



**HAL**  
open science

# Etude et gestion des risques liés aux glissements de terrain en milieu urbain : application à la ville d'Al Hoceima (Nord du Maroc)

Mohamed El Khattabi

► **To cite this version:**

Mohamed El Khattabi. Etude et gestion des risques liés aux glissements de terrain en milieu urbain : application à la ville d'Al Hoceima (Nord du Maroc). Génie civil. Université de Lille; Université Mohammed Premier Oujda (Maroc), 2023. Français. NNT : 2023ULILN047 . tel-04550838

**HAL Id: tel-04550838**

**<https://theses.hal.science/tel-04550838>**

Submitted on 18 Apr 2024

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

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

**Université de Lille**

**Ecole doctorale Science de l'ingénierie et des systèmes  
Laboratoire Génie Civil et géo-Environnement (LGCGE)**

**Université Mohammed Premier de Oujda**

**Centres d'Etudes Doctorales Sciences et Technique (CEDocST)  
Laboratoire des Géosciences Appliquées - (LGA)**

Thèse en cotutelle présentée par :

**EL KHATTABI Mohamed**

Soutenue le 22 décembre 2023

Pour obtention du grade de Docteur en Génie Civil

**Etude et gestion des risques liés aux glissements de terrain en  
milieu urbain :**

**Application à la ville d'Al Hoceima (Nord du Maroc)**

Membres du jury :

<b>Saïd BENGAMRA</b> , Professeur, Université Mohammed 1er Oujda	Président de jury
<b>Jamal EL KHATTABI</b> , Professeur, Université de Lille	Directeur de thèse
<b>Ali AZDIMOUSA</b> , Professeur, Université Mohammed 1 <sup>er</sup> Oujda	Co-directeur de thèse
<b>Rachid BOUFERRA</b> , Professeur, Université Cadi Ayyad Marrakech	Rapporteur
<b>Lahcen ZOUHRI</b> , Maître de Conférences HDR, Ecole UniLaSalle Beauvais	Rapporteur
<b>Mirvat ABDALLAH</b> , Maîtresse de Conférences, Université Américaine du Moyen Orient	Examinatrice



*À la mémoire de mon père*



## Remerciements

Après l'obtention de mon diplôme de (DESA), mon intérêt passionné pour les instabilités de versants a persisté, me conduisant à aspirer à la réalisation d'une thèse dans ce domaine. Malgré mes responsabilités en tant que fonctionnaire au ministère de la Justice, j'ai maintenu ma fascination pour les mouvements de terrain. Mon expérience au sein de la société IMSRN, sous la supervision attentive de M. Pierre PLOTTO, a été cruciale pour approfondir mes connaissances, notamment en ce qui concerne les glissements de terrain.

Convaincu de la pertinence d'une contribution académique dans ce domaine, j'ai pris contact avec le Professeur Jamal EL KHATTABI, qui a été un mentor précieux dans la réalisation de cette thèse.

Je souhaite exprimer ma profonde gratitude envers mes directeurs de thèse, le Dr. Jamal EL KHATTABI, professeur à l'Université de Lille, et le Dr. Ali ASDIMOUSSA, professeur à l'Université Mohammed premier d'Oujda. Leur soutien inestimable a dépassé largement l'opportunité qu'ils m'ont offerte ; ils m'ont également prodigué des conseils éclairés tout au long de ce projet. Travailler sous leur direction a été un privilège et un honneur incroyables.

J'aimerais également exprimer ma profonde appréciation envers tous les membres de mon comité de thèse : le Dr. Saïd BENGAMRA, Professeur à l'Université Mohammed Premier d'Oujda, le Dr. Mirvat ABDELLAH, Maître de Conférences à l'Université Américaine du Moyen-Orient, le Dr. Rachid BOUFERRA, Professeur à l'Université Cadi Ayyad de Marrakech, et le Dr. Lahcen ZOUHRI, Maître de Conférences HDR à l'École UniLaSalle de Beauvais. Leur évaluation de mon travail de thèse a été inestimable. Je tiens à exprimer ma gratitude envers toutes les personnes qui, d'une manière ou d'une autre, ont contribué directement ou indirectement à l'achèvement de ce travail.

Enfin, mais certainement pas le moindre, un grand merci à ma mère pour son amour, ses conseils, ainsi que son soutien inconditionnel, qui m'ont permis de poursuivre les études que je désirais et, par conséquent, de mener à bien cette thèse.

À ma femme, je souhaite exprimer ma gratitude pour sa patience et son soutien tout au long de cette thèse, en particulier pendant la période de confinement. Son affection, ses encouragements et sa patience m'ont permis de surmonter les moments les plus difficiles, lorsque le moral était au plus bas.

À toute ma famille, merci pour votre présence constante et votre disponibilité.

## Résumé

Les glissements de terrain représentent des phénomènes extrêmement dangereux, influencés par divers paramètres et critères fréquemment observés dans différents endroits dans le monde. Leur gestion se révèle complexe, d'autant plus s'ils sont localisés en milieu urbain, en raison des risques qu'ils présentent pour la population et les habitations, ainsi que de la difficulté des mesures correctives à mettre en place. Cette thèse se concentre sur l'étude des glissements de terrain appliquée à la ville d'Al Hoceima, au nord du Maroc. L'objectif est d'analyser leurs origines ou leur réactivation, les facteurs prédisposants qui les déclenchent, et de comprendre les mécanismes en jeu.

Pour relever ce défi, une méthodologie basée sur l'analyse des mouvements de terrain notamment les glissements de terrains à travers une approche pluridisciplinaire, combinant la géologie, l'hydrogéochimie et la géotechnique, s'est avérée essentielle. L'analyse du versant étudié révèle une morphologie complexe, résultant d'une géologie caractérisée par une activité tectonique et une lithologie souvent altérée. Du point de vue géotechnique, cela se traduit par des caractéristiques mécaniques variant de faibles à moyennes, et qui diminuent encore sous l'effet de l'action de l'eau. L'activité tectonique intense a engendré des failles et des fractures qui ont structuré le versant, créant des structures en blocs qui fragilisent davantage le terrain. Les mesures inclinométriques ont permis de localiser les plans de glissement à des profondeurs moyennes comprises entre 15 mètres et 25 mètres. Ces mesures ont également révélé des déplacements relatifs des blocs pendant les mouvements. L'analyse chimique des eaux souterraines indique la présence de sulfates de sodium, parfois mêlés à du chlorure de sodium, témoignant d'un lessivage des formations autochtones (Trias-Lias et Jurassique), aggravé par l'influence de la nappe phréatique montante. De plus, les eaux usées, représentant des volumes additionnels, viennent encore perturber l'équilibre du versant en s'infiltrant depuis la surface, comme en témoigne la détection de nitrates dans les eaux analysées.

Ces résultats ont motivé la réalisation de simulations visant à approfondir la compréhension des mécanismes des glissements de terrain. Des modèles testant la stabilité du massif de manière globale ou prenant en compte les discontinuités géologiques et analysant les déformations, les déplacements et les frottements dans les fractures ont été utilisés, en se focalisant principalement sur les zones sujettes aux glissements. Cette modélisation a confirmé les conclusions tirées de la phase analytique de l'étude tout en permettant de planifier des actions correctives.

**Mots clés :** Glissement de terrain, facteurs macro et micro déstabilisateurs, fracturation, hydrogéochimie, modélisation.

## **Abstract**

Landslides represent highly hazardous phenomena influenced by various parameters and criteria commonly observed in different locations worldwide. Managing them proves challenging, especially in urban areas, due to the risks they pose to the population and structures, as well as the complexities involved in implementing corrective measures. This thesis focuses on landslide studies applied to the city of Al Hoceima in northern Morocco. The objective is to analyze their origins or reactivation, the predisposing factors triggering them, and to understand the mechanisms at play.

To tackle this challenge, a methodology based on analyzing ground movements through a multidisciplinary approach, incorporating geology, hydrogeochemistry, and geotechnics, proved essential. The analysis of the studied slope reveals a complex morphology resulting from geology characterized by tectonic activity and often-altered lithology. Geotechnically, this translates into mechanical characteristics ranging from weak to moderate, further decreasing under the influence of water. Intense tectonic activity has resulted in faults and fractures that have structured the slope, creating block structures that further weaken the terrain. Inclino-metric measurements localized sliding planes at average depths ranging from 15 meters to 25 meters. These measurements also revealed relative movements of blocks during sliding. Chemical analysis of groundwater indicates the presence of sodium sulfates, occasionally mixed with sodium chloride, indicating leaching of autochthonous formations (Triassic-Liassic and Jurassic), exacerbated by the influence of the rising water table. Additionally, wastewater, constituting additional volumes, further disrupts the slope's equilibrium by infiltrating from the surface, as evidenced by the detection of nitrates in the analyzed waters.

These results prompted the implementation of simulations to deepen the understanding of landslide mechanisms. Models testing the stability of the massif either in a global manner or considering geological discontinuities and analyzing deformations, displacements, and friction within fractures have been used, primarily focusing on landslide-prone areas. This modeling confirmed the conclusions drawn from the analytical phase of the study while facilitating the planning of corrective actions.

**Keywords:** Landslide, macro and micro destabilizing factors, fracturing, hydrogeochemistry, modulization.

# Table des matières

<b>Introduction générale.....</b>	<b>1</b>
<b>Chapitre 1 : présentation de la zone d'étude .....</b>	<b>7</b>
1 Localisation géographique et activité économique.....	8
1.1 La géomorphologie .....	8
1.2 Le climat.....	9
2 La géologie.....	9
3 Hydrologie et hydrogéologie .....	13
4 Sismicité et activité néotectonique.....	13
5 Mouvements de terrain à Al Hoceima .....	14
5.1 Glissements de terrain à Al Hoceima .....	16
5.2 Classification des glissements de terrain.....	16
5.3 Les éléments fondamentaux qui influent la stabilité d'un versant.....	17
<b>Chapitre 2 : démarche méthodologique .....</b>	<b>20</b>
1 Principe de la démarche .....	21
1.1 L'étude préliminaire .....	22
1.1.1 Collecte, analyses des données et des documents existants .....	22
1.1.2 Analyse préliminaire .....	24
1.1.3 Prospection de terrain.....	24
1.2 L'étude détaillée .....	25
1.2.1 L'étude in situ.....	26
1.2.2 L'étude en laboratoire .....	27
2 Modélisation des instabilités.....	27
<b>Chapitre 3 : étude préliminaire.....</b>	<b>29</b>
1 Etude préliminaire.....	30
1.1 Collecte et analyse des données .....	30
1.2 Analyse préliminaire .....	31
1.2.1 Evolution des zones instables du versant du port par interprétation des images satellitales (Google Earth).....	31
1.2.2 L'analyse d'un levé topographique .....	32
1.2.3 L'analyse de la carte géomorphologique .....	33
1.2.4 Analyse des photos aériennes.....	33

1.2.5	L'analyse de la carte géologique.....	34
1.2.6	L'occupation des sols .....	34
1.2.7	Analyse hydrogéologique.....	34
1.2.8	L'analyse des images satellitales (de Google Earth Pro).....	35
1.3	La prospection de terrain.....	35
2	Synthèse de l'analyse.....	38
<b>Chapitre 4 : étude détaillée.....</b>		<b>41</b>
1	L'étude in situ .....	42
1.1	Pluviométrie.....	42
1.2	Activité sismique.....	45
1.3	Contexte géologique régional.....	46
1.4	Reconnaissance des formations géologiques .....	47
1.4.1	Analyse de la carte géologique à l'échelle 1/ 50 000.....	47
1.4.2	Caractérisation des différentes lithologies par le biais des sondages carottés ...	48
1.5	Tectonique fragile et déformations .....	50
1.5.1	Relevé de l'activité tectonique sur les carottes .....	51
1.6	Etude de la fracturation du massif.....	53
1.6.1	Relevé des linéaments majeurs .....	54
1.6.2	Analyse stéréographique de la fracturation.....	55
1.6.3	Analyse photographique de la fracturation .....	56
1.7	Profondeur et cinématique des glissements du versant de port.....	58
1.8	Prospection géophysique.....	61
1.9	Analyse des données des sondages pressiométriques .....	62
2	L'étude en laboratoire .....	63
2.1	Détermination des propriétés géotechnique du sol.....	63
2.2	Détermination des propriétés mécaniques.....	64
2.3	Analyse chimique des eaux .....	65
2.4	Relation entre l'hydrochimie et la géologie .....	69
2.5	Hydrogéologie du massif du port .....	70
2.6	Détermination des facteurs macro-déstabilisateurs ainsi que les mécanismes micro-déstabilisateurs.....	72
<b>Chapitre 5 : modélisation .....</b>		<b>75</b>
1	Modélisation des instabilités.....	76

2	Présentation du site modélisé.....	77
3	Modélisation Numérique .....	80
3.1	Présentation de l'étude réalisée avec le code TALREN 5 V.2.7.....	81
3.1.1	Géométrie et choix des paramètres .....	82
3.1.1.2	Evaluation globale de la stabilité du massif au glissement D.....	85
3.1.1.2.1	Simulations avec schistes altérés en couche supérieure (couche 1).....	85
3.1.1.2.2	Simulations avec les caractéristiques mécaniques des schistes sains en (couche 1) .....	87
3.1.1.3	Evaluation de la stabilité du massif au niveau de la partie supérieure.....	89
3.2	Etude comparative : présentation des résultats issus de l'étude de l'ingénierie.....	93
3.2.1	Choix de paramètres.....	93
3.2.2	Choix d'une solution adaptée.....	93
3.2.3	Analyse de la stabilité de la solution choisie.....	95
3.3	Analyse des résultats obtenus avec TALREN.....	96
3.4	Présentation de la modélisation réalisée avec le code ABAQUS .....	97
3.4.1	Application.....	98
3.4.2	Présentation du code ABAQUS .....	98
3.4.3	Géométrie du massif.....	99
3.4.4	Propriétés mécaniques.....	101
3.5	Calculs et résultats.....	103
4	Synthèse des résultats .....	104
	<b>Conclusion générale .....</b>	<b>106</b>
	Références bibliographiques .....	111
	Annexes.....	120

## Liste des figures

**Figure 1** : situation géographique de la ville d'AL Hoceima.

**Figure 2** : Coupe générale du Rif Central (Andrieux, 71).

**Figure 3** : Log litho-stratigraphique de la série paléozoïque des Bokoya (Margaa, 1994)

**Figure 4** : Carte de la sismicité instrumentale, historique et mécanismes au foyer (d'après Meghraoui et al, 1996) dans la région d'Al-Hoceima/RasTarf.

**Figure 5** : Mouvements de terrain repérés sur l'imagerie satellitaire (base de données Google Earth Pro).

**Figure 6** : Forces exercées sur un solide par la gravité.

**Figure 7** : Rôle des paramètres,  $(n - \rho)$  et  $C$  sur la stabilité d'un versant.

**Figure 8** : Schéma global de l'étude des instabilités.

**Figure 9** : Les tâches de l'étude préliminaire.

**Figure 10** : Détail de l'analyse préliminaire.

**Figure 11** : L'étude détaillée.

**Figure 12** : Les tâches de l'étude détaillée.

**Figure 13** : Composition de l'étude in-situ.

**Figure 14** : Évolution historique du versant du port de 2006 à 2017.

**Figure 15** : Indicateurs de l'instabilité sur levé topographique.

**Figure 16** : Les indices d'instabilité relevés dans la région d'étude.

**Figure 17** : Photo prise au niveau de la source Tanoute.

**Figure 18** : Localisation géographique des glissements de terrain (A, B, C et D) affectant le versant du port.

**Figure 19** : Fissures dans les murs de clôture en maçonnerie.

**Figure 20** : Indice d'activité sur le versant (glissement (A)) (image provenant de © Google Earth).

**Figure 21** : Indice d'activité sur le versant (glissement (D)) (image provenant de © Google Earth).

**Figure 22** : Type d'ouverture de la niche d'arrachement.

**Figure 23** : Typologie des glissements de terrain observés.

**Figure 24** : Les précipitations moyennes annuelles et la moyenne des précipitations de la période 1980-2021.

**Figure 25** : Précipitations mensuelles moyennes de la période 1980-2021.

**Figure 26** : Les précipitations moyennes annuelles : ■ activité des glissements sur le versant du port.



**Figure 27 :** Tremblements de terre de l'indice IGN 2000-2020 ; Mégawatts tremblements de terre > 1,5, le principal site de choc de la chaîne sismique 2004 et 1994 par Calvert et al. (1997) Van der Woerd et al. (2014). Les mécanismes focaux des deux séismes sont tirés de Van der Woerd et al. (2014).

**Figure 28 :** Localisation de la zone d'étude et géologie du massif de Bokoya (Rif central) avec schéma structural simplifié.

**Figure 29 :** description des faciès de versant avec illustrations panoramiques et dessins détaillés.

**Figure 30 :** distribution spatiale des sondages carottés et pressiométriques sur le versant.

**Figure 31 :** Description lithologique des sondages carottés.

**Figure 32 :** La limite occidentale du Sud du bloc d'Alboran et les nouvelles failles qui se développent vers l'ouest de direction NW (Galindo-Zaldivar et al., 2018).

**Figure 33 :** Carte des failles actives dans le nord de la ville d'Al Hoceima.

**Figure 34 :** (a) : En cercle noir brèche mécanique monogénique hétérométrique. (b) : Clastes anguleux de la même origine de taille pluri centimétrique. (c) : Clastes de la même origine de taille centimétrique plus ou moins cohésifs soutenus par une matrice.

**Figure 35 :** (a) Ultracataclasite (Pourcentage de matrice entre 90 à 100 %) avec des clastes de taille centimétriques. (b) et (c) : ultracataclasite avec des clastes autochtones de taille centimétrique d'évaporite.

**Figure 36 :** Faille affectant les schistes.

**Figure 37 :** Localisation des deux formations adjacentes au versant étudié.

**Figure 38 :** Photographies montrant les différents traits structuraux. (a) miroir de faille orienté NW-SE. (b) mesure de pendage. (c) mesure de direction. (d) stries indiquant la cinématique et le sens de déplacement de la faille.

**Figure 39 :** Structuration de versant par les linéaments majeurs relevés.

**Figure 40 :** Analyse stéréographique (Schmidt). (a) Pôles et plans de directions, (b) Densité des pôles, (c) Rosace de directions.

**Figure 50-1 :** Etat de la fracturation de la falaise Sidi Abid.

**Figure 50-2 :** Etat de la fracturation de la falaise Quemado.

**Figure 51 :** Organisation de la fracturation, a : falaise de Sidi Abid. b : falaise de Quemado.

**Figure 52 :** Suivi des déplacements en fonction de la profondeur dans deux inclinomètres.

**Figure 53 :** Evolution temporelle des Enregistrements Inclinométriques de SI5 et SI7 avec une lecture de chaque graphe.

**Figure 54 :** Evolution des Enregistrements Inclinométriques de SI5 et SI7 dans le temps avec une lecture globale.

**Figure 55 :** Profils de Tomographie électrique réalisés sur le versant du port.

**Figure 56 :** Résultats des sondages pressiométriques.

**Figure 57 :** Classification des sols du site à base du diagramme de Casagrande.

**Figure 58 :** Localisation des quatre sources (Spr).

**Figure 59 :** Campagne d'échantillonnage. A : Mesure in situ d'un échantillon d'eau au niveau de la source Spr4 ; b : Échantillonnage de l'eau au niveau de la source Spr3.

**Figure 60 :** Représentation des eaux de la source Tanout sur diagramme de Piper.

**Figure 61 :** Diagramme de Schoeller représentant la chimie des eaux de la source Tanout.

**Figure 62:** Coupe schématique au niveau de glissement (A) illustrant le cadre géologique et structural.

**Figure 63 :** Site du glissement "D" avant aménagement (à gauche) et après aménagement (à droite).

**Figure 64 :** Représentation du site avec les éléments de la dynamique post aménagements.

**Figure 65 :** Fissures de décompression relevées sur le mur des habitations en haut du massif.

**Figure 66 :** Localisation de la coupe modélisée : Glissement de terrain (D).

**Figure 67 :** Stabilité d'un talus, sollicitations et contraintes.

**Figure 68 :** Modèle réalisé sur TALREN.

**Figure 69 :** Simulation en considérant la partie supérieure constituée de schistes altérés et sans la présence d'eau à la base.

**Figure 70 :** Simulation en considérant la partie supérieure constituée de schistes altérés avec présence d'eau à la base.

**Figure 71 :** Simulation en considérant la partie supérieure constituée de schistes altérés avec renforcement en géogrille et pieux sans la présence d'eau à la base.

**Figure 72 :** Simulation en considérant la partie supérieure constituée de schistes altérés avec renforcement en géogrille et pieux avec présence d'eau à la base.

**Figure 73 :** Simulation en considérant la partie supérieure composée de schistes sains et sans présence d'eau.

**Figure 74 :** Simulation en considérant la partie supérieure composée de schistes sains et avec présence d'eau.

**Figure 75 :** Simulation en considérant la partie supérieure constituée de schistes sains avec renforcement géogrille et pieux sans présence d'eau à la base.

**Figure 76 :** Simulation en considérant la partie supérieure constituée de schistes sains avec renforcement géogrille et pieux avec présence d'eau à la base.

**Figure 77 :** Simulation de la partie supérieure du massif composée des schistes altérés et sans la présence d'eau à la base.

**Figure 78 :** Simulation de la partie supérieure du massif composée des schistes altérés et avec la présence d'eau à la base.

**Figure 79 :** Simulation de la partie supérieure du massif composée de schistes altérés avec renforcement et sans présence d'eau à la base.

**Figure 80 :** Simulation de la partie supérieure du massif composée de schistes altérés avec renforcement et présence d'eau à la base.

**Figure 81 :** Simulation de la partie supérieure du massif composée de schistes sains et sans présence d'eau à la base.

**Figure 82 :** Simulation de la partie supérieure du massif composée de schistes sains et avec présence d'eau à la base.

**Figure 83 :** Simulation de la partie supérieure du massif composée de schistes sains, avec renforcement et sans la présence d'eau à la base.

**Figure 84 :** Simulation de la partie supérieure du massif composée de schistes sains, avec renforcement et avec la présence d'eau à la base.

**Figure 85 :** Solution définitive proposée.

**Figure 86 :** Solution de stabilisation proposée.

**Figure 87 :** Calcul du coefficient de stabilité pour la partie supérieure.

**Figure 88 :** Calcul du coefficient de stabilité pour la partie avale.

**Figure 89 :** Coupe au niveau du glissement D.

**Figure 90 :** Géométrie du modèle avant glissement avec intégration des couches géologiques et des fractures.

**Figure 91 :** Eléments et nœuds constituant le maillage.

**Figure 92 :** Conditions aux limites du modèle de pente.

**Figure 93 :** Coefficient de frottement : à gauche éléments dont le coefficient varie en fonction de la température et à droite les éléments qui restent constants.

**Figure 94 :** Déplacements mesurés selon la direction U1.

**Figure 95 :** Déplacements mesurés selon la direction U2.

## Liste des tableaux

**Tableau 1** : Classification des roches de failles modifiées d'après Sibson (1977) et Lin (2008).

**Tableau 2** : Résultats des essais de limites d'Atterberg réalisés sur des schistes altérés du niveau supérieur et les schistes noirâtres du substratum.

**Tableau 3** : Essais de cisaillement (CD) sur les échantillons de sol intacts et altérés (IMSRN, 2012).

**Tableau 4** : Les paramètres physico-chimiques des eaux de la source Tanout.

**Tableau 5** : Signature géochimique des échantillons des eaux de la source Tanout.

**Tableau 6** : Paramètres de déduction géochimique.

**Tableau 7** : Indice de saturation.

**Tableau 8** : Méthodes de calcul des instabilités (Lebourg, 2000).

**Tableau 9** : Caractéristiques des fissures repérées sur le mur des habitations en haut du massif.

**Tableau 10** : Propriétés mécaniques des matériaux.

**Tableau 11**. Organisation des simulations selon les facteurs rentrant en jeu.

**Tableau 12** : Paramètres mécaniques utilisés.

**Tableau 13** : Coefficient de sécurité obtenu pour chaque cas de simulation.

**Tableau 14** : Directions et pendages des failles prises en compte dans le modèle.

**Tableau 15** : Propriétés mécaniques des matériaux.

**Tableau 16** : Conditions initiales du modèle de pente.

---

## **Introduction générale**

---

Les glissements de terrain sont parmi les catastrophes naturelles les plus courantes et ont un impact significatif sur les activités des populations (Pollock et Wartman., 2020 ; Li et al., 2020). Ils peuvent entraîner des coûts économiques élevés, bien que l'estimation des pertes soit difficile, en particulier lorsqu'il s'agit de pertes indirectes (Porter et al., 2019). Des études récentes ont montré que les pertes en vies humaines sont concentrées dans les pays moins développés, où les investissements dans la compréhension des dangers et des risques associés aux glissements de terrain sont relativement faibles en raison d'un manque de ressources appropriées (Saboya et al., 2006 ; Bukhari, 2023).

Au niveau mondial, les glissements de terrain causent des centaines de milliards de dollars de dommages et font des centaines de milliers de morts et de blessés chaque année (Center, 2012 ; Dragicevic et al., 2015). La perte de vies humaines est tragique et a des effets à long terme sur les communautés. Les coûts sont également économiques, car ces catastrophes entraînent des pertes économiques annuelles estimées à environ 300 milliards de dollars américains (Kjekstad et Highland, 2009). Parmi les glissements de terrain les plus dévastateurs, on peut citer :

- Septembre 2008, Égypte : Le glissement de terrain qui a lieu à l'est du Caire a causé 69 décès.
- Mai 2010, Québec, Canada : Le glissement de terrain qui a bloqué le cours de la rivière Salvail, entraînant la mort de 4 personnes.
- Août 2010, Chine : Le glissement de terrain qui a fait au moins 96 morts et 2 000 personnes sont portées disparues.
- 11 janvier 2011 : Les glissements de terrain meurtriers du Brésil.
- 2 mai 2014, Afghanistan : Les glissements de terrain d'Aab Bareek qui provoqué le décès de 300 personnes et le déplacement de 4000 ont entraîné 300 décès et le déplacement de 4 000 personnes.
- 23 août 2017, Suisse : Le glissement de terrain meurtrier qui produit dans la région des Grisons.
- 2 juillet 2020, Myanmar : le glissement de terrain qui a causé plus de 160 décès.
- 5 janvier 2022, Chine : Le glissement de terrain sur un chantier de et qui a fait a fait au moins 14 morts.

A cet effet, l'étude des glissements de terrain est devenue une nécessité face aux défis du changement climatique, de la surpopulation et de l'urbanisation rapide. L'Organisation des Nations Unies (ONU) et l'Organisation pour l'Alimentation et l'Agriculture (OAA) soulignent l'importance cruciale de l'étude des glissements de terrain à l'échelle mondiale, (Sassa et al., 2017). Des efforts sont déployés pour améliorer la surveillance et la prévision des glissements de terrain, développer des

systèmes d'alerte précoce, mettre en œuvre des politiques d'aménagement du territoire et de construction résiliente, ainsi que pour sensibiliser les populations aux mesures de prévention et de préparation (Scaioni et al., 2014). Néanmoins, il est vivement recommandé par ces organisations internationales, les gouvernements nationaux et les communautés locales de renforcer la coopération et l'échange d'informations entre les pays et les régions touchés par les glissements de terrain (Sassa, 2021). La création de réseaux internationaux de recherche et de plateformes de partage des connaissances et des expériences peut jouer un rôle essentiel dans l'amélioration de la compréhension des glissements de terrain et une gestion plus efficace des risques.

Toutefois, ces phénomènes demeurent une problématique majeure pour les pays en développement, particulièrement dans les régions montagneuses (Domakinis et al., 2008 ; Petley, 2012 ; Deng, 2022). Dans de nombreux de ces pays en développement, les projets de construction non réglementés continuent de croître en taille et en nombre en raison du faible pouvoir d'achat de la population, qui ne peut pas acquérir de terrains pré-équipés ou louer des maisons dans des zones convenablement urbanisées. L'occupation désordonnée des terrains dans certaines villes se développe dans des zones isolées en raison de leurs conditions géographiques, géologiques et géomorphologiques. Par conséquent, dans ces régions, les populations vivent sous la menace des risques naturels, parmi lesquels les glissements de terrain sont l'un des phénomènes les plus répandus. C'est pourquoi l'étude des glissements de terrain est devenue une problématique majeure au cours des dernières décennies. Ils font partie des processus inducteurs les plus dangereux des risques naturels, notamment dans les régions montagneuses (Lacasse et Nadine, 2009 ; Basharat et al., 2021). Ils peuvent être des phénomènes naturels ou d'origine humaine, et ils se produisent dans des contextes géologiques et géomorphologiques variés.

- Au Maroc, le chaîne de montagne du Rif est fortement marquée par les mouvements de terrain et en particulier les glissements qui se produisent d'une manière sporadique dans le temps et dans l'espace, (Millies-lacroix, 1968). L'environnement géologique unique et la géomorphologie spécifique des terrains, ainsi que l'intensité et le régime des précipitations qui affectent cette région, en font la plus sensible aux instabilités de terrain au Maroc (Margaa, 1994 ; Cherifi et al., 2022). Elle connaît chaque année des dizaines de glissements de terrain. La ville d'Al Hoceima est enclavée entre mer et montagne, est considérée comme une zone à haut risque en raison de sa vulnérabilité à l'aléa glissement de terrain (El khattabi. 2013). Cette ville est liée aux densités particulièrement élevées des mouvements de terrain, notamment les glissements de terrain repérés avec des réels enjeux autour de la gestion des risques au niveau local.

Ce travail de thèse se concentre sur l'évaluation de risque des glissements de terrain dans la zone urbaine d'Al Hoceima. Les glissements de terrain y surviennent régulièrement, mettant en péril la sécurité des habitants et compromettant le développement économique et social de la ville.

L'objectif principal de ces travaux de recherche est de mettre en place une méthodologie d'analyse permettant d'identifier les instabilités de versants de type glissements de terrain en milieu urbain. Cette méthodologie se base sur un processus conceptuel optimisé, intégrant les différentes caractéristiques géomorphologiques, structurales, sismiques, hydrogéologiques, hydrochimiques, géophysiques et mécaniques qui influencent la survenue de ces phénomènes. En outre, l'objectif de cette étude vise à déterminer les mécanismes micro-déstabilisateurs et les facteurs macro-déstabilisateurs qui sont à l'origine des glissements de terrain observés dans la ville d'Al Hoceima. Une compréhension approfondie de ces mécanismes permettra de prévenir et de réduire les risques associés aux glissements de terrain, en mettant en place des mesures de prévention et de gestion appropriées.

Dans le cadre de cette thèse, des modèles conceptuels et/ou numériques sont appliqués afin de simuler les glissements de terrain observés, permettant ainsi d'évaluer les risques encourus par d'autres versants similaires. Cette approche permettra de mieux anticiper les conséquences potentielles des glissements de terrain et de prendre des mesures préventives adaptées.

La pertinence de cette recherche réside dans sa contribution à l'avancement de la compréhension des glissements de terrain, en particulier dans la région d'Al Hoceima. Les résultats obtenus joueront un rôle crucial dans l'évaluation plus précise des risques et la mise en place de mesures préventives et de gestion efficaces. L'enjeu de cette étude est de fournir des outils et des connaissances essentiels pour promouvoir la sécurité et le développement durable des zones urbaines exposées aux glissements de terrain.

Cette thèse se situe à l'intersection des sciences de la terre, de l'ingénierie géotechnique et de la gestion des risques naturels. Elle contribuera à renforcer la résilience des villes face aux glissements de terrain en offrant des informations précises sur les mécanismes, les facteurs de risque et les stratégies de prévention. Les résultats obtenus auront une portée scientifique tout en ayant des implications pratiques significatives pour les décideurs, les urbanistes et les professionnels engagés dans la gestion des risques naturels et l'aménagement urbain.



## Organisation du manuscrit

**Le premier chapitre** de cette thèse donne aux lecteurs une vue d'ensemble de la région d'étude et établit le contexte pour la suite de la thèse. Il introduit également les principaux défis géologiques et géotechniques auxquels la région est confrontée, en mettant l'accent sur les glissements de versants, qui seront explorés plus en détail dans les chapitres suivants.

**Le deuxième chapitre** décrit la démarche méthodologique adoptée pour étudier les instabilités de terrain à Al Hoceima, s'inspirant des travaux antérieurs. La méthodologie mise en œuvre pour mon sujet est justifiée par sa séquence logique. Dans ce chapitre seront détaillées les deux phases principales qui compose la méthodologie, à savoir l'analyse de l'instabilité et la modélisation de l'instabilité.

**Le troisième chapitre** est l'étude préliminaire qui fait partie de la phase analytique et qui souligne la pertinence des stratégies et des instruments de recherche sélectionnés. Une collecte minutieuse de données à partir de diverses sources, y compris des documents, des levés topographiques, des cartes géologiques, des photos aériennes, des images satellites, est mise en œuvre, puis vient l'analyse préliminaire qui exploite diverses sources, dont les cartes géologiques et les photos aériennes, pour repérer les signes des glissements de terrain, dans la zone d'étude. Son but est d'identifier les indices significatifs de ces phénomènes. Combinée aux données de terrain, cette approche renforce la fiabilité de notre méthodologie pour définir la géométrie et localiser géographiquement des mouvements de terrain.

**Le quatrième chapitre** revêt une importance cruciale dans l'élaboration des données et vise à déterminer les facteurs qui influencent ces phénomènes macro-déstabilisateurs tout en identifiant les mécanismes micro-déstabilisateurs. À ce stade, l'accent est porté sur les mesures et les orientations structurales du versant étudié, ce qui influence la sélection de l'échantillonnage. Ce dernier qui couvre à la fois l'eau et les matériaux, permet l'identification des mécanismes responsables de l'instabilité et établit des corrélations avec la minéralisation de l'eau souterraine ainsi que les contraintes du massif. L'analyse des caractéristiques physiques et mécaniques des matériaux renforce la robustesse de l'étude et permet de comprendre en détail comment ces matériaux réagissent aux contraintes et aux pressions.

**Le dernier chapitre** de cette thèse est consacré à l'application de méthodes numériques bidimensionnelles pour modéliser les glissements de terrain. Ces modèles analysent la stabilité du massif par des méthodes classiques mais aussi prennent en considération les discontinuités géologiques et analysent les déformations et les déplacements, en se concentrant principalement sur les zones sujettes aux glissements. Ces modèles sont essentiels pour approfondir notre compréhension

des mécanismes des glissements de terrain, notamment leur interaction avec l'eau, les fractures et les différentes couches géologiques.

Finalement, la thèse se conclut par une synthèse globale qui met en évidence l'importance d'une approche multidisciplinaire pour appréhender et prévenir les glissements de terrain dans des régions similaires. La conclusion de cette étude contribue à améliorer la sécurité des infrastructures dans la région étudiée, en garantissant leur stabilité à long terme malgré les contraintes géologiques et environnementaux qui se posent. Ces résultats ouvrent de nouvelles perspectives dans la gestion des risques associés aux glissements de terrain dans cette zone d'étude.

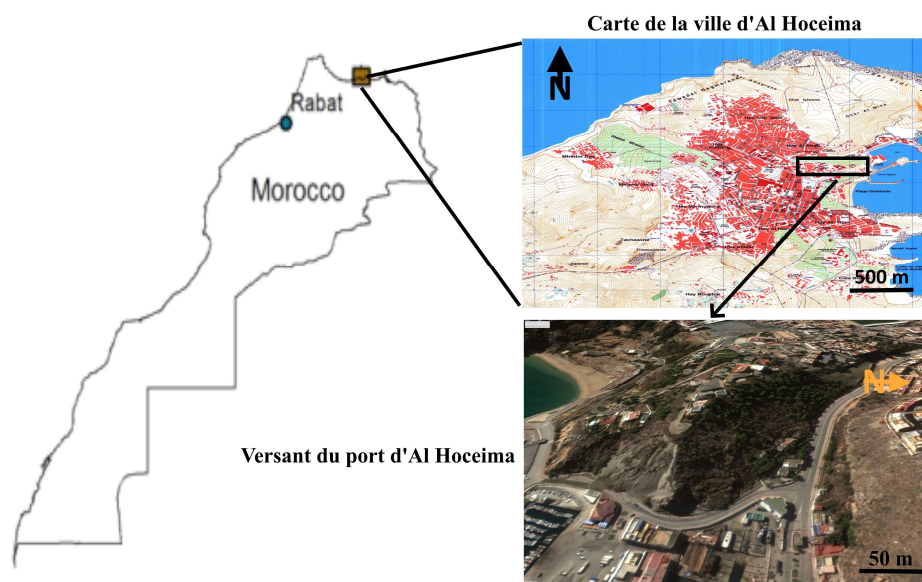
---

## **Chapitre 1 : présentation de la zone d'étude**

---

# 1 Localisation géographique et activité économique

La ville d'Al Hoceima se trouve sur la côte méditerranéenne, au centre-nord du Maroc (Figure 1). Elle s'étend sur une superficie de 37 km<sup>2</sup>, avec des coordonnées géographiques comprises entre 35,16° et 35,28° de latitude nord, et entre 3,87° et 4,05° de longitude ouest. Elle est bordée par la mer Méditerranée (mer d'Alboran et baie d'Al Hoceima) au nord et à l'est, par Oued Isli au sud, et par la commune rurale d'Izammouren à l'ouest. Elle se trouve à 126 km à l'est de Nador, à 235 km à l'ouest de Tétouan, et à 158 km au sud de Taza. La ville d'Al Hoceima est divisée en quatre arrondissements et comptait une population de 56 716 habitants en 2014. La pêche et le tourisme constituent deux piliers économiques essentiels, offrant un emploi significatif à une partie importante de la population active. Le tourisme est favorisé par la diversité des plages de la ville, telles que Quemado, Calabonita, Sabadia....



**Figure 1** : Situation géographique de la ville d'Al Hoceima.

La ville est pourvue d'un port de pêche et de passagers ainsi qu'une marina équipée d'infrastructures modernes équipé d'une infrastructure moderne. Ce port figure parmi les trois principaux ports nationaux en termes de trafic de passagers. Il joue un rôle clé dans l'ouverture de toute la province sur la façade nord-méditerranéenne.

## 1.1 La géomorphologie

La ville d'Al Hoceima est située dans l'une des régions les plus accidentées de la chaîne du Rif, caractérisée par des reliefs prononcés et des vallées profondes. Deux unités morphologiques distinctes se démarquent à Al Hoceima :

- Les montagnes, qui s'élèvent à partir des altitudes environnantes, présentent des crêtes calcaires et dolomitiques atteignant jusqu'à 300 mètres à Adrar Malmusi et 406 mètres au niveau d'Adrar « Monte Palomas » (appellation espagnole). De plus, de hautes falaises, telles que celles de Morro Viejo et de Sidi Abid, s'élèvent fréquemment de 100 à 140 mètres.
- Les plateaux, d'une altitude maximale de 120 mètres, sont le lieu d'une urbanisation galopante. Les talwegs qui traversent la ville ont des lits plats, et les formations en tresses témoignent de la forte inclinaison des pentes.

Ce contraste topographique est le résultat des mouvements épirogéniques qui sont à l'origine de la topographie actuelle dans la région. Ces mouvements jouent un rôle décisif dans l'amplification des phénomènes de mouvements de terrain.

## 1.2 Le climat

Le climat dans la région du Rif est très contrasté. A l'extrême ouest et au centre, la région est exposée aux perturbations océaniques et méditerranéennes, ce qui se traduit par un climat humide avec des précipitations pouvant dépasser 1500 mm par an (Thauvin, 1971). En revanche, à l'est, sur les massifs, le paysage est plus sec et le climat est semi-aride, recevant seulement 200 à 300 mm de précipitations annuelles en provenance de la Méditerranée.

La situation géographique d'Al Hoceima, à l'extrémité nord du Rif marocain, la place sous l'influence des conditions météorologiques qui caractérisent le climat méditerranéen semi-aride. Les hivers y sont doux et relativement pluvieux, tandis que les étés sont secs, chauds et ensoleillés. La neige est extrêmement rare dans la ville. En effet, au cours des 40 dernières années, il n'y a eu qu'une seule chute de neige, en janvier 2005.

## 2 La géologie

D'un point de vue géologique, la zone d'étude se situe dans le domaine rifain, qui fait partie de l'orogénèse alpine (El Mahsani et al., 2018). Ce domaine s'étend sur une superficie d'environ 1200 km<sup>2</sup> et s'étend sous les eaux de l'Atlantique, du détroit de Gibraltar et de la Méditerranée. Il est délimité à l'est par le cours de l'oued Moulouya et au sud par la plaine du Gharb, la Meseta et le Moyen Atlas. Le domaine rifain est une partie de l'arc Bético-Rifain, qui fait partie de la chaîne alpine occidentale. Il est composé de terrains mésozoïques et tertiaires qui ont été plissés, faillés et schistosés, formant des écaillés et des nappes de glissements (ou charriages) (Andrieux, 1971 ; Frizon de Lamotte, 1987 ; Morley, 1988). Il est subdivisé en trois unités structurales : le domaine interne

(nappes de flyschs ou nappes ultrarifaines), le domaine médian (chaînes calcaires et zone paléozoïque) et le domaine externe (nappes de glissement externes et leur substratum autochtone ou para-autochtone) (Figure 2).

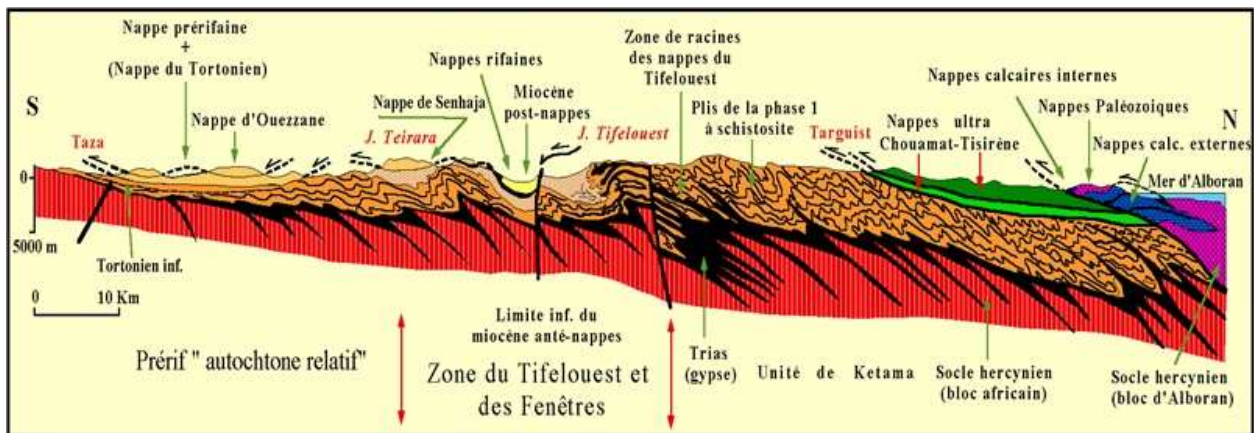


Figure 2 : Coupe générale du Rif Central (Andrieux, 71).

Les affleurements géologiques de la zone s'étendent du Paléozoïque (Silurien) au Cénozoïque (Oligo-Miocène), ils se présentent sous forme de bandes allongées d'est en ouest.

**La chaîne des Bokoya**, située dans le domaine interne de la chaîne rifaine, est une formation calcaire s'étendant sur une longueur d'environ 40 km et ayant une largeur de 7 à 8 km. Avec une altitude maximale de 753 m, elle surplombe les régions avoisinantes. Les affleurements géologiques de cette chaîne remontent du paléozoïque (Silurien) au cénozoïque (Oligo-Miocène) et se présentent sous forme de bandes allongées orientées est-ouest, du nord au sud (Mourier, 1982). Parmi ces affleurements, on distingue plusieurs unités lithologiques :

- Le plateau dolomitique du Trias moyen.
- La bande schisto-gréseuse du Dévonien s'étendant d'Al Hoceima à Boussicour.
- La bande la plus étendue en superficie, constituée de calcaires et de dolomies du Jurassique.
- La semelle tertiaire des Bokoya.

Au sud de la chaîne des Bokoya, dans le reste de la province d'Al Hoceima, on observe l'affleurement de schistes créacés, faisant partie du domaine des flyschs.

La région d'Al Hoceima est située dans le domaine interne de la chaîne rifaine et abrite la chaîne calcaire des Bokoya, qui domine les régions environnantes. Les formations géologiques de la région se présentent sous forme de bandes allongées orientées est-ouest, les affleurements comprennent

différentes nappes tectoniques résultant de l'empilement d'unités allochtones déplacées (Mourier, 1982). On distingue plusieurs nappes géologiques dans la région :

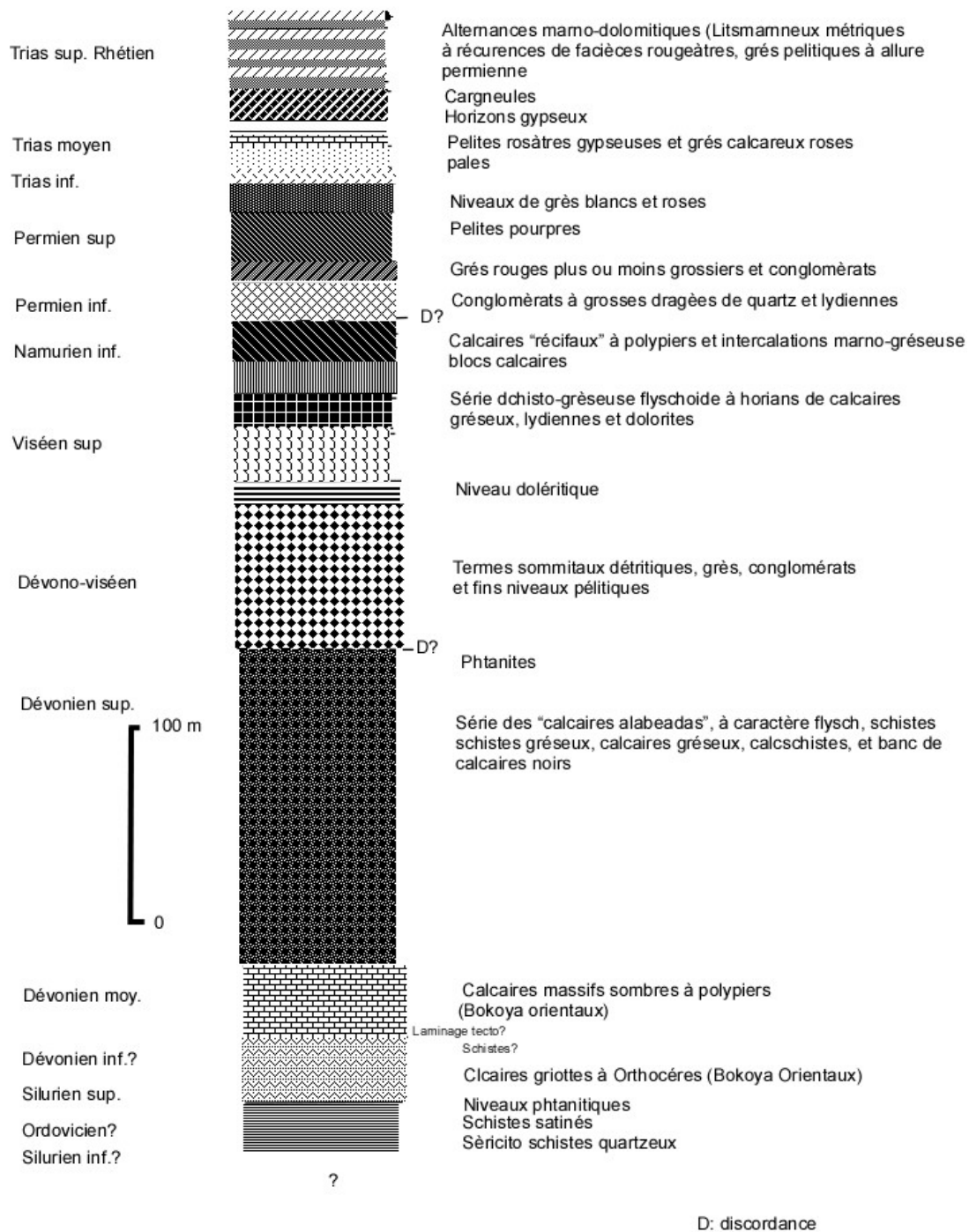
- La nappe de Tisirène, constituée de flyschs gréseux du Crétacé inférieur (Néocomien).
- L'unité de Ketama, composée de flyschs schisto-gréseux de l'Albo-Aptien.
- La semelle tertiaire des Bokoya, formée d'affleurements datant de l'Éocène à l'Oligocène.
- La nappe des calcaires à silex (Adrar Boussicour).
- La nappe des calcaires blancs du Lias (Adrar Amakrane).
- La nappe paléozoïque (Al Hoceima).

Les formations géologiques anciennes qui affleurent dans la région d'Al Hoceima comprennent principalement des flyschs cénomaniens, ainsi que des terrains jurassiques, triasiques et paléozoïques au nord de la province.

**La nappe d'Al Hoceima (paléozoïque)** est présentée sous la forme de nombreuses klippes s'étendant de la ville d'Al Hoceima jusqu'à la vallée de Boussicour à l'ouest (Figure 3). Elle est composée de différents types de matériaux d'âge paléozoïque et permo-triasique, comprenant :

- Des schistes et des calcaires griottes du Silurien.
- Des schistes, des calcaires massifs et des grès du Dévonien.
- Des grès, des argilites rouges, des conglomérats et du gypse du Permo-Trias.
- Des dolomies et des grès fins du Trias moyen.
- Des grès et des conglomérats calcaires du Trias supérieur.

Ces diverses formations géologiques constituent la nappe d'Al Hoceima et présentent une grande variété de lithologies qui témoignent de l'évolution géologique de la région au cours des ères paléozoïque et permo-triasique.



**Figure 3** : Log litho-stratigraphique de la série paléozoïque des Bokoya (Margaa, 1994).

D'un point de vue structural, notre zone d'étude est caractérisée par un empilement de phases tectoniques (Michard et al., 2002). Cette structure est le résultat de la superposition de plusieurs phases compressives et distensives successives de l'Eocène à nos jours (Mourier, 1982; Galindo-Zaldívar et al., 2018). Ces mouvements tectoniques ont donné lieu à des plissements, des failles et des déformations qui ont façonné la région.



### **3 Hydrologie et hydrogéologie**

Les travaux spécifiques à l'hydrologie et l'hydrogéologie de la ville d'Al Hoceima soient rares en raison du manque de données et d'études spécifiques sur l'hydrogéologie et l'hydrologie de la ville. Ce manque trouve ses raisons également dans l'absence d'aquifère important. En effet, l'essentiel des formations géologiques n'offre pas de réservoir d'eau, mais il se limitent à leur aspect aquitard.

Les précipitations sont généralement plus abondantes pendant les mois d'hiver. Cependant, les fortes précipitations peuvent entraîner des crues soudaines et des inondations, en particulier dans les zones à faible capacité de drainage. La topographie escarpée de la région peut aggraver ces phénomènes.

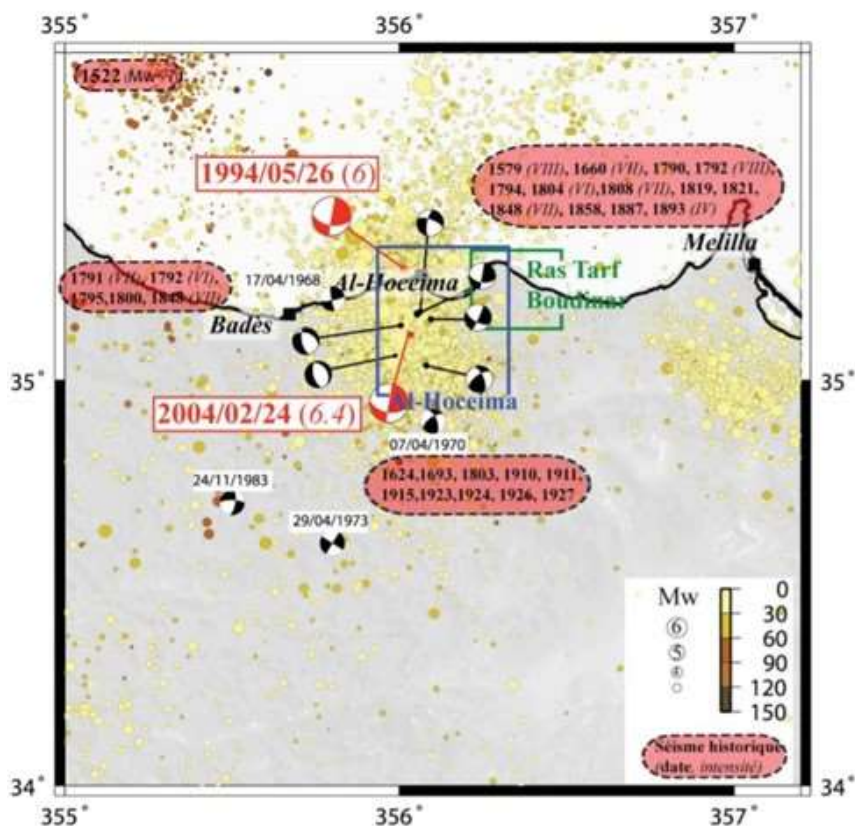
L'hydrologie de la région est influencée par les nombreux Talwegs qui donne relief à la ville, tels que Aghzar Aboulay, Aghzar Sidi Mansour. Ces cours d'eau recueillent les eaux de ruissellement de la région et les acheminent vers la mer Méditerranée. L'hydrologie est également influencée par les événements pluvieux, qui peuvent entraîner des fluctuations dans le régime d'écoulement des cours d'eau et la recharge des aquifères, ainsi des sources pérennes sont présentes, témoignant d'une circulation d'eau continue, tandis que d'autres sources peuvent apparaître de manière occasionnelle en fonction des précipitations.

Du point de vue de l'hydrogéologie, la géologie d'Al Hoceima est caractérisée par la présence de quelques réservoirs d'eau dans les formations calcaires, de schistes et de grès. Ces formations géologiques jouent un rôle essentiel dans le stockage et la circulation des eaux souterraines. Des nappes phréatiques réduites dans la région est principalement alimentée par les infiltrations des précipitations et des cours d'eau. Les calcaires fissurés et les formations karstiques constituent des réservoirs d'eau significatifs. Les caractéristiques géologiques, telles que la perméabilité et la porosité des formations, influencent la recharge, la circulation et la qualité de l'eau souterraine dans la région.

