

**RÉPUBLIQUE ALGÉRIENNE DÉMOCRATIQUE ET POPULAIRE**  
**Ministère de L'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique**  
**Université Mouloud Mammeri de Tizi-Ouzou**

Faculté du Génie de la Construction

Département de Génie Civil

**Laboratoire de Géomatériaux, Environnement et Aménagement  
(LGEA)**



**THÈSE DE DOCTORAT**

**Spécialité : Génie Civil**

**Option : Géotechnique et Environnement**

*Présentée par*

**BOUDJEMIA Fazia**

---

**THÈME**

**Les glissements de terrains d'Ain El Hammam et de  
Tigzirt : Origines, caractéristiques et modélisation.**

---

Soutenue publiquement le 08 décembre 2021 devant le jury composé de :

|                   |                   |            |
|-------------------|-------------------|------------|
| BAHAR Ramdane     | Professeur, USTHB | Président  |
| MELBOUCI Bachir   | Professeur, UMMTO | Rapporteur |
| BOUZELHA Karima   | Professeur, UMMTO | Examineur  |
| NECHNECH Ammar    | Professeur, USTHB | Examineur  |
| AKCHICHE Mustapha | Professeur, USTHB | Examineur  |

## *Remerciements*

Cette thèse est l'aboutissement des années de recherche menées au sein du laboratoire de Géomatériaux, Environnement et Aménagement (LGEA) de l'université Mouloud Mammeri. A l'issue de la rédaction de ce manuscrit, je voudrais remercier toutes les personnes ayant apporté une aide indispensable à sa réalisation.

Je tiens tout d'abord à remercier Bachir Melbouci, professeur à l'UMMTO à qui j'exprime toute ma reconnaissance, d'avoir dirigé ce travail dans des conditions très appréciables, et de m'avoir intégré dans son équipe de recherche sur les glissements de terrains. Je tiens à lui témoigner ma profonde gratitude pour sa qualité d'encadrement, et son exemple de rigueur. Cette thèse n'aurait pu aboutir sans son soutien, ses conseils, ses encouragements, sa disponibilité permanente et surtout sa participation active à des campagnes de terrains.

J'exprime mes sincères remerciements aux membres de jury de ma soutenance de thèse : monsieur Bahar Ramdane, professeur à l'USTHB, monsieur Nechnech Ammar professeur à l'USTHB, monsieur Akchiche Mustapha, professeur à l'USTHB et madame Bouzelha Karima professeur à l'UMMTO qui me font l'honneur de lire et de juger ce modeste travail.

Je remercie plus particulièrement, mon frère et collègue à l'UMMTO Boudjemia Ahmed pour ses encouragements et son aide précieuse dans la lecture et la correction de mes documents en anglais.

Je remercie vivement Akli Said ex-fonctionnaire à la direction de l'urbanisme de Tizi-Ouzou, Meradji yahia chef de service dans la direction de l'hydraulique de Tizi-ouzou, Si Hadj Mohand Yacine, et Selhadji Zahia fonctionnaires à la Direction de l'urbanisme de Tizi-Ouzou, Oudjoudi Ouada Farid fonctionnaire à la subdivision de l'urbanisme, ayant incontestablement collaboré à la réalisation de ce travail, par leur gentillesse de me faire part de leurs connaissances sur les glissements de terrains dans la wilaya de Tizi-Ouzou et de m'avoir permis d'accéder au fond documentaire disponible au niveau de leurs services.

Mes vifs remerciements vont aussi à mes collègues et amies à l'USTHB, particulièrement, Djerbal Lynda à qui je dois avouer ma profonde reconnaissance pour son aide précieuse, pour le temps qu'elle m'a consacré et surtout pour m'avoir permis l'accès à sa base de données " SIG" sur le site d'Ain El Hammam et de Tizirt. J'adresse, un grand merci à Haddadene Nacima qui m'a beaucoup soutenu et tenu compagnie dans de nombreuses tâches entrant dans le cadre de ce travail. Je remercie également Achour Farida Guellati Fatma Zohra qui m'ont beaucoup aidé et encouragé.

Ma plus vive reconnaissance s'adresse également à Bertrand Maillot, professeur à l'université de Cergy-Pontoise (France), pour m'avoir bien accueilli au sein du laboratoire Géosciences et Environnement Cergy. Je le remercie d'avoir mis à ma disposition tout le nécessaire pour mener à bien ma recherche, notamment le logiciel Optum, sans oublier de remercier toute son équipe, spécialement, Thyphaine Caer, Pauline Souloumiac, Baptiste Mary pour les nombreux échanges et conseils apportés en analyse limite et à la maîtrise du logiciel Optum. Merci aussi à Danielle Lacoeuilhe pour son service aimable.

Je voudrais remercier également mes ex-collègues à la Daira de Maatkas qui m'ont beaucoup encouragé en particulier, Hassani Karima et Grim Mhammed, sans oublier Haroun Razika, Seggar Hocine et Sitayeb Sadia, chacun connaît sa contribution à ce travail et l'estime que je lui porte.

J'adresse mes vifs remerciements aux personnes qui ont vécu cette thèse quotidiennement à mes côtés, en l'occurrence, mon mari et ma fille "Imene", je les remercie pour leur soutien incontestable, leur patience et leur compréhension.

Pour finir j'adresse mes chaleureux remerciements à ma mère, son soutien inconditionnel et ses encouragements m'ont été d'une aide irremplaçable. Je remercie mes sœurs et tous les membres de ma famille, je tiens plus particulièrement à rendre hommage à mon défunt père qui avait grandement souhaité voir le jour où ce travail prend fin... que dieu bénisse son âme.

## Résumé

Les glissements de terrains d'Ain El Hammam et de Tizirt constituent des phénomènes hydro-gravitaires qui affectent des secteurs à risques et aux enjeux socio-économiques forts. Ces mouvements sont caractérisés par une activité complexe dans un contexte morphologique qui conditionne une cinématique irrégulière des mouvements, les vitesses de déplacements sont saisonnières et variables. Ces glissements revêtent cependant, un caractère spectaculaire pendant des épisodes d'accélération brutale, sous l'action de différents facteurs.

L'étude visant à définir les caractéristiques des deux glissements de terrain, est constituée par une description détaillée des indices de mouvements ainsi qu'une analyse des conditions géologiques hydro-climatologiques, géotechniques et anthropiques qui gouvernent les processus d'instabilité à différentes échelles de temps. Les observations directes des terrains demeurent fondamentales et essentielles pour expliciter les processus de déformation, le manque d'observations en profondeur rend, toutefois, inconnues les modalités des ruptures mises en jeu dans ces glissements de grande ampleur.

L'analyse numérique des deux glissements actifs montre leurs états de stabilité précaires et fournit une estimation d'une hauteur d'eau critique. Ces analyses apportent également des résultats importants pour la compréhension du comportement des deux versants et des mécanismes de rupture qui dépendent étroitement des conditions hydromécaniques. Les principaux résultats indiquent pour le site d'Ain El Hammam l'existence d'un glissement superficiel, un glissement profond et une rupture potentielle très profonde. Pour le site de Tizirt, il s'agit d'un mouvement global rétrogressif et profond à proximité du pied du versant. Ceci permet d'associer ces mécanismes de rupture aux observations in-situ. Les résultats ont mis également, en évidence le rôle important de surpressions de fluide dans le déclenchement et l'amplification des glissements, ainsi que l'aggravation du phénomène par la surcharge due à l'urbanisation des sites.

**Mots clés :** Glissements, facteurs déclenchant, stabilité, modélisation, mécanismes de rupture.

## Abstract

The landslides of Ain El Hammam and Tizirt constitute hydro-gravity phenomena which affect sectors with risk and strong socio-economic issue. These movements are characterized by a complex activity in a morphological context which conditions an irregular kinematics of the movements, the velocities of movements are seasonal and variable. These slides however, take on a spectacular character during episodes of brutal acceleration, under the action of different factors.

The study aimed at defining the characteristics of the two landslides, consists of a detailed description of movement indices as well as an analysis of the geological, hydroclimatological, geotechnical and anthropogenic conditions that govern the instability processes at different time scales. Direct observations on the ground remain fundamental and essential for explaining the deformation processes, the lack of in-depth observations, however, makes the modalities of the ruptures involved in these large-scale landslides unknown.

Numerical analysis of the two active landslides shows their precarious states of stability and provides an estimate of a critical water height. These analyzes also bring important results for the understanding of the behavior of the two slopes and the failure mechanisms which depend closely on the hydromechanical conditions. The main results indicate for the Ain El Hammam site the existence of a surface slip, a deep slip and a very deep potential rupture. For the Tizirt site, this is a global retrogressive and deep movement near the toe of the slope. This makes it possible to associate these rupture mechanisms with in-situ observations. The results also highlighted the important role of fluid overpressures in the triggering and amplification of landslides, as well as the aggravation of the phenomenon by overloading due to the urbanization of sites.

**Keywords:** Landslides, triggering factors, stability, modeling, failure mechanisms.

# Table des matières

|   |          |
|---|----------|
| Remerciements.....  |          |
| Table des matières.....   | I        |
| Liste des figures.....  | VI       |
| Liste des tableaux.....   | VII      |
| <br>  |          |
| Introduction générale.....  | 1        |
| <br>  |          |
| <b>Chapitre1. Eléments bibliographiques sur la classification et la genèse des glissements de terrain..</b> | <b>5</b> |
| <br>  |          |
| I.1. Introduction.....  | 5        |
| I.2. Typologie et classification des mouvements de versants.....  | 6        |
| I.2.2. Surface de rupture et dynamique du mouvement.....  | 8        |
| I.2.3. Paramètres morphométriques.....  | 8        |
| I.2.4. Cinématique du mouvement.....  | 10       |
| I.2.5. Activité de la masse mise en mouvement.....  | 11       |
| I.3. Terminologie et définitions.....   | 13       |
| I.3.1. Chutes, écroulements, basculements et fauchages.....   | 13       |
| I.3.2. Les glissements.....   | 15       |
| I.3.3. Les écoulements.....   | 15       |
| I.4. Facteurs d'activation et d'évolution d'un mouvement de versant.....                                    | 17       |
| I.4.1. Genèse et cycle d'activité d'un glissement de terrain.....   | 17       |
| I.4.2. Facteurs de contrôle et conditions de déclenchement des instabilités de versants.....                | 19       |
| I.4.3. L'eau le facteur majeur dans la génération des mouvements de versants.....                           | 23       |
| I.5. Aperçu sur les outils de caractérisation des mouvements de versants.....                               | 24       |
| I.5.1. Observation et identification qualitatives.....  | 25       |
| I.6. Exploitation des résultats d'investigation.....  | 28       |
| I.6.1. Génération de MNT.....   | 28       |
| I.6.2. Cartographie et zonage de l'alea.....  | 28       |
| I.6.3. Surveillance prévision et prévention.....  | 29       |
| I.6.4. Modélisation.....  | 29       |
| I.7. Conclusion.....  | 30       |

**Chapitre II. Cadre géographique et contexte géologique régionale des secteurs d’Ain El Hammam et de Tizirt.....31**

|   |    |
|---|----|
| II.1. Introduction.....   | 31 |
| II.2. Situation géographique.....   | 31 |
| II.3. La topographie.....   | 32 |
| II.4. Cadre géologique régional.....  | 34 |
| II.4.1. Lithologie et résistance à l'érosion.....                           | 36 |
| II.4.2. Aperçu structural et sismique.....                                  | 38 |
| II.5. L'hydrogéologie.....  | 41 |
| II.6. Contexte droclimatique.....   | 42 |
| II.7. Principaux glissements de terrains survenus à l'échelle régional..... | 43 |
| II.7.1. Glissement d'Azazga.....  | 44 |
| II.7.2. Glissement Tala Tgana (Freha).....                                  | 45 |
| II.7.3. Coulée boueuse d'Iiltene.....                                       | 46 |
| II.7.4. Glissement Tala Alam (Tizi-Ouzou).....                              | 47 |
| II.8. Conclusion.....   | 48 |

**Chapitre III. Caractéristiques et origines des glissements d’Ain El Hammam et de Tizirt.....49**

|   |    |
|---|----|
| III.1. Introduction.....  | 49 |
| III.2. Historique des études et travaux réalisés.....                               | 49 |
| III.2.1. Le glissement d’Ain El Hammam.....   | 49 |
| III.2.2. Le glissement de Tizirt.....   | 57 |
| III.3. Caractéristiques et origines des glissements de terrain d’Ain El Hammam..... | 59 |
| III.3.1. Description du glissement.....   | 59 |
| III.3.2. Origines du glissement.....  | 65 |
| III.3.2.1. Facteurs de prédisposition.....  | 65 |
| III.3.2.2. Facteurs aggravant.....  | 66 |
| III.3.2.3. Facteurs déclenchant.....  | 66 |
| III.3.3. Aperçu géologique.....   | 67 |
| III.3.4. Cadre Hydrogéologique.....   | 69 |

|  |           |
|--|-----------|
| III.3.5. Cadre climatique.....   | 70        |
| III.4. Caractéristiques et origine des glissements de Tizirt.....        | 73        |
| III.4.1. Description du glissement.....                                  | 73        |
| III.4.2. Caractéristiques géomorphologiques.....                         | 73        |
| III.4.3. Description des désordres.....                                  | 75        |
| III.4.4. Origines des glissements.....                                   | 79        |
| III.4.4.1. Facteurs de prédisposition.....                               | 79        |
| III.4.4.2. Facteurs de préparation.....                                  | 80        |
| III.4.4.3. Facteurs déclenchant.....                                     | 81        |
| III.4.5. Contexte géologique.....  | 82        |
| III.4.6. Contexte hydrogéologique.....                                   | 83        |
| III.4.7. Cadre climatique.....   | 84        |
| III.5. Cadre géotechnique.....   | 85        |
| III.5.1. Caractéristique géotechnique du glissement d’Ain El Hammam..... | 86        |
| III.5.1. 1. Le recouvrement superficiel.....                             | 86        |
| III.5.1.2. Les terrains rocheux.....                                     | 87        |
| III.5.2. Caractéristique géotechnique du glissement de Tizirt.....       | 88        |
| III.5.2.1. La couverture remaniée.....                                   | 88        |
| III.5.2.2. La couches de marnes.....                                     | 90        |
| III.5.3. Analyse critique.....   | 91        |
| III.6. Conclusion.....   | 91        |
| <b>Chapitre IV. Choix et justification des méthodes de calcul .....</b>  | <b>93</b> |
| IV.1. Introduction.....  | 93        |
| IV.2. Analyse de la stabilité d’un versant.....                          | 93        |
| IV.3. Méthode d’équilibre limite .....                                   | 94        |
| IV.3.1. Méthodes des blocs.....  | 95        |
| IV.3.2. Méthode globale.....   | 97        |
| IV.3.3. Méthodes des tranches.....                                       | 98        |
| IV.4. Méthodes d’analyse limite.....                                     | 99        |

|   |            |
|---|------------|
| IV.4.1. Définition de base de l'analyse limite.....                               | 100        |
| IV.4.2. Approche statique.....  | 102        |
| IV.4.3. Approche cinématique.....   | 104        |
| IV.5. Mécanismes de rupture.....  | 108        |
| IV.6. Méthodes numériques.....  | 109        |
| IV.6.1. Les méthodes milieux continus.....  | 110        |
| IV.6.2. Les méthodes milieux discontinus.....                                     | 111        |
| IV.7. Méthodes évoluées pour l'étude de la stabilité des versants.....            | 112        |
| IV.8. Choix de la méthode.....  | 113        |
| IV.9. Approche déterministe ou approche probabiliste.....                         | 114        |
| IV.10. Choix de la loi de comportement.....                                       | 115        |
| IV.11. Conclusion.....  | 116        |
| <br>  |            |
| <b>Chapitre V. Modélisation numérique des versants instables.....</b>             | <b>117</b> |
| <br>  |            |
| V.1. Introduction.....  | 117        |
| V.2. Codes de calcul utilisés.....  | 117        |
| V.3. Choix des profils géologiques et Justification du modèle bidimensionnel..... | 118        |
| V.4. Hypothèses de calcul.....  | 119        |
| V.5. Le maillage.....   | 120        |
| V.6. Méthodologie préconisée.....   | 120        |
| V.7. Géométrie et taille du modèle.....   | 121        |
| V.7.1. Site d'Ain El Hammam.....  | 122        |
| V.7.1.1. Procédure de détermination de la taille du modèle.....                   | 122        |
| V.7.1.2. Application d'un champ de contrainte.....                                | 123        |
| V.7.2. Site de Tizirt.....  | 126        |
| V.8. Analyse de la stabilité et méthodologie préconisée.....                      | 127        |
| V.9. Étude comparative des méthodes de calcul.....                                | 128        |
| V.10. Le rôle de l'eau.....   | 130        |
| V.11. Le rôle des caractéristiques mécaniques.....                                | 135        |
| V.11.1. Ain El Hammam.....  | 134        |
| V.11.2. Tizirt.....   | 136        |

|  |            |
|--|------------|
| V.12. L'influence d'une surcharge.....   | 138        |
| V.12.1. Action de l'urbanisation.....  | 139        |
| V.12.1.1. Secteur d'Ain El Hammam.....   | 139        |
| V.12.1.2. Secteur de Tizirt.....   | 140        |
| V.12.2. Influence de la charge due à la neige sur le glissement d'Ain El Hammam..... | 142        |
| V.13. Analyse des mécanismes de rupture.....   | 143        |
| V.13.1. Mécanismes de rupture dans le versant d'Ain El Hammam.....                   | 143        |
| V.13.1.1. Mécanisme de rupture 1.....  | 144        |
| V.13.1.2. Mécanisme de rupture 2.....  | 144        |
| V.13.1.3. Mécanisme de rupture 3.....  | 146        |
| V.13.1.4. Mécanisme de rupture 4.....  | 147        |
| V.13.2. Mécanisme de rupture dans le versant de Tizirt.....                          | 148        |
| V.14. Calcul en déformation.....   | 150        |
| V.14.1. Cinématique du mouvement.....  | 150        |
| V.14.1.1. Suivi des mouvements en surface dans le site d'Ain El Hammam.....          | 150        |
| V.14.1.2. Discussion des résultats.....  | 153        |
| V.14.1.2. Suivi des mouvements en profondeur.....                                    | 156        |
| V.14.1.2.1. Site d'Ain El Hammam.....  | 156        |
| V.14.1.2.2. Site de Tizirt.....  | 158        |
| V.15. Conclusion.....  | 158        |
| <b>Conclusion générale et perspectives.....</b>                                      | <b>161</b> |
| <b>Références Bibliographiques.....</b>  | <b>165</b> |
| <b>Annexe A.....</b>   | <b>174</b> |
| <b>Annexe B.....</b>   | <b>177</b> |
| <b>Annexe C.....</b>   | <b>181</b> |
| <b>Annexe D.....</b>   | <b>184</b> |
| <b>Annexe E.....</b>   | <b>188</b> |

## Liste des figures

|  |    |
|--|----|
| Figure 1.1. Dimensions du glissement de terrain : géométrie du versant avant glissement en ligne discontinue, et après glissement en ligne continue. (Cruden et Varnes 1996).....          | 09 |
| Figure 1.2. Diagrammes schématisant le comportement dynamique des matériaux affectés par différents mouvements de terrains (Milies Lacroix, 1981).....                                     | 11 |
| Figure 1.3. Les différents stades d'activité dans un mouvement de versant (Cruden et Varnes 1996, modifié par Dikau 1996).....   | 12 |
| Figure 1.4. Distribution de l'activité d'un glissement de terrain (Cruden et Varnes 1996, modifié par Dikau 1996).....   | 13 |
| Figure 1.5. Chute de blocs et écoulement de falaise (BRGM) (in Bachmann, 2006).....  | 14 |
| Figure 1.6. Phénomène de fauchage (Source : BC Geological Survey) (in MEMEE, 2008).....  | 14 |
| Figure 1.7. Classification des glissements selon la géométrie de la surface de rupture (Source : USGS) (MEMEE, 2008).....  | 15 |
| Figure 1.8. Schémas de l'écoulement de débris et de coulée boueuse (Source : USGS) (in MEMEE, 2008).....   | 16 |
| Figure 1.9. Schéma de la solifluxion a) dans les sols, b) dans les roches.....   | 16 |
| Figure 1.10. Schéma général du mécanisme de fluage (Colas et Pilot, 1976) .....  | 16 |
| Figure 1.11. Déplacement en fonction du temps pendant un cycle d'activité d'un mouvement de terrain (Cruden et Varnes 1996).....   | 18 |
| Figure 1.12. Évolution de la vitesse de déplacement dans l'étage de la génération d'une instabilité gravitaire d'après Pollet (2004) (in Palis 2017).....                                  | 18 |
| Figure 1.13. Cycle d'activité d'une instabilité de versant, d'après Hernandez (2009) (in Palis 2017).....  | 19 |
| Figure 1.14. Schéma de l'évolution du facteur de sécurité $F_s$ en fonction du temps des phénomènes d'instabilité. (Popescu, 1996, modifié par Lateltin et al, 1997, in Tullen, 2002)..... | 20 |
| Figure 1.15. Relation entre la surface affectée par des mouvements de terrain et la magnitude d'un séisme (Keefer, 1984, in Bièvre 2010).....  | 23 |
| Figure 1.16. Variations hydriques avant et après précipitation (Lebourg 2002, Palis 2017).....   | 24 |
| Figure 2.1. Situation géographique des secteurs étudiés dans la wilaya de Tizi-Ouzou.....  | 31 |
| Figure 2.2. Reliefs représentés par les différentes classes d'altitudes.....   | 32 |
| Figure 2.3. Différentes classes de pentes.....   | 33 |
| Figure 2.4. Géologie régionale d'Ain El Hammam et de Tizirt.....   | 35 |
| Figure 2.5. Carte lithologique régionale.....  | 37 |
| Figure 2.6. Rapports structuraux entre les différentes unités de la chaîne des Maghrébides (modifiés d'après Durand-Delga, 1969).....  | 38 |
| Figure 2.7. Schéma structural de la chaîne des Maghrebides au nord de l'Algérie (Saadallah homage).....  | 38 |
| Figure 2.8. Carte sismotectonique de la région Est d'Alger et de la Kabylie (Boudiaf et al., 1999).....  | 39 |
| Figure 2.9. Carte des failles actives et de sismicité de la région d'étude (ANTEA 2011).....   | 40 |

|  |    |
|--|----|
| Figure 2.10. Bilan hydrologique régional des secteurs étudiés.....   | 42 |
| Figure 2.11. Précipitations annuelles moyennes (Source ANRH).....  | 43 |
| Figure 2.12. dommages engendrés par les glissements d'Azazga.....  | 44 |
| Figure 2.13. Reactivation du glissements d'Azazga en 2018.....   | 45 |
| Figure 2.14. Glissement de Tala Tgana et les désordres engendrés.....  | 45 |
| Figure 2.15. Coulée boueuse d'Illiltene.....   | 46 |
| Figure 2.16. Importants désordres dans des établissements scolaires à Maatkas (Ecole primaire à gauche et CEM au centre) et arrachement partiel au niveau du CW 147 (phot à droite)..... | 47 |
| Figure 3.1. Coupes géologiques réalisées sur la zone du marché à l'échelle 1/500, coupe longitudinale à droite et transversale à gauche, LNTPB (1972).....                               | 50 |
| Figure 3.2. Coupe transversale du type de drains proposés par le LNTPB (1972).....   | 51 |
| Figure 3.4. Coupe géologique établie par le laboratoire GEOMICA (2009).....  | 52 |
| Figure 3.5. Écartement prononcée de joints, fissures apparentes sur murs et dégradations des dallages.....   | 45 |
| Figure 3.6. Profil longitudinale de tomographie électrique (ANTEA, 2010).....  | 53 |
| Figure 3.7. Profil transversale de tomographie électrique (ANTEA, 2010).....   | 54 |
| Figure 3.8. Surfaces de glissement définies à base de l'évolution morphologique de la surface du terrain entre 1960 et 2010 (Djeral et Melbouci, 2012).....                              | 56 |
| Figure 3.9. Cartographie de l'aléa mouvements de terrain d'Ain El Hammam (Djeral et Melbouci 2013).....  | 56 |
| Figure 3.10. Position des sondages réalisés par LNHC (2002).....   | 57 |
| Figure 3.11. Profil de tomographie électrique po59ur le site de Tizirt (ANTEA, 2010).....  | 59 |
| Figure 3.12. Propagation et évolution du glissement vers l'aval du versant.....  | 60 |
| Figure 3.13. Désordres observés dans les bâtiments.....  | 61 |
| Figure 3.14. Dislocation de mur de soutènement, affaissement de trottoirs et fissures dans les chaussées affectant les réseaux de conduites.....   | 61 |
| Figure 3.15. Évolution de la surface du glissement (d'après Djeral et Melbouci, 2013) et localisation des principales places affectées par le mouvement.....                             | 52 |
| Figure 3.16. Nouvelles instabilités recensées en 2016.....   | 53 |
| Figure 3.17. Inclinaison d'immeubles vers l'aval du versant.....   | 63 |
| Figure 3.18. Opération de démolition des immeubles inclinés.....   | 64 |
| Figure 3.19. Position des points de mesures topométriques (URBAB, 2019).....   | 64 |
| Figure 3.20. Carte lithologique d'Ain El Hammam.....   | 68 |
| Figure 3.21. Réseau hydrographique de la zone affectée par les mouvements de terrain dans la région d'Ain El Hammam (Extrait de la base de données ANTEA 2010).....                      | 69 |
| Figure 3.22. Résurgence des eaux d'infiltration à l'aval du versant instable d'Ain El Hammam.....  | 70 |
| Figure 3.23. Précipitations moyenne mensuelles dans la région d'Ain El Hammam (Source : P. Seltzer, 1913/1938 in GEOMICA, 2006, ANRH).....   | 71 |
| Figure 3.24. Précipitations annuelles dans la région d'Ain El Hammam (Sources ANRH).....   | 72 |
| Figure 3.25. Températures moyennes mensuelles dans la région d'Ain El Hammam, période 1997-2006 (GEOMICA, 2006).....   | 73 |
| Figure 3.26. Vue aérienne montrant la morphologie des coulées terreuses sur la partie orientale.....   | 60 |
| Figure 3.27. Carte d'aléa mouvement de terrains (établie dans le cadre de l'étude du PDAU de Tizirt).....  | 76 |
| Figure 3.28. Traces de glissement sur le sol, fissures et dislocation de mur de clôture (Photos extraite de l'étude géotechnique réalisée par LNHC, 2002).....                           | 77 |

|  |     |
|--|-----|
| Figure 3.29. Désordres dans les bâtiments situés dans la zone instable.....  | 77  |
| Figure 3.30. Large escarpement sur le versant côtier et affaissement de routes.....  | 78  |
| Figure 3.31. Réalisation du système de stabilisation a) et b) secteur central à la périphérie nord de la subdivision d'hydraulique, b) secteur Ouest.....  | 79  |
| Figure 3.32. Réseau hydrographique dans la région de Tizirt.....   | 83  |
| Figure 3.33. Précipitations mensuelles moyennes.....   | 84  |
| (Sources : ANRH et Station météorologique Dar El Beida).....   | 84  |
| Figure 3.34. Précipitations annuelles sur la période 1989-2010 (Source : ANRH).....  | 85  |
| Figure 3.35. Températures moyennes sur la période 1974-1984 (Source : Station météorologique Dar El Beida).....  | 85  |
| Figure 3.36. Humidité moyenne sur la période 1974-1984 (Source : Station météorologique Dar El Beida).....   | 85  |
| Figure 3.37. Répartition sur l'abaque de casagrande des limites d'Atterberg des différents échantillon de la couche superficielle.....   | 90  |
| Figure 4.1. Rupture de versant sur un unique plan.....   | 95  |
| Figure 4.2. Rupture de versant sur deux plans.....   | 96  |
| Figure 4.3. Glissement avec formation d'un graben (Colas et Pilot, 1976).....  | 96  |
| Figure 4.4. Cisaillements internes typiques permettant le mouvement d'un glissement non circulaire (d'après Hutchinson, cité par Fell et al., 2000 et Durville 2016).....                            | 97  |
| Figure 4.5. Distribution des contraintes le long d'une surface de rupture.....   | 97  |
| Figure 4.6. Solide soumis aux forces de volume et force surfacique.....  | 101 |
| Figure 4.7. Domaine K : chargements potentiellement supportables et chargements extrêmes (Salonçon1983).....   | 101 |
| Figure 4.8. Interprétation géométrique de l'approche statique.....   | 103 |
| Figure 4.9. Application l'approche statique pour un versant à parement vertical.....   | 103 |
| Figure 4.10. Interprétation géométrique de l'approche cinématique.....   | 105 |
| Figure 4.11. Mécanisme de rupture passant à la limite du pied.....   | 106 |
| Figure 4.12. Mécanisme de rupture passant sous le pied.....  | 107 |
| Figure 4.13. Mécanisme de rupture avec pied du glissement sur le parement du talus.....  | 108 |
| Figure 5.1. Localisation du profil de modélisation du versant d'Ain El Hammam.....   | 118 |
| Figure 5.2. Localisation du profil de modélisation du versant de Tizirt.....   | 119 |
| Figure 5.3. Modèle géométrique prédéfini pour le versant Ain El Hammam .....   | 123 |
| Figure 5.4. Rapport de contraintes verticales avant et après chargement en fonction de la profondeur du modèle.....  | 124 |
| Figure 5.5. Rapport de contraintes horizontales avant et après chargement en fonction de la profondeur du modèle.....  | 124 |
| Figure 5.6. Rapport de contraintes verticales avant et après chargement en fonction de la largeur du modèle.....   | 125 |
| Figure 5.7. Rapport de contraintes horizontales avant et après chargement en fonction de la largeur du modèle.....   | 125 |
| Figure 5.8. Modèle de calcul du versant d'Ain El Hammam.....   | 126 |
| Figure 5.9. Modèle de calcul du versant de Tizirt.....   | 127 |
| Figure 5.10. Comparaison des courbes de variation du coefficient du coefficient de sécurité en fonction de la profondeur de la nappe obtenues avec les trois méthodes de calcul (Ain El Hammam)..... | 129 |

|  |     |
|--|-----|
| Figure 5.11. Comparaison des courbes de variation du coefficient de sécurité en fonction de la cohésion avec les trois méthodes de calcul (Ain El Hammam)..... | 129 |
| Figure 5.12. Courbes de variation du coefficient de sécurité en fonction de la profondeur de la nappe (Ain El Hammam).....                                     | 130 |
| Figure 5.13. Courbe de variation du coefficient de sécurité en fonction de la profondeur de la nappe (Tigzirt).....  | 130 |
| Figure 5.14. Courbes de variation du déplacement maximal en fonction de la profondeur de la nappe (Ain El Hammam) .....  | 131 |
| Figure 5.15. Courbes de variation du déplacement maximal en fonction de la profondeur de la nappe (Tigzirt).....   | 132 |
| Figure 5.16. Champs d'isovaleurs de déplacements verticaux (Ain El Hammam).....  | 132 |
| Figure 5.17. Champs d'isovaleurs de déplacements horizontaux (Tigzirt).....  | 133 |
| Figure 5.18. Courbes du coefficient de sécurité en fonction de la cohésion (Ain El Hammam).....  | 136 |
| Figure 5.19. Courbes du coefficient de sécurité en fonction de l'angle de frottement (Tigzirt).....  | 137 |
| Figure 5.20. Courbes du coefficient de sécurité en fonction de la cohésion (Tigzirt).....  | 138 |
| Figure 5.21. Lignes d'iso-valeurs des déplacements verticaux. a) avant chargement. b) après chargement.....  | 140 |
| Figure 5.22. Zones de plasticité dans le versant d'Ain El Hammam. a) Avant chargement. b) Après chargement.....  | 140 |
| Figure 5.23. Zones de plasticité dans le versant de Tigzirt a) Avant chargement. b) Après chargement.....  | 141 |
| Figure 5.24. Mécanisme de rupture 1 du versant d'Ain El Hammam (Analyse limite à court terme).....   | 144 |
| Figure 5.25. Mécanisme de rupture 2 du versant d'Ain El Hammam (analyse en différences finies avec une hauteur piézométrique élevée).....                      | 145 |
| Figure 5.26. Fissures de traction à proximité d'une construction individuelle.....   | 145 |
| Figure 5.27. Mécanisme de rupture 3 du versant d'Ain El Hammam (Hauteur piézométrique modérée).....  | 146 |
| Figure 5.28. Comparaison des résultats des deux logiciels. a) Analyse limite. b) Analyse en différences finies (hauteur piézométrique faible).....             | 147 |
| Figure 5. 29. Mécanisme de rupture 4 du versant d'Ain El Hammam (hauteur piézométrique moyenne et cohésion faible).....  | 148 |
| Figure 5. 30. Mécanisme de rupture du versant de Tigzirt avec $F_s < 1$ et $h < 8$ m.....  | 149 |
| Figure 5. 31. Mécanisme de rupture 2 du versant de Tigzirt avec $C < 28$ kPa.....  | 149 |
| Figure 5. 32. Rupture potentielle du versant de Tigzirt avec $h > 8$ m .....   | 150 |
| Figure 5. 33. Position des points et des profils topographiques.....   | 151 |
| Figure 5. 34. Déplacement vertical périodique sur le profil A.....   | 152 |
| Figure 5. 35. Evolution du déplacement vertical du point B9.....   | 154 |
| Figure 5. 36. Evolution du déplacement horizontal du point A4. ....  | 154 |
| Figure 5. 37. Déplacement horizontal périodique sur le profil A.....   | 155 |
| Figure 5. 38. Déplacement horizontal périodique sur le profil B.....   | 155 |
| Figure 5. 39. plans de rupture obtenus par les calculs en déformation.....   | 158 |
| Figure 5. 40. Comparaison des résultats mesures in situ/ calculs numériques.....   | 158 |
| Figure A1. Position des sondages dans la région d'Ain El Hammam.....   | 174 |
| Figure A2. Logs des sondages réalisés sur le site d'Ain El Hammam.....   | 175 |
| Figure A3. Position des sondages dans la région de Tigzirt.....  | 176 |
| Figure A4. Logs des sondages réalisés sur le site de Tgzirt.....   | 176 |
| Figure B.1. Représentation graphique du critère de rupture de Mohr Coulomb (thèse Jenck).....  | 178 |
| Figure B.2. Représentation graphique du critère de rupture de Mohr Coulomb dans Flac.....  | 178 |

|  |     |
|--|-----|
| Figure B.3. Représentation graphique du critère de rupture de Mohr Coulomb dans Optum..... | 180 |
| Figure C1. Position des points de levée topographique dans la région d'Ain El Hammam.....  | 181 |
| Figure C.2. Déplacement horizontal périodique sur le profil C.....                         | 182 |
| Figure C.3. Déplacement horizontal périodique sur le profil B.....                         | 183 |
| Figure D.1. Evolution du déplacement vertical du point A8. ....                            | 184 |
| Figure D.2. Evolution du déplacement horizontal du point B10. ....                         | 184 |
| Figure D.3. Evolution du déplacement vertical du point B10. ....                           | 185 |
| Figure D.4. Evolution du déplacement horizontal du point C8. ....                          | 185 |
| Figure D.5. Evolution du déplacement vertical du point C11. ....                           | 186 |
| Figure D.6. Evolution du déplacement horizontal du point C13. ....                         | 186 |
| Figure D.7. Evolution du déplacement vertical du point D2. ....                            | 187 |
| Figure D.8. Evolution du déplacement vertical du point D10. ....                           | 187 |
| Figure E.1. Déplacement vertical périodique sur le profil A.....                           | 188 |
| Figure E.2. Déplacement vertical périodique sur le profil B.....                           | 188 |
| Figure E.3. Déplacement horizontal périodique sur le profil C.....                         | 189 |
| Figure E.4. Déplacement vertical périodique sur le profil C.....                           | 189 |
| Figure E.5. Déplacement horizontal périodique sur le profil D.....                         | 190 |
| Figure E.6. Déplacement vertical périodique sur le profil E.....                           | 190 |

## Liste des tableaux

|   |     |
|---|-----|
| Tableau 1.1. Classification des mouvements de versants établie par Varnes (1978).....   | 07  |
| Tableau 1.2. Les surfaces de séparation avec le substratum en place (Millies-Lacroix, 1981).....                                      | 08  |
| Tableau 1.3. Classification des glissements de terrain en fonction de leur surface (Conforth 2005).....                               | 09  |
| Tableau 1.4. Échelle des vitesses des glissements de terrain proposées par Varnes (1978) et modifiée par Cruden et Varnes (1996)..... | 10  |
| Tableau 1.5. Définition de l'activité d'un mouvement de terrain (Cruden et Varnes 1996).....  | 12  |
| Tableau 4.1. Différentes définitions d'un coefficient de sécurité (Faure, 2000).....  | 94  |
| Tableau V.1. Principaux paramètres physiques et mécaniques des formations constituant le site d'Ain El Hammam.....                    | 121 |
| Tableau V.2. Principaux paramètres physiques et mécaniques des formations constituant le site de Tizirt.....                          | 121 |
| Tableau 5.3. Coefficient de sécurité correspondant à l'intensité du chargement en amont du versant d'Ain El Hammam.....               | 139 |
| Tableau 5.4. Coefficient de sécurité correspondant à l'intensité du chargement du versant de Tizirt.....                              | 141 |
| Tableau 5.5. Caractéristiques élastiques et plastiques des différentes neiges modélisées.....   | 142 |
| Tableau A1 : Résultats de levés GPS effectués en octobre et novembre 2019. (URBAB, 2019).....   | 174 |
| Tableau C.1. Résultats des mesures piézométriques su le site d'Ain El Hammam (ANTEA, 2010)..  | 183 |

Les glissements de terrains sont des mouvements gravitaires dévastateurs qui constituent une menace croissante pour de nombreux pays à travers le monde. Ils sont initialement naturels, mais deviennent au fil du temps liés fortement aux activités anthropiques. L'Algérie n'est pas épargnée par ces phénomènes qui sont parfois responsables de pertes de vies humaines. Sous la pression de la croissance démographique et économique d'une part, et la concentration de la population dans le nord du pays d'autre part, les zones d'habitation et d'activités industrielles se développent de plus en plus sur des terrains accidentés qui sont généralement instables. Les aléas liés aux glissements de terrain sont par ailleurs, très fréquents dans ces zones notamment, dans les montagnes et les collines qui offrent une multitude de sites favorables à ce type de mouvements. La considération et l'intérêt portés envers ces phénomènes se sont fortement intensifiés au cours de ces dernières décennies, en raison de l'augmentation de la gravité des conséquences de ces processus d'instabilités de terrain. De nombreux articles de revues et de comptes rendus de congrès décrivent chaque année des glissements particulièrement marquants et tentent d'en expliquer les causes et les modalités (Khemissa et Seddiki, 2008, Slimi et Laure, 2010, Bougdal et al, 2013, Djerbal et al., 2013, Bouaziz et Melbouci, 2019...). Ces études décrivent des mouvements de terrain ayant causé des désordres importants au niveau des différentes wilayas du nord du pays. On note les affaissements de corps de chaussées, l'escarpement des terrains, l'apparition de fissures et de désordres importants dans les édifices relevant des secteurs publics et privés. Ces mouvements gravitaires ont ainsi, une part prépondérante dans l'évolution morphologique des versants.

De très nombreux glissements de terrain sont survenus sur les flancs des collines de la Kabylie (les glissements d'Ain El Hammam, Tigzirt, Azazga, Tala t'gana, la coulée boueuse d'Illilten, et d'ath wihini...). Certains sont actifs depuis quelques années, de par les reliefs à prédominance montagneuse qui forment des versants développés dans des massifs schisteux ou marneux, recouvert de terrains quaternaires généralement argileux. Ces phénomènes mettent en danger des vies humaines, et engendrent des dommages et des pertes considérables qui pèsent sur l'économie des communes et des services publics régionaux, plusieurs zones urbanisées et infrastructures routières sont ainsi menacées et exposées au danger.

Les mouvements de terrains d'Ain El Hammam et de Tigzirt qui font l'objet de cette étude ont suscité le plus d'attention depuis leur apparition. Ces deux localités, située chacune à une cinquantaine de kilomètres environ, du chef-lieu de la wilaya de Tizi-Ouzou, connaissent de tous temps, des glissements et des affaissements de terrains qui entravent inévitablement leur développement, et font craindre le pire. Ces deux communes à vocation touristique, l'une de montagne qui culmine à plus de 1000 m d'altitude, et l'autre balnéaire qui s'ouvre sur une façade maritime de 38 km et des potentialités naturelles attractives. Le sort de ces villes dépend de compétences pluridisciplinaires spécialisées, qui déterminent des solutions techniques remédiant à cette situation précaire commune aux deux localités, et de libérer leurs potentialités sur tous les plans. Cela nécessite toutefois, une compréhension détaillée du processus par la combinaison entre l'approche géologique descriptive et l'approche mécanique quantitative. Des études et investigations ont été menées depuis l'apparition des

premiers signes d'instabilité sur les deux régions, néanmoins, les solutions tardent à venir, face à la complexité du problème.

Les cycles de réactivation de ces mouvements restent non maîtrisés, tant sur l'échelle temporelle que spatiale, ils sont liés principalement à des situations d'équilibre précaire gouvernées par la variation des facteurs externes, ils se déroulent bien souvent sur des périodes irrégulières qui dépendent de l'intensité des saisons hivernales. Ils correspondent sur des périodes à des mouvements lents qui engendrent des déplacements d'ordre millimétrique à centimétrique, mais des mouvements plus rapides apparaissent sur d'autres phases, et atteignant parfois des ruptures qui déclenchent une alerte nécessitant l'évacuation de nombreuses familles. L'évaluation des conséquences dues à ces deux glissements justifie les études visant à comprendre leur déroulement, pour une meilleure gestion du risque.

Or, maîtriser un phénomène aussi complexe que les glissements affectant la région d'Ain El Hammam et de Tizirt, nécessite de faire appel à des méthodes variées et à l'utilisation de divers outils permettant de répondre à plusieurs questions : Quels sont les facteurs à l'origine du déclenchement de chacune de ces deux instabilités ? Quelle est la géométrie des glissements en surface et en profondeur ? Quelle est la nature des terrains affectés par les mouvements ? Peut-on circonscrire les secteurs stables et les secteurs instables ? Quels moyens peut-on mettre en œuvre pour la gestion du risque lié à ces mouvements ? Peut-on évaluer précisément la cinématique du mouvement ?

Répondre à ces différentes questions exige de suivre une méthodologie basée sur des reconnaissances approfondies qui renferment plusieurs opérations soient : La réalisation des sondages et essais in-situ dans des profils de la zone en mouvement, la mise en place de procédés de détection et de surveillance des mouvements en surface et en profondeur, l'implantation de dispositifs de mesure et de suivis du niveau aquifère. Mais on doit hélas, se contenter de quelques points de mesures et d'une durée courte de suivi. Des résultats efficaces nécessitant plutôt, plusieurs années d'observations et des moyens financiers importants que les autorités locales ne peuvent pas toujours remplir.

Les visites périodiques sur terrain permettent en revanche, d'apprécier la cinématique et l'ampleur du mouvement, tout au moins en surface, par le repérage des différents signes d'instabilité et le suivi de leur évolution.

La modélisation et les simulations numériques restent cependant, un outil primordial, permettant d'étudier le comportement mécanique des versants d'Ain El Hammam et de Tizirt, et de retracer la géométrie du mouvement. Or, les calculs efficaces s'articulent sur le bon choix du modèle et de la méthode de calcul. L'étude des deux instabilités par modélisation numérique peut être considérée comme un axe peu développé, en effet, seuls quelques travaux de recherche traitent de cette problématique, on note l'étude du glissement d'Ain El Hammam en considérant une rupture progressive du versant (Djerbal, 2013), la modélisation du glissement de Tizirt par la prise en compte des paramètres mécaniques résiduels dans le calcul de la stabilité (Guirous et al 2014) et la prédiction de la propagation du glissement dans le versant d'Ain El Hammam (Zerarka et al, (2017) avec l'utilisation du critère de stabilité de Hill qui s'appuie sur le singe du travail du second ordre.

Ce travail de thèse s'est inscrit dans une démarche qui vise à apporter des éléments de réponse à des questions spécifiques, traitant de la recherche du rôle des différents facteurs géotechniques et hydromécaniques dans la génération et le développement des deux instabilités, et de l'identification de la géométrie de la rupture relative à chaque forçage.

Bien que les méthodes de calcul et de modélisation soient différentes, leur analyse comparative peut s'envisager dans le cadre de la confirmation des résultats de calcul et de validation des modèles.

L'organisation du présent manuscrit s'articule sur cinq principaux chapitres :

- Le premier chapitre présente une description générale des principaux types de mouvements de terrains et d'instabilités gravitaire rencontrées dans la pratique courante. Une partie sera donc consacrée à la présentation des différentes approches de classification suggérées dans la littérature, en effet depuis de nombreuses années des géologues et mécanicien de sol se sont intéressés à la typologie des mouvements de terrain et la terminologie utilisée pour leur description. Les principales causes de déclenchement de ces mouvements et de leur genèse seront également définies dans une deuxième partie, pour souligner l'effet de l'eau qui y demeure un facteur prépondérant. Ce chapitre s'intéresse en suite à l'état des connaissances actuelles liées aux techniques d'auscultation des glissements gravitaires et aux outils et méthodes utilisées pour le bon suivi de ces processus.
- Le deuxième chapitre sera consacré à la présentation régionale des différentes caractéristiques physiques des sites d'Ain El Hammam et de Tigzirt, qui font partie des monts de Djurdjura ou plus particulièrement de la grande Kabylie. Un aperçu général sur la topographie, le climat, la géologie, la lithologie et les réseaux hydrographiques sera présenté succinctement. Ce sont des paramètres naturels qui conditionnent l'aspect instable des terrains de la Kabylie et l'existence de nombreux glissements de terrain de tout type et de toute dimension.
- Le troisième comprend une présentation locale des deux sites affectés par les glissements de terrain, situés dans deux agglomérations éloignées, l'un au nord et l'autre au sud de la wilaya de Tizi-Ouzou, mais présentent des caractéristiques et des enjeux semblables. Ces deux instabilités ont fait l'objet de plusieurs campagnes de reconnaissances géotechniques qui permettent de placer ces mouvements de terrains dans leur contexte historique, avec une reconnaissance du cadre géologique, géomorphologique et hydro-climatique. Le chapitre propose donc une synthèse documentaire qui s'articule sur les résultats des différentes études, effectuées depuis l'apparition des mouvements de terrain ainsi que sur des observations régulières sur terrain, permettant de suivre la complexité des phases actives et leur liaison avec les différents facteurs d'influence.
- Le quatrième offre une étude préliminaire du schéma et du cadre théorique des différentes méthodes classiques utilisées pour l'étude et le calcul des versants

instables. Ceci doit s'appuyer sur les différents critères de leur mise en application, afin d'apporter un regard critique sur leur utilisation, et mettre ainsi en évidence l'utilité de méthodes numériques plus appropriées et la nécessité des études multiparamétriques. Ce chapitre permettra de mettre un point sur la justification des choix des méthodes et des codes de calculs utilisés dans le présent travail. Il contiendra ainsi une brève présentation des théories incorporées dans leurs programmes.

- Le cinquième consiste en la mise en place des techniques de modélisation numérique des phénomènes d'instabilité qui nécessite la caractérisation physique et mécanique. Les logiciels FLAC 2D et Optum G2 permettent la modélisation des mécanismes de déformation et de rupture avec un calcul de stabilité et un calcul en déformation. Les calculs de stabilité seront basés sur la réduction des paramètres et conduisent à la détermination du coefficient de sécurité qui exprime l'état de stabilité. Les calculs se feront en deux dimensions avec un modèle élastique parfaitement plastique de Mohr Coulomb. Ces calculs permettent d'identifier les différents mécanismes de rupture conditionnés par les différentes variables mécanique, géologiques et hydrauliques. Nous arriverons à spécifier les facteurs et les forçages initiateurs et propagateurs de ces ruptures. Les calculs en déformation permettent d'étudier le mouvement en surface et en profondeur et de comparer les résultats de calculs aux mesures de suivi sur terrain.
- La thèse se termine par une conclusion générale et un ensemble de perspectives découlant du travail réalisé.

## I.1. Introduction

A l'instar des risques naturels, les mouvements de terrains représentent une famille diversifiée dont l'impact économique et social à l'échelle du globe, est d'une grande importance. Ces phénomènes résultent de la déformation, de la rupture et du déplacement du sol ou du sous-sol. Pour se produire, ce mouvement gravitaire de terrains doit être provoqué sous l'effet d'influence naturelle (agent d'érosion, pesanteur, séisme...) ou anthropique (exploitation de matériaux, déboisements, terrassements...). Une partie du terrain doit se consolider d'une autre et subir des contraintes qui y induisent des déformations, jusqu'au moment où un déséquilibre mécanique, entre les deux parties du terrain, déclenche un déplacement plus ou moins rapide de la partie superficielle, cela à partir d'une surface de rupture dont la genèse, la forme et la position sont souvent ignorées.

Les mouvements de terrain constituent généralement des phénomènes ponctuels, de faible ampleur et d'effets limités, mais par leur diversité et leur fréquence, ils sont néanmoins responsables de dommages et de préjudices importants et coûteux. Dans bien de situation, ils représentent une contrainte majeure pour les ouvrages du génie civil et pour les programmes d'aménagements régionaux dans tous les pays, et plus particulièrement, dans les pays en voie de développement.

Ce chapitre est consacré à une réflexion générale et une mise en perspective des recherches existantes sur les mouvements de terrain. Il permettra donc de faire en premier lieu, une synthèse générale sur la définition et la classification de ces phénomènes. Nous présentons donc les différentes approches de classifications proposées dans la littérature et des différents facteurs pouvant induire à leur apparition.

Même si ce travail porte sur les mouvements de versants naturels à composante latérale, nous voudrions rappeler brièvement, l'existence de mouvements à composante verticale qui se produisent dans certaines conditions. On distingue ainsi trois grandes catégories de mouvements de terrain (Pierre, 2007).

- Les déplacements verticaux qui se caractérisent par l'abaissement des surfaces horizontales sans rupture. On peut distinguer les tassements des formations compressibles, et les cycles retrait-gonflement affectant les formations argileuses,
- Les déplacements subverticaux qui sont les affaissements et les effondrements de toits de cavités souterraines, naturelles ou creusées. Ces mouvements se traduisent par de cuvettes en surface.
- Les mouvements obliques qui affectent les versants naturels ou anthropiques, par le déplacement de massifs sur des surfaces libres inclinées.

Les effondrements de cavités souterraines, de même que les phénomènes de retrait gonflement ne seront pas développés dans le cadre de ce travail, l'objectif est ici de présenter une typologie des mouvements provoqués par cisaillement le long d'une surface prédéterminée, sur la base des divers critères de classification et des termes utilisés par les différents auteurs.

## **I.2. Typologie et classification des mouvements de versants**

Les mouvements de terrain sont des phénomènes naturels très variés et très différents les uns des autres, de par leur nature, leur évolution mais aussi leurs conséquences. Ils sont souvent complexes et s'expriment par une déformation de matériaux pouvant aller jusqu'à la rupture (Martins-Campina, 2005). Depuis plus d'une centaine d'années, la classification et la typologie des mouvements de terrain ont été le souci de nombreux spécialistes, on retrouve dans la littérature de nombreuses références sur cette thématique, visant à décrire et dénommer les différents processus mis en jeu.

La grande diversité des critères choisis, souvent motivés par la spécialité des auteurs, est telle que de très nombreuses classifications sont possibles, sans qu'aucune ne soit véritablement admise comme référence unique. Sans entrer dans le détail de toutes les classifications existantes, on peut tenter de suivre l'historique de l'évolution des idées en prêtant attention à un certain nombre de classifications.

En se basant sur la forme et les dimensions des terrains mis en mouvement Collin (1846) a distingué les mouvements de fonds de ceux de surface. La consistance des matériaux affectés par les mouvements a fait le principal critère de classification de A. Baltzer (1880) (in Millies Lacroix, 1981), à la suite de laquelle d'autres auteurs se sont efforcés de prendre en compte d'autres facteurs, entre autres ; la localisation géographique et le type des déplacements (Heim 1882, in Millies Lacroix, 1981), la morphologie la cause et la périodicité du phénomène (Almagia 1910, in Millies Lacroix, 1981), les paramètres géomécaniques et hydrauliques (Terzaghi 1925), la structure des terrains en mouvement (Ladd 1935)...

Des classifications plus récentes interviennent en fonction des divers critères distincts et tentent de prendre en compte des paramètres plus exhaustifs et plus élaborés. Certaines de ces classifications s'appuient sur le type du mouvement et la nature des terrains déplacés (Zaruba 1969, Colas et Pilot 1976 et Varnes 1978), la morphologie de la rupture et la cinématique du mouvement (Millies Lacroix 1981, Crosier 1986 et Flageolet 1989). D'autres envisagent de justifier les dynamiques observées par une dimension géotechnique et hydraulique (Hungr 2001), ensuite par la genèse du mouvement et de son activité (Hernandez 2009, Palis 2017).

### ***I.2.1. Nature des terrains et morphologie du mouvement***

Grand nombre d'auteurs et de communautés scientifiques s'intéressant à l'étude des mouvements de terrain, se réfèrent aujourd'hui à la classification de Varnes (1978). Celle-ci repose sur deux dimensions à savoir ; le type du mouvement et la nature des formations affectée par l'instabilité (Tableau 1.1). Dans cette rubrique, cinq types de mouvements sont distingués en rapport avec la structure géologique décrivant la distribution du déplacement dans la masse mise à contribution. Il s'agit de chute, basculement (ou fauchage), glissement, extension latérale et écroulement. Ces cinq types peuvent parfois se combiner et se succéder pour former un sixième type appelé mouvement complexe ou composite (Varnes 1978, Maquaire, 2002, MEMEE 2008). Le type de mouvement est souvent suivi du caractère définissant la fermeté du matériau mobilisé, selon qu'il s'agit de sols, de débris ou de roches.

Les sols sont désignés ici, par les matériaux à prédominance d'éléments fins, les débris à prédominance d'éléments grossiers, et le rocher correspond aux matériaux fermes ayant été intact à l'état stable.

**Tableau 1.1.** Classification des mouvements de versants établie par Varnes (1978).

| Type de mouvement                     |                 |                  | Type de matériau  |   |   |
|---------------------------------------|-----------------|------------------|---|---|---|
|                                       |                 |                  | Roche   | Sols  |   |
|                                       |                 |                  |   | Grossiers   | Fins  |
| Chutes (Falls)                        |                 |                  | Écroulement rocheux<br><i>Rock fall</i>                         | Écroulement de débris<br><i>Debris fall</i>               | Écoulement de terrain<br><i>Earth fall</i>              |
| Basculements ou fauchage (Topples)    |                 |                  | Basculement rocheux<br><i>Rock topple</i>                       | Basculement de débris<br><i>Debris topple</i>             | Basculement de terrain<br><i>Earth topple</i>           |
| Glissements (Slides)                  | Rotationnels    | Peu d'unités     | Affaissement rocheux<br><i>Rock slump</i>                       | Affaissement de débris<br><i>Debris slump</i>             | Affaissement de terrain<br><i>Earth slump</i>           |
|                                       |                 |                  | Glissement de bloc rocheux<br><i>Rock block slide</i>           | Glissement de bloc de débris<br><i>Debris block slide</i> | Glissement de bloc de terre<br><i>Earth block slide</i> |
|                                       | Translationnels | Unités multiples | Glissement rocheux<br><i>Rock slide</i>                         | Glissement de débris<br><i>Debris slide</i>               | Glissement de terrain<br><i>Earth slide</i>             |
| Etalements latéraux (Lateral spreads) |                 |                  | Etalement de roche<br><i>Rock spread</i>                        | Etalement de débris<br><i>Debris spread</i>               | Etalement de terrain<br><i>Earth spread</i>             |
| Écoulements (Flows)                   |                 |                  | Écoulement rocheux<br><i>Rock flow</i>                          | Coulée de débris<br><i>Debris flow</i>                    | Coulée terreuse<br><i>Earth flow</i>                    |
|                                       |                 |                  | Fluage profond<br><i>Deep creep</i>                             | Fluage de sol<br>Soil creep                               |   |
| Complexes (Complex)                   |                 |                  | Combinaison de deux ou plusieurs types de mouvements principaux |   |   |

### 1.2.2. Surface de rupture et dynamique du mouvement

La définition de la profondeur de rupture et des caractéristiques de l'interface de séparation, constitue dans la classification et la reconnaissance des mouvements de terrain, un point important. Millies Lacroix (1981) a proposé, dans sa classification des mouvements de talus et versants instables, un classement en fonction des types de discontinuités, selon qu'il s'agit d'une rupture franche en cas de chute de bloc, de surface de cisaillement, de charriage induisant respectivement à des glissements ou des coulées, ou d'une rupture progressive définissant une zone de friction sans discontinuité clairement identifiée. Le tableau 1.2 illustre les différentes classes de surface de rupture distinguées en rapport avec les quatre principales classes adaptées par Colas et Pilot (1976) sur la base de la dynamique du mouvement et de la nature du matériau.

**Tableau 1.2.** Les surfaces de séparation avec le substratum en place (Millies-Lacroix, 1981).

| Type de discontinuité  | Surface de séparation                             | Surface visible après le mouvement   | Nature du matériau affecté                   | Dynamique correspondante |
|--|---|--------------------------------------|--|--------------------------|
| Rupture franche généralement irrégulière et fonction de défaut de la roche       | Surface de rupture, de cassure ou de décrochement | Totalement à partiellement visible   | Roche (consolidée)                           | Chute                    |
| Cisaillement avec une surface plus ou moins lisse                                | Surface de glissement plane, circulaire ou courbe | Partiellement visible en amont       | Sol ou roche<br>Sol relativement peu remanié | Glissement               |
| Surface ou zone irrégulière et rugueuse avec friction et arrachage du substratum | Surface de frottement ou de charriage             | En grande partie à totalement cachée | Sol ou sol et roche (totalement remanié)     | Coulée                   |
| Zone de friction   | Zone de déformation ou de rupture progressive     | Totalement cachée                    | Sol  | Fluage lent              |

Toutefois, le phénomène de fluage est ici attribué uniquement pour les formations meubles, or, les roches peuvent aussi subir une telle déformation. C'est le cas d'un fauchage désigné par un basculement ou renversement des sommets de couches très redressées, affectant des formations qui présentent une schistosité (Magnan, 1998).

### 1.2.3. Paramètres morphométriques

La caractérisation des mouvements de terrain suivant leurs dimensions a été abordée par Cruden et Varnes (1996), en introduisant quelques paramètres de mesure des grandeurs d'un mouvement de versant, notamment, la longueur, la largeur, et la profondeur des masses

déplacées et de la surface de rupture ( $L_d$ ,  $W_d$ ,  $D_d$ ,  $L_r$ ,  $W_r$  et  $D_r$ ), la longueur totale en pente ( $L$ ) et la longueur totale horizontale sur la ligne centrale ( $L_{cl}$ ) (voir figure 1.1). Ces paramètres morphométriques ont cependant, été rarement utilisés conjointement comme facteur de classification, car leur évaluation s'avère dans la majorité des cas, une chose délicate. Cela commande dans certaines mesures, l'évolution frontale et latérale ainsi que le trajet parcouru. Citant à titre d'exemple, les masses glissées, qu'elles soient blocs rocheux ou coulées, peuvent emprunter des trajets d'autant plus longs que la pente est plus raide, les premiers conduisent à un amoncellement de fragment désordonnés au bas du versant, tandis que les secondes sont parfois étalées au pieds et parfois se rejoignent pour former des surfaces plus ramassées (Flageollet 1989). Cornforth (2005) a toutefois, défini six classes de glissement de terrain en s'appuyant sur la surface délimitant la zone intéressée par le mouvement (Tableau 1.3).

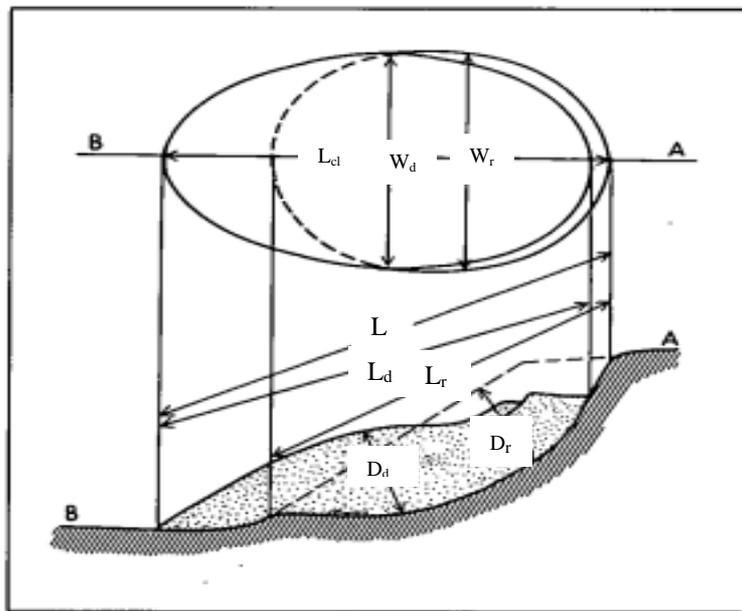


Figure 1.1. Dimensions du glissement de terrain : géométrie du versant avant glissement en ligne discontinue, et après glissement en ligne continue. (Cruden et Varnes 1996).

Tableau 1.3. Classification des glissements de terrain en fonction de leur surface (Cornforth 2005).

| Surface du glissement (m <sup>2</sup> ) | Description |
|---|-------------|
| $S < 200$                               | Très petit  |
| $200 < S < 2000$                        | Petit       |
| $2000 < S < 20000$                      | Moyen       |
| $20000 < S < 200000$                    | Grand       |
| $200000 < S < 2000000$                  | Très grand  |
| $S > 2000000$                           | Vaste       |

### 1.2.4. Cinématique du mouvement

La vitesse de déplacement est le seul paramètre pouvant quantifier la cinématique d'un mouvement de terrain. Souvent ces derniers ne sont étudiés qu'après leur déclenchement, la connaissance de la cinématique passée ne se base donc que sur des témoignages et des renseignements plus ou moins précis, ce qui rend délicat l'appréciation de ce paramètre. En revanche, seuls les mouvements faisant objet de surveillance permanente qui peuvent bénéficier de mesures précises de la vitesse du déplacement. Les ordres de grandeurs sont très variables, allant de quelques centimètres par an à des centaines de kilomètres par heure. Varnes (1978) a mis en application une échelle constituant des classes de vitesses, adéquates à tous les types de mouvements (tableau 1.4).

Cette échelle a été adaptée par Crosier (1979) (in Flageolet (1989) en faisant une liaison entre le type du mouvement et sa cinématique. Des plages de vitesses ont été attribuées à chaque processus. Des phénomènes sont considérés comme extrêmement rapides tels que les chutes de roches et les avalanches de débris, d'autres sont qualifiés de très rapides à très lents, comme les coulées de terre et les glissements de roches. Les glissements rotationnels sont dits "très rapides" à "extrêmement lents" tandis que les glissements plans sont considérés moyens ou lents.

Cette classification s'appuie sur le fait que certains types de mouvements peuvent connaître des périodes de ralentissement et de calme, et des phases d'accélération liées à des facteurs ponctuels (conditions climatiques).

Ces franges de vitesses ont été ajustées par Cruden et Varnes (1996) en apportant quelques éléments de correction aux mesures (tableau 1.4).

Millies Lacroix (1981) a défini de son côté quatre types de glissements (fluage, glissement, chute ou écroulement, et coulée) dont la dynamique est liée à la vitesse de déplacement (figure 1.2).

**Tableau 1.4.** Echelle des vitesses des glissements de terrain proposées par Varnes (1978) et modifiée par Cruden et Varnes (1996).

| Vitesse (Varnes 1978)      | Vitesse (Cruden et Varnes 1996) | Description        |
|----------------------------|---------------------------------|--------------------|
| Vd < 60 mm/an              | Vd < 16 mm/an                   | Extrêmement lent   |
| 60 mm/an < Vd < 1.5 m/an   | 16 mm/an < Vd < 1.6 m/an        | Très lent          |
| 1.5 m/an < Vd < 1.5 m/mois | 1.6 m/an < Vd < 13 m/mois       | Lent               |
| 1.5 m/mois < Vd < 1.5 m/j  | 13 m/mois < Vd < 1.8 m/h        | Modéré             |
| 1.5 m/j < Vd < 0.3 m/mn    | 1.8 m/h < Vd < 3 m/mn           | Rapide             |
| 0.3 m/mn < Vd < 3 m/s      | 3 m/mn < Vd < 5 m/s             | Très rapide        |
| Vd > 3 m/s                 | Vd > 5 m/s                      | Extrêmement rapide |

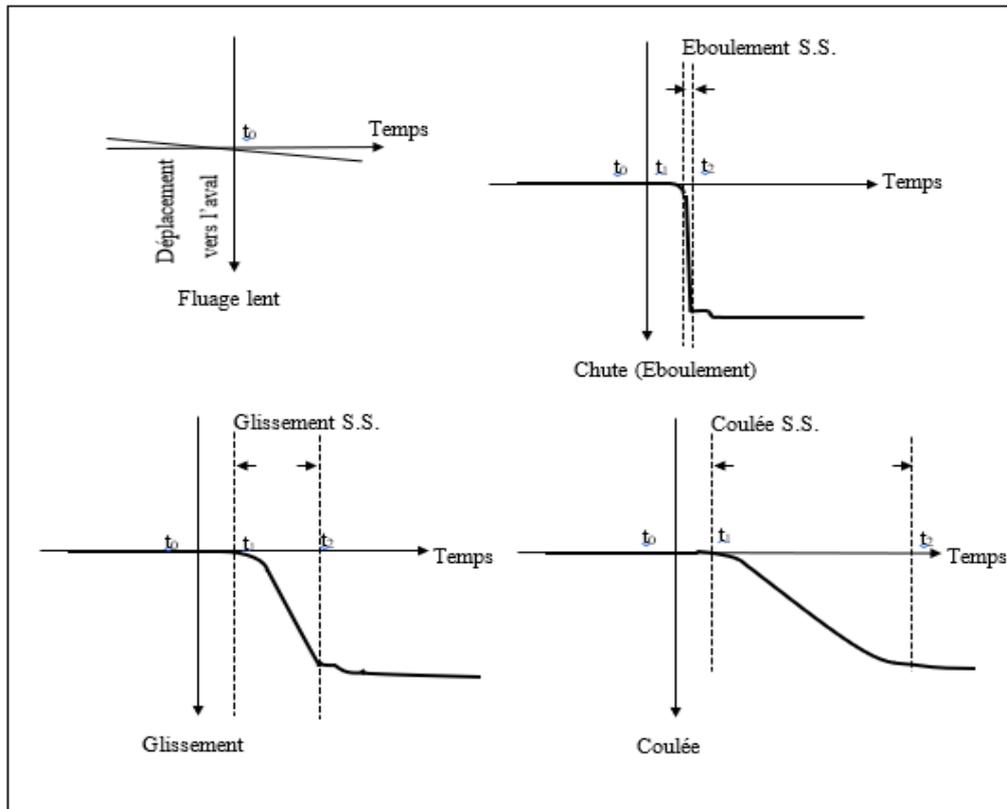


Figure 1.2. Diagrammes schématisant le comportement dynamique des matériaux affectés par différents mouvements de terrains (Millies Lacroix, 1981).

### 1.2.5. Activité de la masse mise en mouvement

Les classifications sus-citées décrivent nettement la morphologie de la rupture et la cinématique de l'instabilité. La notion de récurrence et le dynamisme n'est cependant, pas prise en compte (Palis 2017). Or, une bonne exploration d'un processus d'instabilité nécessite la connaissance du rythme et des séquences du mouvement, ainsi que ces potentialités d'évolution. Ces grandeurs permettent la définition d'une prévision spatiale et temporelle de ce phénomène (Maquaire 2002), c'est pourquoi certains auteurs entre autres, Dikau et al 1996, Cruden et Varnes 1996, Flageolet 1996 ont ajouté à la classification des mouvements de versants la dimension d'activité de la masse mobilisée. Celle-ci est définie par ces trois aspects généraux : l'état, la répartition et la morphologie. Chacun de ces aspects referme plusieurs catégories qui sont données dans le tableau 1.5 et développée par les figures 1.3 et 1.4.

Dikau (1996) envisage un état d'activité dit "inactif" décrivant les phénomènes n'ayant pas connu de réactivation au cours d'une année, cet état rassemble les états : latent, stabilisé (naturellement ou artificiellement), et ancien (figure 1.3). Sur la répartition de l'activité, il suggère de prendre en compte une distribution en élargissement latérale dans le cas où la surface de rupture s'étend à l'un ou aux deux flancs du mouvement, et une activité dite "en mouvement" lorsque les mêmes matériaux déstabilisés continuent à se déplacer sans changement visible de la surface de rupture (Maquaire 2002).

**Tableau 1.5.** Définition de l'activité d'un mouvement de terrain (Cruden et Varnes 1996, Dikau 1996 et Maquaire 2002).

| Activités                    |                  |             |
|------------------------------|------------------|-------------|
| Etat                         | Répartition      | Morphologie |
| Actif                        | Progressif       | Complexe    |
| En suspens                   | Rétrogressif     | Composite   |
| Réactivé                     | Bidirectionnel   | Multiple    |
| Inactif :                    | Régressif        | Emboîté     |
| - Latent                     | Limité           | Simple      |
| - Stabilisé naturellement    | En mouvement     |             |
| - Stabilisé artificiellement | En élargissement |             |
| - Ancien ou fossile          |                  |             |

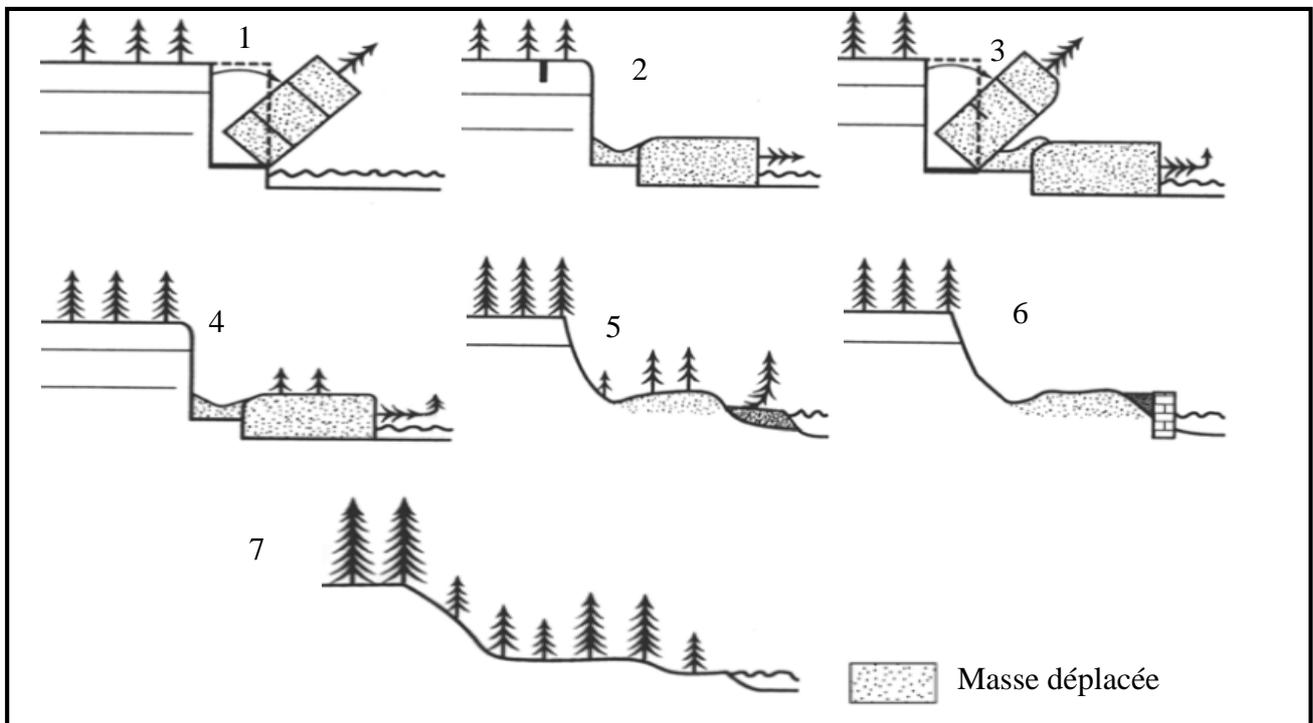


Figure 1.3. Les différents stades d'activité dans un mouvement de versant (Cruden et Varnes 1996, modifiée par Dikau et al, 1996a et Maquaire 2002). Actif (1) : l'érosion au pied de la pente cause le basculement d'un bloc, c'est un versant actuellement en déplacement. Suspens (2) : Fissure de traction visible sur la couronne du versant, c'est un mouvement sans activité actuelle. Réactivé (3) : Réactivation du mouvement par basculement d'un nouveau bloc. Dormant : Mouvement inactif pendant une année qui peut passer aux états suivants : Latent (4) : Mouvement inactif mais qui peut être réactivé s'il est soumis aux conditions d'instabilité. La masse déplacée retrouve son couvert végétal et les escarpements sont modifiés par les intempéries. Naturellement stabilisé (5) : mouvement inactif avec des dépôts fluviaux stabilisant le pied du versant et l'escarpement qui commence à retrouver son couvert végétal. Artificiellement stabilisé (6) : Mouvement inactif avec des mesures confortatives annulant les effets de suppression de butée due à l'érosion au pied du versant. Ancien ou fossile (7) : Mouvement inactif avec un couvert végétal uniforme sur la pente.

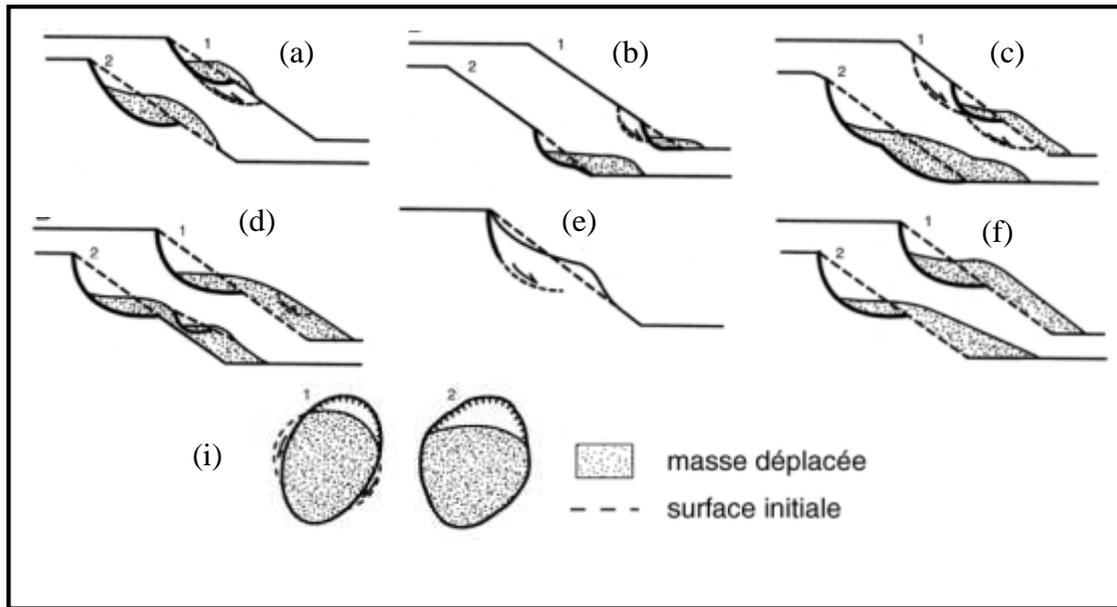


Figure 1.4. Distribution de l'activité d'un glissement de terrain (Cruden et Varnes 1996, modifiée par Dikau et al 1996a et Maquaire 2002). Progressif (a) : propagation du mouvement à l'aval. Rétrogressif (b) : propagation du mouvement à l'amont. Bidirectionnel (c) : propagation du mouvement dans les deux sens. Régressif (d) : diminution du volume des masses déplacées avec le temps. Confiné (e) : compression en tête et un léger gonflement en aval sans changement visible en surface. En mouvement (f) : masse déstabilisée en mouvement sans modification de la surface de rupture. Évolution latérale (i) : surface de rupture étendue latéralement.

Dans le souci de préciser correctement le type d'activité, Flageolet (1996) a introduit une information complémentaire sur le rythme d'évolution et la fréquence du mouvement. Ces aspects divisent l'état dit "l'attent" en deux catégories : singulier et épisodique (évolution irrégulière), et l'état dit "actif" en deux types d'activités : intermittente et continue.

### 1.3. Terminologie et définitions

Dans ce qui précède, nous avons tenté de présenter les principaux critères de description et de classification des mouvements de terrain, plus particulièrement, des instabilités de versants. Les différentes classes qui en résultent ne sont que globalement citées, nous voudrions maintenant, en faire une analyse et apporter quelques précisions sur la signification des divers termes utilisés par les différents auteurs. En tenant compte de la dynamique et de la morphologie du mouvement, beaucoup d'auteurs utilisent la même typologie mais sous des termes parfois différents.

#### 1.3.1. Chutes, écroulements, basculements et fauchages

Tous ces termes sont attribués aux ruptures brutales, affectant les versants rocheux, ou des falaises constituées de matériaux fracturés, tels que les massifs stratifiés et les formations

d'origine calcaire ou cristalline. Ces phénomènes souvent rapides et ponctuels, sont favorisés par la présence de discontinuités, dont la persistance et l'évolution dépendent de l'altération et de l'endommagement progressif des roches (Lebourg, 2000). Ceci est dû à des facteurs naturels, tel que les conditions climatiques et les séismes. La terminologie utilisée pour ces processus diffère selon le volume total des matériaux en mouvement, on parle alors de chutes lorsque ce volume est inférieur à une centaine de m<sup>3</sup>, et d'éboulement s'il est compris entre quelques centaines de m<sup>3</sup> à des centaines de milliers de m<sup>3</sup>. Notant que dans certaines conditions ce volume peut être largement dépassé, dans ce cas on parlera d'écroulement (Gominet, 2005) ou d'avalanches (Hsu, 1975, Hutchinson, 1988, in Bachmann, 2006).

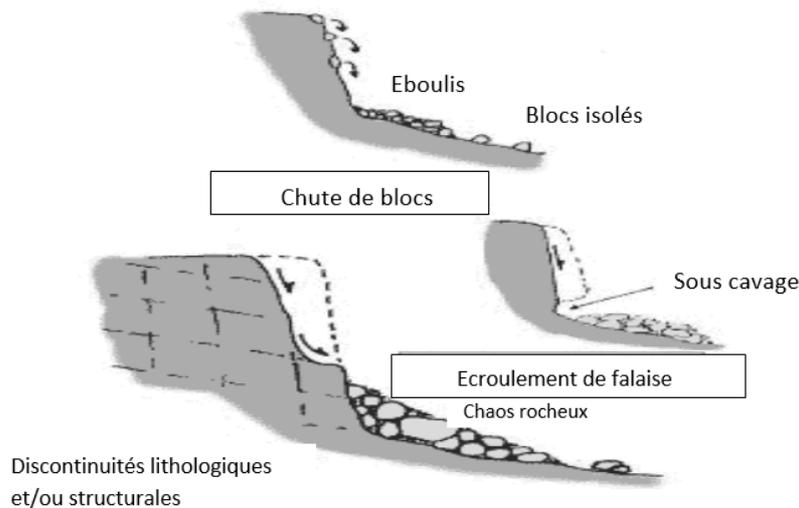


Figure 1.5. Chute de blocs et écroulement de falaise (BRGM) (in Bachmann, 2006)

Le terme éboulement est aussi affecté aux mouvements des débris composés par des fragments détritiques grossiers et des sols composés de fragments détritiques fins (Cruden et Varnes, 1996).

Les termes basculement et fauchages peuvent être réservés aux déformations superficielles affectant les roches stratifiées redressées à la verticale. C'est le cas du renversement de colonnes rocheuses sur falaises suite à une action conjuguée entre une disposition structurale et une composition lithologique particulière (MEMEE, 2008).

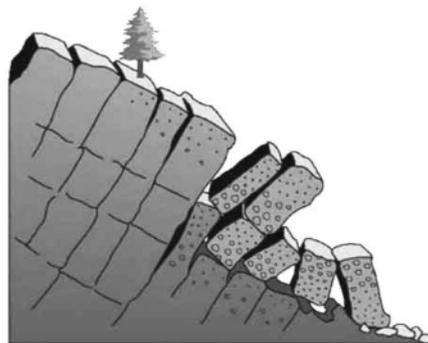


Figure 1.6. Phénomène de fauchage (Source : BC Geological Survey) (in MEMEE, 2008)

### 1.3.2. Les glissements

Le terme glissement est affecté aux mouvements ayant la spécificité de se produire par un déplacement d'une masse de terrain cohérente, le long d'une surface de rupture identifiable. La profondeur de cette surface varie de l'ordre de quelque décimètre à des dizaines de mètres pour les grands glissements. Le volume du terrain mis en mouvement est très variable. Les glissements sont généralement caractérisés par des vitesses de déplacement lentes, toutefois, il arrive que certains se déclenchent de manière brutale.

Dans un souci de simplification et de modélisation certains auteurs entre autre Flageolet 1989, J.P.Magnan et Mestat, 1997 proposent de distinguer deux formes caractéristiques de glissements, les mouvements qui s'opèrent à la faveur d'une discontinuité géologique plane, dans des matériaux qui se déplacent par translation, et les mouvements qui se font sur une surface de rupture concave.

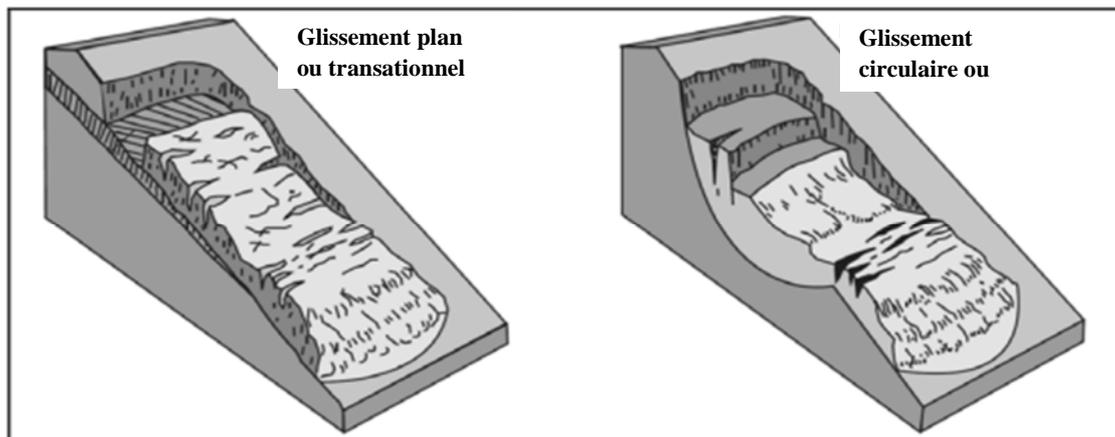


Figure 1.7. Classification des glissements selon la géométrie de la surface de rupture (Source : USGS) (in MEMEE, 2008).

### 1.3.3. Les écoulements

Le terme écoulement est souvent accordé aux mouvements rapides des matériaux remaniés à consistance plus ou moins visqueuse, leur comportement est analogue à celui des liquides (Nemeok et al, 1972), on parle généralement de coulées boueuses (Mud flow) (Colas et Pilot, 1976 et Sauret, 1987) intervenant dans les milieux fins gorgés d'eau. Ces mouvements se produisent essentiellement en montagne et peuvent être à l'origine de dégénérescence de certains glissements avec afflux d'eau. Le mot écoulement est désormais utilisé pour décrire les mouvements d'autres matériaux que les boues, tels que les roches (Rock flow), les sols grossiers (Débris flow) et les sols secs (Dry flow).

L'étalement latéral a été introduit afin d'hierarchiser les mouvements brutaux, provoqués par la liquéfaction des sables ou des silts surmontés d'argiles (Cruden et Varnes 1996). Ce mouvement se manifeste par une extension latérale accompagnée de fissures de tension et de fractures induites par cisaillement (Varnes, 1978 et Bièvre, 2010).

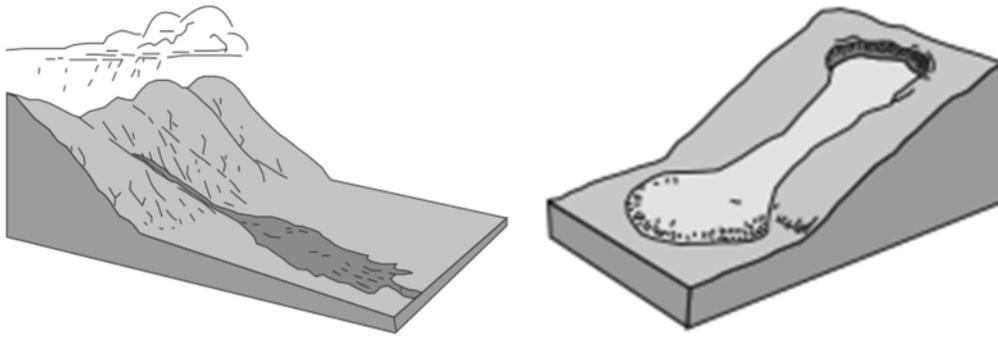


Figure 1.8. Schémas de l'écoulement de débris et de coulée boueuse (Source : USGS) (in MEMEE, 2008).

D'autres auteurs utilisent le terme solifluxion (Merla et al, 1976, in Millies Lacroix, 1981) qui peut être observé sur les terrains superficiels meubles formant les pentes très faibles, ce processus est attribué à la famille des écoulements malgré son rythme d'évolution intermittent et sa vitesse lente. Certains auteurs utilisent le terme "Reptation" pour décrire ce type de mouvement (Pierre, 2007), ils l'affectent plutôt, à l'ensemble des mouvements lents tels que les fluages, rappelant que ceux-ci sont caractérisés par une déformation gravitaire continue, de masse plus épaisse, sans variation apparente de sollicitations mécaniques ou hydrauliques.

