

**Identification de paléo-mouvements gravitaires de grande ampleur:
Implication sur l'érosion du front subalpin méridional**

Audrey **MORENNE**

Master Géosciences
Spécialité Dynamique Terrestre et Risques Naturels

Encadrant :
Thomas **LEBOURG**

Laboratoire :



Résumé

Le démantèlement du front subalpin méridional, entre le Tignet et Grasse, est occasionné par des mouvements gravitaires de grande ampleur. L'étude porte sur une nouvelle zone proche d'un secteur déjà étudié. Ce travail a permis de décrire cette zone pour caractériser les différents stades d'érosion et estimer les volumes érodés.

Les observations des données papier (cartes géologique et topographique) ainsi que des données numériques (Modèle Numérique de Terrain, profils topographique), ont permis de soulever des questions qui ont nécessité des vérifications sur le terrain, que ce soit par des mesures de pentages et de fractures, ou par des mesures de résistivité du sous-sol grâce à des acquisitions de tomographie électrique sur deux secteurs. Nous avons pu estimer la quantité de matière érodée par les processus gravitaires grâce à une analyse de profils topographiques.

Ces travaux ont permis de mettre en évidence différents stades d'érosion dans la zone d'étude et de découper la zone d'étude en 6 secteurs présentant des caractéristiques propres, déterminées par les trois approches.

Table des matières

1. INTRODUCTION	3
2. CONTEXTE DE L'ETUDE	3
2.1. CONTEXTE GEODYNAMIQUE	3
2.2. GEOLOGIE ET STRUCTURE/GEOMORPHOLOGIE	4
2.3. UN CONTEXTE FAVORABLE AUX <i>DEEP-SEATED BLOCK SPREAD</i>	7
2.4. OBJECTIFS	9
2.5. CHOIX DE LA ZONE D'ETUDE	9
2.6. PROBLEMATIQUE	10
3. METHODES D'ANALYSES	10
3.1. ETUDE DES DONNEES NUMERIQUES	10
<i>Les données disponibles</i>	10
<i>Les cartes</i>	10
<i>Le Modèle Numérique de Terrain</i>	11
<i>Opérations sur les données numériques</i>	11
3.2. OBSERVATIONS ET MESURES SUR LE TERRAIN	11
<i>Observations de terrain</i>	11
<i>Mesures de fracturation</i>	12
<i>Mesures de résistivité du sous-sol</i>	12
3.3. QUANTIFIER L'EROSION	15
4. RESULTATS	16
4.1. DECOUPAGE DE LA ZONE D'ETUDE	16
<i>Observations des données numériques</i>	16
<i>Observations de terrain</i>	17
4.2. MISE EN EVIDENCE DE DISCONTINUITES	19
<i>Discontinuité NO-SE</i>	19
<i>Discontinuité E-O</i>	20
4.3. QUANTIFICATION DE L'EROSION	21
<i>Variabilité des données</i>	21
<i>Profil moyen et profil de référence</i>	22
<i>Estimation des volumes érodés</i>	23
4.4. SYNTHESE PAR SECTEUR	25
5. DISCUSSION ET CONCLUSION	26
5.1. DISCUSSION SUR LA METHODE	26
5.2. DISCUSSION SUR LES RESULTATS	26
5.3. CONCLUSION	28
REFERENCES	29

1. Introduction

Cette étude vise à mieux comprendre l'aléa gravitaire dans la région et plus particulièrement les mouvements gravitaires de grande ampleur, que se soit leur répartition, les facteurs favorisant leur déclenchement ou encore estimer les quantités et les dates d'initiation.

Le département des Alpes-Maritimes montre de par le nombre de phénomènes gravitaires présents et actifs, qu'il existe des conditions favorables à l'initiation de processus rupturés de grande ampleur. Nous avons réalisé un focus sur un territoire particulièrement intéressant compte tenu du contexte géologique et des traces morpho-structurales gravitaires présentes au niveau du front de chevauchement des pré-Alpes.

Cette étude s'articule en grande partie dans la continuité des travaux de thèse de Swann Zérathe qui ont permis de montrer, par l'utilisation des datations de l'exposition des surfaces de ruptures (cosmonucléides Be^{10} et Cl^{36}), que les glissements de grande ampleur se seraient initiés à l'Holocène vers environ 4.2 ka BP.

L'objectif de cette étude est d'analyser plus finement et de caractériser l'état d'érosion liée aux mouvements gravitaires, d'une zone d'étude proche des zones déjà étudiées. Pour réaliser cela, il a été nécessaire dans un premier temps d'observer un jeu de données comprenant des cartes (topographique et géologique) ainsi que des données numériques traitées par un Système d'Information Géographique (MNT d'une résolution de 5 mètres, Banque de Données du Sous-Sol). Puis dans un second temps des mesures de terrain ont été nécessaires pour mieux caractériser certains secteurs. Enfin la quantification de l'érosion dans la zone d'étude a été réalisée par analyse statistique de données d'altitudes provenant de profils topographiques.

Il existe un facteur limitant pour l'étude des mouvements gravitaires de grande ampleur. En effet, ces aléas ont des vitesses de mouvement qui sont très lente. Certains peuvent s'être initiés il y a des milliers d'années et être toujours actifs.

2. Contexte de l'étude

2.1. Contexte géodynamique

Au Crétacé supérieur, il y a eu convergence entre la plaque Eurasiatique et le bloc Apulien, désolidarisé du promontoire Africain au Tertiaire. Puis il y a eu fermeture par subduction de la Téthys alpine. Le tout a conduit à la création d'un prisme de collision, formant la chaîne des Alpes (Chabert-Pelline, 1996).

Les arcs de Nice et Castellane forment les chaînes subalpines les plus méridionales de l'orogène alpin. Elles sont constituées de séries sédimentaires Mésozoïques et Cénozoïques plissées et chevauchantes, formant un empilement d'écaillés tectoniques. Ces écaillés ont été mises en place au Crétacé supérieur lors du raccourcissement attribué à la phase Pyrénéo-Provençale (Chabert-Pelline, 1996). Puis au Miocène, leur structure est contrôlée par l'exhumation du massif de l'Argentera-Mercantour. Cette exhumation va permettre à la couverture sédimentaire de se décoller à la faveur d'un niveau stratigraphique que l'on peut qualifier de "semelle de chevauchement" datant du Trias supérieur, le Keuper (Laurent et al., 2000). Ce niveau stratigraphique est composé de gypses, d'argiles, de marnes et de dolomies. Les faibles propriétés mécaniques des lithologies qui composent le Keuper ont conduit à localiser une grande partie de la déformation dans ce niveau, c'est pourquoi on peut trouver du gypse tectonisé dans la région. Ses propriétés mécaniques font du Keuper une formation qui a un rôle important dans les processus gravitaires de grande ampleur. La

couverture a subis un raccourcissement en glissant vers le Sud au Miocène (Laurent et al., 2000). Cela a conduit à l'accrétion de matériel provenant du domaine alpins externe jusqu'à la limite du massif des Maures-Tanneron.

La zone d'étude se situe au niveau de l'encadré noir sur la **Figure 1**.

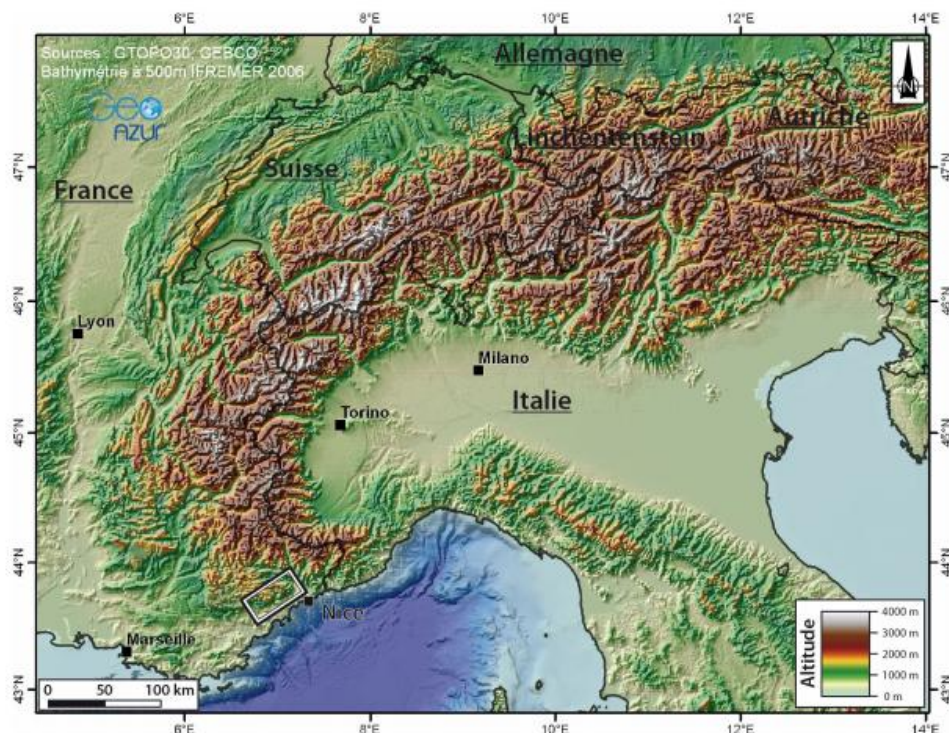


Figure 1: Carte topographique des Alpes et localisation de la zone d'étude, voir encadré noir. (Zerathe 2013)

2.2. Géologie et structure/géomorphologie

On observe dans la région des chevauchements E-O correspondant au mouvement des écaïlles tectoniques formées lors du raccourcissement N-S au Miocène. Ces chevauchements sont affectés par des décrochements transtensionnels dextres NO-SE (N°140-150) qui sont interprétés comme une direction de faille de transfert ou une zone de relais importante. Il y a également des décrochements transpressifs senestres NE-SO (N°20) (Dardeau et al., 2010).

Sur la carte géologique (**Figure 3**), l'empilement des séries Mésozoïques en écaïlles est nettement visible. Les annotations indiquent un pendage des couches de 10 à 20 ° vers le NNW. Sur la carte topographique ont distingué les pentes et ruptures de pentes. La topographie semble marquée par des escarpements tectoniques liés aux chevauchements et des escarpements d'érosion entre le Tignet et Cabris.

Nous sommes ici dans le cas de couches inclinées monoclinale. Sur le front de chevauchement subalpin, nous pouvons observer un relief qui s'apparente à des cuestas. Il s'agit de reliefs résultant d'une couche résistante modérément inclinée (calcaires Jurassique), sur une couche tendre (argile et gypse du Trias). Les cuestas se différencient par le rapport de dureté entre la couche dure et la couche plus tendre, ainsi que par l'épaisseur relative de ces deux couches ou encore par la valeur du pendage. Dans le cas présent la couche dure est plus épaisse, le démantèlement est donc plus facile, et le pendage est faible, cela permet un recul plus rapide du front (Derruau, 1967).

Dans cette étude, nous allons nous intéresser au front de chevauchement des pré-Alpes (**Figure 2**). Au Nord, l'arrière pays montagneux est composé d'écailles tectoniques calcaires, formant des plateaux à pente douce vers le Nord. Aux pieds du rebord des chaînes subalpines, le talus marneux du Trias est penté vers le Sud et forme un front. L'avant pays est quant à lui formé d'un ensemble de collines peu élevées. La partie nord de ces collines est reliée au rebord des écailles calcaires et sa partie Sud s'étant affaissée et noyée entre le cap d'Antibes et les îles Lérins (Au sud de Cannes). Sur la zone d'étude, on retrouve différentes lithologies énumérées dans le **Tableau 1**.

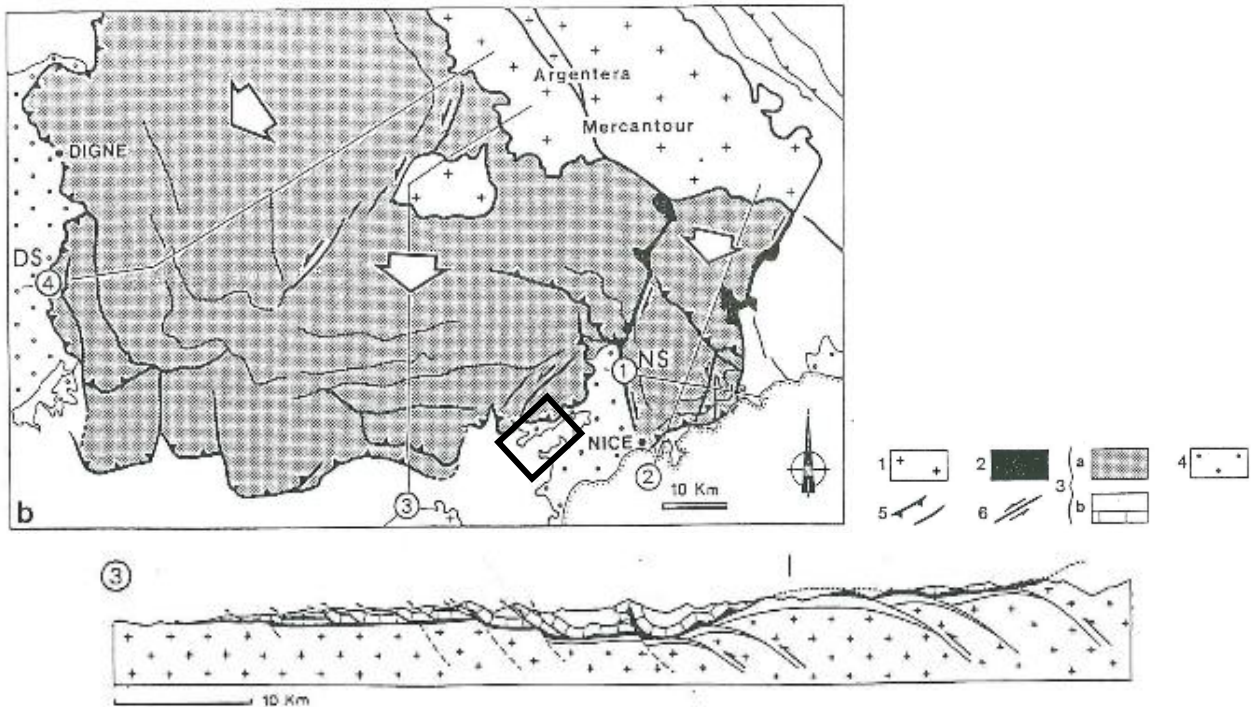


Figure 2: (Ritz 1991, modifiée) 1 : socle antétriasique, 2 : Trias évaporitique, 3 : couverture mésozoïque à éocène-oligocène décollée, 4 : sédiments moi-pliocènes, 5 : chevauchements, 6 : décrochements

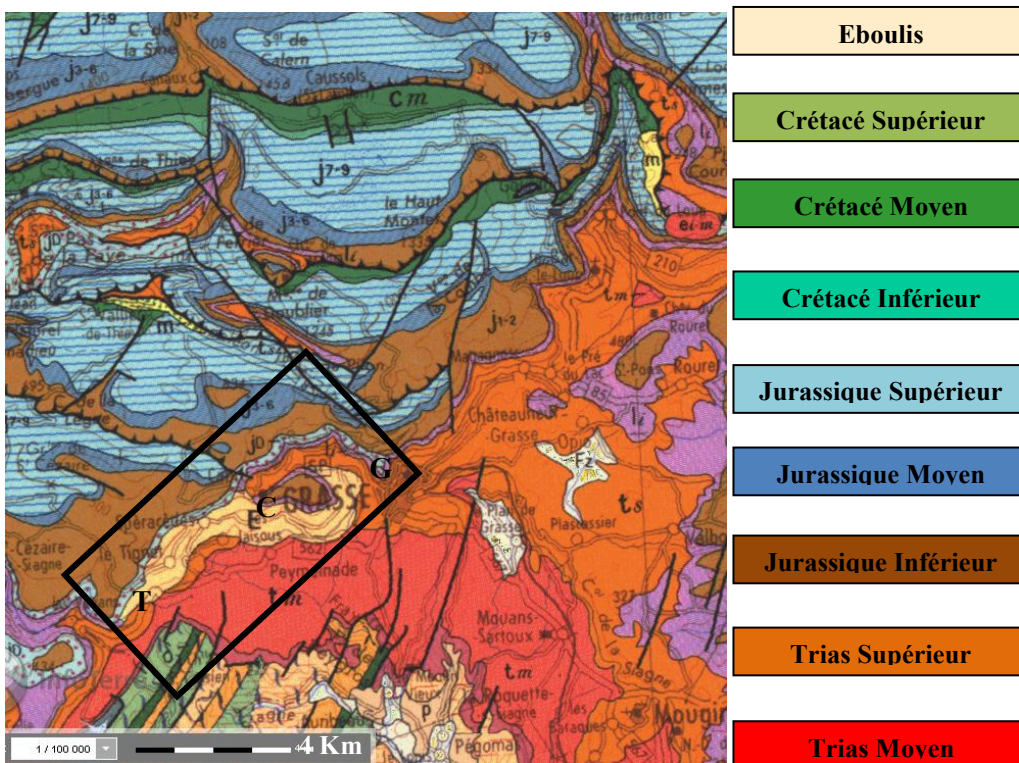


Figure 3: Carte géologique 1/250 000 (Dardeau et al., 2010). Le rectangle noir représente la zone d'étude. T : Le Tignet, C : Cabris, G : Grasse.

