



الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية
REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE
وزارة التعليم العالي و البحث العلمي
MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE
المدرسة الوطنية العليا للمناجم والمعادن - عمار العسكري - عنابة
ECOLE NATIONALE SUPERIEURE DES MINES ET DE LA METALLURGIE
AMAR LASKRI- ANNABA

Département Génie Minier

Mémoire de Fin d'Etudes

En vue de l'obtention du Diplôme d'INGENIEUR

Spécialité : Génie Minier

Thème

Caractérisation qualitative et quantitative des discontinuités dans les massifs rocheux

Présenté par : **Abderrahmane AIDJOULI**
Ameur Abi Hamed Elghazali HORRI

Encadré par : **Pr. Madani SID**

Jury de Soutenance

MIMOUN Abdelghani

MCB, ENSMM-Annaba

Président

GOUCHENE Hamid

MAA, ENSMM-Annaba

Examineur

SID Madani

Pr, Université Souk Ahras

Encadreur

Septembre 2020



République Algérienne Démocratique et Populaire
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique
Ecole Nationale Supérieure des Mines et de la Métallurgie

Département Génie Minier

AUTORISATION DE DEPOT FINAL DU
MEMOIRE DE FIN D'ETUDES

Je soussigné (e) Mr. M. Mounir Abdelghani
Président(e) du jury de soutenance de mémoire de fin d'études (MFE), déclare
avoir autorisé l'ingénieur d'état Mr. A. DJOUH. Abdelrahmane
à déposer son mémoire de fin d'études après avoir apporté les corrections
signalées par les membres du jury.

Avis du Promoteur :

A. F

Avis de l'Examineur :

Président du Jury



République Algérienne Démocratique et Populaire
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique
Ecole Nationale Supérieure des Mines et de la Métallurgie

Département Génie Minier

AUTORISATION DE DEPOT FINAL DU MEMOIRE DE FIN D'ETUDES

Je soussigné (e) Mr. MIMOUN Abdelghani.....
Président(e) du jury de soutenance de mémoire de fin d'études (MFE), déclare
avoir autorisé l'ingénieur d'état Mr. HORRE Amel.....
à déposer son mémoire de fin d'études après avoir apporté les corrections
signalées par les membres du jury.

Avis du Promoteur :

A. F

Avis de l'Examineur :



Président du Jury



Résumé

Ce mémoire a pour objet l'étude du comportement mécanique des discontinuités et des masses rocheuses discontinues.

Les travaux miniers sont très influencés par la présence des discontinuités dans la masse rocheuse à abattre. Cela conduit à un grand risque d'instabilité ainsi que des problèmes au niveau des plans de tir.

Nous avons tenté de comprendre le thème de façon quasi-théorique.

Les mots clés : comportement mécaniques - discontinuités - masse rocheux - travaux minier

Abstract

The aim of this thesis is to study the mechanical behaviour of discontinuities and discontinuous rock masses.

Mining works are very much influenced by the presence of discontinuities in the rock mass to be mined. This leads to a great risk of instability as well as problems at the level of the blasting plans.

We tried to understand the theme in a quasi-theoretical way.

Keywords: mechanical behavior - discontinuities - rock mass - mining works

ملخص

الهدف من هذا الموضوع هو دراسة السلوك الميكانيكي للتشققات والكتل الصخرية المتشققة.

علما ان الاشغال المنجمية شديدة التأثير بوجود التشققات على مستوى الصخور المراد تحطيمها مما يؤدي الى خطر كبير يتمثل في عدم استقرار الكتل الصخرية وايضا الى اعادة النظر في برنامج التفجير.

وقد حاولنا فهم الموضوع من جميع جوانبه لكن بشكل شبه نظري.

الكلمات المفتاحية : سلوك ميكانيكي-تشققات-كتل صخرية-اشغال منجمية.

Remerciement

Nous tenons à remercier Dieu Le Clément et Miséricordieux de m'avoir donné la force et la volonté d'achever ce travail.

La réalisation de ce mémoire a été possible grâce au concours de plusieurs personnes à qui je voudrais témoigner toute ma gratitude.

Nous voudrions tout d'abord adresser toute nos reconnaissances à l'encadreur de ce mémoire, Monsieur **Madani SID**, pour sa patience, sa disponibilité et surtout ses judicieux conseils, qui ont contribué à alimenter notre réflexion.

Nous désirons aussi remercier les professeurs de l'école, qui nous ont fourni les outils nécessaires à la réussite de nos études universitaires.

Nous tenons à remercier spécialement les ingénieurs de la cimenterie AMOUDA.

Aux membres du jury, président du Jury : Mes dames et Messieurs les jurys, vous nous faites un grand honneur en acceptant de juger ce travail.

Enfin, nous tenons à remercier tous ceux qui, de près ou de loin, ont contribué à la réalisation de ce travail.

Dédicace

A nos chers parents,

Pour tous leurs sacrifices, leur amour, leur tendresse, leur soutien et leurs prières
tout au long de mes études,
Aucune dédicace ne saurait exprimer l'amour, l'estime, le dévouement et le respect
que nous avons toujours eu pour vous. Rien au monde ne vaut les efforts fournis
jour et nuit pour notre éducation et notre bien-être.

A nos cher grands-pères et nos chère grand-mères

Que ce modeste travail, soit l'expression des vœux que vous n'avez cessé de
formuler dans vos prières. Que Dieu vous préserve santé et longue vie.

A nos chères sœurs et nos chers frères

Pour toute l'ambiance dont vous nous avez entouré, pour toute la spontanéité et
votre élan chaleureux, Nous vous souhaitons un avenir plein de joie, de bonheur, de
réussite et de sérénité. Nous vous 'exprimons nos sentiments de fraternité et
d'amour.

A nos tantes, nos oncles

Merci pour tout votre amour et votre confiance, pour votre soutien tout au long
de notre parcours universitaire.

A nos chères amies

Vous êtes pour nous des frères et des amis sur qui nous pouvons compter. En
témoignage de l'amitié qui nous uni et des souvenirs de tous les moments que nous
avons passés ensemble, nous vous souhaitons une vie pleine de santé et de bonheur.

Nous dédions ce travail...

« À la mémoire de tous les
étudiants décédés de la Covid-
19 et qui n'ont pas pu terminer
leurs études. »

Ameur abi hamed elGhazali HORRI

Abderrahmane AIDJOULI

Sommaire

Liste des figures.....	
Liste des tableaux	
Introduction générale	1
Chapitre I : Conditions géologiques et minières de la carrière de Djebel- Alleg.....	
I.1. Introduction	3
I.2. Généralités sur la région	4
I.2.1 Aperçu géographique et économique.....	4
I.2.1.1 Situation géographique et administrative	4
I.2.1.2. Géomorphologie et orohydrographie	5
I.2.2. Aperçu géologique et hydrogéologique	5
I.2.2.1. Historique des études	5
I.2.2.2. Lithostratigraphie régionale.....	6
I.2.2.3. Structure géologique de la région	8
I.2.2.4. Hydrogéologie régionale	9
I.3. Etude géologique du gisement	10
I.3.1. Situation du gisement.....	10
I.3.2. Géomorphologie du gisement.....	11
I.3.3. Géologie du gisement.....	12
I.3.4. Structure du gisement (position).....	13
I.3.5. Hydrogéologie du gisement.....	13
I.4. Caractéristiques qualitatives des calcaires	14
I.4.1. Composition chimique	14
I.4.2. Composition pétrographique	14
I.4.3. Essais Physiques	15

I.5. Les réserves géologiques	16
I.6. Caractéristiques technico-minières.....	16
I.7. Conclusion.....	17
Chapitre II : Structure et comportement des massifs rocheux	
II.1. Introduction.....	17
II.2. Distinction sol/ roche.....	17
II.3- Classification géologique des roches :	18
II.4. Structure géométrique des massifs rocheux	19
II.4.1. Description des massifs rocheux	19
II.4.2. Structure des massifs rocheux	19
II.4.3 Caractères généraux du massif rocheux.....	20
II.5. Les propriétés physiques des roches	21
II.5.1. La porosité :.....	21
II.5.2. La masse volumique :	21
II.5.3. La teneur en eau :	22
II.5.4. Le degré de saturation :.....	22
II.5.5. Le degré de fissuration des roches :.....	22
II.5.6. La dureté :	23
II.5.7. L'abrasivité :	23
II.5.8. L'altérabilité :	24
II.6- Comportement mécanique des roches :.....	24
II.6.1. Résistance en compression :.....	24
II.6.2. Résistance à la traction (NF P 94-422) :	26
II.7. Conclusion	27
Chapitre III : Les discontinuités	

III.1. Introduction	27
III.2. Description des discontinuités :	27
III.2.1. Familles et réseaux des discontinuités :.....	27
III.2.2. Discontinuités et leurs origines	28
III.2.3. Propriétés mécaniques	33
III.3. Caractérisation des discontinuités :.....	34
III.3.1. Caractérisation quantitative	34
1. Espacement et densité :	34
2. La fréquence des discontinuités (λ) :	36
3. Étendue et persistance :	36
4. Ouverture.....	39
III.3.2. Caractérisation qualitative :	40
1. La rugosité	40
2. Orientation.....	43
3. Remplissage :	45
4. Nombre des familles :	46
5. Altération et résistance des épontes :	48
6. Imbrication et non-imbrication.....	49
7. Infiltration et présence d'eau :	50
III.5. Conclusion	51
Chapitre IV : Influence des discontinuités sur les travaux miniers	
IV.1. Introduction	52
IV.2. Effets des discontinuités naturelles sur le plan de tir	52
IV.4. Influence sur la classification des massifs :	54
IV.4.1 Principes et points communs à toutes les méthodes	54
IV.4.2. Indice Q de Barton	55

IV.4.3. Indice RMR (Rock Mass Rating) de Bieniawski.....	55
IV.4.4. Recommandations de l'AFTES.....	56
IV.6. Influence sur l'instabilité des massifs rocheux.....	57
IV.7. Conclusion.....	62
Chapitre V : Modélisation des discontinuités	
V.1 Introduction	62
V.2 La projection stéréographique	62
V.3 Modélisation	65
1. Niveau 1 Gradin 1	65
2. Niveau 1 Gradin 2	68
3. Niveau 1 Gradin 3	71
4. Niveau 2 Gradin 1	74
V.4 Conclusion.....	79
Conclusion générale	80
Bibliographie.....	81

Liste des figures

Fig. 1 Localisation de la wilaya de Laghouat	5
Fig. 2 Extrait de la carte géologique de la région des indices de calcaire Djebel Alleg et d'argiles El Beidha (W. de Laghouat)	9
Fig. 3 Localisation du site calcaire de Djebel Alleg (W. Laghouat) (Extrait de la carte topographique N°367 feuille Djebel Alleg) Echelle : 1/50 000.....	11
Fig. 4 Image Google Djebel Alleg	13
Fig. 5 Différentes structures géométriques des massifs rocheux fracturés.....	20
Fig. 6 Schéma de principe d'un essai de compression uniaxiale.....	25
Fig. 7 Schéma de principe d'un essai de compression triaxiale.	26
Fig. 8 Dispositif pour un essai brésilien.	27
Fig. 9 différents types des joints.	29
Fig. 10 Plan de schistosité.	30
Fig. 11 Les composantes d'une faille.	31
Fig. 12 Faille normale.....	31
Fig. 13 Faille inverse.	32
Fig. 14 Faille de décrochement.	32
Fig. 15 Comportement d'une discontinuité sous contrainte normale.....	33
Fig. 16 Essai de cisaillement d'une discontinuité.	34
Fig. 17 Mesure de l'espacement.....	35
Fig. 18 Mesure de la fréquence des discontinuités.....	36
Fig. 19 Persistance de différents ensembles de fractures.	38
Fig. 20 Ouverture et longueur des discontinuités.....	39
Fig. 21 Profils de rugosité typiques pour déterminer le JRC (Joint Roughness Coefficient) Echelle de 10 cm.	42
Fig. 22 Profils de rugosité typiques pour déterminer le JRC (Joint Roughness Coefficient) Echelle de 10 m.....	42
Fig. 23 : Orientation d'une direction de plan dans l'espace, au centre en perspective cavalière, par la direction (ou azimuth) de ses lignes de niveau (vue en plan, à gauche), et le pendage de ses lignes de pente (en coupe, à droite).	44
Fig. 24 Orientation d'un plan de discontinuité.	44
Fig. 25 Fissure ouverte et remplie.....	46

Fig. 26 L'effet du nombre des familles des joints sur le comportement mécanique et l'apparence d'un massif rocheux.....	47
Fig. 27 Déformation normale de joints imbriqués et non-imbriqués.	49
Fig. 28 Détachement de blocs.	58
Fig. 29 Renversement de blocs.	59
Fig. 30 Glissement plan (le long d'une surface plane).	59
Fig. 31 Glissement de dièdre.	60
Fig. 32 Glissement rotationnel complexe.	61
Fig. 33 Sphère comportant deux points diamétralement opposés (A et B), un plan horizontal passant par son centre O, le méridien AB, un parallèle et le point de vue P.	64
Fig. 34 Calque produit en projection stéréographique illustrant Niveau 1 Gradin 1 en cercle de Wulf.	65
Fig. 35 Projection stéréographique de l'hémisphère inférieure illustrant Niveau 1 Gradin 1 en 3D.	66
Fig. 36 Calque produit en projection stéréographique illustrant la zone instable du Niveau 1 Gradin 1 en cercle de Wulf.	67
Fig. 37 Calque produit en projection stéréographique illustrant les vecteurs directionnels des joints en cercle de Wulf.	68
Fig. 38 Calque produit en projection stéréographique illustrant Niveau 1 Gradin 2 en cercle de Wulf.	69
Fig. 39 Projection stéréographique de l'hémisphère inférieure illustrant Niveau 1 Gradin 2 en 3D.	69
Fig. 40 Calque produit en projection stéréographique illustrant la stabilité du Niveau 1 Gradin 2 en cercle de Wulf.	70
Fig. 41 Calque produit en projection stéréographique illustrant les vecteurs directionnels des joints en cercle de Wulf.	71
Fig. 42 Calque produit en projection stéréographique illustrant Niveau 1 Gradin 3 en cercle de Wulf.	72
Fig. 43 Projection stéréographique de l'hémisphère inférieure illustrant Niveau 1 Gradin 3 en 3D.	72
Fig. 44 Calque produit en projection stéréographique illustrant la stabilité du Niveau 1 Gradin 3 en cercle de Wulf.	73
Fig. 45 Calque produit en projection stéréographique illustrant les vecteurs directionnels des joints en cercle de Wulf.	74

Fig. 46 Calque produit en projection stéréographique illustrant Niveau 2 Gradin 1 en cercle de Wulf. 75

Fig. 47 Projection stéréographique de l’hémisphère inférieure illustrant Niveau 2 Gradin 1 en 3D. 75

Fig. 48 Calque produit en projection stéréographique illustrant la stabilité du Niveau 2 Gradin 1 en cercle de Wulf. 76

Fig. 49 Calque produit en projection stéréographique illustrant les vecteurs directionnels des joints en cercle de Wulf. 77

Fig. 50 Calque produit par l'analyse stereographique illustrant les angles κ , ξ et θ 78

Liste des tableaux

Tab. 1 Coordonnées UTM du périmètre	10
Tab. 2 Humidité naturelle des échantillons.	15
Tab. 3 Echelle de dureté de Mohs.....	23
Tab. 4 Durée de vie (mesurée en mètre foré) d'un taillant de forage en fonction de l'abrasivité des roches.....	24
Tab. 5 Description de l'espace des discontinuités.	35
Tab. 6 Estimation qualitative de la persistance à partir des traces sur l'affleurement.....	37
Tab. 7 Classification d'ouverture des discontinuités.	40
Tab. 8 Paramètres de Jn (nombre de famille de discontinuités).	48
Tab. 9 Les orientations des joints et talus du Gradin 1 Niveau 1.	65
Tab. 10 Orientations des lignes d'intersection des joints.	66
Tab. 11 Les orientations des joints et talus du Gradin 2 Niveau 1.	68
Tab. 12 Orientations des lignes d'intersection des joints.	70
Tab. 13 Les orientations des joints et talus du Gradin 3 Niveau 1.	71
Tab. 14 Orientations des lignes d'intersection des joints.	73
Tab. 15 Les orientations des joints et talus du Gradin 1 Niveau 2.	74
Tab. 16 Orientations des lignes d'intersection des joints.	76
Tab. 17 Bilan de calcul de facteur de sécurité de chaque gradin.....	78

Introduction générale

Les masses rocheuses contiennent généralement des caractéristiques telles que des plans d'assise, des failles, des fissures, des fractures, des joints et d'autres défauts mécaniques qui, bien que formés à partir d'un large éventail de processus géologiques, possèdent les caractéristiques communes de faible résistance au cisaillement, de résistance à la traction négligeable et de conductivité des fluides élevée par rapport avec le matériau rocheux environnant. Le terme plutôt difficile à manier de " discontinuité " a été adopté pour la première fois il y a environ 47 ans par un certain nombre d'auteurs (Fookes et Parrish; Attewell et Woodman; Priest ; Goodman)

Toutes les méthodes de conception actuellement acceptées pour les fondations, les pentes et les excavations souterraines nécessitent des informations sur les discontinuités sous une forme ou une autre (Obert et Duvall; Goodman; Hoek et Bray; Priest et Brown; Brady et Brown).

L'obligation de fournir des données numériques sur les discontinuités en tant qu'entrée des calculs de conception technique a créé le besoin d'appliquer les méthodes mathématiques de la théorie des probabilités, des statistiques, de l'analyse vectorielle et de la mécanique à un sujet qui était auparavant traité d'une manière largement descriptive.

Tous les efforts devraient être faits pour analyser objectivement les propriétés de discontinuité afin de caractériser mathématiquement la masse rocheuse en vue des calculs de conception. Il est important que le rapport sur la mécanique des roches contienne une description des méthodes d'échantillonnage, de la taille des échantillons, des techniques de traitement des données et des hypothèses adoptées pour analyser le mécanisme ou le processus particulier. La variabilité et l'incertitude peuvent être traitées en adoptant des stratégies d'échantillonnage appropriées et en appliquant les principes des statistiques et de la probabilité. Les propriétés qui ne peuvent pas être quantifiées ne devraient pas interférer avec ce processus de caractérisation mais devraient être prises en compte lors de la discussion et de la mise en œuvre des résultats d'une analyse ou d'un exercice de conception particulier. Par exemple, les calculs de la stabilité d'un mécanisme de rupture de coin particulier peuvent indiquer qu'il a un facteur de sécurité de 1,5, ce qui peut être considéré comme acceptable dans des circonstances normales. Des données qualitatives supplémentaires peuvent toutefois indiquer que le matériau rocheux pourrait être

soumis aux intempéries, entraînant une réduction de la résistance au cisaillement des discontinuités sur une période de plusieurs années. Dans ces circonstances, un coefficient de sécurité de 1,5 peut ne pas être considéré comme acceptable et des modifications de la géométrie des pentes peuvent être recommandées. Dans de nombreux cas, il peut être approprié d'adopter un certain nombre d'approches différentes en parallèle pour analyser un problème particulier. Par exemple, les exigences de support pour une excavation souterraine peuvent être évaluées en appliquant un critère de résistance de la masse rocheuse au continuum tout en analysant en même temps le support requis pour stabiliser des mécanismes de blocs rigides spécifiques.

Chapitre I : Conditions géologiques et minières de la carrière de Djebel- Alleg.

I.1. Introduction

Les travaux d'exploration géologiques du gisement de calcaire de Djebel Alleg ont été réalisés conformément au contrat signé entre le CETIM et le "Groupement AMOUDA Engineering", dénommé "GPR", dont le siège social se trouve à " Cité Alioua Fodil, N°05, Cheraga, Wilaya d'Alger", détenteur du titre minier d'exploration délivré en date du 09.06.2013 sous le N° 6700 PE.

Ce dernier, possédant une superficie de 650 ha, a été acquis auprès de l'ANPM par voie d'adjudication en date du.

L'étude géologique du site a été réalisée aux moyens des sondages mécaniques carottés et complétée par un échantillonnage de surface. Elle a consisté à déterminer les caractéristiques qualitatives et quantitatives de la substance utile constituant ce gisement.

Les réserves géologiques devront être suffisantes pour un approvisionnement en matière calcaire (sur dosé) d'une cimenterie de capacité de production de 2.000.000 t/an.

Les travaux géologiques sont effectués comme suit :

- Documentation géologique et échantillonnage de carottes de sondages.
- Echantillonnage par saignées
- Analyses et essais de laboratoire appropriés

Ce présent chapitre synthétise l'ensemble des travaux réalisés sur le gisement de Djebel Alleg ainsi que les résultats obtenus par le laboratoire du Cétim.

I.2. Généralités sur la région

I.2.1 Aperçu géographique et économique

I.2.1.1 Situation géographique et administrative

La wilaya de Laghouat est située au centre du pays ; elle s'étend sur une superficie importante englobant la partie centrale de l'Atlas Saharien et une portion de la plateforme saharienne. [1]

Elle est limitée :

- Au Nord et à l'Est par les wilayas de Djelfa et Biskra,
- À l'ouest et Nord-Ouest par celles d'El Bayadh et Tiaret
- Au Sud par celle de Ghardaïa.

La ville de Laghouat, chef lieu et plus grand centre urbain de la wilaya est situé à 400 km au Sud d'Alger, 100 km au Sud de Djelfa et à 200 km environ au Nord de Ghardaïa.

Deux autres agglomérations de moindre importance sont rattachées à la tutelle de Laghouat. Il s'agit de l'important pôle industriel de Hassi R'Mel et de la ville d'Aflou située à 110 km au Nord Ouest du chef lieu. [1]



Fig. 1 Localisation de la wilaya de Laghouat [1]

I.2.1.2. Géomorphologie et orohydrographie

Le territoire de la wilaya s'étend sur deux aires géomorphologiques bien distinctes et fort contrastées.

La partie Nord relevant de l'Atlas Saharien est une zone sillonnée par une série de chaînes de montagnes d'alignement Nord-est / Sud-ouest d'altitude moyenne comprise entre 1200 et 1700 m dominant des dépressions et vallées allongées dans le même sens. [1]

La partie Sud correspondant à la plateforme saharienne est un vaste plateau dénudé et monotone d'altitude moyenne comprise entre 600 et 700 m.

Vu son aridité, la région est parcourue par un réseau hydrographique très maigre constitué d'une multitude de petits oueds secs pendant la majeure partie de l'année, charriant les eaux de ruissellement à l'occasion d'averses rares et rejoignant deux principaux oueds : l'oued M'Zi et l'oued Touil. [1]

I.2.2. Aperçu géologique et hydrogéologique

I.2.2.1. Historique des études

A l'exception de la région de Hassi R'Mel, prospectée dans le cadre de la recherche d'hydrocarbures, la wilaya de Laghouat reste une zone faiblement étudiée sur le plan géologique.

Seules quelques études portant sur la recherche et l'étude de matières aptes à la production de matériaux de construction ont été réalisées ou en voie de l'être (projet Agrégats Laghouat, Cimenterie Aflou).

Une reconnaissance géologique entreprise en 1988 pour la recherche de matières premières à ciment au voisinage de la ville de Laghouat s'est soldée par des résultats non concluants. Par contre les recherches effectuées dans la région d'Aflou ont abouti à des résultats plus probants, une étude détaillée y est projetée.

I.2.2.2. Lithostratigraphie régionale

La présente étude a concerné exclusivement la partie Atlasique de la wilaya, il a été jugé plus indiqué de présenter la lithostratigraphie de la portion de l'Atlas Saharien qui s'insère dans le périmètre de recherche. Cette lithostratigraphie, après recoupement entre différents travaux et document, s'établit comme suit : [2]

Trias :

Affleurant en position anormale, il apparaît toujours à la faveur d'accidents importants et le plus souvent à l'intersection de plusieurs failles, il est représenté essentiellement par des marnes et argiles bariolées, gypse de différentes couleurs, de dolomies et cargneules englobant parfois des lambeaux de roches attribuées aux terrains encaissants. [2]

Jurassique :

- Oxfordien :

Il est constitué de dépôts les plus anciens affleurant dans la région, il est représenté par des argiles feuilletées et de marnes silteuses intercalant des bancs de grés. [2]

- Kimméridgien en basal ;

Il est représenté par une séquence carbonatée constituée de dolomie cristalline, dolomies gréseuses et calcaires fossilifères, incluant deux bancs de grés quartzitiques au sommet. [2]

- Kimméridgien gréseux

Il est représenté par une formation essentiellement détritique constituée de grés admettant des intercalations de calcaires gréseux, coquillers vers le sommet. [2]

- Kimméridgien marno calcaire :

Ensemble constitué d'une alternance de calcaires fossilifères (huîtres, lamellibranche, entroques) et de marne bleue à bleu verdâtre. [2]

- Kimméridgien calcaire-gréseux :

Il début par une barre de calcaire bioclastique marneux parfois lumachelliques et passe progressivement à une alternance de calcaires et marnes, le tout est coiffé par une séquence de grés à stratifications entrecroisées avec des niveaux de marnes. [2]

- Portlandien marneux :

Il est représenté par une formation d'argile et d'argiles marneuses parfois gypsifères admettant des niveaux d'argile.