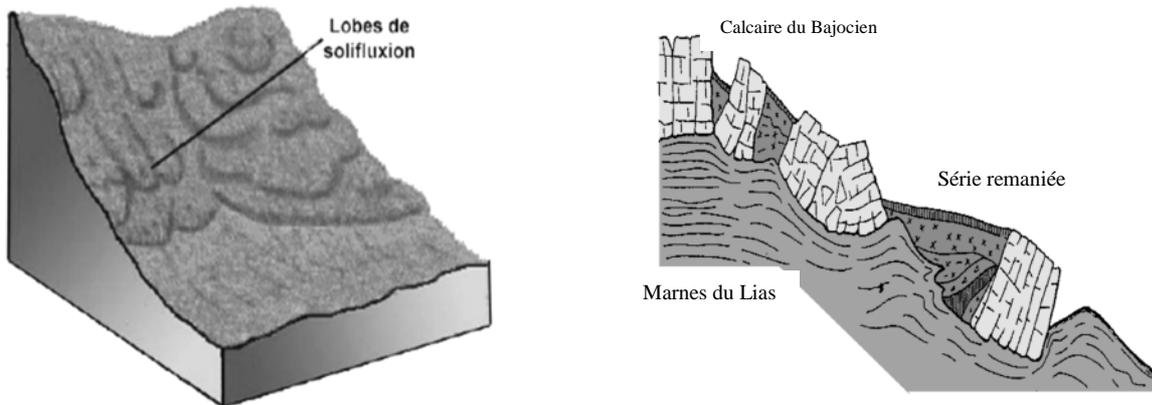


Figure 1.9. Schéma de la solifluxion a) dans les sols, b) dans les roches.

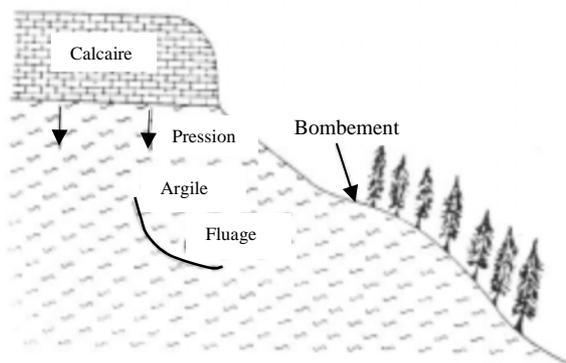


Figure 1.10. Schéma général du mécanisme de fluage (Colas et Pilot, 1976)

Dans la terminologie de l'activité et de ses différents aspects, on retrouve parfois, la difficulté de l'utilisation de quelques termes. Citant par exemple, les mots "latent" et "actif" dont la signification diffère d'un auteur à un autre, ils font intervenir la période de référence pendant laquelle le mouvement prend une nouvelle forme d'activité. Dans cette perspective, on peut citer la définition de Varnes, (1978, 1984) disant qu'un versant est actif s'il y a eu au moins un mouvement au cours d'un cycle saisonnier. Yanai et Usui, 1987, Flageollet, 1989, et Maquaire, 2002 stipulent qu'un mouvement actif se produit à plusieurs reprises dans les trois derniers siècles, et les mouvements latents sont caractérisés par l'absence d'activité pendant mille ans.

#### **I.4. Facteurs d'activation et d'évolution d'un mouvement de versant**

L'étude des mouvements de versants réside en grande partie dans la compréhension du processus d'instabilité et des facteurs susceptibles de contribuer à leur apparition. En effet, pour qu'ils se produisent, ces mouvements doivent être préparés par une action extérieure initiale naturelle ou anthropique (Pierre, 2017). Un versant doit subir des contraintes de toute nature, quand celles-ci dépassent les propriétés intrinsèques des terrains les déformations apparaissent et continuent à se développer jusqu'à la ruine du système. Le mouvement se poursuit jusqu'à l'établissement d'un nouvel état d'équilibre. Souvent cette stabilisation n'est que temporaire. Le même cycle peut d'ailleurs, être parcouru si l'action initiale récidive. Il s'impose donc d'analyser les circonstances particulières pouvant engendrer le passage d'un état à un autre.

##### ***I.4.1. Genèse et cycle d'activité d'un glissement de terrain.***

Qu'ils soient lents (fluage, reptation, glissement) ou rapides (chutes, écroulements, coulées), les mouvements de versants connaissent un certain nombre de périodes dans leur formation et leur évolution, comme nous venons de le préciser.

Vaunat et al (1994) proposent de considérer quatre phases liées à l'activité observée, auxquelles se réfèrent aujourd'hui un grand nombre de chercheurs. Il s'agit de la pré-rupture qui correspond à la mise en cause de la stabilité par l'existence de mouvements de faible amplitude ou non mesurable. La rupture est signalée par une instabilité proprement dite. Cette phase est succédée par la post-rupture pendant laquelle le mouvement s'achemine vers une position d'équilibre, et observe ensuite une période de stabilité indéterminée. La modification de certains facteurs liés à la géométrie et la composition du versant peut entraîner la phase de réactivation, celle-ci désigne un mouvement qui se reproduit le long d'une surface de rupture créée lors des déplacements anciens.

Les différentes classes d'activité d'un mouvement de versants définies par Cruden et Varnes (1996) peuvent expliquer ces différentes phases sous un scénario semblable. Ils distinguent successivement les phases : active, en suspens et latente avant une nouvelle réactivation, puis à nouveau les mêmes phases se répètent. Cette boucle d'activité est représentée sur un graphe donnant les déplacements en fonction du temps (figure 1.11).

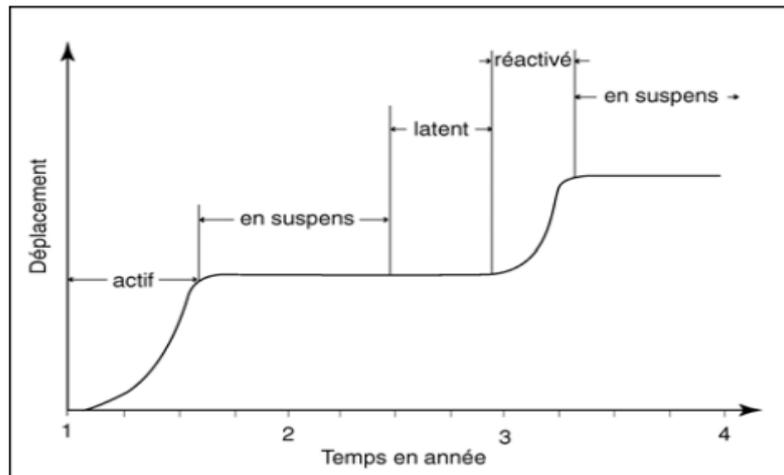


Figure 1.11. Déplacement en fonction du temps pendant un cycle d'activité d'un mouvement de terrain (Cruden et Varnes 1996).

La genèse du mouvement de versant est également illustrée sur un graphique déterminant la vitesse selon le temps, par Pollet (2004) (figure 1.12). Il admet que la pré-rupture est caractérisée par la naissance et le développement timide d'une instabilité, et la rupture correspond à l'accélération et la propagation du mouvement. Dans son travail il met en évidence l'aspect non linéaire de l'évolution progressive des vitesses de déplacement pré-rupture, ainsi que l'importance de la prédisposition du milieu à favoriser l'instabilité (Palis 2017).

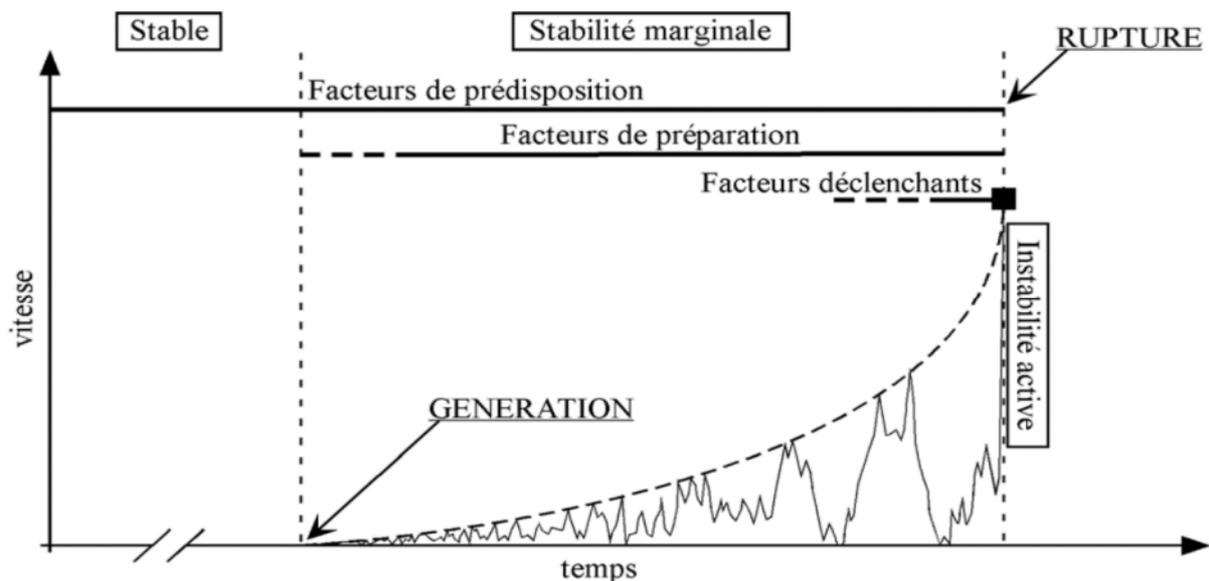


Figure 1.12. Évolution de la vitesse de déplacement dans l'étape de la génération d'une instabilité gravitaire d'après Pollet (2004).

Dans le même contexte, Hernandez (2009) fait une liaison entre les différentes étapes de mise en activité d'un mouvement, de l'évolution de la vitesse et de la variation régressive de la résistance au cisaillement. La phase de pré-rupture définie ici, par la stabilité marginale, est

caractérisée par une variation remarquable de ces deux grandeurs. La rupture marque la génération du mouvement par le passage d'un seuil critique à une résistance au cisaillement résiduelle et un pic de vitesse. Ceux-ci restent invariables durant la phase de propagation post-rupture. Il en suit une décélération notable pendant le dépôt des masses mises en mouvement, pour entrer de nouveau en latence, et le cycle peut ainsi être renouvelé par une réactivation.

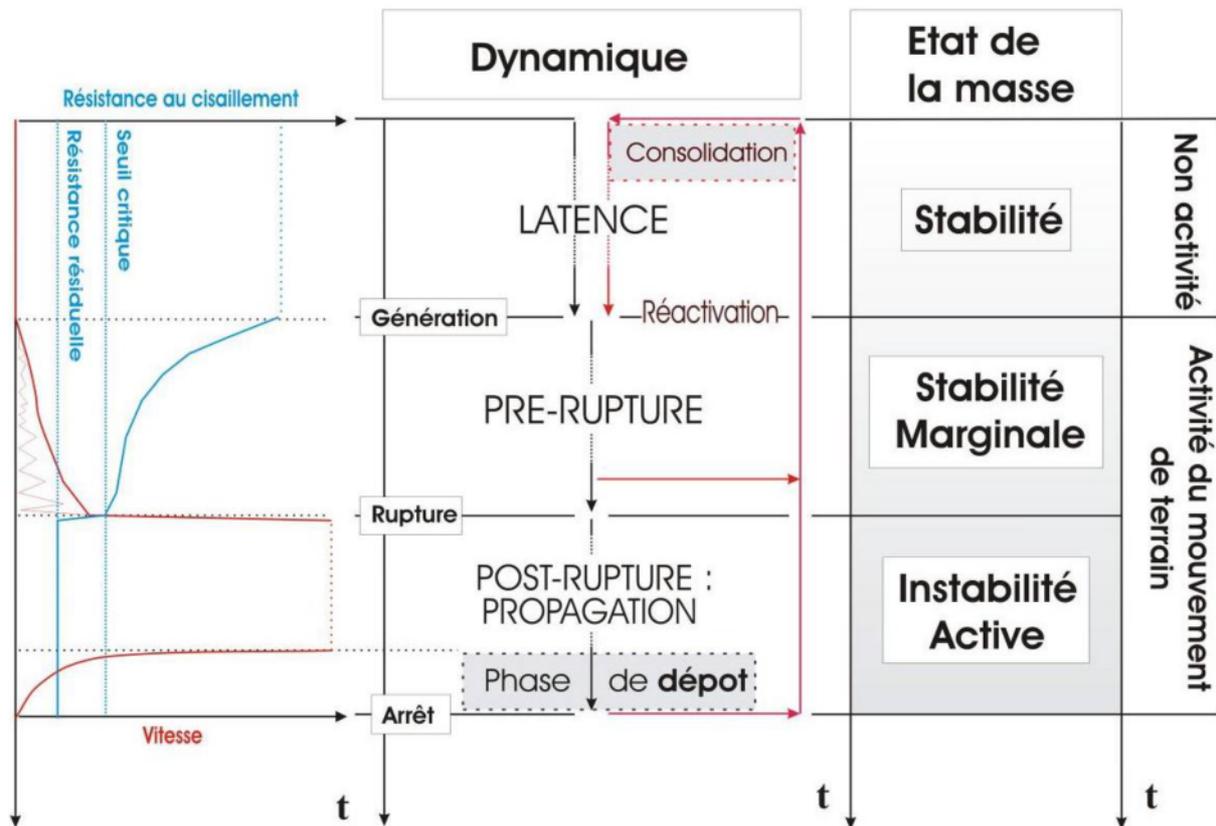


Figure 1.13. Cycle d'activité d'une instabilité de versant, d'après Hernandez (2009).

#### 1.4.2. Facteurs de contrôle et conditions de déclenchement des instabilités de versants

La diversité des menaces de déstabilisation de versants explique que leur manifestation résulte de la combinaison de nombreux facteurs qui peuvent opérer de manière individuelle, ou interagir de manière complémentaire. Ces agents sont rassemblés par certains auteurs (Cendrero et Dramis 1996, Zezere et al 1999 et Schuster et Wieczorek 2002, in Dapples, 2002, Oswald, 2003) en deux grandes catégories : les facteurs passifs qui sont en rapport avec les conditions intrinsèques qui ne sont susceptibles de changer au cours du temps, et les facteurs actifs qui sont à l'origine du déclenchement ou de la réactivation du mouvement.

Bièvre (2010), a réuni ces facteurs en deux ensembles, selon leur intervention en surface ou en profondeur. Il distingue ainsi les facteurs de contrôle internes (géologie structurale, paramètres géotechniques et niveau hydrostatique) des facteurs de contrôle externes (morphologie, pluviométrie et fentes de neiges).

On retrouve cependant, dans la littérature, d'autres subdivisions de ces facteurs, en fonction de leur intervention sur les différentes échelles du temps (figure 1.12 et 1.14), c'est un regroupement en trois catégories : les facteurs de prédisposition (>100 ans), les facteurs de préparation ou facteurs aggravants (de 1 à 100 ans) et les facteurs déclenchants (< 1 an) (Dapples, 2002, Tullen 2002, Oswald, 2003 et Palis 2017).

#### 1.4.2.1. Facteurs de prédisposition

Ce sont les facteurs de contrôle internes ou externes liés à l'héritage géologique ou plus spécifiquement, les agencements lithologiques et structuraux du versant. L'alternance des couches de natures différentes permet de localiser une zone de déformation préférentielle suivant une interface de cisaillement (Palis, 2017). De même l'existence de structures géologiques ou géotechniques particulières telles que la schistosité ou la foliation peut permettre l'apparition de surfaces de discontinuités mécaniques. La présence des discontinuités telles que les failles, les diaclases et les joints participent à la création de chemins préférentiels dans la propagation de la rupture. Par ailleurs, les joints de stratification sub-parallèles au versant favorisent l'apparition de l'instabilité par glissement le long d'un plan de discontinuité (Bièvre, 2010).

L'hydrogéologie est aussi l'un des facteurs qui renforcent l'aptitude d'un versant au mouvement, par la présence de sources d'eau permanentes et d'écoulements souterrains continus. Ceux-ci contribuent à la détérioration des matériaux et la propagation de la fissuration dans les massifs rocheux, en plus de la modification du relief par ravinement.

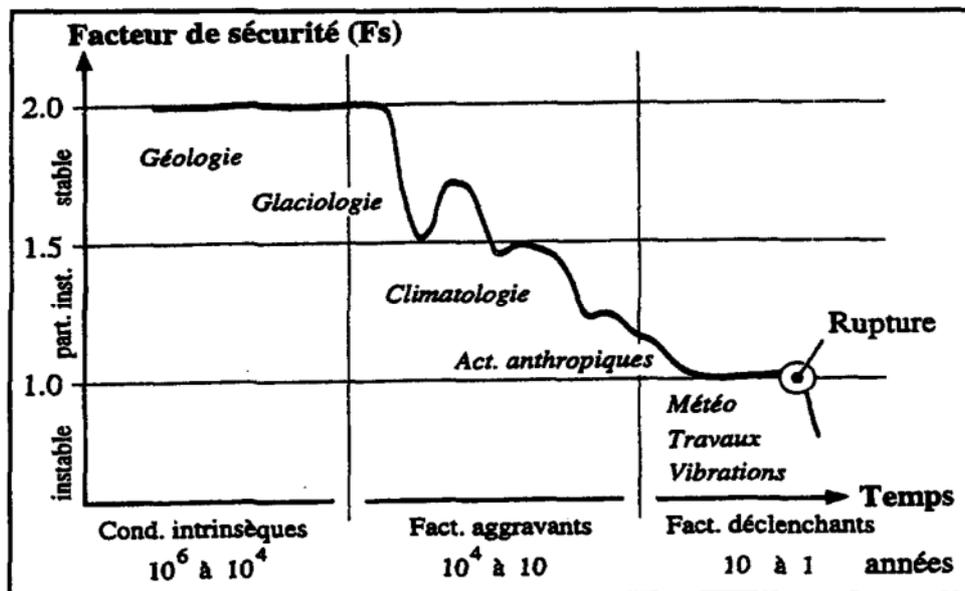


Figure 1.14. Schéma de l'évolution du facteur de sécurité  $F_s$  en fonction du temps des phénomènes d'instabilité. (Popescu, 1996, modifié par Lateltin et al, 1997, in Tullen, 2002 et Oswald 2003).

#### 1.4.2.2. Facteurs de préparation (facteurs aggravants)

Les facteurs de préparation sont nombreux et se manifestent par un affaiblissement progressif et une fragilisation du versant en contribuant à sa désagrégation naturelle ou anthropique, et la diminution de la résistance mécanique. L'interaction de ces facteurs préparatoires entraîne une modification de l'état d'équilibre antérieur sur des échelles de temps variables.

##### a) Les facteurs géologiques

Certaines propriétés géologiques peuvent se dégrader sous l'action de sollicitations extérieures. Le processus progressif d'altération et d'érosion trouve son origine dans la variation des conditions climatologiques et hydrogéologiques, responsables de la réduction de la résistance mécanique des matériaux à long terme. L'altération peut se produire par la formation des argiles dans un massif rocheux, ayant un impact négatif sur la stabilité des versants, ou par broyage au sein des discontinuités. L'activité tectonique induit d'importantes contraintes dans les massifs rocheux qui provoquent la fragilisation des formations par l'apparition de fractures et de dislocations.

##### b) Les facteurs anthropiques

Sous ces différentes formes et à des échelles temporelles relativement courtes, l'exploitation humaine du terrain peut avoir une influence directe ou indirecte sur la variation de l'état d'équilibre d'une pente. L'exploitation humaine du terrain modifie d'une part, la morphologie et la géométrie du versant, par la purge des matériaux et la mise en place de remblais, et d'autre part, les conditions aux limites de chargement et les conditions hydrauliques, par la construction des soutènements des talus routiers et de différents types d'ouvrages. Notant que ceux-ci génèrent des surcharges, en plus des modifications des circulations d'eau et de la distribution des pressions interstitielles. Un autre facteur anthropique à ne pas négliger, est l'abondant d'exploitations agricoles et la déforestation, ce paramètre agit négativement sur le maintien des sols et sur le régime hydrique.

Lorsque la situation est à l'état d'équilibre précaire, la moindre intervention de l'homme pourra générer des désordres importants (Lebourg, 2000) et l'action anthropique passe alors à un facteur déclenchant.

#### 1.4.2.3. Les facteurs déclenchants

Ces facteurs agissent d'une façon directe sur l'état d'équilibre des versants qui sont déjà prédisposés et préparés à subir une instabilité. Ils correspondent aux événements ponctuels pouvant initier le mouvement en dégageant une rupture plus ou moins brutale.

Cette catégorie renferme principalement, l'action naturelle provoquée par les conditions météorologiques extrêmes, ou par les séismes, et dans certains cas l'action anthropique induite par les activités de l'homme.

### a) Facteurs climatiques

Les conditions climatiques d'un site dépendent essentiellement de sa situation géographique sur le globe terrestre. Les régions arctiques sont généralement influencées par les amplitudes des cycles de gel/dégel, tandis que les régions tempérées sont davantage sujettes à des variations annuelles des précipitations, pouvant induire des fluctuations importantes du niveau des nappes phréatiques et de la teneur en eau des versants (Dapples, 2002).

De très nombreux auteurs entre autres, Cartier et Delmas (1984) (in Lissack, 2012) Iverson (2000), Delmonaco et Margoltini (2004), Corominas et al (2005), Matsuura et al (2008), ont mis en évidence un lien indissociable entre la météorologie et l'activité des mouvements de versants. Ces travaux s'accordent sur le fait que la fréquence et l'ampleur du mouvement sont directement contrôlées par les apports pluviométriques et les fentes de neiges. Il faudra donc souligner, que la plupart des ruptures se produisent lors des événements météorologiques exceptionnels, responsables de la modification des conditions hydrogéologiques, et l'augmentation de la recharge hivernale des nappes phréatiques. Celles-ci se traduisent par l'infiltration des eaux au sein du système, en agissant de différentes façons sur le déclenchement des instabilités. Ce point sera traité un peu plus en détail dans la suite de ce chapitre.

### b) Facteurs sismiques

Les vibrations produites par les tremblements de terre peuvent être à l'origine de déstabilisations majeures de versants constitués de massifs rocheux fracturés et/ou de sol non cohésifs. L'émission des ondes sismiques provoque une sollicitation dynamique supplémentaire, représentée par une accélération qui agit sur le bilan des forces par l'augmentation de l'action mobilisatrice. Un autre phénomène peut être observé dans ce cas, c'est la liquéfaction instantanée des limons et des sables fins saturés, susceptibles de provoquer le mouvement des formations sus-jacentes (Sauret, 1987).

La littérature indique la magnitude critique d'activation à partir de laquelle un mouvement de terrain peut avoir lieu. Elle est de l'ordre de  $M=4$  (Guzzetti et al, 1999). D'autres paramètres sont toutefois, pris en compte dans l'évaluation de l'effet du séisme sur les instabilités, ce sont la distance par rapport à la source de l'événement et sa profondeur. L'établissement d'une relation entre les séismes et la génération d'un mouvement de terrain nécessite donc des bases de données bien enrichies. Or celles-ci sont souvent réduites, c'est pourquoi les études portant sur ces relations ne sont que peu développées et moins bien documentées par rapport aux relations concernant la pluviométrie et les mouvements de terrain. Dans cette optique, on peut citer la relation entre la magnitude et la surface affectée par les mouvements de terrain (figure 1.15), établie par Keefer (1984) (in Bièvre, 2010).

Les séismes peuvent ainsi être la source du déclenchement de certains glissements de terrain, de coulées et de chutes de blocs. Autrement, ce facteur peut agir sur la stabilité comme facteur préparatoire, par augmentation de la fissuration des massifs rocheux et la diminution de la résistance.

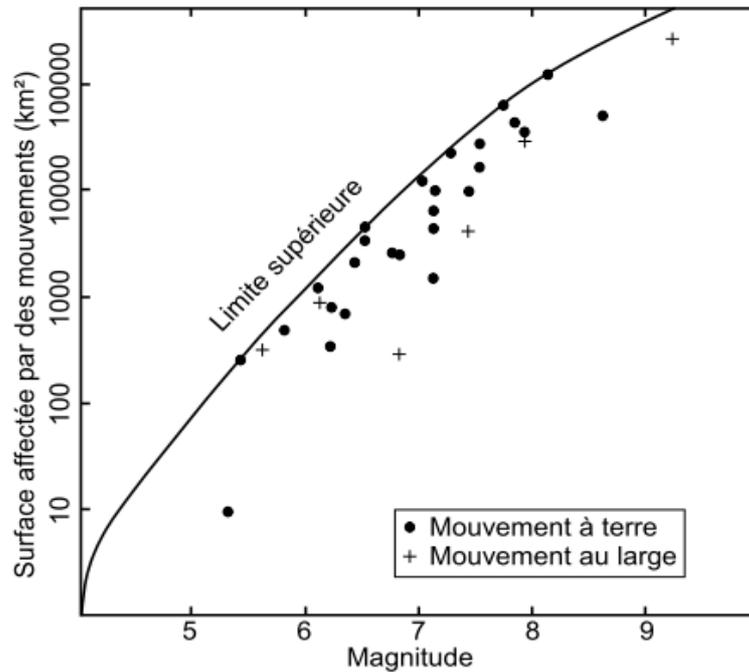


Figure 1.15. Relation entre la surface affectée par des mouvements de terrain et la magnitude d'un séisme (Keffer, 1984, in Bièvre 2010).

### ***1.4.3. L'eau le facteur majeur dans la génération des mouvements de versants***

Comme il a été considéré précédemment, l'eau reste un élément moteur dans le déclenchement des mouvements de versants. Par sa présence et sa pression, elle se manifeste sous diverses formes et différents stades. C'est principalement, les précipitations qui sont à l'origine des variations des conditions hydrogéologiques, bien qu'une partie de l'eau provienne directement, des réseaux souterrains. Nous tentons ici, de donner une esquisse globale sur les processus d'action de l'eau sur les instabilités de versants.

#### ***1.4.3.1. Alimentation en eau des nappes souterraines.***

Une grande partie des apports d'eau provenant des précipitations et la fonte de neiges, font varier la hauteur piézométrique qui sépare les zones saturées des zones non saturées. L'un des objectifs de plusieurs recherches du domaine, est d'estimer le seuil critique du niveau d'eau précédant le mouvement, en rapport avec les valeurs d'excédents pluviométriques correspondant. Toutefois, la liaison entre les deux caractères dépend des quantités d'eau qui ruissellent naturellement en surface, des parties retirées par évapotranspiration et essentiellement des capacités d'infiltration du milieu.

#### ***1.4.3.2. Action des écoulements fluides.***

Les écoulements souterrains sont assurés par l'existence de la matrice poreuse dans les sols ou les massifs rocheux. Ils peuvent modifier non seulement, la structure interne des matériaux,

par leur action érosive, mais aussi les conditions aux limites hydrauliques, sans changement d'apport hydrique. Ceci s'explique d'une part, par l'augmentation de la perméabilité dans certaines parties du terrain, due à la diffusion du réseau poreux, d'autre part, par la diminution de cette perméabilité dans d'autres zones due au transport et au dépôt des particules fines en colmatant les pores.

Les écoulements superficiels induisent de l'érosion externe des matériaux qui participe aux changements dans la géométrie des versants, par création des ravins (Lebourg, 1997a).

#### 1.4.3.3. Effet des pressions interstitielles

Les pressions interstitielles sont gérées par l'existence des écoulements souterrains permanents ou transitoires, et la situation du toit de la nappe. La présence de ces pressions entraîne, en plus de l'augmentation du poids volumique des matériaux et de la force motrice, la réduction des contraintes effectives, de la cohésion et des forces de frottement intergranulaires. Ce qui induit forcément, à une création de l'effet couche savon, et favorise ainsi le déséquilibre des matériaux.

#### 1.4.3.4. Action rhéologique de l'eau

Ce sont principalement l'angle de frottement et la cohésion qui régissent les lois de comportement dans l'étude de la stabilité des pentes. La présence d'eau en grande quantité peut provoquer la chute de ces paramètres, notamment, dans les milieux caractérisés par un pourcentage de particules fines élevé. Dans certains cas, la limite de liquidité peut être dépassée, ce qui entraîne même le passage à un comportement visqueux et donne lieu à des coulées de débris et des coulées boueuses (Malet et al 2002).

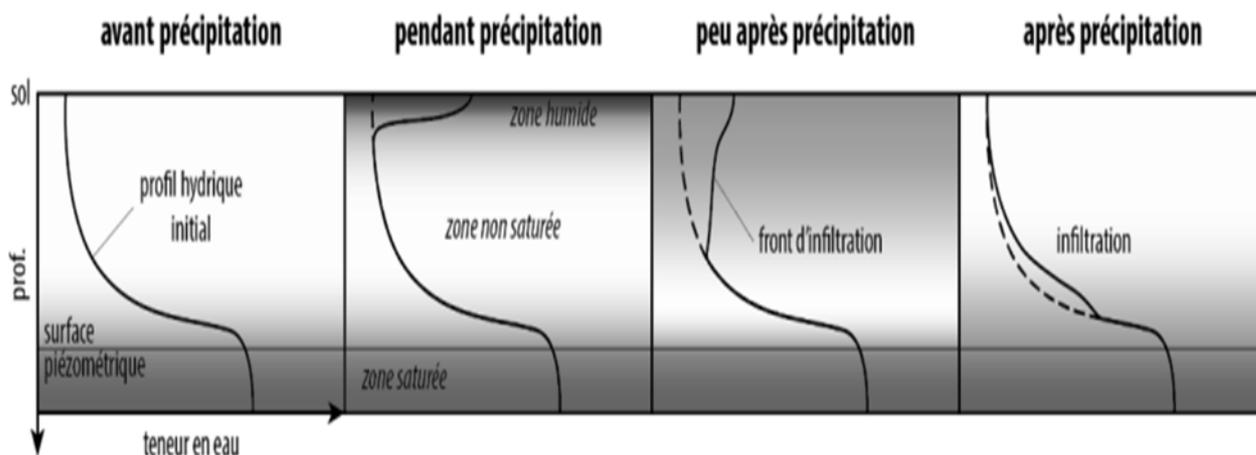


Figure 1.16. Variations hydriques avant et après précipitation (Lebourg 2002, Palis 2017).

### **1.5. Aperçu sur les outils de caractérisation des mouvements de versants**

Les mouvements de versants apparaissent à de nombreuses échelles, allant des plus petits n'affectant que des surfaces minimales, à ceux pouvant déplacer des volumes colossaux, sur des distances importantes. Leur reconnaissance justifie des études approfondies, visant à

comprendre, surveiller et prévenir ces phénomènes. Les techniques d'exploration sont nombreuses et variées, on observe au fil du temps un développement et une amélioration rapide des outils de caractérisation, chacun d'eux présente ces spécificités en termes de résolution, de coût et d'utilisation. Il s'impose donc de choisir les mieux adaptés aux cas étudiés. Ces méthodes doivent en effet, enrichir les connaissances et les bases de données relatives aux mécanismes conduisant aux instabilités.

Par ailleurs caractériser un mouvement de versant nécessite la connaissance de plusieurs paramètres entre autres ; la géométrie, la géologie, la morphologie, l'hydrogéologie et la cinématique du mouvement. Ce qui fait appel à l'intervention de plusieurs disciplines (la géologie, la géotechnique, la géodésie, la géomécanique, l'hydrologie et la géophysique), permettant de fournir des jeux de données sur site, acquises par des moyens concernant le visible et l'accessible.

### ***1.5.1. Observation et identification qualitatives.***

L'étude des instabilités passe d'abord par une démarche d'identification préalable, menée à partir d'une approche réaliste, qui s'appuie sur l'analyse qualitative du terrain. Elle est basée sur l'observation des indices morphologiques repérables sur site (escarpements, crevasses, bourrelets, fractures, arbres ou objets inclinés...) ou sur des photographies aériennes (panchromatique noir et blanc, infrarouge couleur...) et sur l'examen des cartes topographiques et géologiques, et des études de terrain. La presse, les archives administratives et la production scientifique constituent autant de sources documentaires permettant de récolter un ensemble d'informations efficaces sur l'historique et le présent d'un mouvement de terrain. Lorsque les mouvements affectent des terrains aménagés, il est possible de précéder à la recherche des signes d'instabilité à l'échelle des bâtiments et des infrastructures (Palis, 2017) (fissures, dislocation, faux aplomb dans les immeubles...).

Cependant, l'appréciation qualitative conduit inévitablement à des incertitudes sur certains paramètres spécifiques plus fins et moins visibles à l'œil nu (épaisseur de la masse instable, pressions interstitielles, texture et structure...). A cet effet, il s'impose d'appréhender le caractère quantitatif qui nécessite l'utilisation d'outils plus adaptés.

#### ***1.5.1.1. La reconnaissance en surface du sol***

Les mesures de déplacements en surface du sol sont les plus aisément accessibles. L'expérience montre cependant, que la précision obtenue dépend des performances de l'appareil, rappelant que les moyens sont nombreux, allant de mesures directes traditionnelles aux nouvelles technologies d'instrumentation à distance.

##### ***a) Méthodes de surveillance géodésiques***

Ces méthodes visent à caractériser les mouvements de versants sur leur aspect spatial et temporel, elles offrent l'opportunité de définir d'une façon très détaillée et précise, la morphologie d'un mouvement, et permettent l'analyse des déformations superficielles qui peuvent faire l'objet de surveillance par périodicité des mesures. Plusieurs procédés

géodésiques sont employés dans l'auscultation des versants en mouvements, dans l'objectif de localiser précisément les zones instables et de produire des informations efficaces sur la cinématique des mouvements. Ces procédés peuvent être pratiqués au sol ou aéroportés. La mise en place de repères géodésiques permanents permet le suivi périodique des déplacements d'un réseau de points en surface. Ceci est effectué par des mesures topométriques au moyen d'appareils optiques (niveau, théodolite, tachéomètre) ou par l'utilisation de systèmes de positionnement par satellites (GPS), avec la présence d'un nombre suffisant de satellites reçus. Les GPS offrent la possibilité d'instrumentation en sites complexes, et à des fréquences de mesures élevées, de l'ordre de seconde, contrairement aux appareils optiques dont la fréquence se réduit à des dates éloignées, et l'emploi se limite à des sites dégagés de tout obstacle.

L'analyse par photographie aérienne ou satellitaire constitue une méthode à part entière, pour l'étude du champ de déformation surfacique d'un versant (Girault et Terrier 1994), ces données se traduisent par la génération des Modèles Numériques de Terrain (MNT) qui décrivent le relief à des dates différentes, ce qui permet d'identifier les zones actives. La photogrammétrie terrestre reste un outil intéressant qui autorise une approche quantitative de l'évolution des désordres et des déformations de certains points représentatifs des mouvements observés.

L'une des techniques de reconstruction du relief est la radargrammétrie qui permet de déterminer les caractéristiques du terrain par exploitation des images radar (Fayard, 2010). L'interférométrie offre en effet, la possibilité de localiser les zones instables avec la mesure exacte des déplacements, et d'en faire un historique des mouvements en utilisant des séries temporelles de cette technologie.

#### 1.5.1.2. Reconnaissance en profondeur

Les reconnaissances en profondeur englobent toutes les méthodes d'instrumentations géotechniques et géophysiques, dont les finalités sont l'évaluation de grandeurs physiques, mécaniques et hydrauliques du site ainsi que l'examen périodique de celui-ci. Ces investigations se traduisent par l'obtention de valeurs de référence qui qualifient l'état initial du site (profondeur de rupture, position de la nappe...) et de données permettant d'apprécier l'évolution du mouvement (suivi inclinométrique et piézométrique).

##### a) Méthodes géotechniques et hydrologiques

Cette catégorie regroupe toutes les techniques de sondages qui servent à donner une approche invasive du site. Ces sondages permettent en premier lieu d'obtenir des coupes géologiques réalisées sur la base de construction de successions lithologiques des terrains traversés. En plus de mesure in-situ (pénétrromètre, scissomètre) de certains paramètres mécaniques (cohésion non drainée et résistance au cisaillement), ces sondages servent à prélever des échantillons pour réaliser des essais de laboratoire. Ces essais fournissent des grandeurs géotechniques essentielles à la modélisation et aux calculs de la stabilité. L'observation des carottes de sondages permet de détecter une instabilité d'une façon empirique, la présence d'argiles litées horizontalement forme une trace de mouvement (Beniassa, 2003). La mesure

de la teneur en eau peut donner une information sur la position de la surface de rupture, son augmentation indique en effet, un ramollissement des matériaux et une perte de résistance au cisaillement (Benaïssa, 2003).

La mise en place d'instrument de surveillance dans ces sondages, tel que l'inclinomètre peut identifier les zones de terrains instables en profondeur, et suivre l'évolution du mouvement. Il s'agit d'un tube déformable équipé de sonde inclinométrique, sa déformabilité indique la position de la surface du cisaillement. Grâce à un suivi régulier de la déformation, il est possible même, d'apprécier l'évolution de la vitesse du mouvement à différentes profondeurs. Cette méthode est très efficace pour des mouvements lents dont l'activité ne provoque pas la destruction du dispositif. Toutefois, l'expérience perçoit que les mouvements ne sont détectables que lorsque leur amplitude est suffisamment grande pour donner l'allure de la déformée. De plus, les données recueillies restent localisées et ne disposent pas d'une bonne résolution spatiale ce qui nécessite un nombre de points de mesures suffisant et qui doit être adapté à la taille du site étudié.

Les forages in situ peuvent être accompagnés de piézomètres qui enregistrent les variations saisonnières du niveau d'eau, sachant que celles-ci jouent un rôle prépondérant dans l'évolution des mouvements de versants. L'installation de cellules piézométriques permet non seulement de suivre la variation du niveau hydrostatique du site étudié, mais aussi d'avoir une idée sur la perméabilité du milieu, qui dépend du temps de la réponse du niveau piézométrique à la pluie.

Les puits sont des fenêtres sur le plafond de la nappe d'eau, leur creusement constitue un autre moyen de détection et de suivi du toit aquifère.

#### b) Méthodes géophysiques

En dépit des méthodes géotechniques qui offrent des données précises mais qui restent destructives, coûteuses et surtout, ponctuelles devant l'ampleur de certains phénomènes, les méthodes géophysiques viennent coopérer ces techniques par des informations non invasives et parfois spatiales. Ces méthodes font appel à l'utilisation de techniques variées et de divers outils, pour augmenter la fiabilité des interprétations, par la mesure de plusieurs paramètres physiques (vitesses de propagation d'ondes élastiques, densité, résistivité...), avec une facilité de mise en œuvre et des coûts moins élevés.

Des résultats de deux méthodes géophysiques ont été exploités dans le cadre de ce travail, c'est la tomographie électrique et le géoradar. La méthode d'imagerie géophysique par tomographie électrique est basée sur la mesure de la résistivité et de sa répartition en sous-sol. La distribution du courant électrique est contrôlée spécifiquement, par le degré d'altération de la roche, la teneur en éléments fins et les caractéristiques hydrauliques du milieu. La présence d'eau ou d'un réseau de fracturation intense favorise le caractère conducteur en diminuant la résistivité. Les zones de terrains fermes sont en revanche, témoignées par des résistivités élevées. L'image électrique permet ainsi de différencier les zones intactes des franges broyées et/ou saturées d'eau. Les profils obtenus par ce procédé n'expliquent pas les données d'une façon entièrement satisfaisante, ce qui rend leur interprétation complexe et incertaine.

Toutefois, cette technique peut servir à imager la structure interne des terrains et à identifier le corps de glissement et sa géométrie, en confrontation avec les résultats d'essais géotechniques. Récemment, l'approche par suivi temporel s'applique pour détecter les mouvements internes d'éléments conducteurs tels que les matériaux fortement broyés et les chemins préférentiels d'infiltration d'eau (Jongmans et al., 2009, Renalier, 2010).

Quant à la technique par géoradar, elle est fondée sur l'analyse des phénomènes de propagation (réfraction, réflexion et diffraction) des ondes électromagnétiques dans le sous-sol, dans le but de localiser les réseaux d'eaux enterrés et de déceler toute anomalie correspondant à un mouvement vertical des terrains ou d'autres types de désordres. Cette technique peut observer des perturbations de ses performances en présence de milieux humide et/ou argileux, et retrouve en revanche, son efficacité dans les milieux rocheux.

## **I.6. Exploitation des résultats d'investigation**

L'auscultation et le suivi des versants instables qu'ils soient en surface ou en profondeur, permettent de comprendre le phénomène et de préciser son ampleur. La connaissance des grandeurs au terrain forme ainsi une base de données nécessaire à la modélisation des mouvements, à l'évaluation et à la cartographie des aléas. La mise en place d'instruments de surveillance joue un rôle fondamental dans le suivi de l'évolution du phénomène et la détection du seuil critique.

### **I.6.1. Génération de MNT**

Certaines données provenant des reconnaissances en surface des terrains, telles que l'imagerie aérienne ou satellitaire, les mesures interférométriques par télédétection...permettent de générer un modèle numérique de terrain qui est un document ayant accès à la troisième dimension, il est basé sur la digitalisation des photographies aériennes, et des courbes de niveau. Cet outil est fondamental à l'extraction des paramètres du terrain et des tracés des profils topographiques. Il permet en outre d'évaluer la géométrie d'un mouvement de versant, par l'analyse et la localisation des figures géométriques, et de décrire la distribution du réseau hydrographique pouvant impliquer dans l'intensité du phénomène.

### **I.6.2. Cartographie et zonage de l'aléa.**

La carte de zonage est un assemblage de relevé des contours de l'espace à étudier, et de relevé de paramètres de terrain à représenter sur cet espace. Elle constitue un document informatif ou réglementaire, auquel se réfèrent le public ou les collectivités locales, pour des besoins d'exploitation des terrains. L'élaboration de ce document est fondée préalablement sur l'inventaire et la collecte d'informations couvrant une période la plus large possible (Maquaire, 2002).

L'objectif de la cartographie est la détection concise et efficace des mouvements de terrain avec la localisation des zones instables et des zones potentiellement instables. Cette représentation met en évidence les différentes parties d'un mouvement accompagnée d'une

identification d'un point de vue typologique. Le principe du zonage de l'aléa consiste à combiner des facteurs de l'instabilité, auxquels sont attribués des poids évalués selon leurs contributions à la rupture (Flageollet 1989, Maquaire 2002). Il en ressort plusieurs niveaux d'aléa (fort, moyen, ...) liés aux différents critères d'identification.

### ***1.6.3. Surveillance prévision et prévention.***

Lorsqu'un mouvement de terrain présente de forts enjeux et que les méthodes de stabilisation ou de protection active (soutènement, système de drainage...) sont techniquement et/ou économiquement irréalisables, les dispositifs de surveillance constituent le seul moyen préventif. Le suivi de déformations permet de détecter le moment de l'accélération du phénomène et de l'imminence de la menace. Ceci implique la limitation des dégâts par une évacuation précoce des habitations menacées, et la fermeture des voies vulnérables. Cependant, la prise de telles mesures rend obligatoire le suivi en permanence d'un certain nombre d'indices ou de causes ayant une relation directe avec le changement significatif. Dans le cas de glissements superficiels ou de coulées, des seuils de déclenchement fondés sur l'intensité et durée des précipitations sont envisageables. S'il s'agit de glissement profond et que la réponse des terrains à la pluviométrie est inconnue, la prévision du temps qui précède la rupture s'avère délicate, voire impossible.

Il en est de même pour les chutes de blocs et les écoulements de falaises dont le comportement est assez fragile.

Même si les techniques de surveillance peuvent rencontrer du succès, notamment, dans le cas des phénomènes ayant un régime stationnaire, il reste difficile de prédire la date de rupture, sans qu'elle ne soit estimée par l'utilisation de lois mathématiques.

### ***1.6.4. Modélisation***

Les mesures in situ et les essais de laboratoire ne suffisent ni à prédire un mouvement de versant, ni à s'assurer de sa stabilité mais ils demeurent indispensables à la modélisation. De nombreux programmes ont vu le jour dans le but de développer une méthodologie d'évaluation de la stabilité des versants et de simulation numérique de leur comportement. Le problème consiste à définir précisément la géométrie d'un mouvement et l'épaisseur des couches impliquées, en se basant sur des grandeurs physiques et mécanique des matériaux. Un certain nombre de modèles sont engagés pour traiter même des mouvements complexes. Les simulations numériques de mouvements rapides sont aujourd'hui possibles grâce à l'avancement des méthodes et grâce à des performances croissantes des ordinateurs (Mangeney, 2005), quoique à l'heure actuelle la prévision du moment où la déstabilisation aura lieu demeure délicate. Néanmoins, les études du fonctionnement d'un site instable en fonction des conditions mécaniques et environnementales permettent de voir l'importance des différentes variables dans le mouvement et la définition de leur poids. C'est ainsi que les relations entre précipitation, niveau piézométrique et déplacements sont intégrés dans des modèles géométriques à l'échelle d'un versant pour l'étude de stabilité et des calculs en petites et grandes déformations.

D'autres facteurs tels que le chargement et l'écoulement d'eau au sein des matériaux sont pris en compte pour marquer leur importance dans les phénomènes d'instabilité.

### **I.7. Conclusion**

Les termes qui désignent les mouvements de terrain regroupent des phénomènes extrêmement divers, ce qui implique l'utilisation de nombreuses classifications. Une quantité impressionnante de travaux ont été menés proposant une nomenclature caractérisant chaque type de mouvement, la terminologie et les critères de classification varient d'un auteur à un autre, selon le mode de déclenchement, le contexte géomorphologique et les matériaux impliqués. Le comportement de la masse déstabilisée marque un éventail d'échelles de temps et d'espace très variables. La nature des terrains, l'ampleur, la vitesse, l'activité, la morphologie et la dynamique du mouvement ne font que quelques critères de reconnaissance du phénomène.

Ce chapitre a permis de présenter les principaux types de mouvements, en liaison avec les différentes classifications, ainsi que les principaux facteurs induisant à ces mouvements et leur intervention à des échelles de temps variables. L'importance du rôle de l'eau dans le déclenchement des instabilités a été soulignée, avec une présentation succincte des différents processus d'action de l'eau sur le phénomène.

A travers les descriptions synthétiques des méthodes d'observation et de suivi des mouvements de versants en surface et en profondeur, une analyse critique a été établie pour chaque procédé en faisant ressortir à ses avantages et ses limites. Cependant, la confrontation de toutes ces techniques peut aboutir à une bonne exploitation des résultats pour une meilleure compréhension, gestion et prévention des risques liés aux mouvements de versants.

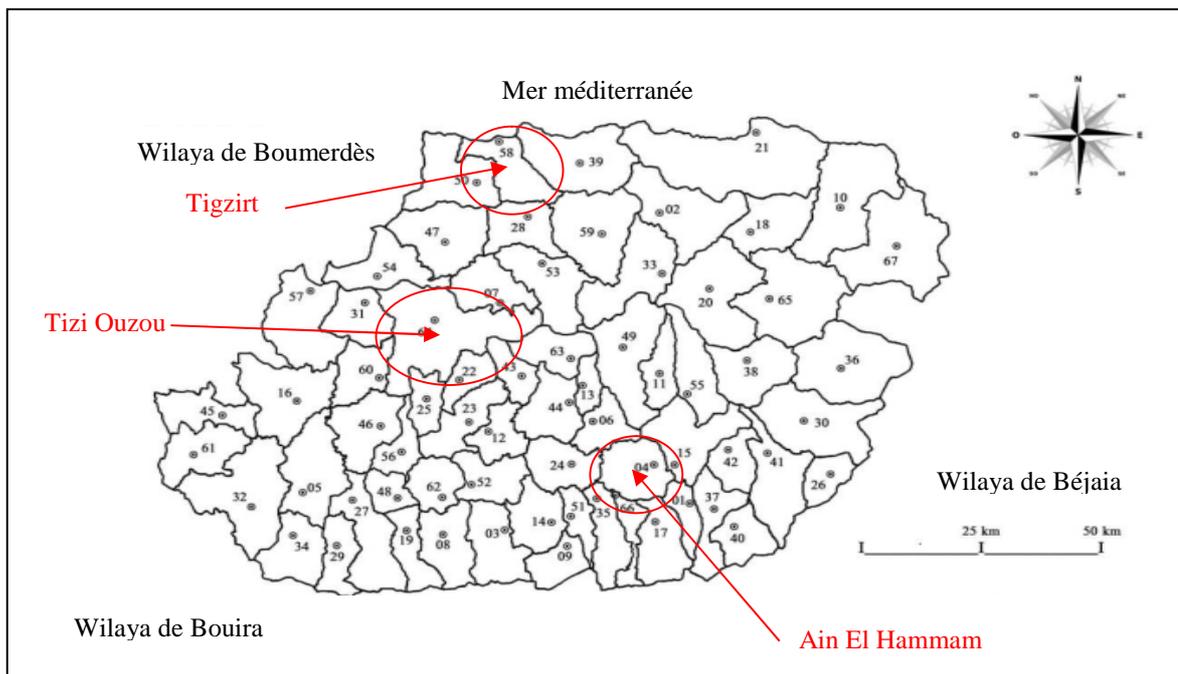
## II.1. Introduction

Les sites étudiés dans le cadre de ce travail sont situés dans les massifs de la grande Kabylie, particulièrement dans la wilaya de Tizi Ouzou. Deux localités éloignées et différentes l'une de l'autre comme l'est la haute montagne du littoral, de par leur situation géographique, leur relief et la grande variabilité de leurs températures et de leurs précipitations. Toutefois elles connaissent des mouvements de terrain du même type. Il s'agit des glissements qui constituent un sérieux handicap à leurs développements.

L'augmentation des dégâts et des coûts liés à ces phénomènes d'instabilités est devenue une source de préoccupation qui touche l'ensemble du territoire à l'échelle régionale. En effet, l'utilisation du sol ne cesse de s'intensifier sur les différentes agglomérations, et le nombre d'infrastructures exposées aux risques d'instabilités s'accroît.

Dans le présent chapitre nous tentons de présenter d'abord la position géographique des secteurs d'étude et leur place dans les principales composantes du milieu physique définissant la région. Une brève situation de quelques glissements survenus à cette échelle est ensuite décrite afin de porter un regard sur l'évolution spatiale des variables qui décrivent ces phénomènes.

## II.2. Situation géographique



*Figure 2.1. Situation géographique des secteurs étudiés dans la wilaya de Tizi-Ouzou.*

Les régions d'Ain El Hammam et de Tizirt sont deux localités appartenant à la wilaya de Tizi-Ouzou, située chacune à environ 50 km du chef-lieu. La première au sud-est et la deuxième au nord (figure 2.1). Ain El Hammam s'étend en majeure partie sur un territoire montagneux qui se trouve sur le versant nord de Djurdjura, à 1 080 mètres d'altitude. Les

villages de la commune d'Aïn El Hammam se trouvent à flanc de montagne, jusqu'à 1 800 mètres d'altitude. L'agglomération chef-lieu est bâtie sur la crête d'un versant très escarpé.

Tizirt qui exprime l'îlot en Kabylie, constitue la première porte régionale de la wilaya de Tizi-Ouzou sur la mer méditerranée. La ville est fondée sur le pied d'un versant qui s'étale sur la frange littorale dont la façade épouse un tracé plus ou moins curviligne et aligne des falaises et des entailles plus ou moins abruptes. La région appartient à une chaîne côtière caractérisée par des reliefs montagneux accidentés.

### II.3. La topographie

Les secteurs d'étude constituent deux composantes de l'Atlas tellien, qui tire son unité physique d'un relief montagneux marqué par la prédominance des montagnes. La topographie régionale est cependant, connue par des variations très apparentes de pentes et d'élévations, voir des ruptures d'altitudes, où l'on passe de la vallée Sebaou à la montagne de Djurdjura. Formant un segment de ce système montagneux fortement accidenté et très contrasté, le secteur régional se déploie sur une superficie de 3538 km<sup>2</sup>, dont les régions d'Ain El Hammam et de Tizirt occupent respectivement 38,55 km<sup>2</sup> et 41,68 km<sup>2</sup>.

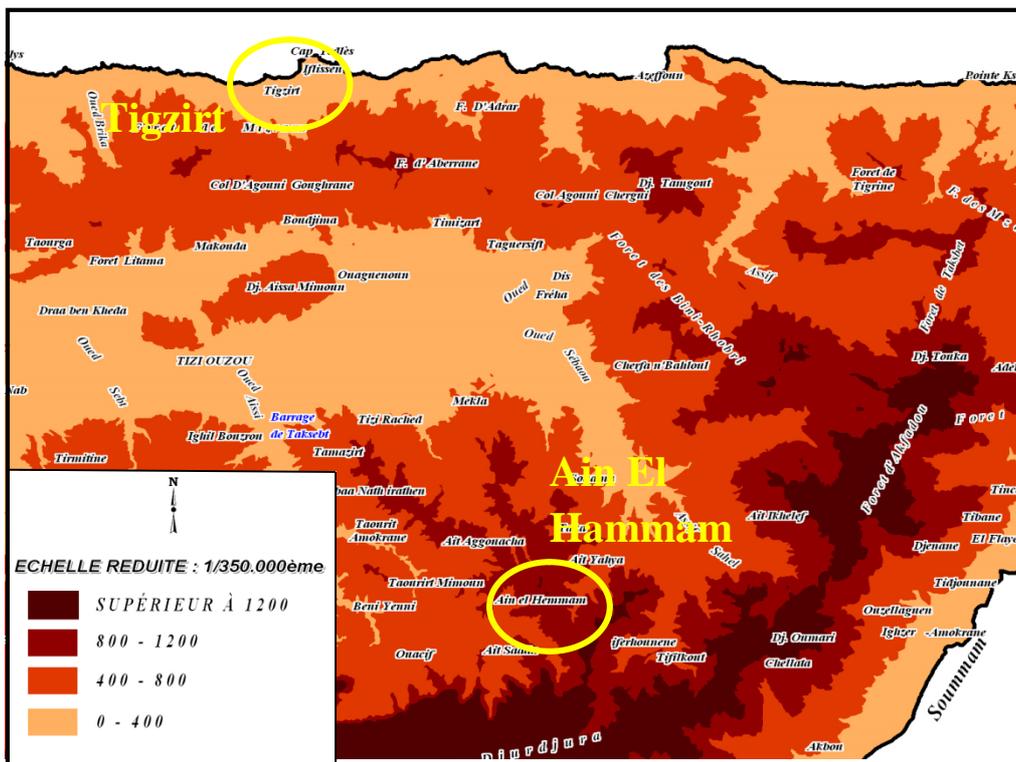


Figure 2.2. Reliefs représentés par les différentes classes d'altitudes (extraites de la carte des reliefs des massifs des monts du Djurdjura CENEAP, 2010).

La variation de la topographie constitue le support de différentes subdivisions. On circonscrit une succession de bas et de hauts piémonts, le massif côtier au nord, le massif central et une grande partie de la chaîne de Djurdjura au sud, formée elle-même d'un héritage de monts,

dont la ligne de crête constitue la limite entre les deux bassins versants des oueds côtiers algérois (Est) au nord et de l'oued Soummam au sud. L'espace comprend une variété de relief mais prédominé par une zone montagneuse, en effet, cette zone est bien représentée sur presque la totalité du massif, occupant environ 94 % de la superficie de la wilaya. Le relief de cette zone est profondément tranché par de nombreux cours d'eau, il se distingue par l'importance des volumes montagneux puisque plus de 20% de la surface est située à plus de 800 m d'altitude (figure 2.2). La zone est compartimentée par deux chaînes de montagnes qui se rétrécissent d'ouest en est et tendent à se joindre sur la partie Est du secteur, ces deux compartiments sont séparés du massif central.

La partie la plus septentrionale correspond à la chaîne côtière caractérisée par son prolongement oriental qui contient en gros le territoire situé de la rive droite de Sebaou jusqu'à la mer, elle est indiquée par un arc montagneux parallèle au littoral dont les altitudes sont en moyenne inférieure à 800 m à cela près, le mont Tamgout culminant à 1278m. Cette zone est traversée par des dépressions synclinales pouvant s'abaisser jusqu'à moins de 200 m. Au pied du versant nord on trouve le massif côtier de Tizirt dont la topographie est relativement assez peu accidentée où les altitudes ne dépassent pas les 300 m avec des pentes maximales de moins de 25 %. Sur une partie du versant sud on repère une zone collinaire présentant un relief accidenté prédominé par des pentes inférieures à 25 % et des altitudes qui varient entre 400 et 800 m.

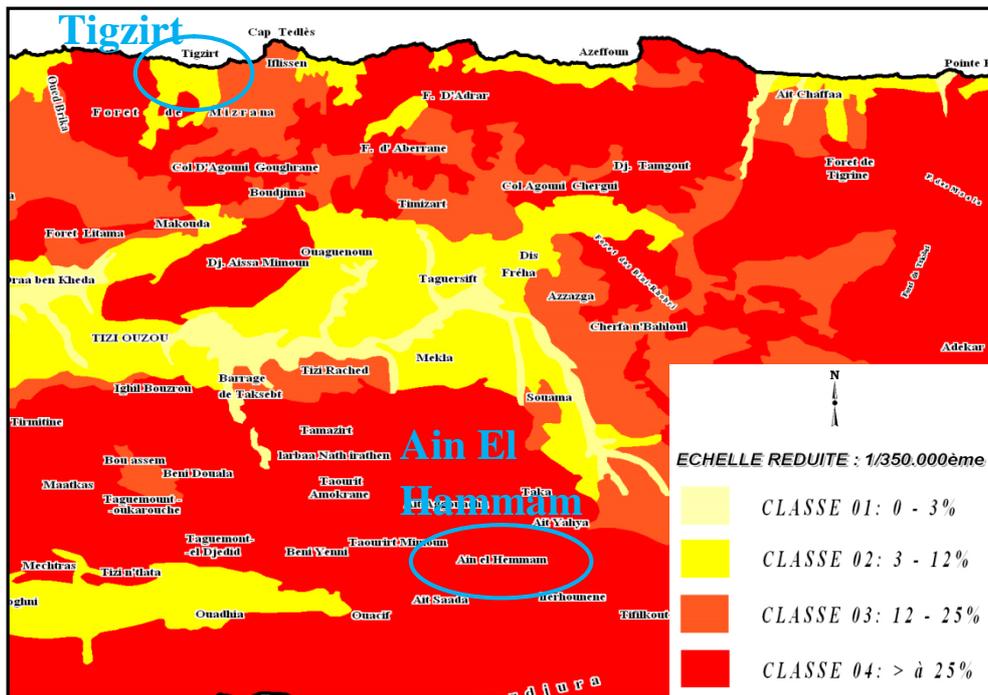


Figure 2.3. Différentes classes de pentes. source (extraites de la carte des pentes des massifs des monts du Djurdjura CENEAP, 2010).

La large zone qui sépare les deux chaînes montagneuses est désignée sous le nom du massif montagneux qui est d'une ère primaire. C'est une alternance de sommets aigus et de formes large arrondies sous l'effet de l'érosion, ces formes ressemblent parfois à des plaines légèrement ondulées. Sur ce massif les altitudes varient sur une marge importante mais

oscillent en générale entre 600 et 1000 m, quelques points dépassent pourtant 1200 m à l'exemple de Ain El Hammam. Le relief est dominé par des pentes élevées dépassant souvent 25% (figure 2.3), l'ensemble est profondément tranché par de nombreuses vallées, c'est une réunion de contreforts séparés par d'étroites vallées, très encaissées et très profondes, les habitations couronnent pourtant, les points culminants (Ficheur 1890). Ce massif est traversé sur toute sa longueur par une large vallée à relief peu accidenté où les pentes n'excédant pas 12 % et les altitudes ne dépassent pas 300 m.

La partie Sud et Sud-Est de la région est occupée par les premiers contreforts des monts du Djurdjura qui couvre en partie ou en totalité quelques contrées entre autres, Ain El Hammam. La chaîne du Djurdjura traverse la partie méridionale de la wilaya de Tizi-ouzou sur un secteur restreint regagnant une multitude de commune où l'altitude est souvent supérieure à 1200 m, celle-ci atteint 2305 m à Ras Timedouine. Cette chaîne est caractérisée par un relief très accidenté avec ses crêtes dentelées et ses murailles gigantesques aux flans abrupts dont les pentes dépassent 40 %.

Les zones de dépression, bas piémonts et plaines se résument en une infime partie représentée par moins de 17% de la superficie totale, ce sont les plaines côtières et, les plaines traversées par les oueds et les zones contigües.

#### **II.4. Cadre géologique régional**

Cette partie est consacrée à la présentation des éléments géologiques qui déterminent le contexte régional du site d'Ain El Hammam et de Tizirt, le cadre structural et lithologique sera également décrit. Nous disposons pour la reconnaissance géologique les différents travaux effectués sur la géologie des massifs de la Kabylie (Thiébaud, 1951, Courme-Rault et Coutelle, 1979, Saadallah, 1992, Boudiaf, 1999, ...).

Le site d'Ain El Hammam et de Tizirt font partie de la wilaya de Tizi-Ouzou qui appartient à l'ensemble géologique du Tell, zone alpine de l'Afrique du nord ou de la chaîne des Maghrebides ayant un caractère lithologique et structural complexe et difficile à appréhender. Cela est dû à l'existence d'un chevauchement majeure des unités internes sur les unités externes dans la partie sud du massif (Boudiaf et al., 1999). Il s'agit d'une poussée vers le sud lors d'une compression alpine (Domzig, 2006) appelé aussi par d'autres auteurs (Saadallah, 1992) accident sud kabyle.

L'ensemble des terrains qui constitue la région de la Kabylie adhère à l'unité interne qui selon Bouillin et al (1986, in Domzig, 2006) dérive d'une évolution géodynamique de la marge européenne. Ce domaine interne nommé aussi "Tell septentrional" (Saadallah, 1992) est une bande subcotière, structurée essentiellement par une série d'événements alpins du crétacé supérieur au miocène inférieur, et une distension méditerranéenne du Miocène inférieur au pliocène. Sur ce domaine les formations géologiques les plus anciennes et les plus dominantes sont liées au socle cristalloyllien composé de massifs métamorphiques appelés schistes cristallins (figure 2.4).

Ces terrains du paléozoïque inférieur largement développés sur la partie centrale du massif kabyle, occupent principalement les zones de montagne dont l'altitude est comprise entre 400 et 1200 m. Ils regroupent trois compartiments principaux : les roches gneissiques, les roches schisteuses plus ou moins micacées et les calcaires cristallins (Ficheur 1890, Thiébaud 1951).

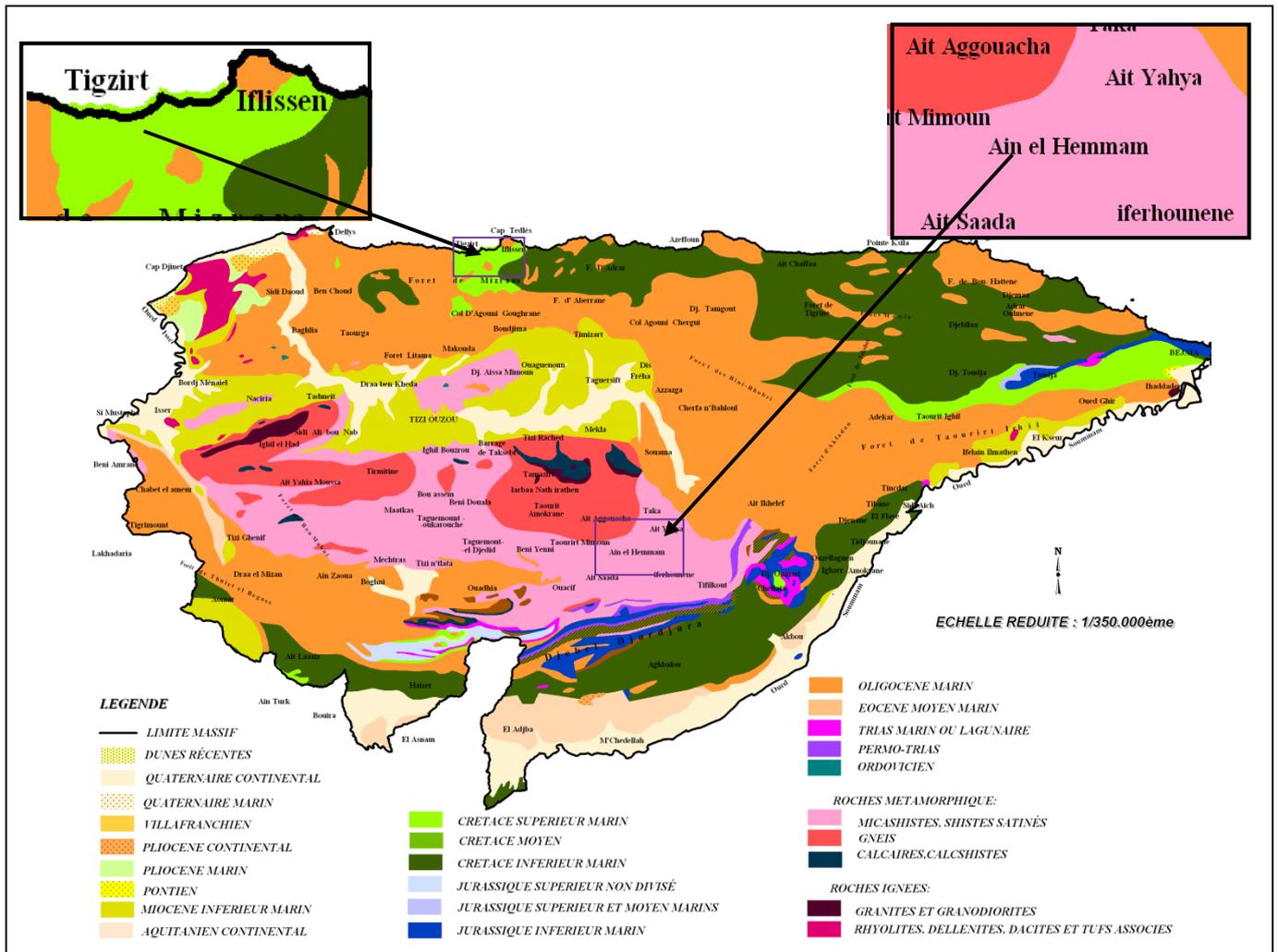


Figure 2.4. Géologie régionale d'Ain El Hammam et de Tizirt (CENEAP, 2010).

Les gneiss se présentent sous ses différents aspects en une masse compacte très résistante avec une cohésion élevée et une schistosité aussitôt reconnue. Ils pallient des surfaces plus ou moins étendues à l'ouest et dans la partie centrale de la région. On les retrouve ainsi localisés sur certaines zones, telles que le nord du territoire d'Ain El Hammam.

Ces massifs sont souvent recouverts d'une forte série schisteuse qui forme principalement la bordure sud de la wilaya. La formation débute par des lentilles allongées de micaschistes, dominée par le faciès de schistes satinés qui se débitent très facilement en plaquette et que l'on retrouve répandu dans la région d'Ain El Hammam. La partie inférieure des micaschistes est représentée par des schistes micacés riches en quartz et affleurant au djebel Aissa Mimoun-Belloua.

Les calcaires cristallins se montrent sous forme de taches rencontrées dans des secteurs bien limités à l'ouest et au sud de Ait Yahia moussa ainsi qu'au nord de Larbaa Nath Irathen.

Le socle cristallophyllien se trouve en discordance sédimentaire sur des niveaux d'âges variés, allant d'oligocène marin au miocène inférieur marin, formant l'Oligo-Miocène kabyle. Celui-ci est alimenté par des produits détritiques dont l'origine provient de l'érosion des séries cristallines et des schistes pour venir se déposer sur les formations paléozoïques elles même. Dans l'ensemble, les dépôts épais sont marneux, ce sont les formations de l'oligocène inférieur constituées exclusivement de marnes argilo-schisteuses essentiellement sombres et d'aspect mou. Sur ces étages, la série d'oligocène supérieur repose en alternance régulière, de marnes schisteuses, occupant les dépressions et les synclinaux, ainsi que d'un ensemble grés-conglomératique formant les reliefs. C'est un ensemble de blocs de grés et d'argile contenant par endroits des niveaux détritiques mal triés. Il s'agit de débris qui proviennent des flyschs ou probablement d'un début de surrection du socle kabyle. On observe même des blocs isolés qui montrent que ce type d'apport devait se faire très brutalement (Courme-Rault et Coutelle, 1979). Les marnes sont plissées et renferment localement des blocs de gneiss et des grains de quartz. L'ensemble de ces formations se trouvent au Nord, Nord-Est et au Sud-Ouest du socle kabyle.

Les marnes constituent la majeure partie des formations du crétacé, représentées par la bande littorale gagnant les massifs forestiers et les zones de piémonts de la région de Tizirt. Cette entité est principalement composée de matériaux mise en place entre le crétacé supérieur et l'éocène marin, assemblés aux flysch numidien essentiellement gréseux d'âge oligo-miocène qui correspondent aux nappes de charriage. Ils sont composés de matériaux détritiques et de conglomérats.

Il vient ensuite s'entasser des matériaux du miocène au niveau des zones de piémonts, suivi du quaternaire continental ou d'alluvions le long de la vallée Sebaou.

Les terrains du trias, le permotrias et le jurassique forment la dorsale kabyle ou la dorsale calcaire qui se trouve en partie au sud de la wilaya de Tizi-ouzou ce sont des formations à dominante calcaire qui correspondent aux plus forts reliefs (zone de très hautes montagnes).

#### ***II.4.1. Lithologie et résistance à l'érosion***

Dans la Kabylie, la disposition des reliefs montagneux, des plaines et de piémonts trouve son explication dans la disposition des axes de soulèvement et de ruptures des masses sédimentaires qui forment la lithologie de l'ensemble de la région. Sur ce plan le socle kabyle, auquel appartiennent les deux zones d'étude, forme de grandes étendues où l'on parcourt une multitude de faciès. Il s'agit de dépôts détritiques où sont incorporés essentiellement, des formations post-nappe représentées par des marnes du miocène, des terrains alluvionnaires, et des formations du Numidien.

Les horizons purement argileux se trouvent discontinus sur les synclinales traversés par les alluvions et les sables dont la nappe est alimentée par l'oued Sebaou au centre, et par la mer sur la bande littorale (figure 2.5).

Les formations Numidiennes se présentent par les grès essentiellement quartzeux et friables. Ils recouvrent les argiles sous-numidiennes qui sont d'épaisseur variables s'étendant dans les dépressions et donnant lieu à des glissements de terrains et de coulées de boue. Les grès résistent bien à l'érosion, mais superposés aux argiles, ils forment les reliefs en altitude qui se détachent et glissent sous forme d'éboulis en pente comme le cas de la ville de Tizirt.

Les marnes apparaissent d'une façon abondante au sud-ouest de la wilaya et sur les déclivités surplombant la vallée Sebaou, elles sont par endroits épaisses avec une résistance mécanique assez importante à l'état sec, mais elles deviennent tendres sous l'effet de l'action de l'eau, notamment en présence de lit argileux. Ce qui explique leur sensibilité à l'érosion et l'existence de nombreux glissements à ces niveaux. Par ailleurs, l'abondance localisée de matériaux pulvérulents leur confère une relative stabilité.

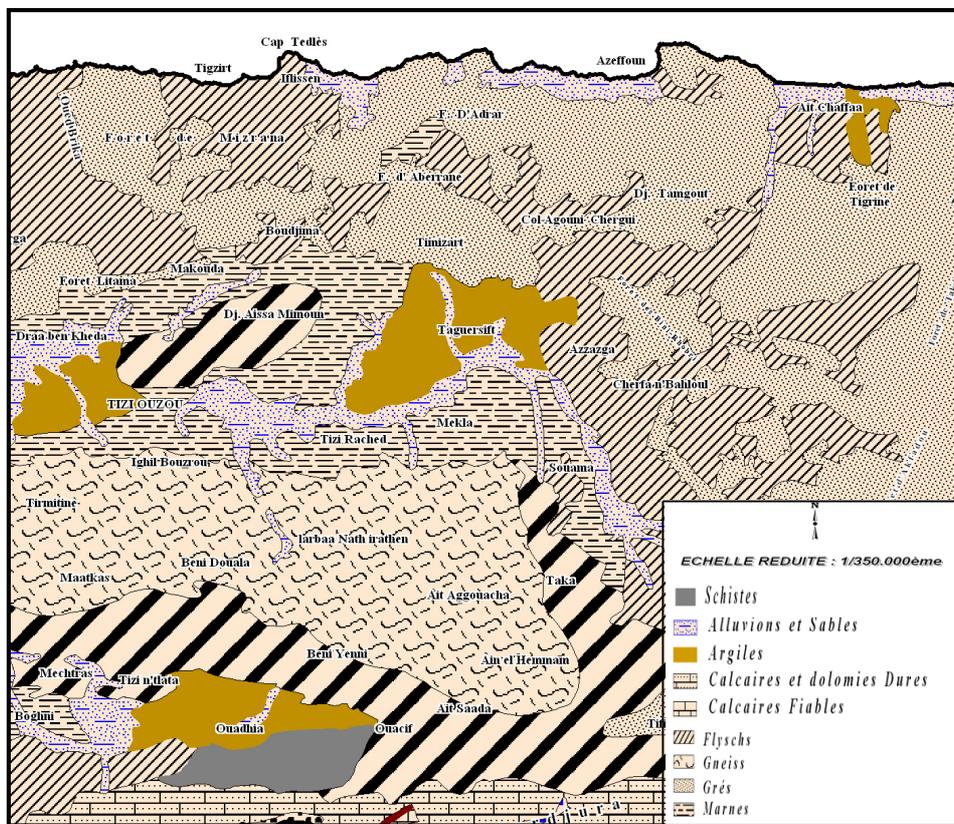


Figure 2. 5. Carte lithologique régionale (extraite de la carte lithologique des massifs des monts du Djurdjura CENEAP, 2010).

Les gneiss s'étalent sur une grande partie du socle Kabyle et les phyllades sont disposés en îlots au milieu des marnes et sur une longue bande irrégulière parallèle à celle des gneiss. Les deux roches sont observées dans la région d'Ain El Hammam et ne présentent que de faibles proportions bien qu'elles soient résistantes à l'érosion.

Les flyschs se trouvent en alternance avec les grès en zonage irrégulier sur la partie nord du massif. Ces formations sont cantonnées sur le littoral où elles forment une série de massifs ou d'îlots alignés le long du rivage de la région de Tizirt.

### II.4.2. Aperçu structural et sismique

Les forts reliefs de la Kabylie doivent s'expliquer par une activité tectonique importante, l'aspect structural des massifs repose sur trois phases tectoniques majeures datant de l'éocène (Durand Delga (1956, 1963, 1969), Caire (1957), (Delteil 1971) à l'oligocène qui conduisent à la réalisation d'un édifice structural où les flyschs kabyles occupent des positions variées. Cette évolution géodynamique repose sur les anciennes hypothèses qui révèlent l'existence d'abord, d'un retro-charriage des flyschs nord kabyles ayant conduit le sens de déversement des structures à s'inverser, puis des nappes à double vergence à l'origine d'une discordance de formations miocène sur des unités précédemment tectonisées, et être à leur tour prises dans des charriages (Boudiaf et al., 1999, Hanouche et Nechem, 2010). Les formations conglomératiques du moicène, discordante sur les unités externes, définissent la position externe des flyschs en formes isolées charriées vers le sud (figure 2.6).

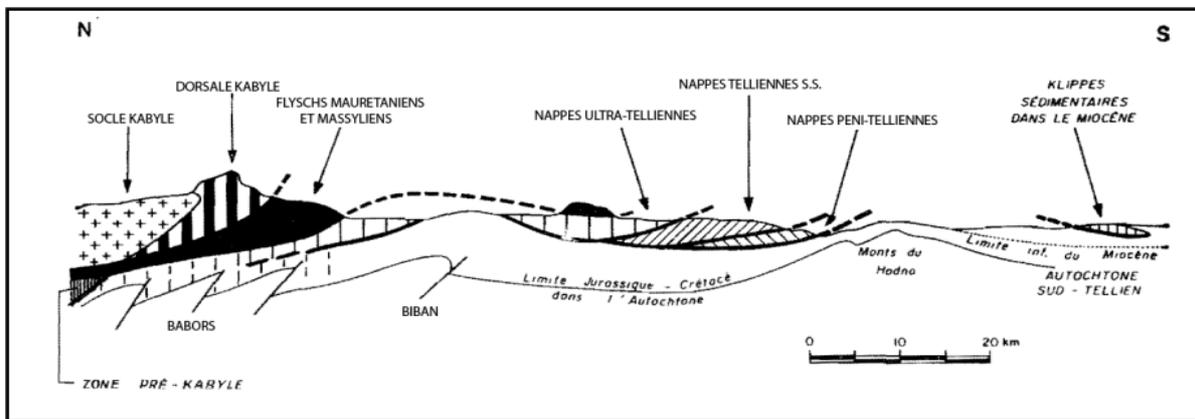


Figure 2.6. Rapports structuraux entre les différentes unités de la chaîne des Maghrébides (modifiés d'après Durand-Delga, 1969).



Figure 2.7. Schéma structural de la chaîne des Maghrébides au nord de l'Algérie (Saadallah, 1992)

Des traces d'une tectonique plus récente montre l'existence de déformations de grands décrochements affectant le massif ancien de la grande Kabylie et de chevauchements sur la bordure sud du massif (Saadallah, 1992, Boudiaf et al. 1999) (figures 2.7 et 2.8).

Pendant des siècles les études n'ont affecté aucun événement sismique majeur aux massifs de la Kabylie et ses alentours. L'existence du bassin Oligo-miocène au nord du secteur a été, cependant, activé par des failles normales crustales du socle africain, recouvertes par des dépôts sédimentaires mais la réactivation en inverse de ces failles peut en produire d'autres qui seront sismiquement actives.

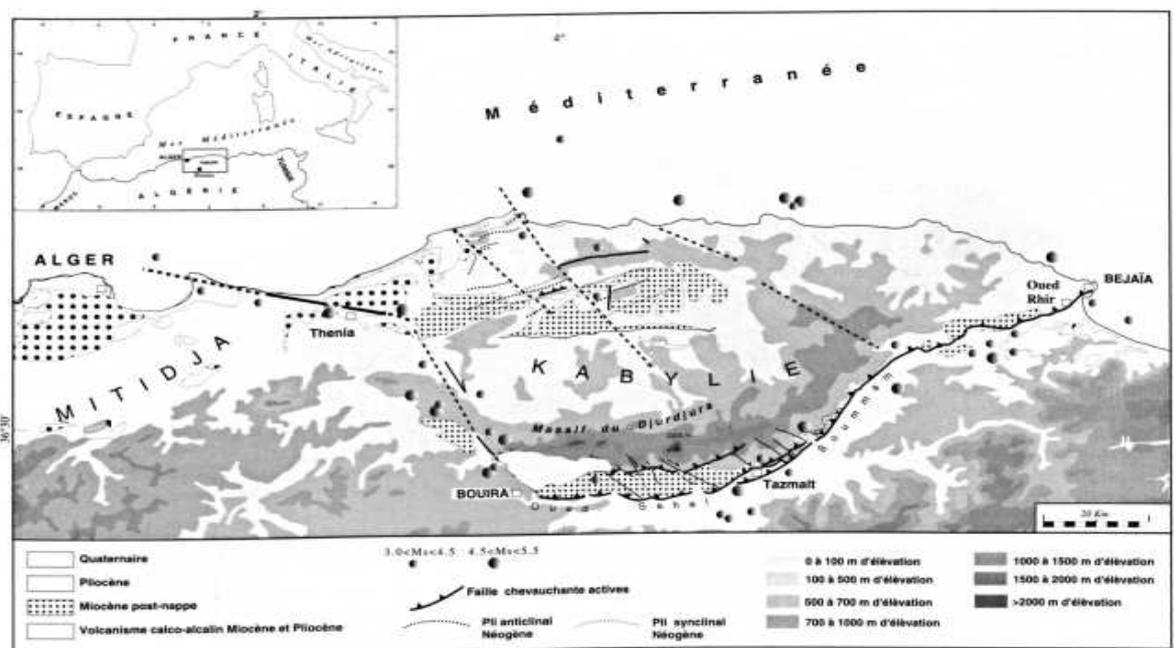


Figure 2.8. Carte sismotectonique de la région Est d'Alger et de la Kabylie (Boudiaf et al., 1999).

La sismicité historique à l'échelle de l'Algérie du Nord révèle pourtant, l'existence d'une activité sismique importante, associée au rapprochement des deux plaques tectoniques africaine et eurasiennne. Il s'avère que notre pays correspond à la frontière de ces mêmes plaques qui bougent depuis des millions d'années. L'hypothèse de la convergence continue des deux continents constitue le mécanisme moteur probable à l'origine de l'activité sismique permanente dans notre pays. Elle se traduit par des événements pour la plupart non ressentis ; ou avec une magnitude plus ou moins forte.

Dans la grande Kabylie, les séismes sont produits par des failles essentiellement inverses de direction NE-SW. Cette activité tectonique s'est traduite au fil du temps par la genèse de structures tectoniques visibles en surface telles que les plis et les failles qui affectent les formations du Miocène post-nappes, du Pliocène et du Quaternaire.

La zone d'étude se trouvent ainsi encerclé par plusieurs failles actives (figures 2.9), certaines sont continentales telle que la faille d'Isser-Tizi-Ouzou qui est considérée comme un axe secondaire à la faille de Thenia, ayant une direction N75°W (Boudiaf 1998), cette faille

continentale est toutefois, prolongée d'un segment sous-marin dont la longueur précise n'est pas encore déterminée. Au sud-ouest le secteur est limité par la zone faillée d'Omaria-Bouira définie par le contact entre l'Oligocène et les niveaux de Miocène sur le flanc sud de la chaîne dont le potentiel sismique fort est incertain (ANTEA, 2011). La faille de Isser-Bouira de direction NNW–SSE qui est le lieu de fréquents séismes, constitue un accident actif, permettant le transfert de la déformation du bassin de la Mitidja au domaine Kabyle. Sur ce secteur la déformation active s'exprime le long de la zone de faille Bouira-Bejaia, expression de la rupture de pente de la bordure sud des massifs Kabyles et du chevauchement sur la vallée Soummam (Boudiaf, 1999) au sud-ouest d'Ain El Hammam.

D'autres failles forment des segments offshore on trouve ainsi, au nord-ouest de Tizirt la faille de Zemmouri qui est à l'origine du séisme du 21 mai 2003 (Bounif et al, 2004, Meghraoui et al, 2004) Ce séisme a permis par ailleurs de mettre en évidence le soulèvement tectonique ayant affecté la zone côtière (Yelles-Chaouche et al, 2004 et 2006). Il a enfin démontré que le niveau de sismicité de la région marine algérienne peut parfois être important. La faille de Zemmouri est prolongée par une rupture sous-marine d'une longueur d'environ 112 Kilomètre (Delouis et al, 2004 in ANTEA) et passe à une distance d'environ 20 km au nord de la région de Tizirt. Les autres segments en mer constituent des chevauchements aveugles de longueur pouvant dépasser parfois 70 km.

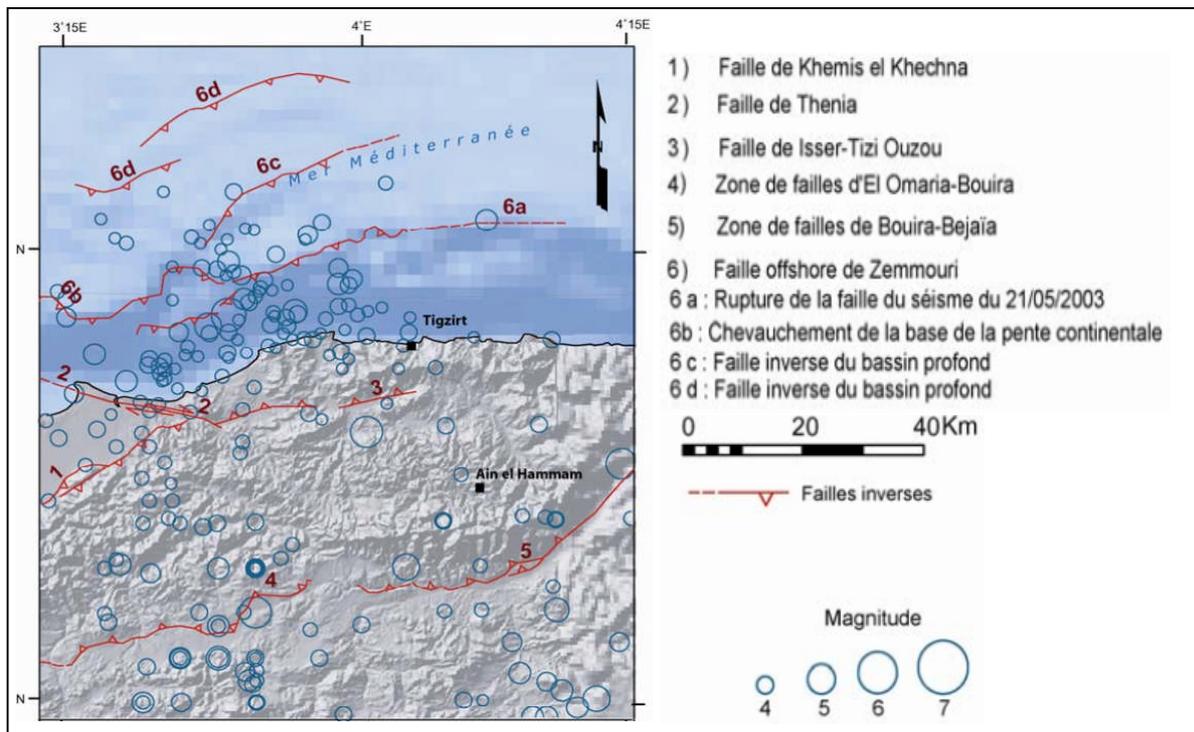


Figure 2.9. Carte des failles active et de sismicité de la région d'étude (ANTEA 2011).

