, prennent essentiellement naissance dans les zones de bas-fonds, dans de petits talwegs, les contre pentes liées au basculement des panneaux (Figure 4-13). Il est difficile de distinguer leurs origines mais leur présence peut s'expliquer soit : 1) par le déversement d'une nappe, à la base d'un des escarpements secondaires armés par un panneau de craie et la faible perméabilité des formations superficielles ; 2) soit les pluies (impluvium) alimentent uniquement ces mares ; 3) par l'affleurement du toit de la nappe en période de hautes eaux. Dans le *Cirque des Graves*, treize plans d'eau ont été cartographiés (Figure 4-14), contre trois dans les *Fosses du Macre* pour lesquelles la zone n'a pu être prospectée entièrement. Ces plans d'eau dont la superficie varie entre 50 et 900 m² sont pour la plupart '*permanents*' et apparemment faiblement marqués par les fluctuations saisonnières.



(1)Mare, (2) Mare connectée, (3) Zone de stagnation, (4) Résurgence, source, (5) Voie d'écoulement préférentiel observée, (6) Talweg extrait du MNT LiDAR, (7) Talweg extrait du MNT LiDAR, réseau de communication, (8) Réseau de drainage bétonné ou terrain naturel.

Figure 4-14. *Hydrologie de surface observée (mares, résurgences, écoulements préférentiels) et réseau de talwegs théoriques extrait du MNT LiDAR aux Fosses du Macre (A) et au Cirque des Graves (B).*

Concernant les **écoulements de surface préférentiels** (ruissellement concentré des eaux de pluie), il est très difficile de quantifier l'influence de ces écoulements de surface préférentiels sur la stabilité d'un terrain (van Asch *et al.*, 2007a). On s'intéresse ici au cheminement de l'eau jusqu'à son infiltration dans des zones bien précises. La partie amont du site favorise le ruissellement par sa topographie (pente assez forte) et son couvert végétal, mais surtout par l'aménagement du réseau routier. Au sein du *Cirque des Graves,* les eaux de pluie sont localement redistribuées par ruissellement sur les différents chemins goudronnés (Est du Cirque). En période de précipitations intenses, le ruissellement et le cheminement des eaux de pluie est remarquable. Les eaux de la route départementale en amont des cirques, notamment à l'ouest de *Villerville* sont acheminées jusqu'à la mare n°1 (Figure 4-13 et Figure 4-14). Le reste ruisselle par le *Chemin des Fondrières* jusqu'à ce que la pente topographique diminue, permettant ainsi l'accumulation temporaire et l'infiltration dans un espace restreint ce qui participe à la recharge des nappes (dans un secteur très actif).

4.5.1.2. Cartographie des talwegs par extraction automatique

Après avoir identifié et cartographié les composantes de l'hydrologie de surface et de subsurface, un lien peut être établi entre l'arborescence du réseau hydrographique et les talwegs observés et le réseau hydrographique et les talwegs théoriques. Pour cela nous avons procédé à l'extraction automatique des talwegs et zones de fond du modèle numérique de terrain interpolé du levé LiDAR, afin de cartographier les zones d'écoulements préférentielles, dans et à proximité des cirques, et les secteurs favorisant l'accumulation (Figure 4-14).

Cette cartographie des talwegs réalisée par extraction automatique à partir du MNT LiDAR permet de compléter la cartographie des zones de contre-pentes, les zones de bas-fond (talwegs) favorisant la stagnation ou l'écoulement des eaux de surface ; en particulier dans les secteurs inaccessibles et largement recouverts de broussailles. Cette cartographie met également en avant le réseau routier perpendiculaire et parallèle à la pente facilitant le ruissellement des eaux. Au regard de ce modèle, on note que le réseau interpolé a une arborescence simple au *Cirque des Graves* parfois perpendiculaire à la pente ce qui laisse supposer de nombreuses contre-pentes susceptibles de stocker l'eau précipitée. Aux *Fosses du Macre*, l'arborescence majoritairement amont-aval est plus complexe dans sa partie médiane avec une ramification de plusieurs réseaux ce qui laisse supposer une zone de concentration des écoulements plus importante.

4.5.2. Mesures du gradient hydraulique

Le gradient hydraulique (*i*) correspond à la pente de la surface de l'eau considérée comme parallèle à l'écoulement. Dans un écoulement uniforme et unidirectionnel, le gradient est par définition le rapport de la différence de charge *h* à la longueur *L* du trajet de l'eau dans le sol. Il dépend, d'après la loi de Darcy, du débit de la nappe, de sa section d'écoulement et de la perméabilité du réservoir, auxquels il est relié par l'expression suivante : i = Q / A. K, où *Q* est le débit de la nappe (en m3.s-1), *A* la section de la nappe (en m^2) et *K* le coefficient de perméabilité (en m.s-1) (Gilli, 2004).

Dans le cas présent, plusieurs valeurs de gradients hydrauliques ont été calculées à l'aide de niveaux piézométriques mesurés en plusieurs points du versant. Cependant les tubes piézométriques devant être positionnés dans la même direction, cela a réduit la possibilité du nombre de mesures.

La continuité de la ligne piézométrique, dans sa partie superficielle (0-5 m) peut être perturbée à plusieurs reprises étant donné la morphologie du versant en gradins. Les nombreuses résurgences au pied des escarpements témoignent de cette discontinuité. Sur le versant du *Cirque des Graves*, le **gradient hydraulique moyen mesuré est de 0,015 en 2011**. Cette valeur est relativement faible mais varie fortement. La valeur maximale mesurée est de 0,10 entre les piézomètres SC7 et PZ1. En comparaison, sur le versant du *Cirque des Graves,* le **gradient hydraulique mesuré en 1978 était compris entre 0,08 et 0,13** (Maquaire, 1990). La différence entre ces deux gammes de valeurs s'explique par le fait que, contrairement à la situation actuelle, la nappe était en '*haute*' (période très humide) avec des niveaux piézométriques et débits souterrains qui étaient plus conséquents que les actuels.

4.5.3. Débits de nappe et vitesses d'écoulement *in situ*

Les débits de nappe ont été mesurés lors des pompages d'essais afin d'estimer les conditions et les vitesses d'écoulement des flux souterrains en période d'activité calme du glissement pour être comparés en cas d'accélération d'un glissement (Noverraz & Parriaux, 1990 ; Guglielmi *et al.*, 2005). Les débits ont été mesurés sur le terrain au cours de la période hivernale et estivale de façon à évaluer une variation saisonnière des débits.

Les résultats obtenus entre la période hivernale, printanière et estivale varient peu. **Les débits fluctuent entre 0,013 et 0,015 l/s** ; soit une moyenne $1{,}27.10^{-05}$ $m^3.s^{-1}$. Ce sont des **débits modérés peu variables entre les différentes saisons**.

En surface, des résurgences et le captage de certaines sources témoignent de l'existence de ces flux souterrains. En période estivale les sources drainent une quantité d'eau remarquable même en période d'étiage. Seule, une partie des résurgences au pied du glissement disparaissent dès le moi de mai.

(A) Eaux de sources drainées par rigoles entretenues par les propriétaires en mars 2008, (B) Mise à jour d'une source en janvier 2010, (C) Mesure de débit de source en janvier 2010, (D) Source captée et évacuée jusqu'au pied du versant par drain ouvert en béton en juin 2010, (E) Creusement des formations superficielles liée à une source permanente en juin 2010, (F) Érosion importante laissant apparaitre plusieurs sources en juin 2010.

Figure 4-15. *Sources et drains localisés dans la propriété 'Villa Tainfray' au Cirque des Graves.*

Au *Cirque des Graves*, les réservoirs sont emboités et drainés jusqu'au pied du versant (sur le platier rocheux) par ces sources pérennes et saisonnières (Figure 4-14, Figure 4-15). Le débit de ces sources a également été mesuré pour le comparer avec les débits de nappes sur le versant. On estime **un débit moyen de 0,5 l.s^{-1} en mars 2008**, donc en période de hautes eaux. Pour les résurgences toujours présentes en période estivale, les valeurs de débits mesurées entre les deux saisons varient peut, ce qui témoigne de l'importance des apports souterrains de l'amont.

4.5.4. Cartographie piézométrique

Les études et cartographies piézométriques nécessitent de disposer d'un repérage et, en particulier, d'un nivellement très précis des points d'observation (puits, forages, piézomètres, sources, …). Pour garantir la qualité des analyses et la précision des cartes piézométriques, chaque point d'observation a été défini par dGPS, par tachéométrie ou nivellement direct. La cartographie est réalisée par interpolation entre les cotes relevées, sur la base de courbes hydro-isohypses dont la qualité et l'équidistance dépendront de la densité des points de mesure et de l'échelle d'étude adoptée (Gilli *et al.*, 2004).

Avant de présenter les cartes piézométriques centrées sur la zone d'étude, rappelons le contexte hydrogéologique général du glissement du *Cirque des Graves* à *Villerville*. Régionalement, le principal système hydrogéologique est celui de la craie. La carte issue de l'atlas hydro géologique du BRGM (Figure 4-16) permet de donner une idée du gradient et donc du flux amont au niveau du versant (conditions à la limite amont) : **le gradient hydraulique est faible et de l'ordre de 0,003**.

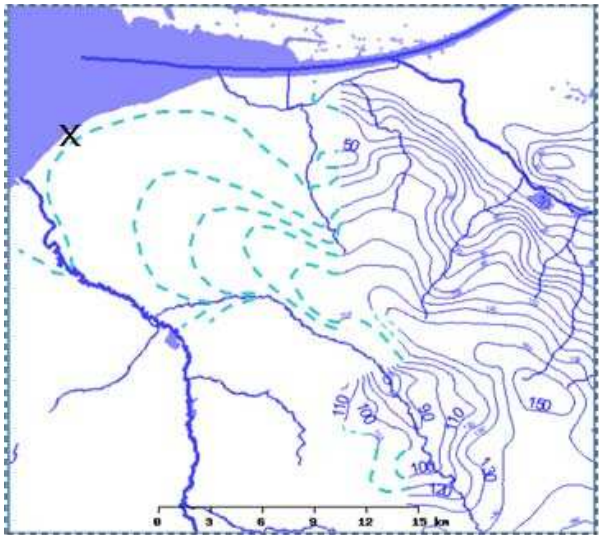


Figure 4-16. *Carte piézométrique de la nappe de la craie (d'après l'Atlas hydrogéologique numérique de l'Eure. Volet cartographie de l'aquifère de la craie. Rapport BRGM/RP-52989-FR (Arbonnier et al., 2004).*

Les différentes cartes piézométriques ont été réalisées à partir des données piézométriques et hydrologiques mesurées à partir du réseau de suivi (piézomètres, puits) et des sources. La première carte piézométrique représente l'état de **la nappe en hautes eaux, en période hivernale**. Cette cartographie est établie sur la base de 36 piézomètres, 4 puits et 28 sources (Figure 4-17). La seconde carte représente l'état de la **nappe en période d'étiage, période estivale**. Cette cartographie est établie sur la base de 25 piézomètres, 4 puits et 13 sources (Figure 4-18).

Plusieurs essais d'interpolation ont permis de spatialiser l'information piézométrique en se basant sur différentes méthodes d'interpolation spatiale qui utilisent des techniques de pondération toujours calculées sur la base des niveaux piézométriques enregistrés à une période précise. Un premier essai cartographique est élaboré **par méthode d'interpolation des splines**. Une méthode adaptée aux surfaces sur lesquelles les variations sont peu importantes car chaque individu (piézomètres et sources…) est considéré pour l'interpolation (chaque courbe interpolée passe par un point). D'autres méthodes d'interpolations ont été testées (IDW, proche voisin…), notamment la méthode par krigeage (Figure 4-17A, Figure 4-18A) qui est couramment utilisée en matière de cartographie piézométrique car elle est basée sur les valeurs des données avoisinantes en éliminant ainsi les aberrations statistiques par une approche probabiliste qui suppose une corrélation spatiale entre les valeurs des individus.

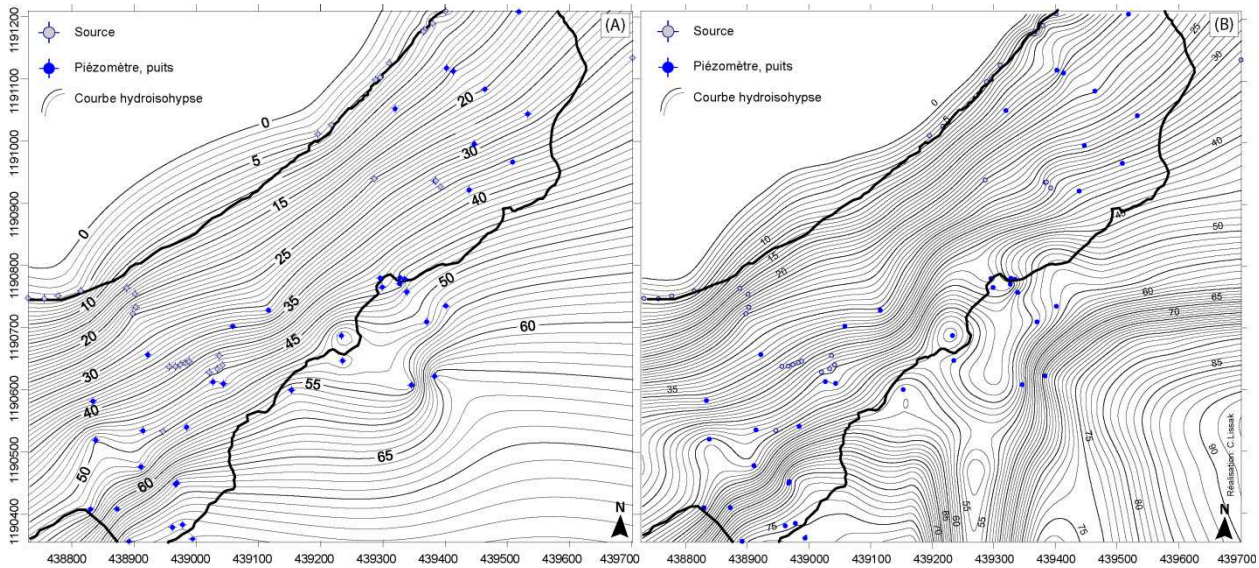


Figure 4-17. *Cartographie piézométrique en hautes eaux par A) Interpolation par krigeage, B) Interpolation par splines.*

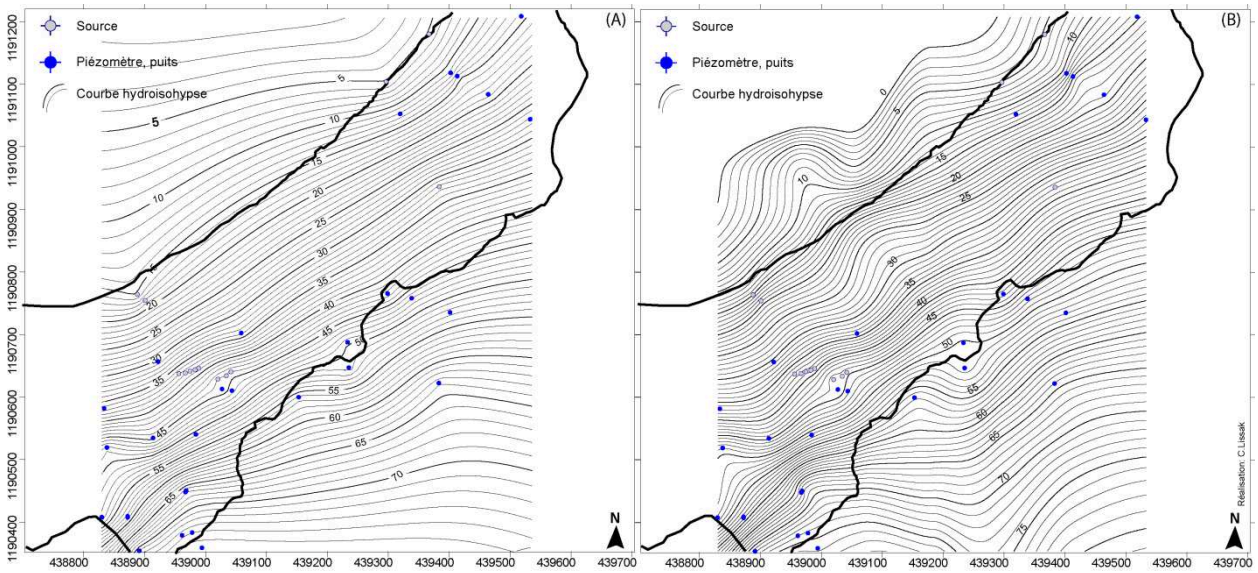


Figure 4-18. *Cartographie piézométrique en basses eaux par A) Interpolation par krigeage, B) Interpolation par splines.*

Comme le montre la figure 4-18A, la méthode par krigeage caractérisée par des lois de distribution a tendance à créer des courbes hydroisohypses très régulières alors que la méthode des splines (Figure 4-18B) présente d'avantage **d'artefacts**. La distribution des individus est concentrée sur deux zones ce qui explique la présence de perturbations notamment en marge de la cartographie. Néanmoins ces interpolations permettent, en période de hautes eaux, de cartographier un écoulement général de la nappe vers la mer avec une collecte préférentielle par l'intermédiaire d'axes de drainage (Figure 4-17B). La nappe est drainée jusqu'à pied du versant à pente moyenne de 18 % avec un gradient de charge hydraulique moyen de 0, 015.

Les deux méthodes d'interpolation proposent un modèle avec **peu de variations piézométriques saisonnières** (entre la période '*sèche*' et la période '*humide*'). Ceci pourrait s'expliquer par une insuffisance de données piézométriques spatio-temporelles, ou bien par le contexte hydro-climatique, relativement peu contrasté en termes de variations saisonnières, durant lequel ont été menées les campagnes de mesure.

L'interpolation par krigeage propose deux cartes piézométriques avec une **distribution spatiale des charges et des potentiels hydrauliques relativement homogène,** sans mettre en évidence de lignes de flux majeurs malgré un fonctionnement piézométrique local relativement hétérogène. Les deux cartes montrent un drainage de la nappe vers la mer par le nord-ouest avec un gradient hydraulique plus élevé au sud-ouest du *Cirque des Graves* (0,11) alors qu'il diminue à proximité du trait de côte (Figure 4-18A) avec un gradient de 0,08.

4.6. Suivi des eaux souterraines par analyses hydrochimiques

Les sections précédentes ont présenté les caractéristiques hydrologiques et les spécificités hydrodynamiques du versant liées à un *'aquifère multicouche' à l'agencement complexe*. Les circulations d'eau dans le versant sont hétérogènes car elles traversent des matériaux poreux aux perméabilités variables. Le cheminement est parfois facilité par la fissuration ou la fracturation du matériau (Maquaire, 1990 ; van Asch *et al.*, 1996a, 1996b, 1999). Ces observations amènent à s'interroger sur :

- l'existence d'**une nappe unique** traversant les différentes couches de formations plus ou moins poreuses dont l'écoulement est parfois facilité par une microfissuration du matériau ;
- l'existence de **plusieurs nappes** évoluant soit indépendamment les unes des autres, soit évoluant en relation étroite, en raison des nombreuses possibilités de connexions liées à la nature et à l'hétérogénéité des formations traversées ;
- la part du contrôle amont du versant par la nappe de la craie (l'ordre de grandeur de son gradient hydraulique *'faible'* permet d'estimer un débit '*grossier*' d'eau de la nappe principale vers le versant tout de même assez faible) et des recharges locales par la pluie au niveau de l'emprise du versant (impluvium) selon les conditions d'infiltration locale.

Ce qui revient à se poser la question de l'origine des eaux. Sur ce point, à ce stade, et sur la base des observations et mesures disponibles, nous pouvons proposer, *a priori*, les différents systèmes aquifères possibles depuis le plateau jusqu'au versant instable (Figure 4-19), avec :

- un écoulement de sub-surface dans les formations superficielles le long de l'escarpement limitant le plateau crayeux avec une partie des petits sourcins et une alimentation des mares ;
- une nappe de la craie du plateau '*rabattue*' qui sourd à la base de l'escarpement limitant le plateau crayeux ;
- une nappe '*morcelée*' dans les blocs de craie du versant à l'amont de la zone instable avec des sources qui se déversent dans la zone instable ;
- une nappe '*continue*' de la craie du plateau qui s'écoule à travers les blocs de craie dans la partie médiane du versant, à l'amont de la zone instable, et qui alimente directement cette zone instable. Selon la perméabilité des matériaux traversés, un effet '*drain*' ou '*frein*' conduit à une surface piézométrique présentant des ruptures de pente. Dans ces conditions, les sources naissent aux ruptures de pentes et l'eau est marquée par son interaction complexe avec l'ensemble des terrains.

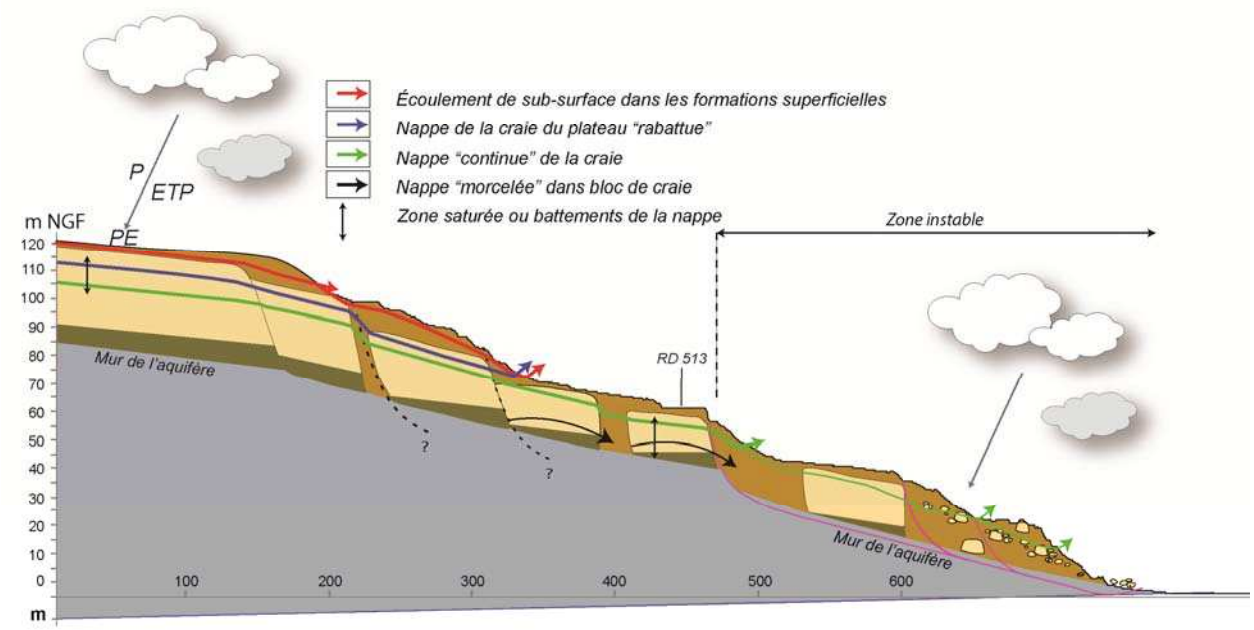


Figure 4-19. *Les différents systèmes aquifères possibles du versant à l'amont et dans le glissement du Cirque des Graves (coupe interprétative n°6 localisée sur Figure 3-43).*

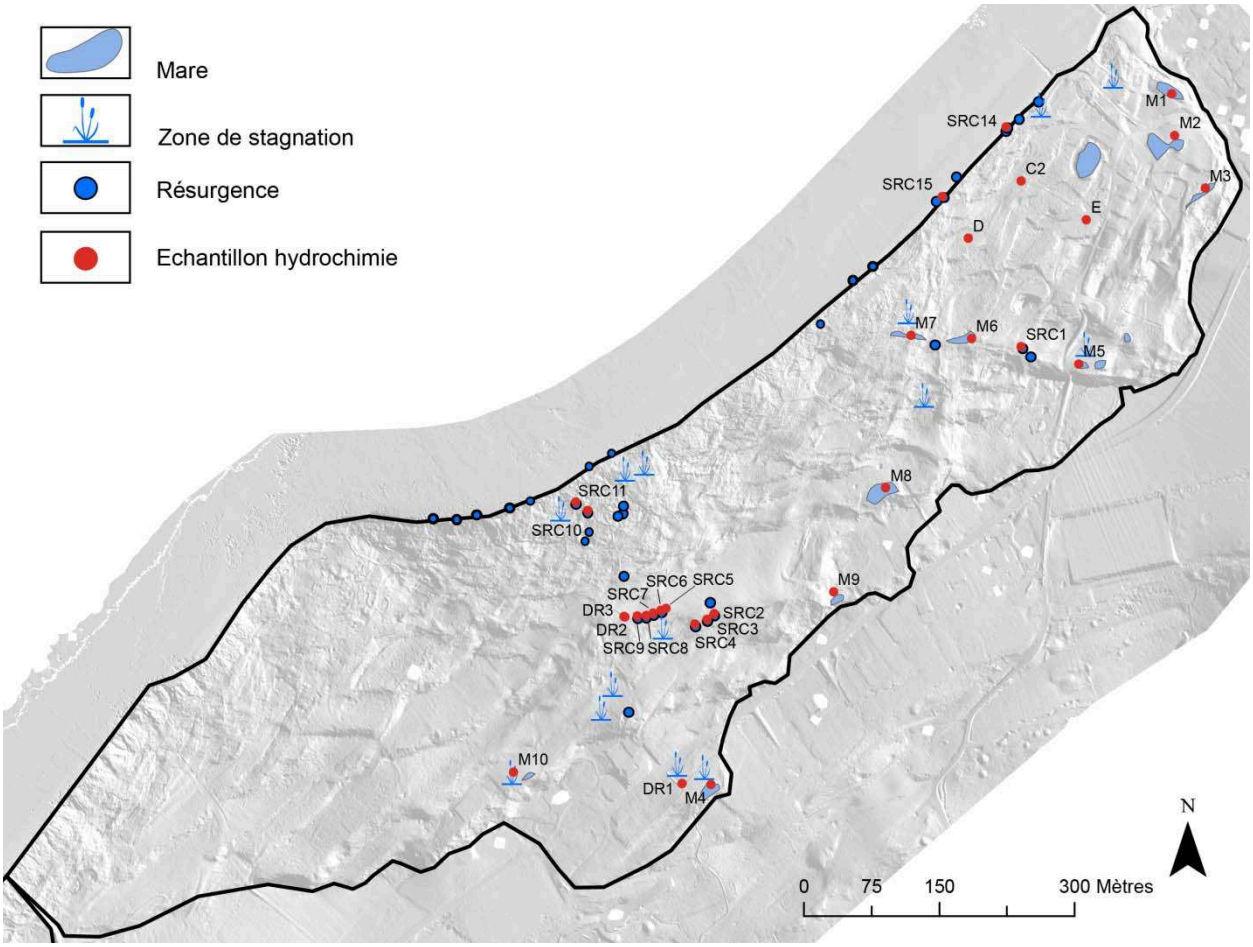
C'est pour améliorer les concepts des modèles hydrodynamiques que l'analyse hydrochimique intervient de façon à essayer de définir l'origine des eaux souterraines (Bogaard *et al.*, 2004, de Montety *et al.*, 2007). Plusieurs études hydrochimiques ont été conduites dans le cadre de travaux sur les mouvements de terrain dans des milieux hétérogènes (glissements dans les marnes noires, coulées boueuses argileuses…). Les objectifs étaient soit de comprendre l'influence des processus physico-chimiques sur le comportement des instabilités (Moore & Brunsden, 1996), soit de déterminer l'origine des infiltrations (Guglielmi *et al.*, 2002b).

Ces méthodes sont basées sur l'usage de traceurs naturels liés à l'hydrochimie naturelle des relations eau-matériau et/ou sur des traceurs artificiels (Montety *et al.*, 2007 ; Guglielmi *et al.*, 2002a ; Compagnon *et al.*, 1997 ; Noverraz *et al.*, 1990). Si le débit aux résurgences est considéré comme un mélange d'eaux de qualités différentes, caractérisées par des propriétés physiques, chimiques ou microbiologiques mesurables (Gilli *et al.*, 2004), la reconnaissance des composantes peut permettre néanmoins de déduire l'origine des eaux. Les traceurs apportent des informations précieuses sur de nombreux aspects des fonctionnements hydrologiques (Hötzl & Werner, 1992) et hydrogéologiques (Gilli *et al.*, 2004) comme le cheminement de l'eau, le temps de transferts par injection artificiel (Bonnard, 1987 ; Ambroise, 1998), une estimation du temps de résidence de l'eau… Étudier le fonctionnement des aquifères à l'aide de traceurs hydrochimiques est une méthode courante en milieu carbonaté (Valdès, 2005).

Les analyses hydrochimiques menées au *Cirque des Graves*, à partir des éléments chimiques majeurs des eaux souterraines, avaient donc pour objectif : (1) de définir l'origine des circulations souterraines, (2) de différencier des '*nappes superficielles'* (dans les formations superficielles argilo-limoneuses) des '*nappes plus profondes*' qui évoluent dans la craie et les sables sous jacents.

4.6.1. Protocole d'échantillonnage et d'analyse

Pour répondre à la question des faciès des eaux souterraines et de la variabilité temporelle de la qualité de ces eaux, deux campagnes d'échantillonnages ont été organisées les 26-30 janvier 2010 et 25 mai 2010, avec l'aide de Sabrina Lafenêtre dans le cadre de son mémoire de M 1 de l'Université d'Avignon. Une troisième campagne partielle a été réalisée en juillet 2010. La première campagne s'est déroulée en **période de recharge des nappes** et la seconde en **période de drainage**.



(SRC) – source, (DR) – drain, (Mm - mare)

Figure 4-20. *Localisation des échantillons prélevés pour essais hydrochimiques en 2010 au Cirque des Graves.*

Les échantillons sont extraits des piézomètres par pompage, ou directement prélevés aux sources et dans les mares (Figure 4-20). Pour chaque point, deux flacons de 50 ml ont été prélevés. Pour les échantillons issus des piézomètres, l'opération s'organise en deux étapes. La première étape consiste à vider par pompage, sans échantillonnage, tous les piézomètres afin d'extraire les eaux de fond et les eaux anciennes du tube.

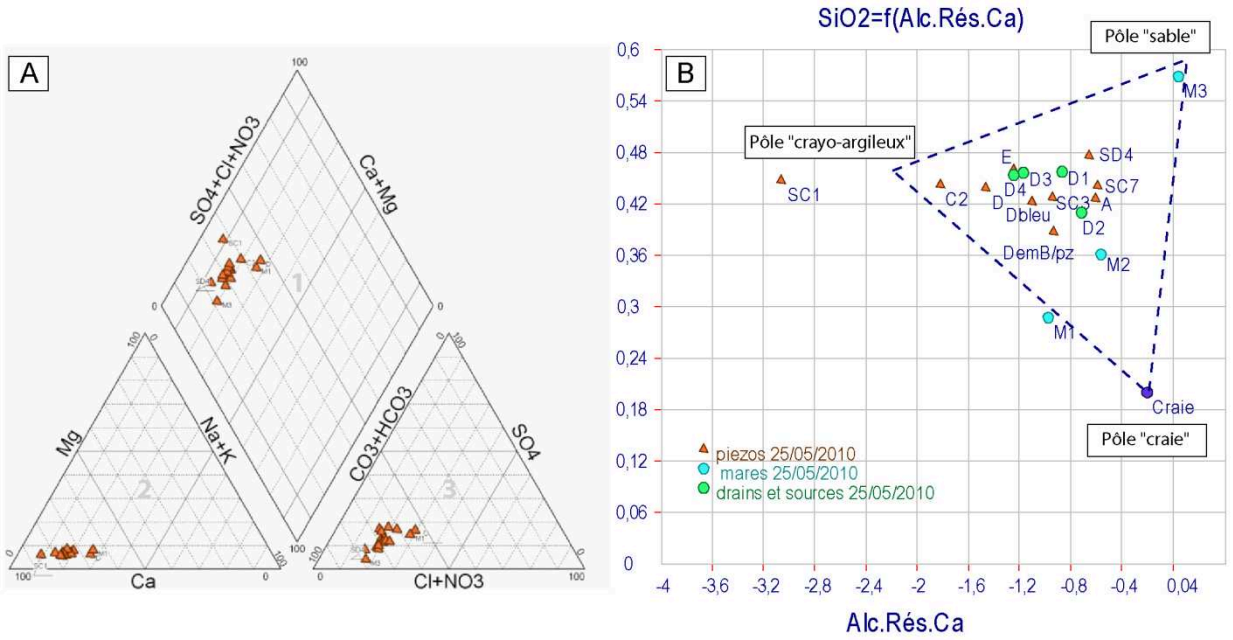
La deuxième étape consiste à échantillonner l'eau, lors d'un second pompage, le même jour, en régime permanent. Dès lors qu'un régime d'équilibre est établi entre les flux sortants et entrants, les échantillons sont prélevés. Les différents échantillons sont ensuite filtrés (diamètre de maille égale à 45 µm) et fixés par acide nitrique, puis envoyés et analysés au *Laboratoire d'Hydrogéologie de l'Université d'Avignon* afin d'y mesurer les éléments chimiques majeurs. Les éléments analysés sont : HCO_3^-, F^-,Cl^-, NO_2^-, Br^-, NO_3^-,

PO_4^-, SO_4^-, Na^+, NH_4^+, K^+, Mg^{2+}, Ca^{2+}, SiO_2. La température, le pH et la conductivité ont été mesurés sur le terrain grâce à un multimètre en même temps que les échantillonnages (Lafenêtre, 2010).

4.6.2. Évolution spatio-temporelle de la composition chimique de l'eau

Régionalement, le principal aquifère étant celui de la craie, les flux souterrains provenant de l'amont, du plateau d'Auge, seront donc caractérisés par une forte teneur bicarbonatée.

Les résultats des analyses hydrochimiques (Figure 4-21A) sont représentés dans le diagramme de Piper (1944) réalisé à l'aide du logiciel DIAGRAMMES (Simler, 2004 ; Lafenêtre, 2010). Cette figure 4-21A montre **des eaux relativement homogènes dont la composition majeure est bicarbonatée calcique** (regroupement dans le pôle calcique visible dans le triangle des faciès cationiques sur la figure 4-21A2) et bicarbonaté (triangle des faciès anioniques sur la figure 4-21A3). Il s'agit de résultats typiques de masse d'eau calcaire avec peu de différence de faciès entre les échantillons.



(A) Diagramme de Piper avec la variation des cations et anions des eaux souterraines et de surface (Lafenêtre, 2010), (B) Silice et l'alcalinité résiduelle calcique des différents échantillons.

Figure 4-21. *Résultats des analyses chimiques de la campagne du 25 mai 2010 au Cirque des Graves avec diagramme de Piper et diagramme Silice et l'alcalinité résiduelle calcique.*

Néanmoins, les campagnes hydrochimiques ont permis de préciser le contexte hydrogéologique du glissement en mettant en avant (communication orale de Vincent MARC du *Laboratoire d'Hydrogéologie de l'Université d'Avignon*) :

- des faciès peu marqués entre les eaux souterraines mais trois pôles ressortent grâce aux mesures de silice et d'alcalinité résiduelle calcique (différence entre Ca et HCO_3 sur la figure 4-21B).
- ces éléments se révèlent comme étant des bons marqueurs de mélange de trois pôles identifiés : eau contenue dans les sables albiens, dans la craie, et dans les mélanges limono-crayo-argileux qui correspondent aux formations de surface ou accumulées entre les panneaux de craie car l'eau y est plus sulfatée ;
- une typologie de la composition des eaux en fonction de la situation géographique ou de la profondeur. **Cela signifie qu'on n'a probablement pas plusieurs nappes superposées bien individualisées mais un mélange plus ou moins complet entre les différents réservoirs**. On peut donc probablement parler d'une **seule nappe à peu près continue**. Attention, tout de même, car cela n'est pas tout à fait vrai, car il existe des différences assez notables entre C2 et SD4, par exemple ;

- les eaux des sources ne se distinguent pas franchement de celles des piézomètres. Ce qui renforce l'idée d'une '*seule nappe à peu près continue*' avec une surface piézométrique présentant des ruptures de pente selon la perméabilité des terrains traversés. Dans ces conditions, les sources naissent aux ruptures de pente ;
- une augmentation progressive du pourcentage de sodium (Na+) plus on se rapproche du littoral (Figure 4-22B), en suivant le sens d'écoulement des eaux souterraines amont-aval (Lafenêtre, 2010). L'augmentation du sodium est liée à la proximité de la mer et aux apports en chlorure de sodium (NaCl) ;
- la distribution spatiale des éléments chimiques suit une logique environnementale.

D'autres éléments semblent obéir à cette logique spatiale : le chlore (Cl) et le brome (Br-). Cela s'explique par leur présence dans l'eau de mer, notamment pour le brome. La concentration en Cl est assez constante dans la partie centrale et amont (drains, sources, SC1, SD4, etc..). Ce sont donc de bons traceurs pour démontrer l'importance du système hydro-climatique local sur l'hydrologie souterraine du versant. Ces derniers pourraient permettre de calculer la part de la recharge locale de la nappe par rapport à l'écoulement amont avec la nappe de la craie (à condition de connaitre la concentration moyenne de la pluie sur le secteur et de faire une hypothèse sur la pluie efficace).

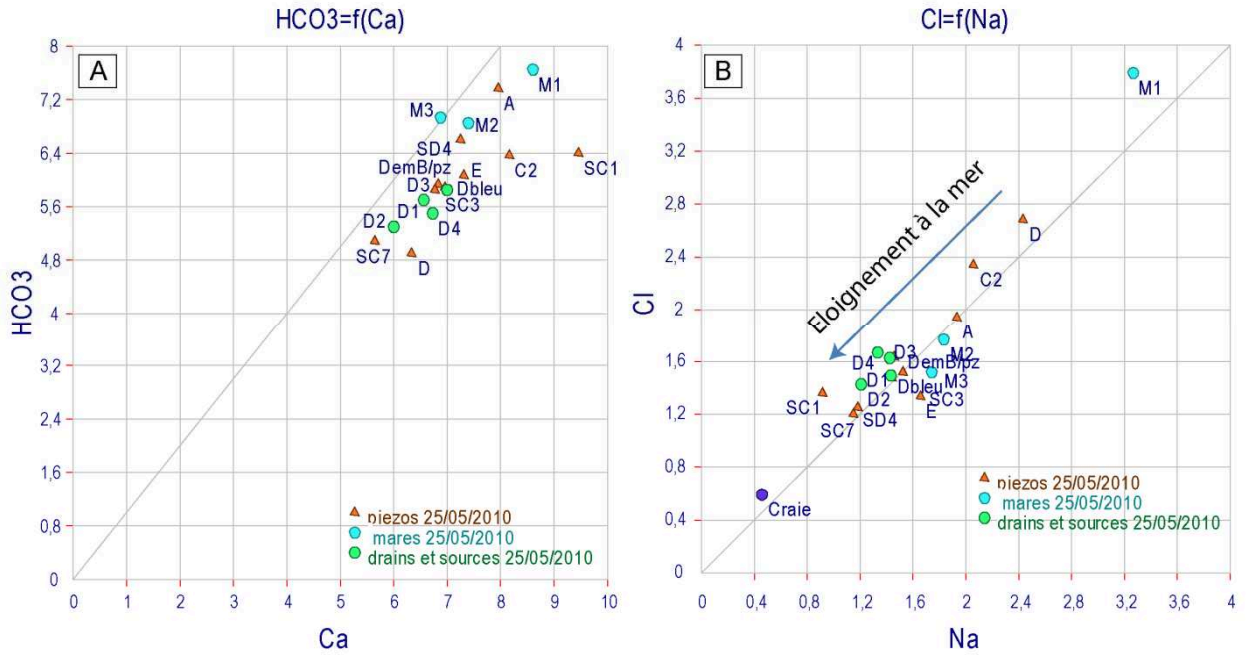


Figure 4-22. *Composition majeure des échantillons prélevés au Cirque des Graves. Résultats des analyses chimiques de la campagne du 25 mai 2010 au Cirque des Graves avec (A) diagramme HCO3=f(Ca) et (B) diagramme (Cl=f(Na).*

4.7. Conclusion du chapitre 4

L'analyse hydrologique détaillée focalisée principalement sur le glissement du *Cirque des Graves* a permis d'identifier et caractériser les réservoirs (corps aquifères) et les flux souterrains à partir d'observations et de mesures ponctuelles multi-paramètres sur le terrain (réseau de suivi piézométrique, ...), expérimentations '*locales*' en surface ou dans des tubes piézométriques (essais de pompage par exemple), et d'analyses et essais de laboratoire.

Ainsi, ce chapitre 4 a permis de préciser certaines des caractéristiques de l'hydrologie souterraine et de surface des versants instables et de leurs environnements proches. L'un des objectifs était de mettre en avant le comportement hydrodynamique des couches aquifères car il est question d'une succession de formations géologiques de natures très variées et de préciser s'il était question, d'une seule nappe ou de plusieurs nappes souterraines plus ou moins profondes qui évoluaient indépendamment ou connectées.

Les résultats obtenus ne permettent pas de mettre en évidence différentes nappes souterraines mais de conclure sur l'existence d'une seule nappe qui circule de façon plus ou moins continue dans les différentes couches aquifères. Les résultats permettent également de souligner une variabilité spatiale de la qualité chimique des eaux ainsi que l'importance du système hydro-climatique local sur le fonctionnement du système hydrogéologique du versant.

Les essais de laboratoire et *in situ,* permettent de caractériser les formations traversées qui sont de natures et de faciès variés et dont la **perméabilité est moyenne à faible.** Il est possible de les classifier comme suit :

- les premières épaisseurs du terrain concernent des formations superficielles et dépôts de versant peu perméables parfois de plusieurs mètres d'épaisseur. Ce sont des matériaux riches en argiles et limons dans lesquels des fragments de craie de tailles diverses se retrouvent au pied du glissement ;
- la perméabilité augmente pour la craie sous-jacente dès lors que le matériau crayeux est fissuré ou présente une texture sableuse meuble dont la composition est faible en argile ;
- ces formations reposent sur des formations sableuses plus ou moins riches en glauconie ce qui influence leur degré de perméabilité. Ces formations initialement moyennement perméables peuvent ainsi proposer les valeurs de conductivité hydraulique les plus élevées. Ces sables sont intermédiaires entre les craies et les argiles marneuses grises qui sont quant à elles très peu perméables et dont la circulation d'eau est ponctuellement facilitée par des passées sableuses.

La cartographie de l'hydrologie de surface permet de mettre en évidence une succession de sources, pertes, résurgences plus ou moins connectées dues aux passages de formations perméables (craie, sables) à des formations imperméables (argiles). Toutefois, sur l'origine des eaux, à ce stade, il n'est pas possible de privilégier l'une ou l'autre des hypothèses émises : l'alimentation 'amont' par l'écoulement de la nappe de la craie (du plateau) est avérée sans pouvoir la quantifier. Toutefois, il semblerait que l'infiltration locale liée à l'impluvium soit l'alimentation principale de la 'nappe' du glissement.

Sur les analyses hydrochimiques, des résultats complémentaires et peut-être plus significatifs, pourraient être attendus si d'autres analyses se focalisaient sur les signaux isotopiques que l'on retrouve naturellement dans l'eau, comme l'isotope de l'oxygène ^{18}O, deutérium ^{2}H…. ou encore, en travaillant à l'aide de traceurs artificiels comme le tritium ^{3}H (Ambroise, 1998). Mais, ces types d'analyse n'ont pu être mis en œuvre dans le cadre de cette thèse de doctorat, notamment pour des raisons financières.

Ces caractéristiques hydrogéologiques sont essentielles pour comprendre les variations spatio-temporelles des flux souterrains. Par la suite, on s'intéressera plus précisément au comportement piézométrique du site grâce à différentes chroniques disponibles pour plusieurs points du versant (chapitre 7). L'objectif sera alors d'apprécier à différentes échelles les conditions d'écoulement des eaux souterraines, les conditions d'alimentation et de drainage des nappes qui dépendent en partie des paramètres étudiés dans ce quatrième chapitre.

PARTIE III

ÉVOLUTION DES VERSANTS ET DYNAMIQUE DES GLISSEMENTS

Les glissements du *Cirque des Graves* et des *Fosses du Macre* sont des glissements anciens dont la morphologie particulière les distingue du reste du versant. Leur situation en bordure littoral sous un climat océanique tempéré favorise leur activité, visiblement connue depuis longtemps car malgré l'attractivité du littoral, les deux cirques ont été longtemps peu investis par l'homme contrairement à d'autres secteurs entre *Trouville-sur-Mer* et *Honfleur*. L'objectif de cette **troisième partie** est de caractériser la cinématique des glissements dans leurs dimensions spatiale et temporelle et de définir la dynamique de ces versants (activité) en cherchant les relations entre la cinématique et les facteurs de prédisposition (structure interne, morphologie de surface, …) et les facteurs de déclenchement (climatique, hydrologique, …).

Le **chapitre 5** est consacré à la caractérisation de la cinématique du versant à '*court et moyen terme'* à partir d'un réseau de surveillance implanté dans les deux cirques. Il présente les différentes méthodes et techniques employées en géomorphologie pour la mesure et surveillance des déplacements et déformations de surface. Puis, il décrit les méthodes et techniques mises en œuvre sur les glissements du *Cirque des Graves* et des *Fosses du Macre*. Enfin, les résultats sont présentés et analysés dans leur répartition spatiale et leur variabilité temporelle.

Le **chapitre 6** est consacré à la caractérisation de la cinématique du versant à '*long terme'*. Il permet de reconstituer l'évolution des glissements des *Fosses du Macre* et du *Cirque des Graves* et de proposer une méthodologie reproductible permettant d'étudier la cinématique des versants sur le *'long* terme', intégrant une période historique (1800-1985) et une période contemporaine (1985-2011) à partir de données géospatiales multi-sources disponibles sur la période 1808-2010. Le recul de l'escarpement principal et la mobilité du trait de côte des deux glissements sont présentés et analysés.

Le **chapitre 7** permet de faire le lien entre la cinématique des versants et les facteurs de déclenchement. Ce chapitre aborde successivement les relations entre les apports d'eau et la piézométrie, les relations entre la piézométrie et les déplacements de forte amplitude et enfin, les relations entre les fluctuations piézométriques et les déplacements de faible amplitude.

CHAPITRE 5. CARACTÉRISTISATION DE LA CINEMATIQUE DU VERSANT A 'COURT ET MOYEN TERME'

5.1. Introduction

La surveillance de mouvements de terrain concerne de nombreux paramètres qui régissent leurs comportements. Chacun des paramètres peut être observé, mesuré en continu ou lors de multiples campagnes de mesure spécifiques répétées. Comme nous l'avons abordé dans la deuxième partie de ce manuscrit, certaines grandeurs mesurées concernent les composantes hydrodynamiques, météo-climatiques et piézométriques du versant. Il s'agit maintenant dans ce chapitre, de mesurer les **déplacements de surface et en profondeur du glissement**. Pour déterminer ces valeurs de déplacements des zones instables et, particulièrement dans le cadre de la mise en place d'un système d'alerte, la surveillance du site peut se fait par diverses approches et outils.

Les premiers travaux réalisés entre 1985 et 1989 sur le glissement du *Cirque des Graves* ont permis de mesurer des valeurs de déplacements en '*période de forte activité*' du glissement, c'est-à-dire à la suite et/ou pendant les crises majeures de 1982 et 1988 (Maquaire, 1990). Durant cette thèse de doctorat, entre 2008 et 2012, en '*période de faible activité*', l'un des objectifs a été d'acquérir d'avantage de données pour préciser la cinématique du glissement du *Cirque des Graves* et des *Fosses du Macre* à travers des levés '*haute précision*' en augmentant leur fréquence, voire en mesurant ces déplacements '*en continu*'. Il s'agit également de préciser la répartition spatiale et l'évolution temporelle des déplacements de ces glissements.

Le choix des méthodes d'investigation et des outils employés sont principalement fonction du type de mouvement étudié, de son intensité, des problématiques abordées, de la configuration du site et de son accessibilité. Dans le cas présent, il s'agit de déplacements de '*relative faible amplitude*' (quelques centimètres par an), rythmés par des accélérations saisonnières ponctuelles. Les mesures ont été principalement effectuées depuis 2008 au glissement du *Cirque des Graves* et depuis 2009 au glissement des *Fosses du Macre*. Les observations et mesures préalables indiquent de fortes variabilités spatiales et temporelles des déplacements dans l'emprise des '*zones instables*', avec une extension de cette instabilité, latéralement et principalement vers l'amont du versant. Ainsi, l'escarpement principal des deux cirques progresse et s'étend vers l'amont. Les résultats obtenus sur la cinématique des différents compartiments du glissement du *Cirque des Graves* seront confrontés :

- d'une part, à la morphologie et à la structure interne, de manière à voir si la répartition spatiale des déplacements est contrainte ou non par ces facteurs de prédisposition ;
- et d'autre part, aux facteurs déclenchants pour analyser l'évolution temporelle et préciser le rôle et poids respectif de chacun des facteurs de contrôle (Baldi *et al.,* 2008), en essayant de définir des seuils permettant, à terme, la mise en place d'un système d'alerte efficace (Gabriele *et al.*, 2009).

La section 5.2 présentera les différentes méthodes et techniques employées en géomorphologie pour la mesure et surveillance des déplacements et déformations de surface. Puis, elle décrira les méthodes et

techniques mises en œuvre sur les glissements du *Cirque des Graves* et des *Fosses du Macre*. La section 5.3 portera sur la cinématique des déplacements et déformations en profondeur.

5.2. Caractérisation de la cinématique des déplacements de surface

5.2.1. Les techniques d'observation de surface

5.2.1.1. Combinaison des méthodes dites 'conventionnelles'

La surveillance des glissements de terrain consiste à observer et analyser les différents paramètres qui régissent les instabilités (la piézométrie, la météorologie…) de manière à préciser le rôle respectif de ces forçages, puis de comprendre les mécanismes et les modes de déclenchement de ces glissements (Gasparetto *et al.*, 1996 ; Gili *et al.*, 2000 ; Corsini *et al.*, 2005). Le suivi spatio-temporel de la cinématique de glissement, à partir d'une surveillance en continu ou de campagnes de mesures répétées, apparait alors indispensable dans le cadre de la mise en place d'un système d'alerte ou pour valider différents types de modèles, comme les modèles géomorphologiques ou hydro-mécaniques (Bonnard *et al.*, 2004).

Malet (2002a) et Déprez (2010) rappellent les différentes techniques de positionnement conventionnelles appliquées aux glissements de terrain (Corominas *et al.*, 2000 ; Malet *et al.*, 2002a ; Mora *et al.*, 2003 ; Ayalew *et al.*, 2005 ; Flentje *et al.*, 2005 ; Petley *et al.*, 2005 ; Squarzoni *et al.*, 2005…). Ces différentes techniques géodésiques, qui peuvent être complémentaires, permettent une approche à différentes échelles spatio-temporelles en offrant une variété de précisions de mesure. Ces techniques sont très nombreuses et permettent de mesurer la fissuration du terrain par extensomètre, les déplacements angulaires en surface par nivelle, le déplacement de cibles par théodolite, la variation d'altitude par niveau de chantier… Ces techniques offrent des résultats de haute précision pouvant être inférieurs au centimètre (Squarzoni *et al.*, 2005). Sur des lignes de base courtes, l'efficacité des mesures de positionnement par théodolite ou extensomètre a largement été démontrée et ces techniques sont les plus couramment utilisées (DUTI, 1985 et 1986 ; Angeli *et al.*, 2000 ; Malet *et al.*, 2000 ; Malet *et al.*, 2002a et 2002b ; Coe *et al.*, 2003 ; Petley *et al.*, 2005). Dans de nombreux cas, les relevés s'organisent à partir de repères (cibles) topographiques implantés à la fois dans la zone instable et en dehors pour vérifier la fiabilité des mesures. Le choix des techniques employées et de la configuration du réseau de surveillance dépend alors du type de glissement étudié et de la précision souhaitée, mais est largement influencé par différents paramètres (Moss, 2000) :

- la configuration du site (superficie du site, topographie, accessibilité et couverture végétale) ;
- la vitesse des déplacements ;
- la disponibilité et le coût du matériel.

La caractérisation des cinématiques s'organise également à partir des techniques de télédétection (Travelletti, 2011), d'interprétation d'images, comme la photogrammétrie optique (Chandler & Moore, 1989), ou plus récemment d'interférométrie radar classique (Rott *et al.*, 1999), par réflecteurs permanents (Meisina *et al.*, 2006 ; Luzi, 2010). Ces techniques permettent de mesurer des valeurs de déplacements avec une précision millimétrique à haute résolution spatiale (Tarchi, 2003). L'interférométrie basée au sol (GBInSAR) est appliquée pour des glissements de terrain de plus petites dimensions mais qui connaissent une évolution relativement rapide (Bozzano *et al.*, 2010).

Il est important de noter que selon l'intensité du phénomène observé, les différentes techniques seront plus ou moins adaptées avec des outils de mesures ponctuelles combinées à des outils automatisés permettant la surveillance continue de l'évolution du glissement (Gili *et al.*, 2000 ; Foppe *et al.*, 2006). Les mesures ponctuelles permettent de spatialiser de l'information cinématique au moyen d'un réseau de repère étendu, et l'enregistrement en continu permet d'évaluer la progression des déformations au cours du temps mais sur un espace plus réduit.

L'intérêt de ces techniques, notamment celles permettant de mesurer des distances de déplacement parcourues par un point entre deux dates (distancemètre, théodolite, extensomètre), réside dans la complémentarité de ces méthodes et dans la confirmation de leur efficacité. Cependant, ces techniques offrent la possibilité d'un champ de prospection parfois limité, notamment à cause de la nécessité de devoir faire une observation directe (en visuel) le long d'une '*ligne de mire*' entre la station de l'appareil et la cible

(par exemple, les obstacles comme arbres, constructions… obligent à l'implantation de nombreuses stations). Aussi, ces techniques classiques et '*conventionnelles*' sont parfois peu '*performantes*' et se révèlent insuffisantes pour mettre en évidence des phénomènes 'éphémères' (Malet *et al.,* 2002b) qui nécessiteraient l'utilisation d'outils de mesures en continu à haute précision et haute résolution comme le GPS. Notons tout de même, que de nombreux glissements de terrain sont surveillés '*en continu'* par tachéométrie avec théodolite automatisée comme le glissement de *Séchilienne* ou bien encore le versant de la *Clapière* à *Saint-Etienne-de-Tinée* dans les Alpes-Maritimes (Maquaire, 2002).

5.2.1.2. Utilisation du GPS pour une surveillance ponctuelle et permanente

En effet, ces outils géodésiques classiques sont depuis une quinzaine d'année associés ou remplacés par l'utilisation du GPS qui permet de définir la position relative XYZ, en temps réel, de cibles qui constituent le réseau de surveillance pour lequel de nombreux auteurs démontrent l'efficacité (Jackson *et al.*, 1996 ; Corominas *et al.*, 2000 ; Gili *et al.*, 2000 ; Moss, 2000 ; Malet *et al.*, 2002a et 2002b ; Mora *et al.*, 2003 ; Demoulin & Glade, 2004 ; Corsini *et al.*, 2005 ; Peyret *et al.*,2008). Malet (2002b) rappelle les principes de fonctionnement du positionnement par GPS en insistant sur la précision des acquisitions en rapport avec le dispositif, le type de récepteur employé et la durée de session.

L'application du GPS ou GPS différentiel sur les instabilités de versant prend modèle, entre autres, sur son utilisation en géophysique au début des années 1990 pour mesurer des déformations crustales (Dixon, 1991 ; Larson & Agnew, 1991 ; El-Fiky *et al.*, 1999). Pour les instabilités de versant, cet outil offre de nombreux avantages, notamment une acquisition de données rapide et de haute précision, mais aussi la possibilité de prospecter des sites de grande ampleur sans qu'il n'y ait nécessairement de vision directe entre les stations, contrairement au théodolite. Autre intérêt de cet outil, la possibilité de mesures discontinues ou continues et donc, de mises en évidence des variabilités spatiales et temporelles des déformations de surface avec un précision plus ou moins grande (centimétrique à millimétrique) selon la durée des sessions d'acquisition (Malet *et al.,* 2002b).

Au regard des différents travaux utilisant cet outil, on note une importante hétérogénéité du temps des sessions réalisées lors des campagnes de mesures en discontinu. Les campagnes de mesures sont plus ou moins fréquentes au cours de l'année en fonction des vitesses de déplacements des glissements. Le temps d'enregistrement sur chaque point de mesure peut durer quelques minutes ou plusieurs heures (Hiura *et al.*, 1996 ; Corominas *et al.,* 1999 ; Gili *et al.,* 2000 ; Weber, 2000 ; Brükl *et al.*, 2006 ; Peyret *et al.*, 2008). Cette méthode d'acquisition est aujourd'hui courante en géodésie car elle permet d'acquérir de nombreuses données rapidement avec une précision qui varie de quelques centimètres à moins d'un centimètre en fonction, notamment, de la durée de la session, de la nature de l'antenne utilisée (mono-fréquence ou bi-fréquence) et de la longueur de la ligne de base (Mora *et al.,* 2003). En effet, plus la ligne de base est courte plus le temps d'observation su chaque repère diminue (Malet *et al.*, 2002b). Aussi, le mode différentiel (dGPS), avec l'utilisation de deux récepteurs, ou plus, permet d'augmenter la qualité des données, en diminuant notamment les effets de l'atmosphère qui bruite les signaux ce qui engendre par conséquent une erreur de positionnement (Gili *et al.*, 2000).

Pour apprécier l'évolution des processus de glissement au cours du temps avec une très haute précision, l'acquisition de mesures '*en continu'* par GPS semble être une alternative adaptée. Elle consiste à implanter des antennes GPS sur le glissement de façon permanente ou semi-permanente (de quelques jours à plusieurs mois ou années). De façon semi-permanente, l'instrumentation peut s'établir sur quelques jours (Coe *et al.,* 2003), plusieurs mois, (Malet *et al.*, 2000 ; Moss, 2000 ; Mora *et al.*, 2003 ; Baldi *et al.*, 2008 ; Peyret *et al.*, 2008 ; Gaffet *et al.*, 2010 ; Zhu *et al.,* 2012), ou plusieurs années (Brunner *et al.,* 2007), afin d'obtenir des informations sur l'évolution du glissement en temps réel ou différé avec des erreurs de positionnement moindres (Mora *et al.,* 2003). En effet, les différentes études montrent que plus le temps d'observation est long, plus le positionnement est précis.

Les différentes études montrent que les glissements de terrain, même lents, peuvent connaître des vitesses de déplacement très variables dans l'espace et dans le temps (Bromhead *et al.*, 1988). Dans le cas d'un glissement lent, voire très lent comme ceux des versants côtiers du *Pays d'Auge*, combiner des mesures automatisées '*en continu'* sur quelques points à des mesures '*ponctuelles*' mais répétées sur un plus grand nombre de points d'observation est justifié par la volonté :

- d'évaluer les déplacements de très faibles amplitudes nécessitant une haute précision des mesures ;
- de comprendre les variabilités comportementales des différentes unités morphologiques composant les glissements ;
- de comprendre les mécanismes de déclenchement en mettant en parallèle la cinématique de glissement avec les facteurs de contrôle ;
- de mettre en place un système d'alerte permanent justifié par l'exposition d'infrastructures aux mouvements de terrain.

5.2.2. Techniques de suivi 'discontinu' des déplacements

Différentes techniques de positionnement ont été utilisées (Tableau 5-1 et Figure 5-1) afin de préciser le fonctionnement du glissement des *Fosses du Macre*, mais surtout du *Cirque des Graves*, pour lequel existait déjà un réseau de surveillance exploitable**. Le réseau de surveillance des déplacements utilise des techniques de positionnement conventionnelles discontinues couplées à des techniques de surveillance continue**. Le tableau 5-1 résume les dispositifs de surveillance et les instruments utilisés dans le cadre de ces travaux de recherche. Les méthodes employées combinent :

- des mesures de déplacement *'ponctuelles et répétées'* de repères fixés solidement au sol et dont la position est déterminée par l'utilisation d'un tachéomètre (théodolite muni d'un distancemètre) et/ou d'un dGPS ; des mesures de variations angulaires de platines par nivelle à vis micrométrique ;
- des mesures de déplacement *en continu* par récepteurs GPS permanents (Lissak *et al.*, 2010).

5.2.2.1. Réseau de surveillance

Ainsi, dans un premier temps, seront présentés le réseau de surveillance et les modes d'acquisition des données de terrain, puis, dans un second temps, le protocole de traitement des données avec les résultats obtenus seront détaillés.

Les glissements du *Cirque des Graves* et des *Fosses du Macre* présentent plusieurs contraintes majeures qui entravent la mise en place du réseau de surveillance. Une contrainte principale est l'accessibilité réduite des sites. En effet, les deux cirques, dont la dénivelée est d'environ 60 m, révèlent une morphologie fortement tourmentée même si parfois elle semble s'effacer au profit d'une végétation arborée et arbustive dense. Dans de nombreux secteurs, ce couvert végétal interdit toutes observations visuelles directes et empêche l'utilisation du GPS car les signaux ne sont pas correctement reçus. Une autre contrainte est liée aux valeurs des déplacements attendus (Maquaire, 1990) qui sont très faibles (quelques centimètres par an) en dehors des périodes de crises saisonnières (quelques décimètres). Ainsi, il faut pouvoir détecter et mesurer des variations de déplacements *'centimétriques'* entre deux missions successives, avec des appareils et des méthodes adaptés pour que les incertitudes de mesure restent inférieures au centimètre.

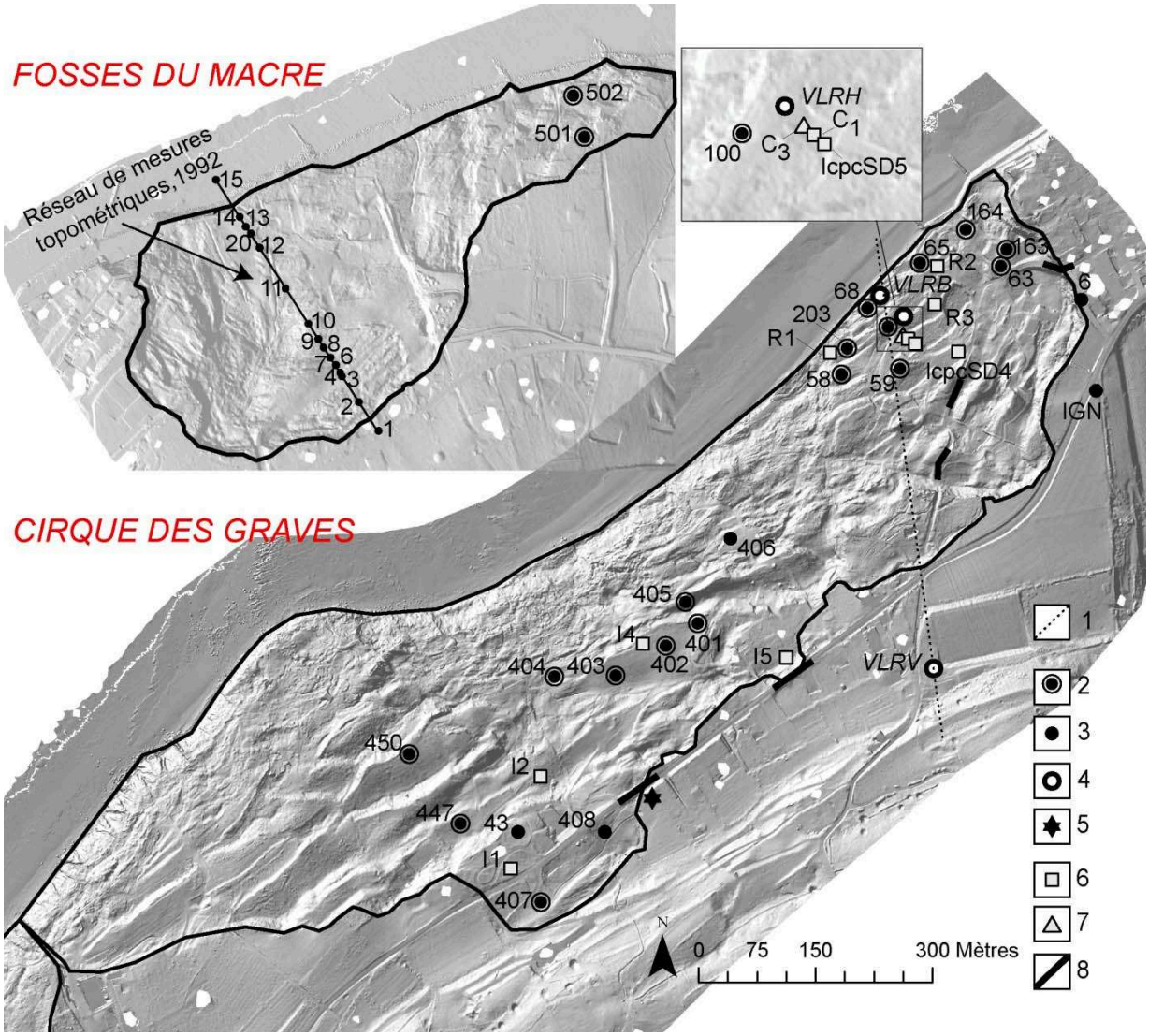
Date d'observation	***Nb de bornes (avec embase)***	***Outils de mesure***	***Mesure***	***Localisation***
Déc. 1984 – Fév. 1988	*84 (42)*	*Tachéomètre Nivelle*	*Ponctuelle*	*Cirque des Graves*
Mars 1988 à novembre 1992 : ***pas de mesure***				
Nov. 1992 – mars 2005	*7 puis 10 (5 puis 8)*	*Tachéomètre Nivelle*	*Ponctuelle*	*Parc des Graves*
Nov. 1992 – mars 2005	*13 (géomètre)*	*Tachéomètre*	*Ponctuelle*	*Fosses du Macre*
> Avril 2008	*21 (17)*	*GPS*	*Ponctuelle*	*Cirque des Graves*
> Mars 2009	*2 (2)*	*GPS*		*Fosses du Macre*
> Juillet 2009	*3 (dont 1 en site 'stable')*	*Antenne, récepteur GPS*	*Continu*	*Parc des Graves*

Borne topométrique dont nombre équipé (avec embase de nivelle) ; (Géomètre) : borne type 'Géomètre'

Tableau 5-1. *Dispositif de surveillance mis en place sur le glissement du Cirque des Graves et des Fosses du Macre pour mesurer les déplacements de surface.*

Le réseau de surveillance actuel permet un suivi des déplacements de surface au *Cirque des Graves*. Ce réseau correspond à une partie du réseau initial mis en place en 1985 et suivi jusqu'en mars 1988, dans le cadre d'un programme de recherches sur les risques encourus dans le secteur de *Villerville-Cricqueboeuf*, dont l'objectif principal était d'approfondir la connaissance de la cinématique du glissement suite à la crise majeure de janvier 1982 et d'en déterminer les causes (Maquaire, 1990). Ce réseau initial était composé de *quatre-vingt bornes-repères*. Entre mars 1988 et novembre 1992, aucune mesure n'a été faite sur ce réseau, et au fil du temps, de nombreuses bornes-repères ont progressivement disparu (détruites ou devenues inaccessibles).

En novembre 1992, la surveillance a été rétablie en utilisant un réseau de sept bornes seulement encore en bon état dans le secteur est du *Cirque des Graves* (*Parc des Graves* correspondant à l'*ancien camping)*. A cette même date, un réseau comportant treize repères type *'borne de géomètre'* a été implanté, dans les *Fosses du Macre*, dans la propriété *'Les Ecores'* sur un profil transversal (Maquaire, 1997 et 2000). Vingt mesures plus ou moins régulières ont été réalisées sur ce réseau jusqu'au 15 mars 2005, date à laquelle le nouveau propriétaire nous a interdit l'accès à sa propriété. Dans le cadre d'un '*Observatoire sur les mouvements de terrain des côtes du Calvados*' commandité par les services de la DIREN en 2002, le réseau a été complété par l'ajout de trois bornes dans le secteur est du *Parc des Graves*. Ce réseau comptait alors dix bornes au *Parc des Graves* et treize aux *Fosses du Macre*, certaines des bornes correspondaient à celles du réseau initial.



(1) Profil d'interprétation de la figure 5-12, (2), Repère avec embase de nivelle, (3) Repère sans embase de nivelle, (4) Récepteur GPS permanent, (5) Inclinomètre, (6) Équipement de mesure d'affaissement (7) Capteurs multi paramètres Geobeads en profondeur, (8) Profils de prospection GPR.

Figure 5-1. *Réseau de surveillance des déplacements de surface et en profondeur.*

Au début de ces travaux de recherche, de nouvelles bornes ont été implantées, au *Cirque des Graves* en avril 2008 et en mars 2009 aux *Fosses du Macre*. Le réseau a été organisé de façon à répartir les repères sur les différents compartiments accessibles. Le réseau s'étend sur environ 1 km à l'ouest de *Villerville* jusqu'à la pointe du Heurt et à 1 km à l'est aux *Fosses du Macre*.

Le réseau est actuellement composé de vingt-trois bornes d'environ 60 cm de long scellées avec du béton sur 40 cm de profondeur pour assurer un bon ancrage dans le substrat. Les repères ont été implantés pour tenir compte des différents compartiments identifiés par la cartographie (Partie 2). Toutefois, compte tenu de la difficulté d'accès à certaines propriétés et de l'impossibilité de procéder à l'abattage de certains arbres à haut jet, ou bien à leurs élagages, les bornes n'ont pu être implantées sur la totalité des zones instables. C'est ainsi le cas du secteur ouest du *Cirque des Graves* (secteur *Pointe du Heurt*), trop boisé (Figure 5-1).

Deux types de bornes-repères sont implantés (Figure 5-3B-C) : dix-neuf sont équipées d'embase permettant de détecter les mouvements de surface par mesure des déplacements angulaires (Figure 5-3C) . Les mesures sont réalisées à la nivelle à vis micrométrique. Les quatre bornes restantes disposent seulement d'un point de centrage (Figure 5-3B) permettant le stationnement de l'appareil de mesure (cible pour théodolite ou GPS). Deux bornes sont localisées en zone stable de façon à servir de point de contrôle pour évaluer la qualité des mesures (Gili *et al.*, 2000) : la borne n°6 située à quelques mètres de l'escarpement principal sur le flanc est du glissement du *Cirque des Graves ;* et la borne E1 constituée d'une pointerole en acier enfoncée en force sur le platier rocheux en 1984 à environ 200 m du pied du versant.

Étant donné la forte fréquentation du site, trois bornes-repères ont été endommagées ou totalement détruites et ne sont donc plus utilisables (bornes-repères 407, 63 et 43). De même, les embases de nivelle des repères 68 et 59 sont également trop endommagées pour être mesurées avec la nivelle, mais ces repères restent cependant utilisables pour les levés par GPS.

À la base du glissement du *Cirque des Graves*, dans les zones boueuses de la partie médiane, l'activité du glissement se manifeste par des coulées superficielles très actives. Ce secteur n'est volontairement pas intégré au réseau de surveillance car les bornes risquaient d'être rapidement emportées ou recouvertes par les coulées. Cependant, ce secteur a été ponctuellement équipé de cibles utilisées pour les levés LiDAR terrestres permettant d'estimer approximativement des valeurs de déplacement pour cette zone.

5.2.2.2. Protocole de mesures

Les principes de mesure des mouvements angulaires par nivelle et de déplacements absolus par tachéométrie sont rappelés dans les travaux de Maquaire (1990). Les principes de mesure par GPS différentiel sont donnés par Malet *et al.*, 2002a.

a) Détection des mouvements par la mesure des variations angulaires :

Des mesures successives réalisées sur le réseau de bornes-repères munies d'embases permettent de détecter des mouvements de surface en comparant son angle d'inclinaison, mesuré précisément à l'aide d'une nivelle à vis micrométrique, par rapport à une valeur de référence. Les premières mesures ont été réalisées entre 1985 et février 1988 sur 42 repères, localisés de part et d'autre du *Cirque des Graves*. Les mesures angulaires ont été poursuivies, au *Cirque des Graves*, dans le cadre de *'l'Observatoire des Mouvements de terrain'*, entre novembre 2002 et octobre 2003. Les levés par nivelle ont repris en février 2008 sur 19 repères dans le cadre de ces travaux de recherches.

b) Mesure des déplacements de surface :

Depuis décembre 1984, les coordonnées *XYZ* des bornes-repères sont déterminées par mesures ponctuelles à l'aide d'un tachéomètre (théodolite muni d'un distancemètre électro-optique) par triangulatération (calcul tenant compte des distances et des angles horizontaux et verticaux). Cette méthodologie a été mise en œuvre jusqu'en 2008, date à laquelle, pendant deux levés, les coordonnées ont été déterminées à la fois par tachéomètrie et par GPS différentiel. A partir de 2009, les vingt-trois bornes-repères du réseau sont positionnées seulement par dGPS.

Pour travailler en différentiel, lors des différentes campagnes de mesure, un récepteur est placé à proximité du réseau de surveillance, sur un repère du réseau géodésique de l'IGN (repère IGN 1475501) en zone stable pour servir de base. Cela implique donc l'utilisation de deux récepteurs avec une base et un mobile pour les mesures…. Il est possible de s'affranchir de l'installation systématique d'une base fixe en utilisant des antennes GPS implantées en permanence à proximité du site.

Deux sessions d'une heure sur le point 6 localisé en zone stable (Figure 5-1) et dégagé, donc exempt de multi-trajets (Malet *et al.*, 2006*)* ont permis de déterminer le temps nécessaire pour une session d'enregistrement. La précision expérimentale des mesures est quantifiée par rapport à la moyenne pondérée, ou la répétabilité des mesures lors d'une session longue (Dixon, 1991 ; Malet *et al.*, 2002b). Les différentes études ont démontré que la précision déterminée dans les trois dimensions (XYZ) évolue selon la durée de la session de mesure (Malet *et al.*, 2002a). Le temps de session pour chacun des repères a été évalué à 17 minutes pour obtenir un résultat infra centimétrique. Cela correspond au temps nécessaire pour obtenir le RMS le plus bas (Figure 5-2.).

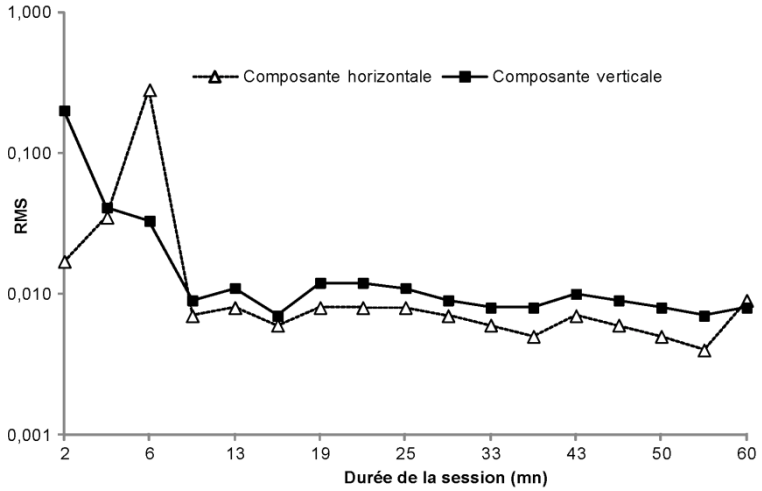


Figure 5-2. *Évolution de la précision de la mesure par GPS en fonction du temps de stationnement du récepteur (session de mesure).*

Les données GPS ont été acquises à l'aide de deux récepteurs *Trimble R5* bi-fréquences. La station de base *5700* est équipée d'une antenne *Zephyr Geodetic* généralement utilisée dans des applications itinérantes et limitant les multi-trajets. Le récepteur mobile 5800 est équipé d'une antenne interne. Afin de procéder aux corrections en temps réel, les deux récepteurs communiquent par lien radio *Pacific Crest*, lorsque cela est possible.

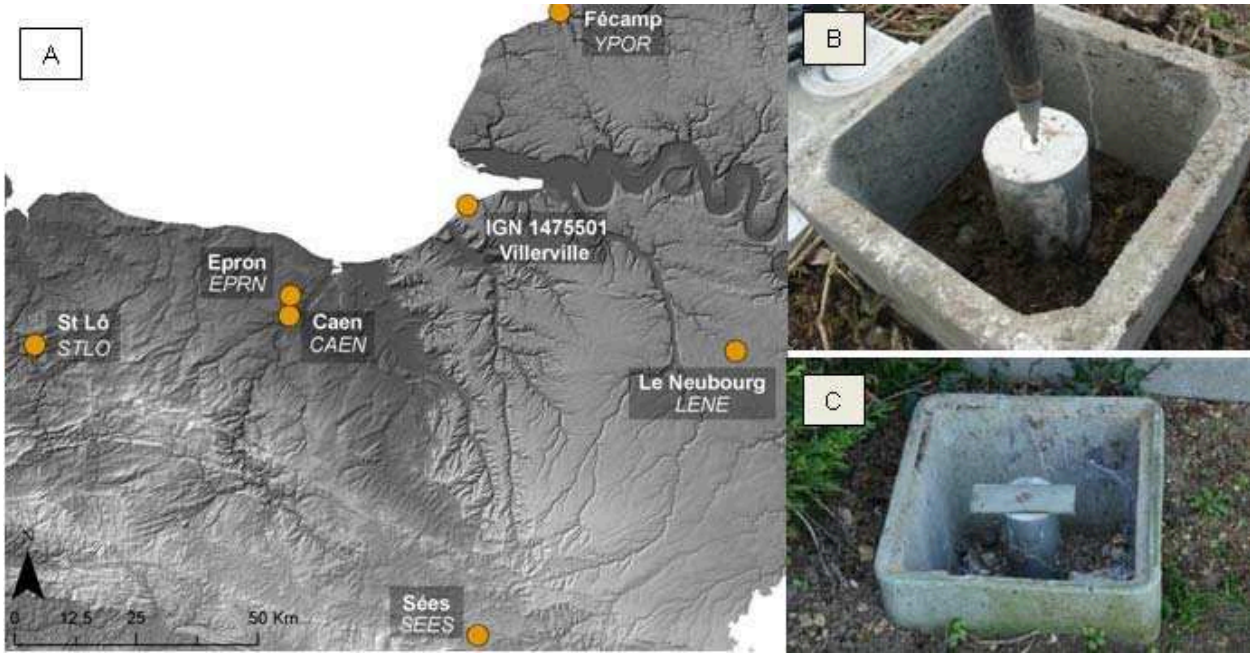
Les données ont été acquises dans un premier temps, en cinématique en temps réel (*Real Time Kinematic*) avec la station de référence fixe positionnée sur le point de référence IGN permettant de fournir les corrections en temps réel et donc d'atteindre une précision de l'ordre du centimètre ou infra-centimétrique. Avec ce dispositif, la longueur de ligne de base atteint au maximum 1,17 km. Mais la communication radio entre la station fixe et le mobile avec lequel est réalisé le levé, s'est avérée souvent très mauvaise ou inexistante à cause des obstacles comme la végétation arborée dense ou le relief. Les levés ont par la suite été réalisés soit en *RTK-Infill* (Temps réel avec possibilité de post traitement) soit en *PPK* (uniquement post traitement). Dans les deux cas, l'intérêt de ces techniques réside dans la possibilité de manipuler les enregistrements des deux récepteurs. Cependant, le post traitement peut s'avérer parfois fastidieux, et sur le terrain, la méthode *PPK* nécessite la réception d'au moins cinq satellites et l'initialisation des antennes est parfois plus longue. Par conséquent, les relevés de terrain se sont parfois prolongés.

5.2.2.3. Traitement des données et précision des mesures

Les données ont été traitées avec le logiciel *Trimble Geomatic Office* et chaque point topométrique est positionné dans le référentiel géodésique *Lambert 1 carto*. Les différents types de levés (*RTK-Infill et PPK*) offrent la possibilité d'enregistrer des positionnements bruts non corrigés ainsi que des positions directement corrigées et non modifiables par la suite. Le traitement des données en post-traitement

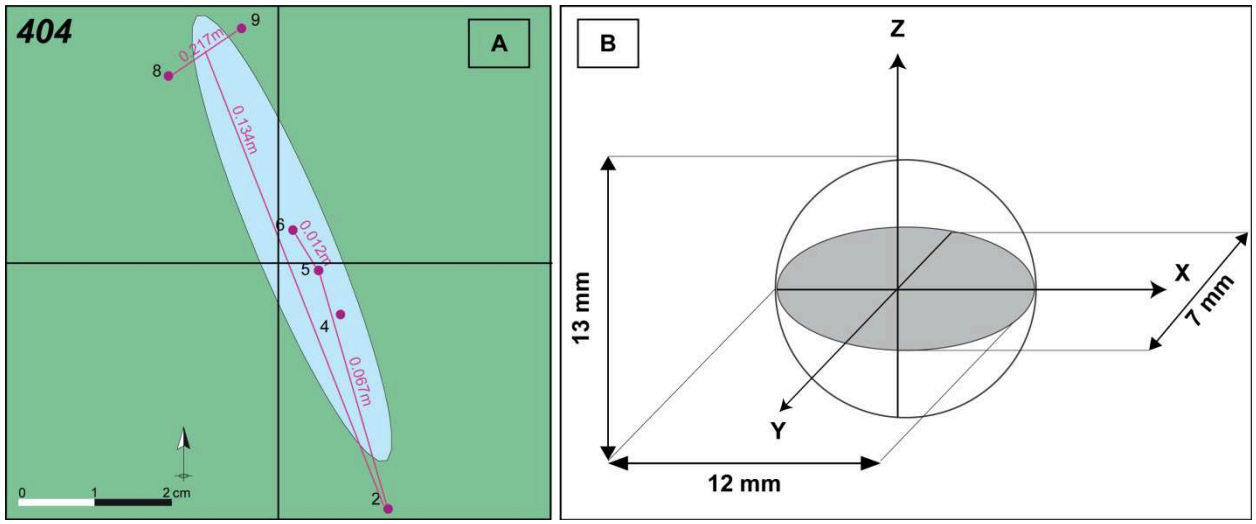
nécessite l'utilisation de station du *Réseau GPS Permanent de l'IGN(RGP)* pour limiter les erreurs de calculs. Les stations RGP sélectionnées sont celles de Caen (CAEN), Épron (EPRN), Fécamp (YPOR), Le Neubourg (LENE) localisées sur la figure 5-3A. Ces stations ont été sélectionnées pour leur proximité afin de diminuer la longueur de la ligne de base avec les différents points relevés. Les lignes de bases sont comprises entre 40 et 60 km entre les stations RPG et les points observés.

La qualité des données est estimée à partir de la borne n°6 utilisée comme point de référence. La précision des mesures GPS en différentiel (Figure 5-4) est estimée à 0,007 m pour la composante X, 0,012 pour la composante Y et 0,013 pour la composante Z, laquelle est toujours la moins précise (Gili *et al.,* 2000 ; Malet *et al.*, 2002b).



(A) Localisation des stations GPS de référence RGP et IGN utilisées pour les traitements de données dGPS, (B) Vue d'une borne munie d'un repère de centrage, (C) Vue d'une borne avec embase de nivelle à vis micrométrique.

Figure 5-3. *Localisation des stations GPS de référence et illustrations des deux types de bornes implantées.*



(A) Résultats planimétriques pour le repère 404, (B) Précision des coordonnées 3D pour les levés GPS ponctuels

Figure 5-4. *Ellipses d'erreurs mesurées pour les levés par GPS en RTK-Infill.*

5.2.3. Techniques de suivi 'en continu' des déplacements

5.2.3.1. Réseau de surveillance et mode d'acquisition des données

En dehors des phases d'accélération brusques (crises) qui engendrent de forts déplacements pluri-décimétriques, l'activité des deux cirques est marquée par des déplacements saisonniers de quelques millimètres ou de quelques centimètres. Pour pouvoir définir plus précisément *'l'occurrence temporelle'* et être en mesure de détecter des déplacements de *'faible amplitude'*, le réseau de surveillance a été complété par des stations GPS '*permanents'* permettant une acquisition '*en continu'*. Ces stations GPS ont été acquises dans le cadre du projet du projet CPER 2008-2013 GR²TC '*Gestion des ressources, risques et technologies du domaine côtier*' et du sous projet OLIBAN '*Observatoire du littoral bas-Normand'*. La configuration des matériels et des systèmes de transmission et réception des données, la gestion et le traitement des données sont assurés par l'équipe OMIV-EOST (*École et Observatoire des Sciences de la Terre*) de l'Université de Strasbourg dans le cadre de leurs missions pour l'observatoire OMIV[3].

Dans un premier temps, seul le *Cirque des Graves* a pu être instrumenté en juillet 2009, sachant que les *Fosses du Macre* pourront être équipées de stations GPS dans les prochains mois. Au *Cirque des Graves*, les trois stations GPS, comprenant antennes et récepteurs, sont localisées sur la figure 5-1 et la figure 5-6. Chaque station GPS est équipée d'une antenne TRM41249.00 (avec radome TZGD afin de les protéger) et d'un récepteur bi-fréquence Trimble NetRS. Pour la station GPS, en '*zone stable'* (VLRV), une antenne a été fixée sur un pilier béton (Figure 5-5A) et pour les deux autres (VLRH et VLRB), implantées en *'zone instable'* dans la partie inférieure du versant dans le *Parc des Graves*, l'antenne est fixée sur un petit trépied métallique (Figure 5-5B). Ces deux stations GPS sont disposées sur deux compartiments proches de façon à définir des similitudes ou des différences de comportement au cours de l'année, lors d'accélérations saisonnières, et en cas d'accélération majeure. La ligne de base qui sépare les récepteurs VLRV-VLRH est de 465 m et celle entre VLRV-VLRB de 480 m.

(A) Antenne fixe implantée en zone stable, (B) Station VLRB avec antenne et boitier dans lequel se trouve le data logger

Figure 5-5. *Antennes GPS permanentes implantées au Cirque des Graves.*

La position de chaque station est enregistrée toutes les trente secondes pour des sessions de vingt-quatre heures. Ce réseau de stations GPS '*permanentes'* est inclus au *'Service de données GPS'* de l'OMIV qui fournit des solutions automatique en quasi temps réel (j+ 2 jours) et les mets en ligne sur le site de l'OMIV (Déprez, 2010). Pour se faire, les données sont envoyées directement et quotidiennement via une connexion Internet à l'EOST.

[3] Observatoire Multidisciplinaire des Instabilités de Versants (http://omiv.osug.fr/)

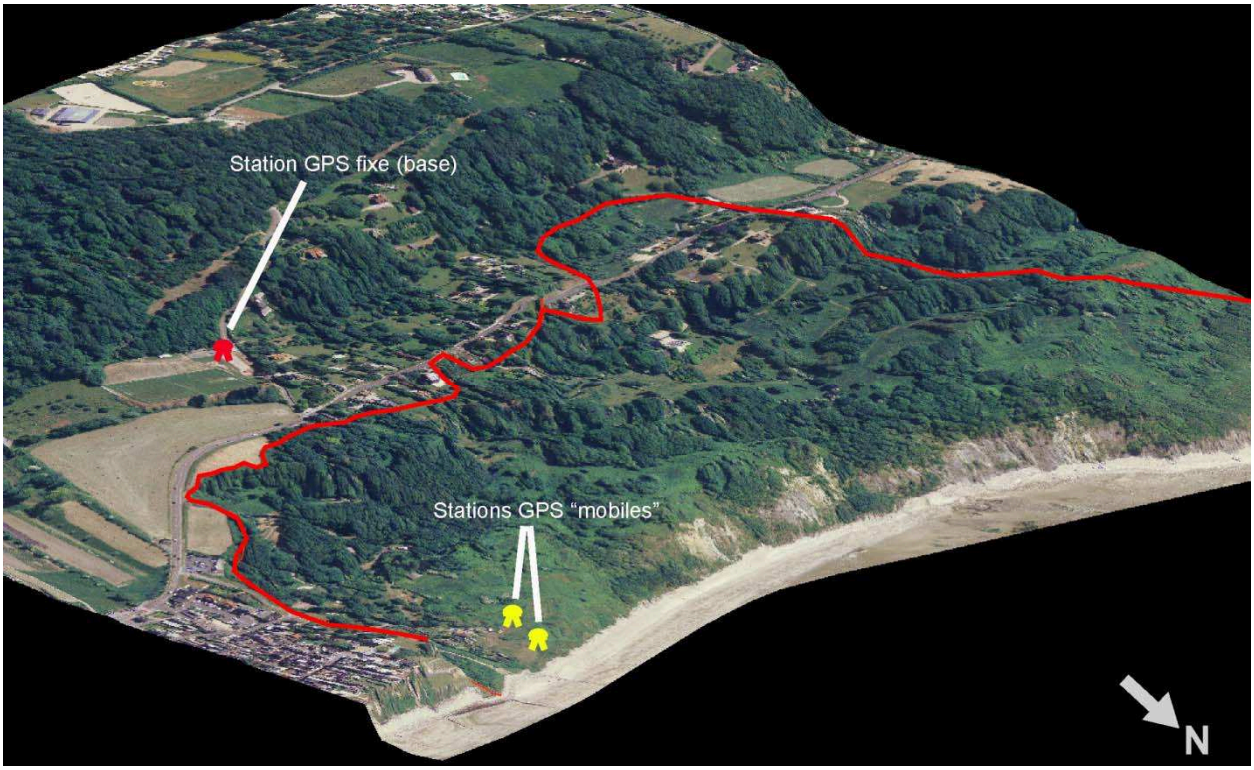


Figure 5-6. *Implantation des stations GPS 'permanentes' au Cirque des Graves à Villerville.*

5.2.3.2. *Le traitement des données et la précision des mesures*

Les données brutes GPS de code et de phase (Malet *et al.*, 2002a et 2002b) sont traitées grâce au logiciel GAMIT/GLOBK développé par le MIT (*Massachusetts Institute of Technology*). La routine automatique journalière développée pour le traitement des données par l'équipe OMIV-EOST de Strasbourg prend en compte les différents paramètres troposphériques et ionosphériques…. La procédure est présentée dans les travaux de Déprez (2010). Comme pour le traitement des campagnes GPS ponctuelles, le traitement des données se fait avec l'utilisation des stations RGP de *Caen* (CAEN), *St-Lô* (STLO), *Le Neubourg* (LENE), *Sées* (SEES), localisées sur la figure 5-3. Le réseau local est donc composé des trois stations de *Villerville* auxquelles s'ajoutent les quatre stations du RGP pour calculer au mieux la ligne de base. Déprez *et al.*, (2010) ont démontré que des résultats cohérents sont obtenus dès que le réseau comporte au minimum cinq stations et que si leur nombre est inférieur, aucun ajustement n'est apporté aux données brutes au cours du traitement.

Les écarts des valeurs des lignes de base obtenus sont inférieurs au millimètre. La précision de la longueur des lignes de base VLRH-VLRV et VLRB-VLRV est donc estimée à **0,5 mm** (Déprez, 2010).

5.2.4. Amplitude et variabilité des déplacements

Depuis 2008, les mesures topométriques et les observations de terrain se sont déroulées en période de *'calme'*, c'est-à-dire d'activité réduite des glissements, sans accélération majeure comme la dernière de 2001. Cependant, nous avons pu enregistrer des valeurs d'inclinaison ainsi que des déplacements significatifs des bornes-repères et stations GPS. Les valeurs des déplacements, hétérogènes, dans l'emprise des *'zones d'instabilité avérée'*, sont restituées à travers divers types de graphiques et de documents cartographiques représentant (Figure 5-7 et Figure 5-8) :

- l'inclinaison des bornes ;
- les déplacements en plan sous forme de vecteurs de composante planimétrique (direction X et Y) ;
- les déplacements horizontaux cumulés dans le temps (composante planimétrique X et Y) ;
- les déplacements verticaux (affaissements) cumulés dans le temps (composante Z) ;
- les vitesses moyennes annuelles….

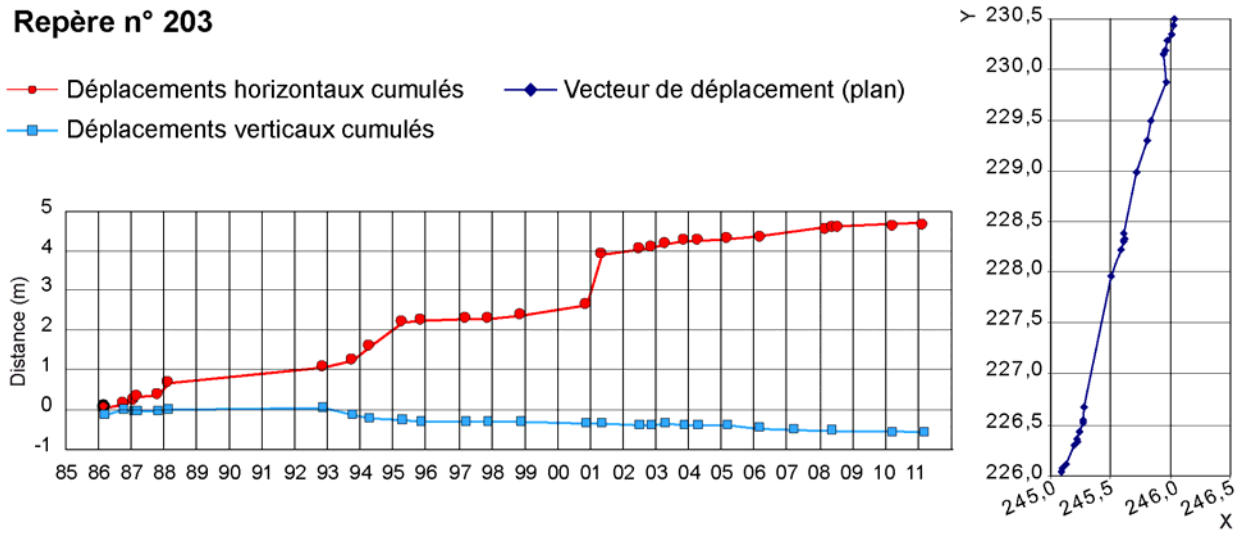


Figure 5-7. *Évolution des déplacements cumulés selon le temps et vecteur de déplacement (plan) du point 203 entre 1985 et 2011.*

La présentation et l'analyse des résultats seront conduites successivement pour la répartition spatiale, puis pour l'évolution temporelle, des déplacements enregistrés :

- *à court terme*, pendant cette thèse de doctorat entre le 2 avril 2008 et le 25 avril 2012, principalement pour le *Cirque des Graves*, étant donné qu'aux *Fosses du Macre,* seules deux bornes-repères sont implantées depuis seulement mars 2009 ;
- *à moyen terme*, en reprenant les résultats enregistrés pour certaines bornes depuis 1985 au *Cirque des Graves*, à *Villerville*, et entre novembre 1992 et mars 2005 aux *Fosses du Macre*, à *Cricqueboeuf* sur le réseau de la propriété '*Les Ecores'* devenu inaccessible.