Crétacé :

- Néocomien – Barrémien :

Il est représenté par une épaisse séquence détritique constituée de grés ou dragées renferment des débris de bois silicifié admettant de nombreux niveaux d'argile.

- Aptien :

Il constitue un bon niveau repère, malgré la faiblesse de son épaisseur en brisant la monotonie des dépôts gréseux, il est constitué essentiellement de calcaire dolomitique, d'argile dolomitique et de dolomie. [2]

- Albien inférieur :

Il est essentiellement gréseux avec intercalation d'argile.

- Albien supérieur :

Formation constituée principalement d'une alternance de dolomie, marne et calcaires dolomitiques.

- Cénomanien :

Il est représenté par une alternance de marne gypsifère, de calcaire fossilifère et quelques bancs de gypse.

- Turonien :

Il est représenté par une barre de calcaire affleurant sur les parties sommitales des reliefs sous forme de corniches (cœurs de synclinaux perchés).

Tertiaire :

Sont regroupés et désignés sous ce vocable toutes les formations continentales d'argiles rouges, d'argiles sableuses et de grès rouges, reposant en discordance sur les terrains antérieurs. [2]

Quartenaire :

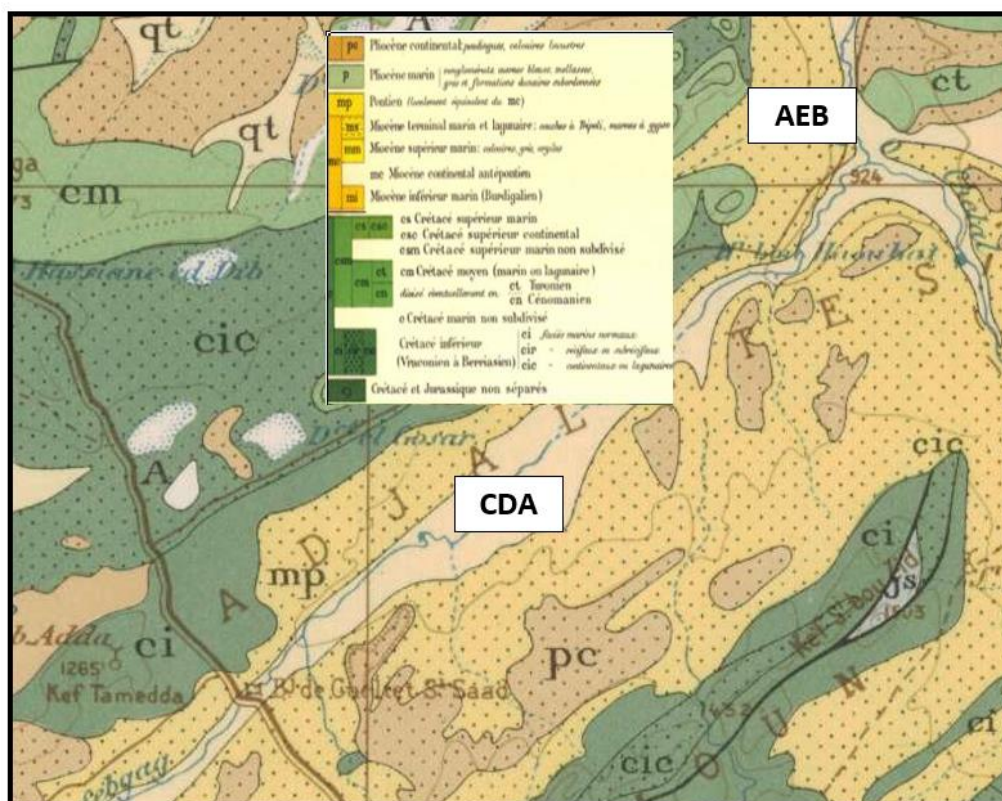
Il est formé par des alluvions sableuses, sables éoliens, terrasses d'oued et d'éboulis de pente. [2]

I.2.2.3. Structure géologique de la région

La carte structurale de la région fait ressortir une série de plis parallèles à la direction générale de la chaîne ou les formes anticlinales prédominent par leurs dimensions. Ce sont de vastes anticlinaux très allongés (Djebel Azreg, Djebel Slaga) insérant des formations synclinales d'extension très réduites (Djebel Oulok, Djebel Okba, Djebel Gourou). [2]

Ces structures ont été induites par des mouvements tectoniques intenses, relativement souples dont la phase maximale ne peut être précisée. Cependant l'absence de sédiments marins durant le tertiaire laisse supposer qu'elle ait eu lieu probablement au début de cette période. [2]

D'autre part, l'existence de déformations dans les dépôts continentaux du tertiaire laisse pressentir que d'autres mouvements ont pu affecter cet ensemble à une date récente. [2]



Légende :

Indice de **CDA** Calcaire Djebel Alleg

Indice **AEB** d'Argile El Beida

Fig. 2 Extrait de la carte géologique de la région des indices de calcaire Djebel Alleg et d'argiles El Beidha (W. de Laghouat) [2]

I.2.2.4. Hydrogéologie régionale

La région, de part la faiblesse des précipitations atmosphériques et leur irrégularité, une évaporation excessive est caractérisée par une aridité prononcée. [2]

Les cours d'eau et leurs affluents sont réduits à de minces filets d'eau au cours de la saison des pluies et tarissent durant les mois de sécheresse. Les sources sont rares et leurs débits insuffisants. [2]

L'approvisionnement en eau de la population et des unités industrielles est assuré au moyen de forages à partir de nappes aquifères. Ces dernières sont localisées essentiellement dans les formations gréseuses de l'Albien inférieur et du Barremo-Néocomien. [2]

Les nappes alluviales des principaux oueds caractérisés par un sous écoulement important (Oued M'Zi, Oued Touil) constituent des sources d'apport en eau non négligeable. [2]

I.3. Etude géologique du gisement

I.3.1. Situation du gisement

Le gisement de calcaire de "Djebel Alleg" se trouve à 50km au Nord de la ville d'Aflou et à 12km à l'ouest d'El Beidha.

La route nationale reliant les Chefs lieux de communes de Gueltat Sidi Saad et El Beidha passent à environ 2km au sud de ce gisement.

Administrativement, il fait partie de la commune d'El Beidha et de la Daira de Gueltat Sidi Saad (Wilaya de Laghouat).

D'après le titre minier N° 6700 PE délivré le 09 / 06 / 2013, les coordonnées en UTM des points limites du périmètre d'exploration du gisement de Djebel Alleg sont comme suit :

Tab. 1 Coordonnées UTM du périmètre

Coordonnées UTM du périmètre		
Points	X	Y
1	410.300	3.812.300

2	411.300	3.812.300
3	411.300	3.812.800
4	413.300	3.812.800
5	413.300	3.810.800
6	412.300	3.810.800
7	412.300	3.810.300
8	410.300	3.810.300

Superficie : 650 ha

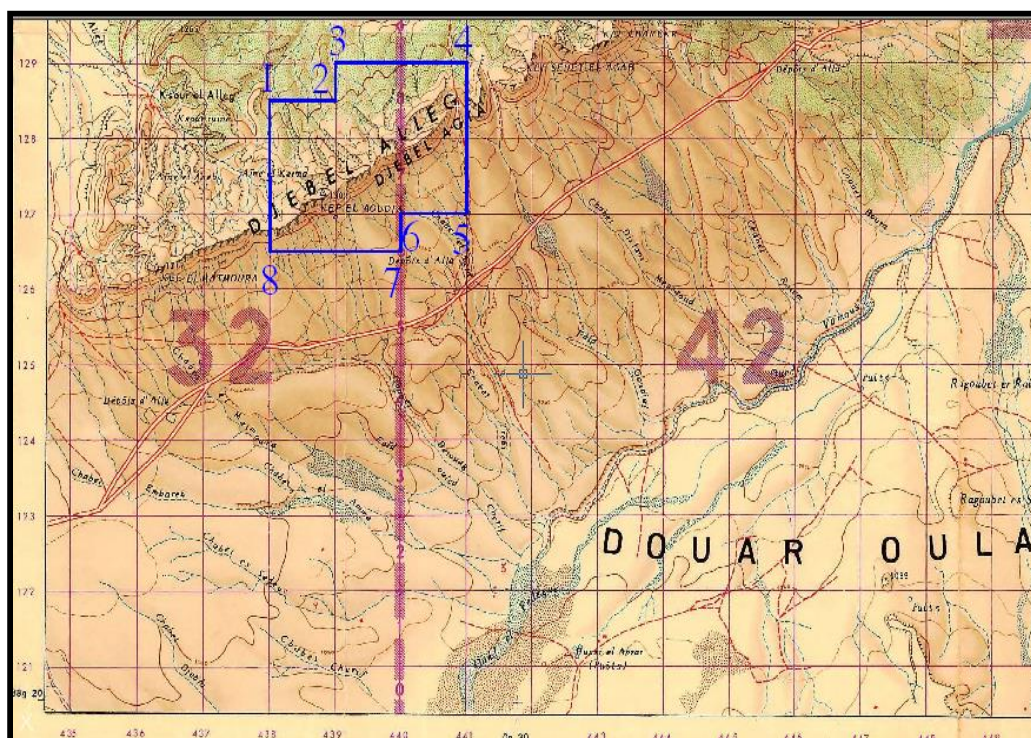


Fig. 3 Localisation du site calcaire de Djebel Alleg (W. Laghouat) (Extrait de la carte topographique N°367 feuille Djebel Alleg) Echelle : 1/50 000

I.3.2. Géomorphologie du gisement

Le gisement occupe une partie de Djebel Alleg, orienté Nord-est à Sud-ouest et s'étend sur une longueur de 10km et une largeur de plus de 1km.

Morphologiquement, Cet indice présente un sommet pratiquement plat avec un flanc très abrupt vers le sud. [1]

Les côtes maximales sont de 1300m et minimales 1200m.

Le gisement se compose par des calcaires massifs de couleur gris beige, d'âge Turonien gisant sous un faible angle de pendage variant de 5° à 10° vers le Nord.

Ils sont durs, microcristallins et affleurent sur une puissance de plus de 40m.

Cependant, la base inférieure des calcaires est constituée par de la dolomie. [1]

I.3.3. Géologie du gisement

Le gisement étudié fait partie d'une structure monoclinale à sommets plats, dont les flancs sont doux vers le nord et abrupt vers le sud. D'après la description géologique des carottes de sondages, l'assise utile, dans les limites du gisement, est constituée de calcaire de couleurs gris à gris blanchâtre, par endroits beige, massif, fossilifère, compact, dur, souvent fracturés à la base et parsemés de petites cavités de dissolution remplies d'argile rouge et de calcite. La puissance moyenne de ces calcaires rencontrés dans les sondages est de 26.59m. [1]

Cette formation, est attribuée au Turonien et repose en concordance sur les dolomies du même âge.

La couverture stérile superficielle représentée par de la dolomie beige à grain fin à moyen n'a été observée qu'au voisinage des sondages SC03, SC05, SC24 et SC31. Les sondages SC01, SC32, SC32bis et SC33 sont exclus des limites de calcul des réserves car ils n'ont pas recoupé l'assise utile (calcaire). [1]

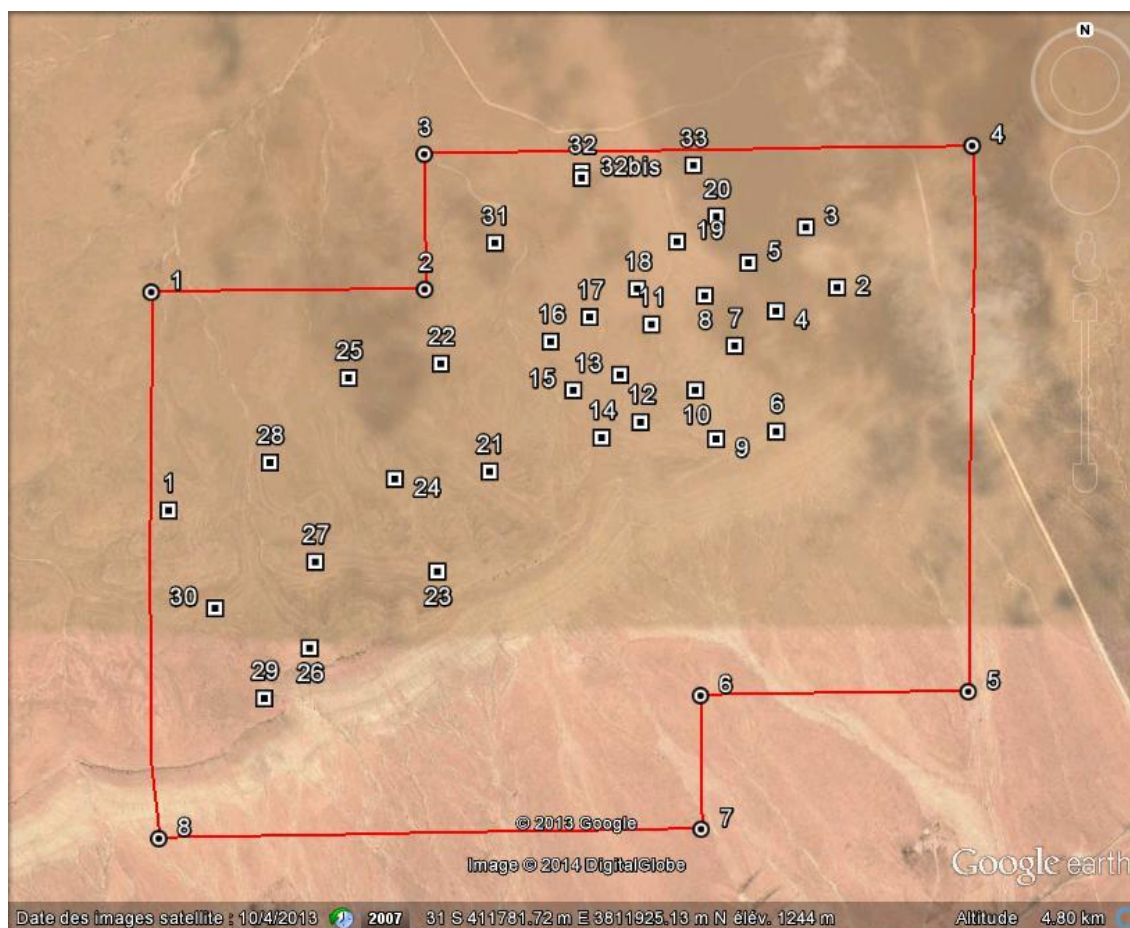


Fig. 4 Image Google Djebel Alleg

I.3.4. Structure du gisement (position)

Dans les limites du gisement, des accidents cassants ont été observés, dont les principaux sont direction Nord-sud et secondaires de direction Nord-est Sud-ouest. Les pendages y sont faibles, ils varient de 0° au sommet de la structure à 10° au nord du gisement. Néanmoins, ces failles n'ont pas causé de rejets ; les bancs observés présentent une continuité structurale sur toute la longueur du gisement. [1]

I.3.5. Hydrogéologie du gisement

Le site de calcaire de Djebel Alleg n'a pas fait l'objet d'une étude hydrogéologique. Néanmoins, vu la position topographique le situant bien au-dessus de niveau d'érosion local, le gisement n'est pas prédestiné à constituer un aquifère d'autant plus que les sondages réalisés n'ont

enregistré aucune venue d'eau et que durant leurs réalisations, des pertes d'eau totale ont été constatées. [1]

Compte tenu de la pente naturelle du gisement, les eaux de ruissellement sont drainées naturellement par gravité vers le nord du gisement. [1]

I.4. Caractéristiques qualitatives des calcaires

I.4.1. Composition chimique

La composition chimique des calcaires constituant le gisement de Djebel Alleg a été déterminée d'après les résultats obtenus sur les 243 échantillons prélevés à partir des carottes des sondages et des saignées et analysés au laboratoire de Cétim. Ces échantillons représentent les différentes variétés lithologiques des calcaires du gisement étudié. [3]

La composition chimique moyenne pondérée obtenue à partir des résultats des analyses des échantillons de sondages montre que les calcaires du gisement étudié présentent des teneurs régulières. La teneur élevée en CaO (54.88) atteste la pureté de la matière.

Les autres éléments mineurs, malgré les teneurs irrégulières enregistrées pour certains, restent conformes aux normes exigées pour la production du ciment.

Les teneurs enregistrées en éléments nuisibles sont dans les limites admissibles tolérées dans l'industrie du ciment ($MgO = 1.06$, chlore = 0.011 et $K_2O + Na_2O = 0.08\%$). [3]

I.4.2. Composition pétrographique

L'analyse pétrographique effectuée sur les échantillons prélevés à partir des carottes de sondage fait ressortir des calcaires bioclastiques dolomitisés et des dolomies.

- **Calcaire bioclastique dolomitisé :**

L'assise utile du gisement est représentée dans l'ensemble par un calcaire micritique de teinte brun jaunâtre, de texture massive, formé par un assemblage de cristaux de calcite partiellement contaminés par des impuretés pelitiques de nature argilo-ferrugineuses très fines. Les hydroxydes de fer forment par endroits des accumulations de formes irrégulières présentant sous l'aspect de taches rouille et sous formes de filets fins discontinus.

Par ailleurs on remarque le développement d'un processus de dolomitisation se présentant sous l'aspect de taches sombres ou sous forme de cristaux isolés et de la présence d'empreintes pouvant être rapportées à d'anciens bioclastes.

La roche est recoupée par un réseau de microfissures avec ramifications remplies par de petits cristaux de calcite [3].

- **Dolomie :**

L'observation microscopique de la lame mince a montré que la roche est représentée par une matrice essentiellement dolomitique formée par dolomitisation d'un ancien calcaire micritique. [3]

I.4.3. Essais Physiques

Les différents échantillons de calcaire soumis aux essais physiques se distinguent par des poids volumiques réguliers dont les valeurs enregistrées varient de 2.58 t/m^3 à 2.64 t/m^3 ; celles de la résistance mécanique obtenue varient de 98.60 Mpa à 137.30 Mpa [3].

L'humidité naturelle a été déterminée d'après cinq échantillons prélevés à partir des carottes de sondages dont les résultats donnés par le laboratoire du Cétim sont représentés dans le tableau suivant :

Tab. 2 Humidité naturelle des échantillons [3]

N° Echant	Humidité naturelle
SC15 - 01H	0.140
SC16 - 01H	0.084
SC24 - 01H	0.092
SC24 - 02H	0.176
SC25 - 01H	0.159
Min.	0.084
Max.	0.176

Les résultats obtenus montrent que les calcaires de Djebel Alleg sont secs. [3]

I.5. Les réserves géologiques

Compte tenu de l'homogénéité lithologique de l'assise utile et de la structure monoclinale du gisement, les réserves géologiques ont été calculées en utilisant la méthode des coupes géologiques verticales parallèles. [1]

Les réserves géologiques totales du gisement de calcaire de Djebel Alleg en catégories B+ C1+ C2 sont de : 170 338 846 tonnes.

Ces réserves se répartissent comme suit :

- 46 212 811 tonnes en catégorie B,
- 82 971 321 tonnes en catégorie C1,
- 41 154 714 tonnes en catégorie C2.

La couverture est insignifiante. [1]

Ces réserves géologiques obtenues en calcaire du gisement de Djebel Alleg peuvent assurer l'approvisionnement d'une cimenterie de capacité de 2 millions de tonnes pour une durée de vie dépassant cinquante années.

I.6. Caractéristiques technico-minières

Les réserves géologiques constituant le gisement étudié étant totalement en surface, l'exploitation se fera à ciel ouvert, de haut en bas au moyen de foration et d'abattage à l'explosif.

Les conditions technico-minières d'exploitation sont favorables [4].

Les sondages réalisés ont donné des taux de récupération qui varient de 91 à 100% et faisant une moyenne de 98,44%. Seul le sondage N° 32 a donné un taux de 84%, lequel est situé en dehors du contour des limites des calculs des réserves [4].

I.7. Conclusion

Les travaux géologiques d'exploration effectués sur le gisement de calcaire de "Djebel Alleg" ont permis de définir les caractéristiques qualitatives et quantitatives de son assise utile dont l'objectif est d'assurer l'approvisionnement en matières premières de la cimenterie de Laghouat.

L'épaisseur moyenne reconnue par les sondages est de 26.59 m. Ces calcaires reposent suivant une structure monoclinale sous un angle de 0 à 10° suivant un azimut de pendage de Nord 335°.

Le gisement est pratiquement dénudé.

Les résultats des analyses chimiques obtenus du laboratoire du Cétim se distinguent par des taux appréciables en CaO (teneur moyenne : 54.88%).

Les calcaires du gisement de Djebel Alleg sont aptes quant à leur utilisation comme matière première (sur dosé) à la production du ciment portland.

L'exploitation de ce gisement se fera à ciel ouvert suivant des gradins successifs. Le gisement possède des conditions techniques favorables et un bon aspect infrastructurel qui se distingue par la présence à proximité du gisement d'une route communale le reliant à la route Nationale (Oran – Laghouat).

Ces réserves géologiques obtenues en calcaire du gisement de Djebel Alleg qui sont de 170 millions de tonnes en toutes catégories, peuvent assurer l'approvisionnement d'une cimenterie de capacité de 2 millions de tonnes pour une durée de vie dépassant cinquante années.

Chapitre II : Structure et comportement des massifs rocheux

II.1. Introduction

Un massif rocheux tel que nous l'observons aujourd'hui résulte d'une longue histoire géologique, souvent complexe, qui comprend une phase de formation du matériau (dépôt et consolidation dans le cas d'une roche sédimentaire, cristallisation dans le cas d'une roche magmatique, etc.), une ou plusieurs phases de déformations tectoniques (avec formation de plis et de failles) et de transformations métamorphiques (foliation, recristallisation), et enfin une période d'altération météorique pour les parties proches de la surface.

Deux échelles d'étude sont adoptées : celle de la roche (échantillon de laboratoire ou affleurement ponctuel) et celle du massif rocheux qui est aussi celle de l'ouvrage.

La description des roches, celle des massifs rocheux est essentiellement structurale, elle porte sur les modes d'assemblage des blocs et/ou feuillets, séparés plus ou moins complètement par les discontinuités.

II.2. Distinction sol/ roche

Un agrégat de grains minéraux qui peuvent être séparé par un moyen doux ; comme l'agitation dans l'eau est un sol. Alors que les grains minéraux d'une roche sont liés par des forces de cohésion fortes et permanentes [5].

- Les sols comportent des matériaux granulaires non cimentés (donc meubles et sans cohésion et pratiquement pas de résistance à la compression simple) comme le sable et des matériaux argileux de faible cohésion [5].

- Les roches ont une forte cohésion et une résistance à la compression simple supérieure à 10 MPa, mais comporte généralement des surfaces de discontinuités donc la roche à l'échelle d'ingénierie est Discontinue, Inhomogène, Anisotrope, et Non-linéairement Elastique [5].

La mécanique des sols est la science qui étudie les sols ; la mécanique des roches c'est la discipline qui prend en considération les roches, ceci représente le cycle de la matière minérale et organique des roches aux sols.

II.3. Classification géologique des roches :

Le Comité Français de Mécanique des Roches (CFMR) définit la roche comme étant « un assemblage de minéraux qui ont acquis des liaisons plus ou moins fortes au cours de leur histoire géologique » [7].