L'absence de données récentes sur l'occurrence de séismes violents au niveau de la Kabylie pourrait être expliquée par l'existence de séismes de forte magnitude mais de période de retour de l'ordre du millénaire (Boudiaf, 1996, Yelles-Chaouche, 2006, Abacha, 2015) Les évidences géologiques liées à l'activité récente des failles suggèrent plutôt une intense activité

tectonique. La figure 2.9 montre la relation entre la sismicité historique et instrumentale et les failles sources. Nonobstant, les données de sismicité à elles seules ne sont pas suffisantes pour caractériser le potentiel sismique des failles actives.

Une étude du potentiel d'une future activité sismique basée sur des variables concernant la géométrie des failles sus-citées a été réalisée par A. Boudiaf (ANTEA 2011) dans le but d'évaluer l'aléa sismique de la région d'étude. L'analyse de l'aléa a été réalisée sur les villes de Tizirt et Ain El Hammam pour le maximum de l'accélération au niveau de deux types de sites : site en rocher altéré et sol ferme. Les courbes moyennes de l'aléa interpolées pour des périodes de retour de 100 et 200 ans. Il en découle que la ville d'Ain El Hammam se trouve entre des courbes d'iso-accélération horizontale qui varie de 0.19 à 0.3 g, tandis que le site de Tizirt est encadré par des courbes allant de 0.22 à 0,32 g. Ces valeurs dépassent largement celles retrouvées par Pelaez et al. (2005, in Abacha, 2015), dans cette étude toute la wilaya de Tizi-Ouzou se trouve en zone à risque sismique modéré avec des valeurs d'iso-acceleration qui varie de 0,08 à 0,16 g, et une probabilité de dépassement de 10% en 50 ans pour une période de retour de 475 années. Ces considérations peuvent donc attribuer à la zone d'étude une sismicité élevée.

### **II.5. L'hydrogéologie.**

Les secteurs d'étude s'inscrivent dans un réseau hydrographique qui renferme deux grands bassins versants, soient, le bassin de Sebaou et le bassin côtier. Le premier est dominé par l'oued Sebaou qui est nettement circonscrit au nord par la chaîne littorale, il draine presque la totalité de la wilaya de Tizi ouzou, c'est le véritable fleuve kabyle qui reçoit une grande partie des eaux provenant d'un puissant massif montagneux. C'est ainsi que les hautes montagnes de Djurdjura, le massif central et la chaîne côtière sont littéralement entaillés par d'innombrables affluents assurant l'acheminement des eaux vers le Sebaou (figure 2.10). Sur le bassin nord, l'écoulement des eaux de surface se fait vers la mer méditerranée à travers plusieurs oueds côtiers, constituant deux sous bassins versant, appelés, sous bassins des oueds côtiers de Cap Sigli et de Tizirt. La majeure partie de ces cours d'eau ont toutefois un régime torrentiel et semi-permanents, en effet, ces torrents demeurent à sec durant l'été jusqu'à la fin de l'automne, pendant les saisons pluvieuses les eaux sont abondantes et l'écoulement devient torrentiel.

Il faut noter cependant quelques rares oueds qui ont toujours de l'eau, en premier lieu, l'Oued-Aïssi qui fournit en amont de Tizi-Ouzou, un énorme appoint au Sébaou, et avec lui son affluent de la rive droite, l'Oued Djemaa, qui sépare Fort National de la crête d'Ait Yenni. Plus à l'Ouest, on peut citer l'Oued Ksari et l'Oued el Hammam, dont la jonction fournit la majeure partie des eaux de l'Oued Bougdoura (Thiébaud, 1952).

En plus du réseau hydrographique organisé autour du dispositif montagneux de la région, on note l'existence de plusieurs sources d'eau situées en majeure partie sur le flan nord de Djurdjura dont les crêtes sont couvertes de neige pendant la moitié de l'année. Ces sources sont alimentées abondamment par des torrents qui descendent des montagnes et qui peuvent

être soumis à des crues violentes. On note aussi de nombreuses retenues collinaires, puits et ressources en eau souterraines qui sont alimentées par l'infiltration directe des eaux pluviales.

La région d'Ain El Hammam appartient au sous bassin de l'Oued-Aissi qui correspond à la partie Sud-Est de la wilaya, la commune de Ain El Hammam est drainée par Oued Djemâa qui est un oued permanent parcourant une grande distance (environ 3 km) sur le territoire communal et prend sa source à Ait Hemsî au Sud et s'écoule vers l'Ouest à la limite de la commune de Beni Yenni.

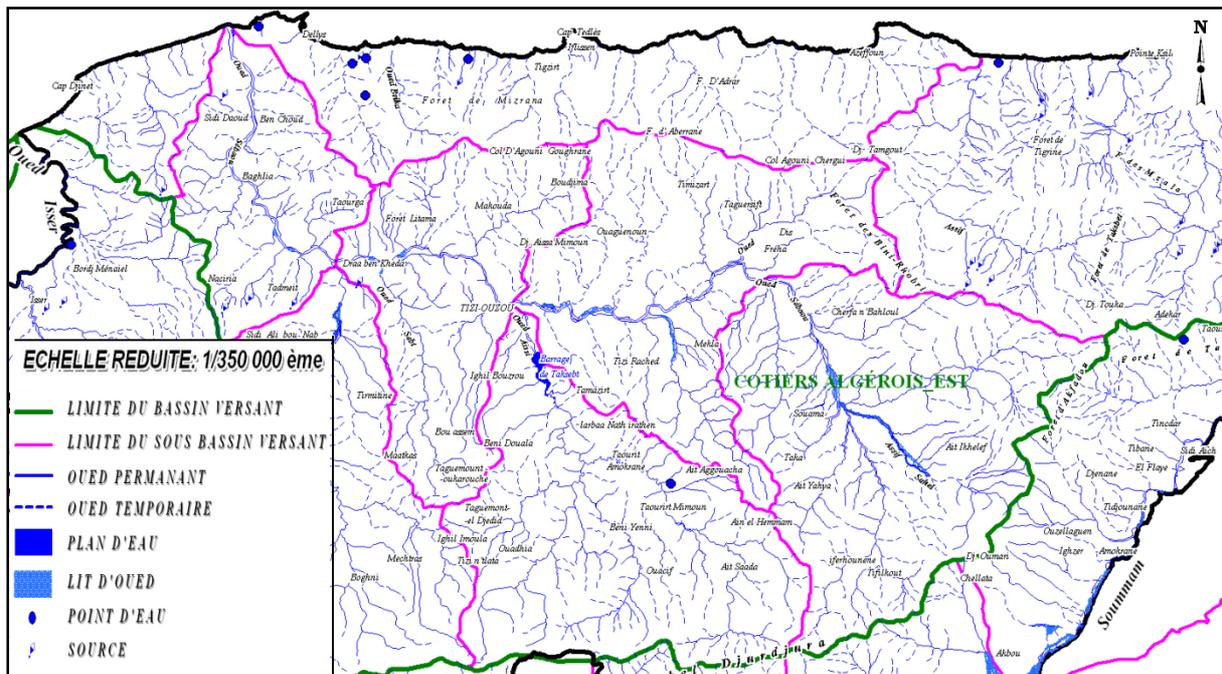


Figure 2.10. Bilan hydrologique régional des secteurs étudiés (extraites de la carte hydrographique des massifs des monts du Djurdjura CENEAP, 2010).

## II.6. Contexte hydro-climatique

Les éléments météorologiques jouent un rôle primordial dans le développement des instabilités liées aux glissements de terrains. Ces phénomènes font souvent suite à des saisons hivernales pluvieuses, sur plusieurs sites de la Kabylie. Cette région tant définie par un climat méditerranéen est cependant, exposée à l'affrontement des masses d'air tropical et polaire, qui guident un hiver froid et humide, et un été sec et chaud. La présence de la chaîne montagneuse méridionale offre par ailleurs, à la région une barrière réduisant les remontées massives d'air chaudes du sud.

C'est la pluviométrie qui est le facteur climatique moteur des instabilités de versant. Cet élément agit principalement sur les potentialités hydriques d'un site, et sur les propriétés physico-chimiques des terrains. Les pluies lentes qui s'étalent sur de longues durées et les pluies intenses survenant après des périodes de sécheresse, rechargent les niveaux aquifères qui réagissent instantanément ou progressivement aux infiltrations favorisées par les fissures,

un autre paramètre important est représenté par les neiges qui sont parfois abondantes et durent pendant longtemps, notamment sur les hauteurs dépassant les 800m d'altitude.

Les précipitations sont toutefois, gouvernées par des variables liées à l'altitude et à la position par rapport à la mer (figure 2.11).

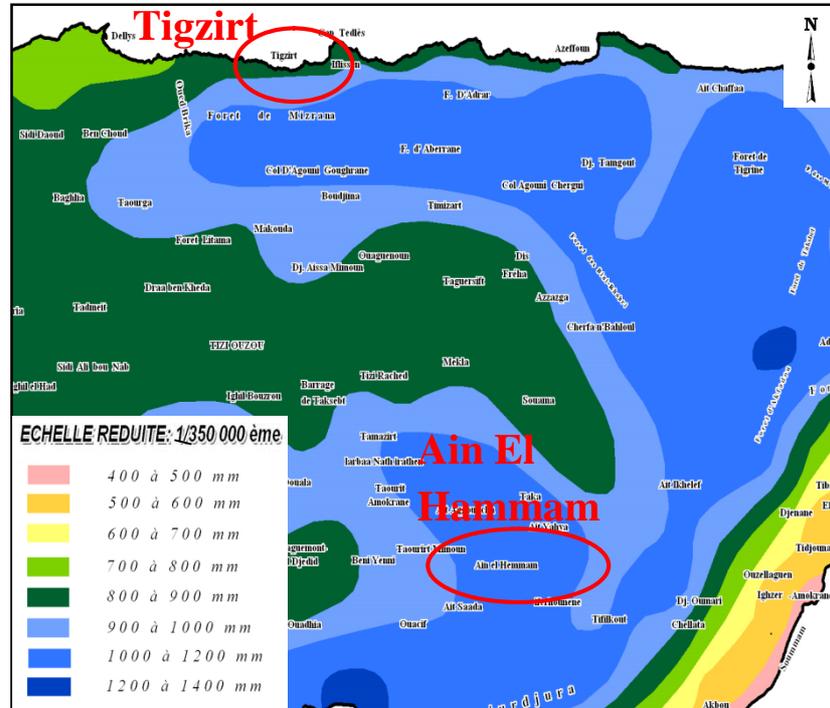


Figure 2.11. Précipitations annuelles moyennes (Source ANRH).

Combinée aux autres composantes du milieu physique, telle que la géologie et la topographie, la pluviométrie entraîne parfois la saturation des couches superficielles. Les argiles et les marnes qui dominent le massif kabyle se ramollissent et se mettent en mouvement, suite à la chute déterminante de leur cohésion. Les massifs métamorphiques sont exposés à l'altération continue sur des profondeurs importantes, et les mouvements entraînent parfois la frange altérée, donnant lieu à des glissements profonds. C'est ainsi que l'on dénombre épisodiquement des glissements de terrain de grande ampleur, des instabilités locales, des coulées boueuses et de réactivations de mouvements, mettant en péril plusieurs infrastructures.

## II.7. Principaux glissements survenus à l'échelle régionale.

A l'instar des glissements de terrains d'Ain El Hammam et de Tizirt, de nombreux mouvements de terrain sont survenus à l'échelle régionale des deux sites, certains sont d'une grande ampleur et d'autre sont d'envergure plus restreinte. Leur répartition spatiale est guidée aussi bien par la topographie et la géologie que par les conditions hydrogéologiques et climatiques. Ces mouvements concernent non seulement les régions montagneuses et côtières, mais aussi les zones de piémonts composés de massifs marneux et de sols argileux qui sont

sensibles aux variations de teneur en eau. L'occurrence de ces phénomènes est profondément liée aux variations climatiques mais peuvent aussi être induits par l'intervention de l'homme.

Quelques grands glissements apparus à cette échelle ont été visités durant la réalisation du présent travail. Ces événements méritent d'être mentionnés succinctement, dans l'objectif de souligner l'importance des phénomènes, dans un contexte géographique, géologique, et climatologique avoisinant aux glissements étudiés. Cela semble devoir apporter une contribution significative à la compréhension des mécanismes de fonctionnement de ces glissements et de leur effet sur l'évolution morphologique des versants affectés.

### **II.7.1. Glissement d'Azazga**

Située à 35 km à l'est du chef-lieu de la wilaya de Tizi Ouzou, la ville d'Azazga a connu des glissements de terrains depuis 1952, où une masse des terres détachée de djebel sidi el abed a été estimée à 10 millions de m<sup>3</sup> le mouvement a ensuite observé des phases d'accélération (1973-1986-2012-2018) et des phases d'atténuation. Les anciennes études d'LNTPB (1976) attestent que la moitié de la ville d'Azazga est construite sur une ancienne coulée boueuse dont l'équilibre apparent a été remis en question au moins jusqu'à la réactivation du mouvement en 1973. Depuis cette époque, La région d'Azazga se trouve tragiquement menacée par les mouvements de terrain de type coulée boueuse et de type affaissements et glissements ayant provoqué des dégâts matériels considérables sur les infrastructures routières et les habitations. C'est en 2012 que le mouvement a pris une grande envergure et une forme spectaculaire mettant en péril d'anciennes et de nouvelles structures publiques (Lycée, siège de la poste, centre culturel...), ainsi que les habitations collectives et individuelles (figure 2.12. b et c), sans compter les dommages subis par plusieurs tronçons routiers (figure 2.12. a) et par les conduites d'assainissement et de distribution d'eau. Une coulée boueuse a aussi affecté un versant du djebel Abed, en contrebas du village d'Aït Wihini.



*Figure 2.12. dommages engendrés par les glissements d'Azazga.*

Le phénomène des glissements de terrain a refait de nouvelles surfaces dont la plus marquée concerne l'affaissement de la RN71, au niveau de l'évitement de la ville d'Azazga, suite aux fortes intempéries enregistrées en hiver 2018-2019 (figure 2.13). Il s'agit d'une réactivation

du mouvement, notant que ces affaissements sont déjà apparus sur pratiquement les mêmes endroits en 2012.

C'est principalement les éboulis de grés numidiens, les argiles et les calcaires marneux du flysch créacé et les marnes du miocène qui représente en totalité les terrains instables de cette zone. La présence des argiles litées en forte proportion et sur des profondeurs importantes favorise l'apparition de mouvements actifs et étendus, particulièrement, en présence d'eau.

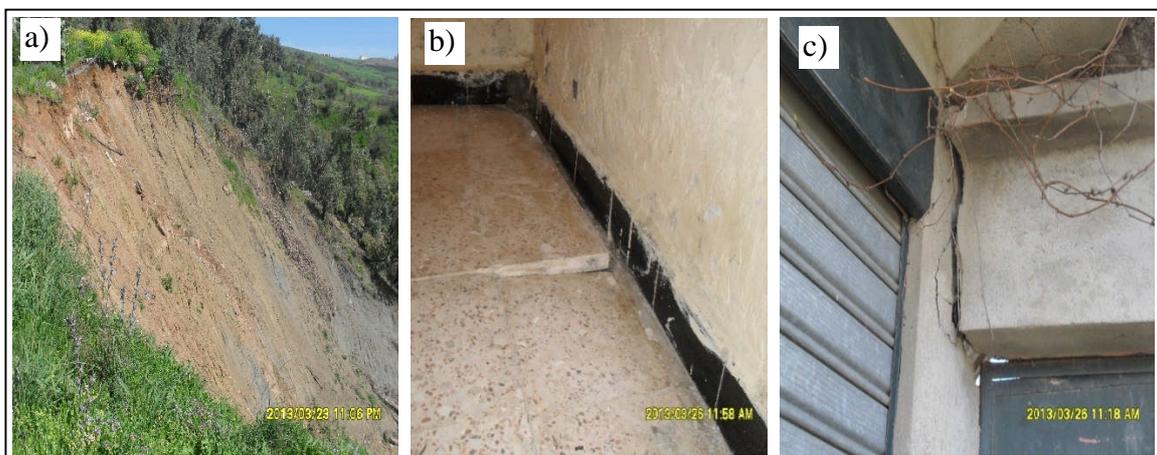


*Figure 2.13. Reactivation du glissements d'Azazga en 2018.*

### ***II.7.2. Glissement Tala Tgana (Freha)***

Un autre glissement de grande envergure a menacé les habitants du village Tala Tgana dans la commune de Freha, dont certains ont abandonné leurs habitations et d'autres vivaient dans la crainte d'être emportés par les mouvements.

C'est un glissement qui se développe sur des reliefs très irréguliers formés par des pentes raides affectant des terrains meubles gorgés d'eau. Plusieurs niches d'arrachement et de loupes de glissement ont été observées sur les lieux mouvant, qui se morcellent par endroits, en bans de boue. Certains arbres ont été inclinés et d'autres sont arrachés et entraînés par les glissements.



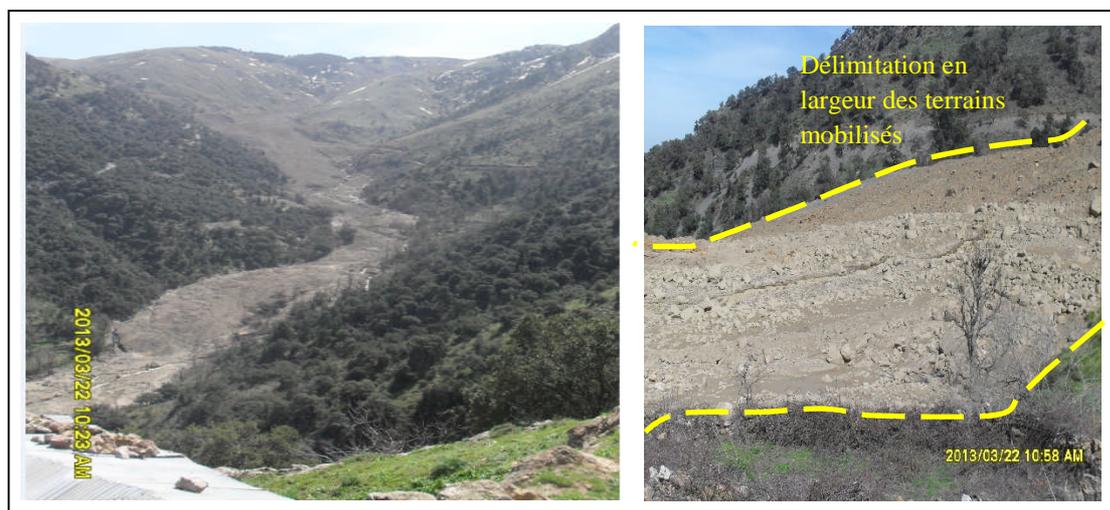
*Figure 2.14. Glissement de Tala Tgana et les désordres engendrés.*

Les traces des mouvements ont montré des ruptures planes localisées qui entraînent la couche végétale et qui se propagent sur des surfaces importantes (figure 2.14.a), toutefois, le constat des désordres occasionnés sur plusieurs habitations, construites à quelques mètres seulement du sommet du site glissant, laisse prétendre l'existence d'un mouvement d'ensemble sur des couches plus profondes. Il s'agit de soulèvements de dalle sur sol, de dislocations et de fissures très préjudiciables sur les murs (figure 2.14.b et c).

Ces mouvements ont été provoqués par les eaux de pluie et de la fonte des neiges ayant couvert d'importantes surfaces dans la région et sur une longue durée. Le site est en effet, caractérisé par l'abondance d'eau témoignée par la présence de plusieurs sources (puits) et de zones de retenues d'eau.

### ***II.7.3. Coulée boueuse d'Illiltene***

Un mouvement de terrain brutal de type coulée boueuse a enseveli une partie de la commune d'Illiltene en 2012, une agglomération appartenant à la Daïra d'Iferhounene située au sud-est d'Ain El Hammam. C'est une coulée gigantesque qui s'étend sur plus de cinq kilomètres de long, entre les altitudes 1800 m à la couronne et 900 m au pied, sur une largeur variable atteignant par endroits 300 m avec une pente moyenne de 20° et une superficie d'environ 50 ha (Figure 2.1.), une très longue trajectoire a été parcourue par cette énorme coulée ayant créé un profond talweg pour se diriger vers l'oued qui longe le centre communal. Des milliers de tonnes de boue ont été charriés, mettant en danger les habitants des deux villages, Ait Aissa ouyahia et Ait Abdallah. Des vingtaines de familles ont été contraintes à abandonner leurs édifices, en particulier, les habitations situées au pied du mont Azrou N'Thour qui ont été dramatiquement menacées.



*Figure 2.15. Coulée boueuse d'Illiltene.*

Le mouvement a ensuite connu une activité extrême durant les premiers mois de l'année 2013 pour gagner le chef-lieu de la commune où les établissements scolaires ont été fermés en plus de la route menant d'Illiltène vers Akbou qui a été bloquée.

Les principales causes du mouvement se résument en la présence d'eau souterraine en quantité importante, suite à l'intensité des pluies et des neiges. La teneur en eau a atteint la limite de liquidité et les matériaux passent à un comportement visqueux. Les matériaux ont donc subi une transformation sur le plan rhéologique conduite par le remaniement et la perte de résistance structurale.

#### **II.7.4. Glissement Tala Alam (Tizi-Ouzou)**

Un autre versant de pente modérée situé dans la zone de piémonts de la banlieue nord de Tizi-Ouzou, a subi un glissement de terrains développé dans des dépôts argileux, à inclusion de débris de schistes recouvrant un substratum marneux. C'est une série de glissements et d'éboulements, provoquant des coupures de routes et des dommages dans les constructions. Selon les témoignages des habitants, le glissement n'est pas instantané il s'agit plutôt d'un mouvement lent et progressif dont l'amorce est aperçue pendant une saison hivernale à caractère pluviométrique intense, le mouvement avait pris l'ampleur après la fonte des neiges suivie par des fortes pluies enregistrées en mars 2012, des signes de mouvements sont apparus sur une dizaine d'habitations, les dommages se sont manifestés sous forme de murs lézardés et de fondations dénudées, en plus d'une plateforme d'une nouvelle construction qui a été translaturée par le mouvement. D'autres désordres ont été enregistrés tels que l'endommagement des conduites d'eau potables et la défection des réseaux d'assainissement. Ce mouvement a ensuite connu une réactivation en 2014, suite aux travaux de terrassements ayant causé un affaissement de la route menant vers la ville de Tizi-Ouzou qui a été coupée à la circulation.

Par ailleurs, si les mouvements susmentionnés représentent des phénomènes les plus menaçants ajoutés aux glissements d'Ain El Hammam et de Tigzirt, toutefois, plusieurs autres localités ont observé, des glissements de terrain plus ou moins étendus à l'exemple de : Yakourene, Ain zaouia (Draa El Mizan), Souk El Tenine, Maatkas, Bouhinoun (Tizi-Ouzou), Iflissen (Tigzirt), Azzefoun... Certains s'étalent sur plusieurs hectares et mettent en risque d'écroulement plusieurs constructions publiques et privées (figure 2.16), d'autres sont localisés sur des zones plus rétrécies mais engendrent de nombreux éboulements et d'importants affaissements sur des axes routiers (figure 2.15) à l'origine de leur blocage temporaire, à l'exemple de la RN 24, la RN 71, la RN 12, CW2, CW 147...



*Figure 2.16. Importants désordres dans des établissements scolaires à Maatkas (Ecole primaire à gauche et CEM au centre) et arrachement partiel au niveau du CW 147 (photo à droite).*

Ce sont principalement des facteurs naturels qui sont à l'origine de la majorité de ces glissements, ces facteurs sont liés en grande partie, aux mauvaises caractéristiques géologiques et géotechniques des différentes formations sujettes aux mouvements, et leur sensibilité aux variations saisonnières du niveau aquifère.

## **II.8. Conclusion**

Les régions d'Ain El Hammam et de Tizirt forment deux agglomérations de la wilaya de Tizi-Ouzou, caractérisée essentiellement par des reliefs montagneux, formant des segments de la chaîne côtière septentrionale et de la chaîne méridienne composée par les monts de Djurdjura.

Dans ce chapitre les deux secteurs sont placés dans leur contexte géologique régional décrivant un caractère lithologique et structural complexe, le glissement de terrain d'Ain El Hammam affectent des terrains métamorphiques appartenant au socle cristallophyllien, caractérisé par une prédominance schisteuse. Quant aux glissements de Tizirt ils se produisent dans des massifs sédimentaires, faisant partie de la bande littorale formée par un ensemble de formations du crétacé supérieur, de l'éocène marin et de flysch numidien prédominé par les grès.

L'hydrogéologie de la région définit des reliefs profondément tranchés par la densité du réseau hydrographique auquel s'ajoutent plusieurs sources d'eau permanentes et de nombreuses retenues collinaires. Le drainage des eaux est assuré en majeure partie vers l'oued Sebaou sur le bassin versant sud renfermant les sous bassins d'Ain El Hammam, et vers la mer méditerranée sur le bassin nord qui englobe les sous bassins de Tizirt. Les eaux de surface et les eaux souterraines sont alimentées par des fontes de neiges et des précipitations abondantes, notamment, en hiver. Cependant, la pluviométrie est fortement liée à l'altitude et à la situation par rapport à la mer.

L'altération des massifs métamorphiques et le remaniement des terrains argilo-marneux produisent des mouvements de terrain dans de nombreuses régions de la wilaya de Tizi-Ouzou à l'instar des deux glissements objet de la présente étude, ces phénomènes constituent des menaces sérieuses aux populations et aux infrastructures. Le changement global des cycles hydrologiques et l'accroissement des enjeux par l'urbanisation intensive des sites densément peuplés, sont à l'origine de l'augmentation des risques liés à ces mouvements de terrains. Ces processus sont généralement lents mais ils peuvent subir des ruptures brutales sous l'action de facteurs de déclenchement naturels ou anthropiques. Certains de ces glissements sont en activité périodique et d'autres paraissent actuellement très lents ou inactifs, mais sous des conditions favorables ils peuvent se transformer en mouvements rapides et brutaux.

### **III.1. Introduction**

Parmi les mouvements de terrain subis par plusieurs régions de la wilaya de Tizi- Ouzou, les glissements de terrains d'Ain El Hammam et de Tizirt ont suscité un maximum d'attention depuis leur apparition, vu leur complexité et l'importance des désordres qu'ils ont engendrés. Le glissement de Ain El Hammam affecte une pente raide composée de terrains métamorphiques caractérisés par des mouvements lents et étendus, avec des épisodes d'accélération marqués par des événements climatiques exceptionnels. Il en est de même pour les mouvements affectant les formations sédimentaires qui recouvrent la région de Tizirt, celles-ci constituent pourtant une pente moins abrupte

Plusieurs études et investigations ont été menées, dans le but de mieux comprendre ces phénomènes et de chercher des solutions confortatives. Ces travaux (LNTPB 1973, LNHC 2002, GEOMICA 2006 ANTEA 2010 et 2011) englobent quelques notions indispensables sur la reconnaissance des sites. Il en ressort un certain nombre d'hypothèses quant à l'origine des glissements, les mécanismes de rupture ainsi que la composition des terrains mis en mouvement. Il est donc d'un intérêt capital de réunir l'ensemble de ces idées, dans l'objectif de prendre appui des méthodologies préconisées, permettant de faire ressortir non seulement une synthèse descriptive des phénomènes et de leurs résurgences mais surtout des paramètres physiques, géométriques et mécaniques à prendre en compte lors d'une modélisation.

Le présent chapitre retrace d'abord, l'historique des travaux et des études réalisées, utilisant chacune les procédés les plus adéquats à la reconnaissance des glissements, et la détection des techniques de stabilisation, permettant d'apaiser les conséquences. Nous tentons ensuite, de tracer notre démarche pour une description détaillée des phénomènes et de leurs origines probables, en considérant le poids que représentent les diverses caractéristiques morphologiques, géologiques et hydro-climatiques dans la génération et le développement du processus du glissement sur chaque site.

### **III.2. Historique des études et travaux réalisés**

De nombreux travaux ont été entrepris par plusieurs laboratoires pour faire face aux glissements de terrain d'Ain El Hammam et de Tizirt, depuis l'apparition des premiers signes de mouvements, jusqu'à l'aggravation des phénomènes. L'objectif de cette partie est de présenter succinctement les méthodologies préconisées permettant de faire ressortir à une synthèse analytique de la situation et de la confrontation de ces travaux.

#### ***III.2.1. Le glissement d'Ain El Hammam***

##### ***III.2.1.1. Les études du LNTPB (1972)***

Ces travaux faisant l'objet des premières investigations ont été entrepris en 1972, suite à l'apparition des mouvements dans la zone réservée à la construction du marché. Des études ont été menées dans le but de discerner le type et les causes du mouvement et d'envisager des solutions pour sa stabilisation. La démarche méthodologique adoptée dans le cadre de ces

travaux comprend l'analyse de l'aspect et de la structure du glissement (limites et composition des terrains affectés), l'analyse hydrogéologique, la reconnaissance géologique et géotechnique. Des coupes géologiques ont été tracées à travers une stratigraphie définie par huit sondages et sept puits (figure 3.1).

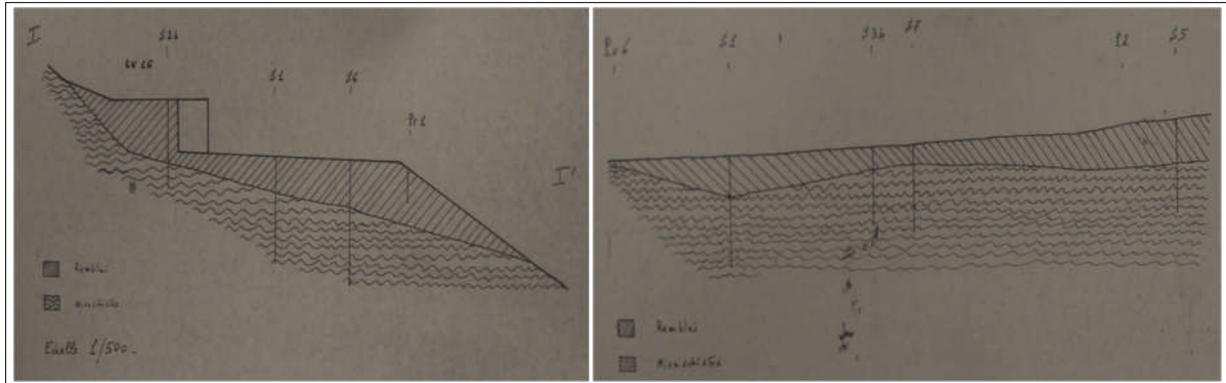


Figure 3.1. Coupes géologiques réalisées sur la zone du marché à l'échelle 1/500, coupe transversale à droite et longitudinale à gauche, LNTPB (1972).

La procédure apporte une information essentielle d'une infime partie du domaine étudié, localisée dans un complexe d'affaissement et de glissement. Ces derniers s'étalent sur environ 90 m de largeur et une centaine de mètres de longueur sur une dénivelée de 20 m. la zone active est donc partiellement contenue dans un affaissement particulièrement important, atteignant dans certains endroits 45 cm. Cet affaissement affecte un tronçon de la RN 15 et une partie de la zone sur laquelle des constructions ont été déjà fondées. Ces mouvements se traduisent par des désordres particulièrement marquants dans des bâtiments et dans le mur soutenant la RN 15, qui commençait à s'endommager. Des déplacements verticaux et horizontaux ont été enregistrés pour quelques constructions affectées par les mouvements. Les mesures effectuées semblent être indicatives vu qu'elle ne se sont pas appuyées sur des levées topographiques existants. Une longue fissure ouverte dans la direction S.E et N.W a été aussi observée, elle traverse une partie de la zone du marché en replat sous le mur de soutènement, lui-même semblait avoir légèrement basculé en avant. Les terrains affectés sont les schistes altérés qui affleurent la surface dans des endroits touchés, sous forme de blocs altérés, enveloppés par des produits d'altération (limon argileux ou sableux). Ces types de formations sont très déformables et propices aux glissements.

Il s'avère des analyses hydrogéologiques considérées, que les eaux proviennent des précipitations atmosphériques qui s'infiltrent en partie dans les fractions des terrains les plus perméables, et des eaux usées qui s'évacuent librement en se pénétrant dans le corps du glissement. Ce type de fonctionnement peut-être la raison principale du mouvement, en plus des mauvaises caractéristiques mécaniques des matériaux, notamment, les formations superficielles qui présentent des cavités et des chenaux qui se dessinent à la surface, et même à l'intérieur de la masse détritique. Ceci met en évidence l'existence d'un chenal préférentiel à l'interface "substratum-masse détritique". Cette dernière est d'autant plus accusée que sa pente soit différente de celle du talus naturel. Il vient par la suite la surcharge en tête du glissement due au trafic qui été jugé une action favorisant le processus du glissement. Les

solutions proposées à ce stade d'étude, sont bien évidemment, liées aux facteurs qui sont à l'origine du mouvement. La grande partie des travaux devait se concentrer sur la chasse des eaux de toute nature. En effet, il a été préconisé de prévoir un système de drainage permettant de collecter toutes les eaux de surface, et d'empêcher leur pénétration dans le corps du glissement (figure 3.2). Ce drainage doit être accompagné d'une réparation et d'un entretien des conduites d'eau existantes et d'une canalisation des eaux usées. Ceci, en plus d'un nivellement de la surface du marché d'une façon à garder une pente admettant de réduire au maximum les eaux d'infiltration. Il a été aussi recommandé de colmater les fissures apparentes, de démolir les constructions endommagées et d'implanter des repères permettant la surveillance du mouvement avec des mesures régulières des déplacements dans l'espace.

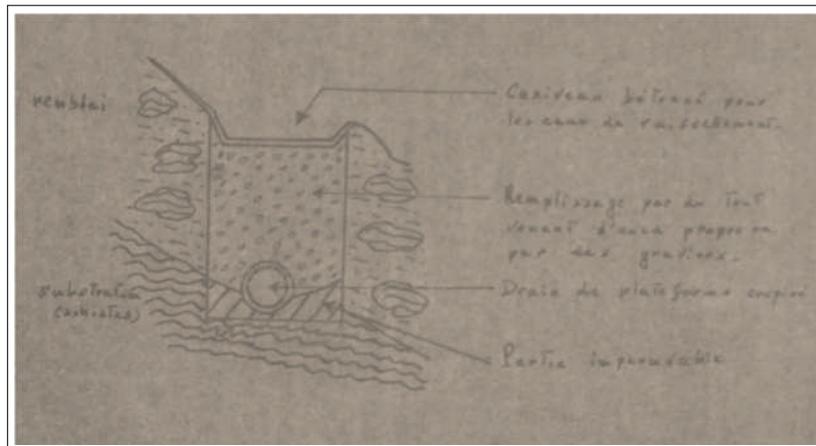


Figure 3.2. Coupe transversale du type de drains proposés par le LNTPB (1972).

#### III.2.1.2. Les études de GEOMICA (2006, 2009)

Suite à la réapparition des instabilités et vu l'étendue plus importante de la zone touchée par les mouvements de terrain, le laboratoire GEOMICA a lancé des études couvrant essentiellement les endroits urbanisés et plus précisément la zone du marché et l'ensemble des édifices bordant le boulevard colonel Amirouche. Ces études fournissent des connaissances précieuses sur le contexte hydro-climatique, sismo-tectonique, mais surtout géologique et géomorphologique de la région d'Ain El Hammam et plus particulièrement sur la zone instable.

Des études préliminaires basées sur des observations visuelles ont permis de tirer en premier lieu, des conclusions fondamentales à propos de la géologie de surface concernant les affleurements existants non masqués par le tissu urbain, de la répartition des eaux superficielles ainsi que de l'inventaire des dégâts occasionnés sur les infrastructures existantes. Par la suite une campagne de reconnaissances géotechniques par sondage a été menée par le laboratoire afin d'effectuer une analyse plus détaillée des caractéristiques lithologiques, hydrogéologiques et physicomécanique des formations constituant la zone affectée et de mettre en hypothèse les plans de glissement (figure 3.3).

L'ensemble de ces opérations a fait ressortir à des décisions, non seulement sur le type et l'étendu du mouvement, mais aussi sur l'effet de plusieurs facteurs qui se sont conjugués pour le déclenchement et la réactivation de ces instabilités.

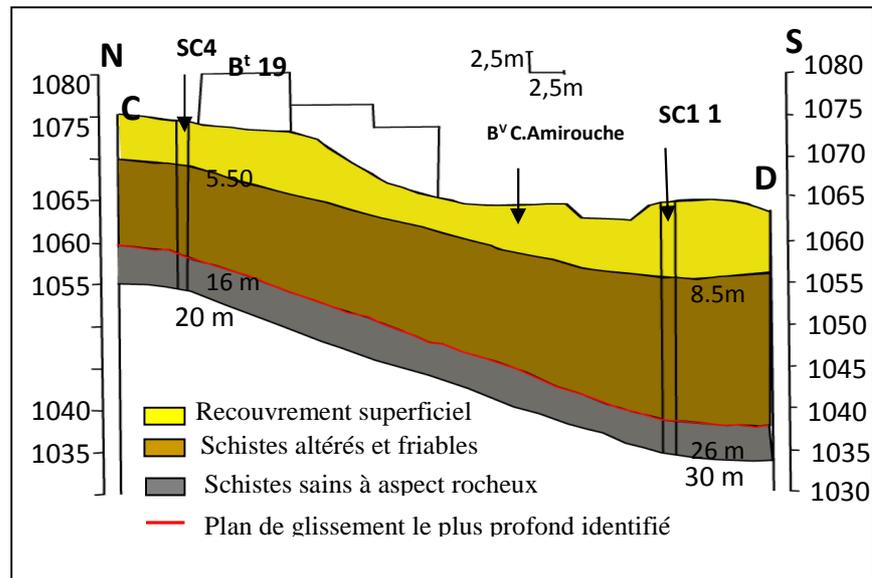


Figure 3.4. Coupe géologique établie par le laboratoire GEOMICA (2009).

Il s'agit donc selon ces études, d'un affaissement très important engendrant des fissures au niveau de la RN 15, de la zone du marché et des périphéries immédiates d'autres fissures assez profondes se développent au contrebat des constructions qui se trouvent au sommet du versant. Ces fissures de traction se traduisent par l'arrachement de massifs de sols et leurs déplacements vers le sud du versant. Ces mouvements entraînent des désordres de type et d'ampleur diverses, affectant aussi bien les infrastructures anciennes que récentes. On peut citer à ce sujet, des fissures dans les cloisons de plusieurs constructions publiques et privées, des cas de faux aplomb au niveau des joints de quelques immeubles (figure 3.5) et des dégradations des dallages et des trottoirs accompagnés de basculement dans la direction de la pente.

Ces observations ont permis d'établir un premier support graphique permettant de localiser les effets apparents engendrés par les mouvements de terrain (GEOMICA, 2006, 2009), et de délimiter la zone instable de la zone déclarée en équilibre limite. Les facteurs déstabilisateurs peuvent être classés en l'action naturelle qui se résume par la composition des terrains rencontrés, l'aspect morphologique du site, les conditions climatiques et l'action de l'homme induisant la surface en crête par l'urbanisation et par le trafic intense, auxquels s'ajoute l'effet du déboisement. De ce fait le laboratoire GEOMICA a recommandé de prendre des mesures nécessaires pour la stabilisation de la zone, à savoir, la démolition des constructions qui sont très touchées par le phénomène et qui présentent un risque pour les exploitants, le drainage des terres en surface et en profondeur, la réparation du système d'assainissement et le colmatage des fissures.



Figure 3.5. Écartement prononcé de joints, fissures apparentes sur murs et dégradations des dallages.

### III.2.1.3. Les études du groupement ANTEA-HYDROENVIRONNEMEN-TTI (2010,2011)

Dans le but d'élaborer une base de données incorporant les renseignements nécessaires à une meilleure compréhension du processus du glissement de la région d'Ain El Hammam, le laboratoire ANTEA a utilisé de différentes techniques courantes permettant de prévoir une solution fiable au problème. Ceci a nécessité de disposer des rapports d'études antécédentes, des plans topographiques, des informations topométriques précises et de vues aériennes. Ces documents ayant servi d'appuis pour générer en premier lieu, un modèle numérique de terrain par interpolation des informations et à base de numérisation et de digitalisation des courbes de niveaux des anciennes cartes topographiques.

A côté des données existantes, une image satellitaire a été acquise pour servir de référentiel cartographique du dossier constituant le SIG sur lequel ces données ont été repositionnées et géoréférencées. En se limitant à la zone d'étude circonscrite à 262,36 ha, sur le plan d'occupation des sols, ce fond cartographique englobe de différents thèmes comportant des éléments naturels (réseau hydrographiques, sols végétalisés, forêts...) et des éléments urbains (routes, habitations, chantiers, bâtiments détruits...) avec l'intégration des mesures topographiques des déplacements, des limites des glissements et du zonage des aires soumises à l'aléa mouvements de terrain, en spécifiant les différents types de mouvements rencontrés.

Deux profils de tomographie électrique, l'un perpendiculaire au sens du glissement, l'autre parallèle à celui-ci, ont été exécutés sur une longueur de 141 m chacun, pour pouvoir repérer les terrains ayant subi des déplacements sur la base de mesures, ils sont présentés par les figures 3.6 et 3.7, sur lesquelles les champs d'isovaleur de résistivité ont mis l'accent sur la surface de rupture. Néanmoins, cette dernière reste hypothétique du fait que les zones de faible résistivité ne correspondent pas nécessairement aux massifs mis en mouvement, mais aussi aux parties de sols saturés ou de roches fracturées. A cet effet, une auscultation complémentaire par géoradar est effectuée pour mieux déceler les anomalies et les réseaux de discontinuités. Bien que ces deux techniques soient bien adaptées à ce type de problème, de par, leur précision, et, leur aptitude de détecter les zones de concentration des déformations, il

faut souligner cependant, que ni l'ampleur, ni la direction du mouvement ne sera identifiée par ce procédé.

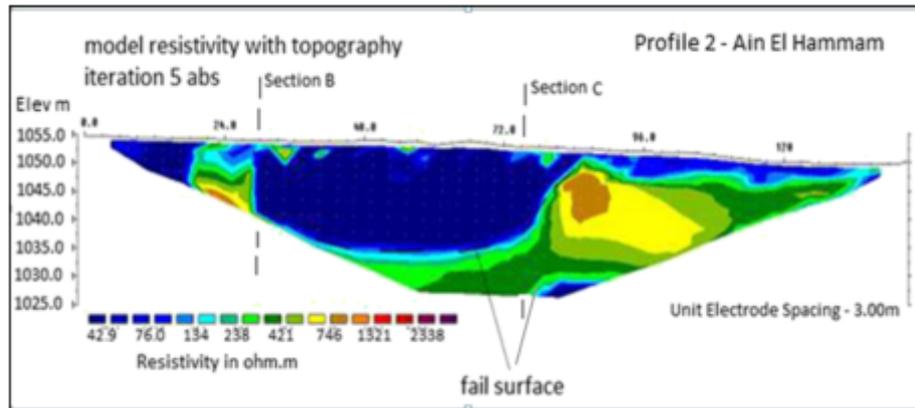


Figure 3.6. Profil transversal de tomographie électrique (ANTEA, 2010).

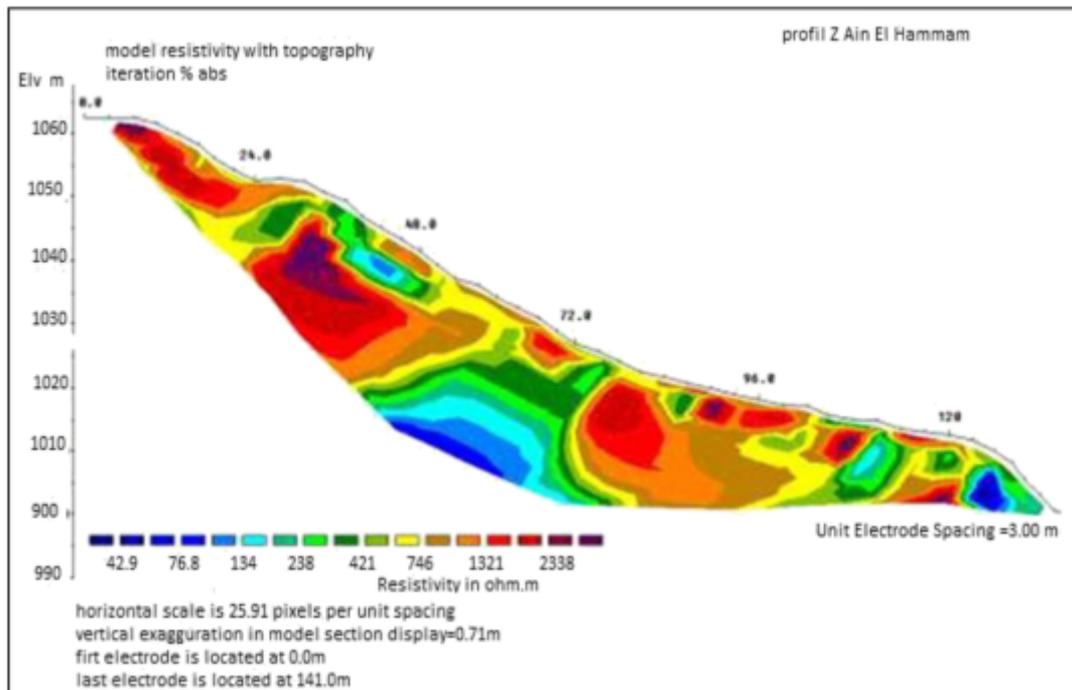


Figure 3.7. Profil longitudinal de tomographie électrique (ANTEA, 2010).

Ces travaux ne se sont pas limités à l'explication du phénomène à l'état actuel et sur le secteur urbanisé, mais ils sont allés au-delà de ce périmètre pour reconstituer la morphologie et la cinématique des glissements sur quelques années au préalable, et de prendre en compte les mouvements de petite et grande ampleur sur le territoire de la commune objet de l'étude. L'exploitation de l'image satellitaire assemblée aux techniques d'interférométrie a permis donc, non seulement de définir la surface active du glissement, mais aussi de connaître l'historique du mouvement sur plusieurs points et de recréer le relief à des dates différentes. Cette analyse s'étale sur une période allant de 1995 à 2009 et se traduit par des séries

temporelles représentant les déplacements de plusieurs points. Il en ressort que la surface totale du glissement est de 2 ha recouvrant la zone urbanisée.

En dépit des réflecteurs non identifiés sur le versant aval de cette zone en raison de la couverture végétale dense, cette surface reste estimative dans les limites des zones auscultées.

L'ensemble de ces travaux confrontés aux investigations effectuées par le laboratoire GEOMICA a conduit à l'élaboration d'une base de données intégrant un certain nombre de documents graphiques à savoir, la carte schématique délimitant les terrains instables et les terrains potentiellement instables, les coupes géologiques définissant le versant sur plusieurs profils en long et en large, le réseau hydrographique, les cartes topographiques, le zonage... Ces documents constituent un appui primordial pour l'interprétation du type, de la morphologie et des dimensions du glissement. Ils mettent en évidence principalement, l'existence d'une ligne d'arrachement sur la cote 1070 m s'étalant sur une longueur de 400 m le long du boulevard Amirouche. Cette ligne définit la largeur du glissement à l'amont qui diminue progressivement pour arriver à un pied de glissement supposé à une cote de 830 m. soit donc, une longueur de 500 m et une dénivellation de 250 m.

#### *III.2.1.4. Autres travaux de recherches*

Basées sur les études énoncées précédemment et sur des visites régulières sur terrains, des travaux de recherches (Djeral et Melbouci 2012, 2013, Djeral et al, 2013) se sont concentrés sur la compréhension du processus du glissement sur tout le versant instable et de son évolution dans le temps. En effet, un système d'informations géographiques recueillant l'état des connaissances du versant, a été réalisé comme étape préliminaire pour constituer un appui indispensable qui facilite le traitement et l'exploitation des informations disponibles pour aborder la problématique de l'instabilité. Cette base de données offre un support cartographique renfermant des analyses spatiales et des documents géographiques (courbes de niveaux, réseaux hydrographiques, position des sondages, ...) et tabulaires (résultats du suivi topométrique).

D'autres travaux sont consacrés à une description morphologique du glissement à partir des constats réguliers permettant de suivre l'évolution des dégradations dans différentes constructions (immeubles, routes, murs de soutènement...) et des fissures et arrachements observés dans le sol. Ceci étant dans l'objectif de circonscrire la surface affectée par le mouvement et de prévoir la profondeur des plans de rupture. Il en découle de ces observations confrontées aux résultats du suivi topométrique, quatre mécanismes de déformations faisant partie de cartographie de surface et six plans de rupture définissant la structure hypothétique du mouvement (figure 3.8).

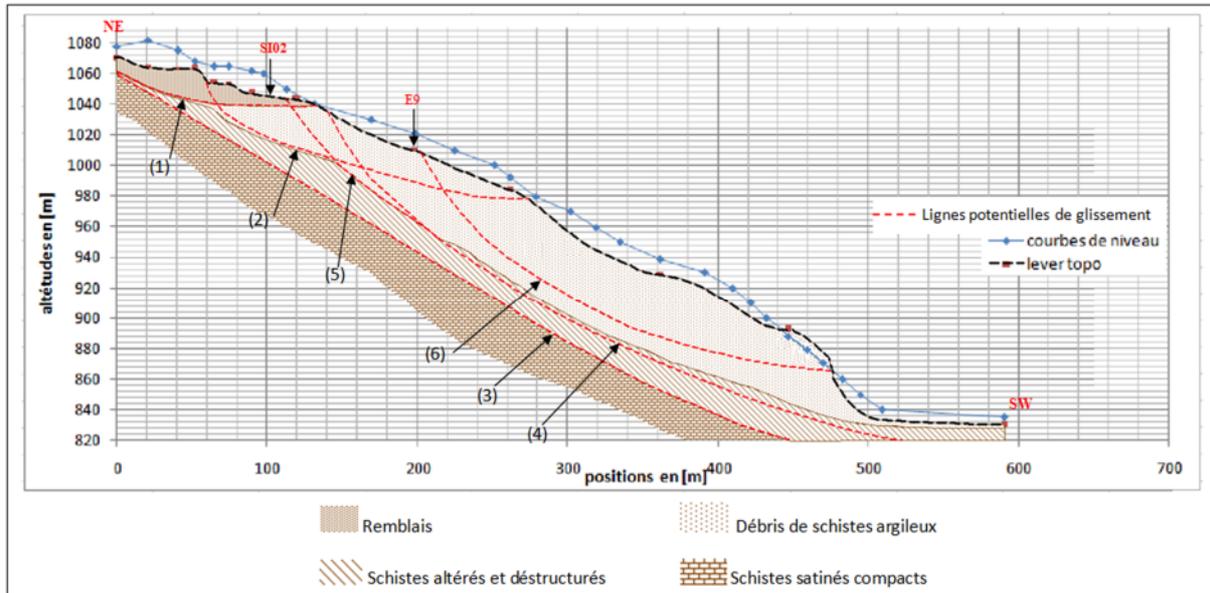


Figure 3.8. Surfaces de glissement définies à base de l'évolution morphologique de la surface du terrain entre 1960 et 2010 (Djerbal et Melbouci, 2012).

Par la suite, ces travaux proposent un prototype d'évaluation de l'aléa induit par les mouvements de terrain, il est fondé sur plusieurs variables notamment, l'ampleur des signes d'instabilité, la vitesse du mouvement, le nombre de plans de rupture, l'effet des réseaux hydrographiques et le pendage des couches. La combinaison de ces paramètres a fait ressortir à une cartographie du potentiel de risque (figure 3.9) caractérisant une échelle de variation du niveau d'alea et du niveau de risque de rupture.

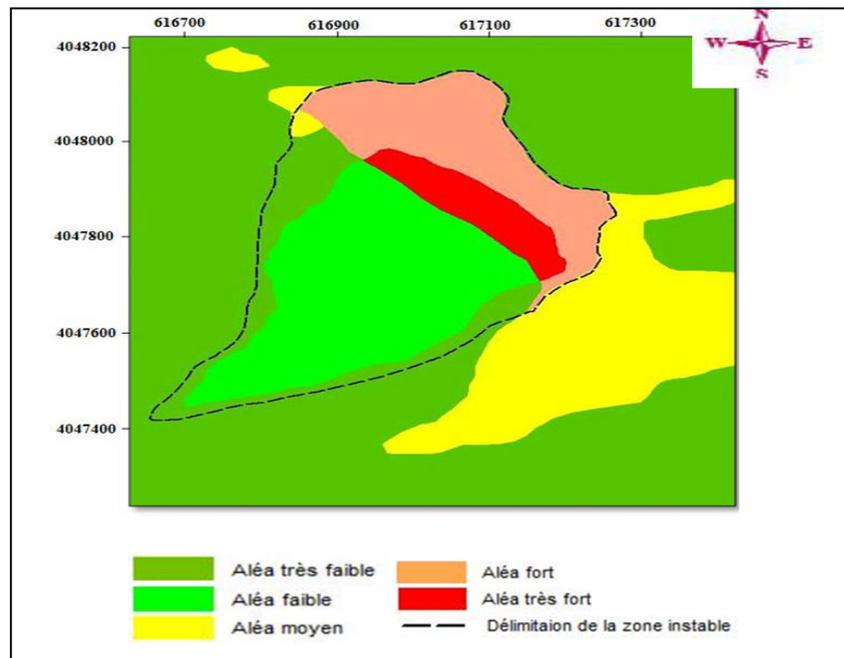


Figure 3.9. Cartographie de l'aléa mouvements de terrain d'Ain El Hammam (Djerbal et Melbouci 2013).

### III.2.2. Le glissement de Tizirt

#### III.2.2.1. Les études du LNHC (2002)

Le but de ces études et de comprendre l'origine des glissements, leurs grandeurs géométriques et les facteurs contribuant à l'instabilité des différents secteurs, pour pouvoir dégager des solutions techniques capables de remédier au phénomène, et de libérer les potentialités liées au développement de cette localité.

La démarche entreprise dans le but d'apporter des réponses à ces interrogations consiste à établir d'abord un levé topographique du terrain. L'étude s'appuie d'une part, sur l'analyse des données locales et régionales traitant de la géologie, l'hydrologie et de la climatologie, et d'autre part, sur une visite des terrains et le constat des désordres ayant affecté le bâti et le sol. La deuxième étape de l'étude comprend une campagne d'investigations in situ et d'essais de laboratoire qui consiste en la réalisation de huit sondages carottés et d'un profil de sismique réfraction, dont l'implantation est représentée par la figure 3.10. Des coupes lithologiques ont été établies à travers la description visuelle des différents sondages. L'exploitation des résultats des investigations a permis d'élaborer une carte de synthèse comportant les dommages et les indices de glissement, et une carte de zonage géotechnique.

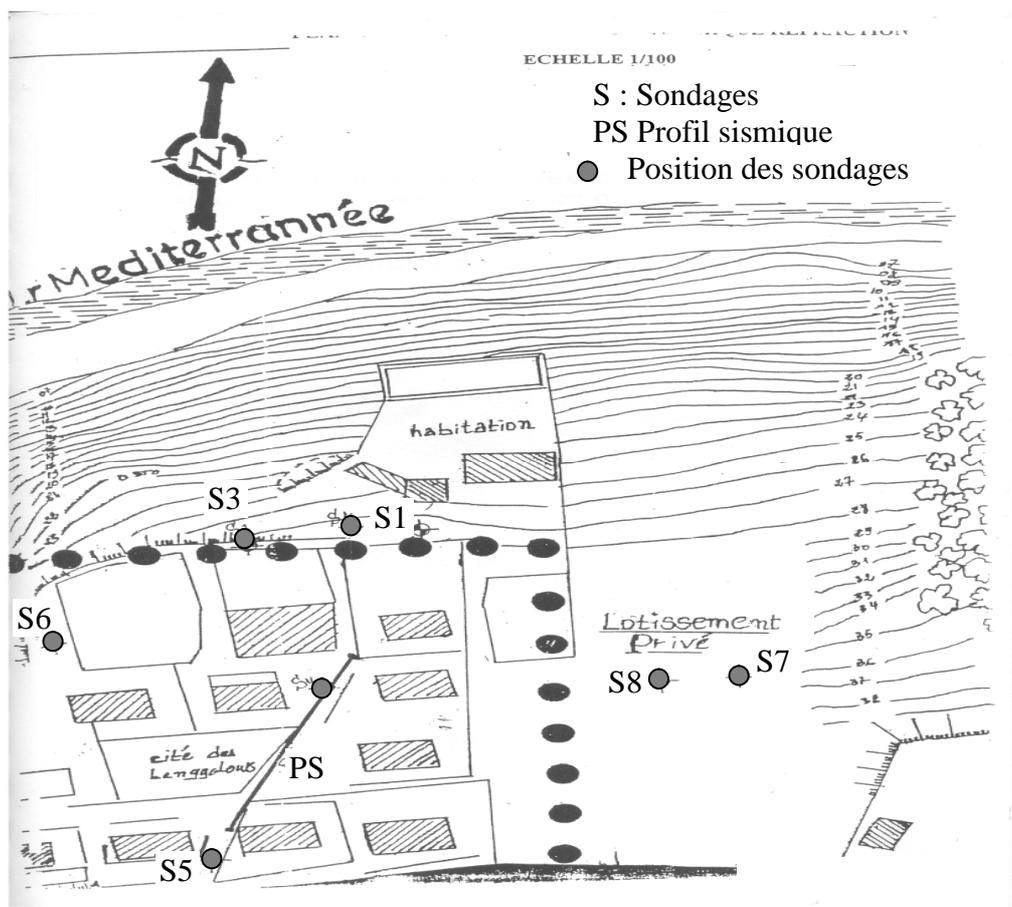


Figure 3.10. Position des sondages réalisés par LNHC (2002).

L'étude révèle d'une grande importance en matière de reconnaissances des terrains sur le plan géologique et géotechnique, néanmoins, elle reste très localisée, elle ne traite en effet, qu'une surface restreinte en plus de la profondeur des sondages qui ne dépasse pas 13 m. par ailleurs, aucune hypothèse sur l'ampleur du glissements en surface et en profondeur n'a été mise en valeur et aucune solution de stabilisation à court ou à long terme, n'a été suggérée, mis à part la recommandation de réaliser une étude géotechnique sur un périmètre plus étendu.

#### III.2.2.2. Les études du groupement ANTEA-HYDROENVIRONNEMENT-TTI (20011)

La considération et l'intérêt portés envers les mouvements de terrain de Tizirt se sont fortement intensifiés au cours de l'années 2008 en raison de l'augmentation de la gravité des conséquences. La nécessité d'une meilleure compréhension des processus d'instabilités s'est imposée, étant donné les contraintes liées à l'utilisation du sol et à l'aménagement du territoire. Dans cet objectif ces études enveloppent tous les secteurs ayant été affectés par les mouvements, plus particulièrement, les deux glissements des zones Est et Ouest de la ville ayant provoqué des dégradations importantes sur de nombreux bâtiments.

Les premières investigations sur le terrain se sont basées sur la circonscription des zones de glissements dans un contexte géomorphologique, la procédure est appuyée sur l'interprétation des anciennes photos aériennes et de l'image satellitaire à très haute résolution. Toutes les informations collectées à travers l'analyse des données documentaires ont été intégrées dans une base de données géoréférencée, utilisant un système d'informations géographiques

Les premières interprétations géologiques et géomorphologiques ont permis de traiter certaines questions notamment, le type des instabilités, la géométrie, l'ampleur sous lesquelles se sont développées et la nature des sols déplacés. Ces explorations se sont appuyées en grande partie sur des sondages carottés réalisés en 2009 par le laboratoire GEOMICA (Cinq sur le glissement Est et deux sur le glissement Ouest). Les résultats synthétiques et l'implantation des différents sondages sont présentés en Annexe A (figure A3 et A4).

Une campagne de prospection géophysique intervient de manière complémentaire aux reconnaissances par sondages carottés. Cette prospection est orientée vers la recherche des conditions structurales particulières, pouvant expliquer la localisation des massifs fracturés ou des terrains remaniés qui peuvent correspondre à la ligne de rupture. Un profil de tomographie électrique a été réalisé au droit de l'arrachement amont du glissement dans la zone du parc communal situé près du sondage S03. Sur la figure 3.11, trois unités électriques ont été identifiées : La première correspond aux matériaux fins, meubles, la deuxième représente probablement les matériaux remaniés où saturé d'eau et la troisième unité correspond au substratum marneux. La poche caractérisée par de fortes valeurs de résistivité électrique doit définir une masse gréseuse. Des profils GEORADAR ont été réalisés pour compléter les reconnaissances des zones altérées plus en profondeur et pour localiser les réseaux enterrés (assainissement et AEP) au niveau des zones affectées par les affaissements.

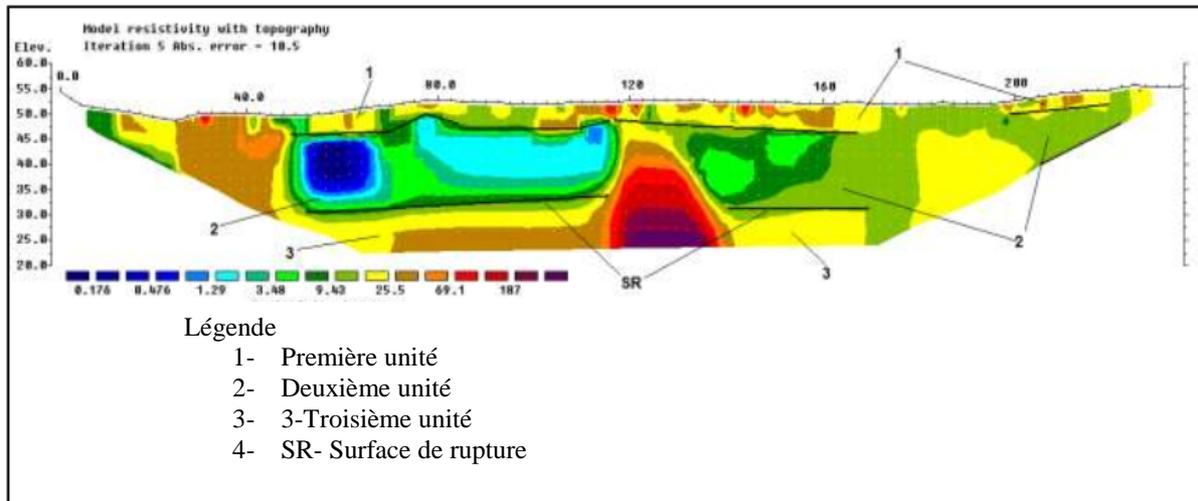


Figure 3.11. Profil de tomographie électrique pour le site de Tigzirt (ANTEA, 2011).

Comme nous l'avons indiqué auparavant, ces méthodes géophysiques présentent un aspect non négligeable pour identifier les zones vulnérables et les zones de forte résistance, elles fournissent cependant, des résultats indicatifs, complexes à exploiter, et qui se focalisent en subsurface.

### III.3. Caractéristiques et origines des glissements de terrain d'Ain El Hammam

La détection et l'auscultation des instabilités de terrain et des zones potentiellement instables dans la région d'Ain El Hammam nécessitent de préconiser une méthodologie s'appuyant sur quelques outils notamment, les documents existants, l'observation directe des terrains d'étude et les techniques d'expressions cartographiques (Pisani et al, 2010).

#### III.3.1. Description du glissement

Ayant un lourd passé en matière de glissement et de mouvements de terrain (depuis 1969), le versant présente un aspect chaotique et boursoufflé reflétant la fragilité du site et sa sensibilité à l'évolution des formes du relief par des jeux conjugués d'érosion et de déformation dues à la fois, aux affaissements et aux glissements et à des coulées terreuses. En effet, on peut observer plusieurs cicatrices d'anciens glissements de type superficiel et semi profond qui aurait entraîné des déplacements de panneaux rocheux volumineux. Cette activité qui empreinte la modification morphologique et l'équilibre fragile de l'ensemble du versant, a traversé une longue durée de détente durant laquelle, les traces du mouvement ont été détruites par l'érosion progressive et voilées par la végétation.

Cette situation a fait concept de plusieurs réactivations provoquées à travers le temps (1969, 1973, 1984 et 1986), par les changements climatiques et les interventions humaines inappropriées. Ces rappels occupent des surfaces de plus en plus étendues, les premières estimations de l'ampleur du mouvement décrivent une étendue de 90 m de largeur sur une dénivelée atteignant 20 m, avec une épaisseur faible de la couche instable qui ne concerne que

les remblais et les matériaux provenant de l'altération des schistes (LNTPB. 1973). Ces premiers signes d'instabilité occupant la partie haute du versant en cours d'urbanisation, ont fait l'objet d'études permettant d'élaborer un POS interdisant les constructions en hauteur sur la partie menacée par le glissement.

Vers les années 1990, des instabilités ont été signalées suite à des suppressions de butées importantes, générées par des constructions édifiées au contre bas d'une école primaire qui a connu des désordres importants même au niveau de la structure.

Le site a ensuite pris une nouvelle forme de stabilité précaire jusqu'aux années 2002 et 2004 ou de nouveaux désordres réapparaissent et le mouvement ne cesse d'évoluer jusqu'à 2006.

S'étendant sur plus de 150 m de longueur entre la partie sommitale et la partie frontale du versant, le glissement a commencé de décrire une forme plus complexe jusqu'à ce qu'il gagne une partie du versant sur le côté Sud-Est au bord de la route menant vers Ait Sidi Said (figure 3.12).



Figure 3.12. Propagation et évolution du glissement vers l'aval du versant.

Bien que les mouvements soient relativement lents et les déplacements apparaissent peu amplifiants (centimétriques à décimétriques), leurs impacts sont importants, vu la potentialité d'un risque très élevé dans la zone active. En effet, la majeure partie du glissement affecte la partie urbanisée et de nombreuses infrastructures sont par conséquent affectées, tout comme les routes d'accès aux différentes localités, entre autres, le boulevard Amirouche qui constitue un axe de communication régionale important, la rue des cordonniers et la rue Bounouard qui sont constamment menacées et dégradées. Les abords des immeubles dominants la crête du versant, et les accès sont dans un état environnemental préoccupant marqués par de nombreux affaissements de trottoirs et d'avales obstrués.

Par ailleurs, le mouvement de terrain évolue d'une manière forte et régulière dans les épisodes de pluies intenses, notamment, l'hiver 2008-2009 ayant observé des désordres particulièrement marqués, comme la distorsion d'immeubles (figure 3.13) et d'ouvrage de soutènement ainsi que les crevasses sur les chaussées (figure 3.14). On note aussi de larges

fissures verticales et obliques découpant le tapis herbacé sur la couronne en retrait de la zone urbanisée.



*Figure 3.13. Désordres observés dans les bâtiments.*



*Figure 3.14. Dislocation de mur de soutènement, affaissement de trottoirs et fissures dans les chaussées affectant les réseaux de conduites.*

L'activité a été suivie minutieusement durant l'hiver 2009-2010, suite à la propagation du mouvement vers les zones médianes et inférieures du versant (figure 3.15) Des travaux de prospection ont été initiés depuis octobre 2009, par la mise en place d'un réseau de points faisant objet de mesures topométriques permettant de définir la cinématique du mouvement (déplacement atteignant 50 cm sur quelques zones durant six mois).

Des campagnes de mesures géophysiques accompagnées de sondages carottés ont permis de déterminer la structure du corps de glissement et de tracer un concept hypothétique sur la profondeur du glissement à l'aide de sondes inclinométriques.

Toutefois, l'appréciation de la cinématique du mouvement et la délimitation des zones instables en surface et en profondeur, sollicitent une poursuite stricte de mesures topométriques et inclinométriques sur plusieurs années.

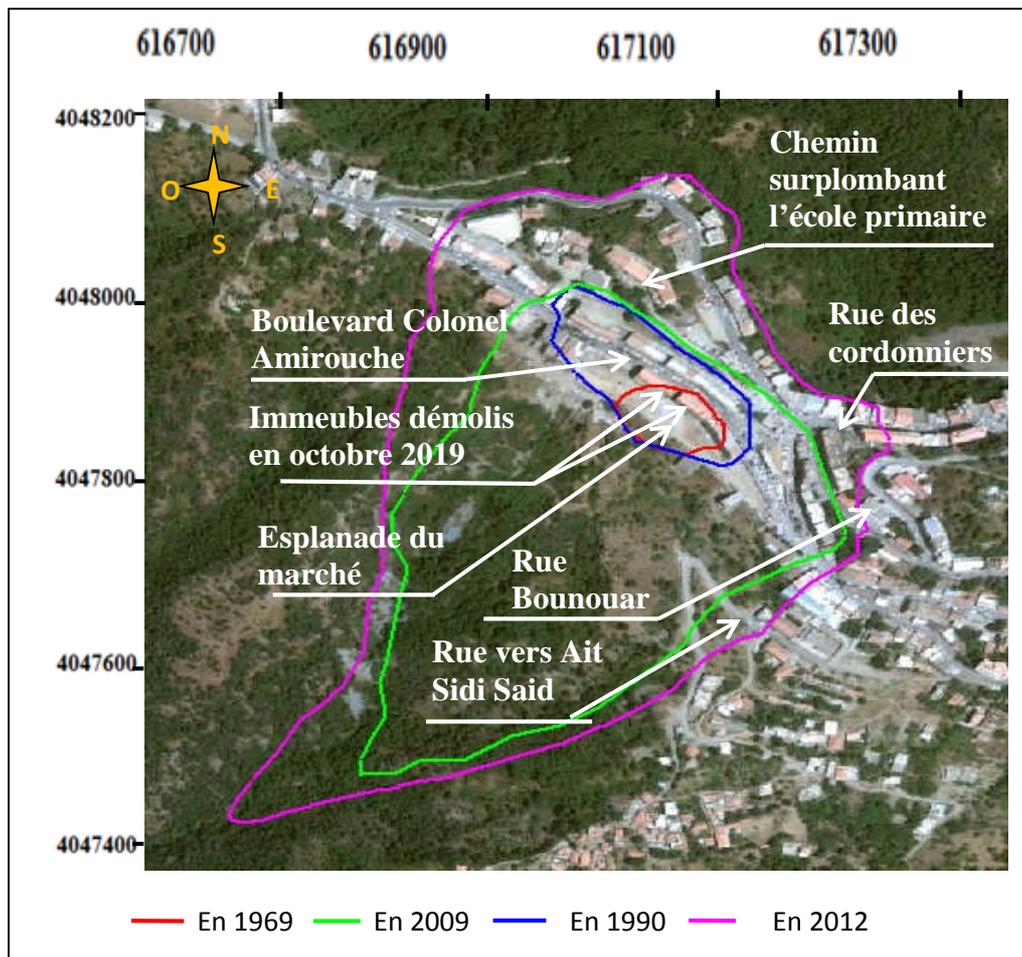


Figure 3.15. *Évolution de la surface du glissement (d'après Djerbal et Melbouci, 2013) et localisation des principaux dommages causés par le mouvement.*

Vu l'importance de l'influence de l'eau sur ces mouvements, il a été décidé depuis 2012, de réaliser un système de déviation des eaux de ruissèlement et des eaux usées vers le versant aval de la zone. Le glissement a connu ensuite, une période de calme caractérisée par des mouvements très lents à l'échelle du versant. Ceci, sans négliger les nouvelles instabilités locales, apparues notamment, sur la rue des cordonniers (figure 3.16), ainsi que le renouvellement de nombreuses fissures au niveau des murs de soutènement et des voies, qui ne cessent à ce jour, d'être colmatées par les organismes publics.



Figure 3.16. Nouvelles instabilités recensées en 2016.

Une nouvelle réactivation du mouvement a été grandement constaté en 2019, suite à l'intensité des intempéries enregistrées en fin 2018 et janvier 2019, ceci a été observé, en particulier, sur deux immeubles qui penchent vers le marché, en contrebas, chaque jour un peu plus, notamment après chaque averse. Ce sont deux immeubles, composé chacun de deux blocs, situés à l'aval du Boulevard Amirouche, l'un en R+3+comble+2 S/Sol et l'autre en R+4+comble +S/Sol. Le bâtiment mitoyen témoigne un écartement de plus d'un mètre, au niveau du quatrième étage (figure 3.17), ce qui a suscité l'inquiétude de la population locale, vu l'impact de ce mouvement qui aurait pu entraîner l'effondrement de ces édifices.



Figure 3.17. Inclinaison d'immeubles vers l'aval du versant.

Une expertise des immeubles a été confiée au centre d'étude et de réalisation en urbanisme (URBAB) qui s'est impérativement prononcé sur la démolition, vu l'état avancé des dégradations constatées (éclatement du béton au niveau des murs de soutènement, fissures très prononcées au niveau des éléments porteurs, désordres dans la maçonnerie...) en plus de l'inclinaison très préjudiciable de l'ensemble dans la direction SO. Il y a lieu de signaler que

ces deux bâtisses sont situées dans la zone C selon la carte de zonage géotechnique élaborée par le groupement ANTEA (2011), c'est une zone où les contraintes naturelles sont difficilement maîtrisables pour un développement urbain sécurisé, elle reprend aussi le secteur de forte intensité sur la carte d'aléa mouvement de terrains.

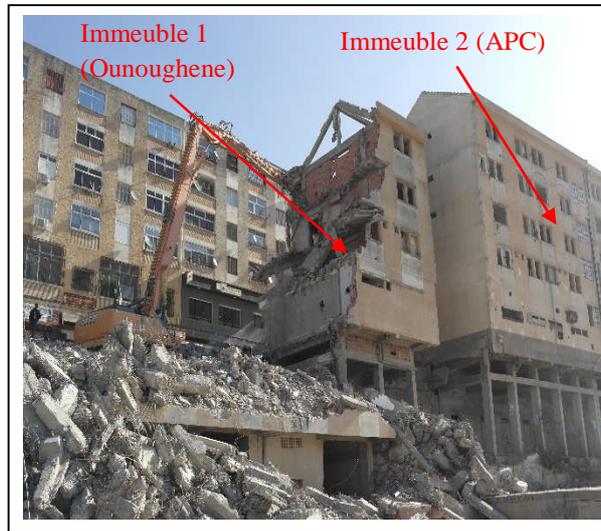


Figure 3.18. Opération de démolition des immeubles inclinés.

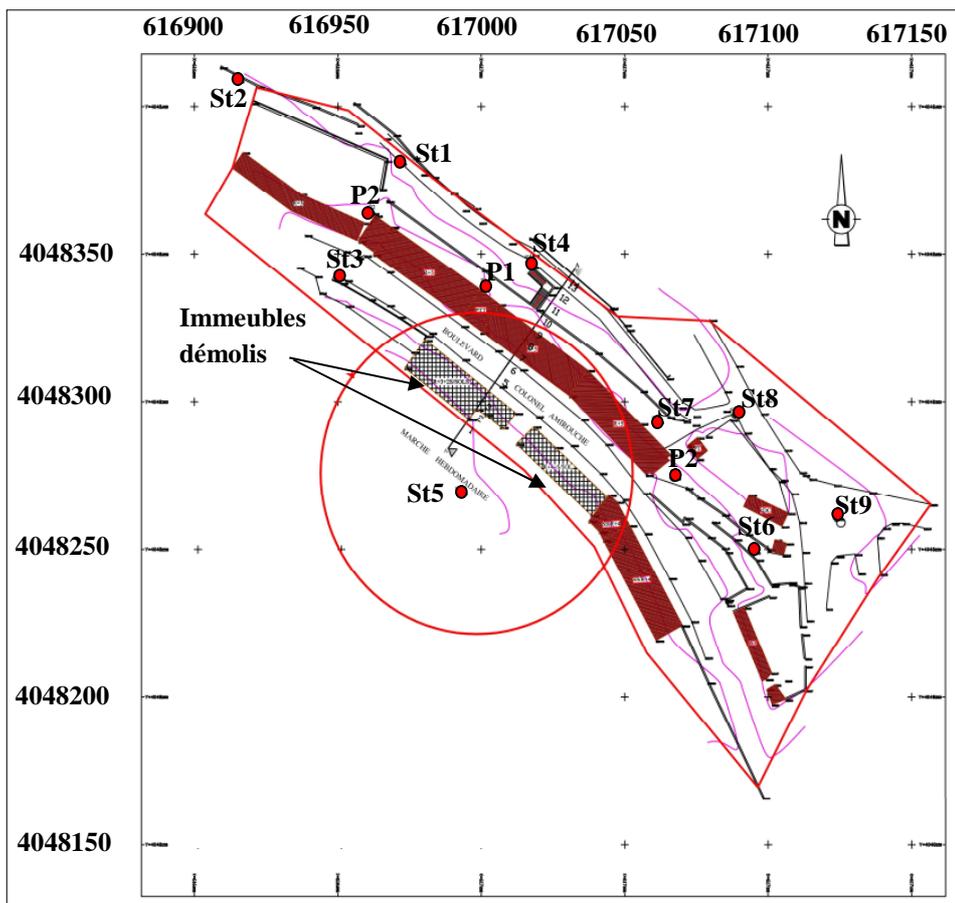


Figure 3.19. Position des points de mesures topométriques (URBAB, 2019).

En octobre 2019 les travaux de destruction des deux immeubles ont été exécutés (figure 3.18), l'opération est accompagnée de mesures topométriques par GPS sur 13 points couvrant une superficie de 2,5 ha, encadrant la zone concernée par la démolition (figure 3.19), c'est une série de mesures hebdomadaires pendant un mois, période qui correspond à la durée de démolition. L'objectif de ces mesures est principalement, de surveiller d'éventuels déplacements engendrés par les vibrations pouvant être induites par les travaux de démolition. Les déplacements les plus importants enregistrés sont de l'ordre de 3 cm sur les mesures planimétriques et de 4 cm sur le plan altimétrique. Ces valeurs sont considérées négligeables comparées à la marge d'erreur enregistrée par la station GPS, soit 2 à 3 cm. Le détail des mesures est présenté en annexe A, tableau A1.

Le suivi actuel indique une phase de latence, celle-ci est sans doute due à l'allègement de la crête du versant par la suppression de la charge qui représente le poids excessif des immeubles démolis, mais surtout, au caractère sec définissant le climat durant ces deux dernières années.

### ***III.3.2. Origines des glissements***

La compréhension et la prévention des glissements de terrain résident en grande partie dans la détection et l'analyse des différents facteurs ayant conduit à l'apparition de ces phénomènes. Ceci met en évidence un certain nombre de paramètres qui interviennent à différentes échelles de grandeurs et de temps. En tout état de cause, les origines du conditionnement et du déclenchement du glissement de terrain d'Ain El Hammam sont probablement multiples et restent polémiques. En effet, il s'agit de la convergence et de la conjugaison de plusieurs facteurs pouvant être regroupés en trois catégories, à savoir, les facteurs de prédisposition, les facteurs déclenchants et les facteurs aggravants (Tullen, 2002).

#### ***III.3.2.1. Les facteurs de prédisposition***

Ces facteurs qui déterminent les conditions intrinsèques du versant, agissent en premier lieu par la topographie du site qui caractérise une pente forte et abrupte et qui induit des déclivités variables sur l'ensemble du versant, ce qui donne naissance à des potentiels d'instabilité élevés. En second lieu, par la nature géologique des formations schisteuses. Elles définissent des couches altérées et remaniées en profondeur donnant lieu à des circulations d'eau souterraines qui contribue à la réduction de la résistance mécanique des matériaux. Ces formations sont surmontées par des dépôts récents provenant de l'érosion continue du versant et d'une succession de remblais. Ces dépôts forment un couvert superficiel qui par sa perméabilité, participe grandement à la mise en place de chenaux préférentiels liés à l'infiltration des eaux favorisant ainsi le phénomène d'altération régressive des schistes.

La nature géologique des terrains agit non seulement par la lithologie du site, mais aussi par les dispositions structurales du versant. En effet, les formations schisteuses à pendage aval décrivent un réseau de discontinuité intense et une structure feuilletée formant des strates orientées dans le sens de la pente.

Les caractéristiques géotechniques définissent de leur part, de fortes teneurs en minéraux argileux (Kechidi, 2010) et des matériaux peu résistants et sensibles aux phénomènes de mouvements de terrain.

L'hydrogéologie du site vient s'ajouter à ces facteurs de prédisposition, par la présence de plusieurs sources d'eau et de cours d'eaux d'écoulements torrentiels et permanents, par leur action érosive, ces paramètres induisent non seulement une dégradation des matériaux et une chute déterminante de leurs paramètres mécaniques, mais aussi une modification de la morphologie. En outre, il y a lieu de souligner l'effet délétère des eaux de ruissellement provenant des précipitations atmosphériques et des réseaux d'assainissement défectueux auxquels s'ajoutent des déversements inappropriés des eaux usées.

#### *III.3.2.2. Les facteurs aggravants*

L'utilisation du sol, constitue le principal facteur aggravant du glissement d'Ain El Hammam, celle-ci est liée essentiellement à l'aménagement du territoire et l'urbanisation croissante de la région. Cette action d'origine anthropique, participe fortement à la dégradation des conditions de stabilité qui se manifeste par la surcharge excessive provenant du poids propre des infrastructures réalisées et de l'intensité de la circulation routière. Dans ce contexte, on peut citer l'apparition de nouveaux désordres vers 1990 durant la réalisation du bâtiment de la BDL ainsi que la période du ralentissement du processus, notamment, sur la partie amont depuis la démolition de certains immeubles en 2009. Ces deux événements semblent en être de parfaits exemples confirmant le rôle aggravant de cette surcharge. L'action anthropique se manifeste également par la modification de la morphologie du versant induite par les affaissements et les terrassements importants ayant conduit à la création des talus routiers et la suppression de butées naturelles, ainsi que par les jets inappropriés de remblais, contribuant à la conception de pente de plus en plus raide et la destruction du tapis végétale. Cela provoque une perturbation de l'écoulement de l'eau souterraine et l'augmentation des pressions interstitielles par la construction des murs de soutènement et l'étanchéisation des sols sous-jacents.

Il faut toutefois noter que l'utilisation du sol peut aussi constituer un facteur déclenchant dans certaines conditions.

L'effet du déboisement joue aussi un rôle non négligeable dans la formation des glissements de terrain dans la région d'Ain El Hammam. Les surfaces paysagères sont caractérisées par une couverture végétale peu abondante, voir rase au niveau de la partie urbanisée. Or la végétation participe à la stabilisation des versants par la fixation du sol et la modification du bilan hydrique (Dapples, 2002).

#### *III.3.2.3. Les facteurs déclenchants*

Cette partie est motivée par un contexte climatologique favorable au glissement de terrain. En effet, la valeur moyenne annuelle des hauteurs de pluies sur ce secteur est de 1058 mm entre 1968 et 1994 et de 1009 mm entre 1997 et 2006. Ceci correspond à une région très pluvieuse. Par conséquent, si l'on revient à l'historique du mouvement décrit par les études antérieures

(GEOMICA 2006, 2009 et ANTEA 2010, 2011), on retrouvera que le déclenchement et les accélérations les plus significatives du mouvement sont largement conditionnées par les événements météorologiques extrêmes, rappelant à titre d'exemple, que les premiers signes de mouvements ont été constatés en décembre 1969 après de fortes précipitations. Les nouveaux désordres apparus en 2004-2005, leur diffusion sur la longueur de la couronne et sur le versant, ainsi que le paroxysme des déplacements atteint en hiver 2008-2009 font souvent suite à des épisodes de pluies particulièrement abondantes.

Quant à la part de la couverture neigeuse qui caractérise la région, elle apparaît importante, notamment, en hiver 2005 et 2012. Son maintien sur des durées assez longues peut provoquer la désagrégation des couches sous-jacentes par gélifraction, mais sa fente entraîne certainement, la saturation des couches meubles et leur mise en mouvement à court terme. En outre, elle apporte une modification progressive du régime hydraulique souterrain qui peut atteindre le seuil critique de stabilité. De plus la neige peut agir par son poids comme facteur aggravant.

Par ailleurs ces conditions climatiques en collaboration avec une structure géologique favorable donnent lieu à de nouveaux plans de rupture de plus en plus profonds.

### ***III.3.3. Aperçu géologique***

La commune d'Ain El Hammam appartient aux zones internes de la chaîne des maghrébides ayant connu des phases de déformations méso-cénozoïques aboutissant à la mise en place de nappes de charriage. Dans ce domaine, on distingue trois ensembles géologiques, à savoir, le socle cristallophyllien kabyle composé de massifs métamorphiques dans lequel on retrouve les gneiss, les marbres, les micaschistes et les schistes. Le socle cristallophyllien constituant le plus large affleurement du domaine interne, est par endroits recouvert en discordance par les dépôts détritiques d'âge oligocène supérieur-miocène inférieur, appelée Oglio-miocène kabyle (Durand-Delga 1969). Une couverture sédimentaire paléozoïque, peu ou pas métamorphique d'âge ordovicien à carbonifère et la dorsale kabyle appelée parfois, chaîne calcaire en raison de la présence de formations à dominante calcaire, correspondant principalement à la chaîne du Djurdjura. La dorsale kabyle limitant le socle cristallophyllien au Sud, est d'âge mésozoïque à cénozoïque.

Dans la région d'Ain El Hammam le socle cristallophyllien est constitué de schistes micacés qui occupent la plus grande partie du territoire de la commune, soit 78,91% et affleurent sur la zone centre et Sud (Figure. 3.20). Il vient en deuxième position les schistes granitisés occupant 10,66% du territoire, ensuite les granulites gneissiques affleurant sur la zone externe Nord sur 6,98 % de la commune, et en dernier les schistes fossilifères et les phyllades qui ont partiellement échappé au métamorphisme constituant le soubassement, et qui occupent une faible surface au niveau de la zone Nord et Nord Est, soit 3,16%. A ceci s'ajoutent les formations quaternaires qui correspondent au remplissage par des alluvions représentant 0,29% de la surface totale sur la zone Ouest.

Les formations géologiques comprennent donc une série de roches essentiellement schisteuses avec des micaschistes dominés par le faciès de schistes satinés de couleur gris foncé. Ces

derniers sont parfois en contact avec les gneiss et présentent une schistosité de direction moyenne ENE-WSW. Le plongement de cette formation s'oriente vers le Sud-Est avec un pendage maximal de 60°. Les micaschistes sont de couleur crème foncé à marron clair, leur schistosité prend la même direction que celle des schistes qui varie de 30 à 80° vers le Sud. Ces deux roches se débitent naturellement en plaquettes et feuillets suivant les plans de schistosité. Les formations superficielles schisteuses sont sujettes à l'altération et l'oxydation sur des épaisseurs allant de 0.5 m à plusieurs mètres. La variation de l'épaisseur d'altération dépend de la morphologie du site.