Les chaînes subalpines méridionales présentent un système karstique développé. Les circulations s'organisent suivant les réseaux de fracturation (Dardeau et al., 2010). Les calcaires Jurassiques à pendage Nord posés sur le niveau imperméable du Keuper, piègent des nappes dans les unités chevauchantes (**Figure 3**). Le réseau hydrographique s'enfonce jusqu'à la semelle imperméable, c'est pourquoi le front de chevauchement présente de nombreux exutoires qui jalonnent le toit du Keuper. On constate également l'alignement de dolines et de lapiaz dans la même direction que des accidents majeurs (Gilli, 2011).

Dans ce secteur, les karsts présentent un module d'infiltration de $25 \text{ L.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$, bien que l'évapotranspiration soustraie 40 à 50 % des précipitations, contre $7 \text{ L.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$ pour le littoral (Gilli et al., 2006). De fortes précipitations sont souvent à l'origine de mouvements de terrain. Dans le cas présent le réseau karstique, très étendu en amont de la zone d'étude.

Les cours d'eau comme la Cagne, le Loup et la Siagne, prennent naissance dans les premiers chaînons de l'arc de Castellane. Ils sont alimentés par le drainage des reliefs et des plateaux calcaires des chaînes subalpines. Ils entaillent les calcaires jurassiques parfois jusqu'à la semelle triasique et bénéficient à leur passage d'apports karstiques.

âge	Composition, nature lithologique	Puissance (m)
Trias moyen Muschelkalk (t2)	Calcaires dolomitiques blanchâtres et massifs	20 - 60
Trias supérieur Keuper (t3)	- Gypses. - Dolomies blanches à débit parallélépipédique. - Cargneules. - Dolomies blanches avec intercalations de marnes bariolées et d'argiles plastiques. (50m)	100 – 200 (sur épaissement lié aux déformations tectoniques)
Lias inférieur Rhétien (l1)	- Calcaires dolomitiques épais à laminites et ripple-marks. - Marnes grises et marno-calcaires jaunes.	20
Lias supérieur Hettangien (l2)	Dolomies jaunes à grises en banc épais, à débit parallélépipédique, intercalations de fins niveaux de marnes verts ou jaunes.	20
Jurassique moyen Bajocien (j1)	- Calcaires gris clairs ou roux en bancs métriques. - Cherts surmontés par un niveau oolithique avec débris (polypiers, lamellibranches, bryozoaires).	30 - 50
Jurassique supérieur Bathonien (j2)	- Calcaires gris ou miel, à intercalations marneuses. Brachiopodes, bryozoaires et débris de lamellibranches. - A argiles et marnes réfractaires violacées et oxydées.	50 - 60
Jurassique supérieur Callovien/Oxfordien (j3-5)	Calcaires sonores en plaquettes, claire, à la cassure grumeleuse. Tests de lamellibranches.	20

Tableau 1: Synthèse du log stratigraphique de la zone d'étude.

2.3. Un contexte favorable aux *Deep-Seated Block Spread*

Les descriptions précédentes montrent que la structure géologique du front subalpin méridional est simple et homogène ce qui permet une qualification et une quantification des mouvements de terrain aisés. De plus, cette région est une zone privilégiée pour l'observation de ces phénomènes car elle n'a pas été impactée par l'érosion liée aux épisodes de glaciation Holocène et Pléistocène, dont la limite serait au Nord de la moyenne vallée du Var (Bravard et al., 1987). En effet, les cycles de glaciation/déglaciation peuvent avoir une influence sur la stabilité des versants grâce à des processus tels que le rebond isostatique et la modification de la topographie liée à l'érosion glaciaire.

Les travaux de thèse de Swann Zérathe (Zerathe, 2013) ont permis d'effectuer un premier inventaire des mouvements gravitaires de grande ampleur dans la région. Les glissements cartographiés et étudiés sont ceux de : La Marbrière, Magagnosc, Bar-sur-Loup, Caire, Baou des Noirs et de Gattières (**Figure 4**).

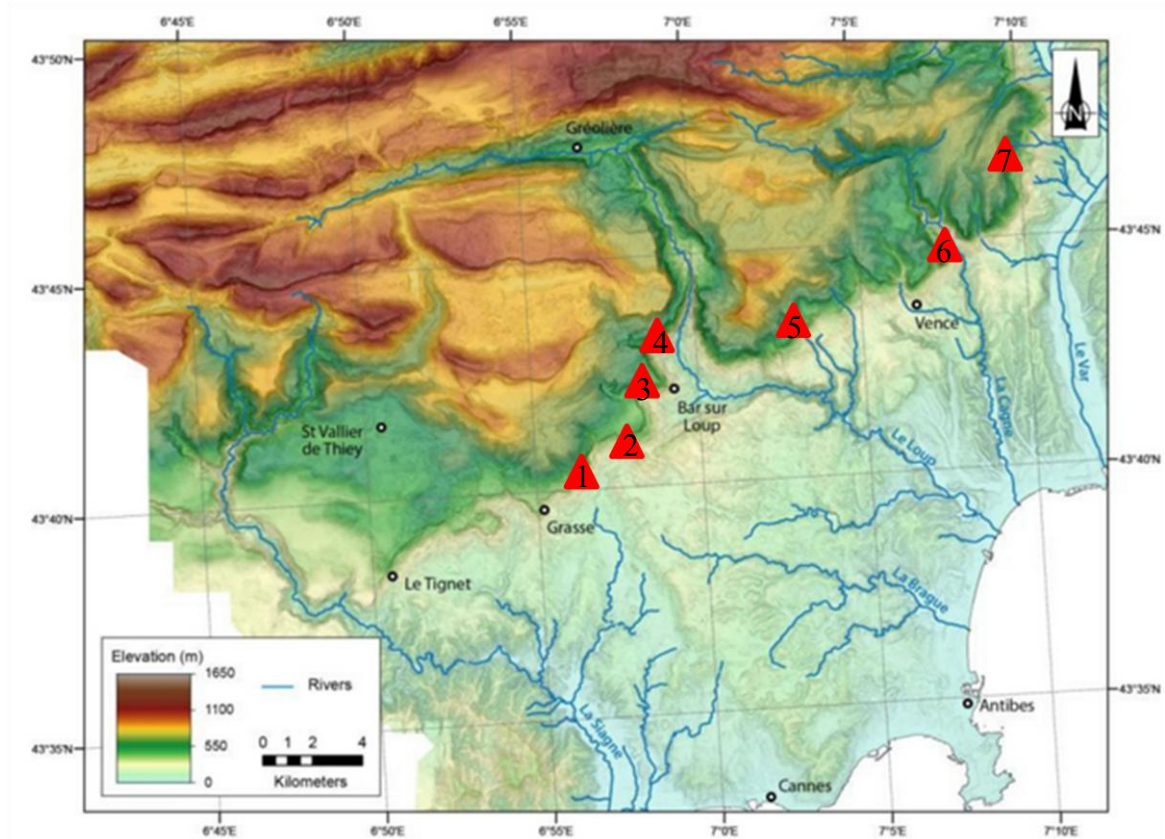


Figure 4: (Zerathe 2013, modifiée) Carte topographique de la zone d'étude (MNT des Alpes-Maritimes au pas de 5m, CG06, et réseau hydrographique permanent). 1 : Marbrière, 2 : Magagnosc, 3 : Bar sur Loup, 4 : Gourdon, 5 : Caire, 6 : Baou des Noirs, 7 : Baou de Gattières.

D'après l'étude de ces mouvements gravitaires, et plus précisément celui de la Marbrière, différentes phases de glissements ont été décrites (Zerathe et Lebourg, 2012). La première phase aussi appelée phase d'initiation, est contrôlée par plusieurs facteurs. Les variations lithologiques d'une part, avec un contraste mécanique entre les calcaires de l'Hettangien et les argiles/gypse du Trias. Et d'autre part l'héritage géométrique de la pente, lié aux failles préexistantes. L'eau joue également un rôle important dans l'initiation des glissements. L'augmentation des précipitations et des infiltrations en eau favorise le déclenchement des glissements de grande ampleur. Le déconfinement latéral ou basal de l'unité ductile est souvent lié aux failles. En résulte des blocs calcaires individualisés qui reposent sur les argiles ou le gypse (A, **Figure 5**). Cela entraîne une

subsidence de ces blocs qui induit leur glissement. On observe donc en haut de l'escarpement une déformation verticale, alors qu'en bas de la pente on observe une déformation horizontale qui résulte du fluage des argiles. Lors de la deuxième phase, la déformation s'accélère et les calcaires basculent progressivement (B, *Figure 5*). La troisième phase est dite paroxysmale. On passe alors d'un déplacement lent à rapide avec une accumulation de matériel en bas de pente (C, *Figure 5*).

Différents stades de maturation des glissements ont également été décrits, notamment concernant le glissement de la Marbrière (Zerathe et Lebourg, 2012). Il y a des glissements actifs en préparation, c'est-à-dire que la rupture est progressive et la dynamique est lente. Il existe des paléo-mouvements récents, dont les morfo-structures sont bien conservées et observables bien que la rupture paroxysmale ai eu lieu. Enfin, il y a des paléo-mouvements plus anciens qui présentent un stade de démantèlement avancé. Les escarpements sont presque invisibles, les masses glissées sont déstructurées ou recouvertes par des dépôts ou des formations superficielles.

D'autres travaux ont permis de mettre en évidence des dates clés dans l'initiation de ces glissements, notamment à 4.2ka BP, par des techniques de datation à l'exposition des surfaces de ruptures aux cosmonucléides (Zerathe et al., 2014). Le "*Holocene Climatic Optimum*" a été caractérisé par des conditions climatiques chaudes et humides entre 11 et 5 ka (Renssen et al., 2009). La deuxième partie de l'Holocène montre une diminution de la température et une augmentation de l'activité hydrologique commençant entre 5.8-5.5 ka (Epoque Atlantique). Ces phénomènes se sont amplifiés entre 4.2 et 4.0 ka (Epoque Subboreal).

Toutes les études s'accordent à dire qu'il y a eu deux périodes de changement climatique. La première au début de l'Holocène il y a 8.2 ka, et la plus importante à 4.2 ka, caractérisée par de longues périodes de fortes pluies et qui serait à l'origine de l'initiation de glissements de terrains. Des études ont même proposé le découpage de l'Holocène en trois parties, dont les limites correspondent à ces deux grands changements climatiques (Walker et al., 2012).

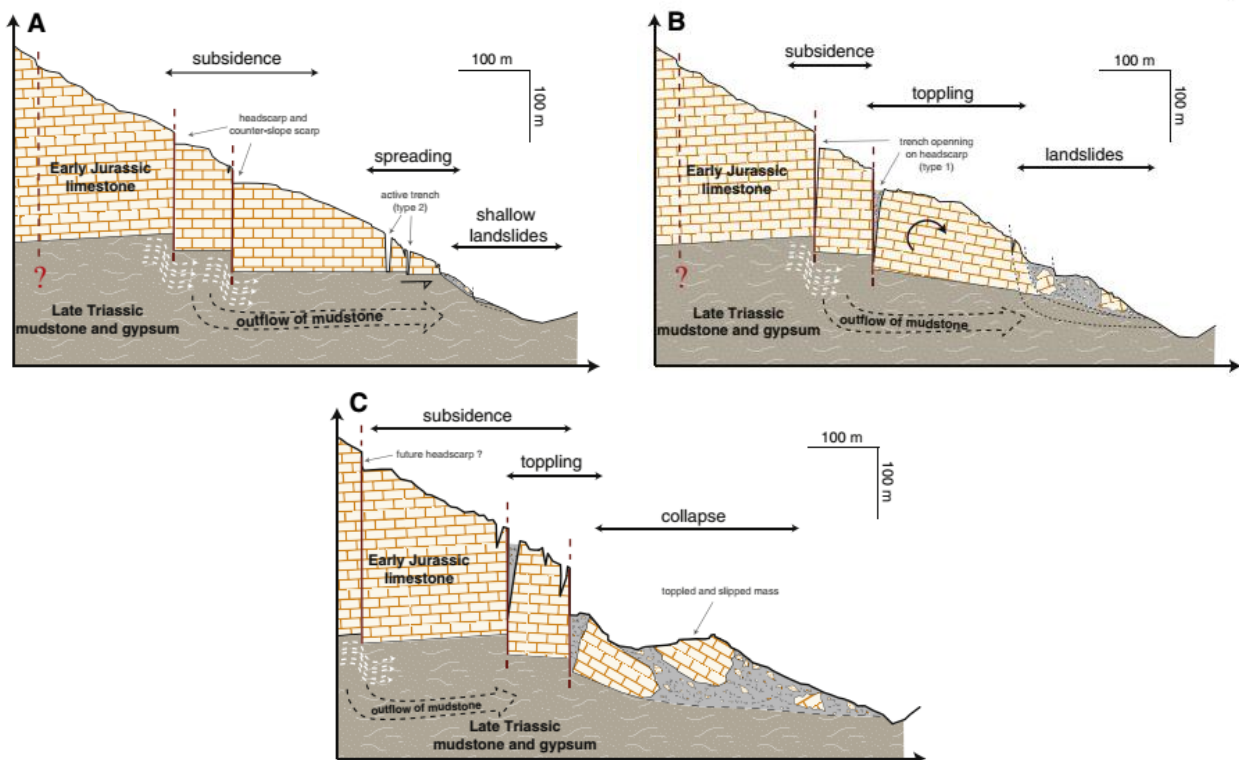


Figure 5: Zerathe, 2013, *Modèle cinématique des Deep-Seated Block Spread*.
A: phase de déformation, B: phase de basculement, C: phase d'effondrement catastrophique

2.4. Objectifs

Les objectifs de cette étude sont les suivants :

- Commencer l'étude d'une nouvelle zone, en cherchant des structures morphologiques caractéristiques des mouvements gravitaires de grande ampleur. Le but est de voir si la zone a subi les mêmes forçages que la zone de Grasse - La Marbrière déjà étudiée.
- Décrire la zone d'étude choisie et caractériser les différents stades d'érosion en utilisant des critères morphologiques et une analyse des données d'altitudes. Cette étape pourrait permettre de mettre en évidence différents stades de maturation du démantèlement du versant.
- Quantifier cette érosion sur la zone d'étude en partant du principe, dans un premier temps, que l'érosion provient majoritairement des mouvements gravitaires.