### **4 Sismicité et activité néotectonique**

La région de l'Afrique du Nord est caractérisée par une tectonique de collision entre les plaques africaine et eurasienne depuis le Pliocène. Cette activité tectonique récente et intense se traduit par des plissements et des failles observables dans les formations géologiques du Miocène, du Pliocène et du Quaternaire. Ces déformations sont également associées à un niveau de sismicité relativement élevé, avec plusieurs séismes destructeurs enregistrés dans la région Ibéro-Maghrébine (Rif, mer d'Alboran) tels que ceux de 1641, 1750, 1755, 1801 et 1848 (Meghraoui et al., 1996) (Figure 4).

L'activité sismique dans cette région occidentale se caractérise par des magnitudes modérées ( $M < 5$ ) et des intervalles de récurrence relativement court.



**Figure. 4 :** Carte de la sismicité instrumentale, historique et mécanismes au foyer (d'après Meghraoui et al) dans la région d'Al-Hoceima/RasTarf (1996).

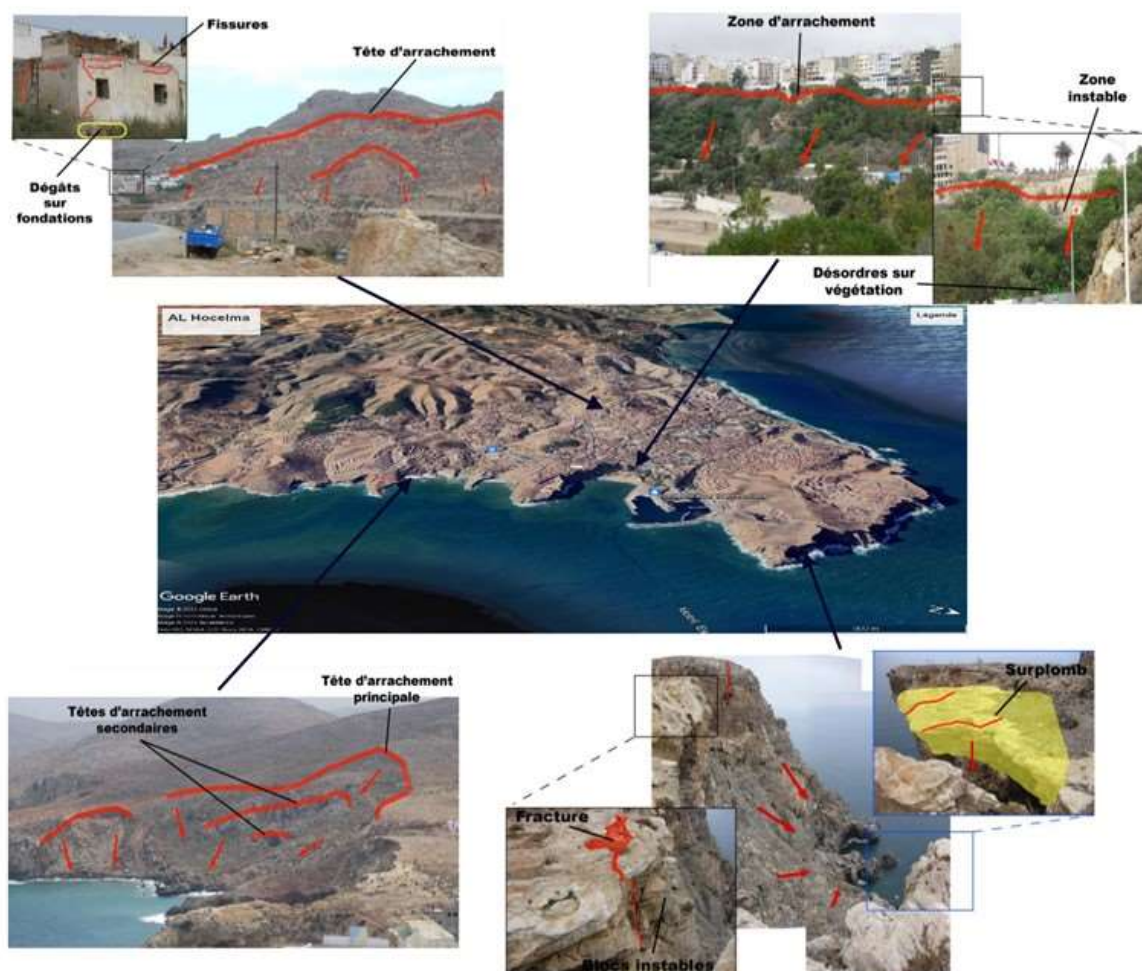
La majorité des séismes sont superficiels, avec des magnitudes généralement inférieures à 5, mais le séisme du 8 juillet 1848 ( $I_0 = VIII$  avec  $I = I$  à  $IX$  sur l'échelle de SME) a atteint une intensité maximale (Meghraoui et al., 1996). Au cours des dernières années, une augmentation de l'activité sismique a été observée (1994, 2004 et 2016). En raison de cette activité néotectonique, cette zone est considérée comme la partie la plus sismogène du Maroc (Tahayt et al., 2008). L'activité microsismique récurrente ont des magnitudes comprises entre 2.1 et 5 et les profondeurs varient de 0,2 à 103 km. Ceci explique la nature superficielle de la plupart des tremblements de terre, dont la majorité se trouvent à des profondeurs inférieures à 70 km (Lebret et al., 2014).

## 5 Mouvements de terrain à Al Hoceima

La zone d'Al Hoceima est particulièrement exposée à des aléas naturels, notamment aux mouvements de versants (Figure 5). Ces phénomènes constituent un défi majeur pour le développement de la ville et de ses environs. Chaque année, de nombreux mouvements de terrain se produisent dans la ville

d'Al Hoceima. Par exemple, en 1982 et en 2011, un décollement du massif calcaire dévonien sur le substratum schisteux imperméable a entraîné des glissements sur le versant sud de Sidi Mansour (EL Khattabi et al., 2013). En 2005, un effondrement d'un panneau dolomitique s'est produit à Matadero, au sud de la ville. En 1982, 1991 et 2003, l'élévation du niveau piézométrique de la nappe perchée a entraîné une pression interstitielle accrue et des glissements sur le versant de Quemado ont apparu.

Par ailleurs, l'érosion marine du pied de la falaise de Sidi Abid a provoqué des fractures, des éboulements et la chute de blocs. Le versant du port d'Al Hoceima, également connu sous le nom de versant de Zraktouni, a connu plusieurs glissements au cours des dernières décennies, notamment en 1986, 1991, 2009 et 2011, généralement après des périodes de fortes pluies.



**Figure 5 :** Mouvements de terrain repérés sur l'imagerie satellitaire (base de données Google Earth Pro).

Ces mouvements de terrain constituent des défis importants en matière de gestion des risques naturels dans la région d'Al Hoceima. Une compréhension approfondie de ces phénomènes est essentielle pour

mettre en place des mesures de prévention et de protection efficaces afin de réduire les impacts sur les populations et les infrastructures.

## **5.1 Glissements de terrain à Al Hoceima**

Les glissements de terrain se produisent lorsque des masses de sol ou de roche se déplacent le long de surfaces de rupture, qui peuvent être courbes, planes ou complexes (Flageollet 1989) ou planes. Ces surfaces de rupture sont généralement définies à l'aide d'inclinomètres ou d'autres comme les méthodes géophysiques pour déterminer leur profondeur.

Dans la région étudiée, nous avons observé une dizaine des glissements de terrain réparties sur l'ensemble du territoire. Il est important de noter cependant que les glissements de terrain les plus significatifs se concentrent principalement dans les zones où les matériaux ductiles sont les plus présents ou dans le cas où on constate la présence d'un binôme de matériaux dur sur ductile (El Khattabi 2001). Un exemple notable est le glissement du port d'Al Hoceima en zone urbaine.

Ces glissements de terrain représentent un risque important pour les zones touchées. Il est donc essentiel de comprendre leur mécanisme et leurs facteurs déclencheurs afin de mettre en place des mesures de prévention, et de protection appropriée pour minimiser les dommages potentiels pour les populations et les infrastructures.

## **5.2 Classification des glissements de terrain**

Il existe divers critères pour classifier les glissements de terrain, et cette classification peut varier d'un auteur à l'autre. Les premières tentatives de classification, initiées par Baltzer en 1875, il a distingué les types de mouvements tels que la chute de bloc, le glissement et l'écoulement. Toutefois, de nombreuses classifications plus détaillées ont été proposées par la suite, en utilisant plusieurs critères, ce qui a conduit à une variabilité dans la classification en fonction des auteurs. Voici quelques-unes des classifications les plus reconnues :

- La classification de Terzaghi en 1950 se base sur le type de mouvement et la nature du matériau impliqué dans le glissement de terrain.
- Trévisan, en 1971, a élaboré une classification prenant en compte le type de mouvement, la nature du matériau et le contexte géologique.
- Colas et Pilot, en 1976, ont proposé une classification basée sur le type de mouvement, la nature du matériau impliqué et la morphologie du glissement de terrain.

- Varnes, en 1978, a développé une classification considérant le type de mouvement, la nature du matériau impliqué et la morphologie du glissement de terrain.

- Flageollet, en 1989, a introduit une classification basée sur le type de mouvement et la morphologie du glissement de terrain. Cette classification est largement utilisée.

Récemment, plusieurs auteurs ont classé les glissements de terrain en fonction de divers facteurs tels que le type géologique, la profondeur du matériau meuble sous la surface du sol, la présence de failles, la pente et la texture du sol (Beny et al., 2022). La structure des glissements de terrain et les mécanismes de leur formation ont également été utilisés pour la classification (Vladimir, 2022).

Dans notre étude, nous faisons usage de la classification établie par Flageollet.

On distingue deux grandes classes qui peuvent éventuellement se combiner pour donner naissance aux glissements complexes :

Les glissements plans, qui se produisent le long de discontinuités géologiques préexistantes, les glissements rotationnels, qui se produisent dans des roches sans discontinuités apparentes et les glissements complexes qu'on n'arrive pas à classer dans l'une des précédentes. Les glissements plans se produisent le long de surfaces relativement planes, telles que des joints de stratification, des réseaux de diaclases, des surfaces de schistosité, des failles, des couvertures sur substratum ou des couches géologiques tendres et savonneuses.

Les glissements rotationnels, quant à eux, se caractérisent par des surfaces de glissement de forme circulaire concave et sont généralement associés à une zone de départ nette et à un bourrelet frontal plus ou moins marqué. La nature des terrains et l'ampleur du mouvement influencent le remaniement externe dans ces glissements rotationnels.

Il convient de noter que ces deux types de glissements de terrain peuvent se produire simultanément ou en combinaison dans certaines situations, en fonction des caractéristiques géologiques et des conditions environnementales spécifiques.

### **5.3 Les éléments fondamentaux qui influent la stabilité d'un versant**

La pente du versant, la cohésion du matériau et sa teneur en eau ce sont des facteurs critiques qui déterminent la stabilité d'un versant. Tout changement de l'un de ces facteurs peut influencer la stabilité du versant, pouvant le rendre stable ou instable selon les circonstances. Ces facteurs sont essentiels pour comprendre et évaluer les risques de glissements de terrain.

Lorsque la pente d'un versant augmente, la contrainte de cisaillement (représentant la force qui tend à déplacer les matériaux en sens inverse) augmente également, tandis que la contrainte effective (la force qui maintient les matériaux en place) diminue. Cette situation est illustrée dans la figure 6.

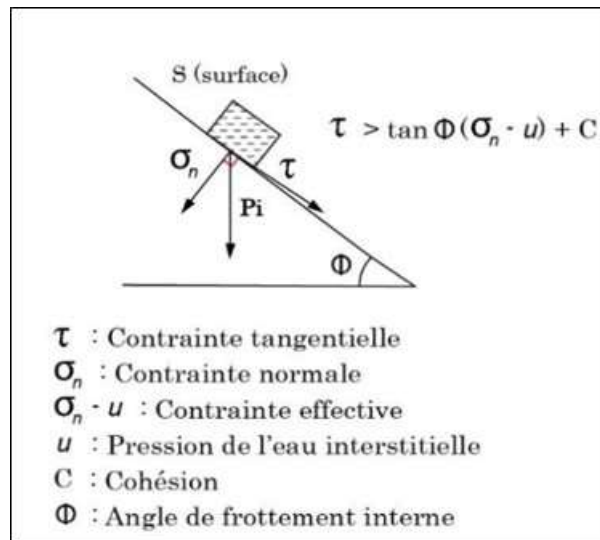


Figure 6 : Forces exercées sur un solide par la gravité.

Ensuite, la cohésion d'un matériau (c'est-à-dire sa capacité à rester uni et résister aux forces) diminue à mesure que sa teneur en eau augmente. Cela est dû à l'augmentation de la pression interstitielle (la pression exercée par l'eau entre les particules du matériau). Lorsque la teneur en eau augmente, la contrainte totale  $\sigma = \sigma' + u$  (représentant la somme de la contrainte effective et de la pression interstitielle) se répartit entre le squelette solide du matériau et l'eau, ce qui diminue le frottement entre les grains du matériau.

Enfin, les variations simultanées de la contrainte de cisaillement et de la contrainte normale (la force perpendiculaire à la surface du versant) déplacent la limite entre la stabilité (quand le versant ne glisse pas) et l'instabilité (quand le versant glisse). Ces variations sont illustrées dans la figure 7.

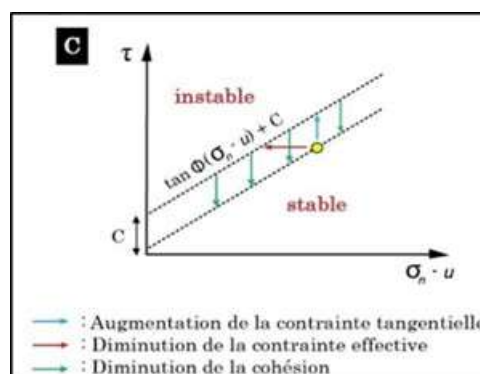


Figure 7 : Rôle de C sur la stabilité d'un versant.

La formule de Coulomb-Terzaghi de la résistance au cisaillement s'écrit :

$$R = C + \sigma_n \cdot \tan \Phi$$

*R* : résistance au cisaillement d'un matériau

*C* : cohésion

$\Phi$  : angle de frottement interne

$\sigma_n$  : contrainte normale

Le coefficient de sécurité ( $F_s$ ) représente le rapport entre les forces de résistance et les forces motrices. À l'équilibre limite, ce coefficient est de 1. Cependant, il diminue si le poids du sol ( $P$ ) ou la pression d'eau interstitielle ( $u$ ) augmentent, ou si la cohésion du sol ( $c$ ) et l'angle de frottement interne ( $\phi$ ) diminuent.

$$F_s = \frac{\text{somme des forces de résistance}}{\text{somme des forces motrices}}$$

Si  $F > 1$  : versant stable

Si  $F = 1$  : équilibre limite

Si  $F < 1$  : versant instable (= risque de rupture)

$$F_s = \frac{\tan \Phi (\sigma_n - u) + C}{\tau}$$

Si  $\tau < C + (\sigma_n - u) \cdot \tan \Phi$  : équilibre du versant (contrainte de cisaillement < cohésion + contrainte effective).

Si  $\tau > C + (\sigma_n - u) \cdot \tan \Phi$  : instabilité de versant.

---

## **Chapitre 2 : démarche méthodologique**

---



Il existe diverses approches à différentes échelles pour étudier les instabilités de terrain (Lai, 2022). On retrouve l'approche qualitative ou expert (Leroi, 1996), les approches semi-quantitatives ou méthodes des logiques floues, qui sont considérées comme moins utilisées (Thiery, 2007) et l'approche quantitative, qui se fonde sur la relation statistique entre les phénomènes observés et les facteurs contributifs. Actuellement, la méthodologie utilisée pour évaluer le risque d'instabilité des versants repose sur une connaissance approfondie des contextes géologiques, hydrogéologiques et géotechniques locaux.

Ces exigences conduisent généralement à une étude de l'instabilité en deux phases :

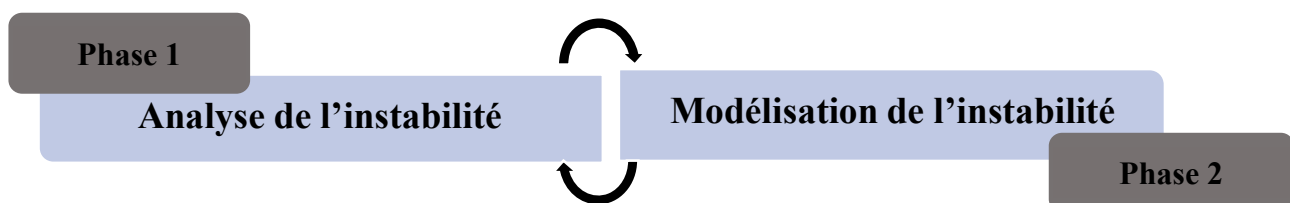
1. Une première phase consiste en l'analyse de l'instabilité à travers l'étude préliminaire et l'étude détaillée.
2. Une deuxième phase est la modélisation.

La méthodologie adoptée pour étudier les instabilités de terrain sur le site du versant du port d'Al Hoceima s'inspire de la démarche développée par Jamal El Khattabi et appliquée au Nord du Maroc (El Khattabi, 2001, El Khattabi et al., 2002, El Khattabi et al., 2004) puis prolongée dans une autre étude sur les écroulements de falaises crayeuses du Nord de la France (Sedki, 2005 et El Khattabi et al., 2017). Cette démarche est adaptée à l'échelle d'analyse et aux données disponibles. La synthèse des différentes étapes effectuées sera présentée dans notre étude.

## 1 Principe de la démarche

La méthodologie d'analyse qu'on a adoptée se base sur un processus conceptuel optimisé, intégrant les différentes caractéristiques géomorphologiques, structurales, sismiques, hydrogéologiques, hydrochimiques, géophysiques et mécaniques. L'étude est menée de manière descendante, hiérarchique et structurée en deux phases importantes (Figure 8) :

- L'analyse de l'instabilité (phase 1),
- La modélisation de l'instabilité (phase 2).



**Figure 8** : Schéma global de l'étude des instabilités.

La construction d'un modèle réaliste dépend de l'identification précise des facteurs et des mécanismes d'instabilité lors de la phase d'analyse de l'instabilité. Cependant, il est essentiel de noter que ce

processus peut être itératif et que des révisions peuvent être nécessaires. Cela peut inclure la collecte d'informations supplémentaires ou la compilation des données déjà disponibles. Cette flexibilité permet d'assurer la qualité et la précision du modèle tout au long du processus d'analyse, en s'assurant que les résultats obtenus sont fiables et conformes à la réalité du terrain étudié.

## 1.1 L'étude préliminaire

À travers cette étude préliminaire, les glissements de terrains sont identifiés en fonction de leur typologie et de leur activité, puis ils sont cartographiés. Trois tâches sont requises pour cela : la collecte de données et documents existants, l'analyse préliminaire et la prospection sur le terrain (Figure. 9). La reconnaissance des mouvements dépend habituellement du respect de l'ordre dans le suivi de ces tâches. Par conséquent, l'étude détaillée peut être utilisée à des fins d'informations.

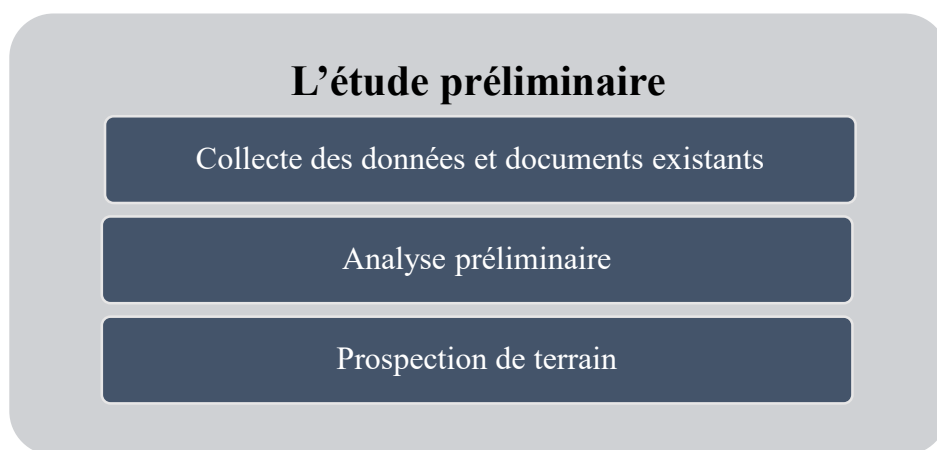


Figure 9 : Les tâches de l'étude préliminaire.

### 1.1.1 Collecte, analyses des données et des documents existants

La collecte et l'analyse des données et des documents existants constituent une étape cruciale dans notre étude. Cela implique la recherche et la compilation de tous les documents disponibles, ainsi que la collecte d'informations et de données relatives aux mouvements de terrain qui affectent la zone d'étude. Les sources de ces informations et données sont diverses, allant des bureaux d'études aux archives des services techniques des administrations publiques, ainsi que des documents provenant de laboratoires privés. La plupart de ces données sont souvent brutes et non analysées.

L'objectif de cette étape est d'obtenir le plus grand nombre d'informations possible afin de guider au mieux l'analyse préliminaire. Toutes les données collectées seront soumises à une analyse et à une synthèse.

➤ Les données de sismicité

Elles fournissent des informations essentielles pour comprendre l'interaction entre les séismes et les glissements de terrain, ainsi que pour évaluer les risques sismiques associés à ces mouvements de terrain. Elles contribuent à une analyse plus complète et précise de la stabilité des pentes.

➤ Les données climatiques

Elles permettent de déterminer les seuils critiques au-delà desquels le risque de glissement de terrain devient significatif. L'analyse des facteurs climatiques aide à comprendre les mécanismes par lesquels les précipitations influencent la stabilité des pentes, tels que l'infiltration de l'eau dans les sols, la saturation des matériaux et l'évolution du niveau piézométrique.

➤ Les données géotechniques

Les données géotechniques font référence aux informations spécifiques relatives aux propriétés mécaniques, physiques et hydrauliques des sols et des roches présentes dans une zone d'étude. Elles sont essentielles pour évaluer la stabilité des terrains, concevoir des structures sûres et durables pour un confortement sans risques.

➤ Les forages

Les forages fournissent des informations sur la lithostratigraphie (nature du matériau), la structure (fracture) et l'hydrogéologie. Lorsque la distribution géographique des sondages est dense, la structure géologique peut être décrite en particulier par des coupes géologiques. Les résultats obtenus renforcent les analyses structurales.

➤ Les sondages

Ils fournissent des informations cruciales sur la nature des matériaux et la structure du sous-sol. Grâce aux sondages, il est possible de collecter des échantillons de sol et de roche à différentes profondeurs, et de les analyser pour déterminer leur composition et leurs propriétés géotechniques. L'analyse approfondie de ces données permet de mieux comprendre les facteurs potentiels qui peuvent influencer la stabilité des pentes.

➤ Cartes géologiques

Elles sont des outils précieux pour déterminer les facteurs structuraux et lithologiques impliqués dans les glissements de terrain. Elles fournissent une vision d'ensemble de la géologie d'une région et aident à identifier les zones potentiellement instables.

➤ Le MNT et plans de restitution

Ce sont des outils essentiels dans l'étude des glissements de terrain, car ils permettent de visualiser les variations de pentes et de générer d'autres informations topographiques pertinentes, contribuant ainsi à une évaluation plus précise de la dynamique des versants.

➤ Les photos aériennes

Elles simplifient l'analyse et le traitement des cartes, permettant ainsi l'identification de la structure géologique, des pentes topographiques et de la couverture végétale à ce stade.

### **1.1.2 Analyse préliminaire**

L'analyse préliminaire est une étape importante et complémentaire à la prospection de terrain. Elle vise à examiner de manière approfondie tous les indices pertinents repérés lors des étapes précédentes de l'étude. Ces indices peuvent inclure des informations sur des phénomènes tels que les mouvements de masse (par exemple, glissements de terrain) qui pourraient se produire dans la zone étudiée.

Cette étude est menée à base des supports cartographiques (des cartes géologiques, topographiques) et des photographies aériennes ou satellites qui permettent d'obtenir une vue d'ensemble de la zone d'étude. L'objectif de cette analyse préliminaire est donc de recueillir et d'évaluer toutes les informations disponibles à partir de ces supports cartographiques et photographiques, afin d'identifier les indices pertinents qui pourraient indiquer des mouvements de masse potentiels dans la zone.

### **1.1.3 Prospection de terrain**

Dans notre démarche, la prospection de terrain revêt une importance fondamentale. D'une part, elle permettra de vérifier et de confirmer les informations collectées lors de l'étape précédente, c'est-à-dire la collecte de données et la recherche documentaire. D'autre part, elle permettra de valider et de mettre à jour certaines informations en parallèle de la campagne de prospection sur le terrain.

La prospection de terrain permet également de confirmer les résultats obtenus lors de l'analyse préliminaire en apportant des données concrètes provenant de l'observation directe sur le terrain. De plus, elle permet de collecter des données supplémentaires spécifiques au site d'étude, ce qui contribue à une meilleure compréhension de la dynamique des glissements de terrain et du contexte géologique du site, y compris la profondeur et la dynamique des versants (Figure 10).

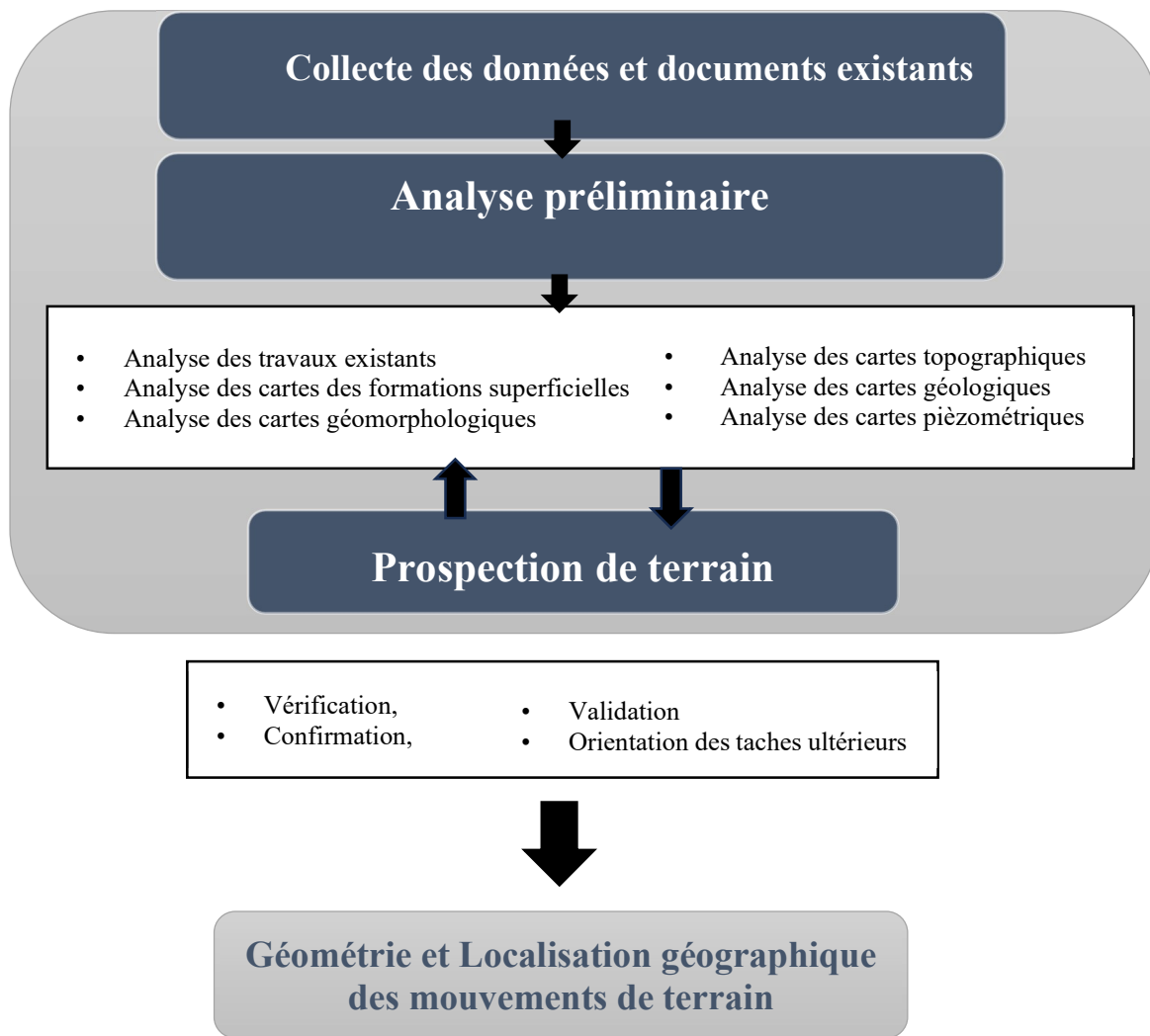


Figure 10 : Détail de l'analyse préliminaire.

## 1.2 L'étude détaillée

L'étude détaillée constitue une étape essentielle dans l'élaboration des données et oriente le travail précédent. Elle vise à déterminer les facteurs qui ont un impact à une échelle macroscopique et à identifier les mécanismes associés qui interviennent à une échelle microscopique (Figure 11).

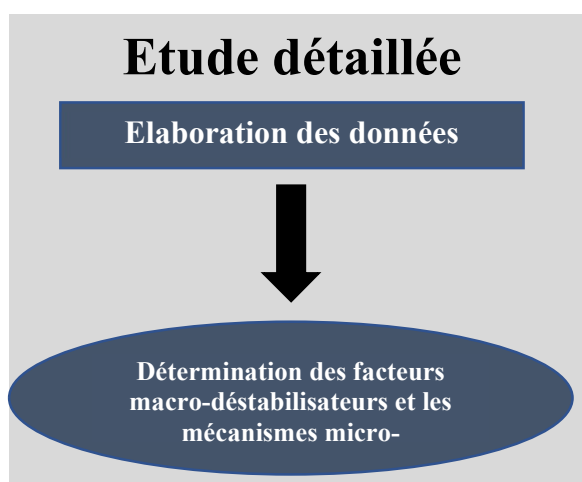


Figure 11 : L'étude détaillée.

L'étude détaillée est partie d'élaboration des données, qui se subdivise en deux tâches étroitement liées, soutenues par l'analyse préliminaire : l'étude in-situ et l'étude en laboratoire (Figure 12).

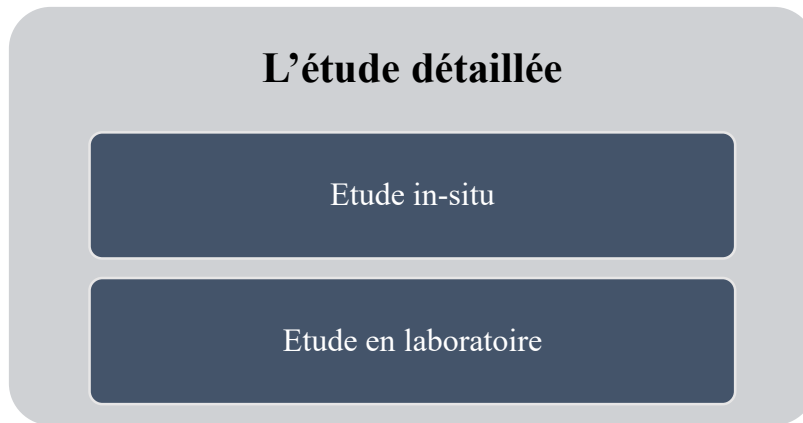


Figure 12 : Les tâches de l'étude détaillée.

### 1.2.1 L'étude in situ

L'étude in situ est déterminée à la suite d'un certain nombre d'observations réalisées lors de l'analyse préliminaire. Elle implique la mesure des paramètres essentiels pour identifier et caractériser les phénomènes, tels que les dimensions du mouvement observé (largeur, longueur, hauteur, escarpement, etc.) et les orientations structurales (pendages, direction de la fracturation, etc.). Ces mesures in situ fournissent des résultats qui orientent ensuite l'échantillonnage, lequel guide l'étude en laboratoire.

L'échantillonnage est effectué sur le site d'étude et concerne à la fois l'eau et les matériaux présents. Il comprend des prélèvements d'eau, de terre ou de roches provenant des différentes couches lithologiques. Pour les matériaux, on peut obtenir deux types d'échantillons, selon leur état : les échantillons remaniés et les échantillons intacts. Ces échantillons seront examinés via des analyses plus approfondies en laboratoire afin de mieux d'en évaluer les caractéristiques physiques, géotechniques et géologiques du site d'étude (Figure 13).

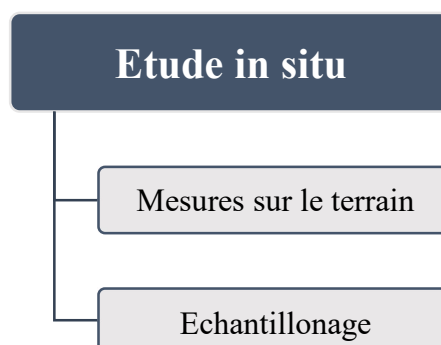


Figure 13 : Composition de l'étude in-situ.

### **1.2.2 L'étude en laboratoire**

L'étude en laboratoire se concentre sur l'analyse de l'eau prélevée des sources et des échantillons de matériaux. Cette étude permet d'identifier les mécanismes micro-déstabilisateurs responsables de l'instabilité.

L'analyse chimique des eaux prélevées vise à établir une relation entre la minéralisation de l'eau souterraine et l'état des contraintes dans le massif. Des paramètres physico-chimiques importants de l'analyse des eaux comprennent la température, le pH, la turbidité, la conductivité, les résidus solides (TDS) et les éléments chimiques majeurs.

L'analyse des matériaux a pour objectif d'identifier leurs caractéristiques physiques et mécaniques. Les aspects physiques importants de cette analyse comprennent les mesures telles que la teneur en eau, la masse volumique, les limites d'Atterberg, le taux de carbonates. En ce qui concerne les essais mécaniques, ils peuvent être complétés par des essais in situ et se concentrent sur l'étude des instabilités. Parmi ces essais figurent l'essai de cisaillement à la boîte, l'essai de compression triaxiale et l'essai œdométrique.

À partir des caractéristiques obtenues, des relations entre l'eau et la roche sont vérifiées. Le comportement mécanique des matériaux peut s'expliquer par leurs caractéristiques physiques. De plus, ces caractéristiques physiques peuvent être influencées par la minéralisation des eaux résultant de leur interaction avec la roche ou le matériau.

## **2 Modélisation des instabilités**

Un glissement de terrain est défini comme un système physique qui se développe dans le temps, passant par des étapes de déformation préalables, de rupture et de déplacement post-échec (Leroueil, 2001). En géoscience, les méthodes d'étude des problèmes d'ingénierie liés aux glissements de terrain visent principalement à prédire la rupture, c'est-à-dire quand les charges exercées sur une pente dépassent la résistance de la masse sur laquelle elles s'appliquent (Ortonovi, 2021). Le contrôle de ce problème géotechnique repose sur l'évaluation des facteurs de sécurité des pentes naturelles.

La modélisation physique est une approche courante et utile utilisée dans la science des glissements de terrain. Elle fournit des données expérimentales pour valider les modèles numériques et peut révéler les mécanismes de déformation ou de rupture des pentes sur un site donné. Les résultats obtenus lors de la phase analytique de notre étude orientent les études prédictives vers l'utilisation de codes de calcul adaptés, en se basant notamment sur des modèles à éléments distincts. Ces modèles

à éléments distincts sont souvent utilisés dans cette démarche, car ils permettent de représenter les interactions complexes entre les différentes parties du terrain, ce qui est essentiel pour une analyse précise des instabilités. En effet, comme on le verra plus tard, le massif étudié se présente sous forme de blocs. Une modélisation par éléments finis d'un bloc unique ne serait pas adaptée à la réalité du terrain.



---

## **Chapitre 3 : étude préliminaire**

---

# 1 Etude préliminaire

Avant de commencer la caractérisation et l'analyse zone d'étude, il est nécessaire d'identifier les instabilités et leur localisation ainsi que les matériaux concernés. Cet objectif est celui de la tâche « étude préliminaire ».

Dans ce chapitre, nous présenterons les étapes de l'étude préliminaire et qui déboucheront à l'identification de la typologie des glissements de terrain dans la zone étudiée.

## 1.1 Collecte et analyse des données

Elle correspond à collecte documentaire, qui présente une synthèse et une analyse des documents disponibles qui seront exploités pour la suite et pour la caractérisation de la zone d'étude de point de vue risque mouvements de terrain dans notre secteur d'étude, malgré la rareté des références. Lors de cette première étape, plusieurs documents ont été collectés, triés, analysés puis synthétisés et organisés. Cette documentation concerne :

1. les aspects liés aux risques naturels notamment les mouvements de versant dans la zone d'Al Hoceima.
2. les aspects portant sur l'occupation du sol et notamment les zones bâties et urbanisées.
3. les documents d'ordre général :
  - Cartes topographiques, bathymétriques, géologiques, géotechniques, sismotectoniques...
  - Télédétection : correspondent à un historique des images satellitaires à haute résolution (google Earth pro) ; orthophotographies et Modèles Numériques de Terrains (MNT).
  - Etudes permettant de caractériser la région et le secteur d'étude d'un point de vue géodynamique, lithostratigraphique, tectonique et hydro-géologique. Des documents collectés concernent le contexte général de la zone d'étude à différentes échelles.

Cependant pour la caractérisation de notre l'aléa à une échelle plus précise et plus fine sur une zone urbanisée, nous nous sommes appuyés sur les données complémentaires recueillies par le bureau d'étude IMSRN (notamment en ce qui concerne les données géotechniques et hydrogéologiques. Ces diverses informations et données ont été recueillies auprès des bureaux d'études et d'autres ont été collectées auprès des archives des services techniques de l'Agence Urbaine, de la Municipalité d'Al Hoceima et des laboratoires privés et publics (TESCO, LPEE). La majorité de ces données sont souvent brutes non traitées.

## 1.2 Analyse préliminaire

### 1.2.1 Evolution des zones instables du versant du port par interprétation des images satellitaires (Google Earth)

À l'aide d'images satellites à haute résolution (0,5 m) provenant de Google Earth (Quickbird) capturées à différentes périodes, nous avons pu effectuer une analyse de la dynamique du versant pour suivre l'évolution antérieure des mouvements (Figure 14). Cette approche nous a permis d'identifier et de localiser les principales zones de glissement de terrain ainsi que les indices de déformation de surface sur l'ensemble d'imagerie satellite. De plus, nous avons pu reconstruire et suivre l'expansion du glissement de terrain qui affecte le versant en utilisant des images archivées de Google Earth. Ces images ont révélé une activité continue dans différentes zones étudiées.

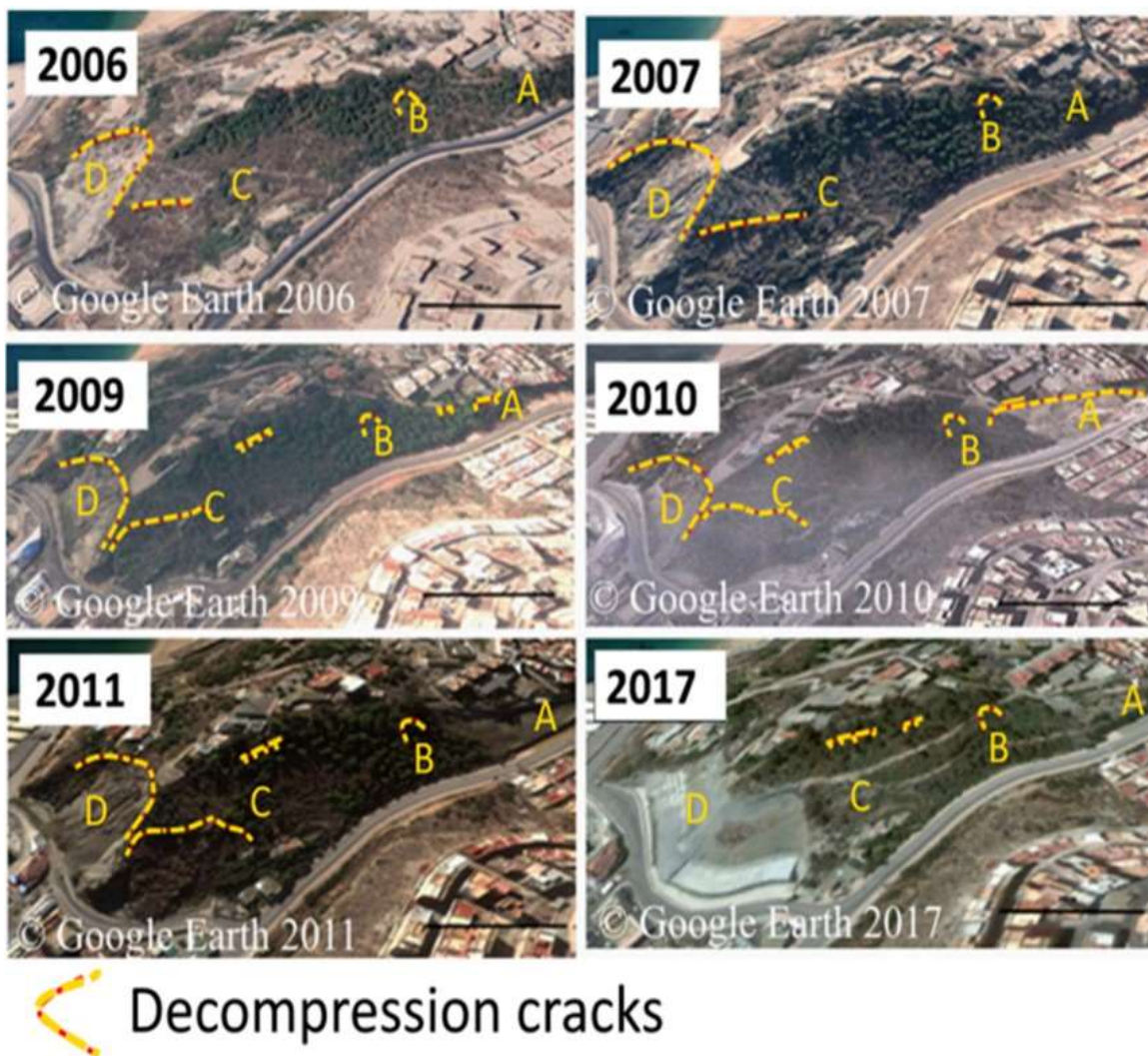


Figure 14 : Évolution historique du versant du port de 2006 à 2017.



L'observation des images entre 2006 et 2017 a révélé une surface de versant irrégulière et une morphologie de glissement de terrain massive, qui abrite plusieurs instabilités dont les activités ne sont pas contemporaines. Toutes les images montrent que dans les zones (B) et (C), des signes d'instabilité sont présents, notamment des fissures de décompression qui s'ouvraient. En 2009, un glissement (A) s'est produit dans la partie ouest de versant, près de la source d'eau pérenne (Tanout). Un autre glissement actif (D) est apparu dans la partie orientale de l'image de 2011, du côté du port commercial. Cette image montre une niche d'arrachement circulaire dans des formations schisteuses ainsi qu'un flux de débris qui bloque une partie de la route. À la fin de 2009 et au début de 2010 (pour le glissement de (A)) et en 2013 (pour le glissement (B)), plusieurs mesures ont été prises pour stabiliser les deux mouvements de terrain. Cela comprenait le suivi inclinométrique, l'installation d'une paroi clouée avec un drainage subhorizontal inférieur associé à des barres de béton armé et un remblai contigu.

### 1.2.2 L'analyse d'un levé topographique

Un levé topographique qui couvre la zone urbaine d'Al Hoceima a été utilisée pour le repérage élémentaire. Plusieurs indices indiquant une dynamique de versants ont été relevés sur ce levé topographique. Parmi ces indices, on retrouve des variations de pentes et surtout la présence de replats. En effet, dans les régions montagneuses, la présence de replats peut être un indice d'une dynamique de versant liée à des mouvements de terrain tels que des glissements ou des coulées de boues (Figure 15).

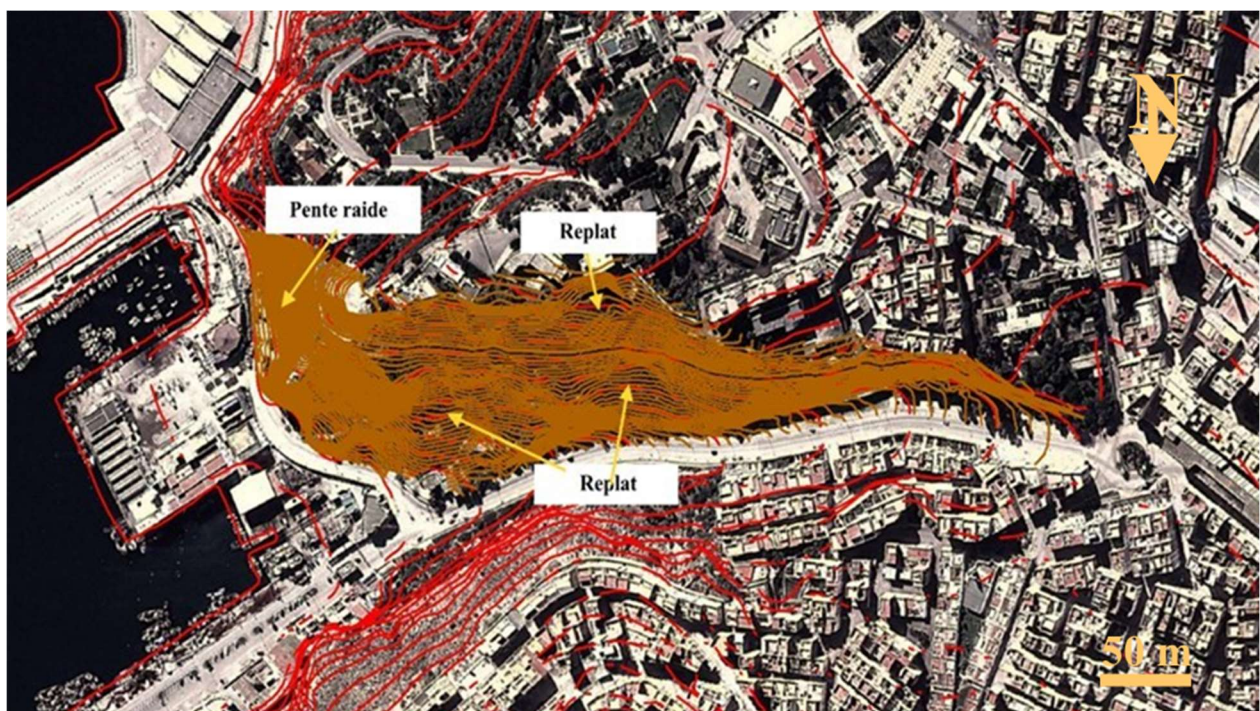


Figure 15 : Indicateurs de l'instabilité sur levé topographique.

### 1.2.3 L'analyse de la carte géomorphologique

La carte géomorphologique du Rif (Maurer, 1965) met en évidence une activité morphologique extrêmement intense. On y distingue différents phénomènes, ainsi que des signes morphologiques (niches d'arrachement). Du fait de la forte densité d'indices liés à la dynamique de surface et l'échelle. Cette carte ne constitue pas un axe majeur d'orientation du choix de notre site d'étude, en raison de son échelle pas adaptée à celle du site étudié. Cependant, cela confirme quelques sites révélés par les indices précédents.

### 1.2.4 Analyse des photos aériennes

La photo aérienne est un outil consulté tout au long de cette étude. Elle a révélé plusieurs endroits d'intérêt, confirmant certains et en identifiant d'autres. Nous avons utilisé une couverture aérienne datant de 1942 pour la partie du port et de Sidi Abid (Figure 16). Cette couverture a permis d'effectuer les mêmes analyses que celles réalisées à partir de la carte topographique. De plus, nous avons remarqué des indices de mouvements, des niches d'arrachements, ainsi que des glissements.

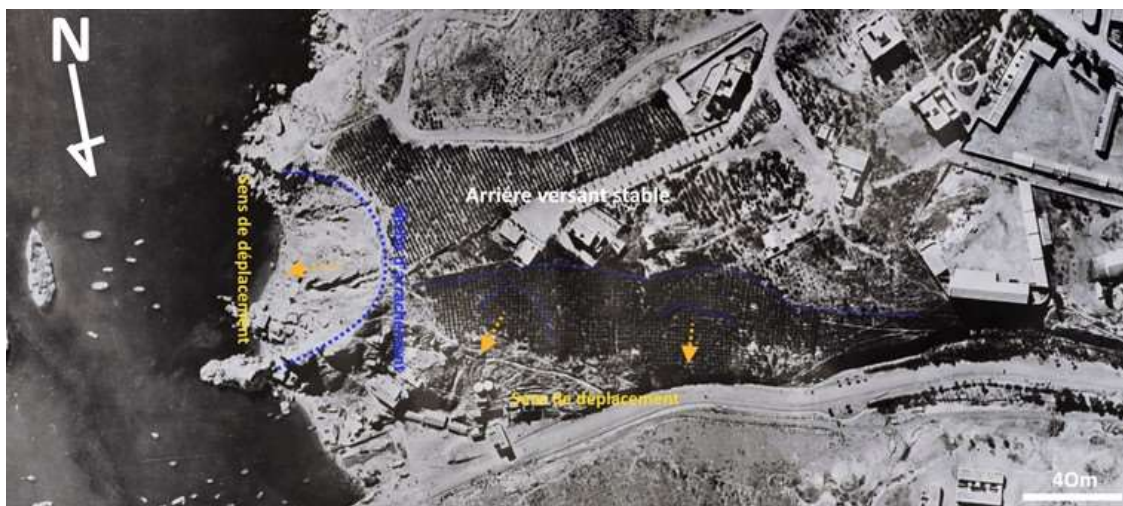


Figure 16 : Les indices d'instabilité relevés dans la région d'étude.

La morphologie du versant révèle des irrégularités suggérant la présence d'instabilités, notamment des glissements qui semblent être plus anciens. Cependant, la distinction des glissements est claire, en particulier pour celui situé à l'extrémité Est du versant, avec des dimensions bien définies et une masse glissée se déplaçant vers la mer, témoignant de son activité récente. De plus, deux autres glissements sont également identifiés sur l'image, présentant des niches d'arrachements et une activité plus évidente.

La photographie du versant met en évidence les niches d'arrachements, fréquemment observées dans certains matériaux meubles schisteuses et également dans les formations schisteuses et calcaires, comme c'est le cas pour le glissement à l'extrémité Est. De plus, la photo montre un reboisement récent, probablement effectué pour réduire le ravinement et stabiliser le sol, en réponse à la prise de conscience des autorités du risque de glissements qui touche ce versant. Ce reboisement représentait une solution contribuant à réduire ce risque. Quelques années plus tard, un mur de soutènement, appelé le "mur des Espagnols", a été installé au pied du versant en 1950.

### **1.2.5 L'analyse de la carte géologique**

La carte géologique du Rif central (Andrieux et al., 1973) à l'échelle 1/50 000, fait apparaître un certain nombre d'informations, en particulier en ce qui concerne la lithologie et la structure. Cette carte indique en particulier la présence de certaines formations de surface comme les éboulis récents et anciens qui représentent un bon indicateur d'instabilité.

### **1.2.6 L'occupation des sols**

Le versant est couvert d'une végétation constituée d'un bois planté de pins, relativement espacés, avec une végétation buissonnante ou broussailleuse. L'ensemble caractérise un milieu sec ou méditerranéen.

### **1.2.7 Analyse hydrogéologique**

L'hydrogéologie de la région étudiée révèle l'existence d'une source permanente à l'extrémité ouest du périmètre d'étude. Cette source a été aménagée en fontaine, et elle indique la présence d'une nappe dans les formations calcaires qui recouvrent les schistes. Cette nappe est responsable des écoulements d'eau à travers les fractures et les fissures des couches schisteuses, formant ainsi de petites sources temporaires (Figure 17).



**Figure 17** : Photo prise au niveau de la source 'Tanoute'.



### 1.2.8 L'analyse des images satellitaires (de Google Earth Pro)

L'analyse à base des images satellitaires nous a permis de localiser les différents glissements et les niches d'arrachement sur l'ensemble du massif. Ainsi, les glissements observés sont actifs ou ils sont en stabilité relative. Nous avons relevé les indices d'instabilité au niveau de l'école Tarik Ibn Ziad dans la partie Ouest (A), au milieu de versant (B), au droit de l'administration des Douanes et des Impôts (C) et face au deuxième portail du port commercial dans la partie Est (D) (Figure 18). Ces instabilités ont fortement détérioré la route qui mène au port et à la station balnéaire Quemado, mettant en péril les usagers de cette route et les bâtiments situés sur la crête.

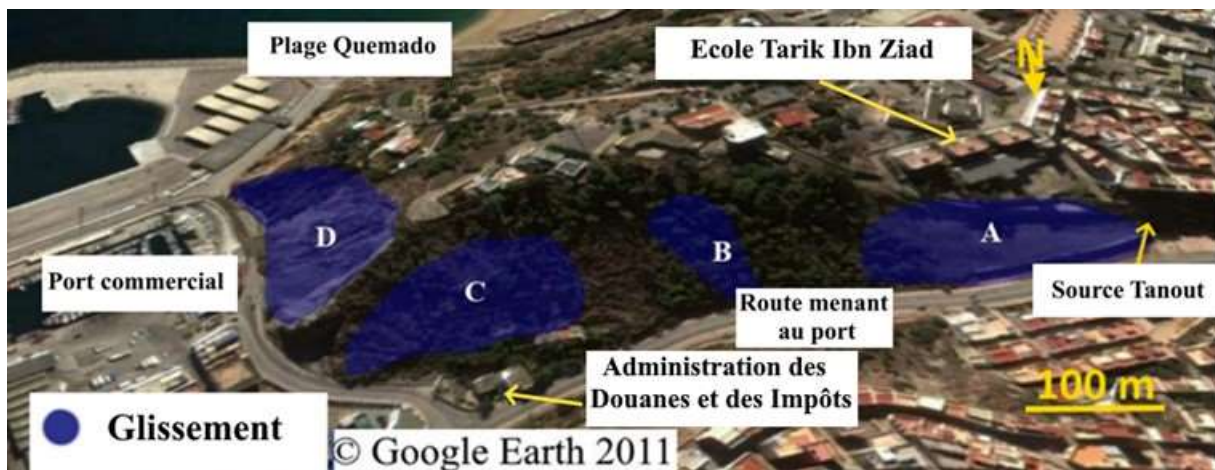


Figure 18 : Localisation géographique des glissements de terrain (A, B, C et D) affectant le versant du port.