Avant de procéder à cette analyse, nous pouvons illustrer l'apport de la mesure d'inclinaison des embases pour détecter des mouvements et nous aider à planifier les levés ponctuels réalisés au tachéomètre et/ou au GPS. Ces valeurs d'inclinaison sont plus ou moins significatives selon les bornes indiquant les différents compartiments qui subissent les basculements les plus importants. Par exemple, la borne 203 a subi un mouvement brusque en novembre 2008 (Figure 5-7). De même, la borne 65 a subi depuis 2002 une forte inclinaison vers le nord-ouest ce qui signifie que le panneau a largement basculé formant ainsi une contre pente significative.

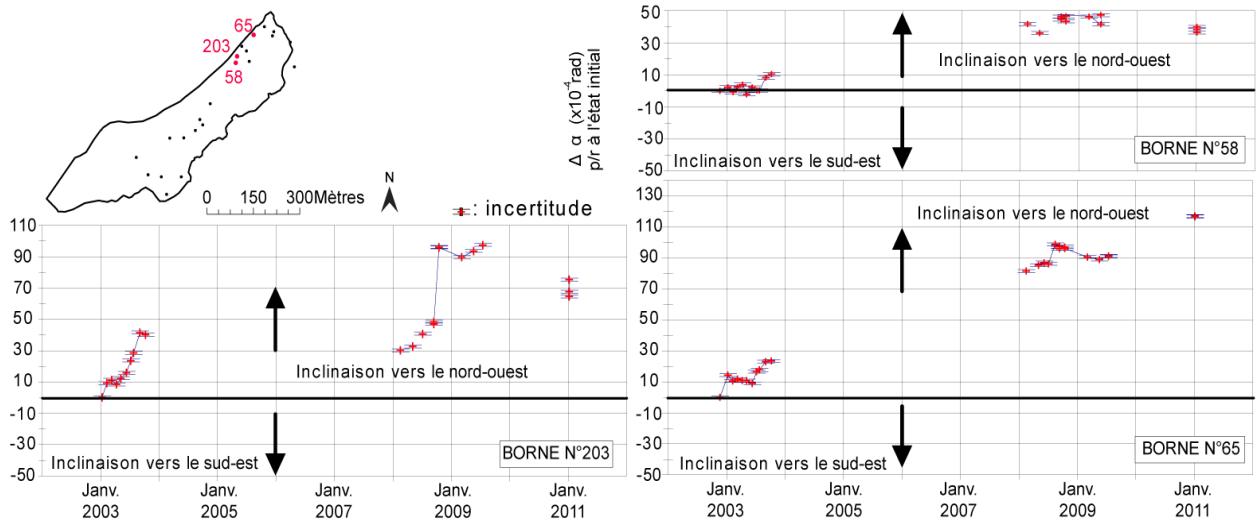


Figure 5-8. *Variation de l'inclinaison des bornes n°58, n°65 et n°203 entre 2003 et 2011.*

5.2.4.1. Répartition spatiale des déplacements de surface

L'analyse spatiale des mouvements mesurés repose principalement sur l'étude des vecteurs de déplacements définis à la surface. Chacun des vecteurs se caractérise par une direction X, Y (Figure 5-8), et une composante verticale (Z).

À court terme, sur la période du 2 avril 2008 et le 25 avril 2012, les résultats des différents levés (tachéométrie et GPS) montrent (Figure 5-9) :

- des *trajectoires* des différents repères vers le N-NW, qui sont conformes aux attentes, car bien orientées dans la direction de la plus forte pente ;
- des *déplacements cumulés* au *Cirque des Graves* relativement modérés mais compris dans un large spectre entre 4 cm (borne 43)et 46 cm (borne 404) pour une moyenne 13 cm et un écart type 10 cm ;
- une *grande variabilité spatiale* de ces déplacements d'un secteur à l'autre du glissement en relation avec les différentes unités morphologiques.

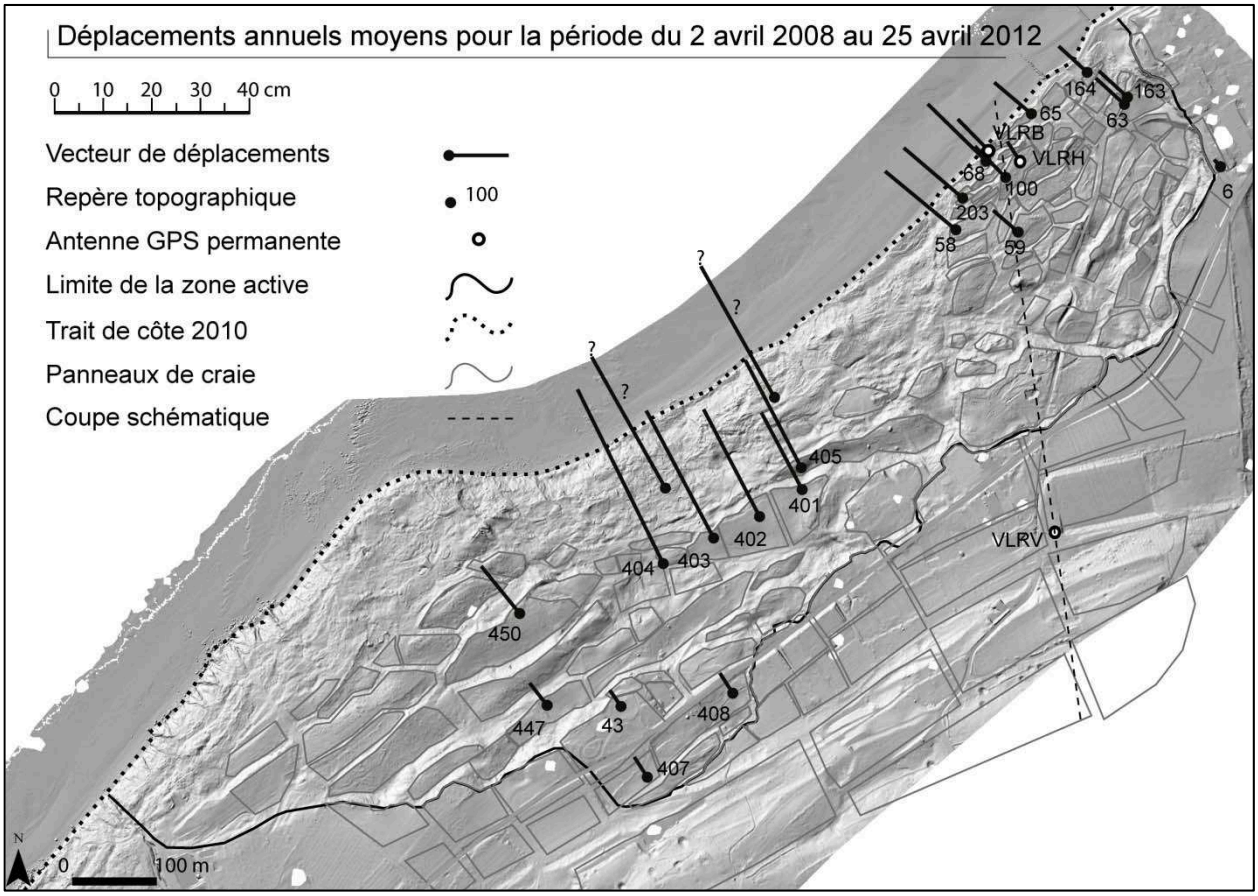


Figure 5-9. *Vecteurs déplacements mesurés au Cirque des Graves entre le 2 avril 2008 et le 25 avril 2012.*

Ainsi, dans le détail, la cinématique des déplacements sur la seule composante horizontale (le vecteur déplacement) peut être caractérisée comme suit :

- dans le *Parc des Graves*, des déplacements compris entre 7-8 cm (pour les bornes 59 ; 163 et 164 respectivement en amont et en bordure est du glissement) et 16 à 19 cm pour les bornes 203 ; 68 et 58 localisées en partie inférieure du versant. Dans ce même secteur, entre le 1er aout et le 31 aout 2012, les deux stations GPS enregistrent des déplacements totaux, de même ordre de grandeur, allant de 5 cm (VLRH) à 9 cm (VLRB) (Figure 5-15) ;
- au droit de la *Pointe du Heurt*, avec des déplacements compris entre 4-6 cm à l'amont à 10 cm à la borne 450 ;
- dans la partie centrale du glissement, des forts déplacements compris entre 18-25 cm (bornes 401 ; 402 et 405) et 30-46 cm (respectivement les bornes 403 et 404) ;

- à l'aval, de cette partie centrale, une zone affectée par des glissements superficiels et des coulées boueuses, avec des déplacements estimés (et non mesurés) supérieurs à plus de 2 m.

La composante verticale des déplacements est la plus difficile à mesurer par dGPS ; elle reste aujourd'hui la composante pour laquelle les résultats sont les moins précis. Par conséquent, pour évaluer les valeurs d'affaissement des différents repères, on s'intéressera principalement aux cumuls enregistrés depuis 2008 et non aux valeurs relatives des différences d'altitude entre chaque levé. Les déplacements verticaux les plus importants enregistrés à cette période concernent le repère 501 pour lequel l'affaissement atteint un cumul de 9 cm. Les valeurs les plus faibles concernent le repère 163 avec un affaissement total de seulement 7 mm.

Les études préalables (Maquaire, 1990) ont souligné l'importance des déplacements verticaux au niveau de l'escarpement principal ce qui explique la subsidence enregistrée au point 501 situé aux *Fosses du Macre* proche de la villa du *Clos Marin* où une fissuration importante du bâti est remarquable (Figure 5-10). Cependant les valeurs d'altitude enregistrées par dGPS restent très variables entre deux levés à quelques semaines d'intervalle, voire même à quelques minutes d'intervalle. Il est donc préférable d'exploiter ces données avec précaution et de privilégier les résultats obtenus par des méthodes d'acquisition plus précises, à partir notamment de stations GPS permanentes.

Figure 5-10. *Fracture mesurée à la ville du Clos Marin en 2009 et 2010.*

Les vitesses moyennes annuelles calculées sur cette même période du 2 avril 2008 au 25 avril 2012 sont indiquées et spatialisées sur la figure 5-11. Pour ce faire, il a été tenu compte de la morphologie et de la structure interne du glissement, et en particulier de l'existence des panneaux de craie qui structurent le glissement en différentes unités morphologiques décrites dans la deuxième partie du manuscrit (Lissak *et al*., 2010). En effet, il a été démontré que les déplacements mesurés d'une borne-repère implantée sur un panneau de craie, traduisaient le déplacement de l'ensemble du panneau limité, très souvent, à l'aval et à l'amont par un escarpement net (Maquaire, 1990). Ces panneaux peuvent se déplacer, différemment des uns des autres, et à des rythmes différents.

La vitesse moyenne annuelle rend mieux compte de la répartition spatiale de ces déplacements (Figure 5-11). Les vitesses croissantes de l'amont vers l'aval s'organisent en bandes plus ou moins concentriques au dessus du '*noyau médian'* correspondant au secteur affecté par les glissements superficiels et les coulées boueuses, ayant probablement des vitesses moyennes supérieures à 50 $cm.an^{-1}$. Juste au dessus de ce 'noyau', les vitesses sont comprises entre 7 et 12 $cm.an^{-1}$ (borne 404 avec une valeur supérieure à 11,3 cm par an). Ensuite, une large bande regroupe des déplacements compris entre 7 à 1,5 $cm.an^{-1}$. Enfin, la partie amont jusqu'à l'escarpement principal présente des vitesses très faibles et inférieures ou égales à 1,5 $cm.an^{-1}$ (Figure 5-12). Cette répartition des vitesses moyennes correspond assez bien à celle proposée par Maquaire (1990) pour des déplacements plus importants mesurés en période '*active*' intégrant la crise de 1988 : la différence étant liée aux gammes de vitesses qui s'échelonnaient entre 5 à 50 cm par an.

Notons qu'en l'absence de bornes de mesures (partie amont du *Parc des Graves*, …), l'examen attentif du terrain, principalement au droit des chemins, n'a pas révélé d'indices d'instabilité, sauf le long de la RD 513 avec les deux secteurs soumis à une '*subsidence quasi-permanente'*. Ces valeurs de subsidence seront présentées en même temps que l'historique de l'évolution de l'escarpement principal sur le long terme (Chapitre 6).

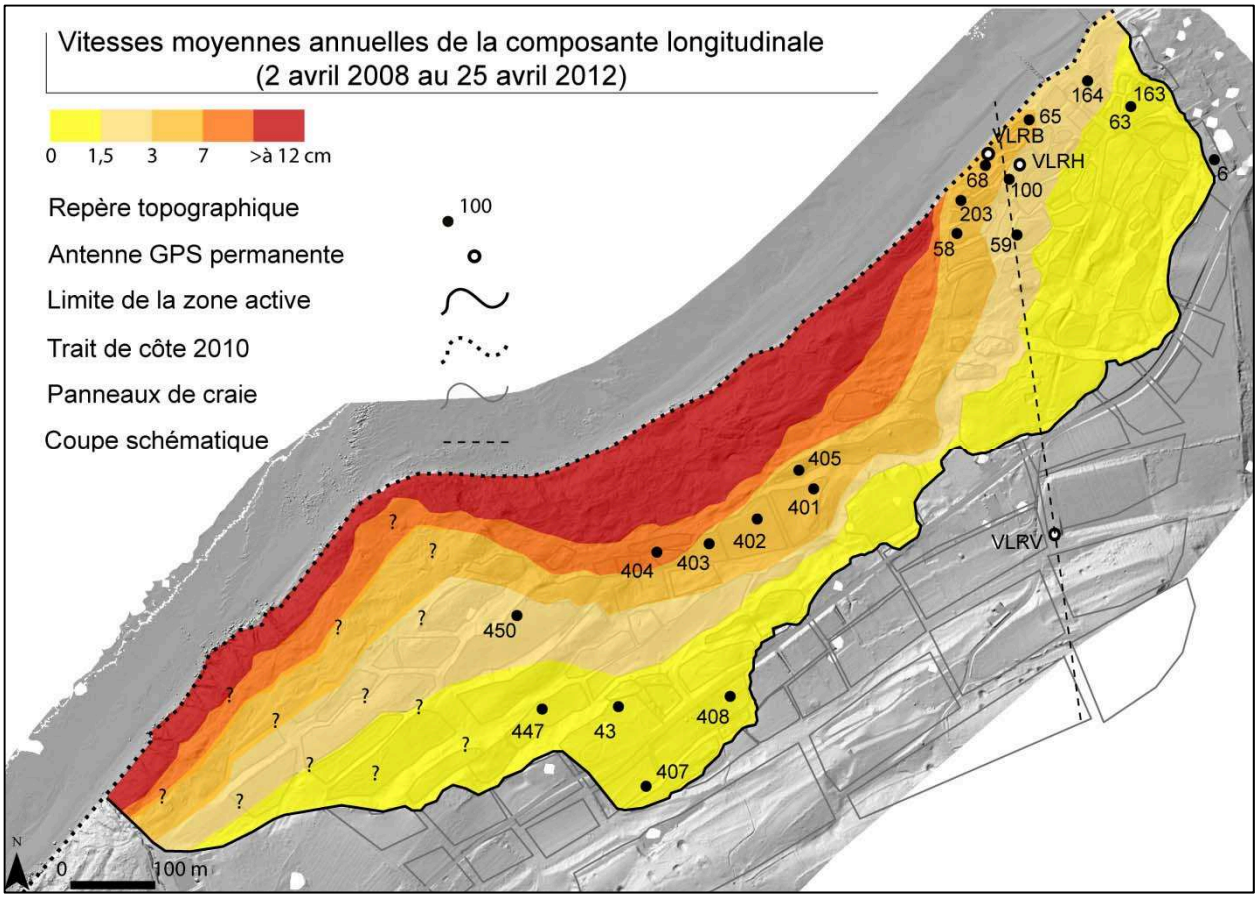


Figure 5-11. *Vitesses moyennes annuelles des déplacements mesurés au Cirque des Graves entre le 2 avril 2008 et le 25 avril 2012.*

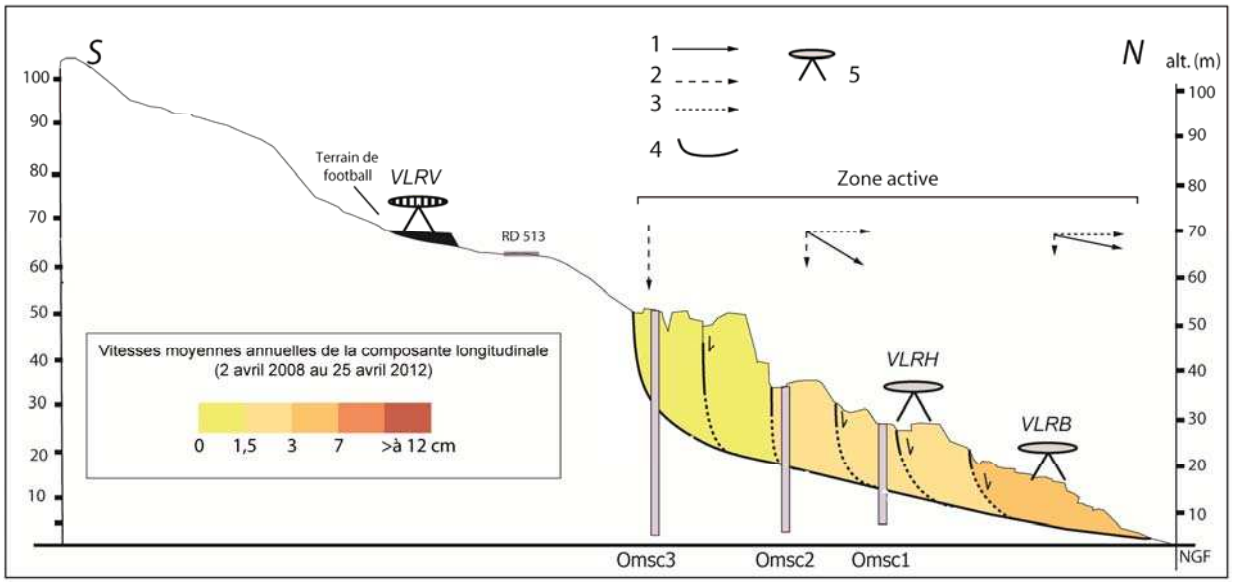


Figure 5-12. *Répartition des vitesses moyennes des déplacements de surface selon une coupe schématique (tracé de la coupe sur la figure 5-1).*

A moyen terme, il apparaît intéressant de donner les ordres de grandeur des déplacements mesurés sur les quelques bornes-repères du réseau de surveillance initial qui ont subsisté entre 1985 et 2012, les bornes 68, 58, 203, 65, 59 et 63 pour le *Parc des Graves*, et les douze bornes du réseau des *Fosses du Macre* entre novembre 1992 et mars 2005 (Figure 5-14).

Pour le *Parc des Graves*, l'analyse des courbes des déplacements cumulés en fonction du temps (Figure 5-13) permet de montrer plusieurs spécificités de la cinématique de ce glissement, en dehors des crises majeures qui sont bien marquées sur les courbes, et que l'on analysera par la suite. Ainsi, il ressort des spécificités, déjà mises en évidence précédemment pour les déplacements *court terme*, à savoir :

- des *déplacements cumulés* compris dans un large spectre entre 8,20 m (borne 68) au pied du versant et 0,90 m (borne 63) en limite est du glissement ;
- une *grande variabilité spatiale* de ces déplacements en relation avec les différentes unités morphologiques ;
- des *déplacements qui décroissent* de l'aval vers l'amont, confirmant une évolution *'régressive'* avec un *'amortissement'* des déplacements vers l'amont.

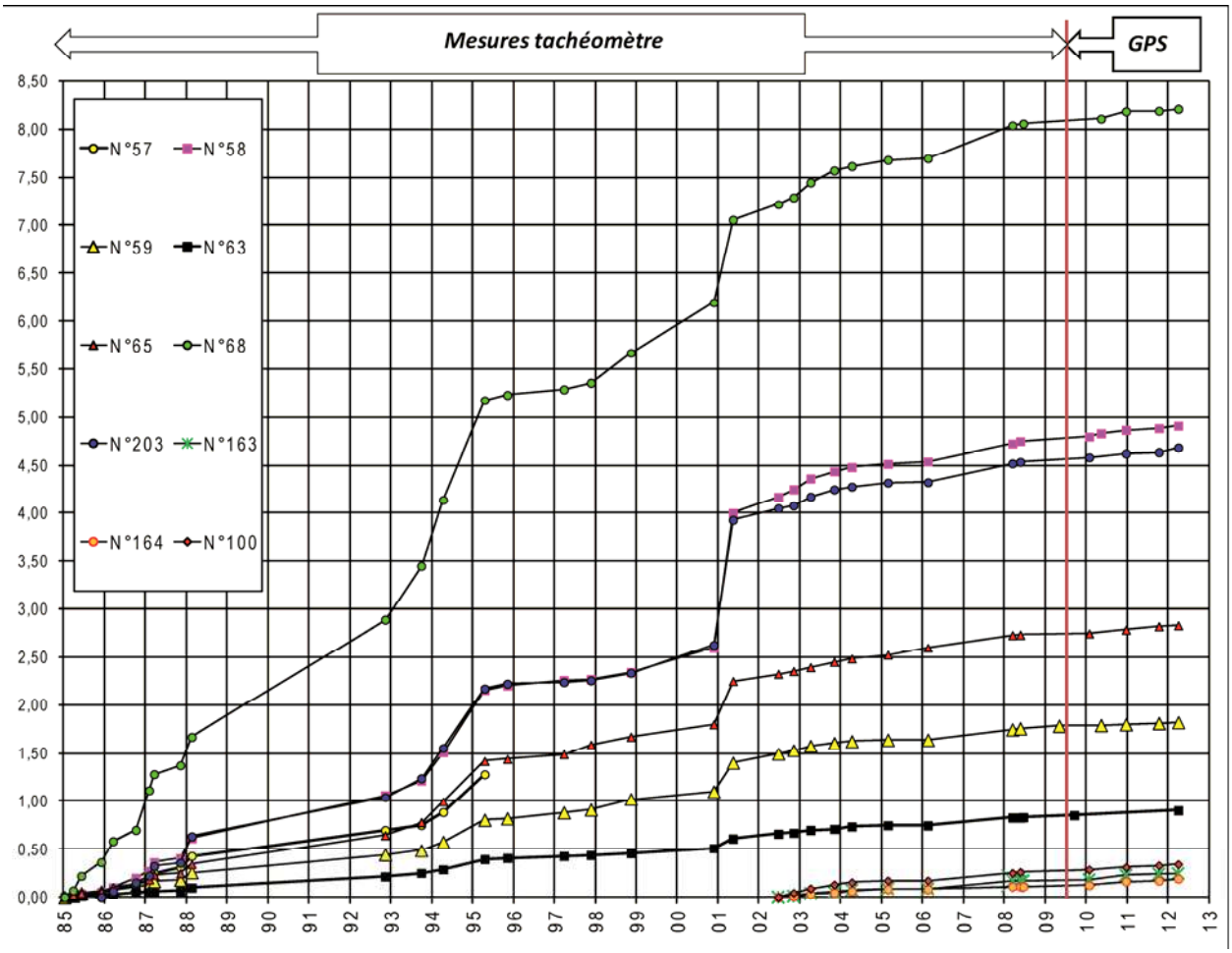


Figure 5-13. *Déplacements cumulés mesurés depuis 1985 dans le secteur est du Cirque des Graves (secteur du Parc des Graves, ancien camping).*

Pour les *Fosses du Macre,* les déplacements cumulés s'échelonnent sur une douzaine d'années de 8,70 m (borne 7) à 4,50 m (borne 11). Des nuances doivent être apportées par rapport aux commentaires précédemment. En effet, contrairement, à ce qui a été observé aux *Parc des Graves*, s'il existe aussi ici *grande variabilité spatiale* de ces déplacements en relation avec les différentes unités morphologiques, il est montré que le compartiment '*médian*' (bornes 4 ; 9 ; 6 et 7) s'est déplacé plus que le compartiment *'basal'* (bornes 10 ; 11, 12 et 130). Ceci s'explique par l'importance des fractures ouvertes existantes entre ces deux compartiments au début de la surveillance en 1992. Avec la crise de 2001, le compartiment *'médian'* s'est rapproché jusqu'à *'pousser'* le compartiment *'basal'*. Par la suite, pour l'ensemble des bornes les déplacements sont de mêmes ordres de grandeur et de quelques centimètres par an.

5.2.4.2. Variabilité temporelle des déplacements

On poursuit l'analyse de ces résultats en s'intéressant maintenant à leurs variabilités temporelles. Contrairement à l'analyse de la répartition spatiale, nous choisissons d'analyser d'abord ces déplacements sur le *'moyen terme'* pour finir sur le *'court terme'* et en particulier, sur l'apport des données de déplacements mesurés en continu par GPS.

Dans ce mémoire de thèse, les crises majeures ont été décrites sur les aspects 'événementiels', les conséquences, etc. Depuis la mise en place du réseau de surveillance fin 1984, des valeurs de déplacements ont pu être mesurées, avant, pendant et après les trois accélérations majeures (crises) de 1988, 1995 et 2001. Sur ces courbes de déplacement (Figure 5-13 et Figure 5-14), les phases d'augmentation progressive des déplacements (précurseurs des accélérations *'brutales'* et *'brusques'*), puis les phases d'amortissement *'post crises'* peuvent être observées. Il est ainsi possible de distinguer le *'bruit de fond'* qui correspond, d'une certaine manière, à l'activité ou inactivité des glissements, à savoir, si les crises incluant leurs deux phases (préparatoire et amortissement), sont suivies par une phase de *'dormance'* ou de *'stabilité'* (au sens donné par Varnes (1978), ou bien si les déplacements sont *'continus de type fluage lent'* mais persistant.

À cette échelle temporelle sur cette longue période, et à cette résolution (mesures ponctuelles plus ou moins espacées), il est possible de seulement observer :

- pour chacune des *crises*, des valeurs de déplacements mesurés très variables atteignant des valeurs décimétriques à pluri-métriques ;
- pour les *périodes inter-crises*, aucun palier ne traduit une réelle stabilité durable ; les courbes présentant une pente, assez faible traduisant des déplacements moyens de plusieurs centimètres par années.

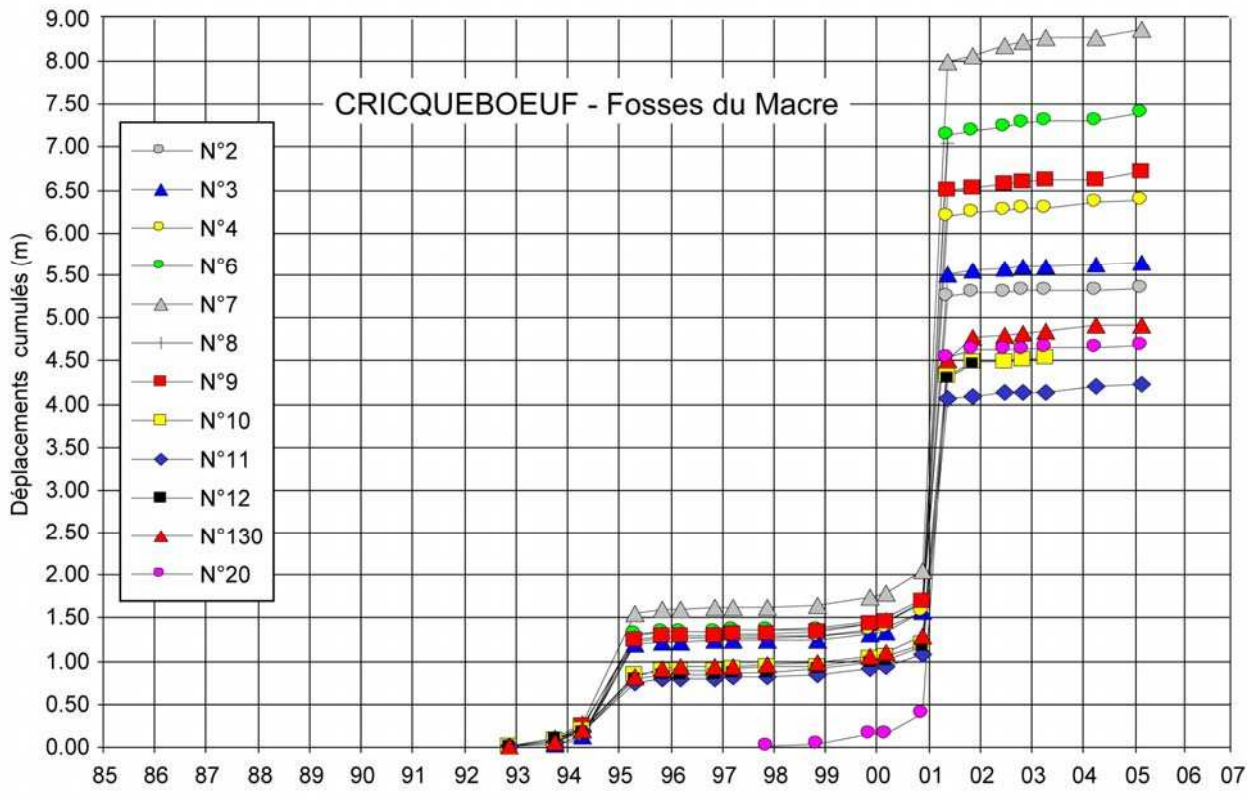


Figure 5-14. *Déplacements cumulés mesurés entre novembre 1992 et mars 2005 aux Fosses du Macre.*

Les informations issues de l'enregistrement en continu des déplacements par les deux stations GPS vont permettent de préciser ces points. Il s'agit pour le moment d'étudier l'évolution des déplacements grâce aux mesures des lignes de base entre les trois stations depuis août 2009. Les longueurs des lignes de base sont représentées sous forme graphique à la figure 5-15. Ces variations de longueurs de base au cours du temps permettent d'accéder indirectement aux déplacements cumulés.

Depuis leur mise en place au *Parc des Graves*, les stations VLRH et VLRB ont progressé vers l'aval au rythme de quelques centimètres par an. Au total, entre le 1er août 2009 et le 31 août 2012, la station VLRB a parcouru **90 mm** et la station VLRH **47 mm**. L'activité saisonnière du glissement se manifeste par des décrochements progressifs de quelques millimètres par jour, ou de quelques centimètres durant les phases les plus actives (maximum 4 cm enregistrés).

L'évolution des lignes de base des deux stations est discontinue. Les périodes d'activité sont plus nettes et de plus fortes amplitudes pour la station VLRB alors que la station VLRH enregistre une activité plus modérée. Comme le montre la figure 5-15, l'évolution est marquée par *trois 'phases d'accélération'* de plusieurs mois séparées par des *périodes de 'dormance'* ou de *'stabilité'* de plusieurs mois également. La **première phase d'accélération** est enregistrée entre le 10 et le 11 décembre 2009 et s'atténue entre le 5 et le 13 mai 2010 pour les deux récepteurs avec 53 mm pour la station VLRB et 23 mm pour la station VLRH.

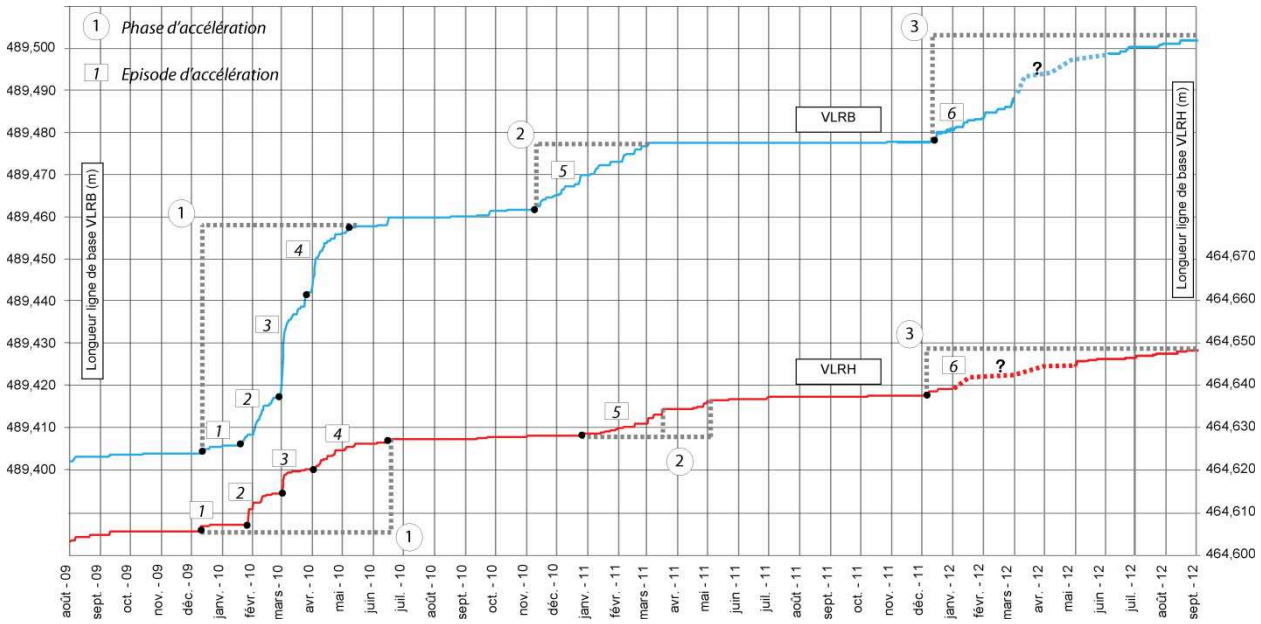


Figure 5-15. *Longueurs des lignes de base VLRH-VLRV et VLRB-VLRV enregistrées entre le 1er août 2009 et le 31 août 2012.*

La **seconde phase** démarre vers le 9 novembre 2010 pour la station VLRB et le 24 décembre pour la station VLRH. Elle s'atténue à partir du 2 mars 2011 pour la station VLRB et du 16 mars pour la station VLRH. Au total les déplacements atteignent 15 mm pour la station VLRB et 8 mm pour la station VLRH. Enfin une **troisième phase**, s'amorce le 6 et le 8 décembre 2011 pour sembler se terminer au cours du mois d'août 2012 pour la station VLRB, alors que les déplacements faibles mais continus semblent se poursuivent pour la station VLRH (déplacements de l'ordre de 20 mm pour la station VLRB et d'au moins 10 mm pour la station VLRH. Au premier regard, les tendances des deux récepteurs sont similaires, mais un *'déphasage temporel'* dans la mise en mouvement des deux stations est évident. Leur comportement est ainsi différencié par :

- le nombre d'épisodes enregistrés au cours des phases d'accélération ;
- la date du déclenchement de l'accélération et sa durée ;
- l'amplitude de l'épisode.

Afin d'étudier plus précisément les variations saisonnières de cette cinématique et d'évaluer les décalages entre les deux stations, prenons l'exemple de l'année 2010 (Figure 5-15) qui enregistre la plus forte activité depuis la mise en place des stations en août 2009. Cette période peut être découpée en quatre épisodes distincts (Tableau 5-2) qui diffèrent entre les deux récepteurs. Chaque épisode est caractérisé, dans un premier temps, par une accélération forte pluri-centimétriques suivie, d'un léger ralentissement de l'activité avec des déplacements millimétriques. L'épisode le plus important est enregistré entre le 27 février 2010 et le 20 mars 2010. Cet épisode se décompose en deux étapes ; avec une accélération 'rapide' de 16 mm en cinq jours. Après l'activité diminue avec 6 mm en seize jours pour finalement s'arrêter durant quatre jours, jusqu'au prochain épisode. Ce schéma est approximativement le même pour l'épisode du

30 mars 2010 au 6 mai 2010 avec 11 mm de parcouru en onze jours, dans un premier temps, et 7 mm en trente et un jours, dans un deuxième temps (Tableau 5-2).

Les enregistrements journaliers mettent en avant une cinématique légèrement différente entre les deux stations GPS, avec une activité plus soutenue à la station VLRB avec des épisodes d'accélération plus longs, plus importants et plus précoces. Ces observations confirment qu'il s'agit d'un glissement dont la dynamique est régressive vers l'amont avec une dynamique marquée par un déphasage temporel dans la mise en mouvement des compartiments du glissement au cours des épisodes. **Les délais entre les stations varient entre 1 et 4 jours pour les différents épisodes** (Tableau 5-2). Alors que les délais pour le démarrage des périodes d'activité peuvent être plus importants. C'est par exemple le cas lors de la seconde période 'd'accélération' de novembre 2010 avec 20 jours de décalage.

En dehors des périodes d'accélération et parfois entre deux petits épisodes, les deux stations enregistrent des déplacements très 'faibles' avec un *fluage quasi-continu* ou bien montrent une véritable phase de '*quasi-stabilité*'. Comme par exemple entre la phase 1 et la phase 2, les stations VLRH et VLRB qui enregistrent un déplacement de seulement 2 mm en respectivement 192 jours entre juin et novembre 2010 et en 146 jours en juin et décembre 2010. L'année 2011 montre également une période de quasi-stabilité pour les deux stations.

		VLRB		***VLRH***	
		Date	***Déplacement (mm)***	***Date***	***Déplacement (mm)***
Première période d'accélération	***Épisode 1***	*11/12/09 → 19/01/10*	*2*	*11/12/10 → 20 /12/09*	*1*
	Épisode 2	*19/01/10 → 20/02/10*	*11*	*24/01/10 → 19/02/10*	*7*
	Épisode 3	*27/02/10 → 04/03/10*	*16*	*28/02/10 → 4/03/10*	*5*
	(ralentissement de l'épisode 3)	*4/03/10 → 24/03/10*	*6*	/	/
	Épisode 4	*24/03/10 → 05/04/10*	*11*	/	/
	(ralentissement de l'épisode 4)	*05/04/10 → 06/05/10*	*7*	*04/04/10 → 13/05/10*	*5*
Seconde période d'accélération	***Épisode 5***	*09/11/10 → 02/03/11*	*15*	*24/12/10 → 16/03/11*	*8*
Troisième période d'accélération	***Épisode 6***	*15/12/11 → 08/07/12*	*20*	*06/12/11 → ?*	*> 10*

Tableau 5-2*. Accélérations saisonnières enregistrées entre 2010 et 2012 pour les stations VLRH et VLRB.*

5.2.5. Synthèse et conclusion sur les mesures de déplacements de surface

La surveillance des déformations et déplacements de surface a permis de préciser la cinématique du versant pour la répartition spatiale et la variabilité temporelle. L'utilisation de la nivelle a permis de détecter les mouvements imperceptibles à l'œil. L'utilisation conjointe du distancemètre et du dGPS permet d'obtenir des mesures cinématiques précises dont les résolutions centimétriques et infra centimétriques sont du même ordre de grandeur que celles des études similaires sur les mouvements de terrain employant certaines de ces techniques (Malet *et al.*, 2002b). Cette approche méthodologique quantitative, notamment grâce à l'observation des déformations en continu, est adéquate pour les instabilités dont l'activité est très réduite comme au *Cirque des Graves*. La conjugaison de campagnes ponctuelles et de mesures en continu est cependant nécessaire pour mettre en avant l'hétérogénéité spatiale et temporelle des champs de déplacement et pour souligner le compartimentage du glissement en diverses unités morphodynamiques marquées par des vecteurs de déplacements cumulés dont la composante majeure est soit horizontale soit verticale, et de confirmer le mouvement régressif vers l'amont du glissement.

Pour ce qui concerne spécifiquement les méthodes de positionnement par dGPS, rappelons que l'une des contraintes majeures des méthodes optiques traditionnelles résidait dans la nécessité de travailler sur des lignes de base courtes et d'avoir une visibilité directe entre les stations. Sous réserve de l'absence d'une couverture arborée dense, ces contraintes sont dorénavant affranchies par les outils GPS qui permettent de prospecter des espaces plus vastes, plus rapidement. Les méthodes GPS, par campagnes répétées, par rapport aux méthodes optiques traditionnelles sont avantageuses car elle permettent d'acquérir un grand nombre de données très rapidement, pour un coût relativement faible (Malet *et al.,* 2002b) et sans contrainte météorologique ; bien que la couverture nuageuse peut parfois influencer la qualité du signal (Gili *et al.,* 2000). Aussi, cette difficulté fait que l'utilisation du GPS ne peut être une alternative totale aux méthodes de positionnement traditionnelles. D'autant plus que la qualité des données dépend en partie du nombre de satellites et de leur géométrie (le PDOP). La configuration du site présente de nombreux obstacles topographiques qui peuvent constituer des masques limitant la réception des signaux en provoquant des multi trajets (Malet *et al*., 2000). La durée des sessions, initialement prévue à 17 minutes pour chaque borne, a souvent été augmentée pour être certain d'obtenir le meilleur résultat possible, notamment du fait de la disparition et réapparition régulière des signaux satellitaires, ou de la perte total de signal qui entraine une initialisation du récepteur (en post traitement, l'initialisation peut prendre 8 à 10 minutes). Une autre difficulté réside dans la présence d'un couvert végétal dense qui engendre des erreurs de calcul de positionnement, car le signal est régulièrement perturbé ce qui limite donc l'étendue des prospections (Corominas *et al*., 1999 ; Gili *et al*., 2000 ; Baldi *et al.,* 2008). Ainsi les bornes 405 et 406, largement couvertes par la végétation arbustive, présentent plusieurs levés non exploitables avec des résultats erronés.

Dans le cadre d'observation de mouvements de terrain soumis à des déplacements de faible amplitude, l'utilisation de récepteurs GPS permanents apparait être une bonne alternative pour apprécier au mieux les moindres accélérations saisonnières et analyser la cinématique du glissement en réponse aux facteurs de déclenchement (Gili *et al.,* 2000 ; Ayalew *et al.,* 2005). L'observation en continu en plusieurs points du glissement permet donc de mettre en évidence, grâce à une très haute précision de données, le déphasage dans la mise en mouvements des différentes unités du glissement et d'observer des déplacements en dehors des accélérations ; ce qui était impossible avec des mesures ponctuelles. Cependant l'installation '*pérenne*' de stations GPS permanentes disposant d'une transmission des données journalières, … reste encore très coûteuse dès lors que l'on souhaite multiplier les points de mesure. Il est donc nécessaire d'implanter les stations sur des points stratégiques représentatifs du comportement du glissement.

5.3. Caractérisation de la cinématique des déplacements en profondeur

5.3.1. Les techniques d'observation en profondeur

Les auscultations géodésiques permettant d'étudier les déformations de surface sont généralement complétées par l'observation des déformations en profondeur. Ces dernières s'effectuent le plus couramment grâce à l'utilisation de tubes inclinométriques plus ou moins profonds implantés de part et d'autre du glissement (Chapitre 3). Selon l'intensité du phénomène étudié, les prospections s'organisent ponctuellement avec des campagnes de mesure plus ou moins rapprochées, ou en continu, en employant différents types de capteurs électroniques implantés soit dans les tubes inclinométriques (Flentje & Chawdhury, 2005), soit directement dans le sous-sol (Garcia *et al*., 2010). Ces derniers ont comme avantage de pouvoir mesurer les moindres déplacements soit de façon directe en mesurant une inclinaison, une déformation… soit de façon indirecte par des mesures de contraintes, de pressions interstitielles…, c'est à dire des paramètres essentiels à la compréhension de la mise en mouvement des instabilités de versant (Ayalew *et al*., 2000). Ces prospections menées dans le '*corps instable*' permettent de définir la profondeur de la surface de rupture principale du glissement, grâce aux dispositifs les plus profonds, et de différencier les couches de subsurface en fonction des déformations qu'elles engendrent.

5.3.2. Techniques d'investigation discontinues

5.3.2.1. Le réseau de surveillance et l'acquisition des données

Comme précisé précédemment, la technique la plus couramment employée pour étudier l'évolution d'un versant en subsurface et profondeur consiste à utiliser des tubes inclinométriques dispersés de part et d'autre du glissement. Le dispositif exploité a été présenté, dans la sous-section 3.4.2.5 du chapitre 3.

Différents tableaux présentés dans le chapitre 3 résument la configuration des différents forages équipés d'inclinomètres en précisant leur date d'installation, l'auteur des travaux de mise en place, ou encore la profondeur de l'ancrage des dispositifs. Rappelons néanmoins qu'au seul *Cirque des Graves*, trois tubes inclinométriques ont été installés en 1978 puis trois autres en 1986 ancrés jusque dans les grès stables. Au terme de trois années de mesures, les trois inclinomètres ont été détruits par l'activité du glissement. En 2006, cinq tubes inclinométriques ont été implantés dans le cadre d'une étude géotechnique. Enfin durant ces travaux de thèse, entre 2009 et 2011 trois inclinomètres ont été mis en place à faible profondeur (Tableau 3-1 et 3-3). Actuellement, le *Cirque des Graves* bénéficie d'un dispositif de surveillance inclinométrique composé des forages I1, I2, I4, I5, lcpcSD4, lcpcSD5 et C1. En parallèle, le positionnement des têtes de forage sont levés par dGPS afin de déterminer les déplacements en surface. Étant donné que la fréquence des relevés dépend de l'intensité du phénomène observé, un seul levé par an est effectué. Les premières identifications en profondeur des surfaces de glissement ont été effectuées par le *CETE de Rouen* dès 1978 dans le *Cirque des Graves*. Les différentes études menées depuis lors ont permis d'identifier d'autres surfaces de glissement de part et d'autre du *Cirque des Graves*. L'outil de mesure ayant changé entre 2006 (les dernières mesures) et 2009 (la reprise des mesures), les levés réalisés dans les sondages I1 à I5 entre ces deux années ne peuvent être comparés qu'avec précaution.

5.3.2.2. Résultats

Plusieurs hypothèses de profondeur et de degrés de courbure ont été envisagées pour la surface de glissement des deux cirques. Les observations réalisées au *Cirque des Graves* mettent en évidence une surface de rupture comprises entre -14,30 et -23 m pour les plus profondes et d'autres en -1,50 m et -7 m. Le long d'un même dispositif, plusieurs variations d'angles ont été mesurées en 1986, notamment dans le tube inclinométrique Om_SC1. Ces différents degrés de déformation permettent de mettre en avant des vitesses de déplacements différentes entre les parties inférieures et supérieures du versant (Maquaire, 1990). Selon le dispositif les déformations sont plus ou moins marquées, avec comme étape finale la cassure nette du tube inclinométrique, comme ce fut le cas pour la plupart des tubes en 1986. Actuellement, pour les sept inclinomètres disponibles, nous mesurons d'avantage de variations d'angle de faible amplitude liée à une activité plus modérée du glissement du *Cirque des Graves* que dans les années 1986. On note cependant une importante déformation du tubes à 8 m de profondeur pour l'inclinomètre I1, et -15 m pour l'inclinomètre I2, et -11,50 m pour I5, en avril 2010. Actuellement les valeurs de déplacements du *Cirque des Graves* restent modérées. Nous considérons alors que la profondeur mesurée en 1986 de la surface de glissement est à peu près la même aujourd'hui et que les grès limitent en profondeur sa propagation.

5.3.3. Techniques d'investigations continues

5.3.3.1. Le réseau de surveillance et l'acquisition des données

Le *Cirque des Graves* est équipé depuis juillet 2010 de quatre capteurs multi-paramètres, implantés dans le forage C3 (A1 à A4 ; Lissak *et al.*, 2010 ; Peters *et al.*, 2010), qui permettent de mesurer les déformations du sous-sol à faible profondeur. Ces capteurs ont été présentés précédemment dans le chapitre 3 car chacun enregistre plusieurs paramètres essentiels dans la détermination de la stabilité des versants (Peters & van der Vliet, 2009) en **mesurant simultanément :**

- des valeurs d'inclinaison, afin de détecter des mouvements dans les couches superficielles ;
- des mesures de température du sol utilisées comme indicateurs de l'humidité du sol, de flux souterrains ;
- des mesures de pression interstitielle qui contribuent à évaluer les conditions de formation de surfaces de rupture de glissement.

Ces capteurs, positionnés à différentes profondeurs, subissent des rotations qui sont mesurées dans deux directions (X, Y). Les mesures sont converties en degrés d'angle frontal (dF) et d'angle latéral (dS). La mesure d'angle présentée ci-dessous correspond à la combinaison de ces deux mesures. L'inclinaison de chaque capteur est alors exprimée en degrés avec une précision de 0,02°. Les données sont enregistrées au pas de temps horaire et accessibles par application web (*Data Panel*) grâce à une solution automatique élaborée dans le cadre de la mise en place d'un système d'alerte en temps réel (Peters *et al.*, 2010).

5.3.3.2. Résultats

Les mesures d'inclinaison réalisées entre juillet 2010 et avril 2012 (Figure 5-16 et 5-17) proposent des résultats intéressants, notamment pour les capteurs les plus profonds A4, A3 et A2. La représentation graphique de l'évolution temporelle de l'inclinaison frontale (Figure 5-16) et de la position relative des quatre capteurs depuis leur mise en place mettent en exergue une légère différence entre les couches les plus superficielles et les couches sous-jacentes. D'après la figure 5-16, le capteur A1 enregistre peu de déformations depuis sa mise en place, alors que les capteurs A2 et A3 adoptent un comportement similaire marqué par d'importantes variations annuelles. Les deux capteurs semblent cependant s'incliner à l'opposé l'un de l'autre avec un capteur A3 qui s'incline vers le nord. La figure 5-17 met également en évidence la tendance à s'incliner du capteur A2. Celui-ci enregistre les valeurs d'inclinaison globale (angle frontal + latéral), les plus importantes depuis sa mise en place, avec un changement de 1,81° alors que le capteur A1 la plus faible avec une variation de 0,64°.

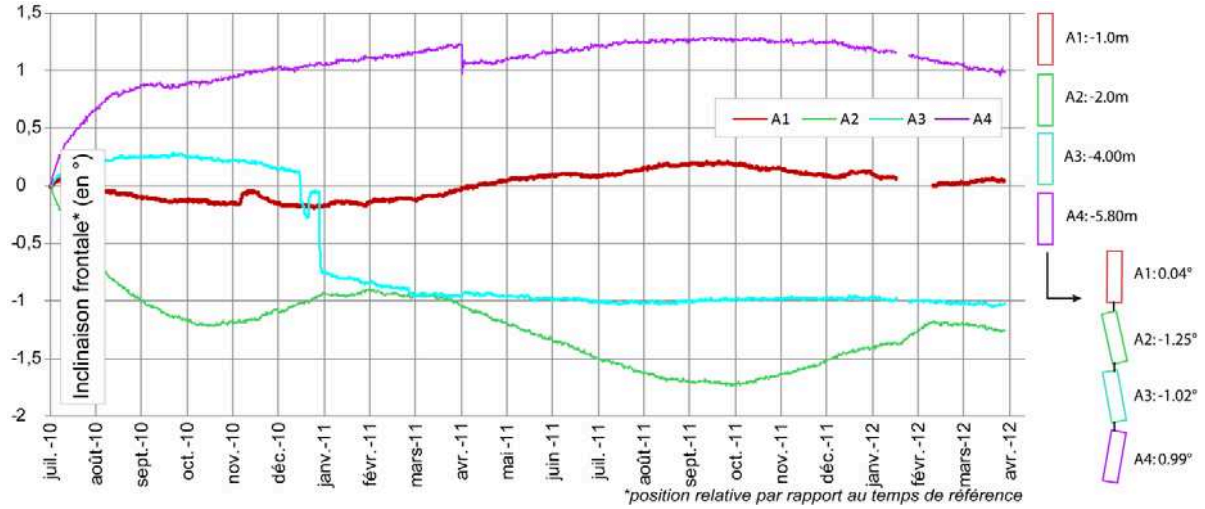


Figure 5-16. *Valeurs d'inclinaisons frontales enregistrées par les capteurs Geobeads entre juillet 2010 et avril 2012.*

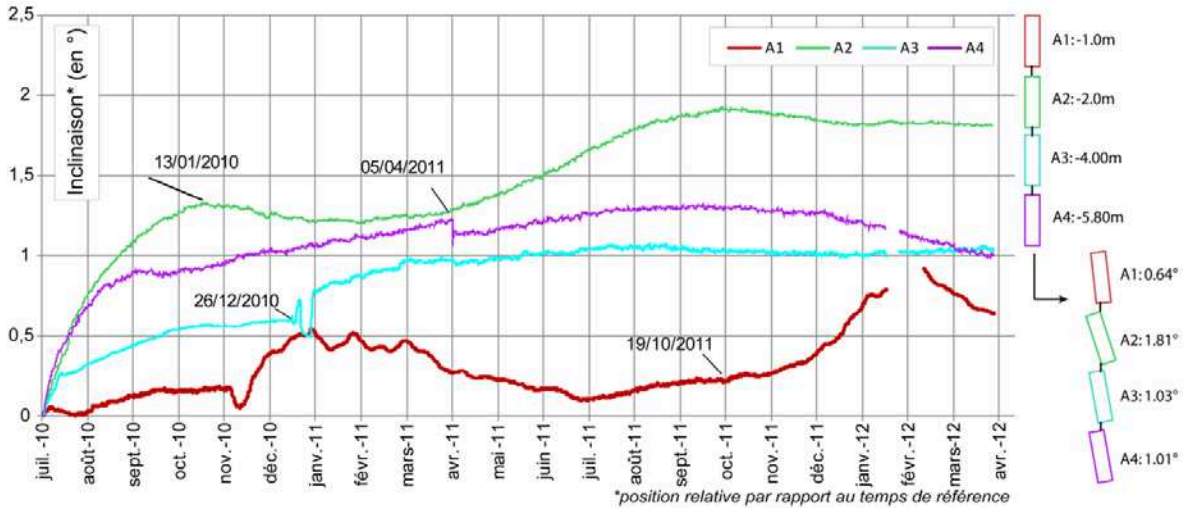


Figure 5-17. *Valeurs d'inclinaisons globales enregistrées par les capteurs Geobeads entre juillet 2010 et avril 2012.*

5.3.4. Conclusion sur les mesures des déplacements en profondeur

Pour mesurer des déplacements en profondeur, l'implantation d'inclinomètres reste aujourd'hui l'approche la plus courante car elle reste fiable, précise et adaptée pour de nombreuses configurations de mouvements de versant. Cependant, la mise en place du dispositif peut être parfois onéreuse et complexe en raison de l'accessibilité des terrains escarpés, peu propices à l'accès des foreuses pour mettre en place ces tubes. Des capteurs inclinométriques permanents permettraient une surveillance en continu avec des données de haute précision de l'ordre millimétrique (Arnhardt *et al.,* 2007). Depuis 2010, des capteurs multi-paramètres, qui sont en phase expérimentale, complètent les levés inclinométriques, et fournissent des données complémentaires enregistrées au même endroit et au même moment, ce qui facilite ensuite l'analyse conjointe de ces données pour préciser et comprendre le comportement du glissement.

5.4. Conclusion du chapitre 5

La surveillance des déformations et déplacements de surface et en profondeur a permis de préciser la cinématique du versant sur son volet répartition spatiale et sur son aspect variabilité temporelle. L'emboîtement des échelles et des méthodes de surveillance permet de mettre en évidence l'activité des glissements :

- à '*moyen terme'* et à '*faible résolution temporelle'* sur 27 années sur plusieurs points '*inégalement*' répartis dans les zones instables, avec des phases d'accélération (crises) et des phases de 'calme relatif' ;
- à '*court terme'*, mais à '*haute résolution temporelle'*, sur seulement 3 années sur quelques points de mesure, grâce à l'installation de stations GPS permanentes et de sondes multi-capteurs à différentes profondeurs dans le corps du glissement, avec la détection précise des phases d'augmentation progressive des déplacements (précurseurs des accélérations), puis les phases d'amortissement '*post crises'*.

Ainsi, il est possible de distinguer un certain '*bruit de fond'* qui correspond à des déplacements très '*faibles*' avec un *fluage quasi-continu* ou bien de distinguer une véritable phase de '*quasi-stabilité'* sur plusieurs mois. Au final, d'un point de vue de leur activité, cette surveillance confirme que ces glissements peuvent être considérés comme des glissements 'actifs' (qui connaissent des déplacements significatifs durant l'année) mais avec des déphasages temporels d'un point à l'autre du versant. Dans le détail, ils peuvent connaître des 'courtes' périodes '*dormance*' ou de '*stabilité'*.

La répartition spatiale met en évidence une *grande variabilité spatiale* de ces déplacements d'un secteur à l'autre du glissement en relation avec la morphologie et la structure interne du glissement, et en particulier de l'existence des panneaux de craie qui structurent le glissement en différentes unités morphologiques. Les vitesses croissantes de l'amont vers l'aval s'organisent en bandes plus ou moins concentriques au dessus du '*noyau médian'* correspondant au secteur affecté par les glissements superficiels et les coulées boueuses.

Nous allons pouvoir comparer et compléter ces résultats en tenant compte de la cinématique historique et contemporaine sur le '*long terme'* (Chapitre 6), et rechercher les relations entre les déplacements et les forçages dans le chapitre 7.

CHAPITRE 6. CARACTÉRISTISATION DE LA CINEMATIQUE DU VERSANT A 'LONG TERME'

6.1. Introduction

L'objectif de ce chapitre est de reconstituer l'évolution des glissements des *Fosses du Macre* et du *Cirque des Graves* et de proposer une méthodologie reproductible permettant d'étudier la cinématique des versants sur le *'long terme'*, intégrant une période historique (1800-1985) et une période contemporaine (1985-2011) à partir de données géospatiales multi-sources disponibles sur la période 1808-2010 (Lissak *et al.*, in press). L'analyse est à différencier des investigations de terrain (Chapitre 6) qui ont permis de mesurer précisément la cinématique à '*court et moyen terme'* de ces glissements. La spatialisation de l'information cinématique, sur des périodes de temps longues, est alors fondée sur des documents cartographiques et photographiques tels que des plans cadastraux, des planches topographiques précises, et des photographies aériennes. L'analyse concerne le versant du *Cirque des Graves* et des *Fosses du Macre* dans leur globalité.

C'est-à-dire que l'étude concerne à la fois les déplacements du versant, le recul de l'escarpement principal et la mobilité du trait de côte (pied de versant). Afin de déterminer le comportement des glissements depuis le début XIX^{ème} siècle, les résultats obtenus de l'analyse historique sont associés aux observations de terrain faites depuis 1985. Pour présenter cette méthode et les résultats qui en découlent, nous décrirons, dans un premier temps, les données disponibles. Dans un deuxième temps, la méthodologie est présentée en détaillant les techniques utilisées pour minimiser les contraintes liées à ce type d'analyse multi-sources.

Enfin, les résultats de l'analyse diachronique des déplacements du versant, du recul de l'escarpement principal et de la mobilité du trait de côte sont présentés, discutés et remis dans un contexte de la période contemporaine. Ce chapitre reprend le texte et les illustrations de l'article de C. Lissak, A. Puissant, O. Maquaire, J.P. Malet '*Analyse spatio-temporelle de glissements de terrain littoraux par l'exploitation de données géospatiales multi-sources*', à paraître dans la '*Revue Internationale de Géomatique* (Lissak *et al.*, *in press*).

6.2. Évaluer l'intensité des instabilités historiques

Notre connaissance des événements historiques les plus anciens se résume à des informations indirectes sur l'instabilité des différents cirques, mais les vitesses de déplacement ne sont pas connues. Aucune accélération historique des glissements n'est mentionnée dans les archives. Seuls divers séismes datés de 1214, 1538, 1757 et 1880 (Chegaray, 1992 ; SisFrance, 2011) sont mentionnés ; mais on ignore s'ils ont pu induire des désordres sur le versant. On peut supposer que l'évolution des cirques était plus ou moins continue, sans accélération brutale relatée ou sans conséquences observées sur les infrastructures puisque ces secteurs n'étaient, jusqu'au milieu du XIX^{ème} siècle, que peu ou pas aménagés. Ainsi, la comparaison de supports cartographiques et photographiques anciens devrait permettre d'estimer la dynamique du versant (*e.g.* déplacement) avant la 1ère accélération majeure connue de janvier 1982.

6.2.1. Une base de données multi-sources pour estimer les déplacements les plus anciens

Les données disponibles pour cette analyse diachronique sont : 1) des documents géospatiaux (cartes topographiques, plans topographiques, levés cadastraux, photographies aériennes et images satellitaires) permettant une approche à différentes échelles et à différentes résolutions, et 2) des documents d'archives (ouvrages littéraires, articles de presse, cartes postales, iconographies) permettant de compléter la connaissance des phénomènes passés et de les localiser approximativement. Les données géospatiales disponibles et utilisées représentent une vingtaine de documents (Figure 6-1) et les documents d'archives en représentent une cinquantaine, couvrant une période de deux cents ans. Tous les documents utilisés doivent d'abord être interprétés car les informations fournies ne sont généralement pas collectées à des fins scientifiques. Par exemple, les registres narratifs informent sur l'âge d'un événement, voire sur la date précise de son déclenchement et sur sa magnitude sans nécessairement préciser sa localisation ou sa durée (Brunsden et Ibsen, 1993).

Document	Date	Echelle	Résolution raster (m)	Format	Source
Plans cadastraux	***1808***	***1/2 500***	***0,5*0,5***	***Papier N&B***	***Archives CG 14****
	1829	***1/2 500***	***0,5*0,5***	***Papier N&B***	***Archives CG 14***
	1961*	***1/5 000***	***0,35*0,36***	***Papier N&B***	***Conseil Général 14***
	2007	***1/2 500***		***Vectorisé***	***Conseil Général 14***
Plan topographique	***1976***	***1/2 000***	***0,15*0,20***	***Papier N&B***	***Bureau d'études***
	2006	***1/2 500***	***0,52*0,39***	***Papier N&B***	***Bureau d'études***
Photographie aérienne	1955	1/25 000	1*1	Numérique N&B	IGN***
	1972	1/20 000	1*1	Numérique N&B	IGN
	1979	1/30 000	1*1	Numérique N&B	IGN
	1984	1/20 000	1*1	Numérique N&B	IGN
	1994	1/30 000	1*1	Numérique N&B	IGN
Orthophotographie	2000		0,5*0,5	Numérique Couleur	Conseil Général 14
	2002		0,5*0,5	Numérique Couleur	
	2006		0,5*0,5	Numérique Couleur	Conseil Général 14
Image satellitaire	2002		0,5*0,5	Numérique Couleur	Conseil Général 14
Levé Scanner Aéroporté LiDAR	2010		0,20*0,20	Nuage de point - MNT	Bureau d'études
Archives	Depuis 1853			Rapports, ouvrages, photos…	Archives diverses

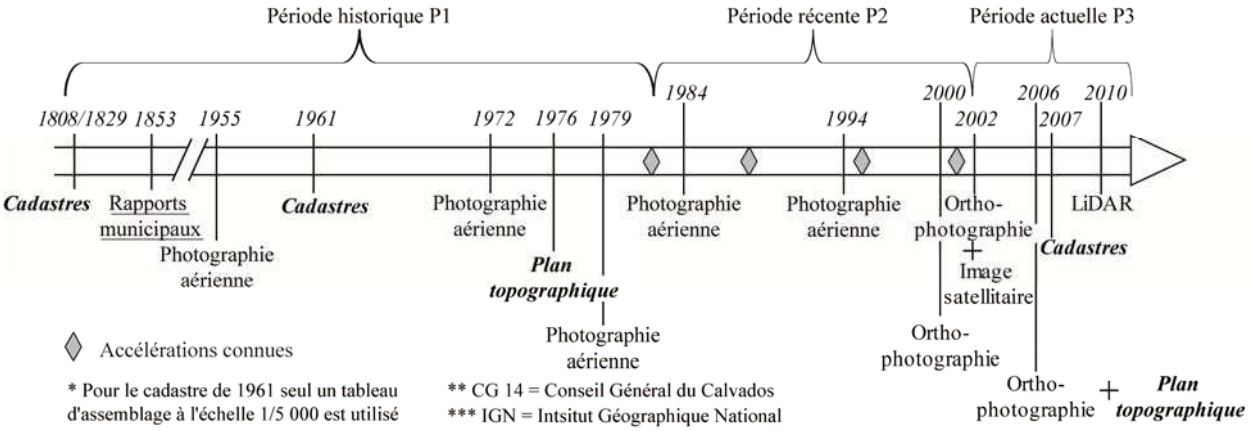


Figure 6-1*. Synthèse descriptive des documents utilisés (Lissak et al., in press).*

La figure 6-1 présente les caractéristiques des données en termes de date, d'échelle, de résolution et de format. La carte de Cassini de 1758 à l'échelle du 1/86 400ème est le document le plus ancien (Figure 6-2). Celui-ci n'a pas été retenu car aucun détail cartographique ne nous informait directement ou indirectement sur la morphologie du site, de même que pour la carte d'État-major qui lui succède au début du XIX^{ème} siècle. Ainsi, les documents cartographiques les plus anciens utilisés sont les plans cadastraux au 1/2 500ème de 1808 pour la commune de *Cricqueboeuf* (*Fosses du Macre*) et de 1829 pour la commune de *Villerville* (*Cirque des Graves*). Ces plans cadastraux anciens sont complétés par des plans cadastraux plus récents (1961, 2007). Pour le plan de 1961, seul un assemblage à l'échelle du 1/5 000ème est disponible et non le document original à l'échelle du 1/2 500ème.

Figure 6-2. *Extrait de la carte de Cassini entre Pennedepie et Trouville-sur-Mer.*

Un plan de 1976 apporte des informations très précises sur la topographie (points cotés, courbes de niveau métriques), sur la localisation des bâtiments et sur la position du réseau routier avant l'accélération de janvier 1982 qui est considérée comme la grande réactivation des glissements du *Cirque des Graves* et des *Fosses du Macre*. C'est donc l'un des documents principal qui informe sur l'état du site avant la réactivation connue de 1982. Par ailleurs, un des trois Modèle Numérique de Terrain disponible a été interpolé par krigeage à partir de la digitalisation des courbes de niveau de ce plan topographique. Le modèle numérique généré a une résolution de 1 m (Carrara *et al.,* 1997 ; Bonin & Rousseau, 2005). Ce plan apporte une information très précise de la topographie, de la localisation des bâtiments et du réseau routier avant une accélération importante du glissement de 1982.

Les photographies aériennes papier (noir et blanc) couvrent une période de 39 ans entre 1955 et 1994 pour des échelles variant entre 1/25 000 et 1/100 000ème. Sur les dix-huit séries disponibles, seules cinq séries ont été sélectionnées (Figure 6-1) en fonction de la localisation et de la qualité des clichés (1955, 1972, 1979, 1984, 1994). Les orthophotographies numériques couleurs sont disponibles depuis 2000. À partir de 2001, les sources documentaires sont plus nombreuses et peuvent être combinées, ce qui permet d'associer des informations obtenues sur des documents de nature variée pour des dates très proches (par exemple, l'orthophotographie de 2002 et une image satellitaire Quickbird de 2002 qui apportent des informations complémentaires). Parallèlement à ces documents, un Modèle Numérique de Terrain (MNT) issu de la BD ALTI® de l'IGN a été utilisé pour l'ortho-rectification des images aériennes. Un second MNT, obtenu par krigeage de nuages de points d'une campagne LiDAR aéroporté réalisée en mai 2010, présenté dans la deuxième partie du manuscrit, a été utilisé pour préciser la morphologie actuelle du versant et donc déterminer la position actuelle des escarpements.

6.2.2. Méthodologie employée et qualité des données disponibles

6.2.2.1. Approche méthodologique

L'analyse diachronique de la morphologie d'un versant peut être réalisée par la comparaison de différentes sources de données. L'approche, souvent utilisée en géomorphologie fluviale (Payraudeau *et al.*, 2008) et côtière (Costa, 1997 ; Albinet, 2001 ; Hénaff *et al.*, 2002 ; Pierre et Lahousse, 2004 ; Dornbusch *et al.*, 2006a, b), reste peu exploitée pour caractériser les déplacements d'un versant instable (e.g. distance cumulée ; DUTI, *1986 ;* Maquaire, 1990 ; Martin & Weber, 1996 ; Glade *et al.*, 2001 ; Bonnard, 2006). La figure 6-3 décrit la méthodologie proposée pour estimer quantitativement les déplacements du versant et la mobilité du trait de côte en tenant compte des incertitudes associées aux différentes sources d'informations et aux traitements préalables (ortho-rectification, géoréférencement, digitalisation).

Compte tenu des moyens disponibles et de l'impossibilité de disposer de photographies aériennes anciennes de très grande échelle (1/10 000ème par exemple) et de leurs paramètres (altitude du vol, focale, …) et d'avoir des repères pérennes au sol, un traitement photogrammétrique qui aurait pu donner des résultats

d'une précision infra-métrique (Pierre & Lahousse, 2003) n'a pu être entrepris. L'alternative, moins précise, a été de procéder à une ortho-rectification des divers clichés aériens compte tenu 1) des faibles variations de la topographie à grande échelle et, 2) de la nécessité de traiter une grande série de clichés pour laquelle des couples stéréoscopiques n'étaient pas forcément disponibles. Toutefois, la marge d'erreur décimétrique est largement compatible avec les déplacements cumulés (décamétriques) attendus sur la période de 200 ans.

L'étape préalable à l'analyse consiste en la numérisation des sources et leur projection et au géoréférencement dans un référentiel commun (*i.e.* Lambert 1 Carto ; Grosso, 2010). Les photographies aériennes ont été corrigées des distorsions induites par l'objectif lors de la prise de vue en utilisant les certificats de calibration de l'IGN, puis orthorectifiées à partir du MNT issu de la BD ALTI® de l'IGN à l'aide du logiciel ENVI®. Les différents plans topographiques et cadastraux ont été recalés dans un référentiel commun en utilisant des points d'amer localisés dans les zones stables du versant (angle de mur de bâtiments, croisement de routes) et identifiables sur le plan topographique de 1976 et sur l'orthophotographie de 2006, utilisés comme documents de référence.

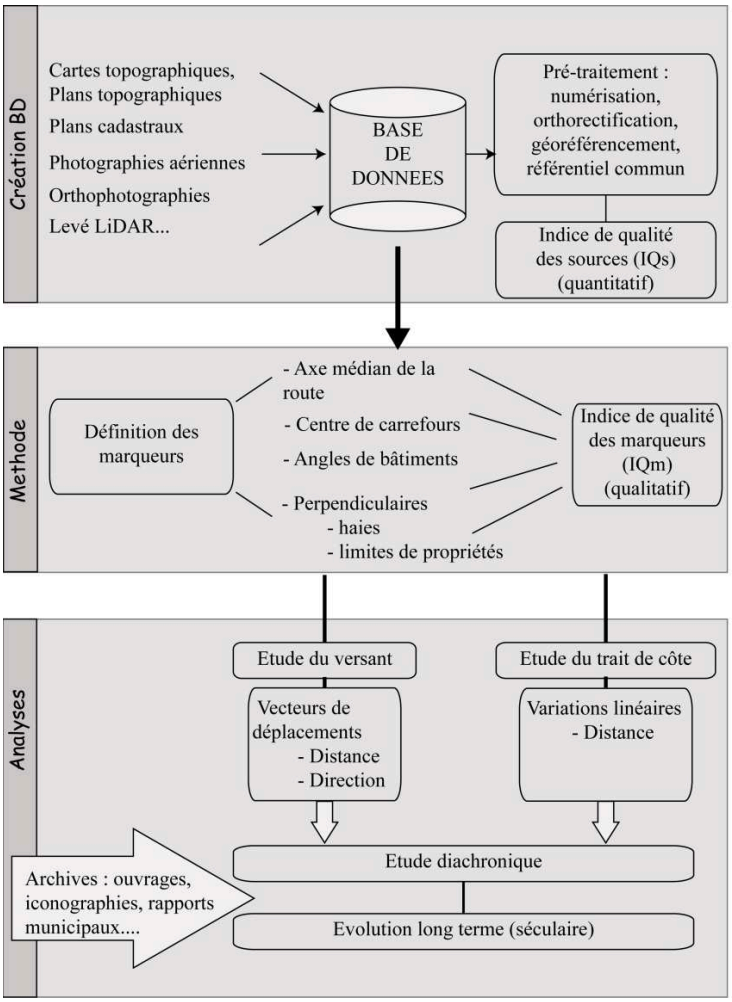


Figure 6-3. *Organigramme méthodologique d'estimation des déplacements du versant et de la mobilité du trait de côte pour les différentes sources d'informations utilisées (Lissak et al., in press).*

Une dizaine de points de calage est nécessaire, au minimum, pour chaque document afin d'appréhender les déformations des documents (Figure 6-4). La situation de la zone d'étude en bordure littorale est une contrainte majeure pour optimiser la répartition des points d'amer sur toute la zone de façon homogène. Ainsi les points d'amer sont prioritairement localisés, en secteur réputé stable, autour de la zone active pour limiter les déformations dans cet espace ; le secteur nord avec la Manche ne peut donc pas être exploité.

L'approche adoptée consiste ensuite, à partir des documents multi-sources, à déterminer des vecteurs-déplacements (selon l'axe de la plus grande pente) à partir de '*marqueurs*' de suivi. Ces '*marqueurs*' sont situés dans les zones instables et constituent des indices géomorphologiques de l'évolution du versant (DUTI, 1986). Ils correspondent aux angles de murs de bâtiments, à la ligne médiane du tracé de la route, à

la perpendiculaire de haies bocagères (qui marquent la plupart des limites de propriétés) et de limites de propriétés (Figure 6-5).

Si les documents cartographiques, comme les plans cadastraux, offrent des informations directes (position directe du '*marqueur*') et permettent de comparer des *'marqueurs'* identiques aux limites bien définies, les documents photographiques nécessitent une interprétation (position indirecte). Si la nature ou la fonction d'un objet ne peut être identifiée par les documents cartographiques, les archives peuvent compléter les informations en identifiant la nature de l'objet étudié et en le localisant grâce aux photographies terrestres ou à des cartes postales. La précision de la mesure de déplacement dépend de l'identification correcte des '*marqueurs*' en termes de typologie et de tracé géométrique (Dornbusch *et al.*, 2006b).

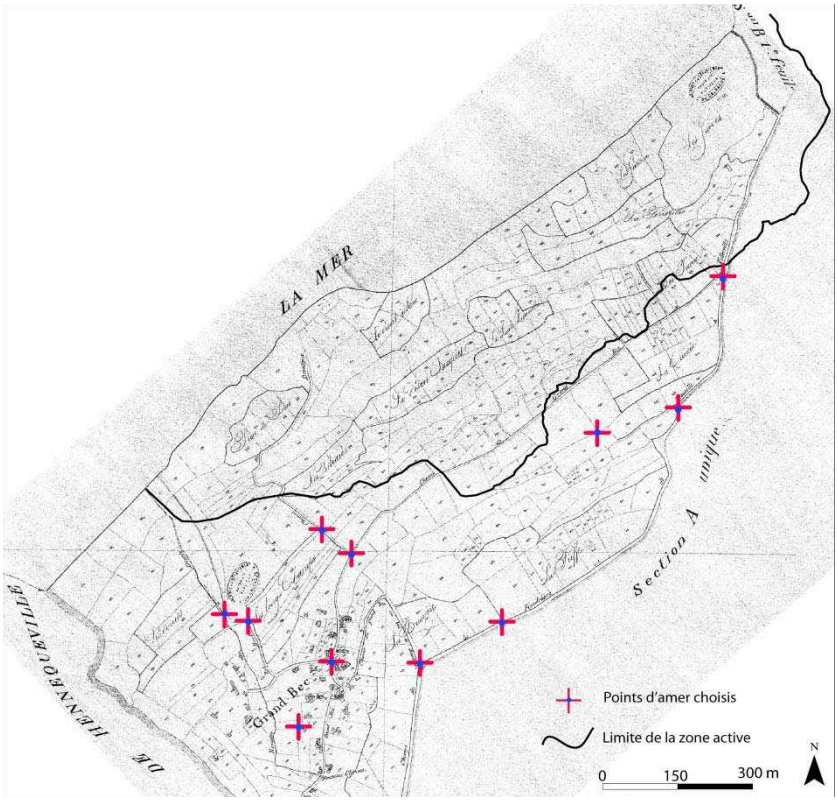


Figure 6-4. *Plan cadastral de 1829 du Cirque des Graves et localisation des points d'amer sélectionnés dans les zones stables du versant (Lissak et al., in press).*

Indice de qualité – IQ_S	***Niveau de qualité***	***Interprétation***
1	*Qualité faible*	*RMSE ≥ 4*
2	*Qualité moyenne*	*1,5 < RMSE < 3,5*
3	*Qualité haute*	*1< RMSE < 1,5*
Indice de qualité – IQ_M	*Niveau de qualité*	*Identification / Interprétation*
1	*Qualité faible*	*Identification et interprétation très difficile*
2	*Qualité moyenne*	*Identification aisée mais interprétation difficile qui nécessite le croisement avec d'autres sources d'information*
3	*Qualité haute*	*Identification et interprétation aisées et certaines*

Tableau 6-1. *Définition de l'indice de qualité de précision géométrique des sources d'information (IQS) et de l'indice de détermination des 'marqueurs' (IQM) (Lissak et al., in press).*

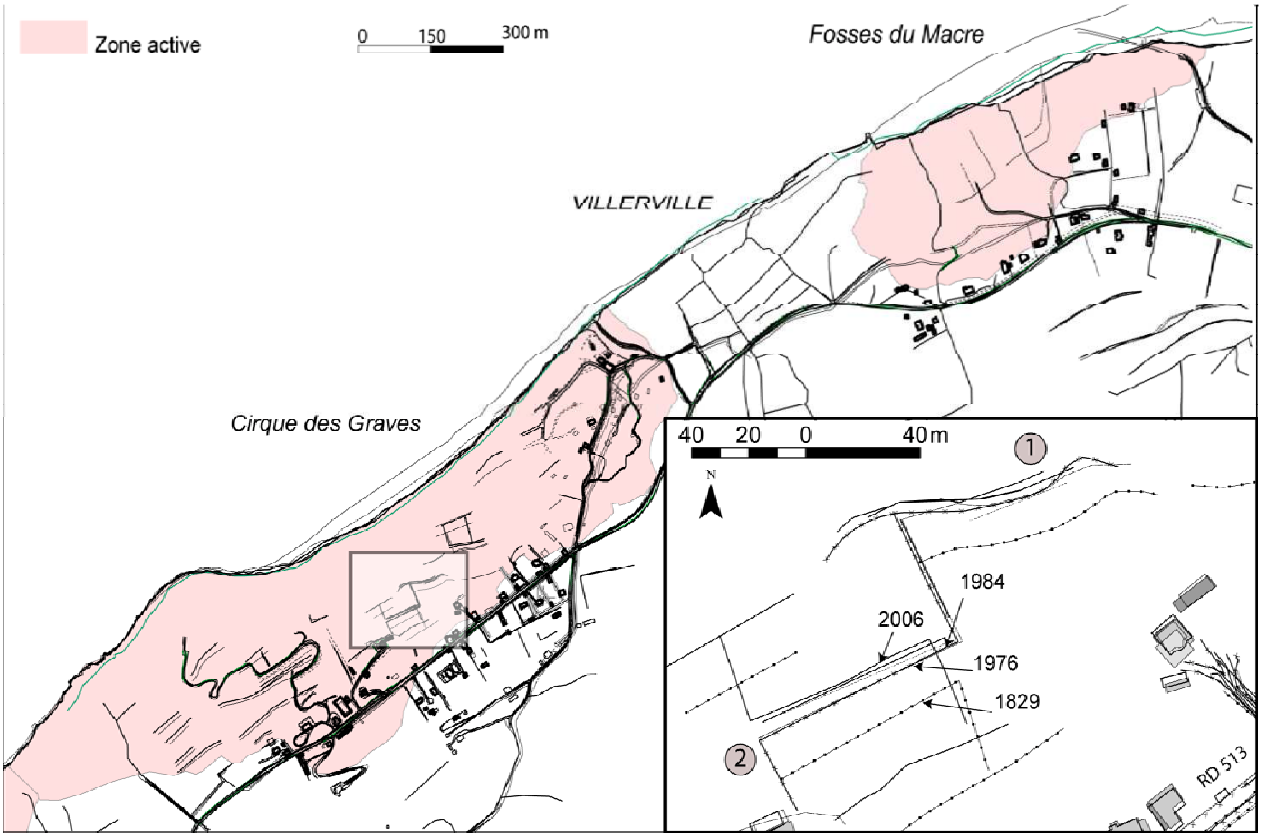
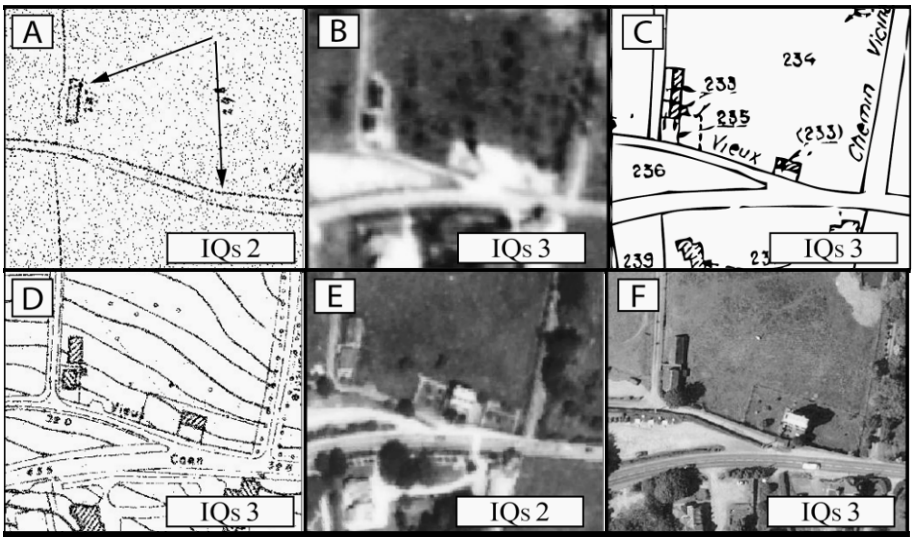


Figure 6-5. *Exemple de positions successives de 'marqueurs haies' identifiés à partir des documents disponibles entre 1829 et 2010. Zoom sur les marqueurs n°1 et 2 utilisés à la figure 6-14 (Lissak et al., in press).*



Les '*marqueurs*' sont indiqués par une flèche sur l'onglet A, puis localisés sur des documents acquis à plusieurs dates. La valeur de l'indice de qualité des sources IQS est indiquée pour chaque type de documents. (A) Cadastre de 1808, (B) Photographie aérienne de 1955, (C) Plan cadastral de 1961, (D) Plan topographique de 1976, (E) Photographie aérienne de 1984, (F) Orthophotographie de 2006.

Figure 6-6. *Exemple de 'marqueurs' potentiels bâtiments et routes dans les Fosses du Macre (Lissak et al., in press).*

La digitalisation des marqueurs est elle-même fonction de la qualité des sources d'informations spatiales et de leur interprétation (Figure 6-6). Deux indices de qualité ont donc été utilisés :

- Un *indice de qualité de chacune des sources d'informations* (IQ_S, Tableau 6-1) ; le critère d'erreur quadratique moyenne (RMSE) est utilisé pour quantifier les erreurs géométriques d'ortho-

rectification des photographies aériennes et de géoréférencement des documents cartographiques (Hughes *et al.*, 2005). Cet indice est distinct de la qualité du document qui est aussi fonction de sa résolution ;

- Un *indice de qualité de détermination des 'marqueurs' pour une source d'information* (IQM). Les valeurs attribuées aux deux indices sont indiquées dans le tableau 6-1.

La figure 6-7 décrit la précision des sources de données et indirectement la précision des *'marqueurs'* en fonction de la résolution et de l'échelle des documents. Puisque les écarts de résolution sont importants entre les sources récentes (image satellitaire '*Quickbird*', orthophotographies, plans topographiques), le positionnement des *'marqueurs'* défini par interprétation d'images a pu être validé par des mesures de terrain par GPS différentiel et par l'interprétation d'un levé LiDAR aéroporté (de précision < 0,02 m en planimétrie).

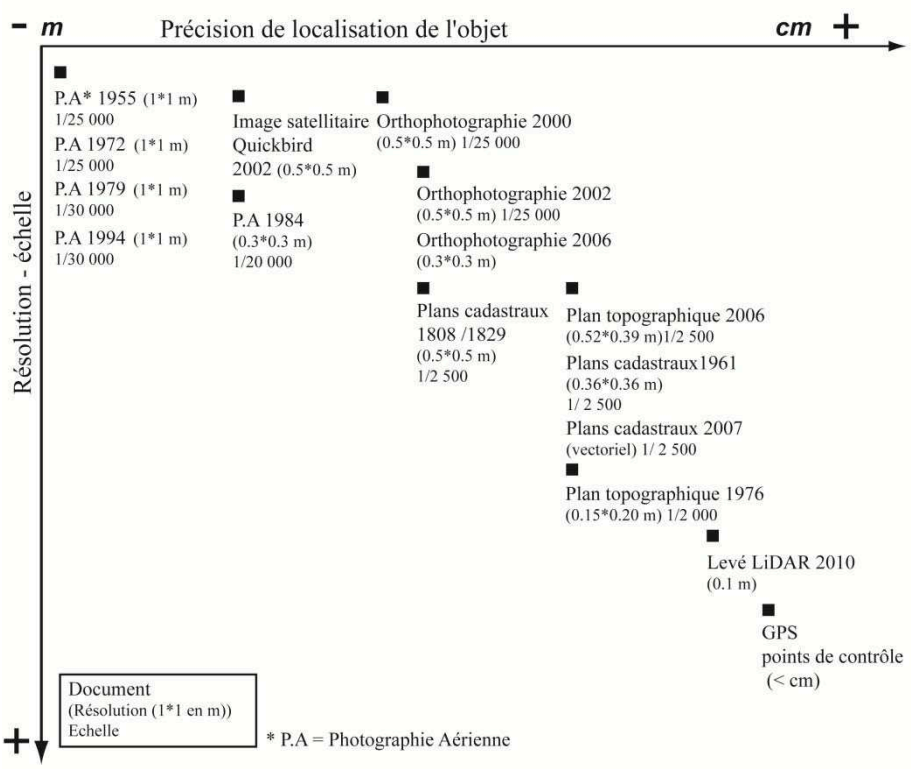


Figure 6-7. *Précision de localisation des objets en fonction de l'échelle et de la résolution des données disponibles (Lissak et al., in press).*

6.2.2.2. Évaluation de la précision des sources d'information

Les erreurs quadratiques moyennes (RMSE) ont été calculées pour l'ensemble des données géospatiales à l'aide de 22 points de contrôle relevés par GPS différentiel sur le terrain et dont la précision planimétrique est de 0,05 m (Kasser & Egels, 2001 ; Casson, 2002 ; Dornbush *et al.*, 2006a, b). Les points de contrôle, facilement repérables sur les différents documents et localisés dans des secteurs stables (Hughes *et al.*, 2005), correspondent à des angles de bâtiments, des coins de rues et des carrefours et ont été sélectionnés de façon à couvrir au maximum la zone d'étude (Richards, 1986). Pour la plupart des données géospatiales, les RMSE calculées lors de l'orthorectification ou du calage sont faibles (inférieures à 2,5 m) compte-tenu des échelles de prise de vue ou de représentation cartographique.

L'erreur varie entre 0,4 m (pour l'orthophotographie de 2006 qui est la source de données photographique la plus précise) et 2 m (pour le cadastre napoléonien de *Cricqueboeuf* de 1808 qui est le document le moins précis en raison des difficultés rencontrées lors de son calage). Les écarts entre points de contrôle mesurés par GPS différentiel sur le terrain et les mêmes identifiés sur chaque source peuvent varier spatialement. On obtient alors sur un même document des erreurs de positionnement compris entre quelques centimètres à 3,5 m. Pour le plan cadastral de 1961, l'importante dispersion des erreurs, entre les points mesurés par GPS différentiel et ceux identifiés sur le document, s'explique par des déformations du

document liées à l'assemblage et à la réduction au 1/5 000ème du document original. Le plan topographique de 1976 montre au contraire des décalages de positionnement moindres et répartis de manière homogène sur le document (Figure 6-8).

Enfin, l'orthophotographie de 2000 présente une précision inférieure aux autres orthophotographies car le document d'origine acquis était projeté en coordonnées Lambert 93 et retravaillé pour être projeté en coordonnées Lambert 1 Carto. Ainsi, les documents sur lesquels les erreurs quadratiques moyennes sont supérieures à 3 m n'ont pas été retenus. Par ailleurs, il est important de noter que la répartition des points d'amer pour l'orthorectification et le géoréférencement, et celle des points de contrôle sur le terrain ne sont pas optimales compte-tenu de la contrainte liée à la présence de la mer.

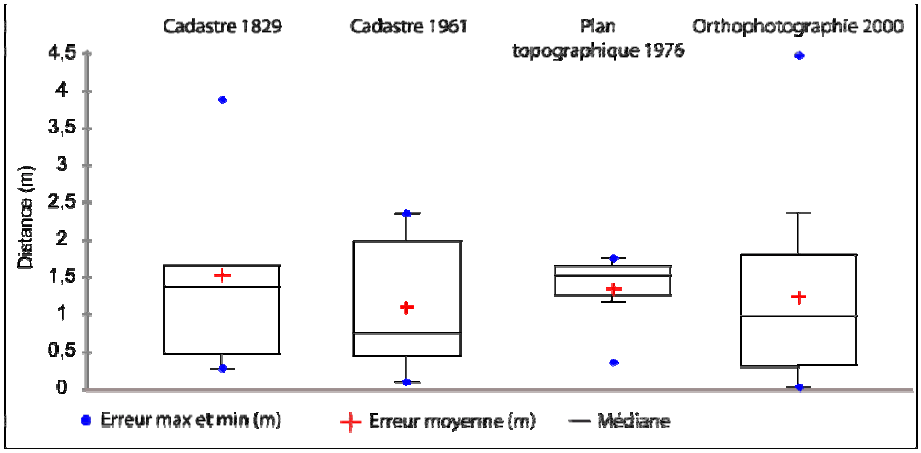


Figure 6-8. *Boxplots des distances entre la position des points mesurés par GPS différentiel et par interprétation des documents, qui indiquent les erreurs de positionnement pour les documents de 1829, 1961, 1976 et 2000 (Lissak et al., in press).*

6.2.2.3. Évaluation de la qualité des 'marqueurs' de déplacement

Pour chaque '*marqueur*' identifié sur les documents, l'indice de qualité IQ_M a été défini (Tableau 6-1). La figure 6-9 illustre l'attribution de cet indice pour un extrait de la zone d'étude du *Cirque des Graves*.

Un IQ_M de valeur 1 (qualité faible) a été attribué lorsque l'identification et l'interprétation du '*marqueur*' sont très difficile ; c'est par exemple le cas de la route du *Château du Manoir* (localisée au sud-est de la figure 6-10) qui présente un tracé très différent sur plusieurs documents alors que la route est localisée dans un secteur stable du versant. Cette variation correspond probablement à une rectification anthropique du tracé sur le terrain.

Un IQ_M de valeur 2 a été attribué lorsque l'identification du '*marqueur*' est aisée mais que son interprétation nécessite le croisement avec d'autres sources d'information. C'est le cas du tracé de la route départementale 513 qui subit régulièrement des déformations car elle traverse à plusieurs endroits des secteurs instables. Son tracé est identifiable dès 1829 (Figure 6-9) et son emprise plus ou moins large en fonction des documents. Cette route a subi de nombreuses transformations notamment une dérivation en amont de la zone '*active*' à la fin du XIXème siècle (premier tracé sur le cadastre de 1829) avec des témoignages dans la littérature, puis un changement de tracé visible sur certaines gravures anciennes. Son ancien tracé correspond aujourd'hui à un chemin assez étroit qui est devenu impraticable pour les véhicules. Dans plusieurs ouvrages littéraires, il est indiqué que cette '*ancienne*' portion de route était empruntée par des calèches et des charrettes (Malte-Brun, 1881 ; Flaubert, 1924). Ce témoignage renforce l'hypothèse que les déplacements du versant ont été lents et continus sur une longue période et sans accélération brusque avant la période récente 1982. En effet, une accélération antérieure à janvier 1982 aurait peut-être fait l'objet d'articles dans les journaux ou de requêtes auprès de l'administration.

Un IQ_M 3 a été attribué lorsque l'identification et l'interprétation sont aisées et certaines. Sur la figure 6-10, une valeur de 3 été attribuée dans le cas où, en zone instable, les limites parcellaires se superposent (cas des limites orientées perpendiculairement à la ligne de plus grande pente) ou se décalent de manière

cohérente avec la direction attendue des déplacements (vers l'aval, ou dans la direction de plus grande pente) sans ambiguïté dans le tracé du *'marqueur'*.

