

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE
MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE
SCIENTIFIQUE

UNIVERSITE DE JIJEL
جامعة جيجل



FACULTE DES SCIENCES
DEPARTEMENT DES
SCIENCES DE LA TERRE



كلية العلوم
دائرة علوم الأرض

Géo. 07/06

MEMOIRE

En vue de l'obtention du diplôme d'ingénieur d'état en Géologie
OPTION
Géologie de l'Ingénieur

02
/02

THEME



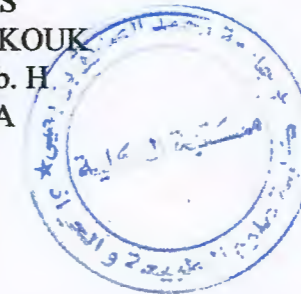
La caractérisation des stabilités dans les talus rocheux fracturés
cas du massif de Oued -Oudaden (El -Milia. Wilaya de Jijel)

Membres du Jury :

Réalisé Par :

Président : M. Kaoula. S
Examineur : Mr. M. TEKKOUK
Encadreur : Mme. Tebbib. H.
: Mr. Zennir. A

TITOUCHE Redouane
M. Mohamed



Promotion 2006



Dédicace

*Je dédie ce modeste travail à :
Ma très chère maman « HADDA »
A mes frères et sœurs
A mes enseignants et surtout :*

(Yassmina, Nouar, Belhadeh, Abadou, mchakef)

Redouane

SOMMAIRE

Introduction	1
Chapitre I : Généralité	
I.1. Introduction	3
I.2. présentation de la zone d'étude	4
I.2.1. Situation géographique de la région étudiée	4
I.2.2. Climat	4
I.2.3. Géomorphologie	4
I.2.4. Hydrographie	4
Chapitre II : Géologie régional	
II.1. Introduction	6
II.2. Le domaine Kabyle	6
II.2.1. Le socle Kabyle	6
II.2.2. Une couverture sédimentaire au sommet	7
II.2.2.1. La dorsale Kabyle ou la chaîne calcaire	7
II.2.2.2. L'oligo-miocène kabyle	8
II.2.3. Les olistostromes	8
II.3. Le domaine externe (Sud Kabyle)	8
II.3.1. Un avant-pays ou domaine tellien	8
II.3.2. Le flysh schisto-gréseux « albo-aptien »	9
II.4. Les Formations post-nappes	10
Chapitre III : Cadre géologique local	
III.1. Introduction	12
III.2 Description litho stratigraphique de la région	12
III.2.1 Trias	12
III.2.2 Le Jurassique	12
III.2.3. Crétacé	13
III.2.4. Paléogène	13
III.2.5. Néogène	13

III.2.6. Le quaternaire.....	13
III.3 Les formations géologiques du secteur étudié.....	13
III.3.1. Micaschistes et calcschistes	13
III.3.2. Grés, gypse, ophites	13
III.3.3. dolomie.....	13
III.3.4 Calcaire marneux	14
III.3.5. Calcaire lité et bancs marneux	14
III.4. Aperçu tectonique.....	19
III.4.1. La poussée de la nappe bordière de petite Kabylie.....	19
III.4.2. Le rôle du Trias.....	21
Chapitre IV : La caractérisation de l'instabilité	
IV.1. Introduction	22
IV.2. Les facteurs déstabilisants.....	22
IV.2.1. L'influence de la dimension et la topographie.....	22
IV.2.2. L'influence de l'eau	22
IV.2.3. L'influence de O ₂ et Co ₂	23
IV.2.4. L'action anthropique.....	23
IV.2.5. L'action sismique	23
IV.3. Typologie des instabilités de blocs	24
IV.4. Stabilité au renversement de la masse rocheuse.....	24
IV.5. Les caractéristiques géométriques et mécaniques des discontinuités	26
IV.5.1. Introduction	26
IV.5.2. Notion de réseau et famille de fractures	26
IV.6. Méthodes de classification des masses rocheuses fracturées	28
IV.6.1. Rock quality designation index (RQD)	28
IV.6.2. Palmstrom (1982).....	28
IV.6.3. Géological strength index (GSI)	28
IV.6.4. GSI modifié	30
Chapitre V : Etude de cas du massif de taskif	
V.1. Introduction	32
V.2. Présentation du site d'étude	32