### 1.3 La prospection de terrain

C'est la mission de contrôle sur le terrain et de vérification des d'informations collectées dans l'étape précédente et de la mise à jour de certaines informations collectées.

La zone étudiée s'étire sur tout le versant sud de la route menant au Port, depuis la fontaine Tanout jusqu'au portail d'accès au port de commerce, sur une longueur d'environ 800 m. La limite supérieure du périmètre d'étude correspond à la crête du versant. Elle est aménagée par un chemin piétonnier en pavé, soutenu par un mur aval en maçonnerie de 1 à 3 m de hauteur. Le chemin piétonnier est longé par un mur de clôture côté amont, plus ou moins continu et hétérogène de constitution, qui cache des habitations en arrière. Ce mur et habitations dateraient des années 1950 environ.

Les indices de mouvements visibles sur les ouvrages se manifestent sous la forme de fissures dans les murs de clôture en maçonnerie, où certains sont récents, témoignant d'une reprise d'activité du versant. D'autres fissures sont anciennes et ont déjà été réparées par des colmatages. Ces colmatages indiquent que les périodes de mouvements diffus sont fréquentes dans la zone étudiée (Figure 19).



**Figure 19** : Fissures dans les murs de clôture en maçonnerie.

Schématiquement on peut distinguer deux zones actives, dont les dégradations sont visibles. À l'Ouest, l'instabilité de l'école Tarik Ibn Ziad (A), avec une niche d'arrachement sommitale très découpée avec des indices de compression sur la partie basse du glissement (Figure 20)

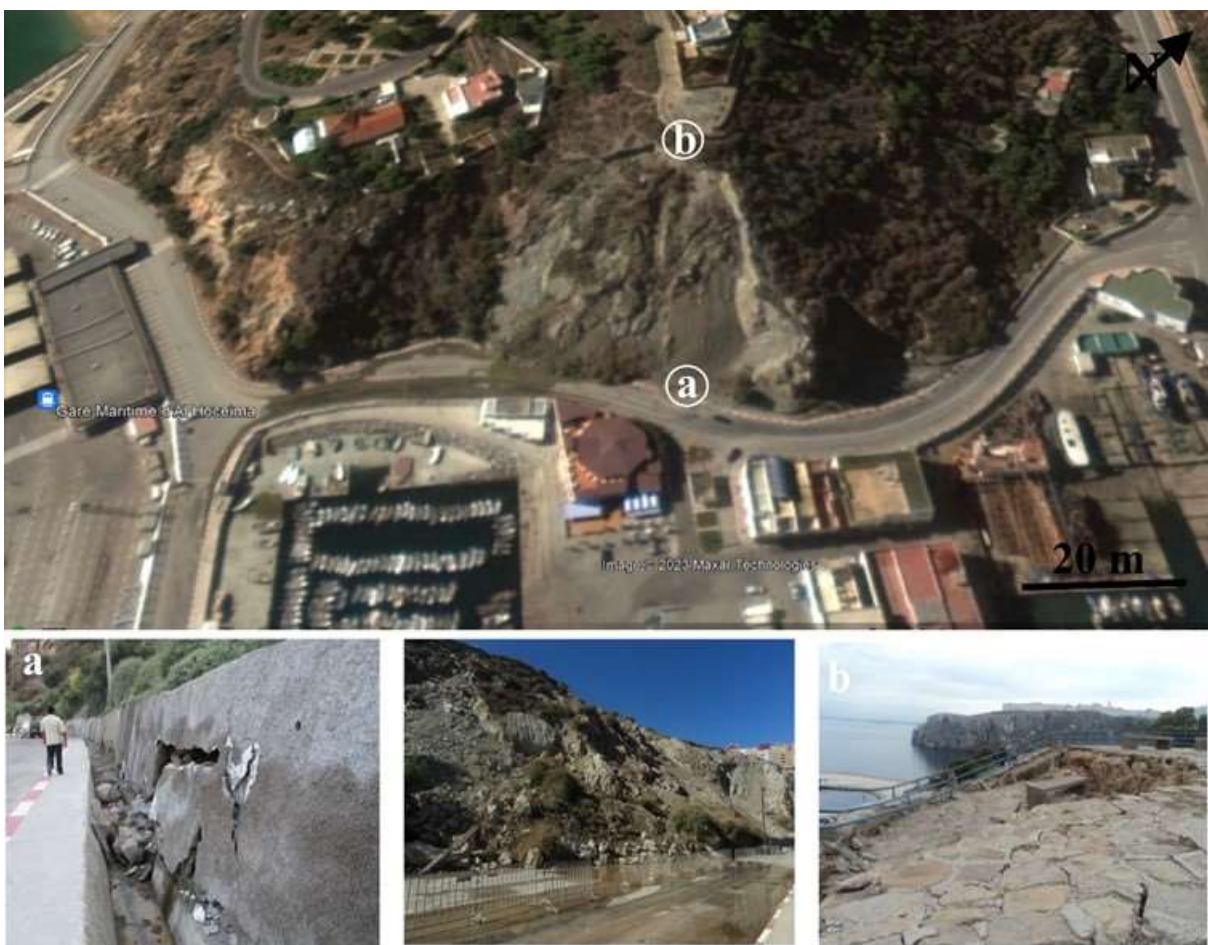


**Figure 20** : Indices d'activité sur le versant (glissement (A)).



À l'extrémité Est, sur la partie en pente, à la deuxième entrée du port de pêche, dans l'axe du restaurant "Chafarina", un autre glissement (D) est observé. Il s'agit d'un glissement de type rocheux, qui affecte des schistes très broyés et tectonisés, sur une forte pente (43°). On peut observer une niche d'arrachement bien visible (b) et des fissures largement ouvertes au niveau de la partie supérieure, qui impactent tangentiellement l'extrémité du mur maçonné du chemin piétonnier.

Au niveau de la partie inférieure où pied du glissement (a), on peut également relever des indices de mouvement latéraux de la masse instable. Ces indices se manifestent par la destruction d'un mur de soutènement en bord de route et surtout par l'apparition de grosses sources sur la partie gauche du glissement (Figure 21).

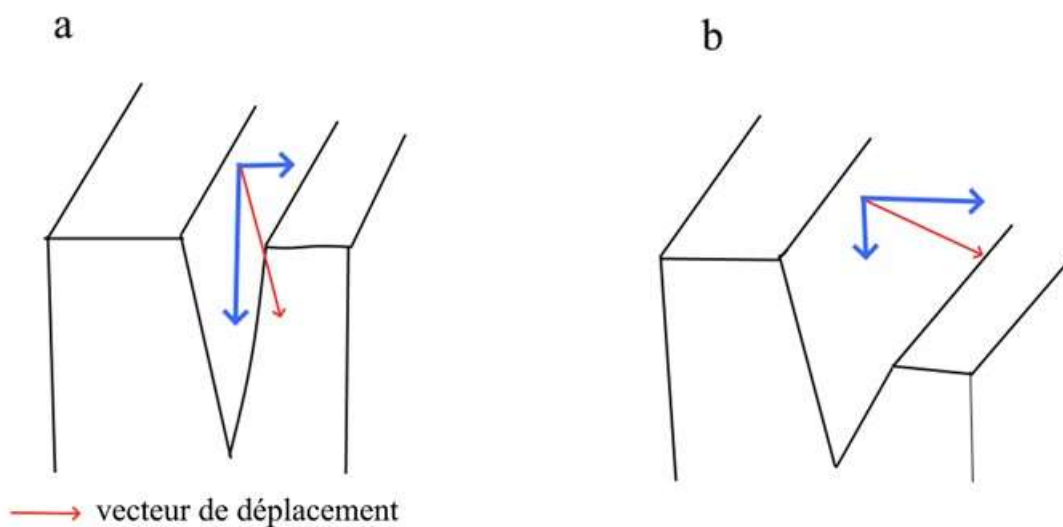


**Figure 21** : Indices d'activité sur le versant (glissement (D))

Cependant, le versant présente la morphologie d'anciens glissements au centre, qui sont similaires à ceux décrits précédemment, mais avec une vitesse et un degré d'activation moins prononcés. De plus, il ne montre aucun indice de déformation récente. Toutefois, pendant les fortes périodes pluvieuses, il peut occasionnellement donner lieu à des coulées de boue, et notamment au niveau du glissement (C).

## 2 Synthèse de l'analyse

Du point de vue aléa, les secteurs A et D montrent un aléa fort, par contre ceux de B et C présentent une certaine stabilité. La plus récente de ces instabilités est celle qui correspond au secteur (D) situé face au port commercial qui s'est traduite par un glissement qui s'est produit le mois d'avril 2011. Le mouvement a affecté cette partie du massif sur toute sa hauteur avec un débordement de la masse glissée sur la route au niveau de l'accès à la gare portuaire et à la station balnéaire Quemado. Cette instabilité se caractérise par une hauteur raide de 55 m et elle s'étend sur une largeur de 260 m entre la côte 60 m de l'escarpement principal et la côte 5m d'une longueur de 62 m soit une pente moyenne de  $32^\circ$ . La partie supérieure, est marquée par une niche d'arrachement active, d'un escarpement d'une dizaine de mètres en contrebas du chemin piétonnier. Dans la partie inférieure, des dégradations sont produites, avec un débordement des produits glissés sur la route d'accès à la gare portuaire et à la station balnéaire Quemado. Des figures de compressions sont relevées sur le mur de soutènement en bord amont de la route. Ces désordres sont accompagnés d'arrivées d'eau. La forme circulaire de la niche d'arrachement avec le décalage vertical plus important que l'ouverture horizontale (Figure 22) indique qu'il s'agit d'un glissement rotationnel.



a) le décalage vertical plus important que l'ouverture horizontale

b) l'ouverture horizontale plus importante que le décalage vertical

**Figure 22.** Type d'ouverture de la niche d'arrachement.

L'instabilité (A) dénommée l'instabilité de Tarik Ibn Ziyad présente un enjeu plus important ; plus que le risque de re-déclenchement du glissement on est face à un danger. Il s'est produit le mois d'avril 2009 sur la partie ouest du versant à gauche de la fontaine de Tanout. Il s'étend sur une longueur de

36 m entre la côte 55 m (escarpement principal) et la côte 27 m soit une pente moyenne de 39°. Il s'agit d'un glissement de type plan. Cette mécanique est attestée par la forme irrégulière très découpée de la niche d'arrachement, et un vecteur de déplacement proche de la pente du terrain en partie haute, avec une ouverture horizontale plus importante que le décalage vertical, le basculement des murets décoratifs et non soulèvement avec basculement inverse (Figure 23).



- a. Photo prise au niveau du pied du glissement (A) montrant les déformations subies sur le mur décoratif
- b. Schéma représentatif de l'élévation avec basculement inverse pour le glissement rotatif.
- c. Schéma représentatif de l'inclinaison du mur décoratif pour un glissement translatif.

**Figure 23 :** Typologie des glissements de terrain observés.

Des phénomènes similaires à ceux décrits précédemment s'y produisent au niveau des zones B et C, mais avec une vitesse et un degré d'activation moins accusés.

L'instabilité de la zone (B) se situe plus en aval par rapport au glissement de l'école, sa taille est sensiblement identique au glissement (A). La partie supérieure, marquée par une niche d'arrachement circulaire, se situe à une dizaine de mètres en contrebas du cheminement piétonnier. Dans la partie inférieure, des dégradations se sont manifestées, avec des petites figures de compressions au niveau du trottoir. Des travaux de renforcement par enrochement ont été réalisés, sur un linéaire d'environ 40 m. Cet enrochement masque un ancien mur de soutènement datant de l'époque coloniale. La forme circulaire de la niche d'arrachement indique bien qu'il s'agit d'un glissement rotationnel.

Concernant l'instabilité de la zone (C), qui est située au-dessus de l'administration des douanes (port), on peut observer que la partie sommitale présente une forme irrégulière, et la masse s'est déplacée quasiment sur l'escarpement principal. La présence d'affleurements rocheux observés au niveau du

talus en partie basse indique que la rupture a atteint la formation rocheuse (calcaire) et ne se limite pas à la partie superficielle du sol.

Il s'agit donc d'un glissement plan dont le mécanisme est similaire à celui du glissement (A) que nous avons décrit précédemment.

Le versant présente deux glissements juxtaposés. Cette configuration s'explique par l'entité élémentaire qui définit le volume de la masse qui doit glisser en fonction des caractéristiques géologiques et géotechniques (El Khattabi, 2001). Si les dimensions du massif déstabilisé dépassent l'entité élémentaire, la masse glissée se décompose en deux, Trois, quatre,... glissements.

---

## **Chapitre 4 : étude détaillée**

---

L'étape de l'étude détaillée est essentielle pour établir les données de base et orienter les travaux théoriques. Cette étude a pour but d'identifier les facteurs qui ont un impact de manière macroscopique et de comprendre les mécanismes associés qui interviennent, quant à eux, de manière microscopique. Cette étude se décompose de deux tâches.

# 1 L'étude in situ

## 1.1 Pluviométrie

La prise en compte des précipitations dans l'étude repose sur sa relation avec la recharge de la nappe phréatique qui conditionne les fluctuations de son niveau faisant varier l'humidité, ce qui représente les facteurs de prédisposition des versants à la rupture (Guzzetti et al., 2007). Les fluctuations de niveau de la nappe interviennent également dans l'équilibre du massif d'un point de vue mécanique. Lacroix (1965, 1968), dans les études menées sur les instabilités des versants rifains, a établi une valeur supérieure ou égale à 60 mm de précipitation par 24 h comme seuil pouvant potentiellement déclencher les glissements de terrain. Ainsi, les plus graves dommages sur les infrastructures sont observés au début de 2009 et 2011 après des événements pluvieux. Ces désordres sont dus principalement à des pluies abondantes qui ont duré plusieurs jours. Généralement, les glissements de terrain surviennent après un retard de six mois de fortes pluies continues enregistrées qui s'accumulent en grande quantité dans le sous-sol. Afin de caractériser l'influence des fortes pluies sur les glissements de terrain observés durant les cycles hydrologiques 1980-2021, les relevés pluviométriques des quarante et un des dernières années enregistrées par la station météorologique de l'aéroport CHARIF AL IDRISSEI (Figure 24).

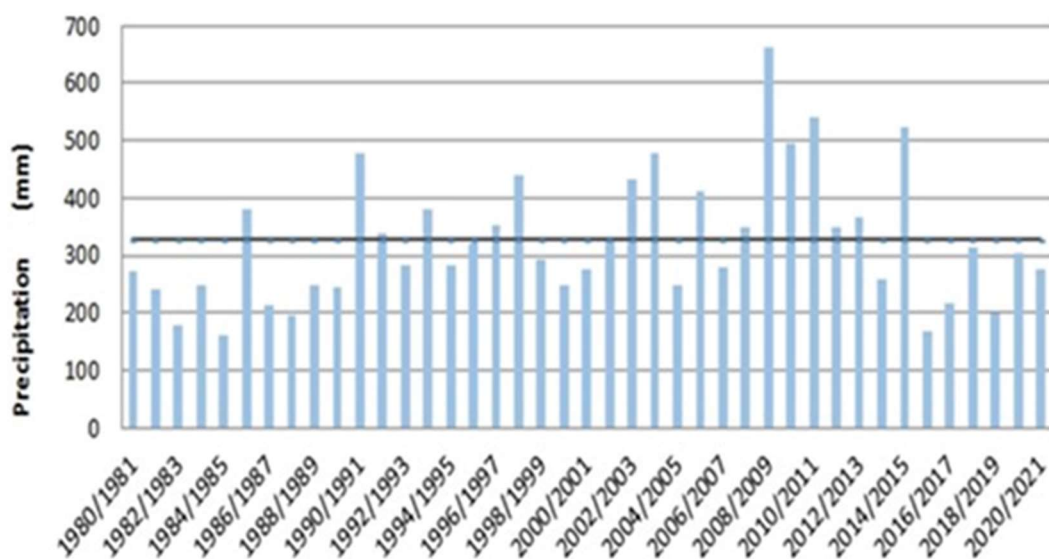


Figure 24 : Précipitations moyennes annuelles et la moyenne des précipitations de la période 1980-2021.



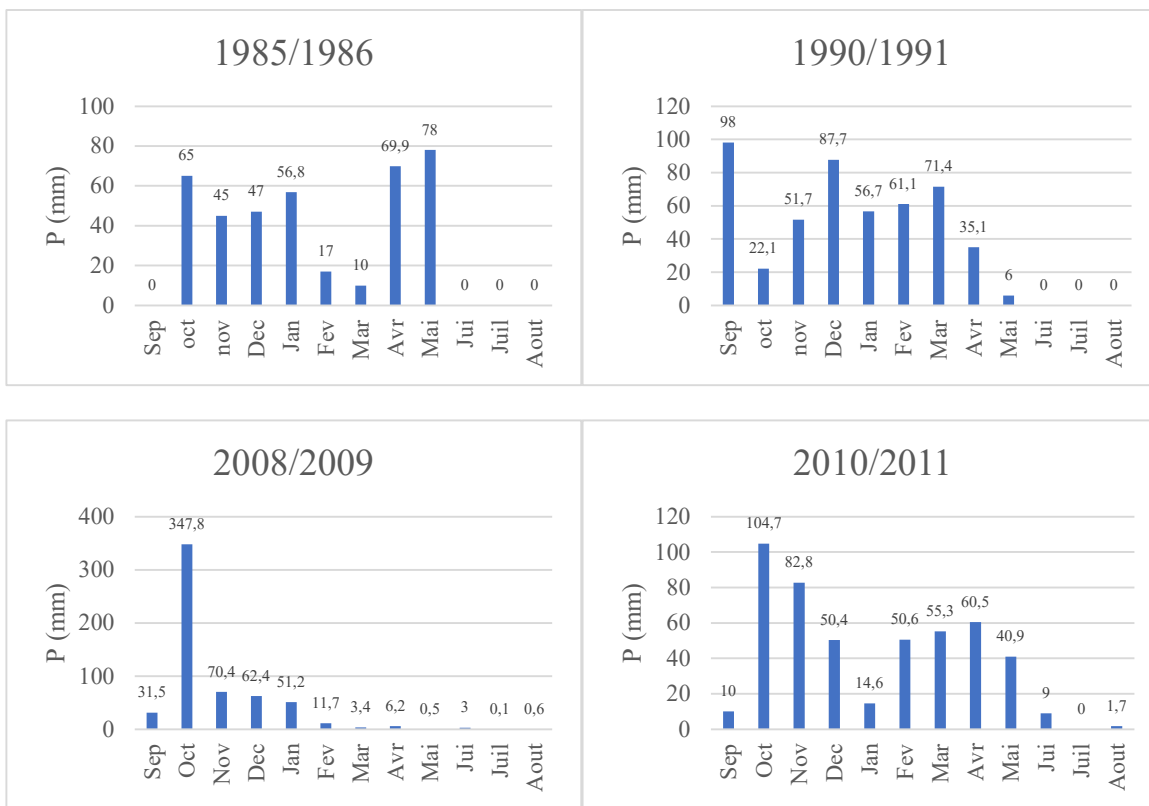
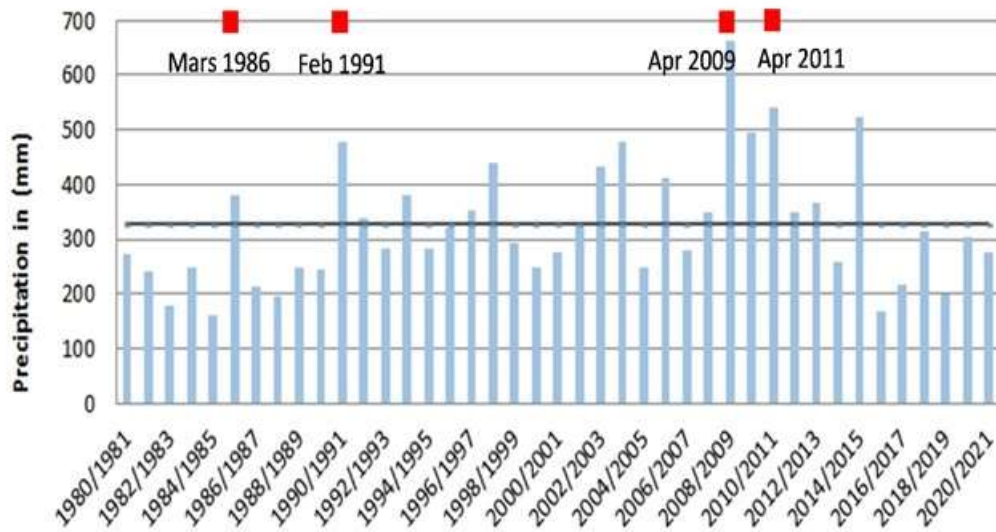
La valeur moyenne des précipitations annuelles sur quarante et un ans est de 327 mm/an. Durant cette période, 62 % d'années hydrologiques montrent des précipitations inférieures à cette moyenne. Une hausse de précipitations par rapport à la moyenne annuelle s'observe sur les 14 années hydrologiques avec un pourcentage de (38 %). L'année hydrologique 2008/2009 est l'année la plus pluvieuse caractérisée par un pic de 655 mm de précipitation et les années hydrologiques 1984/1985 et 2015/2016 sont les années les plus sèches, avec une pluviométrie respectivement de 162 et 167,5 mm.

Les indices pluviométriques les plus élevés sont enregistrés durant les mois d'octobre et novembre, avec des précipitations moyennes mensuelles supérieures à 48 mm, tandis que les indices les plus faibles sont obtenus en juillet et août avec des précipitations mensuelles totales avoisinant 8,27 mm. La saison des pluies commence en octobre et se termine en avril. Cette période concentre près de 92 % des précipitations annuelles (Figure 25).



**Figure 25 :** Précipitations mensuelles moyennes de la période 1980-2021.

De fortes pluies exceptionnelles peuvent dépasser 100 mm en une seule journée (station météorologique de l'aéroport CHARIF AL IDRISSEI). La quantité d'eau enregistrée le 19 janvier 1994 (record historique), le 26 octobre 2008 et le 15 février 2015 est respectivement de 146 mm, 133 mm et 142 mm. Aucun glissement ne s'est réalisé au cours des jours suivants ces pluies. L'activation et la réactivation des mouvements ont été observées bien longtemps après marquant un temps d'infiltration et de transfert des eaux vers les zones sujettes à l'instabilité (Figure 26). Par exemple le glissement (B), son déclenchement date du début de l'époque coloniale (1926) ; les espagnols ont essayé de le stabiliser par un mur de soutènement appelé " Mur des espagnols ". En avril 2009 une très légère déformation a été observée en contrebas sur le trottoir, elle peut être imputée aux fortes précipitations. En octobre 2008 on a enregistré 347,8 mm de précipitations ont été enregistrés, par conséquent, après 6 mois (avril 2009) le glissement (A) s'est activé. Ce même processus est également constaté pour le glissement (D), qui s'est activé 6 mois après l'enregistrement de 104,7 mm de précipitation en octobre 2010.



**Figure 26 :** Les précipitations moyennes annuelles. ■ :activité des glissements sur le versant du port et précipitation moyen mensuel des années hydrologiques (1985/1986-1990/1991-2008/2009-2010/2011)

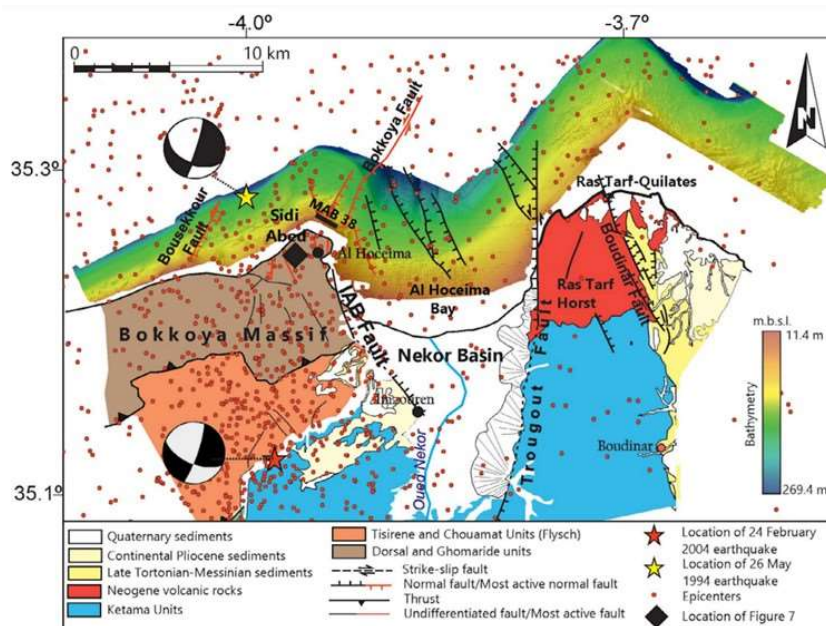
Il apparaît nettement l'existence d'une relation potentielle entre les fortes précipitations, qui déterminent un volume d'eau critique à l'activation ou la réactivation des glissements de terrain (El khattabi et al., 2023). Il est évident que l'effet des précipitations antécédentes est cumulé durant un nombre spécifique de jours, puis elles activent les glissements sur ce versant.



Il est clair que la valeur (précipitations  $\geq 60$  mm/24h) établie par de Lacroix (1965, 1968), n'est pas une condition pour le déclenchement des glissements de terrain sur ce versant. La quantité de pluie requise pour amorcer des mouvements de terrain demeure difficile à déterminer avec précision (Luca Piciullo, 2016). En effet, les caractéristiques pluviométriques responsables du déclenchement des glissements de terrain peuvent varier considérablement dans l'espace en fonction, entre autres, des propriétés des matériaux et des conditions de pente (Terlien, 1998). En ce sens, les seuils existants sont représentatifs des conditions géologiques, géomorphologiques, climatiques et anthropiques propres à chaque région ou localité et sont par conséquent difficilement exportables.

## 1.2 Activité sismique

L'activité sismique est un des facteurs qui influencent les mouvements de terrain, car elle peut perturber l'équilibre des forces sur une pente en modifiant sa géométrie et ses caractéristiques physiques (Keefer, 2002), c'est un facteur aggravant. L'ampleur et l'intensité des tremblements de terre, ainsi que les propriétés de la faille où ils se produisent, déterminent la gravité et la répartition des glissements de terrain (Xu et al., 2015). Dans la zone d'étude, plusieurs tremblements de terre superficiels, d'une magnitude supérieure à 4.0, ont été enregistrés (base de données de l'Institut Géographique National espagnol) (annex3). Cependant, aucun glissement de terrain n'a été observé pendant ou après ces événements sismiques. Bien que la sismicité puisse potentiellement influencer les phases de mouvement, les tremblements de terre relativement modérés et distants enregistrés dans la région ne suffisent pas à expliquer le déclenchement d'un mouvement de terrain (figure 27).



**Figure 27 :** Tremblements de terre de l'indice IGN 2000-2020; Tremblements de terre > 1,5, le principal site de choc de la chaîne sismique 2004 et 1994 par Calvert et al. (1997) Van der Woerd et al. (2014). Les mécanismes focaux des deux séismes sont tirés de Van der Woerd et al. (2014).

### 1.3 Contexte géologique régional

La zone d'étude se situe dans l'arc Bético-Rifain, qui constitue la partie occidentale de la chaîne alpine. En association avec l'Atlas Tellien, il forme la branche sud de cette chaîne (Marrone et al., 2021 ; Chalouan and Michard, 2004). Le domaine rifain est composé de roches datant du mésozoïque et du tertiaire qui ont subi des déformations tectoniques telles que le plissement et le métamorphisme schisteux, donnant lieu à des structures en écailles et des nappes de charriage (Abbasi et al., 2020; Morley, 1987). On peut le diviser en trois unités structurales distinctes : Le domaine interne : il est caractérisé par des terrains paléozoïques et cristallophylliens plissés et métamorphiques. Dans cette région, on distingue trois ensembles structuraux superposés en se déplaçant de l'ouest vers l'est. Le domaine des Flyschs : il s'agit d'un domaine entièrement allochtone, formé de nappes composées de matériaux datant du Crétacé et du Cénozoïque.

Ces nappes occupent trois positions structurales distinctes. Le domaine externe : il est subdivisé en trois ensembles de matériaux d'âges allant du Trias au Miocène. Ce domaine est largement charrié par les nappes des Flyschs et le domaine interne (Martin et al., 2022 ; Michard et al., 2008). Cette subdivision en unités structurales reflète la complexité de la géologie de la région rifaine, avec des interactions complexes entre les différentes couches de roches et les déformations tectoniques (Michard et al., 2006) (Figure 28).

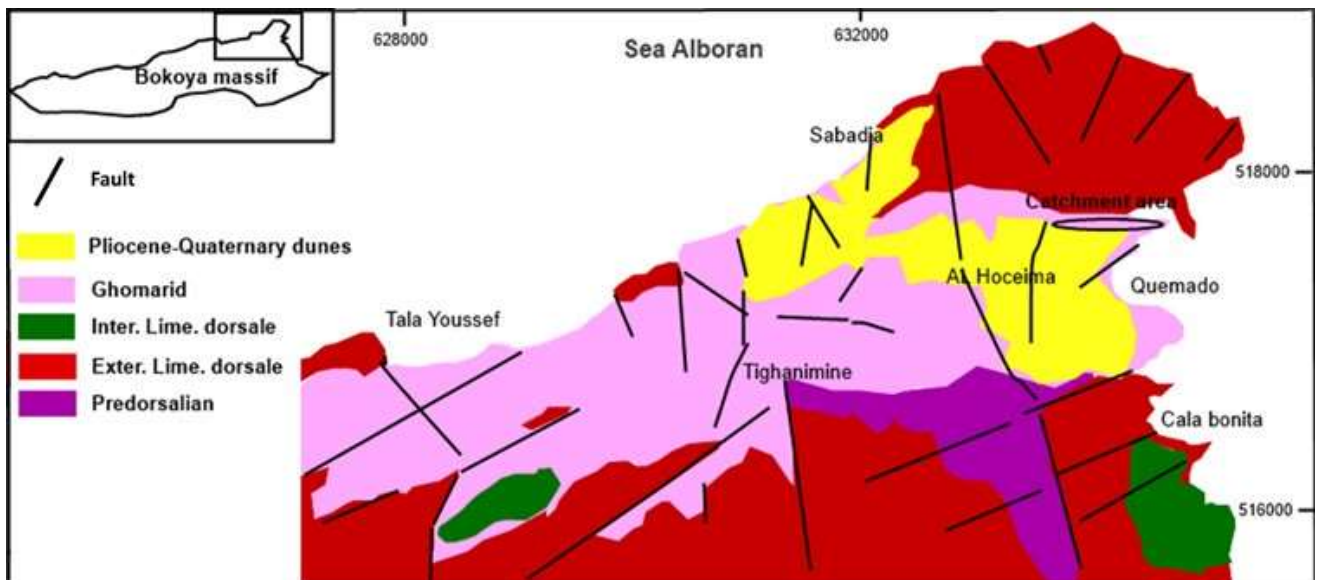


Figure 28 : Schéma structural simplifié du massif des Bokoya

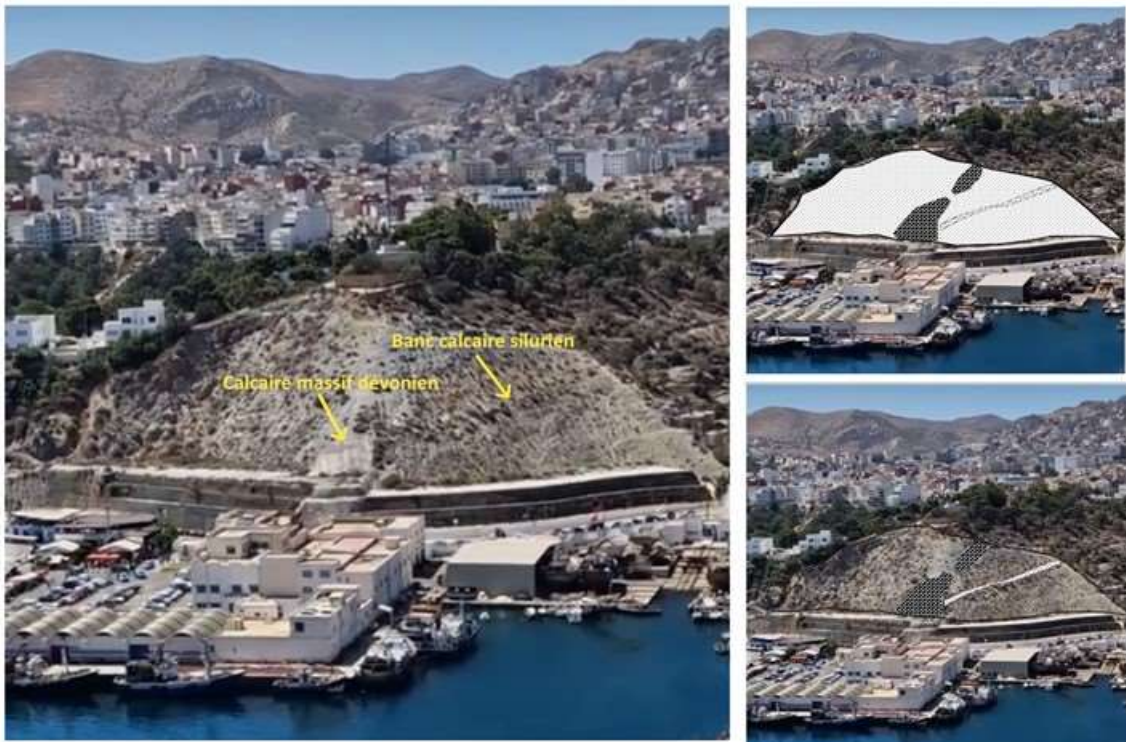
## 1.4 Reconnaissance des formations géologiques

### 1.4.1 Analyse de la carte géologique à l'échelle 1/ 50 000

Les affleurements géologiques de la zone d'étude sont datés du Silurien (Paléozoïque) à l'Oligo-Miocène (Cénozoïque). Ils se présentent sous forme de quatre bandes allongées orientées est-ouest : le plateau dolomitique du Trias moyen, la bande schisto-gréseuse du Dévonien d'Al Hoceima à Boussekkour, la bande des calcaires et dolomies du Jurassique (la plus étendue en superficie) et la Semelle tertiaire de Bokoya. La bande correspondant à la nappe d'Al Hoceima est constituée de divers matériaux d'âge paléozoïque et permo-triasique : des schistes et calcaires griottes du Silurien, des schistes, calcaires massifs et grès du Dévonien, des grès et argilites rouges, des conglomérats et du gypse du Permo-Trias, des dolomies et des grès fins du Trias moyen et des grès et conglomérats calcaires du Trias supérieur (annexe 2).

D'un point de vue lithostratigraphique, le versant, plus spécifiquement dans sa partie Est, révèle la présence de formations géologiques datant du Silurien et du Dévonien. En suivant la séquence depuis la base jusqu'au sommet du versant, nous observons initialement des schistes d'une couleur sombre. Juste au-dessus, une formation schisteuse prédomine en termes de lithologie et se caractérise par une teinte verdâtre. Un banc calcaire incliné vers l'est, dont l'épaisseur varie considérablement, oscillant entre quelques centimètres et plusieurs décimètres, traverse les schistes verdâtres. Il est crucial de noter que cette série lithologique est attribuée à l'âge Silurien. Une formation calcaire massive datant du Dévonien apparaît au centre de cette partie de versant en la couvrant (Figure 29), et cela semble être facilité par la présence de la série schisteuse. Ces schistes, en raison de leurs propriétés distinctives, ont agi comme des zones où diverses couches de roches ont subi des déplacements relatifs. Ils ont joué le rôle de "niveaux de décollement", ce qui signifie qu'ils étaient des surfaces de faible résistance qui ont permis le glissement de différentes couches rocheuses lors de mouvements géologiques (Mourier, 1982).

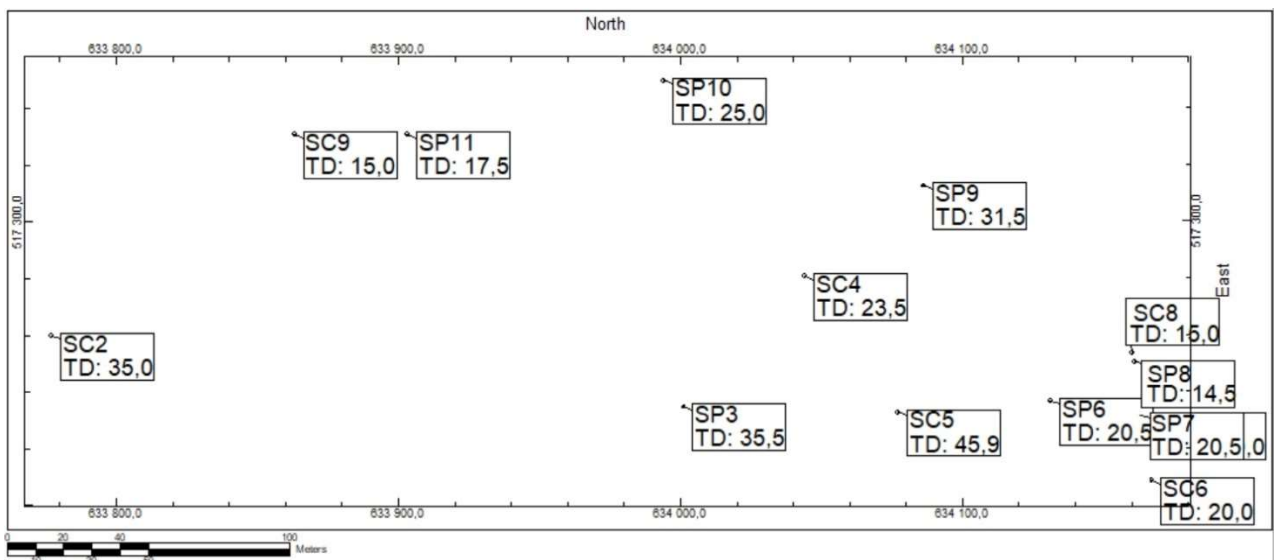
Par conséquent, ces mouvements ont entraîné des perturbations dans la séquence lithologique d'origine. Il en découle qu'il est désormais complexe de reconstituer avec précision l'ordre et la continuité des différentes strates rocheuses au sein de cette séquence géologique. Les déformations provoquées par ces niveaux de décollement ont perturbé la séquence lithologique initiale, empêchant ainsi une définition claire et continue de celle-ci. En d'autres termes, les schistes ont induit des déplacements tels qu'il est désormais impossible d'affirmer avec certitude comment les couches rocheuses se sont superposées dans cette région (Mégard 1969).



**Figure 29 :** Description des faciès de versant avec illustrations panoramiques et dessins détaillés.

#### 1.4.2 Caractérisation des différentes lithologies par le biais des sondages carottés

Des sondages carottés et des sondages destructifs couplés à des sondages pressiométriques d'une longueur totale de (267 m) d'une altitude maximum de (70 m) et minimale de (-6 m) ont été mené depuis la crête jusqu'au pied de versant, traversant ainsi différents points de zones glissés. Ces sondages carottés traversent la semelle de glissement et met en avant les lithologies allochtones, transportées, remobilisées et broyées par le glissement de terrain, ainsi que les lithologies en place autochtones (Figure 30).



**Figure 30 :** Distribution spatiale des sondages carottés et pressiométriques sur le versant.

Les résultats des sondages carottés effectués en tête de talus jusqu'à la route fournissent des informations détaillées sur les caractéristiques lithologiques de la zone d'étude (Figure 31). Les différentes formations identifiées indiquent une succession de couches de roches d'âges silurien.

Pour les sondages SC4 et SC8, les carottes prélevées ont révélé une alternance de schistes verdâtres altérés et friables d'âge silurien, intercalée par une formation calcaire de même âge.

Dans le cas des sondages SC5 et SP8, une formation calcaire d'âge silurien a été observée, surmontée par une formation de schistes verdâtres altérés de même âge.

Les sondages SP11, SP3, SC7 et SC6 ont révélé la présence de schistes verdâtres localement friables. Ces schistes, par leur nature friable, peuvent être plus susceptibles de subir des processus d'érosion ou de glissement de terrain, ce qui peut avoir des implications pour la stabilité du versant.

Enfin, les sondages SC2, SP6, SP10 et SP9 ont montré une couche de schistes noirâtres sains, surmontée par une formation de schistes verdâtres friables et altérés d'âge silurien. La présence de schistes sains et d'autres schistes altérés indique la complexité du milieu avec des conduits favorisant les écoulements d'eau qui induisent l'altération laquelle se répercute au niveau du comportement mécanique, notamment sur la résistance des roches de la zone d'étude. L'ensemble de ces résultats témoigne de la complexité lithologique du versant, avec des variations dans la composition et les caractéristiques des formations rocheuses.

Ces variations peuvent être liées à des processus géologiques passés tels que la sédimentation, la métamorphose et l'altération. L'étude des caractéristiques lithologiques est essentielle pour comprendre la géologie locale et évaluer les risques géotechniques associés aux terrains environnants.

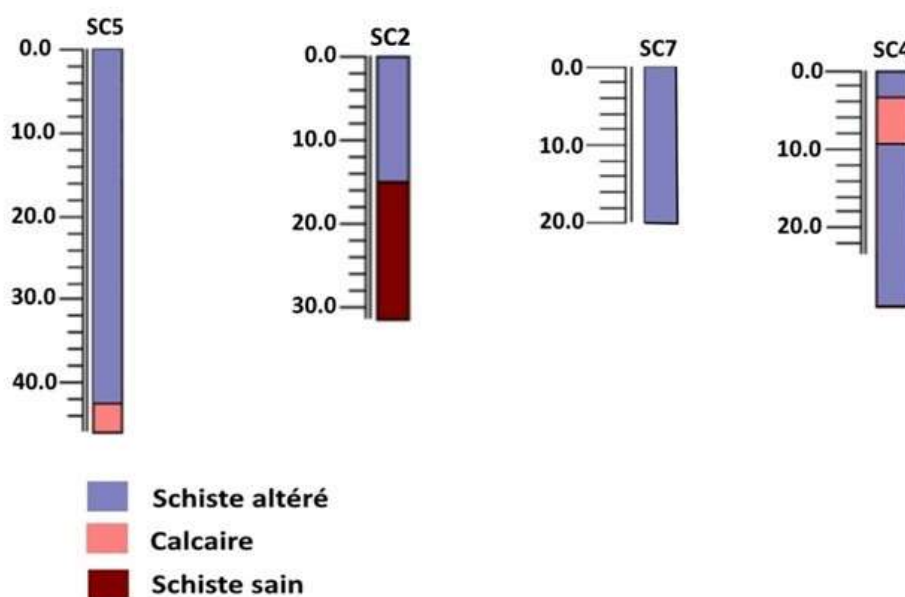


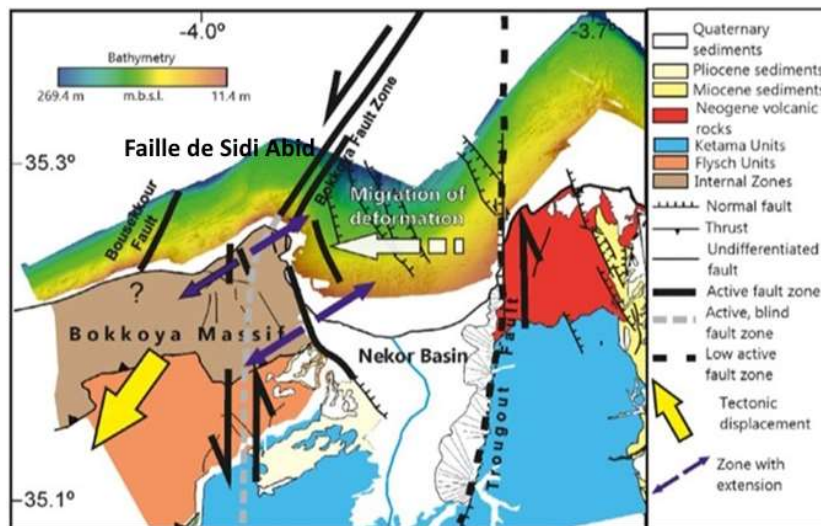
Figure 31 : Description lithologique des sondages carottés.



## 1.5 Tectonique fragile et déformations

La région d'étude a récemment connu une intensification des activités géodynamiques en raison de l'augmentation de la tectonique fragile dans la Méditerranée occidentale. La chaîne rifaine, où l'activité tectonique persiste jusqu'à aujourd'hui, a subi une transition de la tectonique de subduction à la tectonique de collision (Gimeno et al., 2020 ; Chalouan et al., 2008). Cette compression a créé un réseau étendu de failles s'étendant sur plusieurs kilomètres (Chalouan et al., 2001 ; Michard et al., 2001).

Des études antérieures ont identifié des failles normales et décrochantes situés à l'ouest de la faille d'Al Idrisi (Tendero-Salmerón et al., 2021). La déformation à proximité de la surface dans cette zone incluait des failles verticales et normales NW-SE actives qui n'avaient pas été cartographiées auparavant. La présence de ces failles à proximité de la zone d'étude peut entraîner une déformation notable (Figure 32).

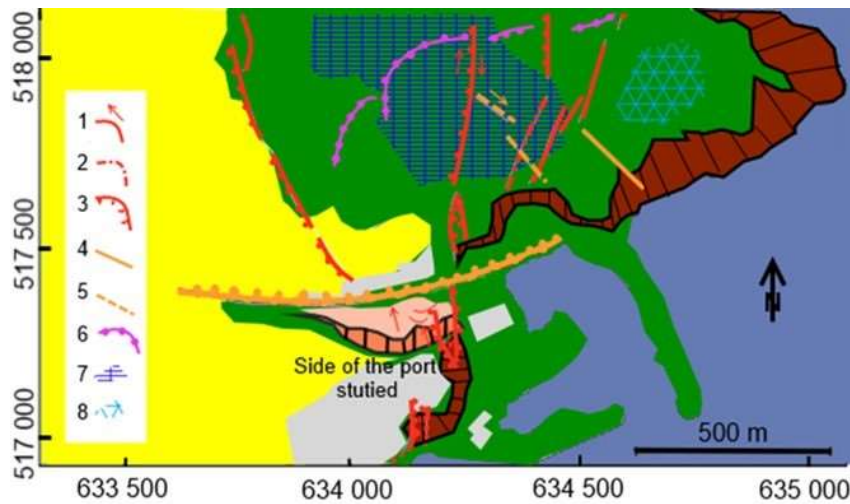


**Figure 32** : La limite occidentale du Sud du bloc d'Alboran et les nouvelles failles qui se développent vers l'ouest de direction NW (Galindo-Zaldivar et al., 2018) modifié.

Sur le versant étudié les déformations tectoniques se manifestent sous la forme de fractures et de failles. Les fractures principales dans cette zone suivent les segments NE-SW, alignés avec la faille qui traverse le massif de Sidi Abid (Bokkoya Fault Zone), ainsi que d'autres ruptures orientées NS et NNW-SSE (Figure 33).

Les formations géologiques rencontrées sur le site d'étude composées de schistes siluriens avec des plans axiaux variant de N04° à N20° et une inclinaison vers le SW de 18° à 50° à calcaire silurien fortement altérés et une formation calcaire massif d'âge dévonien. Elles présentent une configuration géologique susceptible à l'apparition des glissements de terrain. En effet, cette configuration constituée de binômes de roche compétentes et de roches tendres déformables est sujette à de

nombreux glissements, c'est le cas des zones de flyschs dans le Rif central (El khattabi, 2001 ; El Khattabi et al., 2003 ; El khattabi et Carlier, 2004).



**Figure 33:** Carte des failles actives dans le Nord de la ville d'Al Hoceima.

1- Faille active, 2- Faille supposée, 3- Faille normale,  
4- Faille d'activité ancienne, 5- Fissures majeures, 6- Crête, 7- Carrière, 8- Projet de construction

### 1.5.1 Relevé de l'activité tectonique sur les carottes

Sur les carottes étudiées, des lithologies remaniées et/ou broyées sont observées. Ces remaniements et/ou broyages viennent d'un cisaillement de la roche et qui donne lieu à une nouvelle lithologie appelée roche de faille. Selon la classification de Sibson (1977) reprise et modifiée par Lin (2008) (Table 1), les roches de faille sont classées en fonction de pourcentage de matrice par rapport aux fragments de roche en présence (fragments d'anciennes lithologies broyées).

	Domaine fragile		Domaine ductile			
Réduction de taille de grain domine la croissance par recristallisation	Brèche (fragments < 0,5 cm)				0-10%	Pourcentage de matrice
	Brèche fine (0,1 cm < fragments < 0,5 cm)					
	Microbrèche (fragments 0,1 cm)					
	Série cataclastique	Procataclasite	Série mylonitique	Protomylonite		
Cataclasite		Mylonite		Phyllonite	50-90%	
	Ultracataclasite		Ultramylonite		90-100%	
Croissance de grain prononcé	?		Blastomylonite			

**Tableau 1 :** Classification des roches de failles d'après Sibson (1977) et Lin (2008) modifiées.

Le type de roche de faille identifié nous donne des informations sur l'intensité de la déformation, ce qui est directement lié à la proximité de la roche par rapport à une zone de cisaillement.

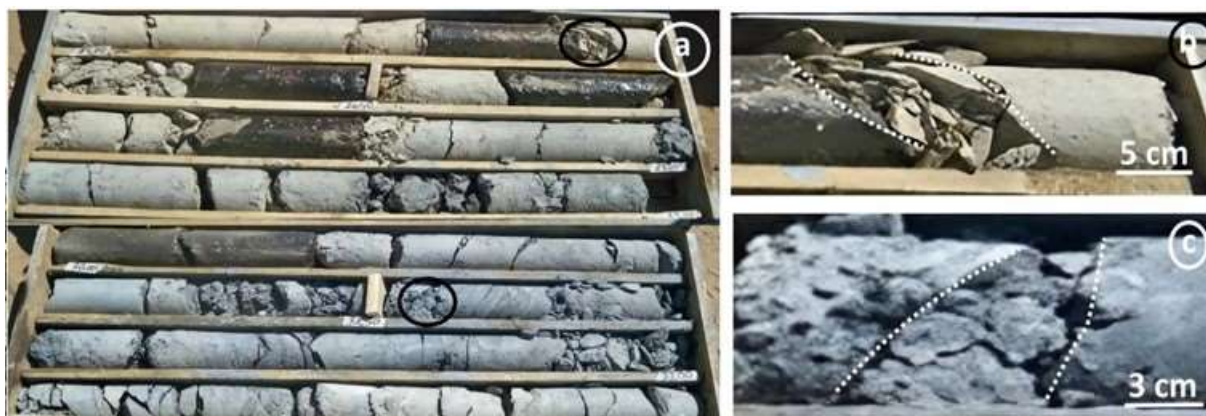
Lors de l'étude des carottes, nous avons observé que les cisaillements transformant les lithologies en roches de faille semblent affecter toutes les formations rencontrées. Des photos zoomées des zones remarquables des carottes ont été répertoriées (Figure 34). Ces déformations se manifestent de la manière suivante :

- Des brèches mécaniques se forment pendant le processus de cisaillement. Ces brèches sont identifiables par des ruptures mécaniques qui se produisent lors du cisaillement. Elles semblent présenter une certaine cohésion et des plans de clivage préférentiels. Cependant, il est important de noter que les effets de bréchification causés par le forage peuvent également être observés, se caractérisant par une absence de matrice et des clastes très peu ou pas du tout cohésifs.



**Figure 34 :** (a) En cercle noir brèche mécanique monogénique hétérométrique. (b) Clastes anguleux de la même origine de taille pluri centimétrique. (c) clastes de la même origine de taille centimétrique plus ou moins cohésifs soutenus par une matrice.

- Des séries cataclastiques se retrouvent également, composées de clastes de tailles variables, allant de quelques millimètres à la taille décimale. Ces clastes ont une forme angulaire ou subangulaire et sont des fragments de roche d'origine locale, provenant des lithologies avant leur broyage. On les appelle des clastes autochtones (Figure 35).



**Figure 35 :** (a) Ultracataclasite (Pourcentage de matrice entre 90 à 100 %) avec des clastes de taille centimétriques. (b) et (c) : ultracataclasite avec des clastes autochtones de taille centimétrique d'évaporite.



La présence de brèches à différents niveaux des carottes témoigne de l'état fracturé et fissuré prononcé du versant étudié. Ces brèches sont le résultat des forces tectoniques qui ont agi sur la roche, induisant des fractures et des fissures. Elles indiquent une activité tectonique significative dans la région, avec des contraintes et des mouvements ayant conduit à la fracturation du versant. Les différentes couches des carottes révèlent des brèches mécaniques, témoignant de ruptures et de déformations mécaniques survenues lors du processus de cisaillement. Ces brèches reflètent également une histoire géologique complexe, mettant en évidence les différentes phases de déformation subies par la roche au fil du temps.

## 1.6 Etude de la fracturation du massif

La détection précise de ses fractures dans le massif étudié est difficile vue la couverture végétale dense et par la nature schisteuse du matériau (Tendero-Salmerón et al. 2021). Malgré ces obstacles, certaines fractures ont pu être observées, mais l'analyse détaillée reste très limitée (Figure 36).