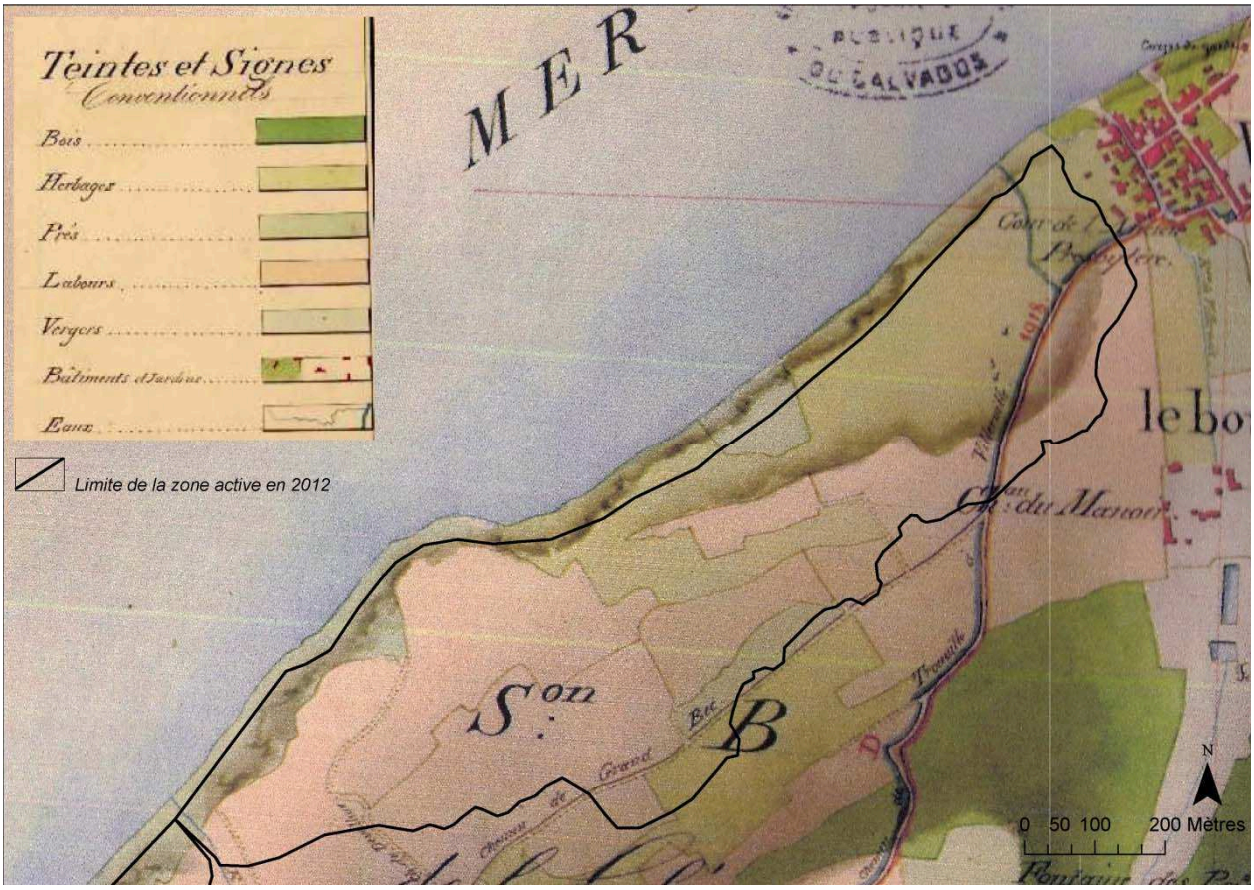
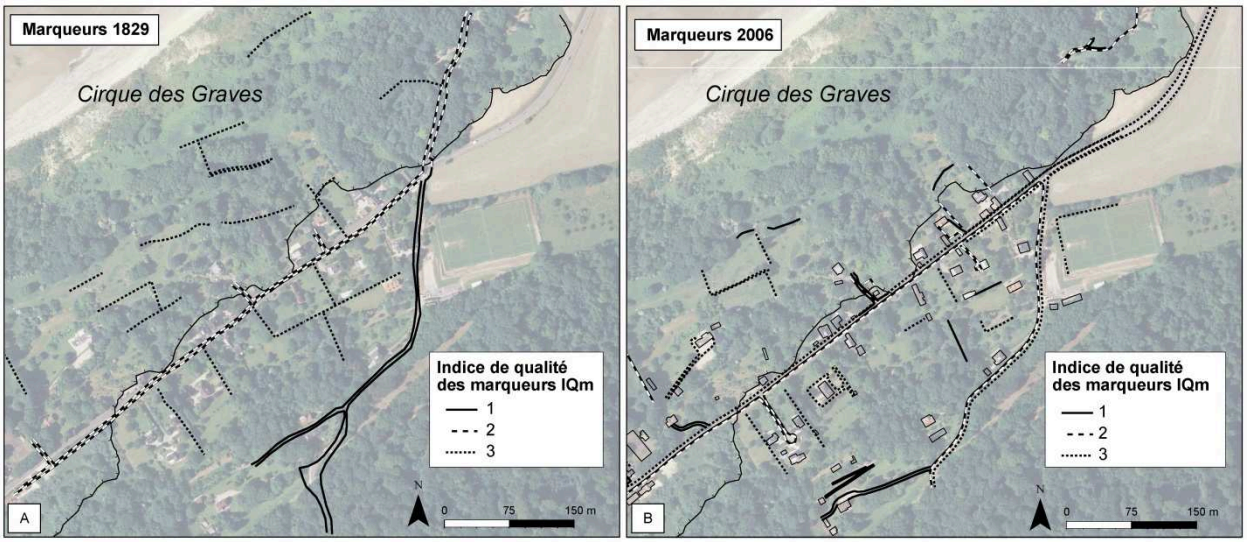


Figure 6-9. *Extrait du tableau d'assemblage du cadastre de 1829 du secteur du Cirque des Graves (Villerville).*



(A) Cartographie des indices issus du plan cadastral de 1829, (B) Cartographie des indices issus du MNT interpolé du levé LiDAR aéroporté de 2010. Les marqueurs sont superposés à l'orthophotographie de 2006 pour faciliter leur lecture et leur repérage dans le secteur du *Cirque des Graves*.

Figure 6-10*. Exemples de 'marqueurs' routes, limites de propriété et haies cartographié selon leurs indices de qualité* IQ_M *(Lissak et al., in press).*

Prenons l'exemple de la figure 6-6 qui présente différents extraits de sources de données sur lesquels différents '*marqueurs'* (route, bâtiment) sont plus ou moins identifiables selon la résolution du document. C'est notamment le cas du '*marqueur bâti'* et du '*marqueur route'* précisés par les flèches sur la figure 6-6A. Sur les différentes sources, ces marqueurs sont visibles mais la digitalisation des contours nécessite une interprétation. Ainsi, pour un même objet, un indice de qualité (IQ_M) peut être différent en fonction de la résolution de la source : par conséquent, cet objet ne sera pas nécessairement exploitable sur tous les documents. Sur la figure 6-6B, le '*marqueur bâti*' n'a, par exemple, pas pu être exploité en raison de la qualité médiocre de la photographie aérienne de 1955.

En résumé, les *'marqueurs' 'limites de parcellaires'* sont facilement identifiables et interprétables sur l'ensemble des documents et présentent les indices les plus élevés (IQ_M 3), sauf dans le cas où ces marqueurs sont parallèles à la direction des déplacements ; dans ce cas, il n'y aura aucun décalage significatif du marqueur en cas de mouvement comme cela a été observé pour les *Fosses du Macre* (Figure 6-11). L'indice IQ_M est alors égal à 1. Les *'marqueurs' 'bâtiments',* qui présentent des emprises au sol variables selon les documents ont des indices de qualité moyenne (IQ_M 2). Enfin les *'marqueurs' 'route'* ont les indices de qualité les plus faibles (IQ_M 1), car la largeur des chaussées varie beaucoup entre les documents (par exemple, un même tronçon de la RD 513 mesure 7,70 m sur le plan cadastral de 1961 et 5,80 m sur l'orthophotographie de 2006). Le premier document prend en effet en compte l'emprise totale de la route (chaussée bitumée et accotements herbeux), alors que dans le second document, la route bitumée est aisément identifiable par contraste de couleur, d'où une largeur *'apparente'* moindre. Sur les photographies aériennes, dans les secteurs très boisés, le couvert végétal est si dense qu'il est rarement possible d'identifier les bâtiments ou les chemins, comme sur le quart nord-ouest du *Cirque des Graves* (Figure 6-10) ou aux *Fosses du Macre* (Figure 6-11).

Figure 6-11. *Superposition du plan cadastral de 1961 et de l'orthophotographie de 2006 pour le secteur des Fosses du Macre (Lissak et al., in press).*

Au final, 934 *'marqueurs'* ont été identifiés et interprétés sur l'ensemble des sources géospatiales, dont 460 situés dans la zone active (en glissement) du versant. 541 marqueurs présentent un indice IQM de valeur 3, 242 marqueurs présentent un indice IQM de valeur 2 et 151 marqueurs présentent un indice IQM de valeur 1 (Tableau 6-2). Ainsi, certaines sources comportant peu de marqueurs de bonne qualité n'ont pu être utilisées systématiquement sur l'emprise totale de la zone d'étude.

	IQ_M = 1	IQ_M = 2	IQ_M = 3	Total
Plan cadastral 1808/1829	8	17	52	77
Photographie aérienne1955	4	6		10
Plan cadastral 1961	9	39	93	141
Photographie aérienne 1972	2	4	8	14
Plan topographique 1976	15	45	138	198
Photographie aérienne1979	2			2
Photographie aérienne 1984	20	25	30	75
Photographie aérienne 1994			5	5
Orthophotographie 2000	20	36	4	60
Orthophotographie 2002	4	8	5	17
Image satellitaire Quickbird 2002		9	11	20
Plan topographique 2006			20	20
Orthophotographie 2006	67	53	77	197
MNT LiDAR 2010			98	98
Total	151	242	541	934

Tableau 6-2. *Nombre de marqueurs identifiés pour chaque source et indices de qualité de précision des 'marqueurs' (IQM) associés (Lissak et al., in press).*

6.3. Caractérisation des déplacements du versant dans le *Cirque des Graves*

L'étude diachronique a permis de quantifier la composante horizontale des déplacements pour différents secteurs du *Cirque des Graves*, alors qu'aux *Fosses du Macre*, la zone est fortement boisée avec très peu de haies, il n'y a donc que peu de *'marqueurs'* exploitables. Par contre, la mobilité du trait de côte a pu être évaluée aux pieds des différents cirques, sur les deux derniers siècles.

Il faut garder à l'esprit que dans la partie amont de la zone instable, à la limite de l'escarpement principal, les déplacements sont principalement à composante verticale (Maquaire, 1990) et que la valeur de la composante horizontale est parfois trop faible pour être estimée par comparaison de documents.

La figure 6-12 présente les vecteurs-déplacements définis entre 1829 et 2010 pour différents *'marqueurs'* communs aux deux dates sur le secteur du *Cirque des Graves*. Cette cartographie met en évidence, comme on pouvait s'y attendre, l'hétérogénéité spatiale des déplacements cumulés. Pour les secteurs les plus actifs, les déplacements atteignent environ 20 m, et pour les secteurs les moins actifs, ils sont de l'ordre de 5 m. Dans le secteur oriental du *Cirque des Graves*, le seul *'marqueur'* commun aux différents documents utilisés est le *Chemin des Graves* (avec un indice de qualité IQ_M faible, de valeur 1) dont la position variable entre les documents indiquerait un déplacement très important de l'ordre de 35 m. Cette très forte valeur apparaît irréaliste, même si ce secteur est très actif. Ce résultat indiquerait une modification davantage anthropique du tracé du chemin lors des aménagements survenus dans ce secteur dans les années 1950 au moment de la création d'un camping.

Entre 1829 et 2010, les déplacements horizontaux cumulés (Figure 6-13) de six *'marqueurs'* de types différents (route, haie) localisés dans le *Cirque des Graves* sont présentés sous forme de vecteurs sur la figure 6-14. Les résultats soulignent une tendance assez régulière des déplacements sur le long terme. Ces déplacements estimés intègrent des phases de déplacements lents plus ou moins continus entrecoupées par des accélérations brusques (comme en 1982, 1988, 1995 et 2001).

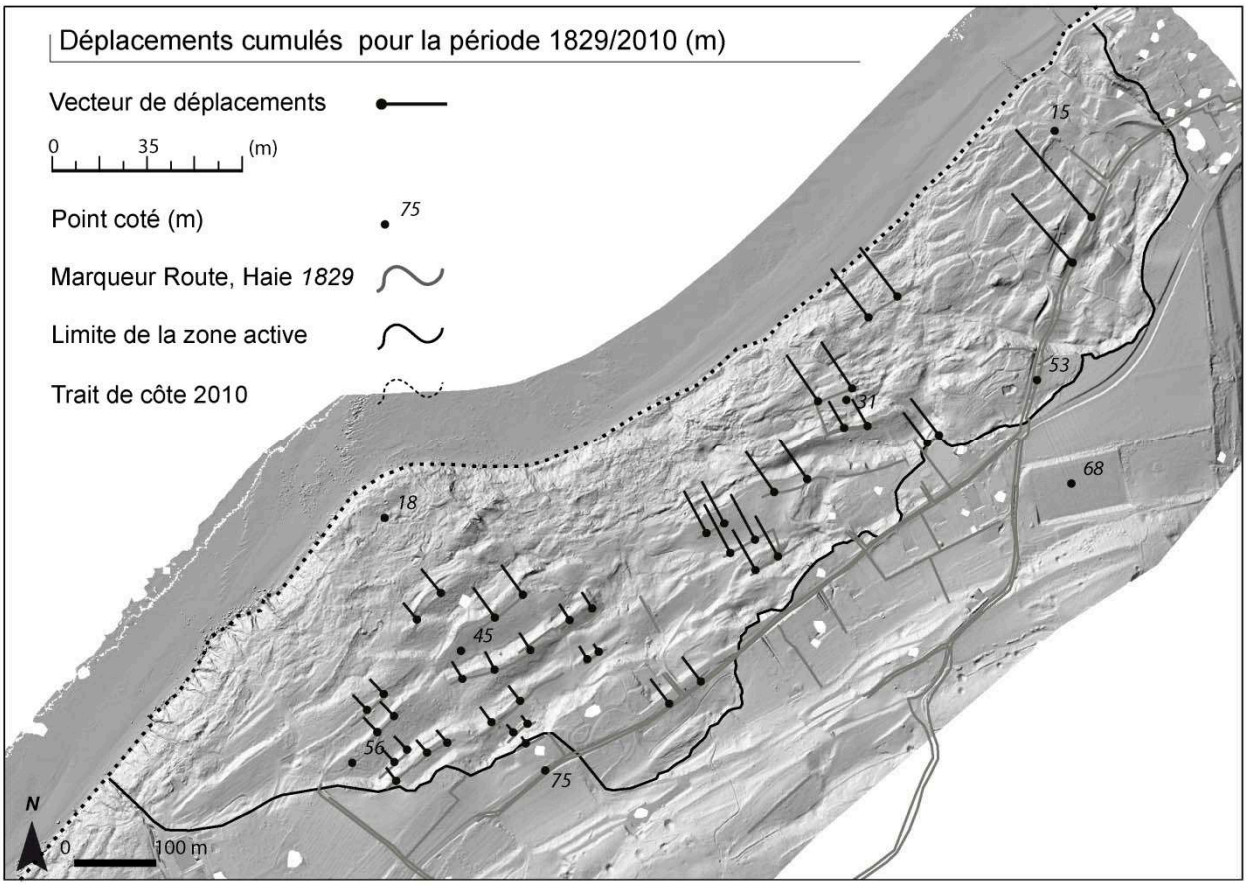
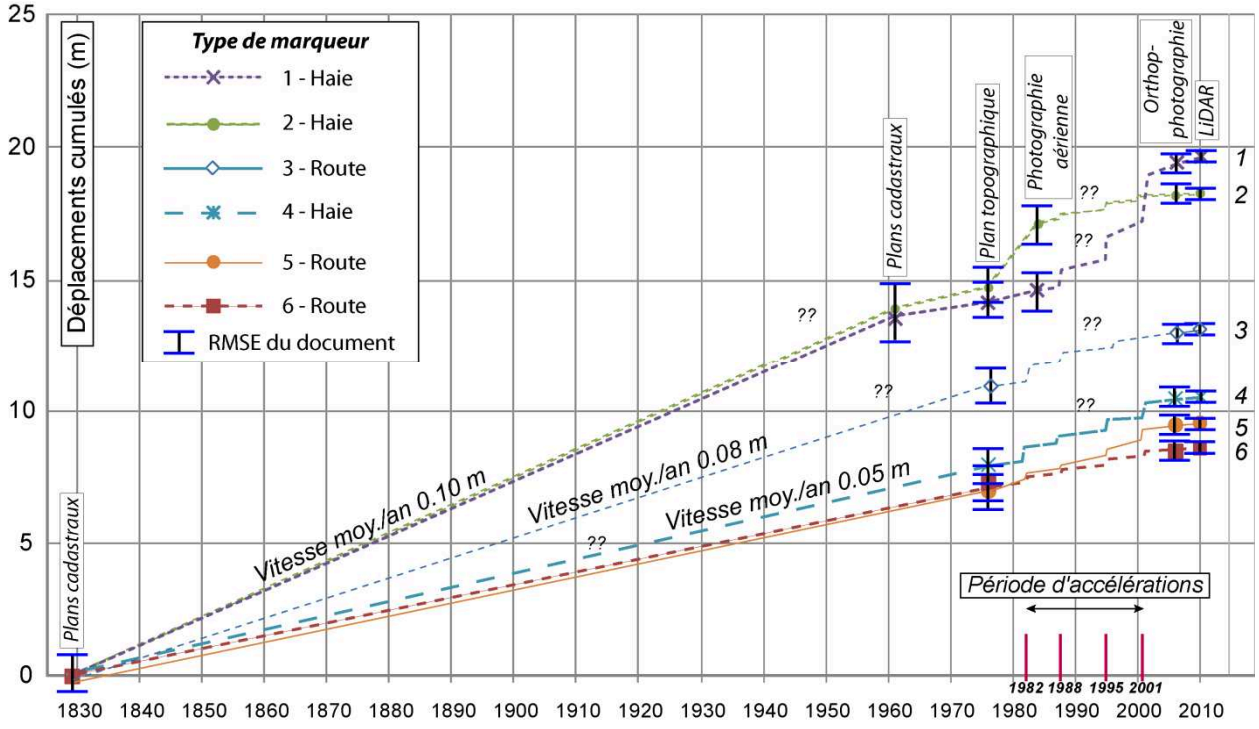


Figure 6-12. *Déplacements totaux par interprétation d'images, pour la période 1829 – 2010 sur le Cirque des Graves (Lissak et al., in press).*

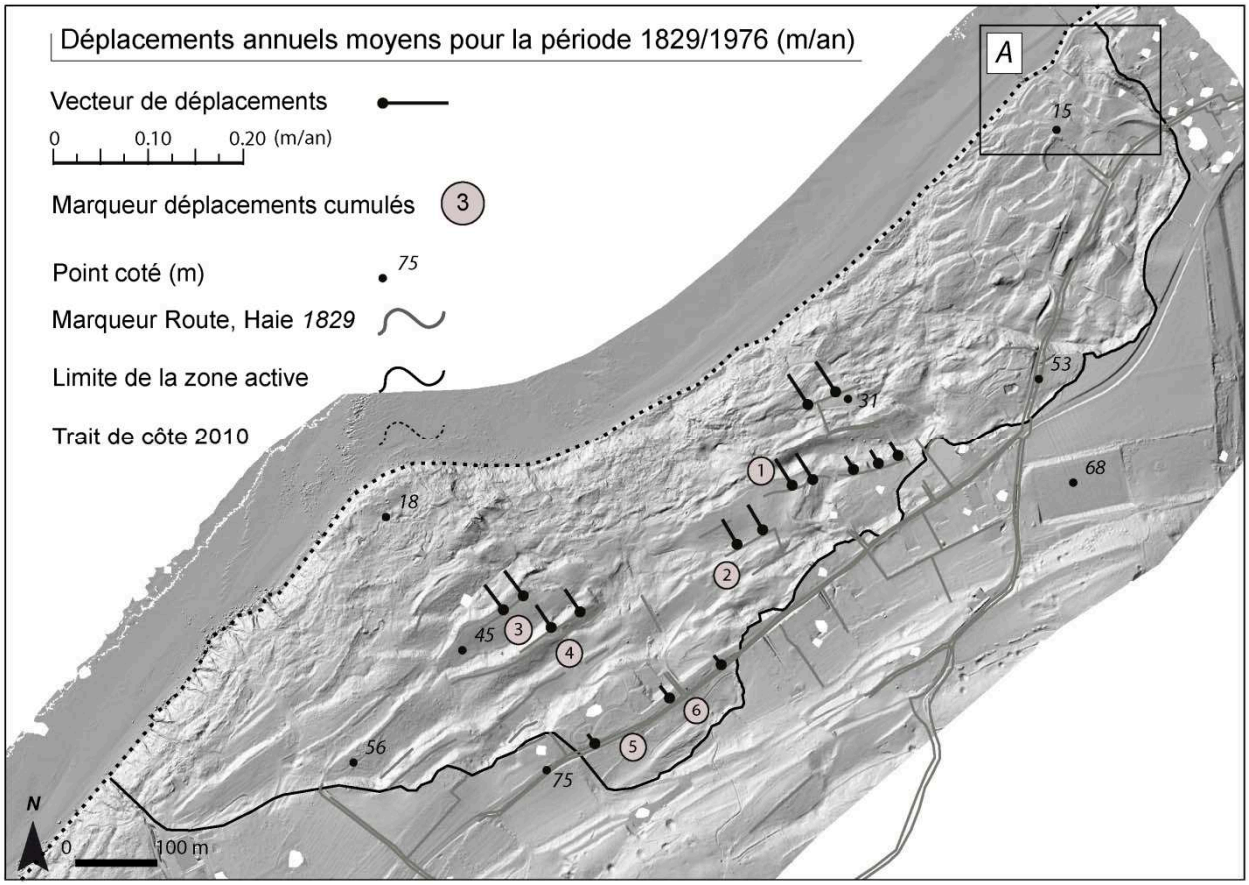


Les 'marqueurs' sont localisés sur la figure 6-14. Les points d'interrogation « ?? » signifient l'absence d'information sur d'éventuelles accélérations ou bien sur les valeurs de déplacements liées à ces accélérations après 1982.

Figure 6-13. *Exemple de déplacements cumulés (1829-2010) de six 'marqueurs' localisés au centre et en périphérie du Cirque des Graves à Villerville (Lissak et al., in press).*

Les tendances identifiées permettent de démontrer que le versant n'a pas connu de longues périodes de stabilité ce qui corroborerait l'absence de constructions dans le *Cirque des Graves*, les populations préférant s'installer à l'amont immédiat de la zone instable (le long de la route) dans des secteurs réputés stables. Jusqu'aux années 1970, aucune archive ne mentionne un quelconque événement majeur ayant entraîné des dégâts. Par contre, dans d'autres secteurs habités du *Pays d'Auge* et affectés par des mouvements de versants, les articles de presse et les demandes de subvention auprès de l'administration ont été nombreuses pour cette même période.

Cela laisse supposer une relative stabilité aux Graves. D'ailleurs, après les années 1950, avec la pression foncière, des aménagements sont entrepris dans la partie médiane du *Cirque des Graves* et dans le secteur du camping à l'est du bourg de *Villerville*. Ainsi, en l'absence d'accélération brutale entre 1829 et 1960, le déplacement moyen serait d'environ 0,10 m.an^{-1} pour les marqueurs 1 et 2 situés en partie médiane du versant. Pour les quatre autres marqueurs situés plus en l'amont, les déplacements moyens sont logiquement plus faibles et compris entre 0,05 et 0,08 m.an^{-1} (Figure 6-14).



(A) Localisation du zoom de la figure 6-15.

Figure 6-14. *Déplacements annuels moyens pour la période 1829 – 1976 sur le Cirque des Graves en comparant plan cadastral et plan topographique (Lissak et al., in press).*

Les valeurs moyennes annuelles de déplacements estimées à partir de l'étude diachronique (Figure 6-14) ont été comparées avec celles obtenues par le suivi récent d'un réseau de repères bétonnés répartis sur la zone d'étude depuis 1985 et dont les positions ont été relevées par tachéométrie (1985-2008) puis par GPS (après 2008) (Maquaire, 1990 ; Lissak *et al.*, 2010 ; Figure 6-14). La distribution historique des déplacements apparaît globalement conforme à la distribution actuelle sur la période 2008-2010. Le tableau 6-3 fournit, pour trois points sélectionnés en fonction de la nature du *'marqueur'* (bâti, haie et route) et de leur répartition sur le site (Figure 6-14), des valeurs de comparaison avec des repères bétonnés, utilisés pour les relevés topométriques, situés à quelques mètres de ces marqueurs. Il a été montré (Maquaire, 1990) que les déplacements enregistrés sur un repère implanté sur un panneau de craie, traduisaient le déplacement de l'ensemble de ce panneau (limité à l'aval par un escarpement net correspondant très souvent à une limite de propriété renforcée par une haie bocagère). Ces panneaux structurent et compartimentent la zone de

glissement en unités morphologiques distinctes (Lissak *et al.*, 2010 ; chapitre 3) qui peuvent se déplacer à des rythmes et des valeurs différents (Maquaire, 1990). Ainsi, il est possible de comparer les déplacements obtenus à partir des repères avec ceux de '*marqueurs*' proches pour des unités morphologiques identiques ; et donc de définir des vitesses moyennes annuelles par secteur. C'est le cas, par exemple, du secteur de la *Pointe du Heurt,* à l'ouest du *Cirque des Graves,* où les valeurs historiques estimées par comparaison d'images et les déplacements moyens annuels mesurés aujourd'hui par technique géodésique concordent globalement (Chapitre 5). Ce secteur a subi de nombreux dégâts depuis 1982, notamment le long de la route départementale où sont localisés les déplacements les plus forts (Figure 6-12).

Marqueur	*Vitesse moyenne annuelle (mesure image) Période 1961/1976 (m/an)*	*Repère topographique*	*Vitesse moyenne annuelle (mesure terrain) Période 2008/2010 (m/an)*
A (Bâti)	*0,08*	*402*	*0,07*
B (Haie)	*0,17*	*404*	*0,10*
C (Route)	*0,04*	*408*	*0,05*

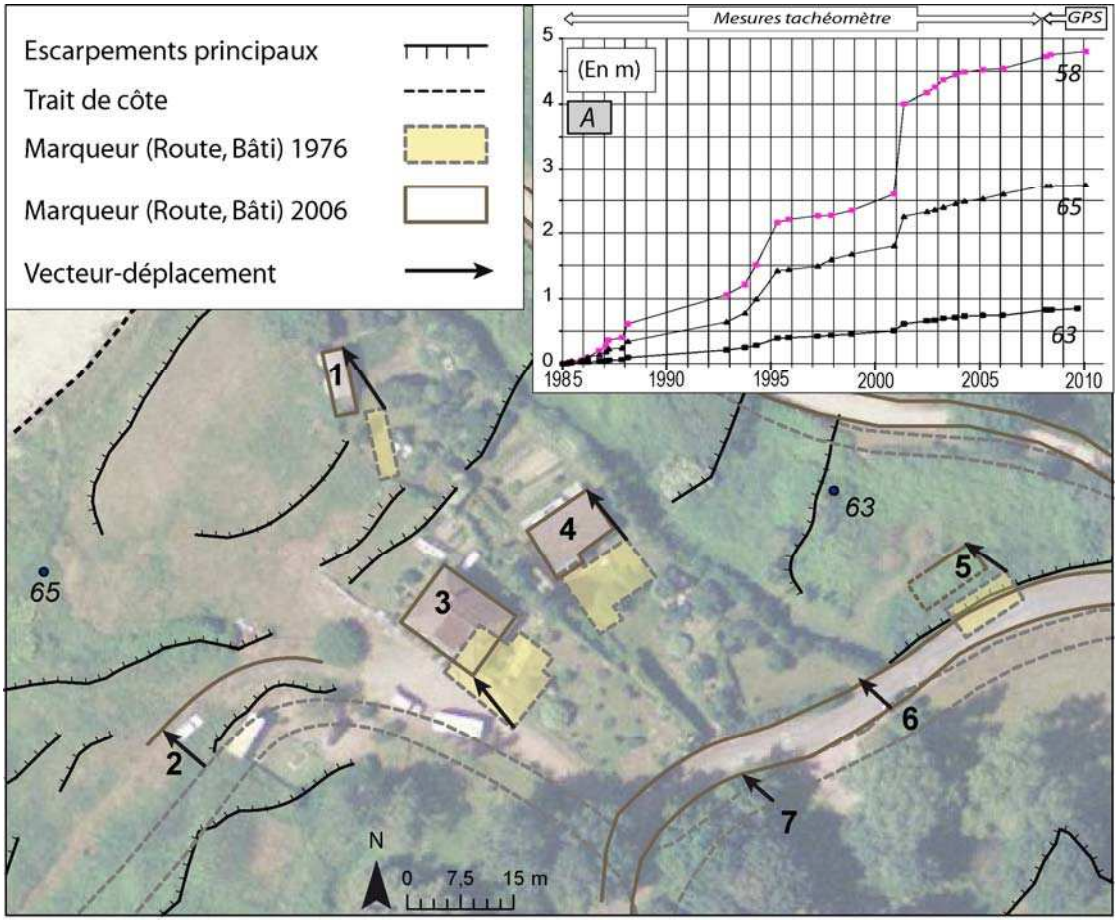
Tableau 6-3. *Comparaison de déplacements cumulés de certains 'marqueurs' estimés par interprétation d'images et mesurés sur le terrain (localisation figure 6-15) (Lissak et al., in press).*

A plus court terme, dans le secteur de l'ancien camping (Figure 6-15), la comparaison de la position de quelques marqueurs (bâti et chemin) bien visibles sur le plan topographique de 1976 et sur l'orthophotographie de 2006 permet d'accéder à une estimation inédite des valeurs de déplacements occasionnés par l'accélération de 1982 (Figure 6-15), car la cinématique du versant est mesurée sur le terrain uniquement depuis 1985.

Tout d'abord, on constate que les déplacements décroissent de l'aval vers l'amont (Tableau 6-4) : de 10,50 m pour le marqueur *'bâtiment'* n°1 à 6,50 m pour les deux marqueurs n° 6 et 7 '*route*' (chemin des Fondrières). À ces valeurs, il faut retrancher les déplacements estimés : 1) de 0,60 m à 0,30 m (selon les témoignages recueillis) pendant la période pré-accélération entre 1976 et 1982 ; 2) de 0,50 m à 0,10 m correspondant à un amortissement post-événement entre 1982 et 1985 (comme cela est suggéré après la dernière accélération de 2001 sur la figure 6-15A ; 3) de 2,0 m à 0,7 m correspondant aux déplacements de surface mesurés entre 1985 et 2010 sur les bornes n°63 et n°65 proches des *'marqueurs'* (Figure 6-10).

Marqueur	*Déplacements estimés (m) :*				
	1976-2006	***Pré-accélération 1976-1982***	***Post-accélération 1982-1985***	***Réseau surveillance 1985-2006***	***Accélération de 1982***
1 (Bâti)	*10,5*	*0,6*	*0,5*	*2,0*	*7,4*
2 (Route)	*9,0*	*0,5*	*0,3*	*1,1*	*7,1*
3 (Bâti)	*8,8*	*0,5*	*0,3*	*1,1*	*6,9*
4 (Bâti)	*8,8*	*0,5*	*0,3*	*1,1*	*6,9*
5 (Bâti)	*6,5*	*0,3*	*0,1*	*0,7*	*5,4*
6 (Route)	*6,5*	*0,3*	*0,1*	*0,7*	*5,4*
7 (Route)	*6,5*	*0,3*	*0,1*	*0,7*	*5,4*

Tableau 6-4. *Déplacements estimés de quelques 'marqueurs' situés dans le secteur de l'ancien camping au Cirque des Graves. Les marqueurs sont localisés sur la figure 6-13 (Lissak et al., in press).*



(A) Déplacements cumulés de 3 repères bétonnés du réseau de surveillance (topométrie et GPS) entre 1985 et 2010.

Figure 6-15. *Positions successives de quelques marqueurs en 1976 et en 2006 dans le secteur de l'ancien camping du Cirque des Graves (Lissak et al., in press).*

6.4. Évolution et recul de l'escarpement principal

Comme pour le reste de la masse en mouvement, la périphérie du glissement, au niveau de l'escarpement principal, est marquée par deux formes d'activité :

- des déformations et tassements progressifs et '*quasi-permanents*' des terrains de la couronne de glissement, de très faibles amplitudes, selon une composante principalement verticale ;
- des affaissements des terrains et un recul brutal de plusieurs mètres de l'escarpement principal lors des accélérations majeures (crises).

L'objectif de cette section est d'estimer la progression vers l'amont de la zone en glissement, ce qui revient à déterminer les positions successives de l'escarpement principal au cours du temps, et d'apprécier la valeur des affaissements totaux cumulés observés en plusieurs secteurs le long du CD 513 depuis l'événement majeur de janvier 1982.

6.4.1.1. Évaluation du recul de l'escarpement principal

L'historique du positionnement de la couronne de glissement est fondé sur des informations directes et indirectes issues des documents cartographiques et autres photographies aériennes sur lesquels apparaît clairement la couronne ou des indices permettant d'en déduire le positionnement. Ces indices sont des escarpements dont la forme rappelle les formes de l'escarpement principal actuel, la localisation d'infrastructures et de bâtiments dont l'implantation était possible que si le terrain était considéré comme stable…

Les documents cartographiques et photographiques utilisés ont été présentés dans la section 6.2.1 (Figure 6.1). À ces documents s'ajoutent des levés de terrain effectués suite à l'événement de janvier 1982 au *Cirque des Graves*, et de mars 1988 aux *Fosses du Macre* (Flageollet & Helluin, 1984 ; Helluin, 1988, Maquaire, 1990 ; Maquaire 2001) et plusieurs photographies de terrain ou photographies aériennes obliques. Le tout combiné permet d'estimer des valeurs de recul et d'affaissement plus ou moins précises de l'escarpement principal (qui délimite la zone active de la zone stable). Depuis la réactivation de janvier 1982, les différents levés de terrain et documents photographiques rendent compte de l'importance du recul et de l'affaissement de l'escarpement principal des deux cirques. Le croisement des données permet de différencier l'extension entre les deux cirques en fonction des épisodes d'accélération. La combinaison des méthodes a également permis de mettre en évidence l'importance de l'affaissement des compartiments situés immédiatement au pied de l'escarpement principal.

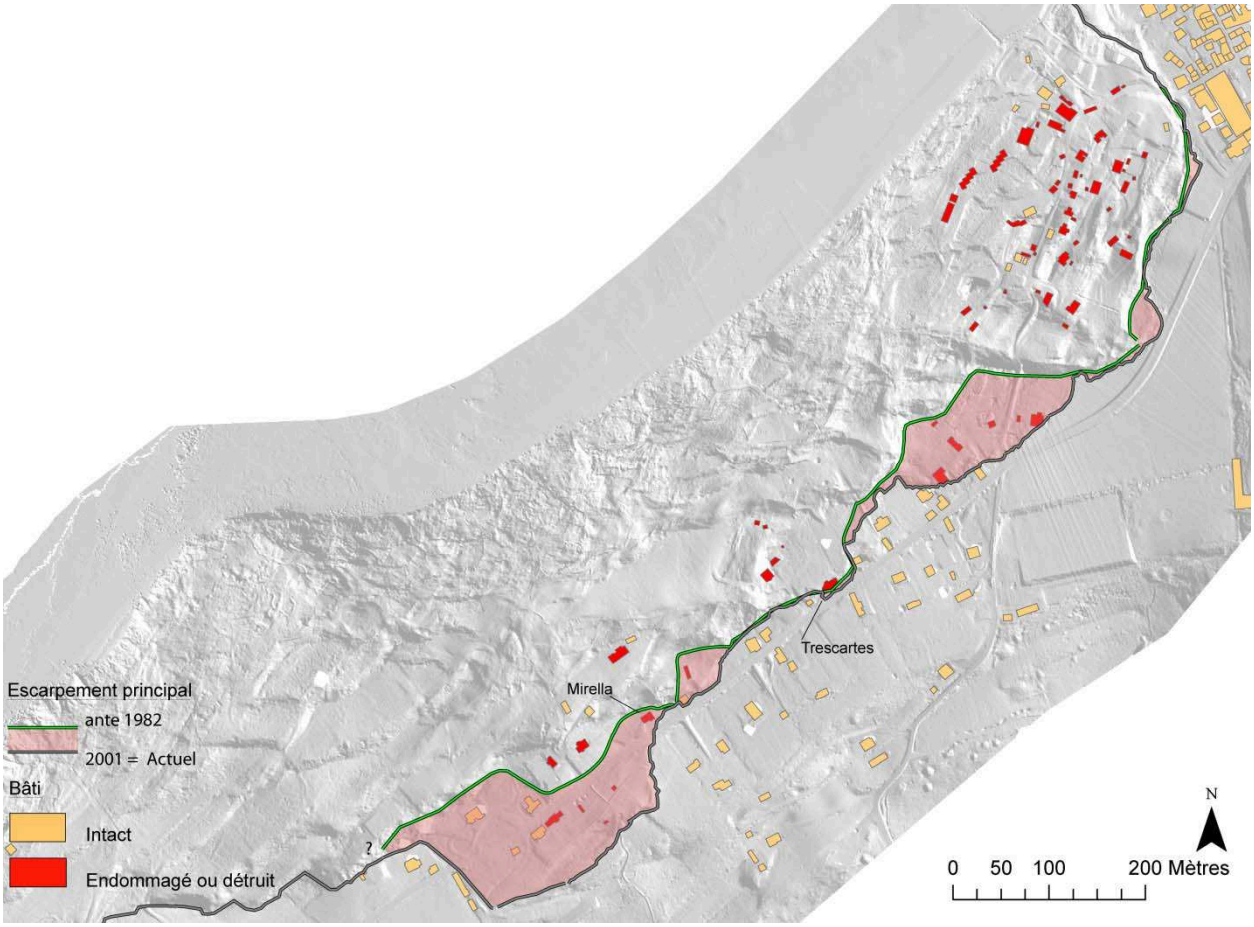


Figure 6-16. *Extension du recul de l'escarpement principal au Cirque des Graves.*

Pour le *Cirque des Graves*, l'escarpement principal a évolué lors de l'événement majeur de janvier 1982, avec une limite qui a reculé ponctuellement de plus de 50 m (Figure 6-16). De larges compartiments se sont affaissés également de plus de 5 m, provoquant la destruction partielle ou totale de différentes villas (Chapitre 2). La figure 6-17B permet d'observer l'affaissement qui s'est produit en 1982 à quelques mètres en avant de la maison obligeant le propriétaire à mettre en place un petit escalier en bois pour accéder à la partie de son jardin qui se trouve à près de deux mètres en contrebas et en contre-pente. Cette figure permet également d'apprécier un mouvement de type rotationnel avec le '*jardin*' en contre-pente et les piliers de la clôture inclinés vers l'arrière.

Depuis lors, le **tracé de l'escarpement demeure inchangé**. En effet, les événements majeurs suivants ont affecté plus ou moins l'ensemble de la zone en mouvement, en réactivant l'escarpement principal dont la dénivelée augmente (par tassement, affaissement), mais sans modifier de façon significative son tracé (Figure 6-17A). Sur cette figure, deux petits escaliers en bois ont été installés successivement après les réactivations majeures de 1982 et 2001. Ainsi, depuis 30 ans, **la limite de la zone instable (l'escarpement principal) du glissement du *Cirque des Graves* n'a pas progressé vers l'amont.**

Figure 6-17. *Escarpement principal dans le secteur Trescartes (Photo : Maquaire, 2009).*

Figure 6-18. *Vue aérienne de l'escarpement principal des Fosses du Macre en 1988 et 2001 (Photo : Maquaire, 1988 et DREAL, 2001).*

Figure 6-19. *Positions de l'escarpement principal en 1995 et 2001 au droit des propriétés Les Troènes, Les Symphorines et les Préfailles du glissement des Fosses du Macre à Cricqueboeuf (Photo : DREAL Basse-Normandie, avril 2001).*

Pour les *Fosses du Macre*, les quatre événements majeurs ont entrainé un recul généralisé de l'escarpement principal. La zone instable a progressé pour se rapprocher en bordure immédiate ou à quelques mètres de plusieurs habitations. C'est ainsi qu'en février 1988, l'escarpement principal atteint la villa '*Les Préfailles'* (Figure 6-18). Les événements *'brutaux'* suivants (1995 et 2001) ont à nouveau entrainé le recul de l'escarpement principal accompagné d'un affaissement de quelques décimètres à plusieurs mètres (Figure 6-19). L'exemple de la villa *'Les Préfailles'* est particulièrement intéressant pour illustrer cette évolution progressive ayant inexorablement entrainé les dommages importants (Figure 6-20).

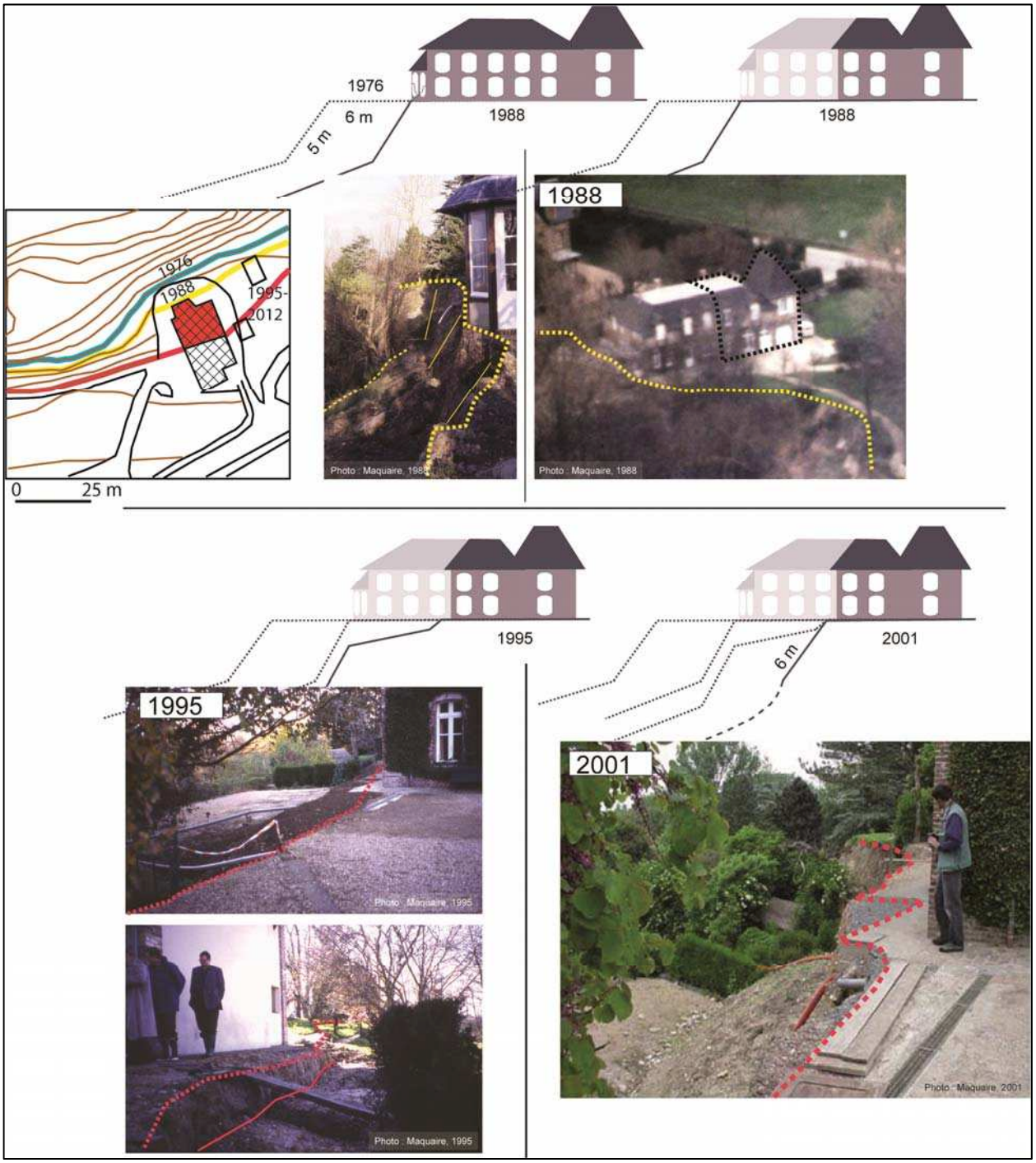


Figure 6-20. *Évolution de la couronne de glissement au pied de la villa « Les Préfailles » depuis février 1988.*

En 1988, l'escarpement venant touché le pignon de la maison entraîne des tassements dans la partie nord et quelques fissures. Pour éviter la propagation des dommages à l'ensemble de la maison, les propriétaires font procéder à l'abatage de la partie endommagée, pensant assurer la pérennité de l'habitation restante située à environ 6 m de l'escarpement. Malheureusement, en 1988, l'escarpement atteint la bordure du '*nouveau pignon'* avec un affaissement de l'ordre de 50-80 cm. Puis, en 2001,

l'affaissement généralisé atteint d'une dénivelée d'environ 6 m (Figure 6-19). À la suite de cet événement, et en raison les dangers encourus, un arrêté de péril interdit l'accès et le séjour prolongé dans cette habitation. Notons, toutefois, que depuis cette date, l'escarpement principal n'a pas progressé.

Par ailleurs, l'épisode de mars 2001 a entraîné des affaissements compris entre 4 m et 6 m, pour un recul compris entre 1 m et plus de 7 m dans la partie centrale du cirque (Maquaire, 2001). Le recul a atteint une vingtaine de mètres sur la bordure est avec l'endommagement majeur de la villa *'Le Clos des Renards'* (Figure 6-21). Un zoom de la partie est permet de bien montrer les positions successives de cet escarpement principal (Figure 6-21) avec la destruction dans les années 70-80 (date imprécise non confirmée), de la villa *'Le Clos des Renards 1'* et d'une partie de la villa *'La Colline'*.

Depuis l'événement de 2001, **la limite de la zone instable (l'escarpement principal) du glissement des *'Fosses du Macre'* n'a pas progressé vers l'amont.** On observe *'seulement'* un affaissement avec une accentuation de la dénivelée de l'escarpement situé en arrière immédiat de la villa *'Le Clos Martin'*.

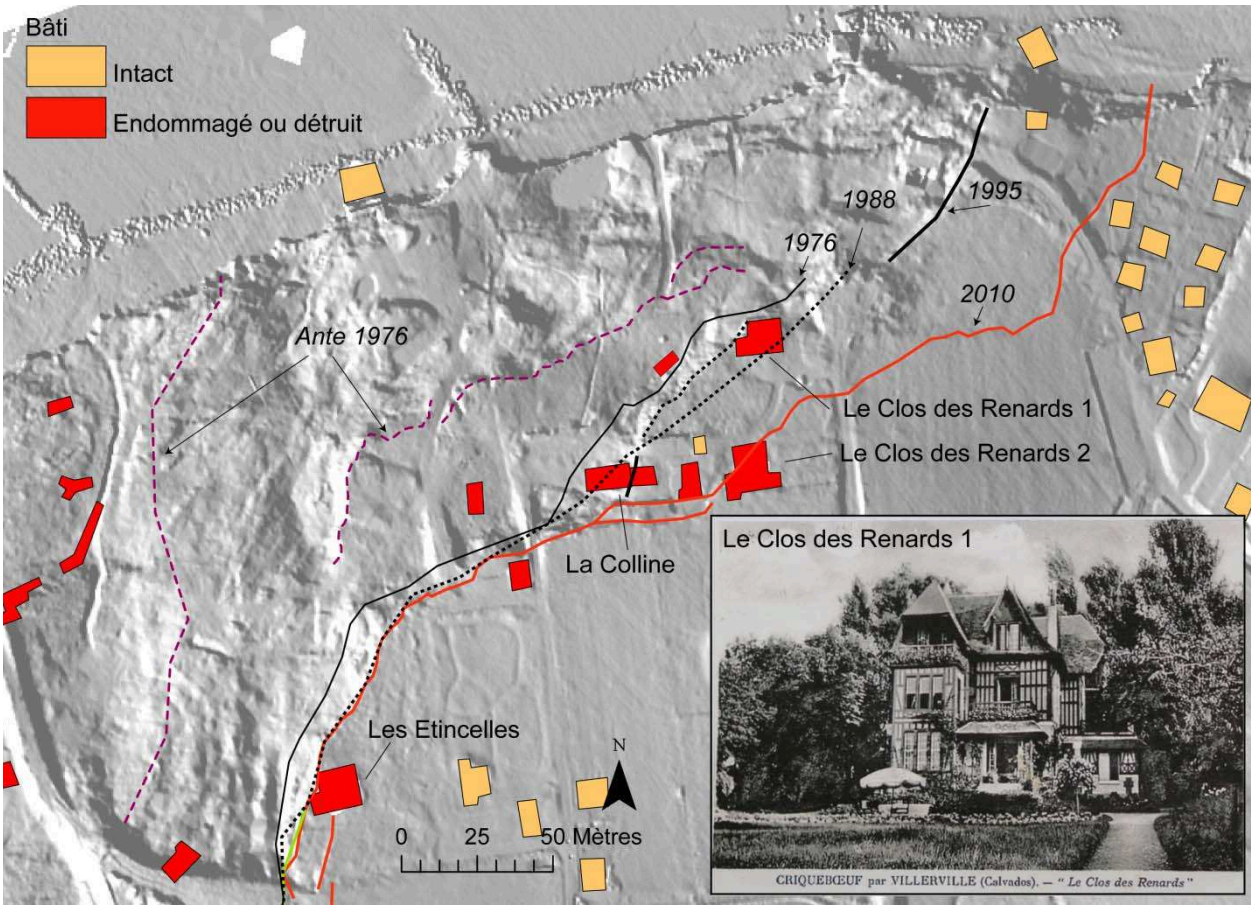


Figure 6-21. *Interprétation des positions successives de l'escarpement principal à l'est des Fosses du Macre et photographie de la villa 'Le Clos des Renards 1' dans les années 1930.*

À partir de l'ensemble des observations et informations disponibles, nous pouvons maintenant essayer de synthétiser les positions successives de l'escarpement principal sur le *'long terme'* et de tenter de reconstituer l'évolution du cirque des *'Fosses du Macre'* depuis le XIX^{ème} siècle (Figure 6-22) :

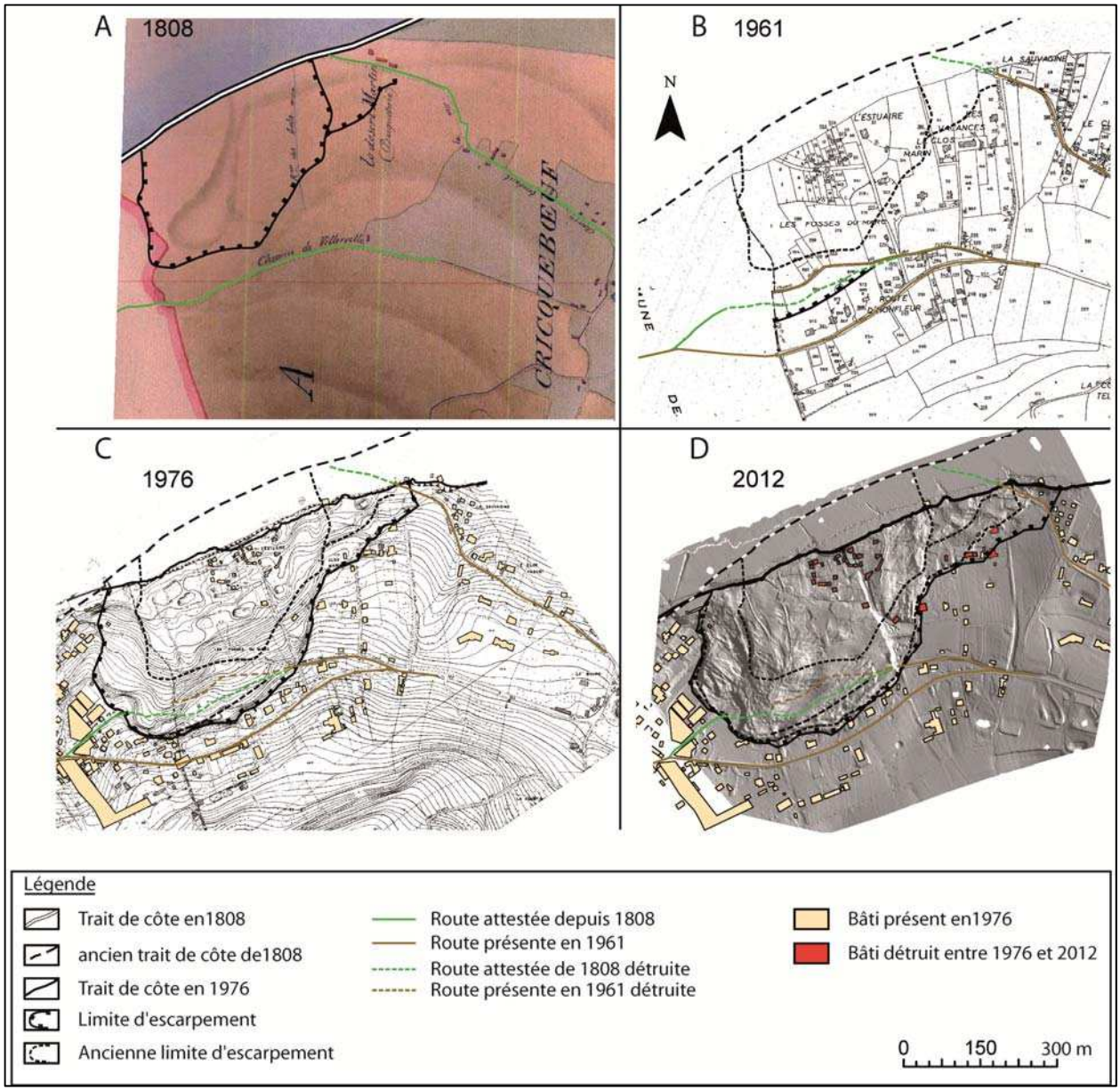


Figure 6-22. *Évolution de l'emprise des Fosses du Macre depuis le XIX*ème *siècle.*

- sur le *tableau d'assemblage du cadastre de 1808* (Figure 6-22A), l'existence d'une zone en dépression de forme allongée centrée sur l'actuel axe de drainage du cirque est suggérée par le dessin sous forme d'estompage épais. Sur la base des grands ensembles morphologiques actuels, nous avons fait l'hypothèse d'une extension du cirque plus importante que celle suggérée par le cadastre. Le '*chemin de Villerville*' (tracé surligné en vert) qui relie les bourgs du littoral est situé à quelques dizaines de mètres en arrière de cet escarpement '*supposé*' ;
- sur le *cadastre de 1961* (Figure 6-22B), l'information principale réside dans le *'nouveau tracé'* du '*chemin de Villerville*' (tracé surligné en marron). Ce tracé est déformé dans sa terminaison occidentale (dans l'axe de drainage du cirque) en étant situé à plusieurs mètres en avant du tracé initial (tracé en pointillé vert). Ce chemin a donc subi des dommages : pour preuve, la nouvelle route reliant les bourgs est située en arrière du tracé initial du chemin. Ce même tracé correspond à l'actuelle route départementale *C. D. 513*. Ainsi, la zone instable a progressé, entre 1808 et 1961, avec le recul de l'escarpement principal dont la position est '*suggérée*' par le tracé des limites des propriétés situées à l'amont ;
- sur le *plan topographique de 1976* (Figure 6-22C), la position de l'escarpement principal est clairement définie, avec une extension de la zone instable à l'amont et sur les flancs, en particulier sur le flanc est, comme détaillé précédemment (Figure 6-21) ;
- enfin, sur *le levé Lidar* (Figure 6-22D) sont reportées les positions successives de l'escarpement principal jusqu'à ce jour en septembre 2012.

Cette '*reconstitution*' de l'évolution et de l'extension du cirque des '*Fosses du Macre*' montre une évolution tout de même assez importante sur près de deux siècles. Il n'en demeure pas moins, de nombreuses zones d'ombre, en l'absence de témoignages écrits (plans, rapports, relevés de décisions de conseils municipaux, etc.) ou oraux (les personnes âgées interviewées n'ont pas pu davantage nous éclairer).

6.4.1.2. Estimation des valeurs d'affaissement

Pour compléter l'analyse précédente, il s'agit maintenait d'estimer plus précisément les valeurs d'affaissement (subsidence) qui affecte la route départementale 513 au niveau de l'escarpement principal du glissement du *Cirque des Graves* (Figure 6-16). Pour se faire, seront utilisés les résultats de la prospection GPR déjà présentés au Chapitre 3 dans la section 3.4.4.1 et d'un suivi de la subsidence au droit des villas '*Trescartes*' et '*Mirella*' par nivellement topographique de précision.

Suite à l'événement de janvier 1982, un suivi de la subsidence a été réalisé à partir d'un dispositif simple comportant deux piquets : l'un était disposé à l'amont de la route en secteur stable et l'autre à l'aval immédiat de la route en zone instable. Les altitudes respectives des têtes des piquets étaient déterminées avec une fréquence très variable, entre novembre 1982 et avril 1995, date à laquelle les dispositifs ont été détruits (Figure 6-23). La courbe montrant les valeurs d'affaissement en fonction du temps a été prolongée au delà d'avril 1995 sur la base des observations et des témoignages recueillis (comme par exemple le responsable du réseau routier du *Conseil Général du Calvados*). L'affaissement brutal provoqué par la crise de 2001 a été estimé à environ 40 cm sur la base des photographies aériennes obliques basse altitude prises quelques jours après l'événement (Figure 6-24). Il se rajoute la valeur d'affaissement lié au '*bruit de fond*', c'est-à-dire le tassement '*régulier*' estimé entre deux à trois-quatre centimètres par année. Au total, depuis janvier 1982, l'affaissement atteindrait des valeurs comprises entre 1,80 m à 2,20 m au droit de la villa '*Trescartes*' et comprises entre 2,40 m et 2,60 m droit de la villa '*Mirella*'.

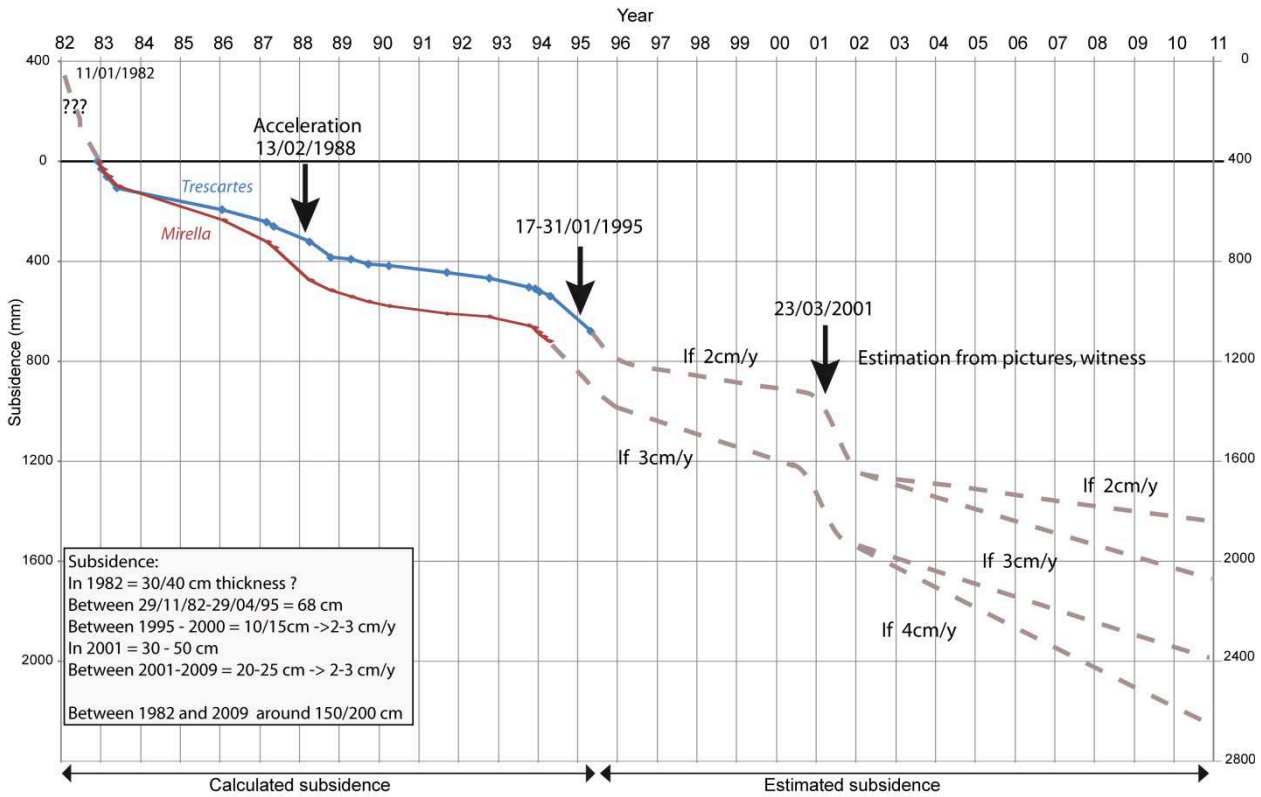


Figure 6-23. *Affaissement de la route mesurée au droit des villas 'Trescartes' et 'Mirella' entre novembre 1982 et avril 1995 et reconstitué entre janvier 1982 et 2010.*

Figure 6-24. *Vue aérienne des zones d'affaissement affectant la R.D. 513 au droit des villas 'Trescartes' (A) et 'Mirella' (B), lors de la crise de janvier 2001 du glissement du Cirque des Graves (Photo : DREAL, 2001).*

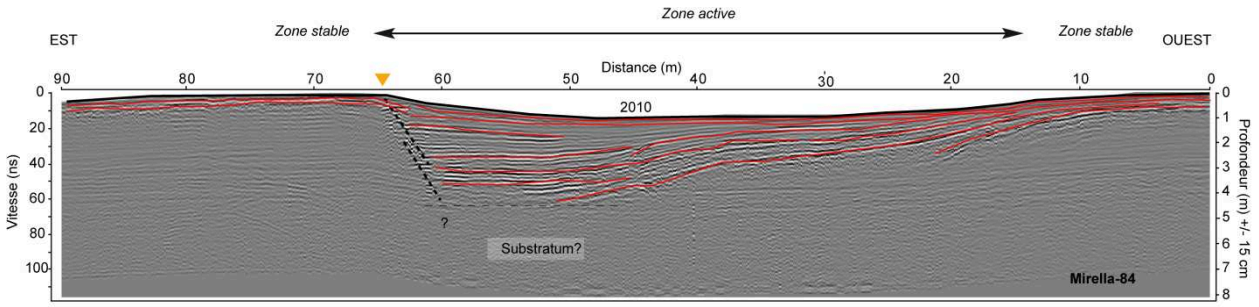


Figure 6-25. *Radargramme du tronçon Mirella - 84 au Cirque des Graves.*

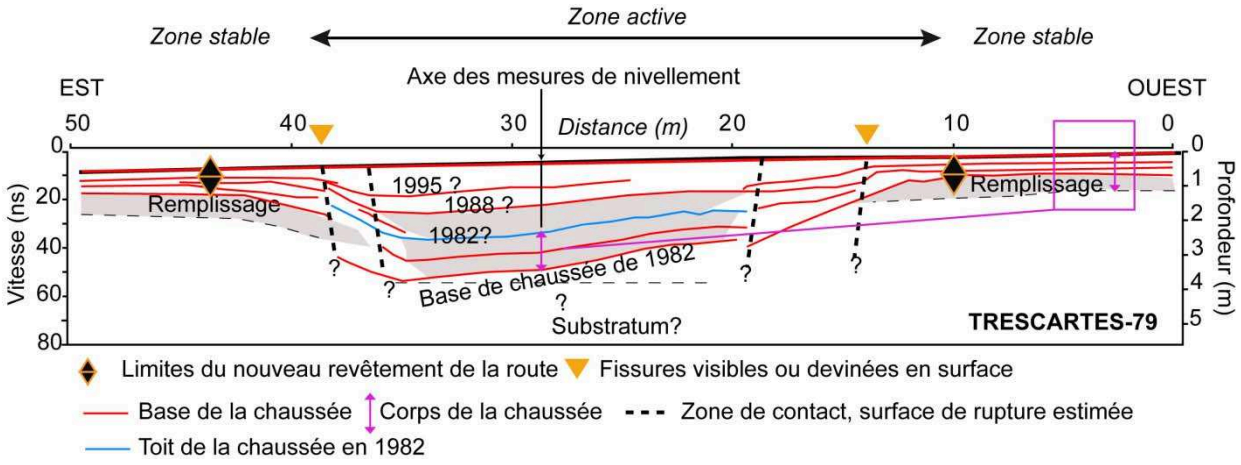


Figure 6-26. *Radargramme interprété du tronçon Trescartes - 79 au Cirque des Graves.*

Ces valeurs estimées d'affaissement total sont en accord avec les ordres de grandeur d'affaissement *'mesurées'* sur les radargrammes (Figure 6-25 et Figure 6-26). Au droit de *'Trescartes'*, dans l'axe des mesures de nivellement, le toit de la chaussée de 1982 serait situé à une profondeur d'environ 2,30 m. Au droit de *'Mirella'*, le radargramme indique bien une structure en *'mille-feuilles'*, sur une longueur d'une soixantaine de mètres, l'affaissement maximal attiendrait près de 3,00 m au contact entre la zone stable et instable.

6.5. Mobilité du trait de côte depuis 1808

L'action érosive de la mer au pied du versant constitue un des facteurs de contrôle des glissements (Maquaire, 1990) en empêchant le versant d'acquérir un profil d'équilibre. Le recul du trait de côte (défini par le sommet du talus basal terminant le versant en haut de plage) est cependant ralenti par l'allongement du versant. Une attention particulière a été portée sur l'évolution du trait de côte (défini par le sommet du talus basal terminant le versant en haut de plage) depuis 1808.

L'estimation de sa mobilité, sur le *long terme*, est fondée sur les différents documents cartographiques (Figure 6-27) et photographiques cités précédemment, qui ont permis d'étudier l'évolution diachronique du versant (Figure 6-1). Les photographies terrestres et obliques permettent de préciser l'évolution du trait de côte sur une période de temps plus courte, plus récente et rendent compte de l'importance, notamment aux *Fosses du Macre*, du recul selon l'existence ou non d'ouvrages de défense '*efficace*'.

Figure 6-27. *Carte postale envoyée en 1926 qui montre la digue et les épis au pied du bourg de Villerville.*

Plusieurs aménagements, pour la protection du littoral, ont été mis en place depuis la première moitié du XIX^{ème} siècle. Les premières digues au pied de la commune de *Villerville* furent érigées en 1868 et 1912 (Figure 6-27 et Figure 6-28) au pied du bourg, alors que la commune de *Cricqueboeuf* dispose d'ouvrages de défense contre la mer que depuis les années 1980 (Figure 6-29, Figure 6-30 et Figure 6-31).

Figure 6-28. *Ouvrages de défense contre la mer sur le littoral de la commune de Villerville.*

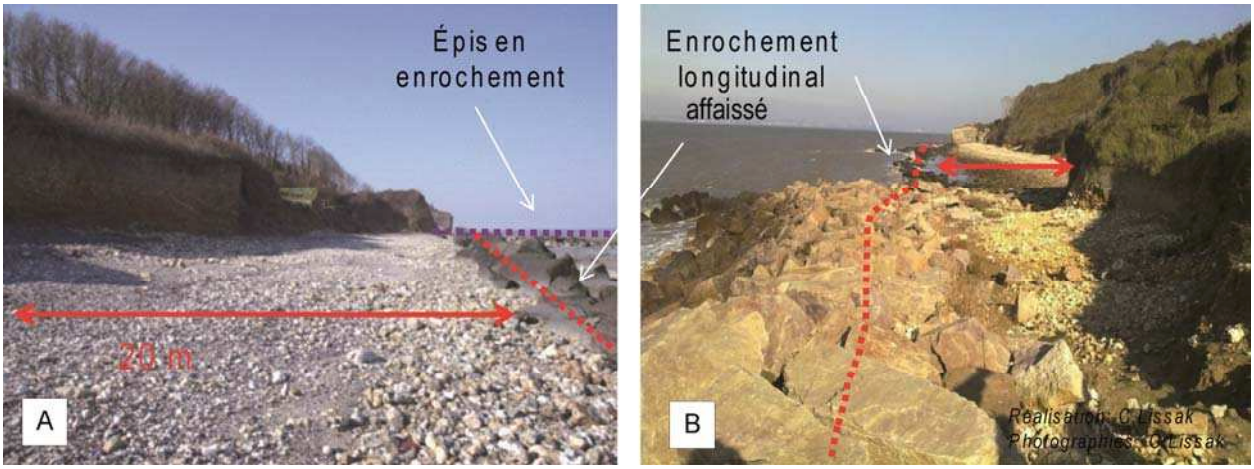
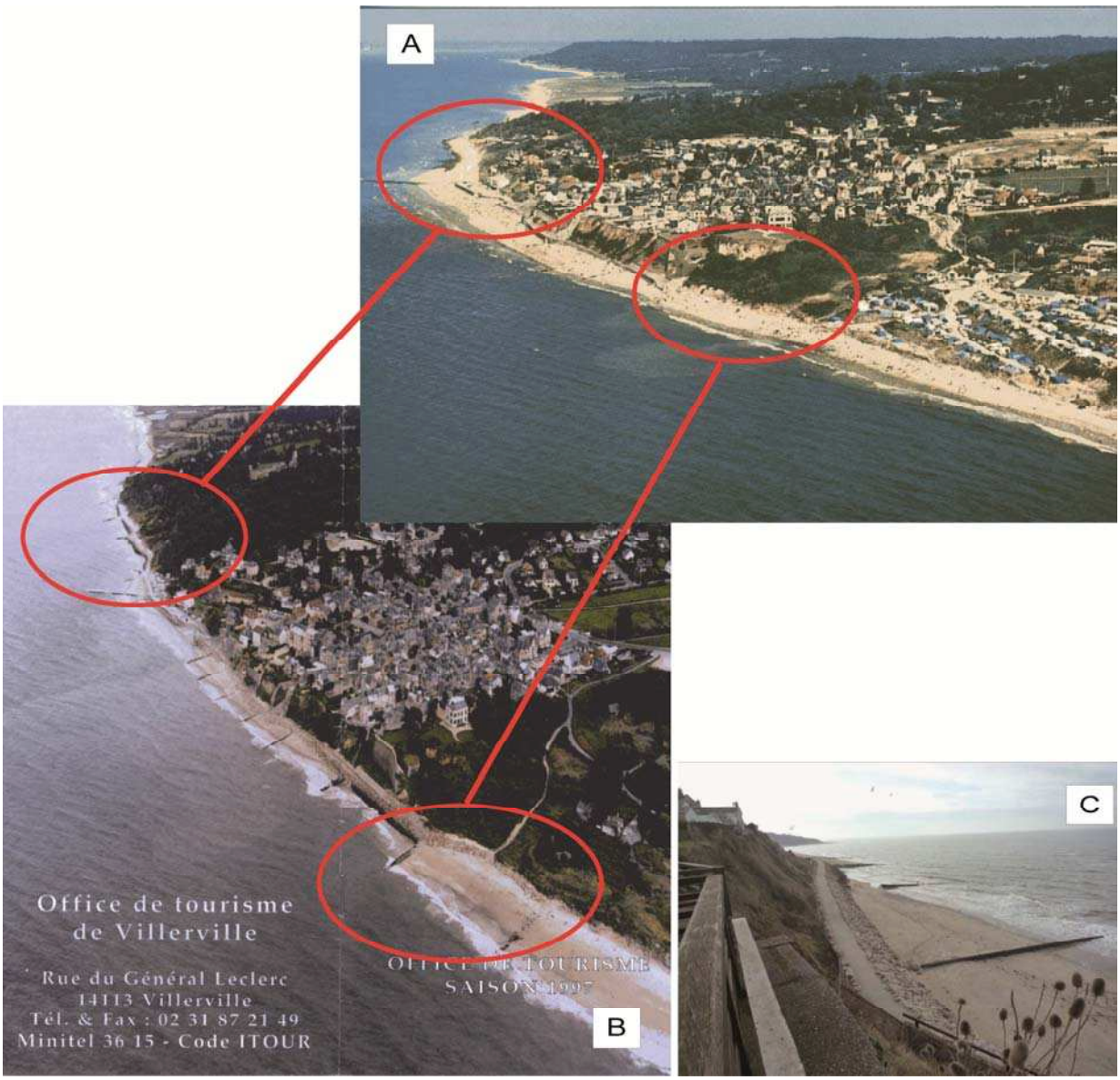


Figure 6-29. *Ouvrages de défense contre la mer sur le littoral de la commune de Cricqueboeuf.*



(A) Vue aérienne d'une carte postale (ante 1982) ; (B) Vue aérienne d'un dépliant de l'office de tourisme (ante 1997). Dates de prises de vue inconnues ; (C) Vue vers l'ouest sur la digue et les épis du bourg de *Villerville* en 2011.

Figure 6-30. *Littoral entre le Cirque des Graves et les Fosses du Macre montrant les aménagements de défense contre la mer.*

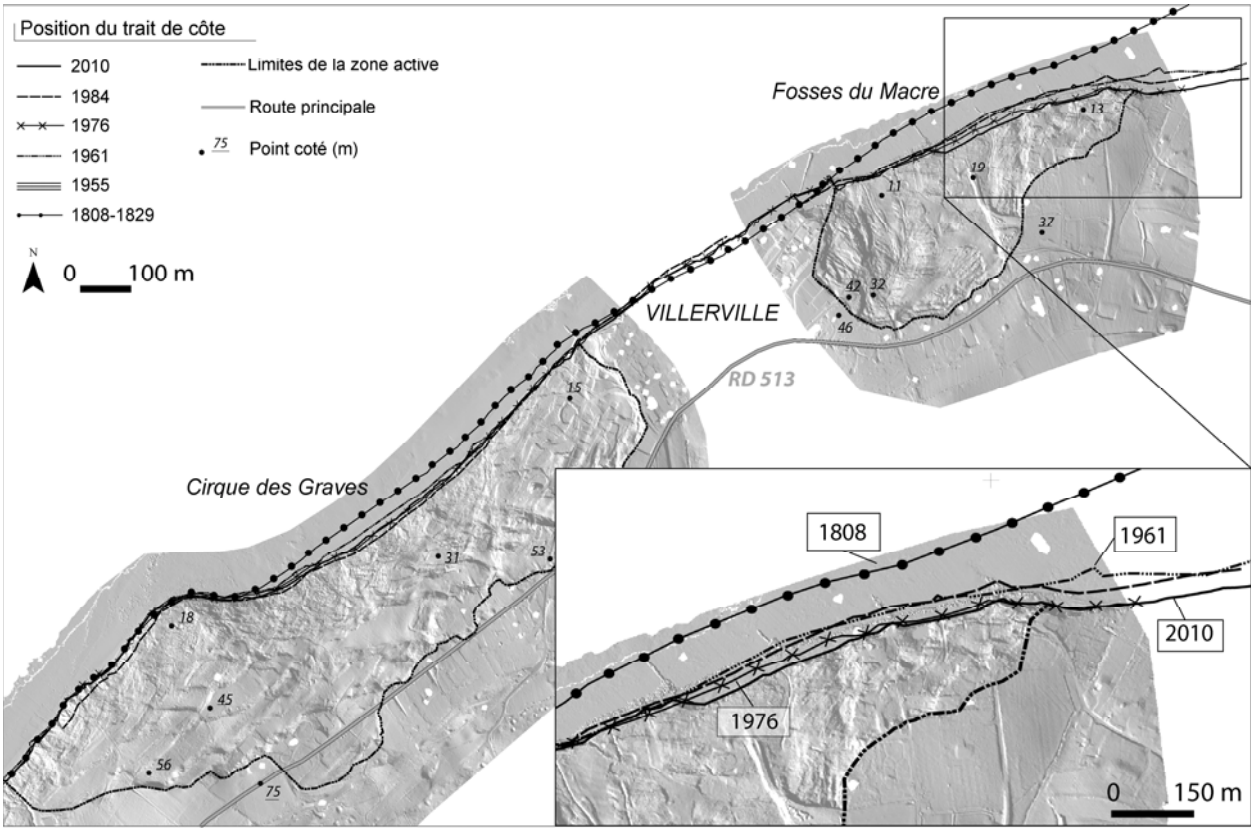
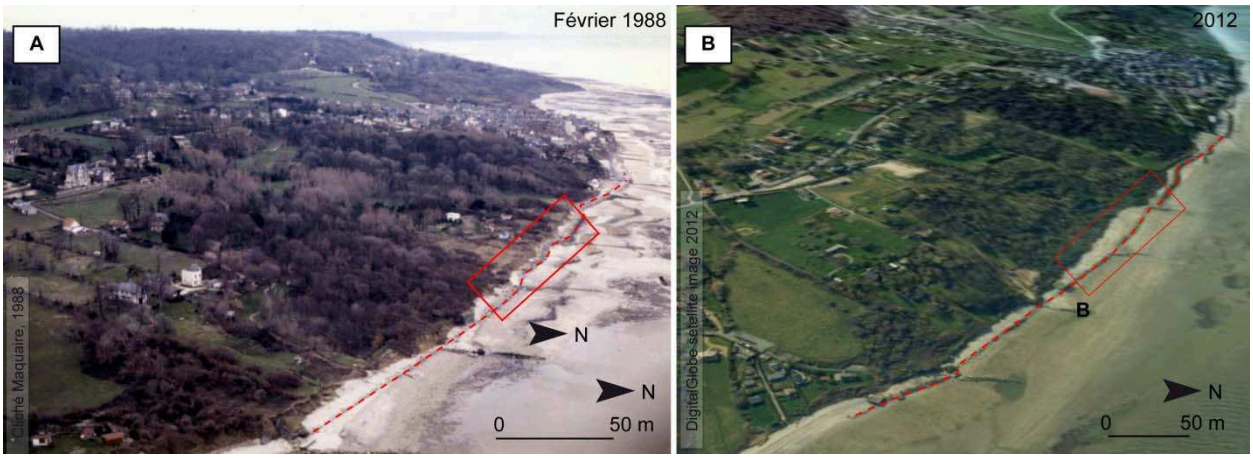


Figure 6-31. *Évolution de la position du trait de côte entre 1808 à 2010 au Cirque des Graves et au Fosses du Macre.*

Malgré ces aménagements, la comparaison de documents permet de mettre en avant une certaine mobilité du trait de côte depuis 1808. Depuis deux siècles, même si le recul est compensé par l'avancé du versant, la position du trait de côte a subi d'importantes variations (Figure 6-31 et Figure 6-32). D'est en ouest, son évolution est caractérisée par :

- un recul assez marqué aux *Fosses du Macre*, qui atteint, entre 1808 et 2010, des valeurs comprises entre 18 et 200 m. Ce recul historique est cohérent avec les observations actuelles qui montrent un pied de versant continuellement entaillé dans des formations sablo-graveleuses sensibles à l'érosion par la houle et les courants. À l'est, au pied d'un petit marais littoral fermé par un cordon sableux facilement érodable, le recul est plus important. Comme le montre la figure 6-26, un enrochement mis en place au cours des années 1970 est aujourd'hui fortement éloigné par rapport au pied du versant ce qui atteste de l'importance de l'érosion par la mer dans ce secteur. Par conséquent, cet ouvrage ne joue plus son rôle protecteur car il est partiellement submergé à chaque marée montante. À l'ouest, l'érosion semble diminuer depuis les années 1970. On remarque surtout que l'enrochement est beaucoup plus proche du pied du versant et que l'altitude y est plus élevée.
- une stabilité, voire une légère avancée du trait de côte, au droit du bourg de *Villerville*, associée à l'implantation d'ouvrages de protection (enrochement et épis) au pied du bourg depuis le début du XIX^{ème} siècle ;
- un recul modéré entre 7 et 20 m au *Cirque des Graves* dans des matériaux hétérogènes constitués par des blocs de craie et des marnes assez résistantes. Ce recul s'explique probablement par la nature du matériau et par l'apport en matériau par le glissement du versant vers l'aval ;
- une stabilité du trait de côte à partir de la *Pointe du Heurt*, car ce secteur est constitué de grès très résistants. Pour ce secteur, il est difficile de quantifier précisément les déplacements car leur amplitude faible est comprise dans la marge d'erreur de la source cartographique.



(A) Photographie oblique des *Fosses du Macre* en février 1988 avec positionnement de l'enrochement (trait rouge), (B) Vue aérienne des *Fosses du Macre* en 2012 avec position de l'enrochement qui montre le recul du trait de côte depuis 1988, surtout en partie médiane

Figure 6-32. *Le trait de côte au pied des Fosses du Macre entre 1988 et 2012.*

6.6. Conclusion sur l'évolution à 'long terme'

Les déformations de versant et le recul de l'escarpement principal estimés sur le *long terme*, ainsi que la mobilité du trait de côte ont été étudiés à partir de données géospatiales multi-sources et d'archives sur plus de deux siècles. Si la comparaison de documents cartographiques et de photographies aériennes est très répandue en géomorphologie fluviale et littorale, elle est peu utilisée pour étudier les glissements de terrain car elle nécessite l'accès à de nombreuses données historiques dont la précision est parfois difficile à estimer, et qui permettent l'identification de '*marqueurs*' fiables au cours du temps. Pour étudier l'évolution du versant sur le *long terme,* en faisant appel à des documents de nature et de source variées, la méthodologie employée doit prendre en compte l'incertitude des données sur laquelle elle est fondée et la qualité des *'marqueurs'* exploités. Étant donné la marge d'erreur des sources, cette méthodologie est particulièrement adaptée à l'étude de versants dont les déplacements sont d'ordre pluri-métriques.

Même si cette méthode est fondée sur une grande diversité de sources, ce qui implique une forte variabilité de qualité en termes d'échelle spatiale, de résolution et de contenu d'information, elle a permis de mettre en évidence, qu'entre 1808 (date du document cartographique utilisé le plus ancien) et 1982 (date de la 1ère accélération majeure référencée et bien documentée), **le versant était instable avec probablement des déplacements lents et continus dans le temps**. Les probables petits réajustements, sans grande accélération brutale, ont permis aux habitants qui se sont progressivement installés de s'accommoder de cette instabilité '*permanente*'.

Les résultats montrent également une forte variabilité spatiale des déplacements qui est liée aux facteurs de prédisposition (structure géologique avec compartimentage lié aux panneaux de craie, topographie…). En restant prudent, compte tenu des marges d'erreur parfois élevées sur certains documents, il apparaît assez clairement que les secteurs les plus actifs actuellement, l'étaient aussi par le passé, sur la période considérée. Il en est de même pour les secteurs les moins actifs. Des ordres de grandeur des déplacements pendant la 1ère accélération de 1982 sont également proposés ; ceux-ci auraient atteint des valeurs comprises entre 3,50 m à l'amont et 7,00 m à l'aval.

La combinaison de documents anciens avec des documents photographiques plus récents a également permis d'estimer l'importance du recul de l'escarpement principal des deux cirques, et de mettre en avant l'hétérogénéité de l'ampleur du recul entre chaque accélération. Une particularité à prendre en compte dans une approche prospective.

CHAPITRE 7. FACTEURS DE CONTRÔLE ET CONDITIONS DE DÉCLENCHEMENT DES INSTABILITÉS DE VERSANT

7.1. Introduction

Plusieurs études, à travers le monde, ont démontré, comme dans le cas présent, que l'amplitude des déplacements d'un versant était directement contrôlée par les apports pluviométriques (van Asch *et al.*, 1999 , Delmonaco & Margottini, 2004) et par les fluctuations de la nappe souterraine (Bogaard *et al.*, 2000 ; Cappa *et al.*, 2004). Les mécanismes généraux qui entrainent les instabilités sont connus et sont le fruit de processus plus ou moins longs dont l'origine peut être interne, comme un changement de régime des eaux souterraines qui entrainerait l'augmentation de la pression interstitielle… ou externe, comme le changement de la géométrie du versant avec son érosion en aval… (Bogaard, 2001). Les études précédentes ont montré que le comportement des glissements du *Cirque des Graves* et des *Fosses du Macre* était lié à la combinaison de **processus continentaux et littoraux** et largement conditionné par :

- la présence d'eau dans le versant, agissant sur le comportement rhéologique du matériau qui le compose ;
- la mer qui érode le pied du versant et qui empêche la mise en place d'un '*talus d'équilibre naturel*' (Maquaire, 1990).

Dans une *approche prospective* pour définir des seuils critiques à l'instabilité, l'un des objectifs est de déterminer des valeurs d'excédents pluviométriques et des niveaux piézométriques critiques. Traditionnellement, la prédiction des mouvements de terrain, est fondée sur des données historiques (Malet *et al.,* 2003 ; Guzzetti *et al.,* 2004) et des investigations de terrain (Hansen, 1984 ; Soeters & van Westen, 1996 ; Malet *et al.,* 2003) permettant d'observer à la fois les variables hydro-climatiques qui interviennent dans la stabilité du versant et la cinématique de glissement pour déterminer des seuils de durée/intensité pluviométrique à l'échelle locale, régionale et globale (Caine, 1980 ; Crozier 1986 ; Reid, 1994 ; Terlien, 1996 ; Crosta, 1998 ; Corominas, 2000 ; Iverson 2000 ; Aleotti, 2004 ; Gonzalez-Garcia & Mayorga-Marquez, 2004 ; Guzzetti *et al.*, 2005 ; Guzzetti *et al.,* 2008 ; Wieczorek & Glade, 2005 ; Guzzetti *et al.*, 2008).

Pour **comprendre l'importance des différents facteurs de déclenchement**, nous étudierons les conditions environnementales avant, pendant et après les accélérations les plus significatives (Noverraz & Parriaux, 1990 ; van Asch *et al.*, 1999 ; Tohari *et al.,* 2004 ; van Asch *et al.*, 2007) depuis la réactivation de 1982 mais également les déplacements de faibles amplitudes enregistrés depuis 2009 à travers le dispositif de surveillance mis en place au *Cirque des Graves.* Pour répondre à cette problématique sur le rôle des forçages hydro-climatiques dans la mise en mouvement saisonnière du versant, nous disposons d'une base de données multi-paramètres et multi-temporelles qui permet une analyse croisée de la pluviométrie, avec les précipitations efficaces qui ont largement démontré leur rôle majeur dans le déclenchement des instabilités (van Genuchten & van Asch, 1988 ; Prior & Stephens, 1992 ; Bogaard *et al.*, 2000 ; Guzzetti et al., 2008) et de l'hydrologie souterraine (variations de pressions interstitielles et de nappe) et océanographique.

L'approche utilisée consiste à définir, d'abord, la **relation entre les apports d'eau et la piézométrie** (section 7.2) ; puis, la **relation entre la piézométrie et les déplacements de forte amplitude** (section 7.3) et enfin, **la relation entre les fluctuations piézométriques et les déplacements de faible amplitude** (section 7.4).

7.2. Relation entre les apports d'eau et la piézométrie

Pour déterminer la relation entre les fluctuations piézométriques et la pluviométrie, une base de données a été élaborée à partir des relevés de terrain menés sur les quarante-trois points de mesure disponibles dans les deux cirques (section 4.2, Figure 4-1). Cette base est complétée grâce aux stations de mesures piézométriques (*BRGM*) et météorologiques (*Météo France*) disponibles sur le plateau d'Auge (Figure 4-2).

De façon à mettre en avant l'hétérogénéité ou l'homogénéité spatio-temporelle du comportement de la nappe en rapport aux précipitations, il est nécessaire de préciser :

- les caractéristiques climatiques des différentes années durant lesquelles ces travaux ont été réalisés (2007-2011) et de resituer ces chroniques dans un contexte climatique plus global ;
- le contexte piézométrique régional ;
- les spécificités piézométriques à l'échelle du versant ;
- le lien entre les variations piézométriques et les apports pluviométriques.

7.2.1. Caractéristiques météorologiques sur la période 2007-2011

7.2.1.1. Quelles données disponibles ?

Pour compléter la base de données météorologiques fournie par *Météo France* avec la station de *Saint-Gatien-des-Bois*, et préciser les variabilités spatiales météorologiques, une station multi-paramètres *Campbell CR1000* a enregistré dans le *Cirque des Graves* des valeurs de précipitations et de températures journalières entre juin 2009 et avril 2011 (Tableau 4-2). Les enregistrements ont été comparés aux enregistrements de la station de *St Gatien-des-Bois* pour déterminer si les régimes pluviométriques entre le plateau et le versant côtier étaient identiques ou non (Figure 7-1). Les précipitations cumulées montrent parfois d'importantes différences entre les deux stations, allant jusqu'à 40 mm par mois. Prenons l'exemple de l'année 2010 pour laquelle une différence de 29 % est remarquable entre les deux stations (Figure 7-1). Les cumuls précipités sont généralement inférieurs au *Cirque des Graves* par rapport à ceux enregistrés à *Saint-Gatien-des-Bois*.

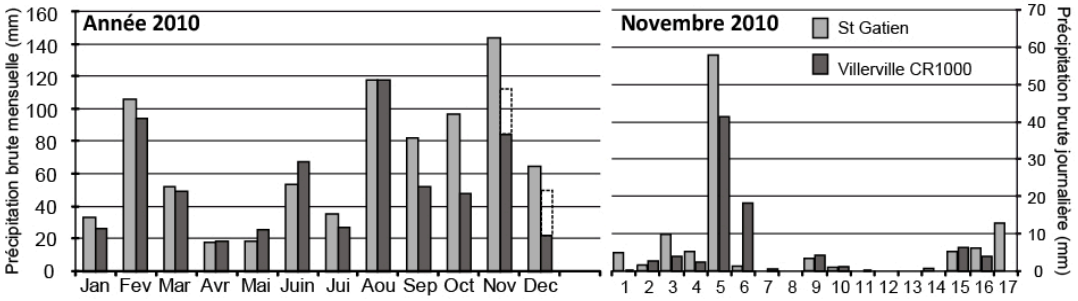


Figure 7-1*. Cumuls des précipitations comparés entre la station Saint-Gatien-des-Bois et Cirque des Graves pour l'année 2010.*

Le choix du site pour l'implantation de la station multi-paramètre CR1000 a été restreint du fait de la nécessité d'implanter cette station à proximité d'un piézomètre profond, sur un site protégé et pour lequel l'accessibilité était permise par les propriétaires. Les différences dans les cumuls entre les deux s'expliquent naturellement par les conditions topographiques et la couverture végétale des sites mais également par des lacunes d'enregistrement entre novembre et décembre à la station CR1000. Au regard des différentes comparaisons entre les chroniques, il a été décidé que les **données de précipitation de la station de *Saint-Gatien-des-Bois* seraient utilisées pour analyser la dynamique piézométrique régionale et**

locale. Étant données que celles-ci sont continues, bien représentatives de la zone d'étude et validées par *Météo France*.

7.2.1.2. Quel contexte météorologique depuis 2007 ?

Le contexte météorologique, durant lequel ces travaux de recherches ont été réalisés, est déterminé à partir des données *Météo France* enregistrées à la station de *Saint-Gatien-des-Bois* sur le plateau, en amont des deux cirques *(*Figure 7-2, Figure 7-3*)*. Deux paramètres sont retenus : les **précipitations brutes** et **l'évapotranspiration (ETP) journalière**. L'ETP est calculée à partir de la formule de Penmann (1948) et permet de déterminer les **précipitations efficaces** journalières (P-ETP). Les données météorologiques sont disponibles depuis 1949, ce qui permet de replacer les quatre années de travaux de recherche dans un contexte météorologique, surtout pluviométrique, plus large.

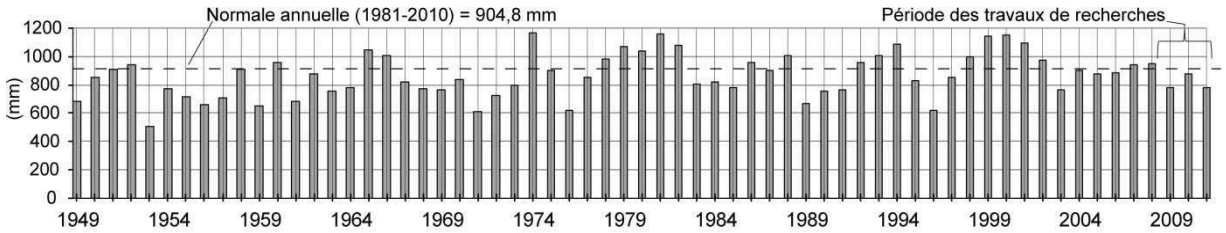


Figure 7-2. *Précipitations annuelles enregistrées depuis 1949 à la station Météo France de Saint-Gatien-des Bois.*

En effet, la figure 7-2 montre que les travaux se sont déroulés dans un contexte pluviométrique en baisse depuis quelques années mais les cumuls de précipitations calculés restent proches de la normale calculée entre 1981 et 2010. Les hauteurs de précipitations annuelles enregistrées entre 2007 et 2011 sont comprises entre 737 mm et 940 mm (Tableau 7-1). Ce sont des valeurs inférieures, mais relativement proches de la normale de référence qui est de 905 mm. La figure 7-4 compare la situation pluviométrique mensuelle des quatre années de recherche avec les normales mensuelles de référence. Les précipitations (supérieures à 0,2 mm) sont réparties tout le long de l'année avec une diminution des cumuls en période estivale.

Année	***Précipitation journalière maximum***	***Précipitation mensuelle maximum***	***Précipitations annuelles cumulées***	***Nombre de jours de pluie par an (> 0,2 mm)***
2007	*54*	*130,2 Septembre*	*940*	*170*
2008	*32,40*	*140,2 Mars*	*935,8*	*186*
2009	*26,20*	*140,8 Novembre*	*737,8*	*156*
2010	*57,70*	*143,1 Novembre*	*826*	*151*
2011	*34,50*	*200,9 Décembre*	*784*	*156*
Normale 1981-2010	*71,8 (1er juin 2003)*	*244,6 Décembre 1999*	*905*	*173*

Tableau 7-1. *Caractéristiques du régime pluviométrique dans la région de Trouville-sur-Mer depuis 2007.*

Cependant, l'année 2007 est marquée par des cumuls de précipitations estivales supérieurs aux précipitations hivernales. Les hauteurs de précipitations dépassent largement les moyennes normales jusqu'en septembre (Figure 7-4), alors que dans un schéma '*classique*', les précipitations mensuelles peuvent être comprises entre 40 mm et 80 mm en été et commencent à augmenter en septembre, jusqu'en

décembre. C'est par ailleurs durant ces quatre mois que sont enregistrés les plus importants cumuls (Tableau 7-1). L'année 2011 présente également un régime légèrement différent de la normale avec des hauteurs de précipitions mensuelles souvent inférieures aux moyennes (Figure 7-4). Sauf pour le mois d'août et surtout le mois de décembre qui enregistre un record de précipitations avec 200,9 mm ; cumul dépassé uniquement en décembre 1999 avec 244,6 mm (Tableau 7-1). Concernant l'évapotranspiration, elle évolue sur le même schéma durant ces cinq années avec une évapotranspiration maximum entre avril-mai et juillet.