V.2.1. Dimension et topographie du massif	32
V.2.2. La nature lithologique hétérogène.....	33
V.2.3. Les caractéristiques chimique de la roche.....	34
V.2.4. L'effet du gel dégel.....	34
V.2.5. L'influence de l'eau.....	34
V.3. Analyse statistique.....	37
V.3.1. Méthode utilisé	37
V.3.2 Critères de choix et caractéristiques générales des stations de mesures.....	38
V.3.3. Traitement des données.....	39
V.3.3.1. Station 1.....	39
V.3.3.1.1.Introduction	39
V.3.3.1.2. Description et interprétation des diagrammes	39
V.3.3.2.Station 2.....	40
V.3.3.2.1. Introduction.....	40
V.3.3.2.2. Description et interprétation des diagrammes	41
V.3.3.3.Station 3	42
V.3.3.3.1. introduction.....	42
V.3.3.3.2. Description et interprétation des diagrammes.....	42
V.3.4. Les caractéristiques géométriques et géomécaniques des discontinuités.....	44
V.4. Analyse microstructural	45
V.4.1. Introduction.....	45
V.4.2. Objectif	45
V.4.3. Méthodologie	45
V.4.4. Essai d'interprétation microstructurale ;	46
VI :Conclusion et recommandation	
VI.1. Recommandation	48
VI.2. Conclusion.....	53
Bibliographie.....	54

Introduction générale :

Un massif rocheux est, en général, un milieu discontinu, hétérogène et anisotrope, dont le comportement mécanique est étroitement dépendant de la géométrie de son réseau de fracturation. Dans le cas de pente fortement inclinée, les discontinuités d'origine diverses constituent une source importante d'éléments pouvant participer à la faveur d'autres facteurs à des mécanismes d'instabilités.

Notre étude s'inscrit, alors, dans un axe relatif à la caractérisation de la stabilité et de la déformabilité des talus des massifs rocheux.

Ainsi, le but de ce travail, est d'essayer de caractériser ou d'analyser l'instabilité du talus rocheux du massif de oued Oudaden à Taskif située sur la RN 27 Jijel- El Milia, à l'aide de la méthode de projection stéréographique appliquée aux mesures de la microfracturation prélevée sur plusieurs stations du site étudié, à cela, s'ajoute une étude géologique fondée sur des levés de terrains

pouvant donner plus de détails sur la qualité et le comportement de telles pentes soumises à des variations de diverses contraintes. Pour cela, on propose, en premier temps, étude, de caractériser les instabilités des talus, puis essayer de donner les causes ou processus de cette instabilité, et la recommander des méthodes de confortement des talus.

La stabilité des hautes pentes, autrement dit des talus rocheux permanente, est l'un des problèmes majeurs de la géomécanique à cause de plusieurs facteurs combinés, en particulier, des effets potentiellement déstabilisants de la pression interstitielle dans une masse rocheuse, soit au sein du matériau des zones altérées, soit au niveau des fractures (action de l'eau).

Ajoutons à cela, la propagation et la coalescence des fractures et microfractures, phénomènes qui sont contrôlés par l'état de contraintes locales, à l'échelle du massif, la rupture est contrôlée par l'état de contraintes locales, à l'échelle du talus la rupture est contrôlée par des discontinuités tant par leur distribution, leur densité et leur orientation relative que par leurs propriétés mécaniques.

L'étude de la stabilité du talus de Oud Oudaden, est basée sur les données des réseaux de discontinuités prélevés sur une série de stations de mesures.

Ces données d'observation et de mesures de terrains des discontinuités le long du talus, montrent que la plupart des informations recueillies ne représentent que des valeurs moyennes de différents paramètres géométrique et géomécanique du réseaux de discontinuité.