Trois catégories principales sont à l'origine de la classification des roches :

- a- Les roches magmatiques :** Les roches magmatiques sont issues de la solidification de magmas siliceux, liquides aux hautes températures et pressions qui règnent au contact du manteau et de la lithosphère ; les magmas très siliceux ($\approx 75\%$), très visqueux, de type granitique se solidifient lentement en profondeur pour produire les roches plutoniques ; les magmas moins siliceux ($\approx 50\%$), assez fluides, de type basaltique, se solidifient rapidement en surface pour produire les roches volcaniques. Entre ces deux pôles, on pourrait en fait caractériser une variété continue de magmas, diversifiés selon leur teneur relative en silice et silicates ferromagnésiens, et donc de roches magmatiques [9].
- b- Les roches sédimentaires :** elles résultent de la décomposition des roches d'origine magmatiques ou métamorphiques et couvrent plus de trois quarts de la surface des continents et presque la totalité des fonds des océans. Elles sont caractérisées par leur épaisseur limitée (calcaires, grès, roches argileuses...) [9].
- c- Les roches métamorphiques :** les roches métamorphiques sont issues de roches magmatiques et /ou sédimentaires retournées en profondeur par l'effet de la tectonique de plaques, recristallisées sans fusion selon la température et /ou la pression atteintes et revenues à la surface par érosion. Leurs minéraux principaux sont les même que ceux des roches magmatiques, mais le plus souvent ce ne sont plus ceux des roches transformées. Il en va de même pour leurs structures et leurs textures ; la plupart ont une structure schisteuse et une texture foliées en raison de l'orientation commune des minéraux qui les composent et de leur répartition en lits [9].

II.4. Structure géométrique des massifs rocheux

II.4.1. Description des massifs rocheux

Formés d'une juxtaposition de matériaux hétérogènes, les massifs rocheux sont des structures très complexes. Ils sont assimilés à un assemblage de blocs appelés matrice rocheuse lesquels sont délimités par des discontinuités constituées de fissures, de fractures ou de failles ou encore de limites stratigraphiques [6].

Le comportement mécanique des massifs rocheux est un facteur déterminant dans le dimensionnement des ouvrages qui y sont exécutés. Afin de comprendre, expliquer et modéliser ce comportement, il est nécessaire de connaître la structure géométrique ou plus précisément le modèle de distribution géométrique des fractures, ainsi que les propriétés mécaniques de chacune des composantes que sont la matrice rocheuse et les discontinuités [6].

II.4.2. Structure des massifs rocheux

Divers auteurs ont essayé de regrouper les structures géométriques des massifs rocheux dans des catégories bien définies. Cela est illustré dans la figure 5 pour une série de massifs rocheux. Nous distinguons les massifs à blocs polyédriques, equidimensionnels, prismatiques ou en colonnes, les massifs à bancs minces dont l'épaisseur est moins épaisse que la longueur et les massifs comprenant plusieurs familles de fractures [6].

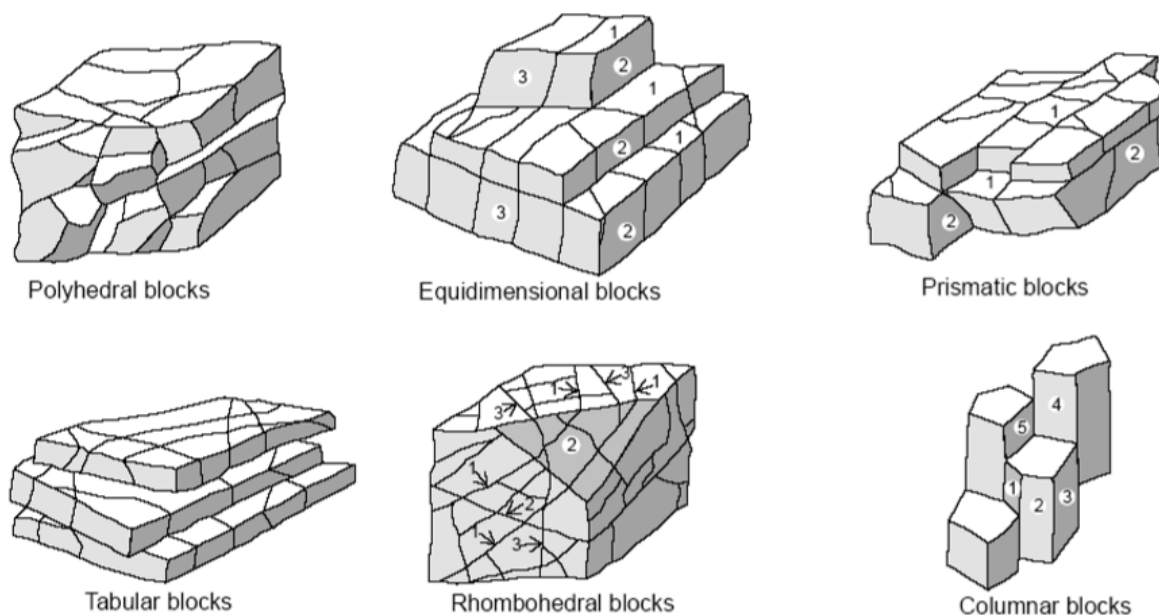


Fig. 5 Différentes structures géométriques des massifs rocheux fracturés [6].

II.4.3. Caractères généraux du massif rocheux

Un massif rocheux est un milieu complexe [8] :

- **Discontinu** : le massif est composé de blocs plus ou moins monolithiques, séparés par des discontinuités qui constituent des sites de faiblesse mécanique et des lieux privilégiés de circulation d'eau ;
- **Hétérogène** : des hétérogénéités existent à différentes échelles, comme par exemple : alternance de bancs durs et de bancs tendres, contacts tectoniques anormaux mettant en présence des formations très différentes, zones de dissolution karstique ou d'altération locale ;
- **Anisotrope** : l'anisotropie peut apparaître dès la formation de la roche (disposition stratifiée des roches sédimentaires) ou en liaison avec le métamorphisme (foliation des gneiss et micaschistes), ou lors de la fracturation subie lors d'un épisode tectonique, etc. ;
- **Biphasique** : puisque contenant de l'eau au sein des pores de la matrice rocheuse ou dans les discontinuités ; cette eau peut modifier notablement les propriétés de la roche comme celles des discontinuités, donc aussi le comportement du massif rocheux.

II.5. Les propriétés physiques des roches

II.5.1. La porosité :

Dans les roches la matière minérale forme un squelette solide qui ne remplit pas tout l'espace, et dont le complément est appelé vide. La proportion de vide est appelée porosité [13].

C'est le rapport du volume des vides V_v de la roche au volume total V_t :

$$P = \frac{V_v}{V_t} \times 100 \quad (\text{II. 1})$$

La porosité varie de quelque % à plus de 40% dans les roches sédimentaires, dans les roches magmatiques, elle est plus faible, souvent inférieure à 1 %. Selon la porosité, les roches sont classées en [15] :

- Roches de faible porosité : $0 < p < 5 \%$
- Roches de porosité moyenne : $5 < p < 10 \%$
- Roches de porosité élevée : $10 < p < 20 \%$
- Roches de grande porosité : $p > 20 \%$

II.5.2. La masse volumique :

C'est la masse de l'unité de volume de la roche (g/cm^3). Suivant l'état du matériau, on définit : ρ_s la masse volumique absolue ou masse volumique du solide, ρ_h la masse volumique naturelle, ρ_d la masse volumique sèche et ρ_{sat} la masse volumique saturée [13].

$$\rho_s = \frac{M_s}{V_s} \quad (\text{II. 2})$$

$$\rho_d = \frac{M_s}{V_t} \quad (\text{II. 3})$$

$$\rho_h = \frac{M_h}{V_t} \quad (\text{II. 4})$$

$$\rho_{\text{sat}} = \frac{M_{\text{sat}}}{V_t} \quad (\text{II. 5})$$

Avec :

M_s : la masse du matériau sec ; g

V_s : le volume des grains après broyage ; cm³

V_t : le volume de l'échantillon ; cm³

M_h : la masse naturelle ; g

M_{sat} : la masse de l'échantillon saturée ; g

ρ_d : dépend de la porosité de la roche, par contre ρ_s ne dépend que de la minéralogie.

II.5.3. La teneur en eau :

C'est le rapport de la masse d'eau M_w , à la masse du solide sec [12].

$$W = \frac{M_w}{V_s} = \frac{M_{sat} - M_s}{V_s} \quad (II. 6)$$

II.5.4. Le degré de saturation :

C'est le rapport du volume de l'eau contenue dans l'échantillon au volume des vides [12].

$$S_r = \frac{V_w}{V_v} \times 100 \quad (II. 7)$$

V_w : volume de l'eau dans l'échantillon, cm³

V_v : volume des vides, cm³

II.5.5. Le degré de fissuration des roches :

C'est le facteur le plus important qui caractérise les roches et les sols, il permet de choisir la méthode d'exploitation et de résoudre le problème de la stabilité des bords de la carrière [14].

Le coefficient de fissuration est égal à la distance moyenne entre les fissures :

$$Id = \frac{L}{m} \quad (II. 8)$$

Avec :

L : longueur de la partie étudiée du massif (en mètre) ;

m : nombre de fissures sur la partie mesurée.

II.5.6. La dureté :

La dureté d'un minéral est due à la structure du cristal lui-même : comment les atomes qui le forment, à l'échelle microscopique, sont organisés. Plus ces atomes sont liés fortement entre eux, plus le minéral sera dur. C'est donc une propriété propre au minéral, et elle permet de le reconnaître.

Si un minéral raye un minéral, c'est forcément que le premier minéral soit plus dur que le second [12].

Le scientifique, Friedrich Mohs, a eu l'idée de choisir dix minéraux, et de les classer du plus tendre au plus dur ; ils sont numérotés de 1 à 10, et servent d'échelle : c'est ce que l'on appelle l'échelle de Mohs.

Tab. 3 Echelle de dureté de Mohs [12].

Minérale	Dureté	Minérale	Dureté
Talc	1	Orthose	6
Gypse	2	Quartz	7
Calcite	3	Topaze	8
Fluorine	4	Corindon	9
Apatite	5	Diamant	10

II.5.7. L'abrasivité :

L'abrasivité caractérise la capacité d'une roche à provoquer l'usure d'un outil tel que pièce de concasseur, taillant de forage, molette ou pic de machine foreuse. Elle dépend à la fois de la teneur en minéraux durs (quartz notamment) et de la résistance de l'assemblage des grains (cohésion de la roche) [12].

Tab. 4 Durée de vie (mesurée en mètre foré) d'un taillant de forage en fonction de l'abrasivité des roches [12].

Taillant de forage	Longueur forée (m)	
	Roche abrasive	Roche peu abrasive
Taillant fileté à picot ≥ 64 mm ou taillant fond du trou à picots	400 à 1000	1200 à 2500
Taillant fileté à plaquettes	200 à 400	800 à 1000
Fleuret monobloc	150 à 200	600 à 800

II.5.8. L'altérabilité :

On appelle altérabilité la sensibilité d'une roche aux modifications du milieu environnant. L'altération physico-chimique traduit la capacité de gonflement, de délitage ou de dissolution d'une roche. Divers essais existent pour quantifier l'altérabilité d'une roche ; cependant aucun ne s'est véritablement imposé [12].

II.6. Comportement mécanique des roches :

Le comportement d'un massif rocheux est complexe, car il dépend des propriétés mécaniques des roches et des discontinuités ainsi que de leurs interactions. En mécanique des roches, le comportement des roches est caractérisé par les essais suivants :

- L'essai de la résistance en compression uniaxiale (NF P 94-420) ;
- L'essai de la résistance en compression triaxiale (NF P 94-423) ;
- L'essai de la résistance en traction ;

II.6.1. Résistance en compression :

La résistance en compression est la résistance qu'oppose une roche à la rupture lorsqu'elle est soumise à une sollicitation de compression. Elle est définie par la résistance en compression qui correspond à la contrainte normale maximale supportée par la roche, le module de Young ou module d'élasticité qui correspond à la rigidité de la roche et le coefficient de Poisson qui reflète l'élasticité de la roche. Ces paramètres sont obtenus grâce à l'essai de compression uniaxiale décrit ci-dessous.

a- Essai de compression uniaxiale (NF P 94-420) :

Le principe du test consiste à appliquer d'une manière croissante une force de compression sur une carotte de roche selon son axe longitudinal (Figure 6) [10].

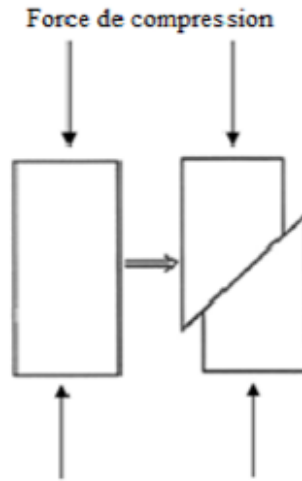


Fig. 6 Schéma de principe d'un essai de compression uniaxiale [10].

$$\sigma_n = F/S \quad (\text{II. 9})$$

σ_n : contrainte uniaxiale; F : La force ; S : La surface

b- Essai de compression triaxiale (NF P 94-423) :

L'essai de compression triaxiale est destiné à mesurer la résistance d'échantillons cylindriques de roche soumis à un état de compression triaxiale (Figure 7). Il permet d'obtenir les valeurs nécessaires à la détermination de l'enveloppe de rupture ainsi que les valeurs d'angle de frottement interne et de cohésion apparente [10].

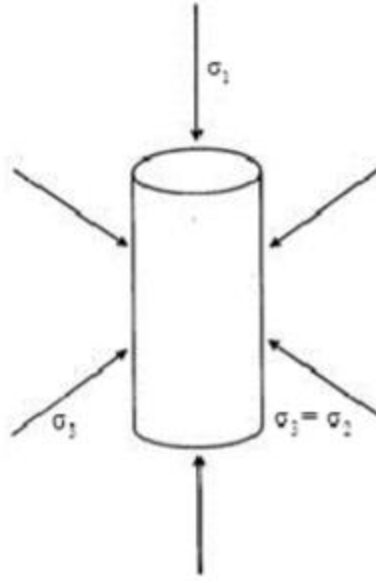


Fig. 7 Schéma de principe d'un essai de compression triaxiale [10].

II.6.2. Résistance à la traction (NF P 94-422) :

La résistance à la traction est la résistance qu'oppose une roche à la rupture lorsqu'elle est soumise à une sollicitation de tension. L'essai brésilien permet de mesurer de façon indirecte la résistance à la traction de la roche. Son principe est de mettre sous contrainte de tension une carotte de roche par application d'une force de compression suivant son diamètre. La figure 8 présente un dispositif pour un essai brésilien. La résistance à la traction de la roche testée se calcule comme suit [11] :

$$\sigma_t = (2P)/(\pi DL) \quad (\text{II. 10})$$

σ_t : résistance à la traction ; P : charge à la rupture ; D : diamètre de l'éprouvette;

L : longueur de l'éprouvette.

La déformation correspondante est

$$\varepsilon_l = \frac{l - l_0}{l_0}$$

Où l est la longueur de l'échantillon comprimé et l_0 sa longueur initiale.

La résistance à la compression correspond au point de la courbe de contrainte-déformation défini

par
$$\sigma^* = \frac{F^*}{A}$$

Où F^* est la charge appliquée juste avant de détruire l'échantillon et l^* est la longueur de l'échantillon juste avant sa destruction.

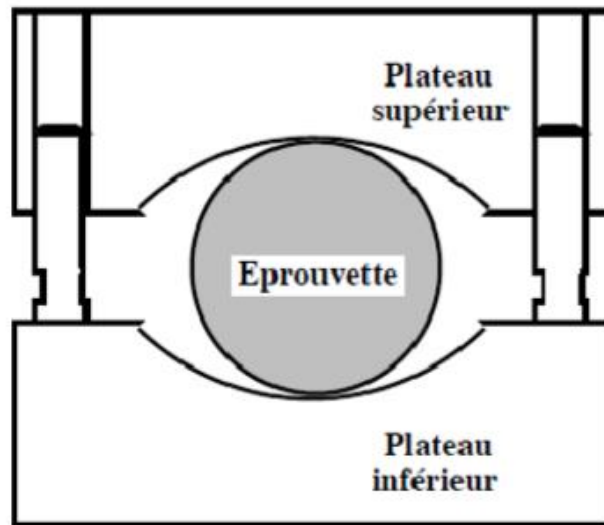


Fig. 8 Dispositif pour un essai brésilien [11].

II.7. Conclusion

Les massifs rocheux sont présentés comme un milieu discontinu, composé de discontinuités et de la matrice rocheuse.

La présence des discontinuités peut avoir une grande influence sur le comportement et la structure du massif.

L'étude des massifs rocheux ne sont donc pas seulement basée sur la caractérisation de la roche saine, mais on doit se baser sur la caractérisation géométrique des discontinuités.

Parmi les types de massifs précisés par le CFMR-MMR, certains peuvent se prêter à des calculs analytiques. D'autres, présentant des propriétés variées et extrêmement complexes, excluent la possibilité d'être facilement homogénéisable et imposent le recours à des méthodes empiriques approchées.

Chapitre III : Les discontinuités

III.1. Introduction

La majorité des masses rocheuses, en particulier celles situées à quelques centaines de mètres de la surface, se comportent comme discontinua, les discontinuités déterminant largement le comportement mécanique. Il est donc indispensable que la structure d'une masse rocheuse et la nature de ses discontinuités soient soigneusement décrites en plus à la description lithologique du type de roche. Ces paramètres qui peuvent être utilisés dans un certain type de stabilité l'analyse doit être quantifiée chaque fois que possible.

Par exemple, dans le cas de la stabilité des pentes rocheuses, certaines descriptions quantitatives peuvent être utilisées directement dans une analyse préliminaire d'équilibre limite. L'orientation, l'emplacement, la persistance, la pression de l'eau commune et le cisaillement la force des discontinuités critiques sera des données directes à utiliser dans l'analyse. Aux fins de l'enquête préliminaire les deux derniers paramètres peuvent probablement être estimés avec une précision acceptable à partir d'une description minutieuse de la nature des discontinuités. Caractéristiques telles que la rugosité, la résistance du mur, le degré de vieillissement, le type de remplissage les matériaux et les signes d'infiltration d'eau seront donc des données indirectes importantes pour ce problème d'ingénierie.

III.2. Description des discontinuités :

Une discontinuité est définie comme étant toute cassure mécanique ou fracture ayant une résistance en tension négligeable dans une roche. Il est important de distinguer entre les discontinuités naturelles, qui ont une origine géologique et les discontinuités artificielles qui sont créées par des activités humaines comme l'excavation d'un massif rocheux. Bien que les discontinuités aient souvent une géométrie irrégulière ou ondulée, il y a généralement une échelle à laquelle la surface totale ou une partie de cette surface est suffisamment plane pour qu'elle soit représentée par une seule valeur d'orientation [16].

III.2.1. Familles et réseaux des discontinuités :

Comme les joints de stratification et de schistosité qui forment des familles parallèles faciles à identifier, la plupart des diaclases peuvent aussi être regroupées en familles presque parallèles, qui présentent des caractères morphologiques communs liés à une origine commune. L'ensemble

des familles présentes forme un réseau. Les notions de familles et de réseaux sont quelquefois valables sur de grandes distances, mais souvent la structure se modifie sur quelques dizaines de mètres, parfois moins encore. L'identification de familles et de réseaux n'a de sens qu'à l'intérieur de domaines limités, où un certain parallélisme est préservé. C'est l'observation du terrain qui permet de délimiter ces volumes. Il convient aussi de traiter à part les joints de stratification, les contacts tectoniques, les failles bien individualisées et d'une manière générale toute famille qui s'impose à l'observateur. Certaines de ces familles, antérieures au plissement des couches, tournent avec celles-ci, d'autres sont au contraire liées aux déformations des charnières de plis [7].

III.2.2. Discontinuités et leurs origines

Gabrielsen discutant des caractéristiques des joints et des failles d'un point de vue géologique, conclut que même une seule fracture peut avoir une longue et complexe histoire de changement de stress, de température, de taux de déformation, de minéralisation et de recristallisation. Malgré cette complexité, les géologues ont adopté une série de termes pour décrire les discontinuités et aussi pour indiquer leur mode dominant de formation et d'histoire géologique tel que déterminé par les études observationnelles [16].

Les roches à comportement fragile ont tendance à se fracturer et se casser lorsqu'ils sont soumis à des contraintes importantes. Deux grands types de fractures peuvent se former et qui sont caractéristique de la déformation cassante :

- **Les joints**

Les joints sont des fractures dans la roche sans déplacement ou glissement le long de la fracture. Ils se forment en réponse à des contraintes de tension (extensive) appliquées à des roches de comportement fragile. De telles contraintes peuvent être induites par le refroidissement de la roche (le volume de la roche diminue à mesure que la température baisse) ou par diminution de pression lorsqu'une roche se débarrasse du poids sus-jacent par érosion. Lorsque les joints sont perpendiculaires aux couches sédimentaires on parle de diaclases (figure 9). Les discontinuités qui séparent deux strates sont appelées : joints de stratification (figure 9) [17].

Les joints ont été classés qualitativement sur la base de leur taille, allant des joints principaux aux joints majeurs et mineurs jusqu'aux micro-joints, et sur la base de leur fréquence, allant des joints primaires les plus fréquents aux joints secondaires, etc [17].

De nombreux géologues pensent que l'étude des joints et de leurs origines peut fournir des indices précieux sur l'histoire des processus tectoniques dans les roches proches de la surface [17].

La formation d'un joint conduira à une redistribution complexe du champ de contraintes local dans un massif rocheux.

Les joints sont des milliers de fois plus fréquents que les failles ; en effet il est rare de trouver un mètre cube de roche qui ne contient aucun joint.

Les joints fournissent des voies pour la circulation des eaux et donc sont les endroits où l'altération chimique des roches débute. Le taux d'altération ou d'érosion est généralement plus élevé le long des joints.

Si de nouveaux minéraux précipitent dans l'eau qui circule dans les joints, il se formera une veine. Beaucoup de veines observées dans les roches sont pour la plupart remplies de quartz ou de calcite, mais peuvent aussi contenir des minéraux rares comme l'or et l'argent [17].

En géologie de l'ingénieur, les joints sont des structures importantes à tenir en compte étant donné qu'ils constituent des zones de faiblesse de la roche. Leur présence peut causer des dommages importants et dangereux dans les barrages et les routes (ou autoroutes) [17].

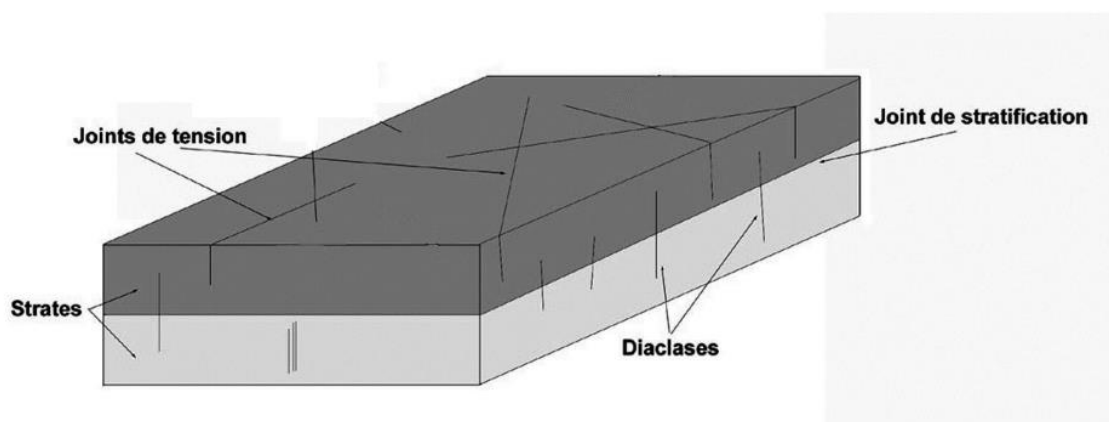


Fig. 9 différents types des joints [17].

- **Les plans de schistosité ou de foliation**

La schistosité décrit une famille de plans sub-parallèles et régulièrement espacés selon lesquels les roches schistosées se débitent (ou se clivent) facilement en feuillets plus ou moins épais (figure 10). Ces feuillets marquent l'aplatissement de la roche, en général lors d'une phase de déformation. Le plan de schistosité s'ouvre facilement car il correspond à une discontinuité mécanique ; cette propriété est mise à profit dans la taille des ardoises et des lauzes, par exemple. En effet, il s'agit d'un feuilletage plus ou moins serré présenté par certaines roches, acquis sous l'influence de contraintes tectoniques, distinct de la stratification, et selon lequel elles peuvent se débiter en lames plus ou moins épaisses et régulières (Ardoise, schist, gneiss) [18].