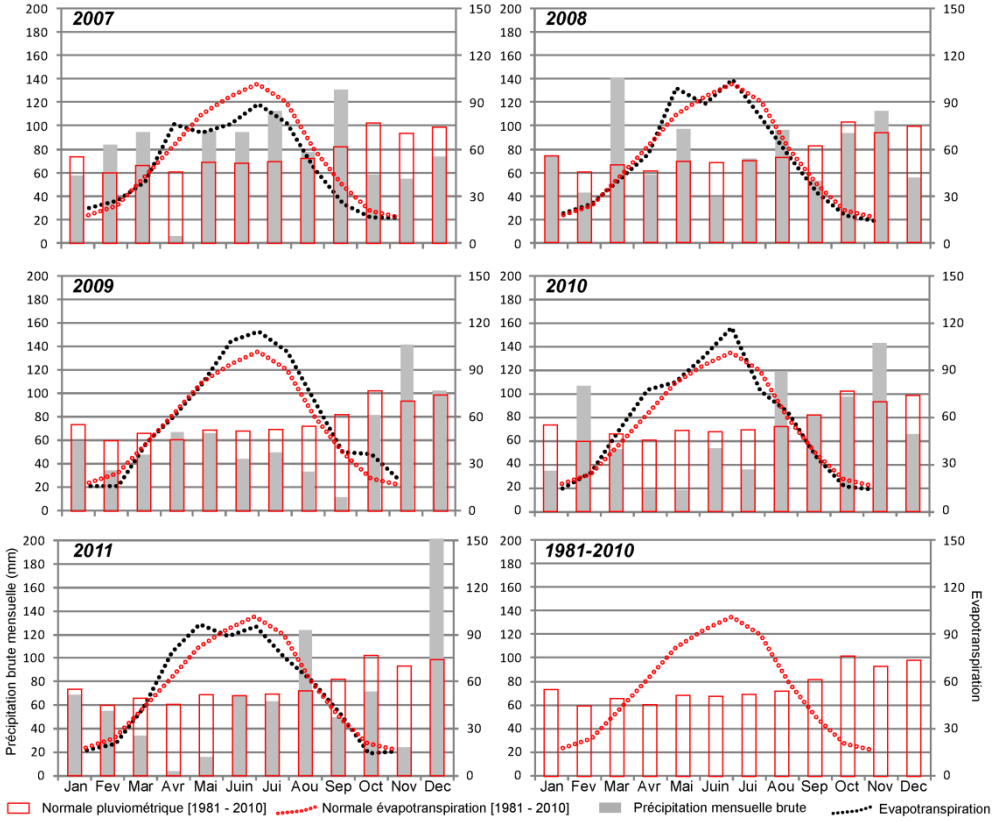


Figure 7-3. *Caractéristiques météorologiques (précipitations et évapotranspiration) entre 2007 et 2011 et normale pluviométrique 1981-2010 enregistrées à la station Saint-Gatien-des-Bois.*

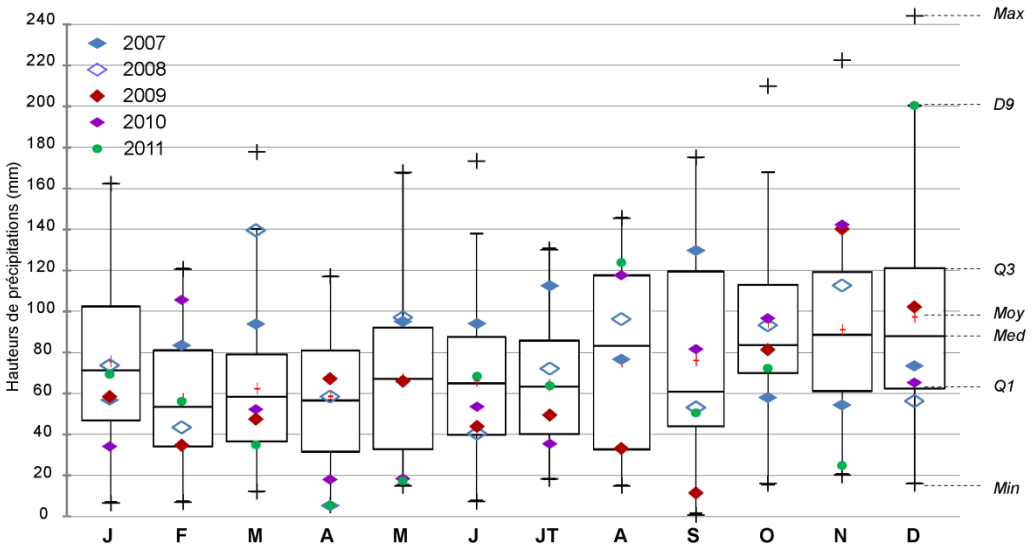


Figure 7-4. *Caractéristiques pluviométriques mensuelles entre 2007 et 2011 comparées aux normales mensuelles entre 1981-2010.*

7.2.2. Caractéristiques piézométriques du plateau d'Auge

7.2.2.1. Données disponibles depuis 1974

Avant d'analyser le comportement spécifique de la nappe à l'échelle du versant, notre intérêt porte sur le **comportement de la nappe de la craie, sur le plateau du *Pays d'Auge*** étant donné qu'il s'agit du principal aquifère de la région (Equilbey *et al., 2004*)**.** On s'interroge, dans un premier temps, sur le comportement de la nappe et ses variabilités spatio-temporelles au niveau du plateau d'Auge. Puis dans un deuxième temps sur la concordance entre les dynamiques piézométriques régionales et les dynamiques locales observées au niveau du versant.

Pour définir les spécificités de l'état de la nappe de la craie, quatre stations piézométriques ont été sélectionnées parmi le réseau *Bassin Seine-Normandie* du *BRGM* (Figure 7-5). Les stations de mesures de *Danestal*, *Auvillars* et *Beaumont-en-Auge* proposent des enregistrements dans la nappe de la craie. Alors que la station de *Surville* fournit des enregistrements dans la nappe du calcaire de l'Oxfordien. Les profondeurs de niveau piézométriques sont disponibles au pas de temps décadaire ou mensuel depuis 1975, sauf la station de *Beaumont-en-Auge* qui fournit des enregistrements jusqu'en 2004.

7.2.2.2. Variations spatio-temporelles du comportement de la nappe sur le plateau d'Auge

Pour limiter le bruit des petites oscillations, les valeurs ont été lissées par moyenne mobile de 12. La profondeur enregistrée varient entre 11 m et 20 m. Les nappes les plus profondes sont mesurées en partie sommitale du plateau. L'observation des fluctuations mensuelles permet de mettre en évidence différentes **périodes de recharge et de décharge** entre décembre 1975 et décembre 2011. Cet aspect cyclique est davantage marqué pour la nappe de craie, avec **trois grandes périodes de recharge** en **1977-1989, 1992-1996 et 1998-2002**. Ces périodes de **recharge** pluriannuelles sont suivies de périodes de **drainage de la nappe** qui se prolongent sur 3 ou 4 ans. On les observe entre **1983-1987, 1992-1995 et 1998-2001** et une dernière s'amorce depuis 2008**.**

Les périodes de démarrage et de ralentissement des différentes phases coïncident entre les stations de *Danestal*, *Auvillars* et *Beaumont-en-Auge.* Les courbes piézométriques des trois stations adoptent un aspect général semblable, marqué par de fortes amplitudes entre les niveaux extrêmes. Alors que la station de *Surville,* qui enregistre la nappe dans le calcaire Oxfordien présente un comportement un peu différent caractérisé par de faibles amplitudes et des périodes de recharges moins marquées et une évolution moins régulière.

Concernant les périodes de recharge de la nappe de la craie (Figure 7-5), elles sont remarquables par leurs synchronismes. La première grande remontée de nappe s'amorce en 1977. Le niveau maximal est atteint entre 1983 et 1984 selon la station. Par rapport au niveau moyen calculé entre 1975 et 2011, le niveau s'élève entre 3 m et 6 m. Le niveau maximal atteint au cours de cette première période de recharge correspond par ailleurs, au niveau maximal enregistré par les stations de *Beaumont-en-Auge* et *Danestal* depuis lors. Le deuxième maximum est atteint en 2001 – 2002, au cours de la troisième période de recharge. Le niveau piézométrique est globalement moins élevé qu'en 1982, 1983 mais augmente de plus de 2 m par rapport au niveau moyen (pour chaque piézomètre). Entre 2002 et 2006, les niveaux piézométriques diminuent progressivement, suivie d'une légère hausse qui s'arrête 2008. Depuis lors, les **niveaux piézométriques ne cessent de diminuer et sont nettement inférieurs au niveau moyen de chaque piézomètre enregistré depuis 1975**.

Le piézomètre de *Danestal* est sélectionné pour compléter la base de données locale, car il est le plus proche de la zone d'étude et représente bien l'état de la nappe de la craie qui s'écoule à travers le plateau d'Auge.

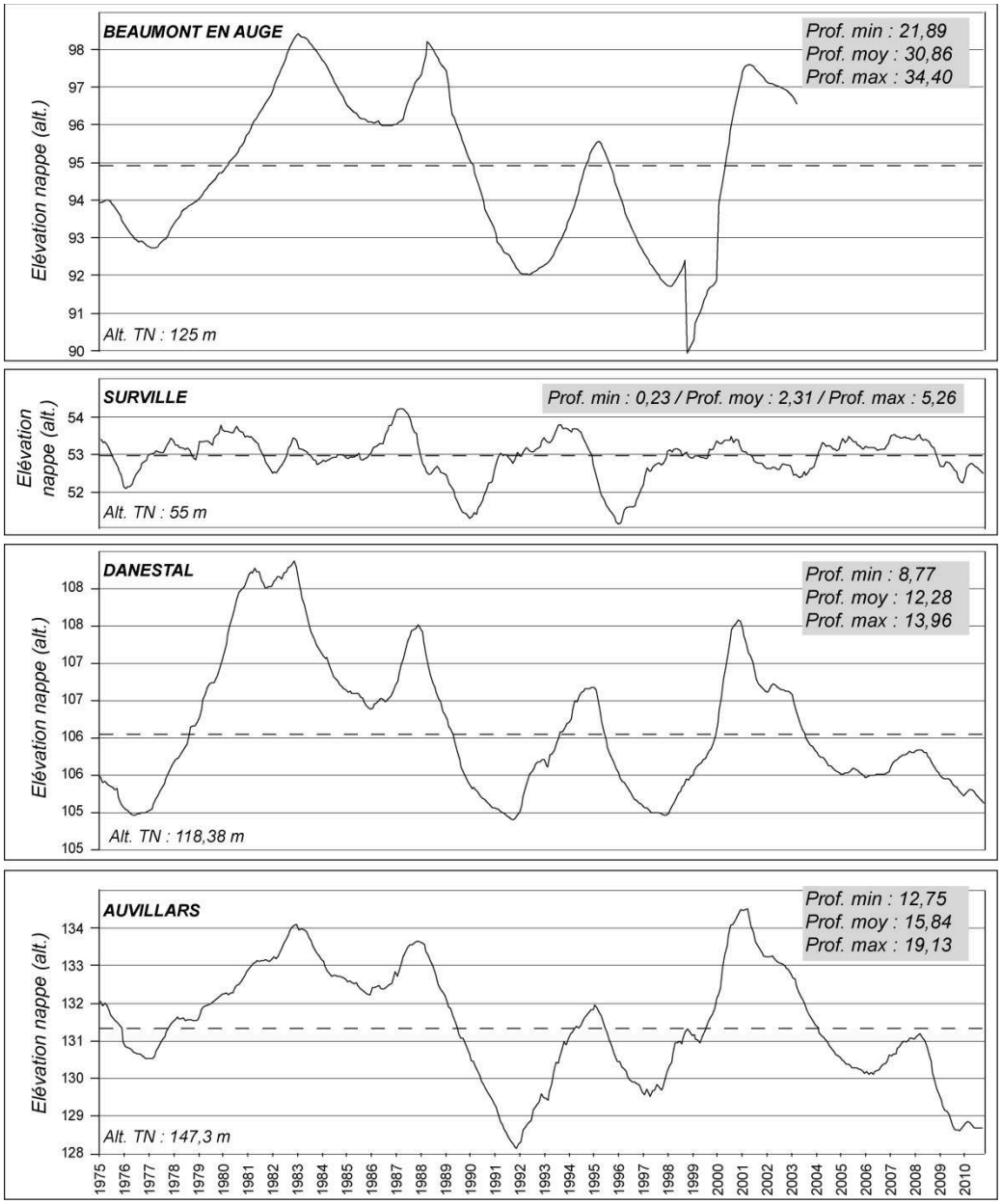


Figure 7-5*. Fluctuations piézométriques enregistrées en plusieurs points du plateau du Pays d'Auge entre 1976 et 2011.*

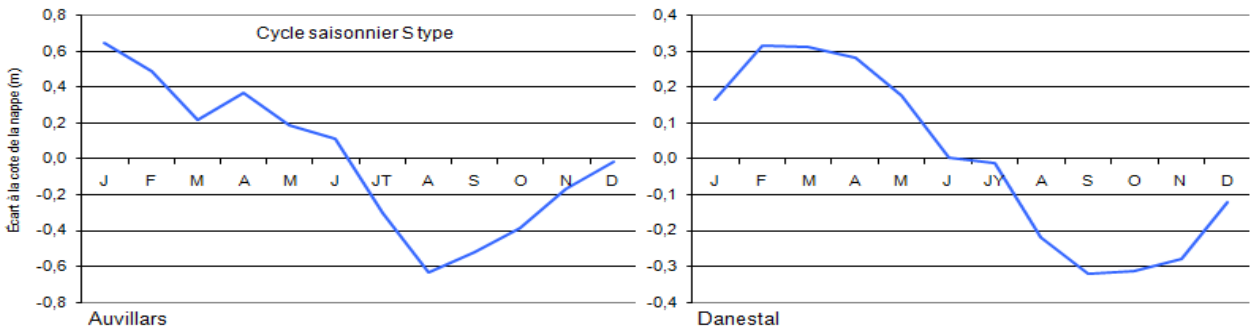


Figure 7-6. *Cycle type des variations piézométriques des nappes de la craie.*

À l'échelle annuelle, le bilan hydrique établit pour chaque station à permis de souligner l'évolution cyclique de la nappe de la craie ; une évolution largement conditionnée par les variations climatiques saisonnières (Figure 7-6). Le comportement cyclique de la nappe est légèrement décalé entre les stations. La période de recharge se maintient entre septembre et mars (Figure 7-6) pour *Danestal* et août-janvier pour

Auvillars. Elle est suivie d'une période de vidange qui débute entre le mois de février à *Danestal* avec un étiage bien marqué entre août et septembre (Lissak *et al.*, 2009). Le cycle présenté est typique des aquifères de la craie du bassin parisien (Dupont *et al.,* 2008). Les analyses permettant de comprendre plus précisément les spécificités de la nappe se focaliseront donc sur les niveaux réalisés lors de la période de recharge de la nappe.

7.2.3. Caractéristiques piézométriques du versant

7.2.3.1. Variations spatio-temporelles du comportement de la nappe sur le versant

Le dispositif de terrain a été présenté dans la section 4.2 du manuscrit. Les courbes piézométriques montrent que le **régime hydrologique évolue de manière saisonnière** comme la nappe de la craie observée sur le plateau (Figure 7-7 et Figure 7-8). Entre janvier 2008 et mai 2011, les piézomètres implantés de part et d'autre du *Cirque des Graves* adoptent un comportement similaire, avec au moins deux périodes de nappes hautes et deux phases de drainage. Un schéma identique à celui de la nappe de la craie observée sur le plateau, à la station *Danestal* (Figure 7-7). Les piézomètres peuvent être différenciés car ils captent des nappes à des profondeurs variables entre 1,40 m et plus de 13 m. Ce sont des nappes relativement peu profondes. Sur la totalité des piézomètres, puits et autres dispositifs permettant de mesurer des niveaux piézométriques, seuls 5 dispositifs enregistrent des nappes situées vers 10 m ou plus de profondeur. Malheureusement, la profondeur des crépines n'est pas toujours disponible pour tous les piézomètres et certains (comme sondage SD6) sont crépinés sur toute la hauteur du tube.

L'amplitude saisonnière des fluctuations de la nappe différencie les piézomètres entre eux. Même si les périodes de recharge ou décharge semblent synchrones entre les points de mesure, l'amplitude des battements piézométriques varie entre 0,27 m et 2,66 m. Les niveaux les plus bas sont enregistrés jusqu'en novembre. S'en suit la période de recharge des nappes qui se prolonge jusqu'en mars - avril. C'est la période *'humide'* durant laquelle les niveaux piézométriques les plus hauts sont enregistrés (Figure 7-8). Ces différences d'amplitude entre les dispositifs s'expliquent soit par l'hétérogénéité de la perméabilité du réservoir, soit par l'importance des aires de drainage captées par les piézomètres. Aussi un piézomètre qui connaît de plus fortes amplitudes témoigne peut être de l'importance des flux souterrains provenant de l'amont…

Au cours des quatre années d'observations, on note que les battements du niveau piézométrique sont particulièrement marqués aux piézomètres SD4, SC1, SC3 et C2 (Figure 7-7) mais restent relativement faibles (Figure 7-8). Il n'existe aucune logique spatiale permettant d'expliquer ces hétérogénéités. Les piézomètres qui enregistrent les plus forts battements enregistrent des niveaux à faibles profondeurs. C'est également le cas du piézomètre PZ1 qui enregistre également des fluctuations à faible profondeur mais dont l'amplitude annuelle reste faible.

Pour préciser les variabilités spatio-temporelles de l'état de la nappe au moment des amorces de recharge et de drainage, les mesures piézométriques en continu sont essentielles (Figure 7-9). Comme le souligne la courbe piézométrique au sondage SD4, la nappe observée au niveau du versant adopte un comportement cyclique, semblable à celui de la nappe de la craie observée sur le plateau.

On enregistre par exemple grâce aux chroniques les plus longues, deux périodes de recharge et deux périodes de drainage de la nappe (la nature plus saccadée de certaines courbes s'explique par la différence d'appareillage). La **première période de recharge de la nappe** est enregistrée entre le 1er novembre 2009 et le 2 mars 2010 (Figure 7-9). La **seconde période de recharge** est enregistrée entre le 7 novembre 2010 et le 1er février 2011. Des décalages entre les piézomètres sont remarquables dans l'amorce de la recharge de la nappe. Prenons l'exemple des sondages SD4 et C2 pour lesquels un décalage de deux jours est enregistré. L'élévation de la nappe s'amorce au piézomètre C2 le 9 novembre 2010, soit deux jours après le piézomètre SD4.

La courbe piézométrique au sondage SD4 montre que l'élévation de la nappe jusqu'à son paroxysme est progressive mais souvent perturbée par des épisodes de quelques jours, marqués par des augmentations brutales du niveau d'eau et par des épisodes de drainage ou de stagnation du niveau de la nappe durant quelques jours. La phase de drainage est également étalée sur plusieurs mois mais plus régulière.

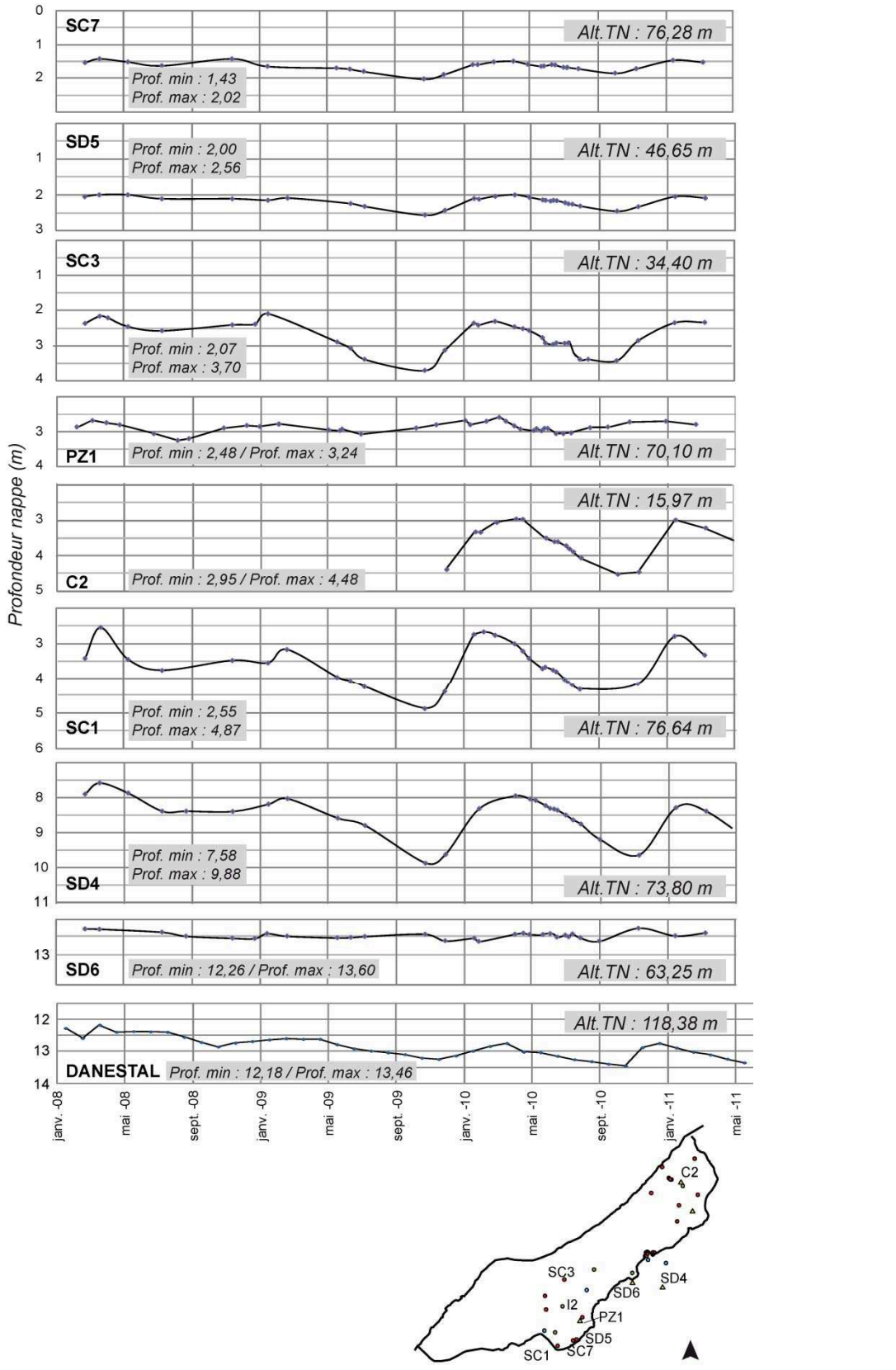
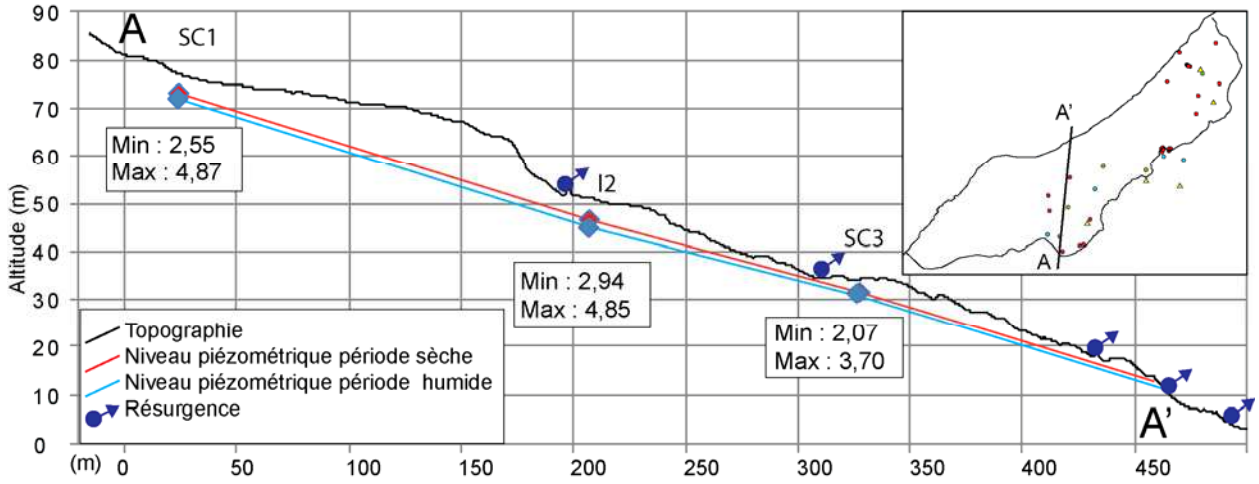


Figure 7-7. *Variations piézométriques mesurées sur le glissement du Cirque des Graves et à Danestal entre février 2008 et mai 2011.*



Les profils sont réalisés à partir des niveaux piézométriques moyens enregistrés depuis 2006 durant la période de l'année la plus humide et la plus sèche.

Figure 7-8. *Profils piézométriques saisonniers à l'est du Cirque des Graves.*

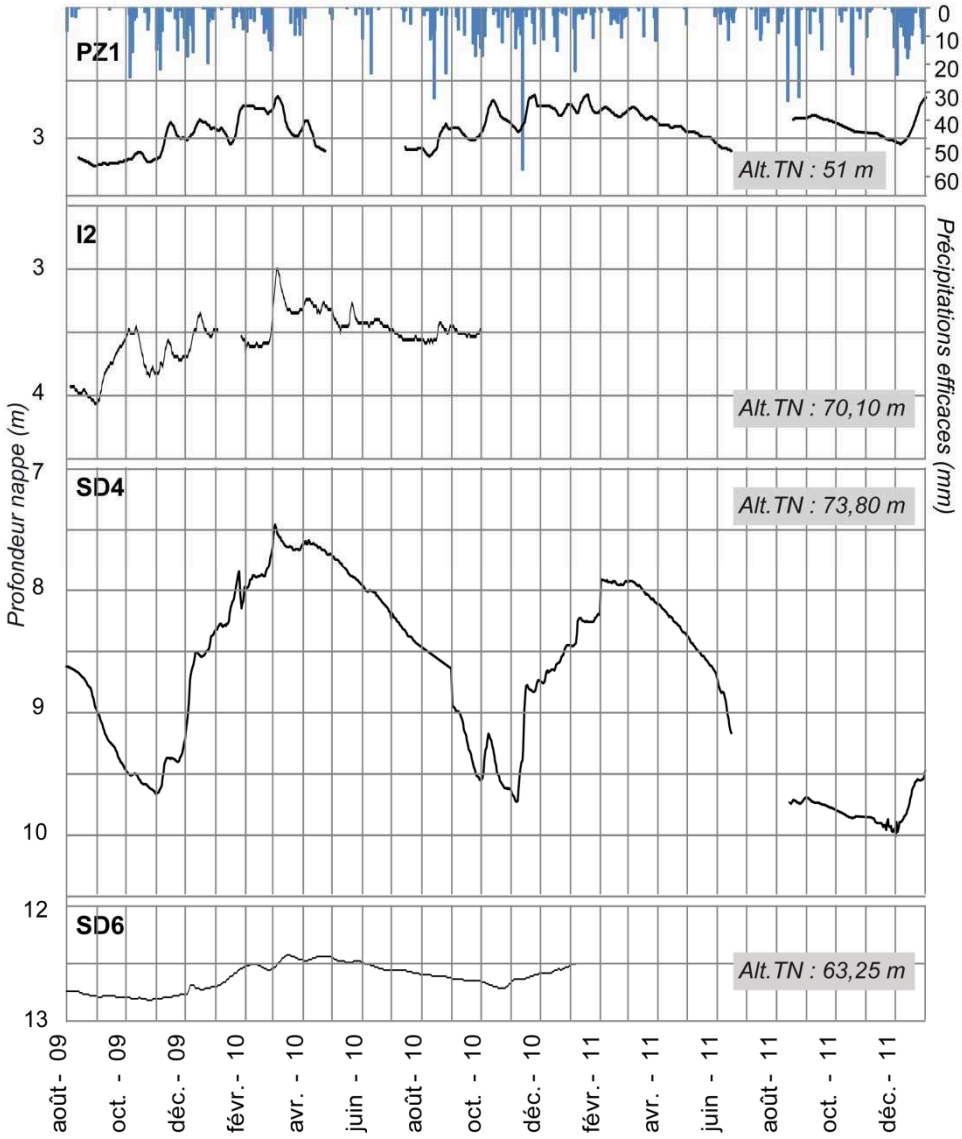


Figure 7-9. *Niveaux piézométriques journaliers enregistrés en continu entre août 2009 et décembre 2011 pour les piézomètres PZ1, I2, SD4 et SD6.*

7.2.3.2. Variations spatio-temporelles des pressions interstitielles

Depuis juillet 2010, les enregistrements journaliers de pressions interstitielles, au sondage C3, présentent un système également rythmé par un cycle saisonnier. Les variations annuelles enregistrées par les quatre capteurs ne sont pas de mêmes amplitudes. **Ce sont les capteurs les plus profonds A3 et A4, situés entre 4 m et 5,80 m dans le sous-sol qui enregistrent les plus fortes variations annuelles de pressions interstitielles**. La nappe observée à 1 m au sud, à travers le sondage C2, fluctue entre 2,95 m et 4,48 m de profondeur. Les capteurs A1 et A2 ancrés entre -1 m et -2 m sont donc au-dessus du niveau piézométrique. Par conséquent les champs de pression sont moins marqués que pour les deux autres capteurs.

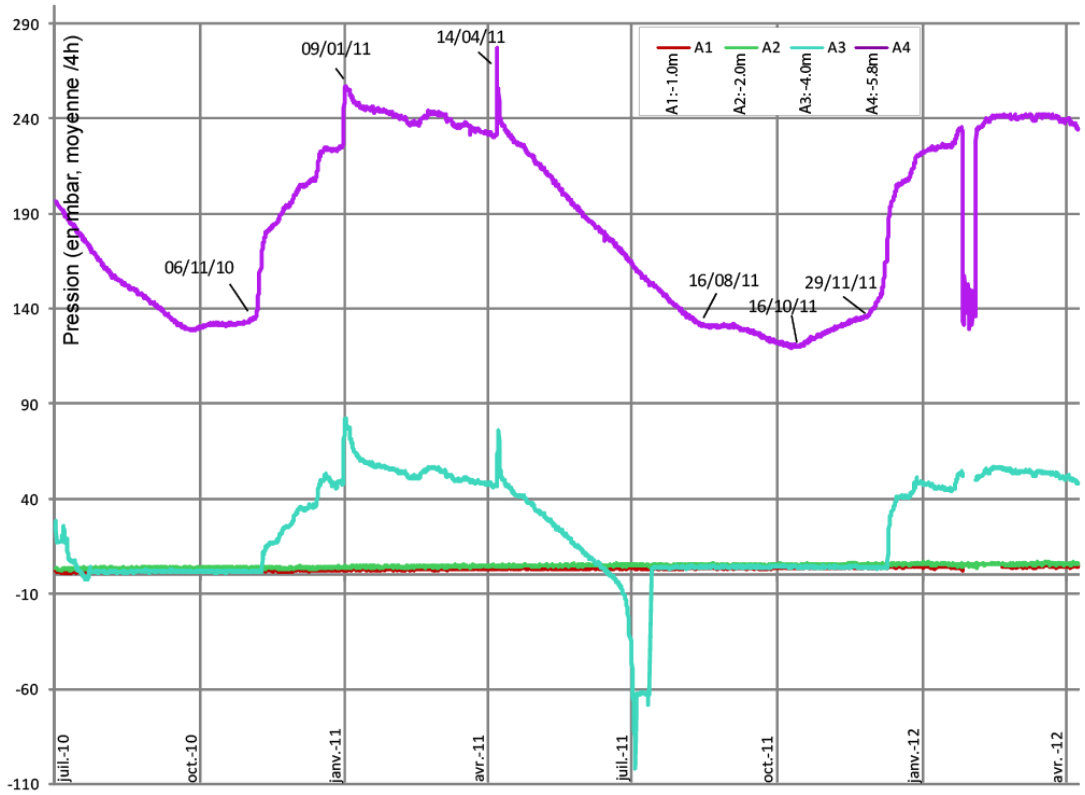


Figure 7-10. *Pressions interstitielles mesurées par capteur Geobeads.*

Les capteurs A4 et A3 enregistrent depuis leur mise en place, deux périodes de *'fortes pressions'* à la même période les deux années consécutives. Le capteur A4 situé à 5,80 m de profondeur, enregistre dès sa mise en place les valeurs de pression les plus élevées, avec des premières mesures à plus de 196 mbar. Le premier cycle d'élévation de la pression débute le 6 novembre 2010. L'élévation des champs de pression est progressive mais marquée par des paliers de fortes augmentations ou de stagnation des champs de pression. Cette première phase perdure jusqu'au 9 janvier 2011. Date marquée par un pic de pression mesuré à 256,31 mbar et à partir duquel les valeurs décroissent très légèrement, jusqu'au 12 avril 2011 où un deuxième pic de pression à 251 mbar est marqué. Après ce second pic de pression, les valeurs diminuent de façon régulière pour atteindre un niveau beaucoup plus bas, à environ 120 mbar. Ce niveau est semblable à celui qui précède cette première phase d'élévation (en novembre 2010). **La courbe adopte un aspect cyclique avec une nouvelle augmentation de la pression interstitielle qui s'amorce en octobre/novembre 2011 comme l'année précédente**. Les champs de pression atteints au cours de cette deuxième phase d'élévation sont approximativement les mêmes que les niveaux enregistrés l'année précédente (sans les pics). La valeur maximale est d'environ 240 mbar.

Le capteur A3 situé à 4 m de profondeur enregistre également des changements de pression significatifs. La courbe d'évolution des niveaux de pression présente les mêmes tendances que pour le capteur A4 **avec deux périodes d'augmentation des valeurs de pression de plusieurs mois** (novembre/décembre - avril/mai). Une première phase démarre le 16 novembre 201. Les valeurs augmentent jusqu'à atteindre un maximum, le 9 janvier 2011. Les enregistrements passent de 1,68 mbar le 15 novembre 2010 à 47,78 mbar le

5 janvier 2011. Le maximum est atteint entre le 8 et le 9 janvier 2011 avec une pression de 82,02 mbar. Comme pour le capteur A4, cette phase d'élévation progressive est suivie d'une période de légère diminution des valeurs de pression jusqu'au pic enregistré entre le 12 et le 15 avril 2011. Date à partir de laquelle s'amorce une longue phase de diminution de la pression interstitielle (du 16 avril 2011 au 26 juin 2011). Comme pour le capteur A4, une seconde phase d'élévation s'amorce début décembre 2011 jusqu'en avril 2012.

Pour comprendre ces amplitudes saisonnières il est nécessaire de mettre en parallèle les valeurs de pressions avec les valeurs de précipitations (brutes et efficaces) et de les comparer aux fluctuations piézométriques (van Genuchten & van Asch, 1988 ; Follacci, 1999).

7.2.4. Étude du fonctionnement hydrologique des nappes : Relations entre les forçages climatiques et les variations piézométriques

Pour comprendre les variations saisonnières du niveau de la nappe en lien avec les forçages climatiques, on s'intéresse aux relations entre les différentes variables de façon *'qualitative'* et par une approche statistique. L'objectif principal est de déterminer, à travers différentes chroniques de pluviométrie et de niveau de nappe, des valeurs seuils ou des délais de réponse de la nappe aux précipitations dites efficaces.

7.2.4.1. Première approche sur les relations 'pluviométrie-piézométrie'

Les relations entre les variations piézométriques et les forçages climatiques sont déterminées à partir des chroniques de précipitations brutes, de précipitations efficaces mais il faut également tenir compte de la réserve utile du sol théorique (Tacher *et al.,* 2005). Comme le montre la figure 7-11, la relation entre les fluctuations piézométriques mesurées dans le puits *'Les Ramiers'* (Figure 4-1) et la pluviométrie enregistrée à *Saint-Gatien-des-Bois* est plus significative avec les valeurs de précipitations efficaces qu'avec les valeurs brutes. C'est la raison pour laquelle seules les données journalières et mensuelles des précipitations efficaces seront exploitées dans le cadre de ces travaux de recherche.

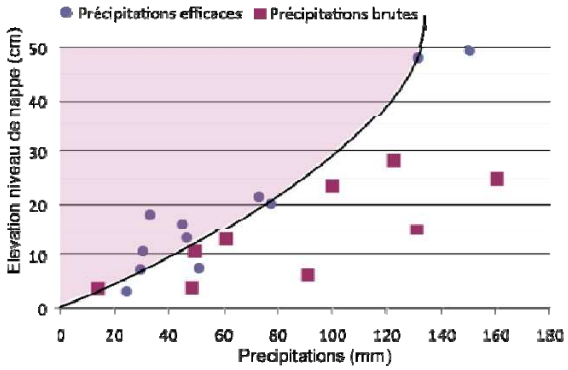
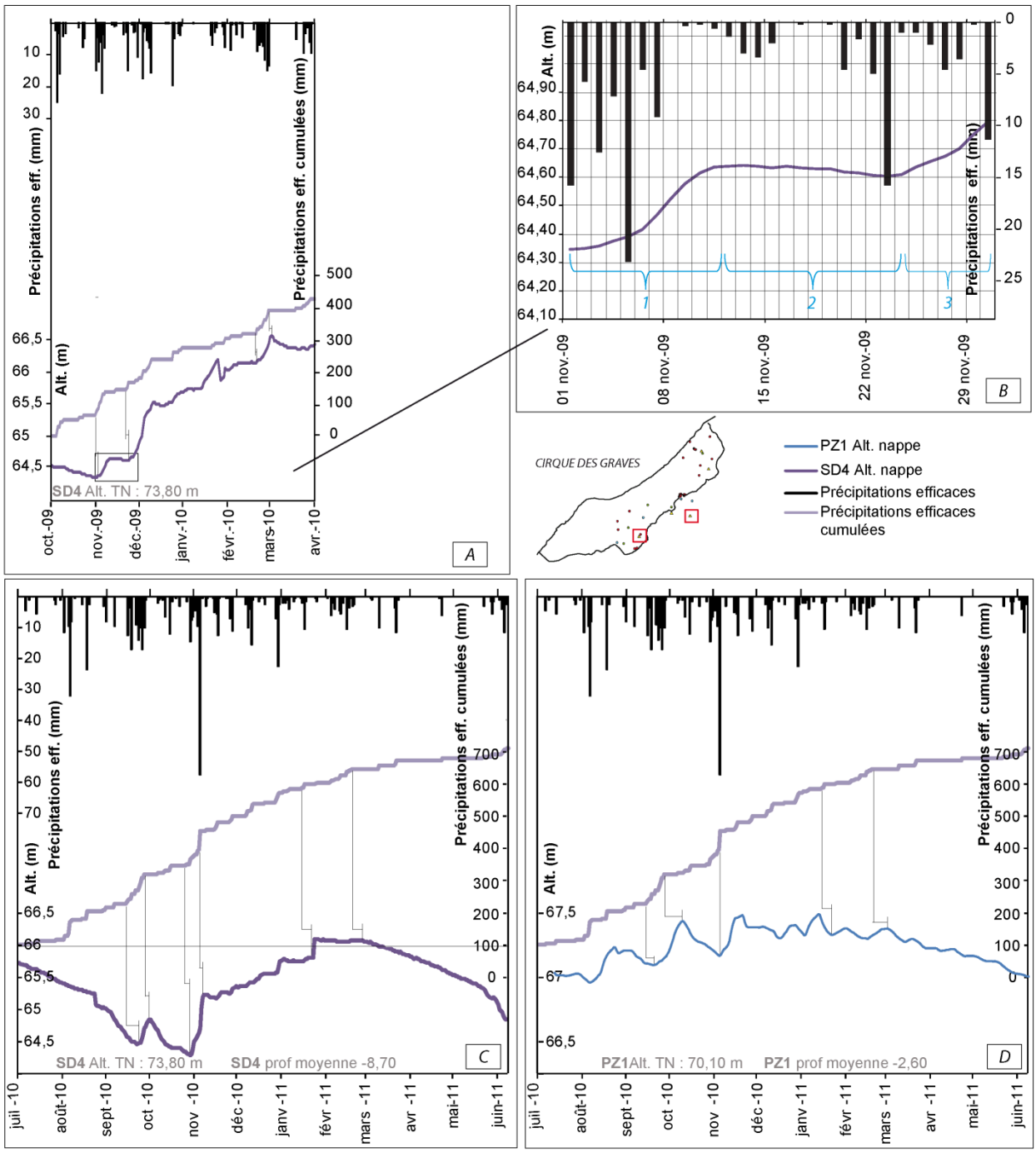


Figure 7-11. *Précipitations efficaces, précipitations brutes et variations piézométriques du puits 'Les Ramiers '.*

Les relations de cause à effet entre les variables hydro-climatiques se manifestent par l'élévation du niveau de la nappe après quelques épisodes de précipitations cumulés (Figure 7-12). L'influence des épisodes de précipitations peut également se prolonger plusieurs jours après l'arrêt des précipitations. Le délai entre l'élévation du niveau piézométrique et les précipitations est évalué à partir les précipitations efficaces cumulées**. A l'aide des enregistrements continus, on estime entre trois et cinq, le nombre de jours de précipitations cumulés nécessaires pour que le niveau de nappe augmente en période hivernale** (Maquaire 1990 ; Lissak *et al*., 2009).

Les enregistrements les plus longs sont obtenus au sondage SD4. Depuis août 2009, la nappe enregistre deux périodes de recharge. La **première période de recharge piézométrique** est enregistrée entre le 1er novembre 2009 et le 2 mars 2010. La recharge de la nappe peut être découpée en 5 épisodes durant lesquels l'augmentation du niveau de nappe met entre 9 et 19 jours pour des augmentations piézométriques compris entre 26 et 89 cm. La **deuxième période de recharge** entre le 7 novembre 2010 et le 1er février 2011. Elle est divisée en quatre épisodes compris entre 2 et 20 jours, durant lesquels le niveau piézométrique en SD4 augmente entre 23 et 95 cm. Une troisième période de recharge s'amorce le 4 décembre 2011.

Une comparaison simple des chroniques, met en évidence, comme on pouvait s'y attendre, l'importance des précipitations efficaces cumulées sur l'élévation de la nappe (Figure 6-12), et par conséquent, de la diminution et de l'absence de précipitations, sur le drainage de la nappe. Un délai de réponse de la nappe aux précipitations efficaces a été estimé entre 2 et 5 jours. Une latence liée aux processus d'infiltration et à la nécessité de la *'saturation'* des sols avant que l'eau ne parvienne à la nappe.



A) SD4 première phase de recharge de la nappe (octobre 2009 – avril 2010), B) Précipitations efficaces et niveau de nappe au sondage SD4 du 01er novembre aux 31 novembre 2009, C) SD4 seconde phase de recharge de la nappe (juillet 2010 – juin 2011), (D) PZ1 seconde phase de recharge de la nappe (juillet 2010 – juin 2011).

Figure 7-12. *Précipitations efficaces rapportées aux variations piézométriques des sondages SD4 et PZ1,*

On observe que la recharge de la nappe est effective lorsque des épisodes pluviométriques efficaces se succèdent sur au moins trois jours, avec une intensité de précipitations supérieure ou égale à 6 mm par jour (Figure 7-12B). Ce décalage, entre le début de l'épisode de précipitation et l'amorce de l'élévation de la nappe peut, dans un premier temps, s'expliquer par l'amortissement des eaux de pluie par le sol qui n'est

pas encore totalement saturé et par l'infiltration progressive de l'eau précipitée qui percole jusqu'à atteindre le toit de la nappe (Bogaard, 2001 ; Bogaard & van Asch, 2002).Il faut donc que les sols soient suffisamment gorgés d'eau et que la réserve utile du sol soit pleine pour accroître l'efficacité des précipitations hivernales sur les variations piézométriques (Devi Maharjan, 2011).

Durant 25 à 33 % du temps, l'année est en déficit pluviométrique (lorsque l'évapotranspiration est supérieure aux précipitations). Ceux sont des périodes durant lesquelles les apports pluviométriques ne sont pas assez suffisants pour influencer le niveau de la nappe. Aussi, si l'on considère une réserve utile du sol de 100 mm (Baize, 1988), on augmente jusqu'à 60 %, la période de l'année où les précipitations ne sont pas assez efficaces pour élever le niveau de la nappe. Par conséquent, ces périodes sont caractérisées par le drainage des nappes.

Pour mettre en relation les fluctuations de nappe avec les précipitations efficaces, les observations s'appuient sur les chroniques hivernales à partir du niveau d'étiage pour les deux piézomètres (Figure 7-12). Une simple observation montre des coïncidences entre les variables. Pour définir plus précisément ces '*coïncidences*', il est préférable de travailler sur une chronique plus courte marquée par différents épisodes de précipitation (Figure 7-12B). Il est alors possible de différencier trois phases d'évolution de la nappe :

- **Phase 1 :** le niveau de la nappe au départ est au plus bas. La nappe répond à peine trois jours après le début des précipitations, ce qui signifie probablement que les conditions initiales de saturation étaient adéquates pour que les pluies soient '*efficaces*'. L'augmentation est régulière durant 11 jours ;
- **Phase 2 :** les précipitations s'arrêtent après sept jours. Le niveau piézométrique continue à augmenter et se stabilise au bout de 3-4 jours après la fin des précipitations. Sans nouvel apport pluviométrique significatif (au moins > 5 mm par épisode), s'en suit une phase de drainage. Pendant sept jours, les précipitations continuent mais restent inférieures à 5 mm, les cumuls journaliers ne sont pas assez importants pour influencer la nappe ;
- **Phase 3 :** elle correspond à une nouvelle élévation du niveau piézométrique. Elle s'amorce en raison de nouveaux épisodes pluviométriques, notamment grâce à l'événement du 24 novembre (> 15 mm). A nouveau la nappe met environ trois jours à répondre au stimulus.

Les différents graphiques mettent en évidence un système hydrologique souterrain qui réagit relativement rapidement aux apports pluviométriques. Les corrélations entre les deux variables montrent que l'indice de corrélation atteint son maximum à partir du cinquième jour après le début des précipitations, ce qui signifie que la nappe met entre 3 et 5 jours pour réagir au stimulus des précipitations.

7.2.4.2. Analyses descriptives des séries chronologiques

Les relations entre les variations altimétriques de la nappe et les apports pluviométriques efficaces pour le régime hydrologique peuvent être évaluées sur des bases statistiques à partir de chroniques de précipitations brutes (RR), de précipitations efficaces (EFF R), des niveaux piézométriques (WL) et des pressions interstitielles (P). Dans un premier temps, il s'agit d'examiner la structure des chroniques piézométriques pour mieux comprendre le système hydrologique de l'aquifère. Dans un deuxième temps, il s'agit de mettre en relation les différents agents environnementaux qui interagissent pour identifier la dépendance entre les chroniques.

Les analyses descriptives, par le *test de Pettitt* (1979) (Lubés *et al*., 1994 ; Lubés *et al*., 1998) ou autres analyses corrélatoires permettent d'examiner la structure des chroniques. **Le *test de Pettitt* permet de définir si la série est homogène ou non, et de détecter des '*ruptures*' significatives du changement de l'état de la nappe au cours du temps.** Le terme de '*rupture*' doit être compris comme un changement dans la loi de probabilité de la série chronologique à un instant donné (Lubès- Niel *et al.,* 1994). Si nous partons de l'hypothèse nulle qu'une série temporelle est homogène entre deux temps donnés, nous utilisons le *test de Pettitt* (1979) pour caractériser cette homogénéité en identifiant l'instant *t* auquel se produit un changement dans la distribution de la variable. Le test de Pettitt est non-paramétrique et dérive du test de Mann-Whitney (Pettitt, 1979). Il consiste à découper la série principale de *N* éléments en sous séries, à chaque instant *t* compris entre 1 et N-1. La série principale présente une rupture à l'instant *t* si les deux sous séries ont des distributions différentes.

Les fonctions d'autocorrélation (**FAC**) et d'autocorrélation partielles (**FACP**) ont été calculées à partir **des chroniques piézométriques pour mieux comprendre les variations spatio-temporelles du**

système hydrologique. Cette étude permettra d'évaluer la dépendance linéaire d'une même série en évaluant la perte d'information du signal dans le temps et d'en déduire la mémoire du système et évaluer l'influence d'un événement sur la chronique.

Pour mieux identifier la dépendance linéaire entre les deux chroniques, des fonctions de **corrélations croisées** et d'**associations croisées** ont été calculées. Les fonctions de corrélations croisées (**FCC**) permettent de lier deux séries chronologiques et **de quantifier la relation, la dépendance entre deux séries observées à un instant précis**. Si les deux séries covarient, l'intérêt sera de définir le temps de latence entre ces deux séries pour que l'évolution de l'une provoque des changements d'état sur l'autre. Cela permet, par exemple, de déterminer le temps écoulé entre un événement pluviométrique et un changement de niveau d'une nappe (Boogard, 2001 ; van Asch *et al.*, 1999 ; Bonomi & Cavallin, 1999 ; van Asch & Buma, 1996). L'analyse se fait à partir de chroniques enregistrées au pas de temps journalier, et non horaire, car cette résolution semble suffisante par rapport au temps de réaction de la nappe de la craie (Houda, 2009). Plusieurs intercorrélogrammes ont été réalisés à partir des séries de **précipitations efficaces, niveaux piézométriques et des variations des pressions interstitielles** (Reid, 1994 ; Toth, 1999 ; van Ash *et al.*, 1999).

Enfin, ces relations sont également évaluées à partir **d'associations croisées** une fois les séries temporelles transformées en séries binaires nominales (vrai ou faux) (Davis, 1986 ; Bogaard, 2001 ; Malet, 2003). L'objectif de ces associations est de déterminer le temps de latence entre les variables d'entrée (précipitations) et les variables de sortie (fluctuation de nappe et des champs de pression), qui correspondrait au délai des processus d'infiltration.

a) Évaluer l'homogénéité de la série par le test de Pettitt

Pour identifier l'évolution de l'état de la nappe à différentes périodes et sur différents points du versant (en comparant avec la nappe du plateau), des tests d'homogénéité ont été réalisés sur les piézomètres PZ1, SD6, SD4 et *Danestal*. Les résultats des séries chronologiques de PZ1 et SD6 sont présentées ci-dessous, à la figure 7-13.

- PZ1 du 01 juillet 2007 au 12 avril 2010
- SD6 du 26 juin 2009 au 24 avril 2011

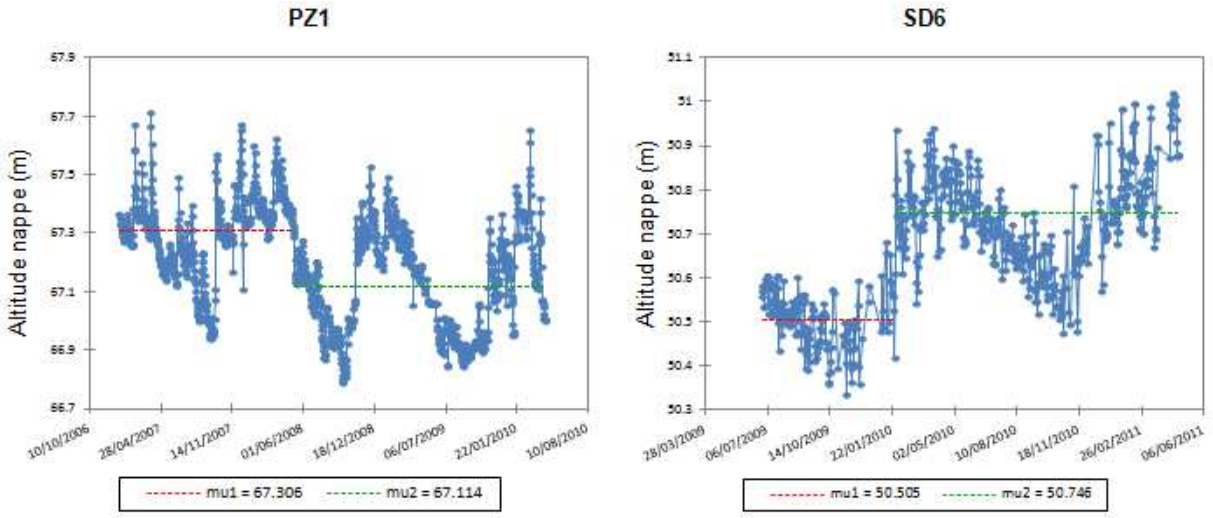


Figure 7-13. *Ruptures primaires déterminées selon le test de Pettitt des séries des sondages PZ1 et SD6.*

L'analyse de la variabilité piézométrique interannuelle à partir du *test de Pettitt* a permis de détecter différentes phases de rupture principales et secondaires des niveaux de nappe dans différents piézomètres.Il a été surtout utile pour les piézomètres marqués par des courbes piézométriques en dents de scie. Dans un premier temps, seules les ruptures primaires sont mises en avant. Une rupture primaire se définit comme une hétérogénéité identifiée par un test de rupture à partir de la série initiale. Dans un deuxième temps, les ruptures secondaires sont obtenues à partir d'une sous série issue de la série de base. Ces ruptures mettent en évidence la modification de l'état de la nappe par rapport à la modification du régime pluviométrique.

Sur une chronique pluriannuelle, le test d'homogénéité permet de mettre en avant **l'évolution du régime piézométrique à moyen terme** et de détecter une '*rupture*' significative, en mai 2008 dans les séries chronologiques des niveaux de nappe au sondage PZ1 (Figure 7-13). Une telle rupture met en évidence la modification de l'état de la nappe sur une période de 3 ans. Mai 2008 marque le point de départ d'une période de basses eaux. Sur une période d'observation plus longue, au piézomètre *Danestal*, une rupture principale est marquée à partir de mai 1991 caractérisée par un changement de régime piézométrique avec une diminution globale du niveau de la nappe. On distingue donc précisément les phases de recharge et de drainage des nappes depuis le début des enregistrements. Ce qui confirme que la période de travail s'intègre dans un contexte piézométrique de décharge des nappes.

Le test réalisé sur une chronique annuelle permet de mettre en évidence des ruptures secondaires notamment entre janvier - mars et mai - juillet pour les différentes chroniques. Ces ruptures, statistiquement significatives, marquent la modification du cycle piézométrique en lien étroit avec la modification du régime pluviométrique.

b) Approche descriptive des séries chronologiques par fonction d'autocorrélation

Pour réellement comprendre la structure de ces chroniques à *moyen terme* ou à *court terme*, les analyses descriptives sont complétées par le calcul de fonctions d'autocorrélation sur différents piézomètres et différentes périodes :

- 1974-2011 pour le piézomètre de *Danestal* ;
- 2007-2010 pour le piézomètre PZ1 ;
- 2008-2011 pour le piézomètre SD4 ;
- 2009-2011 pour le piézomètre SD6 ;
- 2010-2011 pour le piézomètre C2 ;

Les fonctions d'autocorrélation (FAC et FACP) des six chroniques ont été d'abord calculées à partir de séries au pas de temps horaire. Comme précisé précédemment, le système hydrologique de la craie a une réactivité journalière voire pluri-journalières aux forçages climatiques. Ainsi, seuls les résultats d'analyses au pas de temps journalier sont donc retenus et présentés dans ce chapitre. Dans un premier temps, l'analyse a été menée à partir de **séries chronologiques annuelles** (pas de temps journalier et moyenne mensuelle), dans un deuxième temps à partir de **séries chronologiques mensuelles** (pas de temps journalier). Toutes les séries hydrologiques sont évaluées avec un intervalle de confiance à 95 % qui évolue évidemment dans le temps.

- Analyse au piézomètre de *Danestal*

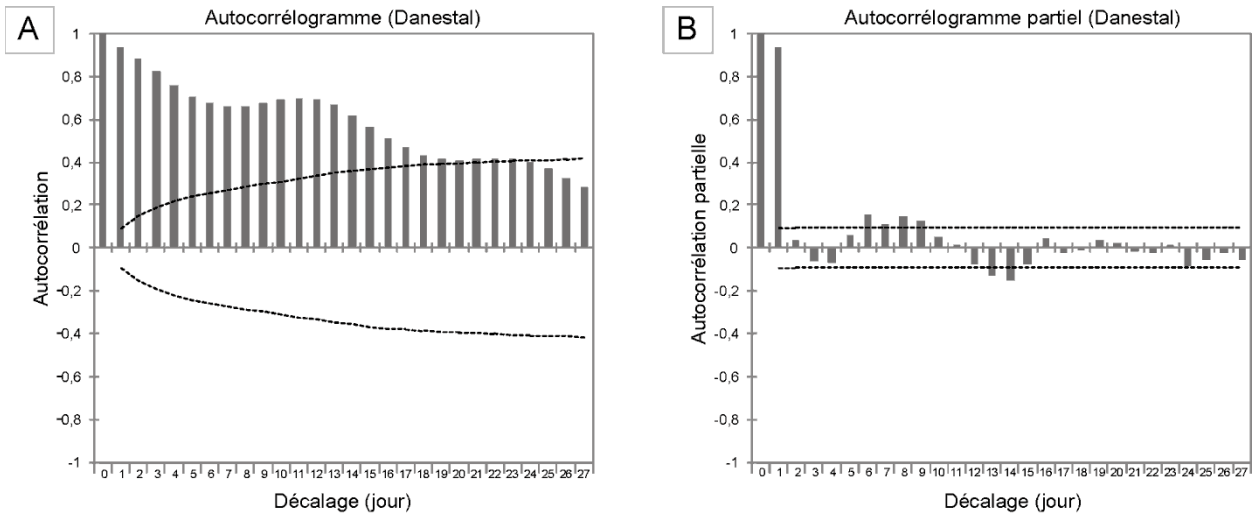


Figure 7-14. *Fonction d'autocorrélation calculée pour le piézomètre de Danestal.*

La fonction d'autocorrélation est calculée à partir d'une chronique pluriannuelle de moyennes mensuelles de niveaux de nappe à *Danestal* (Figure 7-14A). Le corrélogramme exprime une autocorrélation

d'ordre 1 ce qui signifie qu'il s'agit une nappe inertielle marquée par une saisonnalité de 12 mois. L'autocorrélogramme partiel met également en évidence cette saisonnalité. Le coefficient d'autocorrélation r(k) diminue progressivement, tout en restant significatif au bout de 15 mois, avec une valeur de 0,56. Le corrélogramme de séries mensuelles reflète ainsi d'avantages les cycles longs que les cycles piézométriques courts.

- Analyse au piézomètre SD4 et SD6

La nappe mesurée au piézomètre SD4 (Figure 7-16A, C, E) présente un régime stable marqué par une autocorrélation significative sur plusieurs mois. Le coefficient décroît progressivement mais très lentement ce qui signifie que le **temps de régulation de la nappe est très long**. Il s'agit d'un système à forte inertie, caractérisé par un **effet mémoire long** de plus de 30 jours. Sur le corrélogramme de la figure 7-16C, réalisé à partir des moyennes piézométriques mensuelles, une saisonnalité de 12 mois apparaît. Le coefficient de *Jarque-Bera* est de 0,35 montrant que l'hypothèse nulle de normalité des données est vraisemblable. Un système marqué par des fluctuations piézométriques plus importantes sur le long terme que sur des cycles courts.

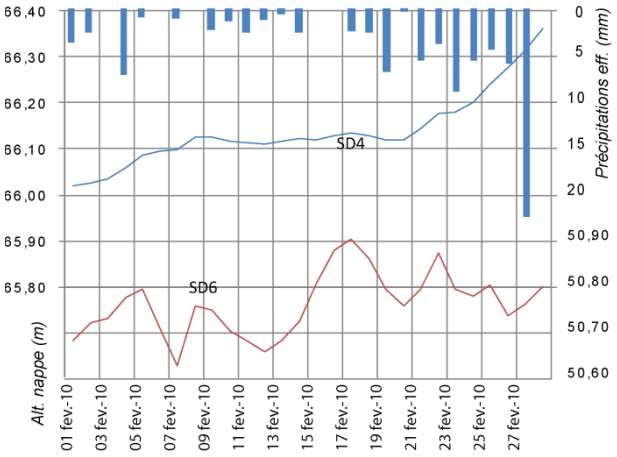


Figure 7-15. *Variations piézométriques enregistrées pour le mois de février 2010 au sondage SD4 et SD6 en relations avec les précipitations efficaces.*

Dans une chronique de mesures piézométriques journalières, il existe une corrélation entre les valeurs successives de la série jusqu'à une certaine "portée" temporelle, fonction de l'inertie de la nappe (Seguin, 2009). **À partir d'une série dérivée, avec des enregistrements piézométriques journaliers datant de février 2010** (Figure 7-1, 7-16E et 7-16F), **le système présente une fonction d'autocorrélation qui diminue plus rapidement et propose donc un effet mémoire plus court**. L'autocorrélation est significative jusqu'à 2 jours, avec un coefficient de 0,55. Au bout de 8 jours, l'autocorrélation est quasi-inexistante. À partir de ce délai le système ne marque plus d'autocorrélation. Comme le montre la figure 5-15, cette période est caractérisée par des fluctuations piézométriques de forte amplitude, en lien avec des précipitations importantes qui ont rechargé les nappes en peu de temps. L'inertie du système est moindre, le temps d'influence d'un événement pluviométrique qui a engendré les fluctuations de nappe est court.

Les analyses d'autocorrélation réalisées à partir les données piézométriques enregistrées au sondage SD6 présentent une fonction d'autocorrélation légèrement différente des piézomètres présentés précédemment. Sur la période 2009-2011, l'autocorrélogramme présente un coefficient qui diminue lentement (Figure 7-16B) avec un effet mémoire important. La fonction d'autocorrélation partielle met en avant une autocorrélation de 0,3 pour un délai de 3 jours.

Sur une période plus courte (Figure 7-16D), la fonction d'autocorrélation calculée est de 0,2 sur un pas de temps de 3 jours. La nappe enregistrée au sondage SD6 est caractérisée par des fluctuations journalières bien plus marquée que celle du sondage *Danestal*. Il semblerait que la nappe réagisse davantage aux variations climatiques que le sondage SD4, marqué par un effet mémoire important de 1 jour pour une corrélation de 0,6 (Figure 7-16F) et de 5 jours pour un coefficient de 0,2.

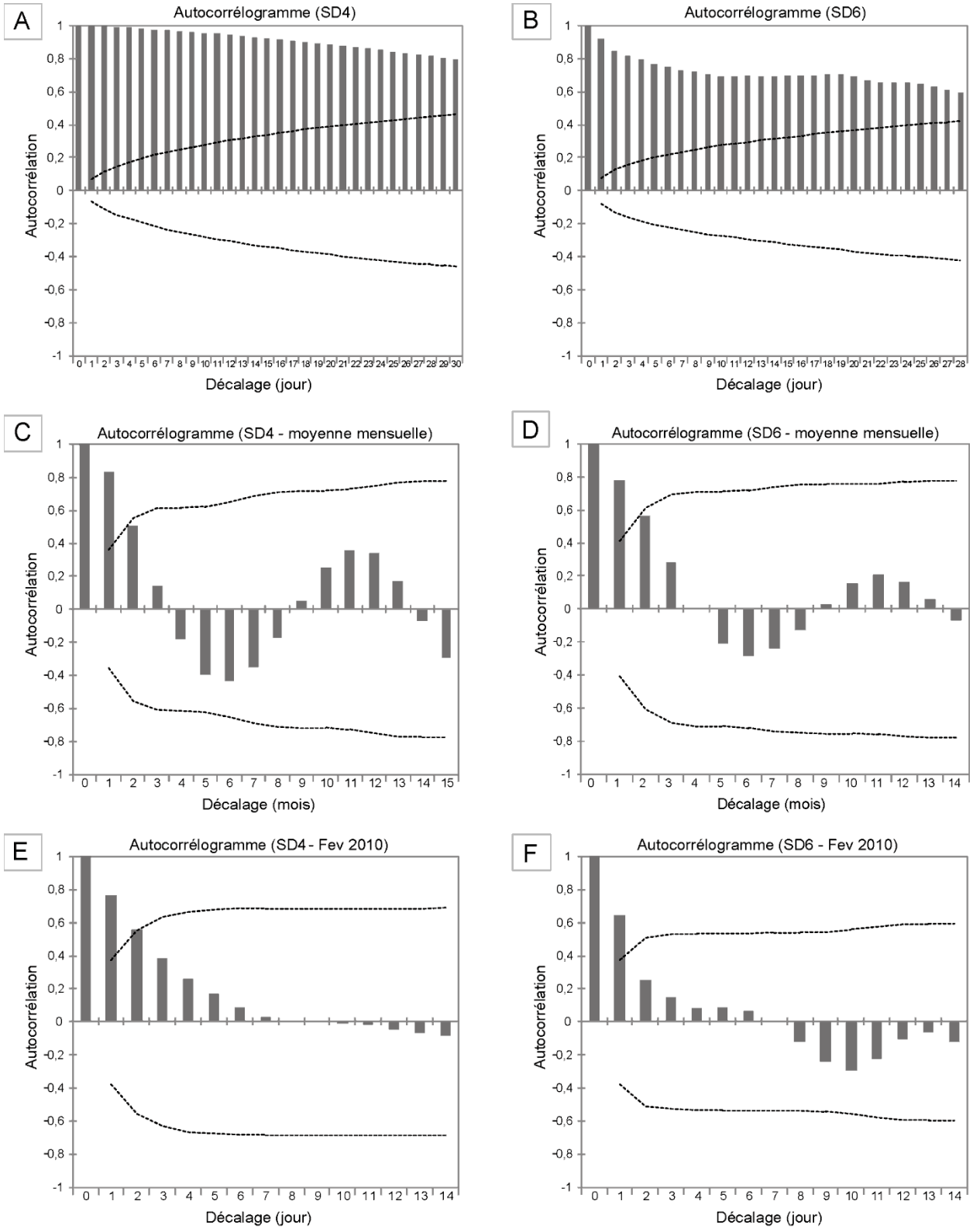


Figure 7-16. *Fonction d'autocorrélation calculée pour les piézomètres SD4 et SD6.*

Le niveau de la nappe d'un mois donné dépend évidemment des niveaux de nappe des mois précédents, la *'durée'* de cette dépendance étant d'autant plus grande que *'l'inertie'* de la nappe est importante, comme par exemple, pour la nappe des calcaires de Beauce pour laquelle les temps de régulation sont très longs, de plusieurs années (Seguin, 2009). Par contre, comme le montrent les différentes figures, lorsque dans une série pluriannuelle de niveaux moyens mensuels on extrait les valeurs d'un mois donné (février 2010) pour constituer une série dérivée, l'autocorrélation, qui initialement était significative sur un long délai, peut s'atténuer rapidement en quelques jours, voire disparaître.

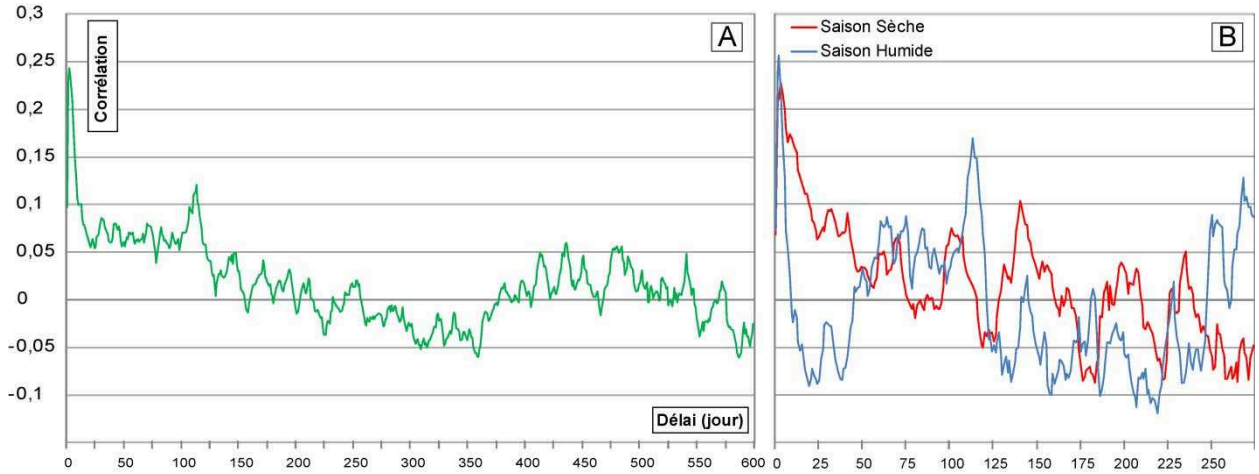
Les analyses corrélatoires ont montré l'existence *d'effets mémoires* qui modulent, à court, à moyen et à long terme, le signal d'entrée correspondant au niveau piézométrique. Les différentes analyses ont mis en avant un **système hydrologique à forte inertie** majoritairement marqué par le comportement cyclique annuel plutôt que par des variations piézométriques journalières à forte amplitude. **Les fonctions d'autocorrélation sont relativement faibles** à l'échelle journalière et mettent en avant l'effet mémoire de la nappe en corrélant les variations piézométriques entre elles. Les fluctuations des nappes sont alors probablement liées en partie à **des facteurs externes et non uniquement à l'effet mémoire du système** (Bogaard, 2001).

c) Approche descriptive des séries chronologiques par corrélations croisées et intercorrélation

Les relations entre les séries météo-climatiques et les variations de niveau piézométrique sont évaluées statistiquement à l'aide d'analyse de causalité sur les chroniques :

- 1974-2011 pour le piézomètre de *Danestal* ;
- 1981-2011 pour la station météorologique de *Saint-Gatien-des-Bois* ;
- 2007-2010 pour le piézomètre PZ1 ;
- 2008-2011 pour le piézomètre SD4 ;
- 2009-2011 pour le piézomètre SD6 ;
- 2010-2011 pour le piézomètre C2 et les capteurs au C3.

L'intercorrélogramme *pluies efficaces/piézométrie* offre une image de la réponse impulsionnelle du système en considérant la pluie comme aléatoire. L'image impulsionnelle au piézomètre PZ1 (Figure 7-17) est étalée sur 600 jours correspondant aux différentes vitesses de recharge de la nappe. Le signal est très bruité, les différents pics sont le résultat d'une réponse systématique de la pluie. La recharge de la nappe est effective dès lors que le coefficient de corrélation est positif. **Le temps de réponse de la nappe est rapide avec une corrélation maximale de 0,25 sur un délai de 2 jours** (Figure 7-17).



(Abscisse = temps de réponse en jours / ordonnée = coefficient de corrélation).

(A) Corrélation croisée sur la totalité de la chronique, (B) Corrélation croisée sur les chroniques de saison sèche, et les chroniques de saison humide.

Figure 7-17. *Corrélogramme des précipitations efficaces croisées aux variations piézométriques journalières au piézomètre PZ1*

Le temps de réponse de la nappe entre période *'sèche'* et période *'humide'* varie peu (Figure 7-17B) pour augmenter très légèrement en **période *'sèche'* à 3 jours de délai** contre **2 jours en période *'humide'***. La recharge est donc plus rapide et plus longue en période '*humide*'.

D'autres corrélogrammes ont été calculés en périodes *'humides'* et *'sèches'* mais sur des chroniques plus courtes caractérisées par des apports pluviométriques plus importants. La fonction de corrélation met en relation les précipitations brutes de 2008 rapportées aux variations piézométriques aux sondages SD4, PZ1 et I2 (Devi Maharjan, 2011). Ces analyses mettent en avant une **corrélation maximale au bout d'un jour**

pour le piézomètre PZ1, **2 jours** pour le piézomètre SD4. En période *'sèche'*, le coefficient de corrélation diminue et le temps de latence augmente (Devi Maharjan, 2011) mais surtout il tend à être négatif pour le sondage I2.

d) Approche descriptive des séries chronologiques par association croisée

Les variables d'entrée utilisées sont les précipitations brutes (P), les précipitations effectives (Peff) et les précipitations effectives moyennées sur trois jours (MPeff), afin de filtrer le bruit de la donnée/distribution sur du court terme. Ces variables sont associées aux données de sortie qui correspondent aux valeurs d'altitude piézométriques (WL) mesurées aux piézomètres SD4, PZ1, C2 et *Danestal* et aux valeurs de pressions interstitielles (PI) enregistrées au sondage C3. Différents seuils ont été testés pour les variables d'entrée (2, 5, 10 mm et 2, 4, 6 mm pour les précipitations). Pour les variables de sortie, trois seuils ont été déterminés pour les fluctuations piézométriques avec 0,001, 0,01 et, 02 m. Pour chaque seuil d'entrée (2, 4, 6 mm) a été associé tous les seuils de sortie (0,001 ; 0,01 et 0,02 m). Les combinaisons finales correspondent à celles présentées dans le tableau 7-2. Pour les pressions interstitielles, les seuils choisis sont de : 0,1 ; 0,5 et 1 mbar. La validité statistique de chaque association est certifiée par le test du X^2.

Numéro du test		***Données d'entrée***	***Données de sortie***	***Seuil d'entrée (mm)***	***Seuil de sortie (m)***
1	*a*	*P*	*WL*	*2*	*0,001*
	b	*P*	*WL*	*4*	*0,01*
	c	*P*	*WL*	*6*	*0,02*
2	*a*	*Peff*	*WL*	*2*	*0,001*
	b	*Peff*	*WL*	*4*	*0,01*
	c	*Peff*	*WL*	*6*	*0,02*
3	*a*	*MPeff*	*WL*	*2*	*0,001*
	b	*MPeff*	*WL*	*4*	*0,01*
	c	*MPeff*	*WL*	*6*	*0,02*
4	*a*	*P*	*Pi*	*2*	*0,1*
	b	*P*	*Pi*	*4*	*0,5*
	c	*P*	*Pi*	*6*	*1*
5	*a*	*Peff*	*Pi*	*2*	*0,1*
	b	*Peff*	*Pi*	*4*	*0,5*
	c	*Peff*	*Pi*	*6*	*1*
6	*a*	*MPeff*	*Pi*	*2*	*0,1*
	b	*MPeff*	*Pi*	*4*	*0,5*
	c	*MPeff*	*Pi*	*6*	*1*
7	*a*	*WL*	*Pi*	*0,001*	*0,1*
	b	*WL*	*Pi*	*0,01*	*0,5*
	c	*WL*	*Pi*	*0,02*	*1*

(P) Précipitations brutes, (Peff) Précipitations effectives, (MPeff) Moyenne de précipitations effectives, (WL) Niveau piézométrique, (Pi) Pression Interstitielle.

Tableau 7-2. *Synthèse des analyses d'association effectuées et seuils associés.*

La figure 7-18 présente les résultats des différentes combinaisons sélectionnées pour étudier le comportement de la nappe dans les piézomètres SD4 et PZ1. Les courbes de fréquences représentées sont assez représentatives des résultats obtenus dans les autres piézomètres avec une distribution des fréquences qui n'est pas aléatoire mais qui suit un modèle à peu près similaire avec des fréquences plus importantes entre deux et quatre jours même si ces valeurs restent relativement faibles (pas plus de 30 % de correspondance). Au-delà du quatrième jour, le pourcentage diminue progressivement jusqu'à se stabiliser et atteindre parfois 0 %. La combinaison des seuils les plus larges (6 mm de précipitations et 0,02 m de variation de nappe) obtient les valeurs de correspondance les plus faibles, surtout avec les calculs réalisés à partir des variables moyennées. La combinaison des seuils les plus hauts obtient en revanche les pourcentages les plus forts, avec notamment les variables de précipitations brutes. Prenons l'exemple du piézomètre PZ1 pour lequel la fréquence d'association atteint 21,69 % de correspondance pour un délai de deux jours avec les variables de précipitations brutes. Ces analyses permettent donc de mettre en avant :

- une réactivité face aux précipitations plus ou moins forte selon des piézomètres ;
- un **temps de latence compris entre deux et trois jours** pour que la nappe réagisse aux précipitations mesurées sur le plateau.

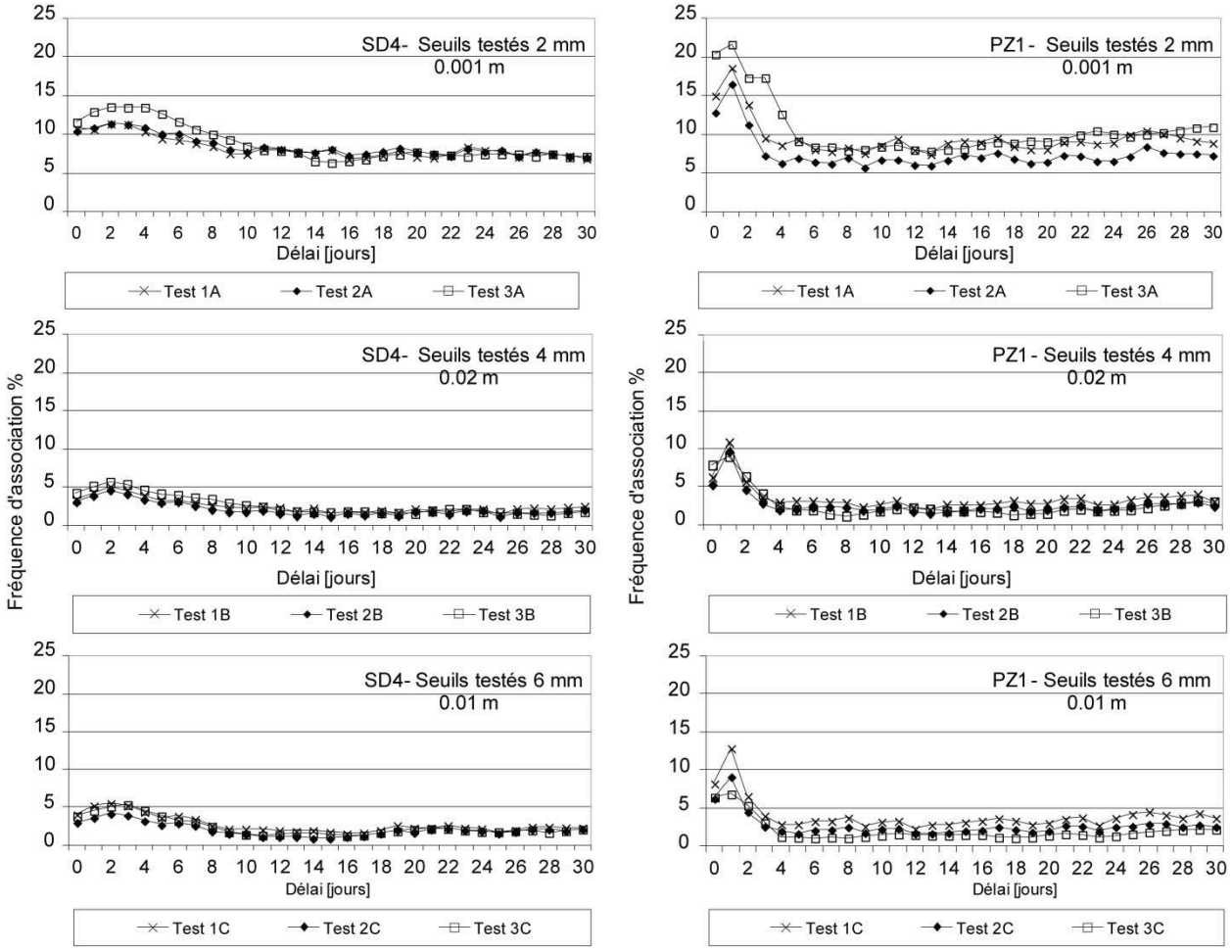


Figure 7-18. *Fréquence relative d'association croisée des séries temporelles de précipitations et piézométriques pour les piézomètres SD4 et PZ1.*

Les fréquences relatives d'association croisée des séries de précipitation et de pression interstitielle pour la cellule A4 sont relativement élevées pour les tests 4A à 6A avec 10 à 15 % de correspondance. Les délais entre les deux variables sont plus longs que pour les fluctuations de nappe. On estime **entre trois et six jours** de délais pour que les champs de pression augmentent face aux précipitations mesurées sur le plateau.

7.3. Relations entre la piézométrie et les déplacements de fortes amplitudes

Pour comprendre la relation entre les fluctuations piézométriques et le déclenchement des glissements de terrain, nous examinons en premier lieu, quelles ont été les conditions hydrologiques avant et pendant chaque crise majeure des hivers 1981 - 1982, 1987 - 1988, 1994 - 1995 et 2000 - 2001. Nous nous intéresserons par la suite à l'activité plus récente du glissement du *Cirque des Graves*, et aux conditions hydrologiques défavorables à la stabilité du versant mais qui n'ont pas donné lieu à des mouvements importants.

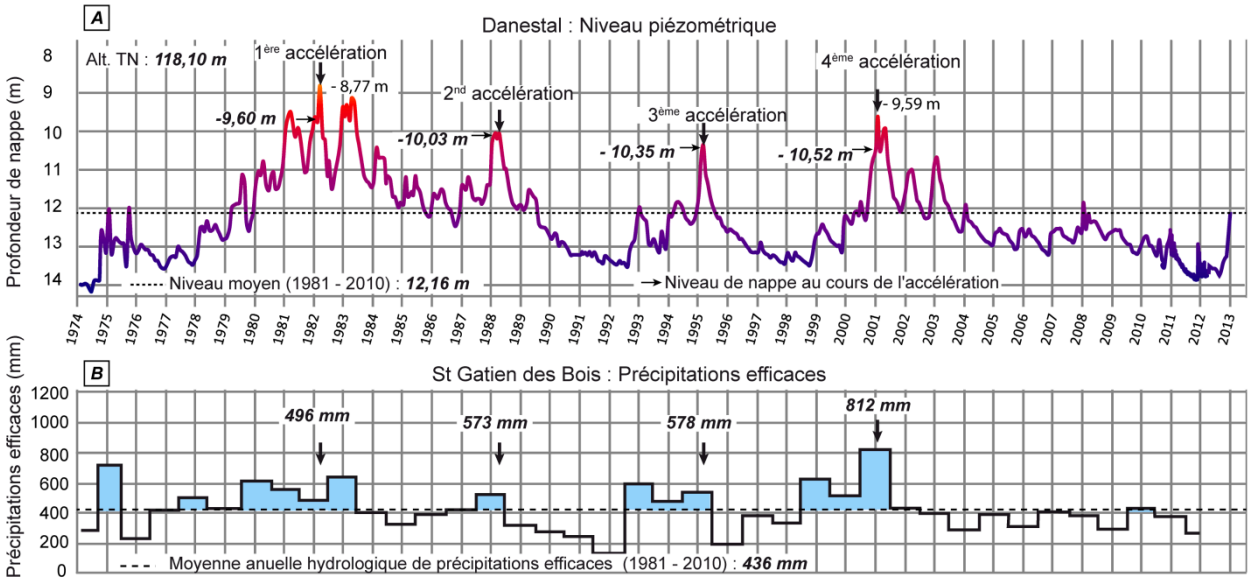
Pour comprendre les conditions de déclenchement de ces accélérations majeures, les mesures terrain de la cinématique des glissements réalisées au cours de ces événements brutaux sont peu nombreuses. Cependant les levés de terrain effectués grâce aux repères topométriques en place depuis 1985 dans *l'ancien camping* du *Cirque des Graves* permettent de comprendre la chronologie des événements de 1988, 1995 et 2001.

Pour mettre en avant les relations entre la pluviométrie, les fluctuations piézométriques et le déclenchement d'accélération, il faut considérer un large spectre d'auscultation des données hydro-climatiques. Ce spectre varie de quelques jours (Reid, 1994) à plusieurs mois (Iverson & Major, 1987).

7.3.1. La crise de janvier 1982

Les accélérations majeures se sont produites au cours de périodes exceptionnellement humides marquées par la succession de plusieurs années excédentaires en pluviométrie. L'excédent est déterminé selon la moyenne annuelle de précipitations efficaces cumulées. La moyenne annuelle de précipitations cumulées, calculée entre 1971 et 2000, est de 430 mm.

Comme le montrent la figure 7-20 et le tableau 7-3, l'accélération de janvier 1982, considérée comme la réactivation du glissement, s'est déclenchée au court de l'année hydrologique 1981 -1982 (juillet 81 - juin 82) qui était excédentaire en précipitations efficaces avec 500 mm de pluies efficaces cumulées. Cette année là, les précipitations hivernales ont été particulièrement abondantes avec 446 mm de pluies efficaces précipitées entre septembre 1981 et janvier 1982.



(A) Fluctuation de la nappe enregistrée par le *BRGM* au piézomètre *Danestal* depuis 1974 ; (B) Excédent pluviométrique (en bleu) par rapport à la moyenne annuelle des précipitations efficaces enregistrées à la station *Météo France* de *Saint-Gatien-des-Bois*.

Figure 7-19. *Relations entre les variations de la nappe de Danestal et les pluies efficaces annuelles entre 1974 et 2012.*

	Janvier 1982	***Février 1988***	***Janvier 1995***	***Mars 2001***
Précipitation totale réelle (mm)*	*993*	*1067*	*1080*	*1297*
Précipitation totale efficace (mm)*	*496*	*573*	*578*	*812*
Précipitation efficace totale période automne-hiver (mm)*	*484*	*559*	*549*	*762*
Nb d'années excédentaires avant accélération*	*3*	*0*	*2*	*2*
Altitude de la nappe lors de l'accélération	*108,77*	*108,34*	*108,02*	*107,86*
*Profondeur de la nappe lors de l'accélération***	*- 9,6*	*- 10,03*	*- 10,35*	*- 10,52*
Profondeur de la nappe avant phase d'élévation de la nappe pré-crise	*- 11,08*	*- 11,92*	*- 12,45*	*- 12, 34*
Elévation de la nappe dans la phase pré-crise	*1,48*	*1,89*	*2,10*	*1,82*

* Année hydrologique ; ** *Danestal* profondeur moyenne 1974-2012 : 12,30m

Tableau 7-3. *Caractéristiques pluviométriques lors des crises d'accélérations depuis janvier 1982.*

La conséquence de ces apports pluviométriques est **une élévation du niveau de la nappe à *Danestal* de près d'1,50 m** dans les semaines précédentes le déclenchement (Tableau 7-3). Ce niveau critique s'accompagne de surpressions interstitielles néfastes à la stabilité du versant (Maquaire, 2001). On remarque par ailleurs que cette année hydrologique n'est pas à cette époque exceptionnelle car elle s'intègre dans une série d'années hydrologiques largement excédentaires démarrée en 1977 - 1978, et terminée en 1982 - 1983. Par conséquent la phase de recharge des nappes a débuté dès 1977 et le niveau piézométrique atteint son paroxysme en 1982, ce qui a eu pour conséquence la réactivation des glissements.

7.3.2. Les crises de février 1988, mars 1995 et mars 2001

Les excédents pluviométriques montrent que la crise de janvier 1982 s'est déclenchée au sein d'une série de six années consécutives de pluviométrie fortement excédentaires. Les accélérations suivantes se sont produites après deux/trois années hydrologiques excédentaires par rapport à la moyenne. On remarque par ailleurs que les excédents pluviométriques sont de plus en plus importants d'une année à l'autre. En effet, l'année hydrologique 1987 - 1988 enregistre des cumuls pluviométriques de 573 mm (avec 550 mm entre octobre 1988 et mars 1989), l'année 1994-1995 : 578 mm (avec 471 mm entre novembre 1994 et février 1995), et l'année 2000 - 2001 : 812 mm (avec 742 mm entre octobre 2000 et mars 2001, dont 137 mm en mars).

Concernant les niveaux piézométriques enregistrés au cours de ces trois accélérations, le niveau critique de janvier 1982 (-9,6 m de profondeur) n'a pas été atteint. Par contre, **pour chacune des accélérations (réactivations), la profondeur de la nappe varie entre 10,03 m à 10,52 m** (Figure 7-20, Tableau 7-3) et ne semble pas diminuer significativement après chaque crise, à l'inverse de l'amplitude des déplacements et des hauteurs des précipitations avant et pendant l'événement. En effet, les hauteurs des précipitations nécessaires à l'élévation de la nappe et à l'accélération du glissement sont de plus en plus importantes et les conditions initiales avant les crises sont différentes entre chaque événement (Tableau 7-3).

Le niveau de nappe enregistré en septembre 1981 était distinctement plus haut que ceux enregistrés avant les accélérations suivantes (septembre 1987, octobre 1994 et septembre 2000). Au cours de ces trois accélérations, le niveau initial mesuré avant l'élévation de la nappe qui a déclenché l'instabilité était situé entre 0,84 et 1,37 m plus bas qu'en octobre 1981 (Tableau 7-3). Les derniers événements se sont donc produits suite à une montée brusque et importante de la nappe phréatique causée par la succession de plusieurs mois très pluvieux.

La superposition des courbes de fluctuations piézométriques et des excédents pluviométriques entre 1974 et 2012 met en avant :

- une période de recharge des nappes depuis 1977 en lien avec une période de précipitation très excédentaire dont l'effet sur la stabilité du versant va se traduire par la réactivation du glissement en janvier 1982 ;
- la rupture de janvier 1982 s'est produit alors que la nappe à *Danestal* atteignait un niveau piézométrique record, plus jamais atteint ;
- après janvier 1982 la vidange de la nappe est progressive, lente car le niveau reste relativement haut jusqu'en 1989. Cette phase est marquée par l'accélération du glissement en février 1988 qui correspond à une période de précipitations excédentaires ;
- les deux autres accélérations qui ont suivi correspondent également à des périodes de forte pluviométrie et de recharge de nappe mais le niveau piézométrique critique à la stabilité du versant est moins important et les précipitations plus importantes car le niveau initial avant la rupture était beaucoup plus bas qu'avant janvier 1982.

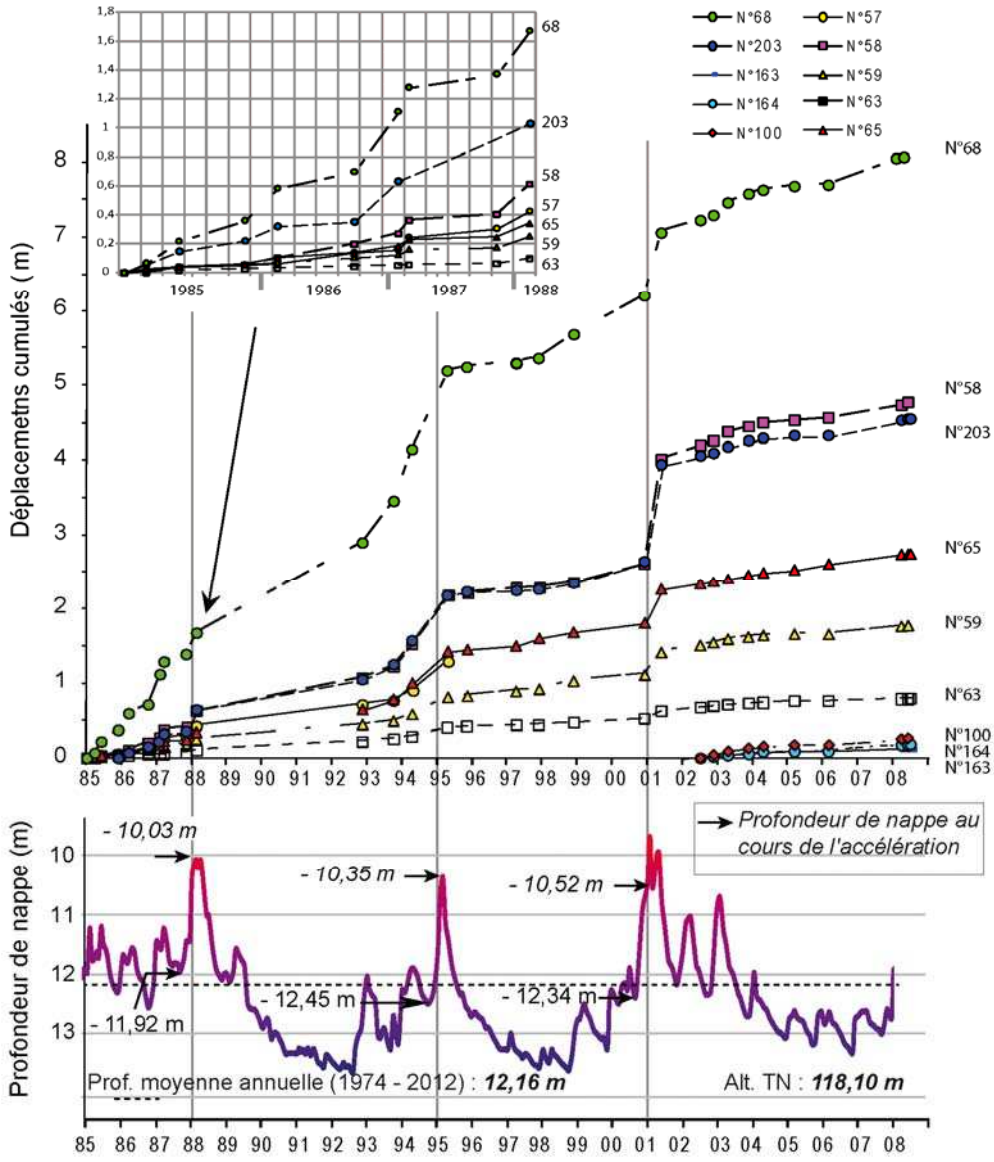


Figure 7-20. *Relations entre les déplacements mesurés sur le glissement du 'Cirque des Graves' et les niveaux piézométriques de la nappe de Danestal sur la période 1985 – 2008.*

7.4. Relations entre fluctuations piézométriques et déplacements de faibles amplitudes

7.4.1. Relations pluie-nappe-déplacements

7.4.1.1. Quelles données disponibles ?

Des données continues de nappe sont disponibles pour les piézomètres PZ1, SD6, SD4 et C2 (Chapitre 4). Les piézomètres SD4 et C2 ont été sélectionnés pour définir les seuils piézométriques à la réactivation saisonnière du glissement du *Cirque des Graves*. Le piézomètre SD4 offre de longues chroniques d'enregistrement et représente une nappe profonde marquée par un battement annuel significatif, et est situé en amont de la zone d'étude. Le piézomètre C2 se trouve à proximité des deux récepteurs GPS en aval et enregistre une nappe plus superficielle. Les variations de pressions interstitielles sont celles du capteur *Geobeads* A4 au sondage C3. Concernant la pluviométrie efficace, l'analyse est fondée sur les données pluviométriques de la station *Météo France* de *Saint-Gatien-des-Bois*. Pour les déplacements de surfaces, il s'agit des mesures de longueurs des lignes de base des stations GPS permanentes VLRH et VLRB. Enfin, les coefficients de marée journaliers supérieurs à 100 complètent la base de données.