Sur cette base, l'analyse statistique ne peut donner que des résultats généraux, mais nous avons établi plusieurs autres observations, avec, pour objectif de souligner les principaux paramètres contrôlant la stabilité, leurs influence sur les résultats et en, fin d'évaluer leurs, concordance ou complémentarité.

En fin, quoi qu'il en soit, l'étude des instabilités peut être résumée à quelques simples questions, peut-on distinguer les secteurs stables des secteurs instables.

Est-il possible de prédire l'instant où il'aura la rupture ponctuelle d'une masse reconnue instable.

Quels sont les facteurs qui favorisent les instabilités.

Quels moyens peut-on mettre en œuvre pour étudier et comprendre ces instabilités potentielles.

CHAPITRE I

GENERALITES

I. Généralités**I.1. Introduction :**

Parmi les zones à risque naturel dans la wilaya de Jijel, le site de Taskif représente une zone instable particulièrement marquée par des signes d'instabilités apparents qui sont essentiellement des réseaux de fracturation assez condensés.

En effet, le talus rocheux fracturé de Taskif, se situe dans un contexte géologique régional et local assez compliqué, ce qui lui a permis d'avoir des caractéristiques particulières face aux diverses sollicitations (facteurs topographique, climatique) traduisent un comportement mécanique favorable à la rupture (chute de blocs, éboulement).

Ajoutons à tout cela, les facteurs anthropiques ; tel que les travaux de construction (tunnels, Routes).

A cet égard, notre étude est basée essentiellement sur l'étude de la fracturation, l'apport de cette étude, va, affiner la connaissance du fonctionnement de ce site actif, mais aussi permettre de comprendre les causes et les mécanismes de ces mouvements de versants

L'approche de ce travail consiste en un essai de caractérisation de l'instabilité des talus rocheux fracturés notre cas concerne le talus de Oued Ouedaden ,

Pour cela, nous a utiliser la méthode de projection stéréographique appliquée aux mesures des discontinuités prélevées sur le terrain.

On propose de commencer notre mémoire d'une introduction générale suivie :

- dans un chapitre : les généralités concernant le site d'étude.
- un deuxième chapitre : une étude géologique régionale et locale
- un 3° chapitre, pour caractériser l'instabilité dans les talus rocheux fracturés, les facteurs qui guident et déclanchent cette dernière.
- un 4° chapitre consistent a établir une analyse statistique des données de fracturation, leurs traitements et interprétation.
- en dernier, chapitre des recommandations et une conclusion générale.

I.2. présentation de la zone d'étude :**I.2.1. Situation géographique de la région étudiée :**

Le massif de Taskif est situé à 7 Km au sud de la ville d'El-Milia (fig : 1) il s'étend sur 2.5 Km le long de RN 27, il s'agit d'un massif rocheux calcaire du jurassique très fracturé, il est limité :

- * au nord par l' Oued Douida
- * au sud par la Mechtat Taskif
- * à l'ouest par l' Oued El-kebir et la RN 27
- * à l'est par kef El Abid et les formations de Moul-Ed-Demammenne
- * le massif a une altitude moyenne de 612m.

I.2.2. Climat :

Le secteur étudié se trouve à la jonction de deux domaines climatiquement différents, un climat tempéré au Nord caractérisé par un été chaud et humide, un hiver doux et pluvieux avec une pluviométrie annuelle variant entre 900 et 1200 mm, et un climat semi aride au sud marqué par un écart de température assez important, où les températures en été sont très élevées, elles avoisinent les 40°C, en hiver elles peuvent descendre en dessous de 0°C. Ainsi les précipitations sont en moyenne de 400mm/an.

I.2.3. structure de massif :

Le massif étudié est caractérisé par sa forme d'anticlinal à pente entre 20 et 50°.

I.2.4. Hydrographie :

Nous avons relevé la présence des oueds , autour du massif étudié, notamment le Oued el « Kebir » à l'Est et le Oued « Douida » au Nord, ainsi une nappe d'eau profonde (50m de profondeur) située proximité de la zone d'effondrement.