2.5. Choix de la zone d'étude

Le travail préliminaire a consisté en une première analyse des données numériques disponibles (voir section 3.1). Ce travail a permis de mettre en évidence des anomalies d'érosion dans le relief ou d'une paléo-activité gravitaire intense, proches de la zone de Grasse - La Marbrière, précédemment étudiée.

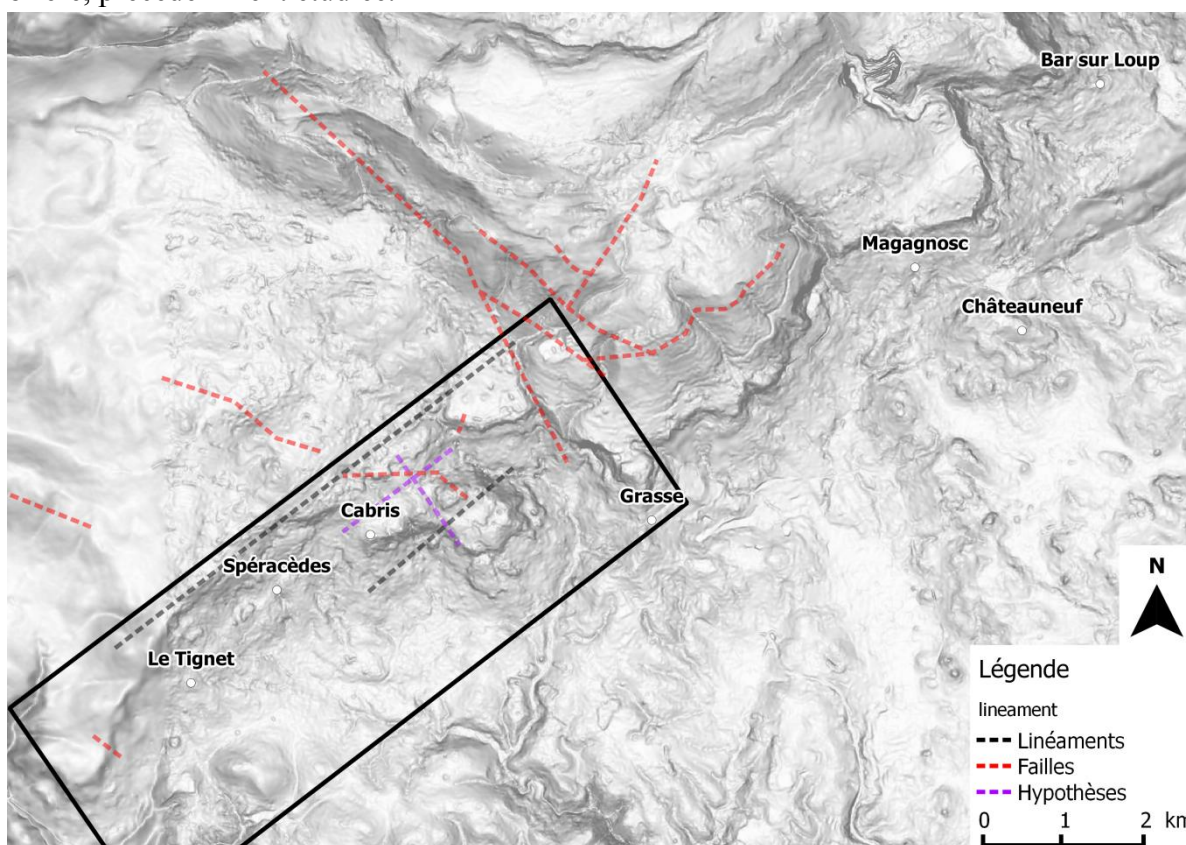


Figure 6: MNT 2009, résolution 5m, acquisition AERODATA pour le Conseil Général des Alpes Maritimes. Encadré noir : zone d'étude, tirets noirs : linéaments qui ressortent du relief, tirets rouges : failles, tirets violets : possibles discontinuités.

Les observations faites sur le MNT (Modèle numériques de Terrain) montrent des anomalies dans le relief du front de chevauchement des pré-Alpes. En effet, on observe des linéaments dans la topographie qui rappellent les chevauchements N90 et les décrochements N20 et N140. Sur la **Figure 6**, la pente est représentée en niveau de gris avec les pentes fortes en noire et les replats en blanc. Deux effets d'ombrage font ressortir les reliefs. Les tirets rouges correspondent aux failles connues, en gris aux linéaments qui semblent persister dans le relief et en violet des discontinuités

non cartographiées mais « supposées ». De plus, un promontoire « témoin » semble ne pas avoir subi le même niveau d'érosion au niveau du village de Cabris.

Le choix de la zone d'étude s'est porté sur la zone encadrée dans la **Figure 6**. En effet, la morphologie de cette zone semble totalement différente de la zone de Grasse - La Marbrière pourtant voisine.

2.6. Problématique

D'après ces premières observations nous nous sommes posé les questions suivantes :

- Pourquoi la morphologie de la zone d'étude semble-t-elle si différente de la zone de la Marbrière pourtant voisine ?
 - L'érosion et le démantèlement du relief de la zone d'étude est-elle aussi contrôlée par les failles?
 - L'héritage structural est-il la cause de la formation d'une vallée entre le promontoire de Cabris et celui de Grasse ?
- Connaissant la géométrie uniforme des séries Jurassiques et Trias, on peut se demander pourquoi certaines zones, comme le promontoire de Cabris, résistent à l'érosion.
 - A quoi sont dus les différents états plus ou moins érodés de ce promontoire ?
- Quelles zones peuvent être considérées comme stables ou instables ? Comment faire la distinction ?
- La zone d'étude a-t-elle subi les mêmes forçages climatiques datant de l'Holocène, que la zone de Grasse – La Marbrière déjà étudiée ?

3. Méthodes d'analyses

3.1. Etude des données numériques

Les données disponibles

La première étape de ce travail vise à intégrer les données disponibles pour étudier la zone d'étude et dégager des stratégies de recherche et hypothèses. Voici la liste des documents étudiés pendant la première phase du travail :

- la carte topographie 1/25000 (IGN),
- la carte géologique au 1/50000 Grasse-Cannes (BRGM),
- le Modèle Numérique de Terrain (MNT) à 5 mètres de la région PACA,
- la Banque de Données Sous-sol (BDSS) (infoterre.brgm.fr BRGM),
- les ortho-photos à 20 centimètres du département des Alpes-Maritimes.

Les cartes

L'étude des cartes topographiques permet d'avoir une vue globale de la zone d'étude et de révéler les orientations ou les lignes directrices qui peuvent parfois nous échapper sur le terrain. La carte géologique permet d'avoir une première idée de la stratigraphie de la zone d'étude, des pendages et des structures tectoniques comme les plis ou les failles par exemple. C'est un outil à utiliser avec précaution car ces cartes sont parfois anciennes et des oublis à l'époque du levé peuvent induire une mauvaise interprétation. Juxtaposer ces deux types de carte donne des résultats souvent intéressants, faisant ressortir dans quelle mesure une structure ou une formation géologique peut expliquer un relief.

Le Modèle Numérique de Terrain

Le MNT est un calcul numérique 3D de la surface d'un terrain. A l'inverse d'un Modèle Numérique d'Élévation (MNE), ce type de modèle ne prend pas en compte la végétation ainsi que les bâtiments. Il s'agit d'une grille présentant des points géolocalisés et auxquels correspond une valeur d'altitude. Dans le cas présent il s'agit d'un MNT à grille régulière au format raster et les points se situent au milieu des pixels.

Le MNT utilisé pour cette étude a été réalisé en 2009 par AERODATA à la demande du Conseil Général des Alpes Maritimes. Il a un pas de 5 mètres en X et en Y et le système de référence est le RGF93 / Lambert-93 (EPSG:2154).

Le traitement du MNT est réalisé à l'aide d'un Système d'Information Géographique (SIG), dans le cas présent il s'agit du logiciel QGIS. Le but est de repérer de nouvelles structures morphologiques à caractère gravitaire ou liées à l'érosion. Pour cela il est possible d'effectuer plusieurs opérations sur les données du MNT.

Opérations sur les données numériques

A partir d'un MNT on peut étudier plusieurs indices géomorphologiques basiques (El Hage, 2013). Des mesures géométriques sont possibles comme la pente qui est le gradient de l'altitude exprimée en degré d'inclinaison, et l'aspect qui est l'azimut de la pente exprimé de 0 à 360°. Le logiciel réalise également des mesures statistiques comme la rugosité qui est la moyenne des dénivelés entre le pixel central et les pixels voisins exprimé en mètre.

On peut également étudier la forme d'un profil topographique en extrayant les valeurs d'altitude le long d'un profil, ou encore la forme des courbes de niveau en créant des contours. Des profils topographiques ont été extraits du MNT grâce à l'extension Qprof (Alberti et Zanieri, 2013) et ont été analysés par calculs statistiques.

Une autre fonction permet de mieux distinguer le relief : il s'agit de l'ombrage. Cela permet d'éclairer le terrain par une source lumineuse (300° d'azimut et à 40° d'élévation par défaut). Dans le cas présent deux couches d'ombrages ont été créés, la première a 300° d'azimut et 40° d'élévation et la seconde a 60° d'azimut et 40° d'élévation. Le couplage de ces deux couches d'ombrage permet de ne pas négliger les reliefs inclinés vers le SE ou SO.

Concernant la reconnaissance des glissements de terrain elle peut être rapide grâce à des indices tels que les changements de pente, des replats, la présence d'escarpements ou de lobes d'écoulement. Dans le cas où l'on couple l'analyse d'un MNT avec l'observation d'ortho-photos, on peut également corrélérer certaines structures à des perturbations ou absence du couvert végétal par exemple.

La zone d'étude étant très urbanisée, il a été difficile de faire un travail de cartographie complet pour certains secteurs. C'est pourquoi les données provenant de la BDSS ont permis de connaître plus précisément la géologie de certains secteurs.

3.2. Observations et mesures sur le terrain

Observations de terrain

La résolution de 5 mètres du MNT ne permet pas toujours de distinguer correctement certains escarpements. C'est pourquoi il est nécessaire de coupler les observations faites à partir des données numériques par des observations de terrain. Cette étape a permis de lever le doute sur plusieurs secteurs. Parfois des questions supplémentaires ont été soulevées comme par exemple l'existence d'un talweg sans aucune arrivée d'eau, initiant un doute quant à son origine.

D'autres éléments qui ont été observés donnent des indices quant au démantèlement du massif ainsi que sur l'activité des certaines zones. En effet, de nombreuses fissures sur des habitations et des portions de route qui fluent ont été observées à plusieurs reprises.

Mesures de fracturation

Des mesures de pendages et de fractures ont été effectuées sur plusieurs sites. Ces données permettent de rendre compte de l'état de fracturation et de démantèlement du massif en question. Après avoir collecté les mesures, elles sont traitées grâce au logiciel Stereonet qui permet de projeter l'ensemble des données d'orientation des fractures sur un cercle allant de 0 à 360°. Ce type de représentation permet de voir rapidement s'il existe une orientation préférentielle de ces fractures.

Mesures de résistivité du sous-sol

Lorsque les observations faites sur les données numériques et les observations de terrain ne sont pas suffisantes, nous avons réalisé des profils de tomographie électrique (ERT) dans le but de déterminer la distribution de la résistivité (ρ en ohm.m) du sous-sol. La résistivité caractérise la capacité du courant électrique à circuler dans le sol. Les valeurs de résistivités mesurées dépendent donc de la teneur en fluide de la roche ou de la porosité.

Il s'agit d'injecter du courant continu, d'intensité fixe, depuis deux électrodes dites d'injection, C1 et C2. On mesure la différence de potentiel entre les électrodes dites de mesures P1 et P2 (*Figure 8*). La répartition du potentiel sous le profil permet de mesurer la répartition de la résistivité du sous-sol. Dans le cas d'un milieu homogène et isotrope, la résistivité mesurée est la résistivité vraie. En revanche, si le milieu est hétérogène, la résistivité mesurée est en fait la résistivité apparente. Il s'agit du rapport entre le potentiel mesuré sur le terrain et celui calculé théoriquement dans les mêmes conditions pour un terrain homogène de résistivité 1. La réalisation d'un profil de tomographie électrique ne permet pas de prendre en compte les variations latérales de la résistivité du sous-sol.

L'acquisition est réalisée grâce à des électrodes connectées à un câble multiconducteur, ou flûte, placée le long d'un profil. Un résistivimètre Syscal R1PRO 48 (IRIS Instrument) est relié au câble et permet de sélectionner automatiquement les électrodes d'injection et de mesure du potentiel.

Dans le cadre de cette étude, nous avons réalisé plusieurs profils électriques dont le *Tableau 2* donne les caractéristiques et la *Figure 7* les positions sur le terrain.

Profil	Composition	Longueur totale (m)	Dispositifs	Profondeur d'investigation (m)	Nombre de mesures
Profil 1 (01-04-15) Profil 2 (23-04-15)	6 flûtes de 120 mètres, 72 électrodes espacées de 10 mètres	720	Dipôle- Dipôle Pôle- Dipôle	135 192	2079 2349

Tableau 2: Principales caractéristiques des profils de tomographie électrique réalisés sur le terrain.

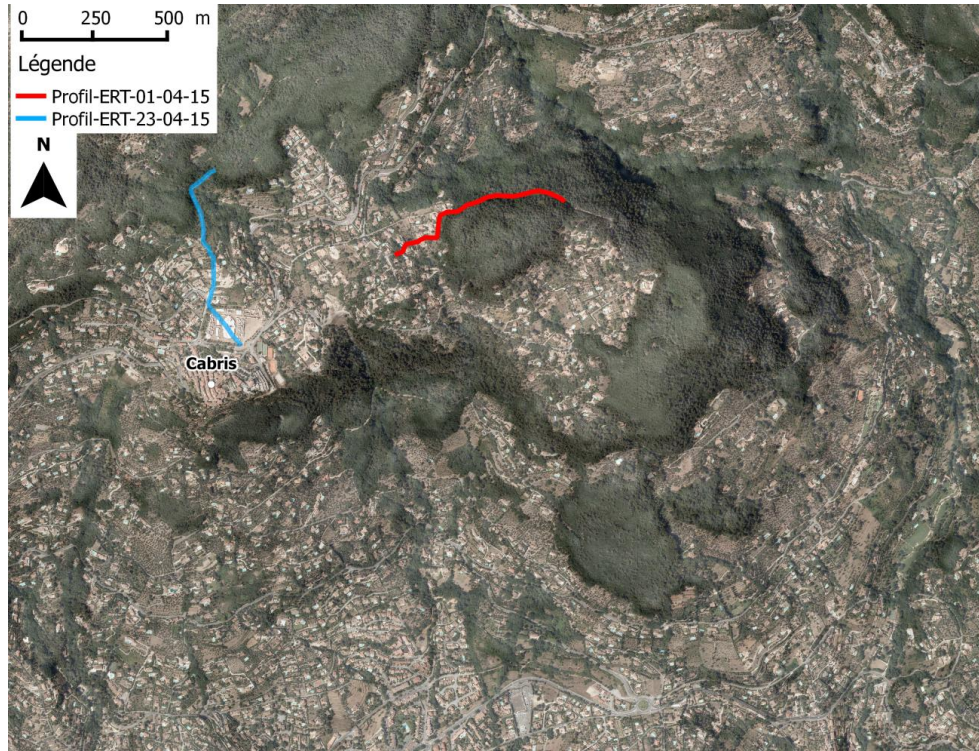


Figure 7: Carte présentant les positions des profils électriques.