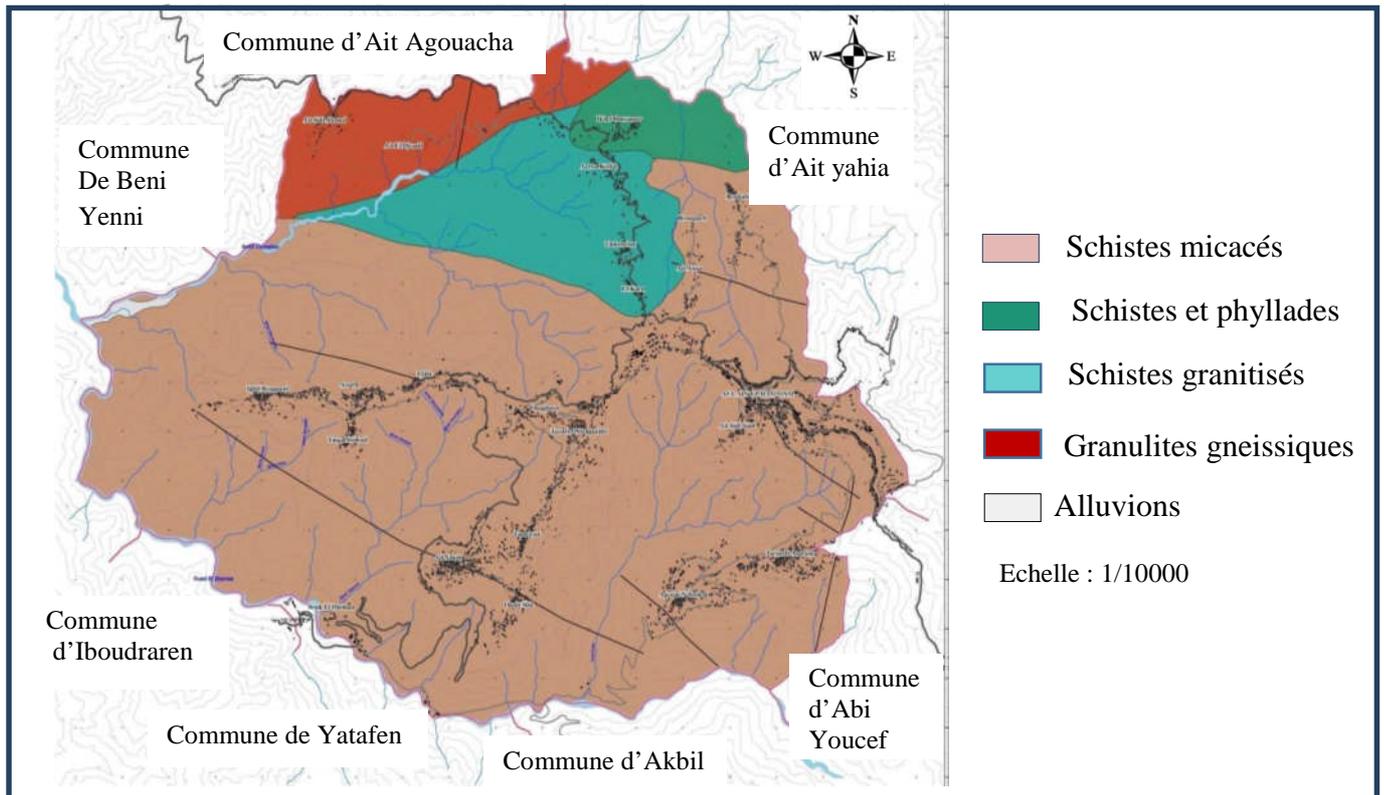


Fig.3.20. Carte lithologique d'Ain El Hammam.

Sur la zone du glissement affleurent à la base une séquence détritique de schistes satinés grisâtres, renfermant de minces niveaux riches en quartzite et une couverture à dominante argilo-limoneuse constituant l'ensemble supérieur.

La crête qui domine le glissement est masquée par le tissu urbain et en contrebas par des jets de remblais pouvant atteindre plusieurs mètres d'épaisseur.

La nature de la structure superficielle et des formations de base qui sont perceptibles à la fracturation dans la partie supérieure, constitue un contexte géologique très favorable aux mouvements de terrains.

### III.3.4. Cadre Hydrogéologique

Il est indéniable que l'eau joue un rôle prépondérant dans le déclenchement et la progression des glissements de terrains, que ce soit l'eau qui circule rapidement (ruissellement de surface), lentement (circulation souterraines) ou qui est stockée dans le terrain (nappe d'imprégnation et de fissures) (Cocher 1984, Fressad 2006, Dubois et al., 2016). C'est pourquoi la reconnaissance du régime hydraulique en surface et en profondeur est un facteur indispensable pour comprendre le processus du glissement.

Dans la ville d'Ain El Hammam L'hydrologie de surface est caractérisée par la présence de plusieurs sources d'eau et d'un réseau hydrographique assez dense (figure 3.21), constituant une multitude de cours d'eau de type torrentiel et généralement au régime intermittent.

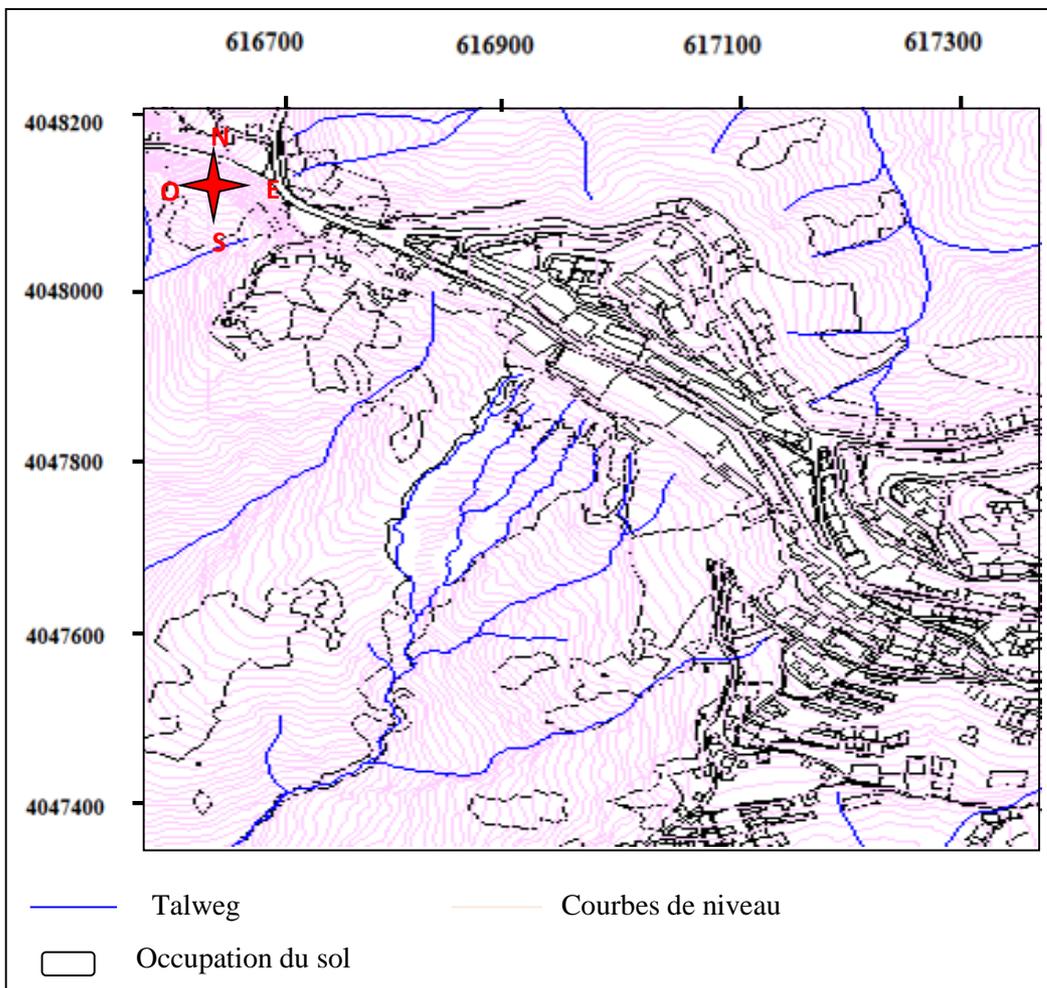


Figure 3.21. Réseau hydrographique de la zone affectée par les mouvements de terrain dans la région d'Ain El Hammam (Extrait de la base de données ANTEA 2011).

La zone affectée par les mouvements est traversée par plusieurs talwegs d'importance variable orientés dans le sens du glissement et montrant une structuration élémentaire avec des chenaux rectilignes. Ces petits affluents sont drainés par un oued principal situé à la sortie

aval du versant (GEOMICA, 2006). À ces données s'ajoutent les débits d'exhaure et les eaux usées qui se déversent dans le versant instable.

Malgré la diversité des investigations réalisées, l'hydrologie souterraine reste non maîtrisée d'une façon efficace, en raison des difficultés de son repérage, cependant, Le glissement semble caractérisé par des écoulements souterrains complexes.

Du point de vue hydrogéologique le massif d'Ain El Hammam est caractérisé par la présence en profondeur variable, de formations schisteuses saines et imperméables, la frange supérieure de ces formations est constituée sur une épaisseur importante, d'un réseau de fractures très dense, propice à l'infiltration des eaux et aux développements des écoulements souterrains à travers des matériaux de texture disparate. Cela donne lieu à l'émergence de nombreuses sources et de retenues d'eau (figure 3.22), ce qui renforce la probabilité de l'existence d'un aquifère important en équilibre avec le niveau d'eau des retenues. En présence de débit feuilleté de la schistosité rentrante dans les massifs, les eaux peuvent s'imprégner par endroit dans le substratum.



*Figure 3.22. Résurgence des eaux d'infiltration à l'aval du versant instable d'Ain El Hammam.*

On note que les résurgences sont localisées à la sortie sud du versant. La partie supérieure du versant, bien que composée essentiellement de matériaux de glissements et de remblais, est peu humide, le tissu urbain est à l'origine de suppression du réseau hydrographique qui drainait les eaux pluviales vers l'aval du versant. L'imprégnation profonde des eaux joue pourtant un rôle négatif majeur puisqu'elle se fait au cœur même du terrain instable.

### ***III.3.5. Cadre climatique***

La pluviométrie est le paramètre climatique auquel nous devons accorder une importance particulière dans cette partie, c'est l'un des facteurs météorologiques essentiel dans le déclenchement des instabilités dans la région d'Ain El Hammam. Pour caractériser les précipitations dans le secteur d'étude nous disposons d'une base de données assez riche qui

s'étale sur plusieurs années. Nous avons exploité les stations pluviométriques les plus représentatives appartenant au réseau de stations déployées par l'ANRH, ou les stations disponibles au voisinage de la région.

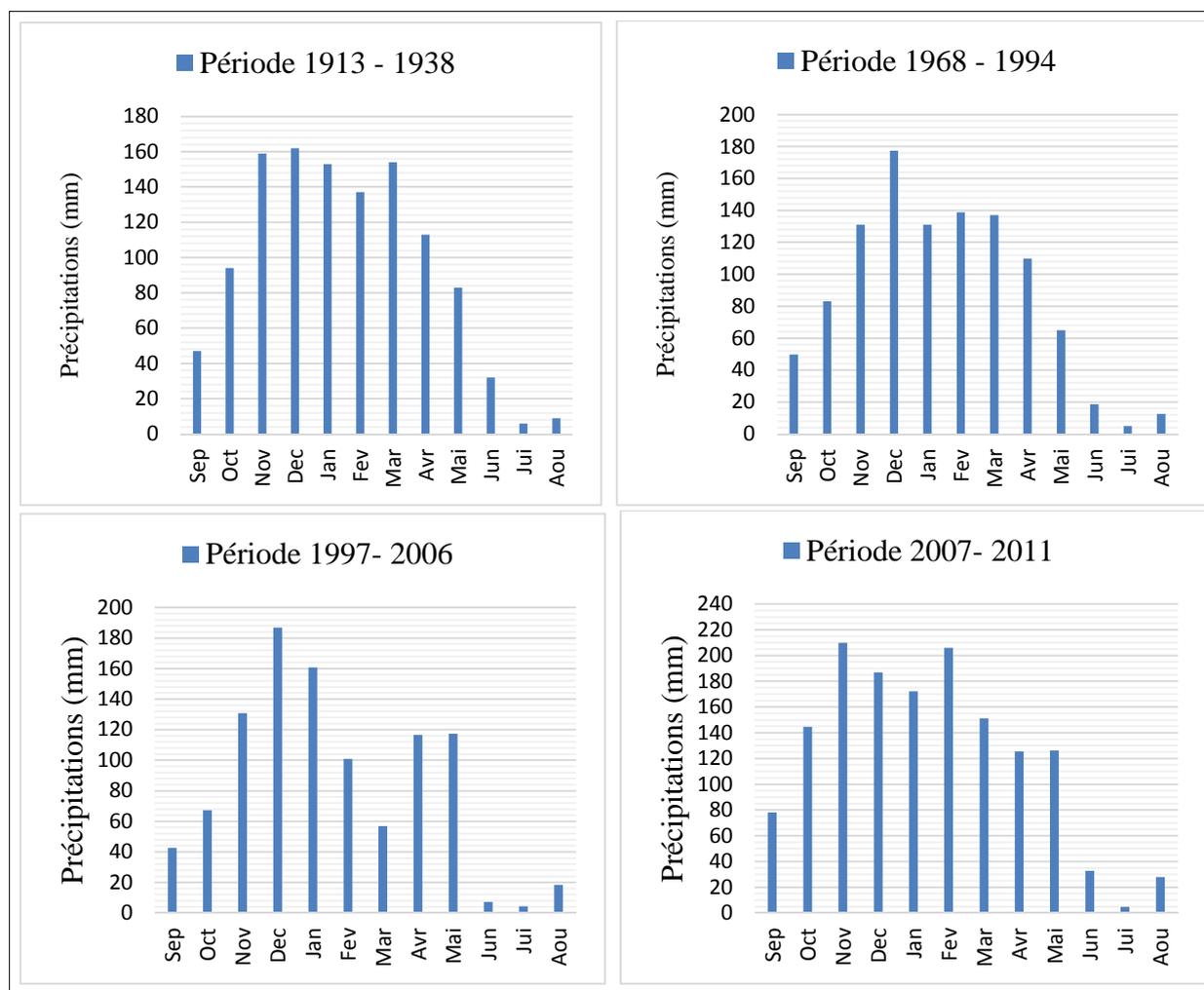


Figure 3.23. Précipitations moyenne mensuelles dans la région d'Ain El Hammam  
(Sources : P. Seltzer, 1913/1938 in GEOMICA, 2006, ANRH)

La commune d'Ain El Hammam est caractérisée par un climat assez rude, à la fois méditerranéen et montagnard, avec un hiver pluvieux, neigeux et très froid, et un été sec et chaud, mais tempéré par l'effet de l'altitude. En ce qui concerne les précipitations de pluie mensuelles, on constate des variations saisonnières considérables, d'après les histogrammes de la figure 3.23. La période pluvieuse de l'année dure en général 6 à 7 mois, d'octobre à mai. La plus grande accumulation de pluie a lieu au cours du mois de décembre, avec une accumulation totale moyenne de 178,265 millimètres.

La période sèche de l'année dure environ 2 mois aux alentours de mi-juin à mi-Aout mais la plus petite accumulation de pluie a lieu au mois de juillet, avec une accumulation totale moyenne de 4,99 millimètres.

En considérant les années climatiques de la période 1968-1994 les précipitations annuelles varient de 441,6 mm en 1968 à 1599,4 mm, enregistrées en 1973. Durant cette période, les précipitations moyennes annuelles ont dépassé 88,25mm. Sur les années plus récentes (1997-2011), cette valeur atteint 1131.71mm avec un optimum de 1831,7mm marqué en 2010.

Les variations annuelles des précipitations présentées par les histogrammes de la figure 3.24 indiquent que les années fortement pluvieuses dépassant les 1100 mm coïncident bien avec les périodes de l'amorce et de réactivation des mouvements.

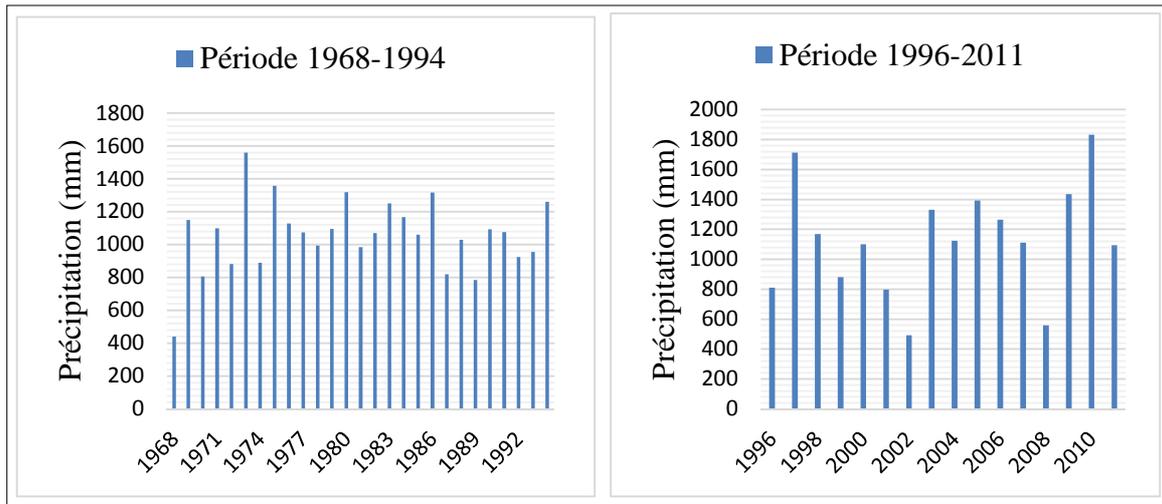


Figure 3.24. Précipitations annuelles dans la région d'Ain El Hammam (Sources ANRH).

La température est aussi un paramètre à prendre en compte dans la caractérisation des glissements de terrains. La hausse des températures peut avoir une influence tardive sur la stabilité du versant par l'effet du phénomène de retrait des terrains argileux, cela donne lieu à la création de fissures importantes qui peuvent entraîner la réduction des paramètres de résistance des sols, et facilitent l'infiltration des eaux d'origine naturelle ou anthropique. En outre, en milieu montagnard, une variation alternative autour des températures négatives en hiver peut entraîner des cycles de gel-dégel ayant un effet néfaste sur les caractéristiques mécaniques des terrains.

Dans la région d'Ain El Hammam, les étés sont courts, chauds et secs dans l'ensemble, et les hivers sont longs et très froids. Les données disponibles concernant les températures ne couvrent que la période 1997-2006, au cours de l'année, la température varie généralement de 3,1 °C à 37,1 °C, les températures les plus basses sont observées en mois de janvier, tandis que les plus élevées sont enregistrées en mois de juillet (figure. 3.25).

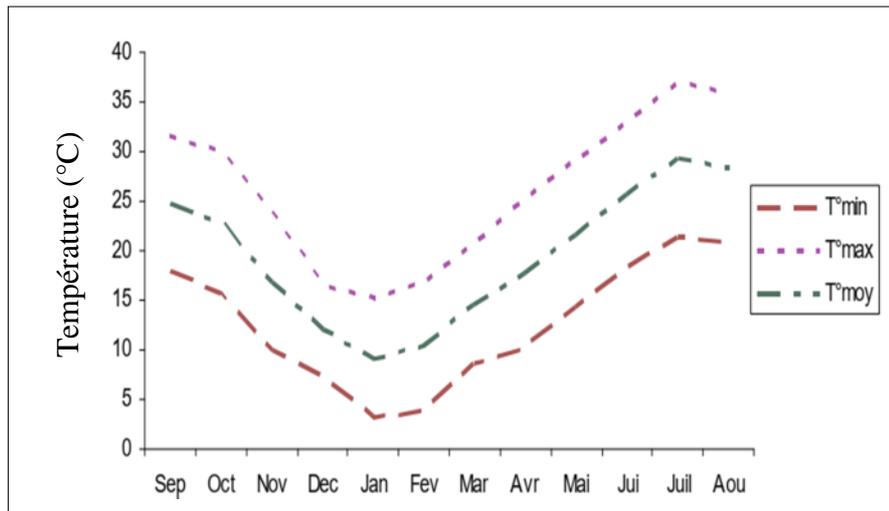


Figure 3.25. Températures moyennes mensuelles dans la région d'Ain El Hammam, période 1997-2006 (GEOMICA, 2006).

### III.4. Caractéristiques et origines des glissements de Tizirt.

#### III.4.1. Description du glissement

Afin de mieux cerner un glissement de terrain sur les différents phénomènes mis en jeu, et les suivis qu'ils impliquent, il est utile de définir un certain nombre de notions géomorphologiques fondamentales concernant les zones instables et leurs environnements (Henry, 1999), avant de se lancer dans la description des désordres engendrés par ces mouvements et leur évolution dans le temps.

#### III.4.2. Caractéristiques géomorphologiques

Le glissement de terrain de Tizirt présente un aspect morphologique particulier dont la genèse semble méconnue. Aucune donnée n'existe en effet, sur l'activité historique des mouvements, seules les observations de terrain et l'examen de cartes et de photographies aériennes peuvent mettre en conjecture l'existence de grands mouvements anciens dont la formation remonte probablement à une période préhistorique (d'après ANTEA, HYDROENVIRONNEMENT, TTI, 2011).

La morphologie de la zone est du moins étroitement conditionnée par le pendage général vers le nord des séries sédimentaires à l'origine d'un relief escarpé, d'une part, et de phénomènes néotectoniques marqués par des phases d'érosion, d'autre part. Le phénomène d'érosion est ici mentionné comme un trait caractéristique des mouvements de versants côtiers où il semble avoir été provoqué par un soulèvement général qui est à l'origine de l'apparition des mouvements de terrain de type coulées terreuses.

Le secteur est affecté par ces mouvements sur une grande superficie où l'on dénombre des glissements anciens et récents. Les mouvements anciens présentent un ensemble complexe comprenant trois entités distinctes par leur endroit et leur ampleur.

La première coulée survenue dans le secteur ouest est marquée par une élévation du relief s'avancant en saillie dans la mer. Elle domine la route menant vers le port par la formation d'un talus abrupt, vestige d'un bourrelet de pied régulièrement érodé. On observe sur cette partie de nombreux blocs gréseux emballés par des matériaux remaniés argileux. Cette zone présente quelques nouvelles manifestations de mouvements de terrain aussi bien épidermiques que profonds.

La niche d'arrachement semble être efficace par la modification de la topographie due à des actions de différentes natures. Des traces de matériaux charriés par les mouvements anciens sont observées sur la partie supérieure de la coulée.

Sur le secteur Est, deux coulées anciennes et très étendues ont été repérées par de bombements topographiques et la formation de bourrelets débordant sur la mer (figure 3.26). Ces coulées auraient effacé une longue plage pouvant dépasser 800 m de longueur. Le tracé du très de côte est efficacement perturbé à certains endroits par des ondulations concaves et convexes, présentant ainsi une variabilité morphologique avec des côtes sableuses et rocheuses.

Ces anciens mouvements semblent s'initier en pied des reliefs montagneux situés au sud, et la tête de la niche d'arrachement se situerait sur les sommets du massif éocène Sour Bouaouine (ANTEA, 2011).

Une des coulées terreuses ayant transporté des blocs gréseux très volumineux est repérée sur la partie orientale du secteur. C'est un très ancien mouvement sans réactivations majeures visibles, mis à part, des affaissements sur la chaussée de la RN24, sur deux endroits. Ils sont dus à une déstabilisation de la couche meuble peu épaisse recevant la chaussée sur 5 à 10 m de longueur. La partie n'a pas fait objet de reconnaissance permettant de mieux circonscrire la géométrie du mouvement en surface et en profondeur.



Figure 3.26. Vue aérienne montrant la morphologie des coulées terreuses sur la partie orientale.

C'est à la coulée centrale que l'on accorde un intérêt particulier, vu son volume immense et l'importance des désordres entraînés par la réactivation du mouvement. Schématiquement, la coulée présente une pente raide sur sa partie frontale ayant débordé la mer, puis un épaulement d'environ 13° sur plusieurs dizaines de mètres à l'amont et à l'aval de la RN24.

L'observation d'une photo aérienne et d'une vue d'ensemble de la région en 3D, permet de repérer la forme de la coulée et la niche d'arrachement en contrebas des sommets du versant sur une altitude de 260 m. Les limites latérales de la coulée sont marquées par une légère dépression à l'ouest sur la longueur de l'épaulement qui termine par une vallée étroite encaissant le ruisseau Azal et par un vallon débouchant sur le creux Ferraoun. Cette coulée a dû couvrir une partie de la côte sableuse par l'avancement des terrains vers la mer ce qui aurait séparé la grande plage de la plage Ferraoun ayant constitué une seule baie.

En parcourant une forme comparable à un demi-sablier, la coulée mesure plus d'un kilomètre de longueur, sur une largeur d'environ 700m sur la côte, et 900m au niveau de la RN24. À partir de ce niveau la coulée maigrit jusqu'au sommet.

Le volume des terrains ayant subi le mouvement est estimé à 8 millions de m<sup>3</sup>. Les sols rencontrés comprennent des formations quaternaires contenant un épandage d'éboulis enrobés d'argile, on y trouve également des masses de grés fissuré et/ou emballé dans une matrice terreuse, avec interaction de marnes altérées et d'argile sur quelques points.

Le mouvement a fait objet de réactivations anciennes et récentes sur une grande surface limitée par la côte et la RN24, sur cette partie les sols en surface montrent de nombreuses traces de glissement superficielles et des lentilles instables qui se succèdent dans le sens de la pente et des fissures centimétriques avec parfois des escarpements localisés particulièrement sur la partie ouest qui est caractérisé par une forte activité.

#### ***III.4.3. Description des désordres***

Souvent les versants représentant un héritage morphologique ancien prennent une forme de stabilité pendant longtemps cependant, ils continuent d'évoluer lentement ou par crise et peuvent menacer grandement des établissements humains. Faisant aspect de ces versants, le site de Tizirt devait connaître une évolution lente, cette hypothèse se justifie par un historique d'urbanisation disant que pendant longtemps les secteurs qui sont aujourd'hui menacés ont été toujours réservés à un usage agricole et arboricole, aucun vestige ou ruine romaine déclarant que ces zones ont été habitables. Selon des témoignages locaux ces parties furent déclarées zones instables même pendant la période coloniale.

Vers les années 1970 le site a observé de réactivations visibles et apparentes sur les zones Est et ouest de la région, des premiers désordres ont été apparus tel que les fissures sur les constructions et les routes, la cause devait être la jonction de conditions climatiques exorables et d'une urbanisation mal contrôlée.

En 1977, l'instabilité du site a été identifiée et représentée sur une carte géotechnique établie dans le cadre de l'étude du PDAU de la région (Akli, 2008). Ce document a décelé les zones

de terrains constructibles des zones instables et défavorables à l'urbanisation. Ces dernières concernent de grandes surfaces sur la coulée ouest et la coulée centrale (figure 3.27). Jusqu'à cette époque, aucun signe d'activité n'est détecté sur la coulée Est, ce secteur n'a d'ailleurs connu aucune étude de risque auparavant et n'est pas mentionné comme zone active sur la carte d'aléas géotechnique. Le secteur ouest semble par contre déjà affecté par de réactivations anciennes sur la partie abrupte non urbanisée à l'aval de la RN 24 (à l'amont de la route menant vers le port), cet axe routier est ensuite touché par de légers affaissements sur quelques portions. Sur un tronçon de la route menant vers le port, le pied du versant est bordé par un mur de soutènement en gabionnage construit dans le but de protéger cet axe. Globalement, le glissement est de taille relativement modeste.

C'est dans la partie centrale que le secteur montre une réactivation complexe et continue. En effet, pendant les années 1977, le mouvement a envahi toute la zone bâtie à l'aval de la RN 24 en affectant clairement le quartier des bungalows. Des indices de glissements apparaissent nettement sur les sols (les loupes de glissements et les cicatrices d'arrachement) et les infrastructures (fissures sur les murs et endommagement des routes) (figure 3.28).

Au début des années 1980, la situation commence à devenir alarmante avec le basculement d'un bungalow et l'aggravation de certaines fissures.

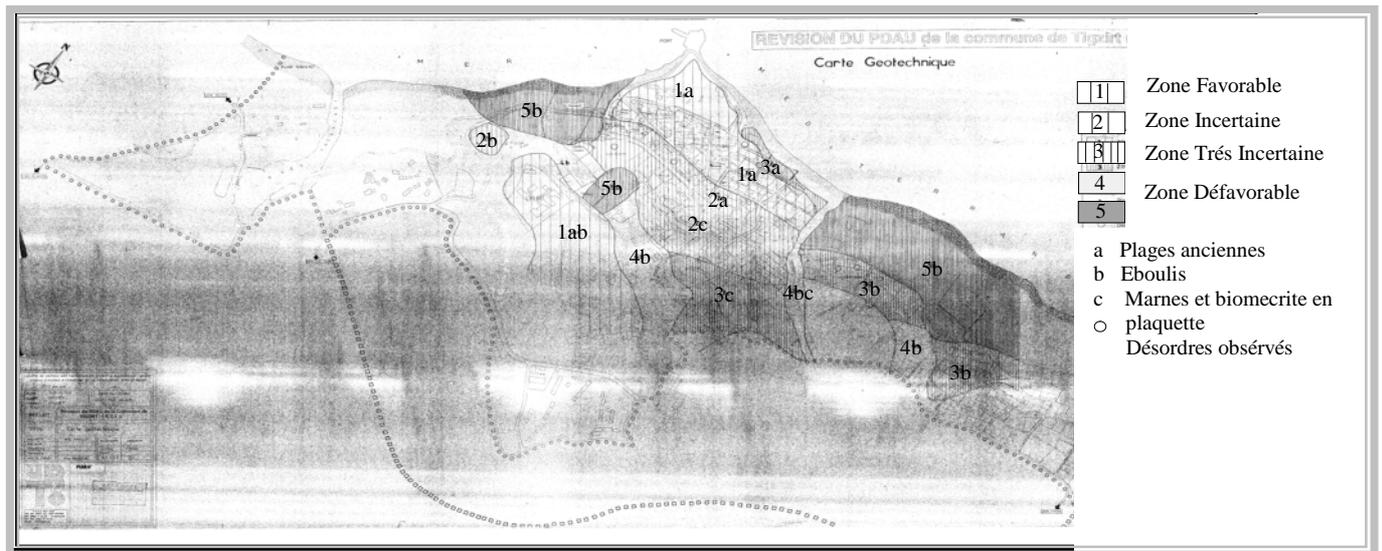


Figure 3.27. Carte d'aléas mouvement de terrains (établie dans le cadre de l'étude du PDAU de Tigzirt).

À partir de 1998, l'accélération du phénomène a conduit à l'amplification des dommages et des déformations qui sont devenues inadmissibles pour les ouvrages situés dans la zone du glissement. Des maisons nouvellement construites ont été disloquées et d'autres se sont inclinées d'une façon spectaculaire, à l'exemple de la construction située à l'ancien parc communal (figures 3.29). Une activité par régression du mouvement a engendré des désordres même sur les anciennes bâtisses situées à l'amont de la RN 24. Suite à cette situation le laboratoire LNHC est engagé pour une étude géotechnique ayant fait ressortir à l'interdiction de construire à l'aval de la RN 24.



Figure 3.28. Traces de glissement sur le sol, fissures et dislocation de mur de clôture (Photos extraites de l'étude géotechnique réalisée par LNHC, 2002).



Figure 3.29. Désordres dans les bâtiments situés dans la zone instable.

Malgré les travaux de reconnaissance réalisés, les processus qui gouvernent le glissement ne sont pas totalement maîtrisés. Quelques temps après de fortes précipitations en novembre 2007, de nouveaux désordres ont fait apparition, à l'image de la détérioration des réseaux de conduites d'eaux potables et d'eaux usées qui sont absorbées par les terrains, des fortes inclinaisons de pylons électriques engendrant de coupures fréquentes de tension, du décalage de l'accès principal au quartier des bungalows, d'un escarpement très large observé sur le versant près de la côte ainsi que d'affaissement sur un long tronçon de la RN 24 dénommé "Avenue Ahmed Chafai" (figure 3.30). L'affaissement s'exprime par une large fissure qui commence à entraver la circulation. L'hiver fortement pluvieux de 2008-2009 n'a fait qu'aggraver la situation, à cet effet, une étude géotechnique globale a été réalisée par le groupement ANTEA (2011). En plus des nombreuses investigations géologiques par forage, un suivi par mesures inclinométriques à raison d'en moyenne une campagne par année, montre une activité continue mais lente (d'ordre millimétrique). Des mesures impératives ont été recommandées dans le but d'améliorer la stabilité de l'ensemble du versant par le rabattement du niveau d'eau dans les terrains. Cette action comprend la gestion des eaux

pluviales par la mise en place des caniveaux, et la réfection des conduites d'assainissement et des eaux potables dont les fuites accentuent le phénomène du glissement.



*Figure 3.30. Large escarpement sur le versant côtier et affaissement de routes.*

La prise en compte de ces mesures préliminaires de confortement a contribué au freinage du mouvement. Les études du groupement ANTEA (2011) ont ensuite, mis l'accent sur la nécessité d'une installation de mise en place d'un dispositif d'évacuation et de drainage des eaux, permettant d'améliorer la stabilité d'ensemble du versant et une gestion rigoureuse des niveaux d'eau dans les sols.

Entre 2010, et 2013 le mouvement a observé une période d'inactivité caractérisée par des mouvements extrêmement lents avec une vitesse de l'ordre de 1 cm par an, mis à part de petits glissements superficiels survenus par endroits dans le secteur Ouest.

A partir de septembre 2013, de nouveaux désordres ont été constatés, plus particulièrement, sur le secteur ouest où la route menant vers le port a subi de part et d'autre, des affaissements et des glissements sur de bonnes tranches. Le mur en gabion, réalisé pour soutenir le versant à l'amont de cet axe routier, a été complètement détruit et submergé par des coulées de boues renfermant divers blocs de grès. Une étude de confortement des différents secteurs est confiée au laboratoire GEOMAG, ce dernier avait réalisé des sondages dont le but est de définir principalement le niveau du substratum et son pendage, pour le dimensionnement des dispositifs de stabilisation.

De 2014 à 2015, le confortement a été réalisé par la mise en place de parois constituées de séries de micro pieux de 250 mm, ou de pieux forés dont le diamètre varie de 1 à 1.2 m (figure 3.31. a et c ). La profondeur des pieux est de 20 à 25 m sur les parois réalisées sur le secteur Ouest, mais atteint 30 m dans le secteur central, on note que cette profondeur dépend essentiellement de la position du substratum rocheux. Le recépage des pieux est ensuite réalisé afin de dégager la partie supérieure des armatures et les relier à la semelle (figure 3.31.b). Cette action de renforcement est accompagnée d'un rabattement de nappe, assuré par des drains reliés à la station de pompage par des tranchées drainantes.

Ce dispositif de confortement semble être efficace, en effet, depuis 2015, les mouvements observent une phase de stabilisation artificielle, mais cela nécessite l'intégration d'un

équipement de surveillance et de témoins de désordres pour apprécier la fiabilité du système. Seul le suivi permanent et crédible pourra exclure ou confirmer l'hypothèse de l'existence de déformations minimales qui sont difficilement détectables.



Figure 3.31. Réalisation du système de stabilisation : a) et b) secteur central à la périphérie nord de la subdivision d'hydraulique, b) secteur Ouest.

On peut s'interroger sur l'évolution future de ces mouvements si des poursuites épisodiques se produiraient encore, alliées à l'absence de l'entretien des ouvrages de traitement. Il est probable qu'ils prennent un caractère brutal et catastrophique, dans l'hypothèse d'un mouvement d'ensemble entraîné par un changement climatique exceptionnel, accompagné d'un séisme. C'est une éventualité qu'il faudra prendre en compte dans ce site. Ce risque pourra être plus extrême en cas de régressions du mouvement vers l'amont de la RN24. Une accélération pourrait déterminer en sus de la suppression de la route, des conséquences imprévisibles pour les habitations et les agglomérations en aval et en amont.

#### **III.4.4. Origines des glissements**

De nombreuses incertitudes existent couramment, quant à l'origine du déclenchement ou de réactivation d'un mouvement de terrain, à cause de l'occurrence souvent synchrone de facteurs considérés à la base de l'apparition du phénomène. Le glissement de terrain de Tizirt constitue un processus complexe dont la manifestation résulte de la combinaison de plusieurs facteurs ; les propriétés géologiques et géotechniques des formations, l'évolution géomorphologique, l'érosion marine, les conditions d'eau souterraine et de surface sont des paramètres qui agissent sur des échelles de temps variées, mais contribue chacun de sa façon à l'apparition du mouvement. En tout état de cause, les mouvements surviennent majoritairement en hiver lorsque la pression d'eau est critique pour la stabilité. La distribution spatiale et temporelle reste pourtant irrégulière mais la fréquence et l'ampleur peuvent être décuplées par des événements météorologiques extrêmes.

##### **III.4.4.1. Les facteurs de prédisposition**

Ces facteurs sont justifiés par l'héritage géologique et structural de la zone. Les terrains dominants sont constitués de marnes plissées et localement faillées voir mylonitisées et fortement altérées (ANTEA, HYDROENVIRONNEMENT, TTI, 2011). Ces témoignages de

déformations intenses ayant affecté ces massifs au cours de phases tectoniques créant de chemins préférentiels dans la propagation de la rupture.

Ces formations du crétacé sont recouvertes de dépôt quaternaires meubles essentiellement argileux, à zones plus ou moins limoneuses ou parfois sableuses, avec des blocs gréseux de toute dimension. Cette alternance de couches aux comportements mécanique différents permet de localiser de zones de déformations privilégiées qui circonscrivent des masses mouvantes.

Hormis les versants des bordures côtières et certaines formes désordonnées sur la longueur du versant (traces d'anciens mouvements), la topographie du site n'est pas décidément favorable à l'instabilité, la pente critique dépend cependant, de la déclivité des différentes couches. Les formations éocènes compactes forment une pente plus accentuée que les formations récentes les reconnaissances géologiques réalisées montrent en effet, que la profondeur des marnes devient plus importante en allant du sommet vers le pied du versant. La topographie est toutefois, irrégulière et prétend l'existence de reliefs inverses ou de talwegs, siège de circulations d'eau souterraine. A cela, ces formes ajoutent un rôle récupérateur des eaux et favorisent les recharges locales de la nappe phréatique lors des événements très pluvieux (Compina, 2005).

Les glissements trouvent leurs origines dans d'autres conditions intrinsèques telles que les caractéristiques géotechniques qui sont d'autant plus faibles que la tenue des terrains reste vulnérable, même avec une morphologie marquée par des reliefs doux. Il est facile de comprendre que ces terrains sont en situation déjà précaire à l'idée de concrétiser l'existence d'anciens mouvements. Cela est dû certainement à la déstructuration des matériaux glissés et la présence de ruptures préexistantes qui participe extrêmement à la diminution des caractéristiques intrinsèques, le fait que les matériaux mobilisés ont une résistance amoindrie implique des prédispositions à la remise en mouvement.

#### III.4.4.2. Facteurs de préparation

L'hydrogéologie et l'hydrologie sont ici deux facteurs de préparation aux mouvements, caractérisés par l'existence de nombreux indices confirmant la présence d'eau d'une façon abondante, essentiellement en saison hivernale. Ces indices sont reflétés par la formation de zones humides ou d'émergence, en indiquant que les eaux circulent horizontalement dans les couches supérieures et resurgissent dans le réseau hydrographique en surface. Ces écoulements épidermiques empruntent une topographie non maîtrisée en épousant sans doute, les formes du relief du toit du substratum imperméable, et en créant des points de rétention ou des lobes d'accumulation en maints endroits dans les zones fracturées ou altérées, ce qui contribue à entretenir l'instabilité du site. Ce contexte hydrologique pénalisant est renforcé par des apports d'eau d'origine anthropique venant des fuites causées par la dégradation ou la déféctuosité des ouvrages hydrauliques (réseaux d'assainissement, conduites d'eau potable, système de drainage et d'évacuation des eaux pluviale). Les fuites se déversent ainsi d'une façon diffuse et massive dans les terrains sensibles, ce qui perturbe l'équilibre naturel.

L'eau de mer constitue une incidence néfaste sur l'équilibre du versant, d'une part, par la saturation du pied qui élimine la cohésion des terrains, et d'autre part, par l'érosion littorale induite par des réactions physico-chimiques, alternant lentement les massifs marneux qui sont très sensibles aux agressions de l'eau salée. Cela provoque une décharge en pied et une suppression de butée stabilisatrice.

Il ne faut en plus pas perdre de vue, l'intervention humaine dans la région, qui peut contrarier l'évolution naturelle à travers l'extension urbaine, l'absence des activités agricoles, le déboisement et le changement de l'affectation du sol. Ces paramètres dans un contexte hydrogéologique défavorable ont joué certainement un rôle prépondérant dans la réactivation des mouvements de terrain de Tizirt, sachant que la région a connu une urbanisation intense au cours des dernières décennies. Les statistiques révèlent qu'entre 1980 et 1999 l'occupation du sol par la construction s'étale de 143 % par le bâtiment et de 75% par les voiries. Les charges apportées par ces différents ouvrages peuvent modifier l'état de contraintes dans les sols et provoquer des mouvements et des désordres importants plus particulièrement dans les sites ayant connu des mouvements par le passé.

Ces ouvrages nécessitent des terrassements et des affouillements qui se traduisent par de suppression de butée provoquant le déséquilibre de l'ensemble. Sans oublier que les travaux d'aménagement sont responsables de l'imperméabilisation des sols qui favorise la concentration des eaux de ruissellement à l'aval pouvant compromettre les conditions d'équilibre. Les effets anthropiques peuvent aussi être à l'origine de déclenchement d'instabilités localisées.

Les séismes sont souvent classés parmi les facteurs déclenchant d'instabilités gravitaires à grande échelle (Tibaldi et al., 1995, Crosier et al, Keefer 2002, ...). Cependant la ville de Tizirt est située dans une zone de sismicité moyenne à modérée, selon le RPA 99 révisé en 2003. Ce facteur apparait ici comme facteur préparatoire dans l'origine des glissements étudiés, en effet, le séisme de Boumerdes-Zemmouri du 21 mars 2003, n'aurait pas déclenché une instabilité, mais celui-ci a engendré des contraintes défavorables par la mise en pression des terrains qui s'expriment par la création de contraintes horizontales déstabilisatrices et la variation alternative des contraintes verticales.

#### III.4.4.3. Facteurs déclenchants

Les variations hydrologiques saisonnières restent un facteur déterminant dans le déclenchement du glissement de terrain de Tizirt. Le climat est caractérisé par un été sec et un hiver humide, avec une pluviométrie annuelle dépassant les 1000 mm sur certaines périodes. On note principalement une hauteur de pluie de 351,6 mm pendant le mois de novembre de l'année 2007, période suivie par une réactivation intense du mouvement en 2008. La confrontation des chroniques des précipitations efficaces à l'historique des réactivations a largement démontré le rôle des intempéries dans le déclenchement des instabilités. Cela affirme toutefois, que ces événements agissent sur une échelle de temps variable (après quelques jours ou quelques mois, voire une année). Une grande partie de ces précipitations s'infiltré dans le corps des terrains déjà déstabilisés et recharge la nappe aquifère. Ceci est justifié par la perméabilité des terrains et la pente faible qui ne favorisent

pas le ruissèlement de quantités importantes en surface, cela s'ajoute aux successions d'épisodes pluviométriques efficaces sur plusieurs jours.

Il faut aussi signaler la part importante de l'alimentation en eau des terrains provenant des pertes des réseaux hydrauliques dans la région de Tizirt. Ces apports d'origine anthropique se rajoutent à la partie dérivant des précipitations et participent amplement à la modification de l'hydrologie souterraine en faveur du seuil critique de la hauteur piézométrique.

Aucune surveillance du mouvement n'est cependant, mise en place pour confirmer les relations entre les forçages hydro-climatiques, le délai de réponse de la nappe aux précipitations et la cinématique du mouvement.

#### ***III.4.5. Contexte géologique***

La région de Tizirt est localisée dans la partie Nord-Est de la wilaya de Tizi-Ouzou qui appartient à la chaîne alpine pré-méditerranéenne. Elle est définie en grande partie par des formations sédimentaires qui constituent un assemblage de formations d'âge allant du crétacé supérieur à l'éocène, caractérisant l'unité tellienne de Dellys et d'une série de terrains faisant partie de l'unité Numidienne, considéré par D. Raymond et Durand Delga comme des nappes de charriage sur l'ensemble des unités allochtones constituant les flyschs Nord kabyles.

Du point de vue litho-stratigraphique, il s'agit globalement d'une alternance de sédimentation de différentes origines : chimique (calcaire), détritique grossière (Grés et sable) et détritique fine (marne et argile), les marnes apparaissent sous diverses formes, on distingue les marnes schisteuses du crétacé formant le substratum rocheux qui constitue la lithologie prédominante des quartiers urbanisés et de la côte. Plus à l'amont le versant est constitué par des marnes plus ou moins gréseuses et de marno-calcaire fossilifère, ayant un aspect plus résistant à l'érosion.

Les terrains meubles du quaternaire dont l'épaisseur est considérable à l'aval du versant, sont constitués d'une alternance de grés et de matériaux terreux peu résistant (argile, limon et sable). Les grés se présentent sous forme de chaos de grands blocs massifs, emballés de matériaux plus fins. Ces dépôts peuvent être le produit de phénomènes de désagrégation des roches friables du crétacé comme les marno-calcaire. La nature de ces terrains assez variée suggère l'existence d'une histoire géologique assez bouleversée qui justifie l'existence de zone de glissement dans certaine partie de ce territoire.

Du point de vue structural on rappelle que les marnes schisteuses sont plissées et localement faillées, avec une inclinaison de 20° à 40°. On note l'existence de plis et de failles localisées dans les marnes schisteuses qui se débitent en plaquettes lorsqu'elles sont saines mais elles deviennent peu consistantes et argileuses dans la frange d'altération superficielle. Ces éléments structuraux jouent un rôle fondamental dans la géométrie de la rupture.

Au niveau des zones de glissement nous pouvons préciser à partir des données de sondages carottés et à partir d'observation d'entailles et d'affouillement, la nature et l'épaisseur des couvertures meubles qui est très variable (5 à 30 m) et plus ou moins chargée de blocs gréseux

avec l'arrachement de paquet de marnes altérées qui affleurent sur le talus côtier et succèdent les blocs en grés sur certains endroits.

#### III.4.6. Contexte hydrogéologique

La compréhension du comportement hydrogéologique est l'une des clés de la caractérisation des glissements de terrain. L'hydrogéologie de la région de Tizirt est caractérisée par la présence de deux fleuves principaux et permanents. Il s'agit du ruisseau Timila situé à l'est et du ruisseau Tassalast situé à l'ouest. Le réseau hydrographique est relativement peu développé en surface (figure 3.32) mais il faudra noter la présence de nombreux affluents au régime intermittent qui montrent un fonctionnement principalement en saison hivernale. Les résurgences temporaires ont été observées à plusieurs niveaux remarquables. La zone du glissement Est, est drainée par le ruisseau Azal à l'ouest, et le ruisseau Feraoun à l'est. Ces deux ravins prennent naissance sur des replats n'atteignant pas les 100 m d'altitude, et se déversent dans la mer. Sur ce secteur plusieurs zones humides ont été repérées ce qui exprime l'alternance de couches de perméabilité différentes en liaison avec une morphologie permettant la rétention d'eau sur de différents endroits. L'eau sera lentement absorbée par les argiles et les marnes qui peuvent devenir plastiques et servir de surface de glissement.

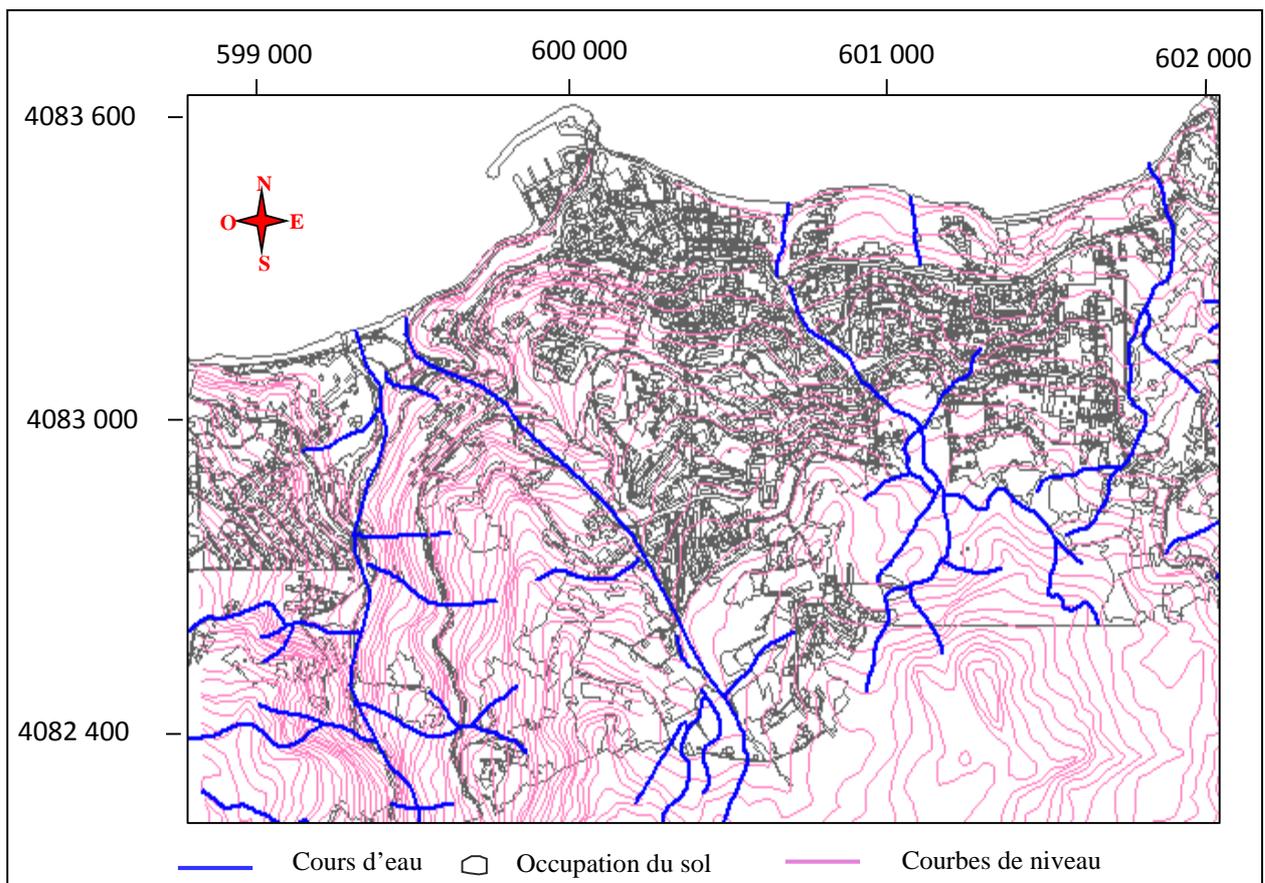


Figure 3.32. Réseau hydrographique dans la région de Tizirt.

**III.4.7. Cadre climatique**

La région de Tizirt est caractérisée par un climat méditerranéen avec un hiver froid et humide, et un été chaud et sec. La période plus riche en précipitations se dégage à la fin de l'automne, suivie par une période plus variable durant l'hiver et le printemps. Globalement, les pluies s'étalent du mois d'octobre jusqu'au mois de mai avec un pic marqué en mois de novembre par 109.8 mm durant la période 1975-1984 et par 167.76 mm sur la période 1989-2010 (figure 3.33). L'été correspond à la période la plus pauvre en précipitations avec un minimum enregistré au mois de juin ou de juillet.

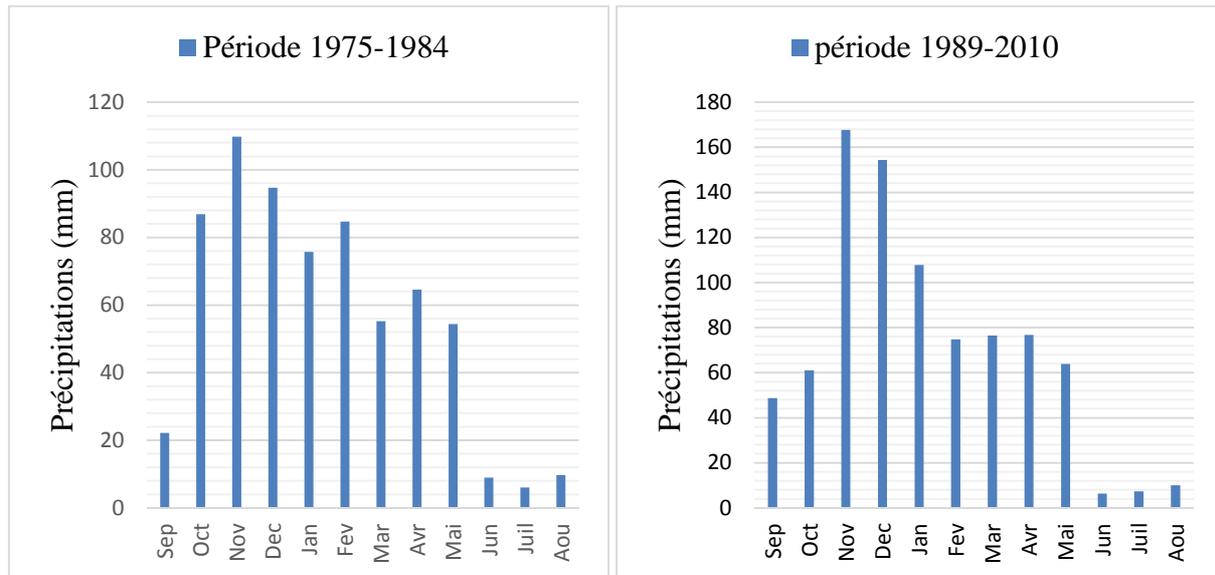


Figure 3.33. Précipitations mensuelles moyennes (Sources : ANRH et Station météorologique Dar El Beida).

L'analyse de la chronique des précipitations moyennes annuelles (figure 3.34) met en évidence des événements pluviométriques relativement importants notamment les hivers 1997-1998, 2002-2003 et 2007-2008 qui correspondent bien aux phases de réactivations des mouvements anciens ou de l'amorce de nouvelles instabilités.

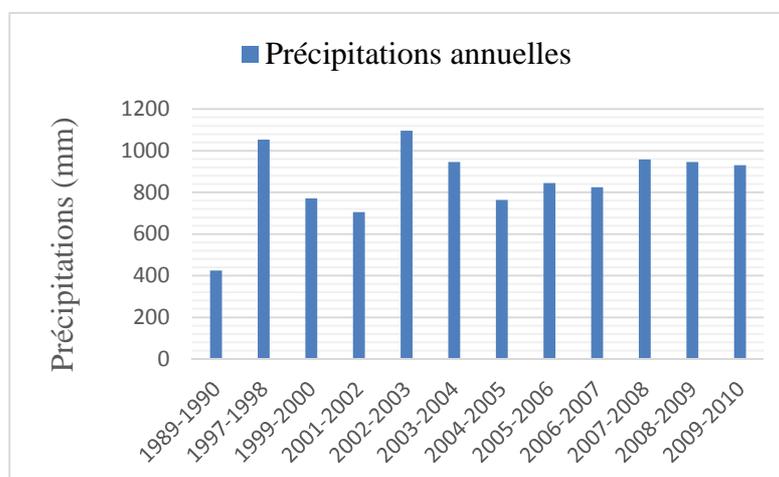


Figure 3.34. Précipitations annuelles sur la période 1989-2010 (Source : ANRH).

La présence de la mer et de la végétation contribue à l'adoucissement des températures dont les plus fortes sont de l'ordre de 30.6 à 30.7 °C (figure 3.35), observées en mois de juin et de juillet, alors que la température minimale est enregistrée durant le mois de janvier (5.4 °C). Ces températures sont accompagnées d'un taux d'humidité très important qui s'étalent sur toute l'année (figure 3.34).

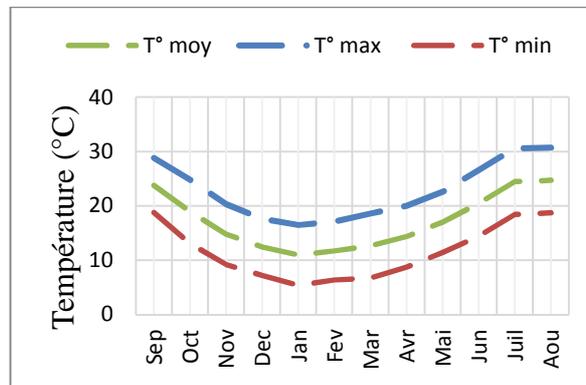


Figure 3.35. Températures moyennes sur la période 1974-1984 (Source : Station météorologique Dar El Beida).

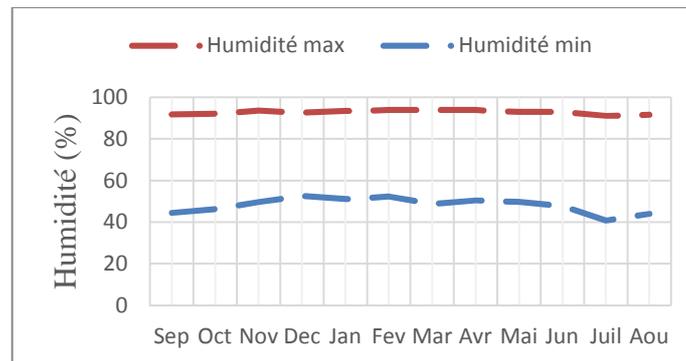


Figure 3.36. Humidité moyenne sur la période 1974-1984 (Source : Station météorologique Dar El Beida).

### III.5. Cadre géotechnique

Cette partie traite de l'étude géotechnique des deux sites d'étude qui s'intéresse aux caractéristiques et aux propriétés mécaniques du sol et de la roche.

Nous allons donc tenter de faire une présentation des terrains rencontrés et de donner leurs principales caractéristiques, en portant intérêt à leur rôle dans la prédisposition aux glissements.

Il s'agit de caractériser, sous l'angle mécanique, les terrains constituant la zone instable, et plus précisément la zone de faiblesse au droit de laquelle passe la rupture.

Notre mode d'intervention se traduit donc par l'établissement d'une analyse des données, en tirant partie des documents existant (LNTPB, 1972 ; LNHC, 2002 ; GEOMICA 2006, 2009, ANTEA, 2010 et 2011, GEOMAG, 2014, URBAB, 2019). Cette partie comportera un recensement des sources d'informations utilisées et une revue des caractérisations géotechniques des terrains, sur la base de l'interprétation des données recueillies. Tout repose sur une campagne de sondages permettant de mettre en évidence l'existence de matériaux de faibles caractéristiques en profondeur qui donnent lieu à de surfaces de glissement et de dégager les principales caractéristiques à utiliser dans la modélisation.

### ***III.5.1. Caractéristiques géotechniques du glissement d'Ain El Hammam***

Des renseignements importants ont pu être dégagés des différentes études géotechniques réalisées pour ce site. Neuf sondages carottés ont été exécuté en 1972, par le laboratoire LNTPB, sur la zone nord-ouest de la ville, traitant un périmètre limité à l'esplanade du marché, et cinq autres réalisés en 2006 par le laboratoire GEOMICA (2009) sur une partie du secteur urbanisé. Les sondages effectués définissent la nature et l'épaisseur des formations constituant le site.

On trouve sur l'ensemble du site selon les premières études (LNTPB 1972), une couche importante de remblais dont l'épaisseur varie de 3 à 15 m, elle est composée d'une matrice limoneuse sableuse et de fragments de schistes et de micaschistes de dimensions variables (diamètre compris entre 5 et 15 cm), L'arrangement de ces blocs forme de grosses cavités souterraines pouvant donner lieu à des affaissements. La composition repose sur le substratum rocheux qui est composée de micaschistes plus ou moins altérés selon la profondeur jusqu'à atteindre un micaschiste sain à structure rocheuse. Les sondages exécutés plus récemment (GEOMICA, 2009) sur le secteur de la ville décrivent une lithologie semblable avec des épaisseurs variables et une composition de la roche moins riche en quartz. On présente ainsi les principaux résultats des essais de laboratoire qui définissent les différents terrains rencontrés.

#### ***III.5.1.1. Le recouvrement superficiel***

Il s'agit d'une couche tourmentée par d'anciens mouvements et de traces masquées par des matériaux glissés et de matériaux de remblais ayant des caractéristiques médiocres. C'est une couverture argilo limoneuse à éléments de nature schisteuse formée sur une épaisseur variant de 3,5 à 10 m. Plusieurs essais sont effectués sur des échantillons provenant de différentes profondeurs.

Les systèmes de classification des sols basés sur la granulométrie sont nombreux, et différents essentiellement par le choix des limites dimensionnelles des grains, séparant les diverses catégories (Benaissa, 1989). C'est la classification LCPC qui a été utilisé en tenant compte du pourcentage des quatre fractions (gravier, sable, limon et argile) qui distinguent de différentes appellations.

Les résultats des analyses granulométriques sont variables d'un échantillon à un autre, toutefois la plupart des courbes montrent une granulométrie caractéristique de sols très hétérogènes et essentiellement grossiers.

Ces dépôts superficiels sont caractérisés par un état hydrique faible marquant des teneurs en eau naturelles avoisinantes de 8 à 13 %, et des degrés de saturation de 66 à 81%. Les densités sèches sont dans l'ensemble moyennes à élevées avec des valeurs comprises entre 1,8 et 2,1.

La relation la plus classique qui définit la consistance des matériaux est celle de Casagrande qui relie la limite de liquidité à l'indice de plasticité. Les échantillons analysés selon ce procédé donnent un indice de plasticité très faible qui est inférieur à 4 %, le nom de limon très peu plastique peut donc être affecté à ces formations, la limite de liquidité est atteinte à des valeurs n'excédant pas 24 %, le passage à un état liquide est assuré avec de faible variation de teneur en eau. L'indice de consistance calculé à partir de ces résultats ( $2 \leq I_c \leq 6$ ) confirme cependant que les sols sont à l'état dur.

Les essais œdométriques sont réalisés en compagnie de mesure du coefficient de perméabilité  $k$  qui passe de  $2,225 \times 10^{-6}$  cm/s à  $1,704 \times 10^{-6}$  cm/s avec une variation de la contrainte de chargement de 1 à 4 bar. Le coefficient de gonflement et l'indice de compressibilité sont moins élevés ( $15,81 < C_c < 16,13\%$  et  $1,19 < C_g < 2,06\%$ ) avec une contrainte de préconsolidation  $0,85 < P_c < 1,84$  bar. Ces indices ajoutés au rapport de compression  $C_c/1+e$  qui est de 0,1 sont témoins d'un sol moyennement compressible avec une faible tendance au gonflement au contact avec l'eau.

Les essais de cisaillement rectilignes à la boîte de Casagrande ont donné des cohésions très basses ( $0,17 \leq C \leq 0,34$  bar) et des angles de frottement très élevés ( $36,8 \leq \varphi \leq 46,51^\circ$ ). Ces valeurs montrent une certaine hétérogénéité, les valeurs très élevées de l'angle de frottement sont probablement dues à la texture des sols indurées qui provient de la présence de grumeaux durs ou d'éléments caillouteux.

#### III.5.1.2. Les terrains rocheux

Ces terrains sont constitués par des formations très hétérogènes, composées de schistes satinés grisâtre à aspect rocheux et plus ou moins riche en éléments de quartz, ils sont intercalés de niveaux de schistes friables et très peu résistants. L'alternance de lits de différentes textures ne permet pas de dégager une stratification nette, ainsi, on observe sur l'ensemble des sondages une adjonction désordonnée de schistes oxydés et altérés avec des niveaux sains de consistance rocheuse. Ces derniers sont parfois renfermés dans des passages de schistes friables qui sont récupérés sous forme de sable, et parfois dans des argiles schisteuses, finement sableuses et très peu consistantes.

Pour ces terrains, la granulométrie décrit des sols pratiquement, grossiers à dominante sableuse. Les limites d'Atterberg déterminées pour les fractions fines sont caractéristiques de limon peu à très peu plastique. Dans l'ensemble, ces formations ont des caractéristiques physiques semblables à celles de la couverture superficielle notant que les échantillons testés

proviennent des passages friables et fortement altérés soit :  $19.05 < WL < 31.78$ ,  $1.47 < I_p < 7.3$ ,  $4.38 < W\% < 11.65 \%$ ,  $53,36 \leq S_r \leq 89,26$ ,  $1.79 \leq \gamma_d \leq 2.31 \text{ t/m}^3$ .

Les teneurs en eau sont faibles mais très proche de la limite de liquidité, Il semble que le déclenchement des instabilités ait été facilité par le passage des matériaux altérés à un état liquide ou par la création d'un niveau lubrifiant au contact du substratum et de la couche qui le recouvre.

Les caractéristiques mécaniques varient sur des plages de valeurs similaires, avec des cohésions faibles et des angles de frottement assez élevés ( $0.09 \leq C \leq 0.58 \text{ bars}$  et  $14.27 \leq \varphi \leq 35.37^\circ$ ).

Les essais œdométriques aboutissent à un état peu à moyennement consolidé, non gonflant et moyennement compressible, soit ; ( $1.14 < P_c < 1.25 \text{ bar}$  ;  $1.30\% < C_g < 1.51\%$  et  $10.86\% < C_c < 11.15\%$ ). Le coefficient de perméabilité est très faible et varie entre  $2,462 \times 10^{-6} \text{ cm/s}$  et  $1,90 \times 10^{-6} \text{ cm/s}$ .

Compte tenu de l'hétérogénéité des terrains rencontrés par les différents sondages, il reste difficile d'attribuer des caractéristiques mécaniques aux formations inventoriées. D'une façon générale les propriétés les plus élevées proviennent de meilleurs niveaux de compacité et de résistance, tandis que les plus faibles sont spécifiques aux passages altérés et remaniés, cela offre un repérage indirect des plans de rupture et des terrains mis en mouvement. Notant par ailleurs, que la localisation géométrique de la surface de glissement peut souvent être corroborée par les caractéristiques mécaniques du milieu, ainsi on assiste généralement à une chute de résistance et à une augmentation de la teneur en eau au voisinage des plans de faiblesse où la déformation pourrait se produire par cisaillement.

### ***III.5.2. Caractéristique géotechnique du glissement de Tizirt***

Huit sondages carottés ont été réalisés en 2002 par le laboratoire LNHC, et sept autres réalisés en 2009 par le laboratoire GEOMICA (engagé par le groupement ANTEA) dont cinq sur le secteur Est et deux sur le secteur ouest. D'autres sondages ont été ensuite effectués par le laboratoire GEOMAG en 2014. Ces investigations affirment que les terrains constituant le site sont composés principalement d'une couverture de terrains remaniés, contenant des éboulis de gros blocs de grés emballés dans des matrices argileuses, dont l'épaisseur varie entre 10 m et 30 m, cette couche plus ou moins épaisse repose sur un substratum marneux qui est altéré sur environ 2 m d'épaisseur au-dessous de la couverture meuble. Nous donnons ainsi une synthèse des principales caractéristiques physiques et mécaniques.

#### ***III.5.2.1. La couverture remaniée***

Cette formation se présente sous forme d'argile de couleur bleu, beige ou rouge, très hétérogène avec des concrétions gréseuses qui forment des blocs de dimensions très variables, on peut également y rencontrer des passages sableux qui sont à l'origine d'une altération des blocs gréseux. La limite peut atteindre 30 m de profondeur mais il est difficile de préciser le niveau du contact avec les marnes qui sont remaniées sur une épaisseur importante.

On note selon la classification LCPC, une forte analogie entre les différents sondages

L'observation des courbes granulométriques admet que les matériaux sont très hétérogènes, bien qu'ils présentent un pourcentage important d'éléments fins. En général, plus de 50 % d'éléments dont la dimension est inférieure à 80 microns, les éléments inférieurs à 2 microns représentent 44 à 52%.

Les limites d'Atterberg ont été déterminées sur de nombreux sites et leur répartition sur un diagramme de Casagrande est présentée sur la figure 3.35. Les limites de liquidité varient entre 44 et 73 %, et l'indice de plasticité entre 17 et 46%, ce qui correspond dans la plupart des échantillons à des argiles inorganiques de haute plasticité, par ailleurs les faibles valeurs de l'indice de plasticité décrivant certaines zones indiquent que ces argiles peuvent passer de l'état plastique à liquide avec une faible augmentation de leur teneur en eau. Cette propriété combinée à une teneur en eau naturelle élevée, explique en partie la perte de résistance mécanique et la formation de plans de glissement.

La densité sèche varie de 1,43 à 1,75. Le degré de saturation est très important et atteint le plus souvent 100%, les teneurs en eau sont comprises entre 20 et 35%. L'indice de consistance témoigne des sols durs avec des valeurs dépassant souvent l'unité. Le calcul de la limite de plasticité fournit aussi des résultats significatifs sur l'état de consolidation, on peut remarquer que dans le cas d'un sol saturé la teneur en eau est inférieure à la limite de plasticité ce qui affirme que le sol est surconsolidé. Cependant, la saturation peut provoquer une variation de la densité sèche ce qui provoque une chute déterminante voir l'annulation de la cohésion. Dans le cas des sols non saturé la cohésion peut diminuer avec l'augmentation du degré de saturation, rappelons que pour un sol humide la cohésion n'est qu'apparente, elle est due aux effets capillaires qui provoque une tension du liquide interstitiel (Benaïssa,1989).

L'absence d'essais œdométriques ne permet pas d'apprécier l'état de compressibilité et de gonflement des sols. De plus, aucune mesure de perméabilité n'a été effectuée, toutefois, la diminution du degré de saturation avec la profondeur enregistrée sur trois sondages indique que la perméabilité des terrains est très faible. La variation de la teneur en eau et du degré de saturation avec la profondeur n'est pas régulière, cela confirme l'hétérogénéité des sols.

On constate bien une corrélation entre les analyses granulométriques et les propriétés physiques des sols notamment, les limites d'Atterberg. En effet, ces caractéristiques permettent d'affecter à cette couche le non d'une argile très plastique présentant des pourcentages importants d'éléments sableux ou limoneux.

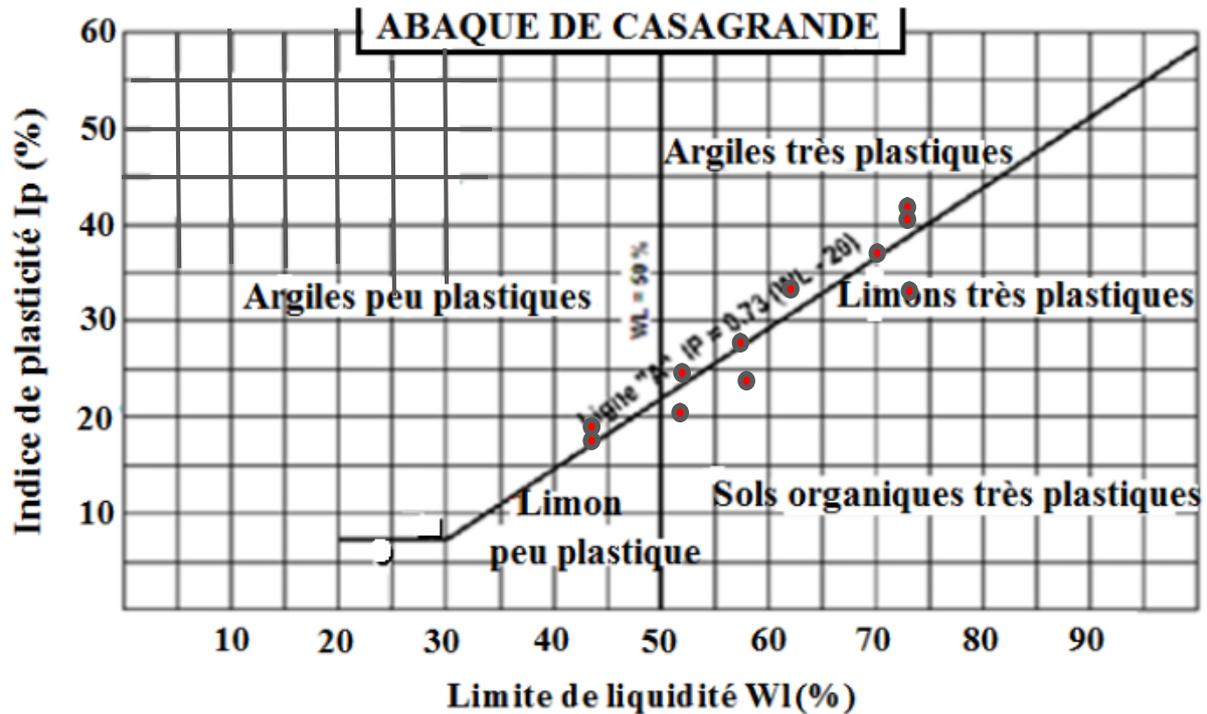


Figure 3.37. Répartition sur l'abaque de Casagrande des limites d'Atterberg des différents échantillons de la couche superficielle.

Les essais mécaniques sont réalisés sur la boîte de cisaillement, avec un effort particulier porté sur les essais CU (consolidés non drainés) et UU (non consolidés non drainés). Les résultats obtenus montrent des valeurs assez dispersées et variant de  $7^\circ$  à  $27^\circ$  pour l'angle de frottement et de 27 à 90 kPa pour la cohésion.

### III.5.2.2. La couche de marne

Les marnes sont aperçues sur une profondeur qui varie entre 10 à 30 m. Elles sont rencontrées sous forme d'une alternance d'argile verte très compacte et de bancs feuilletés à couleur bleu ou beige verdâtre avec un aspect parfois caillouteux. Ces marnes sont généralement très altérées et remaniées sur une épaisseur de l'ordre de 2 à 3 m.

Les propriétés physiques et mécaniques de ces formations ne sont pas loin des valeurs caractérisant la couverture meuble, on parle alors de marnes remaniées plastiques à très plastiques, par ailleurs ces caractéristiques varient d'une façon dispersée, en surface et en profondeur. On peut noter la présence ponctuelle de couches de caractéristiques particulières montrant des coins de faiblesse, telle que la densité sèche qui n'est que de 1,4. Sur ces points la teneur en eau qui atteint 40% est située entre la limite de plasticité et la limite de liquidité, ce qui indique des zones plus remaniées et souligne d'une manière indirecte, la position d'une surface de glissement.

En termes de consistance, les marnes sont compactes ( $1,12 \leq I_c \leq 1,44$ ) mais deviennent peu consistantes et argileuses dans la frange d'altération superficielle ce qui est confirmé par un indice de consistance de 0,69 sur quelques passages très altérés.

### **III.5.3. Analyse critique**

Les essais de laboratoire réalisés sur les échantillons prélevés par carottage, ont défini les principales caractéristiques physico-mécaniques, on devrait également mesurer la sensibilité des milieux argileux. On s'efforce donc, grâce à des essais variés et en nombre suffisant, de définir des fourchettes de valeurs qui fourniront une définition statistique acceptable de ces caractéristiques. Rappelons que la bonne connaissance des caractéristiques géotechniques des terrains conditionne la validité des calculs de stabilité qu'on tentera de réaliser ensuite.

Dans la pratique, il n'existe pas de règles simples quant à l'espacement à adopter entre les sondages, quoique celui-ci est dicté par l'hétérogénéité supposée du site. La fréquence des essais est parfois fixée par les normes, mais d'une façon générale, les essais doivent être représentatifs de chaque couche. En particulier, pour les essais de laboratoire, chaque couche doit faire objet d'un ou de plusieurs prélèvements d'échantillons non remaniés. Les sondages exécutés sont concentrés dans des périmètres très étroits et sont limités en nombre, ceci ne permet pas une reconnaissance fiable des matériaux.

Pour connaître le niveau des eaux interstitielles la pose de piézomètres, en nombre suffisant, à l'intérieur des trous de sondages est un point à ne pas négliger. Pour apprécier une direction d'écoulement, il faut au minimum trois points de mesures judicieusement disposés. Ce point peut être jugé absent dans les études effectuées, en raison de l'obstruction des sondages équipés de piézomètres par les riverains ainsi que leur endommagement occasionné par les mouvements.

On signale aussi l'absence des mesures des variations des pressions interstitielles qui permettent de mieux identifier la nature des sols : par exemple la présence de formations lenticulaires de sable au sein d'un milieu argileux se traduit par des chutes de pression interstitielles. En outre, il est possible d'en déduire la perméabilité horizontale et le coefficient de consolidation.

Les mesures de perméabilité effectuées par l'œdomètre ont permis d'avoir une idée sur la perméabilité des sols rencontrés. Toutefois, celles-ci doivent être comparées à des valeurs de mesures à l'aide d'un perméamètre pour mettre en évidence les zones sensiblement fissurées.

### **III.6. Conclusion**

Les glissements de terrains d'Ain El Hammam et de Tizirt sont des mouvements de grande ampleur qui affectent des versants en voie de saturation urbaine. Les dommages et les coûts provoqués par ces processus d'instabilités de terrains démontrent davantage une croissance importante, celle-ci est liée à la présence d'infrastructures de plus en plus nombreuses dans des zones caractérisées par un potentiel élevé de risques naturels. Il est donc d'un intérêt capital, d'identifier ces phénomènes et de mieux cerner leur comportement pour établir des plans d'aménagement de ces deux territoires en mouvements.

Dans ce contexte, la méthodologie utilisée s'est appuyée fortement sur la récolte des documents existants et des techniques d'expression cartographiques confrontées

essentiellement, à l'observation directe des terrains. L'analyse approfondie de l'historique des événements s'est avérée ainsi pré requise à la compréhension de l'évolution de ces deux processus gravitaires dans le temps, et de la maîtrise des conditions de déclenchement et de réactivation des mouvements.

Ces mouvements trouvent leur naissance et leur évolution dans la conjugaison et l'interaction de nombreux facteurs d'origine naturelle et anthropique. Ces facteurs sont plutôt classés sur les différentes échelles du temps, en trois grandes catégories : les facteurs de prédisposition, les facteurs de préparation et les facteurs déclenchants.

Dans le cas du versant d'Ain El Hammam, la topographie présente une dénivelée importante avec un relief très accidenté, en plus des caractéristiques géologiques et géotechniques qui décrivent des terrains friables et très sensibles aux instabilités. La pluviométrie et les sources d'eau abondantes constituent les principaux facteurs déstabilisant auxquels s'ajoute l'action anthropique.

Quant au secteur de Tizirt, c'est essentiellement le front de mer qui est sujet aux glissements actifs, sous l'effet de facteurs analogues. En effet, le site est également inclus dans les massifs montagneux mais avec un relief beaucoup plus modéré où les formations géologiques défavorables sont présentes, en plus de l'érosion marine continue du pied du versant.

Les études réalisées constituent un appui primordial pour l'analyse du processus du glissement sur les deux versants étudiés, toutefois, les périmètres concernés ne représente que des parties restreintes des secteurs. Les calculs de stabilité bidimensionnels effectués selon les méthodes classiques intégrées dans le code de calcul Talren, apparaissent rudimentaires et peu représentatifs avec une rupture limite unique obtenue. On tente dans la suite du travail de prolonger ces calculs à l'aide de méthodes plus performantes prenant en compte les ruptures internes dans la masse mobilisée.

## IV.1. Introduction

L'étude des glissements de terrain a été et demeure le problème le plus courant compliqué en géotechnique, la raison en est que ces phénomènes sont complexes vu que les matériaux constituant les sites en question sont meubles, hétérogènes, plus ou moins argileux et sensibles à l'eau. Cette complexité s'explique aussi par les mouvements obliques affectant des pentes limitant des massifs plus ou moins structurés. Pour remédier à cette difficulté, des modèles de plus en plus complexes sont développés ; les premiers sont limités à la géométrie du problème, puis à la représentation algébrique et son analogie mécanique pour arriver aujourd'hui à l'utilisation des méthodes numériques spécialisées, permettant la mise au point des programmes de calcul sur ordinateur qui sont de plus en plus actifs. Par ailleurs, avec la disparition des hypothèses simplificatrices, surtout pour les terrains naturels stratifiés, les moyens sont de plus en plus faibles que les méthodes classiques d'équilibre limite puissent résoudre le problème.

Les progrès des ordinateurs et des méthodes d'analyse numériques permettent de dépasser les limitations géométriques et rhéologiques des méthodes de calcul traditionnelles et d'aborder l'étude de problèmes aux géométries et aux lois de comportement plus complexes (Magnan et Mestat, 1997).

Après avoir rappelé quelques notions de base sur les méthodes de calcul à la rupture, le présent chapitre tente de faire le point sur les concepts fondamentaux à partir desquels des critères et des lois ont été construites, pour l'application des méthodes d'analyse limite. Le chapitre met plus particulièrement l'accent sur les principales approches et méthodes numériques utilisées pour la modélisation du fonctionnement d'un processus de glissement à l'échelle d'un versant naturel.

A travers une analyse critique de toutes les approches exposées nous allons pouvoir dégager les principales conditions qui favorisent ou limitent leur utilisation, ce qui permet de faire ressortir aux méthodes les mieux adaptées dans l'étude des glissements de terrains complexes, et de justifier leur utilisation dans le cadre de ce travail.

## IV.2. Analyse de la stabilité d'un versant.

A l'instar de toutes les méthodes de prévention des glissements de terrain, l'analyse de la stabilité reste un outil primordial qui permet l'évaluation du danger de ces phénomènes. Cependant, l'estimation de la sécurité vis-à-vis du risque de rupture se heurte à une difficulté majeure (Dadouche et al, 2008), puisque ceci nécessite une reconnaissance minutieuse des grandeurs géométriques et mécaniques ainsi que de la structure géologique qui permet de mettre en évidence plusieurs facteurs, entre autres, les hétérogénéités, les discontinuités préexistantes dans le massif rocheux et le pendage des couches. Le choix des paramètres dont dépend le comportement de l'ouvrage étudié est une démarche très délicate, notons que cette stratégie affecte sensiblement les résultats. Toutefois, il convient de signaler que l'efficacité de ces derniers est aussi appréciée en tenant compte du choix de la méthode qui définit le coefficient de sécurité, à travers lequel, on cherche à traduire par un seul nombre, l'état de la

stabilité d'un versant naturel. Il en découle plusieurs définitions dont le choix est en général, inclus dans la sélection de la méthode de calcul (Faure, 2000).

Dans la pratique, les ruptures surviennent lorsque la résistance des terrains est inférieure aux efforts moteurs engendrés par la variation des grandeurs citées précédemment (gravité, géométrie...). D'une façon générale, le coefficient de sécurité représente le rapport entre la résistance au cisaillement mobilisable sur une surface de rupture et l'effort tangentiel développé sur cette dernière. Il en découle plusieurs définitions dont la sélection est incluse dans le choix de la méthode de calcul. Ce coefficient peut être le rapport des forces, des moments ou de grandeurs par rapport à une grandeur limite. On retrouvera dans le tableau 1 quelques exemples de définitions du coefficient de sécurité.

Toutes ces méthodes peuvent être abordées dans deux optiques différentes, selon qu'il s'agit d'un cas où les mouvements sont déjà apparus, ce qui correspond à une valeur du coefficient de sécurité inférieure ou égale à l'unité, ou d'un cas où le versant est réputé instable, et que l'on cherche à déterminer une marge de sécurité en accord avec la valeur limite de référence de  $F_s$  pour prévenir la rupture. Dans tous les cas l'étude consiste à déterminer la surface de rupture et le coefficient de sécurité correspondant, connaissant les caractéristiques des matériaux, ou à postuler un coefficient de sécurité et chercher les caractéristiques correspondantes. Le problème réside donc dans le choix des paramètres intrinsèques ou résiduels à utiliser sur la surface de glissement (Chowdhury, 1976, Al Hayari, 1989, Enoki et al, 1993, in Maquaire 2002).

**Tableau 4.1.** Différentes définitions d'un coefficient de sécurité (Faure, 2000)

| Définition             | Formule                 | Commentaires             |
|------------------------|-------------------------|--------------------------|
| Rapport de contraintes | $F = \tau_{max} / \tau$ | Méthode à la rupture     |
| Rapport de forces      | $F = E_{résist.} / E$   | Direction de déplacement |
| Rapport de moment      | $F = M_{résist.} / M$   | Rotation                 |
| Marge de sécurité      | $F = H / H_{max}$       | Sur une grandeur         |

### IV.3. Méthode d'équilibre limite

L'analyse de la stabilité des versants est souvent traitée comme un problème d'équilibre limite basé sur des constatations, disant que lorsqu'un glissement de terrain se déclenche, une masse du sol est séparée du reste du massif et son glissement se fait suivant une surface de rupture. Ce mode de calcul suppose donc que le terrain se comporte comme un solide rigide-plastique et obéit aux lois classiques de la rupture par cisaillement (Touitou, 2002), étant donné que l'expérience montre que les ruptures se produisent le plus souvent par cisaillement, suivant une surface de glissement, et non pas par une mise en plasticité (Benaïssa, 2003). Ce type d'analyse nécessite donc de définir les zones du massif siège de contraintes atteignant la résistance au cisaillement, pour en déduire l'état de sécurité correspondant à un mode de rupture donné. La surface de glissement est par conséquent, la clé pour l'interprétation et la compréhension du phénomène. L'observation de très nombreux glissements à travers le monde a donné des images sur la forme des surfaces de rupture.