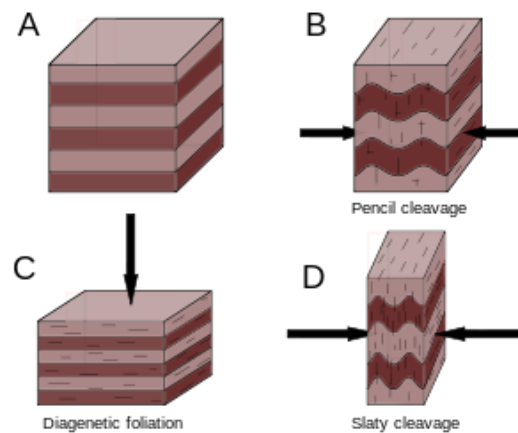


Fig. 10 Plan de schistosité.

- **Les failles :**

Les failles (figure 11) sont des cassures accompagnées d'un déplacement relatif des deux compartiments, La valeur du décalage est le rejet, C'est le résultat d'un "cisaillement", dont les effets se localisent sur une surface. Ne sont pas confondu avec les diaclases (simples cassures sans déplacement) [18].

Elles sont caractérisées par une grande extension et souvent un remplissage de matériau broyé et altéré, parfois des recristallisations.

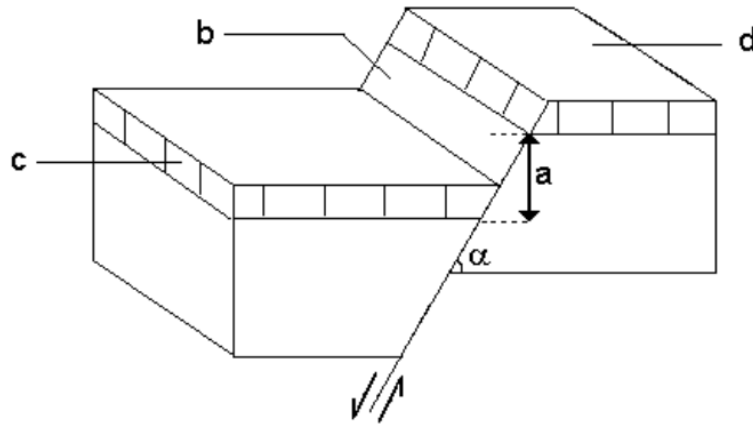


Fig. 11 Les composantes d'une faille [18].

- a- Rejet de la faille
- b- Miroir de la faille
- c- Compartiment supérieur (toit)
- d- Compartiment inférieur (mur) α - pendage de la faille

On distingue trois types de failles en fonction du glissement des compartiments situés de part et d'autre de la faille [18] :

- 1) **Faille normale (ou extensives)** Cassures résultant d'une extension horizontale. Faille dont le toit est relativement affaissé par rapport au mur ; c'est une faille liée à des forces tectoniques d'extension (figure 12).

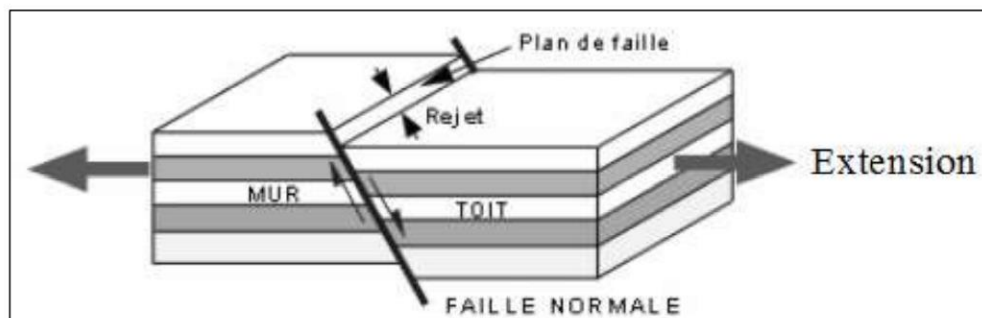


Fig. 12 Faille normale [18].

- 2) **Faille inverse (ou compressives)** Cassures qui réalisent un raccourcissement en amenant en superposition l'un sur l'autre deux compartiments initialement contigus d'une même tranche de couches. Faille dont le toit est relativement monté par rapport au mur ; c'est une faille de compression (figure 13).

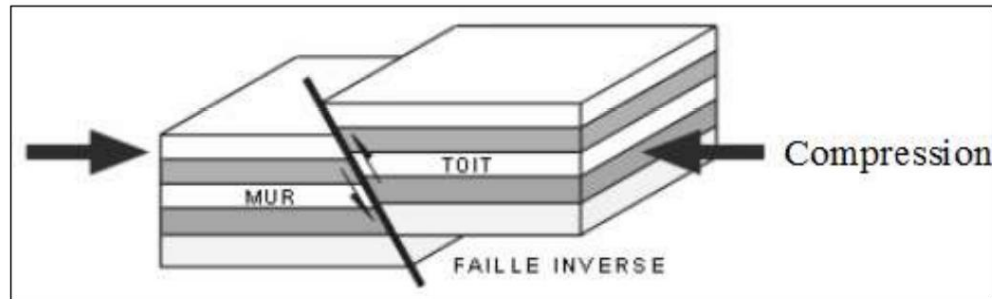


Fig. 13 Faille inverse [18].

- 3) **Failles de décrochement (ou coulissantes)** Déchirures le long desquelles les mouvements étaient des coulissements horizontaux. Les surfaces de cassures des failles de décrochement sont à peu près verticales. Les failles de décrochement ont un rejet uniquement horizontal (figure 14). Le mouvement est de sens dextre si le pivotement que subirait un objet pris dans le plan de cassure se fait dans le sens des aiguilles d'une montre (le jeu de la faille tourne vers la droite) ; il est dit sénestre dans le cas contraire (ou vers la gauche)

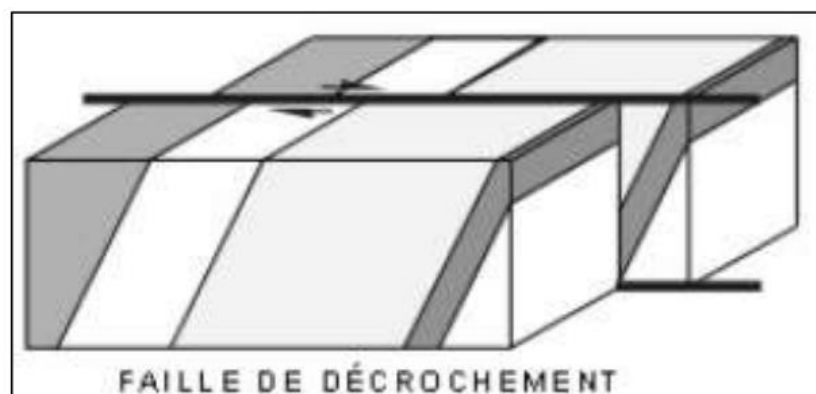


Fig. 14 Faille de décrochement [18].

III.2.3. Propriétés mécaniques

- **Action normale**

Sous un effort de compression, une discontinuité a tendance à se refermer ; on observe que sa raideur (donnée par la pente de la courbe) augmente avec la contrainte (figure 15). Un déchargement laisse apparaître en général un déplacement résiduel [8].

La résistance en traction d'une discontinuité doit en général être considérée comme quasi nulle.

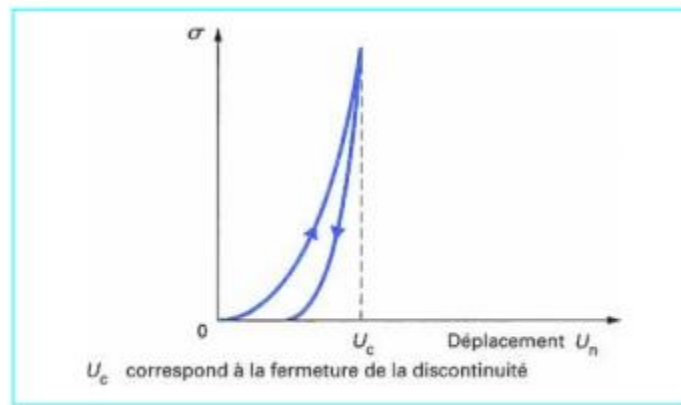


Fig. 15 Comportement d'une discontinuité sous contrainte normale [8].

- **Action tangentielle**

Le cisaillement d'une discontinuité sous contrainte normale constante, tel que pratiqué dans une boîte de cisaillement, permet de définir les caractéristiques de résistance de pic : cohésion et frottement. Un angle de frottement résiduel, après grand déplacement, peut aussi être défini ; il est le plus souvent compris entre 25° et 35° (discontinuité sans remplissage). Par ailleurs, le cisaillement s'accompagne d'une ouverture de la discontinuité, appelée dilatance (figure 16), du fait des aspérités des épontes [8].

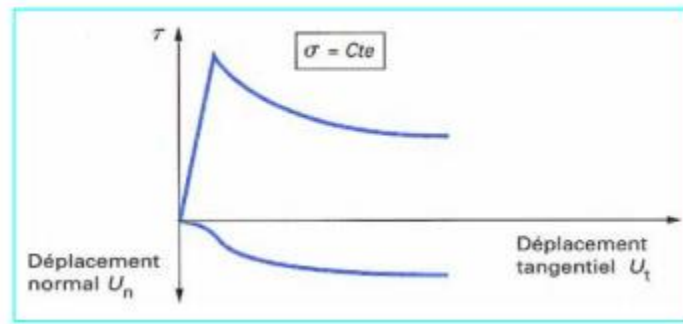


Fig. 16 Essai de cisaillement d'une discontinuité [8].

III.3. Caractérisation des discontinuités :

III.3.1. Caractérisation quantitative :

Les discontinuités sont toujours assimilées à des surfaces planes. Ceci peut être vrai à l'échelle d'un talus en carrière ou mine à ciel ouvert, d'un tunnel ou d'une galerie en mine souterraine, mais à grande échelle souvent les failles et les joints stratigraphiques sont des surfaces gauches [25].

On définit pour une discontinuité ou une famille de discontinuités les paramètres géométriques suivants :

1. Espacement et densité :

L'espacement représente la distance moyenne séparant deux discontinuités d'une même famille. La densité définit le nombre de discontinuités, d'une même famille, par unité de volume ou de surface ou de longueur. Ces paramètres sont liés souvent, la densité est estimée à partir de l'espacement puisque ce dernier est facile à mesurer en pratique. Ces paramètres sont essentiels car ils donnent une idée de la fracturation moyenne du massif et de la blocométrie du massif [20].

Dans des cas exceptionnels, un espacement étroit peut changer le mode de rupture d'une masse rocheuse de translationnelle à circulaire ou même à l'écoulement. Avec un espacement exceptionnellement étroit, l'orientation n'a que peu d'importance car une défaillance peut se produire par rotation ou roulement des petits morceaux de roche.

Comme dans le cas de l'orientation, l'importance de l'espacement augmente lorsque d'autres conditions de déformation sont présentes, c'est-à-dire une faible résistance au cisaillement

et un nombre suffisant de discontinuités ou d'ensembles articulaires pour que le glissement se produise.

L'espacement des ensembles de discontinuités individuelles a une forte influence sur la perméabilité du massif et les caractéristiques d'infiltration, la conductivité hydraulique du massif sera inversement proportionnelle à l'espacement [20].

On mesure l'espacement moyen des discontinuités pour chaque ensemble séparément. L'ensemble est toujours déterminé perpendiculairement aux surfaces de telle façon à obtenir le véritable écart entre les plans et non l'écart présumé (Figure 17). On note l'espacement moyen en mètre pour chaque ensemble de discontinuités.

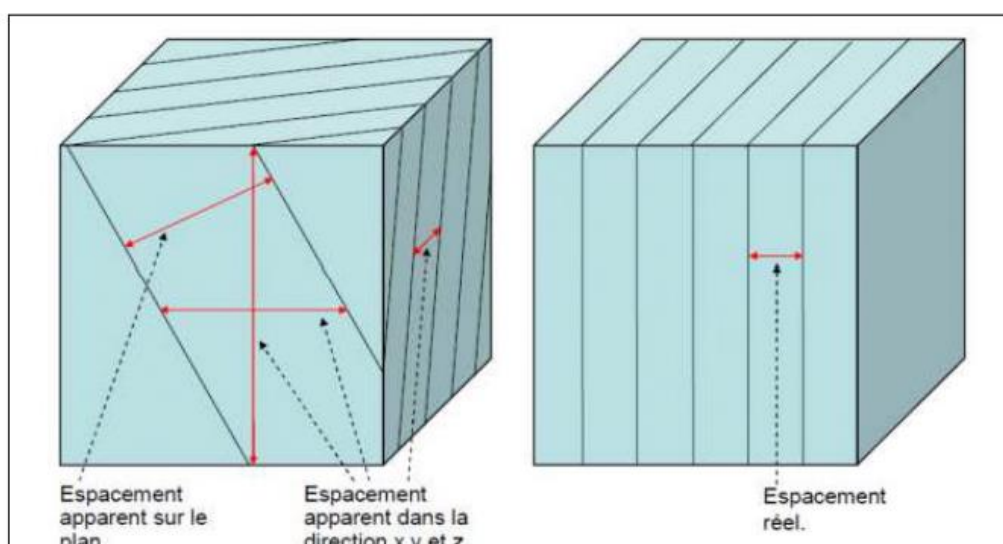


Fig. 17 Mesure de l'espacement [21].

On décrit l'espacement selon les mesures des discontinuités :

Tab. 5 Description de l'espacement des discontinuités [21].

Espacement (m)	Description
< 0,02	Espacement extrêmement étroit
0,02 – 0,06	Espacement très étroit
0,06 – 0,2	Espacement étroit
0,2 – 0,6	Espacement modère

0,6 - 2	Espacement large
2 - 6	Espacement très large
> 6	Espacement extrêmement large

2. La fréquence des discontinuités (λ) :

Cette grandeur est en relation directe avec l'espacement. Déterminée par comptage sur le terrain, par exemple en mesurant l'espacement des discontinuités le long d'une ou de plusieurs lignes tracées perpendiculairement à leur direction ou selon des lignes traversant au mieux (statistiquement) les différentes familles de joints [22].

La fréquence moyenne λ d'une famille de discontinuités est le nombre de discontinuités recoupées par la ligne de mesure perpendiculaire au plan moyenne de la famille, divisé par la longueur de cette ligne $\lambda = N/L$ et l'espacement moyen (x) vaut $X = L/N$ [22].

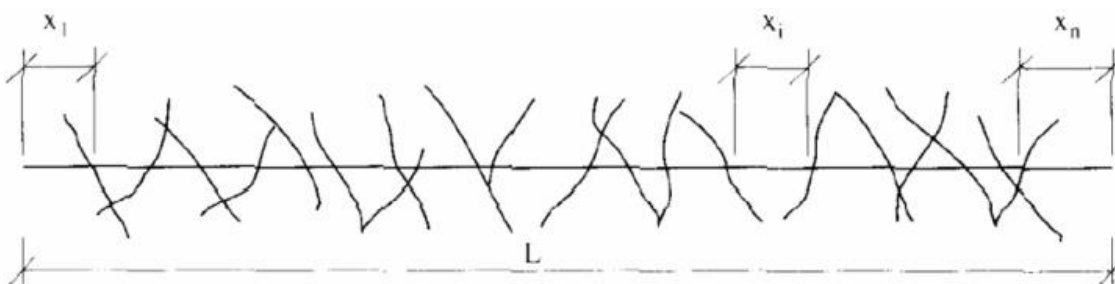


Fig. 18 Mesure de la fréquence des discontinuités [22].

3. Étendue et persistance :

L'étendue (on dit aussi extension) des discontinuités correspond à la surface totale de la discontinuité dans l'espace schématisée par une longueur et une largeur, rarement par une forme géométrique (en modélisation on utilise souvent des fissures circulaires, en anglais penny-Shape) ; on se contentera souvent d'un ordre de grandeur, extension métrique ou hectométrique.

L'étendue est évaluée comme étant la plus grande longueur visible de cette trace.

Sur le terrain, on notera, par exemple, $L > 3$ m si une discontinuité est visible sur 3 m et qu'une seule de ses extrémités est visible. Si aucune des extrémités n'est visible, on notera $L \gg 3$ m.

C'est un paramètre important puisqu'il contrôle, avec l'espacement, la connectivité du réseau, et donc la perméabilité du massif et le volume des blocs intacts. L'extension des systèmes de joints contrôle aussi les glissements de grande échelle. Ce paramètre est important pour l'étude de la stabilité au glissement des fondations rocheuses de barrage-poids, par exemple [7].

Il arrive que la discontinuité comporte des lacunes sous forme de « ponts » rocheux. On définit alors un degré de séparation, appelé aussi persistance (d'après l'anglais persistence), comme le rapport de la surface ouverte à la surface totale (au mieux grossièrement estimé) [16].

La persistance des systèmes de joints contrôle les glissements de grande échelle, rupture de pente en marches d'escalier, fondation de barrage et excavation de tunnel.

La persistance n'est pas directement mesurable. Il existe des méthodes qualitatives et quantitatives pour caractériser ce paramètre géométrique.

Une caractérisation géologique descriptive permet d'évaluer qualitativement la persistance des discontinuités. Cette approche se base sur l'histoire géologique qui retrace les mécanismes de formation des discontinuités et leur typologie. Elle s'appuie aussi sur les données d'observation des traces sur les affleurements. Le Tableau 6 montre la description de la persistance en fonction des classes de longueur de traces selon l'ISRM (International Society of Rock Mechanics) [23].

Tab. 6 Estimation qualitative de la persistance à partir des traces sur l'affleurement [23].

Description suggérée par l'ISRM	Longueur de la trace (m)
Persistance très faible	<1
Persistance faible	1 - 3
Persistance moyenne	3 - 10
Persistance élevée	10 - 20
Persistance très élevée	> 20

Par ailleurs, il existe des approches quantitatives qui permettent d'estimer la persistance à partir des longueurs observables des intersections avec le plan d'affleurement (traces des

discontinuités). Cependant ces données doivent toujours être confrontées à l'approche qualitative qui consiste à identifier les fractures par leur typologie et leur mécanisme de formation. Cela permet d'évaluer la représentativité de ces méthodes [23].

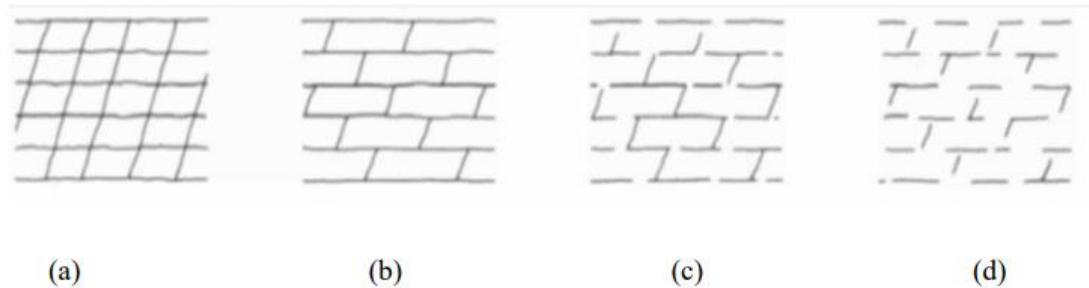


Fig. 19 Persistance de différents ensembles de fractures [7].

- (a): Deux ensembles de diaclases persistants avec persistance élevée ;
- (b): Un ensemble de diaclases avec persistance élevée + un ensemble de diaclases discontinues avec persistance moyenne ;
- (c) : Deux ensembles de diaclases discontinus avec persistance moyenne ;
- (d) : Deux ensembles de diaclases discontinus avec faible persistance. On classe les persistances des discontinuités selon la longueur de leurs traces ;

Par mesure de simplification, on suppose que les discontinuités sont planes. L'estimation de la surface d'une discontinuité à l'aide de la persistance va dépendre de trois paramètres [19]:

- La longueur complète de sa trace, dont la détermination n'est pas immédiate puisque la fenêtre d'observation est limitée.
- Son contour et son orientation ;
- La variabilité des dimensions de cette surface.

Einstein cite et utilise un concept plus dynamique de la persistance. Ils ne la considèrent pas comme purement géométrique, mais comme une caractéristique géo-mécanique de la roche.

En résumé, plus la résistance des ponts entre les discontinuités est élevée, plus la persistance est petite [24].

4. Ouverture

Dans un joint naturel, il est très rare que les deux surfaces soient complètement en contact. Il existe normalement une ouverture ou un espace entre les deux surfaces.

La distance perpendiculaire séparant les parois adjacentes des roches est appelé l'ouverture. L'ouverture du joint est soit remplie d'air et d'eau (joint ouvert), soit avec des matériaux de remplissage (joint rempli). Les joints ouverts ou remplis avec de grandes ouvertures montrent une faible résistance au cisaillement. L'ouverture est aussi associée à l'écoulement et à la perméabilité [27].

Cette caractéristique est difficile à mesurer du fait du remplissage de la discontinuité, de sa rugosité et de sa grande variabilité le long d'un joint. En pratique, on suppose que chaque fracture a une ouverture constante et égale à son ouverture moyenne, qui est souvent ajustée par une loi log-normale [26].

L'épaisseur (e) de la discontinuité a une influence importante sur sa conductivité hydraulique (k).

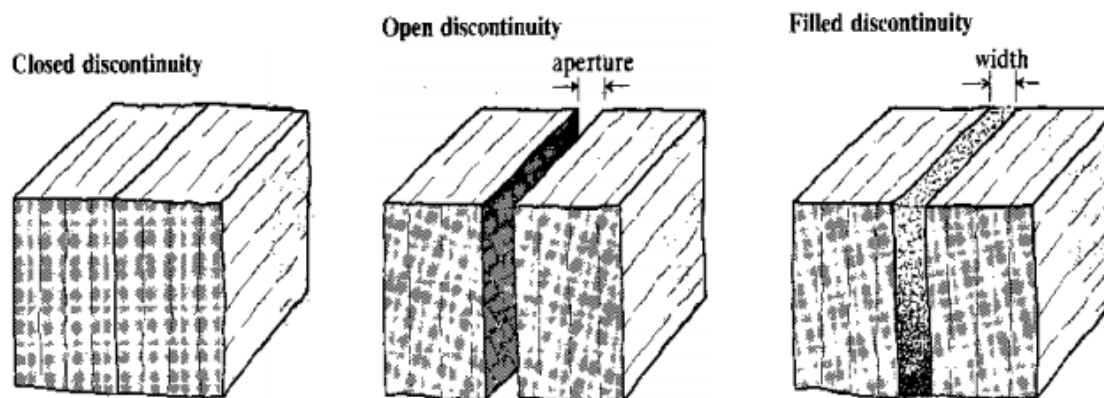


Fig. 20 Ouverture et longueur des discontinuités.

Comme elle est variable, il y a lieu d'en donner des valeurs caractéristiques, valeurs extrêmes, moyennes, dispersion...

Tab. 7 Classification d'ouverture des discontinuités.

ouverture	description	
< 0.1 millimètre	Très étroit	Dispositif fermé
0.1 – 0.25 millimètre	Étroit	
0.25 – 0.5 millimètre	Partiellement ouvert	
0.5 – 2.5 millimètres	Ouvert	Dispositif espacé
2.5 – 10 millimètres	Largement ouvert	
1 – 10 centimètres	Très largement	Dispositif ouvert
10 – 100 centimètres	Extrêmement largement ouvert	
> 1 m	Caverneux	

III.3.2. Caractérisation qualitative :

De nombreuses études ont été faites sur le comportement mécanique des discontinuités (notamment Barton, Bandis, Bray et Hoek, etc.). Les résultats de ces études concordent assez bien, même si les approches sont en partie empiriques [25].

Le comportement mécanique d'une discontinuité (ou d'un joint) est essentiellement influencé par les paramètres suivants :

1. La rugosité

Les discontinuités pouvant avoir des extensions importantes, il est nécessaire de décrire leur morphologie à différentes échelles. A l'échelle la plus grande, elles sont assimilées à un plan ou à une surface courbe (cas des plis ou de certaines failles), qui peut être définie par plusieurs facettes planes. A une échelle plus petite, on cherche à caractériser les écarts par rapport à cette surface moyenne [28].

La rugosité décrit les aspérités et les ondulations des surfaces de la discontinuité. La méthode la plus simple pour évaluer la rugosité consiste à mesurer l'angle moyen des aspérités par

rapport au plan de la discontinuité. On peut ainsi définir une rugosité variant de 0° (surface parfaitement lisse) à 20° (surface très rugueuse) [19].

L'amplitude et la périodicité de ces irrégularités dépendent de l'origine de la surface, et aussi des minéraux présents, de leur arrangement et de leur altération éventuelle. Par exemple, les surfaces résultant d'une rupture par traction sont moins régulières que les joints de stratification ou de schistosité [7].