Les séquences de mesures définies dans le résistivimètre, générées à partir du logiciel Electre Pro, développé par IRIS Instrument, sont les suivantes :

Dipôle-dipôle : La distance entre les deux électrodes d'injection et les deux électrodes de mesure sont égales (**Figure 8**). Cette distance est noté a . Ce dispositif est sensible à l'aplomb de deux dipôles et est sensible aux changements horizontaux de résistivité. Il est idéal pour détecter des structures verticales.

Pôle-dipôle: il s'agit d'un dispositif asymétrique car une des électrodes d'injection est placée à l'infini. Pour éviter l'apparition d'erreurs liées à l'asymétrie de ce dispositif, l'acquisition est faite dans les deux sens « forward » et « reverse ». Les deux acquisitions sont couplées et permettent d'éliminer tous les artéfacts. L'électrode à l'infini doit être placée suffisamment loin et perpendiculairement à l'axe du profil pour minimiser les erreurs.

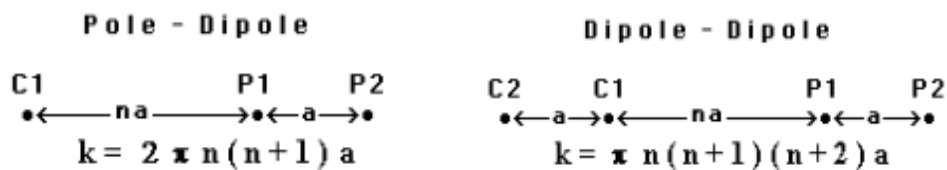


Figure 8: Schéma de la configuration des dispositifs Dipôle-Dipôle et Pôle-Dipôle, avec C1 et C2 électrodes d'injection, P1 et P2 électrodes de mesures, a espacement des électrodes et n facteur de multiplication et k facteur de géométrie (Loke, 1996-2004).

Les séquences ont été optimisées. Le facteur n est le rapport C1C2/P1P2. Les mesures commencent à $n=1$. La première série de mesure se fait avec un espacement entre les dipôles de $a * 1$. On incrémente le facteur n jusqu'à la valeur 6 tout en maintenant la distance entre C1C2 et P1P2 fixe et égale à a . En effet, à partir de $n=6$ les valeurs mesurées sont considérées comme trop faible et donc imprécises (Marescot 2000-2008). Pour accroître la profondeur d'investigation, on peut augmenter l'espacement entre les électrodes d'injection (C1 et C2) et commencer une nouvelle série de mesure (**Figure 9**).

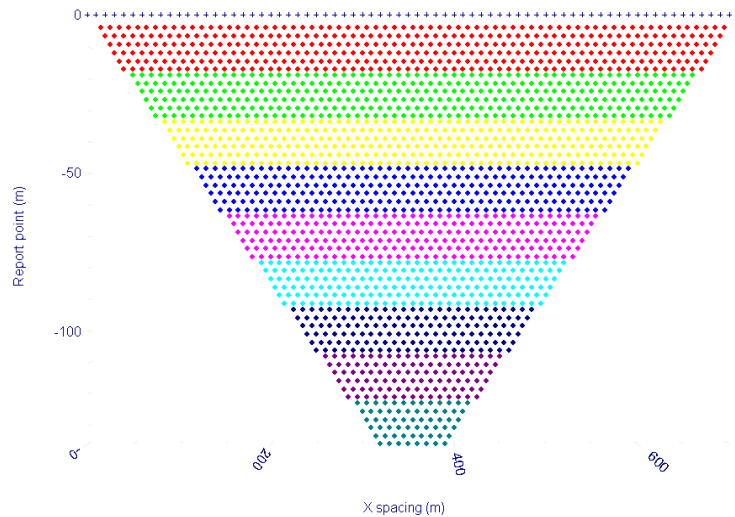


Figure 9: Organisation des mesures pour un dispositif Dipôle-Dipôle de 72 électrodes espacées de 10 mètres. Les couleurs représentent les différents niveaux de mesure.

Les données de résistivité du sol ont été traitées grâce aux logiciels Prosys II (IRIS Instrument) dans un premier temps pour éliminer les valeurs de résistivité aberrantes ainsi que les mesures faites par les électrodes défailtantes. On peut également renseigner la topographie du profil en donnant une altitude pour chaque électrode.

Puis dans un second temps, l'inversion des données est faite à partir du logiciel Res2dinv (Geotomo Software). La première étape consiste à établir une carte de pseudo section. Elle présente les résultats des valeurs de résistivités apparentes calculées à partir des mesures effectuées sur le terrain. La deuxième étape donne le modèle d'inversion. Il s'agit de déterminer un modèle mathématique qui se rapproche au mieux des mesures. On obtient alors une section de résistivités apparentes théoriques. Pour cela il existe la méthode des éléments finis ou des différences finies qui permet de calculer la résistivité apparente. Plusieurs méthodes d'inversion existent, les deux méthodes utilisées pour inverser les données de terrain sont la méthode des moindres carrés et la méthode robuste.

La méthode des moindres carrés vise à minimiser le carré des différences entre les données mesurées et les données calculées. Il s'agit d'une méthode efficace si les données présentent un bruit de type aléatoire ou Gaussien. Cette méthode propose un modèle avec de faibles variations de résistivités. Il s'agit d'une bonne méthode dans le cas où les variations de résistivités en sub-surface sont faibles.

En revanche si les données présentent des valeurs dites aberrantes (erreurs ou problèmes d'équipement), il est préférable d'utiliser la méthode robuste. En effet, cette méthode minimise la différence absolue, au premier ordre, entre les données mesurées et les données calculées. Le « cut-off factor » utilisé a été de 0.05. Cela veut dire que lorsque la différence entre les données mesurées et calculées est supérieure à 5%, l'effet des points de données sera réduit. Cette méthode va produire un modèle avec des différences de résistivité très marquées. Il s'agit d'une bonne méthode pour mettre en évidence le substratum par exemple.

La troisième étape vise à établir une carte de résistivités vraies en fonction de la profondeur. Le RMS ou Root Mean Square, donne le pourcentage d'erreur entre la pseudo-section mesurée et calculée. Dans le cas où des données présentent des valeurs aberrantes, la valeur du RMS sera plus grande. Le nombre d'itérations effectuées lors de l'inversion des données permet de réduire le RMS.

3.3. Quantifier l'érosion

Quantifier l'érosion dans la zone d'étude semble nécessaire pour comprendre le type de phénomène ainsi que les quantités de matières associées. L'observation de profils topographique donne des éléments sur la morphologie de la zone et donc sur l'érosion. Dans cette partie on peut considérer deux approches.

La première approche est une analyse des altitudes et de leur distribution pour mettre en évidence un recul de la crête par exemple ou l'accumulation de matériel en bas de pente. Il existera donc une différence quantitative de matériel entre une zone érodée ou non. Et une différence dans la distribution des altitudes entre une zone érodée avec et sans transport des matériaux de bas de pente.

Grâce à l'extension Qprof de QGIS, 125 profils topographiques ont été extraits de la zone d'étude. Tous ces profils sont longs de 5225 m avec une mesure d'altitude tous les 5 mètres (précision du MNT), et sont espacés de 50 mètres. La **Figure 10** montre les positions de ces profils. Comme on peut le voir sur cette figure, les profils sont alignés perpendiculairement au front du relief qui est orienté N 60.

Un premier traitement peut être fait sur les données d'altitudes des profils. La réalisation de boîte à moustache permet d'avoir une vision globale des données, avec le minimum et le maximum, la médiane et le premier et troisième quartile. Le but est de constater la variabilité des altitudes de la zone à l'aide de paramètres simples, ainsi que leur distribution, pour éventuellement mieux adapter les calculs qui suivront. La quantité de données accumulées n'est pas propice à étudier correctement cette variabilité. En effet, il pourrait être pertinent d'adapter les tests et calculs suivant des classes établies en fonction de caractéristiques de répartition des altitudes déterminées lors de cette étape.

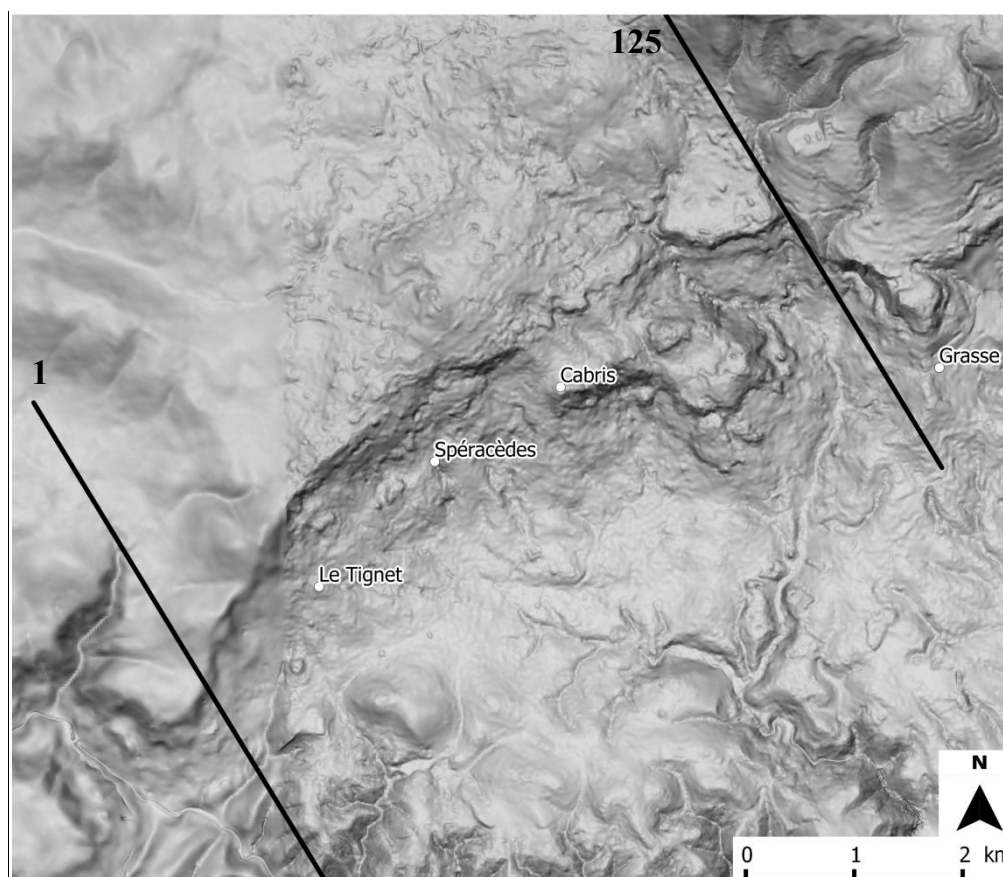


Figure 10: Carte de la zone d'étude présentant l'ordre des profils et leurs positions et orientations.

La deuxième approche est de parler de quantité de matière. En effet, une zone érodée présente moins de matière qu'une zone non érodée. Mais il est possible d'avoir la même quantité de matière, répartie de manière différente sur le profil topographique.

Alors qu'il est peu pertinent de comparer les altitudes moyennes de chaque profil, comparer les intégrales des profils topographiques semble être un bon moyen de mettre en évidence les différences entre les profils en termes de quantité de matière. La différence entre le profil de référence établis et le profil topographique actuel permettra d'obtenir la différence de surface entre les deux profils. La surface ne donne pas une valeur de quantité de matière mais cette donnée est facile à obtenir en multipliant la surface par la largeur du secteur concerné pour obtenir le volume.

4. Résultats

4.1. Découpage de la zone d'étude

Observations des données numériques

Les observations des données numériques ainsi que des cartes ont permis de mettre en évidence des structures sur toute la zone d'étude et de définir différents secteurs qui présentent des caractéristiques propres.

On peut découper la zone en plusieurs secteurs comme indiqué sur la **Figure 11**. Les limites des secteurs ont été définies de sorte que les secteurs soient homogènes en termes de morpho-structures, de recul du relief et de formations géologiques. Les avantages de découper la zone d'étude en plusieurs secteurs sont dans un premier temps purement pratique car la zone fait 35 km², il est plus simple de se repérer grâce aux secteurs. Dans un deuxième temps nous verrons que tous les profils topographiques ne peuvent être traités en même temps, ils pourront être traités par secteurs. Les traits symbolisant les limites des six secteurs ont été orientés de manière à former un angle de 90° avec l'escarpement moyen (trait vert sur la **Figure 11**).

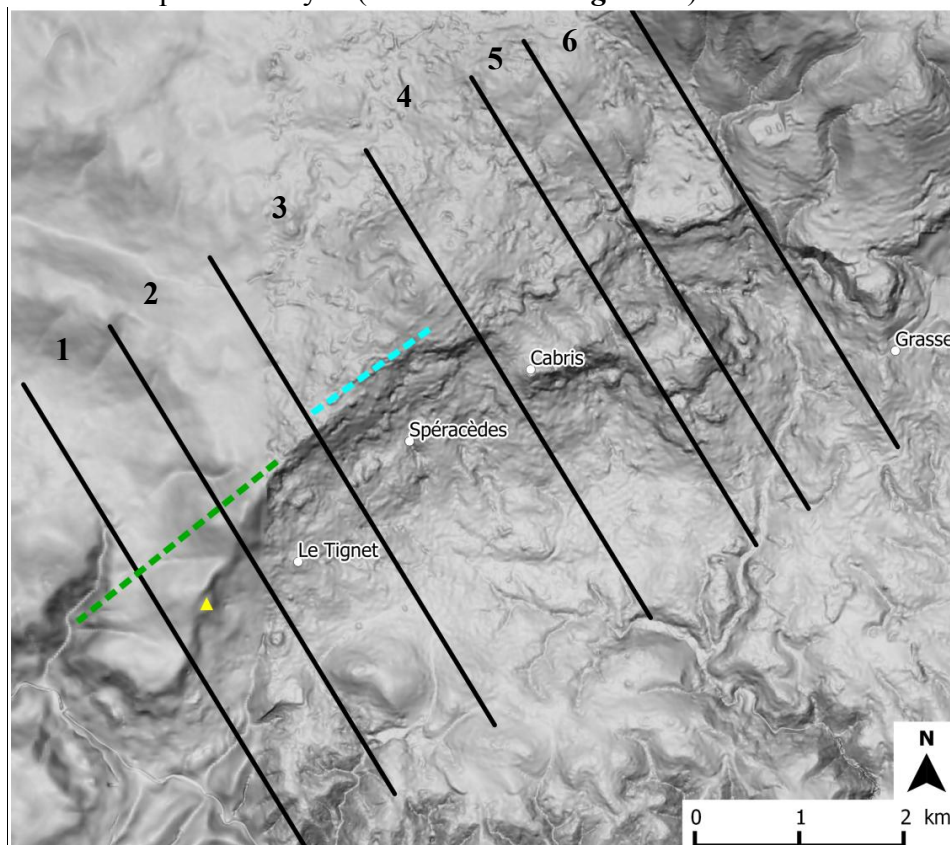


Figure 11: Carte du relief présentant les différents secteurs (1 à 6). Les courbes de niveau sont espacées de 50m. La ligne verte symbolise le potentiel recul que pourrait atteindre les secteurs 1 et 2. Le triangle jaune symbolise le glissement du Castellaras.