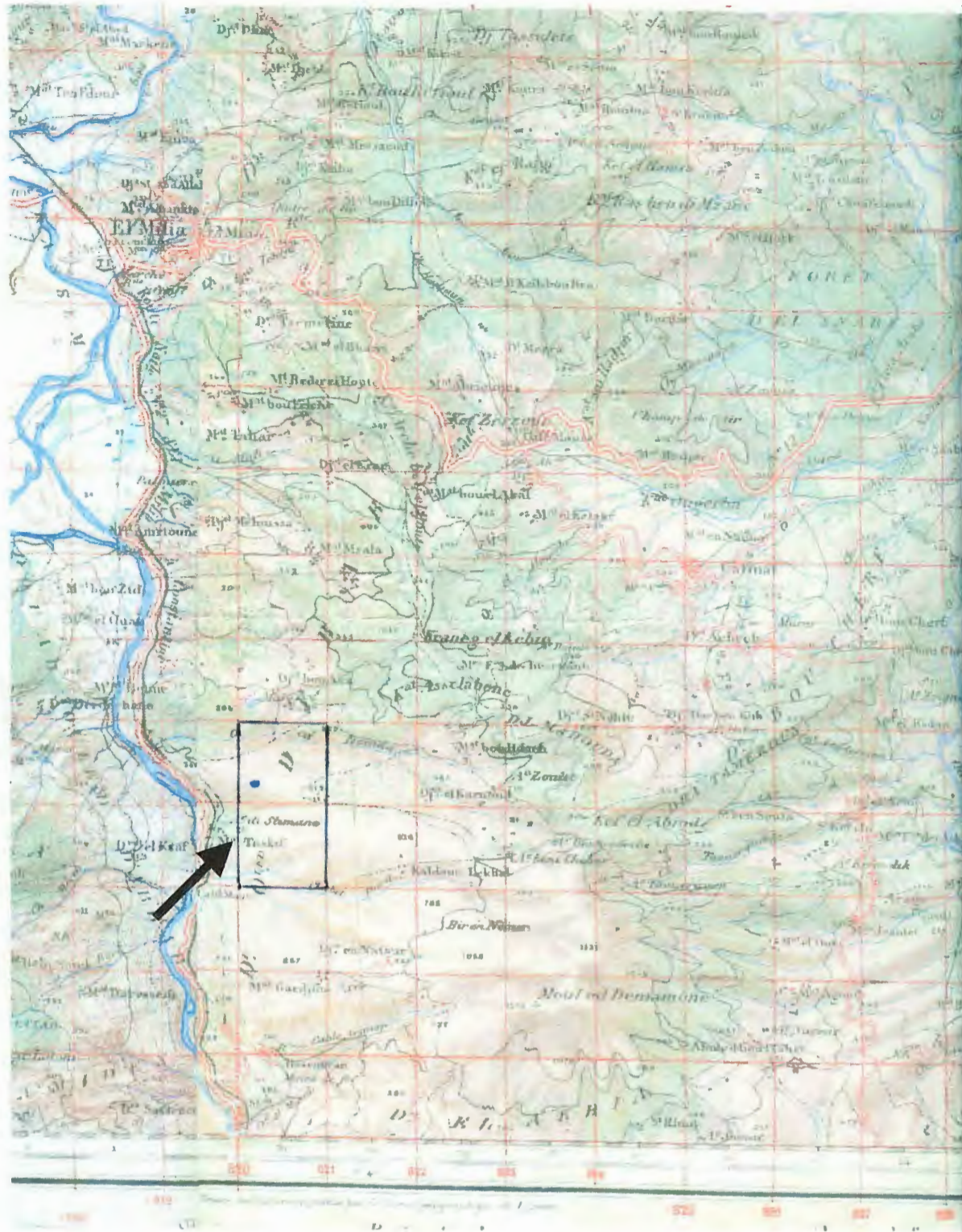


Fig 1 : Situation géographique du secteur étudié

CHAPITRE II

CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL

II. Géologie régional**II.1. Introduction :**

A l'échelle régionale, la région d'El Milia appartient au domaine médian, au niveau d'une large partie dite « de petite Kabylie », qui présente trois massifs anciens, les Babord, le massif de Collo et le massif de l'Edough, les principales formations de la petite Kabylie présentent des terrains anciens métamorphiques enveloppés par une couverture nummulitique (fig : 2).