La rugosité provoque une variation sur le comportement géo mécanique, mais spécialement sur la résistance au cisaillement. La rugosité et l'ondulation provoquent des difficultés pour le glissement.

L'importance mécanique des irrégularités est grande puisqu'elles gênent le libre déplacement des faces en contact (qu'on peut appeler épontes, par analogie avec les surfaces qui limitent les filons) [7].

La rugosité devient moins importante lorsque la discontinuité est remplie.

La méthode la plus utilisée consiste à comparer la morphologie de la discontinuité à des profils standards établis par Barton et Choubey et à lui attribuer une note de rugosité appelée JRC,

On réserve parfois le terme de rugosité pour caractériser les aspérités de taille millimétrique à centimétrique, en utilisant celui d'ondulation pour des tailles décimétrique à mètre [28].

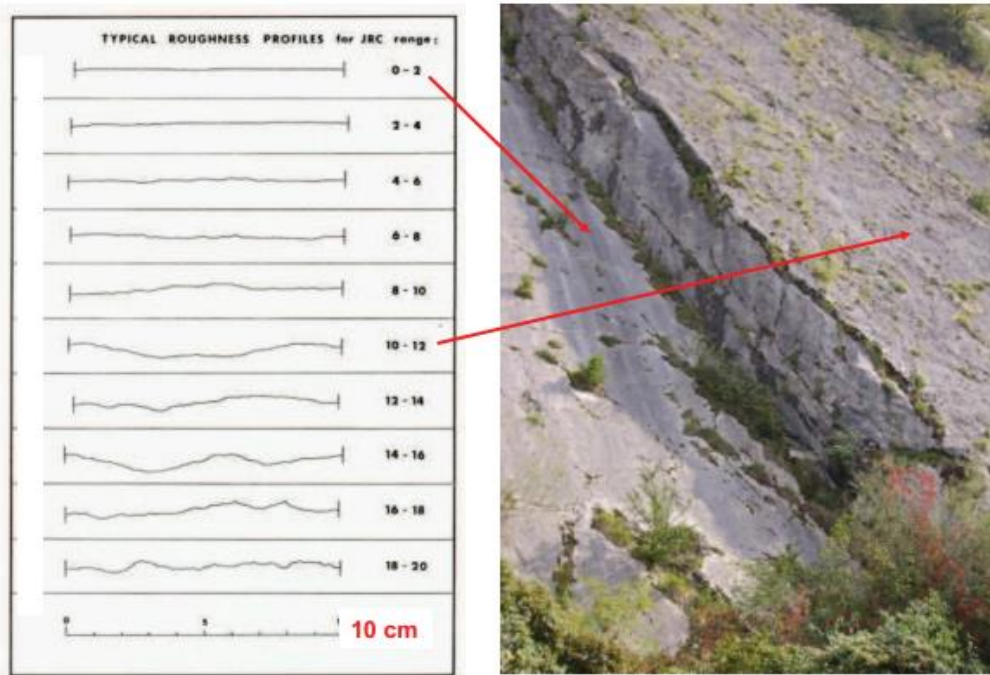


Fig. 21 Profils de rugosité typiques pour déterminer le JRC (Joint Roughness Coefficient) Echelle de 10 cm [28].

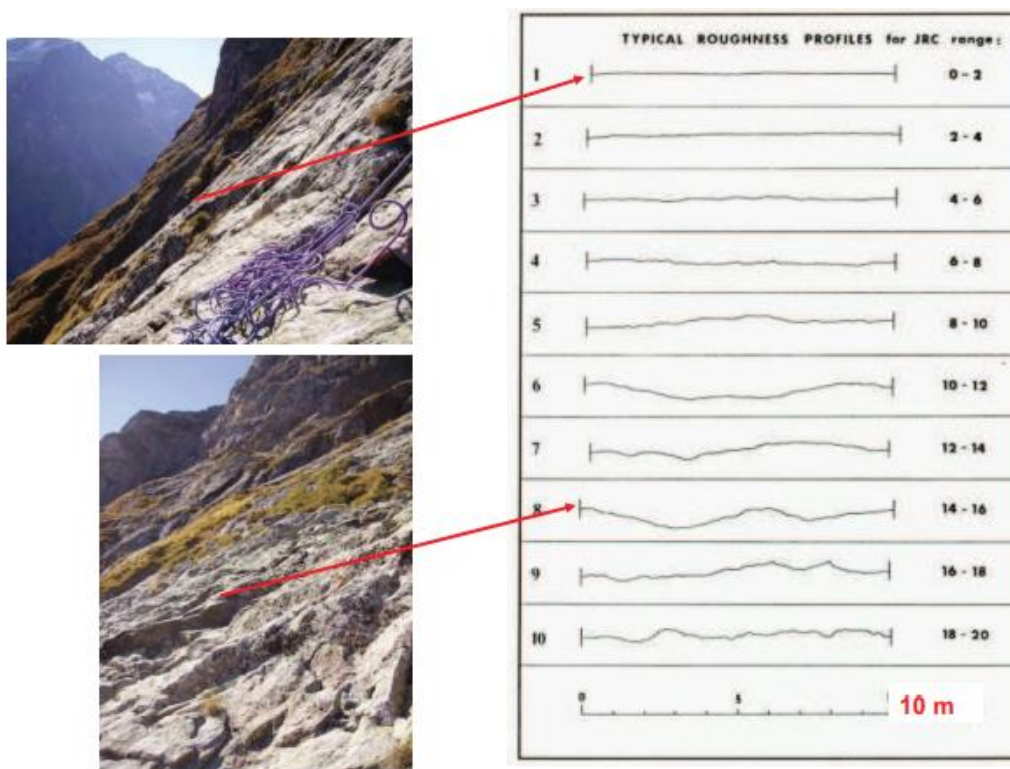


Fig. 22 Profils de rugosité typiques pour déterminer le JRC (Joint Roughness Coefficient) Echelle de 10 m [28].

Pour décrire la rugosité il convient d'utiliser les termes suivants [19] :

- Très rugueuse : la surface est très rugueuse et présente d'importantes aspérités visuelles, semblables à du gravier fin ou de calibre moyen.
- Rugueuse : lorsqu'on passe la frôle du doigt, la surface est rugueuse comme du papier de verre à gros grain. Les aspérités peuvent être visuelles.
- Légèrement rugueuse : la surface est rugueuse comme du papier de verre à grain plus fin. Les aspérités ne sont pas visibles à l'œil nu.
- Lisse : la surface est plutôt lisse, comme du papier.
- Miroir de faille : la surface est très lisse, voire polie, et présente une striation due à un déplacement en cisaillement.

2. Orientation

En tout point l'orientation d'un plan dans l'espace est définie par deux angles, respectivement par rapport au nord géographique et à la verticale, mesurés avec une boussole et un inclinomètre (figure 23) ; il existe des appareils combinant les deux fonctions qui saisissent ces angles de façon automatique [7].

- Les lignes de niveau du plan définissent la direction ou azimuth du plan (anglais strike), compté de 0 à 180 degrés en tournant vers l'est, (un plan horizontal n'a pas de direction définie) ;
- Les lignes de plus grande pente du plan définissent le pendage (anglais dip), de 0 pour un plan horizontal à 90 degrés pour un plan vertical, assorti de l'indication du côté vers lequel le plan est incliné.

On définit alors un plan par deux angles par exemple (35°, 75°SE). On peut aussi considérer seulement la direction de 0 à 360 degrés et le pendage de la ligne de plus grande pente, ce qui exprime la direction du pendage (dans le même cas 125°, 75°) ; cette variante est utilisée

notamment pour la saisie informatique [7].

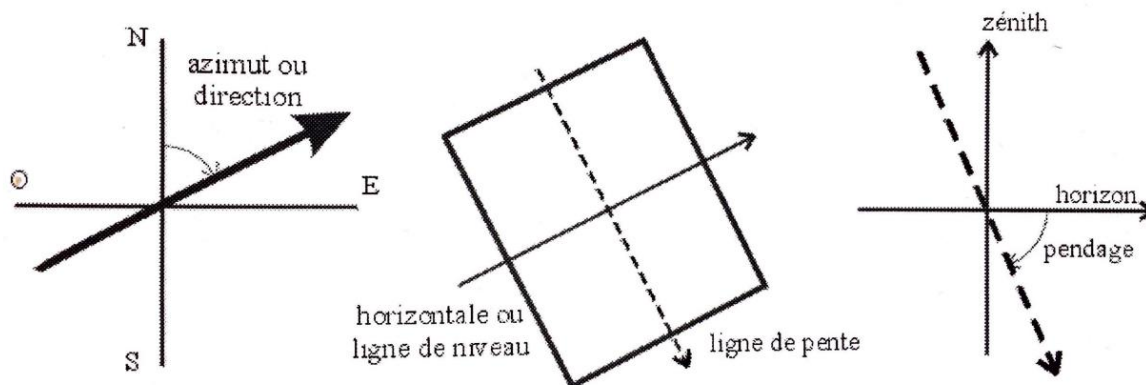


Fig. 23 : Orientation d'une direction de plan dans l'espace, au centre en perspective cavalière, par la direction (ou azimut) de ses lignes de niveau (vue en plan, à gauche), et le pendage de ses lignes de pente (en coupe, à droite) [7].

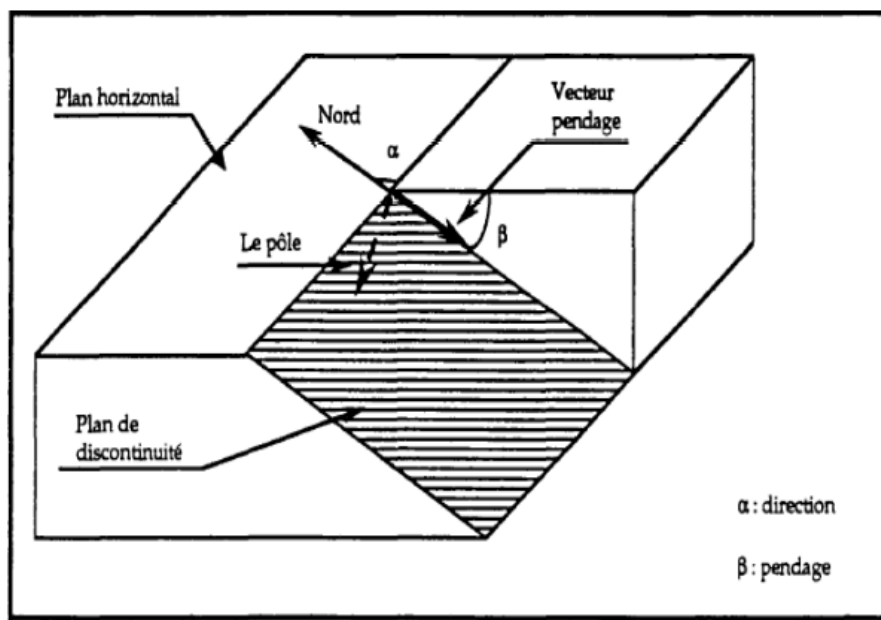


Fig. 24 Orientation d'un plan de discontinuité.

Soit le vecteur pendage p est caractérisé par son azimut à 90° de l'angle α est son pendage β .

Les orientations des discontinuités déterminent la forme de blocs individuels existant dans un massif rocheux et par suite elles sont responsables de leur anisotropie qui gouverne leur comportement hydraulique et mécanique.

La distribution de l'orientation et du pendage est souvent représentée par une loi hémisphérique, normale ou log-normale [7].

L'orientation des discontinuités par rapport à une structure d'ingénierie contrôle en grande partie la possibilité de conditions instables ou de déformations excessives se développant. L'importance de l'orientation augmente lorsque d'autres conditions de déformation sont présentes, telles que la faible résistance au cisaillement et un nombre suffisant de discontinuités ou d'ensembles articulaires pour que le glissement se produise [19].

L'orientation mutuelle des discontinuités détermine la forme des blocs, des lits ou des mosaïques comprenant la masse rocheuse.

3. Remplissage :

Les discontinuités contiennent souvent un matériau différent des roches voisines, appelé pour cette raison remplissage (bien que le mot ne s'applique pas rigoureusement à tous les cas, de l'anglais fillings) : soit matériaux meubles amenés de l'extérieur par circulation d'eau ou provenant d'un broyage mécanique de la roche, notamment le long des failles, soit matériaux rocheux issus de cristallisation ou recristallisation à partir des fluides ou des roches préalablement broyées. Les matériaux meubles diminuent la résistance au cisaillement et la conductivité hydraulique, les minéralisations peuvent au contraire améliorer la résistance jusqu'à cicatriser complètement la discontinuité [7].

En général, les propriétés du matériel de remplissage affectent la résistance au cisaillement, la déformabilité et la perméabilité des discontinuités. Les comportements à court et à long terme peuvent être très différents de telle sorte qu'il est facile d'être induit en erreur par des conditions favorables à court terme [19].

Le comportement physique dépend de nombreux facteurs dont les facteurs suivants sont probablement les plus importants [19] :

- Minéralogie des matériaux de remplissage
- Classement ou taille des particules
- Ratio de sur-consolidation
- Teneur en eau et perméabilité

- Déplacement dû au cisaillement antérieur
- Rugosité des épontes
- Ouverture

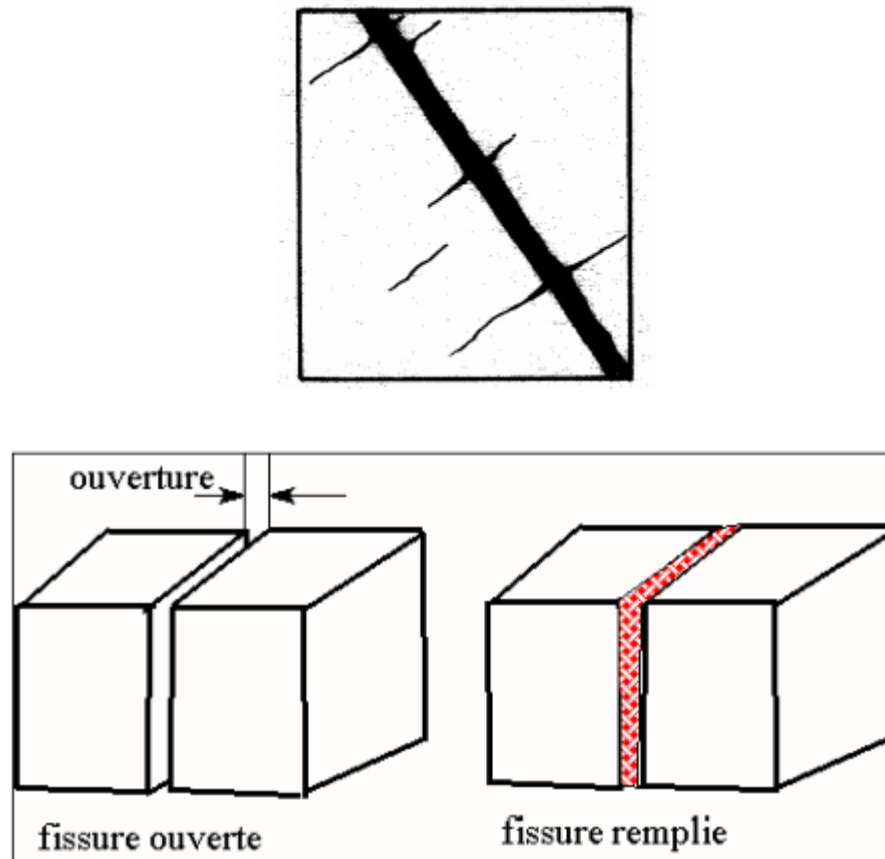


Fig. 25 Fissure ouverte et remplie

4. Nombre des familles :

Comme les joints de stratification et de schistosité qui forment des familles parallèles faciles à identifier, la plupart des diaclases peuvent aussi être regroupées en familles presque parallèles, qui présentent des caractères morphologiques communs liés à une origine commune. L'ensemble des familles présentes forme un réseau. Les notions de familles et de réseaux sont quelquefois valables sur de grandes distances, mais souvent la structure se modifie sur quelques dizaines de mètres, parfois moins encore. L'identification de familles et de réseaux n'a de sens qu'à l'intérieur de domaines limités, où un certain parallélisme est préservé. C'est l'observation du terrain qui permet de délimiter ces volumes. Il convient aussi de traiter à part les joints de stratification, les contacts

tectoniques, les failles bien individualisées et d'une manière générale toute famille qui s'impose à l'observateur. Certaines de ces familles, antérieures au plissement des couches, tournent avec celles-ci, d'autres sont au contraire liées aux déformations des charnières de plis [7].

Le comportement mécanique et l'apparition d'une masse rocheuse seront dominés par le nombre des familles de discontinuités qui se croisent. Le comportement mécanique est particulièrement affecté puisque le nombre des familles détermine la mesure dans laquelle la masse rocheuse peut se déformer sans impliquer la rupture de la roche intacte. L'apparition de la masse rocheuse est affectée puisque le nombre d'ensembles détermine le degré de « overbreak » qui tend à se produire avec l'excavation par l'explosif [19].

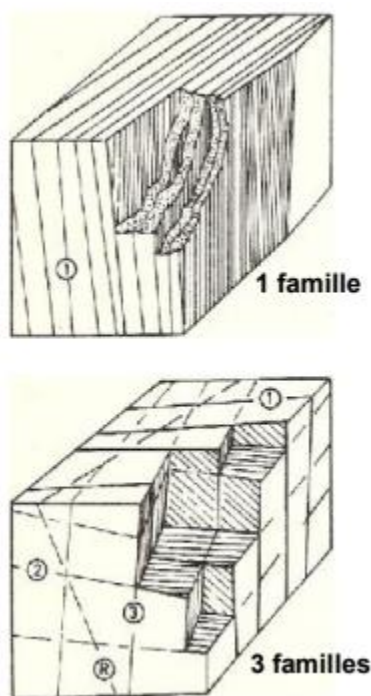


Fig. 26 L'effet du nombre des familles des joints sur le comportement mécanique et l'apparence d'un massif rocheux [19].

Le nombre des familles de discontinuités peut être une caractéristique dominante de la stabilité des pentes rocheuses, bien que traditionnellement l'orientation des discontinuités par rapport à la face soit considérée comme d'une importance primordiale. Toutefois, s'il existe des familles insuffisantes, la probabilité d'instabilité peut être réduite presque à zéro. D'autre part, un

grand nombre des familles ayant un espacement étroit peuvent changer le mode potentiel de rupture de la pente de translationnel ou de renversement à rotationnel / circulaire [19].

Typiquement, une famille de joint découpe le massif rocheux en plaques, 2 familles perpendiculaires découpent la roche en colonnes et 3 en blocs. Plus de 3 familles découpent la roche en blocs de formes variées et de coins [27].

Tab. 8 Paramètres de J_n (nombre de famille de discontinuités).

Nombre de famille de diaclases	J_n
Massif, peu ou pas de diaclases	0,5-1
Une famille de diaclases	2
Une famille et diaclases aléatoires	3
Deux familles de diaclases	4
Deux familles et diaclases aléatoires	6
Trois familles de diaclases	9
Trois familles et diaclases aléatoires	12
Quatre familles et plus, diaclases aléatoires très nombreuses	15
Roche concassée, semblable à un sol	20
Note : 1. Pour une intersection, utilisez $3 \times J_n$ 2. Pour un portail, utilisez $2 \times J_n$	

5. Altération et résistance des épontes :

Le degré d'altération caractérise l'affaiblissement des massifs consécutif au développement des processus d'altération le long de discontinuités. L'altération résulte de deux processus :

- La désintégration mécanique (broyage, mylonitisation) ;
- La décomposition chimique (déstabilisation des minéraux, formation des minéraux argileux, lessivage)

La résistance à la compression de la roche constituant les parois d'une discontinuité est un élément très important de la résistance au cisaillement et de la déformabilité, en particulier si les parois sont en contact direct de roche à roche comme dans le cas de joints non remplis. Un léger déplacement en cisaillement des joints individuels causé par des contraintes de cisaillement dans la masse rocheuse entraîne souvent de très petites zones de contact d'aspérité et des contraintes

réelles approchant ou dépassant localement la résistance à la compression du matériau de la paroi rocheuse, d'où les dommages d'aspérité [19].

La résistance de la roche formant les parois des discontinuités influence la résistance au cisaillement des surfaces rugueuses. Lorsque des contraintes élevées, par rapport à la résistance des épontes, sont générées à des points de contact locaux durant le cisaillement, les aspérités seront broyées ou cisillées et conduiront à une réduction de la composante relative à la rugosité de l'angle de frottement [19].

6. Imbrication et non-imbrication

Les joints naturels subissent l'érosion et l'altération. Cela change le degré d'imbrication des surfaces des joints. Les joints mal imbriqués ont généralement une résistance au cisaillement beaucoup plus faible que les joints imbriqués [27].

Ceci est également évident pour des essais cycliques de cisaillement. Plusieurs essais de cisaillement cycliques donnent une résistance plus faible qu'après le premier cycle – cela est dû à l'usure de la surface du joint et à la réduction de l'imbrication [27].

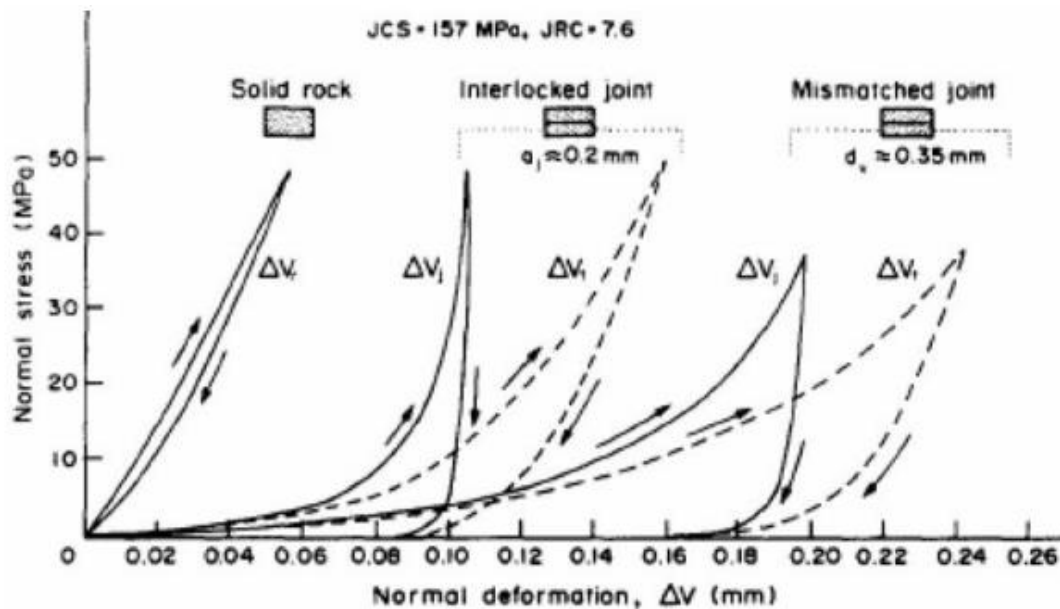


Fig. 27 Déformation normale de joints imbriqués et non-imbriqués [27].

7. Infiltration et présence d'eau :

Les infiltrations d'eau à travers les masses rocheuses résultent principalement de l'écoulement à travers des discontinuités conductrices d'eau (perméabilité « secondaire »). Dans le cas de certaines roches sédimentaires, la perméabilité « primaire » du matériau rocheux peut être importante de telle sorte qu'une proportion du suintement total se produit à travers les pores [19].

La perméabilité des roches étant en général très faible, les circulations d'eau dans le massif se font en majeure partie par les discontinuités : c'est ce qu'on appelle la perméabilité « en grand » des massifs rocheux, opposée à la perméabilité « en petit » des sols. Si le régime de l'écoulement dans la discontinuité est laminaire, on peut admettre que la vitesse d'écoulement v est donnée par [8]

$$V = k \times i \quad (\text{III. 1})$$

Où i est le gradient hydraulique. Le coefficient k est appelé conductivité hydraulique de la discontinuité et s'exprime en m/s [8].

Lorsqu'un joint est humide, il a généralement un angle de frottement plus faible qu'un joint sec. La résistance au cisaillement d'un joint humide est calculée en utilisant l'angle de frottement humide (et drainé). Si un joint est soumis à une pression d'eau, l'effort normal dans l'équation de résistance au cisaillement est l'effort normal effectif, c.-à-d., contrainte totale – pression interstitielle [27].