Certains secteurs sont faciles à isoler comme le secteur 6 qui représente une vallée entre deux promontoires. Les limites de ces secteurs sont à l'Est, la base du petit promontoire de Grasse ainsi que la limite avec l'écaille supérieure qui marque une variation de pente. Pour les secteurs 4 et 5 qui représentent un promontoire à deux niveaux d'avancés, la limite centrale a été définie en fonction de la butte et du creux juste au nord qui forment des variations de topographie dans la zone 5. La limite Ouest du secteur 4 a été définie après la fin du promontoire. Le reste de la zone d'étude a été plus compliqué à découper. Les limites bordant le secteur 2 ont été déterminées grâce à la butte en bas de pente, ainsi qu'à la limite entre calcaires Bajocien (présent sur le secteur 3) et les éboulis, près de l'escarpement à l'Est, ainsi qu'à la limite entre dolomies jurassiques (secteur 1) et éboulis, à l'Ouest. Enfin la limite du secteur 1 a été déterminée en tenant compte des formations géologiques et de la morphologie en bas de pente car cette zone est proche d'un domaine géologique différents, délimité par la Siagne.

Observations de terrain

➤ Secteur 1 :

Le premier secteur se situe à l'Ouest, au niveau de la commune du Tignet. La topographie est particulière car la Siagne incise le relief formant une vallée à l'Ouest de ce secteur. Il s'agit de la limite naturelle entre le département du Var et des Alpes-Maritimes. En amont, on observe des lobes en escaliers dans une même formation géologique, le Bathonien. Cette couche surplombe des calcaires de l'Hettangien qui sont présents dans une zone à fort gradient de pente. Au niveau de cette forte pente une variation de pendage a été mesurée, passant de NW (sur tous les autres secteurs) à SW. Sous ces escarpements jurassiques, la pente est plus douce et ne présente qu'une fine bande d'éboulis ce qui montre que l'érosion n'est pas à un stade avancé. On retrouve en aval le Keuper qui affleure plus largement. Des mesures ont été réalisées au niveau du premier secteur car l'orientation du relief n'est pas la même et la pente y est plus forte que dans les autres secteurs. Dans ce premier secteur, un territoire a été plus particulièrement étudié, le glissement du Castellaras (triangle jaune, **Figure 11**). Il s'agit d'un escarpement de calcaire Jurassique qui surplombe un replat constitué de gros blocs et de débris de pente. Des crevasses de plusieurs mètres de large se trouvent à l'amont des éboulements de blocs (**Annexe 1**). Des mesures de fracturation ont été réalisées pour comprendre l'origine du démantèlement de cette partie du versant. Plusieurs directions de fracturation ressortent bien que les données soient assez variées (**Figure 12**). Les principales orientations de fracturation sont E-W et NW-SE. Ces orientations correspondent aux grande fractures connues N°90 et N°140.

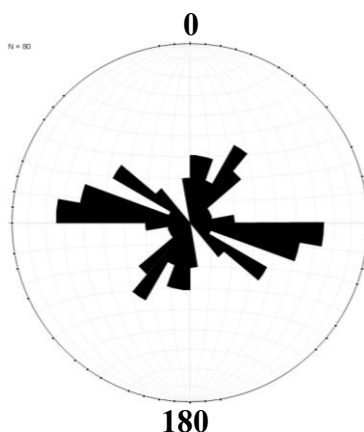


Figure 12: Diagramme montrant les directions des fractures avec des classes de 10°. Les mesures ont été réalisées sur le glissement du Castellaras près du Tignet.

➤ Secteur 2 :

Plus à l'Est, le deuxième secteur se situe entre Spéracèdes et le Tignet. Il présente en amont des calcaires Bathonien. La pente est douce et constituée uniquement d'éboulis. Sur cette pente, il y a des talwegs mais pas de cours d'eau permanent ni de tronçons hydrographiques. En aval on observe les argiles du Keuper. Après le pied de pente, on observe une butte avec des unités stratigraphiques plus cohérentes et plus ancienne, le Muschelkalk (calcaires et dolomies).

➤ Secteur 3 :

Le troisième secteur est délimité entre Spéracèdes et Cabris. En amont, on retrouve la série de calcaire du Bathonien et du Bajocien qui affleurent sur une large bande. La pente présente une large zone d'éboulis et en aval le Keuper affleure sur un petit territoire. On observe également des petits replats ou contre pente dans les éboulis et des talwegs qui ne présentent pas de trace de cours d'eau. Il n'y a pas d'accumulation de matériaux en bas de pente. Sur le plateau à l'amont, nous avons observé des lapiaz et des crevasses de plusieurs mètres de large (trait bleu *Figure 11*) (**Annexe 2**).

➤ Secteur 4 et 5 :

Le quatrième et le cinquième secteur englobent le promontoire de Cabris qui semble résister à l'érosion. Ce promontoire s'apparente à une butte témoin pas encore complètement désolidarisé du relief en amont. Cette zone peut être subdivisée en deux parties qui sont séparées par un talweg. La partie amont de ces deux sous secteurs est similaire. Le relief est assez plat, et on retrouve la série Bathonien, Bajocien et Hettangien. Une partie du promontoire est plus en recul, il s'agit de la partie où se situe le cœur du village, le secteur 4. Le replat est formé par des calcaires du Bajocien, puis le gradient de pente est fort dans la suite de la série calcaire Jurassique, puis faible dans les éboulis. En aval, on ne retrouve pas de Keuper à l'affleurement. Des mesures de pendages ont pu être réalisées et les calcaires ont un pendage 20° à 40° vers E, ce qui est différents des mesures faites en amont du promontoire (10-20° NNE).

Au niveau du sous secteur 5, le replat est beaucoup plus long. Il s'agit du Bajocien qui semble être moins érodé. La pente est moins forte dans la série calcaire que l'autre partie du promontoire. Puis la pente devient douce dans les éboulis. Le Keuper n'affleure pas non plus en contre bas. Sous la pente formée par les calcaires du Jurassique, on observe des petites variations dans la topographie. Ces variations sont corrélées à des zones où la géologie change. Il s'agit de patches de calcaires de l'Hettangien qui pourrait être de petits glissements superficiels.

➤ Secteur 6 :

La cinquième zone se situe entre Cabris et Grasse au niveau de la vallée verte. En amont le relief est plutôt plat avec les calcaires du Bathonien et du Bajocien. Les calcaires de l'Hettangien quant à eux forment un escarpement, le gradient de pente est plus fort. La pente est douce avec une bande de Keuper affleurent cette fois-ci en amont des éboulis. Il semble il y avoir deux types d'érosion dans cette zone.

Premièrement, l'incision de la vallée par l'eau. Cette incision a certainement été favorisée par la présence d'une faille plus en amont (*Figure 6*). L'érosion liée à ce cours d'eau permet de faire affleurer le Keuper. Les observations de terrain ont montré de nombreux glissements sur les versants de cette vallée. Il s'agit la plupart du temps de glissements superficiels dans les éboulis qui reposent sur le gypse. Deuxièmement, un autre phénomène a été observé sur le terrain. Il s'agit du démantèlement du long promontoire du secteur 5. Un grand escarpement a été observé sur le flanc Est du promontoire et présente une très grande quantité d'éboulis à son pied dans le secteur 6.

4.2. Mise en évidence de discontinuités

Après les observations précédentes des mesures complémentaires ont été nécessaires pour répondre aux questions soulevées, notamment concernant le découpage de ce promontoire. Les emplacements des deux profils sont présentés sur la **Figure 7** (section 3.2). Des profils de tomographie électrique ont été réalisés au niveau des secteurs 4 et 5 pour mettre en évidence des discontinuités dans le sous-sol.

Discontinuité NO-SE

L'objectif du premier profil est de mettre en évidence des discontinuités pouvant être orientées SE, comme certaines failles en amont du promontoire et de mettre en évidence si une discontinuité est à l'origine de la différence entre les deux parties de ce promontoire.

Les résultats du premier panneau de résistivité sont présentés sur la **Figure 13**. On observe plusieurs structures:

- En surface, on observe des anomalies résistives entre 500 et 450 m.
- Plus bas on trouve une formation de 50 à 100 mètres de profondeur moins résistive sur toute la longueur du profil. Cette formation forme une limite nette (tirets noirs) avec un ensemble plus résistif allant de 450 à 300 mètres d'altitude.
- Au centre du profil une anomalie de résistivité verticale apparaît (tirets rouges). Cette discontinuité de faible résistivité descend jusqu'en bas du panneau électrique et traverse la formation plus résistive.
- Plus à l'Ouest, on observe un autre ensemble moins résistif (tirets violets) qui semble lui aussi percer à travers la formation plus résistive. Cet ensemble intercepte le talweg (sans apport d'eau) qui coupe en deux parties le promontoire de Cabris.

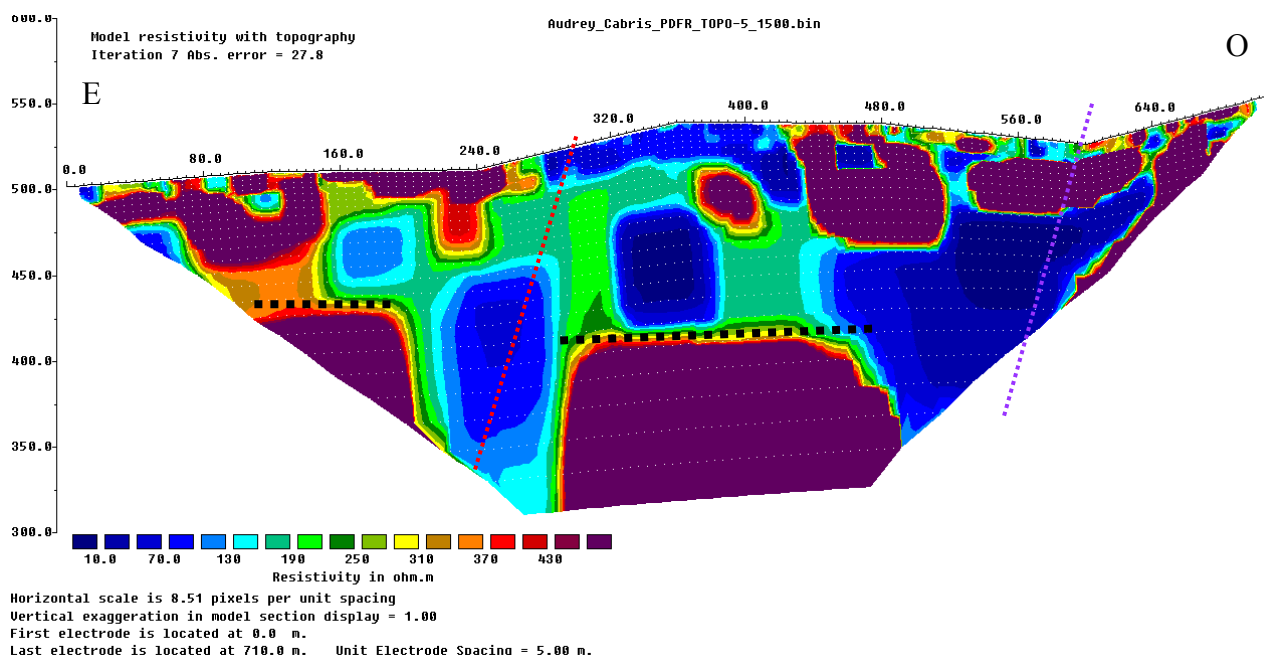


Figure 13: Profil de tomographie électrique (01-04-15) présentant les données enregistrées par les acquisitions dipôle-dipôle et pôle-dipôle. Inversion robuste.

D'après les éléments décrit précédemment, on peut penser que la partie supérieure du profil (entre 500 et 450 m d'altitude) soit un amas débris de calcaires Jurassiques Bathonien que l'on a observé sur le terrain et dont les mesures de pendages ont été difficiles tant la roche est altérée et décohésive sur les affleurements.

De 450 à 300 mètres d'altitude la formation plus conductrice pourrait être liée à la forte karstification ou à la présence d'un aquifère. On observe une limite horizontale nette entre cette formation et une autre plus résistive. Il s'agirait des calcaires qui ne présentent pas de nette décalage, ni de basculement.

De part et d'autre du profil, les tirets rouge et violet montrent des discontinuités verticales. Elles pourraient être toutes les deux orientées N 140, comme le découpage de cette partie du promontoire. Concernant la discontinuité à l'Ouest, qui serait la limite entre les secteurs 4 et 5, il semblerait qu'elle soit la cause de la séparation en deux du promontoire de Cabris car elle pourrait expliquer la présence d'un talweg sans aucune arrivée d'eau.

Discontinuité E-O

L'objectif du deuxième profil électrique est de mettre en évidence la présence ou non d'une rupture entre le massif en amont et le promontoire ainsi que d'imager un éventuel affaissement du promontoire par rapport à la partie amont.

La **Figure 14** présente les résultats du deuxième panneau de résistivité réalisé à Cabris.

- On observe des contrastes de résistivité assez forts sur les 50 premiers centimètres.
- On observe également des contrastes de résistivité verticaux. Au Nord, une faille connue car observée sur la carte géologique (tirets rouge) passe par un talweg.
- Un peu plus au Sud, on observe une autre discontinuité verticale (tirets bleus) où une formation conductrice semble traverser une formation plus résistive. Les tirets noirs indiquent la limite entre deux formations. On voit que cette limite est plus basse dans la partie Sud.
- Au Sud du profil, en ensemble moins résistif semble être lié à une prairie qui forme une dépression qui peut accumuler l'eau, ce qui favoriserait son infiltration.