**Figure 36** : Faille affectant les schistes de Silurien.

Afin de mener une étude plus détaillée sur la fracturation du versant, nous avons relevé la fracturation et linéaments majeurs, à la fois sur le terrain et par le biais de l'analyse photographique de deux formations plus récentes qui entourent les formations schisteuses siluriennes sur les flancs nord et sud. Ces formations qui présentent une lithologie compétente qui met en évidence facilement la fracturation correspondent à la dolomie triasique de Sidi Abid et aux calcaires griottes dévoniennes de Quemado (Figure 37). Il est donc logique de supposer que les structures et la tectonique qui affectent ces deux parties se retrouvent également sur le versant étudié, avec la présence des linéaments structuraux majeurs. Bien évidemment, la fracturation anti-dévonnienne ne peut être relevée.

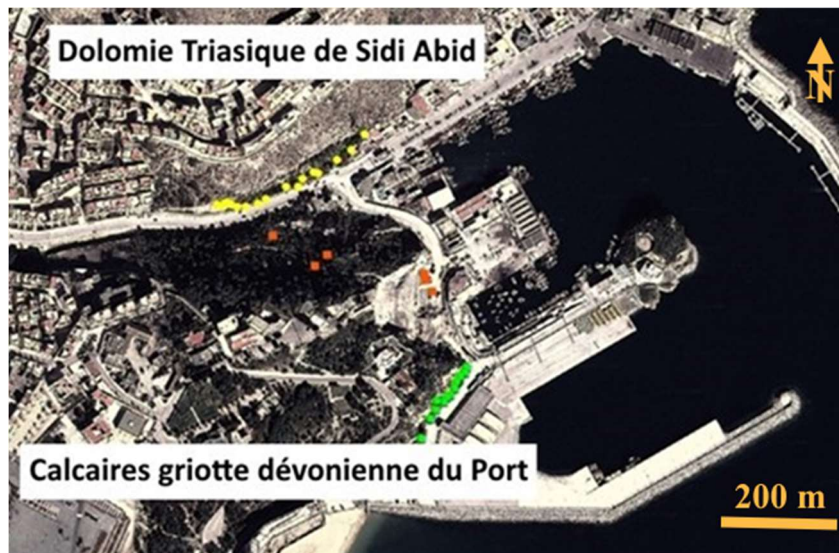


Figure 37 : Localisation des deux formations adjacentes au versant étudié.

### 1.6.1 Relevé des linéaments majeurs

Les linéaments structuraux des falaises de Sidi Abid et de Quemado ont été établis à partir des relevés de terrain. Toutes les failles et les fractures présentes sur les deux flancs de falaises ont été caractérisés à travers leurs direction et pendage (Figure 38).



Figure 38: Photographies montrant les différents traits structuraux. (a) miroir de faille orienté NW–SE. (b) mesure de pendage. (c) mesure de direction. (d) stries indiquant la cinématique et le sens de déplacement de la faille.



Les mesures ont fait l'objet d'analyses cartographiques effectuées à base d'un fond d'image satellites (Google Earth). Les linéaments obtenus ont été analysés de telle sorte à obtenir une harmonisation entre les directions mesurées sur les deux flancs de falaises (Figure 39). Ainsi et de manière indéniable, les linéaments majeurs obtenus confèrent une structure prononcée au massif de Sidi Abid et de Quemado. Ces linéaments se matérialisant sous la forme de fractures et de failles, traversent la zone d'étude, notamment le massif du Port, en le structurant. L'identification précise et la cartographie de ces linéaments fournissent des informations de grande valeur sur l'activité tectonique et les contraintes géodynamiques qui ont forgé l'évolution du massif par sa structuration au cours du temps. En étudiant attentivement l'orientation et la répartition spatiale de ces linéaments, il est possible de révéler les mécanismes de formation du massif et d'en faire des indicateurs pertinents pour l'étude des risques géologiques associés.

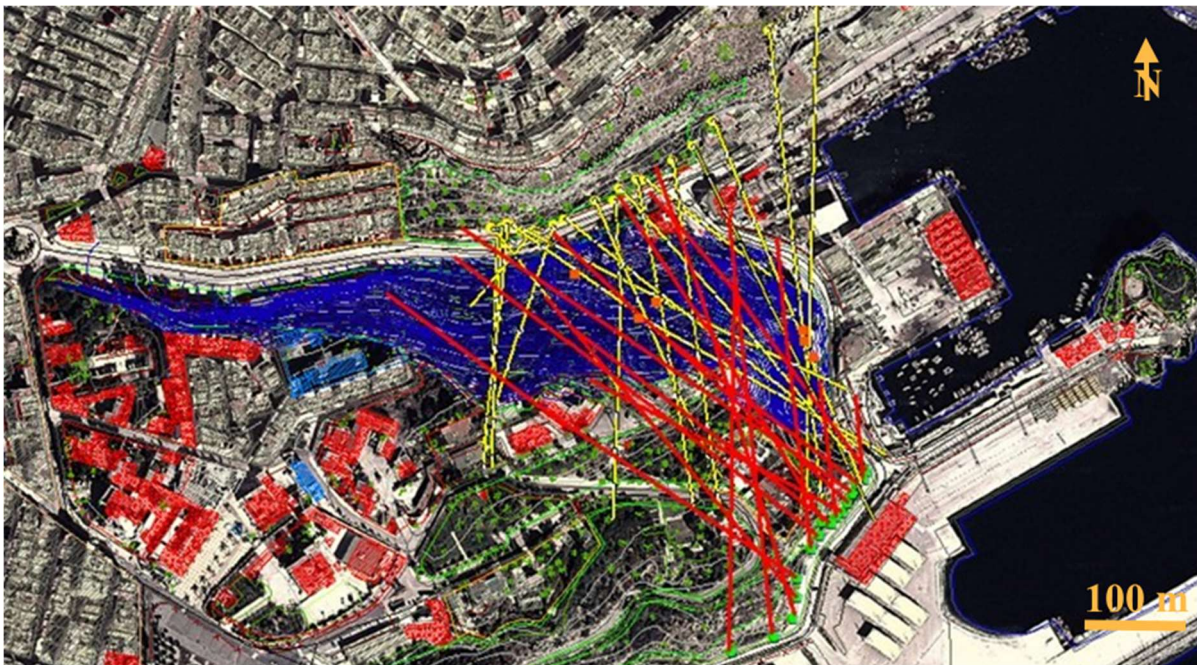
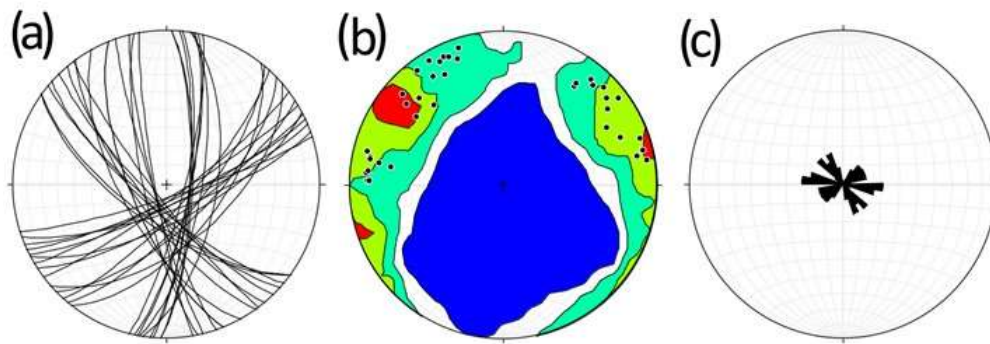


Figure 39 : Structuration de versant par les linéaments majeurs relevés.

### 1.6.2 Analyse stéréographique de la fracturation

L'analyse de la fracturation à l'aide de la projection stéréographique sur le canevas de Schmidt a révélé la présence de trois grandes familles de failles distinctes à l'échelle globale (Figure 40). La première famille se caractérise par des orientations variant de N00 à N15, avec des pendages compris entre 70° et 85°. La deuxième famille présente des orientations allant de N40 à N70, avec des pendages évoluant entre 40° à 70°. Enfin, la troisième famille se place entre les directions N130 et N170, avec des pendages allant de 70° à 88°. Ces orientations sont associées aux principales phases de déformation alpines qui ont structuré la région.

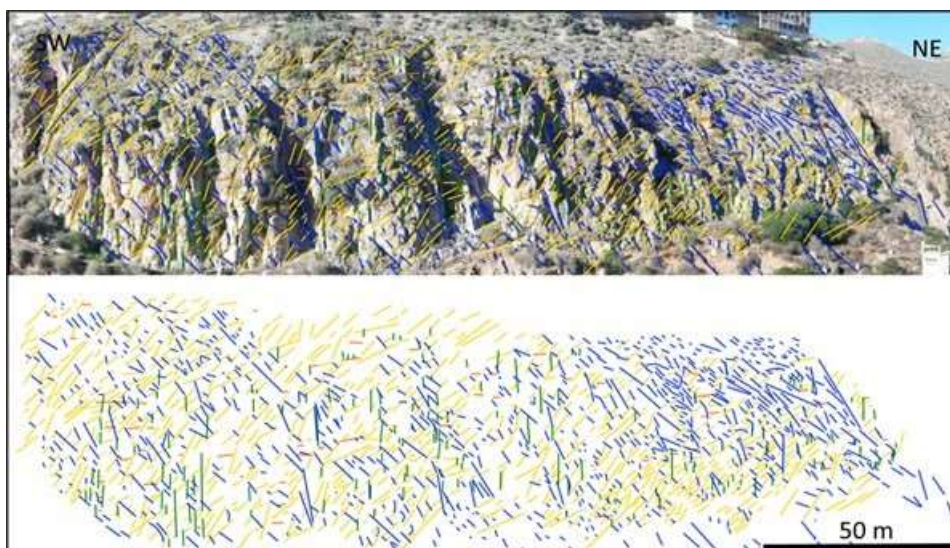


**Figure 40** : Analyse stéréographique (Schmidt) de la fracturation du versant du port.  
 (a) : Pôles et plans de directions, (b) : Densité des pôles, (c) : Rosace de directions.

### 1.6.3 Analyse photographique de la fracturation

Grâce aux avancées rapides de la technologie d'imagerie numérique, il est actuellement possible d'analyser la répartition des fractures et des discontinuités résultant de l'évolution des champs de contraintes au fil du temps. En utilisant des photos haute résolution, nous pouvons obtenir des informations détaillées sur les fractures et les discontinuités présentes dans les massifs rocheux. Dans notre étude, nous avons réalisé des analyses photogrammétriques des fractures et des discontinuités sur une section de la falaise de Sidi Abid (250 m) et une section de la falaise de Quemado (50 m). Les photos, au format TIF, ont été ensuite importées dans le logiciel "paint.net v.4.3.12" pour être regroupées et traitées.

Dans notre étude, les termes "fracture" et "discontinuité" sont utilisés sans distinction. Ces discontinuités présentes dans un massif rocheux ne sont pas orientées de manière arbitraire, mais elles sont organisées en familles dont le nombre est lié aux phénomènes géologiques et mécaniques survenus pendant la genèse et l'histoire tectonique du massif. L'analyse des fractures dans les falaises de Sidi Abid et Quemado révèle une forte variabilité dans les directions (Figure 50-1 et Figure 50-2).



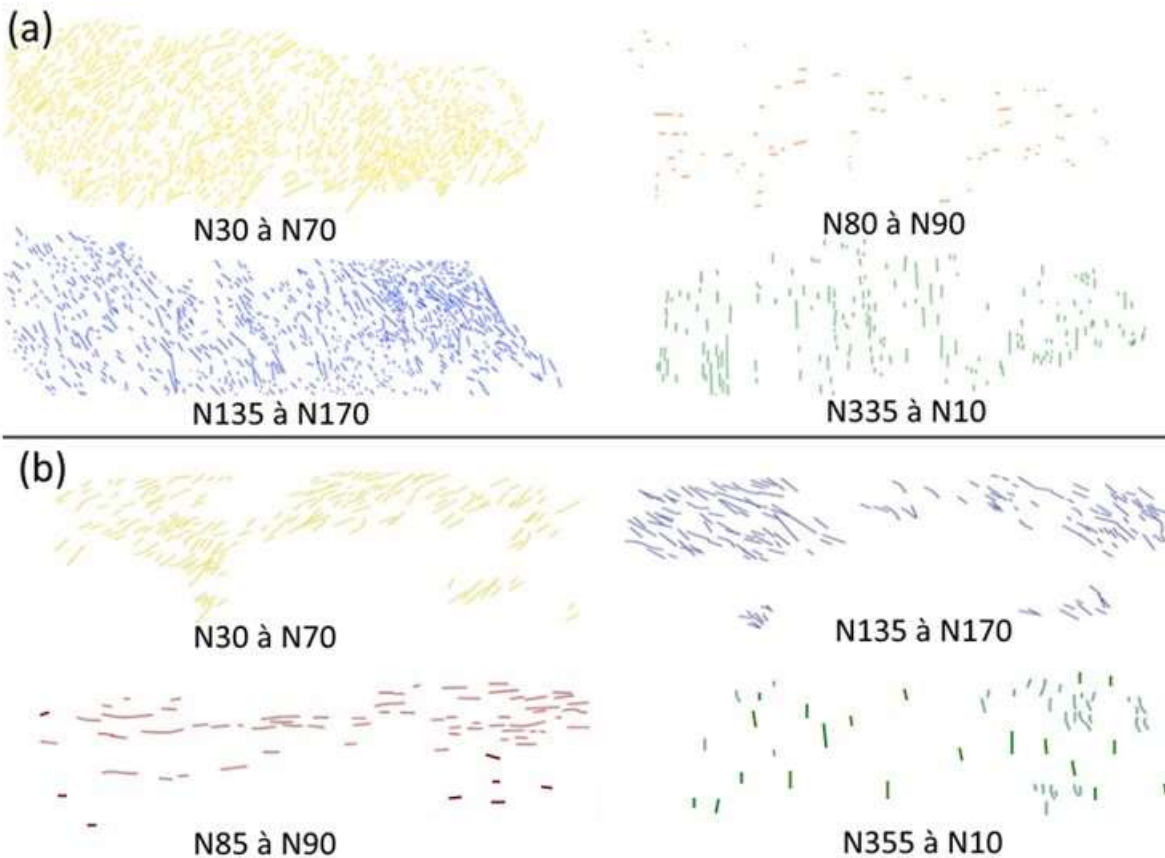
**Figure 50-1** : Etat de la fracturation de la falaise de Sidi Abid.





**Figure 50-2 :** Etat de la fracturation de la falaise de Quemado.

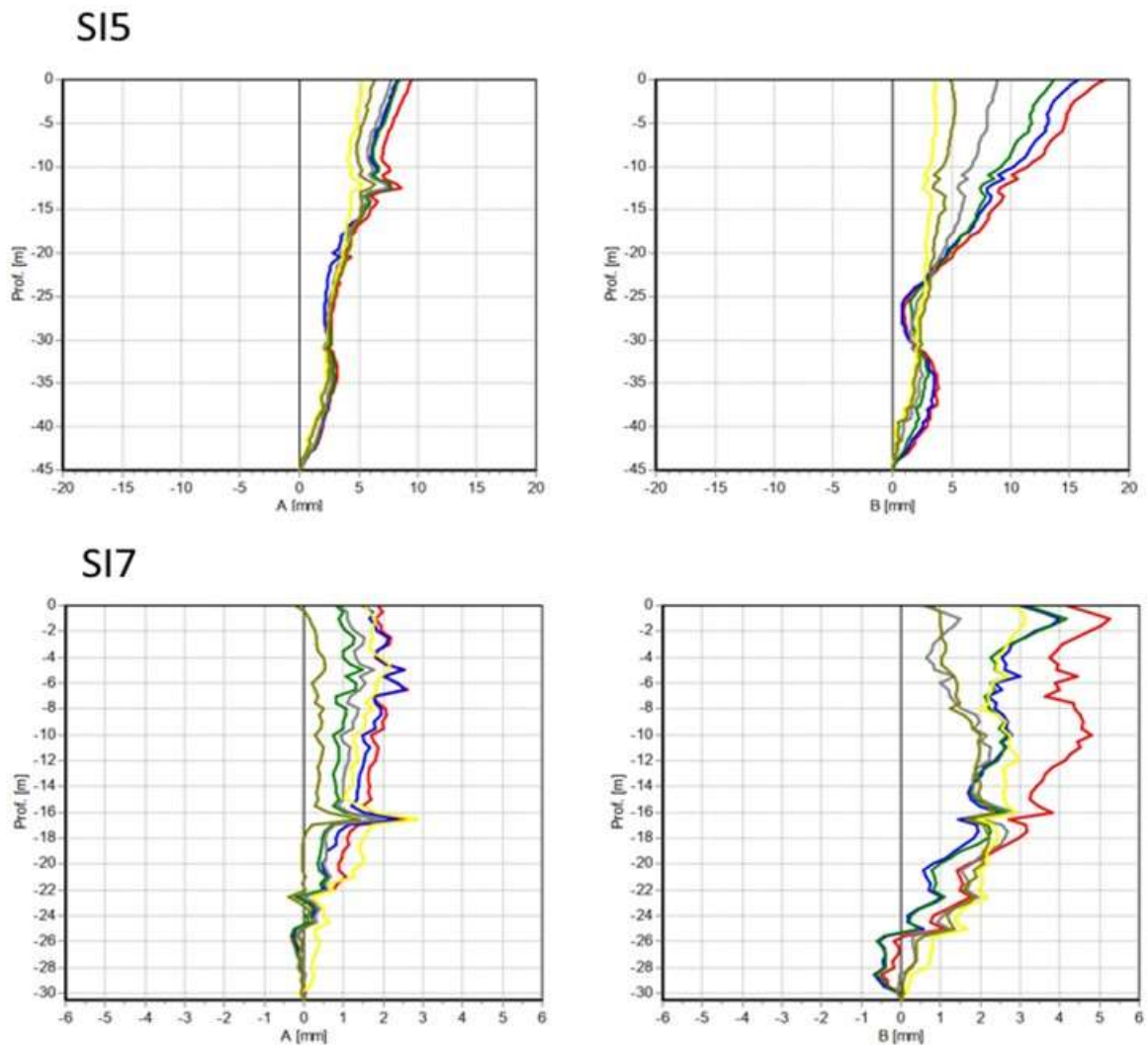
Ces fractures présentent des caractéristiques distinctes et s'entrecroisent de manière complexe. La distribution des fractures est corrélée avec les linéaments majeurs identifiés précédemment. Les classes de fractures de pendage variant entre direction N50 à N70 ont été écartées car elles peuvent se confondre aux plans stratigraphiques. Les directions dominantes des fractures se situent principalement entre N30 et N70, ainsi qu'entre N135 et N170, tandis que les directions N335 à N10 sont moins fréquentes (Figure 51). Ces observations indiquent une étroite association entre les fractures et les linéaments majeurs, suggérant une origine tectonique commune.



**Figure 51 :** Organisation de la fracturation, (a) : falaise de Sidi Abid. (b) : falaise de Quemado.

## 1.7 Profondeur et cinématique des glissements du versant de port

Deux sondages inclinométriques, SI5 et SI7, ont été réalisés, fournissant des résultats essentiels pour déterminer la cinématique du mouvement et mesurer la profondeur de la rupture en certains endroits (Figure 52). Cependant, un seul sondage, SI 5, a révélé des déformations relativement élevées, situées entre 15 et 20 mètres de profondeur. L'examen minutieux de ces enregistrements inclinométriques, stratégiquement positionnés pour surveiller les variations de la pente, nous ont permis d'observer une répartition non uniforme des déplacements du sol dans le contexte du terrain étudié fournissant ainsi des informations cruciales sur la géométrie et la dynamique de la surface de rupture.

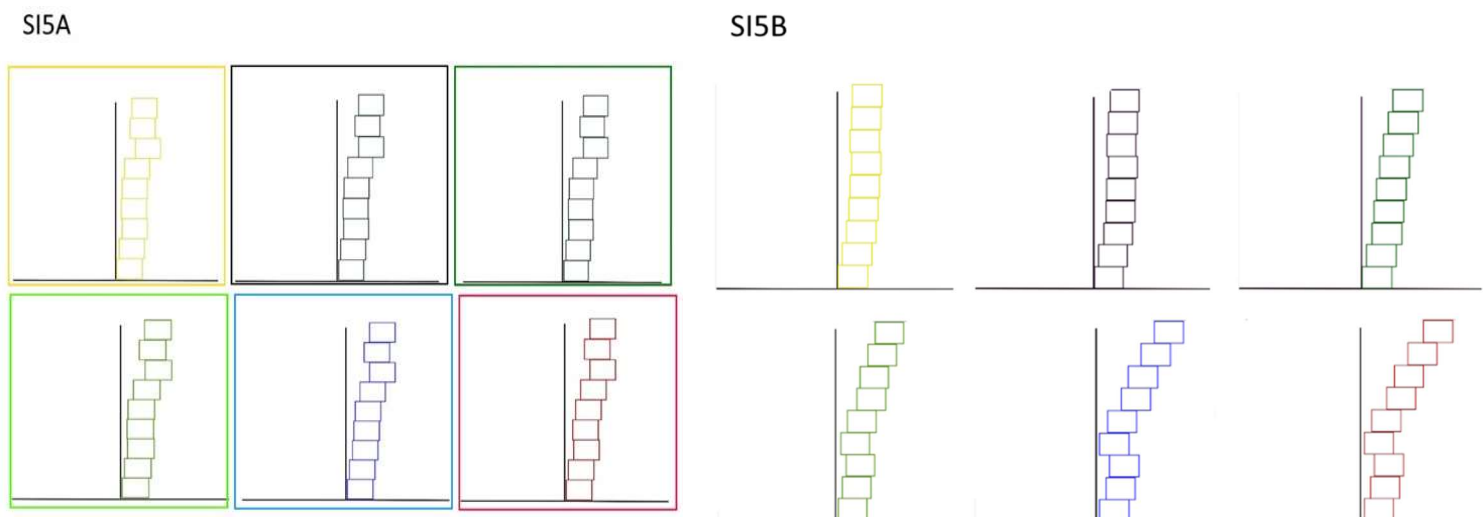


Courbe	Niveau de mesure	Séries de mesure	Date	Diff.jours	Prof.
<span style="color: red;">—</span>	GAH SI5 bis	GAH-I5bis-12 - GAH-I5bis-00	02/08/2012 - 11/03/2012	144	45,0 m
<span style="color: blue;">—</span>	GAH SI5 bis	GAH-I5bis-11 - GAH-I5bis-00	19/07/2012 - 11/03/2012	130	45,0 m
<span style="color: green;">—</span>	GAH SI5 bis	GAH-I5bis-10 - GAH-I5bis-00	04/07/2012 - 11/03/2012	115	45,0 m
<span style="color: grey;">—</span>	GAH SI5 bis	GAH-I5bis-09 - GAH-I5bis-00	20/06/2012 - 11/03/2012	101	45,0 m
<span style="color: yellow;">—</span>	GAH SI5 bis	GAH-I5bis-08 - GAH-I5bis-00	29/05/2012 - 11/03/2012	79	45,0 m
<span style="color: olive;">—</span>	GAH SI5 bis	GAH-I5bis-07 - GAH-I5bis-00	10/05/2012 - 11/03/2012	60	45,0 m

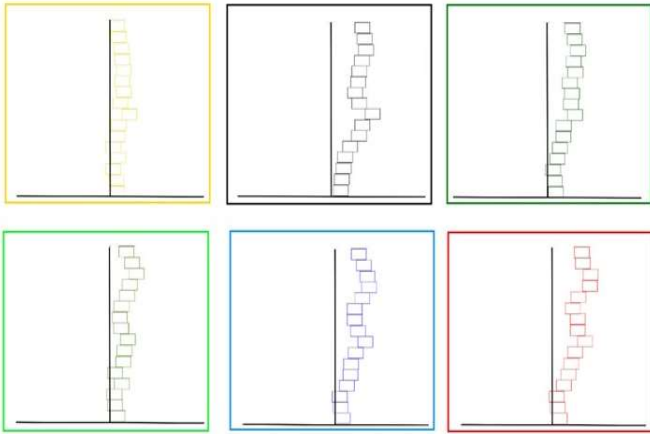
Figure 52 : Suivi des déplacements en fonction de la profondeur dans deux inclinomètres.

L'analyse des enregistrements de SI5 et SI7 à chaque date de mesure révèle des mouvements dans différentes directions. La masse se déplace dans le sens de la pente et parfois en sens opposé (A), tandis que d'autres mouvements latéraux se font dans les deux sens (B). Cette constatation suggère la coexistence de différents types de mouvements au sein du versant. De plus, bien que les déplacements ne se limitent pas à un seul sens horizontal, l'amplitude maximale est observée principalement dans le sens de la pente.

En approfondissant notre analyse des mouvements enregistrés, nous observons que les déplacements secondaires présentent une amplitude de moindre importance par rapport au mouvement principal qui se produit dans la direction de la pente principale (Figure 53). Ces déplacements secondaires, bien que moins prononcés, revêtent une importance capitale pour la compréhension de la complexité des interactions au sein du terrain étudié. Le sondage inclinométrique Sp7 suggère que ces déplacements secondaires peuvent se manifester de manière individuelle, avec des orientations distinctes (Figure 54). Cette observation laisse supposer que la masse de terrain est hétérogène, ce qui entraîne des déplacements latéraux et engendre des variations discrètes supplémentaires. Une analyse approfondie de ces mouvements et de leurs facteurs déterminants est impérative pour évaluer la stabilité de la pente et atténuer les risques potentiels de glissements de terrain. Par conséquent, des études ultérieures seront requises pour caractériser de manière précise les mouvements observés et examiner en détail les éléments qui les influencent.



SI7A



SI7B

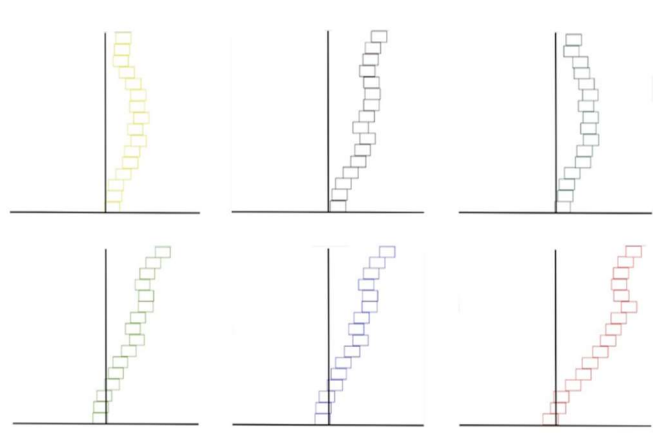
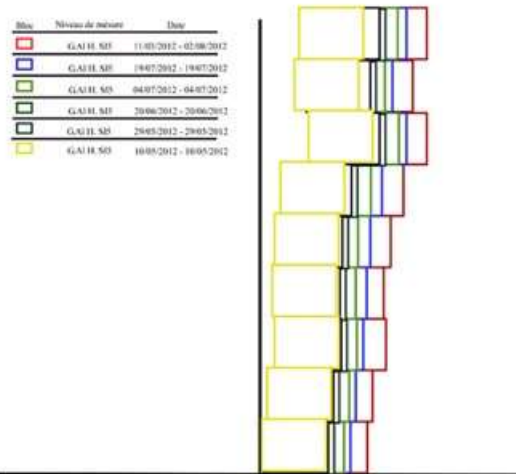
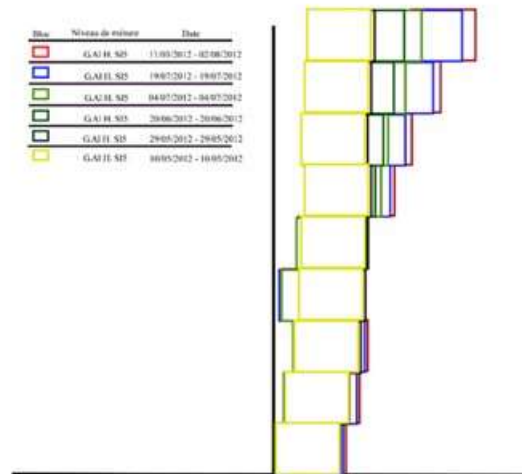


Figure 53 : Evolution temporelle des enregistrements Inclinométriques de SI5 et SI7 avec une lecture de chaque courbe.

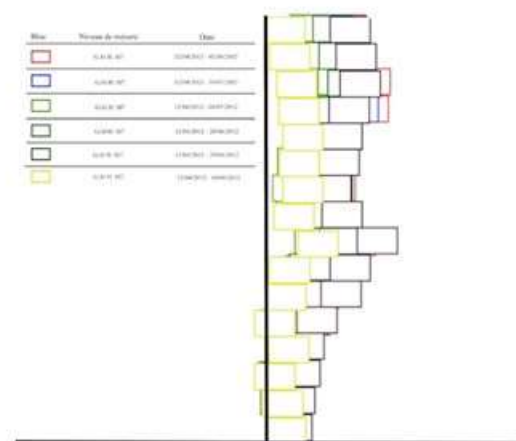
SI5A



SI5B



SI7A



SI7B

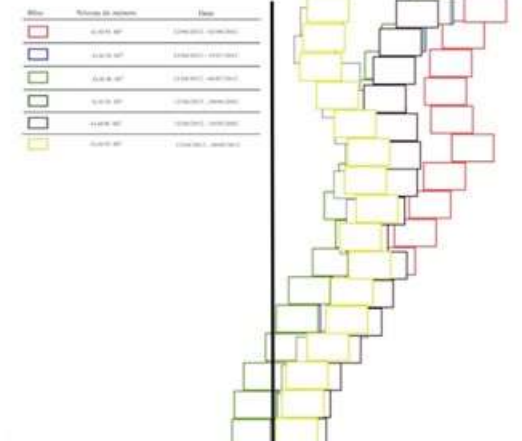


Figure 54 : Evolution des enregistrements Inclinométriques de SI5 et SI7 dans le temps avec une lecture globale.



## 1.8 Prospection géophysique

Sur le versant, dix profils de tomographie électrique d'une longueur totale de 1586 m ont été réalisés. Les sections inversées de résistivité révèlent une plage de résistivité variant de 0,0259 Ohm.m à 560 Ohm.m. Ces profils se caractérisent par une variété de zones résistantes et conductrices. Les schistes peuvent présenter des résistivités comprises entre 10 Ohm.m et 500 Ohm.m, en fonction de leur degré de saturation en eau. Il est probable que les résistivités faibles correspondent à des formations altérées, fracturées, humides ou saturées, tandis que les résistivités élevées indiquent des formations saines et sèches.

Certains profils (P4 et P6) révèlent l'apparition d'une zone à faible résistivité (cercle noir) entre deux zones à résistivité élevée. La variation rapide de la résistivité à proximité de cette zone peut être expliquée par la présence d'une surface de rupture. Sur d'autres profils (P1, P2, P3), les résistivités minimales pourraient correspondre à la présence de débris dans une matrice fine et/ou à une teneur élevée en eau. Sur le profil P8, l'apparition d'une zone à faible résistivité près de la surface pourrait être liée à une infiltration des eaux provenant du réseau d'assainissement.

La résistivité varie d'un endroit à une autre, ce qui confirme la complexité du versant, caractérisé par une structuration induite par des linéaments structuraux et des mouvements récents dus aux glissements affectant le versant (Figure 55). En effet, en présence exclusive de schistes, on s'attendrait à une absence notable de différenciation des résistivités dans les résultats de la tomographie. Cependant, la présente variation des résistivités à la fois verticale et horizontale suggère une différenciation de l'humidité des schistes, qui dépend des circulations hydriques souterraines contrôlées par les linéaments structuraux : fracturation du massif par une tectonique cassante (apparition de blocs). L'état des schistes (sains ou altérés) dépend également de ces circulations hydriques (El Khattabi et Carlier, 2004). Cet état des lieux confirme les mouvements mesurés par les inclinomètres dans des directions opposés. La dynamique du massif se fait à travers des blocs qui bougent en fonction de l'état des contraintes.

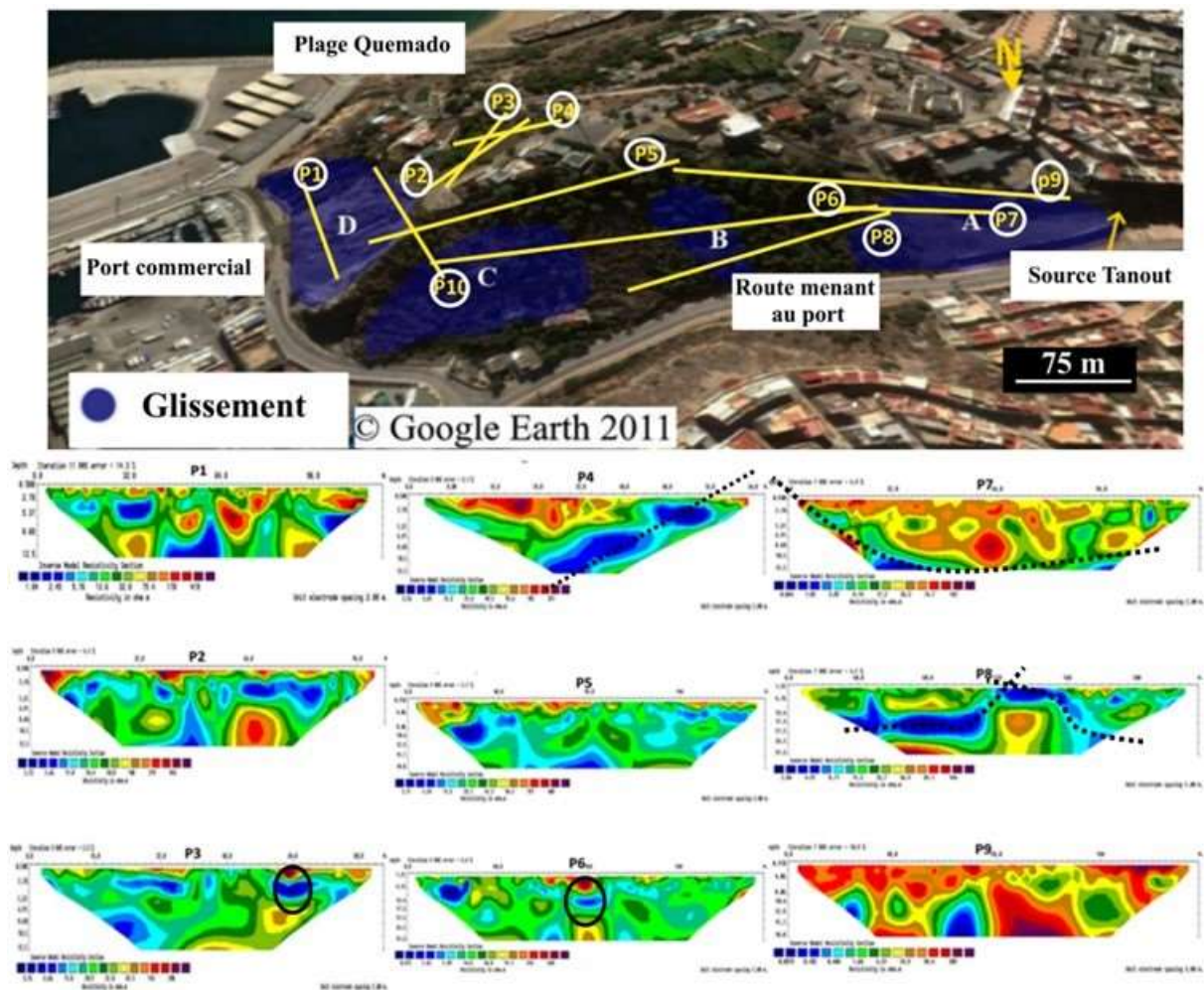


Figure 55 : Profils de Tomographie électrique réalisés sur le versant du port.

## 1.9 Analyse des données des sondages pressiométriques

Pour connaître le comportement mécanique du terrain et en vue de tester l'effet de cisaillement et pour se caler par rapport aux faciès rencontrés par les sondages carottés, des sondages destructifs couplés avec des essais pressiométriques ont été réalisés à chaque mètre à partir de la crête jusqu'au pied du talus traversant ainsi différents points des zones glissées (Figure 56).

A partir des sondages pressiométriques (SP3, SP5, SP6, SP7, SP8, SP9, SP10, SP11) nous avons distingué trois types de roches aux caractéristiques pressiométriques différentes. Les schistes au comportement géomécanique variable selon leur niveau d'altération ou leur degré de saturation. Ainsi les valeurs des pressions limites avoisinent 3 MPa et 80 MPa pour le module pressiométrique. Ces schistes sont suivis des calcaires, rencontrés par endroits à une profondeur de 40 m de la crête, avec des pressions limites avoisinant les 9 MPa et un module pressiométrique de 500 MPa. Plus en bas, sont localisés les schistes noirâtres de substratum qui montrent des valeurs de pression limite importantes allant jusqu'à 9 MPa et des modules de déformation avoisinant 800 MPa.

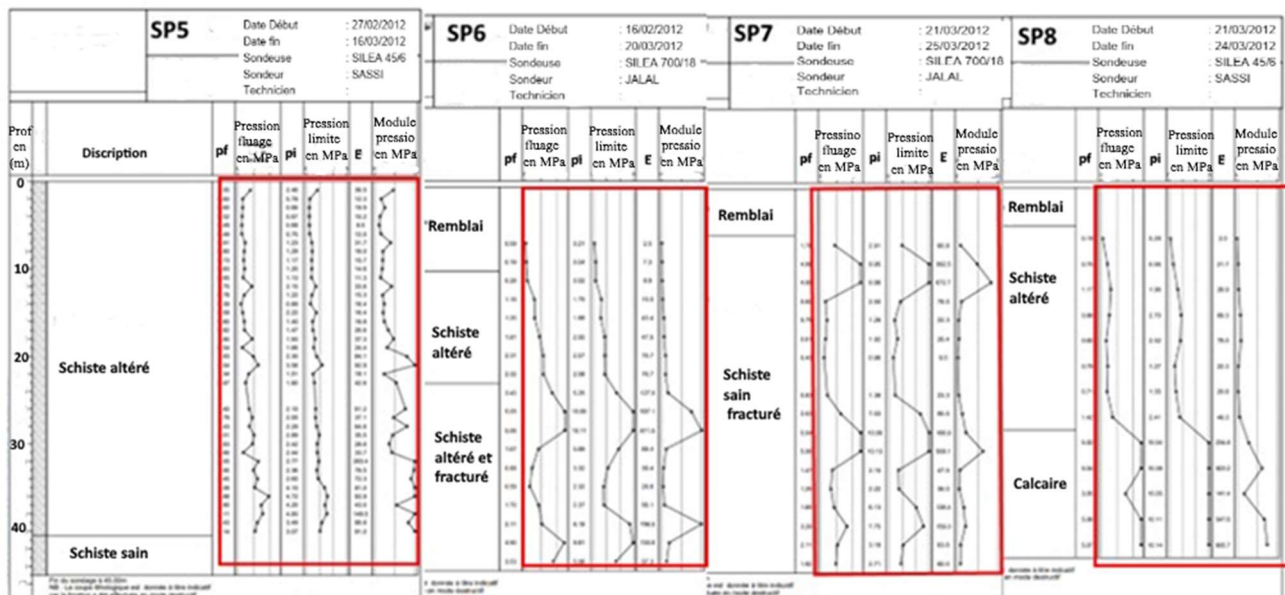


Figure 56 : Résultats des sondages pressiométriques.

## 2 L'étude en laboratoire

### 2.1 Détermination des propriétés géotechnique du sol

A base de 18 échantillons prélevés à des différentes profondeurs issue de 5 sondages carottés exécutés en 2012 par le bureau d'étude IMSrn dans le versant et plusieurs essais sont effectués sur la fraction granulométrique inférieure à 400  $\mu\text{m}$  pour déterminer les limites d'Atterberg (selon le mode opératoire NF P94-052-1 et NF P94-051 pour Limite de liquidité à cônes et Limite de Plasticité au rouleau) (Tableau 2).

Tableau 2 : Résultats des essais de limites d'Atterberg réalisés sur des schistes altérés du niveau supérieur et les schistes noirâtres du substratum.

Echantillon	Profondeur en (m)	WL (%)	WP (%)	IP (%)
SC4-4	10,40-10,70	37	21	16
SC4-5	12,30-12,80	43	18	25
SC4-6	15,50-16,00	31	18	13
SC4-7	21,80-22,40	27	16	11
SC4-8	27,60-28,00	22	14	8
SC4-9	33,60-34,00	23	15	8
SC5-10	1,50-2,00	31	17	14
SC5-11	7,50-8,00	31	17	14
SC5-12	17,80-18,20	31	16	15
SC5-13	20,00-20,50	31	16	15
SC5-14	32,50-33,00	32	17	15
SC5-15	41,50-42,00	34	19	15
SC6-18	14,00-14,50	25	15	10
SC8	4,20-5,10	36	20	16
SC9-25	2,80-3,50	26	16	10
SC9-26	4,20-4,60	29	18	11

SC9-27	7,20-7,50	23	14	9
SC9-28	11,70-12,40	22	14	8

A travers les valeurs de l'indice de plasticité (IP), les matériaux schisteux sont classés généralement comme sols peu plastiques à moyennement plastiques (IP entre 8 et 25). Quant aux limites de liquidité WL, elles demeurent faibles. Les plus grandes valeurs de l'indice de plasticité ( $14\% < IP < 25\%$ ) sont mesurées essentiellement dans les formations de la partie supérieure du versant (SC4 et SC5) correspondant aux schistes altérés. Ces matériaux restent sensibles à l'augmentation de la teneur en eau avec un domaine de plasticité large. L'abaque de Casagrande pour la classification des sols permet d'associer les échantillons prélevés aux domaines des argiles non organiques à faible plasticité et argiles non organiques de moyenne plasticité (Figure 57).

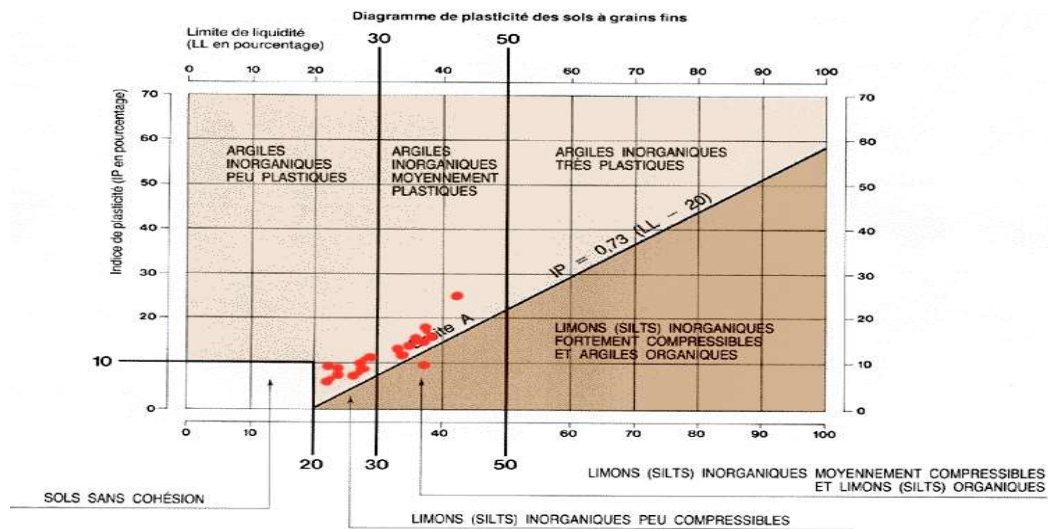


Figure 57 : Classification des sols du site à base du diagramme de Casagrande.

## 2.2 Détermination des propriétés mécaniques

Les paramètres mécaniques cohésion effective ( $C'$ ) et l'angle de frottement ( $\phi'$ ) ont été obtenus par réalisation des essais à la boîte de cisaillement rectiligne sur des carottes rectangulaires de 60 mm X 60 mm X 22 mm. Le type d'essai réalisé est le consolidé drainé (CD) effectué sur des échantillons de sol intacts et remaniés prélevés au niveau des sondages exécutés (schistes altérés de niveau supérieur et le schiste saïs de substratum).

Les résultats obtenus montrent des valeurs plus faibles dans les formations schisteuses altérées (Tableau 3). Dans ces dernières, la cohésion varie de 10 à 15 Kpa et l'angle de frottement entre de  $25^\circ$  à  $28^\circ$ . Les schistes intacts montrent une cohésion de 25 Kpa et un angle de frottement élevé

d'environ 30°. Quant à la densité moyenne, elle est de même ordre de 20 KN/m<sup>3</sup> dans les deux matériaux.

**Tableau 3** : Résultats des essais de cisaillement (CD) sur les échantillons de sol intacts et altérés.

<b>Formation géologique</b>	<b>Poids volumique en KN/m<sup>3</sup></b>	<b>Angle de frottement en (degrés)</b>	<b>Cohésion en KPa</b>
Schiste altéré	20	25 à 28	10 à 15
Schiste de substratum (sain)	20	30	25
Calcaire	22	40	150

L'angle d'un talus naturel est la pente limite que prendra un talus. Cette pente correspond généralement à une valeur minimale de l'angle de frottement interne de son matériau, or les pentes moyennes de notre versant oscillent entre 32 °et 39°, ce qui rend les schistes altérés susceptibles aux glissements de terrain. Le résultat de ces essais montre que les formations schisteuses altérées ont une faible résistance mécanique (C') présentant ainsi des caractéristiques favorables aux glissements de terrain. Par contre les échantillons prélevés des schistes de substratum sain montrent des caractéristiques mécaniques plus élevées (C'et  $\phi'$ ), cette différence de caractéristiques au niveau de ces formations peut s'expliquer par l'effet de l'eau qui est beaucoup plus abondante dans les schistes remaniés et la présence d'une forte schistosité dans ce versant peut aussi expliquer la variation importante de ses caractéristiques physiques et mécaniques des sols.

### **2.3 Analyse chimique des eaux**

L'hydrochimie est un outil particulièrement puissant pour reconstituer les écoulements d'eaux souterraines dans les versants instables (Cervi, 2012), son efficacité a été démontrée pour de nombreux glissements (Binet, 2007 ; Baldermann, 2021). Dans certains cas, la chimie des eaux souterraines est même un marqueur pour les crises de déformation des glissements de terrain (Tung, 2021). Dans ce cadre, l'utilisation de l'hydrochimie a été éprouvée pour investiguer de manière indirect les interactions entre l'eau et la lithologie en déterminant les faciès chimiques de l'eau.

Le versant du port abrite une source pérenne et d'autres sources temporaires qui se manifestent après de longue et intenses pluies ce qui témoignent d'une circulation d'eau importante. Il s'agit probablement d'un aquifère de fracture et le retard relativement long est observé lors de la réponse des sources après les fortes pluies.





**Figure 58** : Localisation des quatre sources (Spr).

L'échantillonnage a été effectué à des différentes dates (annexe 2) pour vérifier l'évolution de la minéralisation des eaux de la source. L'eau est prélevée dans des flacons de 150 cl en polyéthylène, préalablement rincés à 3 reprises par l'eau des sources. Après l'échantillonnage, les analyses chimiques ont été effectuées rapidement dans une durée de moins de 24h. La température, la conductivité, la Turbidité, le pH ont été mesurées in situ (Figure 59). Les éléments majeurs ( $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$  et  $\text{K}^+$ ) le Zinc ( $\text{Zn}^{2+}$ ), le Chrome ( $\text{Cr}^{3+}$ ) et le Plomb ( $\text{Pb}^{2+}$ ) ont été analysés en utilisant diverses techniques : la Spectrophotométrie (nitrates, Zinc, Plomb et le Chrome), la titrimétrie (chlorures, calcium, magnésium, Sulfate et carbonates) et la spectrophotométrie à flamme (potassium et sodium). Le résidu solide (TDS) est obtenu après l'évaporation des différentes eaux à  $180^\circ\text{C}$ .



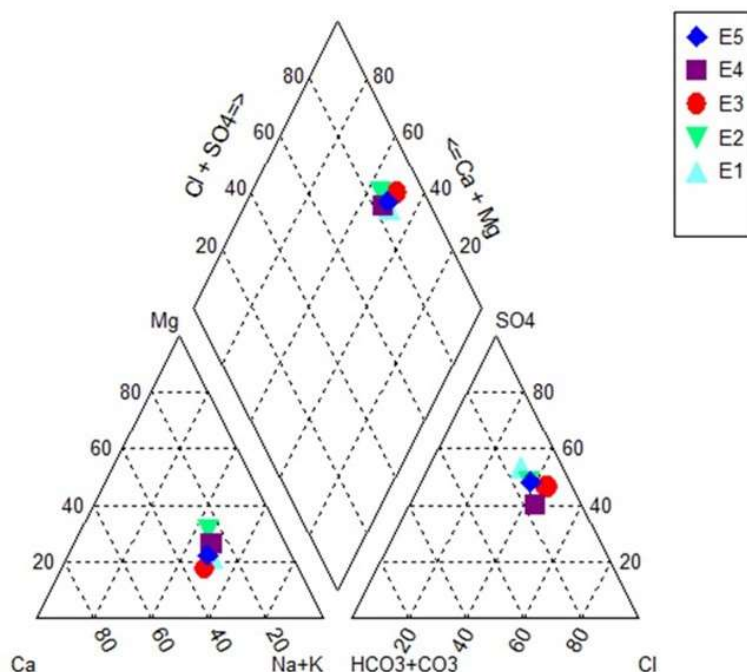
**Figure 59** : Campagne d'échantillonnage. A : Mesure in situ d'un échantillon d'eau au niveau de la source Spr4 ; b : Échantillonnage de l'eau au niveau de la source Spr3.

L'analyse a concerné l'eau de l'unique source pérenne nommée source 'Tanout' (Sp1) qu'abrite ce versant à la base du glissement (A) (Tableau 4).

**Tableau 4 :** Les paramètres physico-chimiques des eaux de la source Tanout.

Echantillons	Date de prélèvement	T 25°C	pH	C.E. μs/cm	Ca mg/l	Mg mg/l	Na mg/l	K mg/l	HCO <sub>3</sub> mg/l	Cl mg/l	SO <sub>4</sub> mg/l	NO <sub>3</sub> mg/l	TDS mg/l
E5- sp5	12/04/2018	18	7.54	3020	179.4	83.4	360	16.9	339.4	430.2	968	94.1	2471
E4- sp4	22/04/2017	17,5	7.24	3030	169.9	131.8	345.2	16.2	353.8	536.1	933.1	85.3	2571
E3- sp3	11/04/2016	19	7.08	2118	216.3	70.9	377.5	14.8	156.2	454.4	641.2	40.3	1972
E2- sp2	30/04/2015	18	7.58	2430	165.8	102.8	348	12.5	320.2	507.6	632.2	26.6	2116
E1- sp1	12/01/2015	20	7.34	2130	190.6	88.2	358	13.8	280.6	454.4	781.6	10.0	2177

L'analyse des résultats révèle une minéralisation d'eaux très élevée (TDS > 2100 mg/L), une forte conductivité électrique (>2100 μS/cm), le pH est quasi neutre et la température est généralement douce (température ambiante). Les cations analysés montrent une prédominance des ions Na<sup>+</sup> qui représentent (46,9% en moyenne) des cations suivis par Ca<sup>2+</sup> (27,2%), les Mg<sup>2+</sup> (23,8%) et les K<sup>+</sup> (1,2%). Pour les anions, on trouve les SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> (46,4%), les Cl<sup>-</sup> (37,9%), les HCO<sub>3</sub><sup>3-</sup> (12,9%) ensuite viennent les NO<sub>3</sub><sup>-</sup> (2,7%). La classification hydrochimique des eaux à l'aide du diagramme de Piper montre que le chimisme de l'eau n'a pas subi de changement de 2015 à 2018 (Figure 60). Cette stabilité de la chimie de l'eau est liée à la minéralogie de la lithologie, elle n'est pas fortement tributaire aux conditions climatiques (pluviométrie) ou aux activités anthropiques.



**Figure 60 :** Représentation des eaux de la source Tanout sur diagramme de Piper.

Nous remarquons que la quantité des nitrates dans l'eau de la source de Tanout a fortement évolué depuis 2015, elle était de 10 mg/L et elle a atteint en 2018 une valeur de 94.1 mg/L dépassant la valeur

limite autorisée par l’OMS pour les eaux dédiée à la consommation humaine (50 mg/L). Cette concentration élevée des nitrates peut trouver son origine dans la détérioration du réseau d’assainissement urbain qui enregistre des fortes fuites. Cette détérioration est liée aux la dynamique du versant affecté par les différents mouvements que ce soit le long des fractures ou ceux en lien avec l’activation ou la réactivation des glissements.

Le faciès hydrochimique de l’eau de la source Tanout est globalement sulfaté chlorure sodique. (Figure 60). Une autre étude pendant cette période a montré que les eaux des sources de l’unité de Bokoya sont marquées par un faciès chloruré-sodique (Gharibi et al., 2017).

**Tableau 5** : Signature géochimique des échantillons des eaux de la source Tanout.

<b>Echantillon</b>	<b>Date de prélèvement</b>	<b>Débit en L/s</b>	<b>Faciès hydrochimique</b>	<b>Régime</b>	<b>Réponse aux pluies</b>	<b>Encaissant</b>
Sp1 (E5)	12/04/2018	2,3	SO <sub>4</sub> -Cl-Na	Régulier	Modérée	Schiste
Sp1 (E4)	22/04/2017	1,8	SO <sub>4</sub> -Cl-Na	Régulier	Modérée	Schiste
Sp1 (E3)	11/04/2016	1,7	SO <sub>4</sub> -Cl-Na	Régulier	Modérée	Schiste
Sp1 (E2)	30/04/2015	2,9	SO <sub>4</sub> -Cl-Na	Régulier	Modérée	Schiste
Sp1 (E1)	12/01/2015	3,2	SO <sub>4</sub> -Cl-Na	Régulier	Modérée	Schiste

Le débit de la source est fortement lié à la pluviométrie annuelle. La campagne réalisée en 2015 a montré un débit moyen de 3,2 L/s, les précipitations enregistrées en 2014/2015 ont atteint 523,1 mL. Le débit a chuté en 2016, qui a enregistré une pluviométrie de 167,5 mL (2015/2016), pour atteindre presque la moitié 1,7 L/s (Tableau 5). Ces observations suggèrent que la source présente une réponse modérée aux variations des précipitations, comme indiqué dans le Tableau 5.