La prévision des niveaux des eaux souterraines, des voies d'infiltration probables et des pressions d'eau approximatives peut souvent donner un avertissement préalable de la stabilité ou des difficultés de construction. La description sur le terrain des masses rocheuses doit inévitablement précéder toute recommandation d'essais de perméabilité sur le terrain, de sorte que ces facteurs doivent être soigneusement évalués à ce stade précoce [19].

La description approximative de l'hydrogéologie locale doit être complétée par des observations détaillées de l'infiltration de discontinuités individuelles ou d'ensembles particuliers, en fonction de leur importance relative pour la stabilité. Un bref commentaire au sujet des précipitations récentes dans la région, s'il est connu, sera utile pour l'interprétation de ces

observations. Des données supplémentaires concernant les tendances des eaux souterraines et les relevés des précipitations et de la température seront utiles [19].

L'emplacement de l'infiltration de discontinuités fournit des informations sur l'ouverture parce que le débit des eaux souterraines se concentre presque entièrement dans les discontinuités (perméabilité secondaire).

III.5. Conclusion

Le comportement mécanique d'un massif rocheux dépend, d'une part du matériau rocheux (ou matrice rocheuse) qui le constitue, d'autre part des discontinuités (ou joints) qui le découpent. L'analyse structurale (ou tectonique) d'un massif consiste à décrire les caractéristiques et l'organisation des discontinuités qui le découpent, et à expliquer leur genèse en relation avec l'histoire tectonique du massif. Enfin, l'eau souterraine contenue dans les discontinuités et dans la matrice influence fortement le comportement mécanique du massif. La connaissance des conditions hydrogéologiques est donc nécessaire à toute étude d'ingénierie des roches.

Chapitre IV : Influence des discontinuités sur les travaux miniers

IV.1. Introduction

Les travaux miniers sont très influencés par la présence des discontinuités dans la masse rocheuse à abattre.

Cette influence réside dans deux aspects essentiels. Le premier aspect concerne la stabilité de la masse rocheuse lors des travaux miniers. Le second concerne l'effet de la présence des discontinuités sur les travaux de tir ce qui modifie nécessairement le plan de tir à chaque fois.

IV.2. Effets des discontinuités naturelles sur le plan de tir

Plusieurs études ont démontré les effets importants des discontinuités naturelles sur les résultats des tirs miniers. Dans les cas extrêmes, elles conditionnent même les résultats des tirs plus que les propriétés physico-mécaniques du massif ou de l'explosif. Ces discontinuités peuvent intervenir selon leurs orientations, fréquences, continuité, matériaux de remplissage, épaisseur et caractéristiques mécaniques [28].

Il est donc clair qu'il faudrait les prendre en compte dans la mise en œuvre des tirs miniers. Malheureusement, aucune règle explicite n'est aujourd'hui disponible pour pouvoir tenir compte quantitativement de leur effet dans les tirs miniers. Au mieux, des règles de l'art basées sur des expériences (réduites en nombres) existent [32].

La connaissance actuelle sur la fragmentation à l'explosif des massifs fracturés est assez limitée. Les discontinuités engendrent la réflexion des ondes des contraintes qui agissent conjointement avec celles créées par la charge. Ceci entraîne la concentration des contraintes et par conséquent une meilleure fragmentation dans la zone immédiate. En revanche, la zone qui se trouve de l'autre côté de la discontinuité tend à être moins fragmentée [32].

Les gaz générés par l'explosion s'échappent par les discontinuités lorsque celles-ci sont ouvertes. Cela s'accompagne d'un abaissement rapide de la pression de sorte que l'énergie de gaz perde de son efficacité et également une mauvaise fragmentation et un médiocre déplacement du tas en résultent [32].

Lorsque les discontinuités sont remplies, les matériaux de remplissage déterminent la façon dont les discontinuités vont agir pendant le tir, ceci dépend surtout de son épaisseur et de son

impédance par rapport au massif. Comme nous l'avons signalé plus haut, l'impédance du milieu a des effets importants sur le transfert de l'énergie dans le milieu des ondes de contraintes [32].

Les études de Barker, D.B et Fourny, ont établi un autre processus de fragmentation dans un milieu fracturé. Ils ont démontré que les ondes de compression et cisaillement peuvent prolonger les petites discontinuités à partir des fissures préexistantes. En général, ces fractures sont quasi-perpendiculaires aux fissures préexistantes. Winzer observe aussi ce phénomène lors de tir en milieu calcaire. Il apparaît que la propagation de ces fractures est due aux ondes de contraintes, leur apparition étant observée avant que les effets de la pression quasi-statique due aux gaz aient lieu. Winzer avança que ce mode de propagation des fissures est plus important dans le cas des massifs assez fracturés [32].

Selon l'orientation de la discontinuité, un cisaillement peut se produire grâce à la pression quasi-statique des gaz. Ceci s'apparente au phénomène dit entes de Riedel observées pendant les essais de cisaillement sur la roche [32].

L'effet sur les résultats de tirs dirigés par rapport à l'orientation des discontinuités a fait l'objet de plusieurs études au laboratoire et sur le terrain. Jusqu'ici, les résultats ne sont guère concluants et essais [32].

Le tir suivant le pendage quand la configuration ou les bancs pendent vers la fosse, conduit à une meilleure sortie de pied et un tas d'un profil bas, mais a des effets arrière qui peuvent être importants [28]. D'un autre côté Le tir à contre pendage, peut conduire à des problèmes de pied et provoque un tas de profil élevé. Les effets arrière tendent à être plus faibles aussi, Burkle. Mais ceci à conditions de ne pas favoriser d'autres modes de mécanisme d'affaiblissement du mur comme le basculement des bancs qui pendent vers le massif [32].

Les essais sur les effets de la direction de tir par rapport à la direction des discontinuités principales dans le massif ont conduit à des résultats contradictoires. Burkle avança qu'une orientation du front de tir parallèle à la direction des joints principaux provoquerait la propagation sur une plus grande distance de l'énergie de la déformation dans la zone limitée par la discontinuité, ce qui favoriserait une meilleure fragmentation ; Belland arriva en effet aux mêmes conclusions pendant ses essais de tir dans une mine de fer. Tidman observa les mêmes phénomènes dans une

mine de cuivre. En effet, en orientant le front de tir perpendiculairement à la direction de joints principaux, on peut avoir des configurations où l'espacement des joints est plus petit que celui des trous ce qui donnera lieu à des zones isolées qui ne seront pas directement atteintes par les ondes de contraintes. Cependant, des essais effectués dans une carrière de dolomie par Ash R.L donnèrent les résultats contraires. En général, il obtint une meilleure fragmentation pour les tirs effectués sur les talus orientés perpendiculairement à la direction des joints principaux, observa les mêmes résultats pendant ses essais sur les séries de calcaire et de gés. Enfin, les essais au laboratoire de Singh et Harries ont donné les fragments rocheux de taille plus petite dans le cas où la direction des joints simulés est perpendiculaire au talus [32].

Ces variations peuvent être expliquées par le rapport entre l'espacement des trous d'un côté et l'espacement moyen des joints principaux d'un autre côté ce qui donnera des résultats médiocres. Cependant si l'espacement des trous est plus petit que celui des joints principaux, on peut s'attendre à de meilleurs résultats [32].

Certes, ce domaine est le moins connu dans la fragmentation à l'explosif et certainement le plus difficile à étudier. Les essais au laboratoire arriveront difficilement à simuler les conditions existantes dans la nature de sorte qu'il sera délicat d'utiliser leurs résultats sur le terrain. D'un autre côté, les essais sur le terrain sont tellement conditionnés par les caractéristiques locales du site qu'il n'est pas évident de généraliser leurs résultats [32].

IV.3. Influence sur la classification des massifs :

IV.3.1 Principes et points communs à toutes les méthodes

Le principe de toutes ces méthodes de classification est de mesurer ou d'observer des grandeurs « quantifiables » et d'affecter des notes pour certains aspects très qualitatifs, comme par exemple, l'altération, la présence ou l'absence d'eau... Le but est de faire des rapprochements entre les terrains ayant des descriptions semblables (même s'ils sont de minéralogies différentes) afin d'en tirer des grands ensembles. Quelle que soit la classification, certains aspects sont systématiquement regardés [33] :

- les caractéristiques des discontinuités (nombre de familles, orientation, espacement, extension, ouverture, rugosité, remplissage, altération...);

- la résistance de la matrice rocheuse (compression simple, traction, suivant les cas) ;
- l'altération des épontes ;
- la présence d'eau.

Ces différents paramètres sont qualifiés et notés selon des tableaux descriptifs, puis les notes sont combinées pour obtenir une note finale.

Les classifications sont utilisées de manière généralisée dans le monde. Néanmoins, il ne faut pas perdre de vue que des notes finales identiques peuvent correspondre à des massifs très différents. Il est donc nécessaire d'examiner la sensibilité des paramètres. De plus, ce sont des méthodes non applicables aux roches tendres. Il est donc recommandé de les utiliser en prenant des précautions et, autant que possible, de comparer les résultats obtenus par plusieurs méthodes avant de conclure [33].

IV.3.2. Indice Q de Barton

Barton a proposé sa première version du « Q » en 1974, en compilant des observations essentiellement réalisées dans des tunnels scandinaves. Il ne cesse de l'enrichir depuis. Nous présenterons ici la version simple [29] :

$$Q = \frac{RQD}{J_n} \times \frac{J_r}{J_a} \times \frac{J_w}{SFR} \quad (\text{IV. 1})$$

avec

J_n qui dépend du nombre de familles de discontinuités,

J_r qui dépend de la rugosité des discontinuités les plus défavorables,

J_a qui dépend de l'état des discontinuités (altération, remplissage),

J_w qui dépend des conditions hydrogéologiques.

SFR : « Stress Reduction Factor » coefficient d'ajustement à prendre en compte uniquement en souterrain, en fonction des contraintes naturelles en place.

IV.3.3. Indice RMR (Rock Mass Rating) de Bieniawski

Bieniawski a proposé sa première version du RMR en 1974, en compilant des informations et des observations collectées essentiellement dans des mines. Il l'a ensuite modifiée en 1989, puis d'autres auteurs s'en sont également saisis. Nous présentons ici la version de 1989 [33] :

$$RMR = A_1 + A_2 + A_3 + A_4 + A_5 + B \quad (\text{IV. 2})$$

avec

A_1 qui dépend de la résistance en compression simple de la matrice,

A_2 du RQD,

A_3 de l'espacement entre les discontinuités,

A_4 de l'état des discontinuités,

A_5 des conditions hydrogéologiques

B de l'orientation des joints.

IV.3.4. Recommandations de l'AFTES

L'AFTES est une association française regroupant les professionnels des travaux souterrains. Elle a vocation à produire régulièrement des recommandations sur de nombreux aspects des travaux en souterrain. Les recommandations de l'AFTES « pour une caractérisation des massifs rocheux utile à l'étude et à la réalisation des ouvrages souterrains », contrairement aux classifications, ne donnent pas de « note » au massif rocheux, mais la description du massif repose sur l'évaluation de plusieurs paramètres, pris indépendamment les uns des autres (comme les classifications). Selon le projet, chaque paramètre n'a pas le même poids. Les paramètres retenus sont [33] :

- la résistance de la roche,
- l'indice de continuité de la roche,
- l'état d'altération,
- l'indice global de densité de discontinuités,
- le nombre de familles de discontinuités,
- l'espacement des discontinuités de chaque famille,
- l'orientation des discontinuités,
- la charge hydraulique,
- la perméabilité du massif,
- l'état des contraintes naturelles.

Ce travail s'appliquant aux travaux souterrains, le passage des valeurs de chaque paramètre au choix des soutènements se fait à l'aide de tableaux qui préconisent ou excluent tel ou tel type de soutènement.

IV.4. Influence sur l'instabilité des massifs rocheux

Les chutes de roches représentent l'une des menaces qui produisent un plus grand risque pour l'intégrité des personnes, en particulier dans les voies de communication. De même, dans l'industrie minière, il est nécessaire de gérer les talus rocheux pour maîtriser (contrôler) les risques inhérents aux glissements massifs des massifs rocheux et aux chutes des blocs rocheux tombés. Le contrôle des éboulements et des glissements de terrain vise à réduire les niveaux de risque et il existe une grande quantité de technologies de stabilisation et de gestion des dangers et des risques dans les talus rocheux. Avec une bonne reconnaissance des massifs rocheux et une bonne conception (un bon design) basée sur une analyse rationnelle, les menaces peuvent être minimisées. Mécanique des glissements de terrain et de chute de roche dans un talus rocheux Le mode de rupture d'un talus rocheux dépend principalement des caractéristiques des discontinuités ou de la structure de la roche, parmi lesquelles il convient de distinguer : La Présence de familles de discontinuités [34],

- L'orientation des familles (des groupes) de discontinuité,
- L'espacement des discontinuités,
- La résistance au cisaillement,
- La longueur des discontinuités.

La géométrie des groupes de discontinuité contrôle généralement le comportement du talus, Les figures suivantes indiquent les modes individuels de ruptures qui peuvent se produire dans massifs rocheux (les masses rocheuses) brisées contenant des discontinuités. Les modes d'instabilités affectant les talus sont :

Les détachements de blocs, les Renversements de blocs, les glissements plans, les effondrements rotationnels, les épandages latéraux (diffusions latérales).

- **Les détachements de blocs :**

Détachements soudains d'un ou plusieurs blocs de roches qui tombent en chute libre [34].

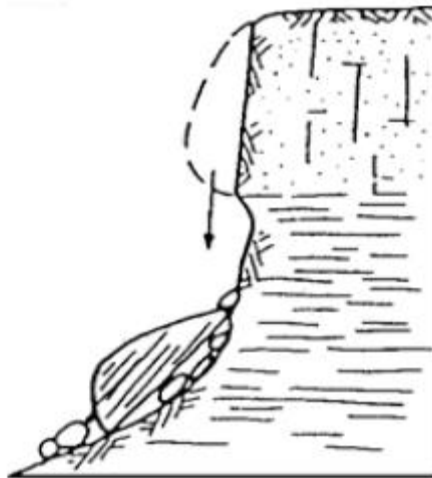


Fig. 28 Détachement de blocs.

- **Les Renversements de blocs :**

Chute d'un bloc de roche par rapport à un pivot situé en dessous de son centre de gravité [30].

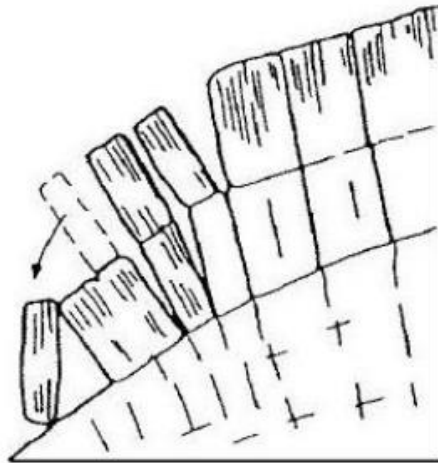


Fig. 29 Renversement de blocs.

- **Glissement plan ou translationnel :**

Il se produit le long d'un joint de stratification, d'un clivage, d'une couche dite « savon ».

Dans le cas des glissements plan ou translationnels, la surface de glissement est plane. Des couches ou des ensembles de couches de terrain se mettent en mouvement le long d'une couche plus faible ou d'une discontinuité lithologique ou structurale. Un niveau marneux ou argileux est un exemple fréquent de couche plus faible. Une morphologie en dip-slope (lorsque le pendage des couches est très proche de l'inclinaison du versant) est également favorable à l'occurrence d'un glissement translationnel [34].

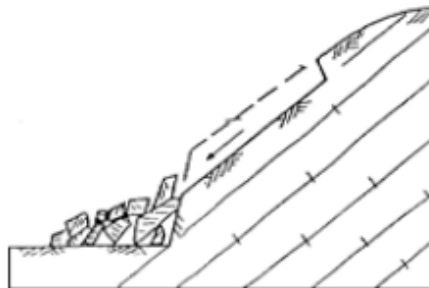


Fig. 30 Glissement plan (le long d'une surface plane).

- **Glissement de dièdre :**

Il s'agit d'un mouvement de translation sur deux plans de discontinuité formant un dièdre dont l'arrête est orientée vers le vide avec mobilisation de la résistance au cisaillement de ces deux plans au cours du déplacement [34].

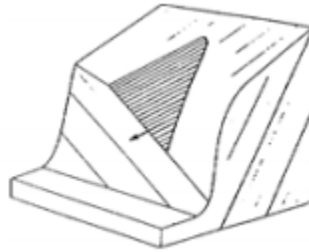


Fig. 31 Glissement de dièdre.

- **Glissement rotationnel (ou circulaire) :**

Il se produit le long d'une surface convexe : en chaîne, régressifs

La géométrie classique d'un glissement rotationnel est illustrée par la figure ... La surface de glissement est de forme circulaire. La zone de départ du glissement est caractérisée par une brusque rupture de pente (escarpement de départ) et par la présence de fissures et éventuellement d'une morphologie en gradins (avec un ou plusieurs compartiments). Dans la partie aval, on retrouve une morphologie en bourrelet : le pied du glissement. La masse de terrain descendue subit des contraintes de compression importantes et est fortement déstructurée. Lorsqu'il y a une forte teneur en eau, la limite de liquidité peut rapidement être atteinte et on peut voir le glissement évoluer en une coulée boueuse [34].

- **Glissement rotationnel complexe :**

Il s'agit de glissements multiples « emboîtés » les uns dans les autres, dus à la suppression de la butée provoquée par le glissement précédent, ce qui entraîne ainsi des glissements successifs remontant vers l'amont.

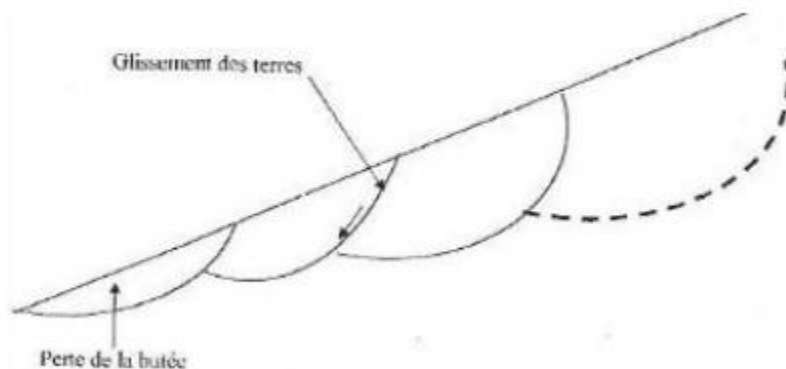


Fig. 32 Glissement rotationnel complexe.

- **Fauchage :**

Ce sont des mouvements de basculement des extrémités supérieures de bancs (ou feuillets) en direction de la vallée sous l'effet du poids propre des couches et d'une désorganisation du matériau rocheux. Ce phénomène se produit dans des massifs rocheux caractérisés par une anisotropie quasi verticale (ou à pendage très redressé vers l'amont), parallèle à la vallée et caractérisée par des espacements relativement faibles [34].

La rupture des talus rocheux est dans la plupart des cas contrôlée par la structure de leur système de discontinuité. En fonction de l'échelle des discontinuités dans le massif rocheux (la masse rocheuse), une rupture (une faille) localisée de blocs instables peut survenir impliquant de petits volumes de matériaux ou des ruptures (des failles) à grande échelle qui affectent le talus dans son entier [34].

Les mouvements peuvent être de vitesse très variable et concerner des volumes de terrains ou de rochers très variables, également avec des conséquences potentielles sur l'activité humaine, d'où l'importance du diagnostic et de la mise en place de suivi (observations, auscultations). Facteurs qui influencent la stabilité des talus (des pentes) [34].

Le fait qu'un talus (pente) reste stable ou souffre d'un glissement dépend de l'union de plusieurs facteurs, parmi lesquels [34] :

- Les caractéristiques du massif rocheux
- Les conditions climatiques,
- L'érosion,
- Le gonflement (l'expansivité des argiles),
- Les actions anthropiques,
- L'action des séismes
- La mer est l'un des agents érosifs les plus puissants et son action érosive sur les massifs rocheux (falaises) est très forte.

IV.7. Conclusion

Le massif rocheux affecté d'un réseau plus ou moins dense de fractures est composé de blocs formant un édifice généralement stable dans les conditions naturelles, mais dont l'équilibre peut être rompu, instantanément ou à terme, par les travaux d'exploitation du site.

Dans le cas d'excavations à ciel ouvert pour lesquelles il y a de faibles contraintes et où la roche intacte est compétente, le mode de rupture sera principalement contrôlé par les discontinuités.

Chapitre V :

Modélisation des discontinuités

V.1. Introduction

A cause de la pandémie du covid-19 on n'a pas pu réaliser nos essais qui planifier de les faire au laboratoire de l'université de Souk-Ahras on utilisant l'onde acoustique, donc on a utilisé les données de l'orientation des discontinuités du PFE de REDJEM Azzedine et FILLALI Islam Charef Eddine, et par conséquent on a limité notre partie pratique à l'étude stéréographique des discontinuités et l'analyse de stabilité des talus.

Cette section constitue un résumé des connaissances relatives à la projection stéréographique qu'il faut posséder pour prédire les instabilités structurales des excavations réalisées dans les massifs rocheux. On y présente aussi plusieurs définitions de termes utilisés.

V.2. La projection stéréographique

Les premières définitions se rapportent aux projections en général et à la projection sphérique en particulier.

Projection : représentation d'un élément de surface quelconque sur une autre de surface.

Surface de projection : surface sur laquelle un élément de surface quelconque est projeté.

Système de projection : système de correspondance entre les points d'un élément de surface quelconque à projeter et les points de l'élément de surface après projection tel que chacun de ceux-ci représente un point et un seul de l'élément de surface à projeter.

Projection sphérique : ensemble de systèmes de projection permettant de cartographier la surface d'une sphère sur un plan.

Projection hémisphérique : projection sphérique se limitant à un seul hémisphère.

Chaque système de projection possède des propriétés qui leur sont propres. Nous nous intéressons dans ce document à un système de projection hémisphérique en particulier, soit un système de projection hémisphérique conforme. Ce système de projection, qui permet la conservation des angles, est appelé système de projection stéréographique. Il est aussi appelé projection de Wulff ou encore projection à angles égaux ("equal angle projection").

La figure 33 illustre une sphère sur laquelle figurent deux points diamétralement opposés A et B. Cette figure montre aussi un plan horizontal qui passe par le centre de la sphère, un grand cercle passant par A et B ainsi qu'un petit cercle orthogonal au diamètre AB de la sphère. Partant de cette figure, nous pouvons poser les définitions suivantes.

Pivots : les points A et B.

Diamètre des pivots : le diamètre AB.

Méridiens : les grands cercles passant par A et B.

Plan de projection : plan horizontal qui passe par le centre de la sphère.

Circonférence d'intersection : circonférence correspondant à l'intersection de la sphère et du plan de projection. Cette circonférence est aussi appelée cercle de projection.

Point de vue : point de la sphère située sur la normale au plan de projection et passant par le centre de la sphère. Ce point, parfois aussi appelé centre d'inversion, peut être pris au-dessus ou au-dessous du plan de projection. Le point de vue montré à la figure 33 est situé au-dessus du plan de projection.

Hémisphère inférieur : hémisphère se situant sous le plan de projection.

Hémisphère supérieur : hémisphère se situant au-dessus du plan de projection.

Il existe différents types de projection stéréographique. C'est la position du diamètre des pivots (voir la droite AB à la figure 33) relativement au plan de projection qui définit le type.

Projection stéréographique oblique : le diamètre des pivots fait un angle quelconque avec le plan de projection (voir la figure 33).

Projection stéréographique polaire : le diamètre des pivots est normal au plan de projection.

Projection stéréographique méridienne : le diamètre des pivots est contenu dans le plan de projection.

Seule la projection stéréographique méridienne est utilisée dans ce travail.