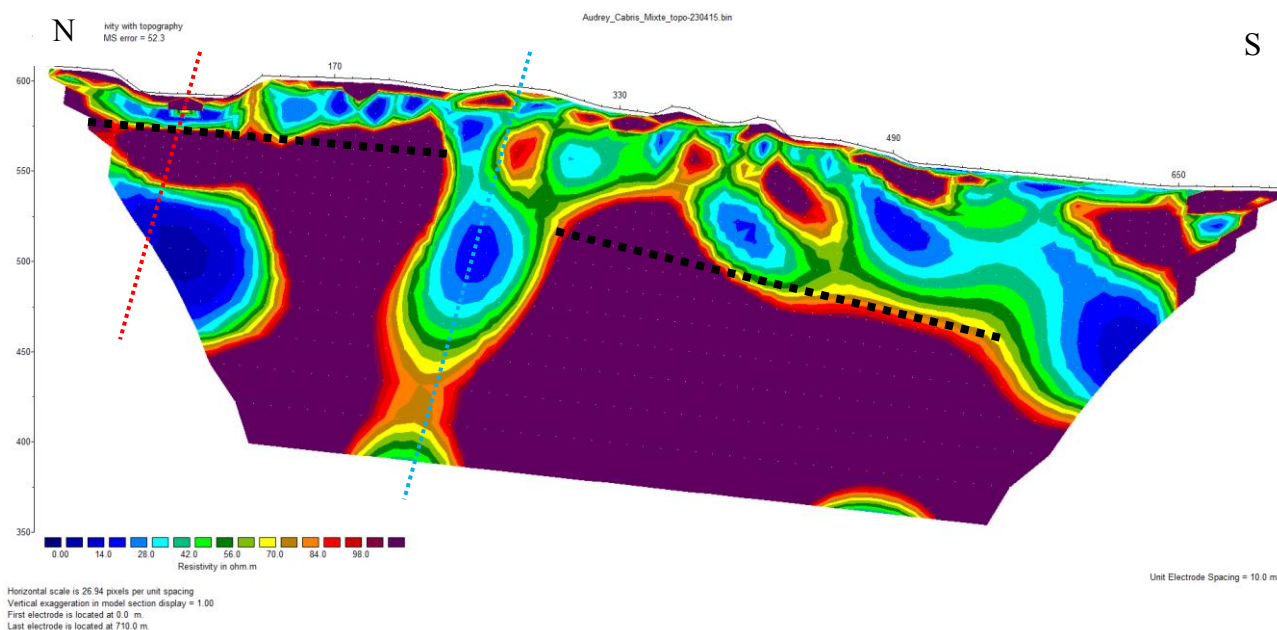


Figure 14: Profil tomographie électrique (23-04-15) présentant les données enregistrées par les acquisitions dipôle-dipôle et pôle-dipôle. Inversion robuste.

Les contrastes de résistivité sur les 50 premiers mètres du profil pourraient être expliqués par des restes de calcaire jurassique ainsi que des débris de pente.

Les formations moins résistives au Nord pourraient être liées à la faille N 140 qui passe par ce talweg et qui aurait favorisé le développement d'un réseau karstique.

La discontinuité verticale (tirets bleus) pourrait représenter une rupture entre le relief en amont et la partie Ouest du promontoire. Il semblerait également que cette partie du promontoire se soit affaissée de plusieurs dizaines de mètres et soit basculée.

4.3. Quantification de l'érosion

La **Figure 15** présente les données brutes d'altitudes obtenues grâce à l'extraction des profils topographiques à partir du MNT dans Qgis. Cette figure permet de se rendre compte de la variation d'altitude des 125 profils de la zone d'étude.

Comparer les profils de la zone d'étude avec ceux de la Marbrière ne semble pas pertinent compte tenu de la grande différence d'altitudes et de morphologie entre les deux. En effet, si on prenait des profils issus de la zone de la Marbrière pour déterminer les profils de références, la différence de quantité de matière calculée sera trop grande et surestimera l'érosion, en particulier à l'amont des profils.

Variabilité des données

La **Figure 16** présente la distribution des altitudes, en ordonnée, pour chaque profil dans la zone d'étude, en abscisse. Cette distribution est présentée sous forme de diagramme en boîte. Les symboles noirs inférieur et supérieur donnent respectivement la valeur minimum et maximum de chaque profil. Le symbole rouge donne la valeur médiane, il s'agit de la valeur qui coupe la série d'altitude en deux parties égales. Enfin, les boîtes présentent les valeurs des quartiles 25% en bas et 75 % en haut.

On observe sur ces données un découpage possible correspondant aux différents secteurs évoqués précédemment. Ce graphique permet de mettre en évidence la grande variabilité des altitudes en amont des profils topographiques, de 460 à 835m d'altitude pour les valeurs maximum. Cette variabilité est un frein à la comparaison inter-profils ainsi qu'à leur comparaison avec un modèle unique. Il serait donc préférable par la suite de déterminer un profil de référence pour des secteurs ou classes définies, prenant en compte la morphologie de ces secteurs ainsi que la variabilité des altitudes en amont.

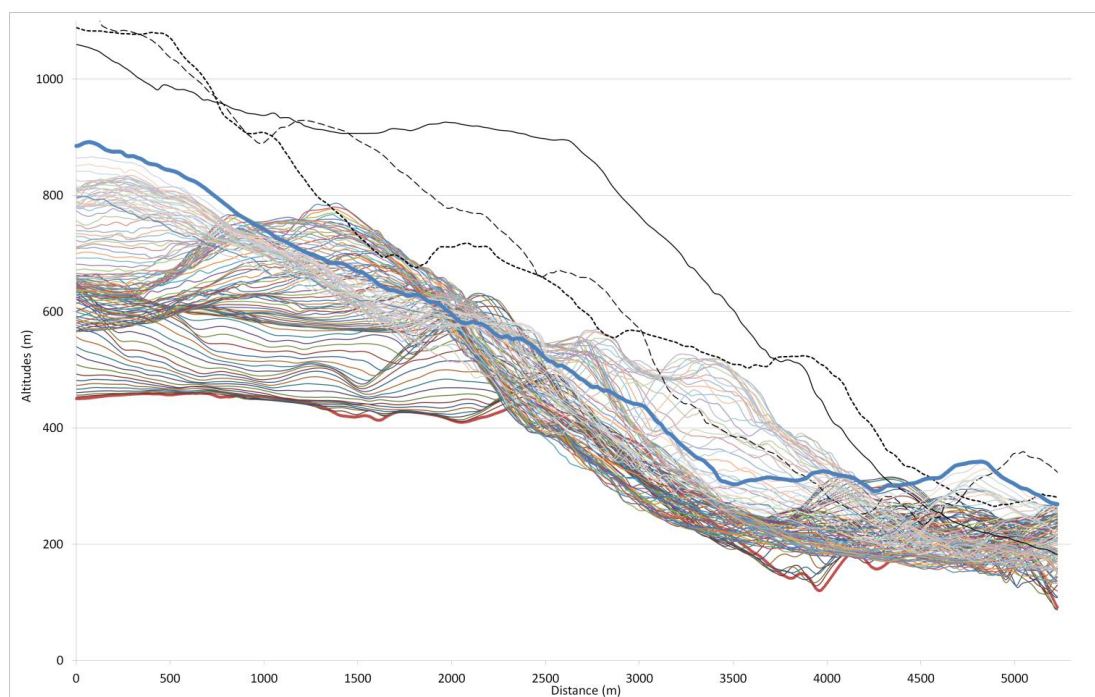


Figure 15: Graphique présentant les 125 profils de la zone d'étude (- profil 1 et - profil 125) ainsi que 3 profils correspondant aux 3 zones de la Marbrière ; La zone 1 en tiret : zone de paléo-mouvement récent, la zone 2 en trait plein : mouvement actif en préparation, la zone 3 en pointillés : paléo-mouvement ancien.

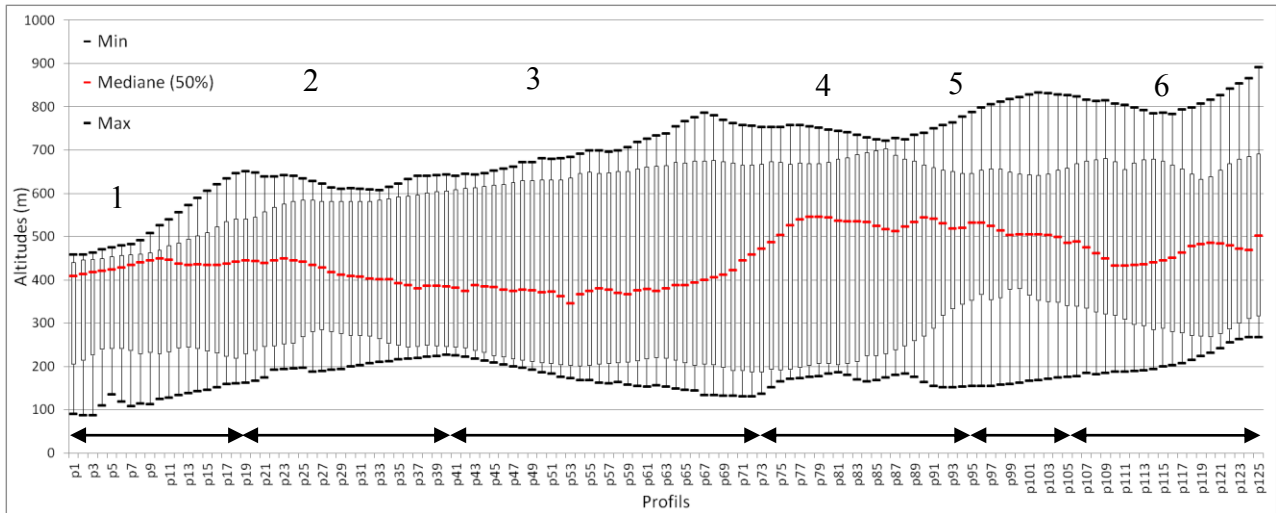


Figure 16: Diagramme en boîte présentant les altitudes maximum et minimum (–), le médiane (–), ainsi que les premier et troisième quartiles (boîtes), pour chaque profil en abscisse.

Profil moyen et profil de référence

Les données d'altitudes ont été classées par secteurs de 1 à 6 correspondant aux secteurs déterminés par l'analyse des données numériques et des cartes. Un profil moyen de chaque zone a été déterminé. La **Figure 17** représente le profil moyen du secteur 1 (**Annexe 3** pour les autres secteurs). On voit qu'il y a très peu de variation car les barres qui représentent les écarts types pour chaque valeur d'altitude ont une faible amplitude. Les profils moyens permettent dans un premier temps de déterminer le recul de la l'escarpement en regardant la rupture de pente de chaque secteur.

Dans un second temps on peut calculer la quantité de matière qui a été érodé. Pour cela il faut d'abord choisir une référence qui sera comparée aux profils moyens. Les altitudes en amont varient beaucoup. Ces variations ne sont probablement pas dues à l'érosion. Si on regarde la carte géologique et la carte des reliefs, on constate que le relief en amont est un plateau avec quelques variations d'altitudes, il n'a probablement pas subi de forte érosion. Il est donc préférable de définir un profil de référence pour chaque section. Ce choix est confirmé par la variabilité des altitudes en amont mise en évidence sur la **Figure 16**.

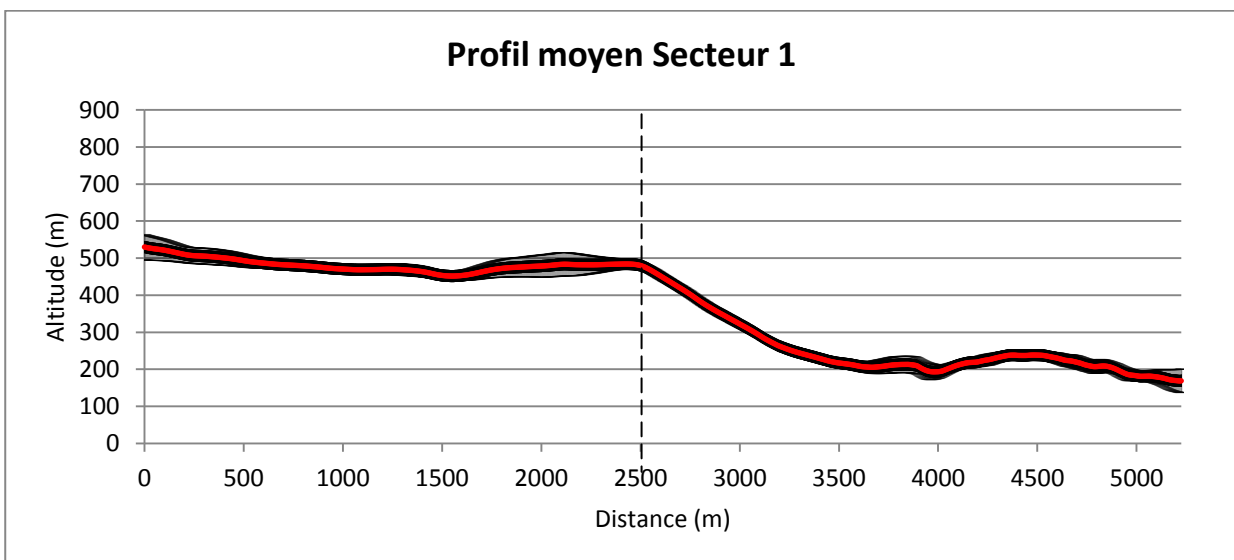


Figure 17: Profil moyen du secteur 1 avec les écarts types associés à chaque valeur. La ligne noire correspond à l'escarpement.

A l'Est du sixième secteur on trouve le promontoire de Grasse. En amont, on observe retrouve toutes les couches de calcaires du Jurassique, formant un petit replat. La particularité de cette zone est son avancement dans le relief, sa pente douce sans éboulis, et la présence de Keuper uniquement, en bas de pente. L'avancement de ce promontoire dans le relief est similaire à celui du promontoire de Cabris. Il n'est donc pas exclu que ces deux secteurs soient auparavant reliés. Ce secteur représente la limite entre la zone d'étude et la partie déjà étudiée, liée à la Marbrière. C'est ce promontoire qui a permis d'établir les profils de références. Les profils de référence sont composés de trois parties (**Figure 18**).

- La première partie en amont suit les données du profil moyen, car on considère que la partie amont n'a pas subi d'érosion significative car cette partie s'apparente à un plateau.
- La deuxième partie en aval suit les données d'un profil topographique passant par Grasse. Ce profil a été choisi car il est le plus proche de la zone d'étude, et les altitudes en aval ainsi que le promontoire encore visible sont proches de celle observées au niveau du promontoire de Cabris. Il y a donc une cohérence entre ces deux entités. L'hypothèse qui est faite, est que la zone d'étude ressemblait à la partie plus à l'Est correspondant au petit promontoire de Grasse en terme d'avancée dans le paysage seulement. En effet, on ne peut pas comparer les valeurs d'altitude de ces deux secteurs avec la zone d'étude car elles sont trop différentes. Cela est dû aux écailles tectoniques et à l'appartenance de ces deux secteurs à une autre unité que celle de la zone d'étude.
- La partie centrale est définie de façon à former un relief cohérent avec les altitudes en amont et en aval.

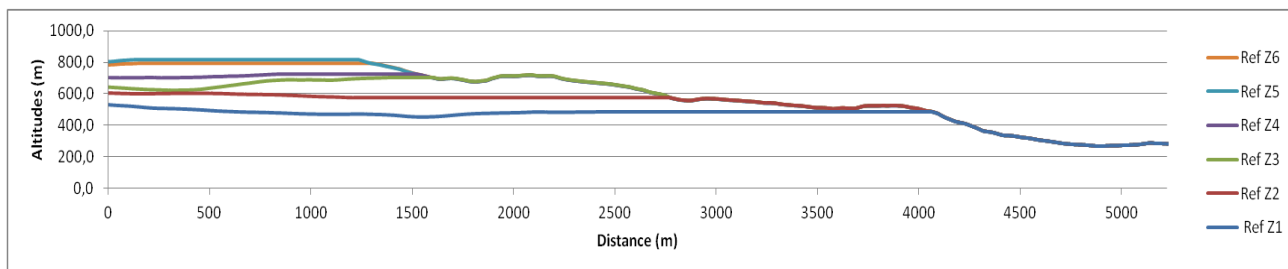


Figure 18: Profils de références correspondant à chaque zone.