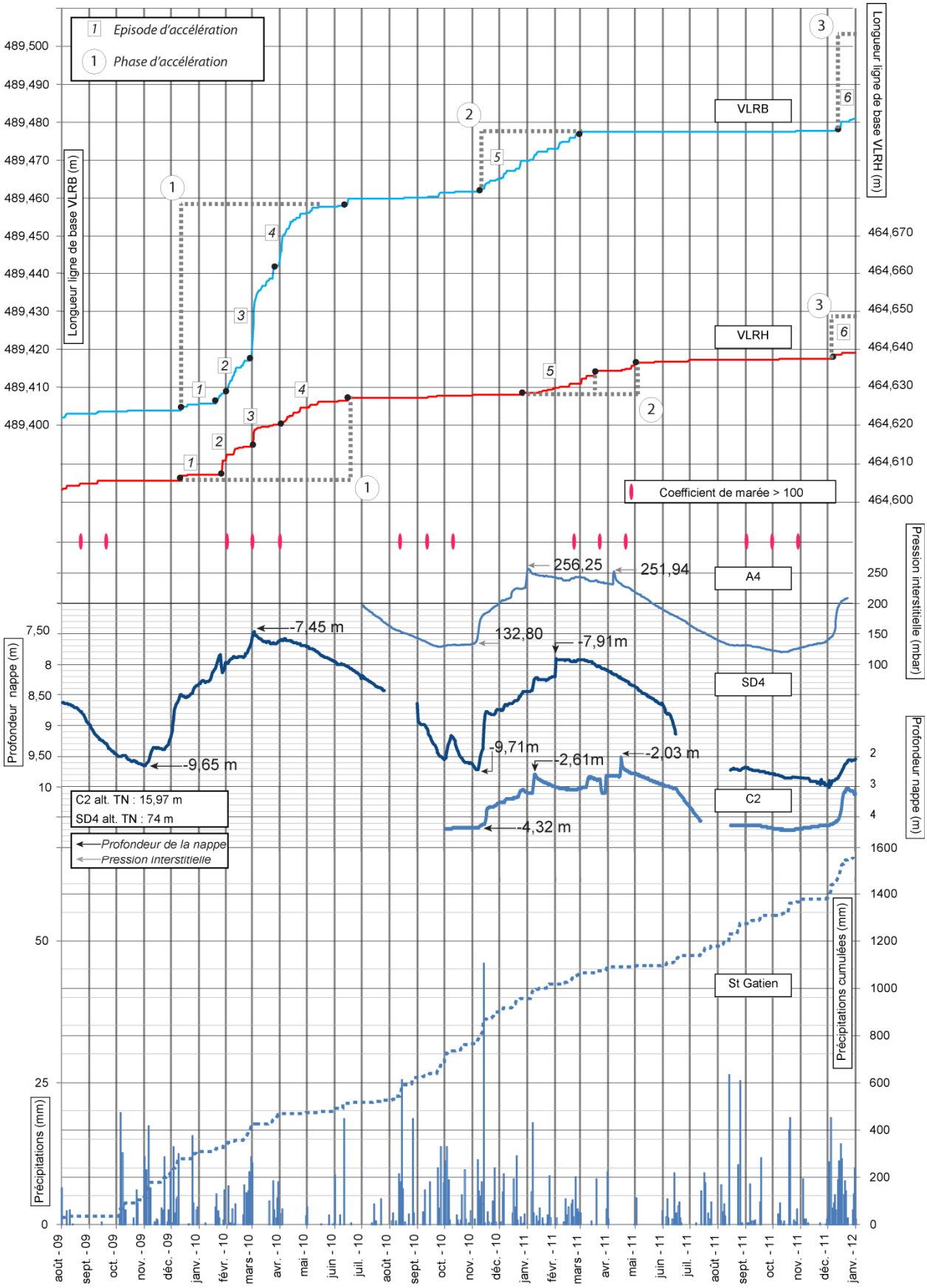


***Figure 7-21**. Relations entre les déplacements GPS (VLRH et VLRB), les niveaux piézométriques (SD4 et C2), les pressions interstitielles (A4) enregistrés au Cirque des Graves et les précipitations de la station de Saint-Gatien-des-Bois.*

7.4.1.2. Relations entre les forçages hydro-climatiques et les déplacements de surface

Dans une approche systémique, les différentes séries sont mises en parallèles pour mettre en avant leur interaction. Par simple superposition graphique des différentes chroniques enregistrées entre août 2009 et décembre 2011 (Figure 7-21), il est possible de détecter de nombreuses relations entre les variables de précipitations, de fluctuations de la nappe, de pressions interstitielles et de déformations. Cependant, le nombre d'événements significatifs enregistrés depuis la mise en place des stations GPS est trop réduit pour déterminer des seuils critiques de déclenchement basés sur une approche statistique complexe (van Asch & Buma, 1996 ; van Asch *et al.*, 1999). Pour comprendre néanmoins la relation de cause à effet qui détermine l'évolution du versant, nous nous focaliserons sur les deux '*accélérations*' du glissement décrites dans la sous-section 6.2.3.3, lorsque un décalage de 1 et 4 jours a été mis en évidence.

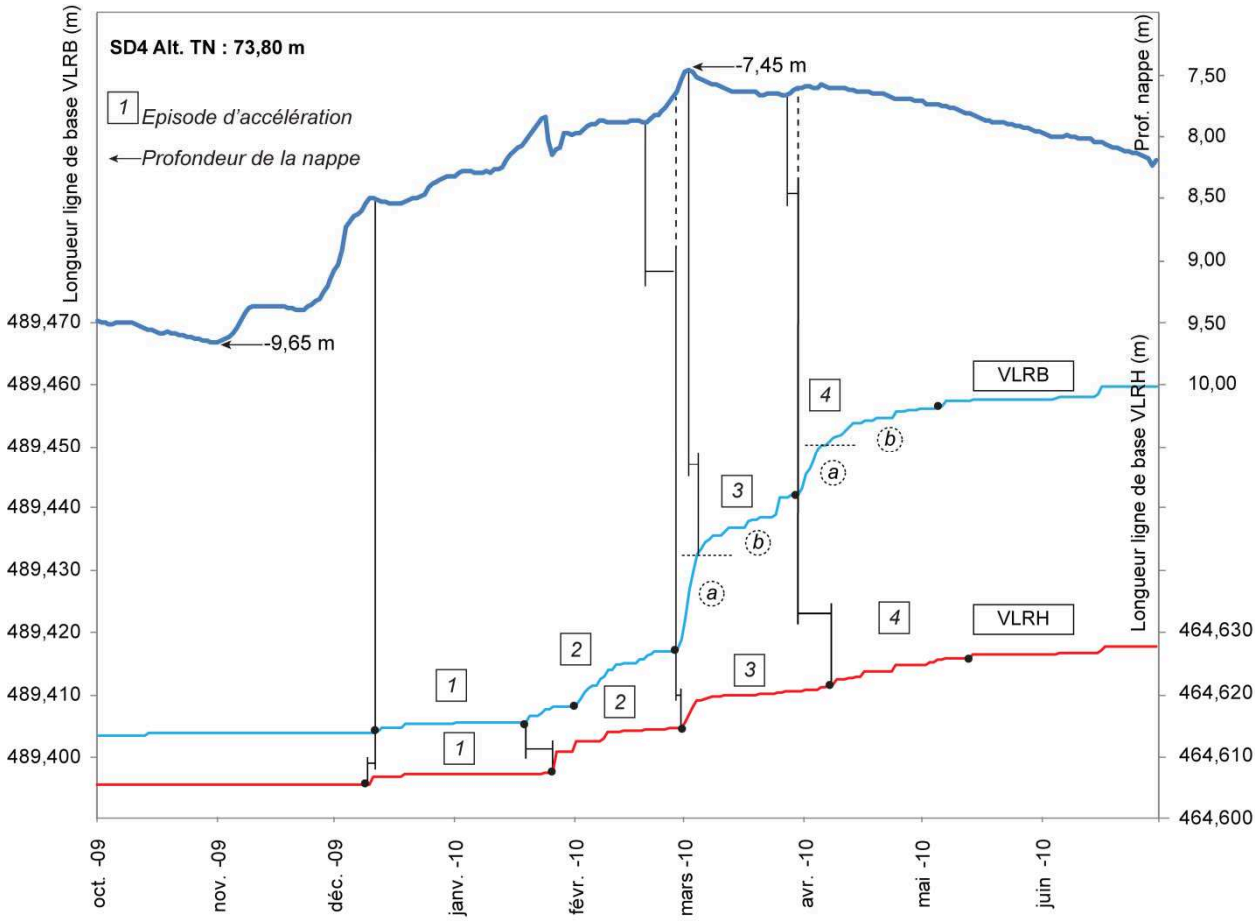


Figure 7-22. *Relations entre les fluctuations piézométriques (SD4) et les déplacements GPS (VLRH et VLRB), durant la 1ère période d'accélération (11 décembre 2009 au 13 mai 2010).*

a) Contexte hydro-climatique au démarrage des accélérations

La **première période** '***d'accélération***' (Figure 7-21 et 7-22) commence à partir du 11 décembre 2009 et s'atténue entre le 5 et le 13 mai 2010 pour les deux récepteurs. La **seconde période** '***d'accélération***' (Figure 7-23) débute le 9 novembre 2010 pour la station VLRB et le 24 décembre pour la station VLRH. Elle s'atténue à partir du 2 mars 2011 pour la station VLRB et du 16 mars pour la station VLRH. La **première période de recharge piézométrique** est enregistrée entre le 01 novembre 2009 et le 02 mars 2010 (Figure 7-22, Figure 7-12) ce qui coïncide avec la première période '*d'accélération*' du glissement. La **seconde période de recharge** est enregistrée entre le 07 novembre 2010 et le 1er février 2011 ce qui coïncide également avec la période '*d'accélération*' du glissement.

Cependant, avant l'accélération du 11 décembre 2009 (Tableau 5-2 et 7-3), aucun des récepteurs GPS n'enregistre de déplacements significatifs, alors que le niveau de la nappe, au piézomètre SD4, a commencé

à augmenter entre le 1er et le 9 novembre 2009 (précipitations efficaces cumulées du 1er au 7 novembre). Après une phase de diminution, la nappe recommence à s'élever le 22 novembre 2009 suite au cumul des précipitations efficaces depuis le 20 novembre 2009. Le 9 décembre, les précipitations efficaces cessent alors que la nappe poursuit son ascension jusqu'au 11 décembre ; le niveau de la nappe cesse alors d'augmenter faute d'apports pluviométriques. Le glissement s'active seulement à partir de cette date (11 décembre 2009), en pleine phase d'élévation piézométrique, alors que la nappe atteint une altitude de 65,5 m (8,50 m de profondeur). Le niveau piézométrique est donc 1,15 m plus haut que le niveau de départ (1er novembre 2009).

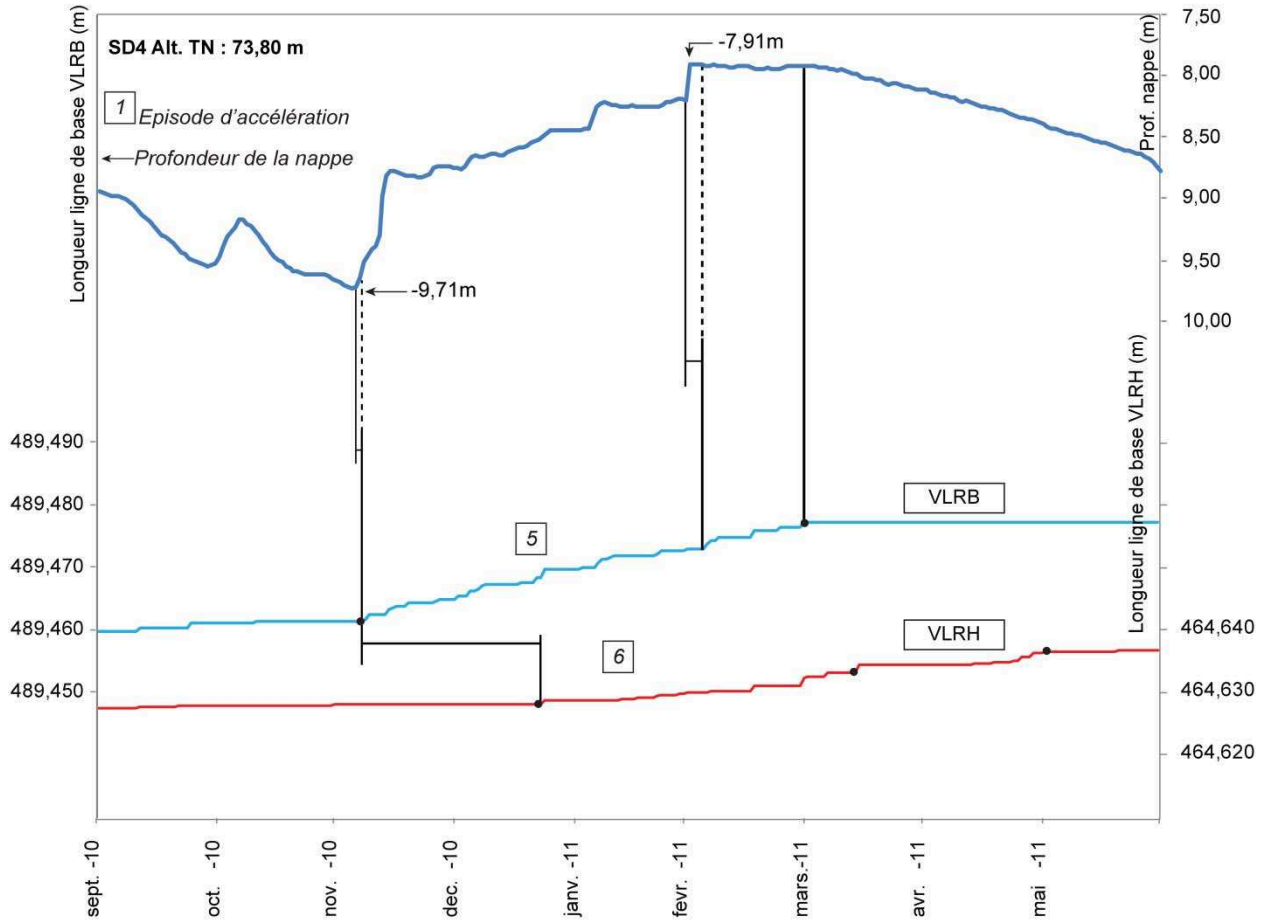


Figure 7-23. *Relations entre les fluctuations piézométriques (SD4) et les déplacements GPS (VLRH et VLRB), durant la 2nd période d'accélération (9 novembre 2010 au 16 mars 2011).*

La **seconde période d'accélération** (Figure 6-23) débute le 9 novembre 2010 à la station VLRB, trois jours après le début d'un épisode brutal d'élévation du niveau de la nappe à SD4, lequel prendra fin le 15 novembre 2010. Au début de l'accélération, la nappe est mesurée à 64,48 m d'altitude, soit 9,52 m de profondeur au piézomètre SD4 et 4,29 m de profondeur au piézomètre C2 (Tableau 7-3).

b) Contexte hydro-climatique lors des épisodes d'accélération

Ces deux périodes d'activité sont rythmées par des épisodes d'accélération, qui durent entre 4 et 39 jours. Ces épisodes correspondent à des déplacements compris entre 2 mm et 22 mm. En comparant ces '*accélérations*' avec les fluctuations piézométriques, les variations de pressions interstitielles et les précipitations efficaces, la correspondance est évidente.

En étudiant précisément un des épisodes (**épisode 3**), on remarque que l'accélération s'organise en deux étapes avec (Figure 6-23A) :

- une première étape marquée par une accélération brutale du glissement (VLRB : 1,6 cm entre le 27 février 2010 et le 4 mars 2010 ; VLRH : 0,5 cm entre le 28 février 2010 et le 4 mars 2010) ;

- une deuxième étape marquée par le ralentissement de la cinématique, entre le 4 mars 2010 et le 24 mars 2010 (4 avril 2010 pour VLRB). Vingt jours pour un déplacement de 6 mm à la station VLRB ; et près de 1 mois pour un déplacement de 3 mm enregistré par la station VLRH.

Cet épisode est enregistré à la fin de la période de recharge de la nappe, au moment où elle atteint son niveau le plus haut. La première étape de l'épisode se produit en pleine élévation piézométrique brutale démarré le 20 février 2010, deux jours après le début d'une série d'épisodes de précipitations efficaces. La profondeur de la nappe à SD4 est alors à 7,69 m (64,48m d'altitude). Le niveau maximum sera atteint le 3 mars 2010 à une profondeur de 7,45 m (66,55 m), soit 1,26 m plus haut que la moyenne.

La deuxième étape de cet épisode est marquée par le ralentissement de l'activité du glissement. Elle démarre le 4 mars 2010 pour les deux stations. D'un point de vue hydrogéologique, e**lle correspond à un petit épisode de drainage de la nappe durant lequel le niveau de la nappe diminue tout en gardant un niveau élevé.** L'étape de ralentissement débute deux jours après le début du '*drainage*' de la nappe (2 mars 2010). L'élévation brutale du niveau piézométrique en période de haute nappe est à l'origine de *'l'accélération'* du glissement.

L'influence de l'action de la mer (houles) n'est pas facile à définir. Nous pouvons seulement indiquer que pendant la période d'observation, le pied du versant a été battu à **quatorze reprises** par les houles avec un plan d'eau élevé correspondant à des coefficients de marée supérieurs à 100 : on observe sur la figure 7-21, pour la phase d'accélération 1, une certaine conjonction entre des *'grands coefficients de marée'* et les épisodes d'accélération 2 et 3, et dans une certaine moindre mesure l'épisode 4. Il en est de même pour la phase d'accélération 2, avec trois *'grandes marées'* de coefficients supérieurs à 100. En l'absence d'information précise sur les conditions de houles (directions, longueurs d'onde, vents locaux, ...), il nous est impossible d'estimer le rôle joué par la suppression de butée (par érosion de la base du versant) dans l'instabilité.

Par ailleurs, on remarquera sur cette même figure 7-21 qu'entre ces deux phases d'accélération, six '*grandes marées*' n'ont pas eu d'incidence directe et immédiate sur l'activité du glissement. La relation de cause à effet n'est donc pas systématiquement immédiate, par contre, il est certain que cette action érosive est un facteur déclenchant. Les calculs de stabilité (Maquaire, 1990) montrent que son poids (2 % pour un recul de 10 m) est secondaire par rapport au rôle de la nappe (-6 % pour une élévation de la nappe de 1 m). Mais, il conduit à *'entretenir'* l'instabilité en empêchant la mise en place d'un talus d'équilibre.

	Accélération				*Piézométrie*		
	Date début	***Date fin***	***Durée de l'épisode (jour)***	***Déplacement mesuré (mm)***	***Altitude nappe au début de l'épisode SD4***	***Prof. nappe au début de l'épisode SD4****	***Altitude nappe au début de l'épisode à C2***
Épisode 1	*11/12/2009*	*19/01/2010*	*39*	*2*	*65,50*	*8,50*	
Épisode 2	*19/01/2010*	*20/02/2010*	*32*	*11*	*65,93*	*8,07*	
Épisode 3	*27/02/2010*	*04/03/2010*	*5*	*16*	*66,31*	*7,69*	
(ralentissement épisode 3)	*04/03/2010*	*24/03/2010*	*20*	*6*	*66,52*	*7,48*	
Total épisode 3				***22***			
Épisode 4	*24/03/2010*	*05/04/2010*	*12*	*11*	*66,35*	*7,65*	
(ralentissement épisode 4)	*05/04/2010*	*06/05/2010*	*31*	*7*	*66,39*	*7,61*	
Total épisode 4				***18***			
Épisode 5	*09/11/2010*	*02/03/2011*	*113*	*6*	*64,48*	*9,52*	*4,29*

L'altitude moyenne de la nappe enregistrée entre le 1er août 2009 et le 31 décembre 2011 est de 65,29 m (8,71 m de profondeur)

Tableau 7-4. *Épisodes d'accélération enregistrés par la station GPS VLRB et niveaux piézométriques associés (SD4 et C2).*

L'étude comparative des séries permet de mettre l'accent sur :

- les accélérations saisonnières qui se déclenchent au cours des recharges saisonnières des réservoirs ;
- les niveaux piézométrique critiques qui provoquent des *'accélérations'* saisonnières centimétriques sont compris entre -7,65 et 7,69 m, soit 1 m au dessus du niveau annuel moyen ;
- le déphasage entre l'élévation de la nappe et l'épisode '*d'accélération'* varie en 1 et 4 jours en période de nappe haute ;
- les plus fortes '*accélérations'* se produisent lorsque le niveau de la nappe est proche de son maximum saisonnier en cas d'élévation piézométrique brutale ;
- une accélération de *'forte'* amplitude ne correspond pas nécessaire à une augmentation brutale ni très importante du niveau piézométrique ;
- les 'accélérations' saisonnières sont liées aux recharges des nappes mais niveau piézométrique.

7.5. Conclusion

L'analyse détaillée de l'hydrologie souterraine depuis 1974 à permis de mettre en évidence la faiblesse des niveaux de nappe actuels et qui ne cessent de diminuer depuis 2008. À partir d'observations piézométriques journalières sur le versant, un délai de réponse de la nappe aux précipitations efficaces, entre 2 et 5 jours a pu être démontré. À l'échelle du versant, il s'agit donc d'une nappe réactive mais dont l'effet mémoire, peut s'avérer long, avec des événements pluviométriques dont l'influence se ressent encore plusieurs jours après la fin de l'épisode et qui pourrait s'expliquer par l'influence des flux hydrologiques provenant de l'amont.

Les mesures en continu sont indispensables pour mettre en évidence l'activité, presque permanente, du glissement alors que les mesures ont été réalisées en *'période calme'*. Plusieurs accélérations ont été mesurées au cours de la période de recharge de la nappe. Malgré des niveaux piézométriques historiquement bas, un déphasage de un à quatre jours a pu être observé, entre l'élévation de la nappe en amont et l'accélération du glissement. Il suffit que le niveau de la nappe augmente d'un mètre au dessus de son niveau annuel moyen, pour qu'une accélération centimétrique se produise. Donc, pour un déplacement d'au moins un centimètre, au pied du glissement, le niveau piézométrique en amont doit atteindre de profondeur 7,65 m, lorsque le niveau de la nappe est proche de son maximum saisonnier. Aucun déplacement centimétrique n'a été observé par l'antenne VLRH implantée plus en amont, laquelle enregistre par ailleurs des déplacements moins importants et en déphasage par rapport à l'antenne VLRB (entre un et quatre jours).

Pour préciser la relation de cause à effet, entre les accélérations majeures (crises) de forte amplitude et les fluctuations piézométriques, des **seuils de niveau de nappe** peuvent être avancés. En prenant la nappe de *Danestal* sur le plateau du *Pays d'Auge*, le niveau de la nappe était situé à une profondeur variant entre 9,60 m et 10,52 m au moment des quatre accélérations majeures. Si on fait abstraction de la première (janvier 1982) pour laquelle on peut supposer que les conditions de déclenchement puissent être différentes des *'réactivations'* suivantes, le niveau de nappe oscille dans une fourchette de valeurs assez étroites comprises entre 10,03 et 10,52 m. Ainsi, en première approximation, pour un système d'alerte, un niveau de nappe se rapprochant vers 11 m de profondeur pourrait constituer un '***niveau de pré-alerte***'.

Il faut bien sur maintenant s'appuyer sur le réseau de surveillance mis en place sur le versant depuis seulement quelques années, et qui ne permet pas encore d'avoir suffisamment de recul pour pouvoir définir ces seuils. On peut aujourd'hui seulement rappeler que pour les accélérations de faibles amplitudes, l'utilisation de stations GPS permanentes a largement permis de préciser le comportement du versant en relation avec les fluctuations piézométriques, et pourra permettre de définir des seuils '*locaux*' plus représentatifs.

Les autres composantes environnementales pouvant avoir une influence sur l'évolution du versant, comme la direction et la force des vents, n'ont pas été étudiés suffisamment précisément pour mettre en évidence leur rôle sur la genèse des accélérations saisonnières. Cependant en période de recharge piézométrique, les forts coefficients de marée ont été toutefois être synchrones avec certaines accélérations.

PARTIE IV

CONSÉQUENCES DES MOUVEMENTS DE VERSANT ET GESTION DES RISQUES ASSOCIÉS

L'existence d'un risque sous-entend la conjonction spatiale et temporelle entre un aléa et des éléments exposés à cet aléa (Varnes, 1978). La dynamique du risque n'est donc pas uniquement contenue dans l'aléa. D'autres paramètres entrent en jeu, tels les facteurs anthropiques, l'urbanisation croissante, et les politiques de prévention des risques (Provitolo, 2007). Cette quatrième partie aborde différentes problématiques liées à la notion de risque. Les différentes accélérations associées à l'activité des glissements ont engendré et engendrent encore actuellement d'importants dommages structurels et fonctionnels non négligeables pour le fonctionnement socio-économique des différentes communes. Cette quatrième et dernière partie s'appuie sur une approche **rétrospective** et **prospective** et comporte deux chapitres.

Le **chapitre 8**, par une *approche rétrospective*, permet l'identification des dommages et des conséquences directes liés aux crises et l'évaluation des conséquences indirectes. Puis, il présente les différentes politiques mises en œuvre (ou réponses apportées) par les différents acteurs pour minimiser les pertes et les préjudices liés à ces crises et restaurer le fonctionnement du territoire. Il apporte un éclairage sur l'extension urbaine, puis cherche à évaluer la perception des habitants face aux risques.

Le **chapitre 9**, par une *approche prospective*, propose quelques scénarios d'extension probable des zones instables, et tente une évaluation semi-quantitative des risques. Il propose une évaluation et un zonage des conséquences potentielles, puis une carte d'aléa et de risque centrée sur les deux cirques du glissement du *Cirque des Graves* et des *Fosses du Macre*.

CHAPITRE 8. CONSÉQUENCES ET GESTION DEPUIS 1982

8.1. Introduction

Ces glissements côtiers affectent des versants où la pression immobilière est forte. Comme cela a été démontré dans le chapitre 6, il apparaît qu'entre 1808 (date du document cartographique utilisé le plus ancien) et 1982 (date de la 1ère accélération majeure référencée et bien documentée), **le versant était instable avec probablement des déplacements lents et continus dans le temps**. Les probables petits réajustements, sans grande accélération brutale, ont permis aux habitants qui se sont progressivement installés, de s'accommoder de cette instabilité '*permanente*'. Mais les accélérations brutales (*crises*) des glissements du *Cirque des Graves* et des *Fosses du Macre,* qui ont suivies depuis 1982, sont un problème considérable pour la gestion et l'aménagement des versants. L'activité '*permanente*' et les différentes *crises* ont engendré et continuent de générer de nombreux dégâts structurels et fonctionnels sur les communes de *Villerville* et de *Cricquebœuf*.

Le risque doit être appréhendé par une approche systémique, car au-delà des perturbations et dommages physiques, l'aléa affecte le fonctionnement des systèmes dont la société dépend (Aven, 2011). Évaluer les conséquences indirectes signifie s'intéresser aux préjudices socio-économiques sur la société. Ces préjudices sont de trois natures :

- les **coûts immédiats directs** (conséquences à ***court terme***) liés à la destruction et l'endommagement d'infrastructures de communication… et d'habitats ;
- les pertes **économiques indirectes** qui découlent de l'endommagement de ces infrastructures par des répercutions sur les activités commerciales et sur le fonctionnement de l'économie locale ;
- les **dysfonctionnements et les perturbations sociales** sur le **long terme** qu'engendrent ces pertes.

L'impact de ces endommagements sur le fonctionnement d'un système se fait ressentir plus ou moins sur le *long terme* (par des réaménagements, des expertises, des reconstructions des réseaux, des pertes d'emplois, des pertes de la valeur du foncier, …).

Si la catastrophe est révélatrice de la vulnérabilité socio-économique d'un territoire (Leone, 2008), elle peut être étudiée en tenant compte de la capacité à répondre et d'adaptation de la société à la catastrophe, autrement dit sa résilience (Dauphiné, 2003 ; Klein *et al.,* 2003). L'approche développée dans ce chapitre n'est pas prospective mais rétrospective, fondée principalement sur un retour d'expérience utile à la mise en œuvre de scénarios. On se focalisera, entre autres, sur les dommages liés aux différentes crises et à l'activité saisonnière des glissements et sur la capacité de réponse adaptée des gestionnaires de ces territoires, c'est-à-dire de l'efficacité ou non des actions et moyens mis en œuvre pour faire face aux événements passés et réduire les dommages et les conséquences indirectes pour le futur (Leone *et al*., 2010).

Ainsi, le chapitre 8 s'organise en cinq sections avec, **l'identification des dommages et conséquences directes** liés aux crises (Section 8.2) et **l'évaluation des conséquences indirectes** qui sont davantage du domaine économique et social (Section 8.3).

Puis, seront présentées les **politiques mises en œuvre** (ou **réponses apportées**) par les différents acteurs pour minimiser les pertes et les préjudices liés à ces crises et restaurer le fonctionnement du territoire. Aussi, nous nous focaliserons sur les différents **outils de gestion des risques** naturels pour **aider à la décision d'aménagement du territoire**, notamment la cartographie qui constitue un document de référence spatiale indispensable pour renseigner sur les caractéristiques des risques et informer les différents acteurs (Section 8.4).

Pour comprendre l'ampleur des **préjudices passés, actuels et potentiels** la section 8.5 permettra de faire le point sur l'extension urbaine, comme la croissance démographique et l'aménagement du territoire depuis l'après-guerre, qui augmente le nombre d'**éléments exposés et les conséquences 'potentielles'**. Étant donné que la réaction adoptée face aux risques est tributaire, à la fois du contexte socio-politico-économique des territoires et de la perception des populations face aux risques, nous tenterons d'évaluer, dans la section 8.6, le **ressenti des habitants** sur l'ensemble des phénomènes naturels affectant leur espace littoral entre *Trouville-sur-Mer* et *Cricqueboeuf*.

8.2. Les conséquences directes avec les dommages physiques

8.2.1. Situation avant la réactivation de 1982

Pour estimer la vulnérabilité à laquelle un espace est soumis, il est avant tout nécessaire d'évaluer les conséquences passées (Alexander, 2005). Dans une *approche rétrospective*, on s'interroge tout d'abord sur l'état socio-économique du site avant l'occurrence de l'aléa. Ainsi, un premier état des lieux permet de mettre en avant le fonctionnement du territoire avant la crise de 1982, en définissant la nature de l'utilisation du sol, des aménagements présents et les activités offertes par les différentes communes.

Figure 8-1. *Cartes postales anciennes qui illustrent l'attractivité touristique de la commune de Villerville vers le début du XX^{ème} siècle.*

Ce constat s'appuie principalement sur des documents historiques, comme des rapports municipaux, des photographies, des cartes postales, des plans cadastraux, des photographies aériennes et des témoignages. Ces différentes sources permettent, entre autres, de localiser des bâtiments aujourd'hui disparus car détruits au cours des crises, et de définir quels étaient les espaces 'clefs' pour le fonctionnement des communes avant les événements.

La commune de *Villerville*, qui sépare les deux cirques, apparaît dès le début du XX^{ème} siècle comme une commune très touristique (Figure 8-1) car elle propose de nombreux loisirs et offre aux vacanciers '*l'occasion de se divertir le temps d'un congé'* (Chegaray, 1992). En effet, dès les années 1920, après l'ouverture des voies de chemins de fer reliant *Paris* à *Deauville*, le site est très prisé par les touristes qui ont la possibilité de se divertir au casino, d'admirer des paysages qui ont inspiré de nombreux peintres impressionnistes (C.F. Daubigny, E. Boudin, G. Caillebotte…), et de se baigner au pied du *Cirque des Graves* qui est alors accommodé de cabines de plages (Figure 8-1B). C'est alors une période faste pour le foncier, avec la construction de nombreuses villas, de part et d'autre du bourg, dans les zones instables jusqu'alors peu aménagées, voire inhabitées.

Dès les années 1950, un premier *Camping des Graves,* au pied est du versant, fut aménagé. Ce qui offrait la possibilité à la commune d'accueillir les tentes de nombreux vacanciers en période estivale. En 1965, le site a été réaménagé par de nouveaux propriétaires. Les terrasses successives aménagées (Figure 8-2A et Figure 8-2D) permettaient ainsi d'accueillir davantage de touristes et d'y construire quelques installations pour faciliter le confort des voyageurs (sanitaires, etc.). Cette infrastructure a alors fortement contribué à l'expansion économique de la commune de *Villerville*, laquelle, dans les années 1970, mis en avant le tourisme familial au cœur de son activité économique.

Quelques années avant la crise de janvier 1982, la commune de *Villerville* était une station touristique dotée de nombreuses infrastructures d'accueil pour les saisonniers (campings, hôtels), avec multiples commerces et entreprises qui permettaient, à la commune, de maintenir une dynamique économique positive, et cela même hors saison.

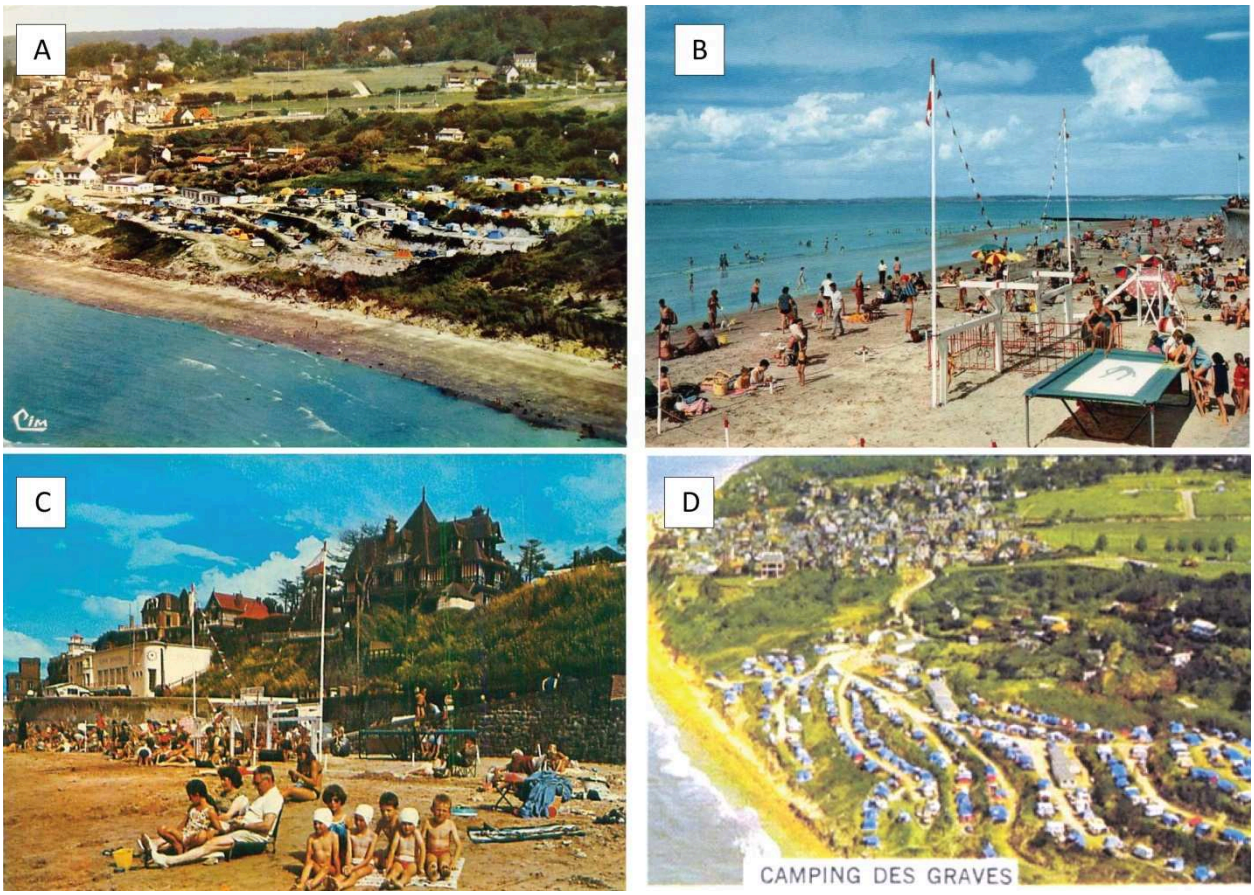


Figure 8-2. *Cartes postales datant des années 1970 qui illustrent 'l'âge d'or' de l'attractivité touristique de la commune de Villerville.*

À cette époque de haute fréquentation touristique, il existe de **nombreux accès directs à la plage** (Figure 8-3) depuis les deux cirques. Cette accessibilité a donc favorisé l'attractivité des sites avec **le développement du tourisme, la multiplication des voies de communication et l'aménagement de bâtiments dans des zones jusqu'alors '*vierges*'**.

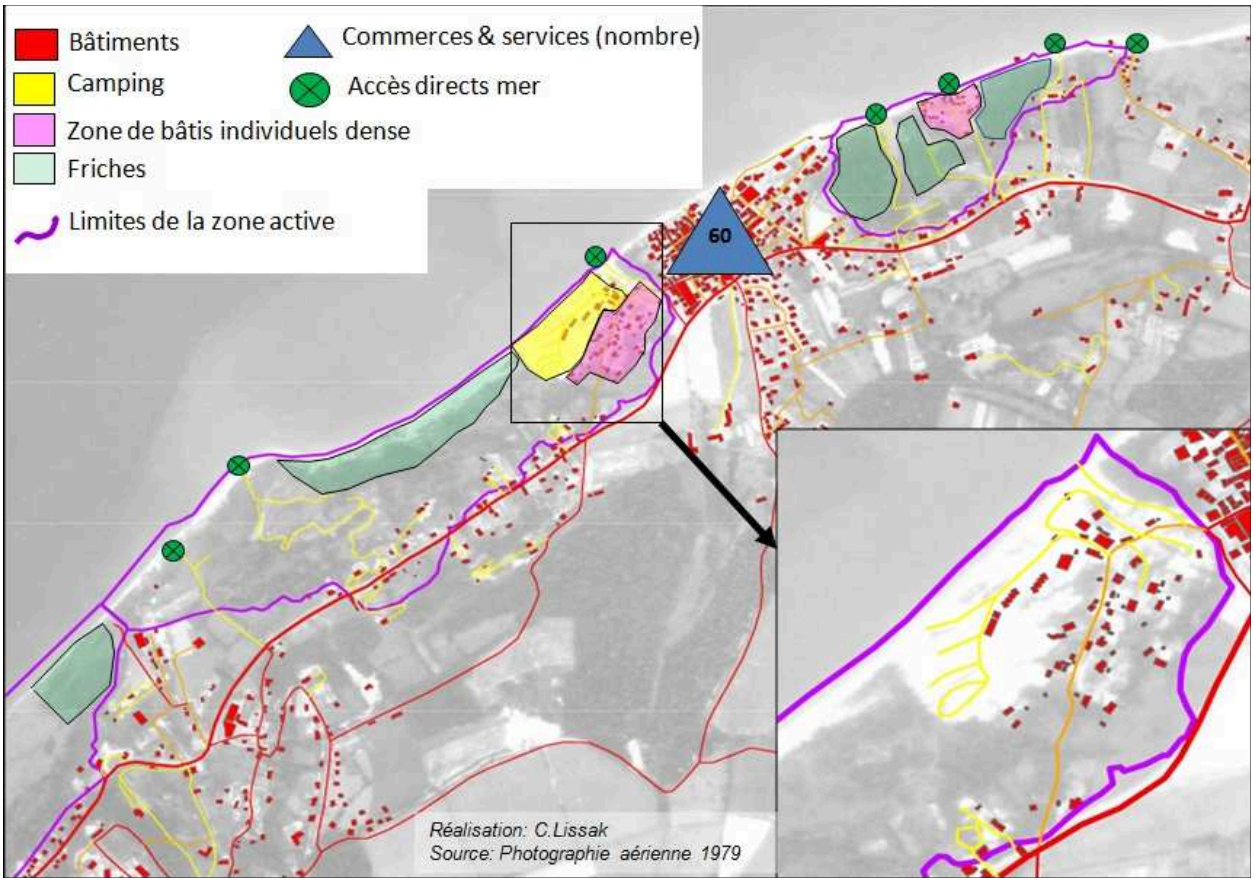
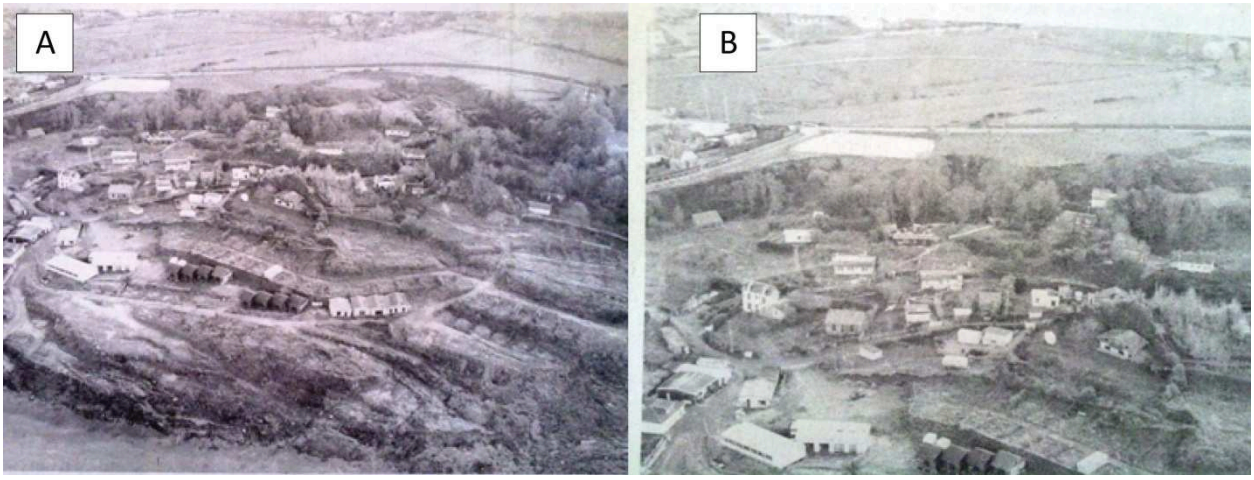


***Figure 8-3**. Schématisation des aménagements principaux des deux cirques entourant le village de Villerville avant 1982.*



(A) Camping des Graves et aménagements des terrasses, (B) Propriétés privées du Parc des Graves

***Figure 8-4.** Photographies issues de coupures de presse (Ouest-France - Janvier 1982) permettant d'identifier les bâtiments présents dans le Cirque des Graves avant la première réactivation du glissement.*

Comme le représente le schéma de la figure 8-3, à la fin des années 1970 le bourg de *Villerville* est doté d'une soixantaine de commerces et entreprises. Les différents documents cartographiques disponibles (plan topographique (1976), photographie aérienne (1955-1972-1979) et divers documents iconographiques) ont

permis de cartographier les différents accès à la mer et de souligner la présence de nombreux bâtiments, dans la partie est du glissement du *Cirque des Graves* ainsi qu'au pied du glissement des *Fosses du Macre*. Les différentes sources iconographiques sont alors utilisées pour **caractériser les bâtiments dans une base de données SIG en fonction de leurs matériaux de construction et de leur nombre de niveaux** (Figure 8-4).

Cet état des lieux *'pré-crise'* met en évidence la **nature des enjeux exposés** et donc les différentes formes de *'conséquences potentielles'* physiques (bâtis, réseaux…) et fonctionnelles (commerces, logements…) avant le déclenchement du glissement majeur de 1982. C'est une étape importante dans notre démarche qui est de **déterminer la totalité des dommages et conséquences réelles suite aux mouvements de terrain depuis 1982**.

8.2.2. Conséquences directes à la réactivation des glissements

Pour le glissement du *Cirque des Graves,* les dommages structurels se sont principalement produits durant l'événement de 1982 (Figure 8-5 et Figure 8-7). Malgré la morphologie du versant très accidentée qui suggère son *'activité passée'* (escarpements, contre-pentes…), avant 1982, le secteur oriental du glissement était très aménagé (Figure 8-6A). Ce fut la zone la plus active lors de l'accélération de janvier 1982 (Figure 8-5 et Figure 8-6). Cette *'réactivation'* et la phase de réajustement qui a suivi, a entraîné de nombreux désordres dont la destruction partielle ou totale d'une trentaine de villas avec la destruction des villas *Chanteclair*, *Cheval de Brique*, *La Détente*… et l'endommagement de bâtiments de structure plus légère en bois (Localisation sur la figure 2-19).

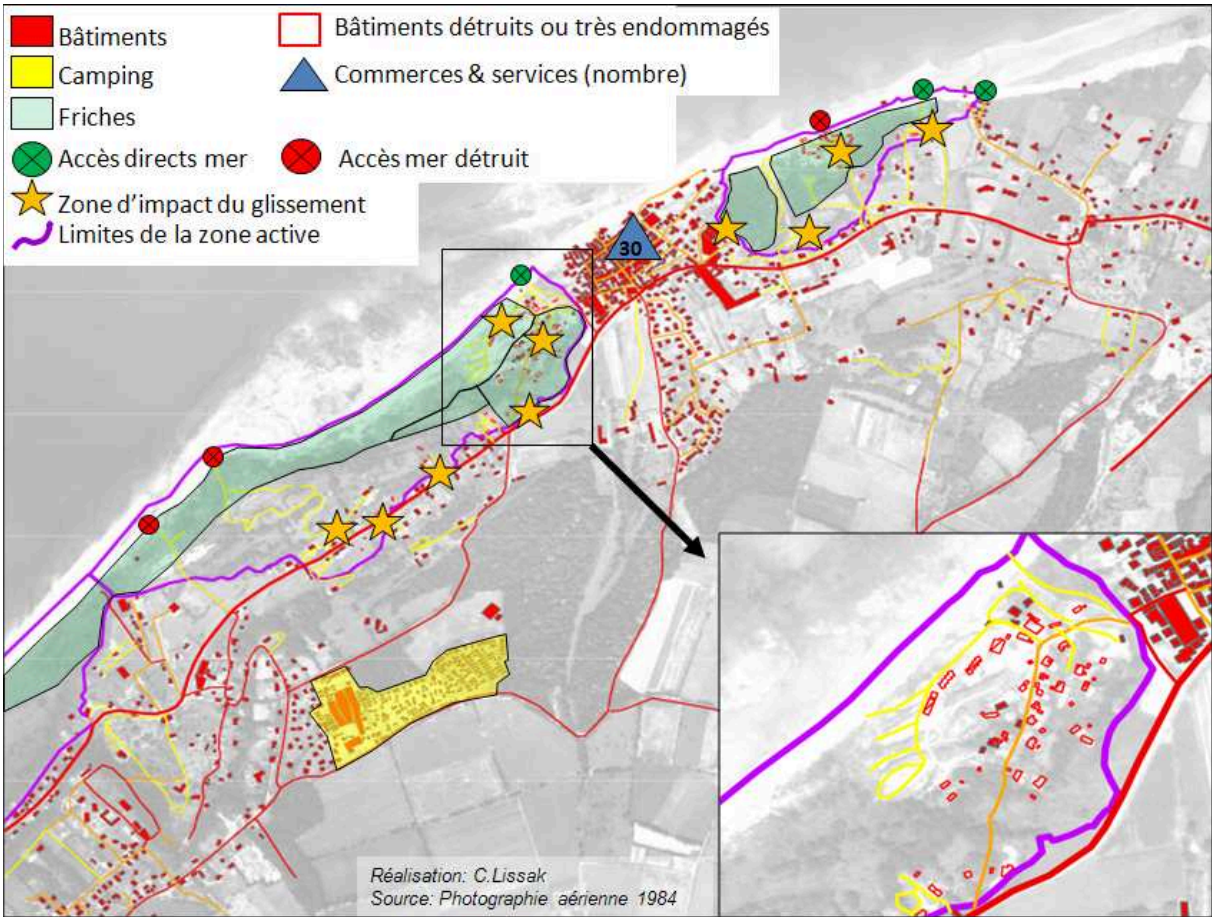
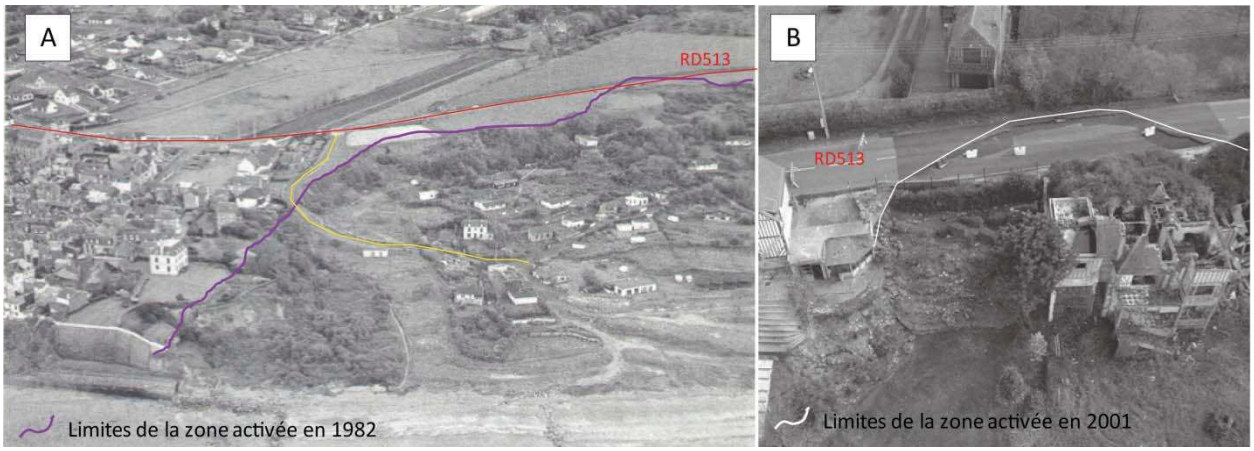


Figure 8-5. *Schématisation des aménagements principaux des deux cirques entourant le village de Villerville : situation après la crise de 1982 et localisation des principales zones d'impact.*



(A) Photographie oblique d'E. Helluin suite à l'accélération de janvier 1982, (B) Photographie oblique de la DIREN suit à l'accélération de mars 2001.

Figure 8-6. *Limite de la zone 'active' du Cirque des Graves qui affecte la route et englobe de nombreux bâtiments aujourd'hui disparus.*

Depuis le glissement '*majeur*' de janvier 1982, environ 80 bâtiments, tous types confondus ont été abattus (Tableau 8-1) dans le *Cirque des Graves*. Parmi ces pertes, d'importantes **infrastructures touristiques** ont été détruites, notamment le *Camping des Graves*, qui pouvait accueillir près de 2 000 visiteurs par saison et qui a subi de nombreux dégâts. Mais du fait de son rôle économique majeur pour la municipalité de *Villerville*, sa relocalisation en zone stable '*proche*' sur le plateau fut presque immédiate après cet événement aux conséquences *'catastrophiques'*.

Figure 8-7. *Conséquences directes à la réactivation de janvier 1982.*

Concernant les *Fosses du Macre*, la réactivation qui a provoqué le plus de dégâts est celle de **février 1988,** avec l'extension régressive des limites du glissement (Chapitre 6). À l'aide de documents anciens, de

témoignages et de vestiges encore présents, il est possible de reconnaître la présence de nombreux bâtiments à structure légère en pied de versant dans les années 1970, alors qu'à proximité de la couronne de glissement se dressent encore plusieurs villas normandes, en briques et colombages. Durant l'accélération de 1988, l'apparition d'escarpements entre 5 à 7 mètres de dénivelée a provoqué la destruction de deux villas et d'un terrain de tennis situé en marge ouest du glissement (Figure 8-6) et la disparition de nombreuses habitations localisées en pied du versant.

Les étapes de l'extension de l'escarpement principal du glissement des *Fosses du Macre* ont été reconstituées (Chapitre 6). Cette *'extension'* provoque un endommagement progressif des infrastructures les plus proches de l'escarpement principal, très probablement amenées à disparaître dans le futur (Chapitre 9).

Lors des quatre crises (1982, 1988, 1995 et 2001), les voies de communication et réseaux aériens et enterrés (eau potable, eau usée, électrique, téléphonique, ...) ont été en plusieurs points fortement endommagés en amont du glissement du *Cirque des Graves* (Figure 8-6) car la route départementale 513 traverse la zone instable en plusieurs points. Cette route relie directement la ville de *Trouville-sur-Mer* à la ville d'*Honfleur* et dessert les villages de *Villerville* et de *Cricquebœuf* et de nombreux lieux-dits. Comme évoqué dans les chapitres précédents, entre les crises majeures, la route se tasse et se fissure de quelques millimètres (localisation des points d'impact sur la figure 8-5 et 8-6) à plusieurs centimètres. Rappelons qu'en période de crise, les affaissements de plusieurs décimètres stoppent ou perturbent la circulation durant plusieurs jours et induisent des réparations coûteuses (Figure 8-6B).

De même, en période inter-crises, des dommages sont relevés sur les bâtiments et se matérialisent par la fissuration, l'affaissement progressif ou le basculement des structures (Figure 8-8).

Cette RD 513 apparaît être l'un des enjeux majeurs du secteur car elle permet l'accessibilité à différents villes et villages, et elle est quotidiennement très fréquentée : en août 2001, le *Conseil Général du Calvados* enregistre 6 869 passages de véhicules en amont du *Cirque des Graves*, et 3 282 véhicules en amont des *Fosses du Macre,* en décembre 2006. Aussi, des interventions sont régulièrement menées par le *Conseil Général du Calvados* pour réparer le revêtement endommagé et remettre la *'route à niveau'*, pour maintenir un niveau de sécurité acceptable.

Nombre d'étages	***Matériau de construction***	***Fonction***	***Nombre de bâtiments***
RDC+2 ou 3	*Maçonnerie traditionnelle*	*Résidentielle*	*8*
RDC +1	*Maçonnerie traditionnelle*	*Résidentielle*	*9*
RDC	*Maçonnerie traditionnelle*	*Résidentielle*	*11*
RDC	*Maçonnerie traditionnelle*	*Loisir*	*5*
RDC	*Maçonnerie traditionnelle*	*Annexe*	*6*
RDC	*Bois*	*Résidentielle*	*48*
RDC	*Bois*	*Loisir*	*2*
RDC	*Bois*	*Annexe*	*14*
Total détruits			***103***
RDC +2 ou 3	*Maçonnerie traditionnelle*	*Résidentielle*	*19*
Total endommagés			*19*
TOTAL			***122***

Tableau 8-1. *Dommages physiques 'directs' provoqués par les événements majeurs des glissements du Cirque des Graves et des Fosses du Macre depuis 1982.*

(A) Route départementale 513 en 2009, (B) Villa proche du *Clos Tainfray* en 2009, (C) Villa du *Clos St Thérèse* en 20009, (D) Villa du *Clos Marin* en 2010.

Figure 8-8. *Dommages structurels récents observés dans les deux cirques.*

Ces interventions entraînent des dépenses de plusieurs milliers d'euros (environ 15 000 euros par année selon le *Conseil Général du Calvados*). À ces coûts '*directs*', il faut rajouter les '*coûts indirects*' des perturbations liés aux nécessaires blocages de la circulation durant plusieurs jours pendant les travaux de réparation. **L'endommagement des réseaux d'infrastructures et l'interruption du trafic, signifie dysfonctionnement des activités et des échanges et déblocage de fonds importants pour les réparations; ce qui conduit à s'interroger sur les conséquences socio-économiques directes et indirectes**.

8.3. Les conséquences indirectes socio-économiques

Pour évaluer les conséquences économiques, les données chiffrées ne sont pas toujours disponibles et il est parfois nécessaire de s'en affranchir pour évaluer qualitativement les pertes. Par conséquent, nous nous intéressons tout particulièrement aux **effets immédiats** et aux **dysfonctionnements sur le long terme** engendrés par les différentes crises.

8.3.1.1. Les conséquences immédiates 'post-crises'

En premier lieu, nous nous interrogeons sur les conséquences '*post-crises*' ressenties immédiatement ou quelques années après l'événement de 1982 (moins de 10 ans). Notre étude se focalise principalement sur la commune de *Villerville*, car les bouleversements socio-économiques y ont été les plus importants et les plus nombreux. Les effets majeurs à la crise de 1982 et des trois suivantes sont l'endommagement partiel, la destruction d'infrastructures et de bâtiments qui ont bouleversé le fonctionnement de la commune. Ces dégâts ont pour conséquences :

- l'**abandon des terrains** par les propriétaires suite à leur évacuation, avec la transformation des jardins privés en friches,
- la fermeture des accès à la mer,
- la **fermeture de nombreux commerces** et entreprises dans la commune,
- la délocalisation des infrastructures touristique en amont,
- une diminution effective de la **fréquentation touristique** du bourg,
- le **départ définitif** de résidents.

Depuis 1968, les petites communes de moins de 1 000 habitants se situant à proximité du littoral calvadosien, voient leur démographie augmenter progressivement. Contrairement aux grandes communes comme *Cricqueboeuf, Deauville ou Trouville-sur-Mer* qui elles ont perdu entre 15 et 30 % de leurs effectifs entre 1968 et 2007. Néanmoins, pour la commune de *Villerville*, cette tendance globale est ponctuellement perturbée par une diminution de près de 10% de sa population, entre le recensement de 1982 et 1999. Puis, la population augmente à nouveau. Cette baisse de population pourrait être une conséquence directe liée aux événements de 1982, 1988 et 1995.

Suite à l'événement de 1982, de nombreux propriétaires de la partie orientale du *Cirque des Graves* ont été **expropriés** par un **arrêté préfectoral** imminent à la catastrophe. Cet arrêté est nécessaire à la commune pour la sécurité des personnes et pour contrôler l'aménagement de la zone instable. Entre 1982 et 1989, ces propriétés ont été laissées à l'abandon, par conséquent la végétation a rapidement recolonisé l'espace (ronces et broussailles), en dégradant ainsi le paysage. Ce cas de figure est similaire en aval du glissement des *Fosses du Macre* (Figure 8-9) dans sa partie centrale, où plusieurs bâtiments en bois ont été détruits et où la végétation a peu à peu envahi l'espace devenu vacant, fermant ainsi les accès au littoral.

8.3.1.2. Les conséquences sur le long-terme

Très rapidement après l'événement de 1982, la municipalité de *Villerville* a pris en charge le déménagement du *Camping des Graves* sur le plateau. Ce camping permettait à la commune d'accueillir plusieurs milliers de voyageurs en haute saison et donc, en corollaire, de maintenir l'activité économique du bourg. La relocalisation forcée du camping sur les hauteurs du plateau s'est progressivement accompagnée de la fermeture de commerces dans le bourg de *Villerville* liée à la baisse de fréquentation touristique : une soixantaine de commerces et entreprises était identifiée avant 1982 par la *Chambre du Commerce* contre une trentaine seulement en 2009. Cependant, la fermeture de certains commerces s'explique également par l'ouverture de grandes surfaces commerciales à proximité de *Trouville-sur-Mer*.

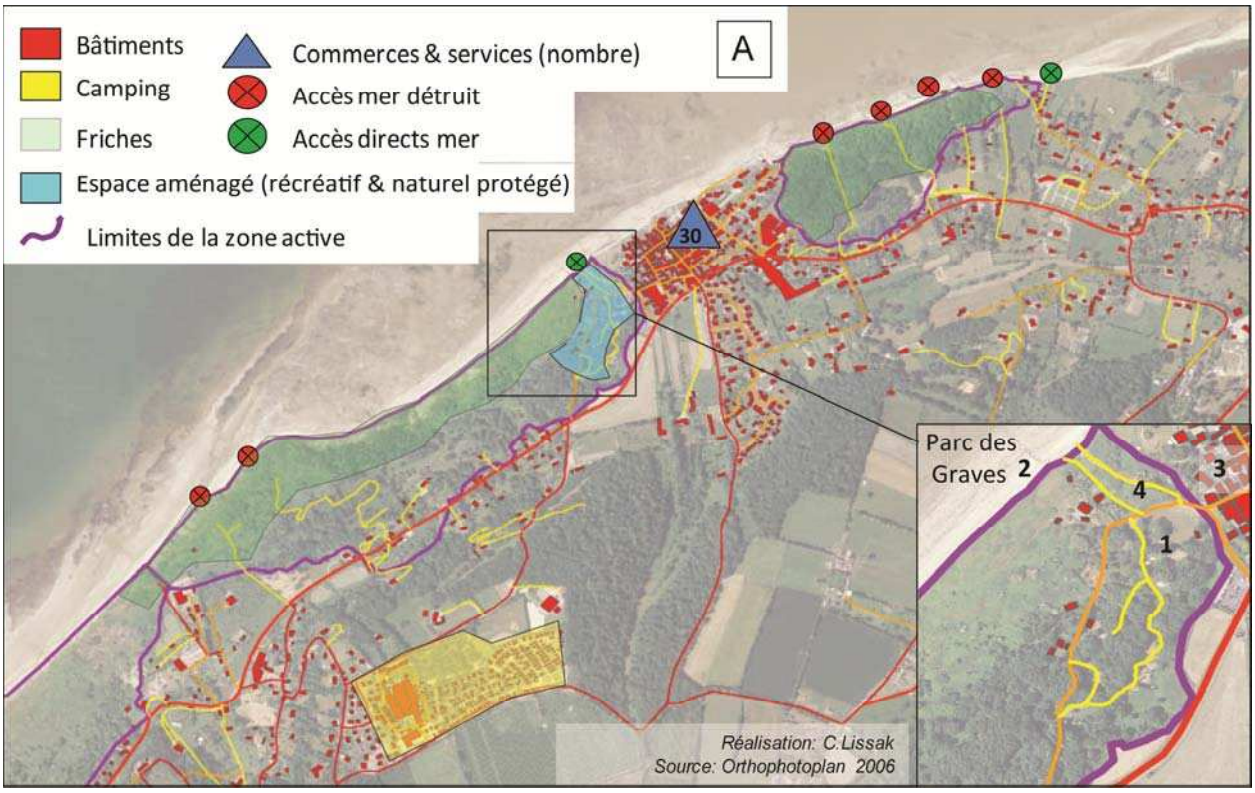


Figure 8-9. *Schématisation des aménagements principaux des deux cirques entourant le village de Villerville : État en 2012.*

À la suite de décisions administratives, la révision du zonage PER devenu PPR[4] (*Plan de Prévention des Risques*) a été entreprise. La définition des parcelles en *'zone rouge'* du PPR (zones avec restrictions spécifiques) a eu pour conséquence une dépréciation financière importante des parcelles et des bâtiments situés dans la zone instable ou bien à proximité.

Aujourd'hui, **onze hectares** du *Cirque des Graves* appartiennent au *Conseil Général du Calvados* et sont soumis à une réglementation spécifique. A la suite de cette réglementation, la reconversion des parcelles a été nécessaire, notamment dans la partie orientale de la zone active. Certains de ces terrains correspondant au *'Parc des Graves'* ont été classés par le *Conservatoire du Littoral* comme *'Espace Naturel Protégé'*.

Il s'agit maintenant d'espaces verts ouverts et entretenus, dans lesquels des mares *'à haute valeur écologique'* avec des espèces protégées (tritons, ...) sont surveillées par le *Syndicat Mixte Calvados Littoral* (Figure 8-9). Cet 'espace naturel' côtoie un *'espace récréatif aménagé'* avec des petits sentiers avec bancs et panneaux explicatifs, et structures de loisirs légères : terrains de jeux pour les enfants, balançoires, table de ping-pong... (Figure 8-10A et Figure 8-10D).

(A) Actuel *Parc des Graves* avec aires de loisirs et espaces naturels protégés, (B) Centre du bourg où les commerces sont pour la plupart fermés, (C) Amont du bourg, proche de la route départementale 513 qui correspond au nouveau *'cœur économique'* du bourg avec commerces de proximité et logements sociaux (au dessus de l'épicerie principale), (D) *Espace naturel protégé*, entretenu par la commune et suivi écologique mare entretenue par le *Syndicat Mixte Calvados Littoral*.

Figure 8-10. *La commune de Villerville en 2012 : principaux aménagements entrepris depuis les années 1990.*

Pour ce qui est de l'activité commerciale du bourg, à la suite de la fermeture progressive des nombreux commerces, le '*poumon*' économique du bourg a été relocalisé et développé, de part et d'autre, de la route principale, grâce à une volonté de gestion intégrée du site encouragée par une politique de renouvellement urbain au cours des années 1990. Des logements sociaux ont accompagné ce renouvellement, offrant la possibilité à de nouveaux habitants de s'installer (Figure 8-9 et Figure 8-10B).

[4] Loi n°95-101 du 2 février 1995 relative au renforcement de la protection de l'environnement, dite loi Barnier remplace les PSS (Plans de Surfaces Submersibles) et les Plans d'Exposition aux Risques (PER) pris en application de la loi du 13 juillet 1982.

8.4. Réponses apportées pour la gestion des sites instables

8.4.1. Dans une démarche préventive

Les glissements de terrain sont considérés par les élus et les gestionnaires comme l'un des risques naturels majeurs dans le secteur d'étude car ces processus peuvent mettre en danger les personnes et les biens et provoquent chaque année des dégâts matériels importants en termes de coûts directs et indirects (cf. précédemment). La mauvaise connaissance de l'aléa est en général la principale cause d'une gestion des risques défaillante. Certaines ingérences sont inhérentes à la gestion des risques de mouvements de terrain, à l'acceptation de responsabilités et à la prise en charges des mesures de prévention (Aven, 2011).

C'est pourquoi pour une *'zone sujette aux instabilités'*, la planification de l'aménagement est l'un des moyens les plus efficaces, et économiques, pour réduire les dommages en cas de glissement de terrain (Fell *et al.,* 2008a ; Dai *et al.,* 2002). Cette planification s'opère notamment à l'aide d'outils cartographiques permettant de réglementer, renseigner et informer les différents acteurs sur les caractéristiques des risques (intensité, extension spatiale et occurrence temporelle) (Garry *et al.,* 2004). La délimitation des zones instables (actives) est généralement requise par les différents acteurs (locaux, régionaux ou autres) dans le cadre de la planification urbaine (Fell *et al.,* 2008a ; Mc Innes, 2005).

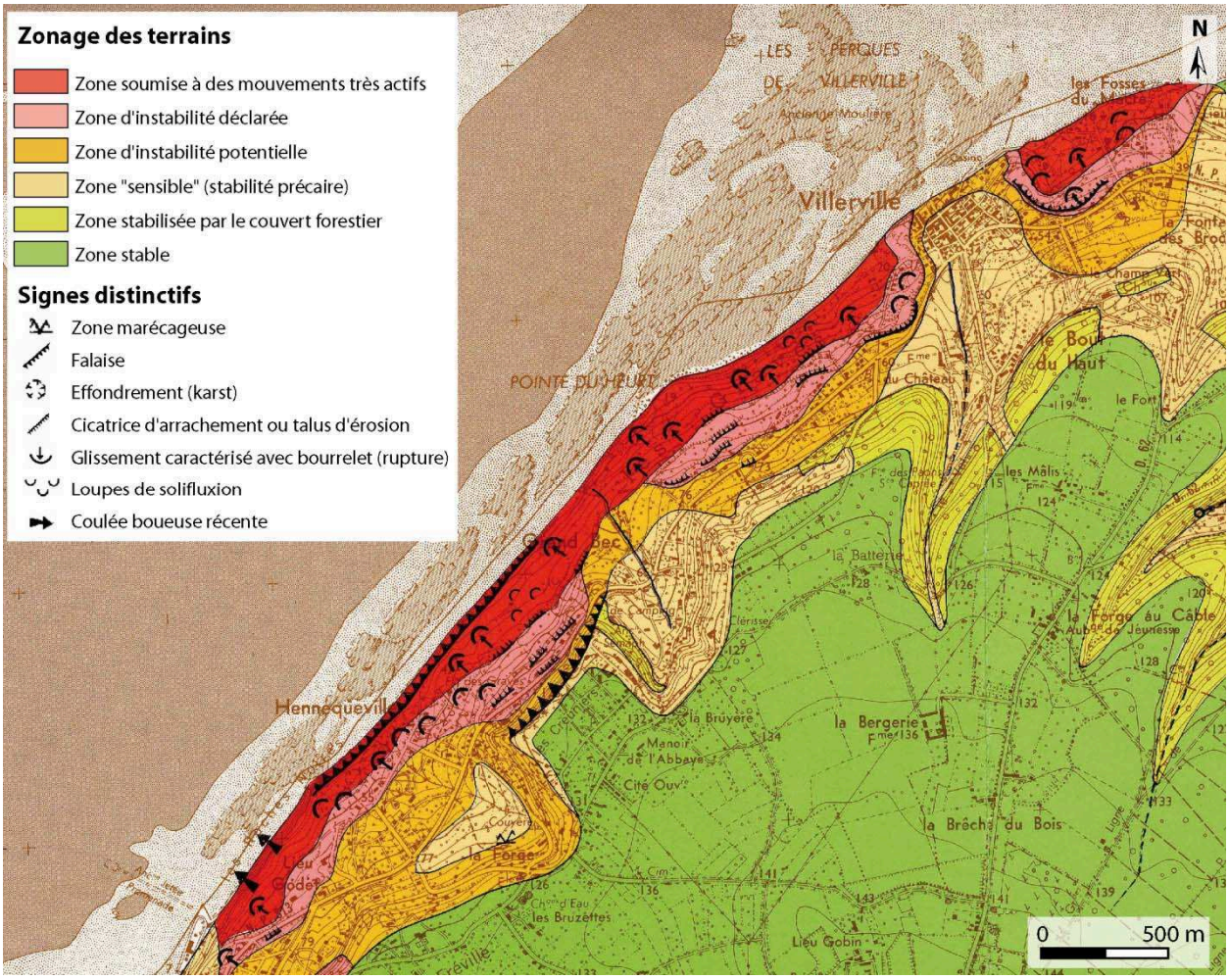
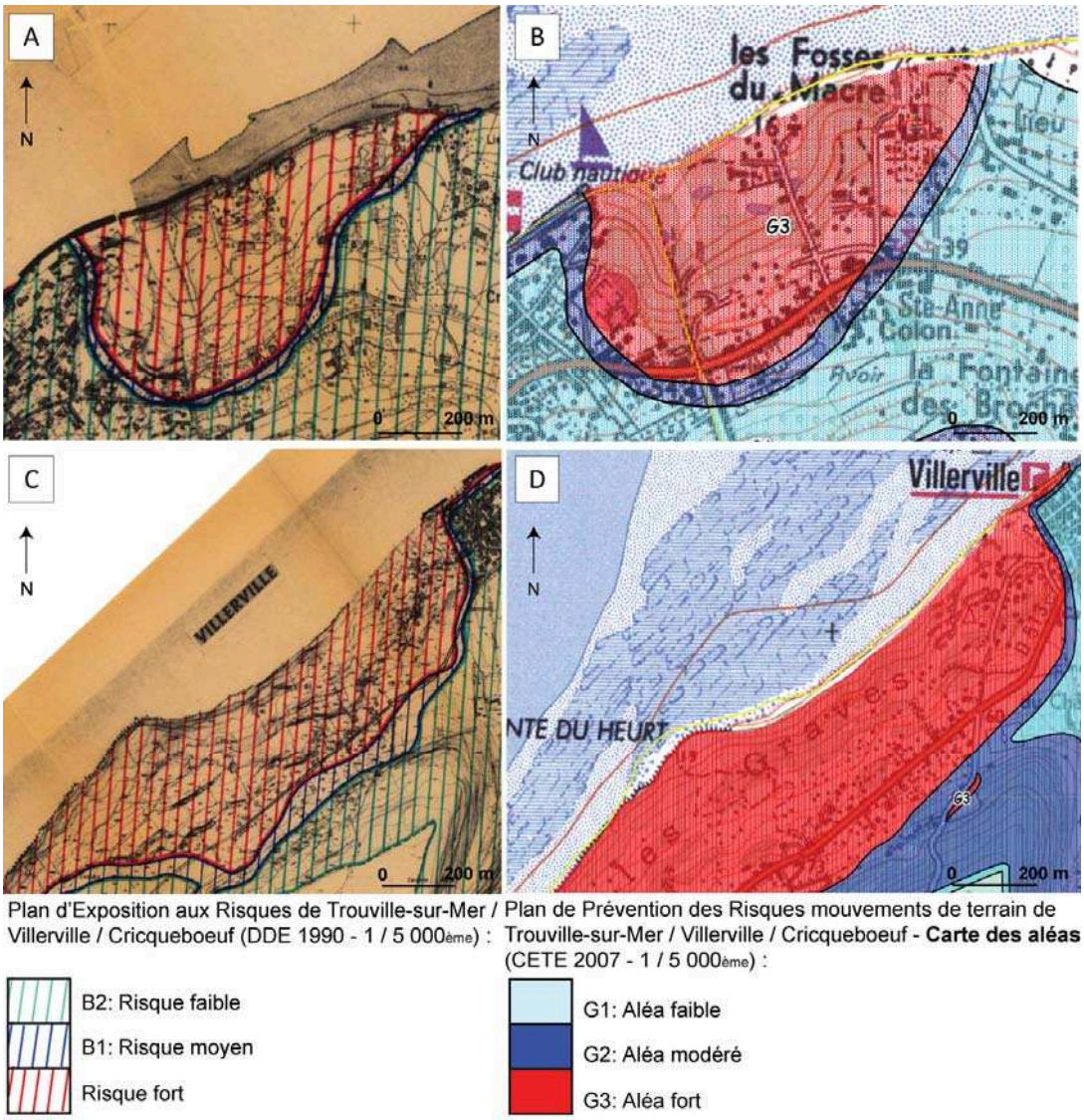


Figure 8-11. *Extrait de la carte ZERMOS de Trouville-sur-Mer et Pont-l'Evêque parue en 1976.*

En *France*, les politiques de gestion des risques se fondent sur des outils de cartographie utilisés comme supports et documents de référence. Plus spécifique aux mouvements de terrain, les cartes ZERMOS (*zones à risque de mouvements du sol et sous-sol*), initiées à partir des années 1970, synthétisent les risques associés à ces processus à l'échelle du 1/25 000ème. Un extrait de la carte de *Trouville-sur-Mer - Pont-l'Evêque* (Mahieu & Guillopé, 1976) est donné (Figure 8-11). Cette cartographie technique visait à localiser les zones à instabilités probables et à définir la nature de ces instabilités afin d'alerter les aménageurs des contraintes

des terrains (Garry *et al.,* 2004). Puis pour cette politique d'aménagement, l'étape des PER (*Plan d'Exposition aux Risques* - loi du 13 juillet 1982) fut primordiale (Figure 8-12). En effet, cet outil visait, dans un cadre préventif, à définir les caractéristiques des risques, à les localiser sur le territoire (cartographie du 1/5 000ème au 1/10 000ème selon les enjeux) et à réglementer l'occupation et l'utilisation du sol. Depuis 1995, les municipalités s'appuient sur les PPR (*Plans de Prévention des Risques*) qui permettent d'améliorer la cartographie du risque et de se substituer aux documents existants (PER, cartes ZERMOS…). Le PPR permet une évaluation du risque en quatre étapes (Guide général PPR, 1997 ; Guide PPR mouvements de terrain, 1999 ; Jaiswal *et al.*, 2011 ; Corominas & Moya, 2008) :

- analyse des événements historiques (cartographie des phénomènes au 1/25 000ème – 1/10 000ème) permettant de définir la probabilité d'occurrence sur laquelle est fondée la carte de l'aléa ;
- interrogations sur l'occurrence temporelle et la qualification de l'aléa selon son niveau de récurrence ;
- évaluation des enjeux ;
- mise en place d'un zonage réglementaire pour l'aménagement en fonction de l'intensité de l'aléa et des enjeux.



(A) PER de la commune de *Cricquebœuf,* (B) Carte d'aléa 'mouvement de terrain' de *Cricquebœuf,* (C) PER de la commune de *Villerville,* (D) Carte d'aléa 'mouvement de terrain' de *Villerville.*

Figure 8-12. *Extrait du Plan d'Exposition aux Risques mouvements de terrain et de la cartographie de l'aléa mouvement de terrain du PPR de Villerville et Cricquebœuf.*

Le PPR devient alors l'unique instrument de prévention des risques et conduit à une réglementation spécifique annexé au *Plan Local d'Urbanisme* (PLU) qui fixe les conditions du développement d'un territoire en prenant dorénavant en compte la prévention des risques. Généralement, les risques sont évalués en délimitant des zones affectées par l'aléa, puis ces espaces sont soumis à des restrictions dans leur utilisation (Hollenstein, 2005). Le PLU permet de fixer les règles d'utilisation du sol par l'interdiction de construire, la délimitation de zones urbaines ou à urbaniser en orientant l'urbanisation future vers des secteurs non exposés (Garry *et al.,* 2004).

Le PPR mouvements de terrain des communes de *Trouville-sur-Mer - Villerville – Cricqueboeuf* a été approuvé le 4 mai 1990 (Figure 8-12), mais mis en révision depuis le 16 juin 2003 (le nouveau plan révisé n'est toujours pas approuvé). Il est constitué de la carte d'aléas[5] qui permet de caractériser le phénomène en fonction de son niveau d'intensité et d'occurrence spatiale et temporelle.

Si ces cartes d'aléa des PPR revêtent un intérêt certain pour réglementer l'occupation du territoire (Fell *et al*., 2008b), prescrire des normes de construction, ou permettent de sensibiliser les populations aux phénomènes naturels, elles ne permettent pas de quantifier l'importance des pertes potentielles encourues lors de la manifestation des phénomènes naturels concernés (Leone, 2004).

8.4.2. Une gestion après crise

En réponse aux différentes catastrophes, une gestion du territoire progressive a été développée par la municipalité de *Villerville* comme cela a été déjà en partie appréhendé dans les paragraphes précédents. Cette gestion implique l'intervention, à différentes échelles, de nombreux acteurs et décisionnaires afin de minimiser l'endommagement du système socio-économique local suite à la '*catastrophe*', c'est-à-dire un événement '*brutal*' (crise) dont les conséquences ont été jugées '*catastrophiques*'.

Depuis l'événement de 1982, l'État, via les collectivités territoriales, les représentants locaux, départementaux ou régionaux opèrent progressivement sur différents aspects de la commune de *Villerville* pour répondre en deux temps (Figure 8-13) :

- par une gestion '*immédiate*' (au '*coup par coup'*) après la (les) crise(s) par une approche non intégrée en fonction des circonstances, des urgences, des besoins et des demandes ;
- par une gestion mieux '*intégrée*', avec prise de décisions et concertations entre les différents acteurs afin de répondre efficacement aux endommagements fonctionnels.

"En 1982 le camping a fait l'objet d'un ***transfert*** *sur les parties hautes de Villerville (décision des collectivités territoriales). La commune était propriétaire du terrain (où le camping a été délocalisé) et l'a vendu il y a 2 ans aux propriétaires du camping (les mêmes que le premier camping). […] Dans les années 90, il y a eu beaucoup de* ***fermetures de commerces****, alors la mairie a exercé son* ***droit de préemption sur les commerces*** *(Carrefour du Singe en Hiver, et sur le haut du bourg) pour établir des commerces à 100€ de loyer pour éviter aux commerçants de fermer les locaux et pour finalement finir en bail commercial.[…]*

Concernant la superette, on disposait d'un bâtiment dans lequel on a crée 6 ***logements sociaux*** *et une* ***surface commerciale*** *pour redynamiser l'espace dans les années 2000. L'objectif était de créer au bord de la route un petit centre. On a demandé à ce que la pharmacie déménage vers la route. […] et on a crée un petit pôle médical.*

"Pour le parc des Graves, en plus des ***achats des terrains****, et des* ***financements des aménagements****, on a une* ***participation ponctuelle du Conseil Général du Calvados*** *sur le ¾ d'un poste de personnel de l'entretien. La commune gère l'entretien du parc* ***en fonction des objectifs du département*** *et sur la base du plan de gestion".*

Figure 8-13. *Extrait de l'entretien réalisé à la mairie de Villerville - le 1er avril 2011.*

[5] La probabilité d'occurrence de l'aléa est conventionnellement appréciée dans un délai égal au siècle.

À la suite de la crise de 1982, la gestion du site s'est organisée en deux temps. Dans un **premier temps,** la gouvernance du territoire s'est faite de façon '*immédiate et spontanée'* au '*coup par coup'* en fonction des circonstances, des urgences, des besoins et des possibilités d'actions :

- Étape 1 - mise en place de dispositifs législatifs et institutionnels par voie **d'arrêtés**, pour l'ensemble des propriétés du *Cirque des Graves*, et par **décrets. Une réglementation spécifique** (Figure 8-14) est imposée à certaines propriétés. L'arrêté s'étend au-delà des propriétés sinistrées jusqu'à la route départementale ;
- Étape 2 - **relocalisation forcée** du *Camping des Graves* sur le plateau, sur des parcelles appartenant à la *mairie* ;
- Étape 3 - dès 1984, un **périmètre de préemption** est délimité entre *Villerville* et *Trouville-sur-Mer*, au titre des ENS (*Espace Naturel Sensible*) qui sont de la compétence du *Conseil Général*. La superficie de la zone est estimée à 135 ha et comprend une cinquantaine de bâtiments. Le zonage correspond globalement à la délimitation des zones instables '*actives'*. A l'est du Cirque des Graves, le *Conseil Général* a la possibilité **d'expropriation**, pour les propriétés de la zone sinistrée soumises à un arrêté. Rapidement, l'objectif est de protéger les civils, restreindre l'utilisation des terres et de contrôler leur aménagement ;
- Étape 4 - **période de '*latence*'** (1984-1989), la délimitation du périmètre avec l'acquisition de certaines parcelles et la prise de décisions stratégiques permettent de modifier et redéfinir les activités économiques, de manière à adopter une démarche de reconversion du site. Cette période de '*latence*' se traduit par une dégradation du paysage avec l'abandon et l'enfrichement des terrains ;
- Étape 5 - 1990, **modification du périmètre de préemption** diminué à 125 ha. Les maisons endommagées situées sur les propriétés acquises par le *Conseil Général* sont rasées et les parcelles abandonnées font l'objet d'un sérieux débroussaillage', dans le but de réhabiliter la zone instable.

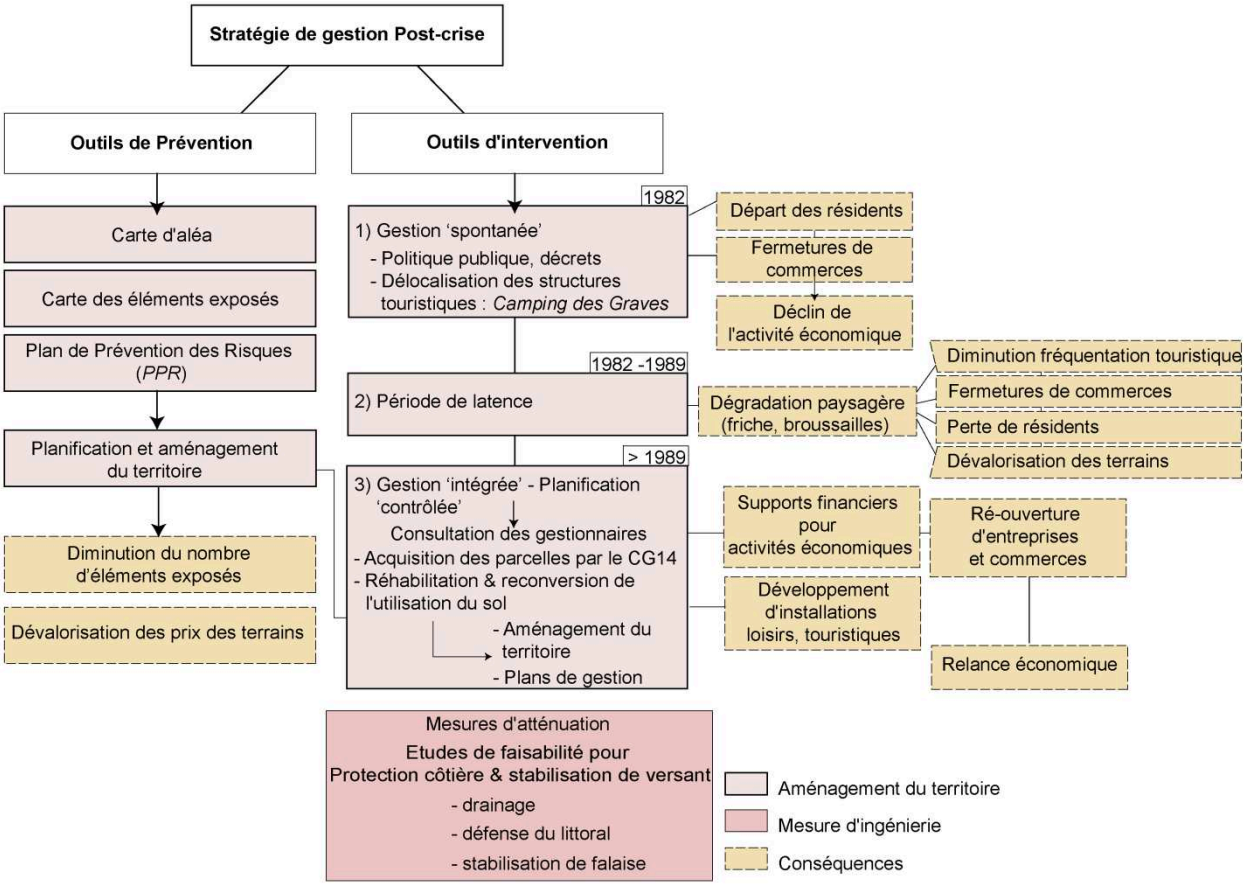


Figure 8-14. *Stratégie de gestion menée pour la commune de Villerville après la crise de 1982.*

Mais il existe un autre type de gestion appelée la '*gouvernance inclusive'*. Elle est basée sur l'hypothèse que tous les acteurs contribuent au processus de gestion des risques et que la communication mutuelle, l'échange d'idées et les évaluations du risque permettent d'améliorer les décisions finales plutôt que

d'entraver le processus de prise de décision ou de compromettre la qualité de la recherche scientifique (Renn & Schweizer, 2009). C'est ce type de gouvernance qui a été ensuite adoptée sur ces sites instables.

Dans un **second temps,** la **gouvernance** s'organise donc de manière plus *'intégrée'* et *'coordonnée'* à travers la réhabilitation de la zone instable selon les besoins locaux et la redynamisation du site par les décideurs (Figure 8-13 et Figure 8-14). Cette seconde phase de gestion définit la capacité de la commune à se restaurer et à s'améliorer après l'endommagement d'une partie de son territoire. Les différents acteurs (commune, conseil général, région…) sont impliqués à différentes stades, plus ou moins simultanément, dans le but de retrouver une **dynamique spatiale et économique** à travers le développement d'une **stratégie territoriale** (Figure 8-14) :

- par une restriction municipale de l'aménagement des zones instables alors que la pression foncière est croissante, et donc par le développement de l'amont du village (Figure 8-13) ;
- par la réhabilitation et la reconversion de l'utilisation des terres de la zone sinistrée acquises par le *Conseil Général*. L'objectif est de relancer l'économie locale *via* un réajustement basé sur les activités touristiques en tant que moteur économique principal de la commune. Ce réajustement s'organise autour du développement d'installations touristiques légères dans les espaces ouverts boisés destinés au loisir, et à la valorisation écologique de zones intégrées à ces espaces ;
- par le développement économique de la commune *via* la création d'emplois, et le soutien financier de la mairie aux commerçants en les aidant à obtenir des locaux à faibles loyers et par la création de logements sociaux pour attirer de nouveaux habitants.

8.4.3. La politique de gestion actuellement adoptée

Entre *Trouville-sur-Mer* et *Villerville*, le *Conseil Général* détient aujourd'hui 26 ha (Figure 8-15). Le périmètre de préemption crée en 1984 et modifié en 1990 est à nouveau en cours de modification, de façon contourner l'espace bâti qui entraine des frais importants. L'acquisition foncière par le *Conseil Général* nécessite de collecter des fonds pour l'achat des parcelles, pour la mise en sécurité des personnes, pour la destruction des bâtiments pour la renaturation du site et enfin pour l'entretien des terrains et conservation du site en tant qu'*Espace Naturel Sensible*. Pour certains terrains, sur lesquels un arrêté existe, l'alternative consisterait à utiliser des fonds de prévention des risques naturels majeurs (*Fonds Barnier*) par l'État ou les communes.

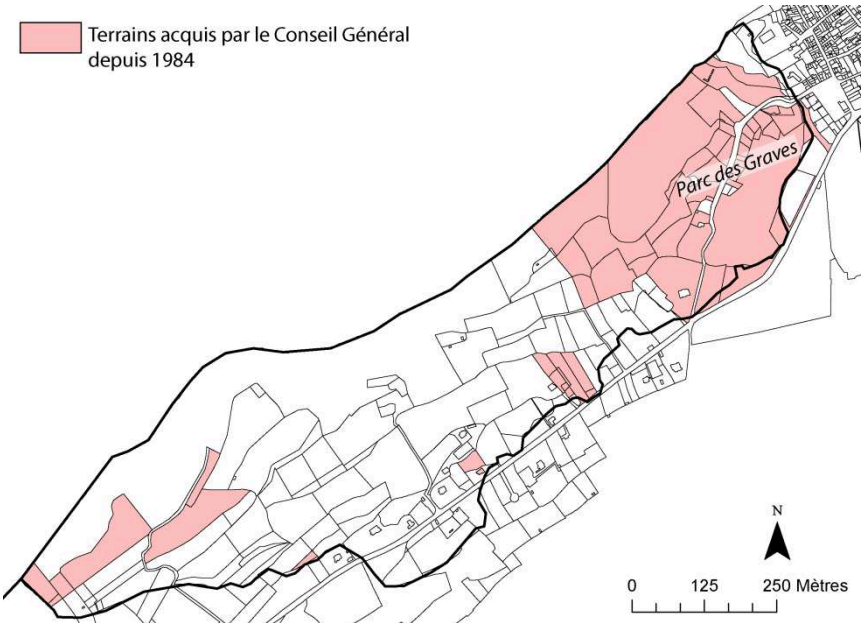


Figure 8-15. *Parcelles acquises par le Conseil Général depuis 1984.*

Depuis mars 2010, la commune de *Villerville* possède le label '*Commune touristique*[6]' de France. Ce label, octroyé par la préfecture, assure une certaine qualité de service qui dépend notamment de la capacité d'hébergement pour l'accueil d'une population non résidente. Ce label nous suggère donc une dynamique touristique peu à peu retrouvée pour la commune, malgré des restrictions d'aménagement. Donc cela témoigne d'une certaine capacité de réponse et de relèvement de la société, autrement dit de sa résilience (Klein *et al.*, 2009).

Les terres acquises par le *Conseil Général* en 1984 sont des espaces soumis à une réglementation spécifique. Ce sont des *Espaces Naturels Sensibles* à l'intérieur desquels seules les infrastructures de loisirs sont possibles. Après une forte intervention du département dans la gestion du territoire, aujourd'hui l'objectif de la municipalité est d'acquérir une autonomie de gestion avec la mise en place d'un '***Plan de gestion***' (2006 - 2015) des versants entre *Trouville-sur-Mer / Villerville.* Ce plan de gestion a pour principal objectif l'optimisation de l'utilisation de l'espace par une cohérence territoriale avec :

- une ouverture sur la mer du *Parc des Graves*, aujourd'hui réhabilité en espace vert touristique ;
- une continuité de cohérence entre les espaces via l'aménagement d'un nouveau sentier du littoral au pied du versant afin de relier *Trouville-sur-Mer* à *Villerville* pour les piétons. Le sentier originel étant complètement abandonné et impraticable, ce nouveau sentier permettrait de mettre en avant les versants côtiers en longeant le littoral de *Trouville-sur-Mer* à *Villerville*.

Cependant des difficultés résident dans la continuité foncière. La maitrise foncière actuelle limite les interventions des différents acteurs, notamment du *Conseil Général*. Les parcelles acquises sont insuffisantes pour permettre une cohérence territoriale dans la gestion de cet espace. Pourtant, pour valoriser ces terrains, et par conséquent éviter son enfrichement, l'entretien est indispensable.

8.4.4. Interventions et aménagements sur le versant

Sur les communes concernées, faute de financements suffisants, aucune mesure d'envergure spécifique et coordonnée de mitigation n'a encore été adoptée pour atténuer ou contrôler la dynamique de versant en agissant directement sur le processus '*glissement de terrain'*.

Cependant, à la demande des collectivités locales ou de particuliers, différentes expertises ont été menées à bien depuis une trentaine d'années. Ces études ont souligné la nécessité de drainer l'eau souterraine des terrains et de protéger le pied du versant contre l'érosion pour améliorer la stabilité du versant (Maquaire, 1990).

Les dernières études de faisabilité estiment des coûts très importants (estimé entre 9 et 11 millions d'euros) pour des travaux de drainage et de stabilisation, dont l'efficacité n'est pas certifiée (risque de consolidation des terrains et de tassements différentiels liés à l'abaissement de la nappe…). Ces coûts et les effets '*secondaires*' non maîtrisables, au regard de '*l'importance relative'* des enjeux structurels, fonctionnels et environnementaux littoraux, freinent l'obtention des subventions nécessaires à la réalisation de ces travaux : travaux jugés à ce jour '*non prioritaires'* par rapport à d'autres secteurs '*à risque'*. Toutefois, des mesures au '*coup par coup'* ont été adoptées comme des drainages locaux et superficiels, et une protection contre l'érosion (défense contre la mer).

8.4.4.1. Aménagements pour réduire les instabilités de versant

Sans attendre d'éventuels travaux coordonnés, localement, certains propriétaires ont aménagé des systèmes artisanaux de drainage des eaux de surface afin de répondre ponctuellement aux problèmes liés à l'évacuation des eaux de ruissellement, et éviter la stagnation puis l'infiltration de ces eaux. Prenons l'exemple de la villa du *'Clos Tainfray'*, l'une des zones les plus actives du glissement du *Cirque des Graves.*

[6] Après les classements des stations intervenus avant le 1er janvier 1924 et les textes de 1993, la loi du 14 avril 2006 fixe une nouvelle règlementation sur les communes touristiques, appliquée à partir de mars 2009 dans le cadre du décret n°2008-884 et de l'arrêté du 2 septembre 2008.