### IV.3.1. Méthodes des blocs

Le concept des méthodes des blocs remonte à une époque lointaine (Culman 1774). En considérant une surface de rupture rectiligne, des formules du coefficient de sécurité ont été développées sur la base de l'équilibre d'une masse potentiellement instable sur un plan incliné. Ces méthodes estiment la stabilité le plus souvent, par excès, en raison des hypothèses simplificatrices qui s'éloignent de la réalité (Faure 2000). A cet effet leur utilisation se limite à des structures géologiques particulières (figure 4.1). Bien que ce principe ait donné naissance à des réflexions et au développement d'autres méthodes de calcul à la rupture, qui se base sur cette notion d'équilibre, ce mode de rupture ne prend pas en compte l'existence de déformations ou de rupture interne dans la masse déstabilisée.

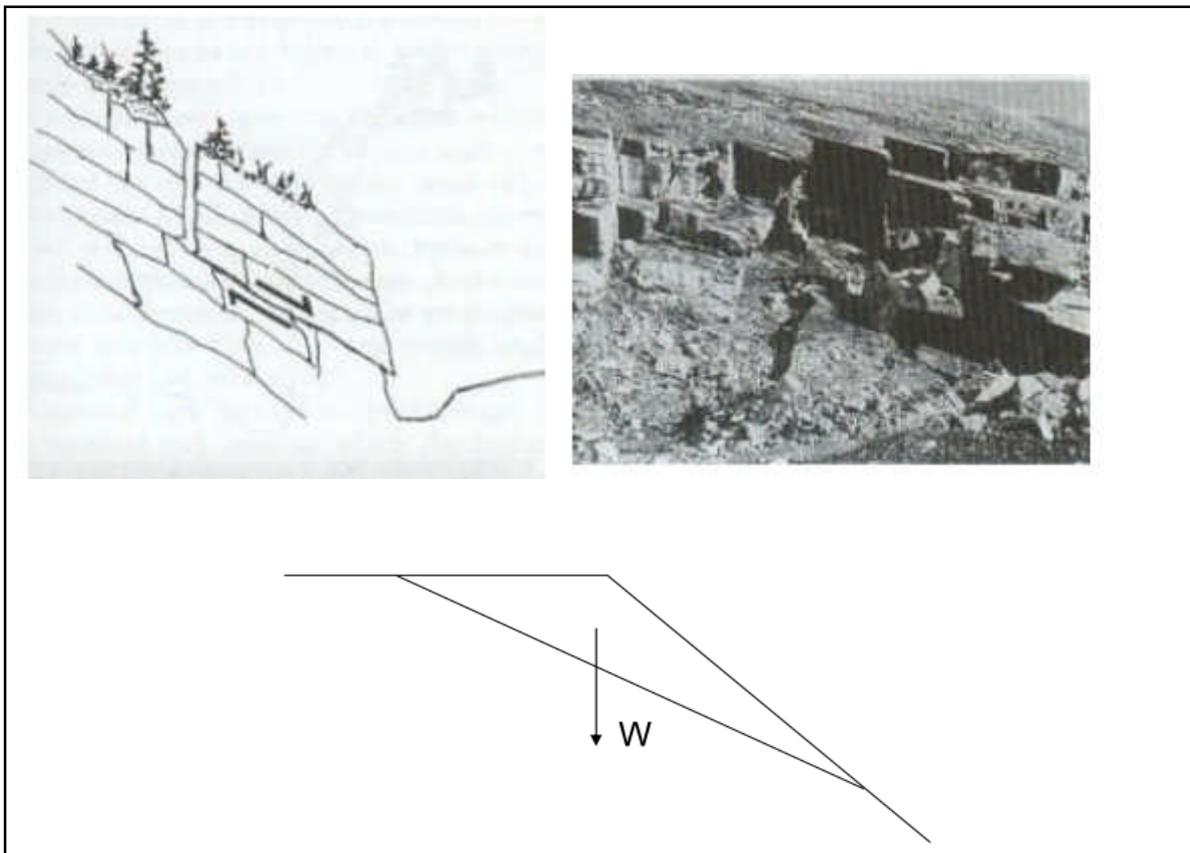


Figure 4.1. Rupture de versant sur un unique plan.

L'idée d'une rupture bi-plane donne lieu à la formation de deux blocs dont la surface de contact est paramétrée par un angle ( $\delta$ ) qui peut varier (figure 4.2), ce qui conduit à négliger le fait que ce mode de rupture est incompatible avec le déplacement rigide de la portion du sol en mouvement (Faure 2000, Durville 2016). Le coefficient de sécurité est supposé identique pour toutes les interfaces qui séparent les blocs. Ce type de mouvement appelé glissement en forme de chaise (Fell et al 2000), dans lequel des ruptures secondaires apparaissent et produisent typiquement un effondrement en tête du glissement (figure 4.3 et figure 4.4). Une morphologie pareille a été étudiée par Durville (2016), il s'agit d'un mécanisme où les deux blocs sont en translation sans rotation.

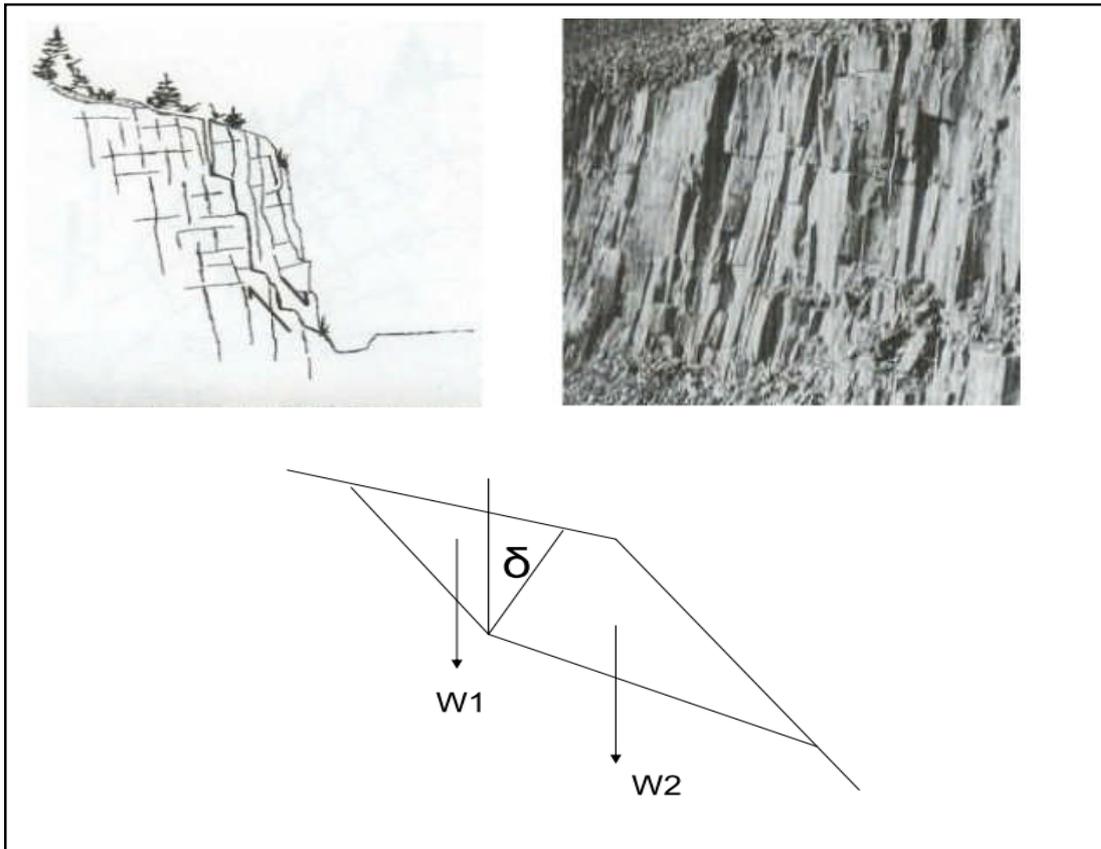


Figure 4.2. Rupture de versant sur deux plans.

L'application du critère de rupture sur trois facettes, et des équations d'équilibre de chaque bloc a fait ressortir à des coefficients de sécurité, comparés aux résultats fournis par l'équilibre d'un bloc unique, avec la méthode de Bishop et la méthode des perturbations, ce travail confirme que l'utilisation de ces méthodes dans ce type de rupture donne des coefficients de sécurité optimistes et peut conduire à des erreurs significatives sur la stabilité. La prise en compte d'une rupture bi-plane peut être justifiée en présence de terrains rocheux très fracturés où quelques discontinuités créant des surfaces de faiblesse. Cette rupture est aussi favorisée dans le cas où des terrains rocheux sont surmontés par de couches à faible résistance, où la rupture suit l'interface entre deux matériaux sur une certaine longueur, ou bien dans les sols ayant des surfaces de rupture orientées par une anisotropie ou par des plans de plus faible résistance au cisaillement.

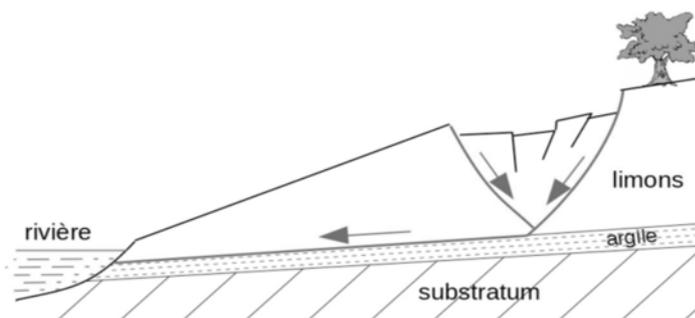


Figure 4.3. Glissement avec formation d'un effondrement en tête (Colas et Pilot, 1976).

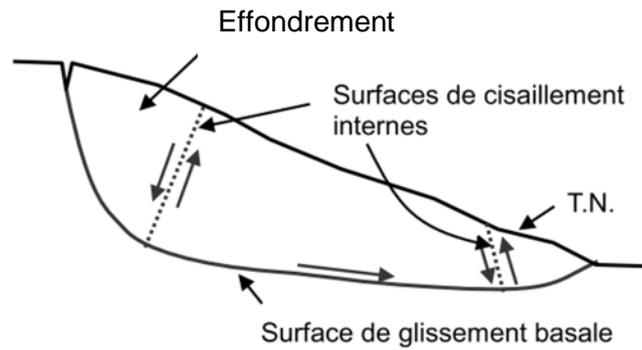


Figure 4.4. Cisaillements internes typiques permettant le mouvement d'un glissement non circulaire (d'après Hutchinson, cité par Fell et al., 2000 et Durville 2016).

### S'IV.3.2. Méthode globale

Ces méthodes consistent principalement à étudier l'équilibre de la masse mobile considérée globalement comme un solide indéformable sous l'action des forces qui lui sont appliquées. À la différence des méthodes des blocs, la rupture est ici, assimilée à une forme circulaire qui délimite la masse en mouvement observée dans son ensemble. Le calcul de la stabilité se base sur la résolution des équations de la statique, en considérant une fonction de répartition des contraintes normales le long de la courbe de rupture.

Depuis 1937 Taylor a développé une méthode qui est restée pendant longtemps le seul procédé utilisé pour l'étude globale de la masse des terres sujettes aux glissements (Costet et Sanglerat, 1982, Benaïssa 2003). Cette méthode suppose que la fonction de répartition est entre uniforme et sinusoïdale (figure 4.5). Caquot (1954) tire parti de cette théorie en adoptant la définition du coefficient proposée par Fellenius (1927) (in Michalowski, 1995). À partir de là, Biarez (1960) (in Benaïssa, 2003) a introduit une autre approche en majorant la fonction de répartition à l'aide du funiculaire des forces dont la longueur dépend de la distribution des contraintes le long de la courbe de rupture.

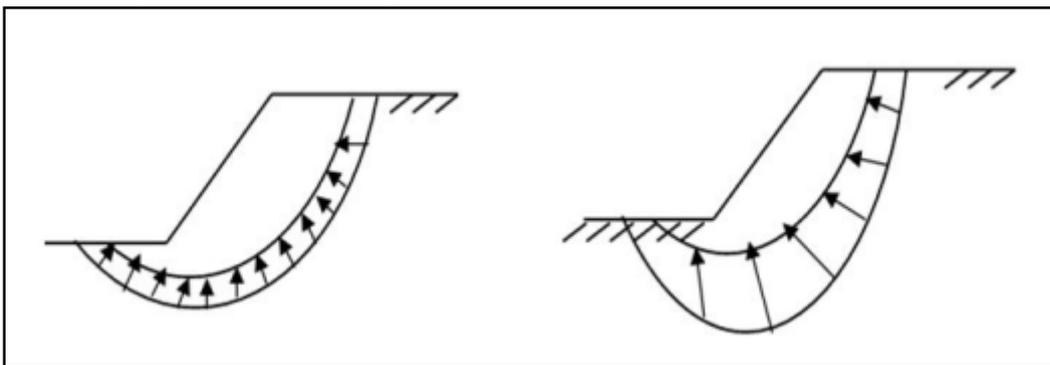


Figure 4.5. Distribution des contraintes le long d'une surface de rupture

L'application des méthodes de Caquot et Biarez (1960) donnent des résultats qui se rapprochent sensiblement, avec des degrés de raffinement divers. Il en va de même pour la méthode de Taylor en absence d'eau (Costet et Sanglerat 1982). L'utilisation de toutes ces méthodes est facilitée par des abaques établis à base des investigations menées soigneusement sur la cohésion et l'angle de frottement nécessaire à la stabilité. Les pratiques d'application de

ces procédés ne répondent manifestement pas aux besoins de la pratique, vu qu'ils ne considèrent que des sols parfaitement homogènes en particulier, la théorie de Taylor qui se place délibérément dans l'hypothèse d'absence de nappe phréatique et de tout écoulement d'eau (Costet et Sanglerat 1982, Faure 2000, Benaïssa 2003). Ces démarches ont toutefois, fourni de premières indications adaptées au cas des massifs hétérogènes, notamment avec l'outil numérique qui leur apporte un renouveau intéressant (Faure 2000).

Resté sur le même principe des méthodes évoquées précédemment, Bell (1969) cité par (Raulin et al., 1974, Faure 2000) a introduit de nouveaux paramètres dans la fonction de répartition des contraintes le long de la courbe de rupture mais ceci n'a pas porté des résultats probants.

Dans la pratique courante les ruptures sont assimilées à des formes circulaires pour des raisons de commodité dans les calculs. Les glissements se manifestent généralement sur des surfaces de ruptures quelconques, principalement, dans des terrains hétérogènes. La méthode des perturbations a été mise au point au LCPC par Raulin et al (1974) dans le but de répondre à ce type de problème, en succédant aux méthodes des tranches posant des difficultés de convergence mathématique.

Partant des propriétés tensorielles du champ des contraintes, Raulin et al (1974) ont trouvé la forme analytique la plus générale de la distribution de la contrainte normale le long de la courbe de rupture. Ceci par ajustement automatique obtenu par une perturbation de la contrainte de Fellenius (Khemissa, 2006).

Des applications pratiques de nombreuses méthodes de calcul à la rupture sont ensuite réalisées pour confirmer que la méthode des perturbations représente une incontestable amélioration du coefficient de sécurité dans le cas des ruptures non circulaires.

La méthode des perturbations est ensuite modifiée par Vogien (1975) et développée par Faure (1985). D'après ce dernier la méthode présente l'avantage de pouvoir faciliter l'introduction des efforts externes ou le développement des méthodes en déplacement.

### ***IV.3.3. Méthodes des tranches***

Ces méthodes sont les plus répandues dans les études de stabilité de talus pour des ruptures quelconques. Proposée par Peterson (1916, in Sanglerat 1982), la méthode des tranches a subi au fil du temps de nombreuses adaptations, depuis Fellenius (1927) (in Michalowski, 1995) qui a basé son idée sur la technologie d'intuition que sur l'approche mécanique rigoureuse (Michalowski, 1995), de nombreux auteurs ont proposé des modifications plus ou moins efficaces (Évêque 1955, Bishop 1954). Ces méthodes considèrent l'équilibre d'une manière approchée et sont applicables uniquement pour des ruptures circulaires, cependant, elles permettent de s'adapter à des conditions plus complexes tant en ce qui concerne le mécanisme de rupture (Nonveiller 1965, Morgenstern et Price 1967, Janbu 1967, in Costet et Sanglerat 1982, Khoa, 2005) que la nature des terrains et les conditions hydrauliques.

L'ensemble de ces méthodes reposent sur le même principe qui consiste essentiellement à découper la masse en mouvement, en tranches verticales et à étudier l'équilibre de chaque tranche.

Sans tenter de faire une description exhaustive de chaque méthode, il est utile de citer les méthodes les plus couramment utilisées. Dans sa forme originale, la méthode de Fellenius se base sur l'hypothèse d'une ligne de glissement circulaire qui est l'unique interface sur laquelle les efforts tangentiels sont pris en compte. Les efforts inter-tranches sont donc négligés. Dans ce contexte, Bishop (1954, in Faure 2000, Khoa, 2005) ne considère que les efforts horizontaux. En revanche, Morgenstern et Price (1967) (in Khoa, 2005) définissent une fonction mathématique arbitraire qui donne les efforts inter-tranches. Quant à la méthode de Spencer (1967), elle est basée sur l'hypothèse que les composantes verticales et horizontales sont liées par une relation constante.

D'autres auteurs font des hypothèses sur la ligne d'action des efforts internes, tel que Janbu (1968) in Benaïssa (2003) qui propose de définir le point d'application de chaque force inter-tranches par sa position sur la ligne de poussée, lorsque la surface de glissement s'écarte de la forme circulaire.

Des études de comparaison ont été entreprises par Fedlund et Kahn en 1977 (in Faure 2000, Touitou, 2002) sur des exemples simples qui traitent des combinaisons de la géométrie, des caractéristiques du terrain et des conditions hydrauliques. Ils ont constaté que les techniques basées sur l'équilibre des moments sont plus précises que celles qui ne tiennent compte que de l'équilibre des forces.

A l'instar de toutes les méthodes de calcul à la rupture, les méthodes d'équilibre limite réduisent souvent, le comportement du sol à des relations bidimensionnelles caractérisant une déformation plane, ce qui n'a pas éliminé le caractère approximatif des méthodes. En raison des prétentions statiques arbitraires, les techniques simplifiées et les techniques rigoureuses des tranches ne rapportent pas une solution unique au facteur de sécurité, à cet effet, aucune de ces techniques ne peut être considérée exacte. En outre, certaines approches conduisent à des schémas numériques compliqués, qui nécessitent de nombreux contrôles de convergence, telles que la méthode de Janbu, Morgenstern et Price. Cependant, ces méthodes restent très utilisées notamment, avec leur introduction dans plusieurs logiciels de calculs numériques (Talren, Geoslope, Degrees...).

#### **IV.4. Méthodes d'analyse limite**

Les méthodes d'équilibre limite décrites précédemment, reposent sur la satisfaction des conditions globales de l'équilibre des forces et/ou des moments dans les blocs du mécanisme considéré. Cela rend le problème statiquement indéterminé, notamment pour les méthodes des tranches, ce qui exige l'emploi des hypothèses statiques arbitraires qui ne conduit à aucun résultat sur les véritables champs de contraintes et de déformation. Par ailleurs, les conditions d'admissibilité statique et cinématique ne sont pas satisfaites.

Depuis les années 1950, une nouvelle théorie est apparue pour l'étude de nombreux problèmes de stabilité en géotechnique, entre autres la stabilité des pentes (Droniuc, 2005), c'est la théorie de l'analyse limite proposée par Drucker et Prager (1951) (in Droniuc et al, 2005, Souloumiac et al, 2009). Les méthodes qui en découlent constituent un outil puissant qui permet d'obtenir un encadrement extrême de la solution exacte d'une structure, à partir de données concernant ses capacités de résistance locale, sa géométrie et son mode de chargement.

Les méthodes d'analyse limite sont rigoureuses dans le sens où le champ des contraintes, associées à une limite inférieure, est en équilibre avec les charges imposées à chaque point de la masse du sol, tandis que le champ de vitesses, associé à une limite supérieure de la solution, est incompatible avec les déplacements imposés (Kim et al. 1999). Cependant, l'analyse limite ne vise pas à fournir le champ complet des contraintes et des déformations réelles, mais se limite à donner les bornes extrêmes possibles de ces grandeurs en prenant en compte une forme simplifiée de la loi d'écoulement plastique dans l'hypothèse des petites perturbations. Autrement dit, la déformation est supposée plastique selon la loi de normalité liée à la condition limite de coulomb. Dans l'analyse de la stabilité des versants, la solution est en termes de hauteur critique d'une pente, de charge de rupture ou de coefficient de sécurité.

Plusieurs auteurs ont consacré un grand nombre de leurs travaux à l'analyse limite et son application en géotechnique (Meyerhof, 1957, Chen, 1975, 1990, Salençon, 1983, Sloan 1989, 1995 Mickalowski 1995) à travers une revue de ces contributions majeures et largement connues on constate que la loi d'écoulement plastique n'est utilisée que pour calculer les puissances virtuelles de la déformation du matériau associée à l'état limite de contrainte. En effet, ce concept constitue la base de l'analyse limite, en plus de l'équilibre statique et des équations de compatibilité.

Deux approches complémentaires ont été développées pour la mise en œuvre de cette théorie : l'approche statique basée sur les champs de contrainte, et l'approche cinématique qui utilise les champs de vitesse. Bien que les deux théorèmes puissent être appliqués analytiquement, leur formulation mathématique a donné lieu à l'élaboration de méthodes numériques efficaces partant d'une discrétisation de l'espace en élément finis. Sa première utilisation revient aux années 1970, où des programmes linéaires d'optimisation ont permis d'obtenir la borne inférieure de l'analyse limite. Ces techniques sont ensuite améliorées par l'introduction des critères de ruptures non linéaires (Sloan, 1989) aussi bien en approche interne qu'externe.

#### ***IV.4.1. Définition de base de l'analyse limite***

Tout repose sur le concept de base de la mécanique du solide, on considère alors un corps occupant un domaine  $\Omega$  et l'on désigne par  $(S)$  le contour de  $(\Omega)$ . Ce corps est soumis à des forces de volume  $(f)$  et des forces de contact  $(T)$  sur une partie du contour définie par  $(S_T)$  (figure 4.6). Sur une autre partie  $S_u$  (partie complémentaire à  $S_T$ ) on impose des déplacements nuls.

On a alors :

$$S = S_u \cup S_T$$

Le comportement mécanique du système est ici représenté par un modèle élastique parfaitement plastique auquel on associe une surface de charge définie par la fonction  $G(x)$ , cette surface de charge délimite le domaine de résistance du matériau qui renferme un espace de contraintes pouvant être supportées par le système. Le domaine de résistance est un concept commun aux deux approches d'analyse limite (Souloumiac et al., 2009). Il constitue un ensemble convexe qui contient strictement l'origine, c.à.d. l'état de contraintes nulles est compris dans l'ensemble (figure 4.7).

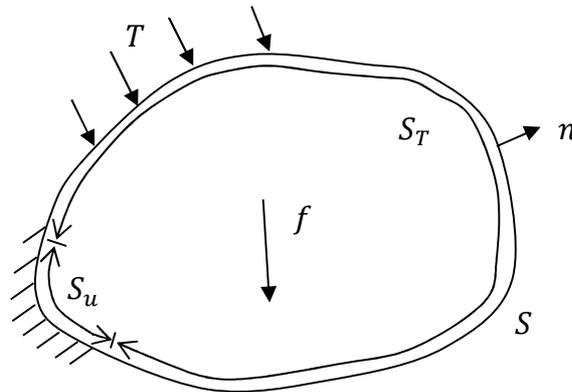


Figure 4.6. Solide soumis aux forces de volume et force surfacique.

Si l'en identifie par  $\sigma(x)$ , les efforts intérieurs au domaine de résistance on écrit alors :

$$\sigma(x) \in G(x), \forall x \in \Omega.$$

$G(x)$  représente alors le critère de rupture. D'une manière générale c'est le critère de Mohr Coulomb qui est le plus utilisé, en particulier dans l'étude des glissements. Le critère de Tresca est parfois utilisé dans le cas d'une analyse à court terme.

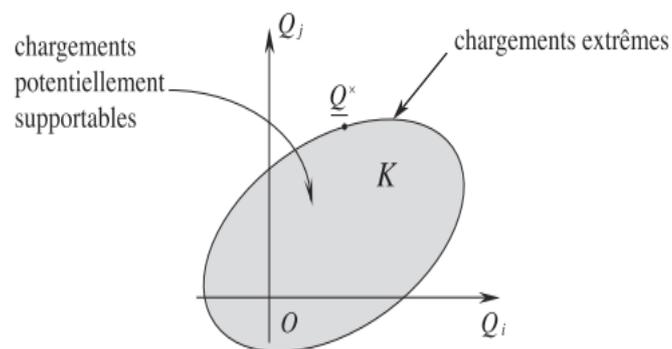


Figure 4.7. Domaine  $K$  : chargements potentiellement supportables et chargements extrêmes (Salonçon 1983).

Pour un tel scénario, la question principale de l'analyse limite peut se poser sur l'amplitude maximale des forces pouvant être maintenues sans que le système ne se rompe (Manual

Optum CE). Autrement dit quelle est la magnitude minimale des forces qui entrainerait la ruine.

Cet énoncé peut être explicité par les définitions suivantes :

$$(f, T) \in K \Leftrightarrow \begin{cases} \exists \sigma \text{ S.A. avec } (f, T), \text{ tel que :} \\ \sigma(x) \in G(x) \forall x \in \Omega. \end{cases}$$

$\text{div} \sigma + f = 0$  dans  $\Omega$  définit l'équation d'équilibre.

$\sigma_1(x)(1 - \sin\varphi) - \sigma_3(x)(1 - \sin\varphi) - 2C\cos\varphi \leq 0$  définit la condition de résistance

Les conditions doivent être mathématiquement compatibles. En d'autres termes, il existe au moins une solution qui impose des restrictions sur le chargement.

Dans l'analyse de la stabilité des pentes, l'objectif est triple :

- La recherche d'une géométrie possible pour assurer la stabilité (hauteur maximale du talus, pente maximale).
- La recherche d'un chargement limite (poids volumique, surcharge) à caractéristiques géométriques et mécaniques fixées.
- La recherche des caractéristiques mécaniques optimales permettant d'assurer la stabilité à une géométrie et chargement fixes.

#### IV.4.2. Approche statique

L'approche statique de l'analyse limite permet de déterminer une borne inférieure de la grandeur recherchée (force, hauteur, coefficient de sécurité...). Le problème consiste à postuler un champ de contraintes qui doit satisfaire, en tout point du corps étudié, la condition d'équilibre statique, les conditions aux limites de contraintes et le critère de rupture qui comprend les caractéristiques mécaniques des matériaux. La distribution des contraintes est alors qualifiée de champ de contraintes statiquement admissible, dans le mode de chargement considéré. Si on parvient à retrouver cette distribution qui doit équilibrer la charge appliquée, tout en restant compatible avec les résistances des matériaux, alors cette charge ne peut être supérieure à la charge limite de rupture (Benmoussa, 2013).

On commence alors par postuler un champ de contrainte ( $\sigma$ ) statiquement admissible qui doit satisfaire les conditions suivantes :

$$\text{Div } \sigma(x) + \rho g = 0. \text{ En tout point de } \Omega.$$

$$\|\sigma\|.n = T \text{ dans } S_T.$$

Cette méthode permet d'approcher l'ensemble K par l'intérieur (figure 4.8) par la construction de  $K_{stat}$ , d'où l'appellation "approche par l'intérieur". Elle est d'application pratique délicate du fait que les champs de contraintes statiquement admissibles ne sont pas toujours faciles à retrouver, toutefois son incorporation dans des logiciels rend son utilisation plus maniable.

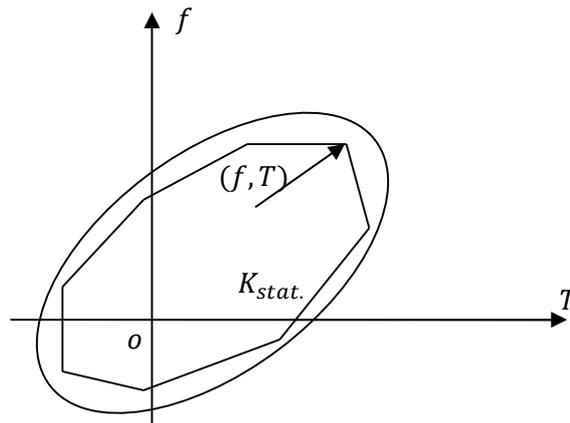


Figure 4.8. Interprétation géométrique de l'approche statique.

Dans l'étude de la stabilité des pentes, l'approche statique a été utilisée par Chen (1975) pour traiter la stabilité d'un talus à parement vertical, ce qui peut être généralisée pour des pentes inclinées d'un angle quelconque.

Pour la mise en œuvre des considérations précédentes dans cet exemple, on postule un champ de contraintes sur trois zones en deux dimensions (figure 4.9).

La zone 1 est sujette à de contraintes de compression uni-axiale qui augmente avec la profondeur.

$$\sigma_x = 0. \quad \sigma_y = \gamma y.$$

La zone 2 est soumise à une compression bi-axiale.

$$\sigma_x = \gamma(y - H). \quad \sigma_y = \gamma y.$$

La zone 3 est sollicitée par une pression hydrostatique c.à.d. :

$$\sigma_x = \sigma_y = \gamma(y - H).$$

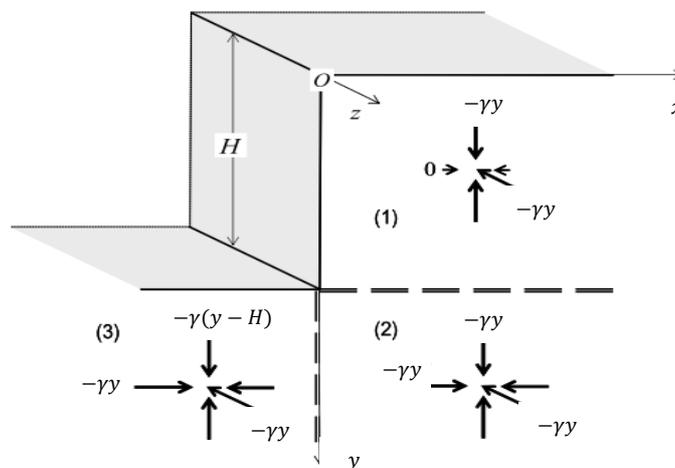


Figure 4.9. Application de l'approche statique pour un versant à parement vertical.

Ce champ doit vérifier la condition de résistance donnée sous forme de critère de rupture de Mohr Coulomb. L'application de cette condition pour chaque zone donne ce qui suit :

$$\underline{\text{Zone 1}} : \gamma(y)(1 - \sin\varphi) - 2C\cos\varphi \leq 0.$$

Sachant que  $0 \leq y \leq H$ , il en ressort un coefficient de sécurité :

$$Fs = \frac{\gamma H}{C} \leq \frac{2\cos\varphi}{1 - \sin\varphi}$$

Ou bien :

$$Fs \leq 2tg\left(\frac{\pi}{4} - \frac{\varphi}{2}\right)$$

$$\underline{\text{Zone 2}} : \gamma(y - H)(1 - \sin\varphi) - \gamma y(1 - \sin\varphi) - 2C\cos\varphi \leq 0.$$

Dans cette zone  $y \geq H$ , la limite inférieure de  $y$  donne le même coefficient de sécurité.

$$Fs \leq 2tg\left(\frac{\pi}{4} - \frac{\varphi}{2}\right)$$

Pour la zone 3, le champ de contrainte est isotrope, alors il vérifie automatiquement le critère de résistance.

Le champ de contraintes postulé sur les trois zones respecte en tout point la condition de résistance, il est donc statiquement admissible. Le coefficient de sécurité est minoré par :

$$Fs = 2tg\left(\frac{\pi}{4} - \frac{\varphi}{2}\right)$$

On peut constater que la technique de borne inférieure dite –approche statique- ne considère que l'équilibre et la rupture mais ne prend pas en compte la cinématique du sol (Chen et Liu, 1990).

#### **IV.4.3. Approche cinématique.**

L'analyse cinématique est une seconde approche de l'analyse limite qui résulte de la dualisation de l'approche statique par l'intermédiaire des puissances virtuelles (Droniuc, 2005). Fondée sur le choix d'un mécanisme de discontinuités de vitesses créées lors d'un chargement. Cette approche complète l'approche statique en fournissant une borne supérieure du paramètre recherché (Maillot and Leroy, 2006). Cette définition nécessite la prise en compte des grandeurs cinématiques envisagées. Les fondements théoriques montrent que cette méthode peut s'affranchir de quelques difficultés affrontées par les méthodes d'équilibre limite. Elle tient à son caractère rigoureux qui fournit une appréciation de la stabilité d'un système, sans autres hypothèses que le choix d'un schéma cinématique à partir de la proposition du mode de rupture (Khoa, 2005).

Après le choix d'un schéma cinématique à partir de la proposition du mode de rupture, la procédure consiste à postuler un champ de vitesse. Ce champ est donc dit "cinématiquement admissible". Les matériaux sont conséquemment considérés parfaitement plastiques.

D'un point de vue cinématique, la règle d'écoulement associée est considérée comme appropriée.

L'utilisation de la méthode cinématique exige l'application du principe des puissances virtuelles qui stipule que la stabilité d'un système est assurée si la puissance des efforts extérieurs dans le champ de vitesse donné, est inférieure à la puissance résistante maximale (Salonçon 1983, Garnier, 1995, Sequeira, 1997, Souloumiac et al., 2009...).

On désigne par  $K_{cin}$ , l'ensemble des chargements qui vérifient cette condition. Cet ensemble contient dès lors le convexe  $K$  (figure 4.10) d'où l'appellation "approche par l'extérieur" de  $K$ .

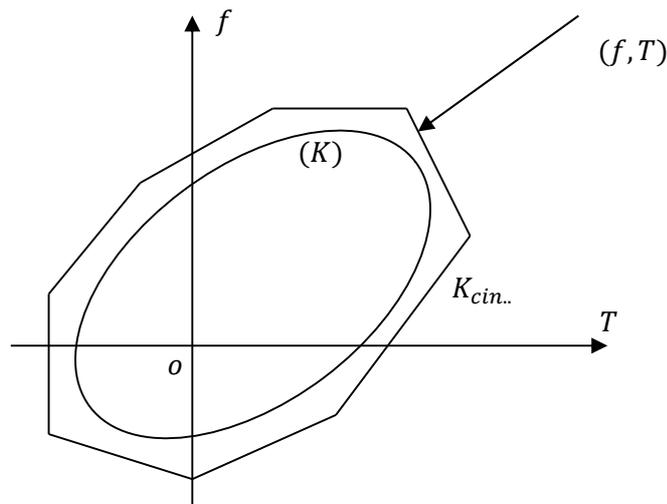


Figure 4.10. Interprétation géométrique de l'approche cinématique.

Ces définitions se traduisent par (Salonçon, 1983) :

$$\left\{ \begin{array}{l} \forall V \text{ C.A dans le mode} \\ \forall (f, T) \in K. Pe(V) \leq Prm(V) \end{array} \right.$$

Avec :

$$Pe(V) = \int_{\partial\Omega} \vec{T} \cdot \vec{V} \cdot ds + \int_{\Omega} \vec{f} \cdot \vec{V} \cdot d\Omega$$

$$Prm(V) = \int_{\partial\Omega} \sigma \cdot \vec{V} \cdot \vec{n} ds + \int_{\Omega} \sigma \cdot \dot{\epsilon} \cdot d\Omega$$

Ou ;  $f$  : Force volumique.

$T$  : Force de contact (force surfacique).

$V$  : Champ de vitesse cinématiquement admissible.

$\dot{\varepsilon}$  : Champ de vitesse de déformation compatible avec V.

Les matériaux constitutifs du système sont supposés obéir à un critère de résistance de Coulomb.

Parmi les deux méthodes de l'analyse limite, la plus utilisée dans l'étude de la stabilité est l'approche cinématique vu sa simplicité et sa facilité de mise en œuvre.

Deux exemples de bornes supérieures d'une hauteur assurant la stabilité d'une pente, soumise au poids propre des terrains, sont présentés par Chen (1975). Le milieu est converti en des mécanismes constitués de blocs rigides délimités par une surface formée par une spirale logarithmique. Le bloc supérieur est animé par un mouvement de rotation autour d'un point. Il prétend que la surface de rupture passe par la limite du pied de la pente pour le premier exemple (figure 4.11), et sous le pied de la pente pour le deuxième exemple (figure 4.12), c'est le cas d'un cercle de glissement profond.

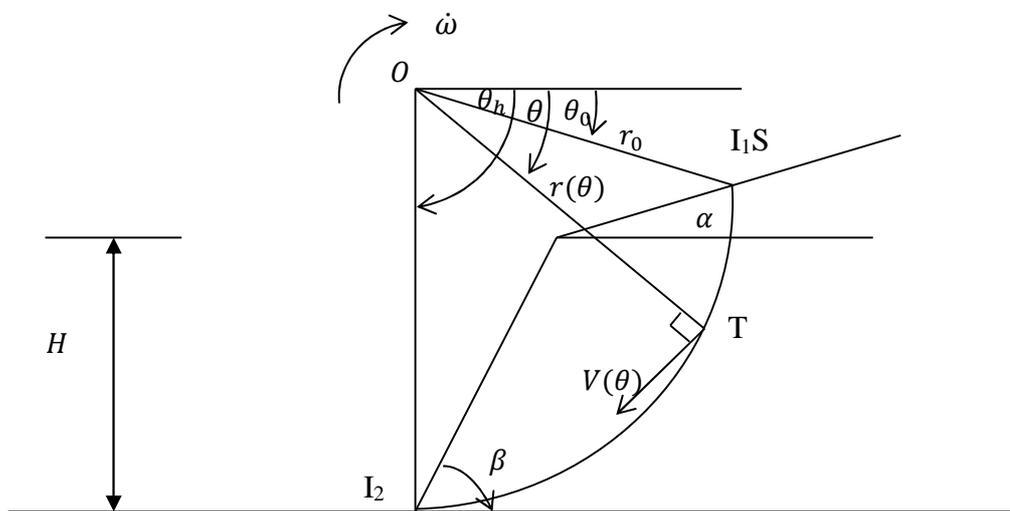


Figure 4.11. Mécanisme de rupture passant à la limite du pied.

Sur la figure 4.11, le rayon est défini par la relation :  $r_{\theta} = r_0 e^{(\theta_h - \theta_0) \tan \varphi_m}$

Le coefficient de sécurité est :  $F_s = \frac{c}{c_m} = \frac{\tan \varphi}{\tan \varphi_m}$

$c$  et  $\varphi$  sont respectivement la cohésion et l'angle de frottement interne du sol.

$c_m$  est la cohésion mobilisée et  $\varphi_m$  est l'angle de frottement mobilisé.

Alors :

$$r_{\theta} = r_0 e^{(\theta_h - \theta_0) \frac{\tan \varphi}{F_s}}$$

Le principe des puissances virtuelles est appliqué par l'égalité entre le taux de travail externe et le taux de dissipation interne d'énergie.

Nous ne donnerons ici que les expressions finales des puissances mises en jeu.

La puissance due au poids des terres est :

$$P_p = \gamma \dot{\omega} (f_1 - f_2 - f_3)$$

$$\text{Où ; } f_1 = \int \int_{\Omega I_1 I_2} r^2 \cos \theta dr d\vartheta$$

$$f_2 = \int \int_{\Omega T I_1} r^2 \cos \theta dr d\vartheta$$

$$f_3 = \int \int_{\Omega T I_2} r^2 \cos \theta dr d\vartheta$$

La puissance maximale pour ce mécanisme est calculée uniquement le long de discontinuité de vitesse  $I_1$  et  $I_2$ .

$$P_{rm} = \frac{c \dot{\omega} r_0^2}{2tg\varphi} (e^{2\theta_2 tg\varphi} - e^{2\theta_1 tg\varphi})$$

En adoptant les mêmes fondements, Garnier (1995) a pris en compte dans ces calculs, le cas d'un chargement qui s'applique sur le plateau supérieur du talus (figure 4. 13) il suggère un mécanisme de rupture par instabilité, avec le pied du glissement situé à une hauteur fictive, inférieure à la hauteur du talus ( $H_f = \eta H$ ), c.à.d. sur le parement du talus. Cela pour obtenir la borne supérieure de la charge assurant la stabilité du système considéré.

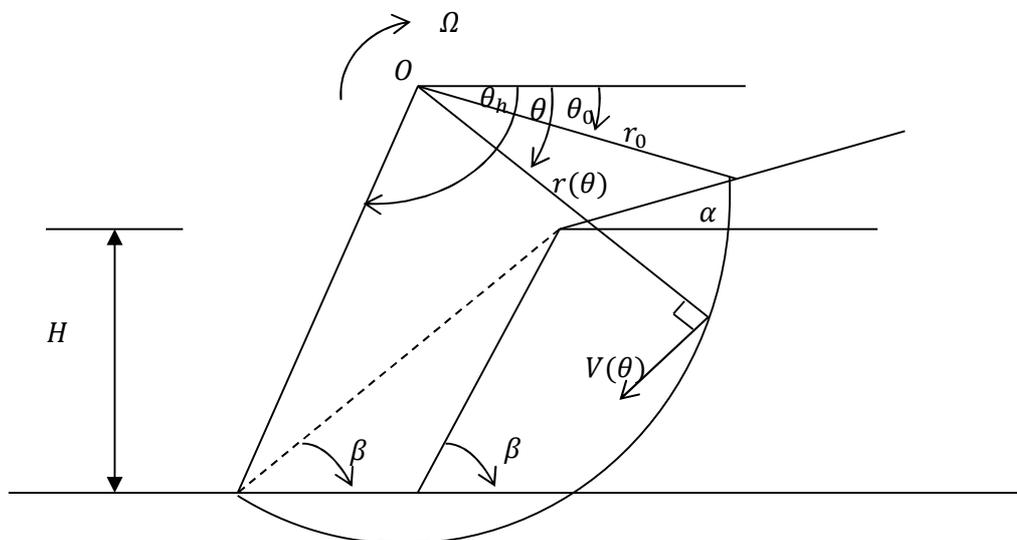


Figure 4.12. Mécanisme de rupture passant sous le pied.

L'approche a été utilisée par Michalowski (1995) pour évaluer le facteur de stabilité des pentes ou leurs hauteurs critiques, avec l'introduction des méthodes traditionnelles des tranches, en termes de leur cinématique implicitement supposée, afin d'indiquer la signification des prétentions statiques arbitraires. Dans cette étude l'effet des pressions interstitielles est inclus explicitement par les termes d'énergie. Cela est aussi analysé par Kim et al (1999) pour le cas des pentes saturées. Dans ce travail, les effets des pressions interstitielles sont incorporés dans des modèles de calcul par éléments finis. Notant que

l'approche statique est aussi utilisée dans ce cas, pour comparer les résultats de l'analyse limite à ceux de l'équilibre limite.

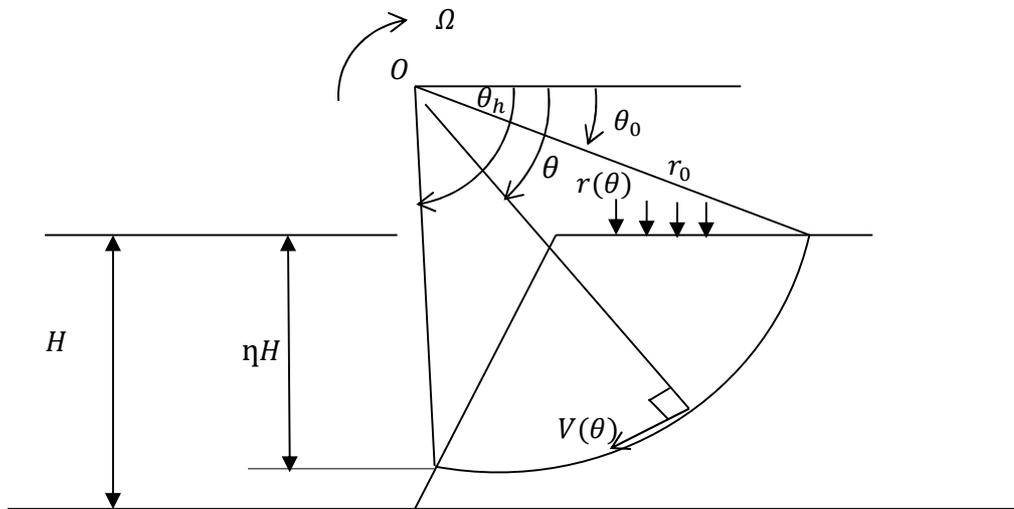


Figure 4.13. Mécanisme de rupture avec pied de glissement sur le parement du talus.

Chen J. et al. (2003) ont introduit des éléments finis rigides pour construire un champ de vitesse cinématiquement admissible, dont les discontinuités se produisent à toutes les frontières entre les éléments. Ce travail a donné lieu à l'élaboration d'une méthode numérique efficace, avec une programmation non linéaire qui rend la méthode plus simple à mettre en œuvre, pour étudier la stabilité d'un talus à deux et trois dimensions.

#### IV.5. Mécanismes de rupture

Comme nous venons de le préciser, les méthodes les plus couramment utilisées dans l'analyse classique de la stabilité, sont basées sur la notion de surface de rupture le long de laquelle sont mobilisées les propriétés de résistance au cisaillement maximale. Dans la pratique courante, les calculs de la stabilité se font en considérant un mode de rupture plan où le glissement se produit par translation sur un plan incliné plus ou moins régulier, ou bien rotationnel, où le mouvement se produit par basculement d'une masse le long d'une surface circulaire (Khemissa, 2006), ceci n'est cependant, qu'une simplification du problème réel. Concrètement, les modes de rupture sont liés d'une façon étroite à la nature du matériau, le type, la cinématique et la phase du mouvement. Dans le cas des milieux hétérogènes et anisotropes, on peut observer des mouvements complexes résultant de l'emboîtement de deux ou plusieurs types de glissement (glissement en gradin, glissements régressifs...). La surface de rupture n'est donc ni plane ni circulaire. Dans le cas des terrains irréguliers les surfaces de rupture les plus défavorables sont constituées par des plans ou des ensembles de plans. C'est le cas des massifs rocheux où la stabilité est principalement contrôlée par les structures géologiques locales et régionales (Laflamme, 2010) et les ruptures sont privilégiées dans les discontinuités préexistantes. Le comportement de ces matériaux dépend toutefois, de la

densité de fracturation, ce qui fait appel à l'effet d'échelle qui distingue les ruptures globales à l'échelle d'un versant, des mécanismes élémentaires à petite échelle (rupture de dièdre, rupture par basculement de colonne rocheuse constituant une falaise) où le critère de rupture est défini par les paramètres intrinsèques des discontinuités. Notant qu'à grande échelle les ruptures sont souvent complexes et dépendent à la fois du système de discontinuités et des caractéristiques de la matrice rocheuse.

Sauf quelques modes d'instabilité à l'origine de déplacements importants qui peuvent être analysés par la théorie classique de plasticité. On peut citer les mouvements brusques tels que les glissements de terrains instantanés, les chutes de blocs et les écroulements rocheux, dont le mécanisme est souvent décrit par un domaine de matériaux rigides, délimités par des bandes de cisaillement. Ces bandes sont formées par la concentration des déformations plastiques, on parle alors de rupture localisée (Khoa, 2005, Lafifi et al, 2008 et Prime et al. 2010). Par contre les mouvements ayant un aspect désordonné tel que les coulées boueuses ont un mode de rupture inexplicable avec la théorie de la plasticité. Ces modes s'inscrivent dans les ruptures diffuses qui se manifestent avant le mode localisé. Il en est de même pour les mouvements différés comme le fluage ou la rupture progressive, auxquels s'ajoutent les mouvements qui sont en phase de pré-rupture. A ce stade, les matériaux sont considérés comme un milieu continu avec un comportement elasto-visco-plastique (Faure, 2000). D'autres critères plus généraux doivent alors être utilisés pour expliquer l'ensemble de ces phénomènes.

#### **IV.6. Méthodes numériques**

L'application des méthodes traditionnelles d'équilibre limite dans l'étude de la stabilité à l'échelle d'un versant naturel s'avère difficile voire impossible dans le cas des glissements complexes. Il en est de même pour les raisonnements analytiques utilisés dans les méthodes d'analyse limite. En effet, bien que ces méthodes soient largement utilisées dans la pratique, elles présentent des difficultés qui entravent leur emploi dans certaines conditions (recherche de la forme et de la surface de rupture, prise en compte de l'histoire des contraintes-déformation, l'examen des distributions des contraintes le long de la surface de discontinuité).

De plus, les versants sont souvent constitués d'une diversité de matériaux dont la nature et le comportement sont différents, ces matériaux présentent en général, un comportement fortement non linéaire et des déformations irréversibles. Ces conditions complexes rendent indispensables l'intégration des méthodes de calcul de stabilité aux outils numériques permettant d'échapper à ces difficultés et de prendre en compte le comportement réel du versant.

Les méthodes numériques constituent un complément nécessaire à des méthodes d'équilibre limite, en effet, elles apportent des informations importantes sur le développement du processus de rupture avec un calcul direct du coefficient de sécurité.

La géotechnique utilise une gamme de méthodes numériques diverses et variées qui s'adaptent aux critères particuliers des terrains. Ces méthodes offrant des facilités pour l'analyse des résultats, ont pour but de décrire, d'expliquer ou de prédire le comportement global des

massifs structurés naturels, ou artificiels, sur la base des lois physiques reliant les variations des contraintes aux déformations ou des forces aux déplacements.

Globalement, les méthodes numériques peuvent être classées en deux catégories : la méthode des éléments limites et la méthode des domaines, dans la première, la surface libre du sol est divisée en éléments, le reste du massif est représenté mathématiquement par un milieu continu. Dans la deuxième, le système est entièrement divisé en éléments géométriques simples. Les limites fixées du modèle doivent donc être suffisamment loin de la zone sujette à des déformations, afin de minimiser les erreurs provenant de l'interaction des limites fixes et des surfaces libres du modèle.

La méthode des domaines englobe les méthodes des milieux continus (méthode des éléments finis et méthode des différences finies) et la méthode des milieux discontinus dans les massifs rocheux.

#### **IV.6.1. Les méthodes milieux continus**

La méthode des éléments finis et la méthode des différences finies traitent le problème comme un milieu continu représenté par un ensemble d'éléments géométriques doté chacun de caractéristiques mécaniques et de comportement décrit par des relations de continuité inter-éléments (Touitou, 2002).

##### IV.6.1.1. Méthode des éléments finis

Basées essentiellement sur la résolution numérique des équations aux dérivées partielles la méthode des éléments finis consiste à discrétiser le milieu étudié en éléments géométriques liés par des nœuds. Chaque élément est représenté par une fonction définissant la relation locale entre les charges et les déplacements nodaux. L'ensemble forme une équation matricielle liant les forces nodales aux déplacements par la matrice de rigidité. La résolution du système nécessite ensuite, l'apparition des conditions aux limites. Cette méthode dite "implicite" requiert que les quantités de champs de contraintes et de déformations ou de taux de déformations varient.

Les logiciels en éléments finis utilisés en géotechnique et plus particulièrement pour l'étude des glissements de terrain sont nombreux (Geo 05, Plaxis, Cesar-LCPC, OptumG2...) et incorporant plusieurs modèles de comportement des matériaux, ils sont en général, dotés d'interface graphique rendant leur utilisation plus maniable.

Les techniques implicites sont très efficaces pour le traitement des problèmes linéaires ou de faible non-linéarité. Néanmoins des inconvénients subsistent dans l'utilisation des techniques en éléments finis, en effet, l'imposition d'une matrice de rigidité pour chaque cycle de calcul nécessite une mémoire importante pour son stockage. En outre, la prise en compte du comportement non linéaire exige une procédure itérative, ce qui induit à des calculs supplémentaires pour les problèmes en grandes déformations.

#### IV.6.1.2. La méthode des différences finies

En pratique la méthode des différences finies ne diffère pas trop de la méthode des éléments finis, les deux méthodes induisent à des systèmes d'équations qu'il faudra résoudre pour retrouver l'inconnu en chaque point du système. A la différence de la Méthode des éléments finis qui utilise une matrice de rigidité globale du milieu étudié, la méthode des différences finies opte pour une reformulation des équations après chaque pas de calcul. Cette méthode dite "explicite" est une technique qui repose sur les conditions initiales et/ou aux limites. Chaque dérivée dans le système d'équations est remplacée directement par une expression algébrique en termes de champ de variables intervenant dans ces systèmes (contraintes ou déformations) uniquement définis en des lieux discrets de l'espace.

Contrairement à la formulation Eulérienne qui garde le maillage fixe, la formulation lagrangienne constituant la méthode des différences finies, admet la déformation du maillage par la réactualisation des coordonnées de chaque nœud pendant un cycle de calcul. Cela facilite l'étude des problèmes en grandes déformations. La méthode des différences finies repose sur trois aspects principaux : La discrétisation des opérateurs de dérivation/différenciation en supposant un incrément fini en un point du maillage, la convergence du système numérique ainsi obtenu sur l'ensemble des mailles de l'espace à couvrir, et une limite de cet espace à couvrir en ayant des conditions aux limites.

Dans les modèles milieux continus, il n'est pas nécessaire de mettre l'hypothèse sur la forme et la position de la surface de rupture, les ruptures apparaissent naturellement dans les zones où les contraintes ne peuvent pas satisfaire l'équilibre statique et le critère de résistance en même temps. Autrement dit, la concentration de la déformation aura lieu là où les contraintes de cisaillement sont incapables de supporter les chargements induits.

Bien que ces approches soient les plus communément utilisées vu qu'elles facilitent la mise en œuvre informatique du modèle par une description géométrique et mécanique plus simple. Son application reste toutefois, restreinte en présence de massifs rocheux fracturés, notamment, dans le cas d'échantillon de taille limitée. Le choix de ces approches est alors un compromis entre le taux de fracturation de la roche et la taille du modèle. En effet, il est fondamental de repérer les situations dans lesquelles la prise en compte des fractures nécessaires pour des raisons géométriques impliquant une taille imposée au modèle, ou pour des raisons de l'intensité de contrainte pouvant ou non induire des déplacements relatifs entre les blocs.

L'approche par modèle milieu continu équivalent peut être suffisante pour tenir compte de l'anisotropie créée par la présence de fracture. Elle permet de considérer efficacement les grandes déformations différées et anisotropes, les plans de stratification et les schistosités, avec le développement de modèle de comportement spécifique (Billiaux et Dedeker, 2018).

#### **IV.6.2. Les méthodes milieux discontinus**

L'analyse du comportement mécanique, hydraulique ou hydromécanique des massifs rocheux requiert une attention particulière à la caractérisation des discontinuités naturelles qui sont les

zones de faiblesse du milieu (Billiaux D. et Dedecker, 2018). Par conséquent, le comportement dépend non seulement de la matrice rocheuse mais aussi des discontinuités ou des joints qui se forment au cours de l'histoire géologique.

L'échelle de l'étude impose parfois d'utiliser des modèles numériques discontinus permettant une étude plus approfondie pour approcher au plus près le comportement réel du milieu.

Le code de calcul UDEC (Universal Distinct Element Code, Itasca consulting group, Inc 1993, d'après Fleurisson, 2001 et Touitou, 2002) est l'un des logiciels qui procure une représentation plus réaliste de la structure géologique. Cela nécessite une discrétisation complète du massif impliquant la représentation explicite de chaque fracture chaque bloc est alors considéré comme un corps libre de ses mouvements, limité par des surfaces de contact avec les blocs voisins. Les interactions entre ces blocs sont gérées par des relations liant les forces et les déplacements au niveau des différents contacts existants entre les blocs. Le modèle est défini par deux ensembles de paramètres mécaniques et géométriques caractérisant séparément, les joints et la matrice rocheuse (Touitou, 2002).

L'approche par milieu discontinu a l'avantage de mieux gérer les mécanismes de rupture dans les milieux présentant des structures géologiques complexes. Il est alors possible de prédire l'évolution des zones déstabilisées en réponse à d'éventuelles sollicitations futures, et d'envisager les mécanismes de rupture dans les milieux présentant des structures géologiques complexes, et d'envisager les mécanismes de ruine les plus probables (Fleurisson, 2001), les méthodes restent cependant, très onéreuses en matière de mémoire et de temps de calcul. La complexité et le coût de ces techniques restreignent leurs utilisations à des cas où d'autres méthodes peuvent se révéler inefficaces.

A l'échelle du versant, on peut observer une infinité de diaclases, de joints de starification ou de schistosité. A partir d'un tel taux de discontinuités, les massifs peuvent être modélisés par un milieu continu équivalent. En outre, les approches par milieu continu peuvent rendre le massif rocheux localement discontinu pour prendre en compte les accidents tectoniques majeurs avec l'introduction des paramètres décrivant les discontinuités qui en résultent.

#### **IV.7. Méthodes évoluées pour l'étude de la stabilité des versants.**

Les méthodes d'équilibre limite tracent la surface critique de rupture et donnent le coefficient de sécurité correspondant dans certaines conditions normales (sans réduction des propriétés des matériaux), mais elles trouvent leurs complications avec l'apparition de phénomènes affectant les matériaux (pressions interstitielle, forces accidentelle...). Le calcul de la stabilité par les méthodes numériques permet d'obtenir les distributions des champs de contraintes et des déformations mais elles sont couramment basées sur le processus de réduction de résistance par lequel les paramètres mécaniques qui caractérisent les matériaux seront réduits jusqu'à atteindre la rupture. Les analyses critiques des deux méthodes font que certains auteurs trouvent l'avantage de combiner les deux méthodes ou par association des méthodes numériques avec les méthodes à l'équilibre limite, Naylor (1982, in Touitou, 2002) a appelé cette méthode, équilibre limite améliorée. Depuis la publication des premières idées, le

couplage entre les méthodes numériques et les méthodes d'équilibre limite ne cesse d'évoluer (Martins, 1982, Takuo et al., 1988, Thompson, 1993 et Stanely, 1996, Kourdey, 2002, in Kourdey et Alheib, 2006).

Dans ce contexte on peut citer les travaux de Kourdey et Alheib, (2006) ayant développé un algorithme qui trace la surface de rupture optimisée en calculant le facteur de sécurité correspondant. Cet algorithme basé sur des méthodes d'optimisation, a été implémenté dans le code Flac, son application à un cas concret n'a cependant pas expliqué la rupture observée sur site.

#### **IV.8. Choix de la méthode**

En fonction du type des résultats attendus (analyse de la stabilité ou calcul en déformations) et des caractéristiques propres au milieu étudié (type de la roche ou du sol, densité du réseau de fracturation, etc.) le choix de la méthode numérique la mieux adaptée peut ne pas être immédiat (Touitou, 2002).

Les méthodes d'équilibre limite sont intégrées dans plusieurs logiciels (Degree, Talren, Geostudio...), les calculs permettent d'effectuer des analyses impliquant des formations géologiques complexes avec la prise en compte des pressions interstitielles et des chargements externes. Il s'impose par ailleurs, de choisir des ensembles géométriques conformes à des surfaces de rupture, ces surfaces sont alors définies par des propriétés mécaniques résiduelles, des facteurs hydrauliques et sismiques peuvent être utilisés pour calculer le coefficient de sécurité correspondant.

Les approches numériques traditionnelles admettent en général, de représenter les versants par des géométries simplifiées. Les relations entre les contraintes et les déformations sont souvent considérées linéaires isotropes pour les calculs en déformation. Les calculs de la stabilité sont décrits par la théorie de la plasticité (comportement rigide plastique), et la théorie de la localisation (bifurcation par discontinuités cinématique).

Les progrès de l'outil numérique permettent de contourner les difficultés liées aux limitations rhéologiques des méthodes classiques et d'aborder l'étude des problèmes aux lois de comportement plus complexes.

Les méthodes numériques actuelles permettent une bonne approximation du traitement du problème d'initiation des ruptures et des propagations des masses instables. Les couplages hydromécaniques et la prise en compte de l'effet du séisme et des structures géologiques complexes (discontinuités) deviennent moins compliqués avec la progression de ces méthodes. Il est même possible de prédire des futures instabilités guidées par les changements climatiques et de simuler les résultats de mesures des déplacements en surface et en profondeur.

Pour l'application de la méthode statique et de la méthode cinématique dans le calcul de la stabilité, nous allons utiliser le code de calcul Optum G2 dans lequel ces deux approches sont

intégrées. C'est une caractéristique unique du logiciel qui permet de calculer les limites supérieure ou inférieure du coefficient de sécurité.

Dans le présent travail le mode de calcul en éléments finis du logiciel OptumG2, sera aussi utilisé pour le calcul des déplacements en surface et en profondeur des versants étudiés.

Le logiciel Flac basé sur la méthode des différences finies permettra en outre d'effectuer les principaux calculs de stabilité et le calcul des déplacements, avec une étude comparative des différentes méthodes utilisées.

#### **IV.9. Approche déterministe ou approche probabiliste**

Toutes les méthodes décrites dans ce texte sont généralement abordées selon l'approche déterministe qui produit un facteur de sécurité ou un potentiel d'instabilité unique pour un mode de rupture donné. La stabilité d'une pente est donc jugée par cette valeur unique dont l'utilisation ne représente pas, effectivement, la qualité des données reflétant le site. La variabilité et l'incertitude sur ces données ne sont pas prise en compte (Laflamme, 2010), la caractérisation d'un site nécessite une reconnaissance fiable pour pouvoir éliminer une quantité considérable d'imprécision (Nouaouria et Guenfoud, 2008). De nombreux travaux se sont consacrés à l'utilisation d'une approche probabiliste dans le but d'évaluer la performance d'une pente et de tenir compte d'un certain niveau d'incertitude sur les paramètres d'entrée. En effet, il existe de nombreuses sources d'ambiguïté sur plusieurs caractéristiques, entre autres, la stratigraphie du site, les propriétés géologiques et géotechniques ainsi que le niveau aquifère et les caractéristiques hydrauliques. Ces caractéristiques sont qualifiées de variables spatiales dont l'incertitude peut être recouverte d'une reconnaissance parfaite des terrains. Toutefois il existe des paramètres de variabilité temporelle qui sont parfois impossibles de prévoir avec certitude. Ce sont les séismes, les conditions climatiques et de chargement externes. L'analyse probabiliste peut être envisagée dans ce cas, mais elle doit être basée sur le bon choix d'une loi de distribution statistique et de fonctions de densité de probabilité qui définissent des intervalles de valeurs associées à des paramètres donnés. Ces derniers sont considérés comme des variables aléatoires dans la formulation probabiliste, et peuvent être variés simultanément dans le calcul du potentiel d'instabilité ou du coefficient de sécurité, sous forme de probabilité de rupture. Celle-ci est définie par le rapport du nombre de facteur de sécurité affirmant l'instabilité au nombre total de facteur de sécurité.

Malgré que les avancées actuelles au niveau de la quantification des incertitudes, des différents paramètres ont permis d'obtenir une meilleure évaluation de la sécurité, toutefois les méthodes déterministes sont utilisées de manière croissante vu qu'elles produisent généralement des résultats semblables aux méthodes statistiques (Dewitte, 2006).

Afin de surpasser les difficultés liées à la collecte de données fiables, et de considérer la dispersion et la variabilité des paramètres d'entrée sans avoir recours aux méthodes probabilistes, une autre approche est utilisée dans l'évaluation du risque d'instabilité, c'est l'approche d'analyse de sensibilité qui sera utilisé dans la suite de la présente étude. Le principe consiste à faire varier les différents paramètres dans une gamme de valeurs

représentatives dans les calculs de stabilité. Il y a lieu de signaler que dans cette technique, un seul caractère peut être varié pour chaque calcul. Cependant, l'analyse permet d'obtenir une plage de résultats pour chacun des paramètres considérés, et les différents scénarios de rupture possibles. A travers ces résultats, nous pouvons apprécier l'effet de la variation d'un certain paramètre sur le coefficient de sécurité ou le potentiel d'instabilité (Laflamme, 2010).

#### **IV.10. Choix de la loi de comportement**

Le comportement des sols et des roches est souvent méconnu et complexe, et cela pour plusieurs raisons évidentes, à savoir, le fait que les sols sont des milieux multiphasiques ; contenant des phases solides, liquides et gazeuse, et que les roches sont des milieux hétérogènes discontinus. Il est donc évident qu'une loi mathématique qui prenne des liaisons entre leurs grandeurs géométriques (déformation ou déplacement) et leurs grandeurs mécaniques (contraintes ou forces) serait excessivement complexe. Ceci implique la nécessité d'un effort particulier, pour le développement des techniques et de nouvelles méthodes d'interprétation des mesures des caractéristiques de ces matériaux, d'une part, et d'autre part, l'amélioration des modèles de comportement à utiliser dans les codes de calcul numériques, et l'établissement de nouvelles lois rhéologiques plus précises et plus représentatives.

Néanmoins, bien qu'on ait réalisé des progrès considérables à ce sujet, ces dernières années, il existe encore un besoin important de recherche, tant au niveau des lois de comportement qu'au niveau des paramètres expérimentaux appropriés.

Les différentes approches citées précédemment tiennent compte de la complexité des phénomènes rencontrés dans les instabilités de versants, les modèles qui les décrivent ne sont pas seulement une représentation géométrique mais c'est également le choix d'une loi mathématique appropriée, représentant le comportement physique et mécanique des matériaux. Il est donc très important de choisir le modèle rhéologique adéquat qui pourra reproduire avec fidélité optimale, la réponse des matériaux face aux sollicitations qui leurs sont appliquées. Les différentes lois de comportement incorporées dans les différents codes de calculs numériques sont décrites par des lois de la mécanique des sols, et aussi des fluides (Jenck , 2005). Le développement de ces lois s'appuie essentiellement sur le schéma théorique de la mécanique des milieux continus (élasticité, plasticité, viscosité et leur combinaisons) et des études expérimentales (Magnan et Mestat, 1997).

Dans le cas des mouvements de terrain complexes ou composites, il est souvent délicat de choisir une loi rhéologique la mieux adaptée aux matériaux. Il faudra opter soit à des lois complexes cherchant à reproduire tous les détails des résultats des essais expérimentaux ou des lois plus simples qui se contentent de décrire les aspects essentiels du comportement des matériaux (Magnan et Mestat, 1997). En général, dans l'étude des glissements de terrains, les calculs nous amènent à considérer une loi unique, c'est la loi de Coulomb dont les grandeurs impliquées spécifient la capacité des matériaux à s'opposer aux mouvements par frottement sur la surface de rupture (Desodt et al., 2017). Une description plus détaillée du critère de Coulomb sera présentée en annexe B.

## IV.11. Conclusion

Un des problèmes les plus fondamentaux dans l'étude des glissements de versants est l'étude de la stabilité dont l'objectif est double, la définition de la localisation et de la forme de la surface de rupture et la recherche d'un coefficient qui donne une idée sur l'état de stabilité.

Initialement l'étude se basait sur l'hypothèse d'une rupture plastique, il en ressort de nombreuses méthodes, les premières s'appuient sur la théorie d'équilibre limite et postulent de considérer les forces impliquées sur une surface de rupture plane, circulaire ou quelconque. Le choix importe peu dans la mesure où les équations de la statique sont toutes vérifiées, et du moment que les coefficients de sécurité qui en résultent sont tous voisins.

Les méthodes d'analyse limite sont ensuite conçues pour remédier à certaines difficultés qui dépassent les méthodes d'équilibre limite, elles permettent d'encadrer un coefficient de sécurité d'un système, à partir de la définition des bornes inférieure et supérieure d'un chargement potentiellement supportable, cela n'exige qu'une simple connaissance des propriétés de résistance des matériaux et de la géométrie.

Ces méthodes conduisent parfois à des raisonnements analytiques assez complexes et entraînent des calculs manuels longs et fastidieux voir même erronés, leur application dans certaines circonstances telles que les terrains hétérogènes et/ou partiellement saturés, fait intervenir plusieurs paramètres ce qui complique davantage les calculs et conduit sans doute à l'utilisation de l'outil informatique.

Les méthodes numériques constituent donc un complément utile voir nécessaire dans quelques situations. Elles apportent aux chercheurs et aux experts des informations importantes sur le développement de la rupture. Elles sont conçues pour l'analyse de la stabilité et des déformations d'un versant lorsqu'il est soumis à une variation de chargement ou de géométrie.

Les méthodes numériques les plus couramment utilisées traitent le système comme un milieu continu, elles peuvent être fiables à condition d'avoir identifié efficacement les terrains et de faire le bon choix d'une loi rhéologique des matériaux. La méthode des différences finies offre l'opportunité de considérer le comportement non linéaire et de tenir compte des accidents tectoniques majeurs. Elles conduisent surtout à des temps de calcul relativement réduits.

L'analyse de sensibilité permet de pallier les insuffisances des méthodes déterministes, d'apprécier l'effet de variabilité des propriétés des matériaux et de mener facilement des analyses paramétriques aussi bien mécaniques que géométriques, sans avoir recours à des méthodes probabilistes.

## V.1. Introduction

La modélisation des glissements de terrain est fondée sur une approche pluridisciplinaire qui dérive de conceptions distinctes. D'une part, l'analyse des sites naturels qui conduit le géologue et l'hydrogéologue à la classification des types de glissements, la désignation des volumes des massifs affectés par les mouvements ainsi que l'estimation des propriétés structurelles des écoulements souterrains. D'autre part, les analyses physico-mécaniques et physico-mathématiques qui guident le géotechnicien et le mécanicien des sols à quantifier les propriétés des massifs concernés, et les introduire dans des modèles schématiques de forme et de comportement de milieux virtuels, fixant les conditions initiales et les conditions aux limites imposées par les résolutions mathématiques. Cette démarche est ainsi un compromis entre une approche qualitative qui repose sur le visible et l'accessible permettant de fournir les modèles de forme la plus proche de la réalité, et une approche quantitative qui s'appuie sur des mesures expérimentales des paramètres à introduire dans des modèles mathématiques.

Les glissements de terrain d'Ain El Hammam et de Tizirt ont fait objet de quelques modélisations et simulations numériques (Djrbal, 2013, Guirus et al., 2014, Zerarka et al., 2017), les calculs de la stabilité réalisés par le laboratoire ANTEA (2010, 2011) sont appropriés aux mécanismes de ruine qui prennent en compte des paramètres résiduels des matériaux avec une analyse à rebours. Ces calculs supposent l'existence de surfaces de discontinuité à plusieurs profondeurs avec une géométrie de rupture rotationnelle. Les différents travaux effectués sur la modélisation des deux sites reposent sur une approche déterministe qui consiste à définir les matériaux par des paramètres fixes. Des modèles en éléments finis ont conduit à reproduire les ruptures propres aux conditions adaptées.

Dans la présente étude nous proposons d'étudier la sensibilité des versants aux variations des paramètres hydrauliques, géotechniques et mécaniques avec une étude comparative des méthodes d'analyse limite et des différences finies. Nous utiliserons des modèles numériques permettant de reproduire les conditions hydromécaniques induisant l'instabilité du versant ainsi que pour analyser la pertinence des différents scénarios de rupture.

## V.2. Codes de calcul utilisés

Les simulations numériques seront conduites par deux codes de calcul ; Optum G2 et Flac 2D. Le premier offre la possibilité d'utilisation des deux méthodes d'analyse limite : l'approche par l'extérieur (upper) (Michalowski, 1995) et l'approche par l'intérieur (lower), en plus de la méthode des éléments finis. Le deuxième utilise la méthode des différences finies pour l'étude de la stabilité et le calcul en déformation, on rappelle que ces deux dernières méthodes sont basées sur l'approche milieux continus. Le choix de cette approche est expliqué par la présence des couches de matériaux meubles et de matériaux fortement fracturés, surmontant un massif rocheux considéré à l'échelle du versant, ne contenant pas de discontinuités significatives justifiant l'utilisation des modèles discontinus. On note dans ce contexte, que la roche se comporte comme un milieu continu dans le cas d'une roche massive ne comportant

aucune famille de discontinuité ; ou continu équivalent, dans le cas d'une roche comportant plusieurs familles de discontinuités (Bemani Yazdi, 2009 ; Billiaux et Dedecker, 2018).

### V.3. Choix des profils géologiques et Justification du modèle bidimensionnel.

En absence de formes topographiques complexes ou particulière (versant en cuvette, formes convexes ou concaves, ...) le long du versant faisant objet d'une modélisation numérique, les simulations bidimensionnelles peuvent être représentatives du comportement réel. Les observations visuelles de la morphologie des sites, du sens du mouvement ainsi que l'examen des levées topographiques nous laissent prétendre que les effets tridimensionnels du modèle ne seront pas très significatifs, en particulier, pour une étude de la stabilité et des mécanismes de déformations. Sur la base de ce principe, des profils bidimensionnels ont été choisis pour les deux sites (figures 5.1 et 5.2), en s'appuyant sur des levées topographiques pour représenter les profils géométriques des versants, et sur les données expérimentales analysées précédemment (sondages carottés et essais de laboratoire) pour définir la lithologie et les caractéristiques des matériaux constituant les différentes couches.

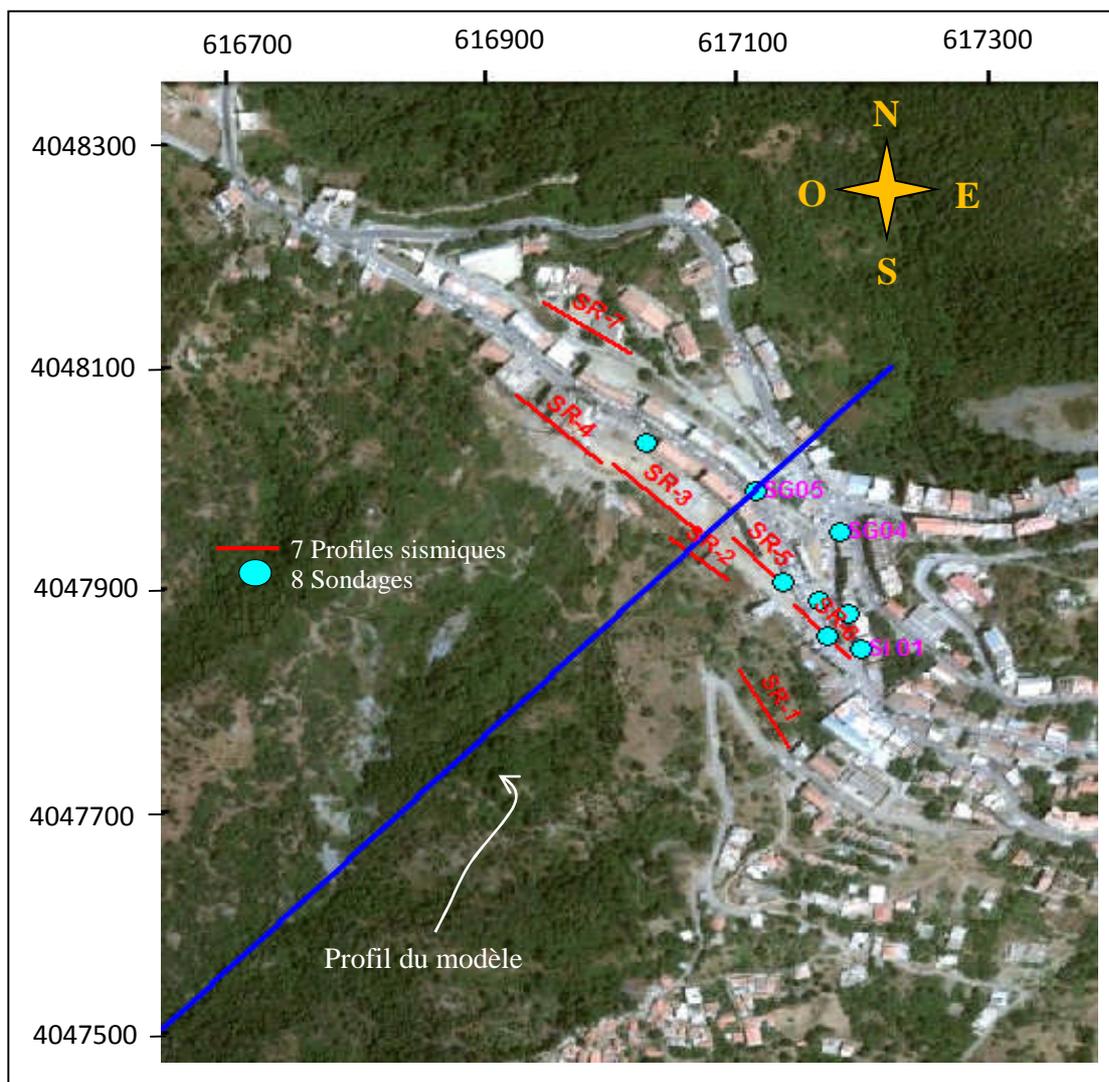


Figure 5.1. Localisation du profil de modélisation du versant d'Ain El Hammam.

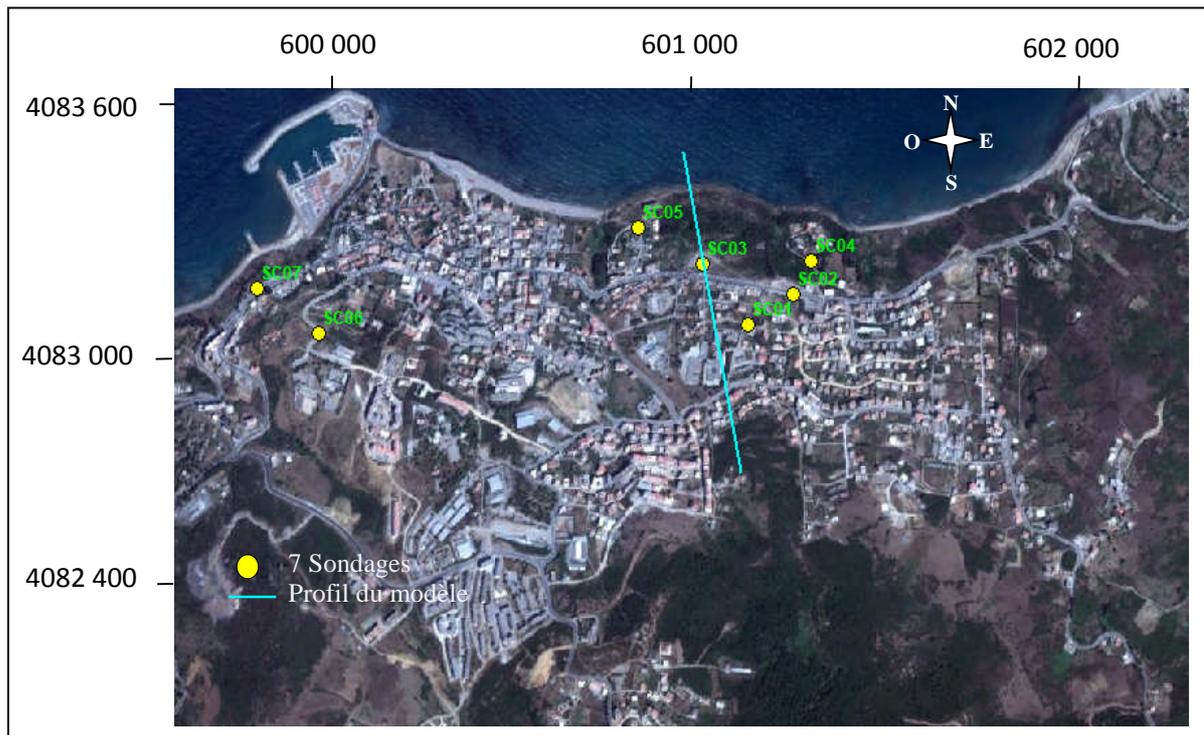


Figure 5.2. Localisation du profil de modélisation du versant de Tizirt.

Il faut cependant, souligner les différentes difficultés rencontrées même pour ce type de modélisation. Ces difficultés sont liées en grande partie, à la connaissance imparfaite des paramètres structurels, physiques et mécaniques, sachant que ces derniers agissent d'une manière significative sur les résultats obtenus. A cet effet, plusieurs hypothèses ont été mises au point afin de remédier à cette situation.

#### V.4. Hypothèses de calcul.

- Les formations superficielles sont considérées homogènes sur la largeur des profils. Nous avons donc affecté les mêmes caractéristiques physiques et mécaniques le long de ces couches.
- Le substratum rocheux se comporte comme un milieu continu à l'échelle du versant. Il est donc supposé ne comportant aucune famille de discontinuité, ou comportant plusieurs familles.
- L'écoulement des eaux interstitielles étant supposé parallèle à la pente. Il est donc pratique de considérer une nappe phréatique parallèle ou subparallèle à la surface libre du versant.
- La lithologie est considérée régulière sur la longueur des profils et l'épaisseur des formations superficielles étant estimée variable dans les limites des observations et des sondages réalisés dans les environs. Les interfaces sont ainsi sensiblement parallèles à la topographie de surface.

### V.5. Le maillage

La densité du maillage est aussi un paramètre capital au sujet de l'efficacité de la résolution d'une part, et de la réduction du temps et du nombre de calculs d'autre part. Le problème consiste donc à adopter un maillage permettant de minimiser le temps de calcul sans pour autant affecter la qualité des résultats, en prenant soin de la géométrie du problème. Par ailleurs, il n'y a aucune règle précise pour raffiner le maillage.

En ce qui concerne le logiciel FLAC, il offre plusieurs techniques pour le choix de la répartition et de la densité du maillage, sachant qu'il s'agit d'une discrétisation du milieu continu en élément quadrilatère. Il est donc très courant d'avoir des éléments à côtés de longueurs différentes qui auront tendance à prendre d'autres formes pouvant perturber les résultats durant les calculs. Par conséquent, certaines limitations doivent être prise en compte à ce sujet, en effet, le rapport de forme qui est défini comme le rapport de la plus grande dimension d'un élément sur sa petite dimension doit être aussi proche que possible de l'unité.

Le dépassement de certaines valeurs admissibles, en particulier dans les régions où les concentrations des contraintes sont attendues, peut induire des résultats imprécis, si ce n'est pas l'arrêt définitif du calcul. A côté de cela, les géomatériaux sont souvent présentés dans la nature sous forme de couches hétérogènes de différentes épaisseurs, et parfois, leur schématisation avec un maillage uniforme génère des régions beaucoup moins denses des autres. Il est donc meilleur d'utiliser une variation du maillage et d'évaluer la répartition en zone de mailles fines dans les régions intéressées, tout en respectant que le maillage doit être suffisamment raffiné dans les zones à haut gradient de contrainte (zones sensibles), avec une augmentation progressive et régulière des éléments, en allant vers les zones les moins sollicitées.

En revanche, le logiciel OptumG2 procure un maillage uniforme sur toute la géométrie du modèle. La concentration du maillage se fera automatiquement après calcul sur les zones les plus sollicitées. Il suffit donc d'introduire le nombre total d'éléments permettant d'offrir les meilleurs résultats, notant que ces derniers sont d'autant plus fiables que le maillage est plus fin, quoique, le maillage doit être raffiné dans les limites du temps accordé aux calculs.

### V.6. Lithologie et caractéristiques géotechniques

D'après les observations sur site et la synthèse des coupes de sondages carottés, d'une profondeur allant jusqu'à 30 m, les sections des versants sont définies de haut en bas par trois formations stratigraphiques.

Le site d'Ain El Hammam est représenté par :

- Un recouvrement superficiel qui forme une couche d'une épaisseur de 3,5 à 10 m, composée de remblais et d'une couverture argilo-limoneuse, contenant des éléments schisteux.

- Une alternance de schiste friable récupéré sous forme de sable très fin et de schiste grisâtre de moyenne consistance. Ces formations constituent une couche de schiste altéré d'une épaisseur de 20 m.
- Un schiste satiné compact qui constitue le substratum rocheux.

Le site de Tizirt est défini par la lithologie suivante :

- Une couverture meuble remaniée avec une épaisseur importante qui varie entre 10 et 30 m constituée par des terrains argileux, sableux ou limoneux enrobant des blocs gréseux.
- Une couche mince de 2 m d'épaisseur de marne schisteuse altérée et très peu consistante.
- Un substratum marneux constitué de marne schisteuse ou argileuse plus compacte.

Les caractéristiques géotechniques utilisées sont définies pour les deux glissements par le critère de rupture de Mohr Coulomb et représentées par les tableaux V.1 et V.2. Toutefois, une étude paramétrique sur la cohésion et l'angle de frottement, sera effectué pour analyser l'effet d'une chute des caractéristiques intrinsèques des différents matériaux sur la stabilité des deux versants.

**Tableau V.1.** Principaux paramètres physiques et mécaniques des formations constituant le site d'Ain El Hammam.

| Paramètres géotechniques                       | Couche superficielle | Couche intermédiaire | Substratum rocheux |
|--|----------------------|----------------------|--------------------|
| Poids volumique ( $kN/m^3$ )                   | 19.6                 | 19,9                 | 22                 |
| Module de déformation volumique ( $10^5 kPa$ ) | 4,10735              | 53,9824              | 24,51              |
| Module de cisaillement ( $10^5 kPa$ )          | 1,575                | 2,07                 | 9,39850            |
| Cohésion (kPa)                                 | 18                   | 40                   | 2000               |
| Angle de frottement ( $^\circ$ )               | 38,1                 | 34,06                | 14,3               |

**Tableau V.2.** Principaux paramètres physiques et mécaniques des formations constituant le site de Tizirt..

| Paramètres géotechniques                       | Couche superficielle | Couche intermédiaire | Substratum rocheux |
|--|----------------------|----------------------|--------------------|
| Poids volumique ( $kN/m^3$ )                   | 18                   | 17,6                 | 22                 |
| Module de déformation volumique ( $10^4 kPa$ ) | 1,16667              | 1,33333              | 1,16667            |
| Module de cisaillement ( $10^3 kPa$ )          | 7,00000              | 8,00000              | 1,00000            |
| Cohésion (kPa)                                 | 34                   | 10                   | 50                 |
| Angle de frottement ( $^\circ$ )               | 12                   | 13                   | 32                 |

### V.7. Géométrie et taille du modèle

Le choix de la taille d'un modèle géométrique se base souvent sur des simulations préliminaires effectuées par des tests de sensibilité aux conditions topographiques complexes

et aux conditions aux limites qui permettent d'incorporer l'ensemble des données disponibles. Par ailleurs, le choix d'un bon modèle est un compromis entre la représentativité de la zone à étudier du point de vue géométrie et topographie, et les limitations imposées par le logiciel, en matière de temps de calcul et de la puissance disponible. Autrement dit, la taille de la région définie doit être suffisamment importante à fin que les frontières adoptées n'agissent sur les mécanismes de rupture et sur l'ampleur et la direction des déplacements, mais corrélativement petite afin de minimiser le temps de calcul.