Estimation des volumes érodés

L'étape suivante consiste à faire la différence entre les valeurs d'altitude des profils de références et des profils moyens pour chaque secteur. On obtient alors des valeurs correspondant aux différences d'altitudes liées à l'érosion entre l'état de référence et l'état actuel du relief, présenté sur la **Figure 19**. On peut ensuite calculer l'aire sous chacune de ces courbes ce qui donne une surface. On peut ensuite traduire cette surface en volume érodé en la multipliant par la largeur de la zone.

En observant les données du **Tableau 3**, on constate qu'il y a un lien entre le volume potentiellement érodé par secteur et le recul de l'escarpement, mais pas entre le volume érodé par km^2 et le recul. Cela peut s'expliquer par le fait que le volume seul montre l'érosion globale d'un secteur alors que le volume érodé par km^2 montre uniquement une érosion «verticale» et n'as par conséquent pas de rapport avec le recul du relief.

Le secteur le plus érodé est le secteur 3. C'est également le secteur qui présente le plus fort recul du relief. On compte 1150 millions de m^3 potentiellement érodé dans ce secteur avec un recul de l'escarpement de 2300 mètres.

Le secteur le moins érodé et qui présente le plus faible recul du relief est le secteur 5. Ces résultats sont cohérents avec les observations de terrain.

Les secteurs 2 et 4 présentent des quantités érodées très proches mais leurs morphologies sont pourtant assez différentes. En comparant les reculs de ces deux secteurs on aurait pu s'attendre à ce que la zone 4 soit moins érodée que la zone 2 en raison de la présence du promontoire ainsi que des plus hautes altitudes en amont mais ce n'est pas le cas.

En termes de volume érodé par km², le secteur 6 serait le plus érodé avec 213 Mm³/km². Cela semble logique car c'est le seul secteur qui possède un cours. Ce dernier incise les calcaires jusqu'à la semelle triasique et déstabilise les versant de la vallée entre le promontoire de Cabris et celui de Grasse. On retrouve en seconde position le secteur 3. Le moins érodé « verticalement » serait le secteur 1 avec 138 Mm³/km². Les valeurs des secteurs 4 (152 Mm³/km²) et 5 (155 Mm³/km²) sont proches ce qui est surprenant compte tenu de leur différence de recul (1300 m contre 600m) ainsi que de la différence de volume global érodé (576 contre 310 Mm³).

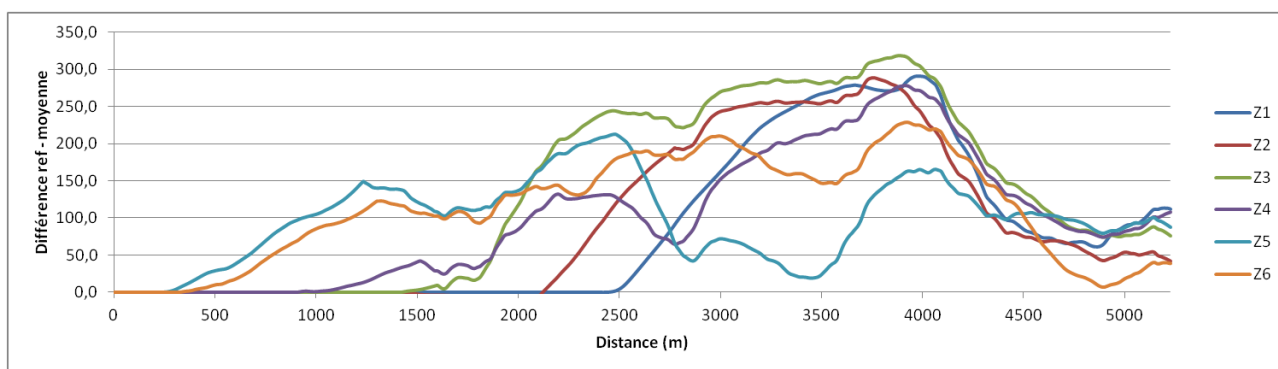


Figure 19: Graphique présentant les différences d'altitudes liées à l'érosion entre l'état de référence et l'état actuel du relief.

	Secteur 1	Secteur 2	Secteur 3	Secteur 4	Secteur 5	Secteur 6
Volumes (million de m ³)	373	530	1150	576	310	661
Million de m ³ /km ²	138	143	189	152	155	213
Recul par rapport à la référence (m)	1500	2000	2300	1300	600	1800
Temps (Ma)	3.5	3.6	4.7	3.8	3.9	5.3

Tableau 3: Volumes érodés de chaque secteur avec le taux d'érosion moyen des Alpes de 40m³/km²/an.

Il est possible de calculer le temps nécessaire à l'érosion des volumes précédemment calculés grâce à des taux d'érosion moyen connu. Le taux d'érosion moyen en montagne serait de 50 ±20 m³/km²/an (Pomerol et al., 2011). Concernant les Alpes, la vitesse moyenne d'érosion est de 40µm/an et représentent un volume de 40 m³/km²/an (Monjuvent, 1973).

Concernant les temps pour éroder ces volumes, il ne s'agit là que d'une estimation car ces taux d'érosion sont fonction du relief moyen local. Le taux d'érosion qui été utilisé est celui des Alpes, dont le relief moyen avoisine les 1300 mètres d'altitude, alors que nous avons constaté que les altitudes maximum, sur la zone d'étude, varient entre 460 et 835 mètres.

Avec ce taux d'érosion moyen (Alpes), il faudrait 3.5 à 5.3 Ma (Pliocène) pour éroder les volumes précédemment calculés.

4.4. Synthèse par secteur

➤ Secteur 1 :

Sur le MNT on peut voir que l'escarpement est orienté N 20 ce qui ne correspond pas à des linéaments dans le relief, ni à des failles cartographiées. Sur le terrain nous avons observé un fort gradient de pente avec des formations comme les calcaires Hettangien très fracturés et de nombreuses chutes de blocs. Il n'y a quasiment pas de d'éboulis en aval. Il s'agit du secteur qui présente le moins de m³ érodés par km².

Compte tenu des observations faites sur les cartes et des observations sur le terrain, on peut penser que ce secteur est en pleine phase d'érosion. En observant les linéaments qui ressortent dans le relief, et connaissant les orientations des failles de la région, il n'est pas à exclure que l'érosion continue jusqu'à atteindre la continuité du linéament passant plus au Nord orienté N 60 (tirets verts, *Figure 11*).

➤ Secteur 2 :

Sous le plateau Bathonien, qui forme également l'escarpement, on observe une pente douce composée d'éboulis. En pied de pente, un butte formée de calcaires et dolomies (Muschelkalk). Aucun argument ne permet pour l'instant de déterminer pourquoi cette butte est toujours présente en bas de pente. Pourtant ce secteur présente le deuxième plus fort recul de l'escarpement.

➤ Secteur 3 :

Sous le plateau Bathonien il y a une pente douce de Bajocien et d'éboulis. Il n'y a pas d'accumulation de matériaux en bas de pente. Cette absence laisse penser que la phase d'érosion est très avancée. De plus, il s'agit du secteur le plus érodé mais aussi le plus reculé.

➤ Secteur 4 et 5 :

Les deux secteurs ne présentent pas le même recul du relief. En effet, le secteur 5 présente la valeur d'érosion globale la plus faible ainsi que le plus faible recul. Pourtant les deux secteurs montrent des volumes érodés par km² très proches.

Nous avons pu montrer que le secteur 4 était désolidarisé du relief en amont par une discontinuité. Il est probable que ce soit également le cas pour le secteur 5 mais nous n'avons pas pu le vérifier. De plus les calcaires se sont effondrés que quelque dizaines de mètres par rapport à l'amont et semblent avoir basculé. Le secteur 4 semble être dans un état d'érosion plus avancé que le secteur 5. Il semblerait qu'une discontinuité soit également à l'origine d'un talweg sans arrivée d'eau qui sépare les deux parties du promontoire.

➤ Secteur 6 :

Un grand escarpement a été observé sur le flanc Est du promontoire et présente une très grande quantité d'éboulis à son pied dans le secteur 6. Il se pourrait que cet escarpement soit le prolongement d'une faille (N140) plus en amont.

Le secteur 6 est très érodé en terme de volume par km², ce qui est logique car il présente un talweg profond, bien que le recul de l'escarpement ne soit pas si prononcé. Ceci peut être expliqué par une accumulation d'éboulis provenant des deux limites de ce secteur avec des escarpements abruptes à l'Est qui ont provoqué l'accumulation d'éboulis et un escarpement en cours de démantèlement à l'Ouest. Ce secteur présente le seul cours d'eau permanent de la zone d'étude. Les débris de pentes ne sont pas encore évacués sur ce secteur, car cette zone doit être plus jeune en termes de dynamique gravitaire.

5. Discussion et conclusion

5.1. Discussion sur la méthode

➤ *Choix du profil de référence*

Etablir un référence est une étape compliquée, car il y a très peu d'éléments actuellement visible permettant de définir « l'état initial » de la zone d'étude. Cet état initial est un concept complexe, car comme il y a en permanence des processus d'érosion par dissolution, il est presque impossible de déterminer un état initial. Par contre, si l'on considère, pour des structures géologiques semblables, une érosion homogène, on est à même de se poser la question des anomalies dans la morphologie de l'érosion. Nous avons déjà, un passif d'étude sur le secteur de la Marbrière avec des mouvements de terrain bien datés, mais il n'a pas été possible de se servir des zones voisines, la zone de la Marbrière est beaucoup trop différente en termes d'altitudes. De plus, il ne s'agit pas de la même unité (écaïlle tectonique). Seule l'avancée du pied de pente a été retenue comme première estimation de l'état initial du relief. Ces résultats sont à modérer car la zone de Grasse a déjà subis des phases d'érosion liées aux glissements et présente différents stades de maturation.

➤ *Localisations des profils de tomographie électrique*

Nous avons rencontré des problèmes concernant la mise en place des profils de tomographie électrique. En effet, la zone d'étude est très urbanisée et il est difficile de positionner un profil qui fasse plusieurs centaines de mètres sans passer dans une propriété privée. Il a été difficile de mettre en place les profils de manière à positionner les discontinuités à imager au milieu pour avec une meilleure profondeur d'investigation et une meilleure résolution. Nous avons pu réaliser deux profils de 720 mètres de long ce qui nous permet de mesurer la résistivité du sous sol jusqu'à un peu plus de 150 mètres de profondeur.

Les profils que nous avons réalisés ont permis de mettre en évidence des discontinuités dans le sous-sol à des endroits précis. Pour aller plus loin il faudrait réaliser d'autre profils pour pourvoir déterminer plus précisément la direction de ces discontinuités et leur étendue.

5.2. Discussion sur les résultats

➤ *Pourquoi la morphologie de la zone d'étude semble-t-elle si différente de la zone de la Marbrière pourtant voisine ?*

- *L'érosion et le démantèlement du relief de la zone d'étude est-elle aussi contrôlée par les failles?*

La différence la plus flagrante est le recul du relief très prononcé dans la zone d'étude alors que la zone de la Marbrière ne semble pas encore affectée par ce recul. De plus, la zone d'étude présente des secteurs soit en cour de démantèlement, soit déjà érodé avec des débris en bas de pente et très peu de structures caractéristiques des glissements de grande ampleur encore visible. L'érosion ne semble pas être liée au réseau hydrographique car les zones les plus érodées ne possèdent pas de cours d'eau. Ceci peut s'expliquer par une grande différence de morphologie en amont des deux zones. En effet, la zone d'étude possède un grand plateau en amont qui permet plus d'infiltration d'eau dans les karsts ce qui favoriserait la dissolution des calcaires jusqu'à atteindre la « couche savon », le Keuper. Ces conditions rendraient la zone d'étude plus propice au démantèlement par des mouvements gravitaires de grande ampleur. A l'inverse, la zone entre Grasse et la Marbrière présente un « sommet bombé », lié à une écaïlle tectonique, qui semble

favoriser les écoulements. De plus, on observe de nombreux cours d'eau dans cette zone et seulement un cours d'eau permanent sur la zone d'étude.

Remarque : D'après ces observations et interprétations, on peut se demander quel sont les processus pour enlever les débris de pentes et gommer les morpho-structures gravitaires sans cours d'eau dans la zone d'étude?

- *L'héritage structural est-il la cause de la formation d'une vallée entre le promontoire de Cabris et celui de Grasse ?*

La réalisation de panneaux de résistivité électrique dans ce secteur n'a pas été possible compte tenu de la difficulté d'accès. Il semblerait que la principale cause d'érosion actuelle soit le cours d'eau permanent qui traverse ce secteur. Cette incision au milieu de deux promontoires par le cours d'eau est certainement liée à une faille qui a favorisé le passage des fluides. En effet, la carte géologique indique la présence d'une faille (N140) en amont de cette vallée.

Le modelé des talwegs dépendant du climat, cette forte incision entre les deux promontoires pourrait être attribuée à un régime torrentiel du cours d'eau.

- *Connaissant la géométrie uniforme des séries Jurassiques et Trias, on peut se demander pourquoi certaines zones, comme le promontoire de Cabris, résistent à l'érosion.*

- *A quoi sont dus les différents états plus ou moins érodés de ce promontoire ?*

Les deux parties du promontoire de Cabris ont certainement été modelées grâce à l'héritage structural. Une discontinuité a été mise en évidence au niveau d'un talweg qui ne présente aucune arrivée d'eau, et qui sépare les deux parties du promontoire.

Les panneaux de résistivité électrique montrent qu'il y a des discontinuités et des décalages dans les formations calcaires en profondeur. Ces résultats sont à interpréter avec précaution car les mesures ont été effectuées en milieu urbain ce qui n'a pas facilité la mise en place des profils. De plus, la zone présente une karstification importante, surtout en amont, ce qui peut influencer les résultats.

- *Quelles zones peuvent être considérées comme stables ou instables ? Comment faire la distinction ?*

La zone la plus instable est celle à l'Ouest du Tignet au niveau du glissement du Castellaras. Les observations de terrain et les mesures ont révélés un démantèlement actif de ce secteur. L'orientation du relief est différente et il est probable que l'érosion mène à une réorientation du relief proche de celle des secteurs voisins, en passant d'une orientation N 20 à N 60.

La zone 3 qui est la plus érodée est elle aussi instable. Les observations de terrain ont montré de nombreuses fissures au niveau des habitations ainsi que des déformations des routes liées à un fluage du sol (**Annexe 4**). Dans ces zones le sol est constitué de débris de pente. Il doit s'agir de glissements superficiels.

- *La zone d'étude a-t-elle subi les mêmes événements, datant de l'Holocène, que la zone de Grasse – La Marbrière déjà étudiée ?*

Le stade de maturation de la zone d'étude semble encore plus avancé que ceux observés dans la zone de la Marbrière c'est pourquoi il est possible que cette zone ait été affecté par des forçages climatiques postérieurs à l'Holocène.

De plus, l'érosion ne peut être l'œuvre que d'un seul processus. Il est ainsi difficile de déterminer la part de chacun de ces processus. Sur le secteur 3, le plus érodé, il n'y a plus de

structures caractéristiques des mouvements gravitaires de grande ampleur. Ces structures ont été gommées par d'autres processus au cours du temps.