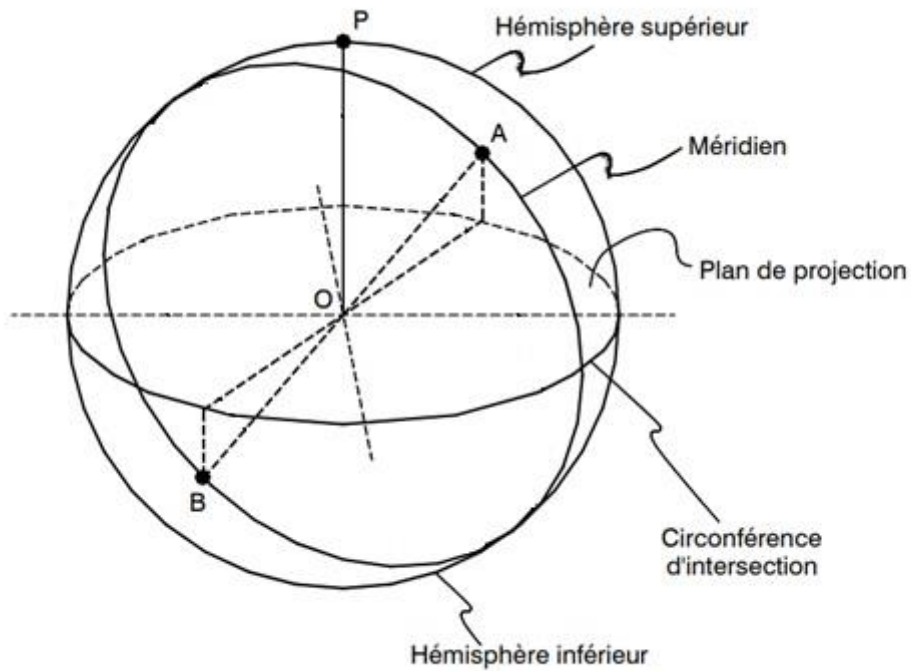


Fig. 33 Sphère comportant deux points diamétralement opposés (A et B), un plan horizontal passant par son centre O, le méridien AB, un parallèle et le point de vue P.

V.3. Modélisation

Dans ce travail on a utilisé le programme Stereonet.

1. Niveau 1 Gradin 1

Tab. 9 Les orientations des joints et talus du Gradin 1 Niveau 1.

	Type	Azimuth	Pendage	Direction pendage
Talus		342	80	SO
Discontinuités 1	Joint	300	68	NE
Discontinuités 2	Joint	320	80	NE
Discontinuités 3	Joint	340	82	NE
Discontinuités 4	Joint	110	65	NE
angle de frottement interne (φ)=28°				
angle de talus (ψ_f)=80°				

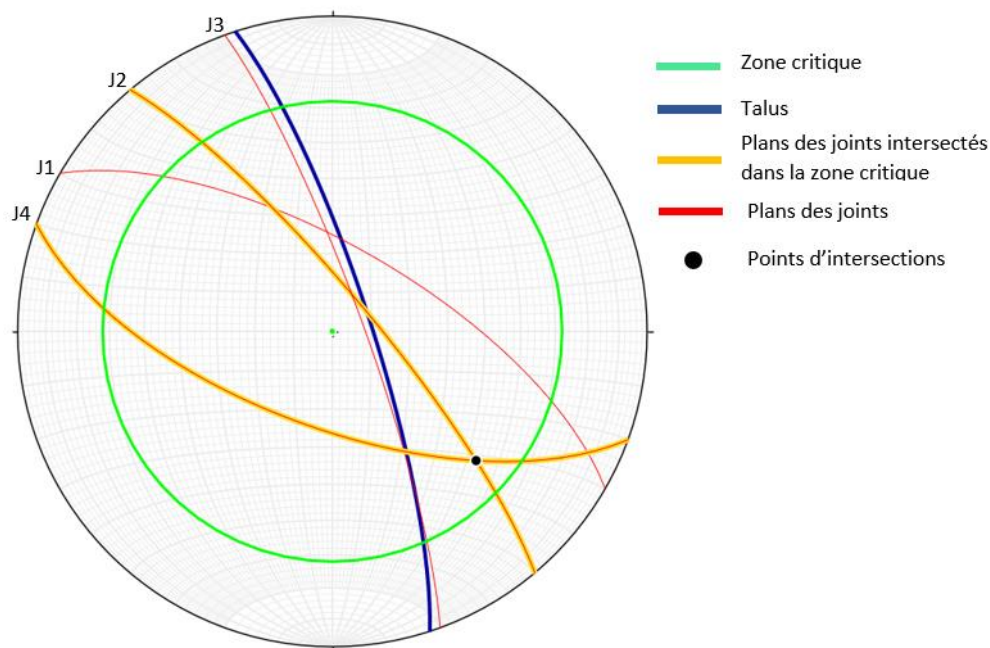


Fig. 34 Calque produit en projection stéréographique illustrant Niveau 1 Gradin 1 en cercle de Wulf.

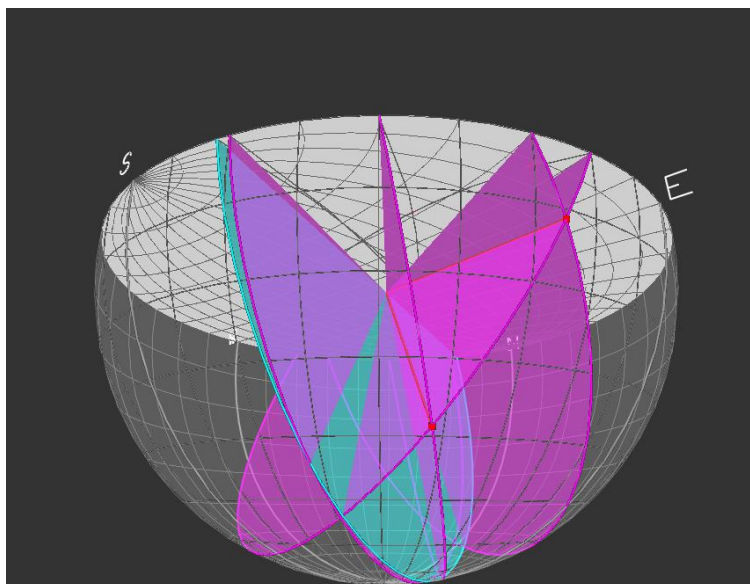


Fig. 35 Projection stéréographique de l'hémisphère inférieure illustrant Niveau 1 Gradin 1 en 3D.

Le modèle montre qu'il y a deux points d'intersection A,B

Tab. 10 Orientations des lignes d'intersection des joints.

Intersection	Plans intersecté	Azimuth	Pendage
A	Joint 1 – Joint 4	131.9	38.6SE
B	Joint 2 – Joint 4	115.4	11.3SE

Le point A inclue dans la zone critique donc il y a une possibilité de glissement à partir du point d'intersection A, remarquez que la droite d'intersection des deux plans de discontinuités « perce » le plan du talus ; un tétraèdre est donc formé.

Le cercle bleu est formé à partir du plan de talus (nous avons mis les pôles de chaque point du plan de talus), l'intérieur du cercle bleu c'est la zone instable, l'extérieur du cercle noir (pole de l'angle de frottement interne) c'est la zone critique (instable).

En pratique, on a observé que les glissements planaire ont tendance à ne se produire que si la direction de l'inclinaison d'un plan se situe dans une certaine plage angulaire de la direction de l'inclinaison de talus, on utilise généralement une valeur comprise entre 20° et 30° sur la base d'observation empiriques (Goodman 1980, Hudson et Harrison 1997).

Dans notre cas on a utilisé 20°.

Donc la zone instable est l'intérieur du cercle bleu, sauf le demi-cercle du pôle de la zone critique.

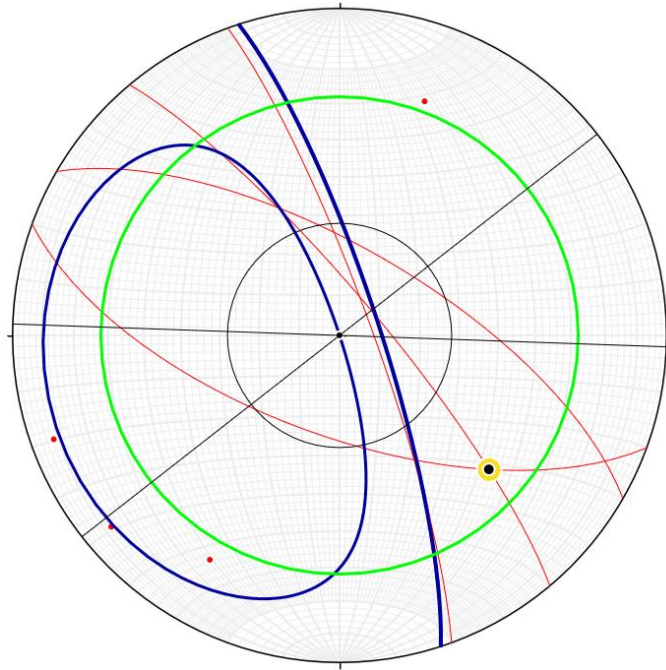


Fig. 36 Calque produit en projection stéréographique illustrant la zone instable du Niveau 1 Gradin 1 en cercle de Wulf.

On remarque que les pôles des joints ne sont pas dans la zone critique, donc il n'y a une possibilité de glissement planaire.

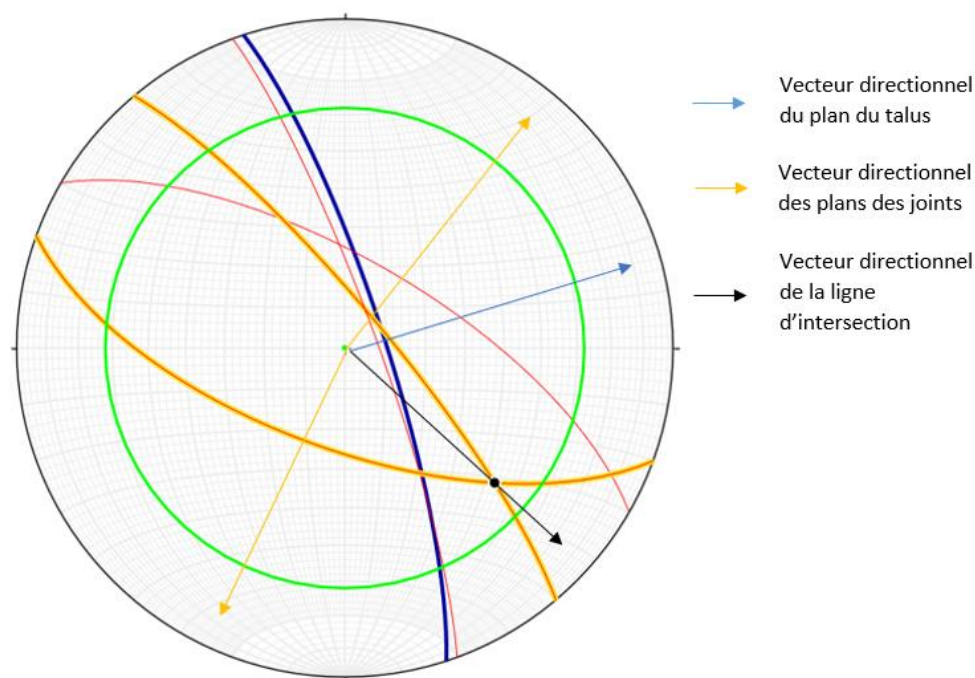


Fig. 37 Calque produit en projection stéréographique illustrant les vecteurs directionnels des joints en cercle de Wulf.

Les lignes de pendage des joints (joint 2, joint 4) ne sont pas « dégagées » (les lignes de pendage de ces joints sont en dehors de la ligne de pendage de talus et l'intersection de ces derniers). Donc, le mode d'instabilité potentielle est le glissement sur les deux plans (dièdre) préalablement à une chute dans le talus.

2. Niveau 1 Gradin 2

Tab. 11 Les orientations des joints et talus du Gradin 2 Niveau 1.

	Type	Azimuth	Pendage	Direction pendage
Talus		342	80	E
Discontinuités 1	Joint	60	80	SE
Discontinuités 2	Joint	140	80	SW
Discontinuités 3	Joint	280	65	NE
Discontinuités 4	Joint	170	60	SW
angle de frottement interne (φ)=28°				
angle de talus (ψ_f)=80°				

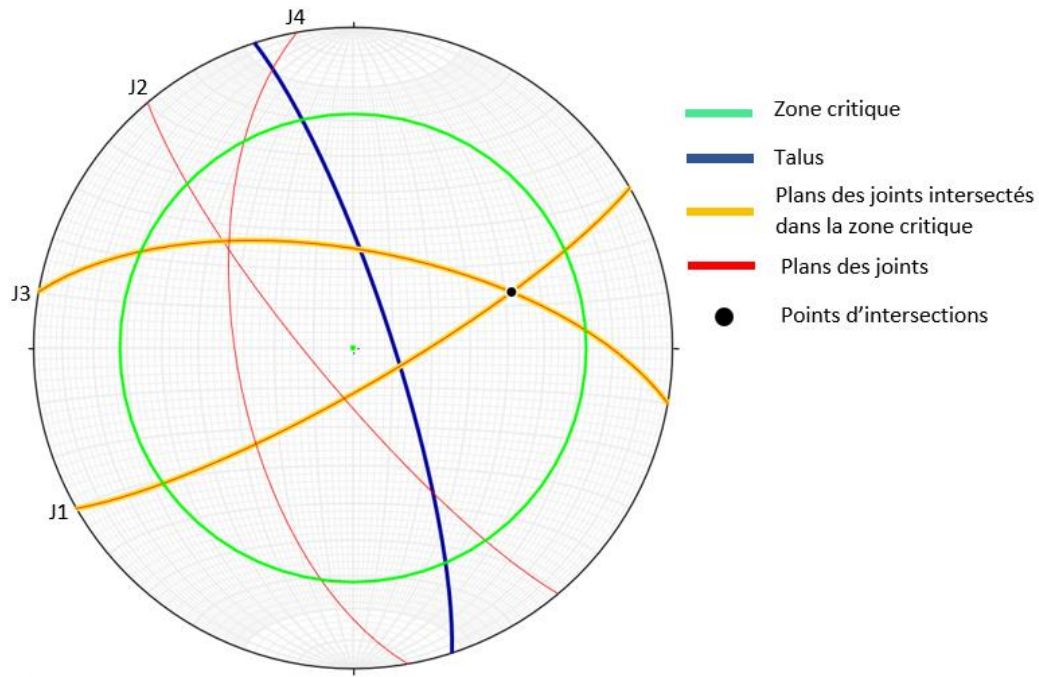


Fig. 38 Calque produit en projection stéréographique illustrant Niveau 1 Gradin 2 en cercle de Wulf.

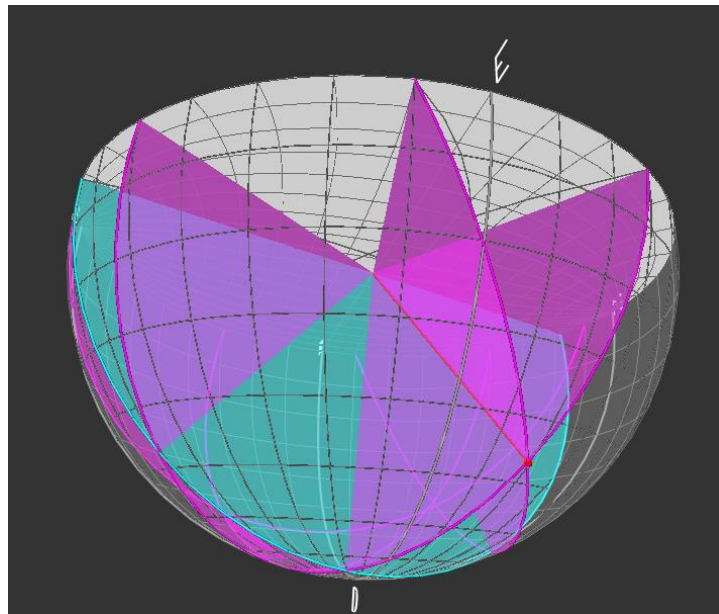


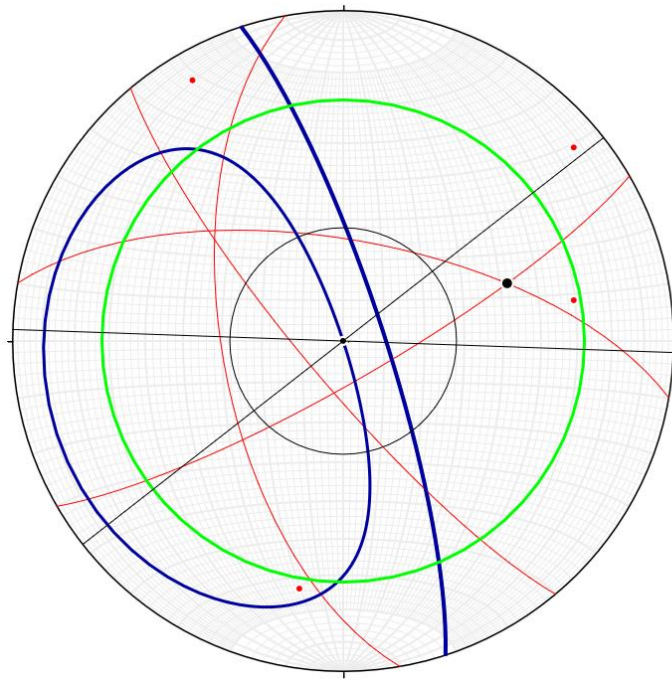
Fig. 39 Projection stéréographique de l'hémisphère inférieure illustrant Niveau 1 Gradin 2 en 3D.

Le modèle montre qu'il y a deux points d'intersection A.

Tab. 12 Orientations des lignes d'intersection des joints.

Intersection	Plans intersecté	Azimuth	Pendage
A	Joint 1 – Joint 3	70.7	46.4NE

Remarquez que la droite d'intersection des deux plans de discontinuités « perce » le plan du talus ; un tétraèdre est donc formé.

**Fig. 40** Calque produit en projection stéréographique illustrant la stabilité du Niveau 1 Gradin 2 en cercle de Wulff.

On remarque que les pôles des joints ne sont pas dans la zone critique, donc il n'y a une possibilité de glissement planaire.

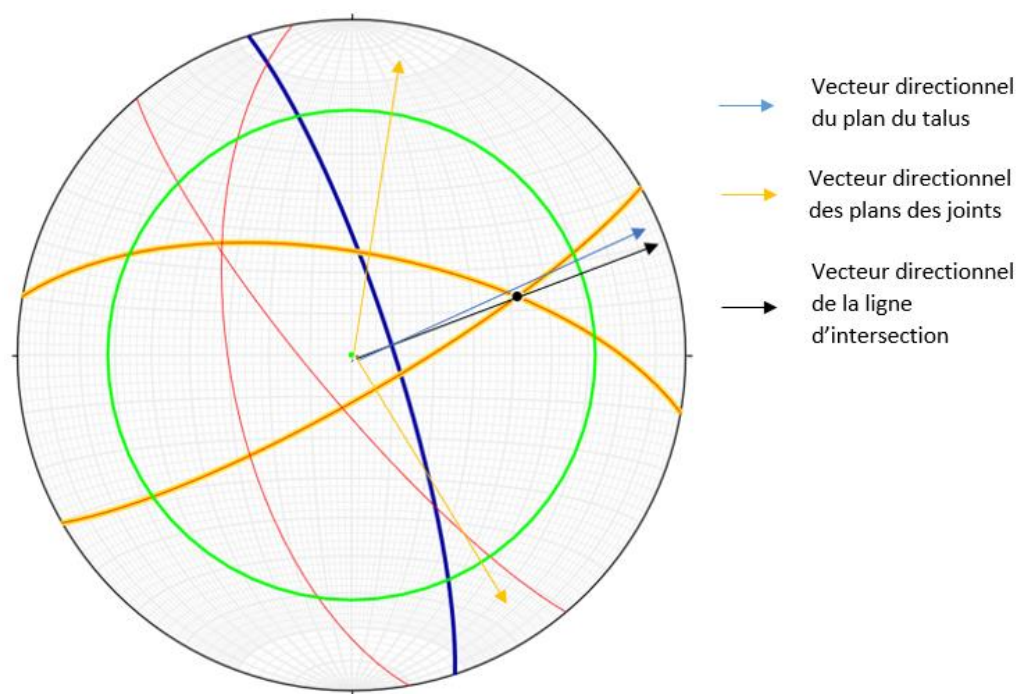


Fig. 41 Calque produit en projection stéréographique illustrant les vecteurs directionnels des joints en cercle de Wulff. Les lignes de pendage des joints (joint 1, joint 3) ne sont pas « dégagées » (les lignes de pendage de ces joints sont en dehors de la ligne de pendage de talus et l'intersection de ces derniers). Donc, le mode d'instabilité potentielle est le glissement sur les deux plans préalablement à une chute dans le talus.

3. Niveau 1 Gradin 3

Tab. 13 Les orientations des joints et talus du Gradin 3 Niveau 1.

	Type	Azimuth	Pendage	Direction pendage
Talus		342	80	NE
Discontinuités 1	Joint	60	70	SW
Discontinuités 2	Joint	155	82	SW
Discontinuités 3	Joint	295	60	NE
Discontinuités 4	Joint	140	75	SW
angle de frottement interne (φ)=28°				
angle de talus (ψ_f)=80°				

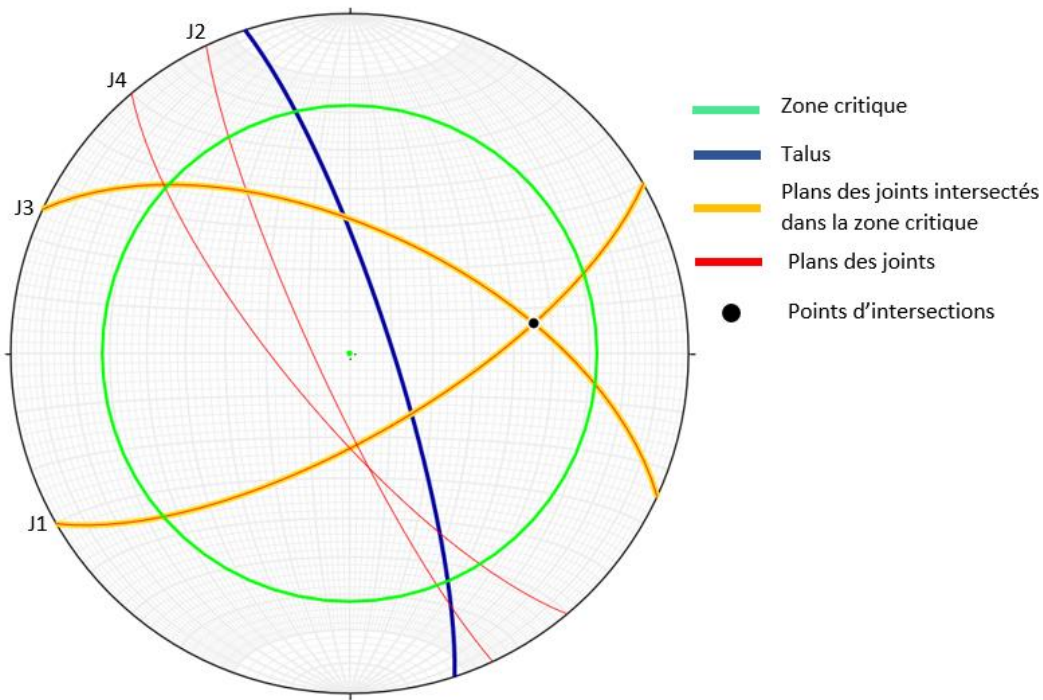


Fig. 42 Calque produit en projection stéréographique illustrant Niveau 1 Gradin 3 en cercle de Wulf.