Néanmoins, il convient de souligner que la disponibilité des données est aussi un facteur à prendre en compte dans la définition des limites du modèle. En effet, les dimensions extrêmes de nos profils ont été choisies dans les limites des données qui ont été mises à notre disposition.

La définition des conditions aux limites doit prendre en compte la limite des terrains instables qui ne doit pas dépasser les bords du modèle. Cela s'avère délicat, notamment pour le site d'Ain El Hammam où l'instabilité se concentre principalement sur la crête. La figure 5.3 délimite ainsi la section prédéfinie pour ce site. Des études paramétriques sont menées sur ce modèles supposé de taille maximale pour évaluer l'étendu minimale de la région à modéliser, sans que l'effet des changements appliqués soit intercepté par les bords des modèles, et réciproquement sans que ces derniers soit influencés par les modifications apportées au modèle.

En revanche, le glissement de Tigzirt affecte la partie aval du versant à proximité de la mer, un modèle assez étiré sur l'amont du versant peut être suffisant pour couvrir une bonne partie stable, permettant d'éloigner la limite du modèle de la zone en mouvement, ce qui permet aussi d'étudier la possibilité d'un mouvement rétrogressif.

### ***V.7.1. Site d'Ain El Hammam***

Le profil du versant d'Ain El Hammam ayant une longueur de quelques centaines de mètre présente une dénivelée importante et composé dans sa partie superficielle des formations sensibles aux eaux d'infiltration. Ce profil est décrit dans un repère cartésien (conformément à la coupe définie sur la figure 5.3) par une hauteur de 460 m et une longueur de 1000 m dont 300 m environ, couvre le versant opposé. Concrètement, il s'agit de définir précisément la géométrie de la pente et d'éloigner la crête du bord du profil où les déplacements horizontaux sont empêchés. Ce modèle géométrique a été envisagé dans le but de pallier toute la zone instable et de mieux cerner la géométrie du glissement. Ce choix se justifie aussi par la reproduction de la pente raide caractérisant le site.

#### ***V.7.1.1. Procédure de détermination de la taille du modèle.***

Après avoir choisi la géométrie des modèles, nous avons tenté d'appliquer un champ de contraintes initiales correspondant à un état d'équilibre stable. Cependant, lorsque la topographie du terrain est irrégulière, la création et le maintien d'un champ de contrainte d'une façon à assurer l'équilibre du modèle, avec les forces de gravité et les conditions aux limites imposées par l'utilisateur, n'est pas aussi simple que dans le cas d'une surface

horizontale où la contrainte verticale est due au poids du chargement lithostatique, et la contrainte horizontale est proportionnelle à la contrainte verticale sur tous les points du modèle. La solution apportée à cette difficulté consiste à lancer un calcul à l'équilibre afin de détecter d'une manière autonome, la répartition des contraintes dans le modèle.

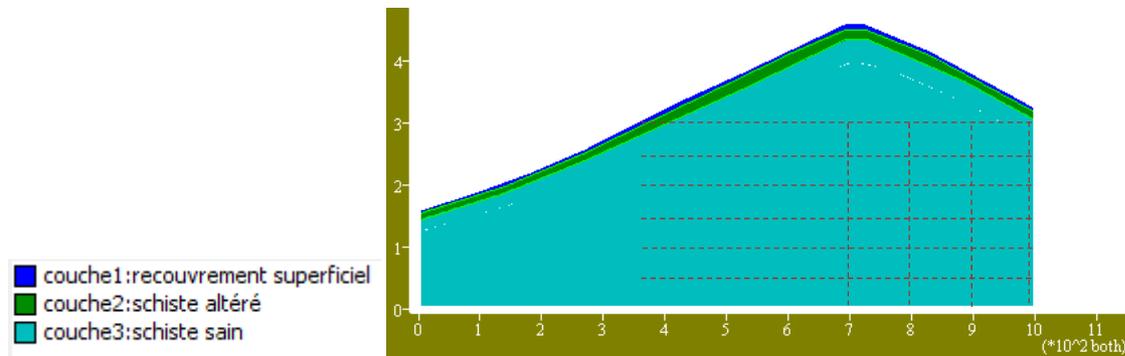


Figure 5.3. Modèle géométrique prédéfini pour le versant d'Ain El Hammam.

Pour ce faire, Flac considère que l'état d'équilibre est atteint lorsque le rapport entre la valeur maximale de la force mécanique non équilibrée de tous les nœuds, et la valeur moyenne des forces mécaniques appliquées à ces derniers est assez proche de zéro (au-dessous de 10-5). À noter que les forces appliquées aux nœuds résultent des forces internes dues au chargement gravitaire et les forces externes dues à l'application des conditions aux limites. En revanche, le logiciel Optum G2 offre la possibilité de faire une analyse en contrainte initiale et en consolidation dans le but de déterminer en tout point du modèle les contraintes initiales et les contraintes finales après consolidation.

#### V.7.1.2. Application d'un champ de contrainte

Des calculs pour la détermination des champs de contrainte ont été réalisés sur un modèle de 1010 m de largeur et de 400 m de hauteur. Après cette phase de calcul dénommée consolidation du massif sous l'effet de la pesanteur, nous avons procédé au chargement de la crête par application d'une contrainte de 1000 kPa en surface.

L'équilibre du système est ensuite déterminé dans le but de comparer les états de contraintes avant et après chargement, afin de délimiter la zone d'influence d'un éventuel chargement. Des profils verticaux et horizontaux sont donc positionnés à plusieurs endroits du massif (voir figure 1), situés respectivement, à des altitudes différentes à partir d'une référence considérée à 50 m de profondeur, et à des distances variables à partir de l'abscisse  $x=700\text{m}$  (sommet du versant).

La comparaison à l'unité du rapport contrainte avant chargement et contrainte après chargement s'explique par un écart entre les deux états de contraintes, sur chaque point appartenant à un profil donné, l'ensemble des résultats sur ces écarts exprimés en

pourcentage, se traduisent par des courbes de variation de contraintes avant et après chargement en fonction de la position sur la longueur ou la largeur du modèle géométrique.

Étant donné que la contrainte appliquée est beaucoup plus importante que tout chargement pouvant être simulé durant notre étude, on admet un seuil d'écart sur une fourchette de  $]-0.5, 0.5 [$ , afin de négliger les effets des bords. En dehors de ce domaine, la zone d'influence du chargement est prise en considération dans le choix de la taille du modèle.

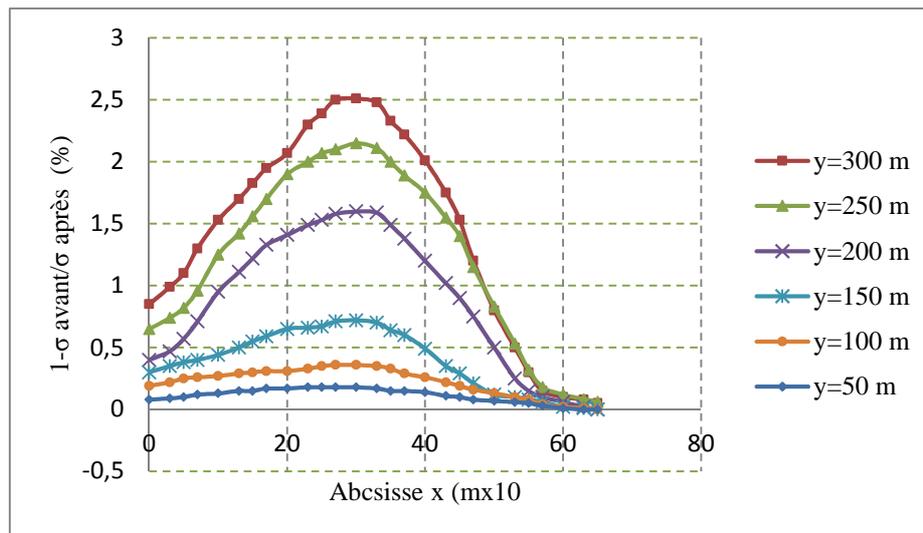


Figure 5.4. Rapport de contraintes verticales avant et après chargement en fonction de la profondeur du modèle.

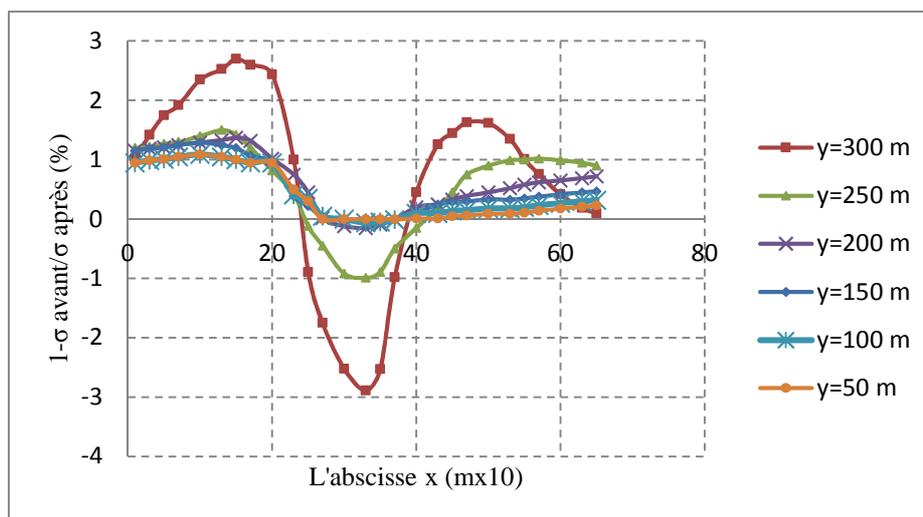


Figure 5.5. Rapport de contraintes horizontales avant et après chargement en fonction de la profondeur du modèle.

Les courbes représentées sur les figures 5.4 et 5.5 marquent bien la hauteur limite du modèle à partir de laquelle on commence à avoir peu de différence sur l'état de contrainte avant et après

chargement. En effet, les courbes présentent un pic sur un domaine des abscisses palliant la crête du versant, ce qui trace une différence considérable entre les deux états de contraintes. Il est bien évident que le chargement de la crête induira à une augmentation de la contrainte verticale notamment dans cette zone, contrairement à la contrainte horizontale qui présente une diminution à ce niveau.

Toutefois, le sens de variation semble peu intéressant. L'intérêt est plutôt porté aux écarts enregistrés afin de délimiter la zone d'influence du chargement. Par ailleurs, les deux types de courbes ont tendance à s'aplatir en allant vers des niveaux inférieurs du modèle jusqu'à ce qu'on obtienne des lignes subparallèles à l'axe horizontale. Ceci est observé au niveau des cotes  $y=100$  m et  $y=50$  m à partir de la base du modèle considéré au départ. Cette partie semble donc secondaire et ne fait qu'introduire des calculs supplémentaires. A cet effet, la hauteur du modèle est arrêtée à 360 m.

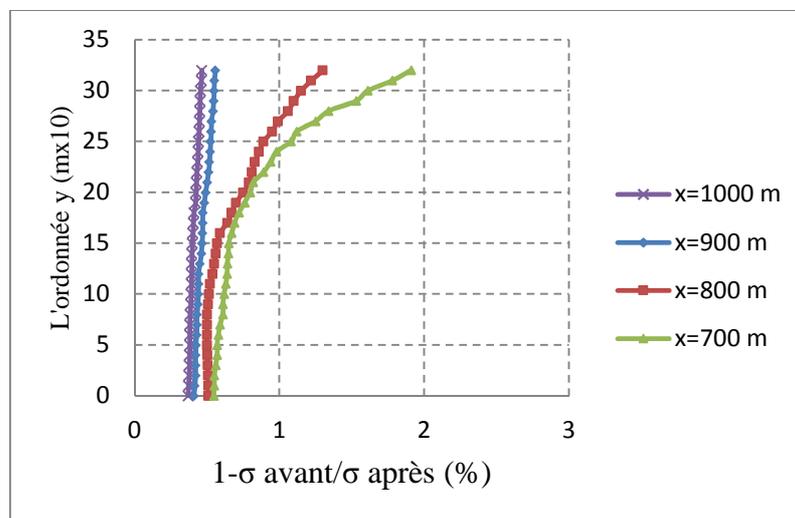


Figure 5.6. Rapport de contraintes verticales avant et après chargement en fonction de la largeur du modèle.

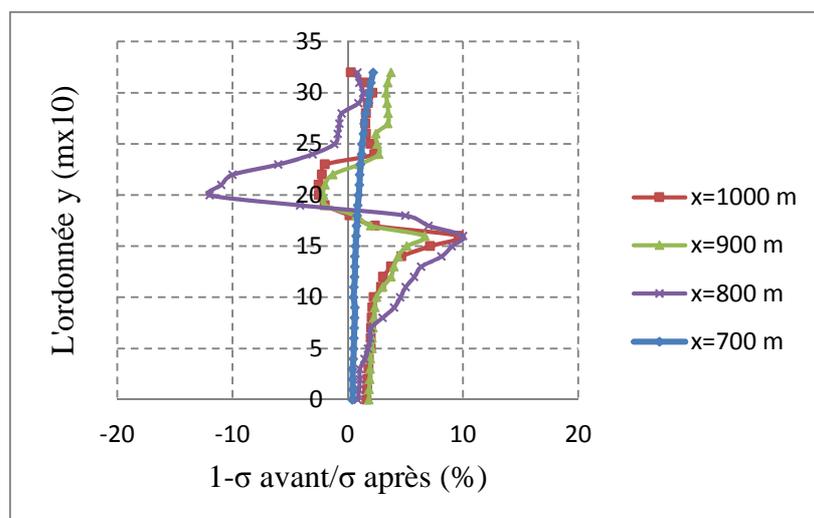


Fig.5.7. Rapport de contraintes horizontales avant et après chargement en fonction de la largeur du modèle.

L'examen des résultats illustrés par les figures 5.6 et 5.7 conçoit rapidement que l'état de contraintes est sensiblement perturbé jusqu'à l'abscisse  $x=800\text{m}$ . Notant que cette analyse touche uniquement la partie droite du modèle, afin de délimiter la distance à prendre en compte sur la pente opposée au versant d'étude, et ce, dans le but de fuir aux effets des conditions aux limites. On signale en revanche, qu'aucune analyse n'a été faite pour la partie gauche du modèle. Il a été décidé de préférence, de couvrir tout le versant, rappelant que ceci pour reproduire la pente raide caractérisant le versant.

Il en ressort donc qu'un modèle mesurant 360 m de hauteur et 780 m de largeur (figure 5.8) est plus prépondérant qu'un modèle plus grand qui nécessitera un temps de calcul supplémentaire et donc un espace plus gourmand en ressources mémoires. Nous avons par conséquent, éliminé une bande de largeur de 230 m sur la droite du modèle et une bande de hauteur de 100 m sur la base de ce dernier.

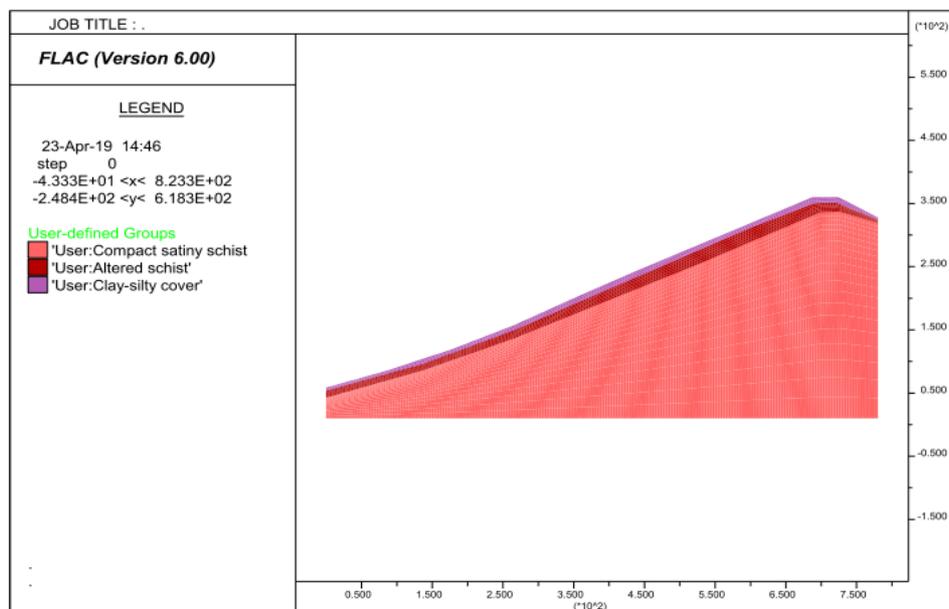


Figure 5.8. Modèle de calcul du versant Ain El Hammam.

### V.7.2. Site de Tizirt

La géométrie du modèle reprend simplement, le profil topographique du versant nord du secteur central entre 120 et -12 mètres d'altitude au-dessous de la surface libre de la mer. Nous avons suffisamment agrandi de chaque côté du glissement la zone de modélisation afin d'éviter les effets de bords dus aux conditions aux limites. Sauf quelques géométries qui ont été testées pour voir ces effets sur la concentration des contraintes, rappelant que la zone active est assez loin du sommet du versant, le fait donc d'agrandir la partie sud du versant ne changerait rien aux résultats. Il a été décidé de réduire le plus possible cette zone afin de limiter les temps de calculs et favoriser au mieux les déformations dans les endroits les plus défavorables. Les déplacements horizontaux sont alors bloqués à droite à une distance de 450 m à partir de la limite amont du glissement, et à gauche

à 100 m à partir de la limite avale pour obtenir une largeur totale de 850 m. Pour la limite inférieure, une bande de 40 m au-dessous de la côte 0 était suffisante pour éliminer tout chevauchement entre les bords et les champs de déformations non nulles. La hauteur totale est donc de 160 m.

Quant au maillage il a été choisi de façon à trouver le meilleur rendement entre la précision des résultats et les temps de calcul. La mémoire du ordinateur est aussi un facteur très important à prendre en compte dans cette modélisation puisque certaines configurations ont été éliminées vu l'espace limité des ordinateurs utilisés (figure 5.9).

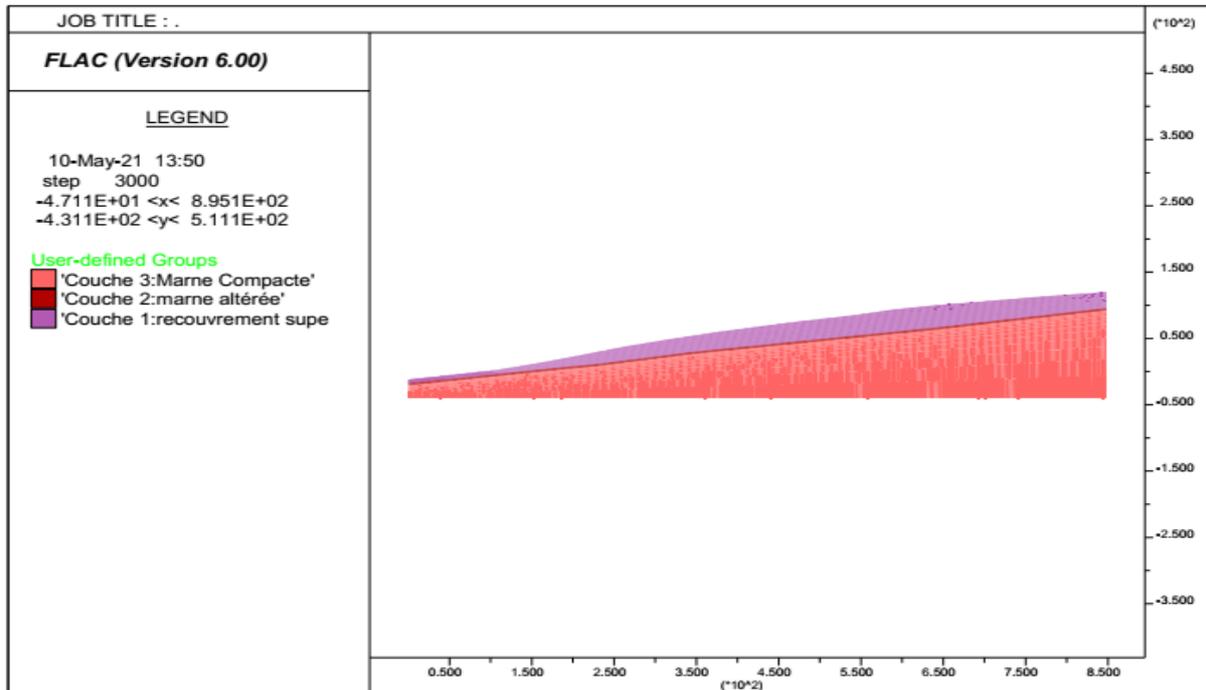


Figure 5.9. Modèle de calcul du versant Tigzirt.

### V.8. Analyse de la stabilité et méthodologie préconisée

L'étude de la stabilité est effectuée avec le mode de calcul "Solvefos" appliqué par le logiciel Flac et les deux méthodes d'analyse limite (upper et lower) introduites dans le logiciel Optum. Les simulations numériques ont été conduites par des tests de sensibilité aux variations des caractéristiques mécaniques des matériaux, des modalités de chargement et des conditions aux limites hydrauliques, dont le but est de connaître le rôle de chacun de ces différents paramètres sur le déclenchement des instabilités et sur l'amplitude des déplacements subis par les terrains mis en mouvements, ainsi que de définir les modes de rupture.

Cette démarche se justifie par les reconnaissances imparfaites des terrains et des massifs rocheux sur le plan mécanique et structural, l'absence d'une exploration nette des plans de rupture et l'insuffisance des données piézométriques, conduisant à l'apparition des glissements.

Nous proposons de faire varier ces différents paramètres sur une large gamme de configuration, en combinaison avec différentes dispositions. Ceci nous permettra de mettre en évidence l'effet de la modification du bilan hydrique souterrain due aux variations des précipitations, l'effet de la modification des caractéristiques mécaniques et des efforts déstabilisants dus à des charges extérieures. Cela avec la combinaison des différentes situations, tout en examinant un niveau conduisant au seuil critique à partir duquel l'instabilité s'amorce.

L'étude doit fournir en premier lieu, des résultats décisifs sur les principaux facteurs conduisant à l'instabilité des versants, ensuite, on doit pouvoir déterminer les divers mécanismes de rupture, susceptibles d'avoir lieu au niveau des versants d'étude, et calculer les risques d'occurrence sans pour autant connaître par avance, la géométrie exacte des ruptures envisagées.

Plusieurs configurations du modèle ont été mises au point à l'aide des deux logiciels. Flac définit une seule valeur du coefficient de sécurité qui correspond à une surface de rupture, ou de rupture potentielle définie par les champs du taux de déformation par cisaillement. Optum propose deux valeurs du coefficient en utilisant les deux méthodes de l'analyse limite : l'approche statique et l'approche cinématique, chacune d'entre elles développent une rupture définie par les champs de dissipation d'énergie par cisaillement. Toutes les configurations choisies fournissent alors un coefficient de sécurité spécifique et un mécanisme de rupture correspondant, avec les trois méthodes de calcul qui sont toutes basées sur la réduction des paramètres mécaniques. Le coefficient de sécurité est défini dans ce cas par :

$$F_s = \frac{c}{c_{critique}} \text{ ou } \frac{\tan \varphi}{\tan \varphi_{critique}} .$$

En outre, lors des calculs par le logiciel Flac, il a été procédé à l'enregistrement de l'amplitude maximale du déplacement vertical et horizontal pour certaines des configurations proposées.

### V.9. Étude comparative des méthodes de calcul

Avant d'analyser les résultats en matière de stabilité, il est nécessaire d'examiner d'abord, les résultats de comparaison des valeurs du coefficient de sécurité (Figure 5.10 et Figure 5.11), obtenues par les trois méthodes de calcul. Il est nécessaire par ailleurs, de signaler que seul le site d'Ain El Hammam ayant bénéficié des calculs par le logiciel Optum.

Comme remarque préliminaire à ce sujet, les trois courbes conservent la même allure sur toutes les gammes des paramètres choisis, et ont tendance parfois à se coïncider. Quoique, le logiciel Flac sous-estime la stabilité du versant par rapport aux méthodes d'analyse limite, les trois méthodes donnent des coefficients de sécurité très rapprochés, et estiment de la même façon la stabilité du versant. A titre d'exemple, l'équilibre limite ( $F_s=1$ ) est atteint pratiquement pour les mêmes paramètres, avec les trois méthodes.

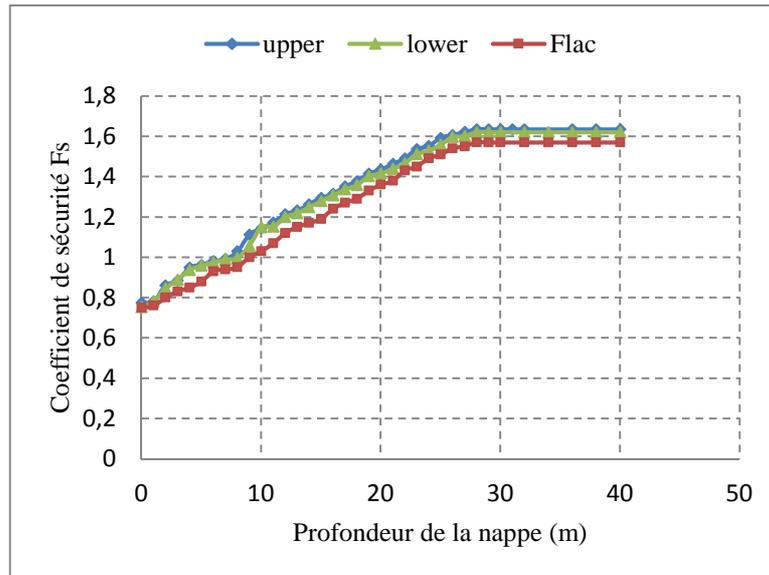


Figure 5.10. Comparaison des courbes de variation du coefficient de sécurité en fonction de la profondeur de la nappe obtenues avec les trois méthodes de calcul (Ain El Hammam).

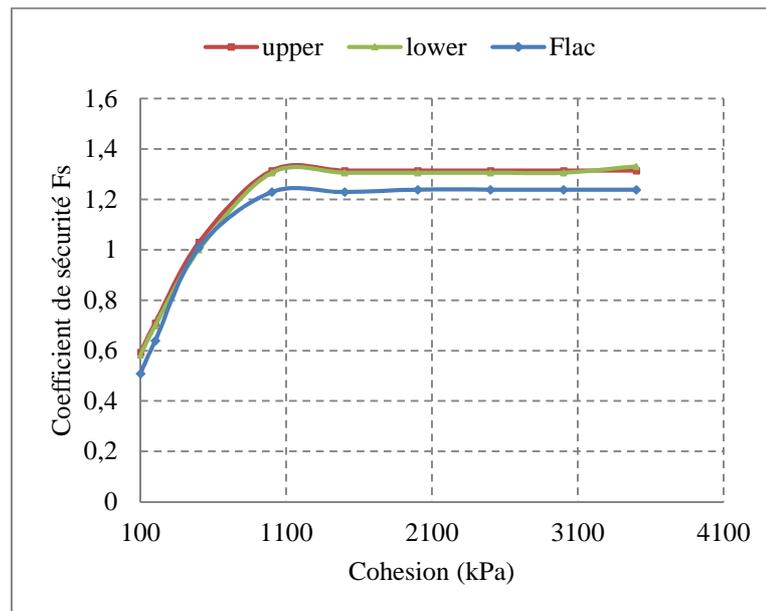


Figure 5.11. Comparaison des courbes de variation du coefficient de sécurité en fonction de la cohésion avec les trois méthodes de calcul (Ain El Hammam).

Par ailleurs, Il est évident que la méthode statique (approche par l'intérieur) donne des valeurs du coefficient de sécurité plus faible que celles obtenues par la méthode cinématique (approche par l'extérieur), en effet, la première recherche un minorant au coefficient de sécurité en postulant un champ de contraintes, et la seconde détermine un majorant en utilisant un champ de déplacements ou de vitesses. Il en résulte que la recherche des bornes inférieure et supérieure permet d'encadrer pour chaque configuration, le coefficient de

sécurité définissant l'état réel de stabilité (Cubas 2009). A cet effet, l'interprétation des résultats se converge vers les mêmes points pour les deux logiciels.

### V.10. Le rôle de l'eau

Malgré l'absence d'un suivi piézométrique permettant d'identifier le niveau de la nappe en fonction des précipitations, nous tentons d'analyser l'effet de la modification des conditions hydrauliques des versants. Des calculs du facteur de sécurité  $F_s$  et des déplacements correspondants, sont effectués au travers d'un large éventail de configurations représentatives de précipitations plus ou moins efficaces, les résultats ont permis d'illustrer clairement le rôle significatif du paramètre hydraulique.

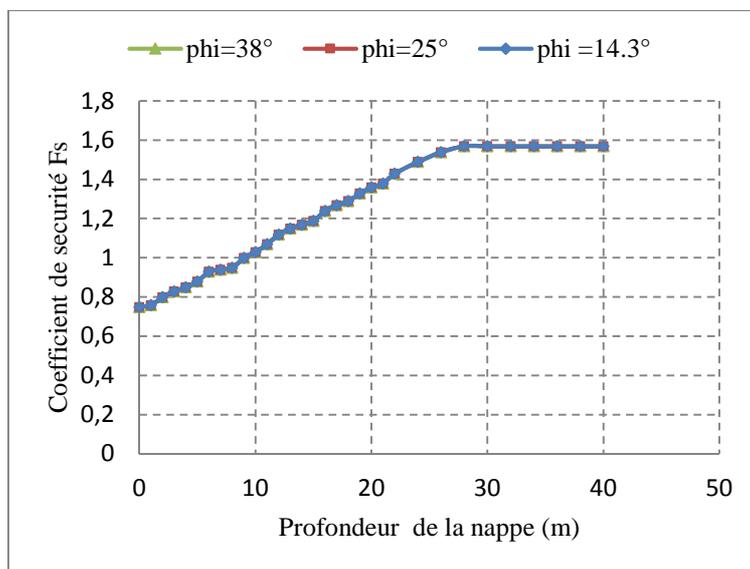


Figure 5.12. Courbes de variation du coefficient de sécurité en fonction de la profondeur de la nappe (Ain El Hammam).

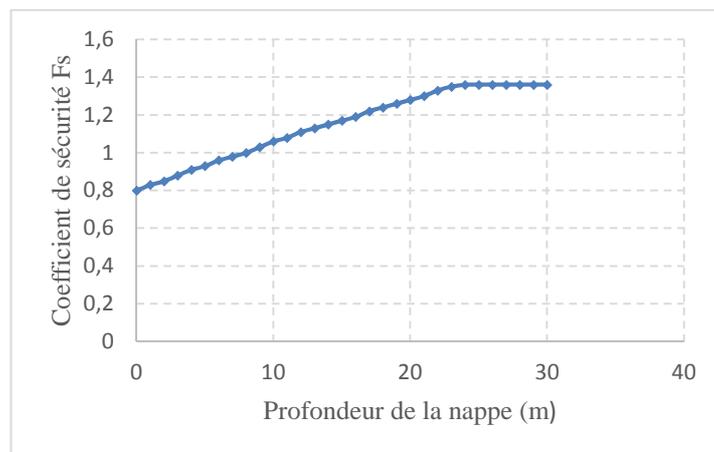


Figure 5.13. Courbe de variation du coefficient de sécurité en fonction de la profondeur de la nappe (Tigzirt).

Tout comme les observations in situ, qui stipulent l'existence d'une relation étroite entre les précipitations et la réactivation du mouvement, les modèles mécaniques clarifient l'importance du rôle de l'eau dans le déclenchement des instabilités. En effet, on constate rapidement qu'avec le rabattement de la nappe, le coefficient  $F_s$  augmente progressivement sur la première partie des courbes (Figures 5.12 et 5.13), où on observe une évolution quasiment linéaire de ce dernier en fonction de la profondeur de la nappe, jusqu'à un niveau de 28 m pour le site d'Ain El Hammam et de 24 m pour le site de Tizirt. Sur la deuxième partie, on remarque une plage de profondeur sur laquelle  $F_s$  est constant avec une valeur de 1.57 pour Ain El Hammam et de 1,36 pour Tizirt. Les sites représentent le même état de stabilité que celui retrouvé en absence de la nappe phréatique, ce qui signifie qu'à partir de ces profondeurs, l'eau n'a aucun effet sur la stabilité du versant, rappelant que ces niveaux correspondent à l'interface délimitant les substratums rocheux qui sont considéré comme des milieux imperméables. Néanmoins, pour faire varier les conditions de drainage au niveau de la roche il faudra avoir une connaissance plus détaillée de son état réel vis-à-vis des discontinuités, ce qui n'a pas été déterminé lors des mesures in situ.

Quant aux courbes de variations du déplacement maximal horizontal et vertical en fonction de la profondeur de la nappe (Figures 5.14 et 5.15), elles marquent pour les deux versants un palier de diminution rapide et intense des déplacements, avec le rabattement de la nappe, d'un niveau affleurant la surface libre du sol à des profondeurs inférieures. On note 4m pour Ain El Hammam et 7 m pour Tizirt. Au-dessous de ces niveaux, on remarque un deuxième palier où les déplacements s'atténuent régressivement pour s'annuler à 9 m de profondeur, à ce niveau les versants connaissent l'état limite de stabilité avec des déplacements quasiment nuls.

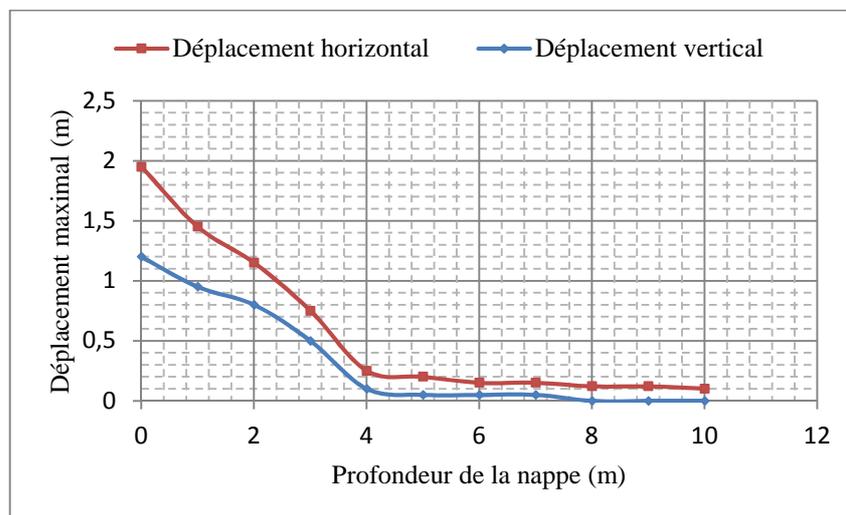


Figure 5.14. Courbes de variation du déplacement maximal en fonction de la profondeur de la nappe (Ain El Hammam).

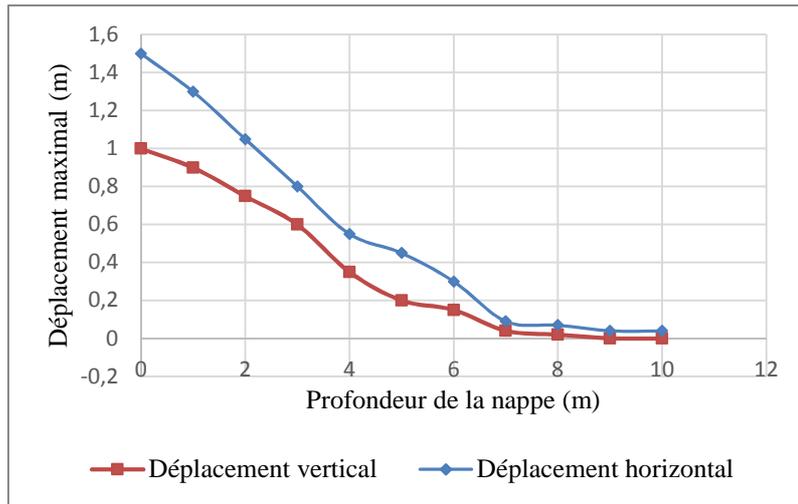


Figure 5.15. Courbes de variation du déplacement maximal en fonction de la profondeur de la nappe (Tigzirt).

Il y a lieu de signaler que sur toute la gamme des profondeurs de la nappe, les déplacements horizontaux sont plus importants que les déplacements verticaux, dont l’amplitude maximale a eu lieu au niveau de la partie frontale de la crête pour le versant d’Ain El Hammam et sur la partie avale du versant de Tigzirt. Des exemples d’iso-valeurs de déplacements horizontaux sont présenté par les figures 5.16 et 5.17. Le déplacement maximal se propage sur environ 15 m du profil en long du versant de Tigzirt, tandis qu’il se concentre au niveau de la crête du versant d’Ain El Hammam.

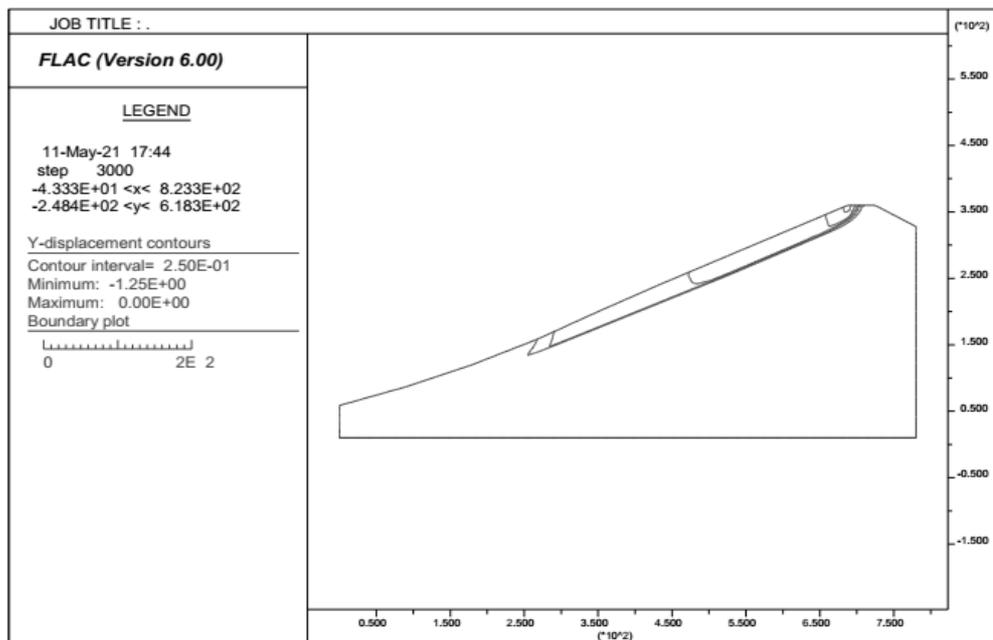


Figure 5.16. Champs d’isovaleurs de déplacements verticaux (Ain El Hammam).

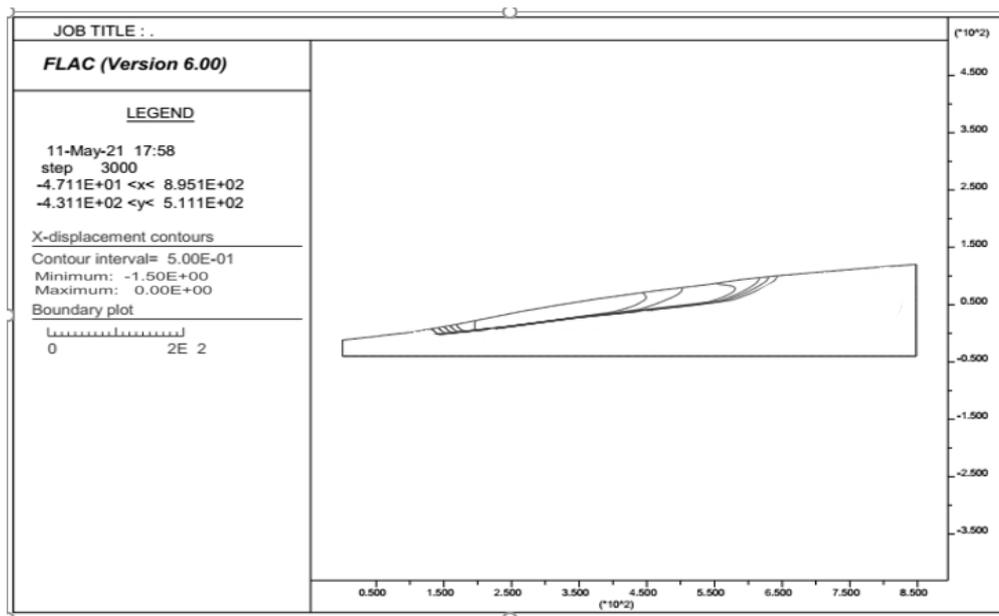


Figure 5.17. Champs d'isovaleurs de déplacements horizontaux (Tigzirt).

Plusieurs hauteurs piézométriques sont donc considérées au niveau des deux versants : importante ( $0 \leq h \leq 3\text{m}$ ), modérée ( $3 < h \leq 8\text{m}$ ), moyenne à faible ( $8 < h < 16\text{m}$ ), très faible ( $h > 16\text{m}$ ). Ce choix s'explique par les fluctuations d'apport hydrique lors des variations saisonnières.

Le premier niveau correspond à une saturation complète ou partielle pendant les épisodes de pluies intenses et durable, et de fonte massive et lente des neiges concernant le site d'Ain El Hammam, ce qui représente les conditions hydrauliques les plus défavorables engendrant ainsi une instabilité superficielle avec des coefficients de sécurité très faibles variant de 0.75 à 0.8 en même temps un déplacement maximal important variant de 0.75 à 2 m dans le sens horizontal et de 0.5 à 1,2m dans le sens vertical. A ce niveau piézométrique les calculs donnent des coefficients de sécurité plus élevés pour le site de Tigzirt, ils varient de 0,8 à 0,88 avec un déplacement maximal légèrement amoindri dans les deux directions.

La hauteur modérée représente une nappe se trouvant entre 4 et 7 m de profondeur, à ce niveau, les calculs donnent toujours un coefficient de sécurité faible, n'excédant pas 0.98, pour les deux sites, et cela malgré la forte cohésion attribuée aux massifs rocheux. Sur cette plage, les versants restent instables mais présentent des déplacements moins sensibles à la variation de la hauteur piézométrique.

Avec une nappe se trouvant à 9 m de profondeur, FLAC montre que le versant d'Ain El Hammam est en état d'équilibre limite ( $F_s=1$ ), tandis qu'avec OptumG2, cet état est déjà atteint à 8 m de profondeur, tout comme le versant de Tigzirt, l'instabilité s'amorce donc au-delà de cette profondeur. En allant de ces niveaux qui marque l'équilibre limite des versants, jusqu'à une profondeur de 16 m, la stabilité est toujours considérée précaire ( $F_s < 1.25$ ). Les mouvements peuvent donc apparaître à ce niveau, avec l'effet d'autres paramètres mécaniques.

D'une façon générale, ces résultats mettent en évidence le rôle important de l'eau sur la stabilité des versant d'Ain El Hammam et de Tizirt, notamment à des hauteurs piézométriques importantes et modérées qui tendent à diminuer le coefficient de sécurité, respectivement de 55%, 40% et 36%, par comparaison avec les résultats à l'état sec.

Ces conditions peuvent être considérées très réalistes et représentatives des instabilités enregistrées durant les périodes de fortes pluies, qui entraînent la remontée de la nappe phréatique pouvant affleurer la surface libre du sol, en association avec un mauvais drainage des eaux. On note en effet, que celles-ci conduisent généralement à des excès de pressions interstitielles et du poids spécifique au niveau des couches superficielles, ce qui provoque formellement une dégradation des caractéristiques mécaniques et des modifications des caractéristiques des matériaux, tendant à diminuer les forces de résistance interne.

En outre, ces résultats limitent bien la profondeur de la nappe à partir de laquelle l'instabilité s'amorce (8 à 9m) et le niveau piézométrique à partir duquel l'eau n'a aucun effet sur la stabilité (28 m pour Ain El Hammam et 24 m pour Tizirt). Toutefois, ces paliers doivent être analysés en présence d'autres conditions défavorables notamment, le chargement en crête, et la modification des caractéristiques mécaniques due à la présence de discontinuité.

### **V.11. Le rôle des caractéristiques mécaniques**

Si l'évolution du niveau de la nappe phréatique dans un versant naturel joue un rôle essentiel dans l'apparition des instabilités, selon les mécanismes favorisés par les structures géologiques en présence d'eau, d'autres paramètres tel que la régression des caractéristiques mécaniques constituent des facteurs déclenchants pouvant conduire à des scénarios particulièrement notables.

L'objectif de cette section est de montrer l'effet de la variation de deux paramètres mécaniques (la cohésion et l'angle de frottement) sur le comportement des deux versants. Pour cela, Les mêmes profils géométriques sont utilisés, avec les données des tableaux V.1 et V.2 qui sont introduites dans ces modèles, seul le paramètre considéré sera varié.

#### **V.11. 1. Site d'Ain El Hammam**

Comme il a été cité précédemment, nous avons affecté pour les couches superficielle et intermédiaire, les caractéristiques déterminées au laboratoire. Toutefois, des tests de sensibilité aux variations des caractéristiques mécaniques de ces couches, ont été effectués dans des gammes représentatives des paramètres, pouvant caractériser les matériaux meubles et les schistes altérés. Cette étude préliminaire a montré qu'il n'y a pas d'influence significative, de la variation de l'angle de frottement de la couche superficielle sur la stabilité de l'ensemble du versant, tandis qu'une évolution de 10 % de la cohésion au niveau de la couche intermédiaire, offre une marge de sécurité de 5%.

Les schistes sains quant à eux n'ont pas bénéficié d'une caractérisation lors des investigations réalisées au préalable, à cet effet, nous avons pris en compte dans cette étude la variabilité de leurs paramètres mécaniques dans des domaines suffisamment larges, permettant de mieux cerner le rôle de la chute de la résistance mécanique des massifs rocheux dans le déclenchement des instabilités.

Notons cependant, que dans la pratique, la variation des caractéristiques mécaniques au niveau de la roche reflète la modification de sa structure géologique (présence de discontinuités) en réponse à des sollicitations dynamiques, ou sous l'effet des écoulements des eaux souterraines ayant l'effet dégradable de la roche saine.

On rappelle que les schistes sont souvent caractérisés par un angle de frottement  $\varphi=14.3^\circ$  et une cohésion  $C=2000$  à  $3600$  kPa (Chalhoub, 2010). Toutefois, il convient de vérifier la crédibilité des valeurs retenues, pour mettre en évidence la modification de la structure géologique au sein du substratum, pouvant conduire à la dégradation des caractéristiques géotechniques, tout au moins sur sa partie supérieure.

Lors de l'étude de l'influence de la variation du niveau piézométrique, trois calculs ont été effectués pour chaque niveau de la nappe phréatique, en faisant varier l'angle de frottement des schistes, dans une gamme de trois valeurs à savoir :  $\varphi=14.3^\circ$ ,  $25^\circ$  et  $48^\circ$ . Ce choix n'est pas arbitraire, il est basé plutôt sur la comparaison de cet angle à celui de la pente du versant qui est en moyenne de  $25^\circ$ .

On note dans ce contexte que l'augmentation de l'angle de frottement seule n'offre aucune marge de sécurité même à des valeurs assez élevées. Ainsi, dans chaque hypothèse définissant le niveau piézométrique, le coefficient de sécurité est le même pour les trois valeurs de  $\varphi$ . Ceci on le voit clairement sur la figure 5.12 où les trois courbes sont confondues.

A ce stade d'étude, nous pouvons conclure que la variation de l'angle de frottements seule au niveau des massifs rocheux n'a aucune influence sur la stabilité du versant. Cependant, il faudra aller plus loin dans l'étude de ce paramètre et son effet dans les calculs en déformations.

En ce qui concerne la cohésion, il a été procédé à des calculs de  $F_s$  pour une large gamme de valeurs ( $C= 100, 200, 500, 1000, 1500, 2000, 2500$  et  $3500$  kPa) pouvant définir plusieurs types de schistes (broyé, altéré, compact et sain). Pour cette série de valeur de cohésion, l'analyse est faite pour trois niveaux piézométriques : fort, moyen et faible ( $h=0, h=9$  et  $h=26$ m) (Figure 5.18). Pour une faible cohésion ( $C=100$  et  $C=200$ kPa) définissant les schistes fortement fracturés, le coefficient de sécurité reste faible même à un niveau piézométrique suffisamment stabilisant. Ceux-ci correspondent à des cercles de glissement qui sont d'autant plus profonds que ces conditions ne peuvent être considérées très réalistes.

Bien que l'augmentation sensible du facteur  $C$  ( $C=500$  kPa) entraîne une amélioration de la stabilité, toutefois cette amélioration reste très limitée est essentiellement dépendante du niveau de la nappe. En effet, lorsque le terrain est entièrement saturé d'eau, le coefficient de sécurité est inférieur à l'unité sur toute la gamme des cohésions. A partir de  $C=1000$  kPa,

$F_s=0,75$  et reste constant avec des valeurs de  $C$  plus grandes. A une hauteur piézométrique modérée  $h=9\text{m}$  et une cohésion importante ( $C \geq 1500\text{ kPa}$ ), l'état de stabilité est très critique. De ce fait, l'amélioration de la cohésion seule n'offre pas d'évolution satisfaisante de l'état de stabilité. Cela nous a renvoyé à étudier la variation de  $F_s$  en fonction de  $C$  pour une hauteur piézométrique plus faible ( $h=26\text{m}$ ), pour laquelle le versant est particulièrement stable pour des valeurs de  $C$  dépassant  $1000\text{ kPa}$ . Sur cela, on constate que pour une augmentation de la cohésion d'environ  $50\%$ , le versant devient stable avec  $F_s=1,57$ .

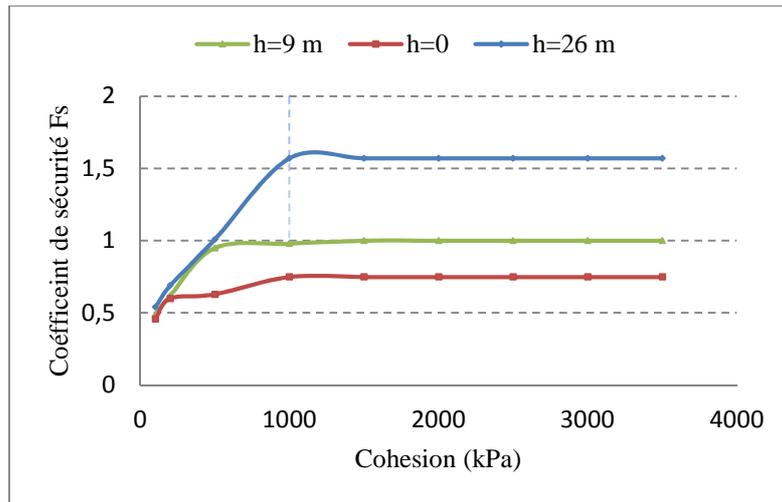


Figure 5.18. Courbes du coefficient de sécurité en fonction de la cohésion (Ain El Hammam).

En résumé, la variation de la cohésion au niveau de la roche, influe sensiblement sur la stabilité quel que soit le niveau de la nappe considéré, le coefficient  $F_s$  augmente constamment avec l'amélioration de la cohésion. A titre d'exemple, une variation de cette dernière de  $50\%$  entraîne une augmentation du coefficient de sécurité d'environ  $20\%$ . Cependant, la progression de la cohésion cesse son influence sur la variation de  $F_s$  à  $C=1500\text{ kPa}$  ; à partir de cette valeur,  $F_s$  n'est fonction que du niveau de la nappe phréatique.

### V.11.2. Site de Tizirt

Plusieurs valeurs d'angle de frottement et de cohésion ont été retrouvées au laboratoire pour la couche superficielle qui présente des terrains très hétérogènes dont les caractéristiques varient dans des plages de valeurs très larges. On note une variation de  $7$  à  $30^\circ$  pour l'angle de frottement interne et de  $10$  à  $90\text{ kPa}$  pour la cohésion. Les valeurs de référence utilisées dans la modélisation sont celles retrouvées pour les échantillons pris à proximité du profil considéré (tableau V.2). Néanmoins, un calcul est effectué pour chacune de ces valeurs pour les trois couches, afin d'étudier l'effet de la variation des caractéristiques mécaniques sur la stabilité

### V.11.2.1. Variation de l'angle de frottement

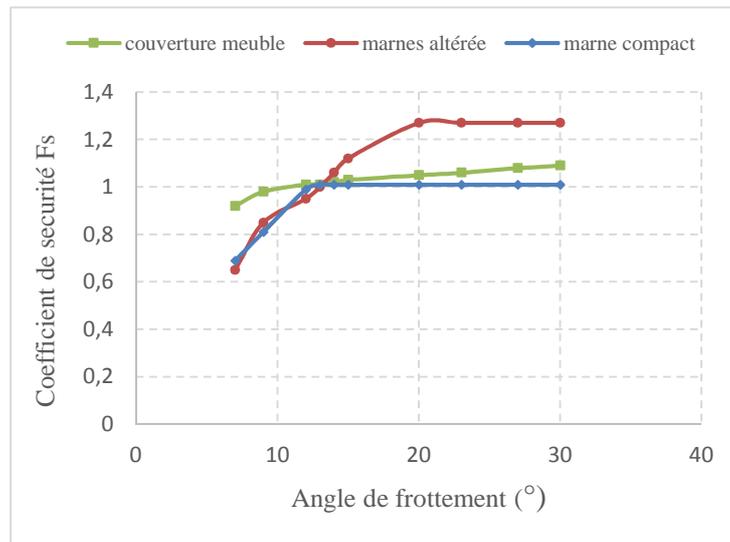


Figure 5.19. Courbes du coefficient de sécurité en fonction de l'angle de frottement (Tigzirt).

Sur La figure 5.19 on note une évolution remarquable du coefficient de sécurité en augmentant l'angle de frottement interne, particulièrement, pour les marnes altérées, où le versant passe d'un état de stabilité très critique ( $F_s = 0,85$ ) à un état stable ( $F_s = 1,27$ ) avec une augmentation de l'angle de frottement de  $13^\circ$ . A l'inverse, la variation de ce dernier pour les marnes compactes n'offre aucune amélioration du coefficient de sécurité, mis à part pour des valeurs inférieures à  $12^\circ$  qui sont considérées très peu réalistes. Il en est de même pour la couche superficielle, où le coefficient de sécurité répond discrètement à l'augmentation de l'angle de frottement, une amélioration de 15 % est toutefois, enregistrée pour le passage de  $7^\circ$  à  $30^\circ$ .

Contrairement au versant d'Ain El Hammam qui n'a approuvé aucun changement de l'état de stabilité vis-à-vis de l'amélioration de l'angle de frottement, nous constatons que la variation de ce dernier, notamment aux niveaux des couches mises en mouvements, influe fortement sur la stabilité du versant de Tigzirt. Cela peut s'expliquer par le fait que la variation de ce paramètre dépend étroitement de la déclivité des matériaux. Cette variation est en effet, négligeable devant l'importance de la pente du versant d'Ain El Hammam.

### V.11.2.2. Variation de la cohésion

Nous faisons varier séparément, la cohésion des trois couches constituant le versant. La variation de la cohésion dans le substratum marneux n'a aucun effet sur la stabilité, le versant reste en effet, à l'état d'équilibre limite pour toutes les valeurs de la cohésion affectées

à cette couche. En revanche, pour les deux couches mobilisées, il apparaît clairement que l'incidence des variations de la cohésion, est déterminante vis-à-vis de la stabilité. Au cours de l'augmentation de la cohésion concernant la couche d'éboulis, on ne remarque pas de grande variation du coefficient de sécurité. Celui-ci continue pourtant d'évoluer même avec de grandes valeurs de la cohésion, Tandis que pour la couche intermédiaire nous observons deux phases sur la courbe de variation du coefficient de sécurité en fonction de l'évolution de la cohésion (figure 5.20). La première phase correspond à une évolution rapide et linéaire jusqu'à  $c = 50$  kPa, à partir de cette valeur on passe à la deuxième phase où le coefficient de sécurité se stabilise à une valeur indiquant un état stable du versant ( $F_s = 1,27$ ).

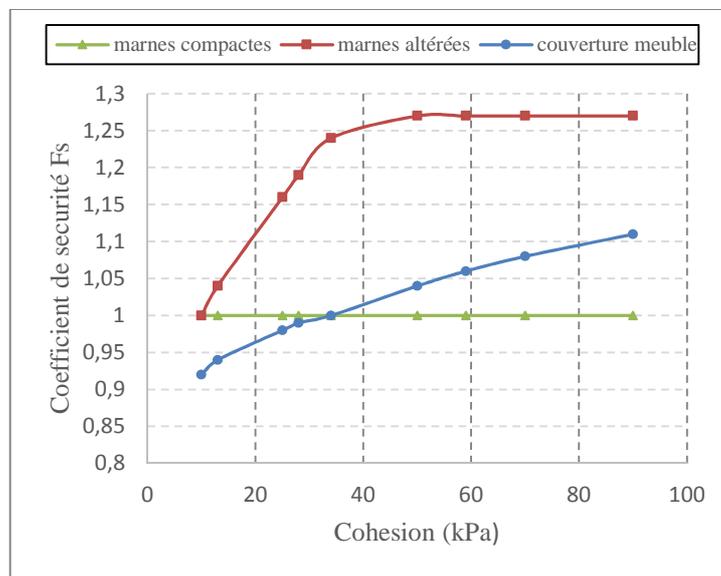


Figure 5.20. Courbes du coefficient de sécurité en fonction de la cohésion (Tigzirt).

A terme la cohésion et l'angle de frottement, sont deux paramètres importants qui conditionnent la stabilité du versant de Tigzirt, spécifiquement, pour les matériaux entraînés par les mouvements. Cependant, la variation de ces paramètres est liée en grande partie au processus d'infiltration des eaux dans les sols. Lorsque le sol est partiellement saturé la cohésion peut atteindre des valeurs importantes sous l'effet de la succion qu'exerce l'eau par capillarité, les passages humides sont alors caractérisés par une cohésion apparente qui peut diminuer lors de la saturation provenant des pluies intenses et durables, et produisent des ruptures globales ou localisées.

### V.12. L'influence d'une surcharge

L'action de surcharger un versant naturel au sommet par l'urbanisation, par la construction d'un remblai ou par les chutes excessives de neige, peut nuire à sa stabilité. Ce poids supplémentaire modifie l'état d'équilibre du versant et peut agir comme un facteur déstabilisant, voir aggravant. Nous allons donc prendre en compte l'action d'une surcharge,

en soumettant les versants à des chargements uniformes dont la position est constante mais l'intensité est variable.

### V.12.1. Action de l'urbanisation

La crête du versant d'Ain El Hammam est une assiette qui ne cesse à ce jour de recevoir des projets d'importance plus ou moins vitale, ce qui constitue sans doute, un facteur contribuant à l'instabilité. Il en est de même pour le versant de Tizirt ayant connu un développement intense du tissu urbain, notamment, ces dernières décennies. Les premières ruptures morphologiques ont été opérées vers le sud du secteur, par la suite, une nouvelle direction de croissance fut suivie latéralement vers l'Est, d'une façon discontinue et sans aucune délimitation du périmètre urbain. Cette extension devait impliquer la restructuration des réseaux routiers, à l'exemple de l'élargissement de la RN 24. Tous ces facteurs constituent une surcharge importante qui participe à la mobilisation des terrains déjà instables, et fragilise davantage le site.

Il est donc d'un intérêt particulier de prendre en compte dans les calculs l'effet d'un chargement représentant le poids exercé par les différentes constructions sur la stabilité des deux versants.

#### V.12.1.1. Secteur d'Ain El Hammam

Ce point est pris en compte dans les calculs, en considérant sur la crête une charge uniformément répartie de 100 kN/m<sup>2</sup>, représentant le poids approximatif apporté par les bâtiments en R+7. Les simulations numériques sont faites en considérant une hauteur piézométrique de 9 m, ayant conduit à un équilibre limite du versant ( $F_s=1$ ). L'application de cette charge n'a entraîné aucune modification du coefficient de sécurité (Tableau 5.3), par conséquent, il a été procédé à une augmentation progressive de la charge jusqu'à l'obtention de l'intensité minimale ayant conduit à une déstabilisation du versant, elle est de l'ordre de 640 kN/m<sup>2</sup> avec Flac, ce qui surestime largement le poids réel des constructions existantes. Par contre le logiciel OptumG2 ne marque aucune variation de  $F_s$  même à ce niveau de chargement.

**Tableau 5.3.** Coefficient de sécurité correspondant à l'intensité du chargement du versant d'Ain El Hammam.

| Charges (kPa)                       | Logiciel de calcul | Profondeur de la nappe (m) | Sans charge | Avec une charge de 100 kPa |
|-------------------------------------|--------------------|----------------------------|-------------|----------------------------|
| Coefficient de sécurité $F_s$       | Flac               | 9                          | 1           | 1                          |
|                                     | OptumG2            | 9                          | 1           | 1                          |
| Déplacement vertical maximale (m)   | Flac               | 0                          | -1.2        | -1.7                       |
| Déplacement horizontal maximale (m) | Flac               | 0                          | -2          | -2                         |

L'amplitude des déplacements quant à elle, varie de 21% dans le sens vertical, au niveau des cotes variant de 1085 à 1070 m, tandis qu'aucune variation de cette grandeur n'a été

enregistrée dans le sens horizontal, lors de l'application d'une charge de  $100 \text{ kN/m}^2$ . Toutefois l'effet de cette charge est bien remarquable non seulement, par la variation excessive de l'intensité du déplacement maximale, mais aussi par la modification de la distribution des champs d'iso-valeurs de déplacements et des zones rentrant en comportement plastique par traction, par cisaillement et par déformations volumiques.

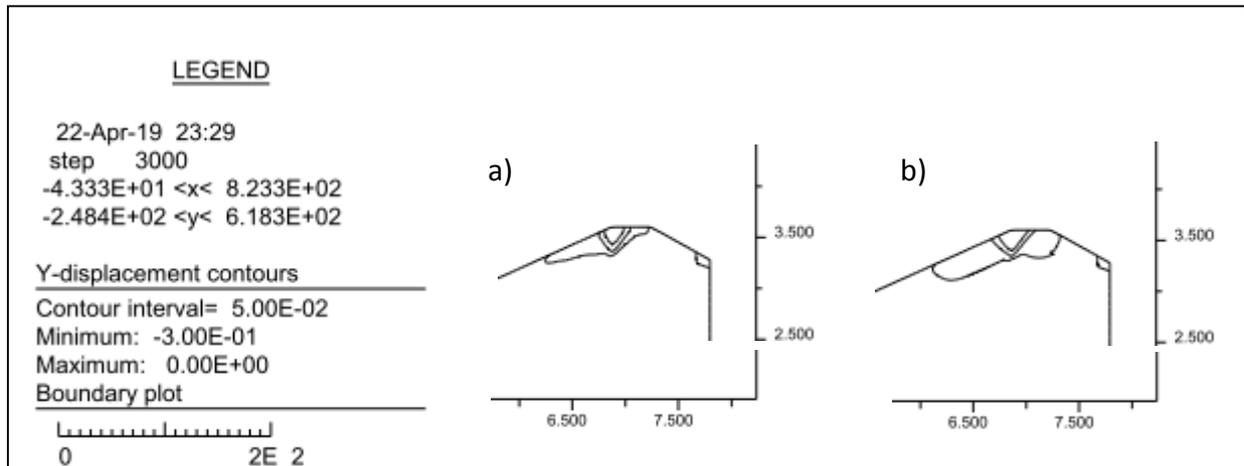


Figure 5.21. Lignes d'iso-valeurs des déplacements verticaux. a) avant chargement. b) après chargement.

En effet, les résultats explorent la diffusion et la progression des déplacements vers l'aval et vers l'amont du versant (Figure 5.21) ainsi que l'apparition de nouveau plan de glissement défini par la propagation des zones ayant franchies la plasticité (Figure 5.22), notons bien, que ces zones ont eu un comportement élastique avant l'application de la charge.

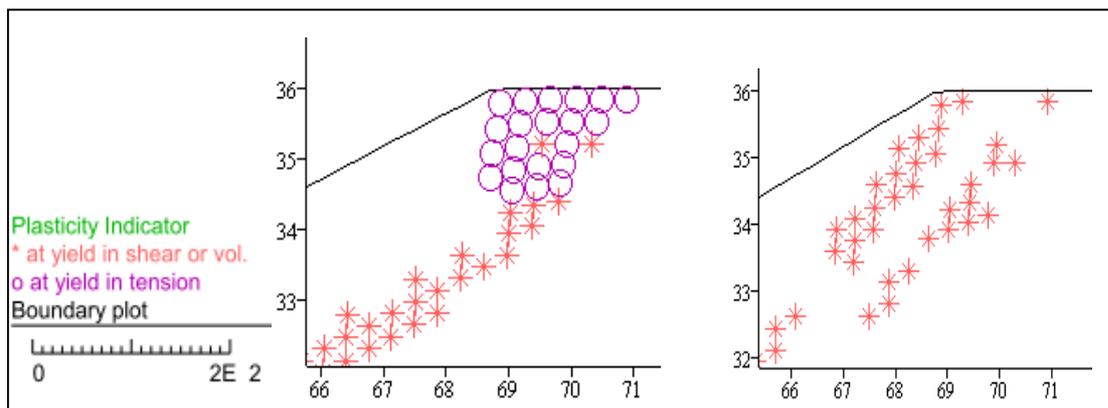


Figure 5.22. Zones de plasticité dans le versant d'Ain El Hammam. a) Avant chargement. b) Après chargement.

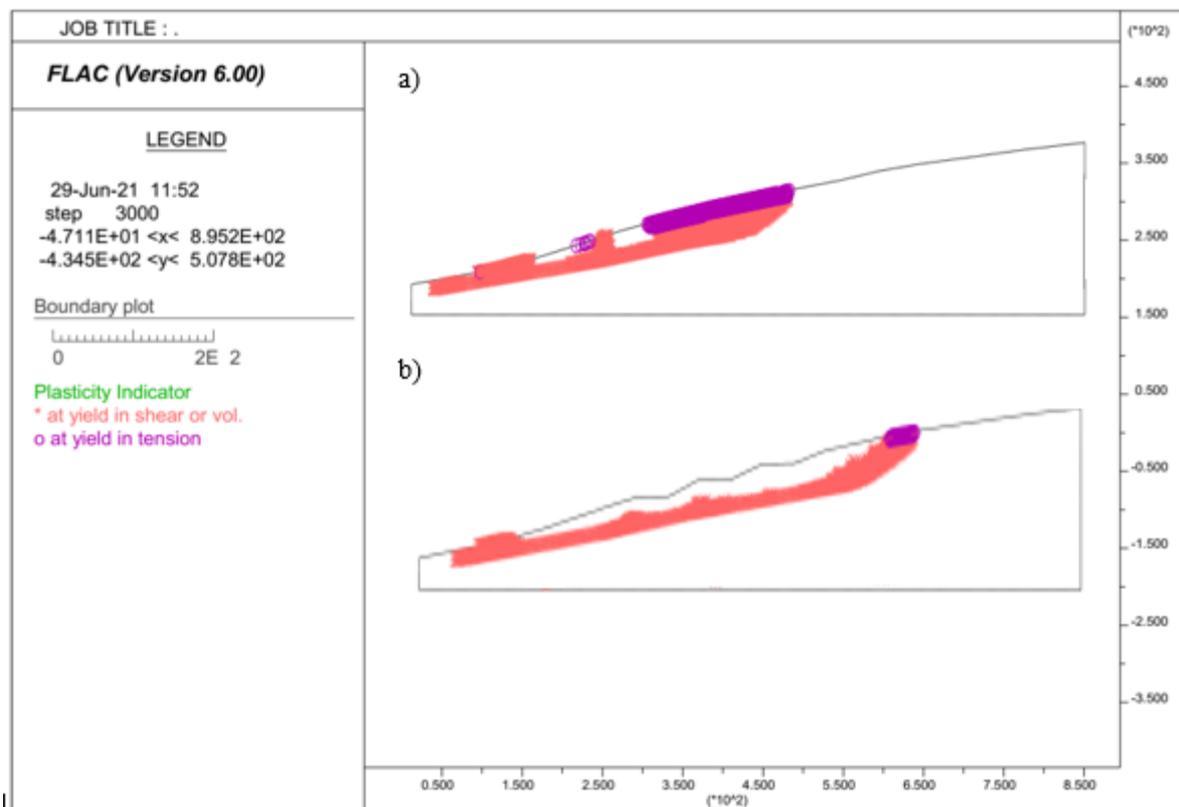
#### V.12.1.2. Secteur de Tizirt

La surcharge provenant de l'urbanisation est prise en compte dans le cas du secteur de Tizirt par l'application des pressions de  $10 \text{ kPa}$  puis de  $20 \text{ kPa}$  sur un linéaire de  $200 \text{ m}$ , à l'amont de la RN 24, avec une nappe se trouvant à  $8 \text{ m}$  de profondeur, rappelant qu'à ce niveau l'état

des massifs n'est que métastable, toute perturbation des forces serait susceptible de modifier l'équilibre globale ou locale du versant. Le versant passe en effet, d'un état de stabilité critique à un état instable.

**Tableau 5.4.** Coefficient de sécurité correspondant à l'intensité du chargement du versant de Tizirt.

| Etat de chargement                  | Sans charge | Avec une charge de 10 kPa | Avec une charge de 20 kPa |
|-------------------------------------|-------------|---------------------------|---------------------------|
| Coefficient de sécurité $F_s$       | 1           | 0.97                      | 0.96                      |
| Déplacement vertical maximale (m)   | -0.02       | -0.15                     | -0.2                      |
| Déplacement horizontal maximale (m) | -0.07       | -0.3                      | -0.45                     |



*Figure 5.23. Zones de plasticité dans le versant de Tizirt a) Avant chargement. b) Après chargement.*

En plus du coefficient de sécurité qui marque une instabilité, les déplacements enregistrés évoluent significativement avec des intervalles de charges de 10 kPa (Tableau 5.4). On signale également, qu'avant de tenir compte de la surcharge, la plus grande partie de la déformation été concentrée sur des hauteurs ne dépassant pas 50 m, l'aval du versant reste donc la zone la plus critique, on observe d'ailleurs que le secteur le plus sollicité en traction est situé près du pied du versant (figure 5.23. a.). Bien que la déformation ait été limitée dans

la partie haute, l'application de la surcharge modifie complètement le comportement à ce niveau, la répartition des champs de déplacements se diffuse en effet, vers le haut et la déformation plastique se propage vers des zones n'ayant connue que des déformations élastiques (figure 5.23. b.) Les zones sollicitées en traction sont consolidées sous l'effet des charges verticales dues aux poids des constructions, et les zones plastifiées en traction passe plus à l'amont.

Au final la prise en compte du poids des infrastructures urbaines influe considérablement sur la stabilité du versant de Tizgirt, c'est ainsi, que toute modification des conditions d'équilibre par l'urbanisation aurait certainement des conséquences importantes sur la stabilité de l'ensemble du site, particulièrement en association avec des hauteurs piézométriques assez élevées.

#### ***V.12.2. Influence de la charge due à la neige sur le versant d'Ain El Hammam.***

Le site d'Ain El Hammam est caractérisé par un climat très froid en hiver, vu sa situation géographique et son altitude favorable aux chutes de neiges et à leur maintien pendant des périodes plus ou moins longues, notamment, l'hiver 2005 et 2012 qui a connu des chutes de neiges particulièrement importantes à travers toutes les hauteurs du versant, ce qui a formé une épaisse couverture neigeuse pouvant contribuer à la déstabilisation du site, tant par son poids excessif agissant d'une façon directe sur la force motrice, que par sa fonte et son infiltration dans les massifs rocheux. L'action de ce manteau neigeux est simulée au départ par une couche supplémentaire considérée comme un matériau élasto-plastique, dont les caractéristiques sont présentées par le tableau 5.5 ceci met en évidence une concentration des contraintes sur l'interface entre la neige et la couche superficielle. Ce qui impose à simuler cette couche par une pression équivalente agissant verticalement sur une partie de la surface du massif, sur des hauteurs dépassant les 800 m d'altitude.

Aucune variation du coefficient de sécurité avec une charge équivalente considérée à l'état tendre et à l'état frais de 0.5 m et de 1 m d'épaisseur.

***Tableau 5.5. Caractéristiques élastiques et plastiques des différentes neiges modélisées.***

| Type de neige | P (kg/m <sup>3</sup> ) | C (kPa) | $\phi$ (°) | $\nu$ | E (MPa) |
|---------------|------------------------|---------|------------|-------|---------|
| Tendre        | 100                    | 0.4     | 23         | 0.1   | 0.22    |
| Fraîche       | 150                    | 1       | 24         | 0.1   | 0.5     |

A terme, il n'y a aucune modification de l'état de stabilité du versant d'Ain El Hammam, avec la simulation du chargement dû à l'urbanisation et au poids excessif des neiges, ceci peut s'expliquer par l'intensité de la surcharge relativement faible par rapport au poids du massif, de ce fait, celle-ci n'agit pas sensiblement sur la force motrice, ce qui n'entraîne aucune modification du rapport de cette dernière à la force stabilisante.

Si la surcharge seule n'entraîne pas l'instabilité de l'ensemble du versant, elle peut cependant agir sensiblement sur le comportement des massifs, par l'évolution des déplacements et la modification du comportement au niveau de certaines parties.

### **V.13. Analyse des mécanismes de rupture**

L'analyse de la stabilité vis-à-vis des glissements ne se localise pas dans l'évaluation du coefficient de sécurité, mais celle-ci doit être complétée par l'examen des résultats au sujet de la localisation des lignes de ruptures, afin d'assurer une meilleure compréhension des mécanismes d'instabilité mis en jeu dans le mouvement du versant.

Par ailleurs, la grande diversité dans le comportement des sols et dans les mécanismes de rupture, résulte de la composition mécanique et de la modification des conditions hydrauliques agissant, aussi bien, par l'effet superficiel de ruissellement concentré des eaux de surface, que par l'érosion interne que provoquent les eaux souterraines. A ceci s'ajoute la grande variété dans la structure géologique décrivant la nature lithologique de la matrice rocheuse, la densité de fracturation et l'intensité de l'altération (Fleurisson, 2001).

La procédure consiste donc à avoir un jugement sur le mode de rupture le plus vraisemblable, en s'appuyant sur quelques outils de base notamment, les études antérieures et les observations sur site. Or ces dernières prétendent qu'il s'agit d'une composition et d'un empiètement de plusieurs glissements formant un mouvement global vers le bas du versant, dont l'identification de la forme et de la profondeur reste délicate.

#### ***V.13.1. Mécanismes de rupture dans le versant d'Ain El Hammam***

L'examen des principaux résultats indique que la distribution des déformations met en évidence une zone de concentration qui correspond à une instabilité du versant subissant un mouvement généralisé vers le sud de la région, accompagné d'un léger affaissement subi par une partie de la crête de la colline au niveau de laquelle se localise la limite amont du glissement. La limite aval quant à elle est liée au mode de rupture obtenu par le calcul, tout comme l'étendue du glissement ainsi que le volume et la profondeur des terrains affectés par le mouvement.

Différents mécanismes de rupture ont été mis en valeur, lors des calculs de la stabilité. Pour plusieurs situations envisagées suivant les paramètres mécaniques et les conditions hydrogéologiques, nous avons détecté quatre principales configurations de rupture (Figure 5.15 à 5.20) dont la variation dépend principalement des conditions de drainage et de la cohésion affectée pour le massif rocheux, notons que durant ces calculs, aucune modification du modèle n'a été effectuée sur le plan géométrique et stratigraphique.

##### ***V.13.1.1 Mécanisme de rupture 1***

Les calculs à court terme effectués à l'aide du logiciel OptumG2, en considérant une nappe affleurant la surface libre du versant, montre un glissement instantané marquant une ligne de

rupture plane le long de l'interface recouvrement superficiel-schiste altéré, sur une longueur d'environ 150 m et une profondeur ne dépassant pas 10 m (figure 5.24). Cette configuration valide d'une part, l'hypothèse du glissement superficiel envisagée par le laboratoire ANTEA (2011), et d'autre part, l'hypothèse de rupture 1 défini par Djerbal et Melbouci (2012). Ce type de glissement peut se produire pendant les saisons hivernales de fortes pluies engendrant une mobilisation de la couverture meuble suite à son saturation complète.

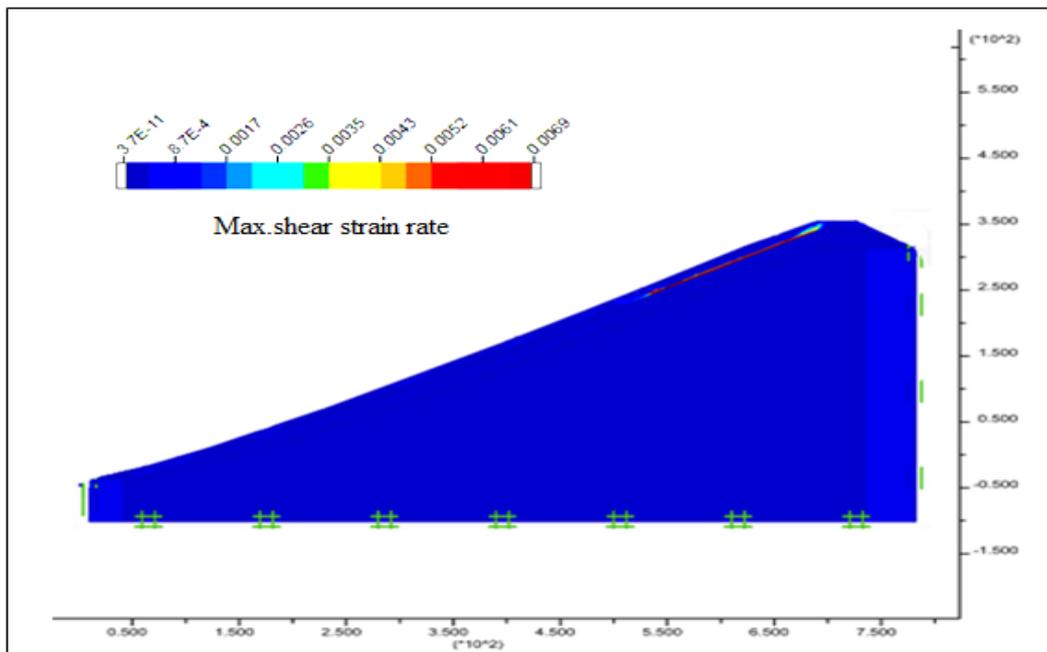


Figure 5.24. Mécanisme de rupture 1 du versant d'Ain El Hammam (Analyse limite à court terme).

#### V.13.1.2. Mécanisme de rupture 2

Quelles que soient les caractéristiques mécaniques considérées pour le substratum rocheux, en combinaison avec une hauteur piézométrique importante, on repère avec Flac, de nombreuses instabilités suivant plusieurs lignes de rupture sub-rotationnelle indiquées par la concentration des déformations et la direction des vecteurs déplacements (Figure 5.25). Ces résultats rejoignent les résultats d'observations de terrains qui montrent un empiètement de plusieurs glissements.

Globalement, cette configuration reflète un phénomène de grande ampleur qui affecte tout le versant sur une longueur d'environ 450 m et une profondeur pouvant atteindre la limite des schistes sains. Sur la masse mise en mouvement, on souligne l'importance du taux de déformation par cisaillement sur la partie haute du versant, qui diminue en allant vers le pied du glissement, marqué par les champs de déformations, avec des reprises à l'aval de chaque rupture.

La direction des vecteurs déplacements montre cependant, qu'il s'agit d'une traction du versant au niveau de sa partie urbanisée sur la côte 1075m, ce qui est bien confirmé par les

fissures de traction assez profondes, observées sur la RN 15 au niveau de la zone du marché, et en contrebas des constructions qui se trouvent au sommet du versant (Figure 5. 26).

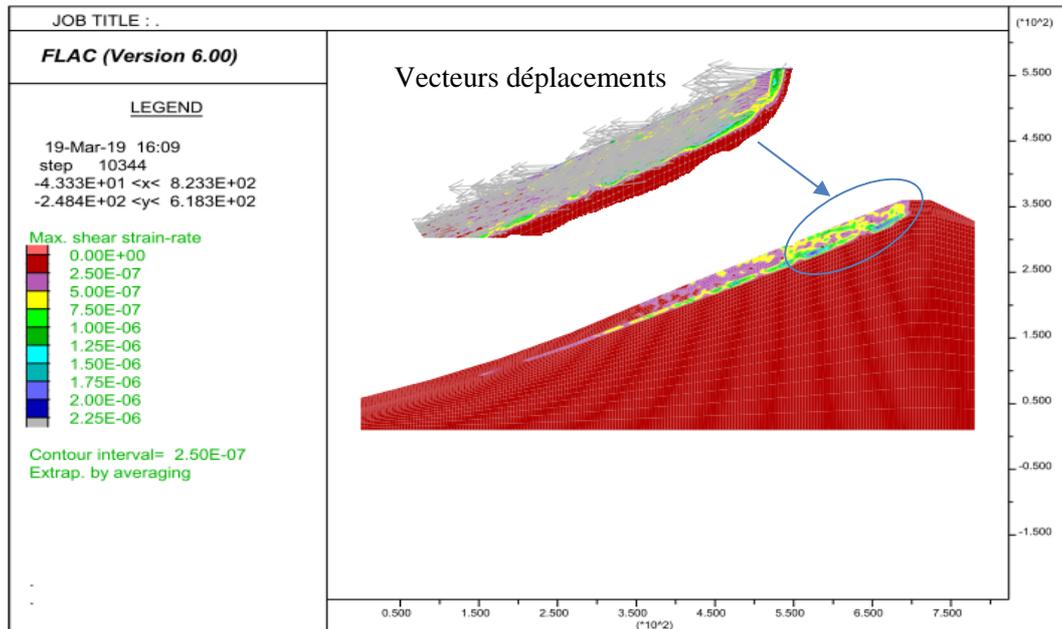


Figure 5.25. Mécanisme de rupture 2 du versant d'Ain El Hammam (analyse par Flac avec une hauteur piézométrique élevée).



Figure 5.26. Fissures de traction à proximité d'une construction individuelle.

D'une façon générale, les vecteurs déplacements mettent en évidence par leur direction, au moins trois lignes de rupture, une rupture qui s'initie depuis la partie sommitale du versant. La première s'étale sur une longueur d'environ 150 m, la deuxième sur 250 m, empiétant un autre glissement plan sur le reste du versant, avec une diminution des déformations qui ne marquent pas un pied de glissement net, plutôt délimité par les vecteurs déplacements dirigés vers le haut au niveau de la côte 855m.

### V.13.1.3. Mécanisme de rupture 3

Sur le volume délimité par le mécanisme de rupture 2 (Figure. 5.27), les conditions de drainage modifient formellement la nature de la surface de rupture. En effet, avec le rabattement de nappe jusqu'à la profondeur  $h=4$  m, en combinaison avec des cohésions relativement élevées ( $C=1000$  à  $3500$  kPa), la rupture se trouve au niveau de l'interface schiste altéré-schiste sain, mettant en mouvement la couche superficielle et toute la tranche du schiste altéré sur une dénivelée importante (environ 200m) et sur une longueur de 450 m. Les vecteurs déplacements montrent un mouvement global dans le sens de la pente vers le bas du versant, marquant le pied du glissement sur la côte 900 m. Ce mouvement peut être favorisé par la nature lisse et plastique de la formation en contact avec les massifs sains (Djeral et Melbouci, 2012), procrée par une chute considérable de la résistance des couches sus-jacente. A l'intérieur du corps du glissement, les déformations relatives diminuent de près de 50% en comparaison avec le mécanisme de rupture 2.

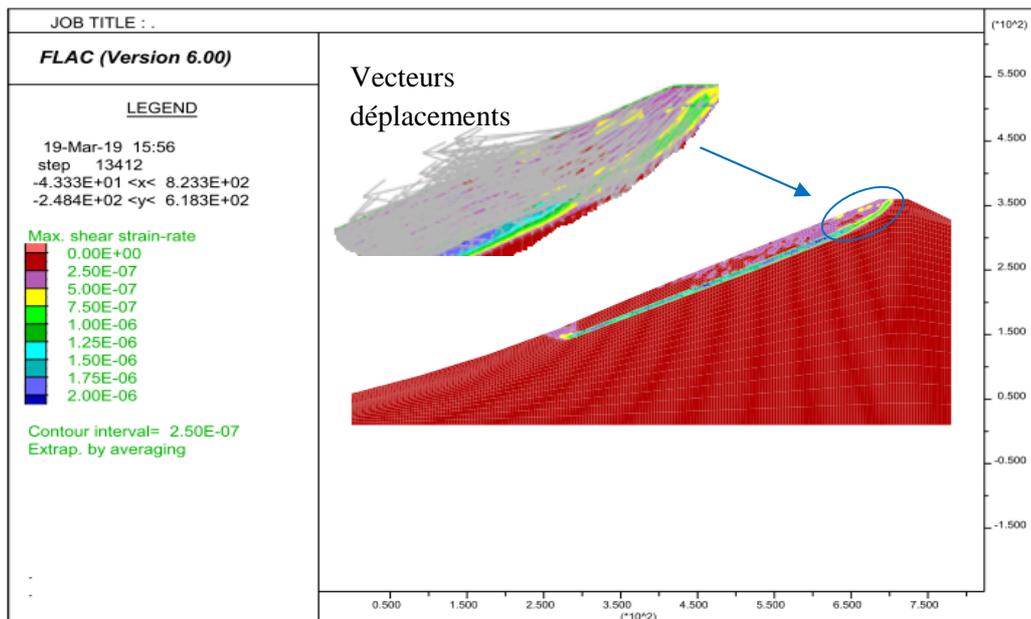


Figure 5.27. Mécanisme de rupture 3 du versant d'Ain El Hammam (Hauteur piézométrique modérée).