- Le style orogénique dominant, c'est l'allongement de la chaîne « Alpine » environ 2000 Km à partir du Nord Algérien qui prend le nom de maghribide, et qui est constitué de plusieurs nappes charriées sur la plate forme africaine, et subdivisées en unités structurales issues de trois domaines paléogéographiques (Y.Mahjoub, 1991)

- les unités structurales issues du domaine interne et qui comprennent, le socle Kabyle et la « dorsale calcaire » ou « chaîne calcaire ».
- les unités structurales issues des bassins de sédimentation des flyschs.
- les unités issues du domaine externe.

II.2. Le domaine Kabyle : Regroupe un socle ancien.**II.2.1. Le socle Kabyle :**

Il apparaît en Algérie du Nord, sous forme de trois épitements amygdalaires, ce sont le massif du Chenoua à l'Ouest d'Alger, le massif de la grande Kabylie au centre et le massif de la petite Kabylie à l'EST.

- le socle Kabyle, se présente dans la région de Jijel comme une série métamorphique qui comporte d'après (Durand Delga, 1955).

Une couverture métamorphique à la base :

Une série cristallophyllienne d'âge paléozoïque (primaire) constituée de bas en haut par:

- * un complexe gneissique
- * un complexe de mécashiste ou « éctinites ».

II.2.2. Une couverture sédimentaire au sommet :

Une formation silurienne composée de schiste, de psammites et de calcaire discordant sur la formation précédente.

II.2.2.1. La dorsale Kabyle ou la chaîne calcaire :

Appelée « chaîne liasique » (Ficheux, 1901), « chaîne calcaire » (L.Glangeand 1970) ou « dorsale Kabylie » (M.Durand Delga ,1969) ,elle représente la couverture calcaire de la dorsale Kabyle, qui manque, en un contact anormal, sous les flyschs. La limite entre ce dernier au Nord et les zones telliennes au Sud, elle est d'âge jurassique à éocène (J.F.Raoult, 1974).

En effet, elle est caractérisée par des formations carbonatées, ayant un âge allant du permotrias à l'oligocène et par un style tectonique en écaillés. Ces écaillés sont orientées selon une direction Est-Ouest, formant ainsi les reliefs de Sidi Maarouf, Sidi Dris et El kentour.

Les séries qu'elles représentent peuvent être subdivisées en trois sous unités ce ; sont du Nord au Sud ; la dorsale interne, La dorsale médiane et la dorsale externe (J.F.Raoult ,1974).

II.2.2.1.1. La dorsale interne :

Elle montre, sur un soubassement paléozoïque, une série complète du permotrias au néocomien (les dépôt carbonatés sont représentés par des calcaires), surmontée en discordance par des calcaires néritique massifs riches en microfaunes benthique (algues et foraminifères) permettant de dater l'yprésien et le lutétien terminal.

II.2.2.1.2. La dorsale médiane :

Elle est caractérisée par des dépôts marno- calcaire a micro-faunes pélagique du turonien au lutélien inférieur et une lacune stratigraphique au crétacé moyen.

II.2.2.1.3. La dorsale externe :

Elle est caractérisée par un crétacé supérieur et un eocène détritique et laguneux, elle comporte des calcaires silicifiés surmontés en discordance par des conglomérats du companien, ces dernières soulignent une intense érosion au sénonien, la dorsale externe repose en discordance sur les flyschs.

II.2.2.2. L'oligo-miocène kabyle :

L'oligo-miocène Kabyle, constitue la couverture sédimentaire transgressive et discordante du socle kabyle, il est formé de grés micacé admettant des conglomérats à leur base et des selixites au sommet d'âge oligocène supérieur à aquitanien , à cet oligo-miocène kabyle succèdent des olistostromes (J.F Raoult, 1974-1975 ; Bouillin, 1977).