Le diagramme de Shoeller (Figure 61) a confirmé la stabilité de chimisme de l’eau de la source étudiée entre 2015 et 2018 malgré la variabilité du débit et de la pluviométrie. Pour l’échantillon E3, prélevé en 2016, on remarque un appauvrissement en ions HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> et un enrichissement en ion Ca<sup>2+</sup>. L’échantillon E3 qui montre la plus faible valeur de la conductivité électrique (2118 µS/cm), et par conséquence la plus faible minéralogie (TDS = 1972 mg/L) ; a été prélevée pendant la saison humide d’une année qui a connu la pluviométrie la plus faible (167,5 ml).



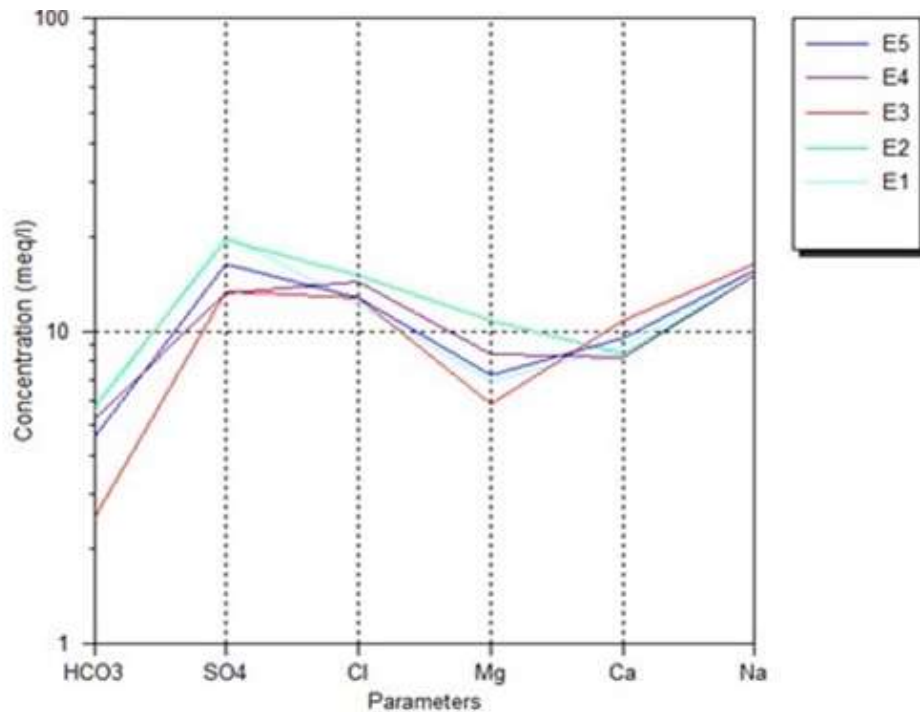


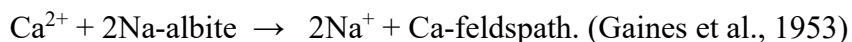
Figure 61 : Diagramme de Schoeller représentant la chimie des eaux de la source 'Tanout'.

## 2.4 Relation entre l'hydrochimie et la géologie

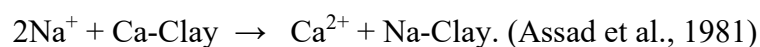
Pour vérifier la corrélation entre les éléments chimiques des eaux de la source Tanout et la roche encaissante nous avons calculé quelques rapports indicatifs (Tableau 6). La source des ions sodium dans l'eau, obtenue par le rapport  $(Na/(Na+Cl))$ , ne provient pas de la dissolution de l'halite. Le sodium peut venir de l'échange d'ion ou de la dissolution de l'albite. L'altération des plagioclases, déterminée à partir du rapport  $(Na+K-Cl)/(Na+K-Cl+Ca)$ , a probablement eu lieu pendant les saisons E1, E3 et E5.

Le calcul du rapport  $Ca/(Ca+SO_4)$ , a montré que la concentration du calcium est contrôlée par l'échange d'ions ou par la précipitation de la calcite. L'altération des carbonates et des roches est mise en évidence par le total du solide dissous (TDS) qui est supérieur à 500 mg/L et par le rapport  $Cl/(\text{somme des anions})$ .

Le calcul du rapport  $(HCO_3 + SO_4)/(Ca + Mg)$  qui a prouvé que l'échange d'ion directe prédomine.



Cependant, pendant la saison E3, l'échange de base inverse a probablement contrôlé le chimisme de l'eau.



**Tableau 6 : Paramètres de déduction géochimique.**

Param.	(Na+K-Cl)/(Na+K-Cl+Ca)	(Na/(Na+Cl))	Ca/(Ca+SO <sub>4</sub> )	TDS	Cl/(Somme des anions)	HCO <sub>3</sub> /(Somme des anions)	des (HCO <sub>3</sub> + SO <sub>4</sub> )/(Ca + Mg)				
<b>Cond.</b>	> 0.2 et < 0.8	< 0.2 ou > 0.8	>0.5	0.5	<0.5, et pH neutre	>500	<0.8	<0.8 Sulfates élevés	<0.8 sulfates faibles	> 1	< 1
<b>Concl.</b>	Altér. Plagioclase possible	Altér. Plagioclase impro.	Echange d'ions	Halite solution	Echange d'ions	Altér. Carbon.	Altér. des roches	Diss. du gypse	Eau de mer ou saumure	Echange d'ions direct	Echange d'ions inverse
<b>E5</b>	0.30		0.56		0.31, pH = 7.54	2472	0.41	0.19		1.63	
<b>E4</b>		0.03		0.5	0.30, pH = 7.24	2571	0.47		0.18	1.31	
<b>E3</b>	0.27		0.56		0.45, pH = 7.08	1972	0.56		0.11		0.96
<b>E2</b>		0.13	0.51		0.39, pH = 7.58	2116	0.54		0.20	1.10	
<b>E1</b>	0.25		0.55		0.37, pH = 7.34	2177	0.50		0.18	1.25	

Nous avons calculé par le logiciel Phreeqci, l'indice de saturation de la calcite, de la dolomite et du gypse (Tableau 6 et 7). L'eau de la source est globalement sursaturée en calcite, sauf pendant l'année 2016 qui a connu de faibles précipitations, ce qui a diminué la remontée de l'eau dans couches calcaires dolomitiques. L'eau est aussi sursaturée en dolomite. Pour le gypse, l'eau est sous-saturée en gypse puisqu'elle n'a pas été en contact longtemps avec une roche gypseuse.

**Tableau 7 : Indice de saturation.**

Echantillon	SI	SI	SI
	Calcite	Dolomite	Gypse
<b>E5</b>	0.46	1.92	-0.68
<b>E4</b>	0.13	1.47	-0.74
<b>E3</b>	-0.23	0.4	-0.73
<b>E2</b>	0.48	2.1	-0.86
<b>E1</b>	0.25	1.51	-0.72

## 2.5 Hydrogéologie du massif du port

Dans cette étude, notre attention se porte sur l'écoulement de l'eau plutôt que sur les questions liées aux ressources en eau, mais à son écoulement qui, de toute façon, conditionne sa présence spatiale, sa quantité et sa qualité. La zone d'étude appartient au massif calcaire des Bokkoya constitué par un enchevêtrement de formations perméables (calcaire) et imperméables (notamment les schistes). Le versant du port abrite une source pérenne Tanout qui témoigne d'une circulation d'eau importante.

D'autres sources apparaissent occasionnellement après des événements pluvieux mais avec un décalage plus au moins important. Ce retard observé après des épisodes de fortes pluies, bien que leur apparition puisse être décalée dans le temps. Ce retard observé après de fortes pluies ne peut s'expliquer que par la circulation des eaux profondes alimentées par un réseau karstique dans les calcaires dolomitiques et un réseau de fissures dans les schistes. Deux principaux aquifères peuvent être distingués :

- Un petit aquifère de fracture dans les schistes Siluriens fissurés et fracturés ; la circulation des eaux donne toujours naissance à des sources alignées sur le même niveau d'altitude et qui réagissent après de fortes pluies.
- L'ensemble autochtone de Lias et Trias de la dorsale calcaire constitue un aquifère au sens vrai dans les formations calcaires dolomitiques fracturées et karstifiées. Ces dernières jouissent d'une structure tout à fait particulière, comparée aux autres massifs rocheux, en raison de la forte solubilité des minéraux qui les composent, densité et nature du réseau de fracturations et failles, donc une forte tendance à l'élargissement des vides créés au départ de la fracturation et des autres discontinuités. Ces vides peuvent atteindre de grandes dimensions (gouffres, cavernes). Dans ces conditions les eaux peuvent cheminer circuler rapidement et constituer des cours d'eau souterrains développant ainsi un aquifère karstique.

Plusieurs ions spécifiques peuvent indiquer une augmentation du niveau des eaux souterraines lorsqu'ils sont présents à des concentrations plus élevées que la normale (Li et al., 2018 ; Li et al., 2019; Panda et al., 2012). Par exemple, une augmentation des ions sulfatés ( $\text{SO}_4^{2-}$ ) peut résulter de l'infiltration des eaux de surface ou de l'altération des minéraux sulfatés dans le sol pendant les périodes humides. De même, une augmentation des ions chlorure ( $\text{Cl}^-$ ) et sodium ( $\text{Na}^+$ ) peut signaler une intrusion d'eau salée marine ou la traversée de gisements salifères. En outre, une augmentation des ions nitrate ( $\text{NO}_3^-$ ) peut indiquer une contamination des eaux souterraines par des sources anthropiques, telles que les systèmes d'assainissements présents dans notre environnement d'étude.

Les analyses des eaux de sources du versant étudiées révèlent des variations significatives des concentrations ioniques au cours du temps, avec l'apparition sporadique de sources à la suite des précipitations sont des preuves qui témoignent d'une fluctuation du niveau des eaux souterraines. Ces variations des niveaux piézométriques ne sont pas sans conséquences sur la stabilité du versant puisqu'ils sont à l'origine de changements majeurs au niveau des circulations souterraines. Parallèlement, l'augmentation du niveau des eaux souterraines induit une augmentation des pressions interstitielles, ce qui influence les équilibres dans le massif.

Par ailleurs, la circulation de ces eaux dans le versant, à la fois horizontalement entre les deux aquifères et verticalement par infiltration des eaux pluviales et des eaux usés, peut entraîner l'altération des minéraux et le transport de particules. Par exemple, les minéraux tels que les feldspaths peuvent subir une altération hydrolytique, se transformant en argiles sous l'effet de cette altération. Cela entraîne des modifications de la texture, de la cohésion et de la résistance mécanique du sol. De plus, le mouvement de l'eau dans le versant peut agir comme un agent de transport des particules de sol et de roche. Lorsque le versant est soumis à des précipitations intenses ou à un écoulement d'eau rapide, il peut provoquer le détachement et le transport des particules du sol, entraînant ainsi une érosion et altération dans le versant et une diminution de la cohésion et de l'angle de frottement (Ke et al., 2012 ; Vandamme, 2013 ; Miscevic et al., 2014 ; Komadia et al., 2021). Ces changements influencent l'humidité du sous-sol qui peut varier en fonction de la profondeur mais aussi en fonction de l'état des matériaux.

## **2.6 Détermination des facteurs macro-déstabilisateurs ainsi que les mécanismes micro-déstabilisateurs**

L'étude préliminaire et détaillée menée nous a permis d'identifier et de comprendre les facteurs macro-déstabilisateurs ainsi que les mécanismes micro-déstabilisateurs associés qui jouent un rôle crucial dans la déstabilisation du versant étudié.

Les facteurs macro-déstabilisateurs sont des éléments de grande envergure qui agissent à l'échelle du versant dans son ensemble. Parmi ces facteurs, les précipitations intenses ont été identifiées comme un élément clé. Lors de fortes pluies, le sol du versant peut se saturer en eau, ce qui entraîne une augmentation de la pression des eaux souterraines. Cette surcharge hydrique augmente les pressions interstitielles, réduisant ainsi sa capacité à résister aux forces gravitationnelles. Les pentes abruptes et excessivement raides de certaines zones du versant sont également des facteurs macro-déstabilisateurs. En raison de leur inclinaison prononcée, la gravité exerce une force plus importante dans ces zones, dépassant souvent la résistance du sol et augmentant ainsi le risque de glissements de terrain.

La géologie joue un rôle majeur en tant que facteur macro-déstabilisateur, car le versant est principalement composé de schistes qui ont une résistance mécanique moyennes. De plus, l'activité tectonique intense a conduit à la formation de failles et de fractures qui ont structuré le versant, créant des structures de blocs qui fragilisent davantage le terrain. Ces linéaments structuraux contrôlent les circulations d'eaux souterraines qui provoquent des modifications texturales des matériaux schisteux (altération). Ces changements qui déterminent les mécanismes micro-déstabilisateurs, agissant à une

échelle plus réduite et influençant les propriétés internes du sol, sont à l'origine de la différenciation de l'humidité observée dans le sous-sol et qui se manifeste par des résistivités électriques non cohérentes. Ces mécanismes micro-déstabilisateurs se manifestent également avec les variations du niveau piézométrique qui jouent un rôle crucial. Lorsque le niveau augmente, la pression interstitielle dans le sol augmente également, réduisant la friction entre les grains du sol et les blocs constitués. Cela peut provoquer des mouvements de masse et des glissements de terrain. Lors de ces mouvements, on assiste à des déplacements relatifs des blocs mesurés par les inclinomètres. Enfin la chimie de l'eau permet de comprendre les processus derrière les écoulements mais aussi l'influence des eaux usées qui représentent des volumes supplémentaires qui viennent aggraver l'état de l'équilibre du versant. Ces eaux qui s'infiltrent de la surface sont détectées grâce à la présence des nitrates dans les eaux analysées. La figure 62 illustre l'un de ces mouvements (glissement "A") qui affecte le versant du Port d'Al Hoceima.

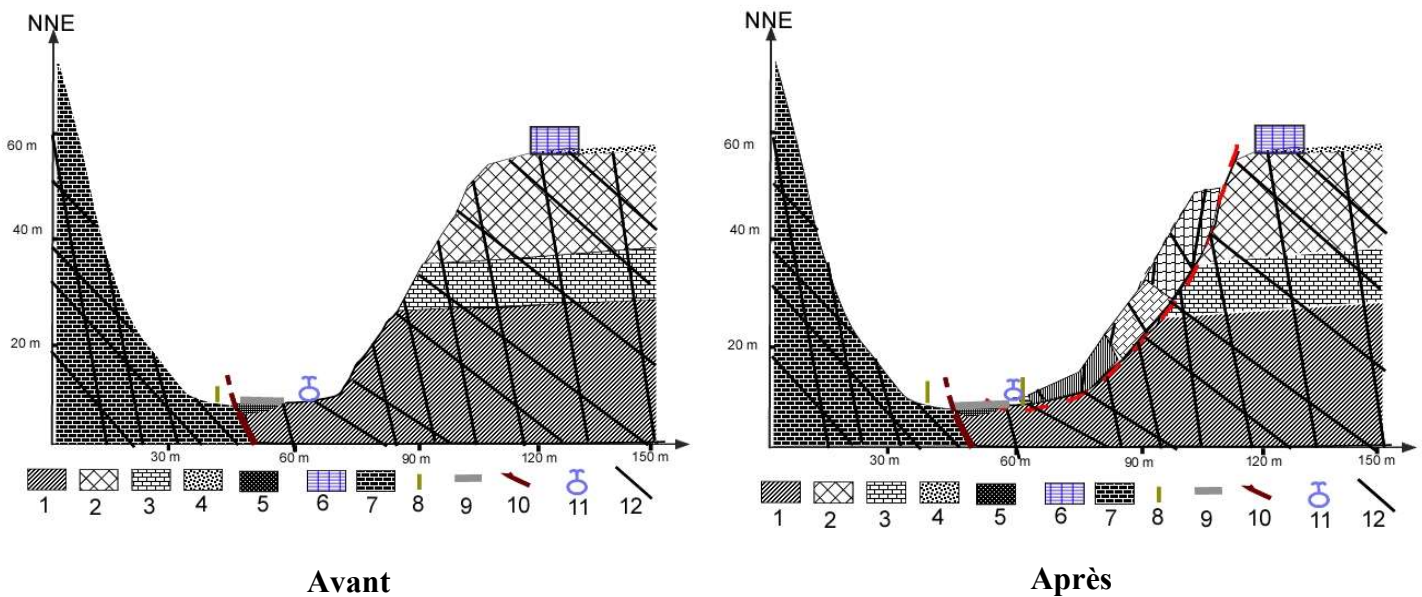
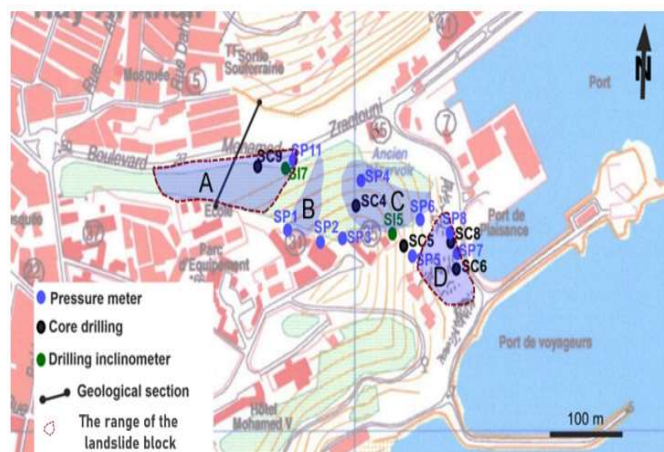


Figure 62: Coupe schématique au niveau de glissement (A) illustrant le cadre géologique et structural.

- 1- schistes de substratum silurien, 2- schistes à forte proportion d'altération silurien-dévonien, 3- calcaire dévonien, 4- dépôts quaternaires, 5- remblais, 6- construction, 7- dolomie Trias moyen, 8- murs, 9- route, sondage, 10- faille inverse chevauchante, 11- source Tanoute, 12- failles (fracturation).

En combinant ces facteurs macro-déstabilisateurs et mécanismes micro-déstabilisateurs, on peut mieux comprendre les processus complexes qui conduisent à la déstabilisation des versants dans la ville d'Al Hoceima. Cette compréhension approfondie est essentielle pour évaluer la stabilité des versants, prévoir les risques de glissements de terrain et mettre en place des mesures d'atténuation appropriées.

Finalement l'apparition des glissements se fait suite à une conjonction de plusieurs facteurs auxquels s'associent des mécanismes qui réduisent considérablement les caractéristiques mécaniques des matériaux schisteux.

Les résultats de cette étude préliminaire et détaillée fournissent des informations précieuses qui peuvent être utilisées pour la planification et la gestion des zones à risque de glissements de terrain.

La conclusion des résultats de la phase de l'analyse de l'instabilité nous permet d'orienter la deuxième phase de modélisation qui va confirmer les résultats analytiques par la modélisation numérique en utilisant divers codes.

---

## **Chapitre 5 : modélisation**

---

En raison des lourdes conséquences de la rupture des massifs rocheux, tant matérielles qu'humaines ; la littérature a traité le problème d'une manière assez étendue. Plusieurs modèles et techniques, tant analytiques que numériques, ont été développés pour décrire le comportement mécanique et la stabilité mécanique des masses rocheuses, notamment par l'intégration de la géométrie et des caractéristiques géotechniques une variété de la géométrie et des caractéristiques des masses et des matériaux rocheux. La modélisation constitue, sans doute, l'étape la plus importante dans les problèmes de simulation. Une bonne définition du problème ainsi que le choix des paramètres à prendre en considération sont nécessaires pour une bonne fiabilité des résultats.

Il existe, aujourd'hui, un grand nombre de méthodes numériques disponibles avec chacune ses forces et ses faiblesses. Il est essentiel que l'outil de modélisation choisi, permette la simulation de la rupture dans la masse rocheuse.

Dans ce chapitre nous présentons, dans un premier temps, un aperçu sur les différentes méthodes de modélisation des instabilités ; Ensuite, les codes numériques que nous avons utilisés, et les résultats que nous avons obtenus en application au glissement D. Ces résultats sont comparés à ceux obtenus par le bureau d'étude en application du code TALREN 4 V2.0.3.

## **1 Modélisation des instabilités**

La simulation des instabilités des massifs rocheux est, tout d'abord, une analyse adoptée à un modèle conceptuel qui reproduit les propriétés du massif et les conditions de chargement de terrain. La littérature propose de nombreuses méthodes permettant d'estimer la stabilité des massifs en fonction de la forme de la rupture, du comportement et de la nature des matériaux mis en mouvement (Tableau 8).

Pour toutes ces méthodes, l'étude des risques d'instabilité et particulièrement les glissements de terrain, se ramène souvent à un calcul de coefficient de sécurité. Les modèles existants sont fonction du type de terrain et du processus de glissement en opération (plan ou circulaire).

Pour les calculs de la stabilité des talus, les limites géométriques sont celles de la topographie. On prend pour chaque mouvement, le profil dans le sens de la longueur. Dans le cas d'un glissement circulaire, le coefficient de sécurité représente le rapport entre les moments des forces résistantes aux forces motrices. Pour le glissement plan, ce rapport s'exprime en termes de forces uniquement.

Philipponnat et Hubert (1998), définissent la stabilité d'un versant en fonction des valeurs de ce coefficient, à savoir :

- Les talus restent toujours stables si  $F_s > 1,3$
- Le glissement est pratiquement inévitable si  $F_s < 1$



Tableau 8 : Méthodes de calcul des instabilités (Lebourg, 2000).

Méthode	Type de rupture	Méthode de calcul	Hypothèses sur les forces inter-tranches	Equation d'équilibre statique
Fellenius (1936)	Circulaire	Tranches	Négligées	Moments
Jambu (1954)	Non circulaire	Tranches	Positions imposées	Forces
Bishop (1955)	Circulaire	Tranches	Composantes horizontales négligées	Moments
Morgenstern Prie (1965)	Non circulaire	Tranches	Composante verticale Z et composante horizontale X définie par $\lambda f(x) = Z/X$	Forces et moments
Spencer (1967)	Circulaire à non circulaire	Tranches		Forces et moments
Perturbation (1972)	Non circulaire	Tranches	Aucune	Forces et moments
Leschinsky (1990)	Non circulaire	Tranches		Forces et moments
Critère parabolique (1992)	Non circulaire	Globale		Forces et moments
Éléments discrets (1992)	Non circulaire	Éléments discrets (tranches)		Forces et moments

## 2 Présentation du site modélisé

Nous avons choisi de réaliser la modélisation du site qui a été affecté par le glissement (D). Ce choix a été animé par les travaux d'aménagements réalisés sur site suite au glissement. De ce fait, le site a fait l'objet d'une étude qui a conduit à une modélisation à la rupture et des aménagements pour conforter le massif (Figure 63).

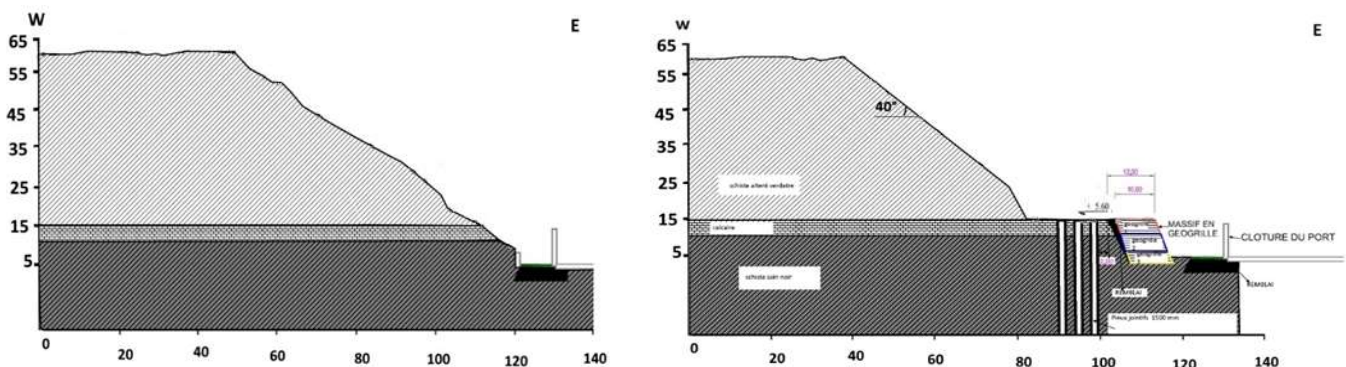


Figure 63 : Schéma montrant le site du glissement "D" avant aménagement (à gauche) et après aménagement (à droite).

Malgré ces travaux de confortement, nous constatons des déformations en continu. Ces déformations se manifestent sous formes de fissures de décompression qui affectent le mur qui entoure les habitations situées en haut du versant (Figure 64).

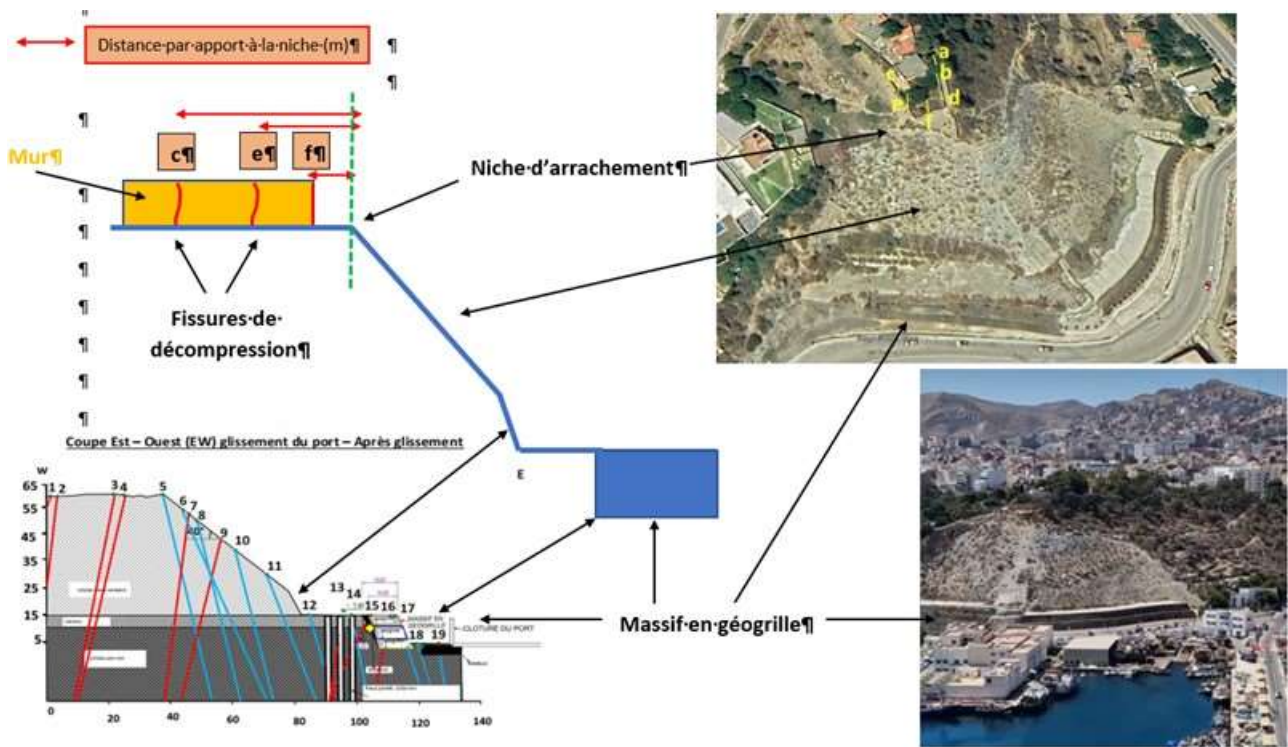


Figure 64 : Représentation du site avec les éléments de la dynamique post aménagements.

Nous assistons donc à une dynamique qui illustre la non stabilisation du massif. Les caractéristiques des fissures sont présentées dans le tableau 9 et la figure 65.

Tableau 9 : Caractéristiques des fissures repérées sur le mur des habitations en haut du massif.

Fissure	Distance par apport à la niche (m)	Ecartement des fissures en (cm). (ouverture des fissures)
a	37	1 à 0,5
b	29	1 à 0,6
c	28	0,6
d	15	0,5
e	14	0,2
f	8	0,3

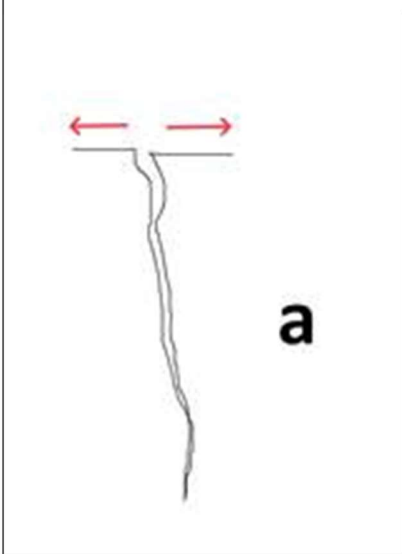


Figure 65 : Fissures de décompression relevées sur le mur des habitations en haut du massif.

### 3 Modélisation Numérique

La simulation de la rupture dépend de la méthode utilisée, qu'elle soit continue ou discontinue. En utilisant une approche continue, on utilise la théorie de la plasticité pour représenter comment le matériau se casse. Une fois qu'une partie du matériau devient plastique, elle ne peut plus supporter de charges supplémentaires. Pour qu'une rupture totale se produise, une zone plastique doit se former dans le modèle. Cependant, dans les modèles continus, où les déplacements sont toujours continus, une véritable surface de rupture ne se forme pas. Néanmoins, si le modèle numérique a suffisamment de détails (éléments), il peut simuler des "bandes de cisaillement", qui représentent des zones où la contrainte de cisaillement est concentrée dans une bande étroite plutôt que d'être uniformément répartie dans tout le matériau (Itasca, 2000).

Dans une approche discontinue, on inclut explicitement des discontinuités telles que des fissures et des failles dans le modèle. Ainsi, la rupture le long de ces discontinuités est automatiquement traitée par le programme. Comme les déplacements discontinus sont autorisés, il est plus facile de déterminer où se forme la surface de rupture.

La modélisation numérique offre la possibilité de résoudre de nombreux problèmes en mécanique, bénéficiant des avancées dans les méthodes numériques et de l'essor de la micro-informatique. Actuellement, des logiciels utilisant différentes méthodes numériques permettent de traiter un large éventail de problèmes mécaniques. Cependant, en raison du nombre élevé de paramètres manipulés par ces logiciels, leur utilisation peut devenir complexe. En effet, les modèles peuvent rapidement devenir complexes et poser de grands problèmes pour l'utilisateur surtout en ce qui concerne la quantification des données à introduire. En conséquence, une méthodologie détaillée est nécessaire pour décrire la préparation des fichiers de données et l'application du modèle.

Dans notre étude, nous nous concentrons sur le versant impacté par le glissement D (voir Figure 66). Nous allons utiliser le logiciel de calcul TALREN pour évaluer la stabilité globale du massif en utilisant la méthode à la rupture. Ensuite, nous utiliserons le logiciel ABAQUS, basé sur la méthode des éléments finis, qui intègre la fracturation à travers l'élément "interface". Cela nous permettra de représenter la structure en blocs caractéristique du massif fissuré que nous examinons. Pour établir une base de comparaison, nous présenterons également une étude réalisée avec le logiciel TALREN 4 v2.0.3 par un bureau d'études au niveau du glissement (D). Cette étude servira de référence pour



évaluer notre modèle.

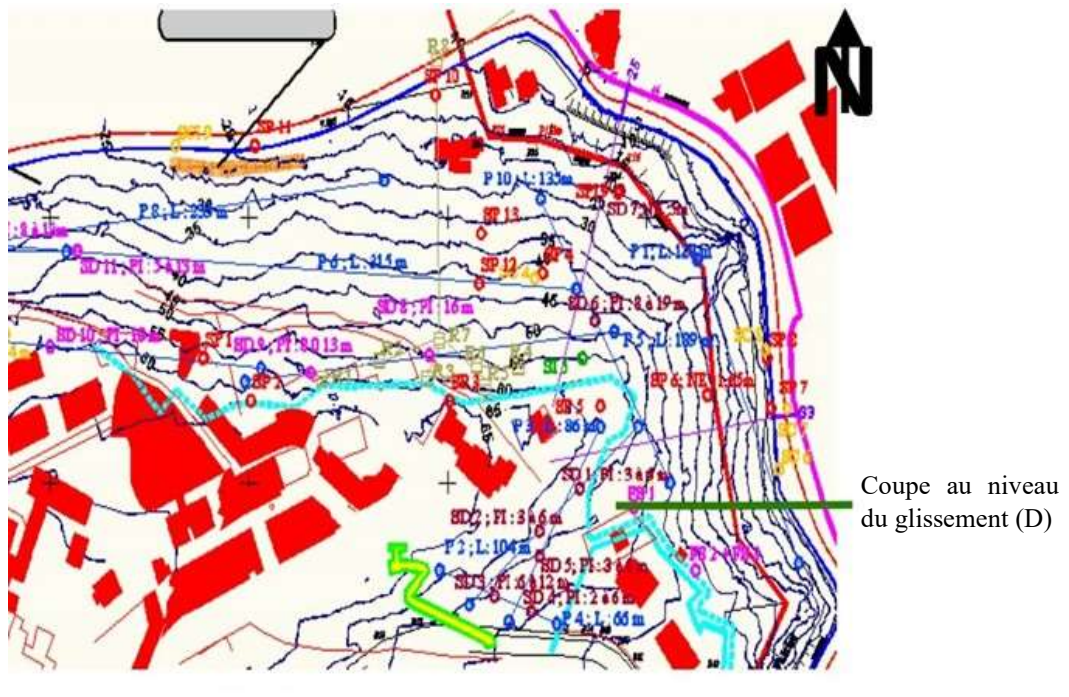


Figure 66 : localisation de la coupe modélisée : Glissement de terrain (D).

### 3.1 Présentation de l'étude réalisée avec le code TALREN 5 V.2.7

L'étude est basée sur un code de calcul TALREN 5 V.2.7 très général fondé sur la méthode de calcul à l'équilibre limite (Fellenius, Bishop, perturbations). Il permet de modéliser un grand nombre de problèmes de génie civil (calcul par phases de construction, hydrogéologie, thermique, mécanique des sols et des roches, calcul de structures,...).

Dans le contexte des surfaces de rupture circulaires, le logiciel offre une fonction automatique pour calculer les coefficients de sécurité. Cette fonctionnalité complète l'option où l'utilisateur peut définir manuellement un quadrillage. Elle est compatible avec les modes "point de passage imposé" et "cercles tangents à une couche", permettant ainsi une exploration automatique de l'ensemble de l'espace possible pour les centres des cercles.

Les calculs de stabilité ont été réalisés à l'aide du logiciel de calcul à la rupture TALREN 5 V.2. La méthode de calcul choisie est la méthode de Bishop pour les surfaces de rupture circulaires (Figure 67). Le coefficient de sécurité global FS, supposé constant sur la surface de rupture, est défini comme le rapport de la contrainte de cisaillement maximale  $\tau_{\max}$  à la contrainte de cisaillement mobilisée le long de la surface de rupture  $\tau_m$ . La contrainte de cisaillement mobilisable  $\tau_m$  dépend principalement des caractéristiques intrinsèques des matériaux (cohésion  $c'$  et l'angle de frottement interne  $\phi'$ ). La

contrainte de cisaillement maximale  $\tau_{max}$  est liée à des actions déstabilisantes telles que l'eau, le poids de terre et les surcharges (El Khattabi, 2001).

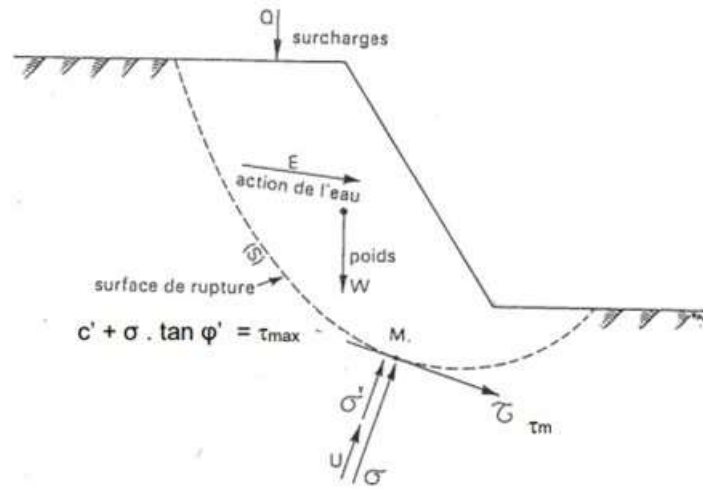
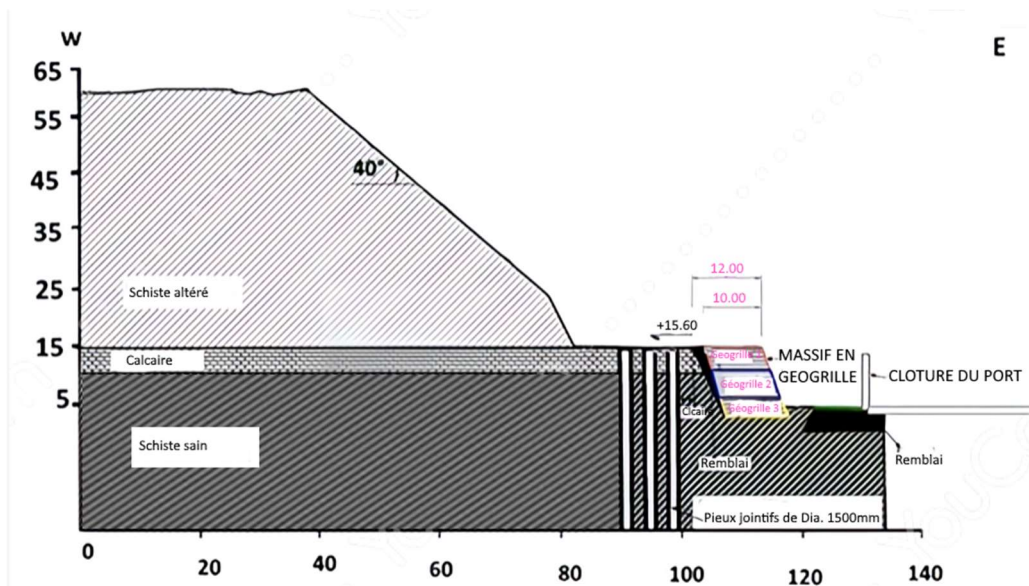
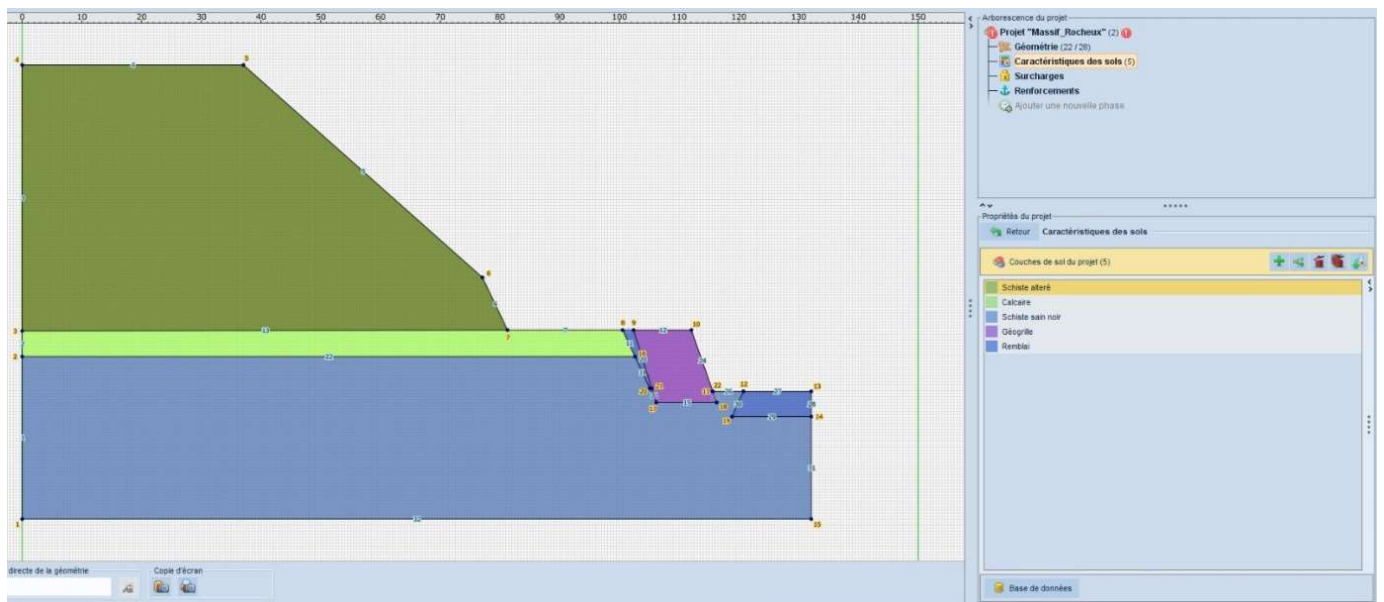


Figure 67 : Stabilité d'un talus, sollicitations et contraintes.

### 3.1.1 Géométrie et choix des paramètres

Le modèle généré correspond à la configuration actuelle du massif. Après le déclenchement du glissement (D), les autorités avaient lancé des études pour conforter le massif. La pente du massif a été ramenée à  $40^\circ$  et la base a été confortée avec un massif en géogrille. Nous avons repris la géométrie avec les nouveaux éléments en prenant en compte 3 couches avec d'en haut vers le bas : schistes altérés, banc calcaire et schistes du substratum (Figure 68). La forme et la hauteur de la falaise sont définies par "les contours naturels" du modèle. Nous avons fixé les limites de notre étude pour simuler un massif représentatif. Le modèle a été découpé dans le massif réel ; à l'intérieur des terres et sous la falaise.





**Figure 68** : Modèle réalisé sur TALREN.

Ainsi, notre modèle d'étude est en deux dimensions (2D), et les coupes transversales ont été réalisées directement sur le profil topographique à partir de la carte cartographique à l'échelle 1/1000. La falaise, ayant une largeur de 140 mètres et une hauteur de 65 mètres (voir Figure 68), a été modélisée en conséquence. Les propriétés mécaniques utilisées dans nos modèles sont basées sur des essais de caractérisation que nous avons réalisés en laboratoire, complétées par des données provenant de la littérature (voir Tableau 10).

**Tableau 10** : Propriétés mécaniques des matériaux.

	<b>Poids volumique en KN/m<sup>3</sup></b>	<b>Angle de frottement en (degrés)</b>	<b>Cohésion en KPa</b>	<b>Module de Young en MPa</b>
Schiste altéré	20	25 à 28	10 à 15	0.5 - 7
Schiste de substratum (sain)	20	30	25	7
Calcaire	22	40	150	9 - 500
Géogrille	22	40	50	

#### 3.1.1.1.1 Résultats des simulations

Compte tenu des différents facteurs qui agissent sur la stabilité du massif, l'étude présentée s'appuie sur divers scénarios simulant l'effet de plusieurs facteurs (Tableau 11). Tout d'abord, nous avons testé la stabilité du massif dans son état actuel de manière globale puis seule la partie supérieure composée des schistes altérés à laquelle les aménageurs ont affecté une pente élevée de 40°. Nos observations de terrain indiquent une altération disparate localisée essentiellement dans les parties



superficielles et aux contacts des réseaux de fractures. Ce constat nous a conduit à simuler cette partie avec des paramètres mécaniques légèrement supérieurs correspondant aux schistes sains. Nous avons également pris en considération le renforcement appliqué par les aménageurs. Le géogrille 1 (situé au pied du glissement) est présent dans toutes les simulations, quant au géogrille 2 faisant face aux poussées des terres à la base de la partie aménagée avec une pente de 40° et la mise en place des pieux, ont fait l'objet de simulations optionnelles. Les renforcements optionnels n'ont pas été aperçu sur le terrain. Enfin, tous les cas ont été simulés avec ou sans présence d'eau et avec et sans charge liée aux habitation localisées en haut du massif (Tableau 11). Au total, 16 simulations ont été réalisées. Seules les plus marquantes sont présentées, les autres cas sont intégrés aux annexes.

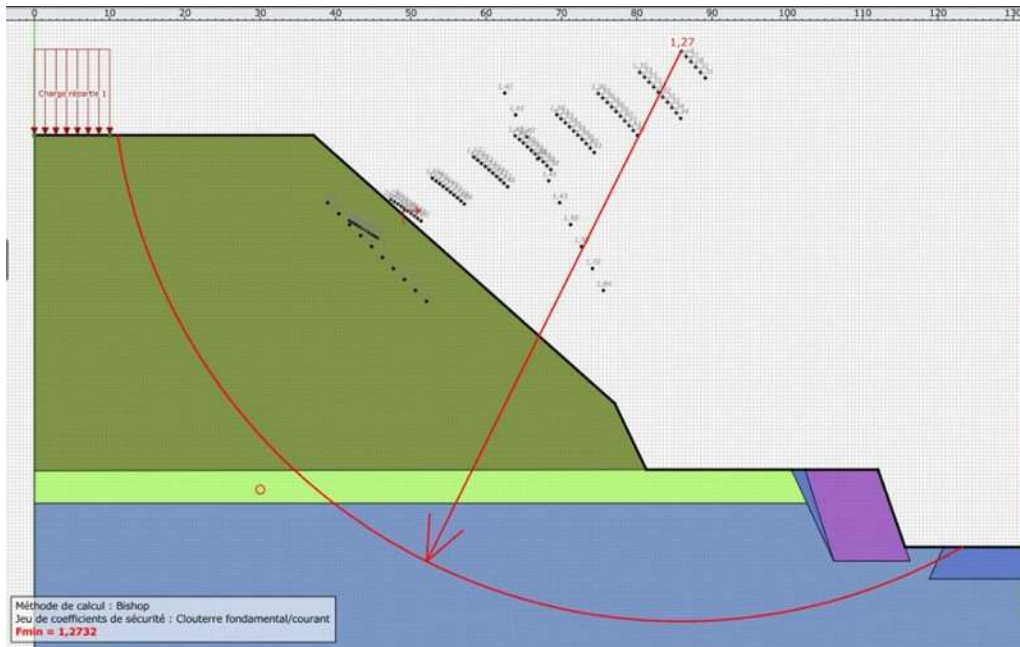
**Tableau 11.** Organisation des simulations selon les facteurs rentrant en jeu.

		Couche1	Couche2	Couche3	Nappe d'eau	Géogrille 2 et pieux
<b>Evaluation de la stabilité du massif dans sa globalité</b>	Cas 1	Schiste altéré	Calcaire	Schiste sain	Sans	Sans
	Cas 2	Schiste altéré			Avec	sans
	Cas 3	Schiste altéré			Sans	Avec
	Cas 4	Schiste altéré			Avec	Avec
	Cas 5	Schiste sain			Sans	Sans
	Cas 6	Schiste sain			Avec	Sans
	Cas 7	Schiste sain			Sans	Avec
	Cas 8	Schiste sain			Avec	Avec
<b>Evaluation de la stabilité du massif dans sa partie supérieure (couche 1)</b>	Cas 9	Schiste altéré	Calcaire	Schiste sain	Sans	Sans
	Cas 10	Schiste altéré			Avec	Sans
	Cas 11	Schiste altéré			Sans	Avec
	Cas 12	Schiste altéré			Avec	Avec
	Cas 13	Schiste sain			Sans	Sans
	Cas 14	Schiste sain			Avec	Sans
	Cas 15	Schiste sain			Sans	Avec
	Cas 16	Schiste sain			Avec	Avec

### 3.1.1.2 Evaluation globale de la stabilité du massif au glissement D

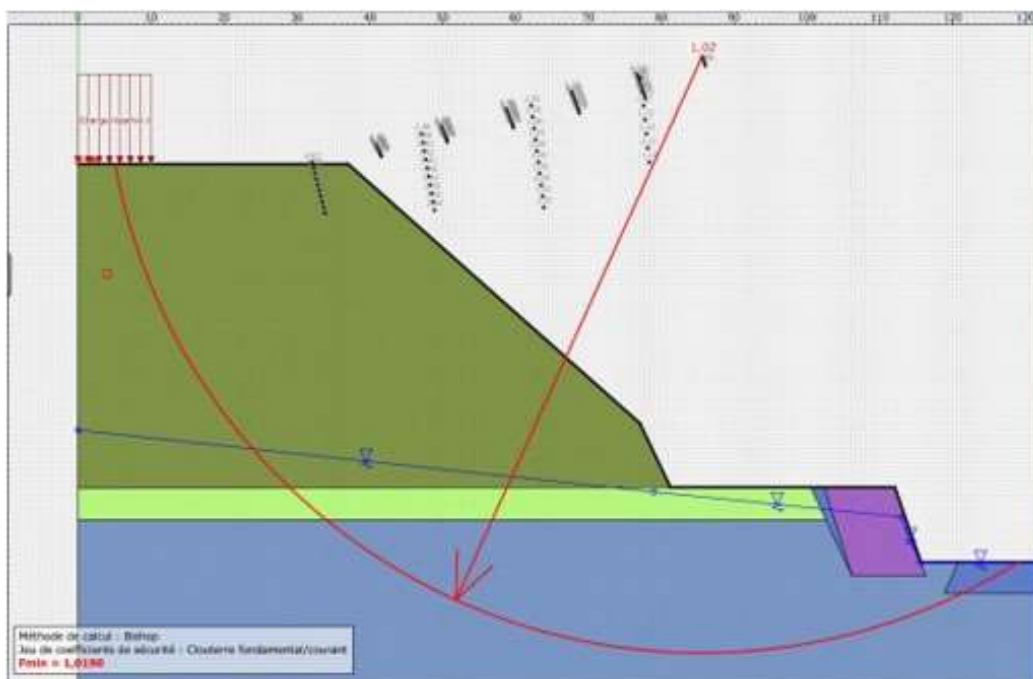
#### 3.1.1.2.1 Simulations avec schistes altérés en couche supérieure (couche 1)

Le premier cas simulé concerne un massif composé dans sa partie supérieure de schistes altérés sans la présence d'une nappe à sa base. Le résultat montre un coefficient de sécurité  $F_s$  de 1.27 (Figure 69).



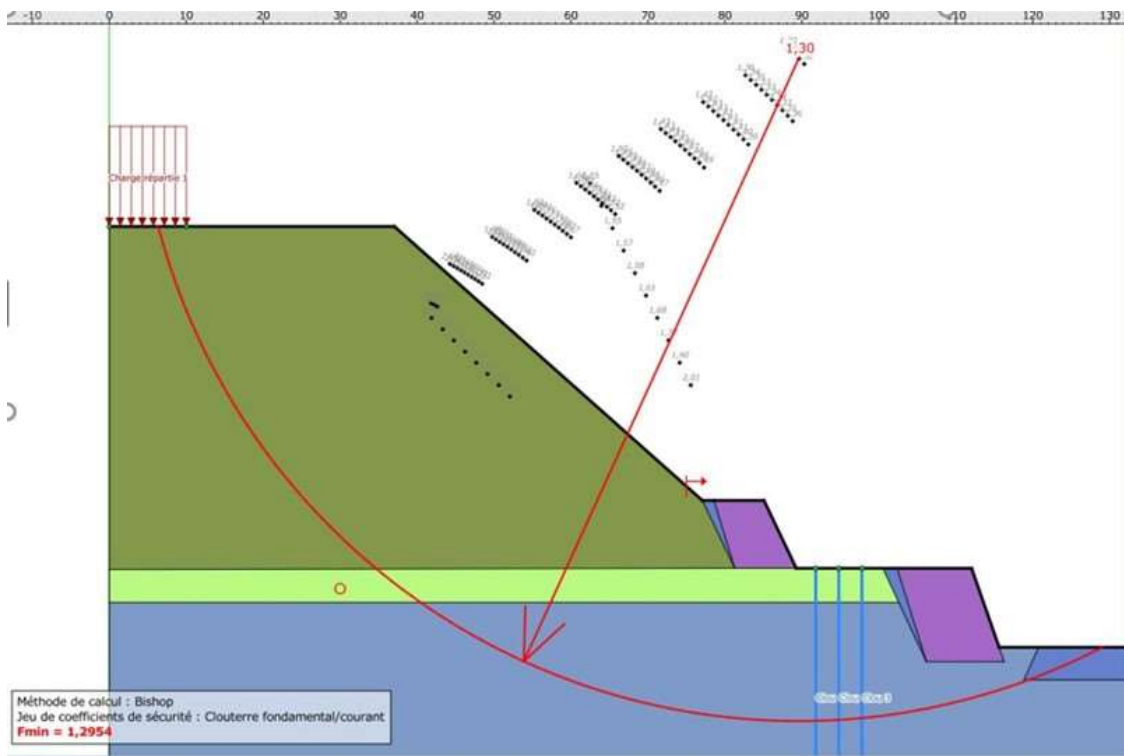
**Figure 69** : Simulation en considérant la partie supérieure constituée de schistes altérés et sans la présence d'eau à la base.

En y rajoutant la nappe d'eau à la base, le coefficient chute à 1.02 - 1.05 montrant un impact réel de la présence de l'eau (Figure 70 et Annexe 4).