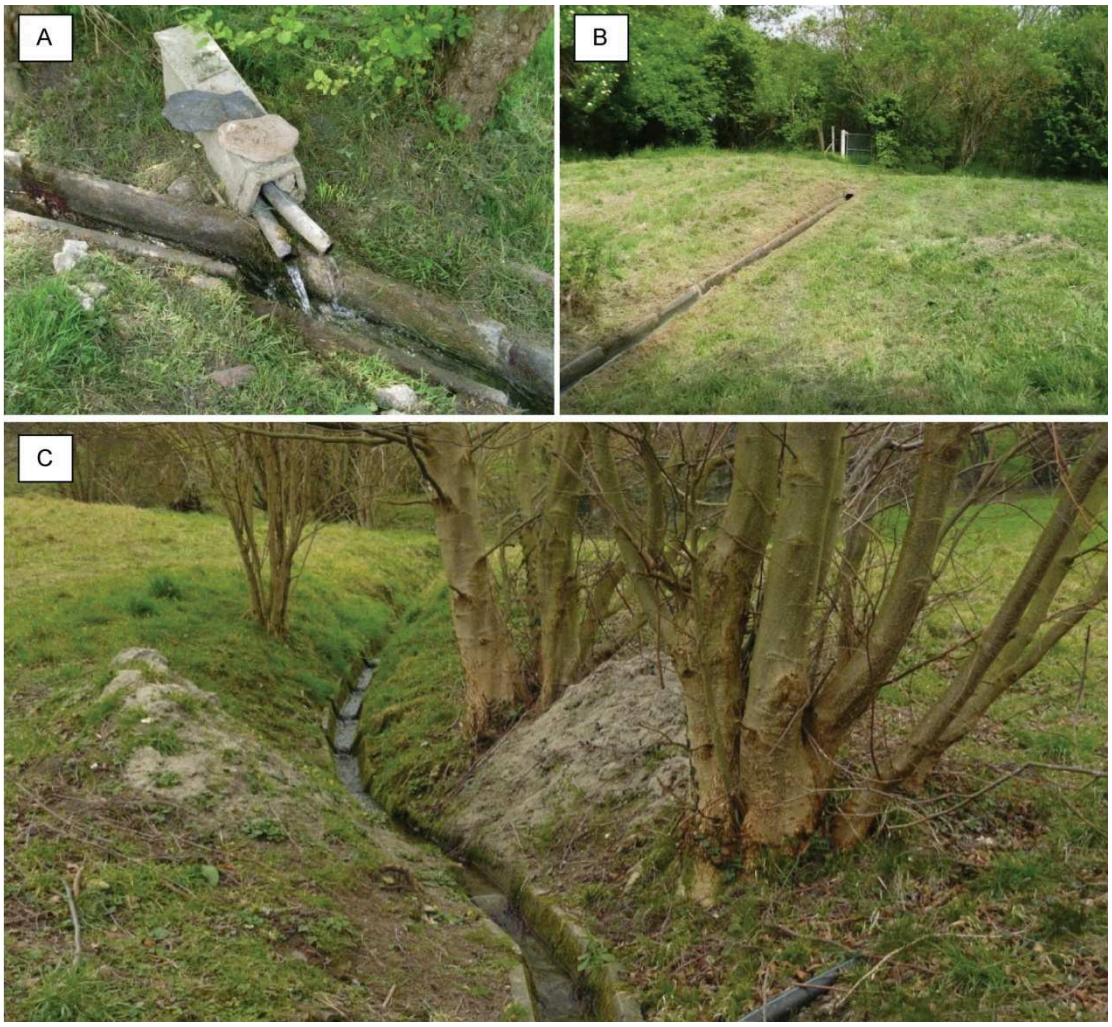


Figure 8-16. *Drains 'artisanaux' permettant le drainage des eaux de subsurface en partie médiane du Cirque des Graves, jusqu'au pied du versant.*

Depuis une dizaine d'années, le propriétaire du terrain a entrepris la mise en place de drains en surface et à relative faible profondeur afin de capter et drainer l'eau des sources jusqu'en aval (Figure 9-17). Au droit des sources, des tranchées de quelques mètres de profondeur, permettent de disposer 'un hérisson drainant' en cailloux et graviers. Les eaux captées en profondeur sont ramenées par des tuyaux PVC ou similaire (Figure 8-17A) dans des '*caniveaux ouverts*' (Figure 8-17B-C) constitués par des éléments préfabriqués qui s'emboîtent les uns dans les autres.

Ce type de caniveau nécessite une surveillance et un entretien régulier : en effet, les déformations et déplacements du terrain peuvent disjoindre les éléments du caniveau en favorisant l'infiltration des eaux. Toutefois, il est assez facile de repositionner ces différents éléments sous réserve d'une surveillance accrue.

8.4.4.2. Aménagements pour réduire l'érosion du pied du versant

Les contraintes budgétaires pour financer les travaux sur les mouvements de terrain des communes de *Trouville-sur-Mer, Villerville et Cricquebœuf* s'expliquent en partie par l'omniprésence du risque d'érosion des côtes par la mer. Cette menace pèse fortement sur les différentes communes de la zone d'étude et focalise l'attention des décisionnaires.

Différentes archives (Rapports et délibérations du Conseil général du Calvados disponibles depuis 1854, divers devis et rapports d'intervention depuis 1902) soulignent que depuis au moins 1853, la commune de *Villerville* est confrontée à cette problématique littorale. Par conséquent, elle fait régulièrement appel au *Conseil Général du Calvados* pour obtenir des appuis financiers à la réalisation d'aménagement de défense du littoral, de façon à protéger son pied de falaise (Figure 8-17).

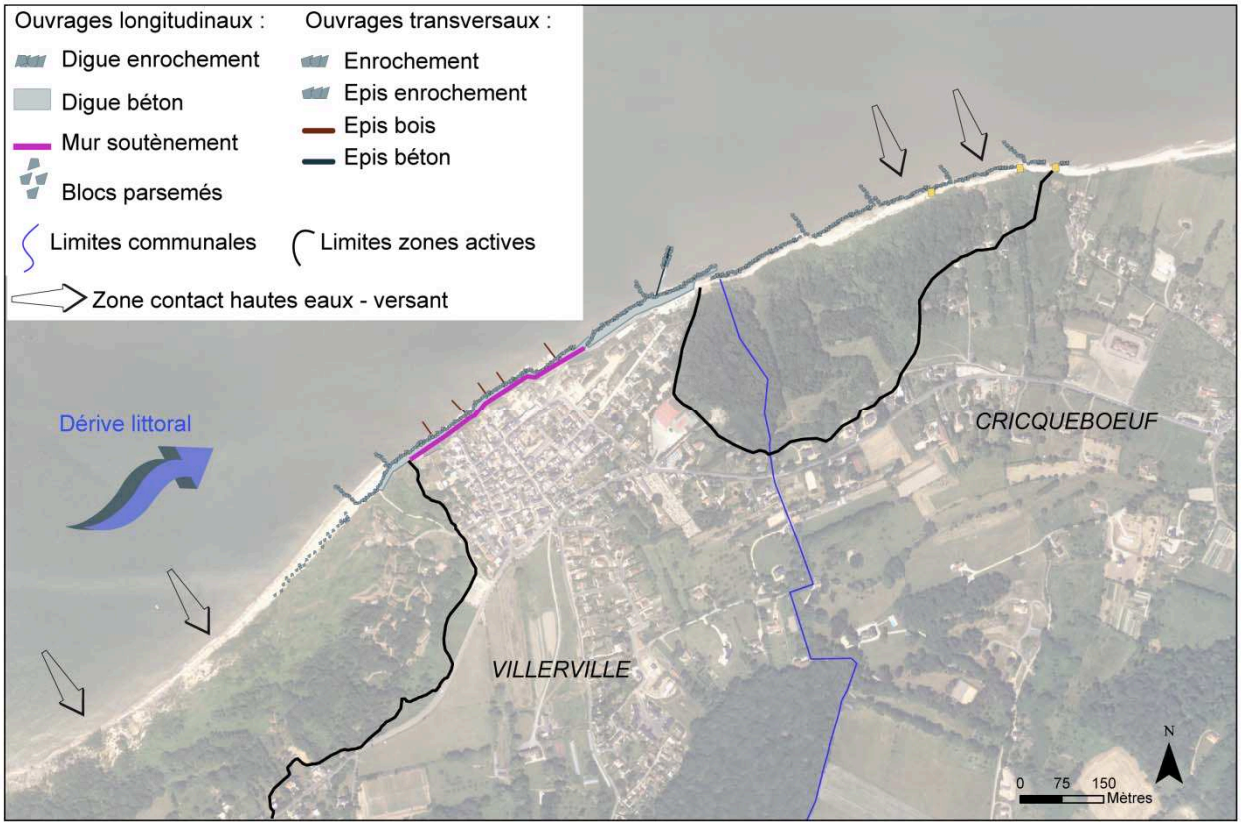


Figure 8-17. *Localisation des ouvrages de défense du littoral entre Villerville et Cricquebœuf en 2010.*

Les premières digues de la commune furent érigées en 1868 et une autre 1912 (Figure 8-17). Ces aménagements sont accompagnés de nombreux épis en bois ou en enrochement. Dès lors, d'importants budgets ont été nécessaires à l'entretien et à la rénovation de ces ouvrages (Tableau 8-2). Les travaux se sont concentrés au pied du bourg de la commune étant donné les limites budgétaires dont dispose le département (budget annuel de ± *300 000€* pour ce poste de dépenses, ce qui permet d'envisager l'aménagement de 100 à 150 ml d'enrochement en prenant un coût compris entre 2 000 et 3 000 € par ml).

Année	*Intervention*	*Aménagement*	*Localisation*	*Coût*	*Financements*
1853	*Construction*	*Ouvrage défense*		*?*	*refusés*
1864	*Construction*	*Ouvrage défense*		*28 000 F*	*refusés*
1868	*Construction*	*Digue*	*Bas falaise*	*28 000 F*	*9 000 F subventionnés*
1912	*Construction*	*Digue*	*Casino*	*160 000 F*	*71 000 F subventionnés*
1932	*Réparation*	*Digue*	*Casino*	*55 000 F*	*?*
1979	*Construction*	*Digue en enrochement 360 m*	*Secteur camping des Graves*	*4 800 000 F*	*2 000 000 F subventionnés*
1983	*Confortement*	*Cordon d'enrochement*	*Ouest digue*	*?*	*?*
1985	*Confortement*	*Cordon d'enrochement, 3 épis en enrochement*	*Ouest digue*	*637 157 F*	*?*

Tableau 8-2. *Extrait de la base de données créée à partir des archives municipales sur les ouvrages de protection du littoral financés par tiers sur la commune de Villerville.*

En 2005 et 2006, au *Cirque des Graves*, des études géotechniques ont permis de dimensionner un dispositif de drainage et de défense contre la mer pour un montant estimé entre 9 et 11 millions d'euros. Ce projet est à ce jour *'abandonné'* d'une part, en l'absence de financement conséquent liée à la relative faiblesse des enjeux, et d'autre part, à des risques de tassements différentiels liés au rabattement de la

nappe. Par la suite, au droit bourg de *Villerville*, un projet de stabilisation de la falaise par la construction d'un mur en terre renforcée d'une longueur 320 ml s'élève à plus de 7 millions d'euros. Pour ce faire, la commune de *Villerville* tente de le faire financer, en partenariat avec le *Conseil Général du Calvados*, la *Communauté de Communes Cœur Côte Fleurie*, l'*État* et la *Région Basse-Normandie*. Le subventionnement par l'État ou par d'autres collectivités est primordial pour ces communes de taille modeste. Pour permettre le financement de ce type d'ouvrage, l'axe de subventionnement n'est valable que sur la ligne de défense contre la mer.

Comme cela a été décrit au chapitre 6, la commune de *Cricquebœuf* a mis en place depuis les années 1980 de nombreux ouvrages de défense contre la mer. Mais par manque d'entretien, suite aux dégâts provoqués lors des crises de 1988 et 2001, ils sont devenus, en partie, peu efficaces. D'importants travaux de restauration avec redimensionnement de ces ouvrages apparaît donc primordial, dans la mesure, où leur efficacité a été prouvée (Section 6-5).

La gestion des ouvrages pose problème notamment à cause du coût des aménagements, des priorités territoriales et surtout de la question d'échelle d'intervention. Dans le cas présent il est question de deux communautés : *La Communauté de Communes Cœur Côte Fleurie* (*Villerville*), et la *Communauté de Communes du Pays d'Honfleur* (*Cricqueboeuf*). Les décisions en matière de défense contre la mer sont prises selon des périmètres administratifs alors que les processus physiques sur lesquels il est question d'intervenir dépassent largement ces limites.

8.4.4.3. Aménagements hydrauliques

Suite aux pluies diluviennes du 1 juin 2003, ayant provoquées des crues et coulées de boue dévastatrices, la *Communauté de Communes Cœur Côte Fleurie* a entrepris de **financer une étude de l'ensemble des bassins-versants de l'intercommunalité afin de lutter contre les inondations**. L'objectif de cette étude est l'installation d'aménagements nécessaires dans les bassins-versants des communes concernées, afin de réguler les eaux de pluies dans les ruisseaux et ainsi diminuer les inondations. Ces aménagements sont de nature diverses. Ils consistent en des travaux de renforcement de canalisations, de calibrage de fossés, de création de bassins de rétention, de mise en place d'enrochements, de ruisseaux, de création de buses de fuite sur les bassins… Pour lutter contre les épisodes de crues centennales, les travaux sont estimés à environ 29 millions d'euros mais toutes les communes ne sont pas concernés au même degré d'aléa, pourtant les travaux entament une part considérable du budget de l'intercommunalité (1 600 000 € en 2008 - Rapport d'activité 2009 de la *Communauté de Communes Cœur Côte Fleurie*) même si ce sont des budgets spécifiquement destinés à ces aménagements et que la plupart sont subventionnés.

8.5. Une extension urbaine qui aggrave la vulnérabilité des sites

On s'intéresse ici à **l'accroissement démographique, à l'urbanisation et aux changements d'occupation du sol** qui contribuent à augmenter les enjeux exposés du territoire. Connaître **l'évolution de l'occupation et l'utilisation du sol** depuis le début du XX^{ème} siècle permet de comprendre comment le paysage a évolué et donc de connaître la nature des enjeux exposés. Pourquoi et comment l'urbanisation s'est-elle accrue ? Où se sont installées les populations ?

La cartographie de l'occupation du sol et du tissu urbain peut être réalisée par interprétation d'images et de documents (plans cadastraux, photographies aériennes, orthophotographies et levés topographiques) et par télédétection et automatisation de la procédure cartographique à l'aide d'image satellites (SPOT 5), permettant ainsi d'obtenir une vision synoptique du paysage. La base de données fournit par le *Réseau d'Observation du Littoral Normand et Picard* (ROLNP) a permis de compléter les données sur l'évolution de la densité urbaine.

Les travaux préalables à la thèse permettent de percevoir l'ensemble des changements spatio-temporels de l'occupation du sol (aspect bio-physique) et d'utilisation du sol (aspect fonctionnel des espaces) (Guillemette, 2007). Par télédétection, une fois les objets à cartographier identifiés et classés selon un type de surface (prairie, bois, bâti…), une signature spectrale leur est attribuée et la classification de l'image est possible. Les systèmes d'information géographique (SIG) permettent quant à eux d'effectuer l'ensemble des traitements post-classification indispensables à l'obtention d'une cartographie diachronique de l'occupation du sol.

La figure 8-18 montre que dès 1880, le littoral apparaît comme attractif avec une forte augmentation de la densité du bâti entre 1850 et 1880 au niveau du centre de *Trouville-sur-Mer* et aux cœurs des bourgs environnants. La notoriété des villes touristiques de *Deauville* et de *Trouville-sur-Mer* est marquée dès les années 1900. Ce n'est qu'à partir des années 1910 / 1920 que les populations prennent place dans les zones actuellement '*instables*'. La route départementale (RD 513) est alors accessible par les automobilistes depuis au moins les années 1910, les habitations autour de cet axe majeur se multiplient (Chegaray, 1992).

D'importants changements d'utilisation du sol sont visibles, entre 1947 et 1972, à partir des photographies aériennes. Ces changements sont marqués par la mise en valeur d'espaces naturels au détriment des espaces agricoles. À cela s'ajoute l'augmentation de la surface bâtie. Dès les années 1970, le plateau commence a être colonisé et les cirques restent modérément aménagés. L'analyse de l'évolution de l'occupation du sol entre 1987 et 2003 par Guillemette (2007) met en évidence une explosion urbaine entre *Trouville-sur-Mer* et *Cricquebœuf* avec la classe '*bâti*' qui augmente considérablement dans l'occupation du sol (+190 %). Passant de 700 hectares en 1987 à plus de 2 000 hectares en 2003. La forte pression foncière se ressent sur le site par l'augmentation de la densité d'habitations.

À partir des photographies aériennes, à une échelle plus locale, l'étude permet de remonter plus loin dans le temps, avec comme document de départ, la photographie aérienne de 1955. L'analyse diachronique de l'urbanisation littorale se fait par cartographie du bâti issue de photo-interprétation sous logiciel SIG. Un intérêt particulier est porté sur l'identification de zones ayant subi les évolutions les plus importantes (qu'il s'agisse de croissance urbaine ou de recul). Par la cartographie du bâti, il est possible de préciser la nature de la vulnérabilité des zones étudiées et de mettre en exergue l'importance de l'urbanisation sur des espaces littoraux fragiles.

Le versant côtier entre *Trouville-sur-Mer* et *Cricquebœuf* est aujourd'hui particulièrement réglementé afin de limiter l'urbanisation. C'est le cas de *Villerville* qui, compte tenu de l'existence de risques naturels et de la qualité des sites, voit une majorité de ses terrains catalogués en zone N du PLU (*zone Naturelle*). Les zones Naturelles sont destinées à protéger les milieux naturels par l'interdiction de toute construction nouvelle isolée. L'urbanisation de la commune est donc limitée par les espaces naturels, sur la frange littorale, et par les secteurs réservés aux activités agricoles, sur les plateaux.

Les zones urbaines du PLU de *Villerville*, actuellement en révision, sont vouées à l'habitation de type individuel (zone UC du PLU). Ces espaces sont limités dans les vallons entre *Cricquebœuf* et *Villerville,* ainsi qu'à proximité des zones instables, entre la *Pointe du Heurt* et le glissement de *Hennequeville*. Mais les zones constructibles se situent, en majorité, sur le plateau et au pied du plateau.

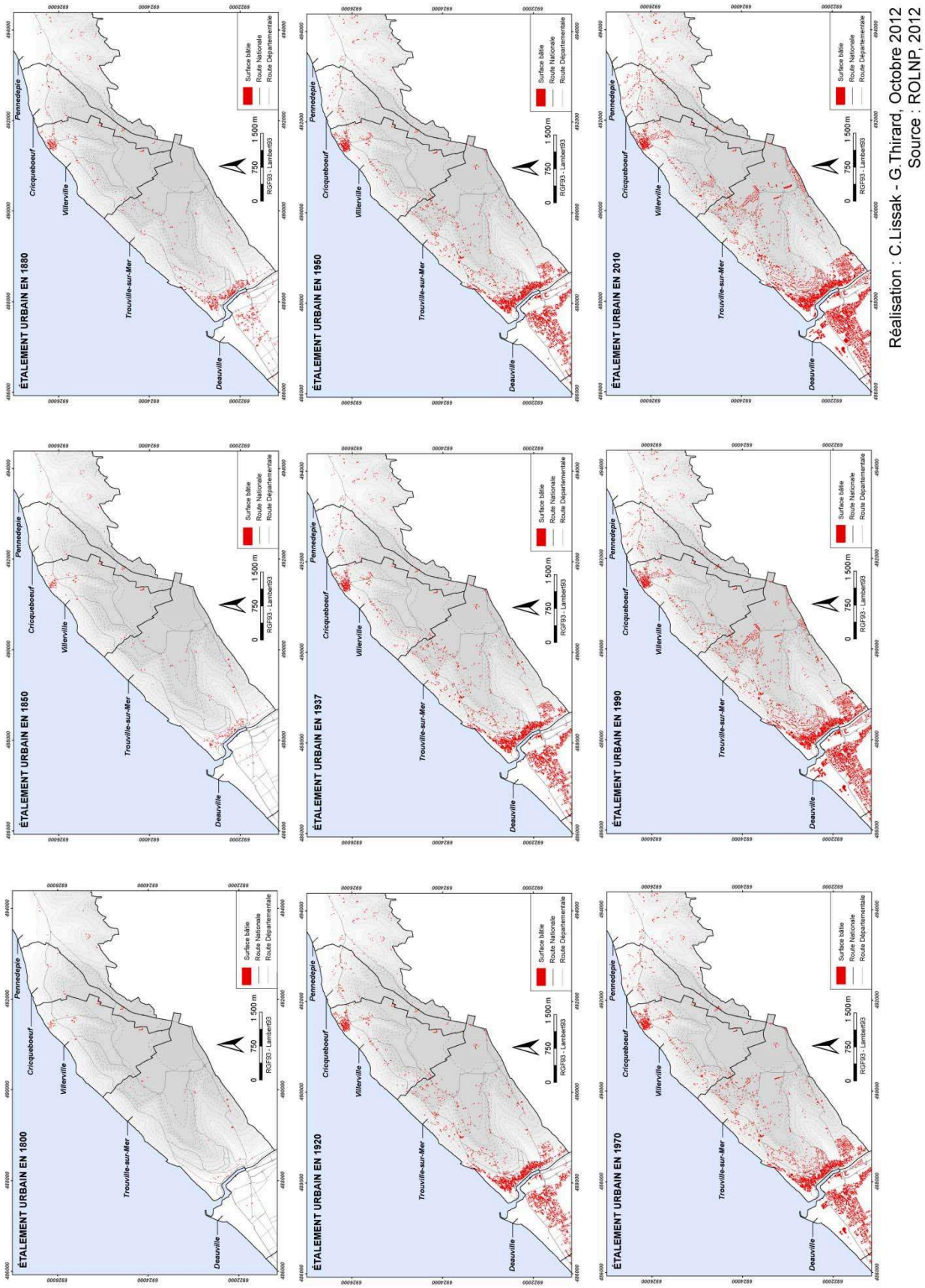


Figure 8-18. *Extension de la tâche urbaine depuis 1800 entre Trouville-sur-Mer et Cricqueboeuf.*

8.6. Le risque est-il inscrit dans la conscience collective ?

La prévention du risque, par des aménagements, permet de diminuer la probabilité d'occurrence de l'événement. De même, la prévision du risque permet d'anticiper la réalisation effective de celui-ci, mais la '*culture du risque*' qui vise à favoriser la conscience collective au risque est également un moyen d'action efficace pour diminuer le risque (Gleyze, 2005).

Dans les sciences sociales, tous les concepts du risque ont en commun ce principe : les causes et les conséquences des risques sont arbitrées par les processus sociaux (Renn, 1992). C'est pourquoi, dix ans après la dernière accélération majeure, on s'intéresse aux **représentations de l'espace par les populations** qui vivent dans, ou à proximité, des zones instables, de façon permanente ou temporaire (en tant que résident occasionnel). Pour évaluer ces représentations sociales de l'espace, nous avons utilisé la **méthode d'enquête par questionnaire**. Les questionnaires sont un **outil de connaissance** pour le géographe mais aussi, au-delà de la connaissance, ils servent d'**outil d'aide à la décision** pour l'aménageur, le gestionnaire, le politique (Goeldner-Gianella & Humain-Lamoure, 2001).

Pour avoir une connaissance globale des représentations, l'**échantillonnage de la population interrogée s'est fait sur un critère spatial** : la localisation des habitants par rapport à la délimitation de l'aléa. Dans un premier temps, en mai 2010, 800 questionnaires ont été distribués par voie postale (par un prestataire) à la totalité des habitants des communes de *Villerville,* de *Cricquebœuf* et dans les quartiers proches du littoral de la commune de *Trouville-sur-Mer*. Les habitants avaient un délai de quatre mois pour répondre au questionnaire et le renvoyer gratuitement via une enveloppe T transmise avec l'enquête ou bien, le déposer à la mairie. Pour les personnes les plus âgées, le questionnaire a été rempli avec un interrogateur. Dans un deuxième temps, étant donné le peu de sondages retourné, 200 autres questionnaires ont été distribués *'de la main à la main',* aux habitants situés de part et d'autre, de la route départementale 513 sur les communes de *Villerville* et de *Cricquebœuf*.

Le questionnaire, présenté comme une enquête sur la gestion des risques naturels littoraux du *Pays d'Auge*, est composé de quarante questions, dont cinq questions ouvertes, et d'une annexe (petit questionnaire de douze questions destiné aux commerçants, pour aborder plus spécifiquement les conséquences économiques des différentes crises). La structure du questionnaire principal est construite sous forme d'enquête. Cette enquête, initialement réalisée dans la Vallée de l'Ubaye, par Marjorie Anginard dans le cadre du projet européen *Mountain-Risks*, porte sur les risques et vise à apprécier le ressenti de la population face aux différents aléas auxquels elle est quotidiennement soumise. Elle apprécie également le regard de cette population eu égard aux différents acteurs dans la gestion des risques. Le questionnaire original a été légèrement modifié pour s'adapter au milieu littoral et il s'organise en six parties :

- le vécu de la personne interrogée face aux catastrophes naturelles ;
- les risques naturels dans la commune de l'interrogé ;
- la communication et la transmission d'informations sur les risques ;
- la prévention et la protection face aux risques ;
- questions personnelles ;
- annexes sur la relation entre catastrophe et activité économiques (pour les commerçants).

Sur la totalité des bulletins distribués, 6 % des enquêtes ont été retournées alors que 200 ont été distribuées directement aux habitant accompagnés d'explications directes.

La majorité des personnes (43 %) ayant répondu est âgée entre 60 et 74 ans, et sont pour la plupart des retraités ou des cadres. Alors même que pour les trois communes de *Trouville-sur-Mer, Villerville, et Cricqueboeuf,* la classe d'âge la plus représentative de la population est comprise entre 30 et 59 ans (INSEE, 2008).

Malgré **des 'campagnes' de sensibilisation** auprès des personnes soumises au questionnaire, le faible taux de retour pourrait indiquer un certain désintérêt envers les problématiques des risques naturels côtiers. Ou alors, les méthodes de distribution et de retour n'ont pas été suffisamment efficaces pour amener les personnes à participer. Pourtant, dans ce secteur d'étude comportant de très nombreux résidents secondaires, l'enquête a été distribuée stratégiquement, peu de temps, avant les longs week-ends de printemps, et pouvait être renvoyée gratuitement après les grandes vacances d'été.

Le questionnaire s'intéresse dans un premier temps aux phénomènes naturels et à leurs représentations en termes de fréquence d'aléa, d'intensité et de conséquences [Q7 à Q13]. L'un des objectifs de cette première partie du questionnaire est de déterminer sur quel aléa la population concentre son attention et pourquoi. On s'interroge sur la nature du phénomène naturel qui est le plus redouté par les personnes interrogées et sur leur expérience face aux risques (vécu, perçu et connu –connaissances-).

La figure 8-19 met en avant l'importante de l'expérience du risque de l'interlocuteur, puisque 82 % des personnes interrogées ont déjà été victimes d'une '*catastrophe*'. Il leur a été demandé de préciser quels malencontreux événements ils avaient vécu. Les réponses les plus fréquentes sont les mouvements de terrain, les crues rapides, et les coulées de boue (notamment celle de *Trouville-sur-Mer* déclenchée par des pluies diluviennes en juin 2003).

Figure 8-19. *Réponses de la question 8 et question 33 du questionnaire.*

Par ailleurs, la figure 8-20 révèle que les mouvements de terrain comptent parmi les phénomènes les plus dangereux, selon les personnes interrogées (classe 3, 4 et 5).

Les récents événements de 2003 étant encore dans les mémoires, *les coulées de boue* arrivent en seconde position. L'érosion côtière se retrouve quant à elle en troisième position. Elle reste une problématique permanente pour les personnes qui côtoient régulièrement ces espaces côtiers.

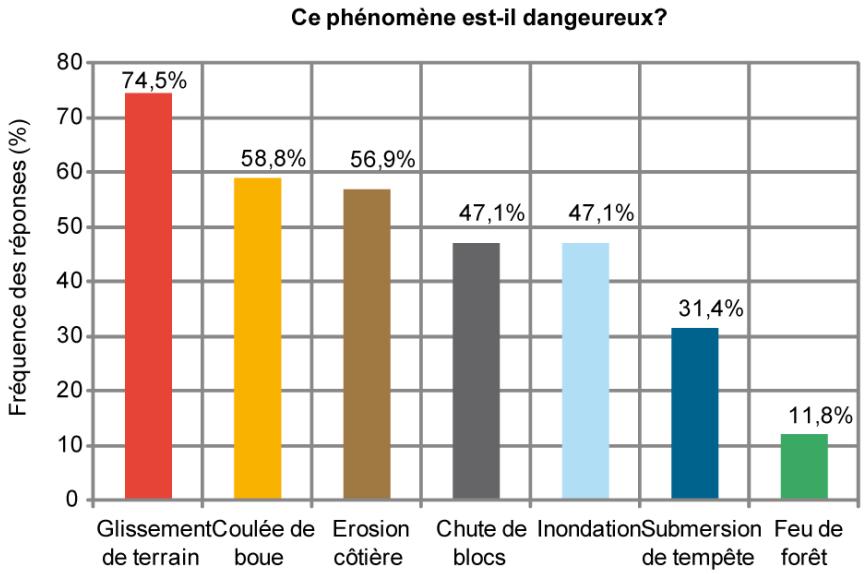


Figure 8-20. *Hiérarchisation des phénomènes 'naturels' les plus craints par les habitants entre Trouville-sur-Mer et Cricqueboeuf.*

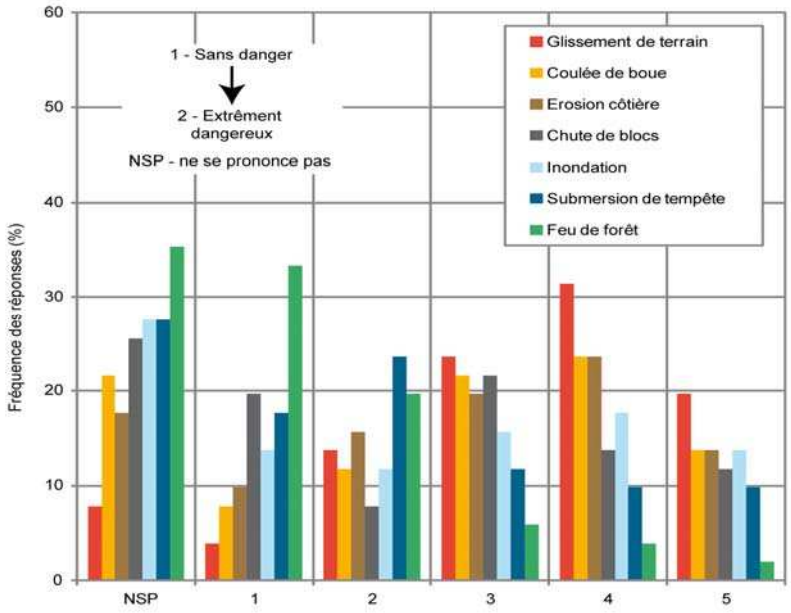


Figure 8-21. *Dangerosité des phénomènes 'naturels' estimée par les personnes interrogées.*

Progressivement le questionnaire se concentre sur les mouvements de terrain, les appréhensions et les craintes des populations en terme de conséquences. Près de 30 % des personnes interrogées pensent que l'occurrence prochaine d'un glissement de terrain est très probable et que cet événement pourrait d'avantage endommager les réseaux que les habitations (Figure 9-24).

Cela signifie que les populations ont conscience des effets probables d'un impact du glissement sur les infrastructures et que cet impact dépend de leur situation géographique par rapport à l'aléa. L'une des questions majeures portait sur l'intérêt qu'ont les personnes interrogées sur les risques naturels et quelle importance consacrent-elles aux risques. La question numéro 33 y répond en révélant que 52 % des personnes interrogées ne semblent pas très inquiètes.

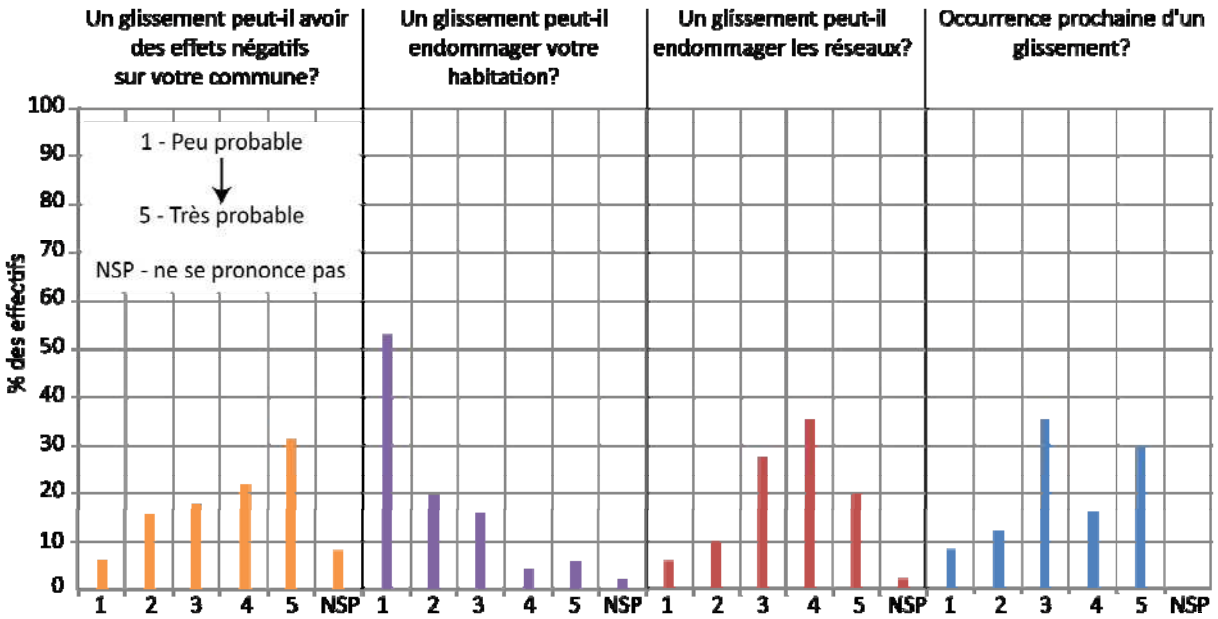


Figure 8-22. *Estimation des conséquences possibles en cas de déclenchement de glissement de terrain.*

D'un point de vue **d'aide à la décision** pour l'aménageur, le gestionnaire ou le politique (Goeldner-Gianella & Humain-Lamoure, 2001), il est important de s'interroger sur la manière dont les populations se sentent informées et sur qui ou quoi, elles comptent pour être informées ; les acteurs qu'elles considèrent comme les acteurs majeurs du risque et donc les décisionnaires. Pour mieux comprendre les attentes des

populations en termes de gestion et de communications, plusieurs questions abordent ces thématiques [Q14 à Q26].

De toute évidence, avec 54 % des sondés, la plupart des personnes interrogées se considèrent comme **insuffisamment informées sur les risques naturels** (Figure 8-23). Contre 46 % qui se disent assez informées. La majorité répond ne pas être allée chercher personnellement l'information (47 %) pourtant 76 % seraient prêts à chercher individuellement cette information et près de 75 % souhaiteraient obtenir davantage d'informations et 49 % considèrent qu'une réunion d'information sur les risques serait importante pour leur commune.

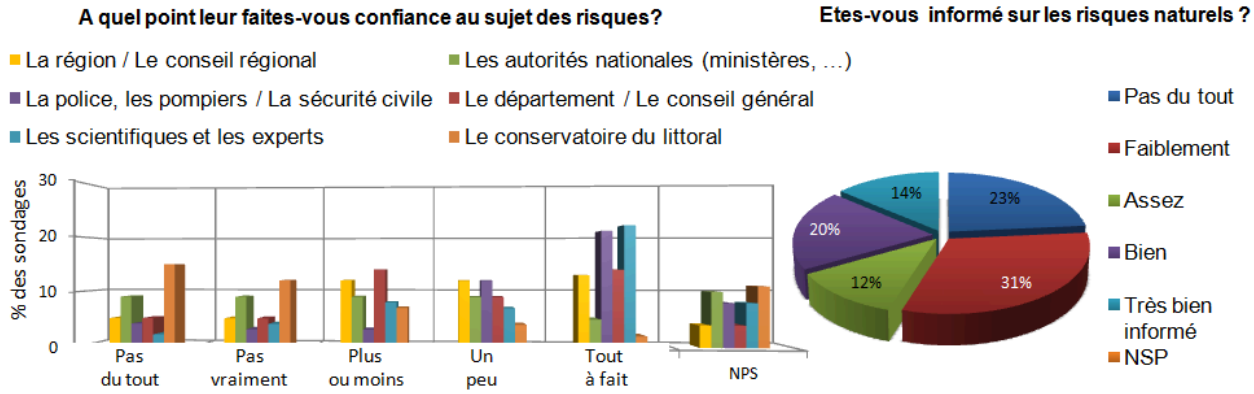


Figure 8-23. *Les personnes interrogées se sentent-elles suffisamment informées sur les risques : réponse aux questions 17 et 22 du questionnaire.*

Afin d'améliorer la communication, nous nous sommes penchés sur la confiance des populations face aux différents acteurs du risque. Les scientifiques semblent être les personnes de confiance pour les informer sur les risques naturels. Il en va de même pour les représentants de *la sécurité civile* et les pompiers qui ont globalement une bonne image auprès des populations. Ces professions seraient les plus aptes à parler des risques : serait-ce parce que les personnes interrogées estiment qu'elles les côtoient régulièrement ? *A contrario,* concernant toujours leur capacité à communiquer et à informer sur ces risques, les sondés semblent accorder peu de crédit aux autorités telles que les ministères.

Pour conclure sur les résultats de cette enquête, il serait intéressant, pour mieux évaluer la perception de l'aléa, de **travailler à l'aide de cartes mentales**. En effet, suite à de nombreuses discussions avec les riverains (même permanents), il s'avère que de nombreuses personnes se trompaient sur la réelle spatialisation et localisation des phénomènes.

8.7. Conclusion du chapitre 8

L'utilisation de documents de natures et de sources variées, ainsi que plusieurs témoignages ont permis de mettre en évidence l'importance des dommages physiques, structurels, sur le fonctionnement économique et social des deux communes de *Villerville* et de *Cricqueboeuf*. La rétrospective des événements et prises de décision depuis la crise de janvier 1982, montre en quoi la gestion d'une zone sinistrée, après plusieurs '*catastrophes*' (ou crises), est complexe et met en évidence l'importance d'une gestion intégrée, c'est-à-dire qui tient compte des interrelations et des interdépendances entre les différents risques, les différents besoins sociétaux et les différents acteurs. Ainsi, cette étude a permis d'aborder plusieurs points essentiels liés à la gestion des risques :

- la **résilience ;** avec une commune dont le fonctionnement économique a été fortement perturbé par une succession d'événements, depuis 1982, et qui tente néanmoins, dans un contexte politico-social global peu favorable, de mettre en œuvre une politique de gestion pour faire face au '*déclin*' économique et social de son territoire ;
- la question **d'acceptabilité du risque**, soit le niveau de risque que les populations sont prêtes à supporter, est également introduite. Les directives actuelles, pour réduire les risques liés aux mouvements de terrain sont réfléchies dans un contexte d'aménagement de sites multirisques. Un

contexte qui nécessite des *'sacrifices financiers'* ne permettant pas de répondre aux besoins immédiats d'un certains nombre d'habitant *'sinistrés'* ;

- la question **d'échelle d'intervention** est également essentielle car les deux zones instables se localisent sur deux communautés de communes différentes, et les décisions prises à une certaine échelle administrative ne correspondent par nécessairement, voire rarement ou jamais, à l'échelle des processus générateurs d'événements ;
- enfin, les résultats des questionnaires, envoyés aux populations *'concernées'*, montrent une réelle inquiétude des personnes ayant répondu et une volonté d'être informé sur les risques en général, mais le taux de réponse à cette enquête a été néanmoins assez faible, ce qui en soit mérite une réflexion pour l'avenir.

CHAPITRE 9. CONSÉQUENCES POTENTIELLES, SCÉNARIOS D'ÉVOLUTION ET RISQUES ASSOCIÉS

9.1. Introduction

Pour évaluer et cartographier le risque lié aux mouvements de terrain, la démarche consiste, dans un premier temps, à évaluer, caractériser et cartographier l'aléa. Puis, dans un second temps, à déterminer les conséquences potentielles selon les éléments exposés permettant de définir la vulnérabilité, et enfin d'évaluer le risque (Cruden & Fell, 1997a ; Crozier & Glade, 2005). Pour évaluer le risque, les démarches actuellement employées par les spécialistes sont fondées sur des méthodes permettant de quantifier chaque composante de l'équation du risque et donc d'intégrer tous les éléments potentiellement affectés par l'événement (Leone, 2008). L'objectif final étant d'adopter une politique d'aménagement adéquat (Garry *et al.,* 2004 ; Leone, 2004 ; Provitolo, 2007 ; Renn & Schweizer, 2009) et d'anticiper les décisions à prendre, en matière de réduction des risques. De nombreux auteurs proposent une procédure multidisciplinaire permettant d'évaluer notamment de façon quantitative le risque (*QRA: Quantitative Risk Assessment*). On retiendra en particulier le guide '*Guidelines for landslide suceptibility, hazard and risk zoning for land-use planning*' élaboré sous l'égide du JTC-1 et coordonné par R. Fell et J. Corominas (Fell *et al.,* 2008a-b).

Ces travaux de recherches n'aboutissent pas réellement à une évaluation quantitative du risque mais, plutôt une 'évaluation semi-quantitative', associant une approche 'expert' type cartographie PPR pour la cartographie de l'aléa, et une 'approche analytique semi-empirique et semi-quantitative' fondée uniquement sur une évaluation relative de la valeur des éléments exposés pour la cartographie des 'conséquences potentielles' (Veyret *et al.,* 2004 ; Ledoux, 2006 ; Malet *et al.,* 2006). C'est une des étapes fondamentale qui permettra d'évaluer la vulnérabilité du site (Fell, 1994 ; Leone, 1996 ; Dai, 2002 ; Glade, 2003 ; Amatruda, 2004 ; Crozier & Glade, 2005 ; Maquaire *et al.,* 2004).

L'objectif de ce dernier chapitre est, dans une *approche prospective,* de proposer d'abord une évaluation et un zonage des *conséquences potentielles* à partir de la constitution d'une base de données dans laquelle sont localisés, caractérisés, classés et hiérarchisés les éléments exposés entre *Trouville-sur-Mer* et *Cricqueboeuf* (Section 9.2 et section 9.3), puis de proposer quelques scénarios d'extension probable des zones instables (Section 9.4). Enfin, une cartographie de l'aléa et du risque est proposé sur les deux cirques du glissement du *Cirque des Graves* et des *Fosses du Macre* (Section 9.5).

9.2. Typologie des enjeux actuels

L'évaluation et la cartographie des *conséquences potentielles* entre *Trouville-sur-Mer* et *Cricqueboeuf,* s'appuie sur la **méthode d'analyse semi-empirique** développée dans le cadre du **projet européen ALARM** (*Assessment of Landslide Risk and Mitigation in Mountain Areas,* 2001-2004) (Malet *et al*., 2006 ; Puissant *et al.,* 2006). Cette méthode a été développée dans le bassin de *Barcelonnette* (*Alpes de Haute-Provence*) (Figure 9.1). Elle a été adaptée à notre site d'étude qui présente un contexte différent car il est

côtier et touristique, et que les processus sont très différents. Cette adaptation s'est faite notamment par le changement de certaines catégories d'éléments exposés et par la modulation des indices qui vont permettre d'associer une valeur relative à chaque élément exposé. En effet, si la première étape consiste à faire l'inventaire cartographique, la typologie des principaux enjeux, chaque élément exposé est ensuite classé selon différentes catégories et associé à une **base de données SIG** (Arc GIS 9.3®). Le potentiel de dommage des éléments exposés n'est alors pas exprimé sous forme de grandeur numérique mais comme des **classes de valeurs** (Maquaire *et al*., 2004).

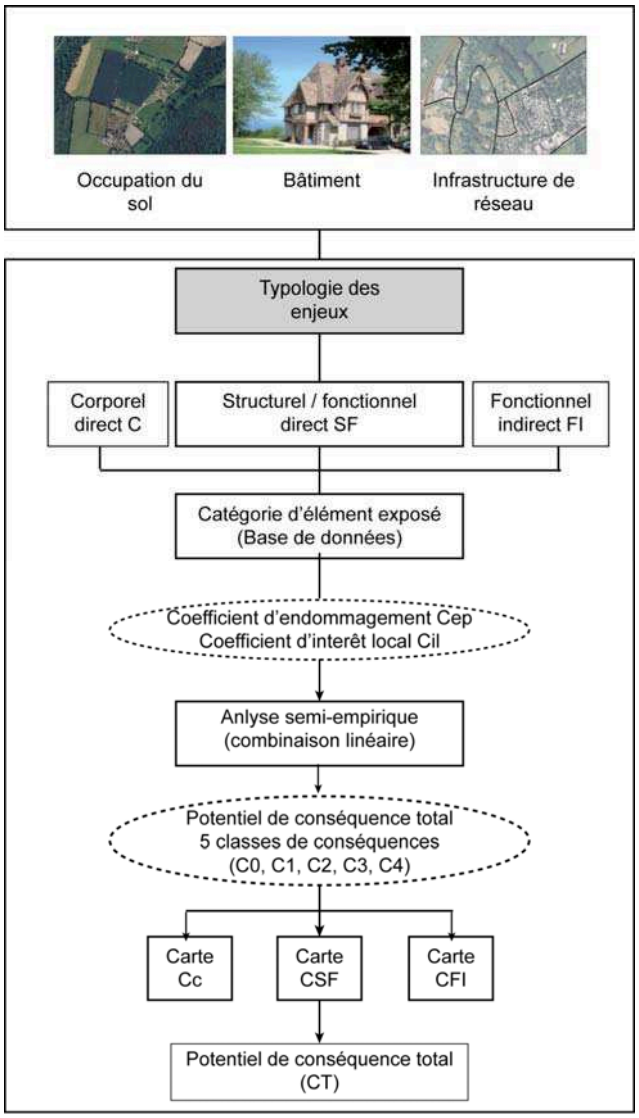


Figure 9-1. *Méthodologie d'évaluation des conséquences potentielles (d'après Malet et al., 2006)*

9.2.1. Typologie des principaux enjeux

Trois types d'enjeux sont distingués : les ***enjeux corporels*** avec les hommes et leur intégrité physique, les ***enjeux structurels*** (directs) sur les biens et infrastructures, et les ***enjeux fonctionnels*** (directs et indirects) qui concernent les perturbations des activités humaines.

Étant donné la tendance des différents cirques à s'étendre vers l'amont au cours des accélérations (Chapitre 6), nous nous sommes intéressés aux éléments exposés dans la zone actuellement instable jusqu'aux bords du plateau surplombant ces versants côtiers. La cartographie s'arrête sur les bords du plateau car au-delà la zone n'est pas considérée comme menacée, tout du moins sur du *court terme*. Les différents éléments ont été d'abord répertoriés et localisés par interprétation d'image, puis ils ont été décrits sur le terrain selon une nomenclature précise. Chacun des éléments représente des enjeux structurels et

fonctionnels, directs et indirects. La base de données répertorie donc tous les '*grands enjeux*' (Leone, 1996 et 2008) selon les éléments exposés :

- les infrastructures de réseau qui correspondent au réseau énergétique (électricité, gaz, eau), au réseau de circulation (route nationale, départementale, rue et dessertes), au réseau de communication (téléphone, fibre optique) ;
- les bâtiments sont différenciés selon leurs fonctions avec : les lieux d'habitations permanents (collectifs, individuels), secondaires, les lieux d'activités commerciales ;
- les types d'occupation du sol avec les informations sur *l'occupation du sol* (description physique du territoire) et sur *l'utilisation su sol* (description fonctionnelle du territoire) permettant de différencier les zones artificialisées, des forêts…

9.2.1.1. Les enjeux corporels directs (C)

Les mouvements de terrains lents de types rotationnels-translationnels ont généralement un impact physique très modéré sur l'homme, contrairement aux phénomènes de coulées et de glissements superficiels qui sont plus soudains et brutaux (Leone, 1996).

Hatitat individuel, structure en bois avec couverture tôles ou tuiles plates, cabane 1 niveau, résidence secondaire	Hatitat individuel, structure parpaing ou maçonnerie traditionnelle, 1 ou 2 niveaux, résidence principale	Hatitat individuel, maçonnerie traditionnelle en colombage 3 niveaux ou plus, résidence principale	Hatitat individuel, résidence secondaire 1 niveau
CC : 3,35	de 3,55 à 3,75	4	3, 35
Hatitat collectif, avec structure béton <3 étages, résidence principale	Hatitat collectif, avec structure béton > 3 étages, résidence secondaire	Hatitat collectif avec structure béton et commerce au RDC > 3 étages	Monument de patrimoine 1ou 2 niveaux, fonction religieuse
CC : 3,8	de 3,8 à 4,4	de 4,2 à 4,8	2
Bâtiement de loisir, 1niveau, fonction de loisir	Entrepôt,1 niveau, fonction industrielle,	Parking	Route
CC : 3,2	3,3	0,2	de 0,6 à 2

CC : coefficient d'endommagement corporel.

Figure 9-2. *Exemples de catégories d'enjeux corporels directs entre Trouville-sur-Mer et Cricquebœuf.*

Les accélérations des glissements rotationnels-translationnels profonds, sont précédées de signes annonciateurs qui se manifestent rapidement sur la structure du bâti. Ces signes annonciateurs permettent aux populations d'être alertées et d'être évacuées rapidement. Il n'a pas été question de travailler sur les effectifs démographiques bruts mais de considérer l'homme dans ce modèle. Nous nous sommes intéressés à la capacité d'accueil des infrastructures. Certaines infrastructures, comme les hôtels ou les campings, concentrent une forte densité de population à certaine période de l'année. Il est donc important de tenir compte des différentes, périodes de fréquentation touristique et des modes de fréquentation (durée du séjour) pour établir des scenarios qui correspondent à une situation en période hivernale (février, mars), mais aussi à d'autres périodes de l'année.

La catégorie des *enjeux corporels directs* (C) est fonction du type de bâtiment, de la hauteur du bâtiment et de la fonction du bâtiment (Figure 9-2).

9.2.1.2. Les enjeux structurels et fonctionnels directs (SF)

Les *enjeux structurels et fonctionnels directs* ont été regroupés dans la même analyse car, comme pour le cas d'étude dans *les Alpes-de-Haute-Provence*, les dommages potentiels concernent les mêmes catégories d'éléments (Malet *et al.,* 2006). La perturbation des activités humaines peut être directement liée à l'endommagement des structures. On s'interroge donc à la **nature de l'élément exposé** pour déterminer l'enjeu structurel, mais également à la **fonction de l'élément exposé** de façon à déterminer les enjeux fonctionnels directs en cas d'endommagement (Leone, 2008).

a) Les infrastructures de réseau

Les infrastructures de réseau apparaissent comme des moyens de véhiculer des biens, de l'énergie, des informations, des personnes… De fait, le dysfonctionnement et l'endommagement physique des réseaux se répercutent sur les activités et les échanges (Gleyze, 2005) alors que la fonction d'échange est fondamentale à tout système social (Lutoff, 2000).

Les événements passés ont mis en évidence la fragilité particulière des **réseaux de transport** et de **communication** lors des réactivations des glissements. Cette fragilité s'exprime avec encore plus d'acuité lorsque la vocation essentielle du système est d'accueillir des visiteurs et de permettre à certaines communes de ne pas être isolées. Nous proposons donc ici :

- d'évaluer la nature des moyens d'entrée et sortie dont dispose la zone d'étude ;
- de répertorier les voies de circulation avec ou sans revêtement, selon leur taille et leur trafic ;
- de les cartographier et de les hiérarchiser sous SIG.

Le figuré rouge correspond au tracé de la fibre optique mise en place en mars 2011

Figure 9-3. *Route départementale 513 déformée par les mouvements 'permanents' à Hennequeville.*

On distingue, les routes départementales, communales, les rues, chemins et les servitudes de réseau. La différenciation entre rue et route communale est fondée sur la définition plus *'urbaine'* de la rue, en comparaison avec certaines routes communales plus rurales. L'aérodrome de *Deauville-Saint-Gatien* étant situé sur le plateau n'est pas considéré dans le scénario, les réseaux ferroviaires au niveau de la vallée de la *Touques* également (Figure 9-4).

L'enjeu majeur de la zone d'étude est donc la route départementale 513, comme le témoigne un habitant de la commune de *Villerville* en avril 2010 : *"Si il n'y a plus de route, c'est la mort totale*". Cette route départementale est pourtant particulièrement vulnérable. Car très proche des zones actives, elle subit régulièrement d'importants endommagements. Sa détérioration lors des accélérations engendre sa fermeture temporaire (cf ; détails dans le chapitre 6).

Sa fonction, au sein du système, est d'autant plus importante que les réseaux de communication et d'énergie longent cette route départementale. Les réseaux de fibre optique, électrique, et de canalisations eaux (potables, usées) suivent son tracé dans des tranchées creusées à même, le revêtement de la route (Figure 9-3). On tiendra compte donc de leur '*proximité'* pour les intégrer au scenario.

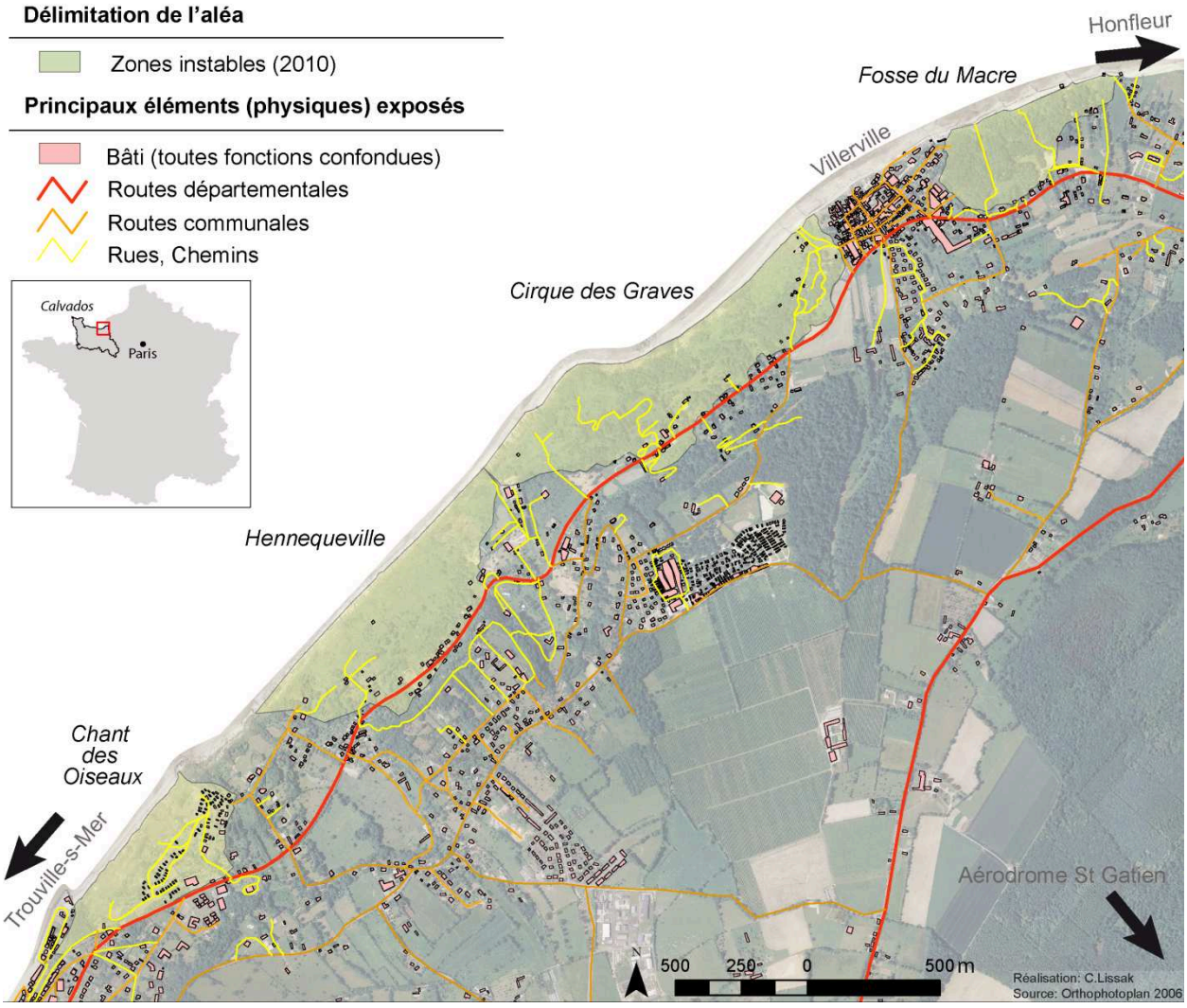


Figure 9-4. *État du réseau et localisation des éléments exposés en 2010.*

c) Les bâtiments et les fonctions des bâtiments

Dans un premier temps, la majorité des éléments *'bâti'* cartographiés sont extraits de la BD TOPO®2007. La forme et la position de chaque objet a été confirmée, ajoutée ou supprimée, à l'aide des orthophotographies de 2006 et des levés de terrain. Au total, **1 867 bâtiments ont été répertoriés et cartographiés** sous SIG de façon à associer chaque élément à une base de données qui permet de décrire

certaines de leurs caractéristiques comme leur matériau de construction, le nombre de niveaux, l'état de la structure, la fonction du bâtiment…

Le bâti entre *Trouville-sur-Mer* et *Cricquebœuf* est très hétérogène dans sa structure (matériaux, nombre d'étages, architecture), dans son organisation spatiale (concentré, diffus), et dans ses fonctions (habitation permanente ou secondaire, activité commerciale, bâtiment administratif, bâtiment religieux…, Figure 9-2). Nous sommes situés dans une zone où la densité urbaine peut être également très importante, comme à proximité de *Trouville-sur-Mer* notamment. Il s'agira donc davantage de bâtiments collectifs dont la fonction est parfois mixte avec un rez-de-chaussée utilisé à des fins commerciales (Classe F). Ce type de bâtiment se retrouve également au cœur des bourgs. Les bâtiments, dont la fonction principale est résidentielle et la nature collective, sont également très nombreux étant donné l'attrait touristique du site (Classe D et E). S'en suit les habitations individuelles, qui sont également très nombreuses (nombre) et dont la répartition est nettement plus diffuse (Figure 9-4). La majorité sont des résidences secondaires et sont parfois difficile d'accès étant donnée la taille des propriétés.

c) L'occupation du sol et la fonction liée à l'utilisation du sol

Les données sur l'occupation sont issues de l'IPLI 2005 (*Inventaire Permanent du Littoral*) qui s'appuie sur la nomenclature *Corine Land Cover (CLC)*. Les informations sont complétées par les données sur l'utilisation du sol (fonction des parcelles) beaucoup plus précises.

On s'intéresse donc au terrain en tenant compte à la fois de la nature de l'occupation du sol, en différenciant les surfaces agricoles des forêts… mais également en tenant compte de son utilisation par la société, donc de sa fonction, en différenciant les fonctions urbaines, des fonctions agricoles ou des fonctions liées au loisir.

La zone d'étude présente une forte proportion de terrain recouvert de bois, de prairie mais aussi d'habitats individuels diffus (Figure 9-5).

9.2.2. Estimation des valeurs intrinsèques des éléments exposés

Les enjeux et les pertes potentielles doivent s'exprimer dans des systèmes de valeurs (relatives ou réelles) que l'on affecte à l'ensemble des éléments exposés (Leone, 2008 ; Castellanos Abella & van Westen, 2007 ; Puissant, 2006 ; Glade, 2005 ; Amatruda, 2004 ; Bonnard, 2004 ; Maquaire *et al.*, 2004). Les conséquences peuvent être ainsi **quantifiées** si les enjeux sont associés à une valeur relative et si leur vulnérabilité est exprimée numériquement. C'est l'expression de cette valeur qui permet de mesurer le risque encouru en tant que perte potentielle (Leone, 2004).

Pour s'affranchir de données chiffrées, une valeur relative est attribuée à chaque élément exposé (Leone *et al.,* 1996). Les conséquences potentielles sont donc évaluées à partir d'indices déterminés grâce à la connaissance des pertes et dommages historiques. En effet, des événements ayant déjà eu lieu, les dommages répertoriés donnent des indices sur l'importance de la nature du bâtiment par rapport à sa fonction et aux conséquences liées à son endommagement sur le *court terme*, et le plus *long terme*.

Pour chaque élément exposé, un ***coefficient d'endommagement potentiel*** (*Cep*) a été attribué et pour chaque catégorie (hauteur du bâtiment, fonction du bâtiment…), un ***coefficient d'intérêt local*** (*Cil*) est estimé. Le tout permet, pour chaque type d'enjeu, de calculer le ***potentiel de dommage corporel*** (*CC*), ***structurel et fonctionnel direct*** (*CFS*) et enfin ***fonctionnel indirect*** (*CFI*). L'objectif final étant d'estimer un ***coefficient d'endommagement total*** *(CT)* pour toute la zone d'étude (Figure 9-6).

9.2.2.1. Le coefficient d'endommagement potentiel (Cep)

Le *coefficient d'endommagement potentiel* (*Cep*) est défini **pour chaque élément exposé**. Ce coefficient, est compris entre 0 et 1. Il correspond à l'importance du potentiel de dommage de chaque élément exposé (bâti, terrain, réseau). Le coefficient est estimé sans tenir compte de l'intensité de l'aléa mais permet de hiérarchiser les éléments exposés. Ainsi, on attribuera un coefficient pour différencier les bâtiments selon leur type (un coefficient de 1 pour un bâtiment d'habitat collectif, contre un coefficient de 0,10 pour un bâtiment individuel en bois type cabane). Pour les éléments de l'occupation du sol, les valeurs

relatives attribuées pour les parcelles sont définies par rapport à la valeur foncière du terrain estimée par la *SAFER* (*Société d'Aménagement Foncier et d'Etablissement Rural*) en 2008.

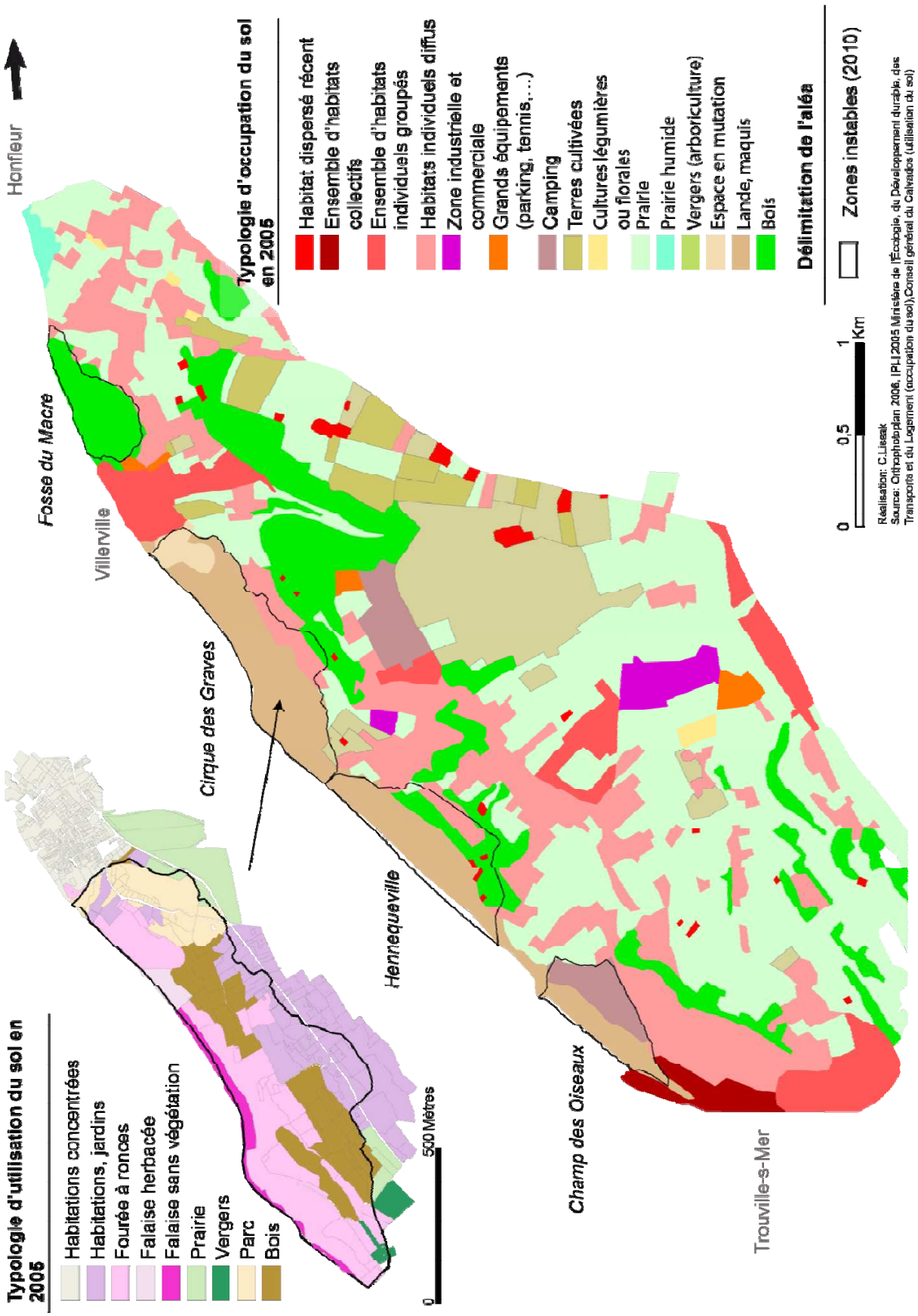
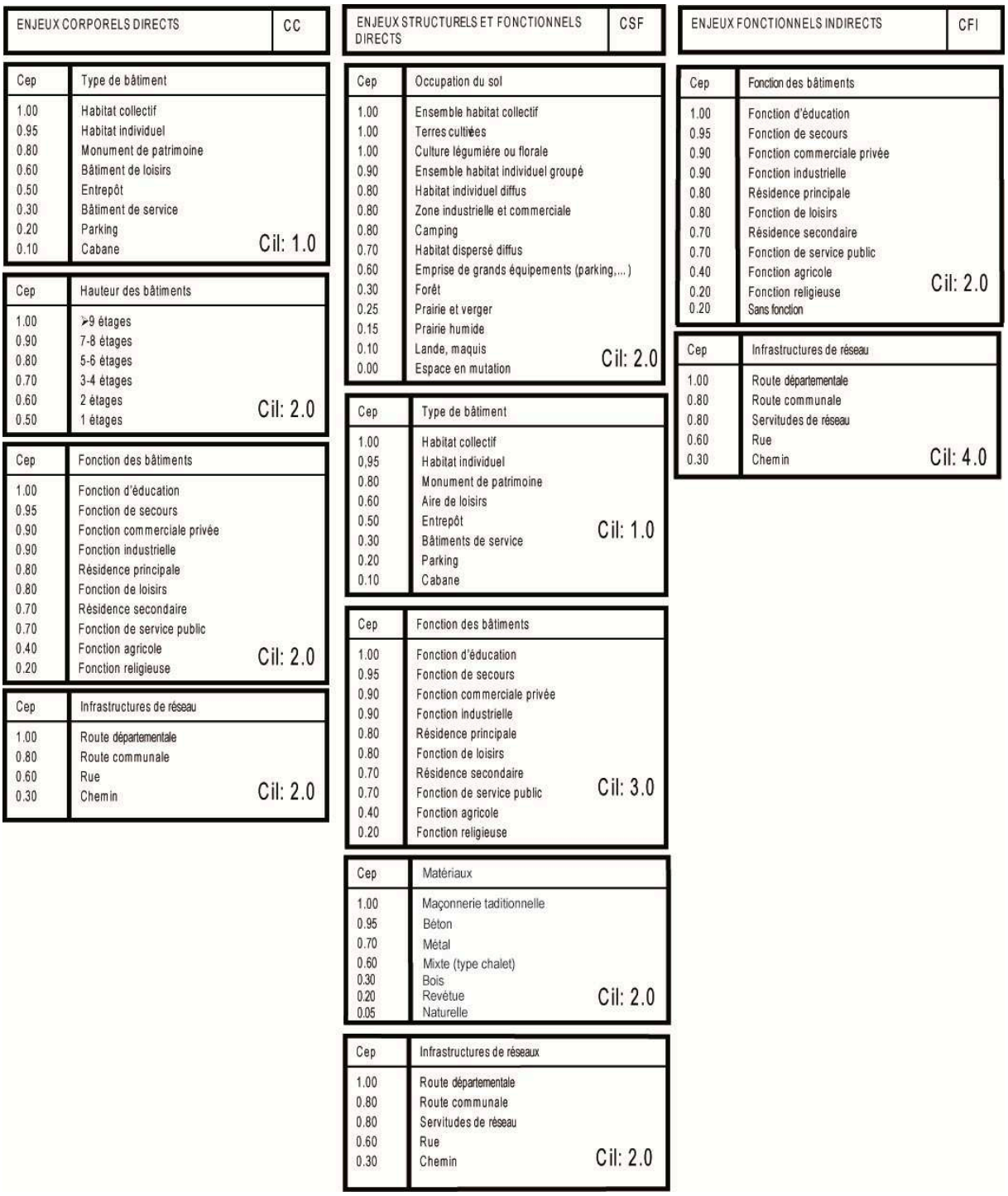


Figure 9-5. *Occupation du sol à l'échelle départementale et de l'utilisation du sol à l'échelle communale.*



CEP : coefficient d'endommagement potentiel, *Cil* : coefficient d'intérêt local, *CC* : coefficient d'endommagement corporel, *CFS* : coefficient d'endommagement structurel et fonctionnel direct, *CFI* : coefficient d'endommagement fonctionnel indirect

Figure 9-6. *Tableau descriptif des catégories d'enjeux avec exemples de valeurs affectées aux différents coefficients permettant de calculer les conséquences potentielles (modifié d'après Malet et al., 2006).*

9.2.2.2. Coefficient d'intérêt local (Cil)

Le *coefficient d'intérêt local* (Cil) est déterminé, dans un deuxième temps, **pour chaque catégorie d'élément.** Ce coefficient prend en compte les caractéristiques socio-économiques et environnementales de la zone d'étude (Malet *et al.,* 2006). Il permet de nuancer le poids respectif de chaque catégorie et de mettre en avant certaines variables comme la hauteur des bâtiments ou leur fonction, qui auront des coefficients de 2 ou 3, par rapport à la catégorie *'type de bâtiment'* à laquelle on attribuera un coefficient de 1. Les infrastructures de réseau présentent les coefficients les plus élevés car, en cas d'endommagement, elles provoqueraient des perturbations fonctionnelles directes et indirectes majeures.

9.2.2.3. Coefficient d'endommagement total (C_T)

Enfin, une fois que tous les éléments exposés sont 'valorisés', le potentiel de dommage peut être estimé pour chaque type d'enjeu : les **enjeux corporels directs** (C_C), les **enjeux structurels et fonctionnels directs** (C_{SF}) et les **enjeux fonctionnels indirects** (C_{FI}).

Ces potentiels sont déterminés en combinant les **coefficients d'endommagement potentiels** (*Cep*) avec les **coefficients d'intérêt local** (*Cil*) de chaque objet catalogué (ex : $C_C = Cep*Cil$).

Enfin, pour estimer un potentiel de dommage total, il est possible d'additionner les potentiels de dommage des C_{C+} C_{FI} +C_{SF}. Cette combinaison est appelée **coefficient d'endommagement total** (C_T). Le niveau de conséquences potentielles totales est exprimé en cinq classes (Malet *et al.,* 2006).

Conséquence totale (C_T)	***Définition***
C0 : conséquence nulle	*Pas de conséquences sur les structures ou fonctionnement…*
C1 : conséquence faible	*Dommages mineurs sur les bâtiments ou les réseaux. Perturbations faibles, de courtes durées et très locales sur les activités humaines*
C2 : conséquence modérée	*Pas de blessés. Dommages faibles à sérieux sur les bâtiments et les infrastructures. Perturbations modérées sur les activités humaines*
C3 : conséquence forte	*Des blessés légers à graves sont à attendre, résultant des forts dommages sur les bâtiments et les infrastructures. Perturbations modérées à fortes des activités humaines*
C4 : conséquence très forte	*Victimes possibles par la destruction totale des bâtiments. Conséquences directes et indirectes très fortes*

Tableau 9-1. *Classe des conséquences potentielles totales (d'après Malet et al., 2006).*

9.3. Cartographie des dommages potentiels

La cartographie des conséquences potentielles a été réalisée en modulant la valeur des différents coefficients sous SIG *ArcGIS* 9.3® via la construction d'un *ModelBuilder*® et un environnement de modélisation graphique. Le *ModelBuilder*® permet l'automatisation de tâches en enchaînent plusieurs actions en une seule opération. Ce modèle permet de moduler rapidement la pondération des coefficients de chaque élément exposé de façon à établir différents scénarios et de **mettre en valeur les éléments exposés les plus révélateurs de la vulnérabilité de la zone d'étude**.

9.3.1. Les enjeux corporels directs (C_C)

La figure 9-7 présente les enjeux corporels directs avec les potentiels de dommages pour le bâti et les réseaux les plus fréquentés pour estimer le nombre de victimes. Cette carte d'enjeu a été estimée en croisant quatre catégories : le type de bâtiment, sa hauteur en termes d'étages, et sa fonction et les infrastructures de réseau. Cette carte met donc en avant les bâtiments de type '*habitat'* avec les plus importants en terme de capacité d'accueil et le réseau routier en terme de fréquentation. Ainsi, les habitations proches de *Trouville-sur-Mer* et celles répertoriées dans les bourgs sont mises en avant car elles correspondent à des bâtiments collectifs permettant une forte concentration de population.

Cette cartographie met également en avant les bâtiments destinés au logement provisoire types '*camping*' ou '*hôtel*', d'une part pour leur capacité d'accueil, mais également pour leur fonction liée au tourisme. La zone d'étude accueille une forte population lors des congés de courte durée (week-end ou vacances scolaires courtes) même en période hivernale. Évidement, étant donné leur importante fréquentation, les routes départementales ressortent considérablement.

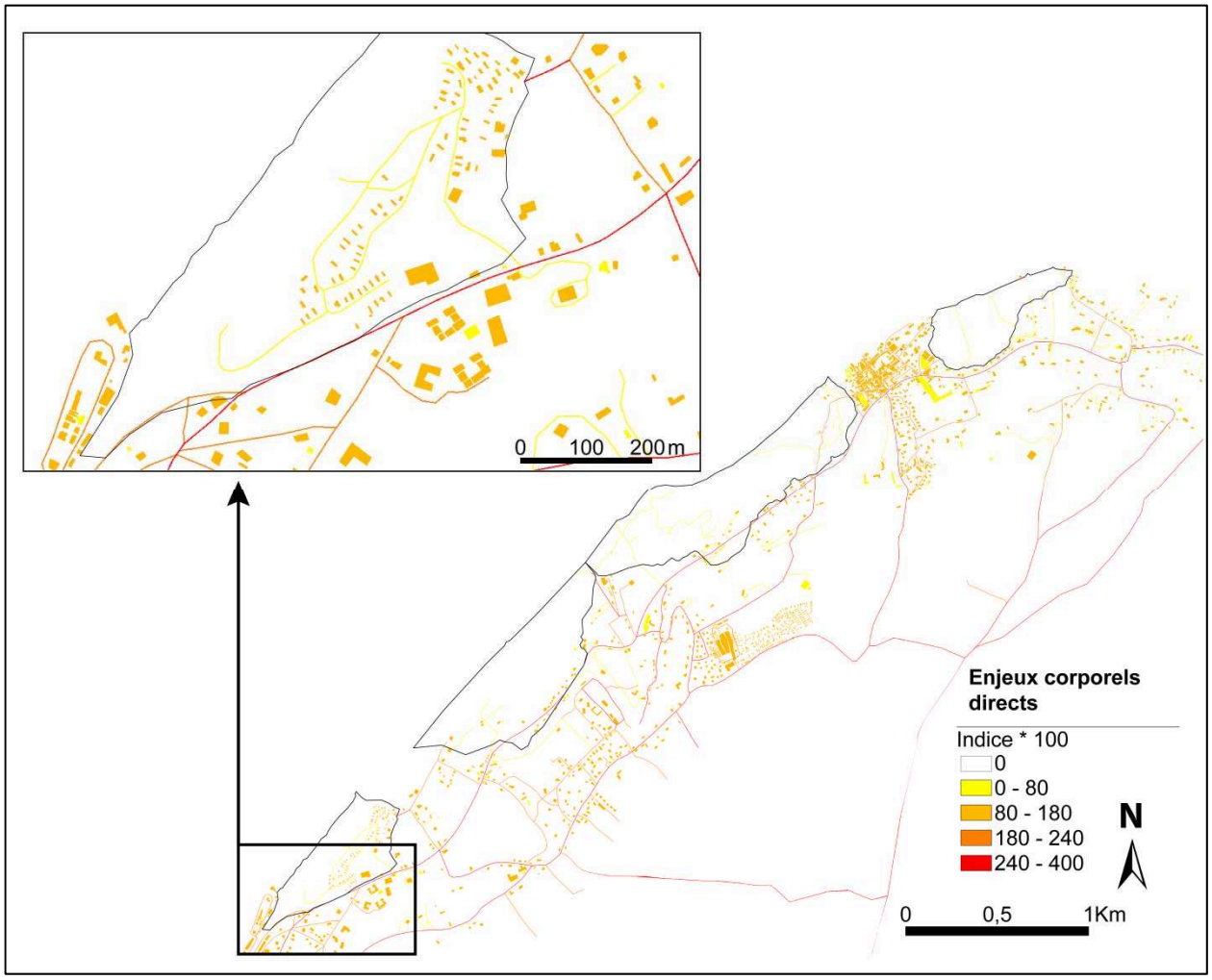


Figure 9-7. *Cartographie des enjeux corporels directs (C_C) et indice attribué pour chaque élément.*

9.3.2. Les enjeux structurels et fonctionnels directs (C_{SF})

La cartographie des *enjeux structurels et fonctionnels directs* (C_{SF}) combine cinq catégories d'éléments exposés : l'occupation du sol, le type de bâtiment, sa fonction, son matériau de construction, et les infrastructures de réseau.

La cartographie des *dommages structurels et fonctionnels directs* met en avant les enjeux liés aux logements de loisirs et aux zones urbanisées ainsi que les zones de culture même si elles sont peu nombreuses car un grand nombre de parcelles est recouverte de forêts domaniales. Les coefficients attribués aux terres agricoles sont peu élevés car le prix des parcelles agricoles du *Pays d'Auge* sont parmi des plus faibles du Calvados (Safer, 2008).

Le zoom de la figure 9-8, permet de mettre en avant l'importance des enjeux liés aux logements touristiques avec des valeurs comprises entre 80 et 180 pour les structures de camping est résidences secondaires du front de mer. Cette figure souligne également l'importance des perturbations potentielles liées aux infrastructures réseaux sur les activités économiques. En cas de catastrophe, l'endommagement de

ces réseaux et de certains bâtiments à vocation commerciale peuvent conduire à un dysfonctionnement du système avec le ralentissement, ou l'arrêt provisoire (voire définitif) de l'activité.

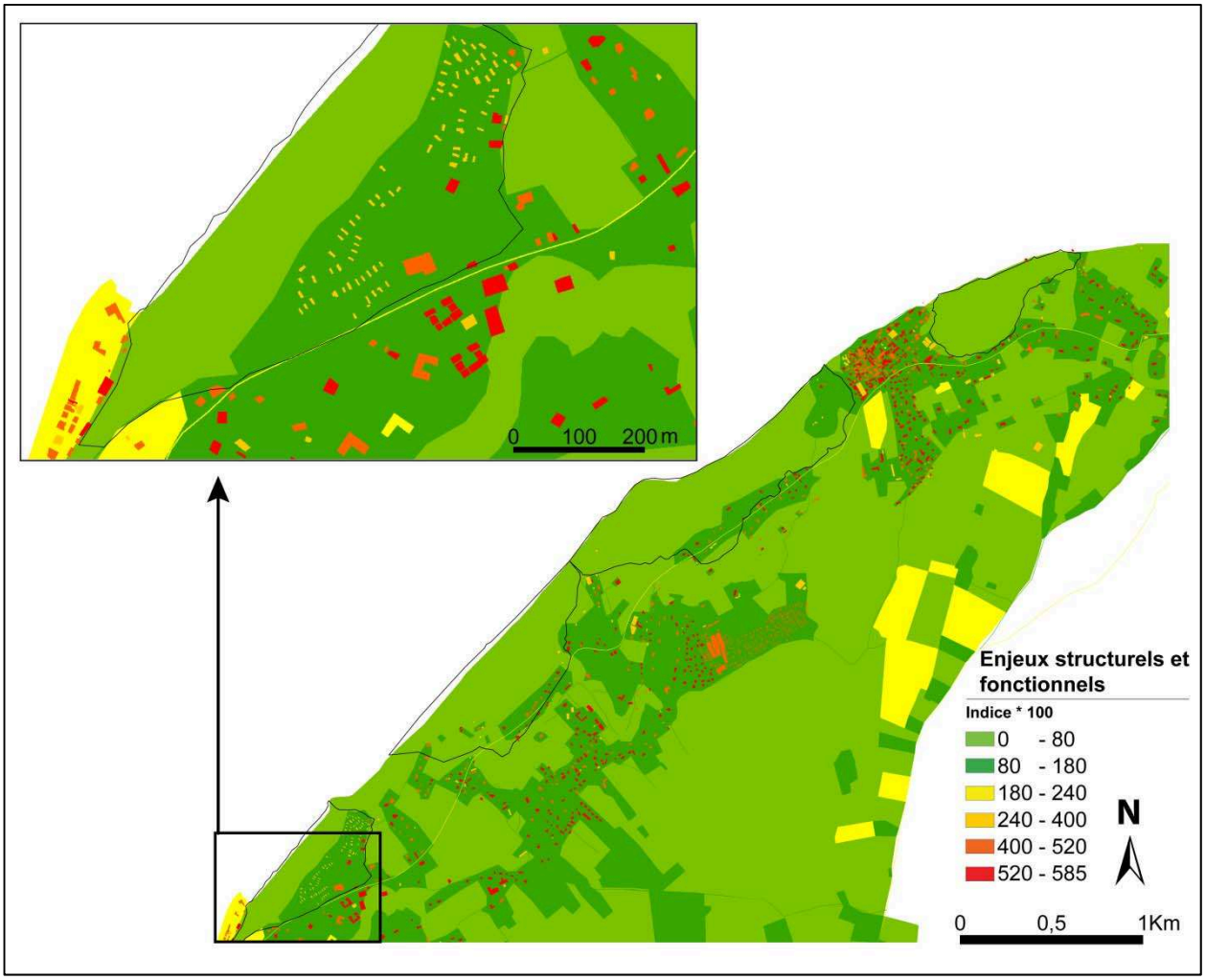


Figure 9-8. *Cartographie des enjeux structurels et fonctionnels directs.*

9.3.3. Les enjeux fonctionnels indirects (C_{FI})

La figure 9-9 met en évidence les réseaux de communications, les infrastructures touristiques, ou encore les bâtiments commerciaux qui jouent un rôle important dans le fonctionnement économique du secteur. L'endommagement de ces bâtiments ou réseaux peut conduire à des pertes économiques immédiates ou à plus long terme et le déclin de certaines activités.

Tout ceci combiné peut ainsi conduire à des 'difficultés' sociales non négligeables comme ce fut le cas pour le *Camping des Graves* à *Villerville* en 1982 avec la fermeture d'infrastructures touristiques dont la place dans le système économique local était prépondérante. Le niveau de dysfonctionnement d'une activité dépend donc des niveaux d'endommagements structurels (facteurs techniques) et corporels (facteurs humains) des structures ou des personnes qui en assurent habituellement le maintien. Ces dysfonctionnements dépendent aussi de la capacité de la communauté affectée à trouver des solutions pour restaurer cette activité ou fonction. Cette capacité dépend essentiellement de facteurs conjoncturels, socio-économiques, institutionnels et politico-administratifs (Leone, 2008).

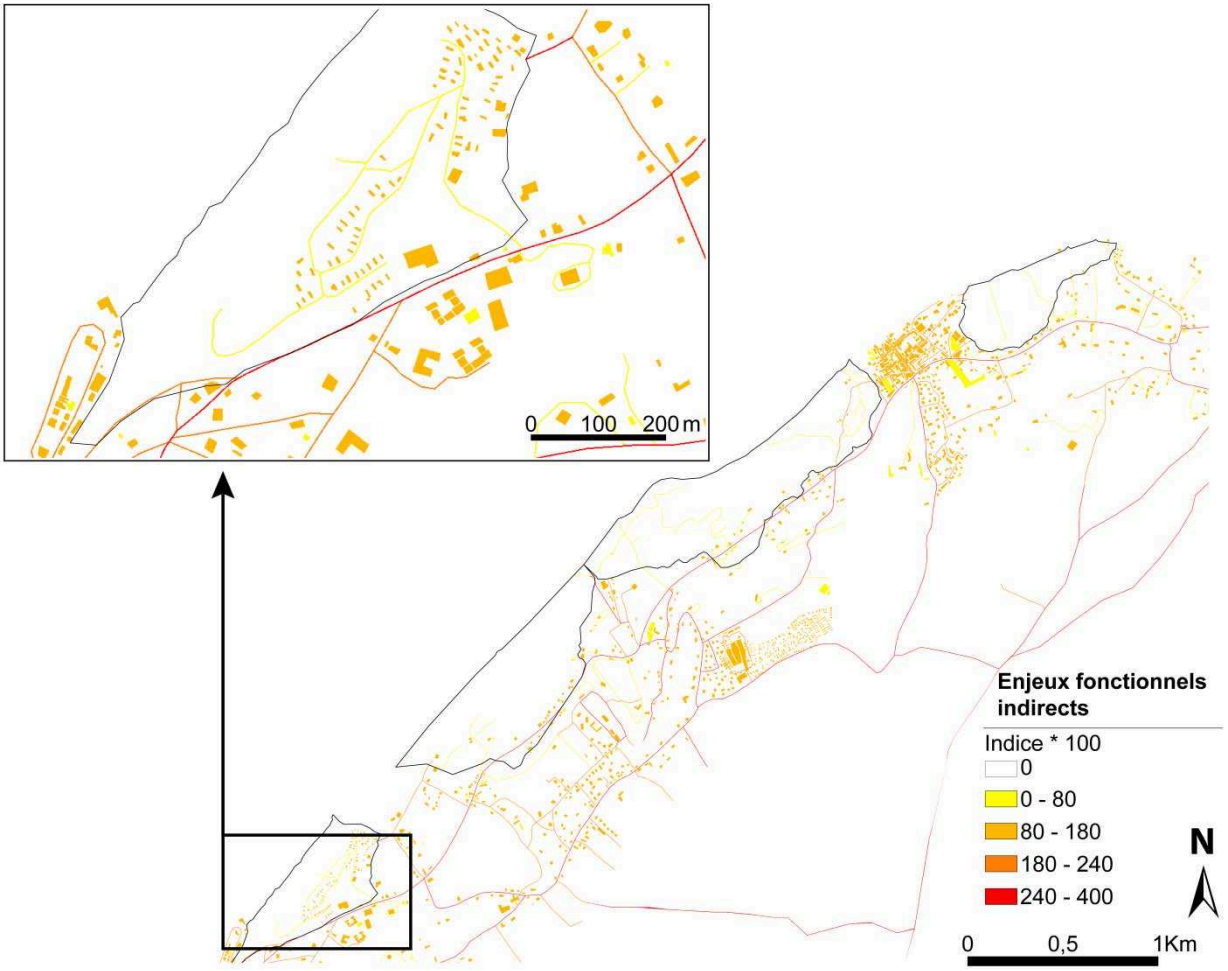


Figure 9-9. *Cartographie des enjeux fonctionnels indirects.*

9.3.4. Conséquences potentielles globales de la zone d'étude

La figure 9-10 présente les conséquences potentielles totales (C_C+C_{FI}+C_{SF}) avec tous les enjeux combinés pour l'ensemble de la zone d'étude. Cette cartographie est accompagnée d'une courbe cumulée de la surface du territoire en fonction de la valeur de l'indice de dommage potentiel total (valeur du pixel). Les seuils qui ressortent de cette courbe permettent de déterminer les classes de conséquences allant de Co pour les zones à conséquence nulle à C4 pour les zones à conséquences très fortes (Malet *et al.*, 2006).

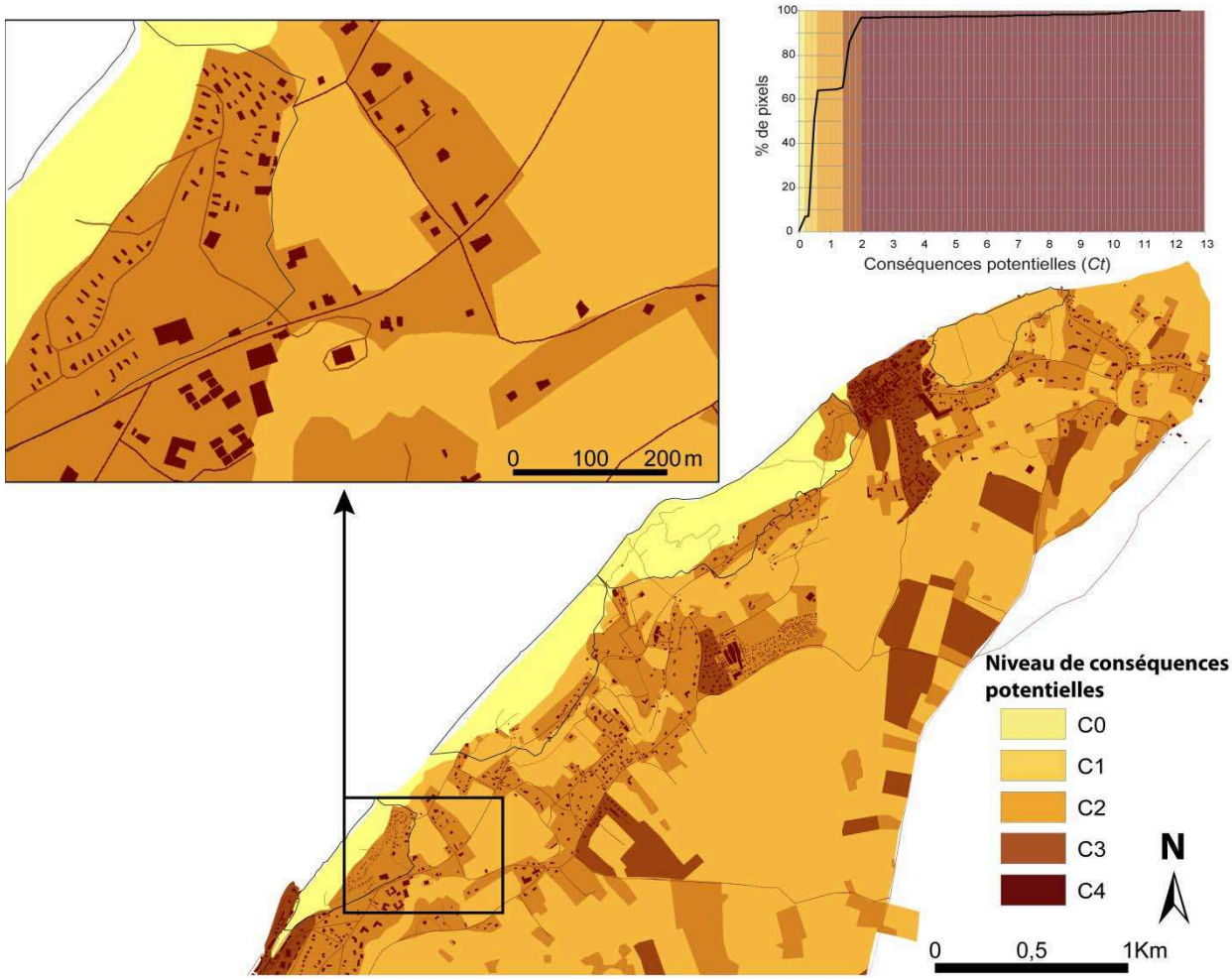


***Figure 9-10**. Cartographie des conséquences potentielles totales.*

Cette cartographie montre que la majorité du territoire présente des conséquences relativement faibles (classe C1). Les secteurs à fortes conséquences sont peu développés mais correspondent aux zones où le tissu urbain et les réseaux de communication et de transport sont les plus *'denses'*. Les zones de concentration de population correspondent aux zones où les fonctions sont les plus importantes et les enjeux économiques les plus forts. Les réseaux permettent la continuité des flux socio-économiques. Et en cas de rupture, certaines zones peuvent être contraintes au cloisonnement durant plusieurs jours.

9.4. Cartographie de l'aléa et du risque

À partir des connaissances acquises durant cette thèse de doctorat et des diverses informations disponibles, il s'agit maintenant de proposer une cartographie des aléas puis des risques, dans l'esprit de la démarche adoptée pour la cartographie des PPR, c'est-à-dire une approche de type 'Expert'.

Il s'agit tout d'abord de rappeler les principes retenus dans le passé sur ce site pour la cartographie du PER puis des révisions du PPR, puis de proposer quelques scénarios d'extension probable des zones instables sur les deux cirques du glissement du *Cirque des Graves* et des *Fosses du Macre* qui permettent de *'fixer'* les limites entre les niveaux d'aléa. Cette proposition sera comparée à la carte d'aléa *'révisée'* du PPR. Enfin, une carte de risque sera proposée.