En complément, les résultats de calculs à long terme effectués par le logiciel OptumG2 (Figure 5. 28.a), représentent le mode de rupture obtenu pour toutes les conditions aux limites hydrauliques probables, en association avec une forte résistance mécanique des schistes en place. Ils permettent de mettre en évidence une rupture quasi plane affectant le versant sur une longueur importante, cette rupture se débute sur la partie frontale du versant, contrairement au résultat de calcul par Flac dont la rupture a pallié une portion importante de la zone urbanisée (Figure 5.25, 5.27 et 5.28.b). Toutefois, les résultats des 2 calculs sont en bon accord sur le volume, l'épaisseur et la nature des terrains mis en mouvement.

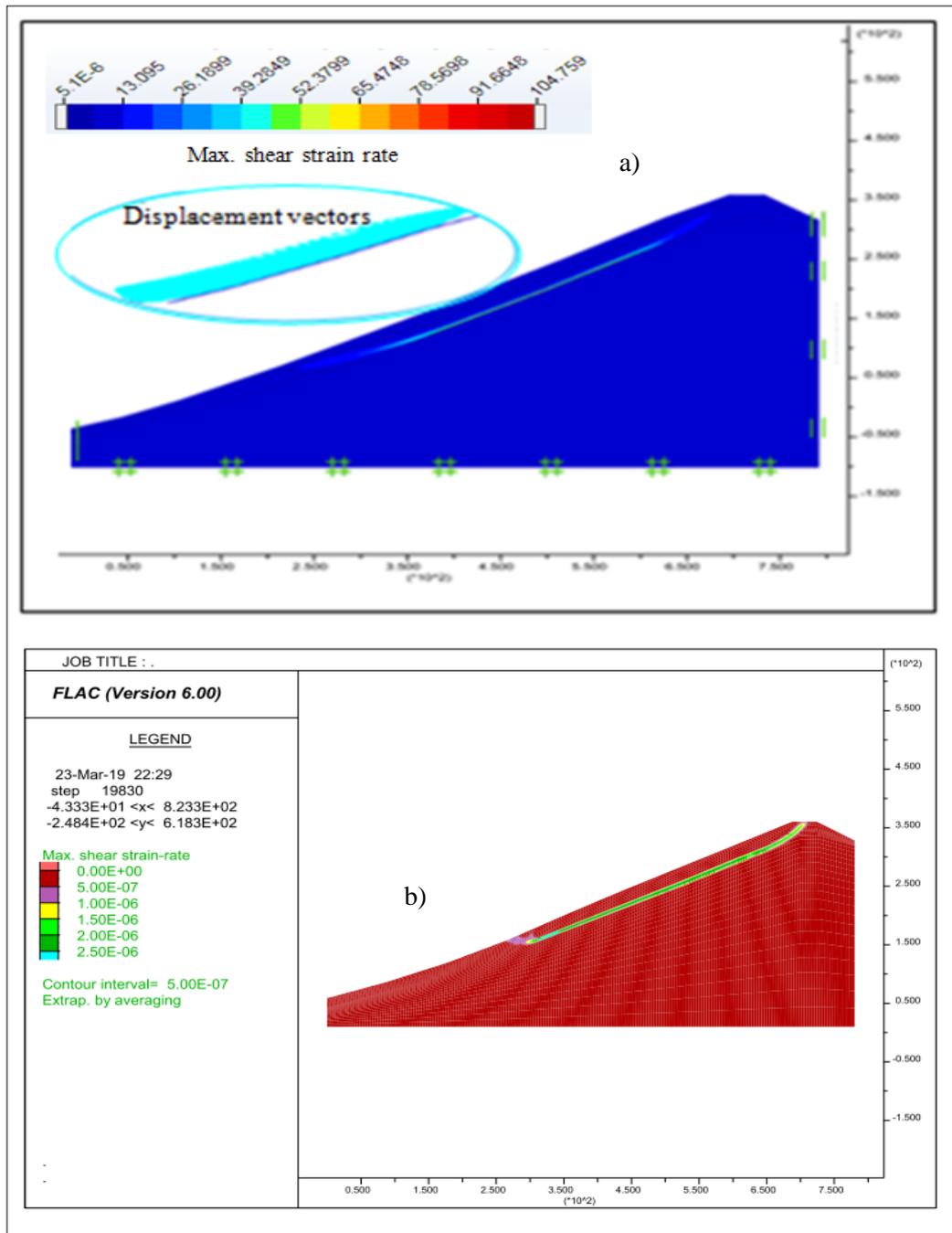


Figure 5.28. Comparaison des résultats des deux logiciels. a) Analyse limite. b) Analyse en différences finies (hauteur piézométrique faible).

#### V.13.1.4. Mécanisme de rupture 4

Le glissement s'étale sur une plus grande partie du versant qui montre une mobilisation d'une épaisse tranche du substratum (Figure 5.29). Il en ressort que plus la cohésion affectée au substratum est faible, plus la profondeur de rupture est importante. Notons que cette configuration représente le cas de présence d'une épaisse couche de schistes broyés ou la présence de caractéristiques mécaniques médiocres au niveau d'éventuelles discontinuités. Les connaissances actuelles tendent à montrer que ce mode de déformation semble être très

peu réaliste, cependant, il montre que le mode de rupture dépend explicitement de la résistance mécanique actuelle de la roche. De ce fait, la connaissance précise de la structure géologique actuelle des massifs rocheux devra apporter des éléments de réponse à cette question de possibilité de rupture ou de rupture potentielle très profonde.

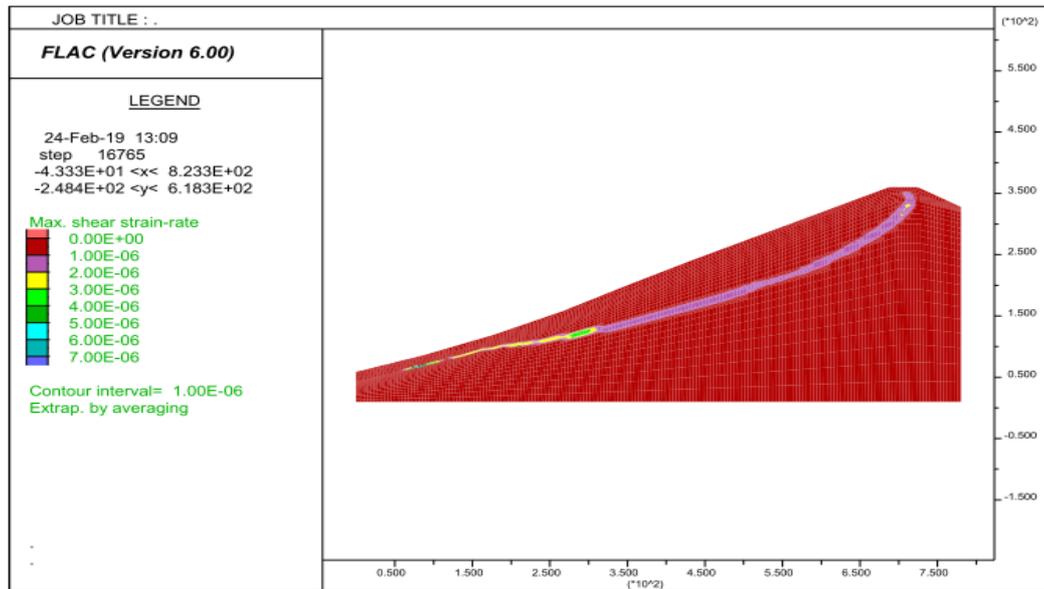


Figure 5. 29. Mécanisme de rupture 4 du versant d'Ain El Hammam (hauteur piézométrique moyenne et cohésion faible).

### V.13.2. Mécanismes de rupture dans le versant de Tizirt.

Sur la figure 5.30, la rupture du versant est atteinte pour les configurations donnant un coefficient de sécurité inférieur à l'unité. Nous distinguons bien la rupture sur la partie avale du versant où le pied du glissement coïncide avec la surface de la mer. Les vecteurs déplacements montrent un mouvement global vers le nord, et les matériaux mobilisés se déplacent massivement pour recouvrir progressivement une partie de la mer. Les déformations les plus importantes se concentrent essentiellement, au niveau des marnes altérées qui constitue le toit du substratum ou autrement dit, au passage d'un matériau de forte résistance à un matériau de faible résistance. Cela donne lieu à une surface de rupture nettement marquée par les champs d'iso-valeur du taux de déformation par cisaillement. Il s'agit d'une rupture plane sur une longueur de 300 m, qui met en mouvement une couche dont l'épaisseur varie de 10 à 30 m, cette épaisseur représente la profondeur des marnes qui varie sur la longueur du versant. L'enveloppe de rupture s'initie sur une altitude de plus de 50 m, au niveau de la RN 24, et se termine juste au niveau de la mer.

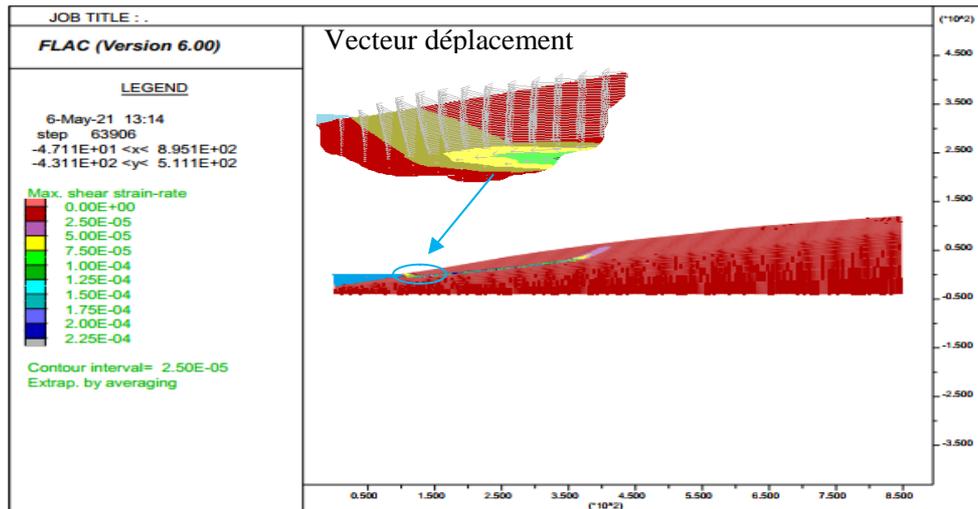


Figure 5. 30. Mécanisme de rupture du versant de Tizirt avec  $F_s < 1$  et  $h < 8$  m.

Il semblerait pourtant, que la déformation remonte jusqu'à l'altitude 70 m avec une chute de la cohésion concernant la couche superficielle, en deçà de 28 kPa (figure 5.31), limite pour laquelle une deuxième ligne de rupture est observée, repérant l'extension rétrogressive de la déformation vers l'amont du versant, avec un coefficient de sécurité de 0,99. Des ruptures potentielles sont aussi marquées sur une longueur de 400 m pour un niveau piézométrique se trouvant à plus de 8 m de profondeur (figure 5.32).

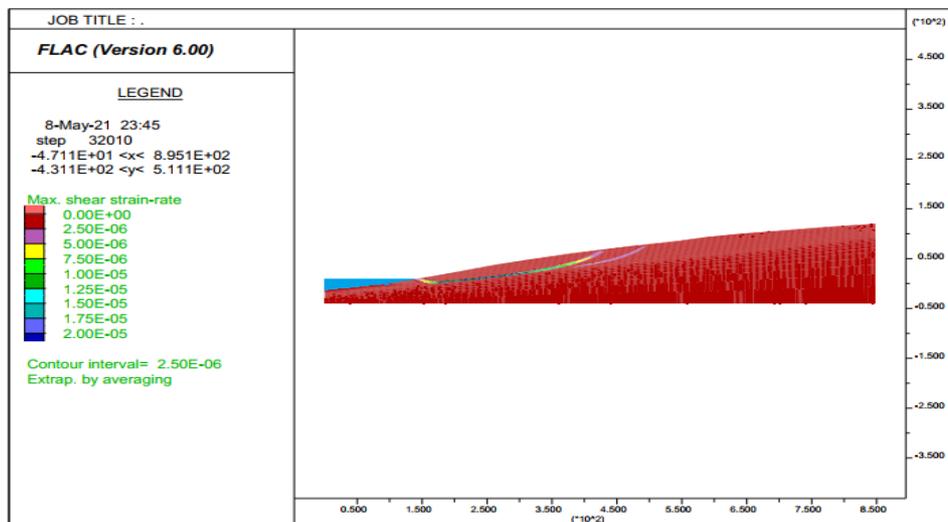


Figure 5. 31. Mécanisme de rupture 2 du versant de Tizirt avec  $C < 28$  kPa.

Cette rupture généralisée avait déjà été signalée dans d'autres études (ANTEA, 2011), elle peut provenir d'une part, d'une chute considérable des caractéristiques des argiles (Guirus et al, 2014), ou d'une réactivation d'ancienne surface de cisaillement, d'autre part, par l'altération des marnes sous l'effet des infiltrations d'eau et l'écrasement probable des marnes sous les blocs de grés.

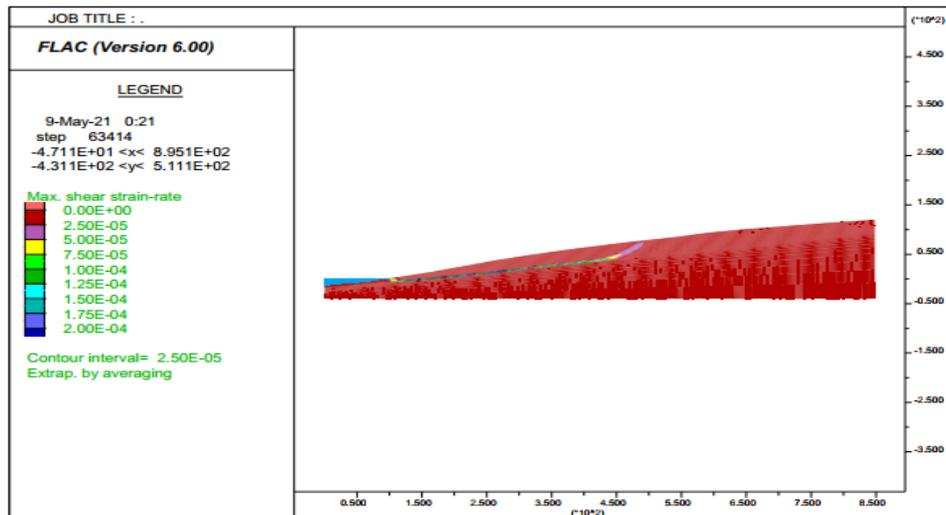


Figure 5. 32. Rupture potentielle du versant de Tigzirt avec  $h > 8 \text{ m}$ .

## V. 14. Calcul en déformation

Dans cette partie nous tentons de réaliser des calculs en déformation basés sur l'hypothèse de petites perturbations, en utilisant la méthode des éléments finis intégrée dans le logiciel Optum. Pour la prise en compte de la non linéarité des matériaux le code Flac nous permettra d'effectuer des calculs en grandes déformation et de tracer l'historique des déplacements de certains points fixés sur les versants. Les résultats seront comparés ensuite à des mesures expérimentales effectuées sur terrains.

### V.14.1. Cinématique des mouvements

Les deux glissements de terrain étudiés ne fournissent pas de bases de données riches, en matière de suivis topométriques qui s'étalent sur de longues durées. En effet, aucun programme de mesure n'est mis en œuvre pour la surveillance du glissement de Tigzirt, seul le site d'Ain El Hammam ayant connu un suivi du mouvement en surface. Les relevés périodiques sont cependant, réalisés sur une période ne dépassant pas dix mois. Des déplacements de faibles amplitudes ont été enregistrés depuis octobre 2009 jusqu'à aout 2010 à travers un dispositif de surveillance mis en place sur toute la région.

#### V.14.1.1. Suivi des mouvements en surface dans le site d'Ain El Hammam

Le suivi des mouvements de surface est effectué pour le versant d'Ain El Hammam, par une combinaison de résolution spatiale et temporelle, adaptée à la vitesse d'évolution du phénomène. La surveillance est assurée par la mise en place d'un dispositif de mesures de la totalité de la surface du glissement, le versant est ainsi couvert par un réseau dense de points dont l'implantation est indiquée sur la figure 5.33

L'analyse des résultats des relevés topographiques seuls montre une évolution du mouvement irrégulière sur le plan spatial et temporel, ce qui rend le phénomène complexe et difficile à

interpréter. Globalement, les déplacements cumulés indiquent l'existence d'une activité pendant la période considérée, et cela sur certaines zones, en allant de la bordure inférieure du secteur urbanisé vers la limite aval du boulevard Colonel Amirouche. Les déplacements planimétriques atteignent par endroit, 30 cm. Au pied du versant on enregistre localement, des variations importantes et ponctuelles des déplacement horizontaux dont l'amplitude atteint 0,5 m.

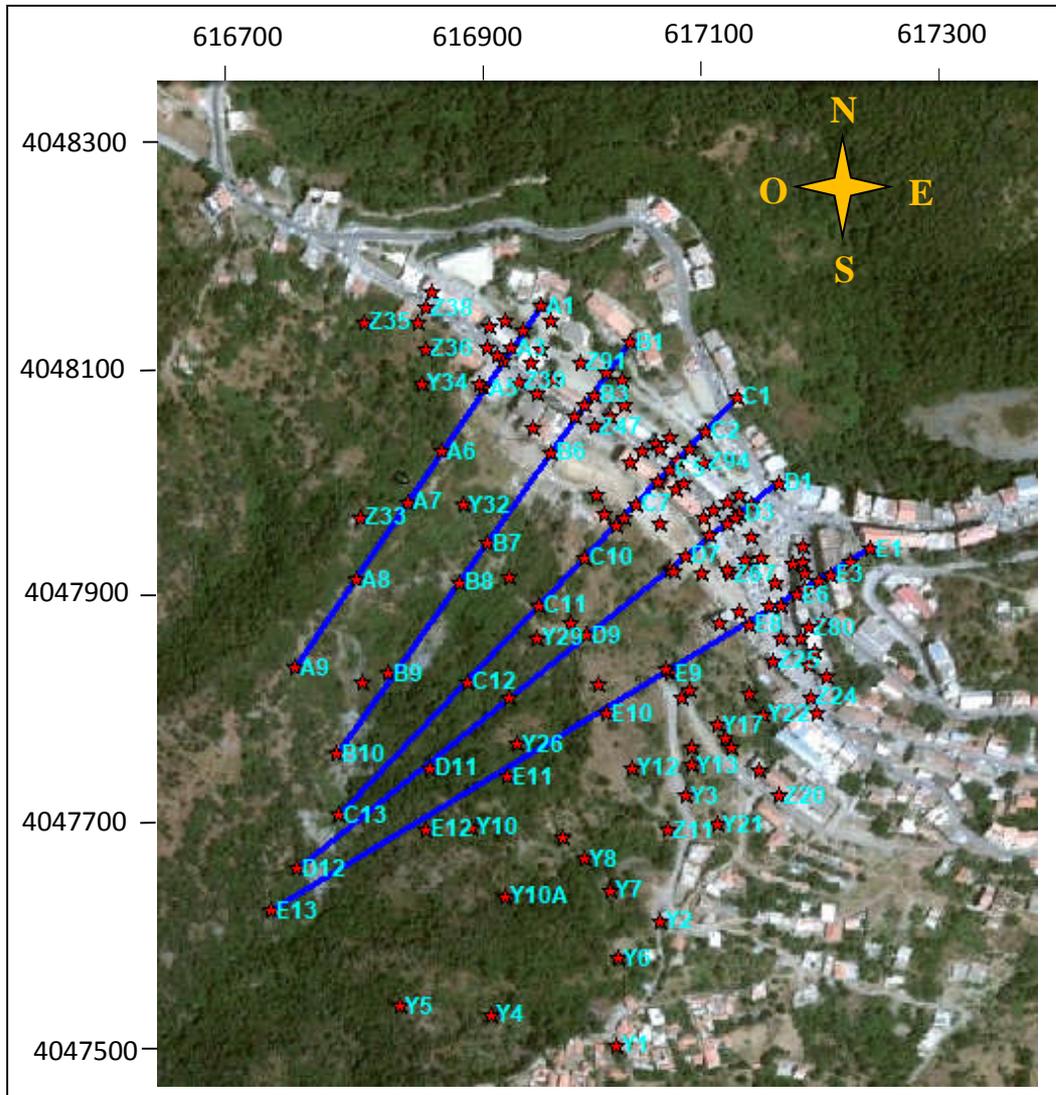


Figure 5. 33. Position des points et des profils topographiques.

Quelques singularités sont toutefois, à soulever, en effet, sur la figure 5.34 et les figures C.2 et C.3 (annexe C), on constate que certains points connaissent une baisse de l'amplitude des déplacements pendant les mois pluvieux, pour que celle-ci repartisse à la hausse pendant les mois de faibles précipitations, à l'exemple des déplacements verticaux des points A5, A6, A7. D'autres points suivent des orientations non uniformes avec le sens des déplacements, qui changent de signe d'une façon alternative. Il est aussi important de signaler que l'amplitude des mouvements est plus forte à l'aval du versant que dans le secteur bâti.

Les relevés topographiques mensuels effectués sont utilisés pour évaluer l'amplitude et le sens des déplacements de certains points appartenant aux cinq profils : AA', BB', CC', DD' et EE', définis par la figure 5.33. Ces points se situent sur des zones connues instables et des zones potentielles où peuvent se produire des glissements. Ces profils sont choisis sur l'ensemble du versant et exploités pour réaliser des simulations numériques permettant de suivre le mouvement des différents points pendant les phases de calcul. Le principe consiste à reproduire les différents profils topographiques dans des modèles géométriques et de suivre l'historique des déplacements des points visés.

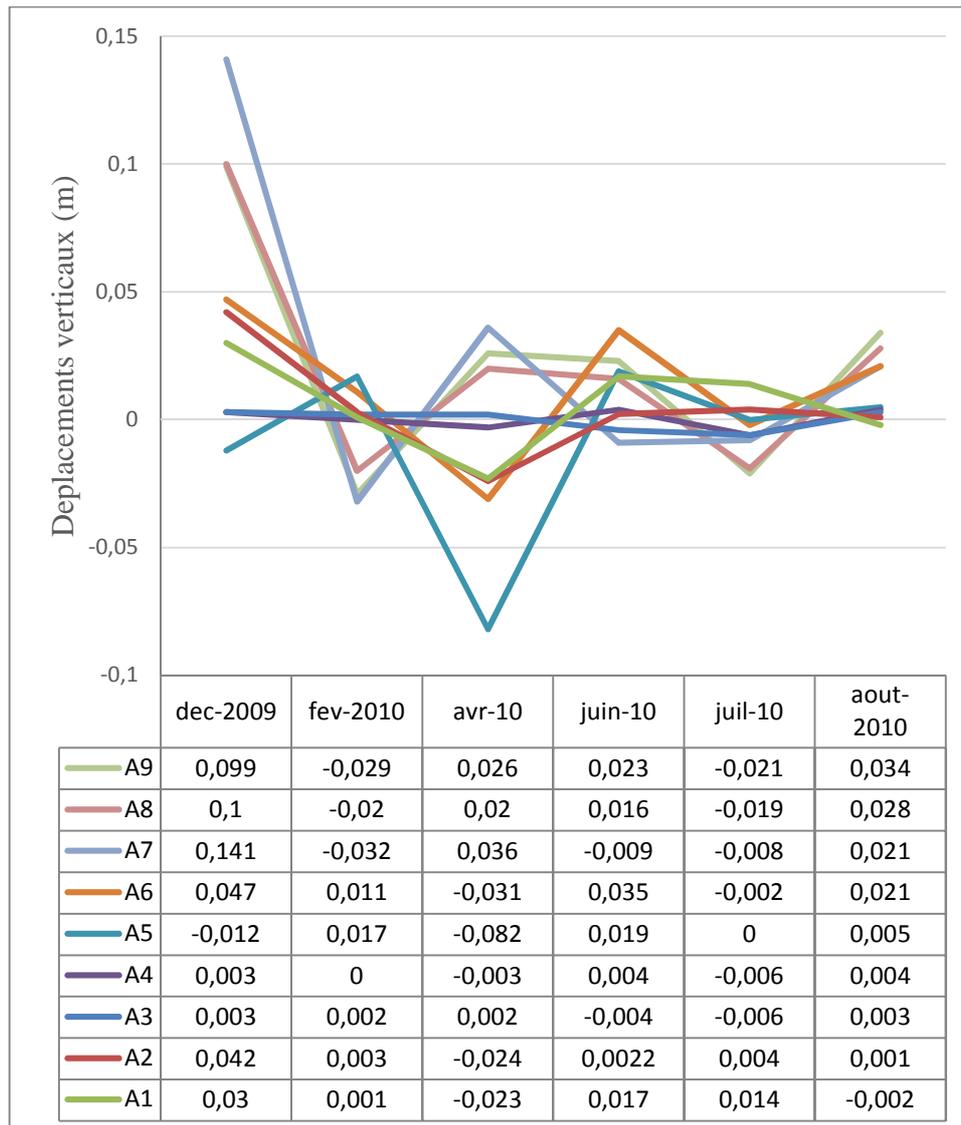


Figure 5. 34. Déplacement vertical périodique sur le profil A.

Schématiquement, utiliser un outil de modélisation pour simuler les mouvements dans un versant naturel consiste à manipuler un nombre important de paramètres, afin que les calculs soient en accord avec les conditions réelles. La comparaison des résultats permet de diriger l'ensemble des variables décrivant le comportement interne du versant, pour faire converger les modèles numériques vers les résultats des mesures d'instrumentation. L'utilisation des

modèles élastiques parfaitement plastiques ne permet pas de faire intervenir le paramètre temps dans les calculs, pour la simulation numérique des déplacements mesurés durant la période Octobre 2009/Aout 2010. Cette durée ne peut être non plus représentée par la variation temporelle des paramètres liés à la géométrie ou à l'action anthropique subie par le versant. En effet, aucune modification remarquable n'est enregistrée sur le plan topographique ou mécanique durant ce temps. La variation du niveau aquifère reste donc le seul paramètre qui justifie la cinématique du mouvement.

Par ailleurs, l'analyse des résultats des relevés piézométriques indique une rupture de mesures dans la plupart des sondages (tableau C.1, annexe C), ce qui empêche de tracer la variation de la hauteur d'eau pendant la saison hivernale 2009/2010, qui correspond à la période de mesures topométriques. Seule le sondage SI1 qui donne une indication sur cette phase, soit, une remontée de la nappe de 34 cm entre décembre 2009 et mars 2010. Or les mesures datant de mars à mai 2009 signalent des fluctuations rapides du niveau d'eau témoignant la perméabilité des formations sur des profondeur importantes. Cela suppose la saturation des terrains sur des niveau supérieurs durant les mois pluvieux.

On a donc admis, implicitement, que la matrice des données utilisées pour mener cette analyse soit représentée dans une échelle de temps dont la dimension correspond à la variation des conditions hydrauliques en profondeur, il s'agit de la remontée de la nappe à 8 m de profondeur pendant la première phase de calcul, puis d'un rabattement progressif de 2 m pendant les trois dernières phases.

Le système de coordonnées utilisé dans les calculs numériques est représenté par un plan, où X est suivant l'axe horizontal dans la direction du glissement (NE-SO), et Z est suivant l'axe vertical définissant l'altitude.

Pour la comparaison des résultats de calculs et de mesures au niveau des différents points, X caractérise le module des deux composantes planimétriques (déplacements horizontaux) et Z définit la composante altimétrique (déplacement vertical).

#### V.14.1.2. Discussion des résultats

L'analyse des déplacement cumulés sur toutes les phases de calcul par Flac, révèle l'existence d'importants mouvements sur la crête urbanisée et sur sa partie frontale, au niveau des altitudes qui dépassent 1000 m, ces mouvements traduisent des déplacements verticaux et horizontaux de l'ordre de 20 à 26 cm notamment le long des profils A, B, D et E. Sur le profil C les points 3, 4, 5, 6 et 9 subissent aussi d'importants mouvements révélés par des déplacements verticaux allant de 15 à 24 cm, ces points se situent sur le versant glissé à l'amont et à l'aval du boulevard Amirouche et de l'ancienne esplanade du marché. Sur la dernière phase des calculs, les déplacements semblent s'être stabilisés sur les points situés sur le versant non urbanisé (figures 5.35 et 5.36, et figures D.1, D.2, D.3, D.6, et D.7, Annexe D), mais continuent d'évoluer progressivement sur la plupart des points localisés dans la partie bâtie (figure 5.36 et figures D.4, D.5, D.8, Annexe D).

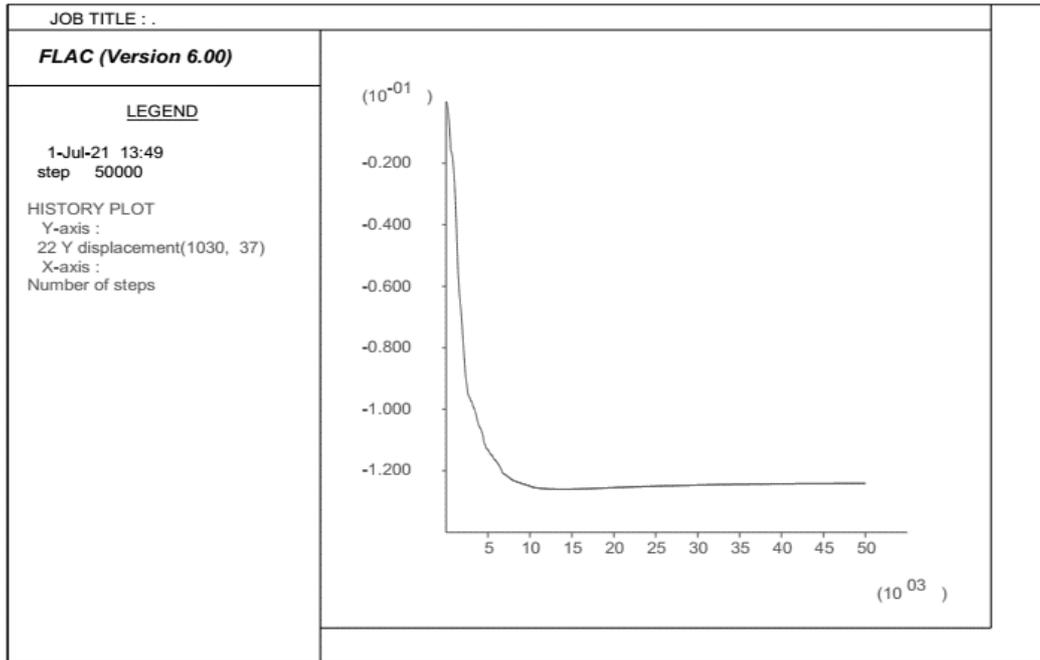


Figure 5. 35. Evolution du déplacement vertical du point B9.

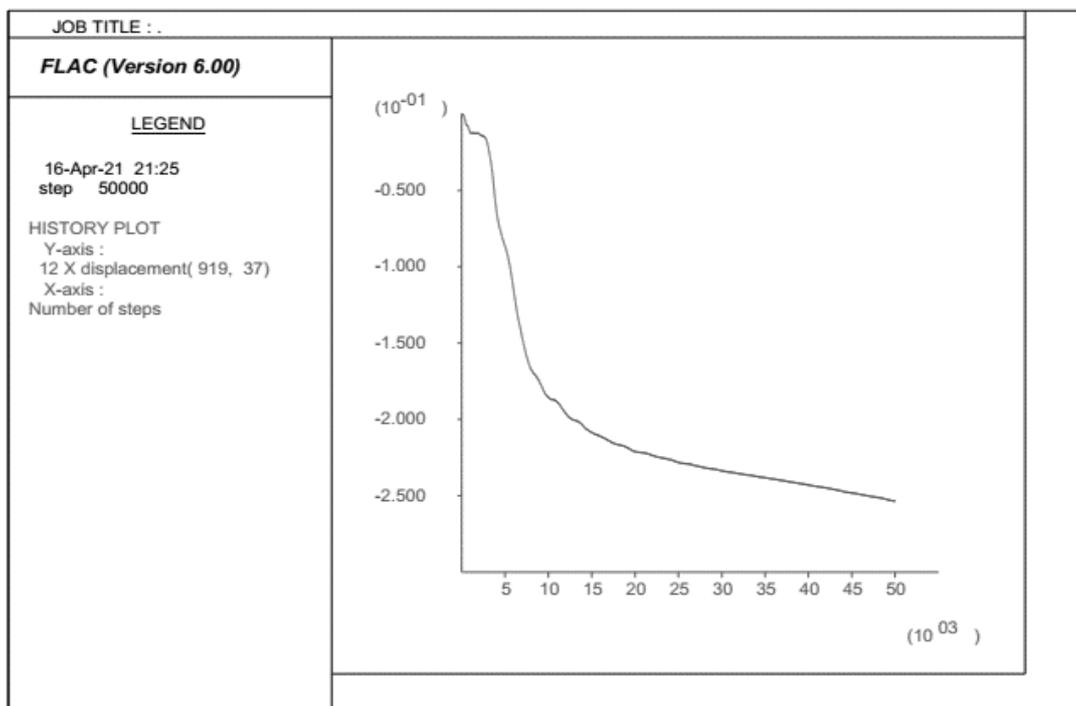


Figure 5. 36. Evolution du déplacement horizontal du point A4.

La comparaison des amplitudes des déplacements présentées par les figures 5.37, 5.38 et les figures de l'annexe E, montre clairement que les valeurs calculées à la première phase se rapprochent des mesures d'instrumentation au niveau de plusieurs points situés principalement à l'amont du versant. Ainsi sur la partie haute des profils B, C, et D, les déplacements horizontaux réels sont correctement reproduits par les simulations numériques.

Sur le profil E, seuls les points 2, 3, 4, 9 et 10 semblent être réellement en adéquation avec les mesures planimétriques. Sur le profil A, ce sont les points 2 et 3 ainsi que les points situés à l'aval du versant qui paraissent les plus représentatifs du comportement réel du versant. Sur les autres points, les calculs produisent des déplacements horizontaux, qui sont pour toutes les cibles situées sur la partie inférieure du versant, bien inférieures aux mesures.

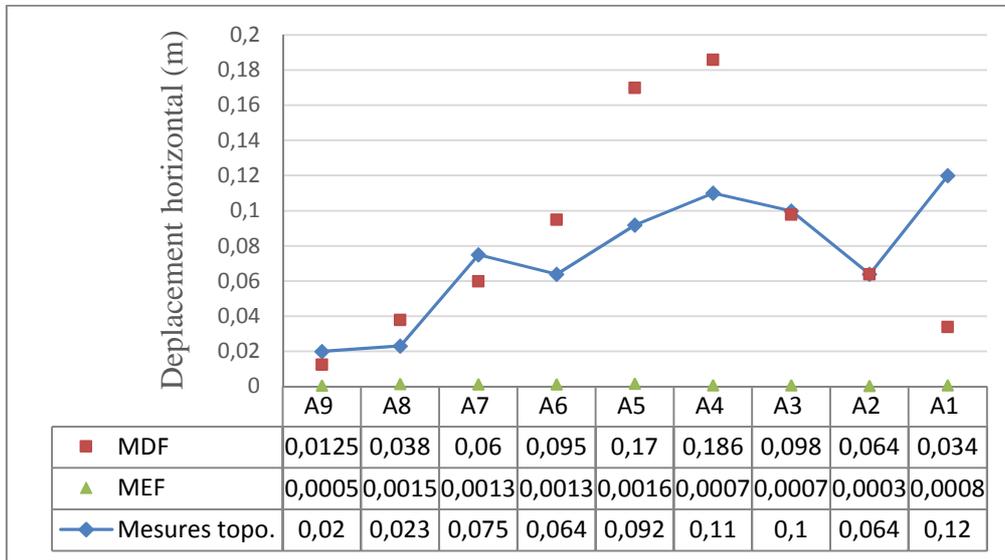


Figure 5. 37. Comparaison calculs numériques/mesures in situ des amplitudes des déplacements horizontaux sur le profil A.

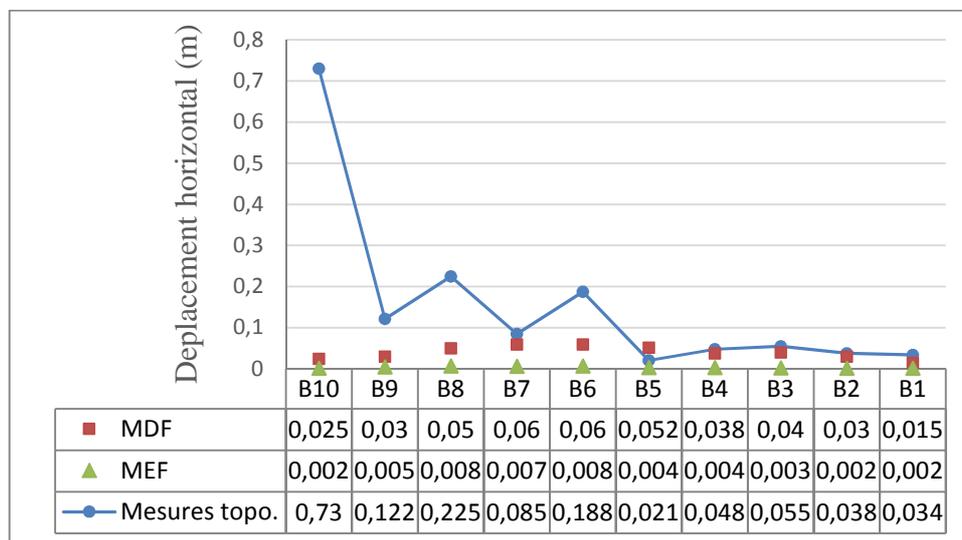


Figure 5. 38. Comparaison calculs numériques/mesures in situ des amplitudes des déplacements horizontaux sur le profil B.

Les mouvements verticaux calculés ont par contre tendance à s'en écarter des mesures avec la plupart des points. Sur la partie urbanisée les déplacements verticaux sont ainsi largement surévalués tandis que l'effet est inverse sur l'aval du versant. Le décalage apparent des résultats s'explique probablement par l'importance des déplacement intégrant l'ensemble des

déformations élastique et inélastique, ou par la marge d'erreur qui paraît parfois importante dans les mesures réelles, en effet, certains points, notamment, sur le profil B et D subissent des déplacements qui sont à priori exagérés (plus de 4 m) au pied du versant. Rappelant que les mesures in situ indiquent qu'à cet endroit les mouvements sont plus importants que ceux relevés à l'amont du versant, ce qui ne reflète pas la réalité, concrètement, les signes d'instabilité sont beaucoup plus prononcés à l'amont qu'à l'aval.

En outre, si l'on se place dans l'idée des déplacements relatifs soutenue par des repères témoins qui sont situés dans la zone active (Djrbal, 2013), on trouvera que l'amplitude des déplacements est sous-estimée par rapport aux valeurs réelles qui auraient défini des déplacements absolus plus accentués, ce qui peut justifier l'écart apparent des courbes de déplacements verticaux au niveau des points auscultés sur la partie haute du versant (figures E.2, E.4, E.6 sur l'annexe E).

On observe donc des différences sensibles de comportement entre les points situés au pied du versant, au milieu ou au sommet. Cette disparité, peut se justifier par la dispersion des paramètres qui gouvernent le processus d'instabilité sur l'ensemble du versant.

Sur quelques points les mesures altimétriques semblent pourtant confondues avec les simulations numériques à l'exemple des points A1, A8, A9, B7, B8, C1, C5, C8, C9, E4, E6, E8, E9, E10.

Concernant les résultats obtenus par la méthode des éléments finis avec le logiciel Optum, les valeurs des déplacements calculés sont beaucoup trop faibles pour pouvoir être comparés aux mesures d'instrumentation, toutefois ils reproduisent correctement les déplacements verticaux de quelques points à savoir, A6, A7, B2, B3, B4, B5, B6, C2, C3, C4 et D1, ce qui est certainement dû à leurs amplitudes relativement faibles. Sur les autres points l'hypothèse de petites déformations est à exclure, et cette méthode de calcul ne semble pas la plus adéquate pour apprécier le comportement réel du versant.

#### ***V.14.2. Suivi des mouvements en profondeur***

Le suivi des mouvements en profondeur, est assuré par des inclinomètres installés dans les deux sites, et des séries de relevés ont été effectués sur une durée de 16 mois. Les données acquises sur le glissement de Tizirt étant moins continues mais sur une période de temps semblable. Un seul piézomètre par site dont les résultats sont mis en valeur pour estimer la cinématique et la géométrie du mouvement en profondeur.

##### ***V.14.2.1. Site d'Ain El Hammam***

L'examen des résultats du suivi inclinométrique donne une idée sur la vitesse du mouvement pendant la période allant de décembre 2009 à septembre 2010, il s'agit d'un mouvement lent indiqué par une vitesse moyenne de 1cm/mois. Par ailleurs, aucune déformation n'a été enregistrée entre septembre 2010 et mars 2011, mais un seul point ne peut pas expliquer une période de calme sur cet endroit. Trois plans de glissement distincts ont pu être définis par ces

mesures qui sont associées à un forage de 44 m de profondeur, sur la première période de mesures (16/03/2009), la déformée met en évidence des ruptures localisées à 5, à 22 et à 28 m de profondeur. Cependant, sur la deuxième période (16/09/2010), on aperçoit entre les profondeurs 5 et 12 m, une modification dans l'allure de la déformée, causée par le blocage du mouvement à 9 m de profondeur, cela peut signifier la naissance d'une nouvelle surface de rupture à ce niveau. L'amplitude des déplacements cumulés durant cette période varie de :

- 2 à 13 cm entre 0 et 5 m de profondeur,
- 2 à 12 cm entre les profondeurs 5 et 9 m,
- 2 à 7 cm entre les profondeurs 9 et 22 m,
- 2 à 3 cm entre les profondeurs 22 et 28 m.

Les calculs numériques par Flac permettent de reproduire la structure et la géométrie du mouvement en profondeur avec l'implantation d'un profil vertical de 45 m de longueur, sur le profil E, à proximité de la position du sondage SI 2. A grande échelle le versant présente un mouvement généralisé vers l'aval, et l'on peut observer des similitudes entre les réponses générées par les modèles de calcul de la stabilité et de calcul en déformation. Pour une même configuration de paramètres hydromécaniques, le mécanisme de rupture montre ici, clairement, l'existence de trois plans de rupture emboîtés l'un dans l'autre et impliquent des mouvements différentiels au sein de la masse instable (figure 5.39).

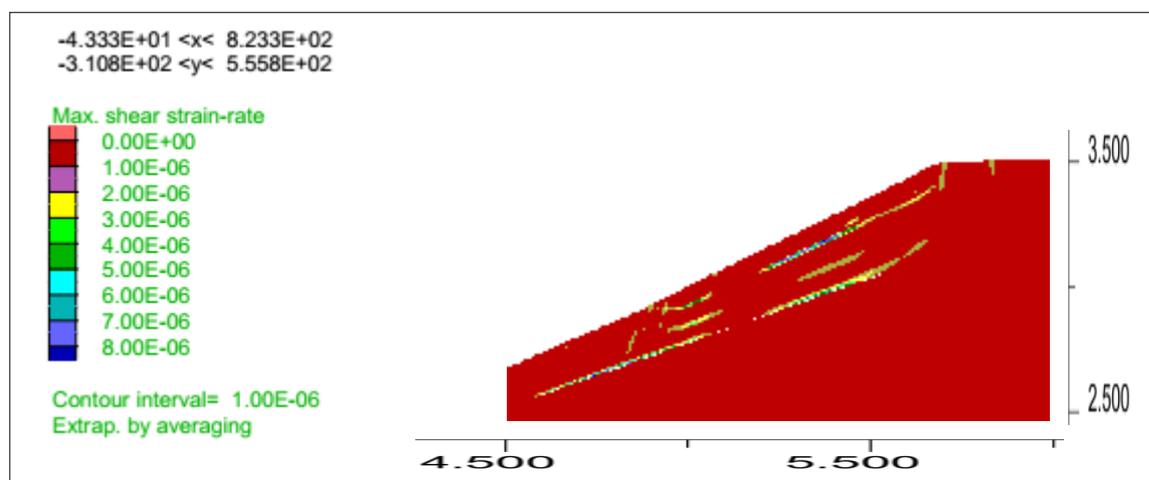


Figure 5. 39. plans de rupture obtenus par les calculs en déformation.

A l'échelle ponctuel, les trois plans de rupture sont repérés sur des profondeurs précises (figure 5.40), on distingue, un glissement superficiel qui s'annonce à 8 m de profondeur avec un déplacement maximale de 11.5 cm à la surface libre du sol, un glissement semi profond à 19 m de profondeur avec une amplitude ne pouvant atteindre que 3 cm et une rupture profonde qui s'initie sur une profondeur de 30 m, avec des déplacement faibles qui ne dépassent pas 2 cm. schématiquement ces résultats reproduisent bien les mesures inclinométriques, particulièrement, sur la structure du mouvement et la position des plans de rupture. Quant aux calculs réalisés par Optum, les résultats tracent un seul plan de rupture à

28 m de profondeur, avec un mouvement global qui s'exprime par l'augmentation uniforme des déplacements sur toute la hauteur considérée, et une amplitude maximale de 1 cm.

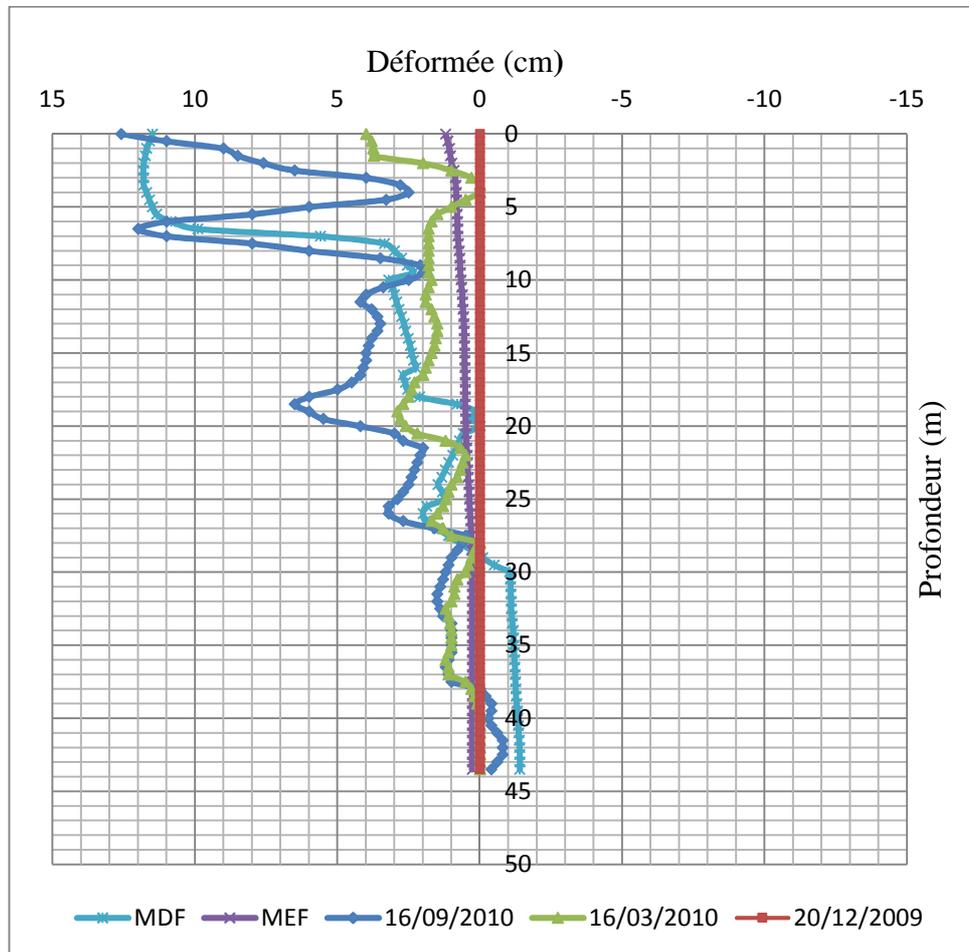


Figure 5. 40. Comparaison des résultats mesures in situ/ calculs numériques.

#### V.14.2.2. Site de Tizirt

Sur une période de suivi de 18 mois (septembre 2009/mars 2011) il a été constaté que l'activité est quasiment absente sur le secteur Ouest qui apparaît stable sur cette période. Au droit de l'inclinomètre S1 une très faible déformation qui s'initie sur une profondeur de 14 m, dont l'amplitude ne dépasse pas 1 cm. Ces résultats sont loin d'être considérés comme significatifs devant la limite d'incertitude des mesures. A cet effet et vu l'absence de suivis topométriques, aucun calcul en déformation n'a été réalisé pour le site de Tizirt.

### V. 15. Conclusion

L'usage de la modélisation dans l'étude des glissements de terrains est une étape primordiale pour une meilleure compréhension des éléments clés des processus physiques et mécaniques impliqués par ces phénomènes, cela aide à répondre à certaines questions, liées aux mesures

quantitatives et au conditionnement de l'instabilité dans un versant. La modélisation des glissements de terrain d'Ain El Hammam et de Tizirt est effectué par l'utilisation de deux codes de calcul permettant l'analyse de la stabilité et les calculs en déformation par les différentes approches intégrées dans les deux logiciels.

L'étude de l'influence des différents paramètres hydromécaniques sur la stabilité des deux versants révèlent que le moteur principal de ces mouvements est l'eau. Des pressions interstitielles élevées au niveau de la surface de glissement, combinées avec des caractéristiques mécaniques défavorables et une surcharge importante au niveau des zones instables provoquent incontestablement des instabilités des versants. Les phases de crise sont en relation très étroite avec l'augmentation des potentiels hydriques au sein des versants.

L'évolution des déplacements obtenus par les calculs à la rupture donne des ordres de grandeur très cohérents par rapport à la réalité, de plus, la répartition spatiale des zones actives est très proche de celle observée sur le terrain.

Les variations des caractéristiques intrinsèques des différentes formations constituent également un poids important dans la génération des instabilités, l'augmentation sensible du facteur cohésion entraîne en effet, une amélioration de la stabilité, toutefois cette amélioration reste très limitée et essentiellement dépendante du niveau de la nappe. La variation de l'angle de frottement n'a aucune influence sur la stabilité du versant d'Ain El Hammam, tandis que le versant de Tizirt paraît plus sensible aux variations de ce paramètre, en particulier sur les formations superficielles.

L'effet de la surcharge due à l'urbanisation est signalé aussi bien par la diminution du coefficient de sécurité, que par la modification de la distribution des champs d'isovaleurs de déplacements, et le développement des zones de plasticité qui créent de nouveaux plans de ruptures vers l'amont du versant.

Sur ces deux simulations, les calculs de la stabilité ont permis de décrire correctement les mécanismes de déformation des versants étudiés, sans postuler a priori un plan de rupture privilégié. Dans le cas du site d'Ain El Hammam, La déformation se concentre principalement sur la frange altérée des schistes, toutefois, nous avons détecté quatre principales configurations de ruptures dont la possibilité d'occurrence dépend essentiellement des conditions hydrauliques et de la cohésion affectée pour le massif rocheux. Sur le versant de Tizirt la rupture s'accroît au niveau des marnes altérées sur le pied du versant, néanmoins, la chute des caractéristiques mécaniques en particulier la cohésion génère une évolution rétrogressive de la rupture vers l'amont du versant.

Les calculs en déformations sont réalisés pour le site d'Ain El Hammam, dans le but de représenter la structure et l'intensité du mouvement durant la période 2009/2010, où des mesures topométriques et inclinométriques sont effectués pour apprécier la cinématique des mouvements en surface et en profondeur. Sur la partie supérieure du versant les résultats se rapprochent bien des mesures in situ notamment par Flac. La déformation au pied du versant n'a pas été reproduite par les calculs. Elle se manifestent réellement par des déplacements

planimétriques suivant différentes directions, cela soulève des interrogations quant à l'influence réelle des effets 3D liés au relief vallonné qui caractérise la zone.

Bien que les simulations numériques ne reproduisent pas parfaitement le comportement du versant, certaines zones indiquent une réponse mécanique en adéquation avec la réalité et peuvent servir de base à l'élaboration de modèles permettant de comprendre le fonctionnement du processus du glissement. Quant à l'aspect prédictif de ces simulations, il convient de souligner la nécessité d'une amélioration des modalités de calculs tant au niveau des modèles numériques qu'au niveau des reconnaissances concernant les conditions réelles du site.

Si la perfection des modèles numériques reste insuffisante pour décrire le comportement réel du site, les principales limitations résident dans la caractérisation complète des milieux permettant de fournir des données fiables et continues pour juger le caractère plus ou moins représentatif de ces calculs. Un suivi régulier de la cinématique du mouvement sur plusieurs années, accompagnés de mesures piézométriques et pluviométriques, aurait permis d'évaluer la vitesse du mouvement et la réponse des versants aux forçage hydro-climatiques. Cela facilite une analyse croisée de la pluviométrie et du niveau de la nappe phréatique, avec l'évolution des déplacements, en fonction des précipitations efficaces, ayant largement démontré leur rôle majeur dans le déclenchement des instabilités dans les deux secteurs étudiés.

## **Conclusion générale**

L'étude des versants instables implique la prise en compte d'un ensemble d'éléments relatifs à la définition des données géologiques, géomorphologiques et hydro-climatique concernant le site. L'héritage structural et la lithologie constituent également des points essentiels pour la maîtrise du processus d'instabilité et des différents facteurs de déstabilisation. Ces derniers sont cependant, considérés comme des variables évolutives clés qui gouvernent l'état d'équilibre. Ils fournissent ainsi des informations fondamentales dans la compréhension du comportement d'un versant instable, dont l'objectif principal est de suggérer le dispositif confortatif le plus adéquat.

Après un bilan bibliographique sur les différentes classifications des mouvements de terrain, leur genèse et les principaux facteurs intervenant dans une instabilité, un bref descriptif des outils et des approches de caractérisation est ajouté à cette partie. La diversité de ces applications permet ainsi d'envisager différentes méthodes de reconnaissance et d'analyse adaptées aux comportements et aux morphologies des versants étudiées, mais également aux facteurs d'influence considérés.

Deux glissements complexes ont été séparément étudiés à travers ce travail : Ain El Hammam et Tizirt, aux caractéristiques topographiques (relief, pente et altitude), lithologiques, et structurales différentes. Ces deux sites présentent pourtant des points communs, il s'agit en effet, de deux grands glissements dont le forçage météorologique et l'urbanisation intense sont, les principaux facteurs agissant sur l'activité et l'évolution de l'instabilité, ainsi que sur l'amplification des déformations. L'étude géologique et géomorphologique des deux secteurs a montré que les glissements de terrain affectent principalement les formations superficielles composées principalement de terrains meubles hétérogènes et d'une frange altérée du substratum. L'hypothèse a été renforcée par l'observation de coupes géologiques effectuées à base de séries de sondages et de données topographiques. Quoique le nombre de ces sondages et de piézomètres installés demeurent très insuffisant, toutefois, ils offrent un support essentiel pour avoir une idée sur la nature des terrains traversés et pour appréhender aussi bien la chronique des variations saisonnières du niveau aquifère, que la réponse de la nappe aux intempéries. L'interprétation des résultats des essais de laboratoire ont fourni des informations importantes sur le processus de rupture et la vulnérabilité des formations aux glissements. Des essais géophysiques ont également permis d'apporter quelques éléments complémentaires à la connaissance de ces formations et à la localisation de la rupture.

Notre travail s'est ainsi concentré sur la détection et la reconnaissance des facteurs de contrôle des deux glissements. La recherche des signes d'instabilité et le suivi de l'évolution des désordres impliqués par les mouvements, fournissent une aide précieuse sur l'estimation des dimensions des glissements, aussi bien en surface qu'en profondeur, ainsi qu'à l'extension latérale des zones affectées par les mouvements.

C'est principalement les fortes précipitations et l'urbanisation mal contrôlée sur des secteurs connus déjà instables, qui ont été reconnues comme facteurs déclenchant les mouvements. A Ain El Hammam la topographie joue aussi un rôle important dans la génération des instabilités notant que la ville est construite sur les sommets des montagnes qui constituent les

contreforts de la chaîne de Djurdjura. La ville de Tizirt est plutôt fondée sur l'aval d'un versant beaucoup moins escarpé, à proximité de la côte, les structures héritées de l'érosion marine constituent, un facteur non négligeable dans la réactivation des mouvements.

Pour le secteur de Tizirt on s'est intéressé aux réactivations des mouvements sur trois secteurs, dans lesquels ont été repérées de très anciennes et grandes coulées terreuses ayant donné un aspect morphologique particulier à la ville, notamment, sur la zone côtière. Ces secteurs connaissent de tout temps des réactivations qui engendrent des désordres spectaculaires et mettent en péril des vies humaines. Il en est de même pour le site d'Ain El Hammam où l'importance des désordres a entraîné même la démolition de certains immeubles.

L'étude de la stabilité des versants d'Ain El Hammam et de Tizirt nécessite de prendre en compte la complexité du problème qui fait appel au bon choix des méthodes de calcul et des lois de comportement. Les premières formulations élaborées pour l'analyse de la stabilité des pentes négligeaient certaines composantes telles que la géométrie, l'hétérogénéité des terrains, mais surtout, la présence d'une nappe d'eau. Son importance a suscité les géotechniciens à développer des approches et des méthodes numériques, permettant de pallier toutes ces difficultés. En outre, les méthodes de calcul à la rupture s'appuient sur le choix anticipé des plans de rupture. En dépit de ces méthodes qui prévoient une rupture circulaire ou plane, les modélisations numériques schématisent la rupture par la concentration des taux de déformation par cisaillement en utilisant des critères et des lois de comportement diverses. Ces méthodes ne se limitent pas à l'analyse de la stabilité mais elles permettent aussi les calculs en déformation. Des analyses sont élargies même pour la prise en compte des grandes déformations, à l'exemple de la méthode des différences finies utilisée principalement dans ce travail.

L'analyse de la stabilité a été développée, avec des modèles en 2D en utilisant deux codes de calculs Flac et Optum G2. Toutefois, le choix du modèle géométrique pour le site d'Ain El Hammam exige la prise en compte de l'aspect instable du versant opposé. Les zones du modèle, où la variation des contraintes est sensible au chargement, apparaissent donc comme essentielles et nécessaires à délimiter pour le choix des dimensions du modèle et des conditions aux limites. Dans ce travail, nous avons présenté des méthodologies permettant de mettre en évidence les interactions entre les différentes variables hydromécaniques évolutives caractérisant l'état d'équilibre de ces deux versants.

Les calculs ont permis de quantifier certaines valeurs clés, comme : le seuil critique de la nappe aquifère à partir duquel le site est considéré instable. Ce seuil est défini par une hauteur piézométrique située de 8 à 9 m de profondeur pour les deux sites étudiés.

L'analyse des domaines de concentration du taux de cisaillement a permis, plus particulièrement, d'identifier les zones de déformations excessives et les mécanismes de rupture correspondant à des comportements hydromécaniques variables. Il s'agit d'un empiétement de plusieurs ruptures localisées à l'interface massif rocheux-frange altérée de la roche. Les calculs à court terme sur le versant d'Ain El Hammam, en utilisant les méthodes d'analyse limite implémentées dans le logiciel Optum, ont pourtant mis en évidence

l'existence d'un glissement superficiel qui affecte la couche meuble sur une dénivelée d'environ 100 m. La prise en compte du chargement dû à l'urbanisation, modifie formellement le comportement des versants et donne naissance à l'extension du mouvement et l'apparition de nouveaux plans de rupture vers l'amont.

Les simulations numériques ont rendu possible le calcul en déformations ayant permis de représenter les déplacements de certains points en surface et en profondeur, mais également de les comparer aux mesures d'un suivi topométrique, ayant le pouvoir de fournir des informations sur l'évolution spatio-temporelle du versant d'Ain El Hammam. Les simulations numériques ne proposent cependant qu'une représentation spatiale de la déformation, le caractère temporel peut seulement être qualitatif. L'analyse des principaux résultats de l'étude a mis toutefois, en évidence quelques corrélations entre les calculs et les mesures in situ.

Les déplacements horizontaux calculés montrent une tendance similaire à celle des points auscultés au niveau de la partie supérieure du versant, néanmoins, la non cohérence des mesures avec les calculs à l'aval du versant peut s'expliquer par l'effet 3D qui définit des conditions topographiques complexes à ce niveau. Par ailleurs la concordance des résultats entre les mesures instrumentales et les calculs par Flac, prenant en compte la non linéarité des matériaux, est plus satisfaisante d'un point de vue général, que les calculs en petite déformation réalisés par Optum.

Hormis quelques points où les déplacements verticaux calculés sont en bon accord avec les mesures altimétriques, les simulations numériques ont montrés de nets écarts avec la déformation réelle au niveau d'autres points, ce qui est probablement dû à des différences locales de comportements qui ne peuvent pas être prises en compte dans les modèles numériques, ayant eu souvent recours à des hypothèses simplificatrices.

En revanche le suivi de la déformation en profondeur est parfaitement reproduit par les calculs, à l'échelle globale du versant et à l'échelle d'un profil linéaire, en effet, la déformabilité déterminée par Flac avoisinait correctement celle mesurée par l'instrumentation pour que l'on puisse estimer les résultats comme fiables.

En résumé, nous pouvons conclure à travers cette étude, que malgré certaines incertitudes sur la qualité des données réelles, combinées aux contraintes imposées par la modélisation, les calculs numériques de la stabilité et des déformations sont complémentaires et d'un apport important à la reconnaissance qualitative et quantitative des glissements de terrains étudiés. Cependant, la fiabilité des résultats exige strictement de bases de données riches et efficaces, tant sur les essais mécaniques qui doivent être représentatifs du comportement réel des matériaux, que sur les mesures instrumentales in situ qui nécessitent de couvrir la globalité du secteur étudié et de poursuivre les relevés sur de longues durées.

### **Perspectives**

Plus généralement, cette étude a permis de conjuguer l'analyse descriptive géologique géomorphologique, avec des reconnaissances et des quantifications physique et mécanique. Cette approche pluridisciplinaire offre de nombreuses perspectives, qui permettront d'apporter

des nouveaux points de vue et outils, au service de l'appréhension et la compréhension des phénomènes liés aux instabilités des versants.

Un travail plus approfondi mériterait d'être réalisé sur la prise en compte des paramètres géologiques structurels Cette perspective offrirait également l'opportunité d'optimiser le rôle de ces dernier dans l'infiltration des eaux et des écoulements hydriques souterrains.

La modélisation en 3D est aussi à prévoir pour l'étude des déplacements en surface permettant de circonscrire les limites des glissements avec les calculs numériques, et de distinguer les zones stables des zones instables en prenant en compte la variation des différentes caractéristiques hydrauliques et mécaniques.

L'approche probabiliste qui prend en compte l'évolution simultanée des différentes variables statistiques pourrait donner de nouveaux coefficients de sécurité ou potentiels de rupture pouvant être confrontés aux résultats du présent travail.

- Abacha I., 2015, Étude de la sismicité de la région Nord-Est de l'Algérie, Thèse de Doctorat, Université de Setif. 236 p.
- Akli S., 2008, Analyse de l'étude géotechnique- Zone de glissement Est « dite des 12 Bungalows » Tizirt, Mémoire de Master, EUROMED Marseille (France).
- ANTEA, HYDROENVIRONNEMENT, TTI, 2011, Étude des glissements de terrain de Tizirt, Rapports : Mission A, mission B, mission C et mission D, Juillet- Septembre 2011.
- ANTEA-HYDROENVIRONNEMENT-TTI, 2010, Étude du glissement de terrain d'Ain El Hammam – Rapport Mission A, mars 2010.
- ANTEA-HYDROENVIRONNEMENT-TTI, 2011, Étude du glissement de terrain d'Ain El Hammam – Rapports : Mission B, mission C et mission D Mai-Juin 2011.
- Bachmann D., 2006, Modélisation physique tridimensionnelle des mouvements gravitaires de grande ampleur en milieu rocheux, Thèse de Doctorat, Université de Nice-Sophia Antipolis – UFR sciences, 135p.
- Bemani Yazdi P., 2009, Modélisation de la stabilité des massifs rocheux avec prise en compte de l'endommagement des joints et des effets hydromécaniques, Thèse de doctorat, École Nationale des Ponts et Chaussées, Paris-Est, 237p..
- Benaissa A., 1989, Contribution à l'étude des mouvements de terrain de la région de Constantine (Algérie), Thèse de Doctorat, Université Grenoble 1, 114p.
- Benaissa A., 2003, Glissements de terrain, calcul de stabilité, OPU.
- Benmoussa S., 2013, Analyse numérique de l'influence de la stratification sur la portance des fondations superficielles, Thèse de Doctorat, Université de Biskra, 197p.
- Bièvre G., 2010, Caractérisation de versants argileux instables dans des conditions hydrogéologiques hétérogènes. Approche géophysique, Thèse de Doctorat, Université de Grenoble, 224p.
- Billaux D. et Dedecker F., 2018. Modélisation numérique des roches et fracturation : du continu au discontinu, *Revue Française de Géotechnique*, 155, 2.
- Bouaziz N. and Melbouci B. 2019, Characterization of Illiltan earth flow (Algeria). *Bulletin of Engineering Geology and environment*, Volume 18, Issue 1, p.669-689.
- Boudiaf A., 1996, Etude sismotectonique de la région d'Alger et de la Kabylie, (Algérie), Thèse de Doctorat, Univ. Scien. Tech. Languedoc, France, 274 p.
- Boudiaf A., Philip H., Coutelle A. et Ritz J. F., 1999, Découverte d'un chevauchement d'âge quaternaire au sud de la Grande Kabylie (Algérie), *Geodinamica Acta*, 12 :2, 71-80, DOI : 10.1080/09853111.1999.11105332.
- Boudiaf, A., Ritz, J.-F., and Philip, H., 1998, Drainage diversions as evidence of propagating active faults: Example of the El Asnam and Thenia faults, *Algeria: Terra Nova*, v. 10, no. 5, p. 236-244.

- Bougdal R., Larriere A., Pincet B., Panet M., et Bentaleb A., 2013, Les glissements de terrain du quartier Belouezded, Constantine, Algérie, Bull. Eng. Geol. Environ. 72, p.189-201, <https://doi.org/10.1007/s10064-013-0465-8>.
- Bounif A., Dorbath C., Ayadi A., Meghraoui M., Beldjoudi H., Laouami N., Frogneux M., Slimani A., Alasset P. J., Kharroubi A., Ousadou F., Chikh M., Harbi A., Larbes S., and Maouche S., 2004, The 21 May 2003 Zemmouri (Algeria) earthquake Mw 6.8: Relocation and aftershock sequence analysis, Geophysical Research Letters, Vol. 31, L19606, doi :10.1029/2004GL020586, 2004.
- Caire A., 1957, Étude géologique de la région des Biban (Algérie). Thèse Doct. Sc. Nat. Paris et Bull., Serv. Carte géol. Alg., n.s., n° 16, 2 t., 818 p., 149 fig., 6 pl., Alger.
- Campina B. M., 2005, Le rôle des facteurs géologiques et mécaniques dans le déclenchement des instabilités gravitaires : exemple de deux glissements de terrain des Pyrénées Atlantiques (Vallée d'Ossau et Vallée d'Aspe), Thèse de Doctorat, Université Bordeaux 1, 269p.
- Chalhoub M., 2010. Massifs rocheux : Homogénéisation et classification numériques, Mines Paris ParisTech Les presses.
- Charef N. Boumezmeur A. et Berrah Y., 2008, Etude géologique et mécanique des glissements de terrains dans la région de Souk ahras (Mechroha, Zaarouria et Hammam Tassa, International Conférence on Computation in Geotechnical Engineering, NUCG'08 p.147-154.
- Chen J., Yin JH., Lee CF., 2003, Upper bound limit analysis of slope stability using rigid finite elements and nonlinear programming, Canadian Geotechnical Journal, 2003, v. 40 n. 4, p. 742-752.
- Chen W. F. and Liu. X. L., 1990, Limit Analysis soil mechanics, Elsevier, 476p.
- Chen W. F., 1975, Limit Analysis and soil plasticity, J. Ross Publishing, 638p.
- Cochet M., 1984, Étude géologique de la stabilité des versants de la rive droite de l'arc entre Saint-Michel de Maurienne et la Praz (Savoie), Thèse de doctorat, Université de Caen Basse-Normandie, 331p.
- Colas G. et Pilot G. 1976. Description et classification des glissements de terrain. – Bull. Liaison Lab. P. et Ch., n° spécial, 21-30p.
- Cornforth D. H., 2005, Landslides in practice: investigation analysis, and remedial/preventive option in soils, Wiley and Sons, Hoboken, USA. ISBN 0-471-67816-3.
- Corominas, J., Moya, J., Ledesma, A., Lloret, A., and Gili, J. (2005). Prediction of ground displacements and velocities from groundwater level changes at the Vallcebre landslide (Eastern Pyrenees, Spain). Landslides, 2(2) :83-96.
- Costet J. et Sanglerat G., 1982, Cours pratique de mécanique des sols Tome 2- Calcul des ouvrages, DUNOD, 443p.
- Courme-Rault M. D. et Coutelle A., 1979, Étude du Miocène du bassin de Tizi Ouzou dans la région de Targuersift-Fréha et de Naciria (Algérie) In : Géologie Méditerranéenne. Tome 6, numéro 2, Micropaléontologie. P 347-356.
- Crozier M.J., 1986, Landslides causes, consequences and environment, London, Sydney, 252p.

- Crozier M.J., Deimel M.S., Simon J.S., 1995, Investigation of earthquake triggering for deep-seated landslides, Taranaki, New Zealand, *Quaternary International* 25 : 65-73 (1040-6182(94)00036-0)
- Cruden, D. M., and Varnes D. J., 1996, Landslide types and processes, In Turner, A. K. and Schuster, R. L., editors, *Landslide's investigation and mitigation*, volume 247, chapter 3, pages 36 (75. National Academic Press. Washington, USA).
- Dadouche F., Belabed L. et Zennir A., 2008. Analyse de la stabilité probabiliste des talus vis-à-vis du glissement, *International Conférence on Computation in Geotechnical Engineering NUCGE'08*.
- Dapples F., 2002, Instabilités de terrain dans les Préalpes fribourgeoises (Suisse) au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène : influence des changements climatiques, des fluctuations de la végétation et de l'activité humaine, Thèse de Doctorat, Université de Fribourg, Suisse 162p.
- Delmonaco G. and 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.
- Delteil, J., 1974, Tectonique de la chaîne alpine en Algérie d'après l'étude du Tell oranais oriental (Monts de la Mina, Beni Chougrane, Dahra), Thèse Doct. Sc. Nat., Nice, 258p.
- Desodt C. Launay H, Horsin Molinaro H., 2017, Les glissements de terrain, modélisation et prévision, EDUSCOL-STI : <http://eduscol.education.fr/sti/si-ens-paris-saclay>.
- Dewitte D., 2006, Cinématique de glissements de terrain et prédiction de leur réactivation : approche probabiliste dans la région d'Oudenaarde, Thèse de Doctorat, Université de Liège, 213p.
- Dikau R., Brunsten D., Schrott L., Ibsen M., 1996a, *Landslide recognition: identification, movement and causes*, Wiley, 251p.
- Djerbal L. and Melbouci B., 2013, Contribution to the mapping of the landslide of Ain El Hammam (Algérie), *Advanced Materials Research*, Vol. 601 p. 332-336.
- Djerbal L. et Melbouci B., 2012, Le glissement de terrain d'Ain El Hammam (Algérie) : causes et évolution. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*. Vol. 71.
- Djerbal L., 2013, Analyse des mécanismes de déformations et de la rupture progressive du versant instable d'Ain El Hammam, Thèse de Doctorat, UMMTO (Algérie), 136p.
- Djerbal L., Boudjemia F. and Melbouci B., 2013, Influence of the hydro-climatology of the evolution of Ain El Hamma landslide (Algeria) ICGE13, du 21 au 23 février 2013, Hammamet, Tunisie., p. 861-867.
- Domzig A., 2006, Déformation active et récente, et structuration tectono-sédimentaire de la marge sous-marine algérienne, Thèse de Doctorat, Université de Bretagne occidentale, 332p
- Droniuc N., Magnan J. P., Mestat P. et Humbert P., 2005, Introduction de la méthode cinématique régularisée dans CESAR-LCPC (module LIM1), *Bulletin des Laboratoire des Ponts et Chaussées*, Réf. 4569 - p. 135-148.

- Dubois L., Dauphin S. et Rul G., 2016, Le glissement du Chambon : évolution du phénomène et gestion de crise, *Revue Française de Géotechnique*, 148, 2.
- Durand-Delga M., 1969, Mise au point sur la structure du Nord-Est de la Berbérie. Publ. Serv. Géol. Algérie, n°39, p.89-131.
- Duran-Delga M ; Vila, 1971, Définition d'un flysch massylien et d'un flysch mauritanien au bassin des flyschs allochtones de L'Algérie. C.R. Acad. Sc. Parie.
- Duran-Delga M., 1955 ; Étude géologique de L'Ouest de la Chaîne numidique. Thèse Sc. Paris. Publ. du Service de la Cart géologique de l'Algérie, (2), Stratigraphie, Descriptions régionales. Bulletin. N° 24, p. 247-251.
- Durville J. L., 2016, Note sur les calculs de stabilité des talus avec surface de rupture polygonale, *Revue Française de Géotechnique*, 143, 3.
- Faure R. M., 1985, Analyse des contraintes dans un talus par la méthode des perturbations, *Revue Française de Géotechnique* N°33. p. 50-59.
- Faure R. M., 2000, L'évolution des méthodes de calcul en stabilité des pentes, Partie I : Méthodes à la rupture, *Revue française de géotechnique* N° 92 3<sup>ème</sup> trimestre, pp. 3-6.
- Fayard F. 2010, Génération de MNT d'une zone montagneuse par radargrammetrie et approche multi-fenêtre, Thèse de Doctorat, INSA de Rennes, 171p.
- Fell R, Hungr O, Leroueil S, Riemer W. 2000. Keynote lecture: geotechnical engineering of the stability of natural slopes, cuts and fills in soils. In: GEOENG 2000, Melbourne.
- Ficheur E., 1890, Description géologique de la Kabylie du Djurdjura, Étude spéciale des terrains tertiaires, Imprimerie Pierre Fontana et Cie, Alger. 454 p.
- Ficheur E., 1890, Les terrains éocènes de la Kabylie du Djurdjura, Étude géologique, Thèse de Doctorat, Faculté des sciences de Paris.
- Flageollet J. C., 1989, Les mouvements de terrain et leur prévention, Masson.
- Flageollet J. C., 1996, The time dimension in the study of the mass movements, *Geomorphology*, 15, pp. 185-190.
- Fleurisson A., 2001, Structures géologiques et stabilité des pentes dans les massifs rocheux : description, analyse et modélisation, *Revue française de géotechnique* N° 95/96 2<sup>ème</sup> et 3<sup>ème</sup> trimestre 2001, pp. 103-116.
- Fressad M., 2006, Les glissements de terrain du Pays d'Auge continental (Normandie, France) Caractérisation, cartographie, analyse spatiale et modélisation, Thèse de doctorat, Université de Caen Basse-Normandie, 331p.
- Garnier D., 1995, Analyse par la théorie du calcul à la rupture des facteurs de réduction de la capacité portante de fondations superficielles, Thèse de Doctorat, Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, 216p.
- GEOMAG, 2014, Rapport- Étude du glissement de terrain de Tizirt et méthodologie de confortement.

- GEOMICA, 2006, Rapport Interne- Étude géotechnique de la zone de glissement et de tassement d'Ain El Hammam – phase I.
- GEOMICA, 2009, Rapport Interne Étude géotechnique de la zone de glissement et de tassement de Ain El Hammam - Travaux de la phase II.
- Girault F. et Terrier M., 1994, Analyse par photogramétrie des mouvements de terrain application aux sites de la clapière, du Friolin, de Boulc et de l'Harmalière, BRGM, Service Géologique National, France.
- Gominet S., 2005, Définition et typologie des mouvements de terrain, Risques Infos N°16.
- Gravanis E., Pantelidis L. and Griffiths D.V., 2014, An analytical solution in probabilistic rock slope stability assessment based on random fields, *Int J Rock Mech Min Sci.* 71:19 – 24.
- Guirous L., Dubois L. and Melbouci B. 2014. Contribution à l'étude du mouvement de terrain de la ville de Tizirt (Algérie), *Bulletin of Engineering Geology and environment*, Volume 73, Issue 4, p. 971-986.
- Guzzetti F., Carrara A., Cardinali M., et Reichenbach P., 1999, Landslide's hazard evaluation: a review of current techniques and their application in a multi-scale study, Central Italy. *Geomorphology*, n° 31, p. 181-216.
- Hannouche M. et Nechem D., 2010, Contexte Géologique et Hydrogéologique de la Vallée de L'oued Kebir Ouest, Nord Est Algérien, *International Network Environmental Management Conflicts*, <http://www.igetecon.org/revista>, pp. 107-112.
- Henry J.B., 1999, Modélisation numérique du glissement de terrain de Super Sauze par voie de photographie aérienne, Rapport de stage, Université Louis Pasteur, Strasbourg.
- Hernandez M., 2009, Développement d'une méthodologie et d'outil pour la cartographie probabiliste des aléas gravitaires dans les formations superficielles, Thèse de Doctorat, Université de Nice-Sophia Antipolis, France, 282p.
- Hungr O., Evans S.G., Bovis M.J., Hutchinson J.N., 2001, A review of the classification of landslides of flow type, *Environmental & Engineering Geoscience* 8(3):221-238.
- Ietto F., Perri F. and Cella F., 2018, Weathering characterization for landslides modeling in granitoid rock masses of the capo Vaticano promontory (Calabria, Italy), *Landslides* 15:43 – 62.
- Ismail Elamin H., David Rogers J., Farooq Ahmed M., Lynn Usery E. and Abdelsalam Mohamed G., 2018, Landslide susceptibility mapping of Blue Nile and Tekeze River Basins using oblique rainfall-aspect rasters, *Bull. Eng. Geol. Environ.*, 77:1311–1329.
- ITASCA CONSULTING GROUP. FLAC3D - User's Guide. 2002.
- Iverson R. M., 2000, Landslide triggering by rain infiltration, *Water Resources Research*, 36(7) :1897-1910.
- Jakob, M., and Hungr, O., 2005, *Debris Flow Hazards and Related Phenomena*, Springer Verlag, Heidelberg, Germany, in association with Praxis Publishing Ltd., Chichester,

- Jenck O., 2005, Le renforcement des sols compressibles par inclusions rigides verticales. Modélisation physique et numérique, Thèse de Doctorat, Institut National des Sciences Appliquées de Lyon, 383p.
- Jongmans, D., Bièvre, G., Schwartz, S., Renalier, F., and Bearez, N., 2009, Geophysical investigation of the large Avignonet landslide in glaciolacustrine clays in the Trièves area (French Alps), *Engineering Geology*, 109 :45–56.
- Kechidi. Z., 2010, Application des études minéralogiques et géotechniques du schiste au glissement de terrain d'Ain El Hammam. Mémoire Master, université de Tizi-Ouzou (Algérie).
- Keefer D.K., 2002, Investigating landslides caused by earthquakes—a historical review, *Surveys in Geophysics* 23(6) : 473-510 (doi: 10.1023/A:1021274710840).
- Khemissa M. et Seddiki A., 2008, Analyse des facteurs d'instabilité du versant d'Aomar (wilaya de Bouira). International Conférence on Computation in Geotechnical Engineering NUCGE'08, pp.141-146.
- Khemissa M., 2006, Méthodes d'analyse de la stabilité et techniques de stabilisation des pentes Journées Nationales de Géotechnique et de Géologie de l'Ingénieur, Lyon (France), p 9-16.
- Khoa H. D. V., 2005, Modélisations des glissements de terrain comme un problème de bifurcation, Thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble, 214p.
- Kim J., Salgado R., Yu H. S., 1999, Limit analysis of soil slopes subjected to pore-water pressures, *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, pp. 49-58.
- Kourdey A., 2002, Une approche mixte (numérique/équilibre limite) pour le calcul de stabilité des ouvrages en terre « Développement et application aux talus et barrages », Mémoire de thèse au LAEGO à l'école des mines de Nancy, pp. 162.
- Kourdey A., Al Heib M., 2006, Stabilité des ouvrages en terre, développement d'une méthode mixte (numérique et équilibre limité), Journées Nationales de Géotechnique et de Géologie de l'ingénieur (JNGG 2006), Lyon, France, pp. I\_81-88.
- Ladd G.E., 1935, Landslides subsidences and rock falls as problems for the rail-road engineer, B. Amer. Ry Eng. Assoc., 37, n° 377, 72 p.
- Lafifi B., Darve F., Guenfoud M., 2008, Identification des zones potentiellement instables sous chargement dynamique en utilisant l'approche pseudo statique, Séminaire Nationale de Génie Civil (SNGC 2008) Annaba.
- Laflamme A. J., 2010, Analyse intégrée de la stabilité des pentes de la fosse portage du projet minier Meadowbank, Thèse de Doctorat, Université Lava Québec, 153p.
- Lebourg T., 1997a, Analyse de la stabilité des glissements de terrain appliquée à des dépôts morainiques (Verdun-sur-Ariège, Pyrénées Centrales). Rapport de DEA Ecole Centrale Paris, 130p.
- Lebourg T., 2000, Géologie appliquée analyse géologique et mécanique de glissements de terrain dans des moraines des Pyrénées centrales et occidentales (France), Thèse de Doctorat, Université Bordeaux I, 361p.

- Li D.Q, Zheng D., Cao Z.J., Tang X.S. and Phoon K.K. 2016. Response surface methods for slope reliability analysis: review and comparison, *Eng Geol* 203:3 – 14.
- Lissack, C, 2012, Les glissements de terrain des versants côtiers du Pays d’Auge (Calvados) : Morphologie, fonctionnement et gestion du risque, Thèse de Doctorat, Université de Caen Basse-Normandie, 316.
- LNHC, 2002, Étude géotechnique de la zone de glissement 1<sup>ière</sup> tranche-Tigzirt, dossier N° 6.0.120.2002.
- LNTPB, 1973, Rapport Interne Marché de Ain El Hammam, étude géologique et géotechnique du glissement.
- Magnan J. P. et Mestat, 1997, Mécanique des milieux continus appliquée aux sols, Lois de comportement et modélisation des sols, c218 v1.
- Magnan J. P., 1998, stabilisation des glissements de terrains, Guide technique, LCPC
- Maillot, B. and Leroy Y. M., 2006, Kink-fold onset and development based on the maximum strength theorem, *Journal of the mechanics and Physics of Solids*, 54, 2030-2059.
- Malet J.-P., Remaître A., Ancey C., Locat J., Meunier M. et Maquaire O., 2002, Caractérisation rhéologique des coulées de débris et des laves torrentielles du bassin marneux de Barcelonnette (Alpes-de-Haute-Provence, France). Premiers résultats, *Rhéologie*, Vol.1, p 17-25.
- Mangeney A., 2005, Les glissements de terrain : des outils pour évaluer les risques, *Anales des mines*.
- Maquaire O, 2002, Aléas géomorphologiques (mouvements de terrain), processus, fonctionnement, cartographie, mémoire de recherche HDR, Université Louis Pasteur – Strasbourg I, France, 219 pp.
- Martins-Campina B., 2005, Le rôle des facteurs géologiques et mécaniques dans le déclenchement des instabilités gravitaires : exemple de deux glissements de terrain des Pyrénées Atlantiques (Vallée d’Ossau et Vallée d’Aspe), thèse de doctorat, université Bordeaux 1, 269p.
- 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.
- Meghraoui M., Maouche S., Chemaï B., Cakir Z., Aoudia A., Harbi A., Alasset P.-J., Ayadi A., Bouhadad Y., and Benhamouda F., 2004, Coastal uplift and thrust faulting associated with the Mw = 6.8 Zemmouri (Algeria) earthquake of 21 May, 2003, *Geophysical Research Letters*, Vol. 31, L19605, doi:10.1029/2004GL020466, 2004.
- MEMEE, Maroc, 2008, Étude pour la réalisation d’une cartographie et d’un système d’information géographique sur les risques majeurs au Maroc, Rapport d’identification des risques de glissements de terrain.