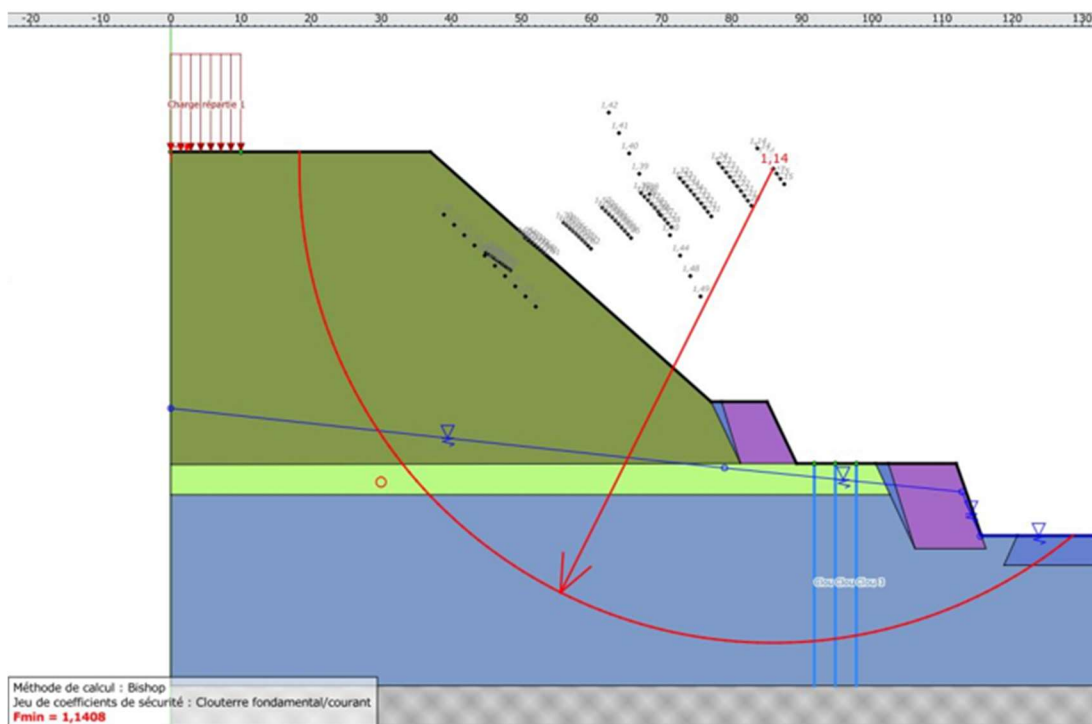


**Figure 70** : Simulation en considérant la partie supérieure constituée de schistes altérés avec présence d'eau à la base.

Le renforcement (géogridde 2 et pieux) est suivi d'une amélioration légère du coefficient de sécurité : 1.30 (Figure 71) sans eau et 1.10 à 1.14 avec eau (Figure 72 et Annexe 4).



**Figure 71 :** Simulation en considérant la partie supérieure constituée de schistes altérés avec renforcement en géogridde et pieux sans la présence d'eau à la base.



**Figure 72 :** Simulation en considérant la partie supérieure constituée de schistes altérés avec renforcement en géogridde et pieux avec présence d'eau à la base.

### 3.1.1.2.2 Simulations avec les caractéristiques mécaniques des schistes sains en (couche 1)

Les simulations effectuées avec des schistes sains en couche 1 (couche supérieure) et couche 3 (substratum) ont montré une augmentation du  $F_s$ , qui remonte pour atteindre des valeurs de 1.33 à 1.36 selon le positionnement de la surface de rupture (Figure 73 et annexe 4). Par contre, en présence de l'eau le coefficient chute pour atteindre 1.07 à 1.09 quasiment identique à la configuration avec les schistes altérés. Cela confirme l'impact néfaste de l'eau sur la stabilité du massif (Figure 74 et annexe 4).

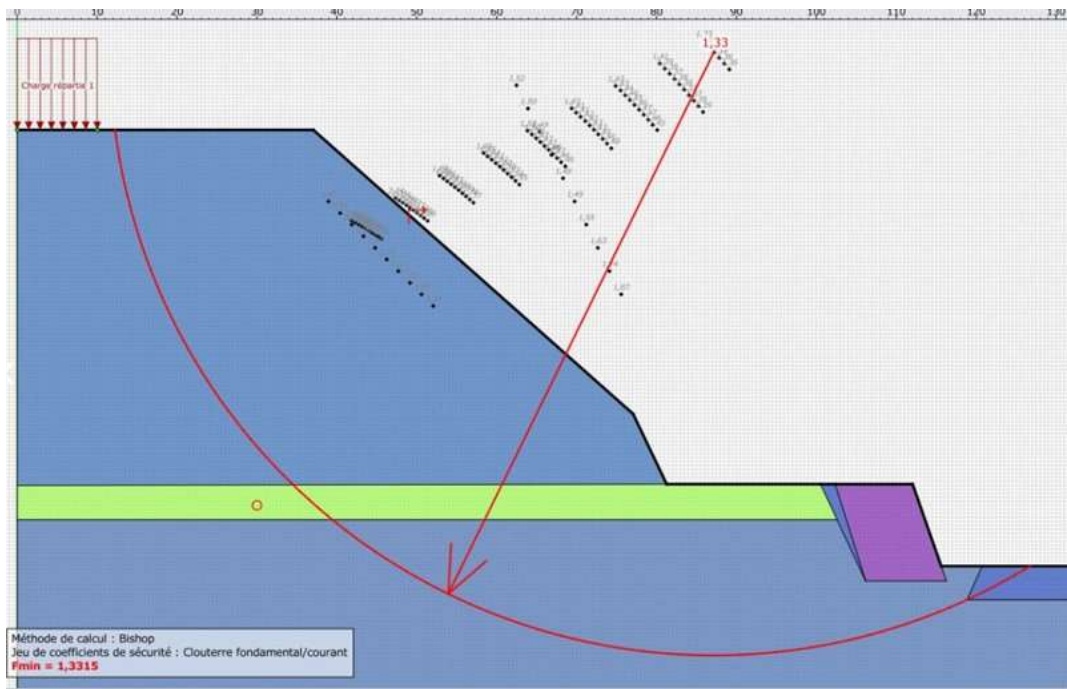


Figure 73 : Simulation en considérant la partie supérieure composée de schistes sains et sans présence d'eau.

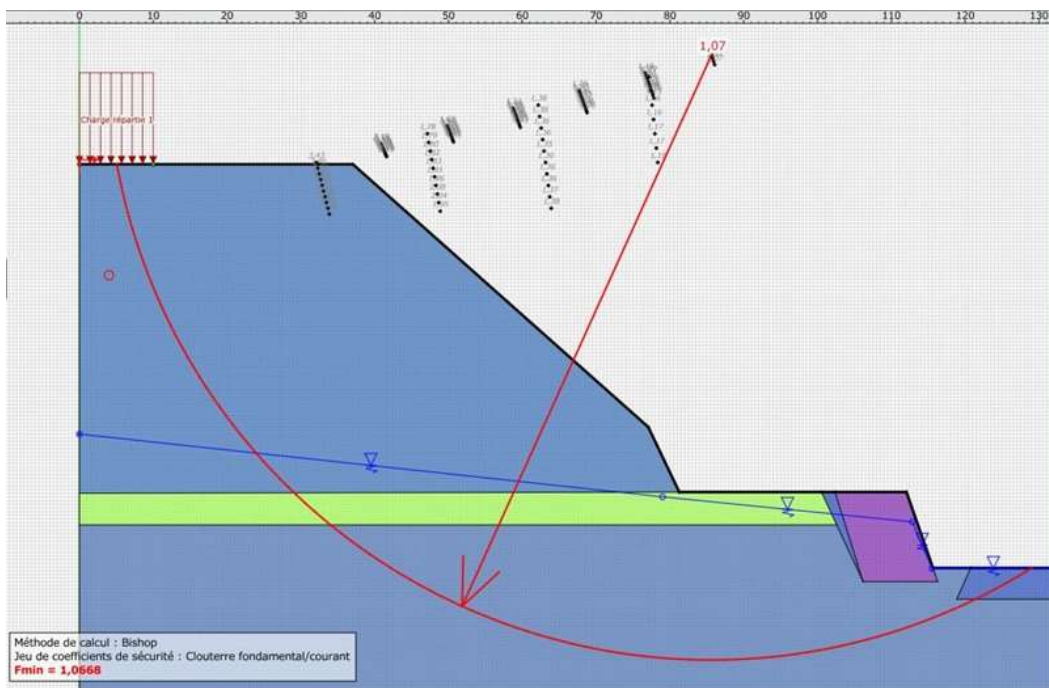
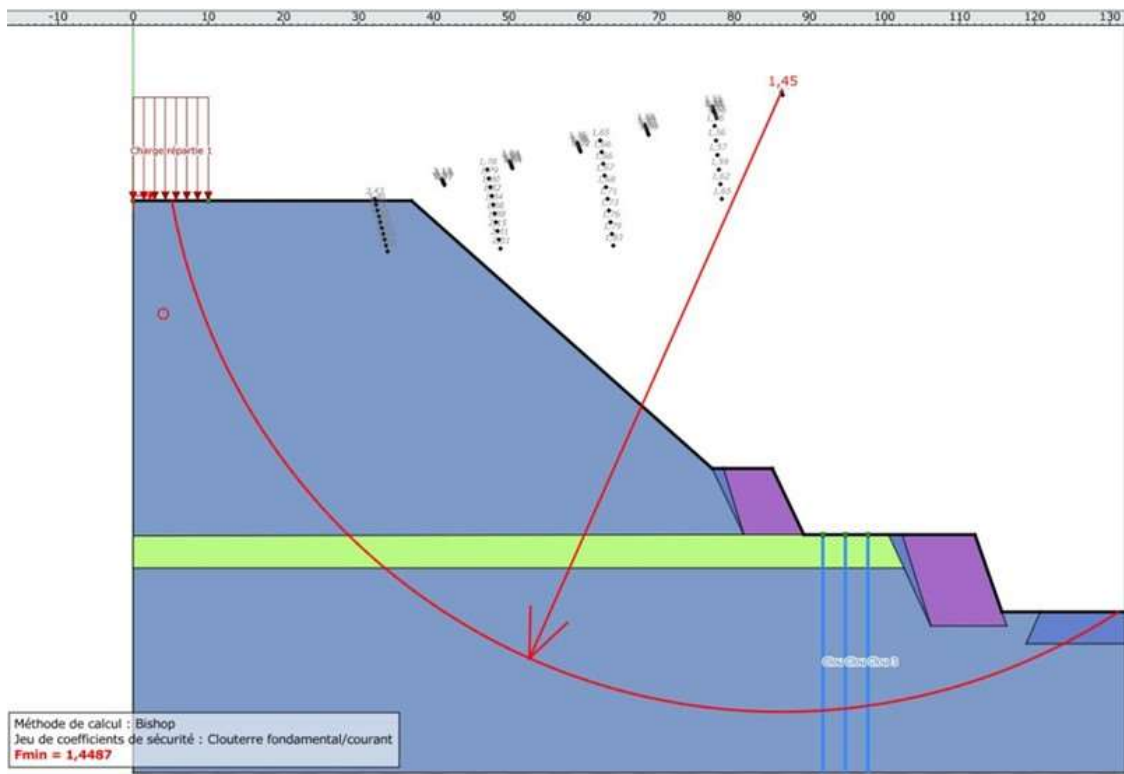
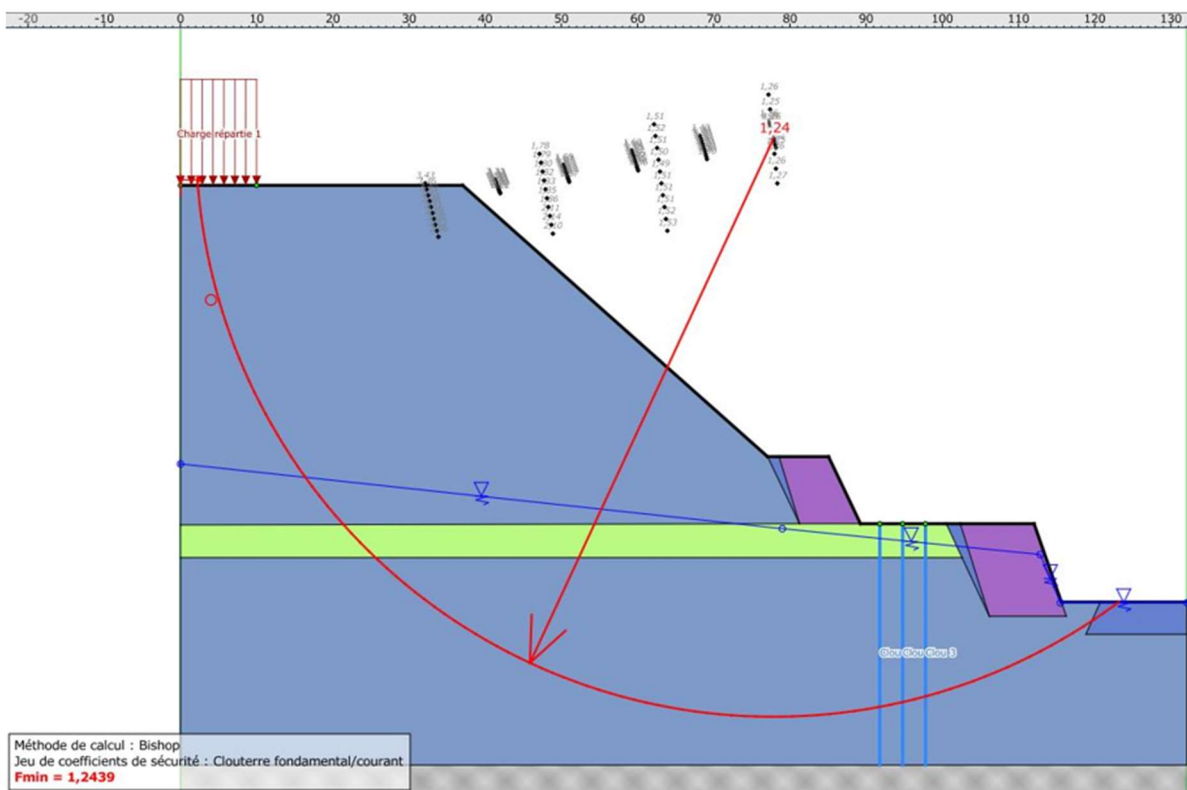


Figure 74 : Simulation en considérant la partie supérieure composée de schistes sains et avec présence d'eau.

L'intégration du renforcement aux calculs se traduit par des valeurs de Fs en amélioration atteignant 1.36 à 1.45 (Figure 75 et annexe 4) pour les cas sans eau et 1.05 - 1.18 à 1.24 avec l'eau (Figure 76 et annexe 4).



**Figure 75 :** Simulation en considérant la partie supérieure constituée de schistes sains avec renforcement géogrille et pieux sans présence d'eau à la base.



**Figure 76 :** Simulation en considérant la partie supérieure constituée de schistes sains avec renforcement géogrille et pieux avec présence d'eau à la base.

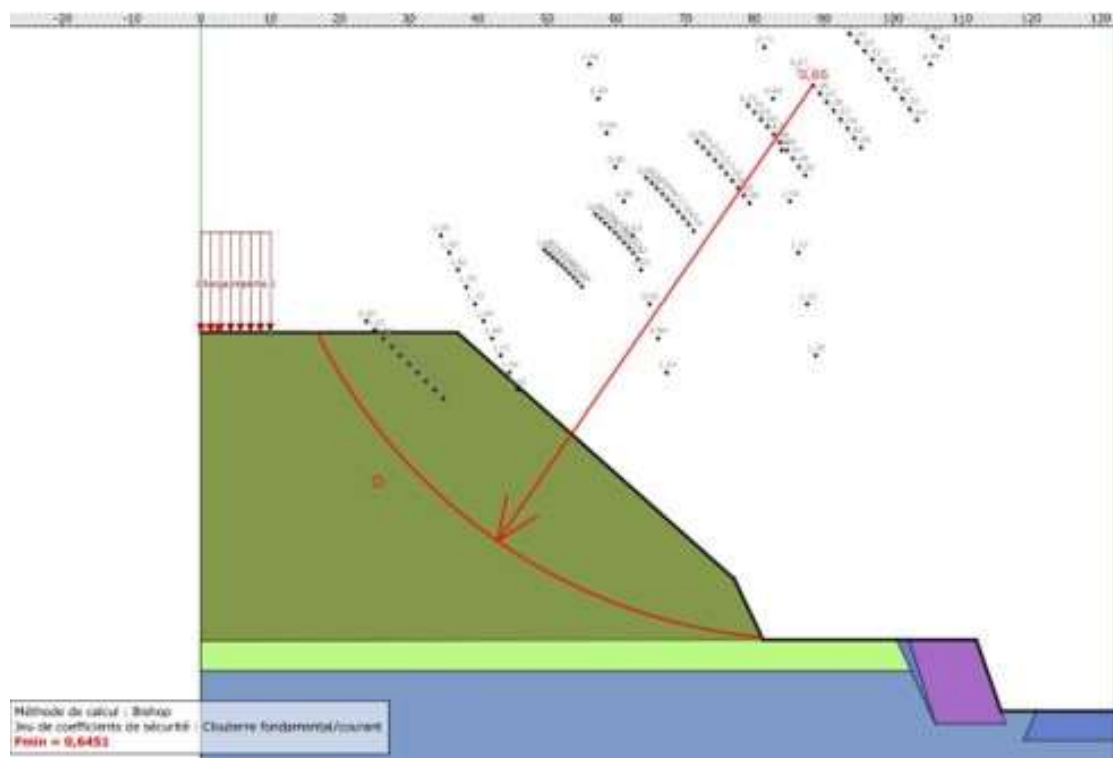


### 3.1.1.3 Evaluation de la stabilité du massif au niveau de la partie supérieure

La partie supérieure avec une pente élevée de  $40^\circ$ , une surcharge liée aux habitations situées en haut du massif et l'absence d'un confortement prévu en géogridde 2 et pieux, présente une susceptibilité plus forte aux glissements de terrain. Cette partie du massif a été simulée en considérant l'ensemble des cas précédents.

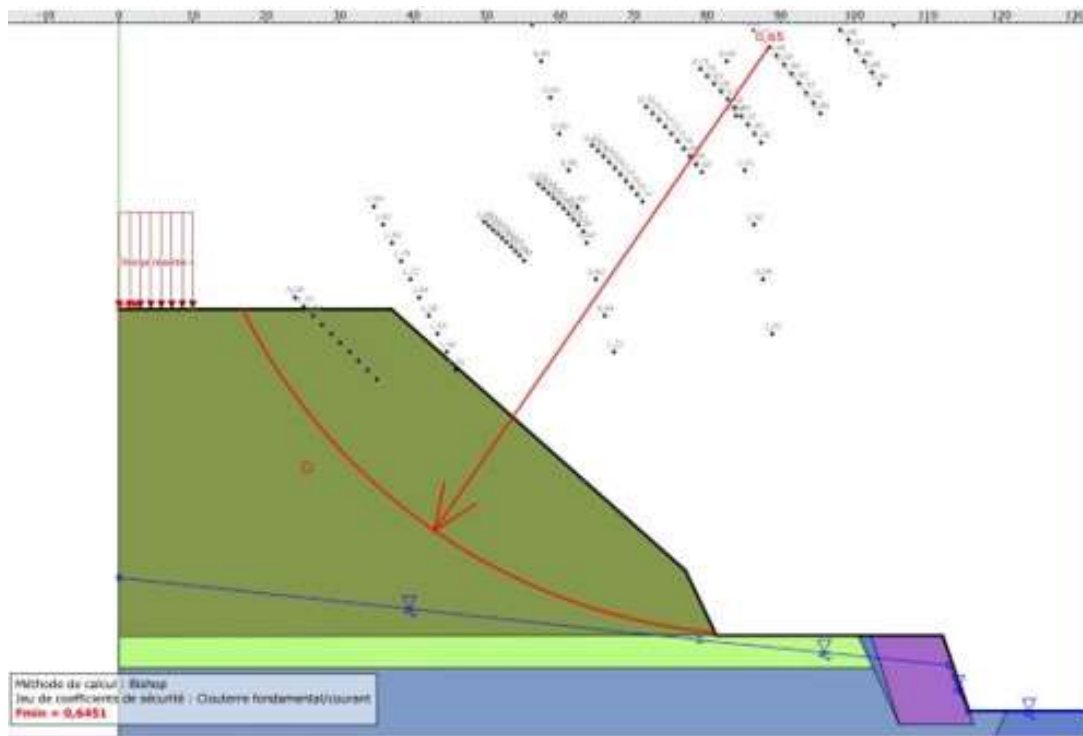
#### 3.1.1.3.1.1 Simulations avec schistes altérés en couche supérieure (couche 1)

En considérant les schistes altérés les calculs donnent un coefficient de sécurité pour la partie supérieure non confortée de  $0,65 - 0,93 - 1,28$  en fonction du cercle de rupture et la masse engagée (Figure 77 et annexe 4).



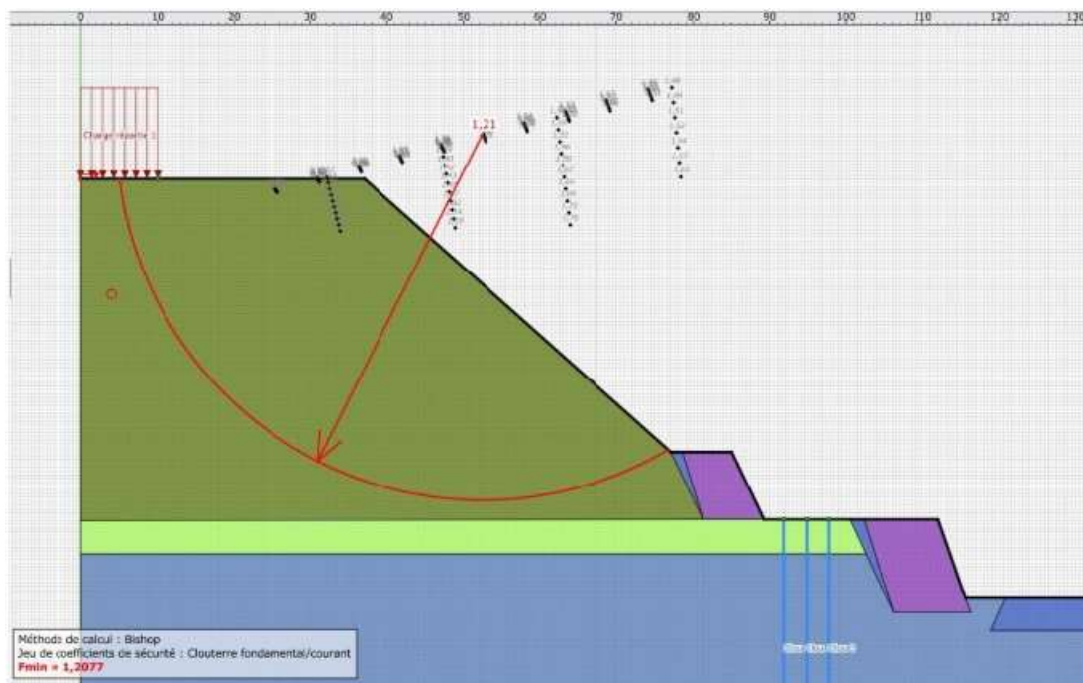
**Figure 77** : Simulation de la partie supérieure du massif composée des schistes altérés et sans la présence d'eau à la base.

Avec la présence de l'eau à la base du massif, le  $F_s$  chute à  $0,65 - 0,84$  (Figure 78 et Annexe 4).



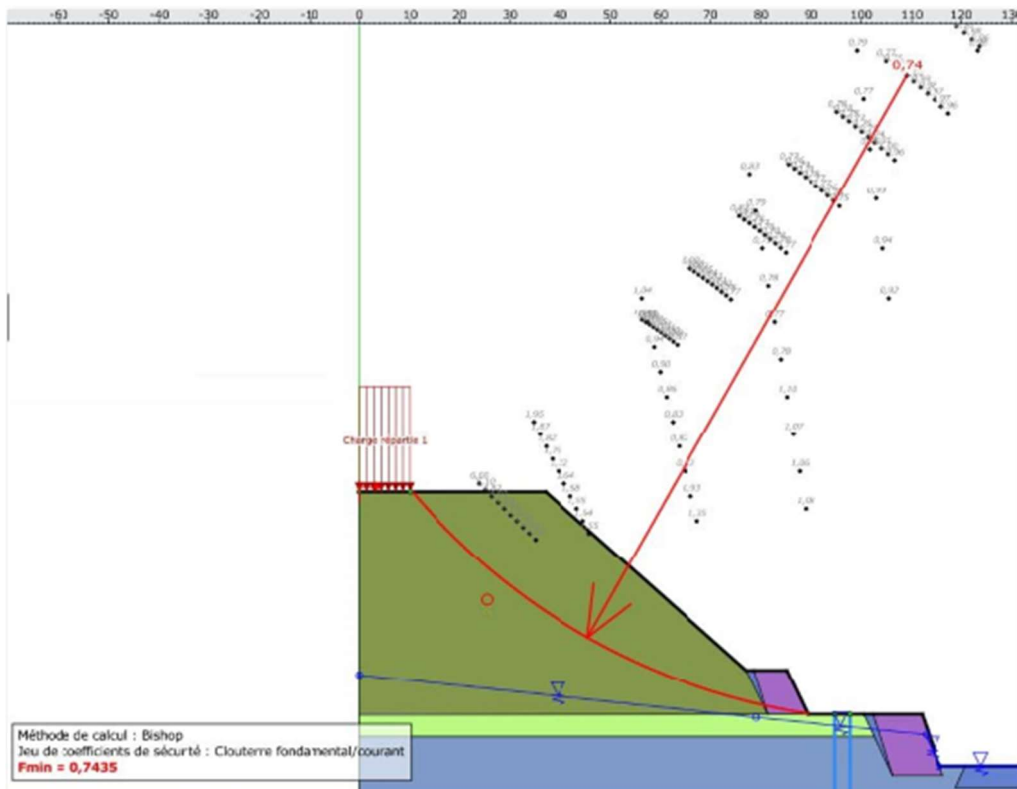
**Figure 78 :** Simulation de la partie supérieure du massif composée des schistes altérés et avec la présence d'eau à la base.

L'introduction des systèmes de confortement dans les calculs se traduit par une amélioration du  $F_s$  même si l'instabilité demeure présente : 0,74 – 1,21 pour le cas sans eau (Figure 79 et Annexe 4) et 0,74 -0,96 pour le cas avec l'eau (Figure 80 et Annexe 4).



**Figure 79 :** Simulation de la partie supérieure du massif composée de schistes altérés avec renforcement et sans présence d'eau à la base.

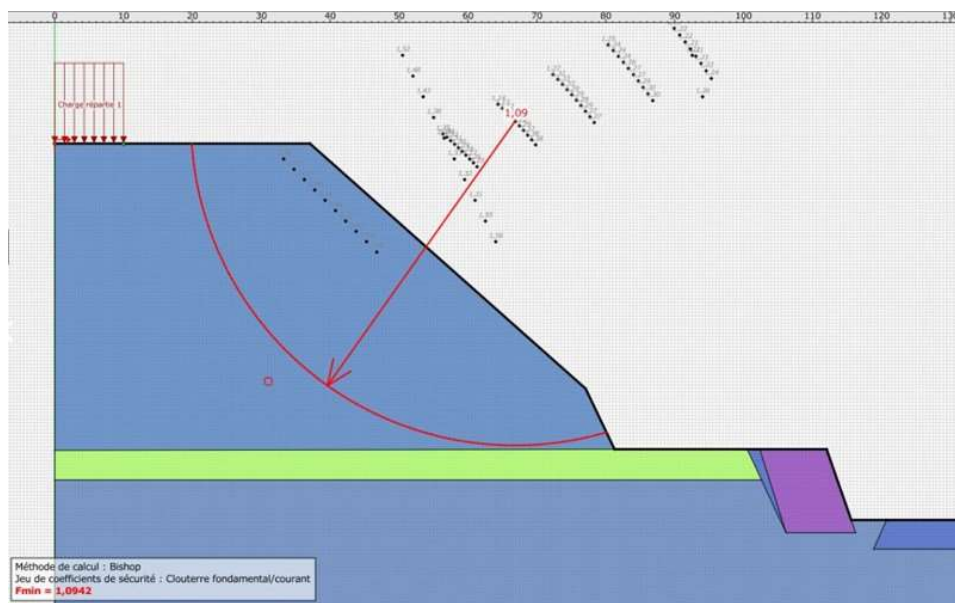




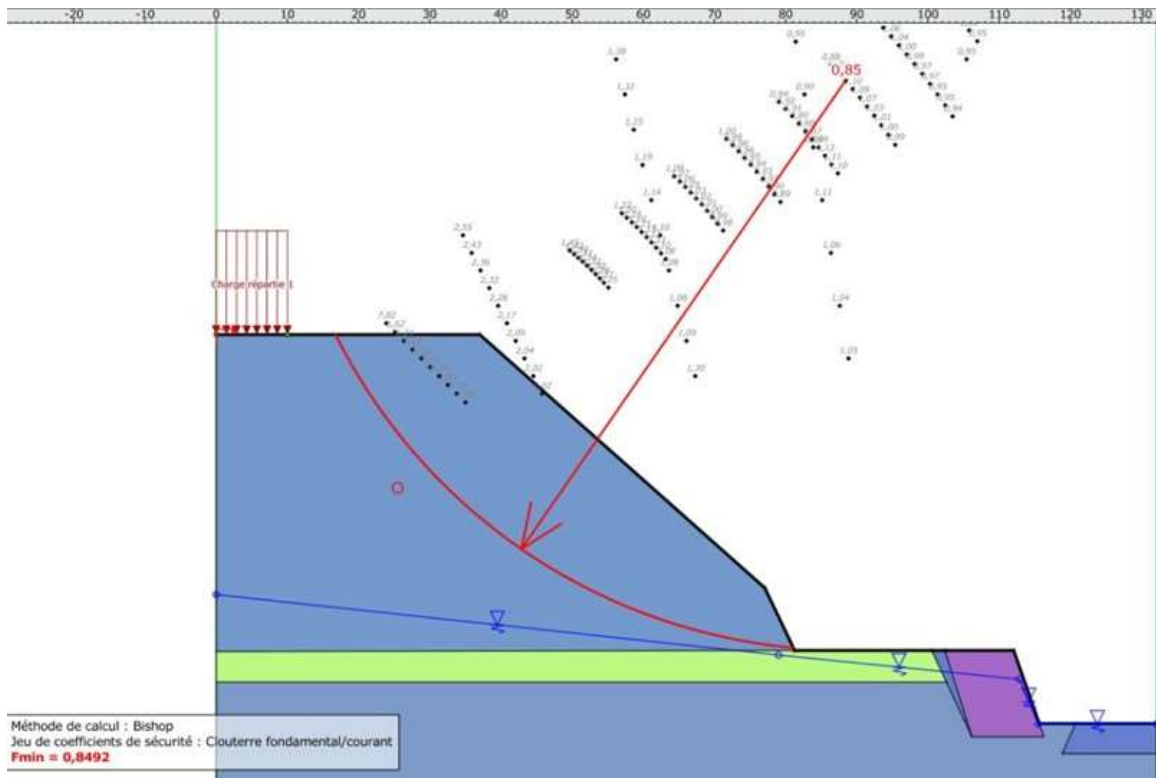
**Figure 80** : Simulation de la partie supérieure du massif composée de schistes altérés avec renforcement et présence d'eau à la base.

### 3.1.1.3.1.2 Simulations avec schistes sains en couche supérieure (couche 1)

Les simulations avec les paramètres mécaniques des schistes sains améliorent sensiblement le coefficient de sécurité. Le  $F_s$  est de 0,85 à 1,09 sans l'effet de l'eau à la base (Figure 81 et Annexe 4) et de 0,85 à 0,96 avec l'effet d'eau et selon le cercle de rupture (Figure 82 et Annexe 4).

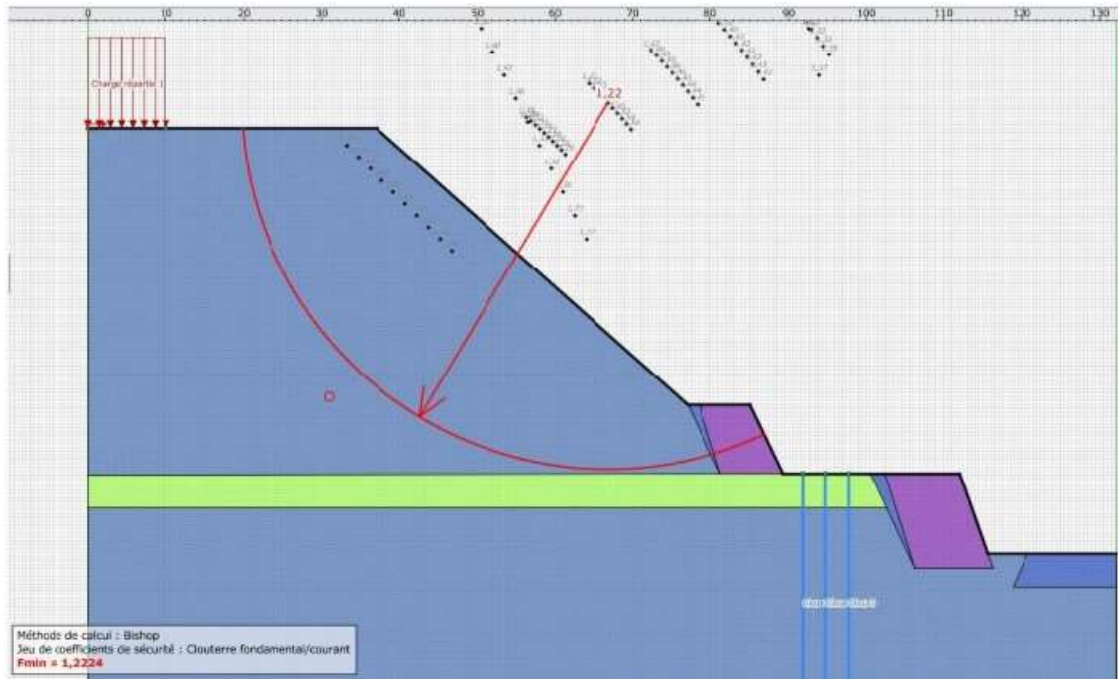


**Figure 81** : Simulation de la partie supérieure du massif composée de schistes sains et sans présence d'eau à la base.



**Figure 82** : Simulation de la partie supérieure du massif composée de schistes sains et avec présence d'eau à la base.

Les moyens de confortement améliorent le Fs mais ils n'arrivent pas à le stabiliser complètement. Le coefficient de sécurité évolue entre 0,95 et 1,22 en l'absence de l'eau (Figure 83 et Annexe 4) et 0,86 à 0,95 en présence de l'eau (Figure 84 et Annexe 4).



**Figure 83** : Simulation de la partie supérieure du massif composée de schistes sains, avec renforcement et sans la présence d'eau à la base.

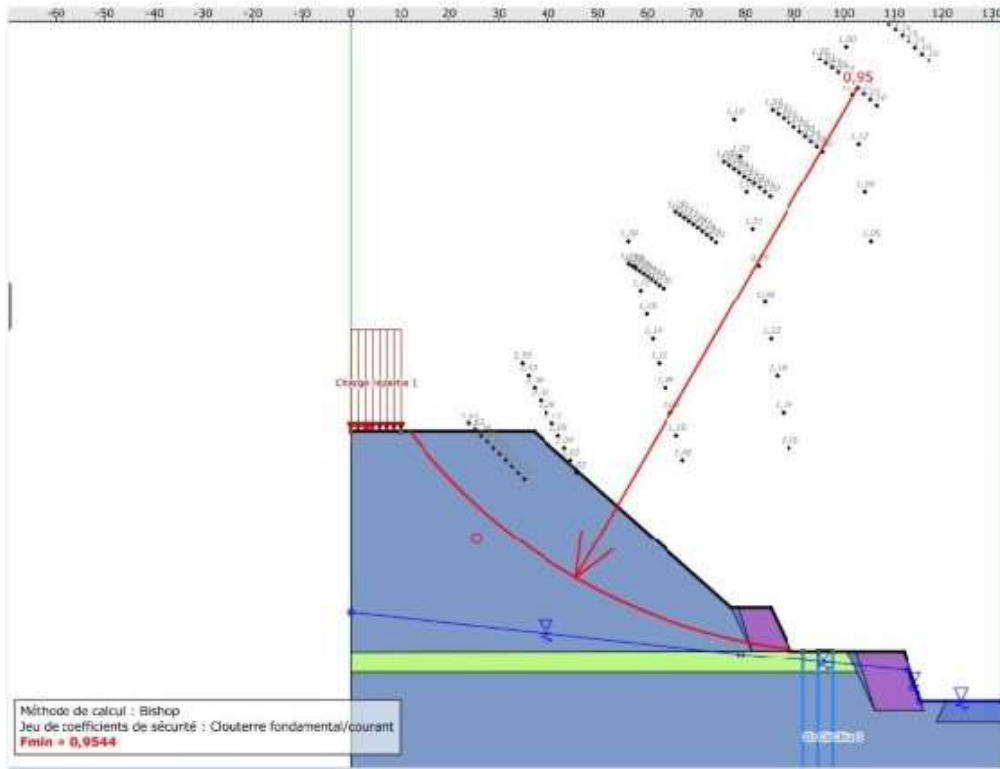


Figure 84 : Simulation de la partie supérieure du massif composée de schistes sains, avec renforcement et avec la présence d'eau à la base.

## 3.2 Etude comparative : présentation des résultats issus de l'étude de l'ingénierie

### 3.2.1 Choix de paramètres

Les paramètres qui ont servi à la mise en place du modèle sont issus des mesures effectuées sur le terrain et les analyses en laboratoire. Les paramètres sont liés en grande partie par la dominance des matériaux schisteux rencontrés (Tableau 12).

Table 12 : Paramètres mécaniques utilisés.

	Densité en KN/m <sup>3</sup>	Angle de frottement en degré	Cohésion en Kpa
Marne schisteuse 1	20	25	10
Marne schisteuse 2	20	25	30
Marne schisteuse 3	20	28	15
Calcaires marneux	22	40	150
Schiste marneux	20	30	25

### 3.2.2 Choix d'une solution adaptée

Dans un premier temps, une solution a été envisagée sous la forme d'étages en escaliers comprenant des plates-formes constructibles. Cette approche nécessitait des travaux de renforcement

principalement réalisés avec des pieux continus et une butée en géogrille d'une hauteur de 12 mètres (voir Figure 85).

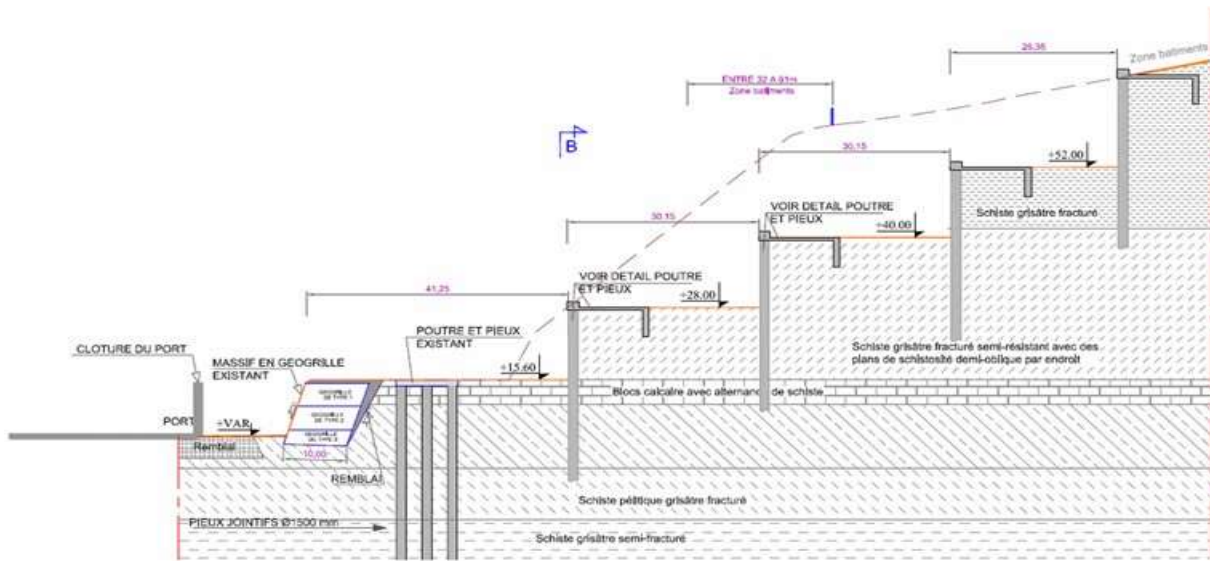


Figure 85 : Solution 1 proposée.

Compte tenu du coût élevé de cette solution, une autre solution a été proposée et qui consiste en ce qui suit (Figure 86) :

- Ne réaliser que la partie inférieure du soutènement à savoir la butée du pied en géogrille et les pieux ;
- Stabiliser la partie centrale du versant par une deuxième butée en géogrille ;
- Prévoir une pente unique en amont de  $40^\circ$  par rapport à l'horizontale.

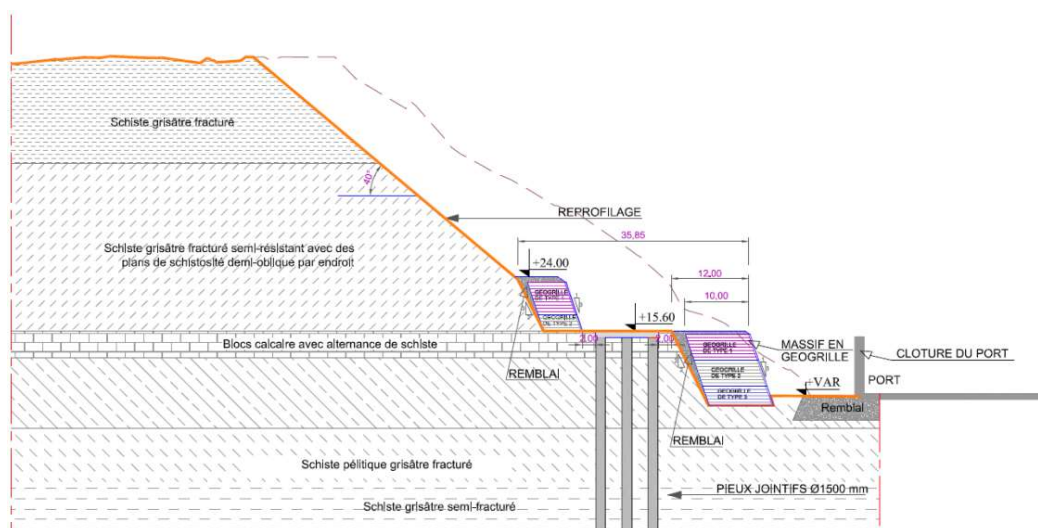


Figure 86 : Solution 2 de stabilisation proposée.

### 3.2.3 Analyse de la stabilité de la solution choisie

L'analyse de la stabilité par la méthode Bishop donne pour la partie supérieure avec un deuxième géogrille, un coefficient de sécurité légèrement supérieur à 1 ( $F = 1,02$ ). Cette valeur reste faible compte tenu de l'existence des constructions en amont notamment en cas de saturation prolongée de terrain avec de l'eau (Figure 87).

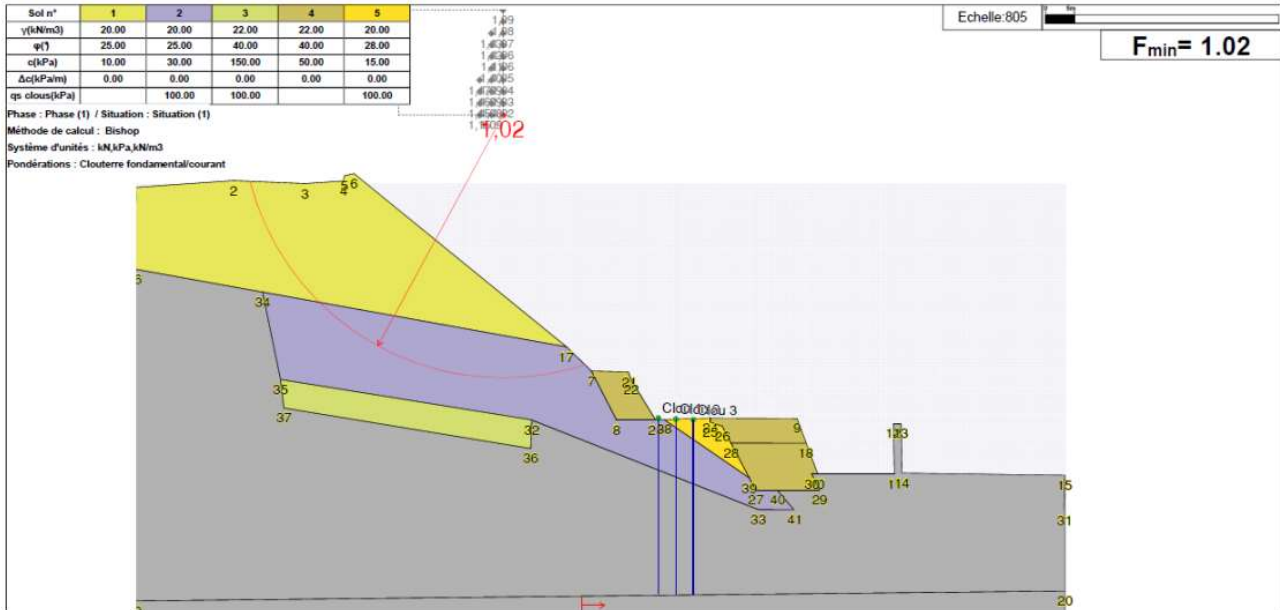


Figure 87 : Calcul du coefficient de stabilité pour la partie supérieure.

Les ingénieurs considèrent que les risques ne sont pas si importants, compte tenu des mouvements qui se font à partir de de la partie centrale en zone saturée qui a été renforcée et améliorée par la deuxième butée en géogrille. Pour éviter l'effet de surprise, une bande de sécurité en crête a été définie avec l'encadrement des cellules de vigilance en attendant la réalisation de la solution définitive. Or actuellement, nous observons que la crête n'est pas balisée, elle est énormément fréquentée, puisque le lieu donne une superbe vue sur le port commercial de la ville. Par ailleurs, la partie centrale lieu d'émergence des sources « zone critique » la bande de géogrille a été augmentée à 7m au lieu de 6m avec un fruit de 1H pour 2V au lieu de 1H pour 3V. Pour la partie avale, la stabilité est bien assurée puisque les calculs donnent un coefficient de sécurité de 1.65 (Figure 88).



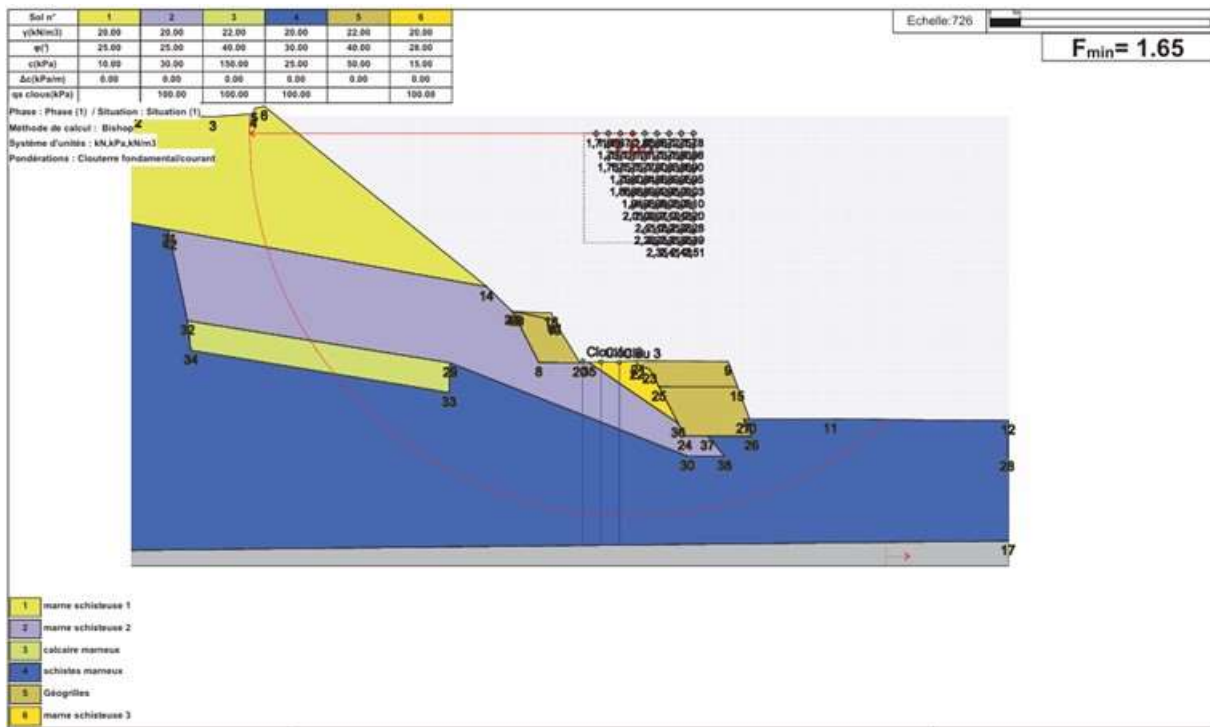


Figure 88 : Calcul du coefficient de stabilité pour la partie aval.

### 3.3 Analyse des résultats obtenus avec TALREN

Les résultats issus de nos simulations montrent globalement des coefficients de sécurité de valeur faible. Dans les meilleurs des cas, ce coefficient atteint 1.45 (Tableau 13) qui demeure inférieur à 1.5 (référence pour l'étude de stabilité). Ce cas tient compte d'un renforcement par deux massifs en géogrilles, des pieux ancrés et l'absence totale de l'eau à la base du massif. Dans les cas les plus défavorables, surtout au niveau de la partie supérieure, le  $F_s$  chute jusqu'à 0,65 (Tableau 13). Il est clair que le massif est sous la menace d'un glissement qui impliquera prioritairement la partie supérieure. En effet, les aménagements appliqués au versant après le déclenchement du glissement "D" ne sont pas de nature à le stabiliser. La pente imposée est trop importante ( $40^{\circ}$ ) pour des matériaux schisteux (y compris sains) caractérisés par des paramètres mécaniques moyens à médiocres. Les travaux d'ingénierie avaient conclu à la stabilisation du massif avec un coefficient de sécurité de 1,02 renforcé par la mise en place des deux géogrilles et des pieux. Or à ce jour une partie de ces confortements est inexistante. Enfin, nos simulations montrent bien l'effet néfaste de la présence de l'eau qui n'a pas été prise en considération dans les calculs de BET, considérant que sa position en pied du massif, n'a pas d'impact majeur. De même, l'étude menée par ce bureau d'étude n'a pas pris en compte l'implication des linéaments structuraux dans l'étude de la stabilité. Ce cas sera traité dans une première étude d'évaluation du rôle de la fracturation dans le paragraphe suivant.

**Tableau 13 :** Coefficients de sécurité obtenu pour chaque cas de simulation.

		Couche1	Couche2	Couche3	Nappe d'eau	Géogrille 2 et pieux	Fs
Evaluation de la stabilité du massif dans sa globalité	Cas 1	Schiste altéré	Calcaire	Schiste sain	Sans	Sans	1.27
	Cas 2	Schiste altéré			Avec	sans	1.02 - 1.05
	Cas 3	Schiste altéré			Sans	Avec	1.30
	Cas 4	Schiste altéré			Avec	Avec	1.10 - 1.14
	Cas 5	Schiste sain			Sans	Sans	1.33 - 1.36
	Cas 6	Schiste sain			Avec	Sans	1.07 - 1.09
	Cas 7	Schiste sain			Sans	Avec	1.36 - 1.45
	Cas 8	Schiste sain			Avec	Avec	1.05 – 1.18 - 1.24
Evaluation de la stabilité du massif dans sa partie supérieure (couche 1)	Cas 9	Schiste altéré	Calcaire	Schiste sain	Sans	Sans	0.65 – 0.93 -1.28
	Cas 10	Schiste altéré			Avec	Sans	0.65 – 0.84
	Cas 11	Schiste altéré			Sans	Avec	0.74 – 1.21
	Cas 12	Schiste altéré			Avec	Avec	0.74 -0.96
	Cas 13	Schiste sain			Sans	Sans	0.85 – 1.09
	Cas 14	Schiste sain			Avec	Sans	0.85 – 0.96
	Cas 15	Schiste sain			Sans	Avec	0.95 et 1.22
	Cas 16	Schiste sain			Avec	Avec	0.86 – 0.95

### 3.4 Présentation de la modélisation réalisée avec le code ABAQUS

Une méthode visant à prédire les caractéristiques de résistance d'une masse rocheuse fracturée a été proposée en utilisant la modélisation numérique par la méthode des éléments finis, avec le logiciel Abaqus. Cette approche a été présentée dans le but d'évaluer la stabilité du massif, en particulier à l'emplacement du glissement (D). Il s'agit d'une première évaluation portant sur l'impact des fractures.

Le modèle géométrique et géomécanique de la masse rocheuse fracturée a été construit en prenant en compte la structure du massif qui intègre la fracturation dont les directions ont été déterminées dans le chapitre 4 et en modélisant les conditions d'interaction de contact (Trushko et al., 2018).

Dans cette première approche seul le modèle élastique a été utilisé pour représenter le comportement de la masse rocheuse. Dans la résolution du problème, on suppose que la masse rocheuse fracturée est endommagée en raison de la présence de fissures, le long desquelles se produit la déformation de



cisaillement principale. Pour décrire le comportement mécanique le long de l'interaction entre les blocs du versant, la variation du coefficient de frottement à la surface a été simulée par la variation des températures.

### **3.4.1 Application**

En règle générale, l'analyse des instabilités consiste toujours à rechercher les ruptures potentielles dictées par les conditions structurales. Celles-ci peuvent prendre la forme de ruptures planes ou de ruptures complexes. Pour nos applications, nous considérons un matériau homogène isotrope, qu'est le schiste ou le calcaire.

Il est courant d'observer que sous l'effet des contraintes tectoniques, un massif rocheux présente un réseau régulier de fractures lui donnant du point de vue macroscopique l'apparence d'une structure de blocs rocheux. La mécanique des milieux continus classiques offre un cadre approprié et bien établi lorsqu'il s'agit de modéliser un processus de déformation dont la longueur d'onde dominante est grande comparée à la taille caractéristique des discontinuités de la structure considérée. Les méthodes d'homogénéisation permettent de définir les caractéristiques mécaniques d'un milieu continu équivalent, à grande échelle, au matériau discontinu initial (Bakhalov et Panasenko, 2012). L'intérêt de développer une approche continue pour un milieu hétérogène ou discontinu réside dans le fait que les approches « discrètes » (Cundall et Hart, 1992) conduisent à des calculs numériques considérables lorsque le nombre des discontinuités ou des hétérogénéités augmente. Parmi les avantages d'une représentation par milieu continu équivalent, on peut également citer le fait que le maillage par éléments finis utilisé pour la résolution d'un problème aux limites est indépendant de la géométrie des discontinuités. Enfin, dans certains cas, comme pour des milieux rocheux largement fracturés, on ne dispose pas toujours d'information précise sur les réseaux de failles et de joints et seules des valeurs moyennes des modules de déformation peuvent être utilisées. Le logiciel ABAQUS propose une solution adéquate pour modéliser la stabilité du versant d'étude en s'appuyant sur la méthode des éléments finis en y intégrant des plans de discontinuités avec des caractéristiques de frottement variables.