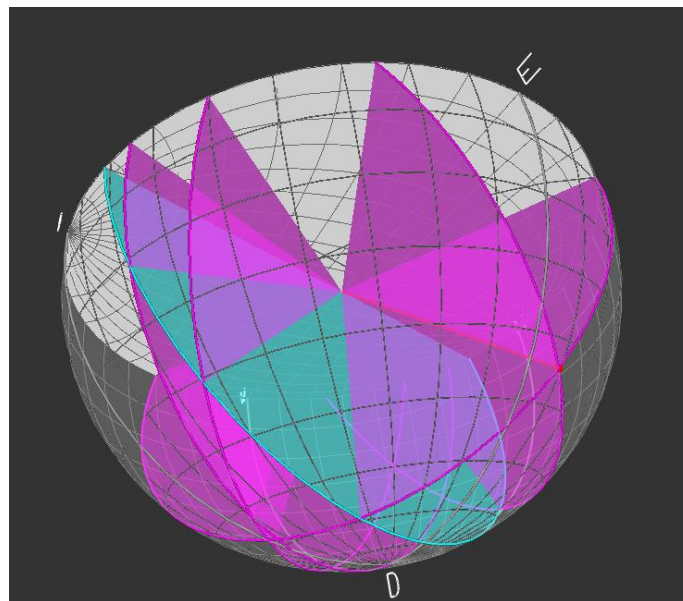


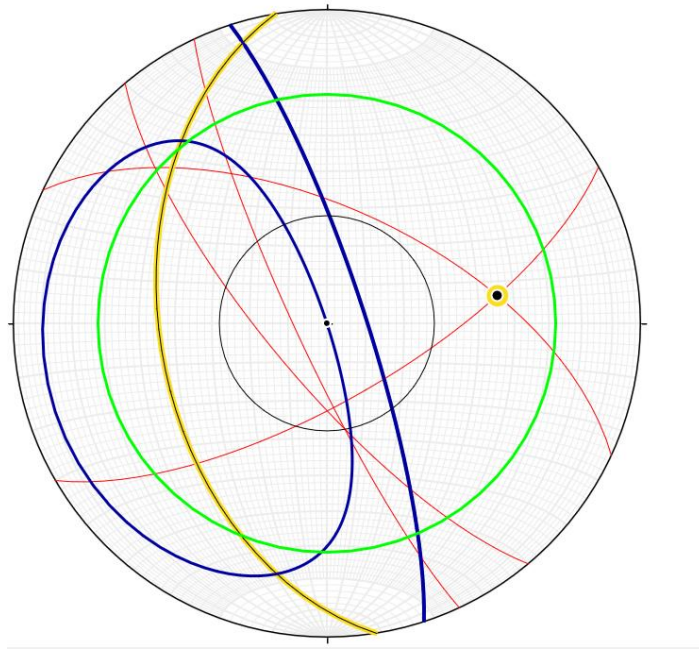
Fig. 43 Projection stéréographique de l'hémisphère inférieure illustrant Niveau 1 Gradin 3 en 3D.

Le modèle montre qu'il y a deux points d'intersection A

Tab. 14 Orientations des lignes d'intersection des joints.

Intersection	Plans intersecté	Azimuth	Pendage
A	Joint 1 – Joint 3	80.8	44.3E

Remarquez que la droite d'intersection des deux plans de discontinuités « perce » le plan du talus ; un tétraèdre est donc formé.

**Fig. 44** Calque produit en projection stéréographique illustrant la stabilité du Niveau 1 Gradin 3 en cercle de Wulff.

On remarque que les pôles des joints ne sont pas dans la zone critique, donc il n'y a une possibilité de glissement planaire.

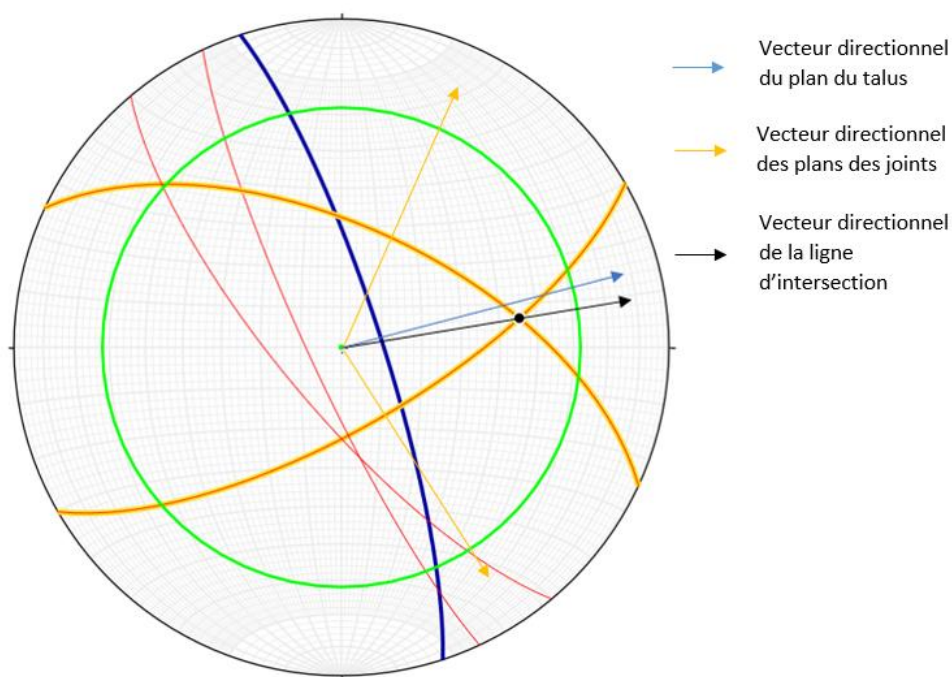


Fig. 45 Calque produit en projection stéréographique illustrant les vecteurs directionnels des joints en cercle de Wulf.

La ligne de pendage des joints (joint 1, joint 3) ne sont pas « dégagée » (les lignes de pendage de ces joints sont en dehors de la ligne de pendage de talus et l'intersection de ces derniers). Donc, le mode d'instabilité potentielle est le glissement sur les deux plans (diédre) préalablement à une chute dans le talus.

4. Niveau 2 Gradin 1

Tab. 15 Les orientations des joints et talus du Gradin 1 Niveau 2.

	Type	Azimuth	Pendage	Direction pendage
Talus		348	80	E
Discontinuités 1	Joint	75	60	S
Discontinuités 2	Joint	300	62	N
Discontinuités 3	Joint	100	65	S
Discontinuités 4	Joint	175	75	E
angle de frottement interne (φ)=28°				
angle de talus (ψ_f)=80°				

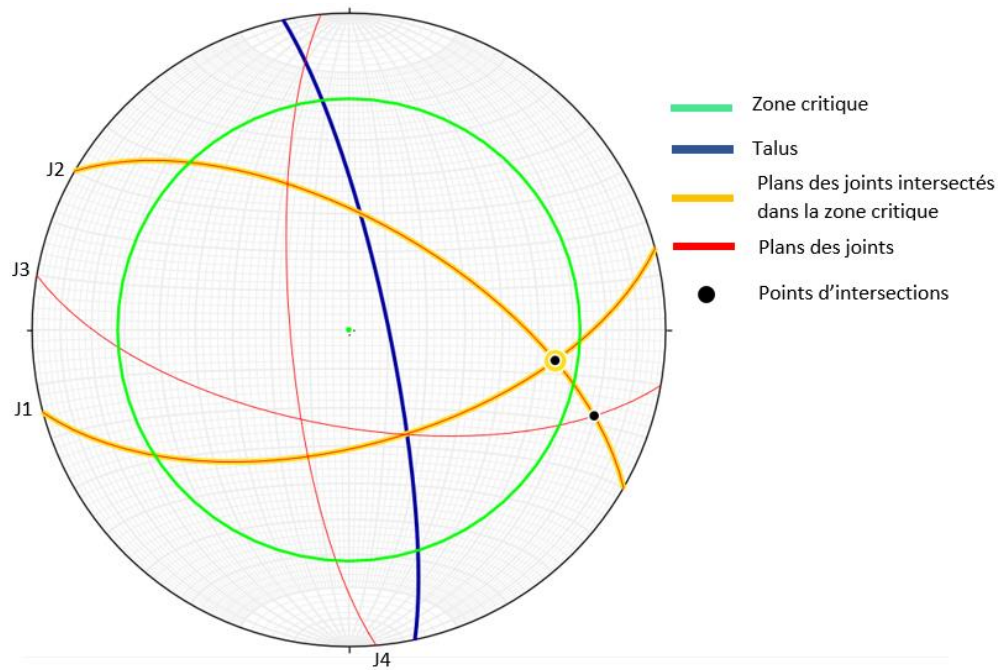


Fig. 46 Calque produit en projection stéréographique illustrant Niveau 2 Gradin 1 en cercle de Wulff.

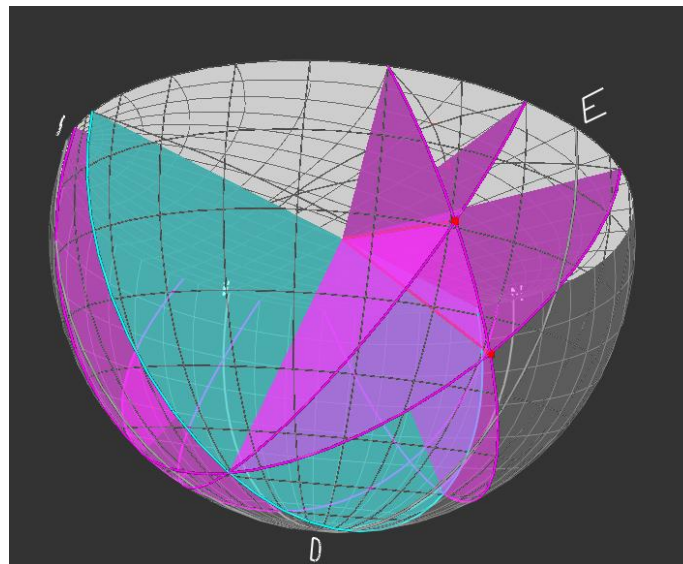


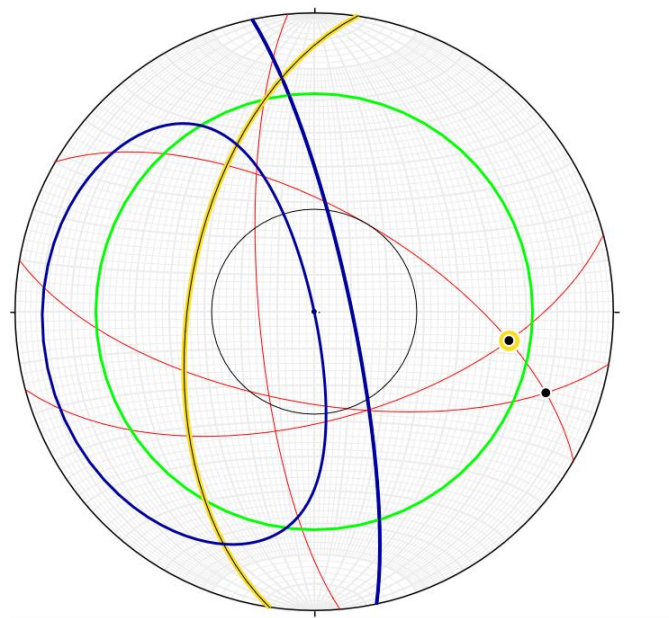
Fig. 47 Projection stéréographique de l'hémisphère inférieure illustrant Niveau 2 Gradin 1 en 3D.

Le modèle montre qu'il y a deux points d'intersection A, B

Tab. 16 Orientations des lignes d'intersection des joints.

Intersection	Plans intersecté	Azimuth	Pendage
A	Joint 1 – Joint 2	98.5	34.6SE
B	Joint 2 – Joint 3	109.3	19.2SE

Le point A inclue dans la zone critique donc il y a une possibilité de glissement à partir du point d'intersection A, remarquez que la droite d'intersection des deux plans de discontinuités « perce » le plan du talus ; un tétraèdre est donc formé.

**Fig. 48** Calque produit en projection stéréographique illustrant la stabilité du Niveau 2 Gradin 1 en cercle de Wulff.

On remarque que les pôles des joints ne sont pas dans la zone critique, donc il n'y a une possibilité de glissement planaire.

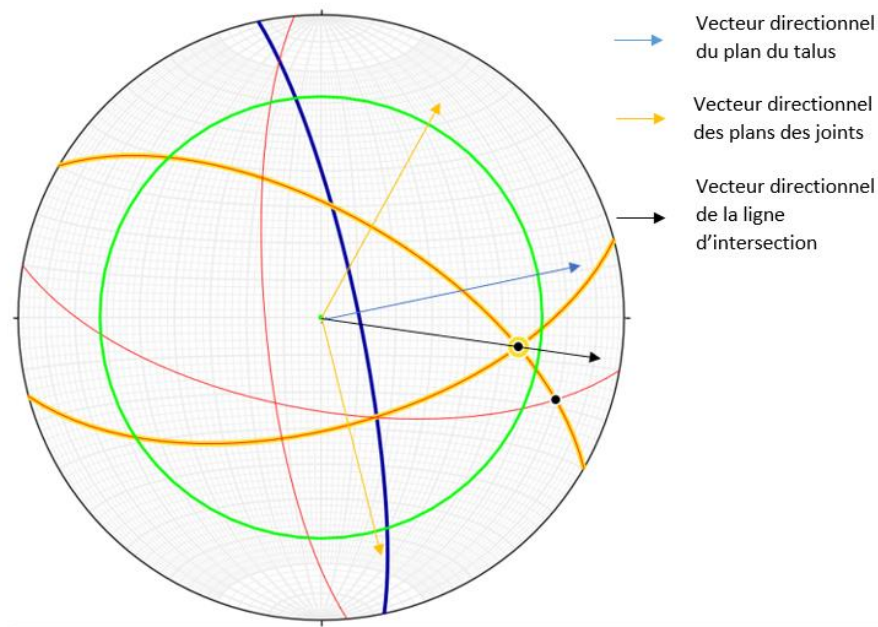


Fig. 49 Calque produit en projection stéréographique illustrant les vecteurs directionnels des joints en cercle de Wulf. La ligne de pendage des joints (joint 2, joint 4) ne sont pas « dédagée » (les lignes de pendage de ces joints sont en dehors de la ligne de pendage de talus et l'intersection de ces derniers). Donc, le mode d'instabilité potentielle est le glissement sur les deux plans (diedre) préalablement à une chute dans le talus.

Calcule de facteur de sécurité :

$$FS = \frac{\sin \kappa \tan \varphi}{\sin(\frac{1}{2}\xi) \tan \theta}$$

Avec

κ angle de la ligne de plongement

ξ angle entre les deux plans de discontinuités (ouverture du dièdre)

θ angle de la ligne d'intersection

φ angle de frottement interne

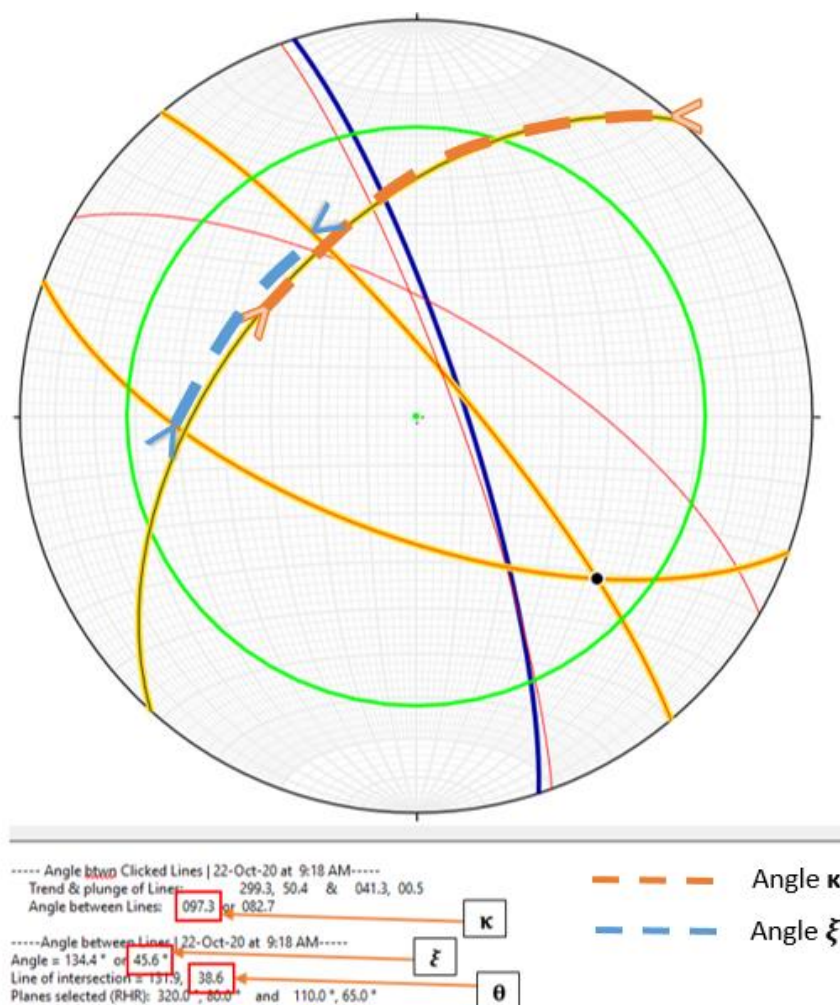


Fig. 50 Calque produit par l'analyse stereographique illustrant les angles κ , ξ et θ .

Tab. 17 Bilan de calcul de facteur de sécurité de chaque gradin.

		κ	ξ	θ	Facteur de sécurité	Observation
Niveau 1	Gradin 1	97.3	45.6	38.6	1.705	stable
	Gradin 2	78.2	52.4	46.4	1.123	Stabilité critique
	Gradin 3	81.9	72.8	44.3	0.909	instable
Niveau 2	Gradin 1	90.3	72.2	34.6	1.308	stable

V.4. Conclusion

A partir de notre étude on aboutit qu'il y'a deux gradins leur facteur de sécurité est supérieure à l'unité, donc ils sont stables et il n'y aura aucun glissement, un gradin qui possède un facteur de sécurité proche de l'unité, donc il est à la limite de stabilité et la possibilité de glissement est toujours là, et un gradin a un facteur de sécurité inférieure à l'unité, donc il est instable et il y aura un glissement sur les deux plans formant le dièdre.

Conclusion générale

Le terme général pour toute discontinuité mécanique dans une masse rocheuse ayant une résistance à la traction nulle ou faible. Il est le terme collectif pour la plupart des types de joints, plans de stratification faibles, plans de schistosité faibles, zones de faiblesse et les défauts.

Les masses rocheuses et leurs discontinuités peuvent être décrites par les principales méthodes :

- a) Description des affleurements
- b) Description du noyau et du trou de forage
- c) Photogrammétrie terrestre

Pour le cas de la stabilité du tunnel et de l'estimation des besoins de support, toutes les descriptions auront tendance à être des données indirectes car une analyse directe de la stabilité n'a pas encore été développée. Cependant, une description minutieuse de la structure d'un massif rocheux et la nature de ses discontinuités peuvent être d'une valeur inestimable pour extrapoler l'expérience de la performance de soutien aux nouveaux environnements de masse rocheuse. Les descriptions doivent être suffisamment détaillées qu'ils peuvent constituer la base d'une classification fonctionnelle de la masse rocheuse.

Avec le temps, à mesure que les descriptions des masses rocheuses et des discontinuités deviennent plus complètes et unifiées, possible de concevoir des structures d'ingénierie dans la roche avec un minimum d'essais *in situ* coûteux. Dans tous les cas une description minutieuse du terrain améliorera la valeur des tests *in situ* qui sont effectués, car l'interprétation et l'extrapolation des résultats sera rendue plus fiable.

Bibliographie

- [1] CETIM,2014 « Rapport géologique d’exploration, projet de cimenterie Laghouat »
- [2] ENDMC, 1998 « Projet Agrégats Laghouat Gisement Oued Morra Rapport géologique final »
- [3] CETIM annexe n°3-04, « N°3 : résultats des études pétrographique, N°4 : résultats des essais physiques »
- [4] Groupement AMOUDAN INENEERING,2016, « Rapport d’exploitation de gisement de calcaire de Djbel-alleg »
- [5] Baud J.P et Gambien M., 2011, « Classification des sols et des roches à partir d’essais d’expansion cylindrique en haute pression », France.
- [6] Chalhoub M., 2006, « Apport des méthodes d’homogénéisation numérique à la classification des massifs rocheux fracturés », Thèse de doctorat 2006, Ecole Nationale des mines de Paris.
- [7] F. Homand et P. Duffaut, Comité Français de Mécanique des Roches 2000. « Manuel de mécanique des roches ». Tome 1 : Fondements. Les Presses de l’Ecole des Mines de Paris.
- [8] Jean-Louis DURVILLE, Hubert HÉRAUD 1995, Techniques de l’Ingénieur « Description des roches et des massifs rocheux. », Paris, France.
- [9] Pierre G. Martin, 2010, « Géologie appliquée au BTP », édition Eyrolles.
- [10] Paterson, M.S, 1978, « Experimental rock deformation-the brittle field ». New York : Springer-Verlag.
- [11] Bérest, P. Billaux, D. Boulon, M. Cornet, F. et al, 2000, "Comportement mécanique des discontinuités. Manuel de mécanique des roches, Tome 1" : Fondements. Presses de l’École des mines, Paris.
- [12] Amrani S., 2011, « Etude de stabilité des talus de la carrière de Mefteh (Blida) », Mémoire de fin d’étude en vue de l’obtention du diplôme d’ingénieur d’état en Génie Minier, Ecole nationale polytechnique Alger.
- [13] John P. Harrison, John A. Hudson, 1995, « Engineering Rock Mechanics: An Introduction to the Principles », London, UK.

- [14] Sanat A. et Zidani N., 2015, « Etude de stabilité des talus de la carrière d'Ain El Kebira (Wilaya de Sétif) vis -à-vis un glissement circulaire », Mémoire de fin d'étude en vue de l'obtention du diplôme de master, Université Abderahmane Mira de Bejaïa.
- [15] Chenafa W. et M'zoughem K., 2006, « Etude géotechnique de la stabilité des talus dans la carrière de Ain el kebira (Sétif) », Mémoire de fin d'étude en vue de l'obtention du Diplôme d'ingénieur d'état en géologie, Université de Ferhat Abbas de Sétif.
- [16] Priest, S.D, 1993, « Discontinuity analysis for rock engineering », Chapman & Hall, London, UK.
- [17] Dr CHABOU Moullay, 2013, « Déformation tectonique » Charaf Université Farhat Abbas Setif 1.
- [18] G.Gopchkov ,A.Yakouchoya, 1967, « Géologie générale », Edition Mir MOSCOU.
- [19] International Society for Rock Mechanics Commission On Standardization of Laboratory and Field Tests 1978, « Suggested methods for the quantitative description of discontinuities in rock masses », Printed in Great Britain.
- [20] Abdelouahed T., 1992, « Modélisation des massifs rocheux fissurés par la méthode des éléments distincts », Thèse de doctorat de l'Ecole Nationale des ponts et chaussées en géologie de l'ingénieur.
- [21] Zhao J., 2008, « Propriétés des discontinuités », part 3, cours de mécanique des roches, L'école polytechnique fédérale de Lausanne.
- [22] Hudson J.A., 1993, « Comprehensive rock engineering-principales, practice and projects », rock Testing and Site Characterization, Oxford, vol 3.
- [23] Djibril SOW 2015, Thèse de doctorat « variabilité spatiale de la résistance au cisaillement des discontinuités des fondations rocheuses de barrage », Clermont-Ferrand 2.
- [24] Michel Jaboyedoff, 1996, « Distribution spatiale des discontinuités dans une falaise Approche statistique et probabiliste », Edition : VKF, Janvier.
- [25] Abdelouahed Tahiri, 1992, « Modélisation des massifs rocheux fissurés par la méthode des éléments distincts. Modélisation et simulation ». Ecole nationale des ponts et chaussées - ENPC PARIS / MARNE LA VALLEE, Français.

- [26] Ali RAFIEE, Thèse de doctorat, 2008, « Contribution à l'étude de la stabilité des massifs rocheux fracturés : caractérisation de la fracturation in situ, géostatistique et mécanique des milieux discrets ».
- [27] Pr ZHAO Jian, 2008, « Rock Mechanics, Part 3 – Discontinuity properties », Australia.
- [28] D. HANTZ, 2017, « MECANIQUE DES ROCHES. », Polytech Grenoble.
- [29] Baecher, G.B. Lanney, N.A. et Einstein, H.H., .1977, « Statistical description of rock properties and sampling ». In. Proc. 18th U.S. Symp. On Rock Mechanics, Colorado.
- [30] Dershowitz, W.S., 1984, « Rock fracture systems ». Ph.D. Thesis. Dept. of Civil Eng., MIT, Cambridge.
- [31] Billaux, D., 1990, « Hydrogéologie des milieux fracturés ». Géométrie, Connectivité et comportement hydraulique. Thèse de doctorat de l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris.
- [32] Ash, R.L., 1973, « The Influence of Geological Discontinuities on Rock Blasting », Ph.D. Thesis, University of Missouri Rolla.
- [33] Muriel Gasc-Barbier, Didier Hantz, Dunod 2019 « Mécanique des roches appliqué au génie civil. »
- [34] Nedellec J L., et Cruchet M., 2003, « Typologie des éboulements rocheux et des modes de rupture associés », Projet de recherche BRGM RP 52909-FR.