9.4.1. Principes retenus pour la cartographie de l'aléa

La cartographie de l'aléa dans les secteurs des grands glissements de terrain régressifs a été réalisée selon le principe exposé notamment par M. Champetier de Ribes en 1987 :

« *Le problème qui se pose pour la carte d'aléas de ce PER est la délimitation d'une extension probable du grand glissement. La solution actuellement retenue tient compte des possibilités de révision des POS et également des PER lorsque de nouvelles données apparaîtront. Elle consiste à déterminer autour du glissement une* ***double garde*** *:*

- *une première zone d'extension de même niveau d'aléas que le grand glissement actif [aléa fort G3] ;*
- *une deuxième zone au niveau juste inférieur [aléa moyen G2] qui pourra, selon l'évolution du phénomène, faire l'objet d'une révision du PER et repasser au niveau supérieur.* »

Ainsi, ce même principe a été appliqué pour les cartographies réalisées par le LRPC de Rouen du PER de *Trouville-sur-Mer, Villerville* et *Cricquebœuf* au milieu des années 1980, et du PPR Mouvements de terrain de *Bénerville-sur-Mer, Blonville-sur-Mer, Deauville, Saint-Arnoult et Tourgeville (Mont Canisy)* à la fin des années 1990 (Section 8-4).

9.4.2. Extension potentielle des glissements

Les risques d'extension des cirques ont été mis en évidence dès les premiers travaux sur les instabilités de versant du littoral (Masson, 1970 ; Masson, 1973 ; Flageollet & Helluin, 1984 ; Maquaire, 1990). Au regard des différents événements qui se sont produits, depuis janvier 1982, le recul des glissements du *Cirque des Graves* et des *Fosses du Macre,* en cas de nouvelles accélérations, est fort probable. L'escarpement principal se réajuste d'un événement à l'autre mais le recul est aléatoire. Nous pouvons donc proposer plusieurs scenarios basés sur :

- la connaissance de la structure interne du versant (existence ou non de panneaux et blocs de craie) ;
- de la cinématique des glissements sur plus de 200 ans avec la reconstitution de l'évolution et du recul successif de l'escarpement principal et de la mobilité du trait de côte à la base du versant ;
- l'action des forçages sur la dynamique avec le rôle des facteurs de déclenchement (élévation du niveau de la nappe phréatique et suppression de la butée par érosion du pied du versant) ;
- les possibilités de réduction de l'aléa (mitigation). Elles apparaissent à ce jour, limitées, en raison des coûts très importants pour des travaux de drainage et de stabilisation, dont l'efficacité n'est pas certifiée (risque de consolidation des terrains et de tassements différentiels liés à l'abaissement de la nappe…).

La prévision de la régression des grands glissements de terrain, à *long terme,* à l'échéance de 100 ans dans le cadre de la cartographie PPR est très délicate, notamment en raison :

- des relations étroites entre pluviosité (augmentation prévisible au cours des cent prochaines années), piézométrie et déclenchement des mouvements ;
- de l'incertitude concernant la géométrie, l'état de fracturation et la compétence des grands panneaux de craie effondrés, au niveau du replat sur lequel a été construite la RD 513 ;
- de l'incertitude concernant le recul du trait de côte sur cette portion du littoral : influence des modifications des fonds de l'estuaire liés aux travaux de PORT 2000 (ayant un impact sur la houle et les courants), équilibre entre périodes d'accrétion (alimentation des sommets de plage par des matériaux glissés et/ou éboulés) et d'érosion, colmatage naturel de l'estuaire de la Seine, élévation du niveau moyen de la mer au cours des cent prochaines années, fréquence et intensité plus fortes des tempêtes et des phénomènes climatiques exceptionnels, *etc.* ;

Si nous considérons que l'évolution de l'escarpement principal est commandée par la morphostructure, l'extension latérale est limitée, entre les deux cirques, par la paléovallée qui les sépare. À l'ouest, le *Cirque des Graves* rejoint progressivement le glissement de *Hennequeville*, seul un petit vallon les sépare, (ce qui est également le cas entre le glissement de *Hennequeville* et du *Chant des Oiseaux*). La partie orientale des *Fosses du Macre* s'étend progressivement vers un secteur où se concentrent les écoulements. Au-delà, le secteur de *Pennedepie* correspond à une zone topographique basse et marécageuse stable (Figure 9-11).

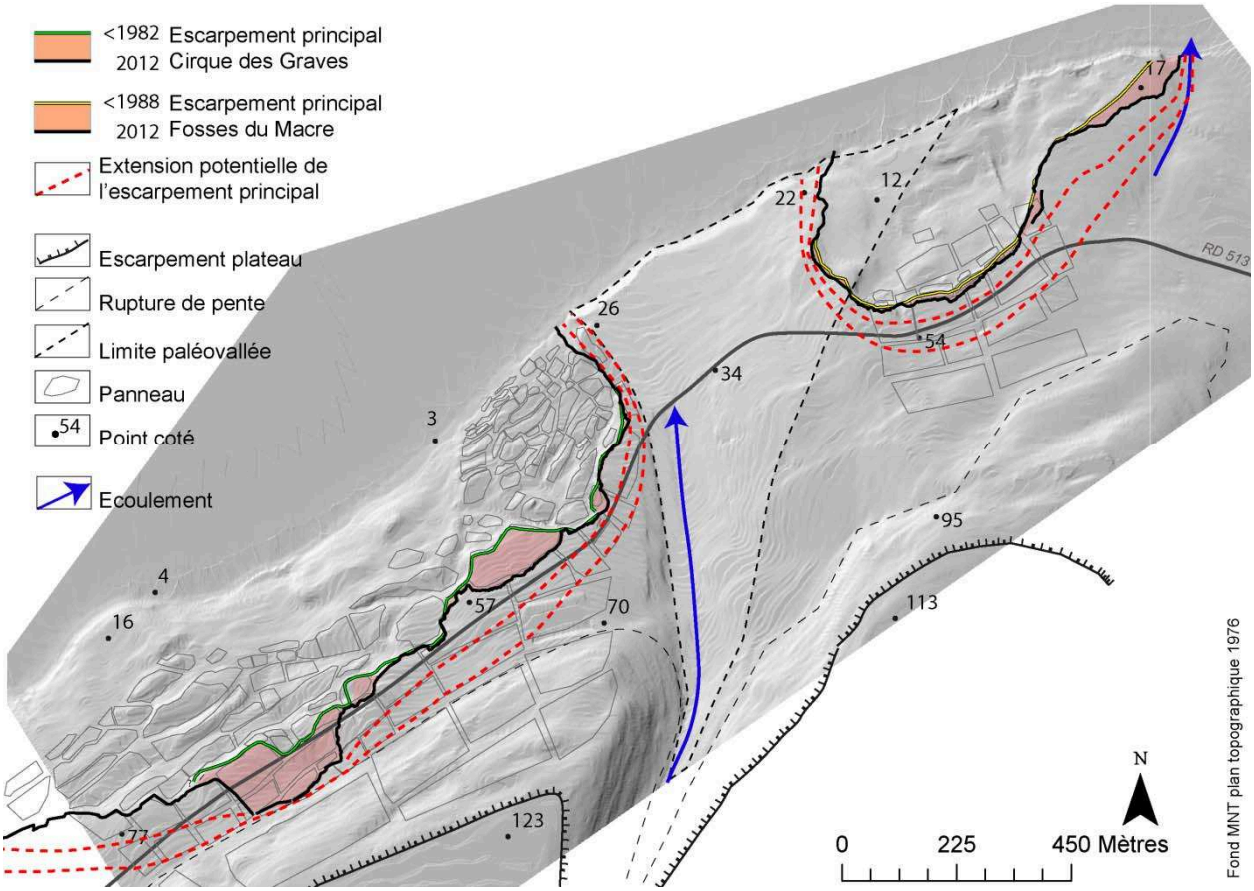


Figure 9-11. *Limites potentielles de l'extension des cirques sur le long terme.*

Rappelons que si au *Cirque des Graves*, l'escarpement principal a évolué lors de l'événement majeur de janvier 1982, avec une limite qui a reculé ponctuellement de plus de 50 m (Figure 9-11). De larges compartiments se sont affaissés également de plus de 5 m (secteurs colorés en zone sur la figure 9-11), Depuis lors, le **tracé de l'escarpement demeure inchangé**. En effet, les événements majeurs suivants ont affecté plus ou moins l'ensemble de la zone en mouvement, en réactivant l'escarpement principal dont la dénivelée augmente (par tassement, affaissement), mais sans modifier de façon significative son tracé. Ainsi, **depuis 30 ans, la limite de la zone instable (l'escarpement principal) du glissement du Cirque des Graves n'a pas progressé vers l'amont.**

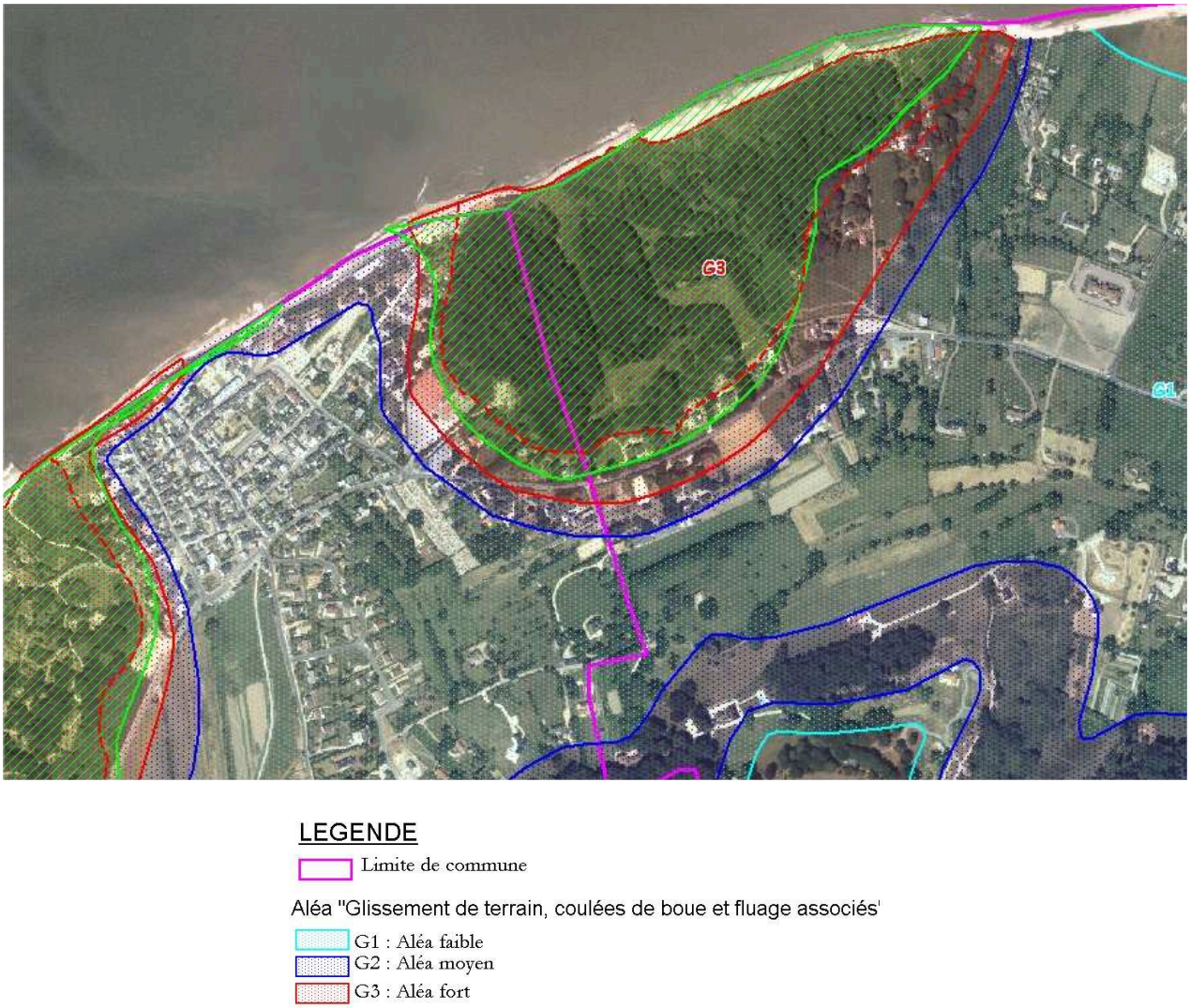
Ainsi, on peut supposer dans les années futures, une certaine '*régularisation*' du tracé de l'escarpement' (1ère ligne pointillée de la figure 9-11) englobant les *'îlots'* structuraux armés par les blocs de craie. Selon l'état de fracturation et la compétence de ces grands panneaux de craie, pour aller dans le sens de la *'sécurité'*, l'extension potentielle du glissement pourrait atteindre, peu ou prou, la base de l'escarpement du plateau (2ème ligne pointillée de la figure 9-11). Pour ce qui concerne, la limite d'extension, côté '*Bourg de Villerville*', la présence des formations de remplissage de la paléo-vallée et la stabilité de l'escarpement depuis plus de 30 ans, nous incite à fixer la limite juste en arrière de la limite de l'escarpement principal pour la première ligne, et à une vingtaine de mètres en arrière pour la seconde (Figure 9-11).

Pour le glissement des '*Fosses du Macre*', la section 6-4 a montré l'évolution de l'escarpement principal qui a fortement 'reculé' depuis 1982 (Figure 6-21 et figure 6-22), mais depuis l'événement de 2001, la limite de la zone instable (l'escarpement principal) n'a pas progressé vers l'amont. Pour l'avenir, on s'attend donc également à une extension vers l'amont dans l'axe du glissement, et à une certaine régularisation du tracé dans la partie orientale. Ainsi, comme précédemment, deux limites d'extension potentielle sont proposées (Figure 9-11).

9.4.3. Cartographie de l'aléa et du risque

La carte d'aléas du projet de révision du PPR (pas encore approuvée) a été établie par le LRPC de Rouen en conservant le principe de cartographie retenu pour le PER (Figure 9-12 et Figure 9-13) :

- le maintien de la succession de zones G3 et G2 au niveau de la couronne des glissements, en amont de l'escarpement principal et des fissures de traction repérées à l'automne 2005 ;
- la prise en compte de zones en *'saillie'* au niveau de la couronne des glissements, dont l'état de stabilité actuel pourrait être précaire ;
- une largeur totale des deux zones G3 et G2, permettant de prendre en compte l'extension probable des glissements à l'échéance de 100 ans, ***supérieure à 60 m*** (valeur retenue pour l'établissement de la carte d'aléas du PER, qui s'est révélée localement sous-estimée) ;
- une largeur de la zone G3 en amont de l'escarpement principal et des fissures actuels environ ***au minimum égale à 60 m*** (prise en compte de l'érosion marine, du recul effectif depuis le milieu des années 1980, *etc.*) ;
- une largeur de la zone G2 en amont de la zone G3 comprise entre 40 et 50 m.



La ligne verte correspond à la limite de la zone rouge du PER ; la ligne pointillée rouge correspond à la position des escarpements principaux à l'automne 2012.

Figure 9-12. *Extrait de la carte d'aléas du projet de PPR dans le secteur du bourg de Villerville et du Cirque des Fosses du Macre (LRPC de Rouen).*

Les secteurs de falaise *'morte'* qui sont protégés par le cordon sablo-graveleux d'un marais littoral et dont l'évolution dépend de l'action des eaux continentales, comme les fonds des vallées entaillant le versant côtier, sont cartographiés en zones d'aléa faible à moyen.

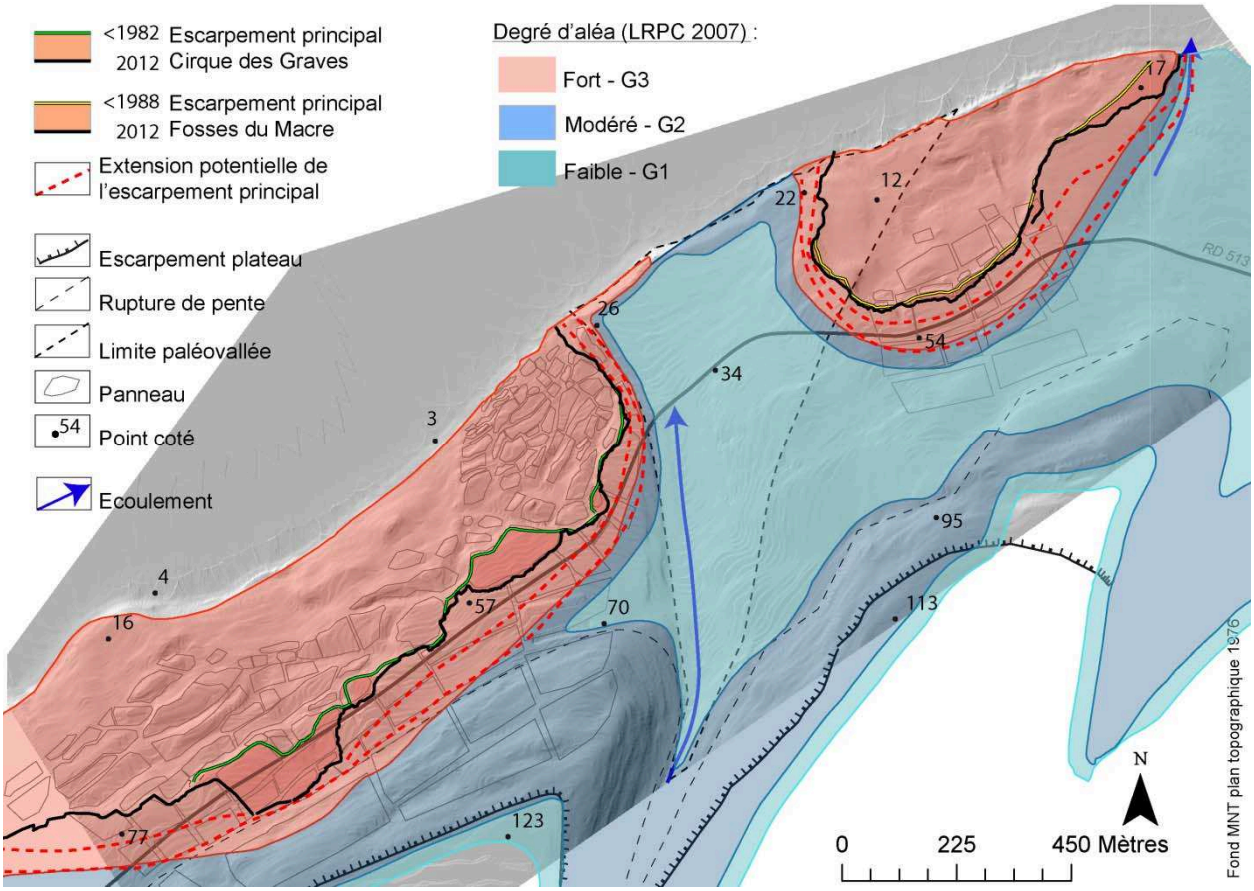


Figure 9-13. *Extrait du zonage de la carte d'aléas du projet de PPR du Cirque des Graves et des Fosses du Macre (LRPC de Rouen).*

Notre proposition de zonage de l'aléa (Figure 9-14) repose sur les limites d'extension définies précédemment et sur les mêmes principes que ceux adoptés par le LRPC de Rouen. Notre première limite d'extension correspond à la limite d'aléa 'fort' (G3), et la seconde à la limite d'aléa 'modéré' (G2).

La comparaison entre les deux propositions (Figure 9-13 et Figure 9-14) montre que nous avons réduit quelque peu, l'extension vers l'amont des niveaux G2 et G3 et sur les flancs des deux cirques compte-tenu de l'absence d'extension depuis 30 ans et de la nature des matériaux de la paléo-vallée (cf. précédemment).

Nous n'avons pas cartographié le versant de raccordement avec le plateau comme cela a été fait pour le zonage réalisé par le LRPC. Mais, en effet, compte tenu de la pente forte de ce talus, de la nature des matériaux, le talus doit être cartographié en un niveau d'aléa 'moyen' G2, pour permettre la prise en compte de dispositions constructives adaptées et de mesures de prévention (drainage, fondations, ...).

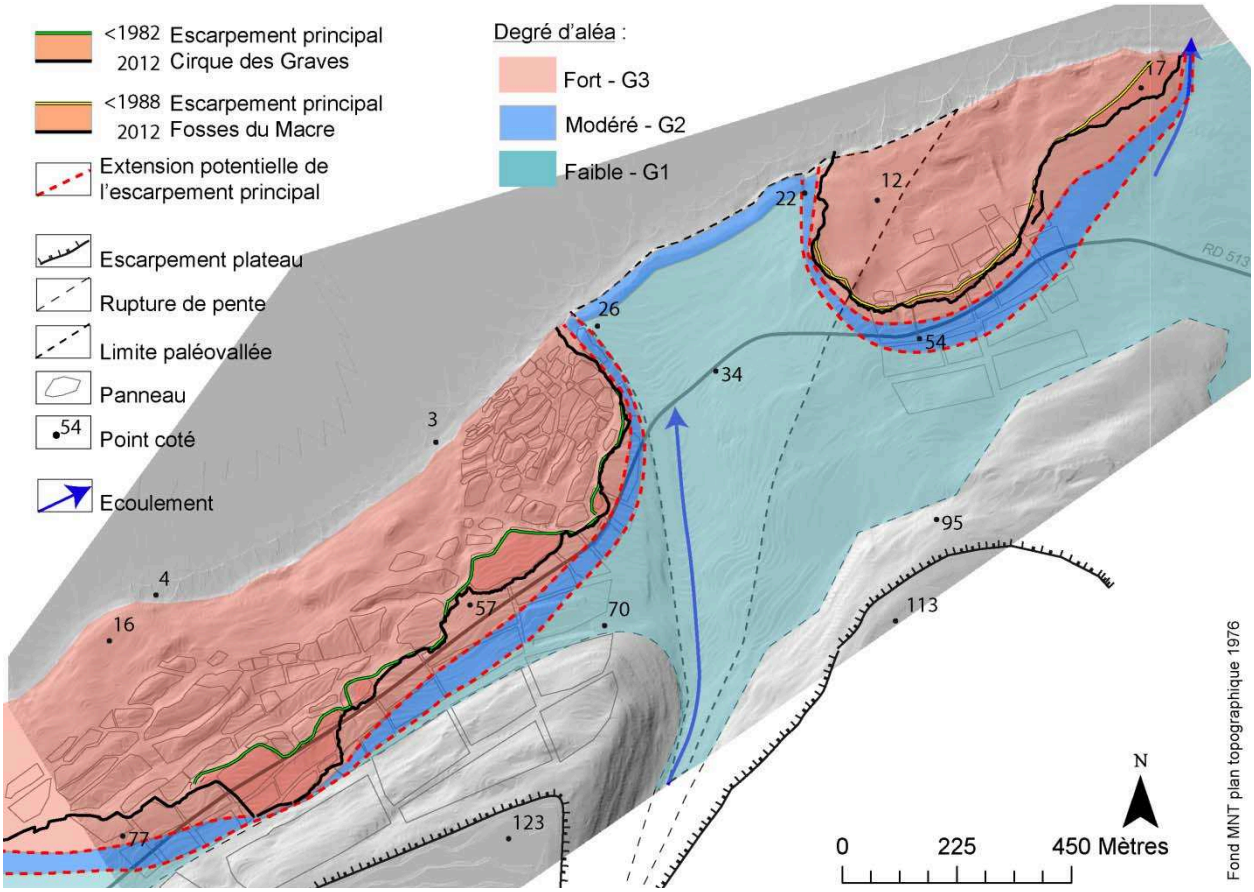


Figure 9-14. *Extrait du zonage d'aléa proposé pour le versant autour du Cirque des Graves et des Fosses du Macre.*

Aléa (G)	*Définition*
G3 : aléa fort	*Glissement 'actif' avec factures ouvertes, escarpements, contre-pente et zones mal drainées (mares, zones humides) ; Pente forte (> 25°).*
	Géologie : panneaux et blocs de craie reposant sur sables et marnes, formations superficielles.
	Zone d'extension probable en arrière de l'escarpement principal pour tenir compte de l'état de fracturation et la compétence de ces grands panneaux de craie.
G2 : aléa modéré	*Pas d'activité (aucun indice d'instabilité) ; Pente modérée à très faible.*
	Même conditions géologique que G3.
	Seconde zone d'extension probable en arrière de G3 (double garde).
G1 : aléa faible	*Pas d'activité (aucun indice d'instabilité) ; Pente modérée à très faible.*
	Même conditions géologique que G2 or formations colluviales-alluviales avec matériaux drainants (paléo-vallée).
Go : aléa nul	*Pente nulle (plateau).*

Tableau 9-2. *Classes d'aléa pour les 'grands' glissements' pour le versant autour du Cirque des Graves et des Fosses du Macre.*

Pour ce même type de représentation (zonage drapé sur un MNT), le zonage des conséquences potentielles totales apparaît clairement (Figure 9-15). Il permet de bien montré les conséquences potentielles fortes à modérées à l'amont immédiat des deux cirques (et dans l'emprise d'extension supposée de l'instabilité selon les deux niveaux proposés) : classes de conséquences potentielles liées aux nombreuses habitations et surtout à la présence de la RD 513. Entre les deux zones instables, dans l'axe du vallon, les conséquences potentielles sont bien évidement fortes en liaison avec la densité du bâti, les activités commerciales, de services et de loisirs du bourg de *Villerville* et de ces quartiers localisés au sud.

Une cartographie du risque peut être maintenant proposée en combinant la carte d'aléa et la carte des conséquences potentielles. En simplifiant, dans l'esprit des 'PPRs' qui doivent pouvoir permettre la bonne prise en compte et la gestion des risques sur un territoire, sans faire trop peser de contraintes '*majeures*' jugées inacceptables aux communes concernées, il nous semble raisonnable de proposer que le zonage du risque corresponde à celui de l'aléa. Ainsi, le degré d'aléa '*fort*' correspond au risque '*fort*', etc.

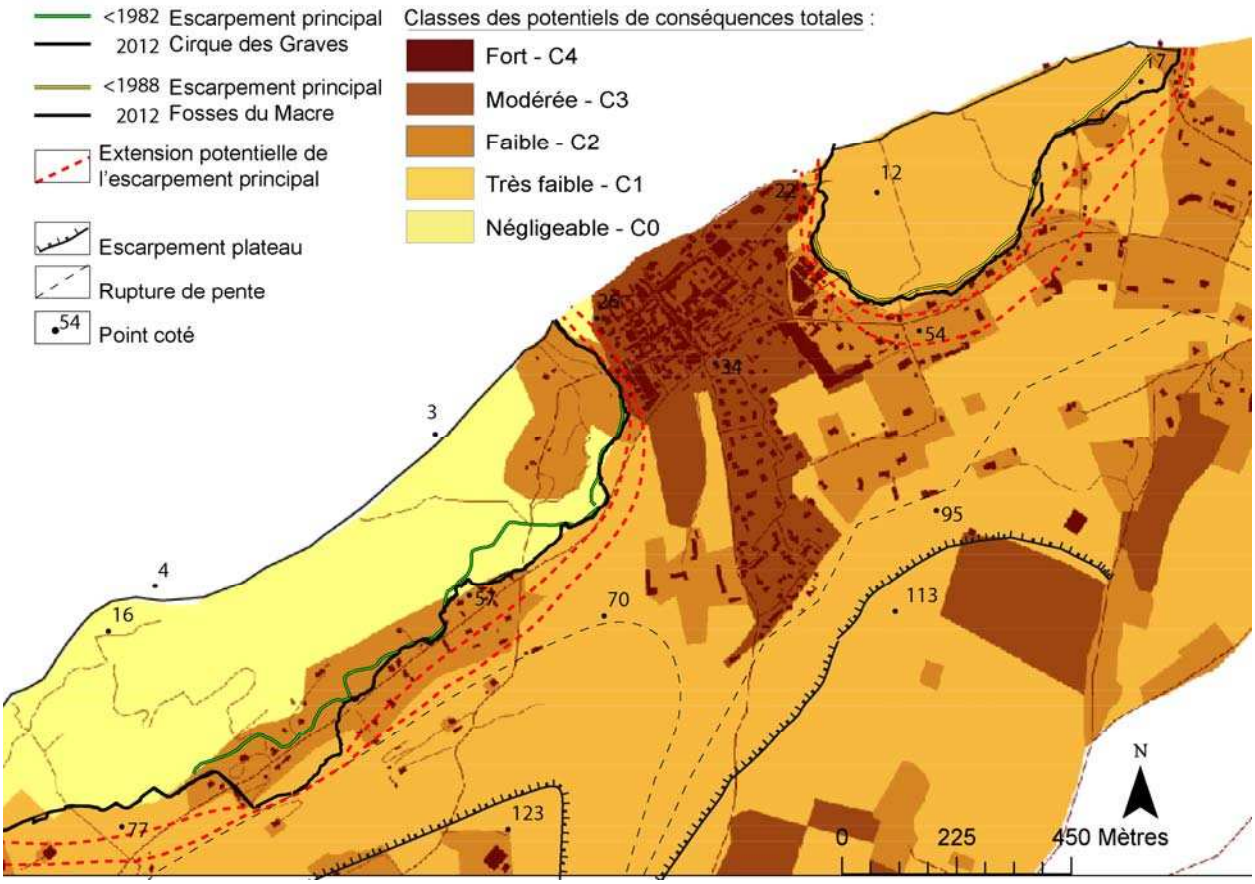


Figure 9-15. *Extrait des conséquences potentielles totales pour le versant autour du Cirque des Graves et des Fosses du Macre.*

Risque (R)	***Définition***
R3 : risque fort	*La menace sur les enjeux est élevée.* *La menace sur les personnes est forte à l'intérieur ou à l'extérieur des bâtiments, une destruction rapide des bâtiments est à attendre et une perturbation majeure des activités humaines est identifiée (par exemple, la destruction de la RD 513). Le principe est à l'interdiction de toute construction (zone inconstructible).*
R2 : risque modéré	*La menace sur les enjeux est modérée.* *La menace sur les personnes est forte à l'extérieur des bâtiments mais faible ou inexistante à l'intérieur, des dommages sérieux aux bâtiments sont à prendre en compte si le mode de construction n'est pas adapté, et une perturbation modérée des activités humaines est à attendre. Zone constructible avec prescriptions 'constructives' (fondations spéciales,…)*
R1 : risque faible	*La menace sur les enjeux est faible* *La menace sur les personnes est faible ou inexistante, mais de faibles dommages aux bâtiments et une perturbation mineure des activités humaines sont à attendre. Zone constructible avec prescriptions 'constructives' (par exemple, drainage, collecte des E, etc.)*
R0 : risque nul	*La menace sur les enjeux est nulle.* *Il n'existe aucune menace connue à l'échelle humaine, ou le niveau de menace est négligeable selon l'état des connaissances scientifiques actuelles.*

Tableau 9-3. *Classes de risque pour les 'grands' glissements' pour le versant autour du Cirque des Graves et des Fosses du Macre (d'après Malet et al., 2006).*

9.5. Conclusion du chapitre 9

De façon à travailler sur toutes les composantes fondamentales de l'équation du risque, qui sont les enjeux avec leur endommagement potentiel et l'aléa, nous nous sommes interrogés sur l'extension possible des glissements sur le *'long terme'*. Les connaissances de la morphostructure et les mesures réalisées lors des précédents événements permettent d'établir des scénarios de régularisation de l'escarpement principal. Les valeurs proposées sont comprises entre 50 et 100 m, jusqu'au pied du plateau comme proposé dans le cadre de la cartographie de d'aléa réalisée par le LRPC de Rouen.

Le plateau est actuellement considéré comme la limite amont extrême de l'extension des cirques, mais l'analyse des enjeux s'étend au delà de cette limite jusqu'à 400 m de son bord. La cartographie des potentiels de dommages proposée permet de visualiser l'importance des enjeux exposés, sans tenir compte de l'aléa. Il s'agit d'une méthode d'analyse semi-empirique permettant de s'affranchir de données chiffrées. Une valeur relative est attribuée à chaque élément exposé par conséquent cette méthode reste très subordonnée aux pondérations choisies par l'expert. La connaissance sur les dégâts passés liés aux événements précédents est donc une plus-value pour déterminer l'importance des enjeux actuels.

Les potentiels de conséquences totales proposés mettent en évidence un site où les potentiels de conséquences sont modérés mais où certains des plus importants sont localisés à proximité des zones instables, notamment les infrastructures de tourisme et logement, et la principale route qui permet le lien entre les différents villages et villes.

CONCLUSION GÉNÉRALE

Le travail de recherche présenté dans cette thèse porte sur l'étude de glissements de terrain complexes et sur leurs dynamiques. Ces glissements rotationnels-transrationnels côtiers se manifestent par une activité régulière, avec des déplacements saisonniers variant de quelques millimètres à quelques centimètres par an. Ces instabilités revêtent un caractère beaucoup plus spectaculaire lorsque les déplacements s'accélèrent brutalement sous l'action de facteurs de déclenchement divers et combinés. La complexité de ces phénomènes réside en partie dans leur fonctionnement hétérogène dans le temps et dans les processus qui les animent. Mais également du fait qu'ils se déclenchent dans des environnements littoraux, où les densités de populations et les activités économiques exposées sont importantes, et font de ces secteurs des zones à risque à fort enjeux socio-économiques.

Différentes recherches ont été réalisées depuis la *'réactivation'* des glissements du *'Cirque des Graves'* et des *'Fosses du Macre'* en janvier 1982. Les observations menées ont permis de mieux appréhender ces phénomènes et de les caractériser à partir des facteurs de prédisposition (structure interne, discontinuités…) et des facteurs de déclenchement (hydrologie souterraine, érosion du littoral…). Compte tenu des connaissances sur ces instabilités et des besoins actuels dans la prévention et la mitigation des risques liés aux mouvements de terrain, notre recherche accorde une grande importance à la morphologie et à la dynamique de ces glissements, de façon à mieux comprendre leurs fonctionnements. Pour cela, il était nécessaire d'adopter une démarche pluridisciplinaire appuyée sur différentes approches méthodologiques permettant d'évaluer l'aléa dans ces différentes composantes. Au début de cette thèse, les objectifs scientifiques fixés étaient les suivants :

- (1) définir les particularités morphologiques et morphométriques des versants instables et définir les différents matériaux qui les composent. Ces investigations avaient pour objectif de proposer un modèle morphostructural (facteurs de prédisposition) de ces glissements ;
- (2) définir les spécificités hydrologiques et hydrogéologiques du versant et caractériser les paramètres hydrodynamiques des corps aquifères qui composent ces glissements ;
- (3) mesurer la cinématique de versant en surface et en profondeur à partir d'un réseau de surveillance et mettre en évidence les variabilités spatiales et temporelles des déplacements actuels. Il était également question d'estimer les déplacements de versant, *à long terme* à partir de différents documents cartographiques, photographiques, etc…., afin de préciser leurs degrés d'*activité' ;*
- (4) comprendre et caractériser les relations entre les différents facteurs de contrôle et la cinématique du versant afin de préciser la dynamique de ces versants. On s'intéresse ainsi, aux relations entre les déplacements, les variations pluviométriques et les fluctuations de la nappe, pour permettre de déterminer des *seuils* de niveau de nappe ou de précipitation qui expliqueraient le déclenchement des instabilités brusques et saisonnières ;
- (5) évaluer les conséquences et la gestion du risque suite aux différentes crises d'accélération et évaluer le risque actuel à partir des conséquences potentielles et des scénarios d'extension des glissements.

Pour mener à bien ce travail à grande échelle (échelle locale) sur les deux glissements du *'Cirque des Graves'* et des '*Fosses du Macre'*, il paraissait indispensable d'engager une démarche pluridisciplinaire utilisant des approches et des outils géomatique, géomorphologique, géotechnique, géophysique, géologique, géomécanique ou encore hydrogéologique. Les techniques employées ont été nombreuses et variées. Elles ont permis de croiser différentes informations sur les différents paramètres qui entrent en jeu dans la stabilité des terrains. Une approche plus sociale liée à l'analyse du risque et impliquant d'autres méthodes d'investigations a également été nécessaire.

Ce travail s'est appuyé sur plusieurs projets de recherche, en particulier le projet ANR-RISKNAT SISCA, menés en collaboration avec l'Institut Physique de Globe de Strasbourg, le Bureau de Recherches Géologiques et Minière d'Orléans, le Laboratoire d'Hydrogéologie d'Avignon, ou encore L'Institut Français des Sciences et Technologies des Transports, de l'Aménagement et des Réseaux (IFSTTAR ex. LCPC).

Principaux résultats :

Les éléments de réponse et les résultats acquis durant cette thèse sont brièvement rappelés et discutés pour chacun des cinq objectifs initiaux à la thèse.

Objectif 1 : les grands traits morphologiques et morphométriques de chacun des sites. Les investigations géologiques, géotechniques, géophysiques et géomorphologiques ont permis de mettre en évidence :

- deux cirques dont l'extension, les dimensions et les caractéristiques sont très différentes. A l'ouest, le *Cirque des Graves* présente une **topographie très accidentée avec de nombreux 'gradins' successifs expliqués par la présence de nombreux panneaux de craie basculés** dont la taille varie avec un amincissement et un amenuisement d'amont en aval. Le glissement des *Fosses du Macre* présente une topographie '*moins accidentée'* et les panneaux de craie y sont moins nombreux. Le **modelé est en relation avec des formations superficielles** comme des dépôts de pente colluvionnés aux faciès sablo-limoneux avec fragments siliceux plus ou moins grossiers (type 'head') ou aux faciès plus limono-sableux ;
- deux cirques distants du talus limitant le plateau à l'amont. La limite amont du glissement du *Cirque des Graves* est située à moins de 100 m, alors que celle du glissement des *Fosses du Macre* en est beaucoup éloignée, et à plus de 400 m du plateau. Il y aurait donc '***moins*' de panneaux à l'est car le pied du versant, au droit des *Fosses du Macre*, est plus éloigné de la zone de '*production*' des panneaux** avec un moins grand nombre de panneaux détachés puis glissés au Quaternaire qui auraient atteint ce secteur ;
- les deux '*cirques instables'* sont situés de part et d'autre d'un vallon localisé au droit **d'une paléo-vallée comblée par des formations superficielles quaternaires** de type 'heads', sables fins et limons. Cette structure interne héritée doit demeurer à l'esprit, et être caractérisée d'un point de vue hydrologique. De même, ces connaissances de la structure interne de ces versants devraient permettre de mieux appréhender la cinématique et l'évolution à long et à court terme de ces secteurs instables, et d'en préciser les forçages.

Objectif 2 : Spécificités hydrologiques et hydrogéologiques du versant. Pour répondre à cet objectif, l'étude a été menée grâce à un dispositif de terrain composée de piézomètres, capteurs permanents, combinés à des prospections géophysiques, essais de pompages… le tout, permettant d'identifier et caractériser les réservoirs avec :

- une variabilité spatiale de la qualité chimique des eaux ainsi que l'importance du système hydro-climatique local sur le fonctionnement du système hydrogéologique du versant ;
- une eau qui circule dans des faciès variés et dont la **perméabilité est moyenne à faible** ;
- l'existence **d'une seule nappe** qui circule de façon **plus ou moins continue** dans les différentes couches aquifères aux perméabilités très variables.

Objectif 3 : la cinématique du versant en surface et en profondeur a été observée à '*moyen terme'* et '*long terme*' grâce, notamment, à des documents multi-échelles et multi sources, et à un réseau de repères et ainsi qu'à l'implantation de stations GPS permanentes. Il a été mis en évidence :

- la détection précise des phases d'augmentation progressive des déplacements (précurseurs des accélérations), puis les phases d'amortissement '*post crises'*, à '*court terme'*, mais à '*haute résolution temporelle'*, sur seulement trois années sur quelques points de mesure, grâce à l'installation de stations GPS permanentes et de sondes multi-capteurs à différentes profondeurs dans le corps du glissement, avec *;*
- l'instrumentation permanente est très efficace pour ce type de terrain car elle permet d'enregistrer des déplacements très '*faibles*' avec un *fluage quasi-continu* ou bien de distinguer une véritable phase de '*quasi-stabilité'* sur plusieurs mois ;
- ces glissements peuvent être considérés comme des glissements 'actifs' (qui connaissent des déplacements significatifs durant l'année) mais avec des déphasages temporels d'un point à l'autre du versant ;
- la *grande variabilité spatiale* de ces déplacements d'un secteur à l'autre du glissement en relation avec la morphologie et la structure interne du glissement et en particulier de l'existence des panneaux de craie qui structurent le glissement en différentes unités morphologiques ;
- les vitesses croissantes de l'amont vers l'aval s'organisent en bandes plus ou moins concentriques au dessus du '*noyau médian'* qui correspondent au secteur affecté par les glissements superficiels et les coulées boueuses ;
- *le versant était instable avec probablement des déplacements lents et continus dans le temps* sur le '*long term*e' entre 1808 et 1982. Les probables petits réajustements, sans grande accélération brutale, ont permis aux habitants qui se sont progressivement installés de s'accommoder de cette instabilité '*permanente*', typique de glissements dits '*actifs'*.

Objectif 4 : comprendre et caractériser les relations entre les différents facteurs de contrôle et la cinématique du versant. La dynamique du glissement est analysée en rapport avec les variations pluviométriques et les fluctuations de la nappe :

- le contexte de la recherche est marqué par la faiblesse des niveaux de nappe actuels et qui ne cessent de diminuer depuis 2008 ;
- à partir d'observations piézométriques journalières sur le versant, un délai de réponse de la nappe aux précipitations efficaces, **entre 2 et 5 jours** a pu être démontré ;
- les mesures ont été réalisées en période d'activité '*calme'* des glissements mais plusieurs **accélérations** ont été mesurées au cours de la **période de recharge de la nappe** ;
- un déphasage de un à quatre jours a pu être observé entre l'élévation de la nappe en amont et l'accélération du glissement ;
- il suffit que le niveau de la nappe augmente d'un mètre au dessus de son niveau annuel moyen, pour qu'une accélération centimétrique se produise ;
- pas assez d'événements significatif ont été enregistrées, localement sur le glissement, pour pouvoir déjà déterminer des *'seuils'* de déclenchement ;
- par contre, pour un système d'alerte, sur la base des enregistrements piézométriques du puits de *Danestal* localisé sur le plateau, en première approximation, un *niveau de nappe se rapprochant vers 11 m de profondeur* pourrait constituer un niveau de pré-alerte.

Objectif 5 : Évaluer les conséquences et la gestion suite aux différentes crises d'accélération et évaluer le risque actuel à partir des conséquences potentielles et des scénarios d'extension du glissement. Les résultats ont été obtenus grâce à l'exploitation d'archives, à des entretiens avec différents acteurs, grâce à des questionnaires réalisés auprès des habitants et grâce à des levés de terrain :

- l'utilisation de documents de natures et de sources variés, ainsi que plusieurs témoignages ont permis de mettre en évidence l'importance des dommages physiques, structurels, sur le fonctionnement économique et social des deux communes de *Villerville* et de *Cricqueboeuf* ;
- la rétrospective des événements et des prises de décision depuis la crise de janvier 1982, montre en quoi la gestion d'une zone sinistrée, après plusieurs '*catastrophes*' (ou crises), est complexe et met en évidence l'importance et le besoin d'une *gestion intégrée*, c'est-à-dire qui doit tenir compte des

interrelations et des interdépendances entre les différents risques, les différents besoins sociétaux et les différents acteurs ;

- les connaissances de la morphostructure et les reculs observés lors des précédents événements majeurs permettent d'établir des scénarios de recul et de régularisation du tracé de l'escarpement principal. Au regard des incertitudes sur *l'état de fracturation et la compétence de ces grands panneaux de craie*, les valeurs proposées sont comprises entre 60 et 120 m, en arrière de l'escarpement principal ;
- les potentiels de conséquences totales proposés mettent en évidence un site où les potentiels de conséquences sont modérés mais où certains des plus importants sont localisés à proximité des zones instables, notamment les infrastructures de tourisme et de logement, et la principale route qui permet le lien entre les différents villages et villes le long du versant.

Discussion des résultats et perspectives :

Les résultats obtenus au cours de ces travaux de recherche ont permis de mettre l'accent sur les différents éléments du risque allant de l'aléa, aux conséquences potentielles, en passant par la gestion de crise… Cette étude a largement permis d'approfondir des connaissances de la morphostructure des glissements et de leurs dynamiques, en soulignant la nécessité, pour ce type d'événement, de travailler avec une instrumentation de terrain à *haute précision*, et à *haute résolution temporelle*, et l'instrumentation *en 'continu' in-situ*, mise en place durant cette thèse permet de répondre à ces contraintes. Aussi il faudra attendre encore *'quelques années d'enregistrement'* pour préciser des *seuils de déclenchement* car les quelques événements enregistrés, en période d'activité *'calme'*, sont encore trop peu nombreux. Aussi, malgré le large champ de prospection mis en œuvre pendant ces travaux de recherches, plusieurs aspects n'ont pu être approfondis et constituent donc des pistes et perspectives de recherche :

- les différentes données morphostructurales, cinématiques physiques, géomécaniques, hydro-climatiques et hydro-dynamiques vont permettre d'engager des modélisations à l'aide de modèles hydrologiques spatialisés à base physique, couplés à des modèles de déformation. Cela permettra de mieux estimer le rôle respectif de chacun des facteurs de contrôle (forçage) et de vérifier différents scénarios d'évolution ;

- étant donné le champ d'action de cette étude nous avons fait le choix de nous focaliser sur les facteurs de déclenchement d'origine continentale. Il s'agirait maintenant de s'attarder d'avantage sur les processus marins qui peuvent rentrer en compte dans la dynamique des glissements. Il faudrait préciser : l'influence des modifications des fonds de l'estuaire liées aux travaux de PORT 2000 (ayant un impact sur la houle et les courants), l'équilibre entre les périodes d'accrétion (alimentation des sommets de plage par des matériaux glissés et/ou éboulés) et d'érosion, le colmatage naturel de l'estuaire de la *Seine*, l'élévation du niveau moyen de la mer au cours des cent prochaines années, la fréquence et l'intensité plus fortes des tempêtes et des phénomènes climatiques exceptionnels, etc. ;

- les différentes prospections ont permis de confirmer l'existence d'une paléo-vallée entre les deux *Cirque des Graves* et *Fosses du Macre*. Il s'agirait maintenant de mieux préciser les limites latérales à l'aide de quelques sondages complémentaires, et son prolongement en mer, en scrutant les *'petits fonds'* proches par une prospection bathymétrique à haute résolution spatiale à l'aide d'un sondeur multi-faisceaux par exemple ;

- il serait aussi nécessaire d'élargir le champ d'action en instrumentant le site des *Fosses du Macre* de façon à pouvoir mieux comparer le comportement des deux glissements proches, tant du point de vue cinématique qu'hydrologique ;

- enfin, cette instrumentation pourrait également être utilisée pour les autres cirques à proximité de *Trouville-sur-Mer*, notamment au glissement du *Chant des oiseaux* qui menace de nombreux éléments exposés.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

A

AFNOR, 2002, Qualité du sol, Détermination de la conductivité hydraulique de matériaux poreux saturés à l'aide d'un perméamètre à paroi rigide indice de classement : X31-564PR.

ALBINET, V., 2001, Recul des falaises et alimentation de l'estran en sédiments : essai d'évaluation volumétrique pour la côte de la Bernerie et des Moutiers-en-Retz, Loire Atlantique. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 7, 1, p. 41-46.

ALEOTTI, P., 2004, A warning system for rainfall-induced shallow failures, *Engineering Geology*, 73, 3–4,. 247–265

ALEXANDER, D.E, 2005, Vulnerability to Landslides, *in* Glade T, Anderson, M.G., and Crozier, M.J. *Landslide hazard and risk.* John Wiley and Sons. Eds., p. 175-198.

ALLAIN, S., 2009, *Approche sociologique de la problématique des inondations dans l'estuaire de la Seine.* Rapport d'étude du Groupe d'Intérêt Public Seine-Aval, 46 p.

AMATRUDA, G., 2004, A key approach : the IMIRILAND project method, *in* Bonnard, Ch, Forlati, F, Scavia, C, Identification & mitigation of large landslide risks in Europe : Advances & risk assessment. IMIRILAND Project. A.A. Balkema Publisher. 336 p.

AMBROISE, B., 1998, Genèse des débits dans les petits bassins versants ruraux en milieu tempéré : 1-processus et facteurs. *Revue des Sciences de l'Eau*, 11, 4, p. 471-495.

AMIDU, S.A., DUNBAR, J.A., 2007, Geoelectric studies of seasonal wetting and drying of a Texas vertisol. *Vadose Zone Journal*, 6, 3, p. 511-523.

ANGELI, M.C., PASUTO, A., SILVANO, S., 1999, Towards the definition of slope instability behaviour in the Alverà mudslide Cortina d'Ampezzo, Italy. *Geomorphology*, 30, p. 201-211.

ANGELI, M.C., PASUTO, A., SILVANO, S., 2000, A critical review of landslide monitoring experiences. *Engineering Geology*, 55, p. 133-147.

ANGELI, M.G., GASPARETTO, P., BROMHEAD, E., 2004, Strength-regain mechanisms in intermittently moving slides, *in Landslides evaluation & stabilization,* Proceding 9th International Symposium on Landslides, Rio de Janeiro, 1, Taylor and Francis, London, p. 689-696.

ANTOINE, P., GIRAUD, A., MONJUVENT, G., 1981, Les Argiles litées du Trièves; conditions de glissements et exemples de propriétés géotechniques. *Bulletin Société Géologique de France,* 23, 2, p. 117-127.

ARBONNIER, G., 2004, Atlas hydrogéologique de l'Eure, volet cartographie de l'aquifère de la craie. BRGM/RD, 52989FR, 88 p.

ARNHARDT, C., ASCH, K., AZZAM, R., BILL, R., FERNANDEZ-STEEGER, T.M., HOMFELD, S.D., KALLASH, A., NIEMEYER, F., RITTER, H., TOLOCZYKI, M., WALTER, K., 2007, Sensor based Landslide Early Warning System – SLEWS Development of a geoservice infrastructure as basis for early warning systems for landslides by integration of real-time sensors. GEOTECHNOLOGIEN Science Report. Early Warning Systems in Earth Management, Kick-Off-Meeting 10 October 2007, Technical University Karlsruhe, p. 75 – 88.

AVEN, T., 2011, On risk governance deficits. *Safety Science* 49, 6, p. 912-919.

AYALEW, L., HIROMITSU, Y., HIDEAKI, M., TAKAMI, K., 2005, Landslides in Sado Island of Japan : Part I. Case studies, monitoring techniques and environmental considerations. *Engineering Geology*, 81, p. 419-431.

B

BAHOKEN, F., GUILLANDE, R., 2004, *Prise en compte du risque d'inondation et préparation de crise par les PME-PMI situées en zone inondable : difficultés, conditions de sensibilisation avant mise en œuvre d'une approche généralisable.* Programme Évaluation et Prise en compte des Risques naturels et technologiques majeurs EPR2000, Bagneux, Géosciences Consultants, Rapport final, 106 p.

BAIZE, D., 1988, *Guide des analyses courantes en pédologie.* Rapport INRA, Institut National de la Recherche Agronomique, 172 p.

BALDI, P., CENNI, N., FABRIS, M., ZANUTTA, A., 2008, Kinematics of a landslide derived from archival photogrammetry and GPS data. *Geomorphology*, 102, p. 534-444.

BALLAIS, J.L., MAQUAIRE, O., BALLAIS, H., 1984, Esquisse d'une histoire des mouvements de terrain dans le Calvados depuis 2 siècles, *in* Actes du Colloque " Mouvements de terrain ", Documents du BRGM, 83, Eds. BRGM, Orléans, p. 476-483.

BANTON, O., BANGOY, M.L., 1997, *Hydrogéologie : multiscience environnementale des eaux souterraines*. Presses de l'Université du Québec, AUPELF, 460 p.

BARRY, R.G., 1981, *Mountain, weather and climate*. Methuen, London, 313 p.

BASILE, A., MELEA, G., TERRIBILEB, F., 2003, Soil hydraulic behaviour of a selected benchmark soil involved in the landslide of Sarno 1998. *Geoderma*, 117, p. 331–346.

BICHLER, A., BOBROWSKY, P., BEST, M., DOUMA, M., HUNTER, J., CALVERT, T., BURNS, R., 2004, Three-dimensional mapping of a landslide using a multi-geophysical approach : the Quesnel Forks landslide, *Landslides*, 1, 1, p. 29-40.

BIEVRE, G., 2010, *Caractérisation de versants argileux instables dans des conditions hydrogéologiques hétérogènes. Approche géophysique*. Thèse de Doctorat, Université Joseph-Fourier, Grenoble, 209 p.

BIGOT, A., 1942, La Basse-Normandie, Esquisse géologique et géomorphologique, Caen, 125 p.

BITTELLI, M., VALENTINO, R., SALVATORELLI, F., ROSSI PISA, P., 2012, Monitoring soil-water and displacement conditions leading to landslide occurrence in partially saturated clays. *Geomorphology*, 173-174, p. 161-173.

BOGAARD, T.A., ANTOINE, P., DESVARREUX, P., GIRAUD, A., VAN ASCH, T.W.J., 2000, The slope movements within the Mondorès graben (Drôme, France) ; the interaction between geology, hydrology and typology. *Engineering geology*, 55, 4, p. 297-312.

BOGAARD, T.A., 2001, *Analysis of hydrological processes in unstable clayey slopes*, Thèse de Doctorat, Netherlands Geographical Studies, Université d'Utrecht, 191 p.

BOGAARD, T.A., VAN ASCH, T.W.J., 2002, The role of the soil moisture balance in the unsaturated zone on movement and stability of the Beline landslide, France. *Earth Surface Processes and Landforms,* vol. 27, 11, p. 1 177–1 188.

BOGAARD, T.A., BUMA, J.T., KLAWER, C.J.M., 2004, Testing the potential of geochemical techniques for identifying hydrological systems within landslides in partly weathered marls. *Geomorphology*, 58, 1-4, p. 323-338.

BOGAART, P.W., TUCKER, G.E, DE VRIES, J.J., 2003, Channel network morphology and sediment dynamics under alternating periglacial and temperate regimes: a numerical simulation study. *Geomorphology*, 54, 3-4, p. 257-277.

BOGOSLOVSKY, V.A., et, OGILVY, A.A., 1977, Geophysical methods for the investigation of landslides. *Geophysics*, 42, 3, p. 562-115.

BONIN, O., ROUSSEAUX, F., 2005, Digital Terrain Model Computation from Contour Lines : How to Derive Quality Information from Artifact Analysis. *GeoInformatica,* 9-3, p. 253–268.

BONNARD, C., NOVERRAZ, F., PARRIAUX, A., 1987, Origin of groundwater likely to affect a large landslide, *in* European conference on soil mechanics and foundation engineering, 9, p. 389-392.

BONNARD, C., 2004, The meaning of risk assessment related to large landslide, *in* Bonnard, C., F. Forlati, C. Scavia, and Fifth Framework Programme (European Commission), *Identification and mitigation of large landslide risks in Europe : advances in risk assessment*. A.A.Balkema Publisher, p. 7-13.

BONNARD, C., 2006, Évaluation et prédiction des mouvements des grands phénomènes d'instabilité de pente. *Bulletin für angewandte Geologie*, 11, 2, p. 89-100.

BONOMI, T., CAVALLIN, A., 1999, Three-dimensional hydrogeological modeling application to the Alverà mudslide Cortina d'Ampezzo, Italy. *Geomorphology*, 30, 1-2, p. 189-199.

BOURNERIAS, M., POMEROL, C., TURQUIER, Y., 1984, *Guide naturaliste des côtes de la France : La Manche du Havre à Avranches, Basse-Normandie*, Delachaux et Niestlé, 264 p.

BOUWER, H., RICE, R.C., 1976, A Slug Test for determining hydraulic conductivity of Unconfined Aquifers with completely of partially penetrating wells. *Water Ressources Research*, 12, 3, p. 423-428.

BOUWER, H., 1989, The Bouwer and Rice Slug Test-An Update. *Ground Water*, 27, 3, p. 304-309.

BOZZANO, F., MAZZANTI, P., PRESTININZI, A., SCARASCIA-MUGNOZZA, G., 2010, Research and development of advanced technologies for landslide hazard analysis in Italy, *Landslides*, 7, 3, p. 381-385.

BROMHEAD, E.N., CURTIS R.D, SCHOFIELD, W., 1988, Observation and adjustement of geodeteic survey network of measurement of landslide movement. Proceeding of the 5th Symposium on Landslides, Lausanne, 1, A.A.Balkema Publisher, Rotterdam, p. 383–386.

BROMHEAD, E.N., HOPPER, A.C., IBSEN, M.L., 1998, Landslides in the Lower Greensand escarpment in south Kent. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 57, p. 131-144.

BRÜCKL, E., BRUNNER, F.K., KRAUS, K., 2006, Kinematics of a deep-seated landslide derived from photogrammetric GPS and geophysical data. *Engineering Geology*, 88, p. 149-159.

BRUNNER, F., MACHEINER, K., WOSCHITZ, H., 2007, Monitoring of deep-seated mass movements. Proceeding of the 3rd International Conference on Structural Health Monitoring of Intelligent Infrastructure Vancouver, British Columbia, Canada.

BRUNSDEN, D., IBSEN, M.L., 1993, *The nature of European archive of historical landslide data, with specific reference to the United Kingdom, Temporal occurrence and forecasting of landslides in European community,* Contract EPOCH n° 90 0025 DTEE, Final report, p. 241-258.

BRUNSDEN, D., 1999, Some geomorphological considerations for the future development of landslide models. *Geomorphology*, 30, 1-2, p. 13-24.

C

CAINE, N., 1980, The rainfall intensity: duration control of shallow landslides and debris flows, *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, Vol. 62, 1/2, p. 23-27.

CANTAT, O., BRUNET, L., 2001, Discontinuité géographique et particularités climatiques en Basse-Normandie. *Annales de Géographie,* 110, 622, p. 579-596.

CAPPA, F., GUGLIELMI, Y., SOUKATCHOFF, V.M., MUDRY, J., BERTRAND, C , CHARMOILLE, A., 2004, Hydromechanical modeling of a large moving rock slope inferred from slope levelling coupled to spring long-term hydrochemical monitoring : example of the La Clapière landslide (Southern Alps, France). *Journal of Hydrology*, 291, p. 67-90.

CARIS, J., VAN ASCH, T.W.J., 1991, Geophysical, geotechnical and hydrological investigations of a small landslide in the French Alps. *Engineering Geology*, 31, 3-4, p. 249-276.

CARRARA, A., CARDINALI, M., GUZZETTI, F., REICHENBACH, P., 1995, GIS technology in mapping landslide hazard. *Geographical Information Systems in Assessing Natural Hazards*, Carrara A., Guzzetti F., Eds., Kluwer Academic Publisher, Dordrecht, The Netherlands, p. 135–175.

CARRARA, A., BITELLI, G., CARLA, R., 1997, Comparison of techniques for generating digital terrain models from contour lines. *International Journal of Geographical Information Science*, 11, 5, p. 451- 473.

CASCINI, L., CUOMO, S., DELLA SALA, M., 2011, Spatial and temporal occurrence of rainfall-induced shallow landslides of slow type : A case of Sarno-Quindici, Italy, *Geomorphology,* 126, p. 148-158.

CASSON, B., 2002, *Apports de l'imagerie optique haute résolution pour l'étude 3D des glissements de terrain*, Thèse de Doctorat, Université de Lyon 1, 281 p.

CASTANY, G., 1982, *Principes et méthodes de l'hydrogéologie*. Dunod Université, 238 p.

CASTELLANOS ABELLA, E.A.C., et, VAN WESTEN, C.J., 2007, Generation of a landslide risk index map for Cuba using spatial multi-criteria evaluation. *Landslides*, 44, p. 311-325.

CHAMBERS, J.E., WILKINSON, P.B., KURAS, O., FORD, J.R., GUNN, D.A. , MELDRUM, P.I., PENNINGTON, C.V.L., WELLER, A.L., HOBBS, P.R.N., OGILVY, R.D., 2011, Three-dimensional geophysical anatomy of an active landslide in Lias Groupmudrocks, Cleveland Basin, UK. *Geomorphology,* 127, p. 472-484.

CHAMPETIER DE RIBES, G., 1987, La cartographie des mouvements de terrain - Des ZERMOS aux PER. *Bulletin de Liaison des Laboratoires des Ponts et Chaussées*, 150-151, p. 9-19.

CHANDLER, J.H., COOPER, M., 1988a, Monitoring the development of landslides using archival photography and analytical photogrammetry. *Land Miner Surveying Royal*, Institution of Chartered Surveyors, 6, p. 576–584.

CHANDLER, J.H., COOPER, M., 1988b, The extraction of positional data from historical photographs and their application in geomorphology. *Photogrammetric Record,* 13, 73, p. 69–78.

CHANDLER, J.H., MOORE, R., 1989, Analytical photogrammetry : a method for monitoring slope instability. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrology*, 22, p. 97-110.

CHAPELLIER, D., 2000, Prospection électrique de surface, Les Cours online de géophysique de l'Université de Lausanne, IFP, Suisse, disponible sur : http://wwwig.unil.ch/cours/, page consultée en mars 2009

CHAPUIS, R.P., 1999, *Guide sur les essais de pompage et leurs interprétations.* Rapport Ministère de l'Environnement du Québec, broché, 164 p.

CHARLIER, C., DECROP, G., 1997, *De l'expertise scientifique au risque négocié : le cas du risque en montagne*. Éditions du CEMAGREF, Antony, 101 p.

CHEGARAY, J., 1992, *L'étonnante histoire de Villerville: des origines à 1945,* Presses de Lettr'im Caen, 351 p.

CHEN, R.F., CHANG, K.J., ANGELIER, J., CHAN, Y.C., DEFFONTAINES, B., LEE, C.T., LIN, M.L., 2006, Topographical changes revealed by high-resolution airborne LIDAR next term data : The 1999 Tsaoling landslide induced by the ChiChi earthquake. *Engineering Geology*, 88, p. 160-172.

CLET, M., COUTARD, J.P., LAUTRIDOU, J.P., LEBRET, P., OZOUF J.C., VAN VLIET-LANOË B., 1986, Les oscillations climatiques en Normandie entre 125 000 BP et le maximum glaciaire. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire*, 1-2, 23, p. 105-106.

CLIQUE, P.M., LEPETIT, J.P., 1986, *Catalogue Sédimentologique des Côtes Françaises : Côtes de la mer du Nord et de la Manche*, Eyrolles Éds, Paris, 406 p.

CLOTHIER, B.E., SMETTEN, K.R.J., 1990, Combining laboratory and filed measurements to define the hydraulic properties of soil. *Soil Science Society of America Journal,* 54, p. 299-304.

COE, J.A., ELLIS, W.L., GODT, J.W., SAVAGE, W.Z., MICHAEL, J.A., KIBLER, J.D., POWERS, P.S., LIDKE, D.J., DEBRAY, S., 2003, Seasonal movement of the Slumgullion landslide determined from Global Positioning System surveys and instrumentation, July 1998–March 2002. *Engineering Geology,* 68, p. 67-101.

COLANGELO, G., LAPENNA, V., PERRONE, A., PISCITELLI, S., TELESCA, L., 2006, 2D Self-Potential tomographies for studying groundwater flows in the Varco d'Izzo landslide Basilicata, southern Italy. *Engineering Geology*, 88, 3-4, p. 274-286.

COLLISON, A.J.C., ANDERSON, M.G., 1996, Using a combined slope hydrology/stability model to identify suitable conditions for landslide prevention by vegetation in the humid tropics. *Earth surface processes and landforms,* 21, 8, p. 737-747.

COMPAGNON, F., GUGLIELMI, Y., MUDRY, J., FOLLACCI, J.P., IVALDI, J.P., 1997, Approche chimique et isotopique de l'origine des eaux en transit dans un grand mouvement de terrain : Exemple du glissement de La Clapière, Alpes-Maritimes, France. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Séries IIA - Earth and Planetary Science,* 325, 8, p. 565-570.

COOPER, H.H., BREDEHOEFT, J.D., PAPADOPULOS, I.S., 1967, Response of a finite-diameter well to an instantaneous charge of water. *Water Resources Research,* 3, 1, p. 263-269.

COOPER, M.R., 2000, Presentation of Monitoring Data for Unstable Slopes, *in* Bromhead, E., Dixon N., Ibsen M.L., Eds, *Landslide in Reasearch, Theory and Practice. Proc. 8th Int. Symp. On landslides*, 2, Cardiff, Thomas Telford, London, p. 311-316.

COROMINAS, J., MOYA, J., LEDESMA, A., RIUS, J., GILI, J.A., LLORET, A., 1999, Monitoring of the Vallcebre landslide, Eastern Pyrenees, Spain. *Slope Stability Engineering,*

COROMINAS, J., MOYA, J., LLORET, A., GILI, J.A., ANGELI, M.G., PASUTO, A., SILVANO, S., 2000, Measurement of landslide displacements using a wire extensometer. *Engineering Geology,* 55, p. 149-166.

COROMINAS, J., MOYA, J., 2008, A review of assessing landslide frequency for hazard zoning purposes. *Engineering Geology*, 102, p. 193-213.

CORSINI, A., PASUTO, A., SOLDATI, M., ZANNOMI, A., 2005, Field monitoring of the Corvara landslide Dolomites Italy and its relevance for hazard assessment. *Geomorphology,* 66, p. 149-165.

COSTA, S., 1997, *Dynamique littorale et risques naturels : L'impact des aménagements, des variations du niveau marin et des modifications climatiques entre la baie de Seine et la baie de Somme*. Thèse de doctorat, Université de Paris I, 376 p.

CROSTA, G., 1998, Regionalization of rainfall threshold : An aid to landslide hazard evaluation. *Environmental Geology,* 35, 3-2, p. 131-144.

CROZIER, M.J., 1984, Field assessment of slope instability, *in* Brunsden D. and Prior D.B. Eds. *Slope Instability*, John Wiley and Sons, New York, p. 103-142.

CROZIER, M.J., 1986, *Landslides : Causes, Consequences and Environment,* Croom Helm Eds., London and Dover, N.H., 352 p.

CROZIER, M.J., GLADE, T., 2005, Landslide hazard and risk: issues, concepts and approach, *in* Glade, T, Anderson, M.G. and, Crozier, M.J. *Landslide hazard and risk*. John Wiley and Sons. eds, p. 1-40.

CRUDEN, D.M., VARNES, D.J., 1996, Landslide types and processes, *in* Turner A.K., Shuster R.L. Eds. *Landslides : Investigation and Mitigation*. Transportation Research Board – National Research Council, Special Report 247, National Academy Press, New-York, p. 36-75.

CRUDEN., D.M., FELL, R., 1997a, Fatal landslides and Landslides Risk in Canada. Landslide Risk Assessment, A.A.Balkema Publisher, Rotterdam, 371 p.

CRUDEN, D.M., FELL, R, 1997b, International Union of Geological Sciences. Working Group on Landslides. Landslide Risk Assessment : Proceedings of the International Workshop on Landslide Risk Assessment, Honolulu, Hawaii, USA, 19-21 February 1997, A.A.Balkema Publisher, Rotterdam, 371 p.

D

DAI, F.C., LEE, C.F., NGAI, Y.Y., 2002, Landslide risk assessment and management: an overview. *Engineering Geology*. 64, 1, p. 65-87.

DANGEARD, L., 1938, *Glissements d'Hennequeville*, Rapport géologique, 8 p.

DANGEARD, L., 1951, *La Normandie. Géologie Régionale de la France.* Paris, Hermann, 214 p.

DAUPHINE, A., 2003, *Risques et catastrophes*, Paris, Armand Colin, 288 p.

DAUPHINE, A., 2004, Réflexions préliminaires sur les vulnérabilités analytiques et synthétiques, *in* Veyret, Y., Garry, G. et Meschinet de Richemond, N. (dir.). *Risques naturels et aménagement en Europe*, Armand Colin, Paris, p. 68-71.

DAVIS, J.C., 1986, *Statistics and Data Analysis in Geology*. John Willey & Sons Eds, New-York, 638 p.

DEBELMAS, G., MASCLE, G., BASILE, C., 2008, *Les grandes structures géologique.* Éds Dunod, 5ème édition, Collection Science de la Terre, Paris, 322 p.

DEBELMAS, J., 1991, *Les grandes structures géologiques*. Éditions Dunod, Collection Sciences de la Nature, 236 p.

DEBOUDT, P., 2010, Vers la mise en œuvre d'une action collective pour gérer les risques naturels littoraux en France métropolitaine. *Cybergeo Espace, Société, Territoire,* 491, 21 p.

DELCAILLAU, B., OZOUF, J.C., MASIEE, D., LAVILLE, E., COUTARD, J.P., 1998, Évolution géomorphologique d'un bassin versant côtier : l'exemple de la Touques, Basse-Normandie, *Académie des Science,* Science de la terre et des planètes, 326, p. 609-615.

DELACOURT, C., ALLEMAND, P., BERTHIER, E., RAUCOULES, D., CASSON, B., GRANDJEAN, P., PAMBRUN, C., VAREL, E., 2007, Remote-sensing techniques for analysing landslide kinematics : a review. *Bulletin de la Société Geologique de France*, 178, 2, p. 89-100.

DELMONACO, G., MARGOTTINI, C., 2004, Meteorological factors influencing slope stability, *in* R. Casale et C. Margottini Eds. *Natural Disasters and sustainable development*, Springer Verlag, chap. 3, p 19-35.

DE MONTETY, V., MARC, V., EMBLANCH, C., MALET, J.P., BERTRAND, C., MAQUAIRE, O., BOGAARD, T.A., 2007, Identifying the origin of groundwater and flow processes in complex landslides affecting black marls: insights from a hydrochemical survey. *Earth Surface Processes and Landforms,* 32, 1, p. 32-48.

DEMOULIN, A., GLADE, T., 2004, Recent landslide activity in Manaihan Belgium. *Landslides*, 1, p. 305–310.

DEPREZ, A., 2010, *Caractérisation de la cinématique de glissements de terrain par mesure GPS en continu et modélisation mécanique. Application aux sites de La Valette et de Villerville*, Mémoire de Master 2, École et Observatoire des Sciences de la Terre, Université de Strasbourg, 44 p.

DÉPREZ, A., MALET, J.P., MASSON, F. ULRICH, P., 2010, Continuous monitoring and near-real time processing of GPS observations for landslide analysis: a methodological framework. *Engineering Geology*, 16 p. *submitted*.

DEVI MAHARJAN, L., 2011, *A hydrological analysis of the Villerville landslide*, Rapport de stage, UNESCO-IHE, Institute for Water Education, Delft, the Netherlands, 90 p.

DIKAU, R., BRUNSDEN, D., SCHROTT, L., IBSEN, M.L., 1996, *Landslide recognition : identification, movement, and clauses*. Wiley, Chichester, 251 p.

DIXON, T.H., 1991, An introduction to the global positioning system and some geological application. *Reviews of Geophysics*, 29, 2, p. 249-276.

DORE, F.,JUIGNET, P., LARSONNEUR, C., PAREYN, C., RIOULT, M., 1987, *Guides géologiques régionaux : Normandie-Maine,*2ème Édition, 216 p.

DORE, F., PAREYN, C., LARSONNEUR, C., RIOULT, M., JUIGNET, P., 2006, *Guide géologique Normandie Maine*, Éds. Dunod, collection Guides géologiques régionaux, Paris, 216 p.

DORNBUSCH, U., ROBINSON, D., MOSES, C., WILLIAMS, R.B.G., 2006a, Chalk coast erosion and its contribution to the shingle budget in East Sussex. *Geomorphology,* Supplement vol. 144, p. 215–230.

DORNBUSCH, U., ROBINSON, D., MOSES, C., WILLIAMS, R.B.G., COSTA, S., 2006b, Retreat of Chalk cliffs in the eastern English Channel during the last century. *Journal of Maps*, p. 71–78.

DOUVINET, J., 2008, *Les Bassins versants sensibles aux "crues rapides" dans le Bassin Parisien, Analyse de la structure et de la dynamique de systèmes spatiaux complexes*, Thèse de Doctorat, Université de Caen Basse-Normandie, 381 p.

DUBOSC, G., 1923, *Par ci, par là : études normandes de moeurs et d'histoire*, Rouen, H. Defontaine, 179 p.

DUGUE, O., RIOULT, M., 1987, Renversement majeur dans la dynamique sédimentaire de la bordure occidentale du Bassin anglo-parisien au jurassique supérieur : « son enregistrement dans le calcaire gréseux de Hennequeville » Normandie, France, C.R., Académie des Sciences, Paris, 304, 8, p. 365-370.

DUPONT, N., PLANCHON, O., CADOR, J.M., DELAHAYE, D., DOUVINET, J., 2008, Types de circulations atmosphériques et de crises hydrologiques dans le nord-ouest de la France, Approches croisées des risques liés au climat. *In Climat et risques : changements d'approches,* Collection Sciences du Risque et du Danger, direction Lamarre Denis, p. 63-92

DUTI, Détection et utilisation des terrains instables – EPFL, École Polytechnique Fédérale de Lausanne, 1985, Les travaux de mensuration en terrain instable, Rapport sectoriel, Projet d'École, 27 p.

DUTI, Détection et utilisation des terrains instables – EPFL, École Polytechnique Fédérale de Lausanne, 1986, Rapport final sur le glissement de La Frasse, Projet d'École – DUTI Détection et utilisation des terrains instables, 229 p.

DUVAL, J.A., 1951, *Géographie physique du Pays d'Auge.* Éds. Syndicat général des agriculteurs du pays d'Auge, imprimerie E. Morière, Lisieux, 93 p.

E

EL-FIKY, S.G., KATO, T., OWARE, E., 1999, Crustal deformation and interplate coupling in the Shikoku district, Japan, as seen from continuous GPS observation. *Tectonophysics*, 314, p. 387-399.

ELHAÏ, H., 1963, *La Normandie occidentale entre la Seine et le Golfe Normand-Breton, Étude géomorphologique*. Thèse d'État, Université de Paris, Imprimerie Bière, Bordeaux, 581 p.

ELHAÏ, H., LARSONNEUR C., 1969, Dépôts tardiglaciaires et postglaciaires sur la côte du Calvados. *Bulletin de l'association française pour l'étude du Quaternaire*, 2, p. 93-104.

EQUILBEY, E., NORMAND, M., SCHOMBURGK, S., 2004, *Atlas hydrogéologique numérique de l'Eure, Volet bilan quantitatif de l'aquifère de la craie.* Rapport d'étude BRGM/RP-52988-FR, 148 p.

F

FALL, M., AZZAM, R., NOUBACTEP, C., 2006, A multi-method approach to study the stability of natural slopes and landslide susceptibility mapping. *Engineering Geology*, 82, p. 241– 263.

FELL, R.,Stabilisation of soil and rock slopes – state of art. *North East Asia Symp. and Field Workshop on Landslides and Debris Flows,* Seoul, July 11-16.

FELL, R., HUNGR, O., LEROUEIL, S., RIEMER, W., 2000, Keynote lecture, Geotechnical engineering of the stability of natural slopes, and cuts and fills in soil. *Geotechnical Engineering*, 1, Technomic, Lancaster, p. 21-120.

FELL, R., COROMINAS, J., BONNARD, C., CASCINI, L., LEROI, E., SAVAGE, W.Z., on behalf of the JTC-1 Joint Technical Committee on Landslides and Engineered Slopes., 2008a, Guidelines for landslide susceptibility, hazard and risk zoning for land-use planning. *Engineering Geology*, 102, p. 85-98.

FELL, R., COROMINAS, J., BONNARD, C., CASCINI, L., LEROI, E., SAVAGE, W.Z., on behalf of the JTC-1 Joint Technical Committee on Landslides and Engineered Slopes., 2008b Guidelines for landslide susceptibility, hazard and risk zoning for land-use planning, (Commentary). *Engineering Geology*, 102, p. 99–111.

FETTER, C.W., 2001, *Applied hydrogeology*. Prentice Hall Upper Saddle River, New Jersey, 598 p.

FILLIAT, G., 1981, *La Pratique des sols et fondations.* Moniteur, Paris, 1 392 p.

FINLAY, P.J., FELL, R., MAGUIRE, P.K., 1997, The relationship between the probability of landslide occurrence and rainfall. *Canadian Geotechnical Journal*, 34, 6, p. 811-824.

FLAGEOLLET, J.C., HELLUIN, E., 1984, Formations Quaternaires et zonage des risques de glissements de terrain à Villerville et à Cricqueboeuf, Clavados, Mouvement de terrain, Colloque de Caen, mars 1984, Documents du BRGM, 83, p. 29-40.

FLAGEOLLET, J.C., GIGOT, P., HELLUIN, E., MAQUAIRE, O., 1987, Studies on landslides in Normandy France, in view of their occurrence probability, Anzslide 87, Fith International Conference and Fild Workshop on Landslides, Australia and New Zeland, August 1987, Conference proceeding, p. 225-233.

FLAGEOLLET, J.C., HELLUIN, E., 1987, Morphological investigations in the sliding areas along coast of Pays d'Auge, near Villerville, Normandy, France. *International Geomorphology*, Gardiner V, Wiley J. and Sons Ltd., 1, p. 447-486.

FLAGEOLLET, J.C., 1989, *Les Mouvements de terrain et leur prévention.* Collection Géographie, Masson Éditions, Paris, 224 p.

FLAGEOLLET, J.C., 1992, Quaternary slope formations between Trouville and Honfleur, *in* Flageollet, J.-C. Eds., Proceedings of the European Intensive Course on the Prevention of Coastal Erosion and Submersion Risks, CERG, Council of Europe, Major Hazards Agreement, Strasbourg, p. 101-108.

FLAGEOLLET, J.C., MALET, J.P., MAQUAIRE, O., 2000, The 3-D structure of the Super-Sauze earthflow : a first stage towards modeling its behavior. *Physics and Chemistry of the Earth,* 25, p. 785-791.

FLAUBERT, G., 1924, *Oeuvres complètes illustrées : Par les champs et par les grèves. Pyrénées-Corses,* Illustration de G. Dufrenoy, Éditions du Centaure, Paris, Librairie de France, 316 p.

FLENTJE, P., CHOWDHURY, R.N., TOBIN, P., BRIZGA, V., 2005, Towards real-time landslide risk management in an urban area, *in* Hungr, O., Fell, R., Couture, R., Eberhardt, E, Eds, Landslide Risk Management, Proceedings of the International Conference on Landslide Risk Management. 18th Annual Vancouver Geotechnical Society Symposium, 31 May-4 June 2005, p. 741-751.

FOLLACCI, J.P., 1999, Seize ans de surveillance de la Clapière, Alpes Maritimes. *Bulletin des laboratoires des ponts et chaussées*, 150/151, p. 35-51.

FOPPE, K., BARTH, W., PREIS, S., 2006, Autonomous Permanent Automatic Monitoring System with Robot-Tacheometers, Beitrag zum XXIII International FIG Congress in München, 8-13 Oktober 2006.

FOUSSARD, V., CUVILLIEZ, A., FAJON, P., FISSON, C., LESUEUR, P., MACUR, O., 2010, Évolution morphologique d'un estuaire anthropisé de 1800 à nos jours, Fascicules Seine Aval, 48 p.

FREMONT, A., 1977, *Atlas et géographie de la Normandie,* Collection Atlas et géographie de la France moderne, 289 p.

FRESSARD, M., THIERY, Y., MAQUAIRE, O., 2010, First attempt of landslide susceptibility assessment in the hilly valleys of the Pays d'Auge plateau Normandy, France, *in* Malet, J.-P., Remaître, A., Boogard, T.A. Eds. *Proceedings of the International Conference: 'Mountain Risks : Bringing Science to Society'*, p. 95-100.

FROESE, C.F., MORENO, F., JABOYEDOFF, M., CRUDEN D.M., 2009, 25 years of movement monitoring on South Peak, Turtle Mountain : understanding the hazard. *Canadian Geotechnical Journal,* 46, 3, p. 256-269.

G

GABRIELE, S., D'AQUILA, G., CHIARAVALLOTI, F., 2009, A distributed real-time monitoring system for landslide hazard and risk assessment. *GeoSpatial Visual Analytics*, p. 387-394.

GAFFET, S., GUGLIELMI, Y., CAPPA, F., PAMBRUN, C., MONFRET, T., AMITRANO, D., 2010, Use of seismic, GPS and meteo monitoring. *Geophysical Journal International*, 182, p. 1395-1410.

GALLIPOLI, M., LAPENNA, V., LORENZO, P., MUCCIARELLI, M., PERRONE, A., PISCITELLI, S., SDAO F., 2000, Comparison of geological and geophysical prospecting techniques in the study of a landslide in southern Italy. *European Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 4, p. 117-128.

GANCE, J., GRANDJEAN, G., SAMYN, K., MALET, J.P., *in press*, Quasi-Newton inversion of seismic first arrivals using source finite bandwidth assumption: application to landslides characterization from velocity and attenuation fields. *Journal of Applied Geophysics.*

GARCIA, A., HÖRDT, A., FABIAN, M., 2010, Landslide monitoring with high resolution tilt measurements at the Dollendorfer Hardt landslide, Germany. *Geomorphology*, 120, 1-2, p. 16-25.

GARRY, G., GAUME, E., MESCHINET DE RICHEMONT, N., 2004, Cartographie et outils de gestion des risques naturels en France, , *in* Veyret Y., Garry G. et Meschinet de Richement N., *Risques naturels et aménagement en Europe* , Armand Colin, p. 18-45.

GASPARETTO, P., MOSSELMAN, M., VAN ASCH, T.W.J., 1996, The mobility of the Alverà landslide Cortina d'Ampezzo, Italy. *Geomorphology*, 15, p. 327-335.

GILI, J.A., COROMINAS, J., RIUS, J., 2000, Using Global Positioning System techniques in landslide monitoring. *Engineering Geology*, 55, p. 167-192.

GILLI, E., MANGAN, C., MUDRY, J., 2004, *Hydrogéologie : objets, méthodes, applications*, Dunod Université, 292 p.

GLADE, T., ALBINI, P., FRANCES, F., 2001, *The use of historical data in natural hazard assessments, Advances of Technological and Natural Hazard Research*. Kluwer Eds., 17, p. 159-164.

GLADE, T., 2003, Vulnerability assessment in landslide risk analysis. *Beitrag zur Erdsystemforschung*, 134, 2, p. 123–146.

GLADE, T., STARK, P., DIKAU, R., 2005, Determination of potential landslide shear plane using sismic refraction: a case study in Rheinhessen, Germany. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment,* 64, 2, p. 151-158.

GLENN, N.F, STREUTKER, D.R., CHADWICK, D.J., THACKRAY, G.D., DORSCH, S.J., 2006, Analysis of LIDAR-derived topographic information for characterizing and differentiating landslide morphology and activity. *Geomorphology*, 73, p. 134-148.

GLEYZE, J.F., 2005, *La Vulnérabilité structurelle des réseaux de transport dans un contexte de risques*. Thèse de Doctorat, Université Paris Diderot, Paris VII, 540 p.

GODIO, A., BOTTINO, G., 2001, Electrical and electromagnetic investigation for landslide characterization. *Physics and Chemistry of the Earth, Part C : Solar, Terrestrial & Planetary Science*, 26, 9, p. 705-710.

GODIO, A., STROBBIA, C., DE BACCO, G., 2006, Geophysical characterization of a rockslide in an alpine region. *Engineering geology*, 83, p. 273-286.

GOLD, R.D., 2004, *A Comparative Study of Aerial Photographs and LIDAR Imagery for Landslide Detection in the Puget Lowland, Washington. Washington Division of Geology and Earth Resources*, Rapport USGS, Open File Report 2004-6, 76 p.

GOELDNER-GIANELLA, L., et, HUMAIN-LAMOURE, A.L., 2001, Les Enquêtes par questionnaire en géographie de l'environnement. *L'Espace géographique*, p. 325-344.

GOMEZ-ORTIZ, D., MARTIN-VELAZQUEZ, T., MARTIN-CRESPO, T., MARQUEZ, A., LILLO, J., LOPEZ, I., CARRENO, F., 2006, Characterization of volcanic materials using ground penetrating radar: a case study at Teide volcano (Canary Islands, Spain). *Journal of Applied Geophysics*, 59, p. 63-78.

GOMEZ, C., LAVIGNE, F., 2010, Transverse architecture of lahar terraces, inferred from radargrams : preliminary results from Semeru Volcano, Indonesia. *Earth Surface Processes and Landforms,* 35, 9, p. 1 116-1 121.

GONZALEZ-GARCIA, A.J., MAYORGA-MARQUEZ, R., 2004, Thresholds for rainfall events that induce landslides in Colombia, *in* Lacerda, Ehrlich, Fontoura and Sayão Eds. *Landslides : Evaluation and Stabilization*, Taylor and Francis Group, London, p. 349-355.

GRANDJEAN, G., SAGE, S., 2004, JaTS : a fully portable seismic tomography software based on Fresnel wavepaths and a probabilistic reconstruction approach. *Computers and Geosciences*, 30, p. 925-935.

GRANDJEAN, G., PENNETIER, C., BITRI, A., MERIC, O., MALET. J.P., 2006, Caractérisation de la structure interne et de l'état hydrique de glissements argilo-marneux par tomographie géophysique : l'exemple du glissement-coulée de Super-Sauze, Alpes du Sud, France. *Comptes Rendus Geosciences,* 338, 9, p. 587-59.

GRESARC, 2008, *Baie de seine impacts du projet port 2000 suivi de l'évolution du littoral sud*, Rapport d'étude, Équipe morphodynamique côtière unité M.2.C-université de Caen-CNRS, 220 p.

GRESS, J.C., 2006, Communuté de Commune Coeur Côte FLeurie, Villerville, Lutte contre les mouvements de terrain RD513, Licorne – Trescartes. *Rapport d'étude Géotechnique*, Hydrogéotehnique, Mission G11 G12, phases 1 et 2, Dossier c/me/05/e/074/f/039, 14 juin 2006, 155 p.

GROSSO, E., 2010, Service d'intégration de données anciennes dans un référentiel récent. *Journées de la Recherche IGN*, 2010.

GUGLIELMI, Y., BERTRAND, C., COMPAGNON, F., FOLLACCI, J.P., MUDRY, J., 2000a, Acquisition of water chemistry in a mobile fissured basement massif: its role in the hydrogeological knowledge of the La Clapière landslide, Mercantour massif, southern Alps, France. *Journal of Hydrology*, 229, 3-4, p. 138-148.

GUGLIELMI, Y., VENGEON, J.M., GUGLIELMI, C., MUDRY, J., FOLLACCI, J.P., GIRAUD, A., 2000b, Hydrogeochemistry : an investigation tool to evaluate infiltration into large moving rock masses case study of La Clapière and Séchilienne alpine landslides. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 61, 4, p. 311-324.

GUGLIELMI, Y., CAPPA, F., BINET, S., 2005, Coupling between hydrogeology and deformation of mountainous rock slopes: Insights from La Clapière area southern Alps, France. *Comptes Rendus Geosciences*, 337, 13, p. 1 154-1 163.

GUIDE GÉNÉRAL PPR., 1997, Plans de prévention des risques naturels (PPR) : guide général. Ministère de l'Aménagement du Territoire et de l'Environnement (Direction de la prévention des pollutions et des risques) et Ministère de l'Equipement, des Transports et du Logement. *La Documentation Française*, Paris, 76 p.

GUIDE PPR MOUVEMENTS DE TERRAIN., 1999, Plans de prévention des risques naturels (PPR) : risques de mouvements de terrain. Guide méthodologique. Ministère de l'Aménagement du Territoire et de l'Environnement (Direction de la prévention des pollutions et des risques) et Ministère de l'Equipement, des Transports et du Logement (Direction générale de l'urbanisme, de l'habitat et de la construction). *La Documentation Française*, Paris, 71 p.

GUILLEMETTE, M., 2007, *Analyse spatiale à partir de données images : cartographie de l'occupation du sol et urbanisation littorale sur la côte de Grâce (Calvados)*. Mémoire de Master 1 de Géographie, Université de Caen Basse-Normandie, 119 p.

GUZZETTI, F., CARRARA, A., CARDINALI, M., REICHENBACH, P., 1999, Landslide hazard evaluation : a review of current techniques and their application in a multi-scale study, Central Italy. *Geomorphology*, 31, 1-4, p. 181-216.

GUZZETTI, F., CARRARA, A., CARDINALI, M., REICHENBACH, P., 2000, Comparing Landslide Maps : a Case Study in the Upper Tiber River Basin, Central Italy. *Environmental Management,* 25, 3, p. 169-183.

GUZZETTI, F., CARDINALI, M., REICHENBACH, P., CIPOLLA, F., SEBASTIANI, C., GALLI, M., SALVATI, P., 2004, Landslides triggered by the 23 November 2000 rainfall event in the Imperai Province, Western Liguria, Italy. *Engineering Geology*, 73, p. 1-17.

GUZZETTI, F., PERUCCACCI, S., ROSSI, M., STARK, C.P., 2008, The rainfall intensity–duration control of shallow landslides and debris flows: an update. *Landslide,* 5, p. 3-17.

H

HACK, R., 2000, Geophysics for slope stability. *Surveys in geophysics*, 21, 4, p. 423-448.

HANEBERG, W.C., 1991, Pore pressure diffusion and the hydrologic response of nearly saturated, thin landslide deposits to rainfall. *The Journal of Geology*, 99, 8, p. 886-892.

HANEBERG, W.C., CREIGHTON, A., MEDLEY, E.W., JONAS, D.A., 2005, Use of LiDAR to assess slope hazards at the Lihir gold mine, Papua New Guinea, *in* Hungr, O., Fell, R., Couture, R., Eberhardt, E., Eds. *Landslide Risk Management: Proceedings of International Conference on Landslide Risk Management,* Vancouver, Canada, 31 May - 3 June, 2005, Supplementary CD, A.A. Balkema Publisher, New York, 11 p.

HANEBERG, W.C., COLE, W.F., KASALI, G., 2009, High-resolution lidar-based landslide hazard mapping and modeling, UCSF Parnassus Campus, San Francisco, USA. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment,* 68, p. 263-376.

HANSEN, A., 1984, *Landslide hazard analysis*, *in* D. Brunsden, D.B. Prior (Eds.), Slope Instability, Wiley, New York, p. 523–602.

HELLUIN, E., 1988, Les Mouvements de terrain de février 1988 dans le Calvados. *Risques naturel et analyse pour une révision – L'hiver 1987-1988 en Basse-Normandie.* Note du CREGEPE, Université de Caen Basse-Normandie, 1, p. 8-10.

HENAFF, H., LAGEAT, Y., COSTA, S., PLESSIS, E., 2002, Modalités du recul des falaises crayeuses du Pays de Caux : détermination des processus d'érosion et quantification des rythmes d'évolution. *Géomorphologie : relief, processus, environnement,* 2, p. 107-118.

HINSCHBERGER, F., 1996, Les Côtes Bas-Normandes au péril de la mer, *Norois*, p. 63-73.

HISCOCK, K.M., 2005, *Hydrogeology : principles and practice.* Wiley-Blackwell publishing, 389 p.

HIURA, H., SASSA, K., FUKUOKA, A., 1996, Monitoring system of a crystalline schist landslide. Three dimensional displacement meters and underground erosion, Proceeding of the VIIth International Symposium on Landslides, Trondheim, A.A. Balkema Publisher, 3, p. 1141-1146.

HOLLENSTEIN, K., 2005, The Role of Administrative Bodies in Landslide Risk Assessment, *in* Glade, T, Anderson, M.G. and, Crozier, M.J, *Landslide hazard and risk*, John Wiley and Sons eds,. P. 285-309.

HÖZTL, H., et, WERNER, A., 1992, Tracer Hydrology : *proceedings of the 6th International symposium on water tracing, Karlsruhe, Germany, 21-26 September 1992*, A.A. Balkema Publisher, Rotterdam, 464 p.

HOUDA, M., 2009, *Étude du fonctionnement hydrologique du bassin du lunain,* Mémoire de Master 2, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 47 p.

HUGHES, M.L., MCDOWELL, P.F., MARCUS, A.W., 2005, Accuracy assessment of georectified aerial photographs: Implications for measuring lateral channel movement in a GIS. *Geomorphology*, 74, 2005, p. 1-16.

HYYPPÄ, H., YU, X., HYYPPÄ, J., KAARTINEN, H., KAASALAINEN, S., HONKAVAARA, E., RÖNNHOLM, P., 2005, Factors affecting the quality of DTM generation in forested areas, ISPRS WG III/3, III /4, V/3 Workshop *"Laser scanning 2005"*, Enschede, The Netherlands, September 12-14, p. 85-90.

I

IBSEN, M.L., BRUNSDEN, D., 1996, The nature, use and problems of historical archives for the temporal occurrence of landslides, with specific reference to the south coast of Britain, Ventnor, Isle of Wight. *Geomorphology*, 15, p. 241-258.

ISRAIL, M., PACHAURI, A.K., 2003, Geophysical characterization of a landslide site in the Himalayan foothill region. *Journal of Asian Earth Sciences,* 22, 3, p. 253-263.

IVERSON, R.M., MAJOR, J.J., 1987, Rainfall, ground-water flow, and seasonal movement at Minor Creek landslide, northwestern California: Physical interpretation of empirical relations. Geological Society of America Bulletin, vol. 99, 4, p. 579-594.

IVERSON, R.M., 2000, Landslides triggering by rain infiltration. *Water Resources Research*, vol. 36, 7, p. 1 897-1 910.

J

JABOYEDOFF, M., BAILLIFARD, F., COUTURE, R., LOCAT, J., LOCAT, P., 2004b, Toward preliminary hazard assessment using DEM topographic analysis and simple mechanical modeling by means of sloping local base level. *Symposium 1. Advances in Geomorphological Mapping, 9th International symposium on Landslides RIO 2004*, p. 199-205.

JABOYEDOFF, M., COUTURE, R., LOCAT, P., 2009, Structural Analysis of the Turtle Mountain Alberta using DEM : toward a progressive failure by toppling of gently dipping wedges. *Geomorphology,* 103, p. 5-16.

JABOYEDOFF, M., OPPIKOFER, T., DERRON, M.H., HORTON, P., LOYE, A., METZGER, R., PEDRAZZINI, A., 2010, Use of LIDAR in landslide investigations: a review. *Natural Hazard*, 61, 1, p. 5-28.