### **3.4.2 Présentation du code ABAQUS**

La solution d'analyse par éléments finis optimise le prototypage virtuel et la simulation numérique pour l'entreprise en utilisant les hypothèses de la mécanique de la rupture en élasticité et de la dynamique. Ainsi elle simule le comportement mécanique d'un massif. D'un point de vue technique, les résultats obtenus grâce à ABAQUS sont le bilan des énergies, des forces nodales, des déformations, des déplacements, des contraintes, des vitesses, des accélérations et de toutes les

grandeurs physiques nécessaires à la conception d'un modèle. ABAQUS est un code de calcul par la méthode des éléments finis créé en 1978. Il est avant tout un logiciel de modélisation de problèmes très variés en mécanique. Simuler la réponse physique des structures soumises à des chargements, des températures, des impacts ou autres conditions extérieures. Dans le monde de la recherche et de l'ingénierie, il est connu et répandu, en particulier pour ses traitements performants des problèmes linéaires et problèmes non linéaires.

### 3.4.3 Géométrie du massif

Dans cette partie nous avons simulé la stabilité du massif avant réalisation des travaux. La forme et la hauteur de la falaise sont définies par "les contours naturels" du modèle. Nous avons fixé les limites de notre étude pour simuler un massif représentatif. Pour cela, le modèle a été découpé dans le massif réel ; à l'intérieur des terres et sous la falaise. Ainsi, le modèle est étudié en 2D, les coupes transversales ont été réalisées directement sur le profil topographique, à partir de la carte cartographique au (1/ 1000). De ce fait, nous avons réalisé une coupe transversale au niveau de la zone d'étude impactée par le glissement de terrain « D ». La falaise a pour mesures : 140 m de largeur et 65 m de hauteur (Figure 89).

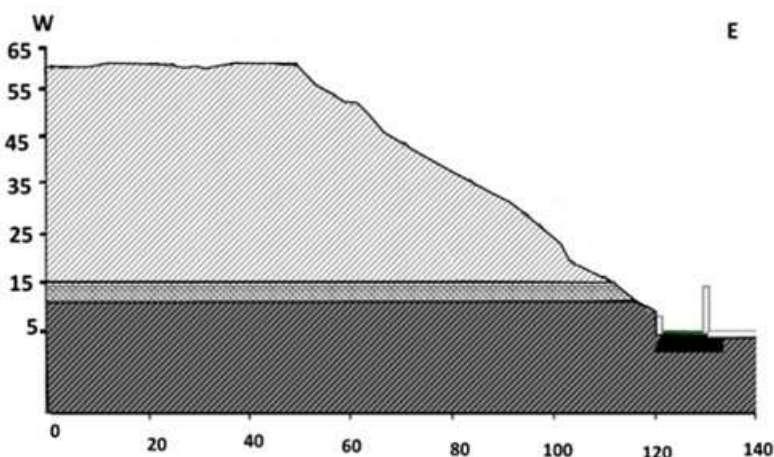


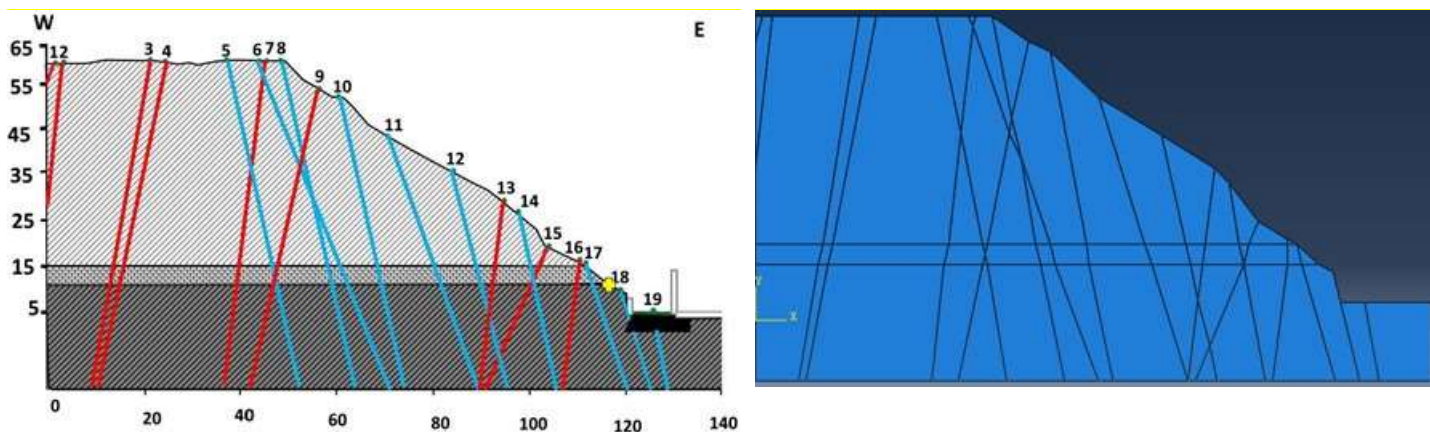
Figure 89 : Coupe au niveau du glissement D post-glissement.

La mise en œuvre des calculs nécessite, non seulement, une bonne définition de la géométrie du modèle mais aussi, le recueil des propriétés mécaniques des matériaux. La projection sur le plan des données de la fracturation, doit être conforme aux observations et des relevés sur le terrain. La modélisation en deux dimensions par ABAQUS suppose un massif infiniment étendu dans la direction perpendiculaire au plan de la falaise, équivalent à sa représentation plane. Le choix du plan de coupe est primordial : En effet, celui-ci est supposé infiniment semblable au modèle deux dimensions dans la direction orthogonale au plan d'étude.

Comme notre étude porte sur les blocs susceptibles de se détacher ou de se déplacer en masse le long de la pente, il est intéressant de se placer dans un plan contenant la direction principale de chute des blocs. Nous mettrons ainsi mieux en évidence l'influence des paramètres jouant sur la stabilité des falaises. Les directions retenues selon lesquelles nous avons réalisé nos plans de coupe sont présentées dans le tableau 14.

**Table 14** : Directions et pendages des failles prises en compte dans le modèle.

Numéro	Direction	Pendage
1	N158	71 W
2	N170	84 W
3	N136	80 W
4	N168	78 W
5	N130	78 E
6	N126	68 E
7	N161	83 W
8	N111	77 E
9	N140	77 W
10	N2	77 E
11	N126	70 E
12	N132	76 E
13	N143	83 W
14	N5	78 E
15	N151	66 W
16	N166	83 W
17	N10	71 E
18	N171	80 E
19	N144	73 W



**Figure 90** : Géométrie du modèle avant glissement avec intégration des couches géologiques et des fractures.

### 3.4.4 Propriétés mécaniques

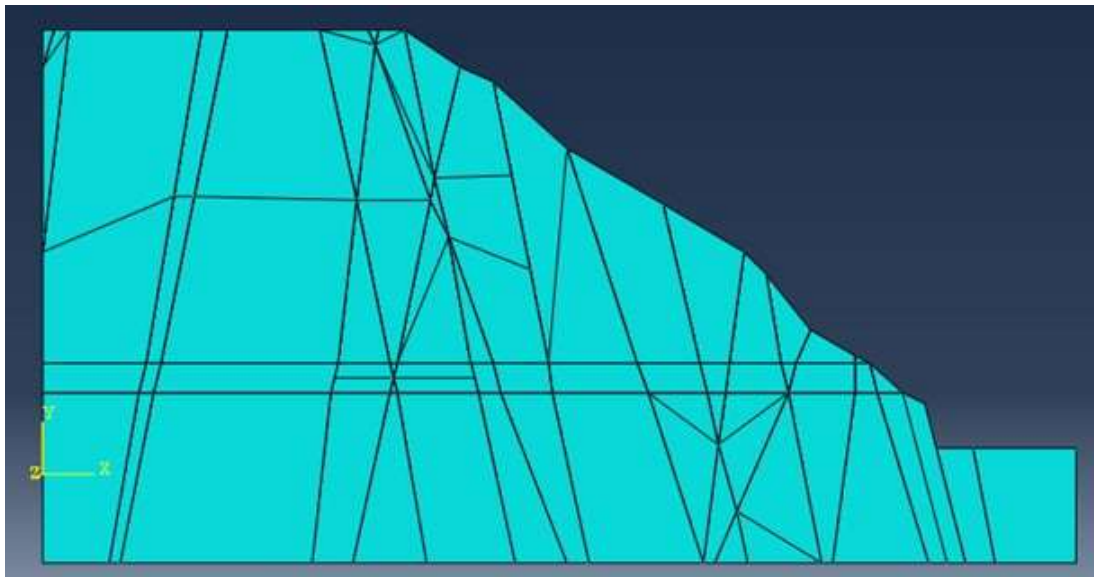
Les propriétés mécaniques utilisées dans nos modèles sont celles issues des essais de caractérisation que nous avons effectués en laboratoire, complétées par des données recueillies de la littérature. (Tableau 15).

**Tableau 15** : Propriétés mécaniques des matériaux.

	<b>Poids volumique en KN/m<sup>3</sup></b>	<b>Angle de frottement en (degrés)</b>	<b>Cohésion en KPa</b>
Schiste altéré	20	25 à 28	10 à 15
Schiste de substratum (sain)	20	30	25
Calcaire	22	40	150

Les variations des paramètres géotechniques des matériaux sont liées à l'état des matériaux notamment, l'altération (schistes) et la fracturation (schistes et calcaires).

La forme et la hauteur de la falaise sont déterminées à partir de la carte topographique à l'échelle 1/1 000. Les limites de la falaise, à l'intérieur des terres et au niveau de la route au-delà du mur de soutènement placé au pied du versant, ont été sélectionnées de manière à ce que les conditions aux limites n'affectent pas les résultats escomptés. Le modèle créé est constitué de mailles à 3 et à 4 nœuds (CSP3 et CSP4) avec un total de 80 éléments (voir Figure 91).



**Figure 91** : Eléments et nœuds constituant le maillage.

Pour la mise en place de notre modèle, nous devons lui fixer des conditions aux limites.

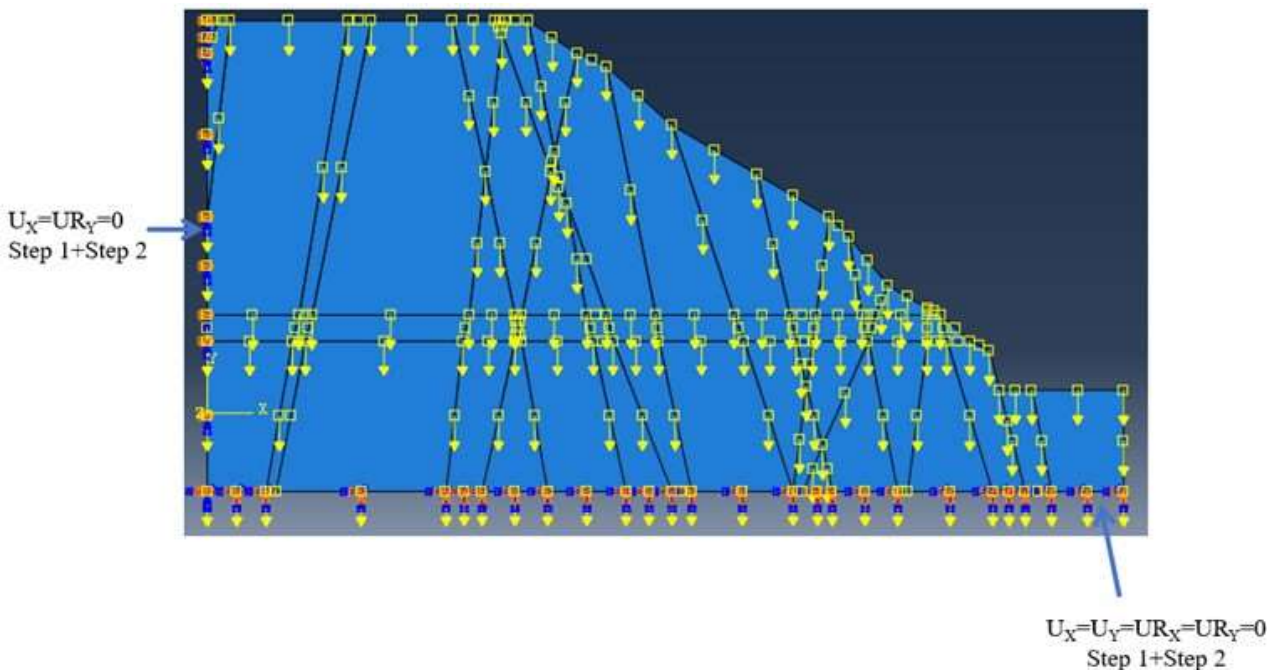
**Tableau 16 :** Conditions initiales du modèle de pente.

<i>État initial</i>	<i>Densité</i>	$2000\text{kg/m}^3$
	<i>Module de young</i>	$1*10^8\text{N/m}^2$
	<i>Poisson</i>	$0.3$

Avec :

	<i>Cas 1</i>	<i>Cas 2</i>
<i>Gravité</i>	$0-9.8$	$9.8-9.8$
<i>Temperature</i>	$20-20$	$20-40$

Celles-ci peuvent être entrées en termes de déplacements ou de contraintes. Nous imposons des déplacements horizontaux nuls aux limites latérales du modèle, et des déplacements verticaux nuls à sa limite inférieure (Figure 92).



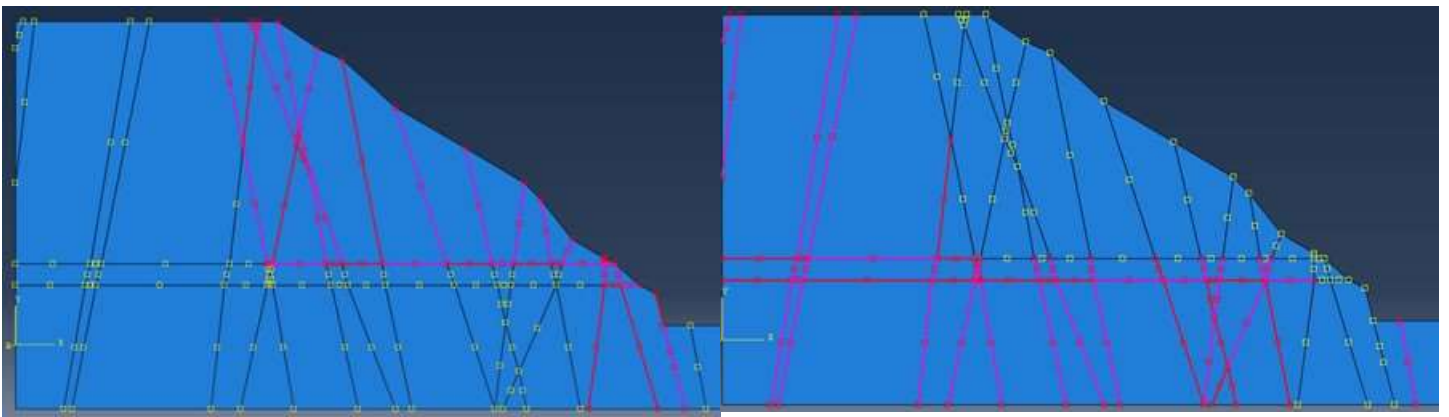
**Figure 92 :** Conditions aux limites du modèle de pente.

Afin de tester la fonctionnalité du modèle dans un premier temps, nous avons créé le modèle sans distinction entre les trois couches et en s'appuyant sur une loi de comportement simple d'élasticité. Pour tester le modèle, le coefficient de frottement a été varié selon les conditions climatiques et en particulier la température. En effet, à température moyenne de 20°C, la valeur de frottement a été

considérée de 1. En augmentant la température, cette valeur a été ramenée à 0,7. Le module de Young a été varié entre les deux températures de  $1 \cdot 10^8 \text{ N/m}^2$  ( $20^\circ\text{C}$ ) à  $1 \cdot 10^6 \text{ N/m}^2$  ( $40^\circ\text{C}$ ).

	$20^\circ\text{C}$	$40^\circ\text{C}$
$E$	$1 \cdot 10^8 \text{ N/m}^2$	$1 \cdot 10^6 \text{ N/m}^2$
$\mu$	$1$	$0.1$

L'effet de la température a été appliqué qu'aux éléments qui peuvent être soumis à l'effet de chaleur notamment, à la surface (Figure 93).



**Figure 93** : Coefficient de frottement : à gauche éléments dont le coefficient varie en fonction de la température et à droite les éléments qui restent constants.

### 3.5 Calculs et résultats

En utilisant des éléments d'interface (intégration des discontinuités), on introduit implicitement une forte localisation de la déformation qui se produit le long de l'interface. Par conséquent, le comportement du matériau dans cette zone n'est plus défini en termes de contrainte par rapport à la déformation, comme dans la mécanique des milieux continus classique, mais en termes de contrainte par rapport aux déplacements relatifs (ouverture et glissement). Les relations contrainte-déplacement sont appelées modèles de zone cohésive et ont des formes différentes. Ainsi, les résultats obtenus montrent des déplacements importants selon la direction  $U1$  ( $X$ ) (Figure 94).



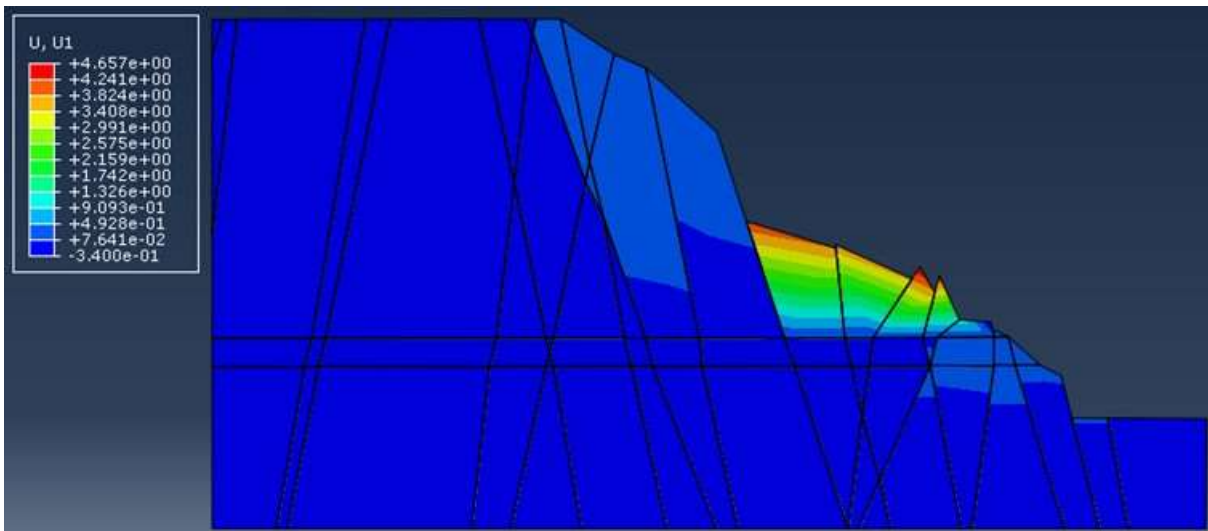


Figure 94 : Déplacements mesurés selon la direction U1.

Ces mouvements sont moins importants dans la direction Y (U2) (Figure 95).

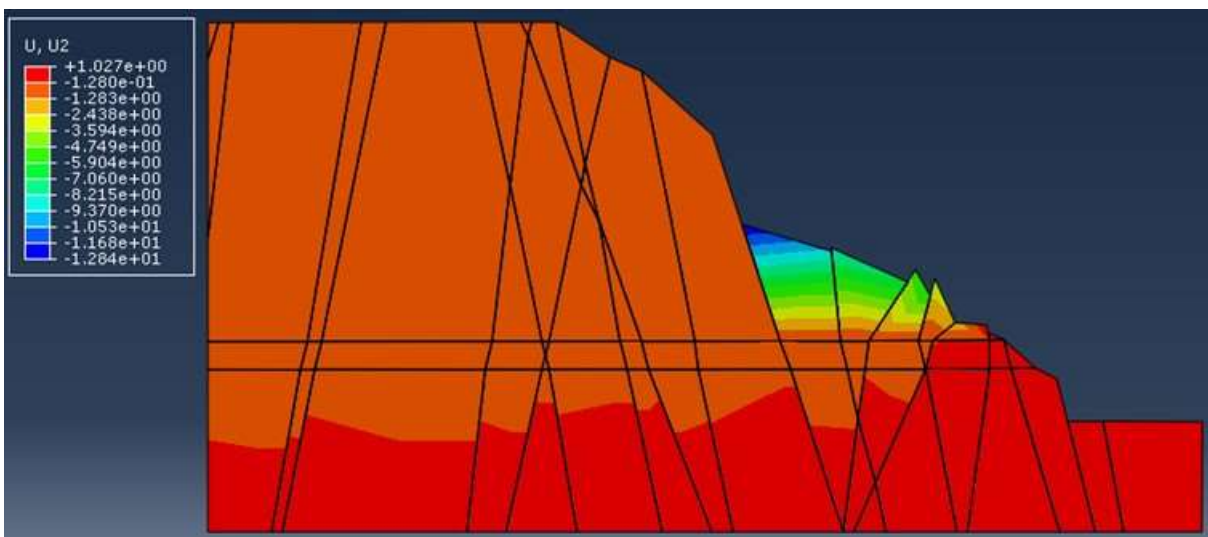


Figure 95 : Déplacements mesurés selon la direction U2.

## 4 Synthèse des résultats

Le passage de la phase analytique à la phase modélisation permet de confirmer ou infirmer les résultats obtenus. Les diverses simulations effectuées pour les modèles numériques ont largement répondu aux problèmes posés.

La complexité de la structure géologique du versant étudié nous a conduit à utiliser différents codes pour tester la stabilité du massif. Ainsi, le logiciel TALREN a été utilisé pour simuler la stabilité à la rupture avec une étude comparative effectuée par un bureau d'étude. La présence d'un massif fracturé

nous a conduit à prendre en compte les discontinuités. Même si le logiciel ABAQUS ne fonctionne pas sur la base en éléments distincts, son adaptation via l'intégration des fracturations dans le modèle à éléments finis reste fidèle à cette complexité. Il s'agit d'une première approche que nous avons développé dans ce travail de thèse. La construction d'un tel modèle nécessite la schématisation de la structure de la masse rocheuse, de sa composition, de ses caractéristiques physico-mécaniques, et de l'interaction entre les blocs de la masse rocheuse. Le modèle numérique de la masse inhomogène à grande échelle a été construit selon la séquence suivante : La prise en compte de la lithologie et de la fracturation géologique est déterminée et analysée en fonction des données géologiques fondamentales et d'ingénierie (mesures et prospection de terrain), en reflétant les caractéristiques de la structure géométrique de la masse rocheuse. Elle consiste également à déterminer la forme des blocs, à introduire les paramètres physiques et mécaniques déterminés, ainsi qu'à définir les conditions aux limites. Dans une première approche nous nous sommes limités à un modèle élastique en simulant l'effet de la température sur le coefficient du frottement.

Les modèles numériques bidimensionnels apportent de manière qualitative et quantitative les explications essentielles. Le modèle élaboré avec Abaqus, prenant en compte la géométrie interne du massif (fracturation), illustre des déformations affectant les matériaux schisteux et calcaires, avec des déplacements n'excédant pas 4 mm dans la direction U1.

Notre modèle établi permet de visualiser les processus d'évolution de la falaise et de mettre en évidence les mouvements observés. La stabilité du versant, à travers le mouvement des blocs, a été vérifiée selon deux scénarios liés au climat, correspondant à deux températures : 20 et 40 °C. Ces variations de températures sont ressenties à la surface du massif.

Il est essentiel de se rappeler que tous les résultats obtenus découlent uniquement d'interactions mécaniques. La seule influence prise en compte pour la présence d'eau dans le massif, en ce qui concerne son équilibre, est mécanique : son poids exerce une pression sur tous les blocs à la hauteur de la nappe. Cependant, l'eau agit de diverses autres manières, elle dissout et altère les roches, modifie les caractéristiques mécaniques des matériaux présents, etc.

---

## **Conclusion générale**

---

Pour répondre à la problématique des glissements de terrain en milieu urbain, nous avons appliqué une démarche méthodologique pluridisciplinaire, basée sur une approche transversale pour une bonne compréhension et analyse de ces phénomènes. Cette démarche est fondée sur une analyse, menée de manière descendante, hiérarchique et structurée selon trois étapes (étude préliminaire, étude détaillée, modélisation). L'étude a été réalisée en faisant appel aux éléments de connaissance issus de diverses spécialités que l'on classe traditionnellement en deux grandes catégories : les naturalistes et les mécaniciens. Dans un esprit de transversalité, ces éléments de connaissance sont traités de manière complémentaire participant à des processus fortement itératifs.

La démarche élaborée répond largement aux objectifs de la thèse. En effet, nous avons mis en place un processus qui aide à définir la typologie des mouvements et leur localisation. Nous avons distingué les facteurs macro ainsi que les mécanismes micro associés, et proposé leurs modes de détermination. Ces modes adoptent une approche transversale et une corrélation des différents résultats. La méthodologie a conduit à l'identification des facteurs d'instabilités. Les résultats intermédiaires de la démarche ont orienté le travail de modélisation en l'optimisant.

Cette thèse se focalise sur l'analyse de la dynamique et de l'évolution spatio-temporelle des glissements de terrain du versant du port d'Al Hoceima. Ce site a été choisi en raison de sa facilité d'accès et de la fréquence des glissements de terrain observés dans cette zone urbaine aux contextes physiques diversifiés.

Dans une première phase, l'étude préliminaire qui fait partie de la phase analytique et qui souligne la pertinence des stratégies et des instruments de recherche sélectionnés a permis une collecte minutieuse de données à partir de diverses sources, y compris des documents, des levés topographiques, des cartes géologiques, des photos aériennes, des images satellitaires, est mise en œuvre, puis vient l'analyse préliminaire qui exploite diverses sources, dont les cartes géologiques et les photos aériennes, pour repérer les signes des glissements de terrain, dans la zone d'étude. Les indices significatifs de ces phénomènes ont été identifiés. Combinée aux données de terrain, cette approche a renforcé la fiabilité de la méthodologie appliquée pour définir la géométrie et localisation géographique des mouvements de terrain. Quatre glissements ont été identifiés au sein du versant étudié. Ces glissements ont fait l'objet d'une étude détaillée. Ainsi, les facteurs macro-déstabilisateurs et les mécanismes micro-déstabilisateurs ont été déterminés.

Parmi les facteurs macro-déstabilisateurs majeurs qui agissent à l'échelle du versant dans son ensemble figure les précipitations. Lors de fortes pluies, le sol du versant peut se saturer en eau, cette surcharge hydrique augmente les pressions interstitielles, réduisant ainsi sa capacité à résister aux forces gravitationnelles. Généralement, les glissements de terrain surviennent après un retard de six

mois de fortes pluies continues enregistrées qui s'accumulent en grande quantité dans le sous-sol. Les pentes abruptes et excessivement raides présentes dans certaines zones du versant sont également des facteurs macro-déstabilisateurs. En raison de leur inclinaison prononcée, la gravité exerce une force plus importante dans ces zones, dépassant souvent la résistance du sol et augmentant ainsi le risque de glissements de terrain. Enfin, la géologie du site, y compris la nature des roches et la tectonique, peut contribuer à l'instabilité du versant.

La géologie joue un rôle majeur en tant que facteur macro-déstabilisateur, car le versant est principalement composé de schistes qui ont une résistance mécanique moyennes (La cohésion (C) est de 25 kPa et l'angle de frottement interne est de  $\phi$  30 degrés). De plus, l'activité tectonique intense a conduit à la formation de failles et de fractures qui ont structuré le versant, créant des structures en blocs qui fragilisent davantage le terrain. Ces linéaments structuraux contrôlent les circulations d'eaux souterraines provoquant des modifications texturales des matériaux schisteux (altération) conduisant ainsi à la chute des valeurs mécaniques (Cohésion (C) 10 - 15 kPa et l'angle de frottement interne à  $\phi$  25 - 28 degrés). Ces changements qui déterminent les mécanismes micro-déstabilisateurs, agissant à une échelle plus réduite et influençant les propriétés internes du sol, sont à l'origine de la différenciation de l'humidité du sous-sol et qui se manifeste par des résistivités électriques non cohérentes. Ces mécanismes micro-déstabilisateurs se manifestent également avec les variations du niveau piézométrique qui jouent un rôle crucial. Lorsque le niveau augmente, la pression interstitielle dans le sol augmente également, réduisant la friction entre les grains du sol et les blocs constitués. Cela peut provoquer des mouvements de masse et des glissements de terrain. Lors de ces mouvements, on assiste à des déplacements relatifs des blocs mesurés par les inclinomètres. Enfin, un travail sur la chimie de l'eau a permis de comprendre les processus derrière lesquels les écoulements mais aussi des eaux usées (qui représentent des volumes supplémentaires non négligeables) viennent aggraver l'état de l'équilibre du versant. Ces eaux usées qui s'infiltrent dans le versant ont été détectées grâce à la présence des nitrates dans les eaux analysées.

En combinant ces facteurs macro et micro-déstabilisateurs, nous avons acquis une meilleure compréhension des processus complexes qui conduisent à la déstabilisation des versants. Cette compréhension approfondie est cruciale pour évaluer la stabilité des versants, anticiper les risques de glissements de terrain et mettre en place des mesures d'atténuation appropriées. De plus, nous avons utilisé deux modèles prédictifs, l'un définissant la stabilité par le rapport des forces résistantes à celles qui induisent le mouvement (TALREN 5 V.2.7 qui se base sur la méthode des tranches développée par Bishop) et l'autre tenant compte de l'état fracturé du massif constitué de blocs (ABAQUS). Le premier modèle a bien montré l'état précaire de la falaise malgré les aménagements de stabilisation

réalisés. Dans les meilleurs des cas, le coefficient de sécurité  $F_s$  n'excède pas la valeur de 1,45 qui demeure inférieur à 1,5 (référence pour l'étude de stabilité). Ce cas tient compte d'un renforcement par deux massifs en géogrilles, des pieux ancrés et l'absence totale de l'eau à la base du massif. Sachant qu'une partie de ces renforcements n'a toujours pas été mise en place. Dans les cas les plus défavorables, surtout au niveau de la partie supérieure, le  $F_s$  chute jusqu'à 0,65. Il est clair que le massif est sous la menace d'un glissement qui impliquera prioritairement la partie supérieure.

La structuration géologique du massif a été étudiée en tenant compte des linéaments structuraux identifiés sur le terrain, ainsi le deuxième modèle est basé sur les éléments finis intégrant les anisotropies liées aux linéaments structuraux évitant une représentation simplifiée d'un massif homogène, prend en compte les discontinuités géologiques (fracturation et plans stratigraphiques) et l'hydrodynamique de la nappe pour analyser les déformations, les déplacements et les frottements, en se concentrant particulièrement sur les zones sujettes aux glissements. Les premières simulations effectuées ont été cruciales pour approfondir notre compréhension des mécanismes des glissements de terrain, notamment la dynamique des fractures en lien avec les conditions climatiques et tout particulièrement la température. Cette modélisation sera approfondie en perspective à ces travaux de thèse.

Finalement, le travail réalisé arrive à l'idée de l'apparition des glissements comme l'aboutissement d'un processus qui fait suite à une conjonction de plusieurs facteurs auxquels s'associent des mécanismes qui réduisent considérablement les caractéristiques mécaniques des matériaux schisteux. Ces résultats permettent d'ores et déjà la planification de la gestion des zones à risque de glissements de terrain. Auparavant, la modélisation, à travers les simulations permet d'estimer l'équilibre du massif à partir des facteurs déterminés et le choix d'un modèle approprié conduisant à simuler la stabilité du massif dans des conditions réalistes par rapport à d'autres études d'ingénierie. Le travail de thèse montre l'importance d'une approche pluridisciplinaire pour appréhender et prévenir les glissements de terrain dans des régions similaires marquées par l'urbanisation. La conclusion de cette étude contribue à améliorer la sécurité des infrastructures dans la région étudiée, en garantissant leur stabilité à long terme malgré les défis géologiques et environnementaux qui se posent. Ces résultats ouvrent de nouvelles perspectives dans la gestion des risques associés aux glissements de terrain dans des zones habités.



## Perspectives

Les perspectives de ma thèse s'orientent vers une extension et un approfondissement de notre compréhension des phénomènes de glissement en tenant compte de la fracturation et de la structuration en blocs du massif rocheux. Actuellement, nos résultats de modélisation sont issus d'un cadre particulier, mais nous prévoyons d'élargir notre analyse en utilisant un code de calcul plus spécialisé, en l'occurrence UDEC (Universal Distinct Element Code), qui prend explicitement en considération les fractures et la structuration en blocs.

L'utilisation d'UDEC nous permettra d'obtenir une représentation plus précise et détaillée des mécanismes de glissement, notamment en tenant compte des interactions individuelles entre les éléments distincts du massif rocheux. Cette approche plus sophistiquée nous permettra d'affiner nos prévisions et d'améliorer la précision de nos résultats.

Par ailleurs, notre étude contribuera significativement à renforcer la sécurité des infrastructures urbaines. En anticipant les risques de glissements, nous pourrions formuler des recommandations plus ciblées et efficaces pour la gestion des risques associés à ces phénomènes. En élargissant notre analyse à deux autres glissements situés dans des contextes physiques différents, nous pourrions établir des modèles plus robustes et généralisables, améliorant ainsi notre capacité à prévenir et à atténuer les impacts de ces événements dans des environnements variés. Cette extension de l'étude contribuera également à enrichir la littérature scientifique dans le domaine de la géotechnique et de la gestion des risques naturels.

---

## Références bibliographiques

---

- Abbassi, A., Cipollari, P., Zaghloul, M. N., & Cosentino, D. (2020). The Rif Chain (northern Morocco) in the late Tortonian-early Messinian tectonics of the Western Mediterranean orogenic belt: Evidence from the Tanger-Al Manzla wedge-top basin. *Tectonics*, 39(9), e2020TC006164.
- Andrieux, J. (1971). La structure du Rif central : étude des relations entre la tectonique de compression et les nappes de glissement dans un tronçon de la chaîne alpine (Vol. 235, pp. 1-155). Rabat, Maroc : Editions du Service géologique du Maroc.
- Assad, F. F., Sabet, V. M., & Srivastava, S. N. (1981). Thermodynamics of Na—Ca ion exchange Clay Soil System. *Zeitschrift für Physikalische Chemie*, 262(1), 525-532.
- Baldermann, A., Dietzel, M., & Reinprecht, V. (2021). Chemical weathering and progressing alteration as possible controlling factors for creeping landslides. *Science of the Total Environment*, 778, 146300.
- Bakhalov, N., & Panasenko, G. (2012). Homogenisation : averaging processes in periodic media – mathematical problems in the mechanics of composite materials. Kluwer academic publishers, 366 pages.
- Basharat, M., Riaz, M. T., Jan, M. Q., Xu, C., & Riaz, S. (2021). A review of landslides related to the 2005 Kashmir Earthquake: implication and future challenges. *Natural Hazards*, 108, 1-30.
- Harjadi, B., Abdiyani, S., Sukartono, I. G., Hesthiati, E., Zaki, P. H., & Ismail, M. H. (2022). Classification of potential landslides using the Shuttle Radar Topography Mission imagery in the Tulis Watershed, Indonesia. *SAINS TANAH-Journal of Soil Science and Agroclimatology*, 19(2), 241-248.
- Binet, S., Jomard, H., Lebourg, T., Guglielmi, Y., Tric, E., Bertrand, C., & Mudry, J. (2007). Experimental analysis of groundwater flow through a landslide slip surface using natural and artificial water chemical tracers. *Hydrological Processes: An International Journal*, 21(25), 3463-3472.
- Bukhari, M. H., da Silva, P. F., Pilz, J., Istanbuluoglu, E., Görüm, T., Lee, J., ... & Haque, U. (2023). Community perceptions of landslide risk and susceptibility: a multi-country study. *Landslides*, 20(6), 1321-1334.
- Center, A. D. P. (2012). Comprehensive Disaster Management Programme (CDMP-II).

- Cervi, F., Ronchetti, F., Martinelli, G., Bogaard, T. A., & Corsini, A. (2012). Origin and assessment of deep groundwater inflow in the Ca'Lita landslide using hydrochemistry and in situ monitoring. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16(11), 4205-4221.
- Chalouan, A., & Michard, A. (2004). The Alpine Rif Belt (Morocco): a case of mountain building in a subduction-subduction-transform fault triple junction. *Pure and applied Geophysics*, 161, 489-519.
- Chalouan, A., Michard, A., Feinberg, H., Montigny, R., & Saddiqi, O. (2001). The Rif mountain building (Morocco); a new tectonic scenario. *Bulletin de la Société géologique de France*, 172(5), 603-616.
- Chalouan, A., Michard, A., Kadiri, K. E., Negro, F., Lamotte, D. F. D., Soto, J. I., & Saddiqi, O. (2008). The rif belt. *Continental evolution: the geology of Morocco: structure, stratigraphy, and tectonics of the Africa-Atlantic-Mediterranean triple junction*, 203-302.
- Cherifi, H., Chaouni, A. A., Raini, I., & Htitiou, A. (2022). Landslide susceptibility assessment along the Expressway Taza-El Hoceima, North-East Morocco, using machine learning algorithm. *Arabian Journal of Geosciences*, 15(22), 1685.
- Cundall, P. A., & Hart, R. D. (1992). Numerical modelling of discontinua. *Engineering Computations*, Vol. 9 - 2, pp. 101-113. <https://doi.org/10.1108/eb023851>
- de Lamotte, D. F. (1987). La structure du rif externe (Maroc): mise au point sur le rôle des décrochements des chevauchements et des glissements gravitaires. *Journal of African Earth Sciences* (1983), 6(5), 755-766.
- Deng, X., Zeng, M., Xu, D., & Qi, Y. (2022). Why do landslides impact farmland abandonment? Evidence from hilly and mountainous areas of rural China. *Natural Hazards*, 113(1), 699-718.
- Domakinis, C., Oikonomidis, D., & Astaras, T. (2008). Landslide mapping in the coastal area between the Strymonic Gulf and Kavala (Macedonia, Greece) with the aid of remote sensing and geographical information systems. *International Journal of Remote Sensing*, 29(23), 6893-6915.
- Dragičević, S., Lai, T., & Balram, S. (2015). GIS-based multicriteria evaluation with multiscale analysis to characterize urban landslide susceptibility in data-scarce environments. *Habitat international*, 45, 114-125.
- El Khattabi, M., El Garouani, A., & Plotto, P. (2013). Les mouvements de terrain dans la zone urbaine de la ville d'Al Hoceima (Maroc Nord-Central): Impact sur les infrastructures routières. *Revue*

des études appliquées en sciences de la terre, géographie et aménagement - Geomagreb, 9, 47-55.

- El Khattabi, J. (2001). Démarche méthodologique pluridisciplinaire intégrant une approche transversale pour l'étude des instabilités des versants : application aux versants du Rif Central (Maroc) (Doctoral dissertation, Artois).
- El Khattabi, J., & Carlier, E. (2004). Tectonic and hydrodynamic control of landslides in the northern area of the Central Rif, Morocco. *Engineering geology*, 71(3-4), 255-264.
- El Khattabi, J., & Carlier, E. (2004). Tectonic and hydrodynamic control of landslides in the northern area of the Central Rif, Morocco. *Engineering geology*, 71(3-4), 255-264.
- El Khattabi, M., El Khattabi, J., Azdimoussa, A., Plotto, P., & El Khadir, G. (2023). Assessment of Landslide Risks Through a Multi-Disciplinary Approach: A Case Study of Al Hoceima, Northern Morocco. *Journal of Disaster Research*, 18(4), 424-435.
- El Mahsani, A., & Brahim, L. A. (2018). Analysis of the recent Plio-Quaternary deformation and the correlation with the focal mechanisms of the significant earthquakes in the Bokoya, Ras Tarf (Eastern Rif). In *MATEC Web of Conferences* (Vol. 149, p. 02093). EDP Sciences.
- Flageollet, J. C. (1989). *Les mouvements de terrain et leur prévention* collection Géographie, édition Masson. Paris, 224p.
- Gaines Jr, G. L., & Thomas, H. C. (1953). Adsorption studies on clay minerals. II. A formulation of the thermodynamics of exchange adsorption. *The Journal of Chemical Physics*, 21(4), 714-718.
- Galindo-Zaldivar, J., Ercilla, G., Estrada, F., Catalán, M., d'Acremont, E., Azzouz, O., ... & Gil, A. J. (2018). Imaging the growth of recent faults: The case of 2016–2017 seismic sequence sea bottom deformation in the Alboran Sea (Western Mediterranean). *Tectonics*, 37(8), 2513-2530.
- Gharibi, E., Ghalit, M., Taupin, J. D., & Lamhamdi, A. (2017). Effect of saltwater intrusion due to over-exploitation and earthquakes on mineralization processes of spring waters over the Massif Bokkoya (central Rif, Morocco). *Journal of Water Supply: Research and Technology—AQUA*, 66(4), 279-286.
- Gimeno-Vives, O., de Lamotte, D. F., Leprêtre, R., Haissen, F., Atouabat, A., & Mohn, G. (2020). The structure of the Central-Eastern External Rif (Morocco); Poly-phased deformation and

- role of the under-thrusting of the North-West African paleo-margin. *Earth-Science Reviews*, 205, 103198.
- Guzzetti, F., Peruccacci, S., Rossi, M., & Stark, C. P. (2007). Rainfall thresholds for the initiation of landslides in central and southern Europe. *Meteorology and atmospheric physics*, 98, 239-267.
- Itasca. (2000). UDEC version 3.1. Manuel. Mineapolis : ICG.
- Itasca, F. L. A. C. (2000). Fast Lagrangian analysis of continua. Itasca Consulting Group Inc., Minneapolis, Minn.
- Ke, L., & Takahashi, A. (2012). Strength reduction of cohesionless soil due to internal erosion induced by one-dimensional upward seepage flow. *Soils and Foundations*, 52(4), 698-711.
- Keefer, D. K. (2002). Investigating landslides caused by earthquakes—a historical review. *Surveys in geophysics*, 23, 473-510.
- Kjekstad, O., & Highland, L. (2009). Economic and social impacts of landslides. *Landslides—disaster risk reduction*, 573-587.
- Komadja, G. C., Pradhan, S. P., Oluwasegun, A. D., Roul, A. R., Stanislas, T. T., Laïbi, R. A., ... & Onwualu, A. P. (2021). Geotechnical and geological investigation of slope stability of a section of road cut debris-slopes along NH-7, Uttarakhand, India. *Results in Engineering*, 10, 100227.
- Lebourg, T. (2000). Analyse géologique et mécanique de glissements de terrain dans des moraines des Pyrénées centrales et occidentales (France) (Doctoral dissertation, Bordeaux 1).
- Lacasse, S., & Nadim, F. (2009). Landslide risk assessment and mitigation strategy. *Landslides—disaster risk reduction*, 31-61.
- Lacroix, AM (1965). L'instabilité des versants dans le domaine Rifain. *Revue de géomorphologie dynamique*, N° 9, pp 97–109.
- Lacroix, AM (1968). Les glissements de terrain, présentation d'une carte prévisionnelle des mouvements de terrain dans le Rif. Service des mines et géologie, Maroc. Rapport no 27, pp 45–54
- Lai, CG, Poggi, V., Famà, A., Zuccolo, E., Bozzoni, F., Meisina, C., ... & Cosentini, RM (2020). Une approche interdisciplinaire et multi-échelle pour évaluer la variabilité spatiale du mouvement du sol pour le microzonage sismique : l'étude de cas de la municipalité de Cavezzo dans le nord de l'Italie. *Géologie de l'ingénieur* , 274 , 105722.LA



- Leroi, E. (1996). Landslide hazard-risk maps at different scales: objectives, tools and developments. In *Landslides* (pp. 35-51).
- Lebret, N. (2014). Contexte structural et métallogénique des skarns à magnétite des Beni Bou Ifrou (Rif oriental, Maroc) Apports à l'évolution géodynamique de la Méditerranée occidentale (Doctoral dissertation, Université d'Orléans).
- Li, P., He, X., Li, Y., & Xiang, G. (2019). Occurrence and health implication of fluoride in groundwater of loess aquifer in the Chinese loess plateau: a case study of Tongchuan, Northwest China. *Exposure and Health*, 11(2), 95-107. <https://doi.org/10.1007/s12403-018-0278-x>
- Li, X., Wu, H., Qian, H., & Gao, Y. (2018). Groundwater chemistry regulated by hydrochemical processes and geological structures: a case study in Tongchuan, China. *Water*, 10(3), 338. <https://doi.org/10.3390/w10030338>
- Li, Y., Wang, X., & Mao, H. (2020). Influence of human activity on landslide susceptibility development in the Three Gorges area. *Natural Hazards*, 104, 2115-2151.
- Lin, A. et Lin, A. (2008). Roches de failles liées aux pseudotachylytes et modèles de failles conceptuels. *Tremblements de terre fossiles : la formation et la préservation des pseudotachylytes*, 17-46.
- Luca Piciullo, Stefano Luigi Gariano, Massimo Melillo, Maria Teresa Brunetti, Silvi Peruccacci, Fausto Guzzetti, Michele Calvello (2016) Definition and performance of a threshold-based regional early warning model for rainfall-induced landslides, *Landslides*. DOI 10.1007/s10346-016-0750-2
- Margaa, K. (1994). Essai de cartographie des risques naturels: application à l'aménagement de la région d'Al Hoceima (Rif, Nord Maroc) (Doctoral dissertation, Besançon).
- Margaa, K., & Abdelgader, A. (1998). Une méthodologie de cartographie des zones potentiellement instables Application à la région d'Al Hoceima (Maroc). *Canadian geotechnical journal*, 35(3), 460-470.
- Marrone, S., Monie, P., Rossetti, F., Aldega, L., Bouybaouene, M., Charpentier, D., ... & Zaghloul, M. N. (2021). Timing of Alpine orogeny and postorogenic extension in the Alboran Domain, inner Rif chain, Morocco. *Tectonics*, 40(7), e2021TC006707.

- Martín-Martín, M., Guerrero, F., Maaté, A., Hlila, R., Serrano, F., Cañaveras, J. C., ... & Martín-Pérez, J. A. (2022). The cenozoic evolution of the intrarif (rif, Morocco). *Geosphere*, 18(2), 850-884.
- Mégar, F. R. (1969). La partie orientale du massif des Bokoyas. Notes et mém. Serv. géol. Maroc, 194, 123-198.
- Meghraoui, M., & Doumaz, F. (1996). Earthquake-induced flooding and paleoseismicity of the El Asnam, Algeria, fault-related fold. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 101(B8), 17617-17644.
- Michard, A., Chalouan, A., Feinberg, H., Goffé, B., & Montigny, R. (2002). How does the Alpine belt end between Spain and Morocco?. *Bulletin de la Société géologique de France*, 173(1), 3-15.
- Michard, A. (2006). Extension in Alpine western Europe and west Mediterranean. *Comptes Rendus. Géoscience*, 338(4), 225-228.
- Michard, A., de Lamotte, DF, Liégeois, JP, Saddiqi, O. et Chalouan, A. (2008). Conclusion : évolution continentale au Maghreb occidental. Dans *Evolution continentale : La géologie du Maroc : structure, stratigraphie et tectonique de la triple jonction Afrique-Atlantique-Méditerranée* (pp. 395-404). Berlin, Heidelberg : Springer Berlin Heidelberg.
- Millies-Lacroix, A. (1968). Les glissements de terrains. Présentation d'une carte prévisionnelle des mouvements de masse dans le Rif (Maroc septentrional). *Mines et Géologie*, 27, 45-55.
- Miscevic, P., & Vlastelica, G. (2014). Impact of weathering on slope stability in soft rock mass. *J Rock Mech Geotech Eng* 6: 240–250.
- Morley, C. K. (1987). Origin of a major cross-element zone: Moroccan Rif. *Geology*, 15(8), 761-764.
- Morley, C. K. (1988). Out-of-sequence thrusts. *Tectonics*, 7(3), 539-561.
- Mourier T (1982) Étude géologique et structurale du massif des Bokoya (Rif oriental, Maroc). Étapes de structuration de la Dorsale et tectonique longitudinale. Thèse de doctorat, Université Paris Sud
- Panda, D. K., Mishra, A., & Kumar, A. (2012). Quantification of trends in groundwater levels of Gujarat in western India. *Hydrological sciences journal*, 57(7), 1325-1336. <https://doi.org/10.3390/cli3010001>.
- Petley, D. (2012). Global patterns of loss of life from landslides. *Geology*, 40(10), 927-930.

- Philipponnat, G., & Hubert, B. (1998). *Fondations et ouvrages en terre*, éditions.
- Pollock, W., & Wartman, J. (2020). Human vulnerability to landslides. *GeoHealth*, 4(10), e2020GH000287. <https://doi.org/10.1029/2020GH000287>.
- Porter, M., Van Hove, J., Barlow, P., Froese, C., Bunce, C., Skirrow, R., ... & Bobrowsky, P. (2019, September). The estimated economic impacts of prairie landslides in western Canada. In *Proceedings of the 72nd Canadian Geotechnical Conference*, St. John's, NL, Canada (Vol. 29).
- Saboya Jr, F., da Glória Alves, M., & Pinto, W. D. (2006). Assessment of failure susceptibility of soil slopes using fuzzy logic. *Engineering geology*, 86(4), 211-224.
- Sassa, K. (2021). The Kyoto landslide commitment 2020: launched. *Landslides*, 18(1), 5-20.
- Sassa, K., Mikoš, M., & Yin, Y. (Eds.). (2017). *Advancing Culture of Living with Landslides: Volume 1 ISDR-ICL Sendai Partnerships 2015-2025*. Springer.
- Scaioni, M., Longoni, L., Melillo, V., & Papini, M. (2014). Remote sensing for landslide investigations: An overview of recent achievements and perspectives. *Remote Sensing*, 6(10), 9600-9652.
- Sibson, R. H. (1977). Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society*, 133(3), 191-213.
- Tahayt, A., Mourabit, T., Rigo, A., Feigl, K. L., Fadil, A., McClusky, S., ... & Vernant, P. (2008). Mouvements actuels des blocs tectoniques dans l'arc Bético-Rifain à partir des mesures GPS entre 1999 et 2005. *Comptes Rendus Geoscience*, 340(6), 400-413.
- Tendero-Salmerón, V., Lafosse, M., D'acremont, E., Rabaute, A., Azzouz, O., Ercilla, G., ... & Galindo-Zaldivar, J. (2021). Application of automated throw backstripping method to characterize recent faulting activity migration in the Al Hoceima Bay (Northeast Morocco): geodynamic implications. *Frontiers in Earth Science*, 9, 645942.
- Terlien, M. T. (1998). The determination of statistical and deterministic hydrological landslide-triggering thresholds. *Environmental geology*, 35, 124-130.
- Thauvin, J. P. (1971). *Ressources en eau du Maroc, domaine du Rif et du Maroc oriental*. Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc, 231.
- Tung, B. D., Do, N. H., Thanh, N. K., Le, H. L., Watanabe, O., Hayashi, K., ... & Abe, S. (2021). Geometry and the Mechanism of Landslide Occurrence in a Limestone Area—Case Examples

of Landslides in Vietnam and from Europe, China, and Japan—. *Journal of disaster research*, 16(4), 646-657.

Vandamme, J., & Zou, Q. (2013). Investigation of slope instability induced by seepage and erosion by a particle method. *Computers and Geotechnics*, 48, 9-20.

Vladimir, Ezhov., V., Khoroshilov. (2022). Structure and classification of landslides. *Интерэкспо ГЕО-Сибирь*, doi: 10.33764/2618-981x-2022-6-54-61.

Xu C, Xu, X, Shyu JBH (2015) Database and spatial distribution of landslides triggered by the Lushan, China Mw 6.6 earthquake of 20 April 2013. *Geomorphology* 248: 77–92. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.07.002>.