- MEMEE-DSRP, 2008, Identification des risques- les glissements de terrain, Étude pour la réalisation d'une cartographie et d'un système d'information géographique sur les risques majeurs au Maroc.
- Meyerhof G. G., 1957, Resting on a single homogeneous layer The Ultimate Bearing Capacity of Foundations on Slopes. Proc 4th Int Conf Soil Mech Found Eng Lond 1 pp.384–38.
- Michalowski R. L. 1995. Slope stability analysis: a kinematical approach, *Geotechnique* 45, No. 2, pp. 283-293. CENEAP 2010. Étude relative à la délimitation et à la caractérisation des zones de montagne et des massifs montagneux du Djurdjura, phase n°2 : analyse prospective de l'état des lieux du massif version corrigée n°3.
- Michalowski, R. L., 1995, Slope stability analysis: a kinematical approach, *Géotechnique* 45, No. 2, p. 283-293.
- Millies Lacroix A., 1981, classification des talus et des versants instables, Risques géologiques, mouvements de terrains, *Bull. Liaison Lab. Ponts et chaussées*, p.55-62.
- Nadaya CUBAS, 2009, Séquences de chevauchement, prédictions mécaniques, validation analogique et application à la chaîne de l'Agrio, Argentine Thèse de doctorat Université Paris XI.
- Nemeok A., Pasek J., and Rybar J., 1972, Classification of Landslides and Other Mass Movements, *Rock Mechanics* 4, 71-78, by Springer-Verlag.
- Nouaouria M. S. et Guenfoud M., 2008, Analyse de la stabilité des pentes par les méthodes probabiliste Séminaire Nationale de Génie Civil, (SNGC, 2008).
- OPTUM COMPUTATIONAL ENGINEERING, 2014, Optum G2: Theory.
- Oswald D., 2003, Analyse de l'activité de glissements de terrain et relation avec les conditions climatiques : Exemples dans les Préalpes fribourgeoises (Suisse), Thèse de Doctorat, Université de Fribourg, Suisse, 151p.
- Palis E., 2017, Étude du comportement post-rupture de versants instables par l'observation et l'instrumentation Thèse de doctorat, Université Côte d'Azur, 258p.
- Pierre Martin, 2007, Ces risques que l'on dit naturels, Editions Eyrolles.
- Pisani G., Castelli M. and Scavia C., 2010, Hydrogeological model and hydraulic behaviour of large landslide in the Italian Western Alps. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, pp. 2391-2406.
- Pollet N. (2004), Contribution à l'analyse des mouvements gravitaires rapides de grande ampleur par la comparaison des matériaux sources et des dépôts : exemples alpins, *Bulletin of Engineering Geology and the Environment* 63:353-365 (doi: 10.1007/s10064-003-0222-5).
- Prime N., Dufour F., Darve F., 2010, Modélisation des glissements de terrain par une méthode éléments finis avec particules lagrangiennes, *Journées Nationales de Géotechnique et de Géologie de l'Ingénieur*, Grenoble, pp.513-520.
- Raulin P., Rouquès et Toubol A., 1974, Calcul de la stabilité des pentes en rupture non circulaire, Rapport de recherche N° 36, Laboratoire des Ponts et Chaussées.

- Renalier F., 2010, Caractérisation sismique de sites hétérogènes à partir de méthodes actives et passives : variations latérales et temporelles. PHD thesis, Université Joseph Fourier, Grenoble, France.
- Saadallah A., 1992, Le cristallin de la grande Kabylie (Algérie) : sa place dans la chaîne des Maghrebides, Thèse de Doctorat d'Etat, UTHB (Alger), 260p.
- Salençon, J., 1983, Calcul à la rupture et analyse limite, Presses de l'Ecole National des Ponts et Chaussées, Paris, 366p.
- Sauret B., 1987, Coulées boueuses. Laves torentielles, Bulletin de liaison LCPC, Réf. 3203 p. 65-75.
- Schillinger L., Daudon D., Flavigny E., 1996, Modélisation numérique de la stabilité de plaques de neige. Programme de recherche 1996, Pôle Grenoblois d'Études et de Recherche pour la Prévention des Risques Naturels.
- Sequeira Nunes Antão A. M, 1997, Analyse de la stabilité des ouvrages souterrains par une méthode cinématique régularisée. Thèse de Doctorat, École Nationale des Ponts et Chaussées, 216p.
- Slimi A. et Laure J.P., 2010, Risques de glissement et aménagements : l'exemple du glissement d'un remblai autoroutier à l'ouest de Bouira (Grande Kabylie, Algérie), *Physio-Geo-Géographie physique et environnement*, Volume 4, p.87-106, <https://doi.org/10.4000/physio-geo.1147>.
- Sloan S. W., 1989, Upper bound Limit Analysis using Finite Elements and Linear Programming, *International Journal for Numerical and Analytical Methods in Geomechanics*, 13, p.263–282.
- Sloan S.W. and Kleeman P.W., 1995, Upper bound limit analysis using discontinuous velocity fields, *Comp. Meth. Appl. Mech. Engrg.*, 127, p. 293–314.
- Souloumiac P., Leroy Y.M. Maillot B. et Krabbenhøft K., 2009, Predicting stress distributions in fold-and-thrust belts and accretionary wedges by optimization, in press.
- Terzaghi K., 1925, *Erdbaumechanik*, Franz Deuticke, Leipzig, 391 p.
- Thiébaud J., 1951, *Étude géologique des terrains métamorphiques de la grande Kabylie*, Toulouse Edouard Privat, Editeur.
- Tibaldi A., Ferrari L., Pasquarè G., 1995, Landslides triggered by earthquakes and their relations with faults and mountain slope geometry: an example from Ecuador, *Geomorphology* 11:215-226 (SSID0169-555X(94)00060-3).
- Touitou D., 2002, Apport de la modélisation et de l'instrumentation dans l'analyse de la stabilité et de la déformation à long terme d'un massif granitique, Thèse de Doctorat, Ecole Nationale des Ponts et Chaussées.
- Tullen P., 2002, Méthodes d'analyse du fonctionnement hydrogéologique des versants instables, Thèse de doctorat, École Polytechnique Fédérale de Lausanne.
- Tullen P., Parriaux A., Turberg P. et Marcuard C. M., 2001. Instabilité déclenchée par l'évènement climatique particulier de l'hiver 1999 : exemple dans les Alpes vaudoises,

- Suisse. Revue française de géotechnique N° 95/96 2<sup>ème</sup> et 3<sup>ème</sup> trimestre 2001. UK. (27 chapters, 720 pages).
- URBAB, 2019, Rapport de diagnostic technique des bâtiments touchés par les glissements dans la commune d'Ain El Hammam.
- Van Asch Th.W.J., Van Beek L.P.H. et Bogaard T.A., 2007, Problems in predicting the mobility of slow-moving landslides. *Engineering Geology* 91 (2007) 46 – 55.
- Varnes D. J., 1958, Landslide Types and Processes, in *Landslide and Engineering Practice* (Eckel, E. B., ed) HRB, Special Rept. 29, p. 20-47.
- Varnes D. J., 1984, Landslide's hazard zonation: a review of principles and practice. *Natural hazard*, 3, 63p.
- Varnes, D.J., 1978, Slope Movement Types and Processes. In *Special Report 176: Landslides: Analysis and Control* (R.L. Schuster and R.J. Krizek, eds.), TRB, National Research Council, Washington, D.C., p. 11-33.
- Vaunat J. Leroueil S. et Faure R. M., 1994, Slope movement: A geotechnical perspective, *Proceedings 7th IAEG congress Lisboa*, p. 11-33.
- Wu LZ, Liu GG, Wang LC, Zhang LM, Li BE and Li B., 2016, Numerical analysis of 1D coupled infiltration and deformation in layered unsaturated porous medium, *Environ Earth Sci.* 75:761.
- Wu Q., Tang H., Ma X., Wu Y., Hu X., Wang L., Criss R., Yi Yuan and Xu Y., 2019, Identification of movement characteristics and causal factors of the Shuping landslide based on monitored displacements, *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 78:2093.
- Yanai, S., Usui G., 1987, The evaluation of slopes stability by tephrochronology in central Hokkaido, Japan. *Landslide 87<sup>th</sup>, 5<sup>th</sup> ICFL, Conférence Proceedings*, p. 165-169.
- Yelles-Chaouche A., Boudiaf A. ; Djellit H. et Bracene R., 2006, La tectonique active de la région nord-algérienne. *C. R. Geoscience* 338 p. 126–139.
- Yelles-Chaouche, A.K., H. Djelit and M. Hamdache, 2003, The Boumerdes-Algiers (Algeria) earthquake of May 21st, 2003 (Mw=6.3), *Newsletter of the EMSC*, 20, September 2003, 3-5.
- Zaruba Q. Menci V., 1969, *Landslides and their control*, Elsevier, Acadimia Prague, 205 p.
- Zerarka H., Akchiche M. et Prunier F., 2017, Numerical modeling to predict the spread of landslide of schist's area under climatic event of Ain El Hammam (Algeria), *Arab J Geosci* (2017) 10 :370.

**Tableau A1** : Résultats de levés GPS effectués en octobre et novembre 2019. (URBAB, 2019).

| Points | Coordonnées initiales<br>(08/10/2019) |             |          | Coordonnées finales<br>(04/11/2019) |             |          | Déplacements<br>(mm) |    |    |
|--------|---------------------------------------|-------------|----------|-------------------------------------|-------------|----------|----------------------|----|----|
|        | X                                     | Y           | Z        | X                                   | Y           | Z        | 9                    | -1 | -4 |
| P1     | 617000,721                            | 4048338,769 | 1109,765 | 617000,730                          | 4048338,768 | 1109,722 | 9                    | -1 | -4 |
| P2     | 616961,805                            | 4048363,700 | 1109,365 | 616961,814                          | 4048363,699 | 1109,322 | 9                    | -1 | -4 |
| P3     | 617066,915                            | 4048274,242 | 1105,948 | 617066,924                          | 4048274,241 | 1105,905 | 9                    | -1 | -4 |
| ST1    | 616971,430                            | 4048380,769 | 1117,880 | 616971,439                          | 4048380,768 | 1117,837 | 9                    | -1 | -4 |
| ST2    | 616914,851                            | 4048408,600 | 1114,148 | 616914,860                          | 4048408,599 | 1114,105 | 9                    | -1 | -4 |
| ST3    | 616950,091                            | 4048341,557 | 1101,733 | 616950,100                          | 4048341,556 | 1101,716 | 9                    | -1 | -2 |
| ST4    | 617016,693                            | 4048347,268 | 1118,281 | 617016,702                          | 4048347,267 | 1118,238 | 9                    | -1 | -4 |
| ST5    | 616992,442                            | 4048268,983 | 1094,027 | 616992,451                          | 4048268,982 | 1094,046 | 9                    | -1 | +2 |
| ST6    | 617095,037                            | 4048249,048 | 1110,913 | 617095,046                          | 4048249,047 | 1110,906 | 9                    | -1 | -1 |
| ST7    | 617061,077                            | 4048292,913 | 1112,295 | 617061,086                          | 4048292,912 | 1112,252 | 9                    | -1 | -4 |
| ST8    | 617088,317                            | 4048295,570 | 1114,932 | 617088,326                          | 4048295,569 | 1114,889 | 9                    | -1 | -4 |
| ST9    | 617123,978                            | 4048260,292 | 1114,324 | 617123,987                          | 4048260,291 | 1114,354 | 9                    | -1 | +3 |

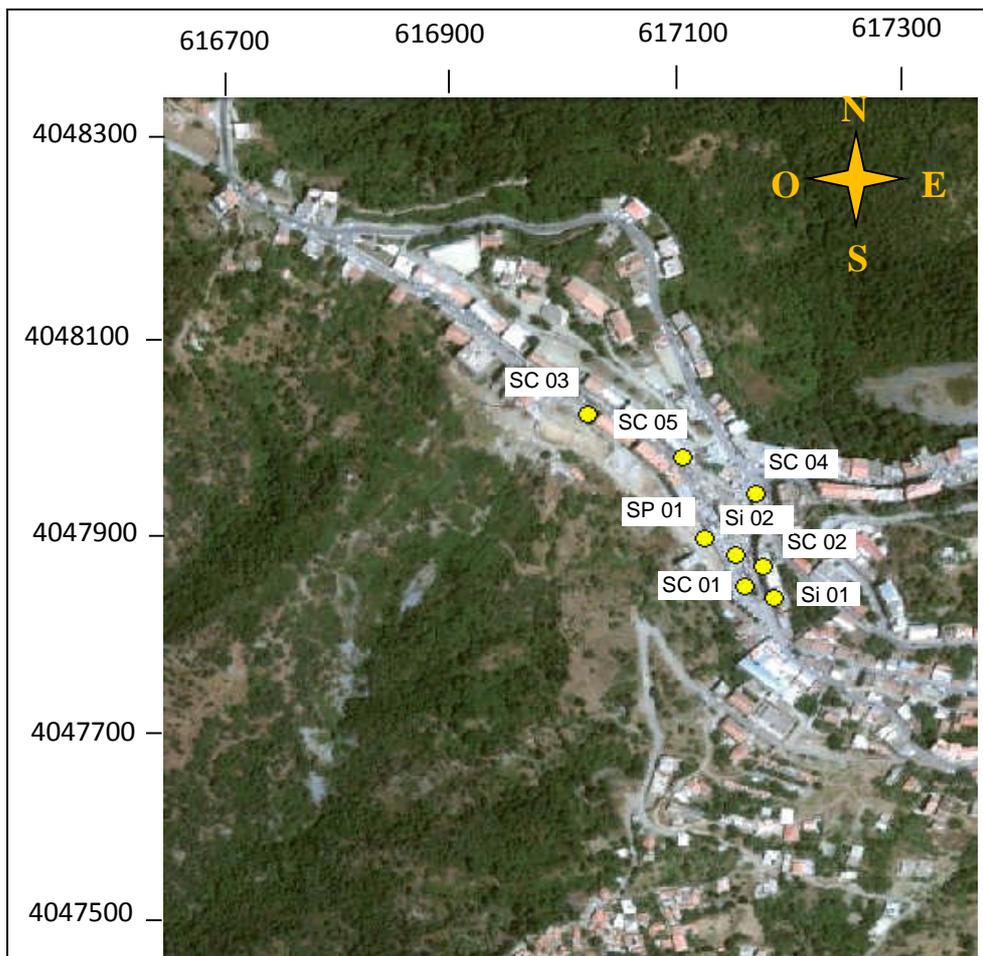


Figure A1. Position des sondages dans la région d'Ain El Hammam.

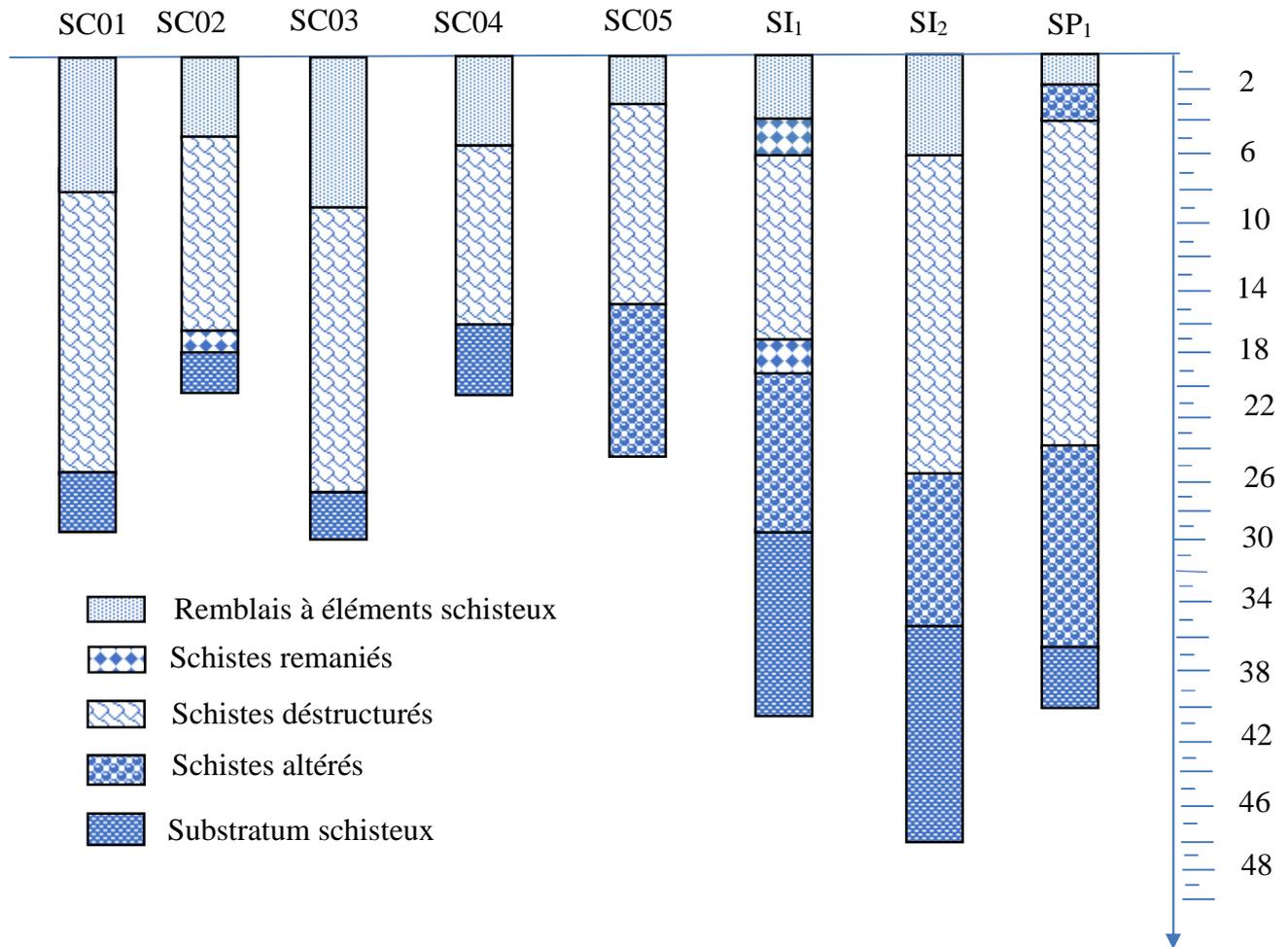


Figure A2. Logs des sondages réalisés sur le site d'Ain El Hammam.

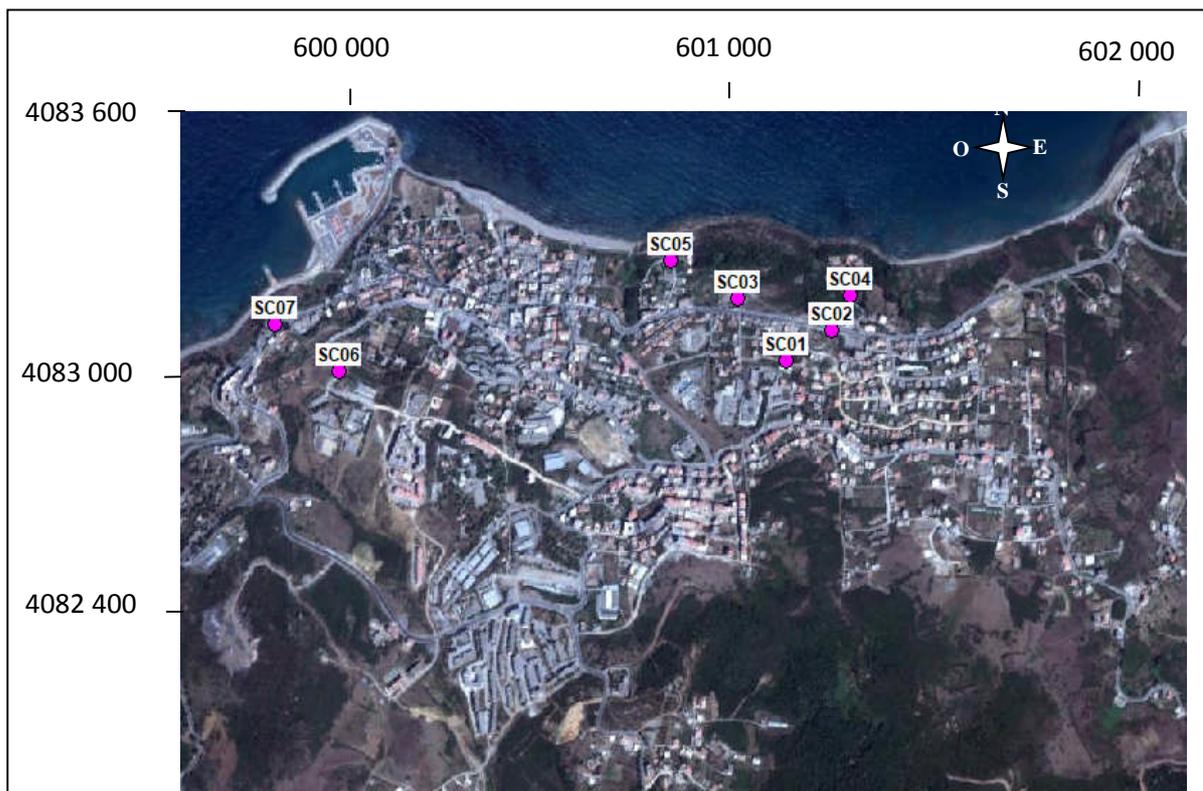


Figure A3. Position des sondages dans la région de Tizirt.

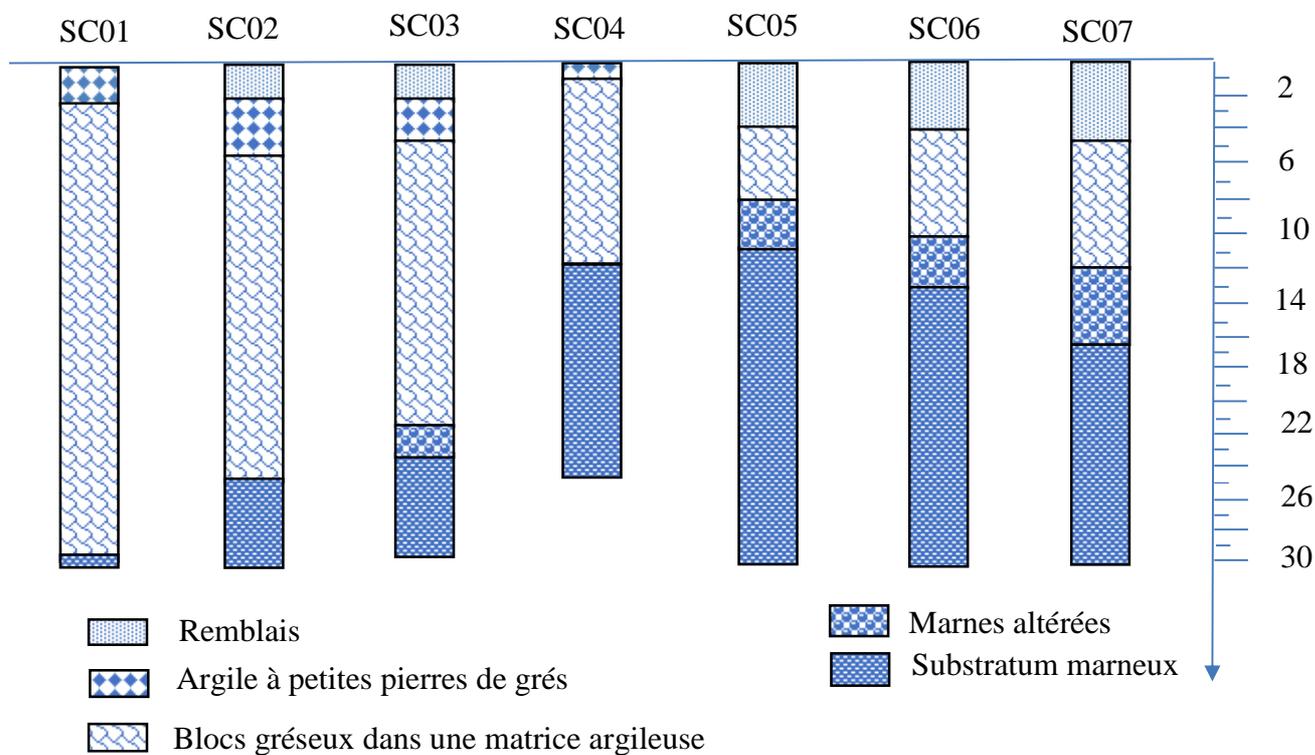


Figure A4. Logs des sondages réalisés sur le site de Tizirt.

## B1. Modèle de Mohr-Coulomb

Le modèle de Mohr-Coulomb est un modèle qui permet de décrire de manière approchée le comportement des géomatériaux. Il s'agit d'un modèle élastique parfaitement plastique (pas d'écrouissage, surface de charge confondue avec la surface de rupture et fixe dans l'espace des contraintes). Autrement dit, ce modèle est utilisé pour représenter la déformation élastique linéaire et la rupture en cisaillement des sols et des roches. Cette loi de comportement se caractérise par une élasticité linéaire isotrope de Hooke ( $E, \nu$ ), une surface de charge et un potentiel plastique.

Le modèle de Mohr Coulomb permet de simuler la rupture par cisaillement dont la règle d'écoulement est généralement non associée, il est défini principalement par deux paramètres, la cohésion et l'angle de frottement.

Pour simuler le comportement des sols avec ce modèle, deux paramètres d'élasticité et quatre paramètres mécaniques de plasticité sont nécessaires, outre la masse volumique ( $\rho$ ). Ces paramètres sont déterminés couramment à partir des résultats d'essais de laboratoire (œdomètre et appareil triaxial) (Touitou, 2002 et Mestat, 2002 in Jenck, 2005), il s'agit de :

- Module d'incompressibilité élastique ( $K$ ),
- Le module de cisaillement élastique ( $G$ )
- La cohésion ( $C$ ),
- Angle de frottement interne ( $\varphi$ ),
- Angle de dilatance ( $\psi$ ),
- La résistance à la traction  $\sigma^t$ .

L'enveloppe de rupture est définie par l'équation suivante :

$$f = \sigma_1 - \sigma_3 - (\sigma_1 + \sigma_3)\sin\varphi - 2c\cos\varphi = 0$$

Sur ce critère la contrainte intermédiaire  $\sigma_2$  n'intervient pas, la cohésion et l'angle de frottement représentent ici les paramètres résiduels.

Dans l'espace des contraintes principales, ce critère est représenté par une surface de rupture assimilée à une pyramide de section hexagonale ayant pour axe la droite d'équation  $\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$  (Figure B.1).

L'intégration de ce modèle dans Flac nécessite que les contraintes principales  $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$  soient utilisées hors plan de contrainte,  $\sigma_{zz}$ . Les contraintes principales et les directions principales sont évaluées à partir des composantes du tenseur des contraintes, dans l'ordre suivant, sachant que les contraintes de compression sont négatives.

$$\sigma_1 \leq \sigma_2 \leq \sigma_3$$

L'incrément de déformation correspondant sont définis par  $\Delta e_1, \Delta e_2, \Delta e_3$ . Ils sont décomposés en partie élastique et partie plastique comme suit :

$$\Delta e_i = \Delta e_i^e + \Delta e_i^p \quad i=1,3.$$

**B.1. Définition de la loi d'élasticité incrémentale.**

Dans cette relation la partie plastique n'intervient que dans la phase d'écoulement plastique.

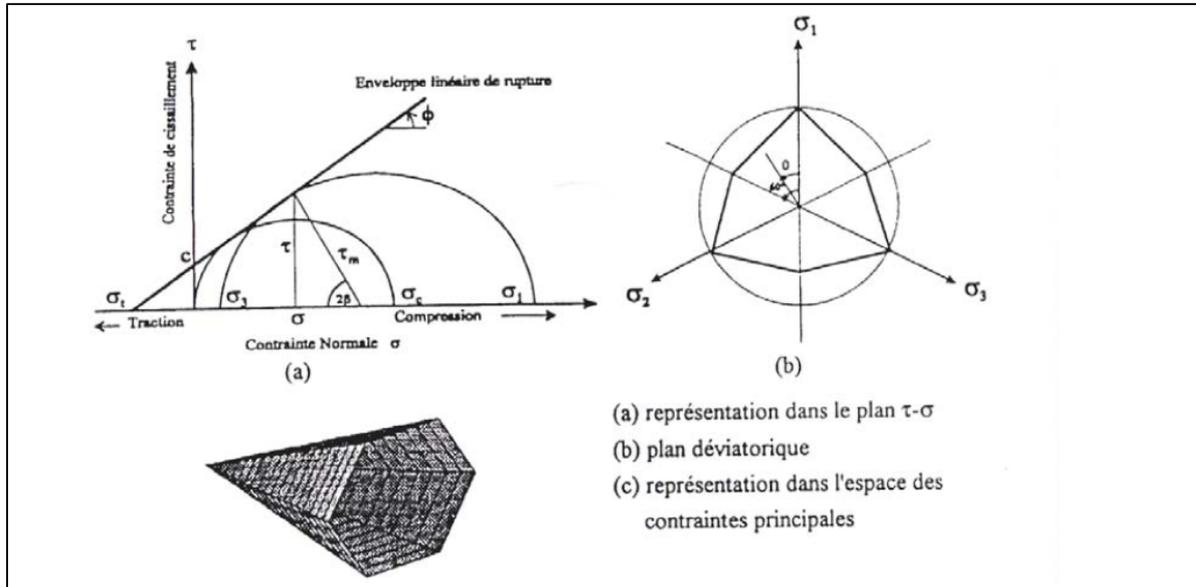


Figure B.1. Représentation graphique du critère de rupture de Mohr Coulomb (Jenck, 2005).

La loi de Hook exprimant l'incrément en termes de contraintes et de déformations principales s'écrit comme suit :

$$\Delta\sigma_1 = \alpha_1 \Delta e_1^e + \alpha_2 (\Delta e_2^e + \Delta e_3^e)$$

$$\Delta\sigma_2 = \alpha_1 \Delta e_2^e + \alpha_2 (\Delta e_1^e + \Delta e_3^e)$$

$$\Delta\sigma_3 = \alpha_1 \Delta e_3^e + \alpha_2 (\Delta e_1^e + \Delta e_2^e)$$

Avec :  $\alpha_1 = \frac{K+4G}{3}$  et  $\alpha_2 = \frac{K-2G}{3}$ .

**B.2. Définition de la surface de charge et du potentiel de rupture dans Flac**

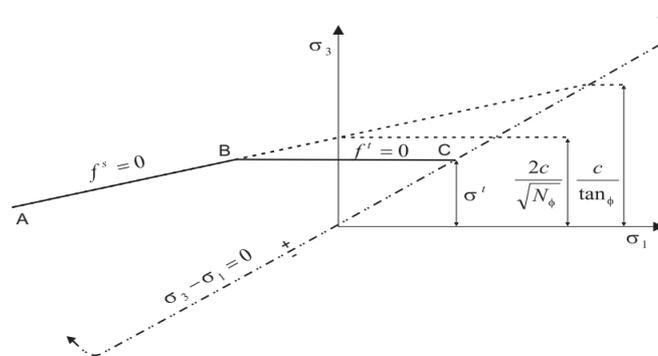


Figure B.2. Représentation graphique du critère de rupture de Mohr Coulomb dans Flac.

Dans l'ordre de contraintes définies par l'équation  $\sigma_1 \leq \sigma_2 \leq \sigma_3$ , le critère de rupture peut être représenté dans le plan  $(\sigma_1, \sigma_3)$  comme montré sur la figure B2.

L'enveloppe de rupture est définie de A à B par la fonction de charge de Mohr-Coulomb suivante :

$$f^s = \sigma_1 - \sigma_3 N_\varphi + 2c\sqrt{N_\varphi}.$$

Et de B à C par la fonction de charge en tension définie comme suit :

$$f^t = \sigma^t - \sigma_3.$$

Où :

$$\sigma^t, \text{ est la contrainte de traction et } N_\varphi = \frac{1+\sin\varphi}{1-\sin\varphi}$$

Notant que seules les contraintes principales maximale et minimale interviennent dans la fonction de charge en cisaillement, la contrainte principale intermédiaire n'a aucun effet.

Pour les matériaux ayant un angle de frottement différent de zéro, et dans lesquels l'effort de tension ne dépasse pas la valeur de  $\sigma_{max}^t$  donnée comme suit :

$$\sigma_{max}^t = \frac{C}{\tan\varphi}$$

La fonction du potentiel de cisaillement  $g^s$  correspond à la loi d'écoulement non associée définie comme suit :

$$g^s = \sigma_1 - \sigma_3 N_\psi$$

Où :

$$\psi, \text{ est l'angle de dilatance et } N_\psi = \frac{1+\sin\psi}{1-\sin\psi}.$$

### ***B.3. Définition du potentiel de rupture dans Optum.***

Optum G2 est un programme d'éléments finis pour l'analyse de résistance et de déformation des problèmes de valeurs limites de grandeurs géotechniques. Il a un certain nombre de principes généraux en commun avec d'autres programmes disponibles sur le marché, mais diffère aussi fondamentalement sur un certain nombre de points. Par exemple, il est possible de calculer les charges limites ou les capacités portantes directement sans avoir à effectuer une analyse élasto-plastique traditionnelle étape par étape. De plus, il est possible de calculer des bornes supérieures et inférieures rigoureuses pour la charge limite, encadrant ainsi la solution exacte à un intervalle généralement assez étroit. Inversement, étant donné un ensemble de charges fixes, il est possible de calculer les limites supérieure et inférieure à la résistance exacte.

Le calcul du coefficient de sécurité se fait sur la base de la réduction des paramètres, c'est-à-dire le facteur par lequel les résistances du matériau doivent être réduites afin de provoquer l'effondrement.

Outre ces fonctionnalités uniques, Optum G2 permet également des analyses plus traditionnelles y compris l'elasto-plasticité étape par étape, l'infiltration d'eau et la consolidation.

Sur Optum le potentiel d'écoulement de Mohr-Coulomb est donné par :

$$G = |\sigma_1 - \sigma_3| + (\sigma_1 + \sigma_3)\sin\psi$$

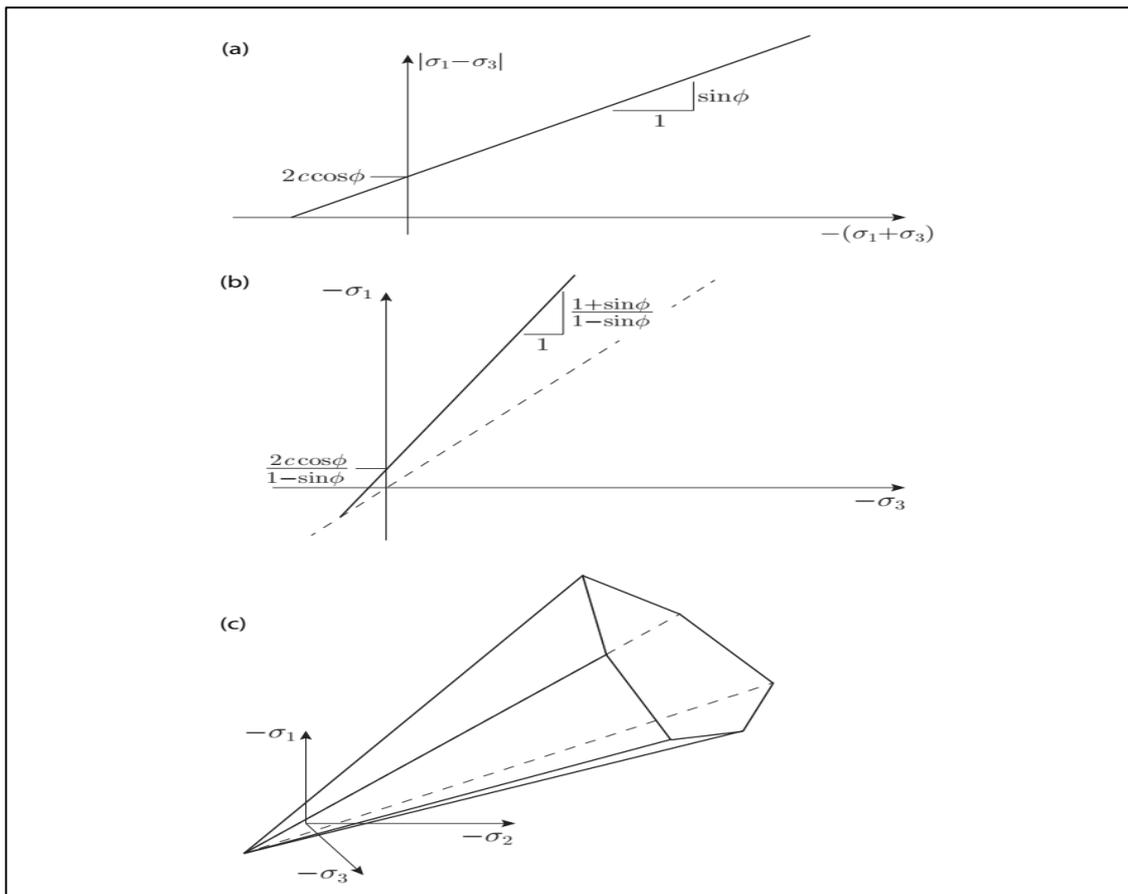


Figure B.3. Représentation graphique du critère de rupture de Mohr Coulomb dans Optum.

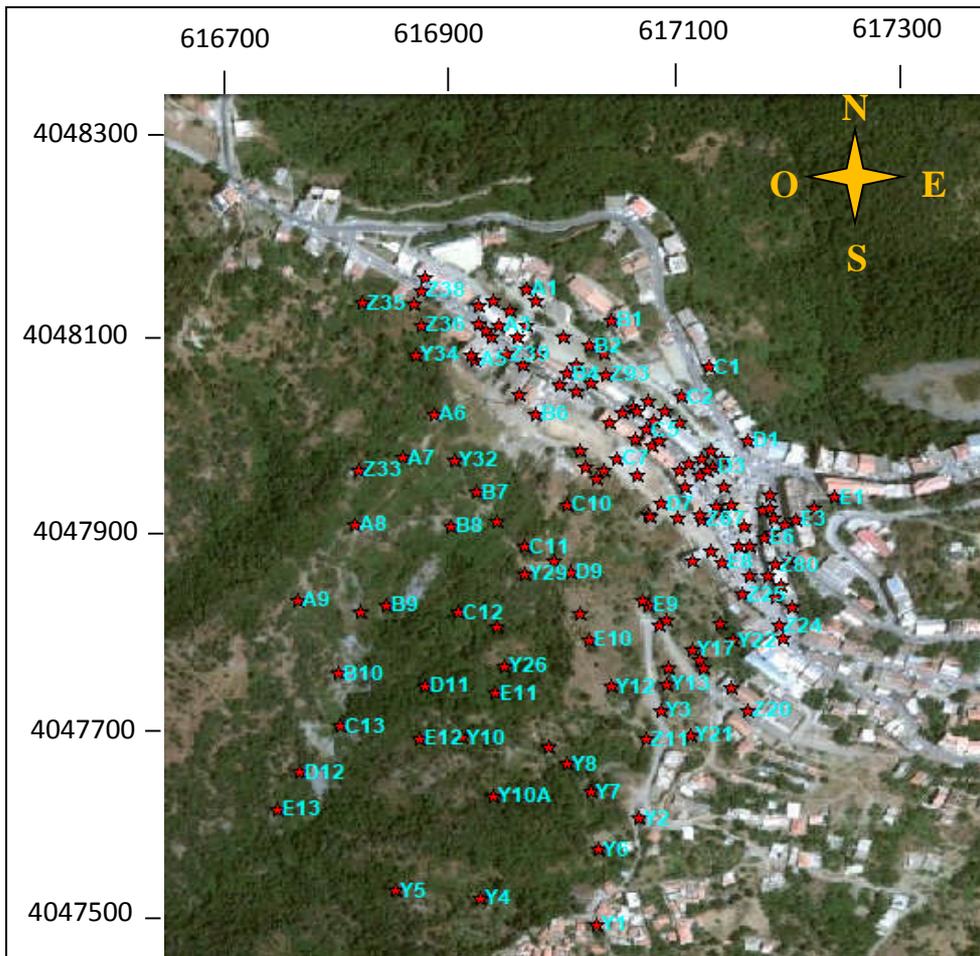


Figure C1. Position des points de levée topographique dans la région d'Ain El Hammam.

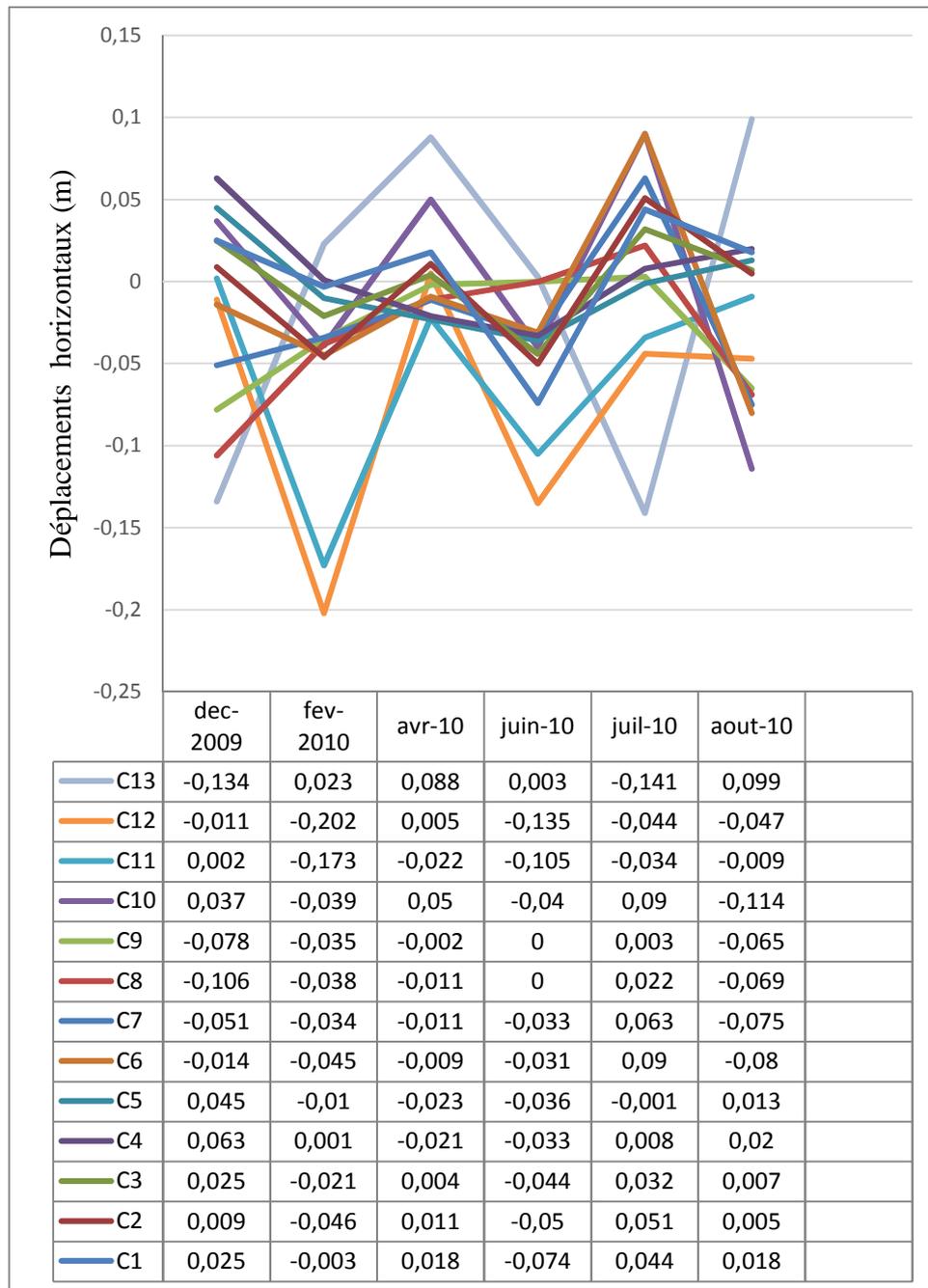


Figure C.2. Déplacement horizontal périodique sur le profil C.

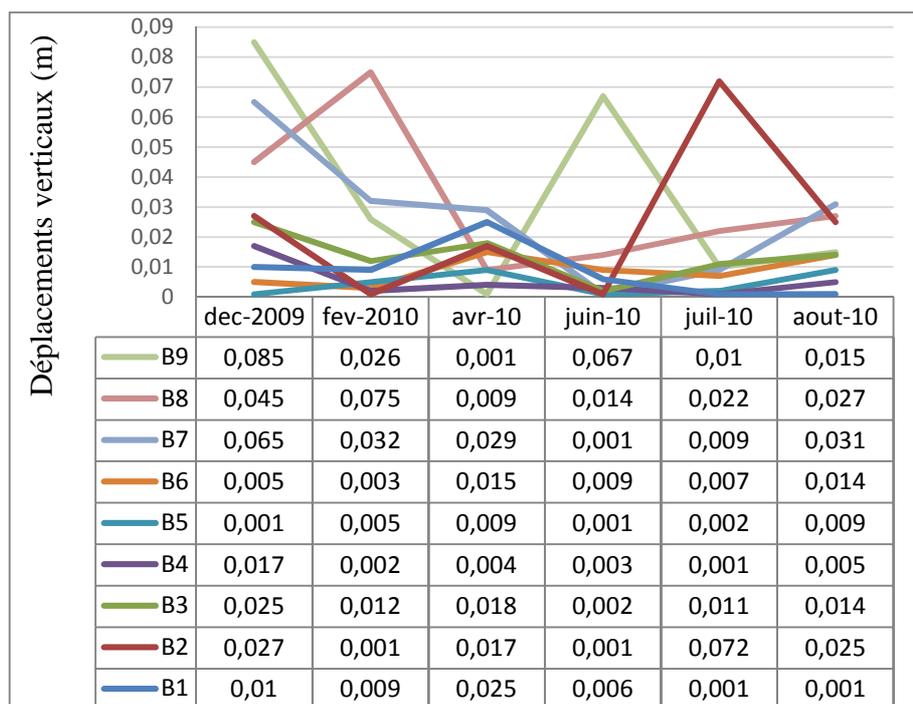


Figure C.3. Déplacement vertical périodique sur le profil B.

Tableau C.1. Résultats des mesures piézométriques dans le site d'Ain El Hammam (ANTEA, 2010).

|          | Profondeur du niveau d'eau par rapport à la tête du piézomètre (au niveau du sol) |                                   |                  |                                  |                                     |
|----------|---|-----------------------------------|------------------|----------------------------------|-------------------------------------|
|          | SC-01<br>(Piézo)  | SC-03<br>(Piézo)<br>Fond à 20.9 m | SC-05<br>(Piézo) | S-01<br>(Piézo)<br>Fond à 32.6 m | Si-02<br>(inclino)<br>Fond à 43.7 m |
| 21/03/09 | 15.30 m   | -                                 | -                | -                                | -                                   |
| 25/03/09 | 14.50 m   | -                                 | -                | -                                | -                                   |
| 27/03/09 | -   | 8.30 m                            | -                | -                                | -                                   |
| 05/04/09 | 20.00 m   | 14.50 m                           | 8.00 m           | -                                | -                                   |
| 10/04/09 | -   | 14.60 m                           | -                | -                                | -                                   |
| 15/04/09 | HS  | -                                 | 8.60 m           | -                                | -                                   |
| 25/04/09 | -   | -                                 | 9.20 m           | -                                | -                                   |
| 05/05/09 | -   | -                                 | 10.00 m          | -                                | -                                   |
| 12/05/09 | -   | -                                 | 10.80 m          | -                                | -                                   |
| 15/05/09 | -   | -                                 | HS               | -                                | -                                   |
| 20/12/09 | -   | 11.90 m                           | -                | 22.14 m                          | -                                   |
| 16/03/10 | -   | 14.23 m                           | -                | 21.80 m                          | 14.77 m                             |
| 16/09/10 | -   | HS                                | -                | 32.30 m                          | 27.70 m                             |
| 07/03/11 | -   | 11.90 m                           | -                | 25.02 m                          | 27.18 m                             |

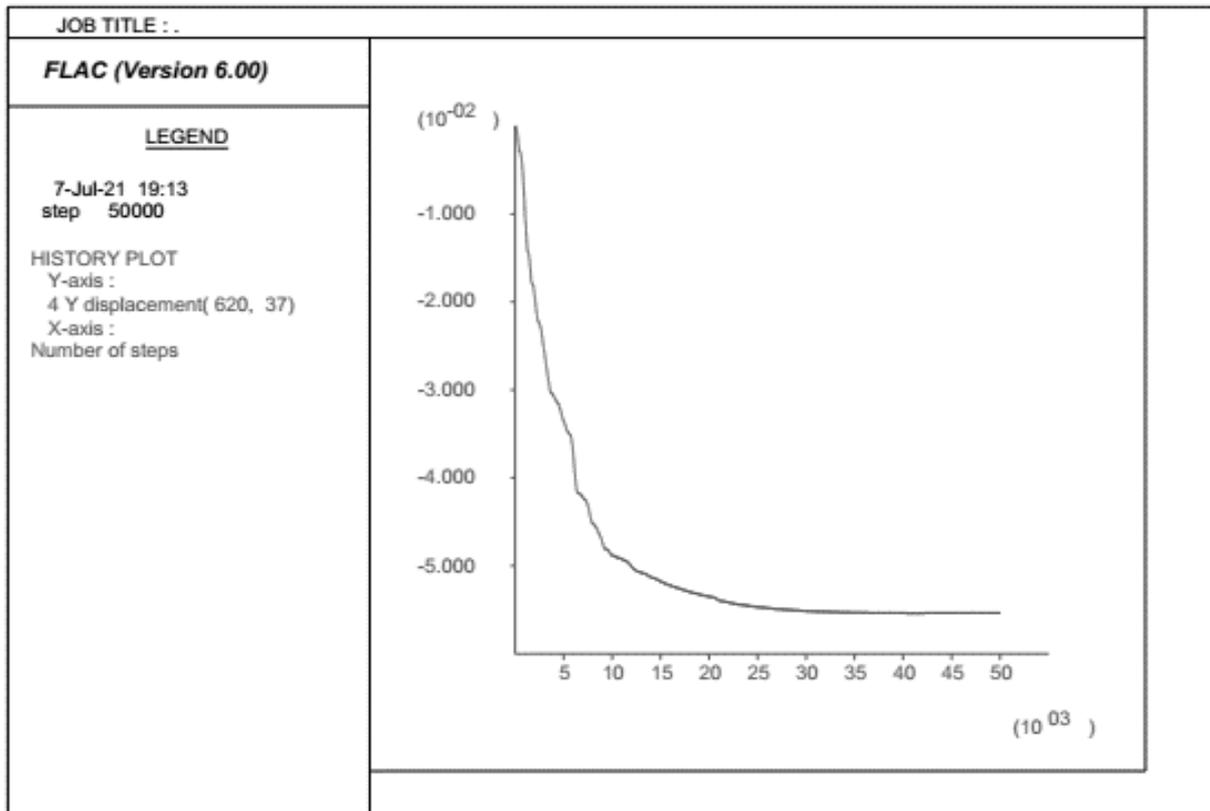


Figure D.1. Evolution du déplacement vertical du point A8.

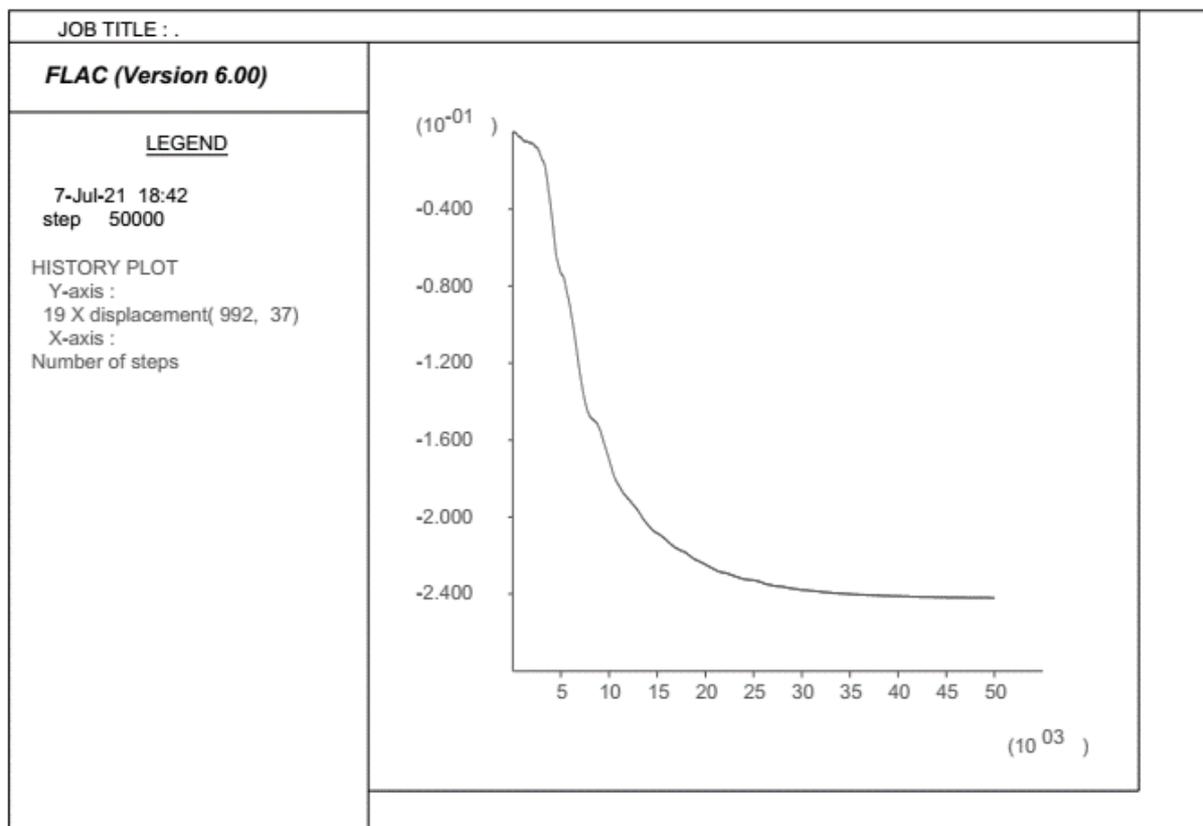


Figure D.2. Evolution du déplacement horizontal du point B10.

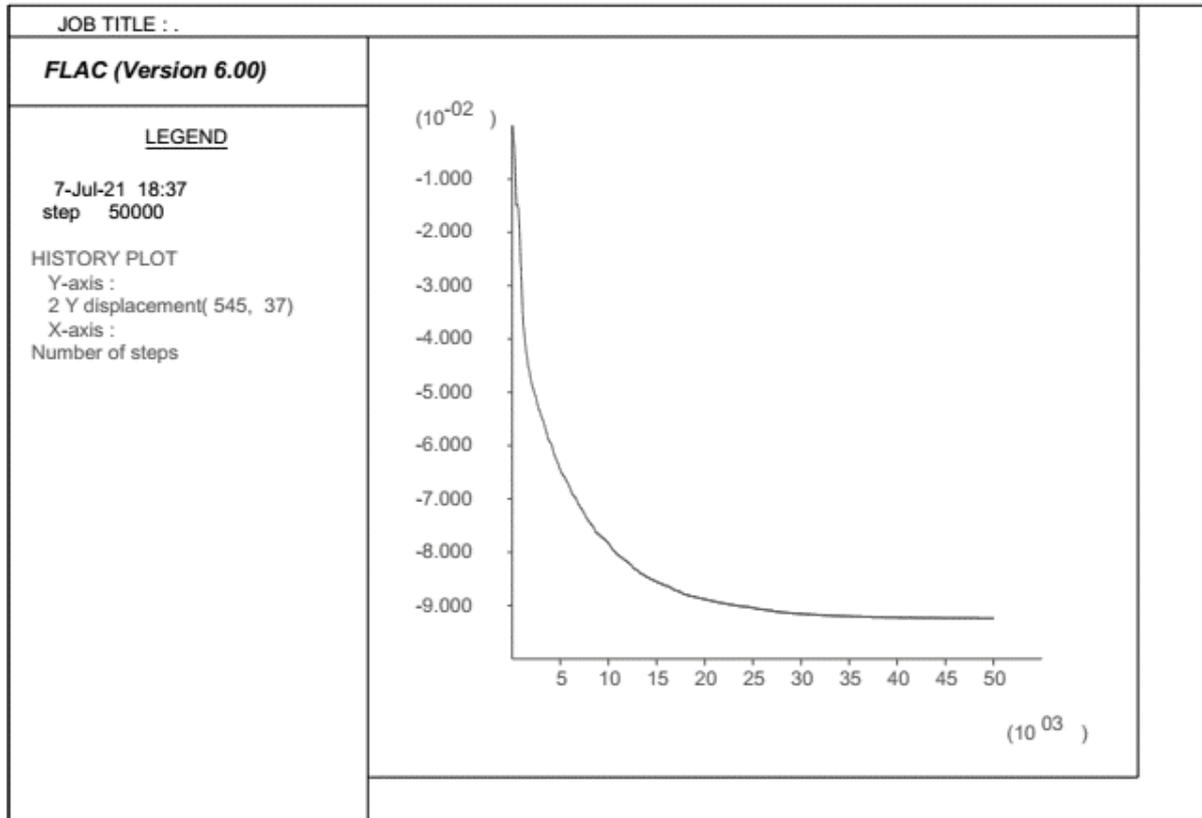


Figure D.3. Evolution du déplacement vertical du point B10.

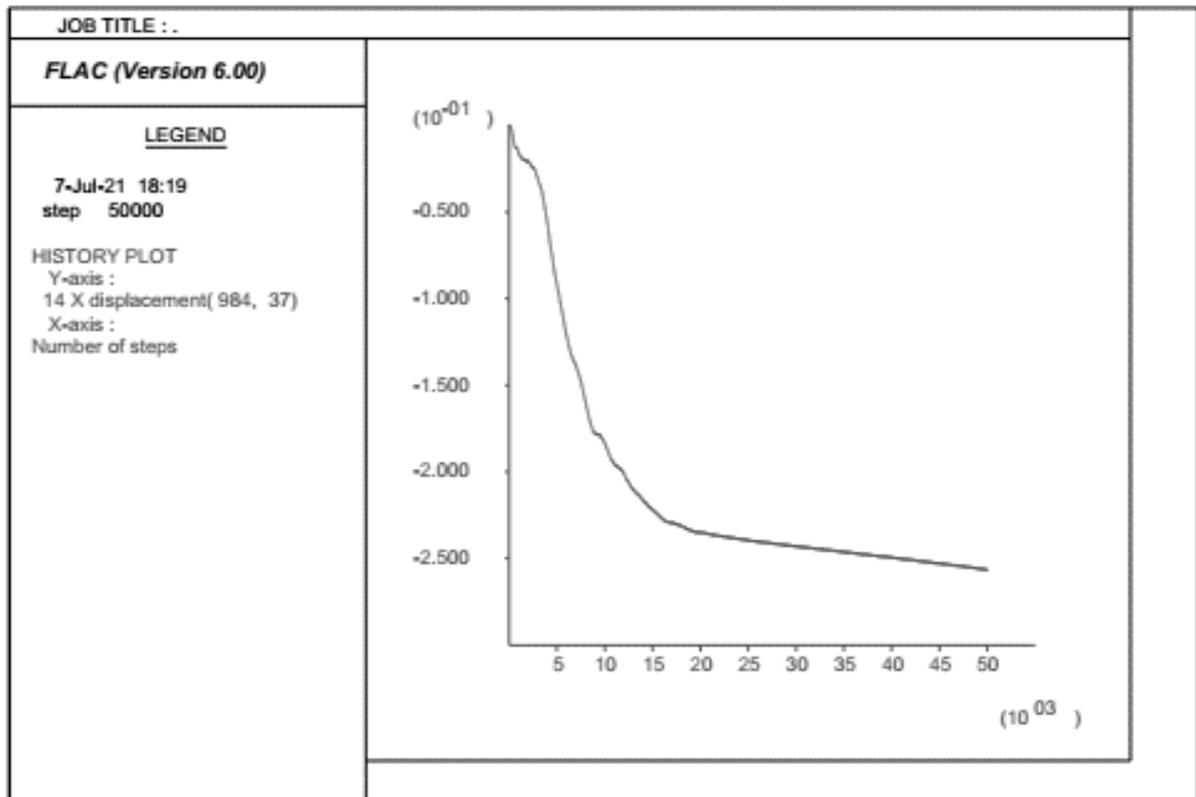


Figure D.4. Evolution du déplacement horizontal du point C8.

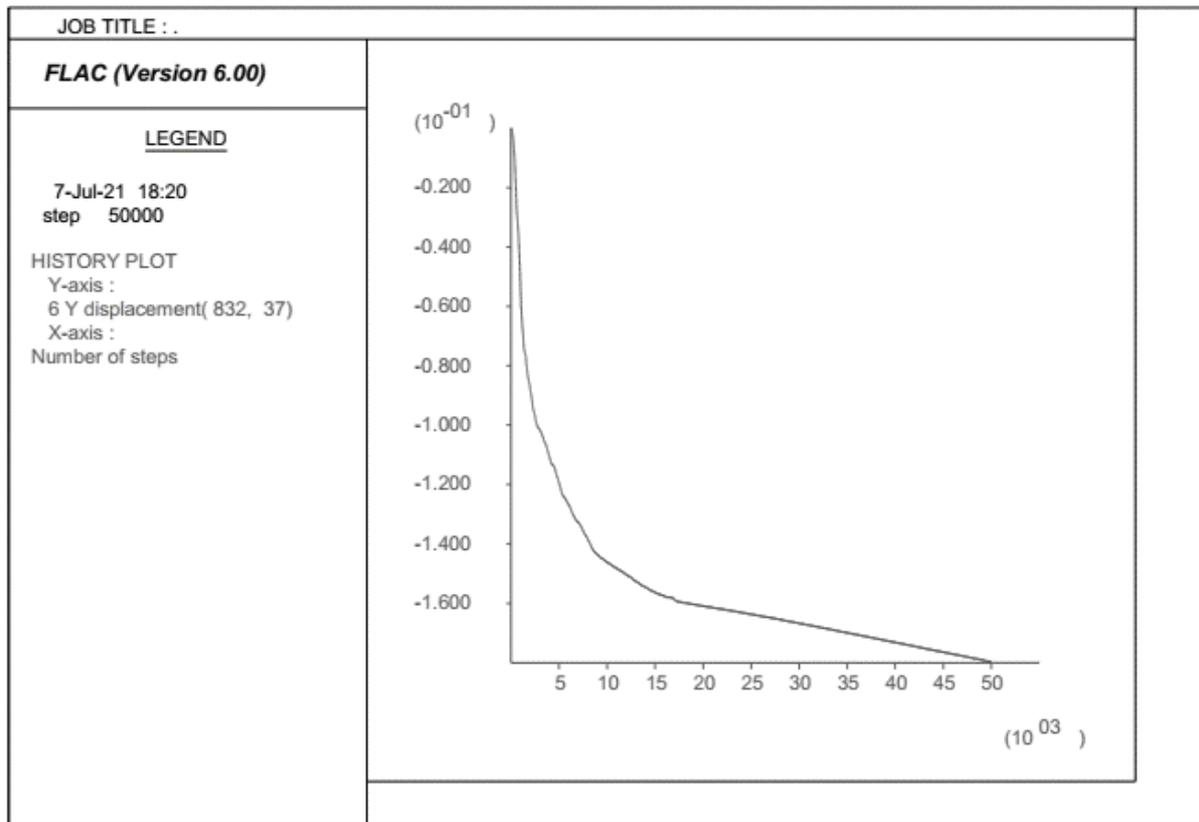


Figure D.5. Evolution du déplacement vertical du point C11.

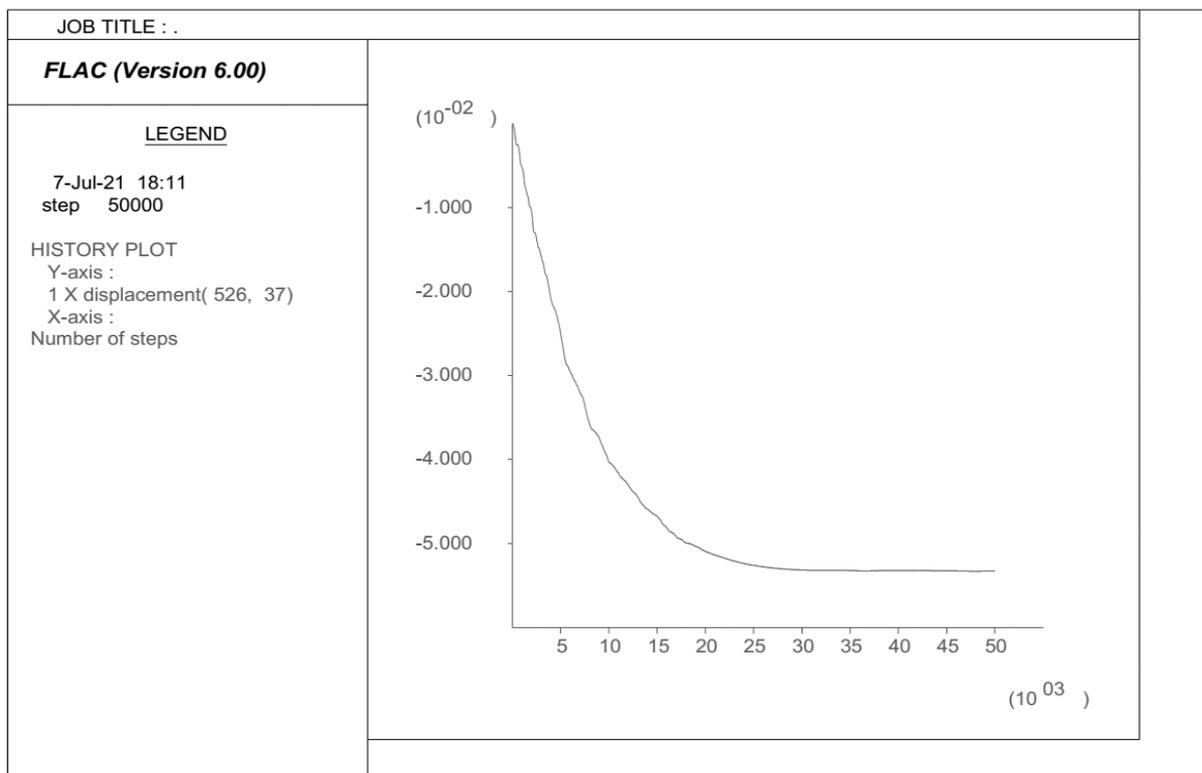


Figure D.6. Evolution du déplacement horizontal du point C13.

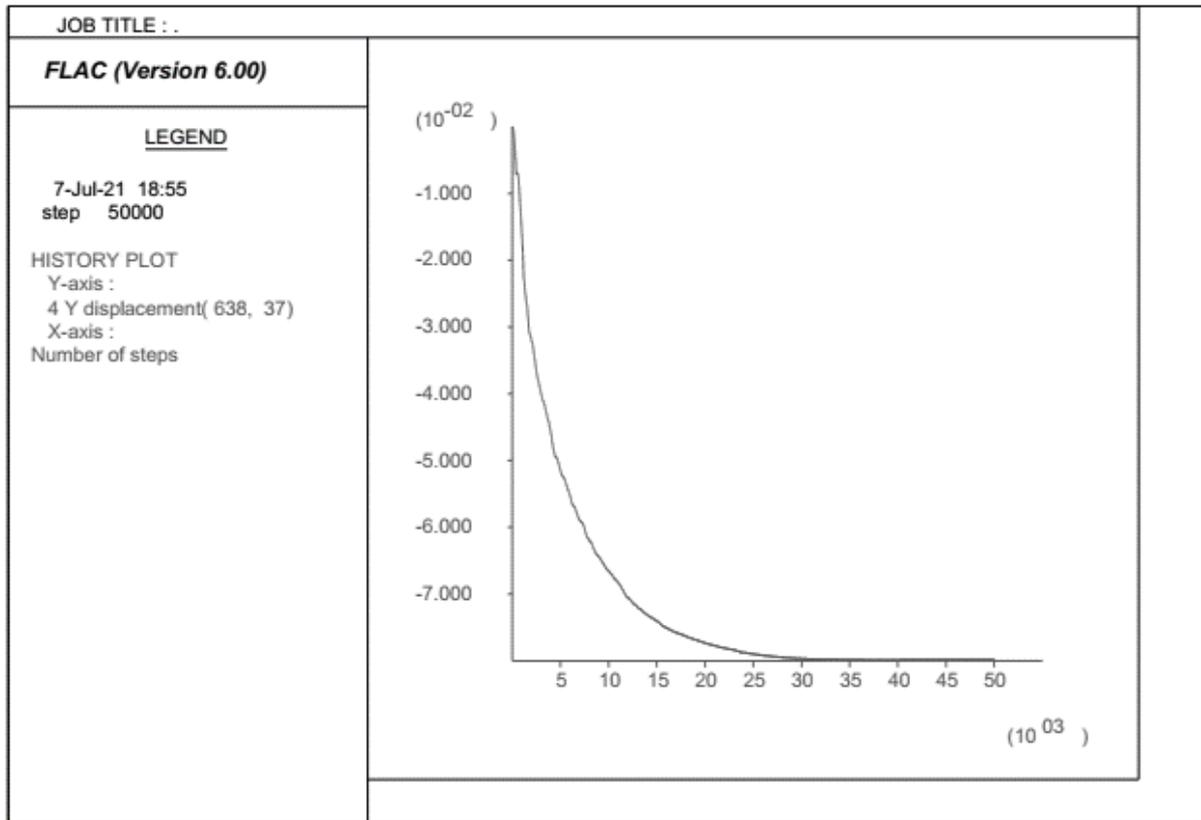


Figure D.7. Evolution du déplacement vertical du point D2.

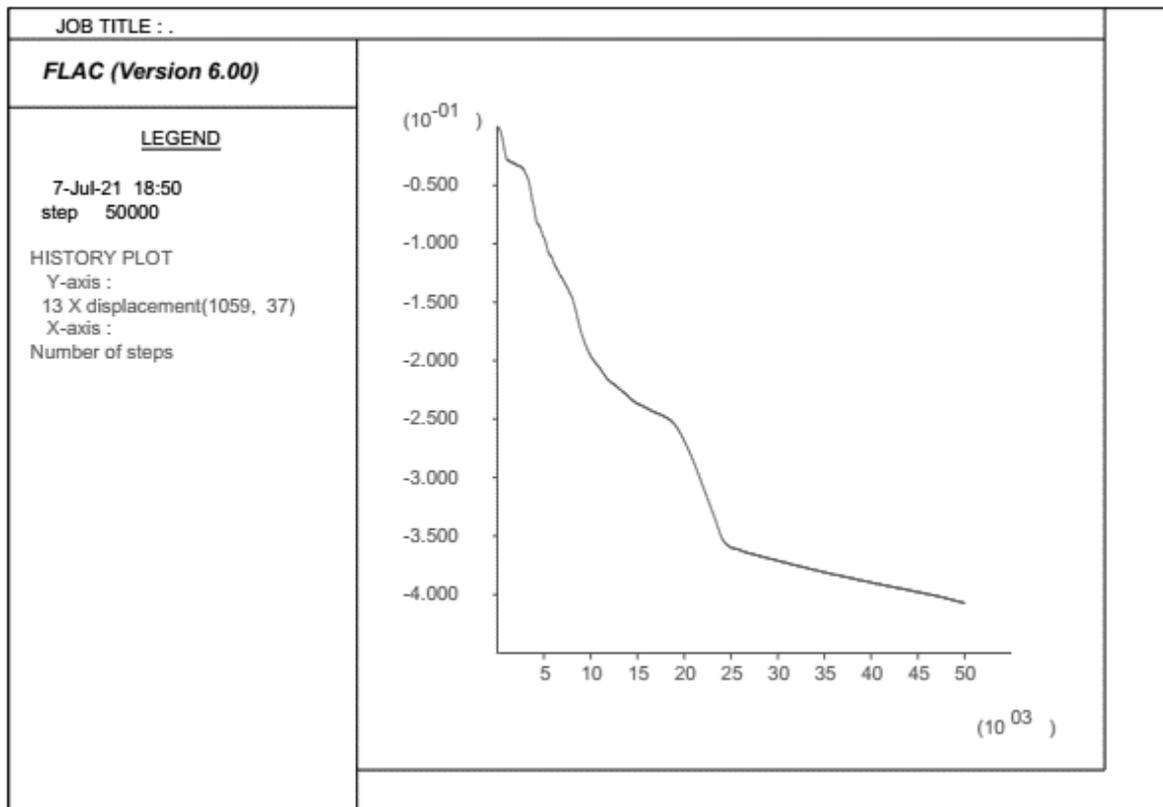


Figure D.8. Evolution du déplacement vertical du point D10.

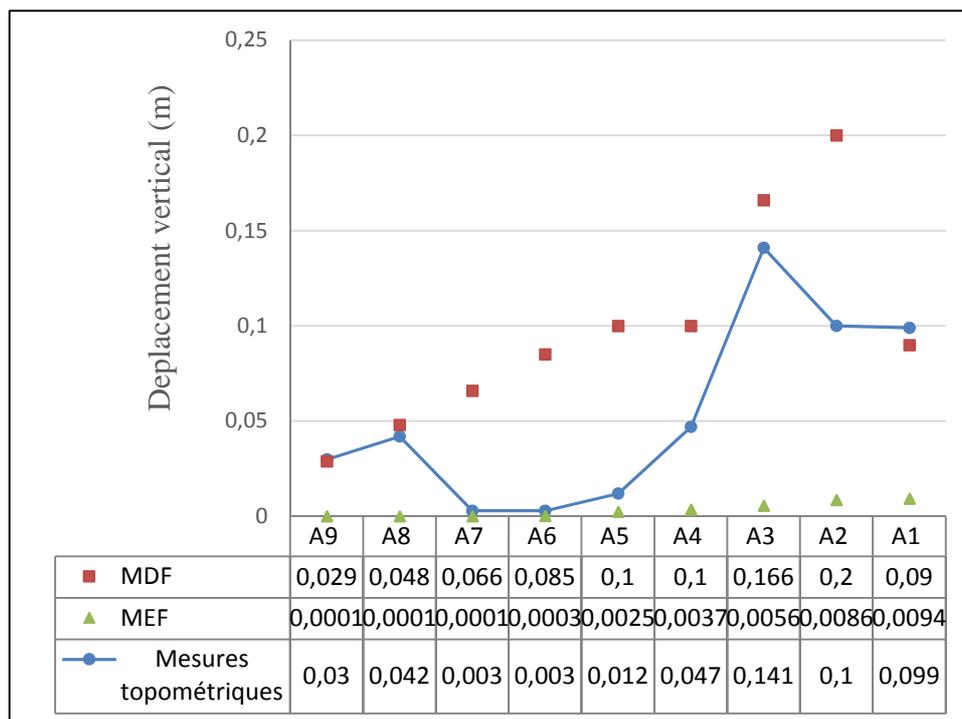


Figure E.1. Comparaison calculs numériques/mesures in situ des amplitudes des déplacements verticaux sur le profil A.

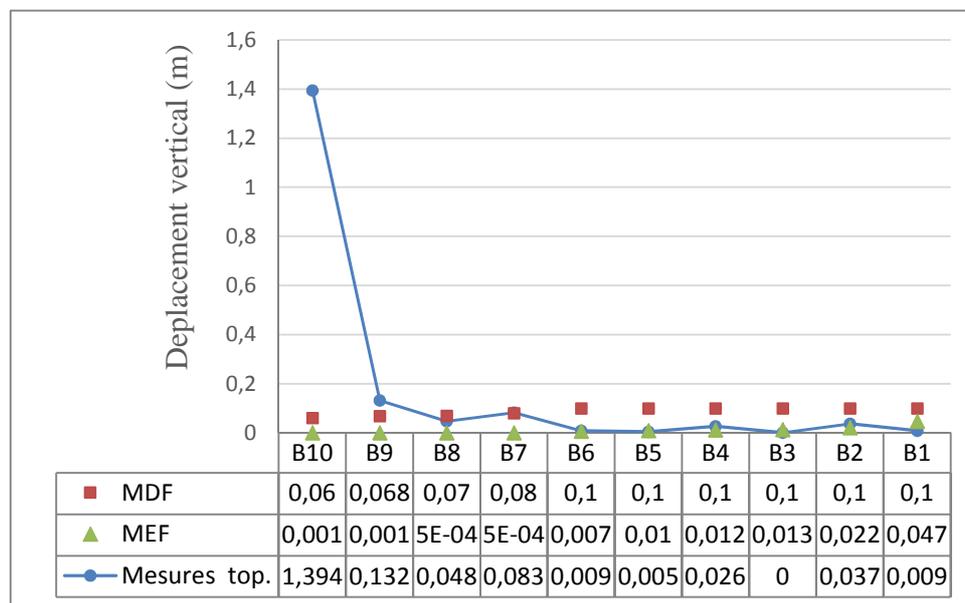


Figure E.2. Comparaison calculs numériques/mesures in situ des amplitudes des déplacements verticaux sur le profil B.

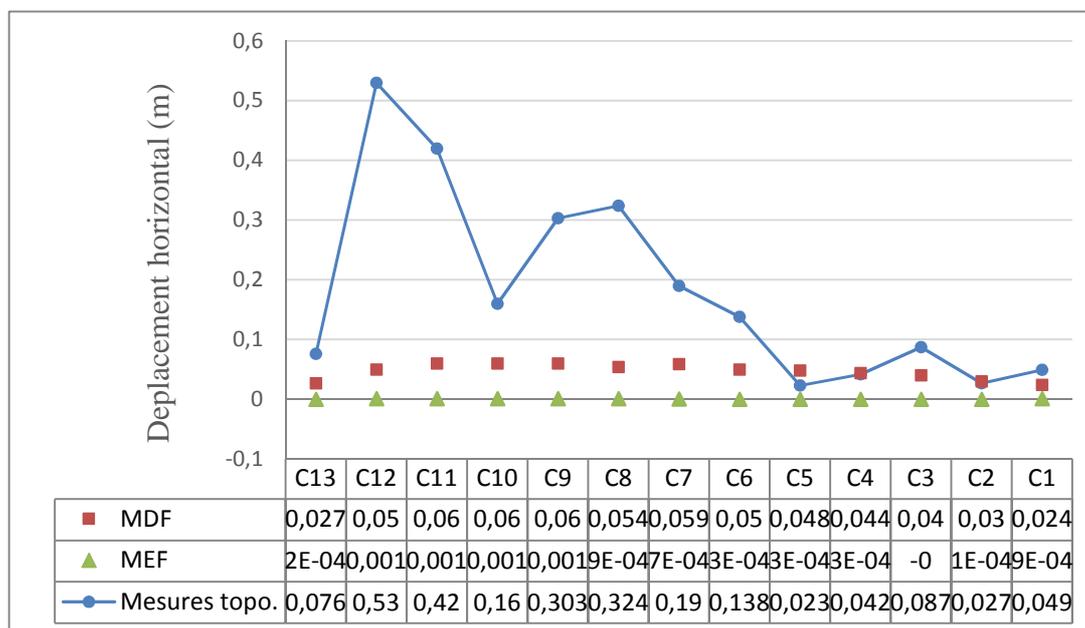


Figure E.3. Comparaison calculs numériques/mesures in situ des amplitudes des déplacements horizontaux sur le profil C.

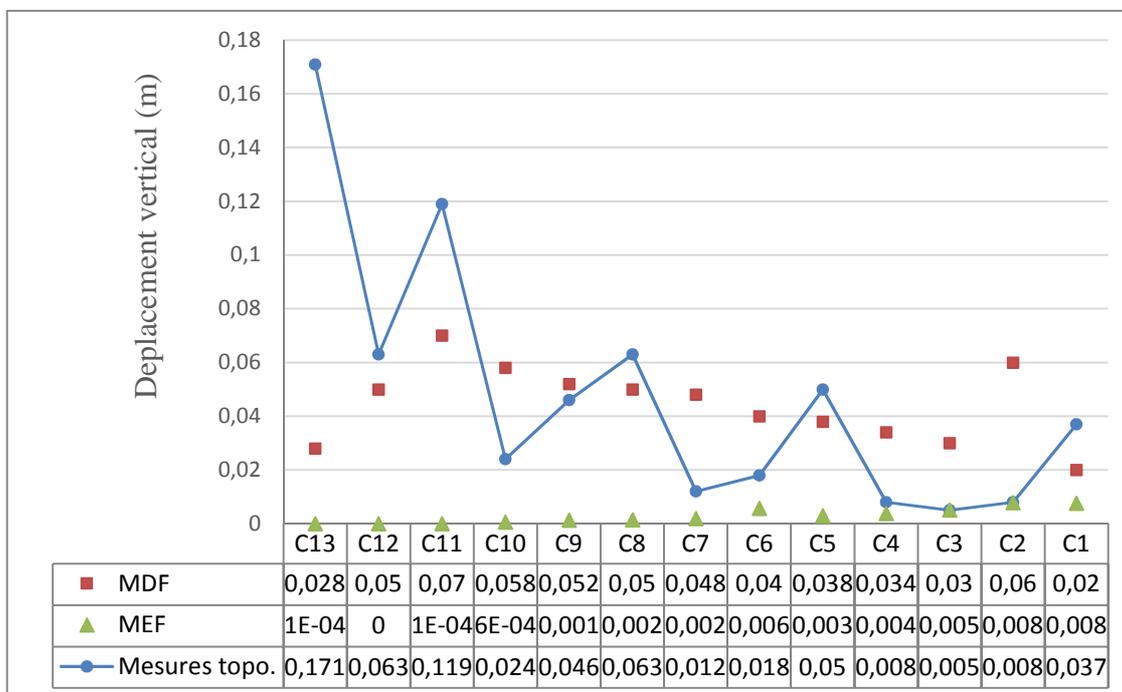


Figure E.4. Comparaison calculs numériques/mesures in situ des amplitudes des déplacements verticaux sur le profil C.

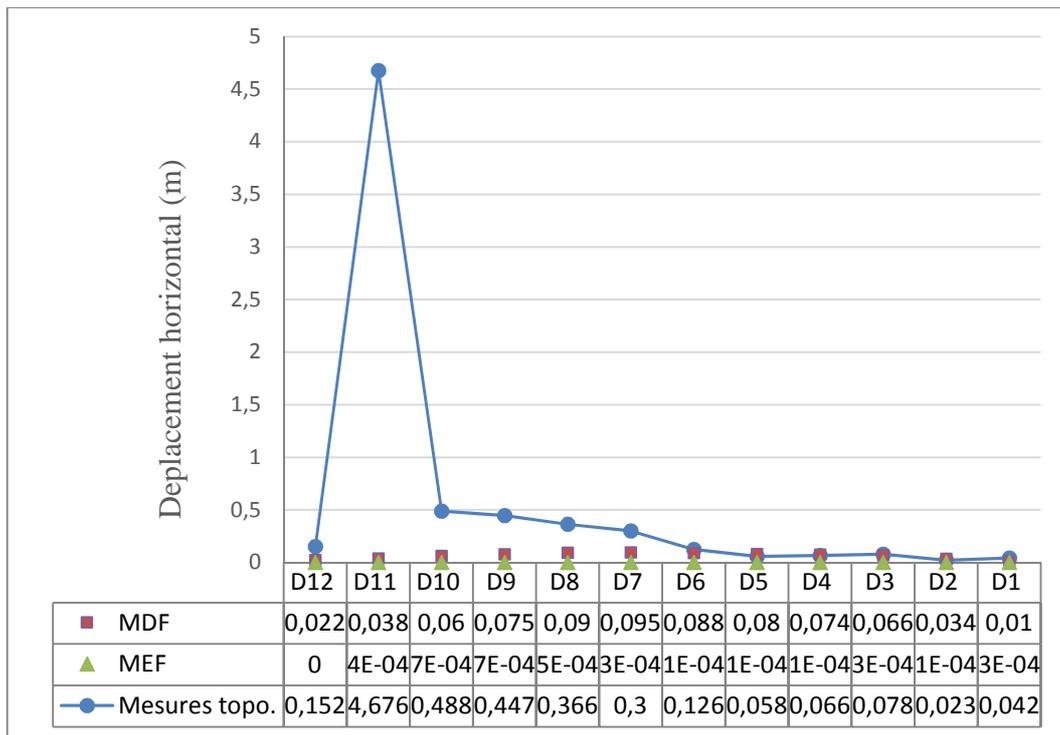


Figure E.5. Comparaison calculs numériques/mesures in situ des amplitudes des déplacements horizontaux sur le profil D.

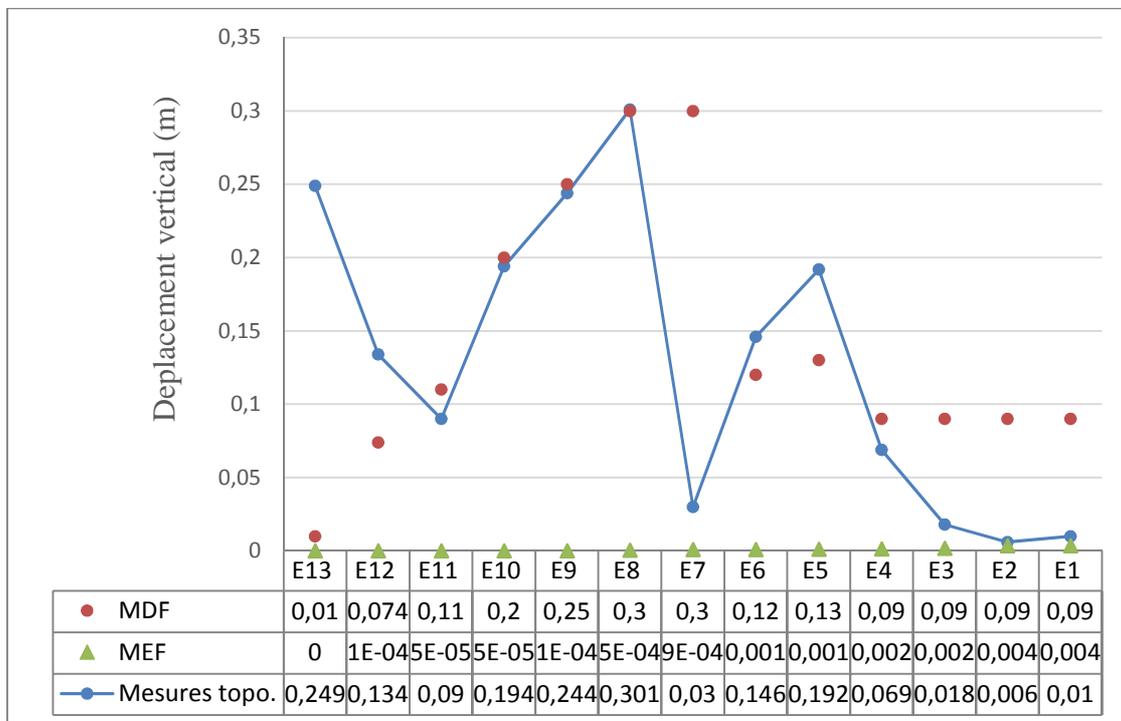


Figure E.6. Comparaison calculs numériques/mesures in situ des amplitudes des déplacements verticaux sur le profil E.