Les estimations ont montré avec un taux d'érosion moyen de $40 \text{ m}^3/\text{km}^2/\text{an}$ (taux d'érosion moyen des Alpes), il faudrait entre 3 et 5 Ma (Pliocène) pour éroder les volumes calculés par secteur. Nous savons que le déclenchement de ces phénomènes gravitaires nécessite des forçages climatiques intenses et qui aurait donc eu lieu après cette période calculée. Il est donc probable que ce secteur ait subi les mêmes forçages Holocènes que la zone de Grasse – la Marbrière.

5.3. Conclusion

Nous avons pu mieux caractériser l'état d'érosion lié aux mouvements gravitaires de grande ampleur, entre le Tignet et Grasse. La zone d'étude a été découpée en 6 secteurs. L'analyse de données numériques comme le MNT, et le travail de terrain, ont permis de décrire ces 6 secteurs pour comprendre les différents stades d'érosion.

Dans la zone d'étude, nous avons considéré 6 secteurs aux caractéristiques particulières. Le premier secteur est en bordure de ce territoire et il est à cheval entre la zone gravitairement érodée et le plateau, avec des biais dus aux bords de cette structure. Cependant, il s'agit du secteur qui présente le plus d'éboulement au niveau de l'escarpement. Le secteur 6 présente un couplage d'érosion hydrologique et gravitaire qui rendent sa dynamique particulière. Les secteurs 2, 3, 4 et 5, présentent des états similaires à ceux décrits par Zerathe, 2013, qui nous ont permis d'effectuer une comparaison morpho-structurale. En effet, le secteur 5 présente le plus faible recul et son rattachement au plateau à l'amont est très contestable car nous avons identifié par l'imagerie géophysique des anomalies. Ce secteur serait actuellement en phase de déformation (A, **Figure 5**), et reste celui qui a actuellement la plus forte potentialité de rupture de type effondrement gravitaire de grande ampleur si nous avons un ou plusieurs épisodes de forçage climatique. Au niveau du secteur 4, le promontoire est désolidarisé du plateau à l'amont et les calcaires sont déjà basculés (B, **Figure 5**). Le secteur 3 est le plus érodé de tous, il ne présente plus de morpho-structures gravitaires et les crevasses et lapiaz en amont sur le plateau montrent qu'il est prêt à connaître une deuxième phase de démantèlement (post étape C, **Figure 5**), dès lors que les autres secteurs seront « nettoyés ». Le secteur 2 est un peu particulier car l'escarpement ne suit pas la direction N60 comme les secteurs 3,4 et 5. Il se pourrait qu'un réajustement de l'escarpement ait lieu.

Une analyse de données d'altitude a permis d'estimer les volumes érodés, à partir d'un profil de référence, basé sur la morphologie du terrain alentour et l'estimation du temps nécessaire pour éroder (théoriquement) les volumes calculés donnerait 4,5 Ma pour l'ensemble de la zone d'étude. Hors cela n'est pas possible, car nous sommes d'une part en présence de reliques de mouvements gravitaires de grande ampleur, et que d'autre part les terrains à cette altitude dans les vallées annexes (Tanneron) sont recouvertes par des dépôts de type Plaisancien (-3.6 à 2.6 Ma). D'autre part, ce type de mouvement gravitaire nécessite des facteurs déclenchant comme de fortes précipitations sur une longue période. Nous sommes donc ici en présence de nombreuses questions sur la recherche des périodes de forçages climatiques, dans des temps post-Plaisancien, voir post-Messinien. Il est aussi probable que la zone d'étude ait subi les mêmes forçages que les zones adjacentes déjà étudiées, mais que le fort recul du relief et l'absence de morpho-structures gravitaires laisse plus de doutes sur certains secteurs. Un travail sur les processus d'évacuation des débris en bas de pente et l'absence de réseau hydrographique doit être mené. Il semblerait que l'érosion intense sur la zone d'étude soit liée à la morphologie du plateau en amont. Ce plateau permettrait une meilleure infiltration et une forte accumulation d'eau dans les karsts qui auraient favorisé le départ des mouvements de grande ampleur.

Références

- Y.Bravard, M. Chardon, J. Dresch, M. Julian, G. Soutadé, "Dynamique de l'évolution des reliefs au cours du Quaternaire", 1987, Méditerranée, Troisième série, Tome 61, p37-60
- C. Chabert-Pelline, "Géométrie et cinématique de la branche occidentale de l'Arc de Castellane (Alpes de Haute-Provence – France) ", 1996
- G. Dardeau, M. Dubar, N. Toutin-Morin, M.-D. Courme, G. Crévola, C. Magnan, "Notice de la carte géologique 1/50000 Grasse-Cannes", 2010, BRGM éditions
- M. Derruau, "Précis de géomorphologie" - Chapitre 7 - p 310, 1967, Masson & Cie
- M. El Hage, "Etude de la qualité géomorphologique numériques de terrain issus de l'imagerie spatiale", 2013
- E. Gilli, C. Mangan, N. Michelot, "Hydrogéologie karstique des Alpes-Maritimes, Notice de la carte des traçages des Alpes-Maritimes", 2006, p33
- E. Gilli, "Karstologie - karts, grottes et sources" - Chapitre 5 - p 45, 2011, Dunod
- O. Laurent, J.-F. Stephan, M. Popoff, "Modalités de la structuration miocène de la branche sud de l'arc de Castellane (chaînes subalpines méridionales)", 2000, Géologie de la France, numéro 3, p33-65
- M. H. Loke, "Tutorial : 2-D and 3-D electrical imaging surveys", 1996-2004, p136
- L. Marescot, "Imagerie Electrique pour Géologues, Acquisition, traitement, interprétation", 2008a, p73
- G. Monjuvent, "L'érosion sur les Alpes françaises d'après l'exemple du Massif du Pelvoux", Revue de géographie alpine, volume 61, 1973
- C. Pomerol, Y. Lagabrielle, M. Renard, S. Guillot, "Eléments de géologie", 14^e édition, Dunod, 2011
- H. Renssen, H. Seppä, O. Heiri, D. M. Roche, H. Goosse and T. Fichet, "The spatial and temporal complexity of the Holocene thermal maximum", 2009, Nature Geoscience,
- J-F. Ritz, "Evolution du champ de contraintes dans les Alpes du Sud depuis la fin de l'Oligocène : implications sismotectoniques", 1991
- M. J. C. Walker, M. Berkelhammer, S. Björck, L. C. Cwynar, D. A. Fisher, A. J. Long, J. J. Lowe, R. M. Newnham, S. O. Rasmussen and H. Weiss, "Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch: a discussion paper by Working Group of INTIMATE (Integration of ice-core, marine and terrestrial records) and the Subcommittee on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy)", 2012, Journal of Quaternary Science
- S. Zerathe, T. Lebourg, "Evolution stage of large deep-seated landslides at the front of a subalpine meridional chain (maritim-Alps, France)", 2012, Geomorphology
- S. Zerathe, "Origine et évolution des ruptures gravitaires de grande ampleur dans les chaînes subalpines méridionales à l'Holocène Contraintes géomorphologiques, géochronologiques et géophysiques", 2013
- S. Zerathe, T. Lebourg, R. Braucher, D. Bourlès, "Mid-Holocene cluster of large-scale landslides revealed in the Southwestern Alps by ³⁶Cl dating. Insight on an Alpine-scale landslide activity", 2014, Quaternary Science Reviews

Annexes

Annexe 1 :

Photographie d'une crevasse de plusieurs mètres de large, orientée E-O. Castellaras, Secteur 1.



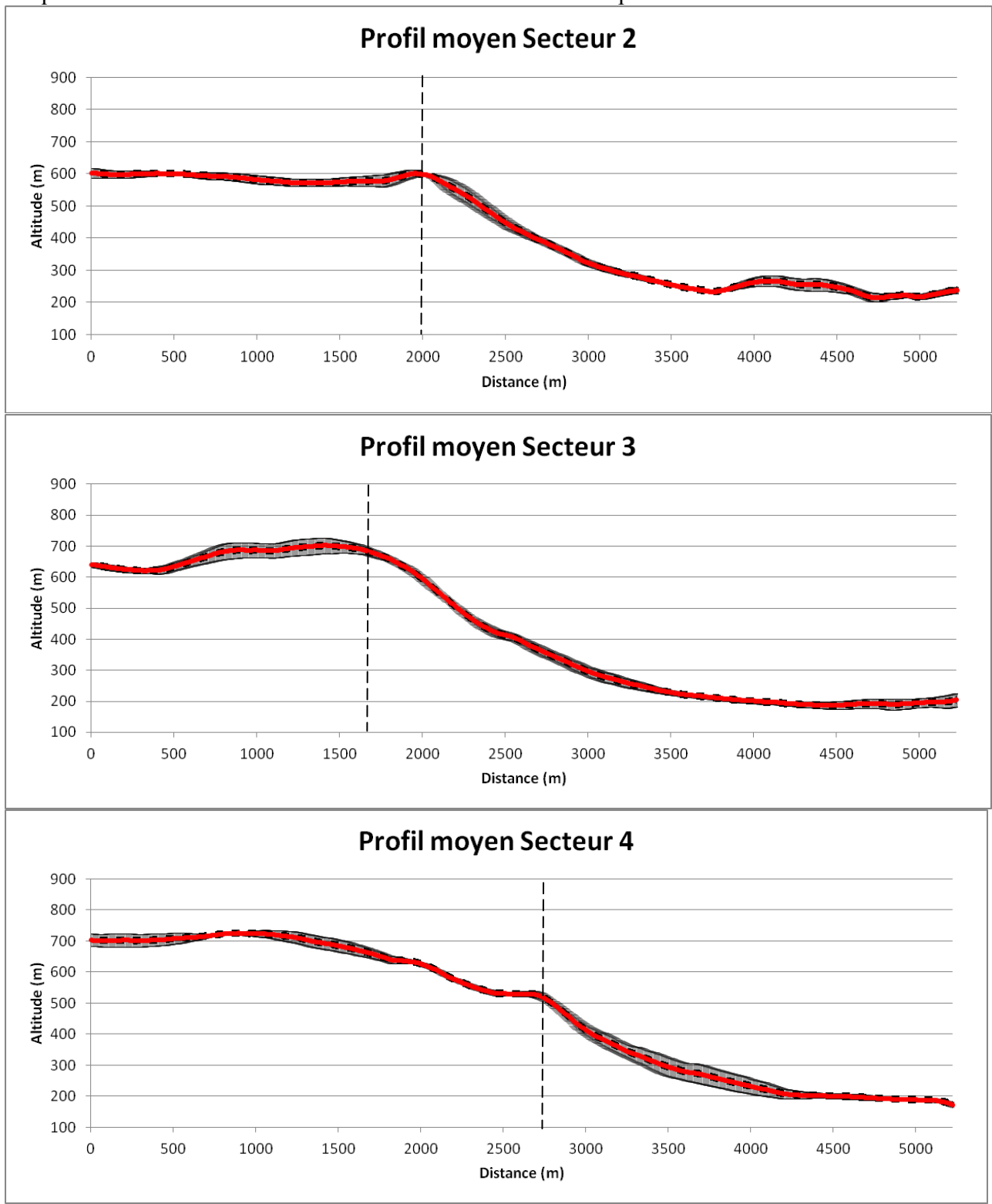
Annexe 2 :

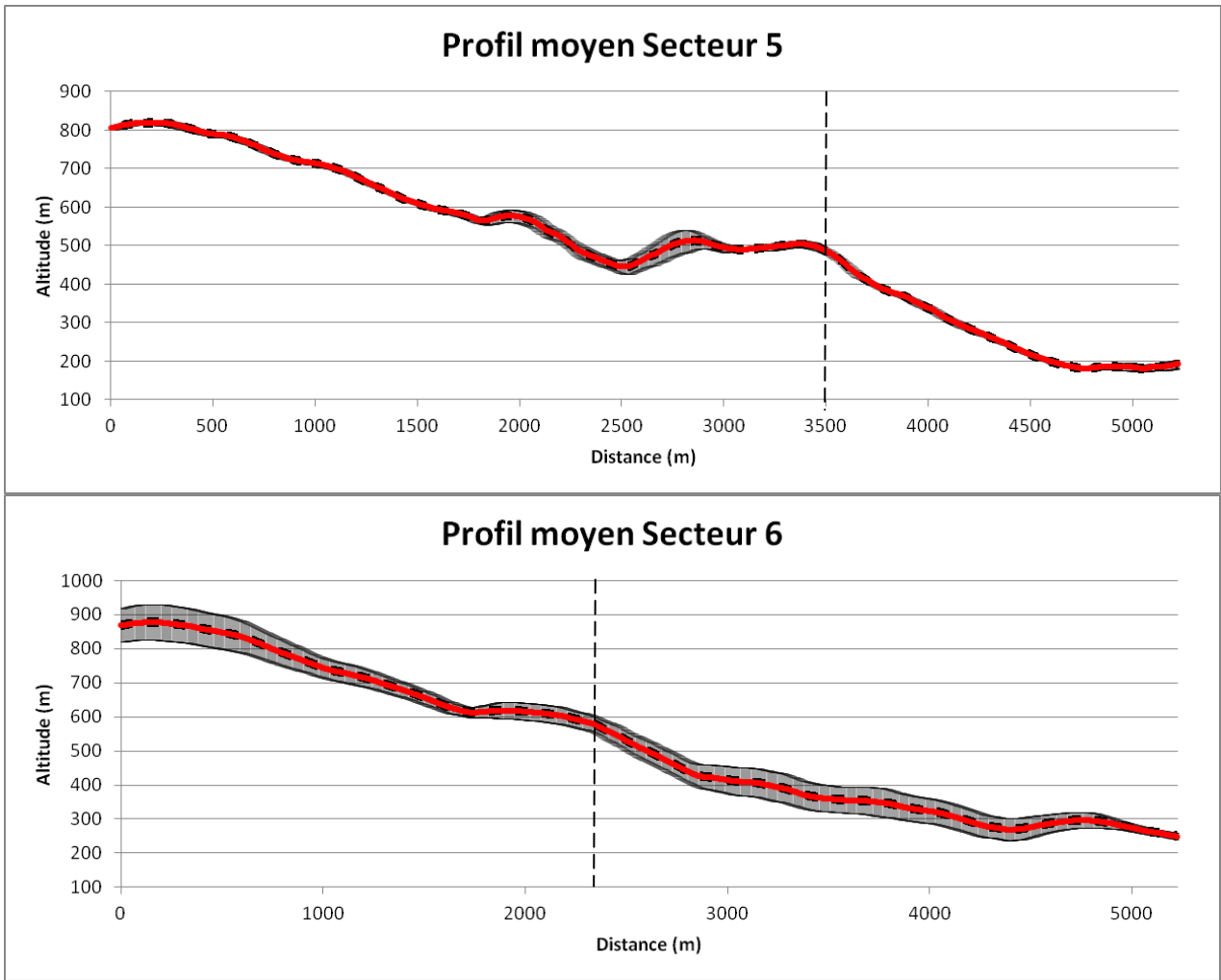
Photographie d'une crevasse en amont du secteur 3, orientée E-O.



Annexe 3 :

Graphiques présentant les profils moyens pour les secteurs 2 à 6. La courbe rouge correspond aux valeurs moyennes d'altitude et les barres noires correspondent aux écarts types pour chaque valeur d'altitude. Les tirets montrent le recul de l'escarpement.





Annexe 4 :

Photographie de déformation de la route liée au fluage du sol.