---

## **Annexes**

---

## Annexe 1 : Climat

### Précipitation moyenne annuelle de la station de l'aéroport CHARIF AL IDRISSEI (12 km de la ville d'AL Hoceima)

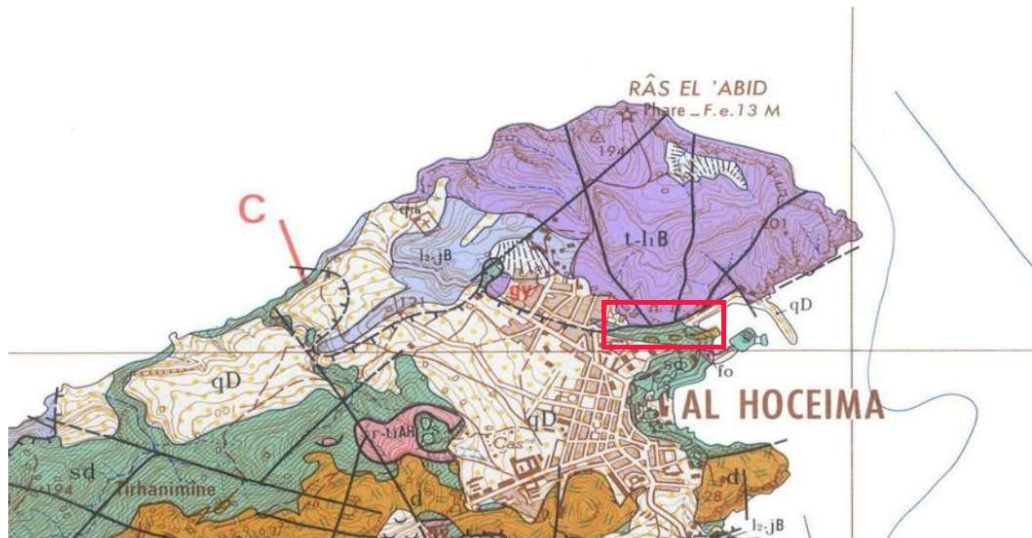
Année hydrologique	Précipitation moyenne annuelle	P (mm)
1981	323,98	273
1982	323,98	242
1983	323,98	180
1984	323,98	250
1985	323,98	162
1986	323,98	381
1987	323,98	215
1988	323,98	197
1989	323,98	249
1990	323,98	246
1991	323,98	478
1992	323,98	340
1993	323,98	283
1994	323,98	381
1995	323,98	282
1996	323,98	320
1997	323,98	352
1998	323,98	441
1999	323,98	292
2000	323,98	250
2001	323,98	278
2002	323,98	325
2003	323,98	434
2004	323,98	479
2005	323,98	248
2006	323,98	413
2007	323,98	281
2008	323,98	349
2009	323,98	663
2010	323,98	496
2011	323,98	542
2012	323,98	349
2013	323,98	368
2014	323,98	260,3

2015	323,98	523,1
2016	323,98	167,5
2017	323,98	216,76
2018	323,98	313,5
2019	323,98	199,87
2020	323,98	289
2021	323,98	274



## Annexe 2 : Géologie

### Extrait de la carte géologique de la région d'Al Hoceima (1/50.000).



qD Sables dunaires consolidés

#### Dorsale externe p.p.



lz-jB Lias et Jurassique : calcaires à silex et microbrèches contenant localement des niveaux de calcaires organiques, de dolomies et des radiolarites



t-ljB Trias moyen-supérieur comprenant peut-être à sa partie supérieure le Rhétien sous forme d'alternances de dolomie litée - ailleurs dolomies massives ou en gros bancs

#### Nappe d'Al Hoceima (AH)



r-tiAH Permo-Trias : grès et conglomérats rouges ; gypses et trachy-andésites

#### Unité Paléozoïque sans doute comportant le Silurien et le Dévonien



sd : schistes, grès, flyschs

d : calcaires dévoniens du Tirhanimine et de la pointe Sud d'Al Hoceima

s : calcaire griotte à Orthocères du port d'Al Hoceima

## Annexe 2 : Données hydrogéologiques

### Signature géochimique des échantillons des eaux

	date	T	PH	C.E	TDS	HCO <sub>3</sub>	Cl-	TH
Echantillon (E) Source (Spr)	dd/mm/yy	°C		uS/cm	mg/L	mg/L	mg/L	°f
E11 Spr1	15/06/2023	23	7,5	4043	2402,43	401,54	581,12	
E6 Spr2	15/06/2023	22	7,6	4187	2602,398	476,1	490,24	
E6 Spr3	15/06/2023	22	7,4	16230	10622,13	739,3	4782,23	
E6 Spr4	15/06/2023	21	7,4	4012	3241	451,5	621,76	
E10 Spr1	24/04/2023	21	7,4	3056	2198,39	365,2	479,498	
E5 Spr2	24/04/2023	21	7,4	3253	2332,1	471,7	489,34	
E5 Spr3	24/04/2023	22	7,2	15600	10499,7	701,3	4345,98	
E5 Spr4	24/04/2023	21	7,6	3678	2874,12	411,2	587,29	
E9 Spr1	18/04/2022	22	7,6	3000	2200,31	330,5	520,45	81,9
E4 Spr2	18/04/2022	22	7,5	3100	2360,522	455,2	498,1524	54,8
E4 Spr3	18/04/2022	22	7,2	14000	10550,2	700,5	4275,68	151,
E4 Spr4	18/04/2022	22	7,6	3130	2510,81	421,1	546,435	87,9
E8 Spr1	08/08/2021	12,5	7,54	3450	1630	550	140	*
E3 Spr2	08/08/2021	12	7,69	3700	1660	680	130	*
E3 Spr3	08/08/2021	12,3	7,51	17060	7940	1115	1200	*
E3 Spr4	08/08/2021	12,9	7,69	3840	1780	560	195	*
E7 Spr1	11/05/2021	19	7,25	2920	2258,667	353,8	496,342	82,4
E2 Spr2	11/05/2021	19	7,28	3160	2405,298	448,35	485,7061	52,8
E2 Spr3	11/05/2021	19	7,09	15250	10796,23	713,7	4679,796	151,
E2 Spr4	11/05/2021	19	7,5	3600	2814,173	439,2	609,7916	98
E6 Spr1	27/03/2021	20	7,3	2960	2194,105	335,5	496,342	82,4
E1 Spr2	27/03/2021	20	7,26	3180	2484,676	445,3	489,2514	55,2
E1 Spr3	27/03/2021	20	7,16	15170	10775,17	701,5	4679,796	152,
E1 Spr4	27/03/2021	20	7,63	3430	2610,792	433,1	567,248	88,8
E1 Spr1	15/04/2018	18	7,54	3020	*	339,4	430,2	*
E2 Spr1	07/04/2017	17,5	7,24	3030	*	353,8	536,05	*
E3 Spr1	19/04/2016	19	7,08	2118	*	156,25	454,4	*
E4 Spr1	22/04/2015	18	7,58	2430	*	320,25	507,6	*
E5 Spr1	12/04/2015	20	7,34	2130	*	280,6	454,4	*

	date	T	PH	C.E	TDS	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>	TH	Ca <sup>++</sup>
Echantillon (E) Source (Spr)	dd/mm/yy	°C		uS/cm	mg/L	mg/L	mg/L	°f	mg/L
<b>E11 Spr1</b>	15/06/2023	23	7,5	4043	2402,43	401,54	581,12		179,34
<b>E6 Spr2</b>	15/06/2023	22	7,6	4187	2602,39	476,1	490,24		128,45

<b>E6 Spr3</b>	15/06/2023	22	7,4	16230	10622,13	739,3	4782,23		162,36
<b>E6 Spr4</b>	15/06/2023	21	7,4	4012	3241	451,5	621,76		185,35
<b>E10 Spr1</b>	24/04/2023	21	7,4	3056	2198,39	365,2	479,49		178,87
<b>E5 Spr2</b>	24/04/2023	21	7,4	3253	2332,1	471,7	489,34		128,58
<b>E5 Spr3</b>	24/04/2023	22	7,2	15600	10499,7	701,3	4345,98		157,54
<b>E5 Spr4</b>	24/04/2023	21	7,6	3678	2874,12	411,2	587,29		173,65
<b>E9 Spr1</b>	18/04/2022	22	7,6	3000	2200,31	330,5	520,45	81,9	175,35
<b>E4 Spr2</b>	18/04/2022	22	7,5	3100	2360,52	455,2	498,15	54,8	126,52
<b>E4 Spr3</b>	18/04/2022	22	7,2	14000	10550,2	700,5	4275,68	151,7	159,1
<b>E4 Spr4</b>	18/04/2022	22	7,6	3130	2510,81	421,1	546,43	87,9	156,24
<b>E8 Spr1</b>	08/08/2021	12,5	7,54	3450	1630	550	140	*	235
<b>E3 Spr2</b>	08/08/2021	12	7,69	3700	1660	680	130	*	110
<b>E3 Spr3</b>	08/08/2021	12,3	7,51	17060	7940	1115	1200	*	35
<b>E3 Spr4</b>	08/08/2021	12,9	7,69	3840	1780	560	195	*	205
<b>E7 Spr1</b>	11/05/2021	19	7,25	2920	2258,66	353,8	496,34	82,4	174,74
<b>E2 Spr2</b>	11/05/2021	19	7,28	3160	2405,29	448,35	485,70	52,8	120,24
<b>E2 Spr3</b>	11/05/2021	19	7,09	15250	10796,23	713,7	4679,79	151,6	155,51
<b>E2 Spr4</b>	11/05/2021	19	7,5	3600	2814,17	439,2	609,79	98	173,14
<b>E6 Spr1</b>	27/03/2021	20	7,3	2960	2194,10	335,5	496,34	82,4	174,74
<b>E1 Spr2</b>	27/03/2021	20	7,26	3180	2484,67	445,3	489,25	55,2	126,65
<b>E1 Spr3</b>	27/03/2021	20	7,16	15170	10775,17	701,5	4679,79	152,4	160,32
<b>E1 Spr4</b>	27/03/2021	20	7,63	3430	2610,79	433,1	567,24	88,8	157,11
<b>E1 Spr1</b>	15/04/2018	18	7,54	3020	*	339,4	430,2	*	179,42
<b>E2 Spr1</b>	07/04/2017	17,5	7,24	3030	*	353,8	536,05	*	169,93
<b>E3 Spr1</b>	19/04/2016	19	7,08	2118	*	156,25	454,4	*	216,27
<b>E4 Spr1</b>	22/04/2015	18	7,58	2430	*	320,25	507,6	*	165,76
<b>E5 Spr1</b>	12/04/2015	20	7,34	2130	*	280,6	454,4	*	190,64

	date	Mg <sup>++</sup>	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	NO <sub>2</sub> <sup>-</sup>	NH <sup>4+</sup>	PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup>	Si <sup>4+</sup>
Echantillon (E) Source (Spr)	dd/mm/yy	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L
E11 Spr1	15/06/2023	98,86	15,1	457	675,03	77,04	0,09	*	0,32	13
E6 Spr2	15/06/2023	58,65	19,5	501	641,71	141,34	0	*	0,23	12,6
E6 Spr3	15/06/2023	270,87	63,4	5872	2012,21	82,34	*	*	0,51	9,2
E6 Spr4	15/06/2023	140,61	29	493	789,42	98,8	*	*	0,23	12
E10 Spr1	24/04/2023	92,04	15,8	398	631,89	61,88	0,03	*	0,3	11,2
E5 Spr2	24/04/2023	55,96	19,2	531	639,65	132,45	0	*	0,24	12,4
E5 Spr3	24/04/2023	268,87	61,8	5187	1802,32	81,21	*	*	0,49	9,4
E5 Spr4	24/04/2023	129,03	24,7	479	741,13	97	*	*	0,31	11,1
E9 Spr1	18/04/2022	91,72	14,2	382	625,66	66,42	*	*	0,311	10,2
E4 Spr2	18/04/2022	55,54	19,1	512	706,54	129,98	*	*	0,22	12,5
E4 Spr3	18/04/2022	270,23	61,4	3213	1589,90	81,01	*	*	0,42	8,6
E4 Spr4	18/04/2022	117,95	23,3	463	737,89	96,59	*	*	0,382	11,89
E8 Spr1	08/08/2021	564	15,5	182,6	1321	3,17	0,002	0,01	0,191	5
E3 Spr2	08/08/2021	264	18,8	218,3	1288	3,49	0,007	0,03	0,23	8
E3 Spr3	08/08/2021	84	75,6	4855	1320	6,01	2,099	1,04	2,49	6
E3 Spr4	08/08/2021	492	23,8	193,1	1309	3,92	0,063	0,23	0,8	8
E7 Spr1	11/05/2021	92,91	15,1	385	667,02	62,68	0	0,05	0,29	11,00
E2 Spr2	11/05/2021	54,57	19	499	638,29	128,43	0	0,01	0,34	11,68
E2 Spr3	11/05/2021	270,53	61,1	3218	1607,44	81,09	0,194	0,22	0,34	8,62
E2 Spr4	11/05/2021	131,31	27,4	471	854,78	94,18	0,007	0,01	0,47	13,32
E6 Spr1	27/03/2021	92,91	14,7	384	626,59	58,72	0,012	0,03	0,21	10,53
E1 Spr2	27/03/2021	56,48	19,7	510	707,44	117,77	0	0,02	0,21	12,04
E1 Spr3	27/03/2021	269,56	61,6	3215	1596,80	81,74	0,135	0,14	0,42	8,55
E1 Spr4	27/03/2021	118,85	23,7	460	739,09	99,35	0,011	0,02	0,37	12,28
E1 Spr1	15/04/2018	83,38	16,9	360	968	94,15	*	*	0,22	18,77
E2 Spr1	07/04/2017	131,79	16,2	345,2	933,08	85,33	*	*	0,22	30,94
E3 Spr1	19/04/2016	70,87	14,8	377,5	641,23	40,32	*	*	*	*
E4 Spr1	22/04/2015	102,79	12,5	348	632,16	26,6	*	*	*	*
E5 Spr1	12/04/2015	88,17	13,8	358	781,65	10	*	*	*	*

## Annexe 3 : Activité sismique de la région

**Catalogue des séismes d'une magnitude égale ou supérieure à 4, sur la période de 2010 à 2023, dans la région étudiée (Source : l'Instituto Geográfico Nacional (IGN)). Les tremblements de terre sont situés entre (-4. 614733191251279 et -3.4572136879409554) de longitude et (35.09962365508737 et 36.4847036869501) de latitude.**

Événement	Emplacement	Int.Max	Ordre de grandeur	Profondeur(km)	Longitude	Latitude	Heure GMT	Date
1363041	ALBORAN SUD	III	5.2	0,0	-3.8469	35.4846	05:54:04	25/01/2016
ign2016ekee	ALBORAN SUD	III	4.7	2.0	-3.8128	35.4644	11:36:26	03/03/2016
es2020onjxv	ALBORAN SUD	II	4.0	0,0	-3.7885	35.4885	12:13:00	25/07/2020
es2021igueb	ALBORAN SUD	III	4.1	0,0	-3.6635	35.4957	12:40:51	28/04/2021
es2021imzm	ALBORAN SUD	III	4.3	2.0	-3.6167	35.4227	22:10:06	01/05/2021
es2021jewda	ALBORAN SUD	III	4.0	5.0	-3.6494	35.4672	16:52:03	11/05/2021
es2021jjoyv	ALBORAN SUD	III	4.0	2.0	-3.6089	35.4855	06:54:58	14/05/2021
es2021jwrzi	ALBORAN SUD	III	4.1	0,0	-3.6549	35.4490	11:10:55	21/05/2021
es2021jzzju	NE ALHUCEMAS.MAC	III	4.1	2.0	-3.6901	35.3674	06:18:39	23/05/2021
es2021kaadz	ALBORAN SUD	III	4.2	1.0	-3.6981	35.4417	06:42:15	23/05/2021
es2021kioin	ALBORAN SUD	III	4.0	5.0	-3.6537	35.4143	22:55:43	27/05/2021
es2021lxckl	ALBORAN SUD	III	4.7	2.0	-3.6428	35.4843	03:23:06	19/06/2021
es2021mdu	ALBORAN SUD	III	4.0	1.0	-3.6385	35.4346	14:54:33	22/06/2021
es2021nlydk	ALBORAN SUD	III	4.3	7.0	-3.6789	35.4397	11:40:03	11/07/2021
es2021oukx	ALBORAN SUD	III	4.3	4.0	-3.6204	35.4474	08:38:53	30/07/2021
es2021oulnr	ALBORAN SUD	III	4.5	4.0	-3.6350	35.4144	08:58:51	30/07/2021
es2021ouma	ALBORAN SUD	III	4.2	0,0	-3.6597	35.4978	09:13:03	30/07/2021
es2021oygfe	ALBORAN SUD	III	4.0	1.0	-3.6069	35.4734	10:48:19	08/01/2021
es2021paigh	ALBORAN SUD	III	4.0	0,0	-3.6928	35.4886	14:06:10	08/02/2021
es2021pislh	ALBORAN SUD	III	4.4	11.0	-3.6241	35.4648	04:19:16	08/07/2021
es2021pkqzh	ALBORAN SUD	III	4.0	30,0	-3.5447	35.3843	05:50:39	08/08/2021
es2021qvqd	ALBORAN SUD	IV	5.1	0,0	-3.6202	35.4545	11:20:50	28/08/2021
es2021qvrti	ALBORAN SUD	III	4.0	5.0	-3.6148	35.4594	12:09:43	28/08/2021
es2021rdbfa	ALBORAN SUD	III	4.1	4.0	-3.6538	35.4355	12:51:59	01/09/2021
es2021sizwq	ALBORAN SUD	III	4.0	4.0	-3.6333	35.4570	00:31:48	19/09/2021
es2021whrfr	ALBORAN SUD		4.4	14,0	-3.6287	35.4363	04:48:27	14/11/2021
es2021zasmv	NE TAMASSINT.MAC	III	4.5	0,0	-3.9071	35.1483	01:54:26	23/12/2021
es2021zonym	ALBORAN SUD	III	4.0	0,0	-3.6736	35.4549	15:28:20	30/12/2021
es2022cogxx	ALBORAN SUD	II	4.0	10,0	-3.6646	35.4665	06:17:06	02/06/2022
es2022coogv	ALBORAN SUD	II	4.0	0,0	-3.6906	35.4125	09:59:38	02/06/2022
es2022gxkbn	ALBORAN SUD	III	4.1	30,0	-3.6339	35.4061	03:55:21	04/09/2022
es2022jktzd	ALBORAN SUD	III	4.2	12,0	-3.6191	35.4866	22:34:53	14/05/2022
es2022juzhi	ALBORAN SUD	IV-V	5.3	2.0	-3.6145	35.4975	12:35:50	20/05/2022
es2022jvoif	ALBORAN SUD	III-IV	4.1	9.0	-3.6643	35.4732	20:11:28	20/05/2022
es2022kmabr	N ANNUEL.MAC	III	4.4	6.0	-3.6213	35.3537	20:15:26	29/05/2022
es2022kstp	N ANNUEL.MAC	III	4.6	19,0	-3.6415	35.3615	12:55:13	06/02/2022
es2022lalqj	NW ANNUEL.MAC	III	4.2	7.0	-3.6488	35.3625	17:57:47	06/06/2022

es2022ocotp	ALBORAN SUD	III	4.3	21,0	-3.6009	35.4584	14:11:45	20/07/2022
es2022pcsbv	ALBORAN SUD	III	4.1	2.0	-3.6094	35.4619	21:19:58	08/03/2022
es2022qmzfh	ALBORAN SUD	II-III	4.0	9.0	-3.6557	35.4640	17:46:04	23/08/2022
es2022tlopf	ALBORAN SUD	II	4.0	6.0	-3.6143	35.4391	15:37:20	10/04/2022
es2022tlorc	ALBORAN SUD	III	4.7	11.0	-3.6335	35.4386	15:39:31	10/04/2022

**Affichage des séismes d'une magnitude de 4 ou plus sur Google Earth, pour la période allant de 2010 à 2023.**



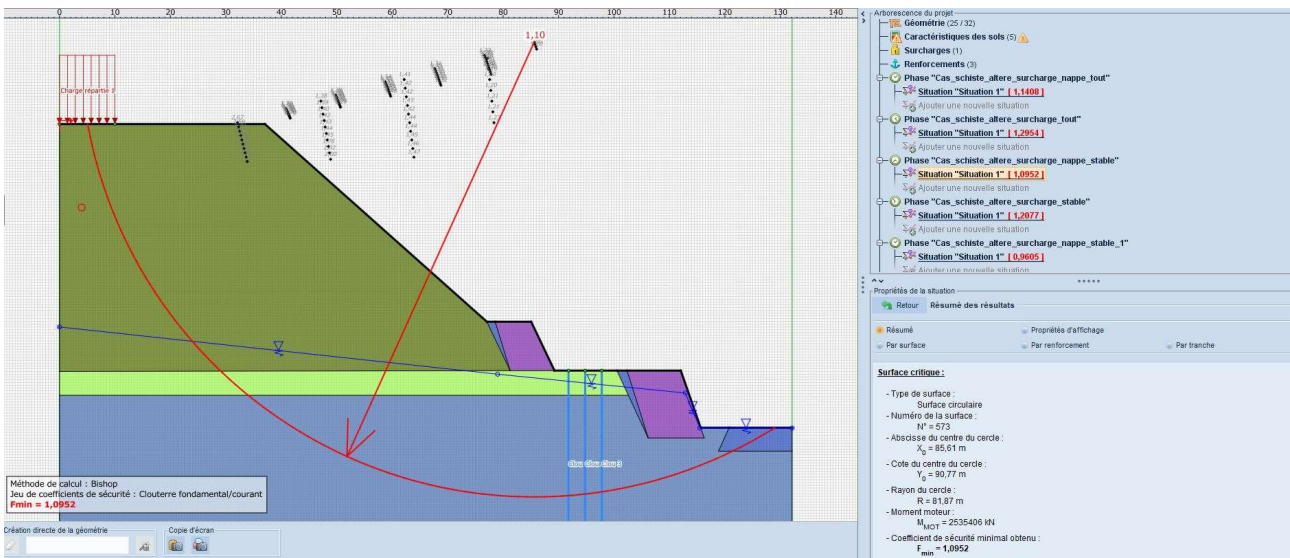
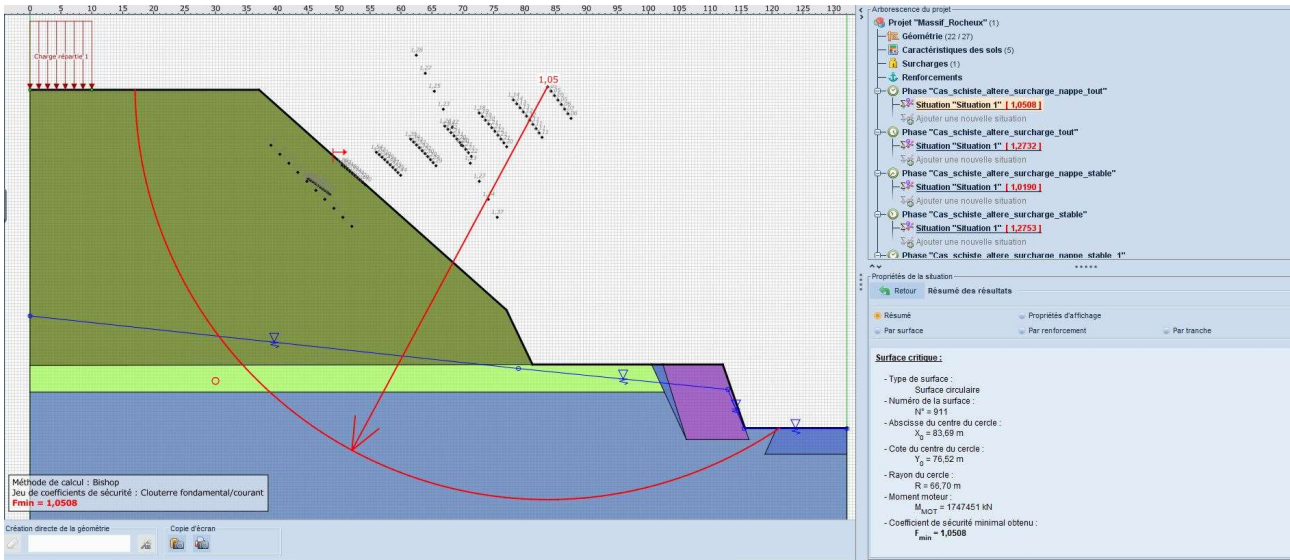


# Annexe 4 : modélisation

Résultats issus des simulations effectuées avec TALREN

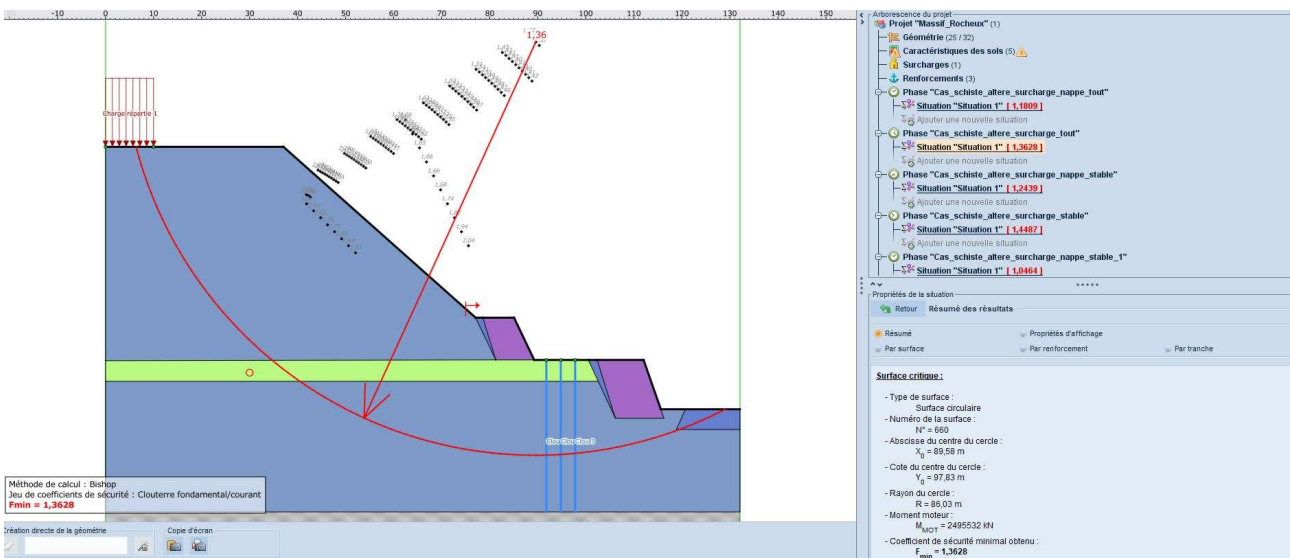
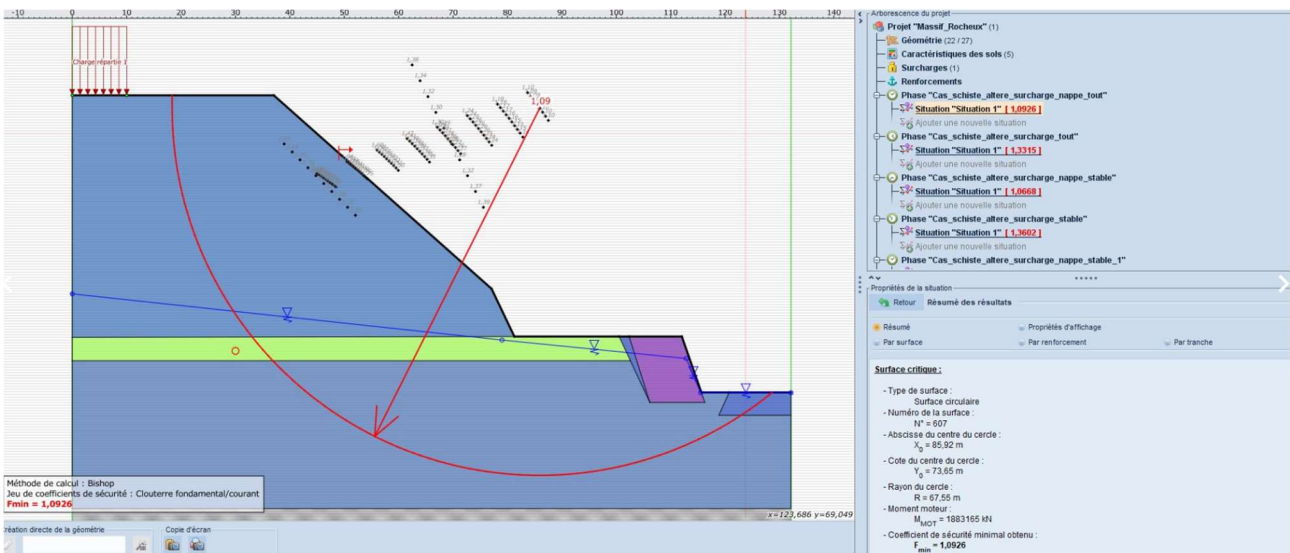
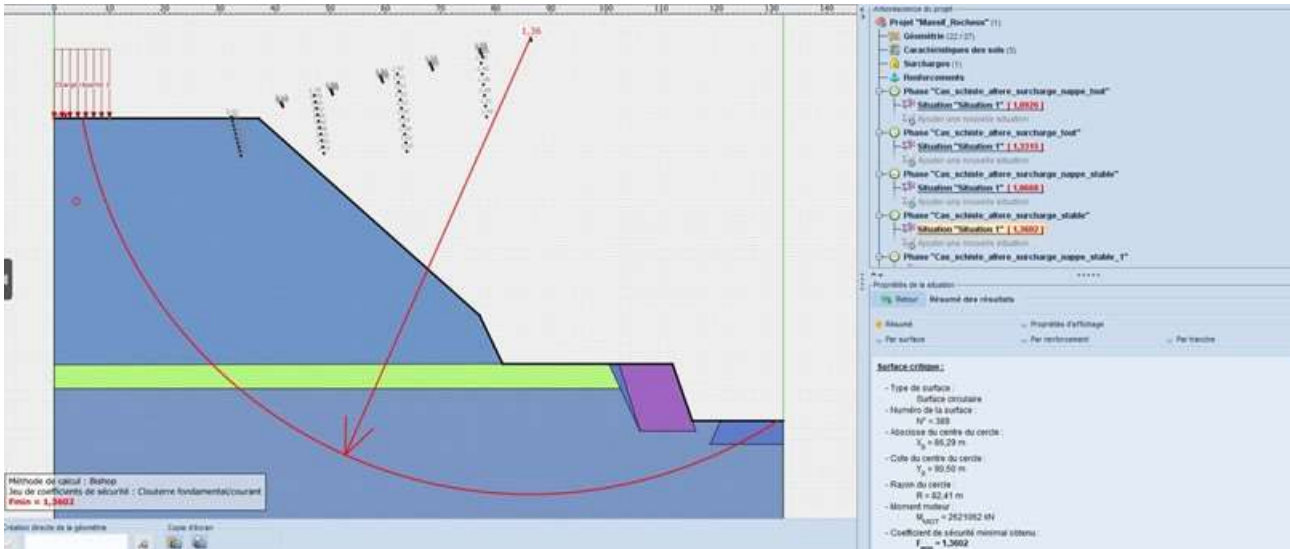
## Evaluation globale de la stabilité du massif

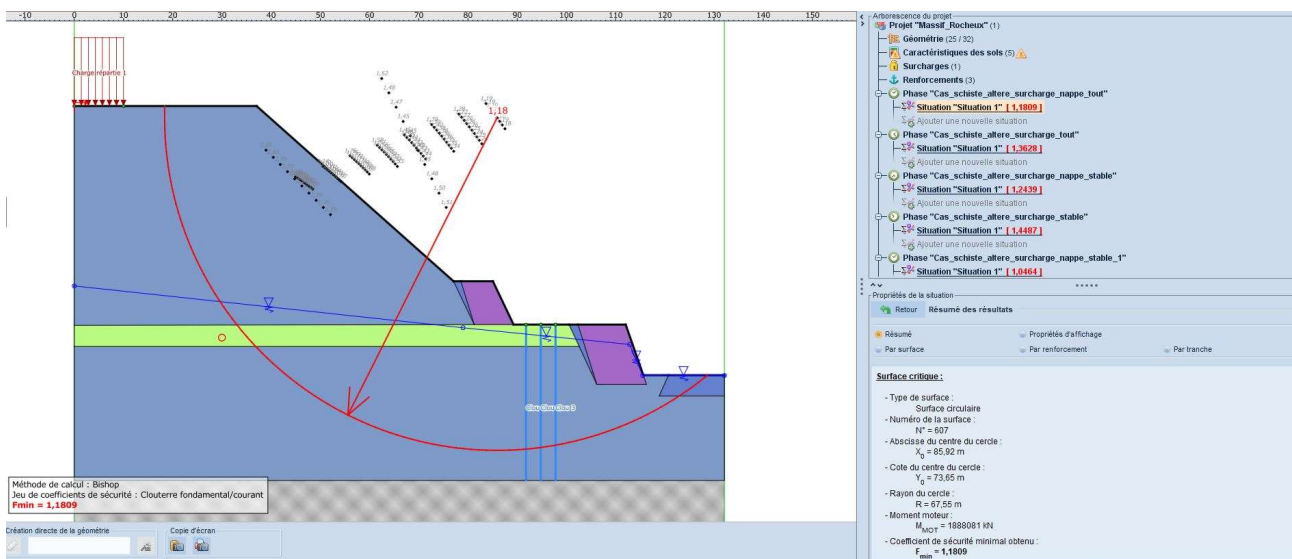
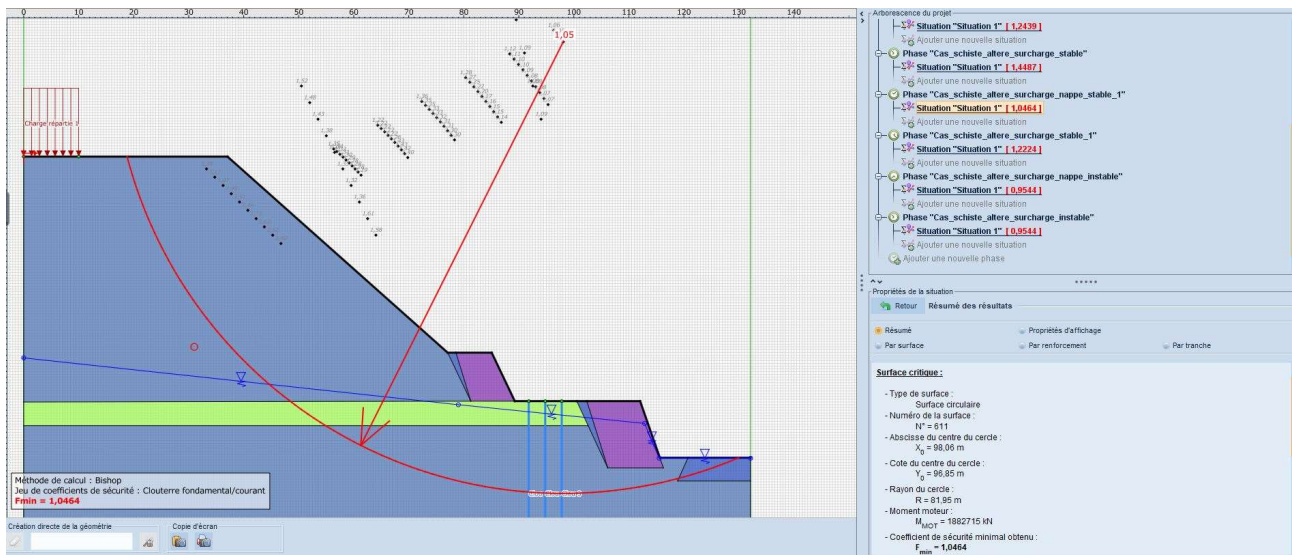
*Avec des schistes altérés en couche 1*





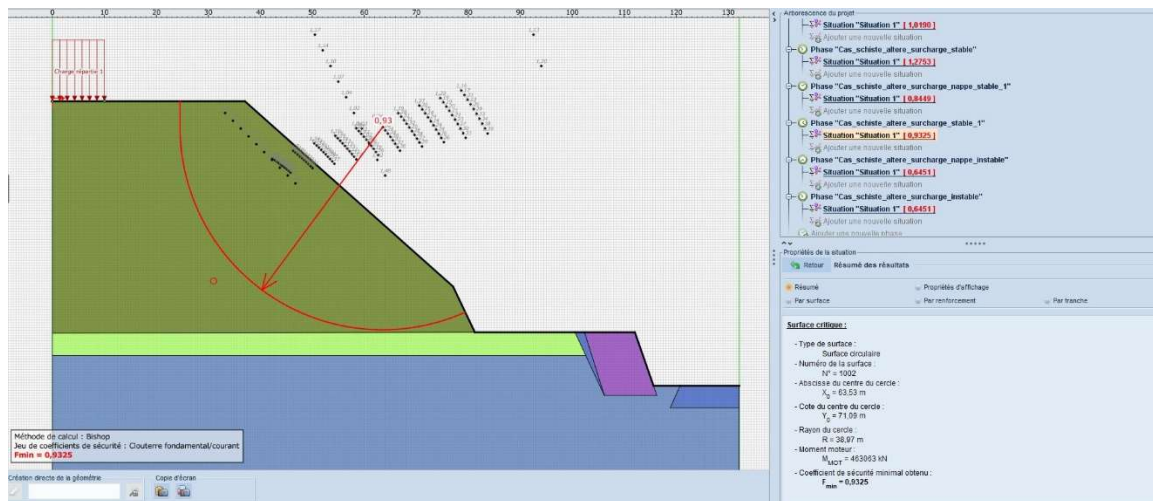
Avec des schistes sains en couche 1



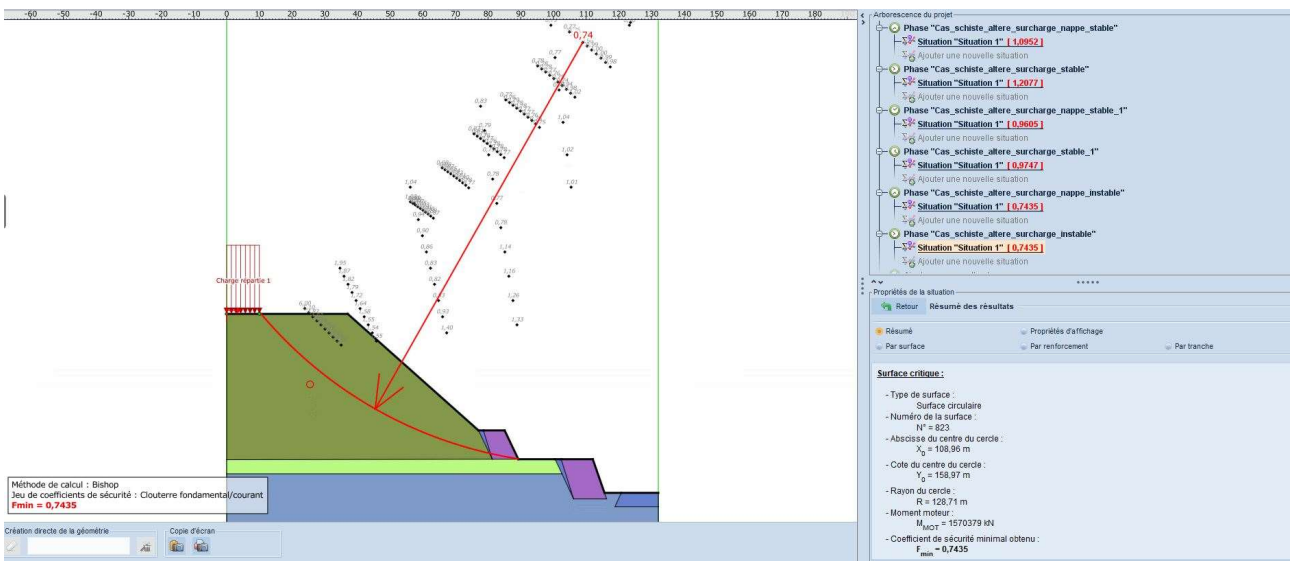
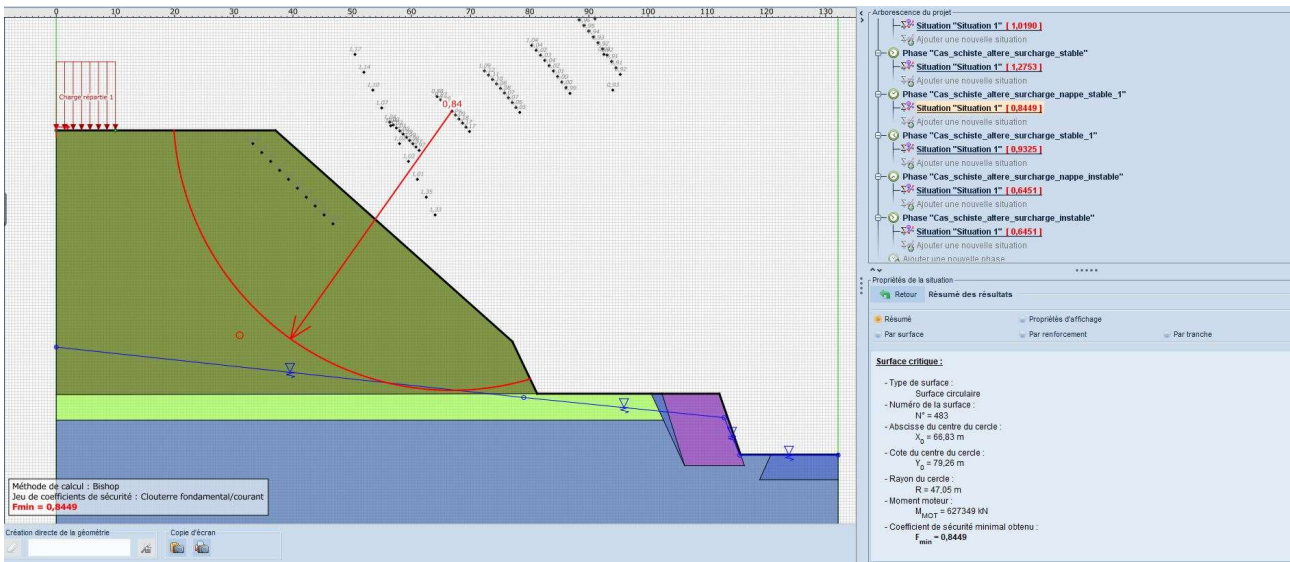
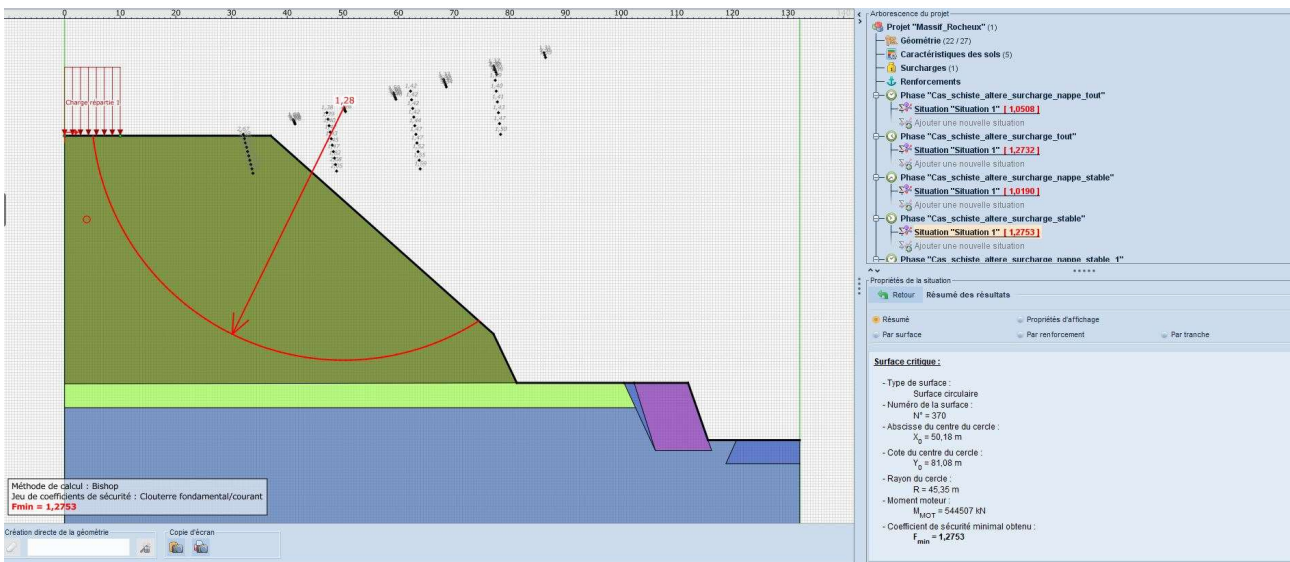


## Evaluation de la stabilité du massif au niveau de la partie supérieure

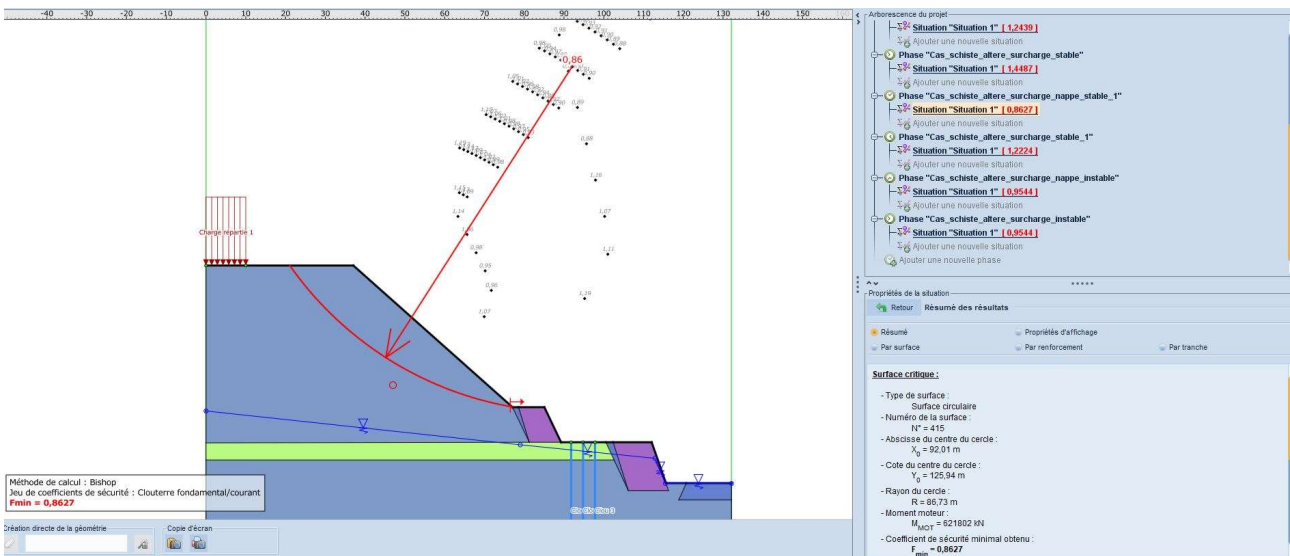
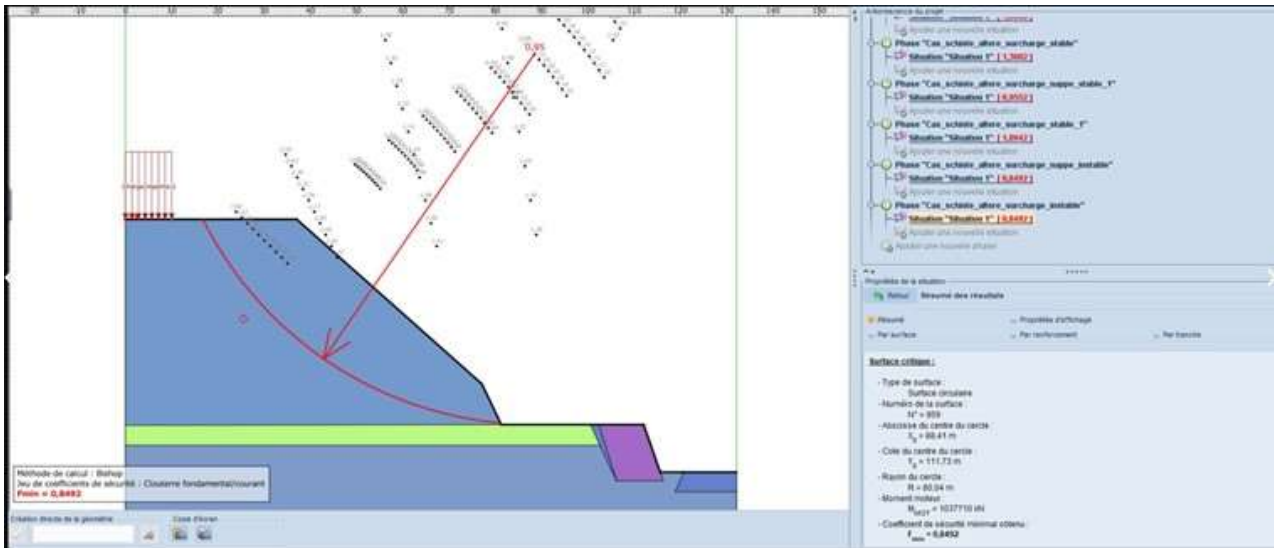
*Avec des schistes altérés en couche 1*







Avec des schistes sains en couche 1



Paper:

### Assessment of Landslide Risks Through a Multi-Disciplinary Approach: A Case Study of Al Hoceima, Northern Morocco

Mohamed El Khattabi<sup>\*1</sup>, Jamal El Khattabi<sup>\*1,†</sup>, Ali Azdimoua<sup>\*2</sup>,  
Pierre Plotto<sup>\*3</sup>, and Gharibi El Khadir<sup>\*4</sup>

<sup>\*1</sup>Laboratory of Civil Engineering and Geo-Environment (LOGGE), University of Lille  
Bâtiment ESPRIT, Campus Scientifique, Avenue Paul Langevin, Villeneuve-d'Ascq 59650, France

<sup>†</sup>Corresponding author. E-mail: jamal.elkhattabi@univ-lille.fr

<sup>\*2</sup>Laboratory of Applied Geosciences (LGA), Faculty of Sciences, Mohammed First University, Oujda, Morocco

<sup>\*3</sup>SAS GALALOG Company, Montbarnot-Saint-Martin, France

<sup>\*4</sup>Solid Mineral Chemistry, Applied Chemistry and Environment Laboratory, Faculty of Sciences, Mohammed First University, Oujda, Morocco

[Received October 12, 2022; accepted February 22, 2023]

Landslides are very dangerous phenomena dependent upon several parameters and criteria widespread in Northern Morocco. Their management is complex because of the dangers posed to the population and by the habitat, but also due to the difficulty of remedial actions. To address this, a methodology is needed based on the analysis of land movements through a multidisciplinary approach combining geology, hydrogeochemistry, and geotechnics. This perspective was adopted in this study of landslides in the city of Al Hoceima (Northern Morocco), and in particular on the slope located in front of the Al Hoceima port, which shows a morphology of old landslides, and more recent ones subject to factors of instability or landslides that activate after periods of intense rain. The analysis and interpretation of satellite images reveals a complex morphology, shaped by a geology characterized by tectonic activity and often-altered lithology. From a geotechnical point of view, the latter induces low to medium mechanical characteristics. Inclimetric measurements situate the average depths of the sliding planes at between 15 m and 25 m. The chemical facies of the groundwater is sodium sulphate, sometimes tilting toward chloride-sodium, proof of a leaching of the autochthonous formations (Trias-Lias and Jurassic), to which is added the action of the rising water table. All these factors intervene directly in the destabilization of the slope. These results allow us to establish concrete actions for the stabilization of the slope.

**Keywords:** landslide, rainfall, geology, hydrochemistry

#### 1. Introduction

Land-use remains disorderly in many developing countries. Thus, in some cases, cities developed in areas with complex geographical, geological, and geomorphological conditions, resulting in an increased risk of hazards. Con-

sequently, the populations in these areas are permanently vulnerable to threats from natural hazards, of which landslides are particularly dangerous. Accordingly, landslides have recently been studied globally with great rigor [1, 2]. These movements are among the most dangerous natural phenomena, especially in mountainous regions [3–5].

Several studies have shown that more than 90% of triggered landslides are associated with precipitation and water [6]. For this reason, precipitation is an important factor in slope stability [7–10] because the stability of many landslide areas is affected by groundwater flow due to precipitation or water level fluctuations in the slope by significantly changing the mechanical parameters of the slopes, which can accelerate slope deformation or induce potential landslide instability.

The hydrogeological framework of landslides is often complex because of the anisotropy and heterogeneity of rock masses with variable water flow paths [11], and recent studies have thus focused on indirect methods, such as hydrochemical investigations, rather than direct hydrogeological studies [12]. The interaction between groundwater and lithology leads to a hydrochemical facies that facilitates the conceptualization of groundwater flow systems in the slope by facilitating the flow paths and mixing properties of groundwater [13, 14].

This study focuses on landslide phenomena in the urban and mountainous regions of the Rif Mountains in Northern Morocco. The geological environment and high susceptibility to landslides, combined with harsh climatic conditions, make this region particularly susceptible to slope movement. These movements are often triggered by a predominant factor or by the combination of several factors [15, 16]. In addition, the region is characterized by urbanization in a mountainous environment, making it an appropriate site for this study.

This study contributes to the growing scholarship on landslides through observations of a harbor slope located northeast of the city of Al Hoceima on the northern edge of the Rif Mountains in Morocco, where landslides occur after every rainy period. This slope is an excellent case





## Congrès, Conférences, Journées, Séminaires, Journées...

EL Khattabi, M., El Khattabi, j., Azdimoussa, A., Plotto, P., El Khadir., G. (2023). In-depth analysis of slope destabilization factors: Understanding mechanisms and landslide prevention at the port of Al Hoceima. (Communication poster) 3ème édition du congrès international sur : Zones Humides - Bassins Versants et Développement Durable. Du 22 au 25 juin 2023 à Faculté Pluridisciplinaire de Nador UMP Oujda.



EL Khattabi, M., El Khattabi, j., Azdimoussa, A., Plotto, P., El Khadir., G. (2022). ROLE DE LA TECTONIQUE DANS LA GENESE DES GLISSEMENTS DE TERRAIN DU PORT D'AL HOCEIMA (NORD DU MAROC). (Communication orale). Les 4èmes Journées Jeunes Chercheurs en Géosciences (4èmes JJCG 2022) du 20 au 22 mai 2022 à la Faculté des Sciences de Tétouan.



## Les Quatrièmes Journées Jeunes chercheurs en Géosciences

(4<sup>èmes</sup> JJCG) 20 - 22 mai 2022, Faculté des Sciences de Tétouan

### Attestation de participation

Le Comité d'organisation des Quatrièmes Journées Jeunes Chercheurs en Géosciences (JJCG-2022) qui se sont tenues à la Faculté des Sciences de Tétouan de l'Université Abdelmalek Essaâdi les 20-22 mai 2022, atteste que:

Mlle/Mme/Mr. **M. EL KHATTABI** a

participé à ces journées avec une communication orale intitulée : «**ROLE DE LA TECTONIQUE DANS LA GENESE DES GLISSEMENTS DE TERRAIN DU PORT D'AL HOCEIMA (NORD DU MAROC)**»

Cette attestation est délivrée pour servir et valoir ce que de droit.

Pour le Comité d'organisation  
Prs. R. HLILA et A. MAATE

Partenaires et sponsors



Coordinateurs de  
4<sup>èmes</sup> JJCG 2022  
Pr. Rachid HLILA  
& Pr. Ali MAATE

Coordination: Dr. Elia. Moussoussi de Boumer - 05/2022

GEO CLUB