JACKSON, M.E., BODIN, P.W., SAVAGE, W.Z., NEL, E.M., 1996, *Measurement of local horizontal velocities on the Slumgullion landslide using the global positioning system.* Open File Report 1996-2130, Rapport U.S. Geological Survey, p. 93-95.

JAISWAL, P., VAN WESTEN, C.J., JETTEN, V., 2011, Quantitative assessment of landslide hazard along transportation lines using historical records. *Landslides,* 8, 3, p. 279-291.

JONATHAN, P., MCKENNA, J.P, DAVID, J., LIDKE D.J., JEFFREY, A., COE, J.A., 2008, *Landslides Mapped from LIDAR Imagery, Kitsap County, Washington.* Open File Report 2008-1292, Rapport U.S. Geological Survey, 81 p.

JONGMANS, D., GARAMBOIS, S., 2007, Geophysical investigation of landslides : a review. *Bulletin de la Société Géologique de France,* 178, 2, p. 101-112.

JONGMANS, D., BIÈVRE, G., RENALIER, F., SCHWARTZ S., 2009, Geophysical investigation of a large landslide in glaciolacustrine clays in the Trièves area French Alps. *Engineering Geology,* 109, p. 101-112.

JOURNAUX, A. (dir.), 1971, Formations superficielles et dynamique des versants dans le Pays d'Auge. *Colloque International de Géomorphologie,* Réunion de la commission d'études des formations superficielles et de la dynamiques des versants du Comité National de Géogrpahie, Journée du 9 Juillet 1971, Excursion dans le Pays d'Auge, 27 p.

JOUVE, A., 2007, *Modélisation de la dynamique des paysages : applications aux vallées de la Seine et de la Marne au quaternaire*, Thèse de doctorat, École Nationale Supérieure des Mines de Paris, 364 p.

JUIGNET, P., 1974, *La transgression crétacée sur la bordure orientale du Massif Armoricain, Aptien, Albien, Cénomanien de Normandie et de Maine,. Le stratotype du Cénomanien*. Thèse de doctorat, Université de Caen, 806 p.

K

KASSER, M., EGELS, Y., 2001, *Photogrammétrie numérique.* Collection ENSG-IGN, Hermés-Science, 379 p.

KASPERSKI, J., DELACOURT, C., ALLEMAND, P., POTHÉRAT, P., 2010, Evolution of the Sedrun landslide Graubünden, Switzerland with ortho-rectified air images. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 69, p. 421-430.

KIRCHHOFFER, S., 1994, *Végétation arborée et mouvements de terrain dans le secteur de la Frache Commune de Jausiers, Alpes de Haute Provence*. Mémoire de maîtrise, Université de Strasbourg, 132 p.

KLEIN, C., 1975, Massif armoricain et Bassin parisien : contribution à l'étude géologique et géomorphologique d'un massif ancien et de ses enveloppes sédimentaires, Normandie, Maine, Anjou, Touraine, Poitou septentrional et contrées adjacentes, 882 p.

KLEIN, R., NICHOLLSB, R.J., THOMALLA, F., 2003, Resilience to natural hazards: How useful is this concept ? *Global Environmental Change Part B : Environmental Hazards,* 5, 1-2, p. 34-45.

KNEISEL, C., 2006, Assessment of subsurface lithology in mountain environments using 2D resistivity imaging. *Geomorphology*, 80, p. 32-44.

KUTÍLEK, M., NIELSEN D.R., 1994, *Soil hydrology.* Catena Verlag, Reiskirchen, 384 p.

L

LAFENETRE, S., 2010, *Étude hydrogéologique d'un versant instable : cas des glissements de terrain de Villerville-Cricqueboeuf, Calvados, Basse-Normandie.* Mémoire Master 1, Université d'Avignon et des Pays du Vaucluse, Avignon, France, 30 p.

LAPENNA, V., LORENZO, P., PERRONE, A., PISCITELLI, S., RIZZO, E., SDAO, F., 2005, 2D electrical resistivity imaging of some complex landslides in the Lucanian Apennine chain, southern Italy. *Geophysics*, 70, 3, p. 274-286.

LARSON, K.M., AGNEW, D.C., 1991, Application of the Global Positioning System to crustal deformation measurement, 1.Precision and accuracy. *Journal of Geophysical Researh*, 96, p. 16 547-16 565.

LAUTRIDOU, J.P., 1985, *Le cycle périglaciaire pléistocène en Europe du Nord-ouest et plus particulièrement de Normandie.* Thèse d'État, Université de Caen, Géographie, 2 tomes, CNRS Éditions, 908 p.

LAUTRIDOU, J.P., 1986, Corrélations entre sédiments quaternaires et marins littoraux et profonds dans le domaine France septentrionale, Manche. *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*, 27, 2, p. 105-112.

LAUTRIDOU, J.P., AUFFRET, J.P., BALTZER, A., CLET, M., LECOLLE, F., LEFEBVRE, D., LERICOLLAIS, G., ROBLIN JOUVE, A., BALESCU, S., CARPENTIER, G., DESCOMBES, J.C., OCCHIETTI, S., et ROUSSEAU, D.D., 1999, Le Fleuve Seine, le fleuve Manche. *Bulletin de la Bulletin de la Société Géologique de France*, 170, 4, p. 545-558.

LEBOURGEOIS, P., 2007, *Pays de Caux : Vie et Patrimoine*, Édition PTC, Édition des Falaises, 143 p.

LEBRET, P., 2003a, Mouvements de terrain (4 sites différents), Commune de Trouville-sur-Mer, Avis du BRGM. *Rapport d'étude RP-52404-FR,* 62 p.

LEBRET, P., 2003b, Éboulement de falaise littorale, Parcelle AB863, Commune de Villerville, Calvados - Avis du BRGM, *Rapport d'étude, RP -52395- FR*, 28 p.

LECHAVALIER, C., GUYADER, J., 1981, Géomorphologie et dépôts quaternaire de la rive nord de l'estuaire de la Seine : Conséquences géotechniques pour les grand travaux portuaires et urbains. *Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire*, 1, p. 41-45.

LEDOUX B., 1995, *Les Catastrophes naturelles en France.* Payot et Rivages, Paris, 455 p.

LEDOUX, B., 2006, *La Gestion du risque inondation.* Éditions Tec & Doc. 766 p.

LEE, C.C., YANG, C.H., LIU, H.C., WEN, K.L., WANG, Z.B., CHEN, Y.L., 2008, A Study of the hydrogeological environment of the lishan landslide area using resistivity image profiling and borehole data. *Engineering Geology*, 98, 3-4, p. 115-125.

LE HIR, P., SILVA JACINTO, R., 2001, *Courant, vagues et marées : les mouvements de l'eau*. Restitution de programme GIP Seine-Aval, IFREMER, Rouen, novembre 1999, 32 p.

LEONE, F., ASTE, J.P., LEROI, E., 1996, L'Évaluation de la vulnérabilité aux mouvements de terrains : pour une meilleure quantification du risque. *Revue de géographie alpine,* 841, p. 35-46.

LEONE, F., 2004, Une Approche quantitative de la cartographie des risques naturels : application expérimentale au patrimoine bâti de la Martinique Antilles françaises. *Géomorphologie : relief, processus, environnement,* 10, 2, p. 117-126.

LEONE, F., 2008, *Caractérisation des vulnérabilités aux catastrophes « naturelles » : contribution à une évaluation géographique multirisque mouvements de terrain, séismes, tsunamis, éruptions volcaniques, cyclones*. HDR, Université de Montpellier 3, Montpellier, France, 330 p.

LEONE, F., MESCHINET DE RICHEMOND, N., VINET, F., 2010, *Aléa naturels et gestion des risques*. Presses universitaires de France, 284 p.

LEROI, E., 1996, Landslide hazard, Risk maps at different scales: objectives, tools and development. *ISL'96, 7th International Symposium on Landslides, 17-21 June 1996*, Trondheim, Norway, *in* Senneset eds, Landslides, Rotterdam, A.A. Balmeka Publisher, p. 35-51.

LESPEZ, L., CLET-PELLERIN, M., DAVIDSON, R., HERMIER, G., CARPENTIER, V., CADOR, J.M., 2010, Middle to Late Holocene landscape changes and geoarchaeological implications in the marshes of the Dives estuary, NW France. *Quaternary International*, 216, 1-2, p. 23-40.

LEVOY, F., 2005, *Mesures hydrodynamiques : Synthèse des données acquises sur le site de Pennedepie entre février 2004 et février 2005*, Rapport Scientifique Seine-Aval 3, 29 p.

LISSAK, C., MAQUAIRE, O., MALET, J.P., 2009, Role of hydrological process in landslide occurrence : Villerville-Cricqueboeuf landslides Normandy coast, France, *in* Malet, J.-P., Remaître, A., Boogard, T.A. Eds. *Proceedings of the*

International Conference on Landslide Processes: from geomorphologic mapping to dynamic modelling, Strasbourg, CERG Éditions, p. 175-180.

LISSAK, C., MAQUAIRE, O., MALET, J.P., 2010, A multi-technique approach for characterizing the geomorphological evolution of a Villerville-Cricqueboeuf coastal landslide Normandy, France. *Geophysical Research Abstract*, 12, EGU2010-7866, EGU General Assembly.

LISSAK, C., MAQUAIRE, O., MALET, J.P., 2010, Multi-technique permanent monitoring of a slow-moving coastal landslide in Normandy, *in* Malet, J.-P., Remaître, A., Boogard, T.A. eds. *Proceedings of the International Conference : ' Mountain Risks: Bringing Science to Society '*. Strasbourg, CERG Éditions, p. 267-274.

LISSAK, C., PUISSANT, A., MAQUAIRE, O., MALET, J.P., Analyse spatio-temporelle de glissements de terrain littoraux par l'exploitation de données géospatiales multi-sources. *Revue Internationale de Géomatique*, *in press*.

LOKE, M.H., 1999, Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies. *A practical guide to 2-D and 3- D surveys*, 67 p.

LOKE, M.H., ACWORTH I., DAHLIN T., 2003, A comparison of smooth and blocky inversion methods in 2D electrical imaging surveys. *Exploration Geophysics,* 34, 3, p. 182-187.

LOKE, M.H., 2011, Tutorial : 2- D and 3- D electrical imaging surveys. *Course Notes for USGS Workshop 2- D and 3- D Inversion and Modeling of Surface and Borehole Resistivity Data*, Torrs, CT, 157 p.

LOPEZ-SAEZ, J., 2011, *Reconstruction de l'activité des glissements de terrain au moyen d'une approche dendrogéomorphologique (Moyenne vallée de l'Ubaye, Alpes-de-Haute-Provence, France).* Thèse de doctorat de l'Université de Grenoble, 268 p.

LUBES-NIEL, H., MASSON, J.M., SERVAT, E., PATUREL, J.E., KOUAME, B., BOYER, J.F., 1994, *Caractérisation de fluctuations dans une série chronologique par application de tests statistiques, Étude bibliographique*. Programme ICCARE, Rapport n° 3 ORSTOM, Montpellier, 21 p.

LUBES-NIEL, H., MASSON, J.M., PATUREL, J.E., SERVAT, E., 1998, Variabilité climatique et statistique. Étude par simulation de la puissance et de la robustesse de quelques tests utilisés pour vérifier l'homogénéité de chroniques. *Revue des sciences de l'eau*, 11, 3, p 383-408.

LUTOFF, C., 2000, *Le système urbain niçois face à un séisme. Méthode d'analyse des enjeux et des dysfonctionnements potentiels.*Thèse de Doctorat de géographie, Université de Savoie, 367 p.

LUZI, G., 2010, Ground based SAR interferometry : a novel tool for geoscience, *in* Imperatore P., Riccio D. Eds., Geoscience and Remote sensing, New Achievement , InTech, 508 p.

M

MCCANN, D.M., FORSTER, A., 1990, Reconnaissance geophysical methods in landslide investigations. *Engineering Geology*, 29, 1, p. 59-78.

MCINNES, R., 2005, Instability Management from Policy to Practice, *in* Glade, T, Anderson, M.G. and, Crozier, M.J. *Landslide hazard and risk*. John Wiley and Sons. eds, p. 401-428.

MCKEAN, J., ROERING, J., 2004, Objective landslide detection and surface morphology mapping using high-resolution airborne laser altimetry. *Geomorphology*, 57, 3-4, p. 331-351.

MCNEILL, J.D., 1980, Electrical conductivity of soils and rocks Technical Note TN-5. Technical report, Geonics Limited.

MAHIEU, J.L., GUILLOPE, P., 1976, *Carte ZERMOS et notice explicative de la carte des zones exposées à des risques liés aux mouvements du sol et du sous-sol au 1/25 000ème. Région de Trouville-sur-Mer, Pont-L'Evêque (Calvados)*. Éditions du BRGM, France, 12 p et carte couleur.

MALET, J.P., HARTIG, S., CALAIS, E., MAQUAIRE, O., 2000, Apport du GPS au suivi en continu des mouvements de terrain. Application au glissement-coulée de Super-Sauze, Alpes-de-Haute-Provence, France. *Compte rendu de l'Académie des Sciences , Sciences de la Terre et des planètes*, 331, p. 175-182.

MALET, J.P., MAQUAIRE, O., CALAIS, E., 2002a, The use of Global Positioning System techniques for the continuous monitoring of landslide : application to the Super-Sauze earthflow, Alpes-de-Haute-Provence, France, *Geomorphology*, 43, p. 33-54.

MALET, J.P., MAQUAIRE, O., CALAIS, E., 2002b, Le GPS en géomorphologie dynamique. Application à la surveillance de mouvements de terrain Super-Sauze, Alpes du Sud, France. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 2, p. 165-180.

MALET, J.P., VAN ASH, T.W.J., VAN BEEK, L.P.H., MAQUAIRE, O., 2003a, Apport des modèles hydrologiques spatialisés à la simulation numérique de glissements de terrain. Impacts pour la gestion du risque, *Journée pour la Prévention des Risques*, BRGM, Orléans, Janvier 2003, 7 p.

MALET, J.P., MAQUAIRE, O., VAN ASH, T.W.J., 2003b, Hydrological behaviour of earthflows developed in clay-shales : investigation, concept and modelling. *Proceeding of the International Workshop on Occurrence and Mechanisms of Flow-like Landslides in Natural Slopes and Earthfills,* Sorrento, Italy, p. 14–16.

MALET, J.P., 2003c, *Les ' Glissements de type écoulement ' dans les marnes noires des Alpes du Sud. Morphologie, fonctionnement et modélisation hydro-mécanique*, Thèse de Doctorat, Université Louis Pasteur – Strasbourg I, 364 p.

MALET, J.P., THIERY, Y., MAQUAIRE, O., PUISSANT, A., 2006, Analyse spatiale, évaluation et cartographie du risque ' glissement de terrain '. *Revue Internationale de Géomatique,* 16, 3-4, p. 499-525.

MALTE-BRUN, V.A., 1881, *La France illustrée : géographie, histoire, administration statistique*, J. Rouff Éds. Paris, 6 vol., 826 p.

MANGIN, A., 1984, Pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélatoires et spectrales. *Journal of Hydrology,* 67, 1-4, p. 25-43.

MAQUAIRE, O., 1988, Les Mouvements de terrain de l'hiver 1987-1988 sur le versant littoral de Villerville-Cricqueboeuf. *Risque naturels et analyses pour une prévision, L'hiver 19887-1988 en Basse Normandie*, note du CREGEPE, Université de Caen Basse-Normandie, 1, p. 17-19.

MAQUAIRE, O., 1990, *Les Mouvements de terrain de la côte du Calvados. Recherches et prévention*. Documents du BRGM., 197, BRGM, Orléans, 430 p.

MAQUAIRE, O, 1994, Temporal aspects of the landslides located along the coast of Calvados, France, *in* Casale, R., Fantechi, R., Flageollet, J.C., Eds., Temporal occurence and forecasting of landslides in the European Community, Final report, Volume I, Contract EPOCH, European Commission, Brussels, Vol. I, p. 211-233.

MAQUAIRE, O., 1997, The frequency of landslides on the Normandy coast and their behaviour during the present climatic regime. European Science Foundation. Project " European Palaeclimate and man 12 : rapid mass movement as a source of climatic evidence for the Holocene ", *ESF Special issue*, Burkhard et *al* Éd., p. 183-195.

MAQUAIRE, O., 2000, Effects of groundwater on the Villerville-Cricqueboeuf landslide. Sixteen years of survey Calvados, France, *in Proc. 8th Int. Symp. On landslides*, Cardiff, Telford, vol. 2, p. 1 005-1 010.

MAQUAIRE O., 2001, *Glissement exceptionnel de mars 2001, Les Fosses du Macre*, commune de Cricqueboeuf, Avis géotechnique, 22 p.

MAQUAIRE, O., 2002, *Aléas géomorphologiques, mouvement de terrain, processus, fonctionnement, cartographie,* HDR, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 235 p.

MAQUAIRE, O., THIERY, Y., MALET, J.P., WEBER, C., PUISSANT, A., WANIA, A., 2004, Current practices and assessment tools of landslide vulnerability in mountainous basins identification of exposed elements with a semi-automatic procedure. *Proceeding 9th International Symposium on Landslides*, Leiden, A.A. Balkema Publisher, 2004, p. 171-176.

MARESCOT, L., MONNET, R., CHAPELLIER, D., 2008, Resistivity and induced polarization surveys for slope instability studies in the Swiss Alps. *Engineering Geology*, 98, 1-2, p. 18-28.

MARTIN, B., WEBER, D., 1996, Vitesses de déplacement des mouvements de terrain à Vars Hautes-Alpes, France : le recours aux archives et à la topométrie. *Revue de Géographie Alpine*, 84, 2, p. 57-66.

MASSON, M., 1970, *Glissement des falaises de Trouville-Hennequeville*, Étude géotechnique, CETE, Laboratoire Régional des Ponts et Chaussées de Rouen, Affaire n°4677/0, 29 p.

MASSON, M., 1973, Zône côtière entre Trouville et Honfleur. Étude de glissement de terrain. CETE, Laboratoire Régional des Ponts et Chaussées de Rouen, affaire n° 4677G630, 22 p.

MASSON, M., 1976, Influence des héritages périglaciaires sur l'instabilités des pentes naturelles, Application à la Normandie, *Bulletin Liaison Laboratoire des Ponts et Chaussées*, numéro spécial mars, p. 77-89

MATSUURA, S., ASANO, S., OKAMOTO, T., 2008, Relationship between rain and/or meltwater, pore-water pressure and displacement of a reactivated landslide. *Engineering Geology,* 101, 1-2, p. 49-59.

MEISINA, C., ZUCCA, F., FOSSATI, F., CERIANI, M., ALLIEVI, J., 2006, Ground deformation monitoring by using the Permanent Scatterers Technique : The example of the Oltrepo Pavese Lombardia, Italy. *Engineering Geology,* 88, 3-4, p. 240-259.

MÉRIC, O., GARAMBOIS, S., MALET, J.P., CADET, H., GUÉGUEN, P., JONGMANS, D., 2007, Seismic noise-based methods for soft-rock landslide characterization. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 178, 2, p. 137-148.

MESSINA, C., SCARABELLI, C., 2007, A comparative analysis of terrain stability models for predicting shallow landslides, *in* Colluvial soils. *Geomorphology, 89,* p. 207–223.

MISEREZ, A., GABUS, J.H., KOELBL, O., STUBY, J.J., DUPRAZ, H., DURUSSEL, R., ENGEL, T., 1982, Divers articles relatifs aux travaux de mensuration sur le glissement de La Frasse. *Revue Mensuration, Photogrammétrie, Génie Rural, in* Duti, 1986.

MOORE, R., BRUNSDEN, D., 1996, Physico-chemical effects on the behaviour of a coastal mudslide. *Geotechnique* ,46, 2, p. 259–278.

MORA, P., BALDI, P., CASULA, G., FABRIS, M., GHIROTTI, M., MAZZINI, E., PESCI, A., 2003, Global Positioning Systems and digital photogrammetry for the monitoring of mass movements: application to the Ca' di Malta landslide northern Apenni-nes, Italy. *Engineering Geology,* 68, p. 103-121.

MOSS, J.L., 2000, Using Global Positioning System to monitor dynamic ground deformation networks on potentially active landslides. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation,* 2, 1, p. 24-32.

N

NAUDET, V., LAZZARI, M., PERRONE, A., LOPERTE, A., PISCITELLI, S., LAPENNA, V., 2008, Integrated geophysical and geomorphological approach to investigate the snowmelt-triggered landslide of Bosco Piccolo village Basilicata, southern Italy. *Engineering Geology*, 98, 3-4, p. 156-167.

NOVERRAZ, F., BONNARD, C., 1990, Mapping methodology of landslides and rockfalls in Switzerland. *Proc. VIth International Conference and Field Workshop on Landslides*, Université de Studi, Milano, p. 43-53.

NOVERRAZ, F., PARRIAUX A., 1990, Évolution comparée des conditions hydrologiques et des mouvements du glissement de la Frasse, Alpes suisses occidentales. *Hydrology in Mountainous Regions, II-Artificial Reservoirs : Water and Slopes, Proceedings of two Lausanne Symposia*, Aout 1990, IAHS International Association of Hydrological Sciences, 194, p. 355-364.

O

OKUNISHI, K., et, OKIMURA, T., 1987, Groundwater models for mountain slopes. *Slope Stability : Geotechnical Engineering and Geomorphology.* John Wiley and Sons New York, p. 265-285.

P

PAREYN, C., VIALLEFOND, L., 1968, *Carte géologique de la France au 1/50 000ème et livret explicatif, feuille du Havre*, Éditions du BRGM, France.

PAREYN, C., VOIMENT, R., DASSIBAT, C., 1982, Le Glissement de Villerville (Calvados) de janvier 1982 : Modalitées, causes probables, perspectives d'évolution, Rapport préliminaire, 10 février 1982, 16 p.

PASSINOD, F., 2008, *Qualification de modèles numériques de terrain LiDAR pour l'érosion : de la forme d'onde à la grille régulière*. Mémoire de soutenance de Diplôme d'Ingénieur, INSA, Strasbourg, 74 p.

PAYRAUDEAU, S., GALLIOT, N., LIEBAULT, F., AUZET, A.V., 2008, Incertitudes associées aux données géographiques pour la quantification des vitesses de migration des méandres. Application à la Basse Vallée de la Bruche. *SAGEO Juin 2008.*

PECK, A., GORELICK, S., MARSILY, G., FOSTER, S., KOVALEVSKY, V., 1988, *Consequence of spatial variability in aquifer properties and data limitations of groundwater modeling practice.* IAHS International Association of Hydrological Sciences publication, 175 p.

PENMAN, H.L., 1948, Natural Evaporation from Open Water Bare Soil and Grass. *Proceedings of the Royal Society of London*, Series A, Mathematical and Physical Sciences, 193, 1 032, p. 120-145.

PERRONE, A., 2004, High-resolution electrical imaging of the Varco d'Izzo earthflow southern Italy. *Journal of Applied Geophysics,* 56, 1, p. 17-29.

PETERS, E.T., VAN DER VLIET, P.P., 2009, Sensor network Geo-Beads TM serves real time and online geotechnical monitoring of large areas, *in* Malet, J.-P., Remaître, A., Boogard, T.A. Eds. *Proceedings of the International Conference on Landslide Processes : from geomorphologic mapping to dy-namic modelling*, Strasbourg, CERG Éditions, p. 181-183.

PETERS, E.T., MALET, J.P., BOGAARD, T.A., 2010, *Multi-sensor monitoring network for real-time landslide forecasts in early warning systems*, *in* Malet, J.-P., Remaître, A., Boogard, T.A. eds *Proceedings of the International Conference : 'Mountain Risks: Bringing Science to Society'*, Strasbourg, CERG Éditions, p. 335-340.

PETLEY, D.N., MANTOVANI, F., BULMER, M.H., ZANNONI, A., 2005, The use of surface monitoring data for the interpretation of landslide movement patterns. *Geomorphology,* 66, p. 133-147.

PETTITT, A.N., 1979, A non-parametric approach to the change-point problem. *Applied Statistics,* 2, 28, p. 126-135.

PEYRET, M., DJAMOUR, Y., RIZZA, M., RITZ, J.F., HURTREZ, J.E., GOUDARZI, M.A., NANKALI, H., CHÉRY J., LE DORTZ, K., URI, F., 2008, Monitoring of the large slow Kahrod landslide in Alborz mountain range Iran by GPS and SAR interferometry. *Engineering Geology,* 100, p. 131-141.

PFEIFER, N., REITER, T., BRIESE, C., RIEGER, W., 1999, Interpolation of high quality ground models from laser scanner data in forested areas. *International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing*. La Jolla, California, USA, 32, Part 3-W14, p. 31-36.

PIERRE, G., LAHOUSSE, P., 2003, Méthodes de quantification du recul des falaises : l'exemple du cap Blanc-Nez Pas-de-Calais, France. *Hommes et Terres du Nord*, 1, p. 32–43.

PIERRE, G., LAHOUSSE, P., 2004, L'Évolution des falaises argilo-crayeuses et limoneuses du nord Boulonnais Strouanne, Sangatte, France. *Géomorphologie,* 3, p. 211-224.

PRIOR, N.D., STEPHENS, 1972, Some movement patterns of temperate mudflows : examples from northeastern Ireland, *Bulletin of Geological Society of America,* 83, p. 2533-2544.

PIOTR, M., TOMAS, P., IRENEUSZ, M., JAN, H., PIOTR, O., KAREL, S., 2010, Complex landslide terrain in the Kamienne Mountains, Middle Sudetes, SW Poland. *Geomorphology*, 124, p. 200-214.

PIPER, A.M., 1944, A graphic procedure in the geochemical interpretation of water analyses. *Transaction American Geophysical Union*, 25, p. 914-923.

PROVITOLO, D., 2007, Vulnérabilité aux inondations méditerranéennes en milieu urbain : une nouvelle démarche géographique. *Annales de géographie*, Armand Colin, p. 23-40.

PUISSANT, A, Malet, J.P, MAQUAIRE, O, 2006, Mapping landslide consequences in mountain areas: a tentative approach with semi-quantitative procedure. *SAGEO 2006.*

Q

QUANTIN, C., ALLEMAND, P., DELACOURT, C., 2004, Morphology and geometry of Valles Marineris landslides. *Planetary and Space Science*, 52, p. 1 011–1 022.

R

RENN, O., 1992, Concepts of risk: a classification. *Social theories of risk*, p. 53-79.

RENN, O., SCHWEIZER, P.J., 2009, Inclusive risk governance : Concepts and application to environmental policy making. *Environmental Policy and Governance,* 19, 3, p. 174-185.

REID, M.E., 1994, A Pore-Pressure Diffusion Model for Estimating Landslide-Inducing Rainfall. *The Journal of Geology*, 102, 6, p. 709-717.

REYNOLDS, J.M., 1997, *An introduction to applied and environmental geophysics*. Wiley, Chichester, 796 p.

RICHARDS, J.E, 1986, *Remote Sensing Digital Image Analysis: An Introduction*, Springer, New York, 363 p.

ROTT, H., SCHEUCHL, B., SIEGEL, A., GRASEMANN, B., 1999, Monitoring very slow slope movements by means of SAR interferometry : a case study from a mass waste above a reservoir in the Otztal Alps, Austria. *Geophysical Research Letters,* 26, p. 1 629–1 632.

S

SAFER., 2008, *Le marché foncier rural en Basse-Normandie - 1999-2008*. Rapport annuel, 15p.

SAILHAC, P., DARNET, M., MARQUIS, G., 2004, Electrical streaming potential measured at the ground surface forward modeling and inversion issues for monitoring infiltration and characterizing the vadose zone. *Vadose Zone Journal,* 3, 4, p. 1 200-1 206.

SAINT-BOMER, S., 2003, *Les Sources du Calvados, L'étude environnementale d'un objet géographique pour une meilleure gestion d'un patrimoine méconnu*. Mémoire de Maîtrise, Université de Caen Basse-Normandie, 89 p.

SANTOSO, A.M., PHOON, K.K., QUEK, S.T., 2011, Effects of soil spatial variability on rainfall-induced landslides, *Computers and Structures,* 89, p. 893–900.

SASS, O., BELL, R., GLADE, T., 2008, Comparison of GPR, 2D-resistivity and traditional techniques for the subsurface exploration of the Oschingen landslide, Swabian Alb Germany. *Geomorphology*, 93, 1-2, p. 89-103.

SATO, H.P., YAGI, H., KOARAI, M., IWAHASHI, J., SEKIGUCHI, T., 2007, Airborne LIDAR Data Measurement and Landform Classification Mapping in Tomari-no-tai Landslide Area, Shirakami Mountains, Japan, *in* Sassa K, Fukuoka H, Wang F, Wang G Eds. *Progress in Landslide Science*, Springer, Berlin, p. 237–249.

SCHNEEBELI, G., 1987, *Hydraulique souterraine*. Collection du Centre de recherches et d'essais de Chatou. Eyrolles, Paris, 362 p.

SCHROTT, L., SASS, O., 2008, Application of field geophysics in geomorphology : advances and limitations exemplified by case studies. *Geomorphology*, 93, 1–2, p. 55–73.

SCHULZ, W.H., 2004, *Landslide mapped using LIDAR imagery*, Open-File Report 2004-1396, Rapport U.S. Geological Survey, 11 p.

SCHULZ, W.H., 2007, Landslide susceptibility revealed by LIDAR imagery. *Engineering Geology,* 89, p. 67-87.

SEGUIN, J.J., GOMEZ, E., WUILLEUMIER, A., 2009, Les Indicateurs piézométriques. Un outil dans la gestion des hydrosystèmes. *Orientations méthodologiques,* BRGM/RP-58139-FR, 164 p.

SINELLE, C., 1989, *Les Glissements de terrain du Nice havrais, commune de Sainte Adresse, Seine-Maritime*. Mémoire de diplôme d'ingénieur, CNAM, Géologie appliquée, Paris, 290 p.

SISFRANCE, 2011, Sismicité de la France, http://www.sisfrance.net, Bureau de recherches géologiques et minières, BRGM.

SOETERS, R., VAN WESTEN, C.J., 1996, Slope instability recognition, analysis, and zonation, *in* K.A. Turner, R.L. Schuster (Eds.), *Landslides : investigation and mitigation, Transport Research Board Special Report*, 247, p. 129–177.

SOMERTON, W.H., 1959, A laboratory study of rock breakage by rotary drilling. *Journal petroleum technology*, 219, 5, p. 92-97.

SOUCHET, G., 1992, Le Karst du Lunain : Impact sur les captages. Étude hydrogéologique et hydrochimique. Rapport d'étude du DPE-CRECEP, 153 p.

SOUCHET, G., 2001, *Le Karst du Lunain : Impact sur les captages, Étude hydrogéologique et Hydrochimique*. Rapport d'étude, Direction de la protection de l'environnement de la SAGEP, 153 p.

SPEIGHT, J.G., 1977, Landform pattern description from aerial photographs. *Photogrammetria*, 32, 5, p. 161-182.

SQUARZONI, C., DELACOURT, C., ALLEMAND, P., 2005, Differential single-frequency GPS monitoring of the La Valette landslide French Alps. *Engineering Geology*, 79, p. 215-229.

SUDHA, K., ISRAIL, M., MITTAL, S., RAI, J., 2009, Soil characterization using electrical resistivity tomography and geotechnical investigations. *Journal of Applied Geophysics*, 67, 1, p. 74-79.

T

TACHER, L., BONNARD, C., LALOUI, L., PARRIAUX, A., 2005, Modelling the behaviour of a large landslide with respect to hydrogeological and geomechanical parameter heterogeneity. *Landslides*, 2, p. 3-14.

TARCHI, 2003, Landslide monitoring by using ground-based SAR interferometry : an example of application to the Tessina landslide in Italy. *Engineering Geology*, 68, p. 15-30.

TEISSON, C., 1992, Surélévation future du niveau de la mer : conséquences et stratégies dans l'aménagement du littoral. CETMEF, ER PM 92.01, 42 p.

TELFORD, W.M., GELDART, L.P., SHERIFF, R.E., KEYS, D.A., 1976, *Applied Geophysics.* Cambridge University Press, Cambridge, p. 860.

TERLIEN, M.J.M., 1996, Modelling spatial and temporal variations in rainfall-triggered landslides. International Institute for Aerospace and Earth Sciences ITC., 32, Enschede, 254 p.

THEIS, C.V., 1935, The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and the duration of discharge of a well using groundwater storage. *American Geophysic Union, Transaction*, 16, p. 519-524

THEIS, C.V., 1952, *The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using ground water storage.* US Deptartment of the Interior, Geological Survey, Water Resources Division, Ground Water Branch, Ground water notes hydraulics, 5, p. 54-62.

THIEM, G., 1906, *Hydrologische methoden.* Thèse de Doctorat, Leipzig, Gebhardt's Verlag, 56 p.

THIERY, Y., 2007, Susceptibilité du bassin de Barcelonnette (Alpes du Sud, France) aux ' mouvements de versant ' : cartographie morphodynamique, analyse spatiale et modélisation probabiliste. Thèse de doctorat, Université Caen Basse-Normandie, 445 p.

TOHARI, A., NISHIGAKI, M., KOMATSU, M., KANKAM-YEBOAH, K., DAIMARU, S., 2004, Field monitoring of hydrologic response of a residual soil slope to rainfall, *in* Lacerda, Ehrlich, Fontoura and Sayão Eds. *Landslides : Evaluation and Stabilization*, Taylor and Francis Group, London, p. 749-753.

TOTH, J., 1999, Groundwater as a geologic agent : an overview of the causes, processes, and manifestations. *Hydrogeology Journal,* 7, p. 1-14.

TRAVELLETTI, J., MALET, J.P., HIBERT, C., GRANDJEAN, G., 2009, *Integration of geomorphological, geophysical and geotechnical data to define the 3D morpho-structure of the La Valette mudslide Ubaye Valley, French Alp, in* Malet, J.P., Remaître, A., Boogard, T. eds. *Proceedings of the International Conference on Landslide Processes: from geomorpholgic mapping to dynamic modelling*, Strasbourg, CERG Éditions, p. 203-208.

TRAVELLETTI, J., DEMAND, J., JABOYEDOFF, M., MARILLIER, F., 2010, Mass movement characterization using a reflexion and refraction seismic survey with the sloping local base level concept. *Geomorphology,* 116, 1-2, p. 1-10.

TRAVELLETTI, J., MALET, J.P., 2012b, A methodology for characterizing the 3D geometry of flow-like landslides based on the integration of multi-source data. *Engineering Geology,* 128, p. 30-48.

TRAVELLETTI, J., SAILHAC, P., MALET, J.P., GRANDJEAN, G., PONTON, J., 2012a, Hydrological response of weathered clay-shale slopes : water infiltration monitoring with time-lapse electrical resistivity tomography. *Hydrological Processes*, 26, 14, p. 2 106–2 119.

TRZPIT, J.P., 1970, *Atlas de Normandie*, Article de présentation du climat normand. Caen, Association pour l'Atlas de Normandie, 3 planches et texte sur le climat.

TURNER, A.K., SCHUSTER, R.L., 1996, Landslide investigation and mitigation. National Research Council, Transportation Research Board, National Academy of Sciences,Washington, 673 p.

U

V

VALDES, D., 2005, *Variabilité spatiale du fonctionnement hydrologique de l'aquifère karstique de la craie Département de l'Eure, France.* Thèse de Doctorat, Université de Rouen, 287 p.

VALLET, J., SKALOUD, J., 2004, Development and experiences with a fully-digital handheld mapping system operated from a helicopter, i*n* The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences, Istanbul, 35, Part B5, 6 p.

VAN ASCH, T.W.J., BUMA, J., 1996a, Modelling groundwater fluctuations and the frequency movement of a landlside in the Terres Noires region of Barcelonette France. *Earth surface processes and landforms,* 22, p. 131-141.

VAN ASCH, T.W.J., HENDRIKS, M.R., HESSEL, R., RAPPANGE, F.E., 1996b, Hydrological triggering conditions of landslides in varved clays in the French Alps. *Engineering Geology*, 42, p. 239-251.

VAN ASCH, T.W.J, BUMA, J., VAN BEEK, L.P.H., 1999, A view on some hydrological triggering systems in landslides. *Geomorphology,* 30, p 25-32.

VAN ASCH, T.W.J., MALET, J.P., LUDOVICUS, P.H., VAN BEEK, L.P.H., AMITRANO, D., 2007a, Techniques issues and advances in numerical modeling of landslide hazard. *Bulletin Société Géologique Française,* 2, 178, p. 65-88.

VAN ASCH T.W.J, BUMA, J., VAN BEEK, L.P.H., BOGAARD, T.A., 2007b, Problems in predicting the mobility of slow-moving landslides. *Engineering Geology,* 91, p. 46-55.

VAN ASCH, T.W.J., MALET, J.P., BOGAARD, T.A., 2009, The effect of groundwater fluctuations on the velocity pattern of slow-moving landslide. *Natural Hazard and Earth System Sciences*, 9, p. 739-749.

VAN DEN EECKHAUT, M., VERSTRAETEN, G., POESEN, J., 2007, Morphology and internal structure of a dormant landslide in a hilly area : The Collinabos landslide Belgium. *Geomorphology*, 89, 3-4, p. 258-273.

VAN GENUCHTEN, M.B., VAN ASCH, T.W.J., 1988, Factors controlling the movement of a landslide in varved clays near La Mure French Alps. *Bulletin de la Société géologique de France,* 3, 8, p. 461-469.

VAN WESTEN, C.J., 2004, Geo-Information tools for landslide risk assessment: an overview of recent developments. *Landslide s: evaluation and stabilization,* 1, p. 39-56.

VARNES, D.J., 1978, Slope movement types and processes, *in* Schuster, R.L., Krizek, R.E.J. eds. *Landslides Analysis and Control. Transportation Research Board, National Research Council, Special report,* 176, National Academy press, New York, p. 11-33.

VEYRET, Y., GARRY, G., MESCHINET DE RICHEMEOND, N., 2004, *Risques naturels et aménagement en Europe*, Paris, Armand Colin, 254 p.

W

WANG, G., SASSA, K., 2003, Pore-pressure generation and movement of rainfall-induced landslides : effects of grain size and fine-particle content. *Engineering Geology*, 69, 1-2, p. 109-123.

WEBER, D., 2000, *Contribution de la géomorphologie à la connaissance des mouvements de terrain dans les " Terres Noires " alpines : le glissement coulée de Super-Sauze (Alpes de Haute Provence, France)*. Thèse de Doctorat, Université Louis Paster, Strasbourg, 311 p.

WELKNER, D., EBERHARDT, E., HERMANNS, R.L., 2010, Hazard investigation of the Portillo Rock Avalanche site, central Andes, Chile, using an integrated field mapping and numerical modelling approach. *Engineering Geology*, 114, 3-4, p. 278-297.

WIECZOREK, G., GLADE, T., 2005, Climatic factors influencing occurrence of debris flows, *in Debris-flow Hazards and Related Phenomena*, Springer Praxis Books, p. 325-362.

X

Y

Z

ZHU, X., XU, Q., ZHOU, J., DENG, M., 2012, Remote Landslide Observation System with Differential GPS, *Procedia Earth and Planetary Science*, 5, p. 70-75.

TABLE DES FIGURES

Figure I-1. *Démarche d'évaluation et de gestion des risques (d'après Crozier & Glade, 2005).. ..... 12*
Figure I-2 . *Structure de la thèse. 15*

Figure 1-1. *Littoral bas-normand entre la Baie des Veys et la Baie de Seine. 22*
Figure 1-2 . *Cartographie des événements historiques dans le quart nord-est du Pays d'Auge. 23*
Figure 1-3. *Aperçu des dommages structurels provoqués lors de l'accélération 1982 sur la villa Chanteclair (A), de l'accélération 1982 sur la villa Cheval de Brique 1982 (B), et de l'accélération de 1995 sur la propriété du Pré de l'Aumône (C) (localisation des villas sur la figure 2-19). 24*
Figure 1-4. *Secteurs instables soumis à des glissements de terrain 'actifs' entre Trouville-sur-Mer et Cricquebœuf. 25*
Figure 1-5*. Glissements de terrain sur la commune de Trouville-sur-Mer déclenchés suite aux orages du 1er juin 2003 (source : Lebret, 2003). (A) Glissement au lieu-dit "Les Creuniers", en amont du glissement de Hennequeville, (B) Glissement superficiel déclenché à l'est du glissement du Chant des Oiseaux. 25*
Figure 1-6. *Les rues de Trouville-sur-Mer suite aux inondations de Juin 2003 (A - cliché Géosciences Consultants 2003) et de Septembre 2007 (B - cliché Ouest-France 2007). 27*
Figure 1-7*. Érosion et recul du pied du versant en aval du glissement des Fosses du Macre à la suite de fortes marées et tempêtes en février 2009 (A), et en avril 2010(B). 27*
Figure 1-8. *Ouvrages de protection du littoral au droit du bourg de Villerville soumis aux impacts des vagues lors de tempêtes au début du XXème siècle. 28*
Figure 1-9*. Cartographie des épicentres historiques régionaux avec valeurs des intensités (SisFrance, 2012). 29*
Figure 1-10. *Le Pays d'Auge et son réseau hydrographique principal. 30*
Figure 1-11. *Profils topographiques du plateau du Pays d'Auge et principaux cours d'eau (Localisation des profils sur la Figure 1-10). 30*
Figure 1-12. *Coupe lithostratigraphique synthétique de la région de Villerville (d'après Sinelle, 1989). 32*
Figure 1-13. *Morphologie des falaises du Pays d'Auge (modifiée d'après Flageollet et al., 1987). 33*
Figure 1-14. *Escarpement principal crayeux au lieu-dit 'les Creuniers' sous le sémaphore d'Hennequeville en amont immédiat de la RD 513. ..... 34*
Figure 1-15. *Évolution du versant depuis le Weichsélien jusqu'à l'actuel (modifié d'après Flageollet et Helluin, 1984). 36*
Figure 1-16*. Températures et précipitations moyennes annuelles calculées pour la période 1971-2000 – Cartes interpolées par la méthode AURELHY prenant en compte le relief (résolution 1km), (d'après Météo France mars 2009). 39*
Figure 1-17. *Normales de températures, pluviométrie et évapotranspiration pour la période 1981-2010 à la station de St Gatien-des-Bois (données Météo France). 41*
Figure 1-18. *Variations pluviométriques enregistrées à la station de St Gatien-des-Bois entre 1949 et 2011. ..... 41*
Figure 1-19*. L'estuaire de la Seine avec ses aménagements portuaires et littoraux : principales orthogonales de houle et transit sédimentaire. 43*

Figure 2-1. *Localisation des zones instables et des principaux éléments exposés entre Trouville-sur-Mer et Cricqueboeuf en 2010. ..... 46*
Figure 2-2. *Trait de côte entre Trouville-sur-Mer et Hennequeville. 47*
Figure 2-3*. Trait de côte au droit du glissement d'Hennequeville (Trouville-sur-Mer). 48*
Figure 2-4. *Trait de côte au pied du glissement du Cirque des Graves. 48*
Figure 2-5. *Trait de côte au pied du village de Villerville et du glissement des Fosses du Macre. 49*
Figure 2-6. *Trait de côte entre le glissement des Fosses du Macre et Honfleur. 50*
Figure 2-7. *Profil topographique (schématique) avec la répartition de la morphologie du versant : interprétation schématique du glissement dans le secteur d'Hennequeville. 50*
Figure 2-8. *Croquis morphologique simplifié du glissement du Chant des Oiseaux à Trouville-sur-Mer. 52*
Figure 2-9. *Profil transversal AA' de la partie est du glissement du Chant des Oiseaux. 53*
Figure 2-10. *Croquis morphologique simplifié du glissement d'Hennequeville. 54*
Figure 2-11. *Profil transversal AA' de la partie est du glissement d'Hennequeville. 55*
Figure 2-12. *Croquis morphologique simplifié du glissement du Cirque des Graves à Villerville (voir légende sur la figure 2-8). 55*
Figure 2-13. *Profils transversaux AA' et BB' du glissement du Cirque des Graves (Villerville). 56*

Figure 2-14. *Glissements boueux et dépôts en aval du centre du glissement du Cirque des Graves en 2008. ..... 57*
Figure 2-15. *Croquis morphologique simplifié du glissement des Fosses du Macre (Cricqueboeuf). 58*
Figure 2-16. *Profil transversal de la partie ouest du glissement des Fosses du Macre. 59*
Figure 2-17. *Fissures ouvertes et affaissement de la RD 513 au droit du glissement du Champ des Oiseaux à Trouville-sur-Mer (A), et du glissement du Cirque des Graves à Villerville (B). 60*
Figure 2-18. *Fissuration et affaissement de la route départementale RD 513 dans la partie ouest du glissement d'Hennequeville en 1986 (A) et 2007 (B). 61*
Figure 2-19. *Localisation du bâti et des aménagements endommagés ou détruits lors des crises et positions successives de l'escarpement principal au Cirque des Graves et aux Fosses du Macre (Villerville-Cricqueboeuf). 62*
Figure 2-20. *Vue aérienne du quartier des Graves montrant les principaux aménagements endommagés ou détruits. Le camping est situé au premier plan (extrait du journal Ouest-France paru en janvier 1982). 63*
Figure 2-21. *Vue vers l'est (coté bourg de Villerville) du chemin des Fondrières affecté par trois escarpements (A) ; Limite de l'escarpement 'principal' au droit du chemin des Fondrières avec vue vers l'ouest sur le quartier des Graves (B) (extraits du journal Ouest-France paru en janvier 1982). 63*
Figure 2-22. *Morphologie du glissement des Fosses du Macre suite à l'accélération des 12-13 février 1988 (d'après Helluin, 1988). 64*
Figure 2-23. *Vue aérienne des Fosses du Macre (vue vers l'ouest) suite à l'accélération de février 1988 avec au premier plan, le soulèvement de l'estran en un bourrelet discontinu. 64*
Figure 2-24. *Vue aérienne des Fosses du Macre suite à l'accélération de février 1988 avec à l'arrière plan l'escarpement principal et au premier plan, de nombreuses factures ouvertes (chemin à gauche). 65*
Figure 2-25. *Recul de l'escarpement principal et affaissement au droit de la propriété Les Ecores lors de l'accélération de mars 1995 du glissement des Fosses du Macre à Cricqueboeuf. 65*
Figure 2-26. *Positions de l'escarpement principal en 1995 (A) et 2001 (B) au droit des propriétés les Préfailles et les Ecores au glissement des Fosses du Macre à Cricqueboeuf (Photo : DREAL Basse-Normandie, avril 2001). 66*
Figure 2-27. *Des habitations endommagées ou détruites par les glissements de terrain à Cricqueboeuf et à Hennequeville. 66*
Figure 2-28. *Des habitations endommagées ou détruites par les glissements de terrain à Cricqueboeuf et à Villerville. 67*

Figure 3-1. *Schématisation des méthodes de terrain employées pour l'identification géométrique du versant. 72*
Figure 3-2. *Approche méthodologique mise en œuvre pour la définition d'un modèle géométrique d'un glissement de terrain. 73*
Figure 3-3. *Interprétation des formes principales et des modelés relevés sur le terrain. 74*
Figure 3-4. *Localisation des points et profils de contrôle altimétriques pour la vérification de la qualité du MNT LiDAR d'avril 2010 (cirque des Graves, Villerville). 76*
Figure 3-5. *Profils topographiques comparés entre levé dGPS et interpolation du levé LiDAR. 77*
Figure 3-6. *Méthode d'interprétation avec observations de terrain, documents photographiques et levés topographiques anciens. 78*
Figure 3-7. *Méthode d'interprétation avec exploitation du levé LiDAR et résultats. 79*
Figure 3-8. *Cartographie du modelé de détail à l'aide du MNT LiDAR d'un secteur très boisé et peu accessible en partie amont du Cirque des Graves. 80*
Figure 3-9. *Cartographie des formes à l'est des Fosses du Macre, apport des interprétations LiDAR. 80*
Figure 3-10. *Escarpements principaux et secondaires remarquables dans les Fosses du Macre (A) et le Cirque des Graves (B, C). 81*
Figure 3-11. *Légende utilisée pour les différentes cartographies topo-morphologiques. 82*
Figure 3-12. *Cartographie topo-morphologique du glissement des Fosses du Macre (mise à jour en mars 2012). 83*
Figure 3-13. *Cartographie topo-morphologique du glissement de Hennequeville (mise à jour en mars 2012). 84*
Figure 3-14*. Cartographie topo-morphologique du glissement du Cirque des Graves (mise à jour en mars 2012). 85*
Figure 3-15. *Implantation des profils sismiques, électriques et des forages fournissant une information géologique dans et à proximité du Cirque des Graves et des Fosses du Macre. 86*
Figure 3-16. *Localisation des forages réalisés depuis 1978 dans les deux cirques. 87*
Figure 3-17. *Paramètres de forage enregistrés au sondage LCPC_SD4 réalisé le 16-novembre 2010. ..... 89*
Figure 3-18. *Exemples de caractéristiques lithologiques réinterprétées aux forages SC8 et I1 pour une homogénéisation des données. 90*
Figure 3-19. *Échantillons issus des carottages réalisés en novembre 2009 au Cirque des Graves. 91*
Figure 3-20. *Affleurements et formations observés au pied de versant du Cirque des Graves (novembre 2011). 91*
Figure 3-21. *Valeurs des angles de frottement interne de différentes formations issues de la littérature. 92*
Figure 3-22. *Valeurs de cohésion de différentes formations issues de la littérature. 93*
Figure 3-23. *Dispositif inclinométrique. 94*

Figure 3-24. *Mesures des déplacements relatifs des inclinomètres OM_SC1 en 1986 et I5 en 2006. ..... 95*
Figure 3-25. *Schématisation du dispositif Wenner-Schlumeberger (d'après Filliat, 1981) 96*
Figure 3-26. *Contexte environnemental le long des profils électriques 6, 4 et 16. ..... 97*
Figure 3-27. *Profils de résistivités électriques mesurées sur le Cirque des Graves et les Fosses du Macre. 97*
Figure 3-28. *Focus sur les profils de résistivité électrique implantés au Cirque des Graves. 98*
Figure 3-29. *Profils de résistivité électrique croisés sur le Cirque des Graves. 98*
Figure 3-30. *Profils de résistivité électrique implantés aux Fosses du Macre. 99*
Figure 3-31. *Tomographie de résistivité électrique Wenner-Schlumberger du profil 2-3 d'orientation est-ouest sur le glissement du Cirque des Graves. 101*
Figure 3-32. *Tomographie de résistivité électrique Wenner-Schlumberger du profil 6 d'orientation nord-sud sur le glissement du Cirque des Graves. 102*
Figure 3-33. *Profil de tomographie de sismique réfraction n°18 'Camping' réalisé au Cirque des Graves et profil géologique interprété. 105*
Figure 3-34. *Prospection GPR le long du CD 513 en amont des glissements du Cirque des Graves (Villerville) et du Chant des Oiseaux (Trouville-sur-Mer). 106*
Figure 3-35. *Vues aériennes sur la RD 513 en amont du glissement du Cirque des Graves en 2001 et 2007. ..... 107*
Figure 3-36. *Profils GPR 74-75-77-79 au Cirque des Graves (Tronçon n°4). 107*
Figure 3-37. *Procédure de traitement du signal GPR pour interprétation des radargrammes. 108*
Figure 3-38. *Radargrammes GPR et interprétation du profil 79 (glissement du Cirque des Graves) et du profil 86 (glissement du Chant des Oiseaux). 109*
Figure 3-39. *Subdivision du glissement du Cirque des Graves en 87 compartiments définis comme des unités morphologiques individuelles délimitées par leur morphologie et leur altitude. 110*
Figure 3-40. *Cartographie des panneaux de craie différenciés selon leur degré de certitude pour le glissement du Cirque des Graves. 111*
Figure 3-41. *Affleurements et blocs de craie au Cirque des Graves. 112*
Figure 3-42. *Cartographie des panneaux de craie différenciés selon leur degré de certitude pour le glissement des Fosses du Macre. 113*
Figure 3-43 . *Localisation des coupes interprétatives (A) au Cirque des Graves et (B) aux Fosses du Macre. 114*
Figure 3-44. *Cartographie des panneaux de craie du secteur 'Parc des Graves, Ancien camping' 114*
Figure 3-45. *Coupes interprétatives de la structure interne de la partie est du Cirque des Graves. 115*
Figure 3-46. *Coupes interprétatives de la structure interne de la partie ouest du Cirque des Graves. 116*
Figure 3-47. *Coupes interprétatives de la structure interne des Fosses du Macre. 117*
Figure 3-48. *Schématisation de la méthode SLBL (d'après Jaboyedoff et al., 2009) 118*
Figure 3-49. *Profil d'interprétation numéro 5 en partie médiane du Cirque des Graves et essais de niveaux de bases (SLBL) pour le compartiment 67 du glissement. 118*
Figure 3-50. *Compartiments du Cirque des Graves utilisés pour le SLBL et localisation des profils SLBL. 119*
Figure 3-51. *Application de la méthode SLBL au Cirque des Graves (Villerville). 120*
Figure 3-52. *Morpho-structure du versant littoral dans le secteur des glissements du Cirque des Graves et des Fosses du Macre (Fond MNT issu du plan topographique de 1976). 121*
Figure 3-53. *Escarpement basal du glissement des Fosses du Macre et du bourg de Villerville. 122*
Figure 3-54. *Coupe géologique dans l'axe de la paléo-vallée au droit du bourg de Villerville. 122*

Figure 4-1. *Réseau de surveillance piézométrique. 124*
Figure 4-2. *Localisation des piézomètres sélectionnés du réseau du Bassin Seine-Normandie du BRGM du Pays d'Auge. 127*
Figure 4-3. *Profils de tomographie électrique permettant de localiser les zones à fortes conductivités hydrauliques. 128*
Figure 4-4. *Identification des zones saturées dans les carottages. 129*
Figure 4-5. *Exemple d'échantillons extraits par carottage et interprétations détaillées pour le sondage C2. ..... 130*
Figure 4-6. *Profil piézométrique moyen et valeurs (minimale et maximale) enregistrées dans les piézomètres entre novembre 2009 et janvier 2012. ..... 130*
Figure 4-7. *Texture des matériaux selon la classification de Jamagne. 131*
Figure 4-8. *Dispositif de terrain permettant les essais de pompage ou essais de type slug et prélèvements. 134*
Figure 4-9. *Courbes des remontées de nappes pour les piézomètres C2 et D en période 'humide' et en période 'sèche'. 135*
Figure 4-10. *Plages de porosités efficaces et de conductivité hydraulique de différentes roches non consolidées d'après Banton (1997) et Fetter (2001). 137*
Figure 4-11. *Courbes de rétention hydrique des échantillons A01 à F8 et correspondance entre valeur de pF et pression exercée sur les échantillons. 138*

Figure 4-12. *Plans d'eau de surface 'permanents' au Cirque des Graves (localisation sur la Figure 4-14)..... 140*
Figure 4-13. *Mares plus ou moins aménagées au Cirque des Graves..... 140*
Figure 4-14. *Hydrologie de surface observée (mares, résurgences, écoulements préférentiels) et réseau de talwegs théoriques extrait du MNT LiDAR aux Fosses du Macre (A) et au Cirque des Graves (B)..... 141*
Figure 4-15. *Sources et drains localisés dans la propriété 'Villa Tainfray' au Cirque des Graves. 143*
Figure 4-16. *Carte piézométrique de la nappe de la craie (d'après l'Atlas hydrogéologique numérique de l'Eure. Volet cartographie de l'aquifère de la craie. Rapport BRGM/RP-52989-FR (G. Arbonnier et al., 2004)..... 144*
Figure 4-17. *Cartographie piézométrique en hautes eaux par A) Interpolation par krigeage, B) Interpolation par splines. 144*
Figure 4-18. *Cartographie piézométrique en basses eaux par A) Interpolation par krigeage, B) Interpolation par splines. 145*
Figure 4-19. *Les différents systèmes aquifères possibles du versant à l'amont et dans le glissement du Cirque des Graves (coupe interprétative n°6 localisée sur Figure 3-43). 146*
Figure 4-20. *Localisation des échantillons prélevés pour essais hydrochimiques en 2010 au Cirque des Graves..... 147*
Figure 4-21. *Résultats des analyses chimiques de la campagne du 25 mai 2010 au Cirque des Graves avec diagramme de Piper et diagramme Silice et l'alcalinité résiduelle calcique. 148*
Figure 4-22. *Composition majeure des échantillons prélevés au Cirque des Graves. Résultats des analyses chimiques de la campagne du 25 mai 2010 au Cirque des Graves avec (A) diagramme HCO3=f(Ca) et (B) diagramme (Cl=f(Na)..... 149*

Figure 5-1. *Réseau de surveillance des déplacements de surface et en profondeur..... 157*
Figure 5-2. *Évolution de la précision de la mesure par GPS en fonction du temps de stationnement du récepteur (session de mesure)..... 159*
Figure 5-3. *Localisation des stations GPS de référence et illustrations des deux types de bornes implantées..... 160*
Figure 5-4. *Ellipses d'erreurs mesurées pour les levés par GPS en RTK-Infill. 160*
Figure 5-5. *Antennes GPS permanentes implantées au Cirque des Graves. 161*
Figure 5-6. *Implantation des stations GPS 'permanentes' au Cirque des Graves à Villerville..... 162*
Figure 5-7. *Évolution des déplacements cumulés selon le temps et vecteur de déplacement (plan) du point 203 entre 1985 et 2011. ..... 163*
Figure 5-8. *Variation de l'inclinaison des bornes n°58, n°65 et n°203 entre 2003 et 2011..... 163*
Figure 5-9. *Vecteurs déplacements mesurés au Cirque des Graves entre le 2 avril 2008 et le 25 avril 2012. ..... 164*
Figure 5-10. *Fracture mesurée à la ville du Clos Marin en 2009 et 2010..... 165*
Figure 5-11. *Vitesses moyennes annuelles des déplacements mesurés au Cirque des Graves entre le 2 avril 2008 et le 25 avril 2012..... 166*
Figure 5-12. *Répartition des vitesses moyennes des déplacements de surface selon une coupe schématique (tracé de la coupe sur la figure 5-1)..... 166*
Figure 5-13. *Déplacements cumulés mesurés depuis 1985 dans le secteur est du Cirque des Graves (secteur du Parc des Graves, ancien camping). 167*
Figure 5-14. *Déplacements cumulés mesurés entre novembre 1992 et mars 2005 aux Fosses du Macre..... 168*
Figure 5-15. Longueurs des lignes de base VLRH-VLRV et VLRB-VLRV enregistrées entre le 1er août 2009 et le 31 août 2012. 169
Figure 5-16. *Valeurs d'inclinaisons frontales enregistrées par les capteurs Geobeads entre juillet 2010 et avril 2012. ..... 173*
Figure 5-17. *Valeurs d'inclinaisons globales enregistrées par les capteurs Geobeads entre juillet 2010 et avril 2012. ..... 173*
Figure 6-1*. Synthèse descriptive des documents utilisés (Lissak et al., in press). 176*
Figure 6-2. *Extrait de la carte de Cassini entre Pennedepie et Trouville-sur-Mer..... 177*
Figure 6-3. *Organigramme méthodologique d'estimation des déplacements du versant et de la mobilité du trait de côte pour les différentes sources d'informations utilisées (Lissak et al., in press). 178*
Figure 6-4. *Plan cadastral de 1829 du Cirque des Graves et localisation des points d'amer sélectionnés dans les zones stables du versant (Lissak et al., in press). 179*
Figure 6-5. *Exemple de positions successives de 'marqueurs haies' identifiés à partir des documents disponibles entre 1829 et 2010. Zoom sur les marqueurs n°1 et 2 utilisés à la figure 6-14 (Lissak et al., in press)..... 180*
Figure 6-6. *Exemple de 'marqueurs' potentiels bâtiments et routes dans les Fosses du Macre (Lissak et al., in press)..... 180*
Figure 6-7. *Précision de localisation des objets en fonction de l'échelle et de la résolution des données disponibles (Lissak et al., in press). 181*

Figure 6-8. *Boxplots des distances entre la position des points mesurés par GPS différentiel et par interprétation des documents, qui indiquent les erreurs de positionnement pour les documents de 1829, 1961, 1976 et 2000 (Lissak et al., in press).* *182*
Figure 6-9. *Extrait du tableau d'assemblage du cadastre de 1829 du secteur du Cirque des Graves (Villerville).* *183*
Figure 6-10*. Exemples de 'marqueurs' routes, limites de propriété et haies cartographié selon leurs indices de qualité IQ_M (Lissak et al., in press).* *183*
Figure 6-11. *Superposition du plan cadastral de 1961 et de l'orthophotographie de 2006 pour le secteur des Fosses du Macre (Lissak et al., in press).* *184*
Figure 6-12. *Déplacements totaux par interprétation d'images, pour la période 1829 – 2010 sur le Cirque des Graves (Lissak et al., in press).* *186*
Figure 6-13. *Exemple de déplacements cumulés (1829-2010) de six 'marqueurs' localisés au centre et en périphérie du Cirque des Graves à Villerville (Lissak et al., in press).* *186*
Figure 6-14. *Déplacements annuels moyens pour la période 1829 – 1976 sur le Cirque des Graves en comparant plan cadastral et plan topographique (Lissak et al., in press).* *187*
Figure 6-15. *Positions successives de quelques marqueurs en 1976 et en 2006 dans le secteur de l'ancien camping du Cirque des Graves (Lissak et al., in press).* *189*
Figure 6-16. *Extension du recul de l'escarpement principal au Cirque des Graves.* *190*
Figure 6-17. *Escarpement principal dans le secteur Trescartes (Photo : Maquaire, 2009).* *191*
Figure 6-18. *Vue aérienne de l'escarpement principal des Fosses du Macre en 1988 et 2001 (Photo : Maquaire, 1988 et DREAL, 2001).* *191*
Figure 6-19. *Positions de l'escarpement principal en 1995 et 2001 au droit des propriétés Les Troènes, Les Symphorines et les Préfailles du glissement des Fosses du Macre à Cricqueboeuf (Photo : DREAL Basse-Normandie, avril 2001).* *191*
Figure 6-20. *Évolution de la couronne de glissement au pied de la villa « Les Préfailles » depuis février 1988.* *192*
Figure 6-21. *Interprétation des positions successives de l'escarpement principal à l'est des Fosses du Macre et photographie de la villa 'Le Clos des Renards 1' dans les années 1930.* *193*
Figure 6-22. *Évolution de l'emprise des Fosses du Macre depuis le XIX^{ème} siècle.* *194*
Figure 6-23. *Affaissement de la route mesurée au droit des villas 'Trescartes' et 'Mirella' entre novembre 1982 et avril 1995 et reconstitué entre janvier 1982 et 2010.* *195*
Figure 6-24. *Vue aérienne des zones d'affaissement affectant la R.D. 513 au droit des villas 'Trescartes' (A) et 'Mirella' (B), lors de la crise de janvier 2001 du glissement du Cirque des Graves (Photo : DREAL, 2001).* *196*
Figure 6-25. *Radargramme du tronçon Mirella - 84 au Cirque des Graves.* *196*
Figure 6-26. *Radargramme interprété du tronçon Trescartes - 79 au Cirque des Graves.* *196*
Figure 6-27. *Carte postale envoyée en 1926 qui montre la digue et les épis au pied du bourg de Villerville.* *197*
Figure 6-28. *Ouvrages de défense contre la mer sur le littoral de la commune de Villerville.* *197*
Figure 6-29. *Ouvrages de défense contre la mer sur le littoral de la commune de Cricqueboeuf.* *198*
Figure 6-30. *Littoral entre le Cirque des Graves et les Fosses du Macre montrant les aménagements de défense contre la mer.* *198*
Figure 6-31. *Évolution de la position du trait de côte entre 1808 à 2010 au Cirque des Graves et au Fosses du Macre.* *199*
Figure 6-32. *Le trait de côte au pied des Fosses du Macre entre 1988 et 2012.* *200*
Figure 7-1*. Cumuls des précipitations comparés entre la station Saint-Gatien-des-Bois et Cirque des Graves pour l'année 2010.* *202*
Figure 7-2. *Précipitations annuelles enregistrées depuis 1949 à la station Météo France de Saint-Gatien-des Bois.* *203*
Figure 7-3. *Caractéristiques météorologiques (précipitations et évapotranspiration) entre 2007 et 2011 et normale pluviométrique 1981-2010 enregistrées à la station Saint-Gatien-des-Bois.* *204*
Figure 7-4. *Caractéristiques pluviométriques mensuelles entre 2007 et 2011 comparées aux normales mensuelles entre 1981-2010.* *204*
Figure 7-5*. Fluctuations piézométriques enregistrées en plusieurs points du plateau du Pays d'Auge entre 1976 et 2011.* *206*
Figure 7-6. *Cycle type des variations piézométriques des nappes de la craie.* *206*
Figure 7-7. *Variations piézométriques mesurées sur le glissement du Cirque des Graves et à Danestal entre février 2008 et mai 2011.* *208*
Figure 7-8. *Profils piézométriques saisonniers à l'est du Cirque des Graves.* *209*
Figure 7-9. *Niveaux piézométriques journaliers enregistrés en continu entre août 2009 et décembre 2011 pour les piézomètres PZ1, I2, SD4 et SD6.* *209*
Figure 7-10. *Pressions interstitielles mesurées par capteur Geobeads.* *210*
Figure 7-11. *Précipitations efficaces, précipitations brutes et variations piézométriques du puits 'Les Ramiers '...* *211*

Figure 7-12. *Précipitations efficaces rapportées aux variations piézométriques des sondages SD4 et PZ1,* *212*
Figure 7-13. *Ruptures primaires déterminées selon le test de Pettitt des séries des sondages PZ1 et SD6.* *214*
Figure 7-14. *Fonction d'autocorrélation calculée pour le piézomètre de Danestal.* *215*
Figure 7-15. *Variations piézométriques enregistrées pour le mois de février 2010 au sondage SD4 et SD6 en relations avec les précipitations efficaces.* *216*
Figure 7-16. *Fonction d'autocorrélation calculée pour les piézomètres SD4 et SD6.* *217*
Figure 7-17. *Corrélogramme des précipitations efficaces croisées aux variations piézométriques journalières au piézomètre PZ1* *218*
Figure 7-18. *Fréquence relative d'association croisée des séries temporelles de précipitations et piézométriques pour les piézomètres SD4 et PZ1.* *220*
Figure 7-19. *Relations entre les variations de la nappe de Danestal et les pluies efficaces annuelles entre 1974 et 2012.* *221*
Figure 7-20. *Relations entre les déplacements mesurés sur le glissement du 'Cirque des Graves' et les niveaux piézométriques de la nappe de Danestal sur la période 1985 – 2008.* *223*
Figure 7-21*. Relations entre les déplacements GPS (VLRH et VLRB), les niveaux piézométriques (SD4 et C2), les pressions interstitielles (A4) enregistrés au Cirque des Graves et les précipitations de la station de Saint-Gatien-des-Bois.* *224*
Figure 7-22. *Relations entre les fluctuations piézométriques (SD4) et les déplacements GPS (VLRH et VLRB), durant la 1ère période d'accélération (11 décembre 2009 au 13 mai 2010).* *225*
Figure 7-23. *Relations entre les fluctuations piézométriques (SD4) et les déplacements GPS (VLRH et VLRB), durant la 2nd période d'accélération (9 novembre 2010 au 16 mars 2011).* *226*

Figure 8-1. *Cartes postales anciennes qui illustrent l'attractivité touristique de la commune de Villerville vers le début du XXème siècle.* *232*
Figure 8-2. *Cartes postales datant des années 1970 qui illustrent 'l'âge d'or' de l'attractivité touristique de la commune de Villerville.* *233*
Figure 8-3*. Schématisation des aménagements principaux des deux cirques entourant le village de Villerville avant 1982.* *234*
Figure 8-4. *Photographies issues de coupures de presse (Ouest-France - Janvier 1982) permettant d'identifier les bâtiments présents dans le Cirque des Graves avant la première réactivation du glissement.* *234*
Figure 8-5. *Schématisation des aménagements principaux des deux cirques entourant le village de Villerville : situation après la crise de 1982 et localisation des principales zones d'impact.* *235*
Figure 8-6. *Limite de la zone 'active' du Cirque des Graves qui affecte la route et englobe de nombreux bâtiments aujourd'hui disparus.* *236*
Figure 8-7. *Conséquences directes à la réactivation de janvier 1982.* *236*
Figure 8-8. *Dommages structurels récents observés dans les deux cirques.* *238*
Figure 8-9. *Schématisation des aménagements principaux des deux cirques entourant le village de Villerville : État en 2012.* *239*
Figure 8-10. *La commune de Villerville en 2012 : principaux aménagements entrepris depuis les années 1990.* *240*
Figure 8-11. *Extrait de la carte ZERMOS de Trouville-sur-Mer et Pont-l'Evêque parue en 1976.* *241*
Figure 8-12. *Extrait du Plan d'Exposition aux Risques mouvements de terrain et de la cartographie de l'aléa mouvement de terrain du PPR de Villerville et Cricquebœuf.* *242*
Figure 8-13. *Extrait de l'entretien réalisé à la mairie de Villerville - le 1er avril 2011.* *243*
Figure 8-14. *Stratégie de gestion menée pour la commune de Villerville après la crise de 1982.* *244*
Figure 8-15. *Parcelles acquises par le Conseil Général depuis 1984.* *245*
Figure 8-16. *Drains 'artisanaux' permettant le drainage des eaux de subsurface en partie médiane du Cirque des Graves, jusqu'au pied du versant.* *247*
Figure 8-17. *Localisation des ouvrages de défense du littoral entre Villerville et Cricquebœuf en 2010.* *248*
Figure 8-18. *Extension de la tâche urbaine depuis 1800 entre Trouville-sur-Mer et Cricqueboeuf.* *251*
Figure 8-19. *Réponses de la question 8 et question 33 du questionnaire.* *253*
Figure 8-20. *Hiérarchisation des phénomènes 'naturels' les plus craints par les habitants entre Trouville-sur-Mer et Cricqueboeuf.* *253*
Figure 8-21. *Dangerosité des phénomènes 'naturels' estimée par les personnes interrogées.* *254*
Figure 8-22. *Estimation des conséquences possibles en cas de déclenchement de glissement de terrain.* *254*
Figure 8-23. *Les personnes interrogées se sentent-elles suffisamment informées sur les risques : réponse aux questions 17 et 22 du questionnaire.* *255*

Figure 9-1. *Méthodologie d'évaluation des conséquences potentielles (d'après Malet et al., 2006)* *258*
Figure 9-2. *Exemples de catégories d'enjeux corporels directs entre Trouville-sur-Mer et Cricquebœuf.* *259*

Figure 9-3. *Route départementale 513 déformée par les mouvements 'permanents'. 260*
Figure 9-4. *État du réseau et localisation des éléments exposés en 2010. ..... 261*
Figure 9-5. *Occupation du sol à l'échelle départementale et de l'utilisation du sol à l'échelle communale. 263*
Figure 9-6. *Tableau descriptif des catégories d'enjeux avec exemples de valeurs affectées aux différents coefficients permettant de calculer les conséquences potentielles (modifié d'après Malet et al., 2006). 264*
Figure 9-7. *Cartographie des enjeux corporels directs (C_C) et indice attribué pour chaque élément..... 266*
Figure 9-8. *Cartographie des enjeux structurels et fonctionnels directs..... 267*
Figure 9-9. *Cartographie des enjeux fonctionnels indirects..... 268*
Figure 9-10*. Cartographie des conséquences potentielles totales..... 269*
Figure 9-11. *Limites potentielles de l'extension des cirques sur le long terme. 271*
Figure 9-12. *Extrait de la carte d'aléas du projet de PPR dans le secteur du bourg de Villerville et du Cirque des Fosses du Macre (LRPC de Rouen)..... 272*
Figure 9-13. *Extrait du zonage de la carte d'aléas du projet de PPR du Cirque des Graves et des Fosses du Macre (LRPC de Rouen). 273*
Figure 9-14. *Extrait du zonage d'aléa proposé pour le versant du Cirque des Graves et des Fosses du Macre..... 274*
Figure 9-15. *Extrait des conséquences potentielles totales pour le versant autour du Cirque des Graves et des Fosses du Macre. 275*

TABLE DES TABLEAUX

***Tableau 1-1**. Principaux secteurs et linéaires de côtes à falaise à risques entre la Baie de Veys et la Baie de Seine (Calvados)..... 22*
***Tableau 1-2.** Récapitulatif des normales pluviométriques pour les stations Caen-Carpiquet, Deauville-St Gatien-des-Bois (1981-2010) et Le Havre (1961-1990) (Données Météo France). 40*
***Tableau 1-3.** Niveaux caractéristiques de la marée au Havre et à Deauville (enregistrés en 2010 par le SHOM et extraits d'un rapport du GRESARC, 2008). 42*

***Tableau 2-1.** Dynamiques des glissements de terrain observés depuis l'accélération de 1982. ..... 67*

***Tableau 3-1.** Description des forages réalisés et équipements installés au Cirque des Graves et aux Fosses du Macre entre 1978 et 2011**.**..... 88*
***Tableau 3-2**. Indices et limites de plasticité minimum et maximum enregistrés dans le secteur du Cirque des Graves entre 1990 (Maquaire, 1990) et 2006 (rapport Hydrogéotechnique, 2006). 93*
***Tableau 3-3**. Descriptif des différents tubes inclinométriques et profondeurs des surfaces de glissement détectées au Cirque des Graves depuis 1986. ..... 94*
***Tableau 3-4**. Gammes de valeurs de résistivité pour différentes formations relevées dans la littérature. 99*
***Tableau 3-5**. Interprétation des valeurs de résistivité inversée au Cirque des Graves et aux Fosses du Macre. 100*
***Tableau 3-6**. Gammes de valeurs de vitesses sismiques Vp mesurées en sismique réfraction pour différentes formations relevées dans la littérature. 104*

***Tableau 4-1.** Descriptif des tubes piézométriques au Cirque des Graves et Fosses du Macre 125*
***Tableau 4-2.** Enregistreurs de données hydrologiques installés sur les sites du Cirque des Graves et des Fosses du Macre depuis novembre 2005**.**..... 126*
***Tableau 4-3.** Distribution granulométrique et profondeur d'échantillonnage des formations extraites du corps du glissement du Cirque des Graves..... 132*
***Tableau 4-4.** Récapitulatifs des essais réalisés dans des piézomètres au Cirque des Graves (Villerville). 134*
***Tableau 4-5.** Valeurs de conductivité hydraulique K mesurées par essais d'eau de type LEFRANC en 2005 par le bureau d'études Hydrogéotechnique. 136*
***Tableau 4-6.** Teneur en eau volumique et densité apparente selon la texture..... 138*

***Tableau 5-1.** Dispositif de surveillance mis en place sur le glissement du Cirque des Graves et des Fosses du Macre pour mesurer les déplacements de surface. 156*
***Tableau 5-2**. Accélérations saisonnières enregistrées entre 2010 et 2012 pour les stations VLRH et VLRB. 170*
***Tableau 6-1.** Définition de l'indice de qualité de précision géométrique des sources d'information (IQS) et de l'indice de détermination des 'marqueurs' (IQM) (Lissak et al., in press). 179*
***Tableau 6-2.** Nombre de marqueurs identifiés pour chaque source et indices de qualité de précision des 'marqueurs' (IQM) associés (Lissak et al., in press). 185*
***Tableau 6-3.** Comparaison de déplacements cumulés de certains 'marqueurs' estimés par interprétation d'images et mesurés sur le terrain (localisation figure 6-15) (Lissak et al., in press). 188*
***Tableau 6-4.** Déplacements estimés de quelques 'marqueurs' situés dans le secteur de l'ancien camping au Cirque des Graves. Les marqueurs sont localisés sur la figure 6-13 (Lissak et al., in press). 188*
***Tableau 7-1.** Caractéristiques du régime pluviométrique dans la région de Trouville-sur-Mer depuis 2007. ..... 203*
***Tableau 7-2.** Synthèse des analyses d'association effectuées et seuils associés. 219*
***Tableau 7-3.** Caractéristiques pluviométriques lors des crises d'accélérations depuis janvier 1982. ..... 221*
***Tableau 7-4.** Épisodes d'accélération enregistrés par la station GPS VLRB et niveaux piézométriques associés (SD4 et C2). 227*

***Tableau 8-1.** Dommages physiques 'directs' provoqués par les événements majeurs des glissements du Cirque des Graves et des Fosses du Macre depuis 1982. ..... 237*
***Tableau 8-2.** Extrait de la base de données créée à partir des archives municipales sur les ouvrages de protection du littoral financés par tiers sur la commune de Villerville. 248*

***Tableau 9-1.** Classe des conséquences potentielles totales (d'après Malet et al., 2006). 265*

Tableau 9-2. *Classes d'aléa pour les 'grands' glissements' pour le versant autour du Cirque des Graves et des Fosses du Macre. 274*
Tableau 9-3. *Classes de risque pour les 'grands' glissements' pour le versant autour du Cirque des Graves et des Fosses du Macre (d'après Malet et al., 2006). 275*

TABLE DES MATIERES

Sommaire 3

Remerciements 5

Résumés 9

INTRODUCTION GENERALE 11

PARTIE I 19

LES VERSANTS CÔTIERS DE LA PARTIE ORIENTALE DU CALVADOS 19

CHAPITRE 1. CADRE PHYSIO-GEOGRAPHIQUE DU SECTEUR D'ETUDE 21

1.1. Introduction 21

1.2. Un secteur à risques 21

1.2.1. Des instabilités de versants fréquentes par éboulements de falaise et glissements de terrain 22

1.2.2. Affaissements et effondrements de cavités souterraines 26

1.2.3. Des inondations par débordements des cours d'eau et par écoulements de versant concentrés 26

1.2.4. Inondations par submersions marines, franchissement lors de tempêtes et érosion du littoral 27

1.2.5. Une très faible activité sismique 28

1.2.6. Conclusion 29

1.3. Contexte morphostructural régional 29

1.3.1. Le plateau du Pays d'Auge 29

1.3.2. Une litho-stratigraphie marquée par un pendage régulier vers l'est 30

1.3.3. Un versant littoral à la morphologie particulière 'héritée' 32

1.3.4. Les formes et formations quaternaires du Pays d'Auge 34

1.3.4.1. Nature des formations quaternaires 34

1.3.4.2. Mise en place des formes et formations et chronostratigraphie 35

1.4. Contexte hydro-climatique et océanique régional 37

1.4.1. Hydrologie de surface et souterraine 37

1.4.1.1. Hydrologie de surface 37

1.4.1.2. Hydrologie souterraine des aquifères crayeux du Crétacé 38

1.4.2. Un climat tempéré océanique 39

1.4.2.1. Disparités climatiques régionales 39

1.4.2.2. Tendances générales depuis 1949 41

1.4.3. Conditions marines océanographiques 42

1.4.3.1. La marée 42

1.4.3.2. Une houle à prédominance nord-ouest 42

1.4.3.3. Une position proche d'un estuaire fortement aménagé 43

1.5. Conclusion du chapitre 1 44

CHAPITRE 2. LES GLISSEMENTS DE TERRAIN DES VERSANTS LITTORAUX DU PAYS D'AUGE 45

2.1. Introduction 45

2.2. Un contexte sociétal à forts enjeux 45

2.3. Caractéristiques morphologiques des versants côtiers du Pays d'Auge 47

2.3.1. Une morphologie de trait de côte composite 47
2.3.2. Une morphologie de versant littoral spécifique aux glissements de terrain actifs 50

2.4. Morphologie des quatre glissements actifs 51
2.4.1. Caractéristiques morphologiques du glissement du *Chant des Oiseaux* 51
2.4.2. Caractéristiques morphologiques du glissement d'*Hennequeville* 53
2.4.3. Caractéristiques morphologiques du glissement du *Cirque des Graves* 55
2.4.4. Caractéristiques morphologiques du glissement des *Fosses du Macre* 58

2.5. Des glissements de terrain en activité qui génèrent des dommages de natures variées ..60
2.5.1. Des instabilités connues mais non alarmantes 60
2.5.2. Une activité permanente remarquable 60
2.5.3. Des instabilités rythmées par des crises 61

2.6. Conclusion du chapitre 2 67

Conclusion de la première partie 68

PARTIE II 69

UNE MORPHOLOGIE ET UNE STRUCTURE INTERNE COMPLEXES 69

CHAPITRE 3. CARTOGRAPHIE MORPHOLOGIQUE ET STRUCTURE INTERNE DU VERSANT / GÉOMÉTRIE DES GLISSEMENTS 71

3.1. Introduction 71

3.2. Une morphologie de surface caractéristique des glissements rotationnels et translationnels actifs 73
3.2.1. Techniques de terrain mises en œuvre pour la cartographie topo-morphologique 73
3.2.2. Techniques par interprétation d'images aériennes et optiques 75
3.2.3. Technique par interprétation de levé aérien LiDAR 75
3.2.3.1. Acquisition des données et traitement 75
3.2.3.2. Précision des données 76

3.3. Des indices morphologiques témoignant d'une activité récente 77
3.3.1. Premier essai cartographique par interprétation d'images et observations de terrain 77
3.3.1.1. Cartographie topo-morphologique à l'échelle du 1/2 000ème 77
3.3.1.2. Quelques lacunes d'interprétation 78
3.3.2. Précisions cartographiques par exploitation du levé LiDAR 79
3.3.3. Des entités morphologiques bien distinctes 81

3.4. Approche pluridisciplinaire pour définir la structure interne 86
3.4.1. Introduction 86
3.4.2. Investigations directes destructives pour la reconnaissance des structures et des matériaux 88
3.4.2.1. Investigations géotechniques : données disponibles 88
3.4.2.2. Réinterprétations lithologiques 89
3.4.2.3. Classification litho-stratigraphique 'simplifiée' 90
3.4.2.4. Caractéristiques intrinsèques des matériaux 92
3.4.2.5. Détection des surfaces de glissement 94
3.4.3. Investigations indirectes non destructives 95
3.4.3.1. Tomographie de résistivité électrique 96
3.4.3.2. *Tomographie de sismique réfraction* 102
3.4.3.3. Prospection par géoradar 106

3.4.4. Conclusion sur les méthodes employées 109

3.5. Une structure interne complexe 109

3.5.1. Modèle de distribution des blocs 110

3.5.2. Un modèle géométrique du sous-sol en 2D 113

3.5.3. Estimation des volumes des compartiments instables 117

3.6. Synthèse et conclusion du chapitre 3 120

CHAPITRE 4. CARACTÉRISATION HYDROLOGIQUE DES VERSANTS 123

4.1. Introduction 123

4.2. Dispositif de suivi hydrologique et méthodes d'acquisition des données 124

4.3. Géométrie des aquifères et niveaux de nappes associées 127

4.3.1. Identification des zones saturées par prospection électrique 127

4.3.2. Identification des formations et des limites du réservoir. 128

4.3.2.1. Identification visuelle 128

4.3.2.2. Caractéristiques texturales 131

4.4. Propriétés hydrodynamiques des matériaux 132

4.4.1. Conductivité hydraulique et transmissivité de l'aquifère 133

4.4.1.1. Investigations de terrain par essais de pompage 133

4.4.1.2. Mesure de conductivité hydraulique à saturation en laboratoire 137

4.4.1.3. Propriétés de rétention hydrique des matériaux 137

4.4.2. Synthèse des caractéristiques hydrodynamiques 139

4.5. Hydrologie de surface et cartographie piézométrique 139

4.5.1. Résurgences et écoulements de surface préférentiels 139

4.5.1.1. Observations de terrain 139

4.5.1.2. Cartographie des talwegs par extraction automatique 142

4.5.2. Mesures du gradient hydraulique 142

4.5.3. Débits de nappe et vitesses d'écoulement *in situ* 142

4.5.4. Cartographie piézométrique 143

4.6. Suivi des eaux souterraines par analyses hydrochimiques 145

4.6.1. Protocole d'échantillonnage et d'analyse 147

4.6.2. Évolution spatio-temporelle de la composition chimique de l'eau 148

4.7. Conclusion du chapitre 4 149

PARTIE III 151

ÉVOLUTION DES VERSANTS ET DYNAMIQUES DES GLISSEMENTS 151

CHAPITRE 5. CARACTÉRISTISATION DE LA CINEMATIQUE DU VERSANT A 'COURT ET MOYEN TERME' 153

5.1. Introduction 153

5.2. Caractérisation de la cinématique des déplacements de surface 154

5.2.1. Les techniques d'observation de surface 154

5.2.1.1. Combinaison des méthodes dites 'conventionnelles' 154

5.2.1.2. Utilisation du GPS pour une surveillance ponctuelle et permanente 155

5.2.2. Techniques de suivi 'discontinu' des déplacements 156

5.2.2.1. Réseau de surveillance 156
5.2.2.2. Protocole de mesures 158
5.2.2.3. Traitement des données et précision des mesures 159
5.2.3. Techniques de suivi 'en continu' des déplacements 161
5.2.3.1. Réseau de surveillance et mode d'acquisition des données 161
5.2.3.2. Le traitement des données et la précision des mesures 162
5.2.4. Amplitude et variabilité des déplacements 162
5.2.4.1. Répartition spatiale des déplacements de surface 164
5.2.4.2. Variabilité temporelle des déplacements 168
5.2.5. Synthèse et conclusion sur les mesures de déplacements de surface 170

5.3. Caractérisation de la cinématique des déplacements en profondeur 171
5.3.1. Les techniques d'observation en profondeur 171
5.3.2. Techniques d'investigation discontinues 172
5.3.2.1. Le réseau de surveillance et l'acquisition des données 172
5.3.2.2. Résultats 172
5.3.3. Techniques d'investigations continues 172
5.3.3.1. Le réseau de surveillance et l'acquisition des données 172
5.3.3.2. Résultats 173
5.3.4. Conclusion sur les mesures des déplacements en profondeur 174

5.4. Conclusion du chapitre 5 174

CHAPITRE 6. CARACTÉRISTISATION DE LA CINEMATIQUE DU VERSANT A 'LONG TERME' 175

6.1. Introduction 175

6.2. Évaluer l'intensité des instabilités historiques 175
6.2.1. Une base de données multi-sources pour estimer les déplacements les plus anciens 176
6.2.2. Méthodologie employée et qualité des données disponibles 177
6.2.2.1. Approche méthodologique 177
6.2.2.2. Évaluation de la précision des sources d'information 181
6.2.2.3. Évaluation de la qualité des 'marqueurs' de déplacement 182

6.3. Caractérisation des déplacements du versant dans le *Cirque des Graves* 185

6.4. Évolution et recul de l'escarpement principal 189
6.4.1.1. Évaluation du recul de l'escarpement principal 189
6.4.1.2. Estimation des valeurs d'affaissement 195

6.5. Mobilité du trait de côte depuis 1808 197

6.6. Conclusion sur l'évolution à 'long terme' 200

CHAPITRE 7. FACTEURS DE CONTRÔLE ET CONDITIONS DE DÉCLENCHEMENT DES INSTABILITÉS DE VERSANT 201

7.1. Introduction 201

7.2. Relation entre les apports d'eau et la piézométrie 202
7.2.1. Caractéristiques météorologiques sur la période 2007-2011 202
7.2.1.1. Quelles données disponibles ? 202
7.2.1.2. Quel contexte météorologique depuis 2007 ? 203
7.2.2. Caractéristiques piézométriques du plateau d'Auge 205
7.2.2.1. Données disponibles depuis 1974 205

7.2.2.2. Variations spatio-temporelles du comportement de la nappe sur le plateau d'Auge 205
7.2.3. Caractéristiques piézométriques du versant 207
7.2.3.1. Variations spatio-temporelles du comportement de la nappe sur le versant 207
7.2.3.2. Variations spatio-temporelles des pressions interstitielles 210
7.2.4. Étude du fonctionnement hydrologique des nappes : Relations entre les forçages climatiques et les variations piézométriques 211
7.2.4.1. Première approche sur les relations 'pluviométrie-piézométrie' 211
7.2.4.2. Analyses descriptives des séries chronologiques 213

7.3. Relations entre la piézométrie et les déplacements de fortes amplitudes 220
7.3.1. La crise de janvier 1982 221
7.3.2. Les crises de février 1988, mars 1995 et mars 2001 222

7.4. Relations entre fluctuations piézométriques et déplacements de faibles amplitudes 223
7.4.1. Relations pluie-nappe-déplacements 223
7.4.1.1. Quelles données disponibles ? 223
7.4.1.2. Relations entre les forçages hydro-climatiques et les déplacements de surface 225

7.5. Conclusion 228

PARTIE IV 229

CHAPITRE 8. CONSÉQUENCES ET GESTION DEPUIS 1982 231

8.1. Introduction 231

8.2. Les conséquences directes avec les dommages physiques 232
8.2.1. Situation avant la réactivation de 1982 232
8.2.2. Conséquences directes à la réactivation des glissements 235

8.3. Les conséquences indirectes socio-économiques 238
8.3.1.1. Les conséquences immédiates 'post-crises' 238
8.3.1.2. Les conséquences sur le long-terme 239

8.4. Réponses apportées pour la gestion des sites instables 241
8.4.1. Dans une démarche préventive 241
8.4.2. Une gestion après crise 243
8.4.3. La politique de gestion actuellement adoptée 245
8.4.4. Interventions et aménagements sur le versant 246
8.4.4.1. Aménagements pour réduire les instabilités de versant 246
8.4.4.2. Aménagements pour réduire l'érosion du pied du versant 247
8.4.4.3. Aménagements hydrauliques 249

8.5. Une extension urbaine qui aggrave la vulnérabilité des sites 249

8.6. Le risque est-il inscrit dans la conscience collective ? 252

8.7. Conclusion du chapitre 8 255

CHAPITRE 9. CONSÉQUENCES POTENTIELLES, SCÉNARIOS D'ÉVOLUTION ET RISQUES ASSOCIÉS 257

9.1. Introduction 257

9.2. Typologie des enjeux actuels 257
9.2.1. Typologie des principaux enjeux 258

9.2.1.1. Les enjeux corporels directs (C) 259
9.2.1.2. Les enjeux structurels et fonctionnels directs (SF) 260
9.2.2. Estimation des valeurs intrinsèques des éléments exposés 262
9.2.2.1. Le coefficient d'endommagement potentiel (Cep) 262
9.2.2.2. Coefficient d'intérêt local (Cil) 265
9.2.2.3. Coefficient d'endommagement total (C_T) 265

9.3. Cartographie des dommages potentiels 265
9.3.1. Les enjeux corporels directs (C_C) 265
9.3.2. Les enjeux structurels et fonctionnels directs (C_{SF}) 266
9.3.3. Les enjeux fonctionnels indirects (C_{FI}) 267
9.3.4. Conséquences potentielles globales de la zone d'étude 268

9.4. Cartographie de l'aléa et du risque 269
9.4.1. Principes retenus pour la cartographie de l'aléa 270
9.4.2. Extension potentielle des glissements 270
9.4.3. Cartographie de l'aléa et du risque 272

9.5. Conclusion du chapitre 9 276

CONCLUSION GENERALE 277

Références bibliographiques 281

Table des figures 297

Table des tableaux 305

TABLE DES MATIERES 307

Les glissements de terrain des versants côtiers du Pays d'Auge (Calvados) : Morphologie, fonctionnement et gestion du risque.

Cette thèse porte sur l'étude de glissements de terrain rotationnels-translationnels complexes localisés en bordure littorale du Calvados. Ces glissements se manifestent par une activité régulière, avec des déplacements saisonniers variant de quelques millimètres à quelques centimètres par an. Ils revêtent un caractère plus spectaculaire lorsque les déplacements s'accélèrent brutalement sous l'action de facteurs de déclenchement divers et combinés. La complexité de ces processus hydro-gravitaires réside dans leur fonctionnement hétérogène dans le temps, et dans leur localisation dans un environnement littoral urbanisé. Ces secteurs sont donc des zones à risque à fort enjeux socio-économiques. Pour mieux comprendre le fonctionnement de ces glissements, les travaux se focalisent sur :

? (1) la caractérisation de la structure interne des glissements à l'aide de données géophysiques, géotechniques et géomorphologiques ;
? (2) les spécificités hydrologiques et hydrogéologiques du versant et la caractérisation des paramètres hydrodynamiques des corps aquifères qui composent ces glissements ;
? (3) la caractérisation de la cinématique de versant en surface et en profondeur à partir d'un réseau de surveillance et la mise en évidence des variabilités spatiales et temporelles des déplacements actuels ;
? (4) l'identification de *seuils* piézométriques ou pluviométriques qui expliqueraient le déclenchement des instabilités brusques et saisonnières ;
? (5) l'évaluation des conséquences et la gestion du risque suite aux différentes crises d'accélération et l'évaluation du risque actuel à partir des conséquences potentielles et des scénarios d'extension des glissements.

Coastal landslides of the Pays d'Auge (Calvados): Morphology, functioning and risk management

The present study is focused on complex rotational-translationnal landslides occurring along the coastal slopes of Calvados. The landslides kinematics is characterized by slow and permanent activity ranging from a few millimeters to a few centimeters per year. The slow velocity can be affected by major accelerations explained by combined triggering factors, as prolonged rainfall. The complexity of these phenomena is linked to their temporal and spatial heterogeneity dynamics. Furthermore, their location in urban coastal environment induces high socio-economic issues. For better understanding of these complex landslides processes, the study focused on:

? (1) the internal structure characterization, with the help of geophysical, geotechnical and geomorphological data;
? (2) the hydrological and hydrogeological specificities of the slope with hydrodynamics characterization;
? (3) the kinematics of the landslides measurement from monitoring network, to put in forward the spatial and temporal heterogeneities;
? (4) the identification of critical piezometric and rainfall thresholds inducing acceleration;
? (5) the assessment of consequences and the risk management linked to several acceleration crisis. And finally the research focused on the actual element at risk and landslide extension possibilities.

Keyword: Rotational-translational landslide, Hazard, Mapping, GIS, monitoring, multi-data sources, risk

Mots clés (indexation rameau) : Géomorphologie –France Pays d'Auge, GPS Glissement de terrain, Hydrologie, Risques naturels, Littoraux-modifications-France Pays d'Auge, SIG

Mots clés (indexation libre) : glissement de terrain rotationnel-translationnel, Aléa, Cartographie, SIG Instrumentation de terrain, Données multi-sources, Risque

Discipline : Géographie physique

Laboratoire LETG-Caen GEOPHEN (UMR CNRS 6554)
Géographie Physique et Environnement
Université de Caen Basse-Normandie
Esplanade de la Paix
14032 Caen Cedex, France