II.2.3. Les olistostromes :

Ce sont des formations tectono-sédimentaires à débris de flyschs intercalés dans des passées grés-mécacés, l'âge de ces formations est supposé aquitanien à burdigalien inférieur probable (Bouillin et Raoult, 1971 ; Bouillin et Al, 1973 et Bouillin, 1977)

II.3. Le domaine externe (Sud Kabyle) :

Directement engagé sous le socle kabyle, il présente des unités autochtones ou para-autochtones intensément déformées, on distingue du sud vers le nord :

II.3.1. Un avant-pays ou domaine tellien :

Caractérisé par des formations lacuneuses et à nombreuses discordances, allant du lias au miocène , la série tellienne comporte de bas en haut :

- **Une série liasique** : Dolomies grises marnése, bréchique au sommet du lias.
 - ✓ Calcaire massif.
 - ✓ Calcaire gris feuilleté.
- **Ensemble du crétacé inf** : Conglomérat à galets, silex composé essentiellement de schistes et calcschiste bruns.
- **Crétacé supérieur** : * marnéux à sa base
 - *carbonaté et conglomérat à galet dolomitique au maestrichien.



II.3.2. Le flysh schisto-gréseux « albo-aptien » :

* le flysh schisto-gréseux montre de bas en haut :

* à la base(150-200m) un flysh fin , rythmique constitué, d'une alternance d'argile compacte schistosée, on distingue 03 types de flyshs :

II.3.2.1. Le flysh mauritanien :

Le flysch mauritanien comporte des terrains allant du néocomien au lutétien, il montre de bas en haut :

- Un préflysh calcaire ,du tithonique-néocomien, constitué d'une alternance de marnes grises et de turbidites calcaires.
- Un ensemble de grés épais (300 m) à cassures vertes [flysh de gerrouch] ,attribué à l'albo-aptien.
- Des phtanites rouges et blanches du sénonien supérieur.
- Des micros brèches à ciment spathique riche en Qz détritique et parfois des micros conglomérats du sénonien.
- Au sommet ;des conglomérats , puis des grés micacés tertiaire (eocène à oligocène).

II.3.2.2. Le flysh massylien :

Comporte une série allant du néocomien au lutétien terminal et regroupe trois ensembles qui sont de bas en haut :

-Argile grés quartzitique, des grés légèrement calcaireux et localement des niveaux conglomératiques de l'albo-aptien.

-Marnes et calcaires fins du vraconien, des micro-brèches et des conglomérats du sénonien inférieur et moyen aux quels sont associés des phtanites noires.

-Bancs calcaires à micro faune pélagique du turonien- cénomaniens.

II.3.2.3. Le flysh numidien :

Le flysh numidien forme une entité géologique à part, généralement, il occupe la position structurale la plus haute dans l'édifice alpin, le flysh numidien comporte de bas en haut (Bouillin, 1977) :

Des argiles sous numidiennes, varicolores de teinte rouge, verte ou violet et à turbatomaculum d'âge oligocène supérieur.

Des grès numidiens en bancs épais à Qz, bien roulés, datés aquitanien à burdigalien inférieur (Lahandere 1979).

Des formations supranumidiennes, comportant, des argiles et des marnes à intercalations de selexites du burdigalien basale.

II.4. Les Formations post-nappes :

Les formations post nappes constituées de dépôts marins d'âge Burdigalien dans le nord et des dépôts continentaux d'âge miocène à pléocène dans le bassin de Constantine (Bouillin, 1977 et Coiffait, 1992) les formations post-nappes déposées en discordance, sur toutes les formations précédentes, comportent deux cycles sédimentaires :

Un premier cycle, essentiellement constitué par des marnes grises ou bleues.

Un second cycle gréseux d'épaisseur réduite (5 à 50 m) paraissant nettement transgressif.

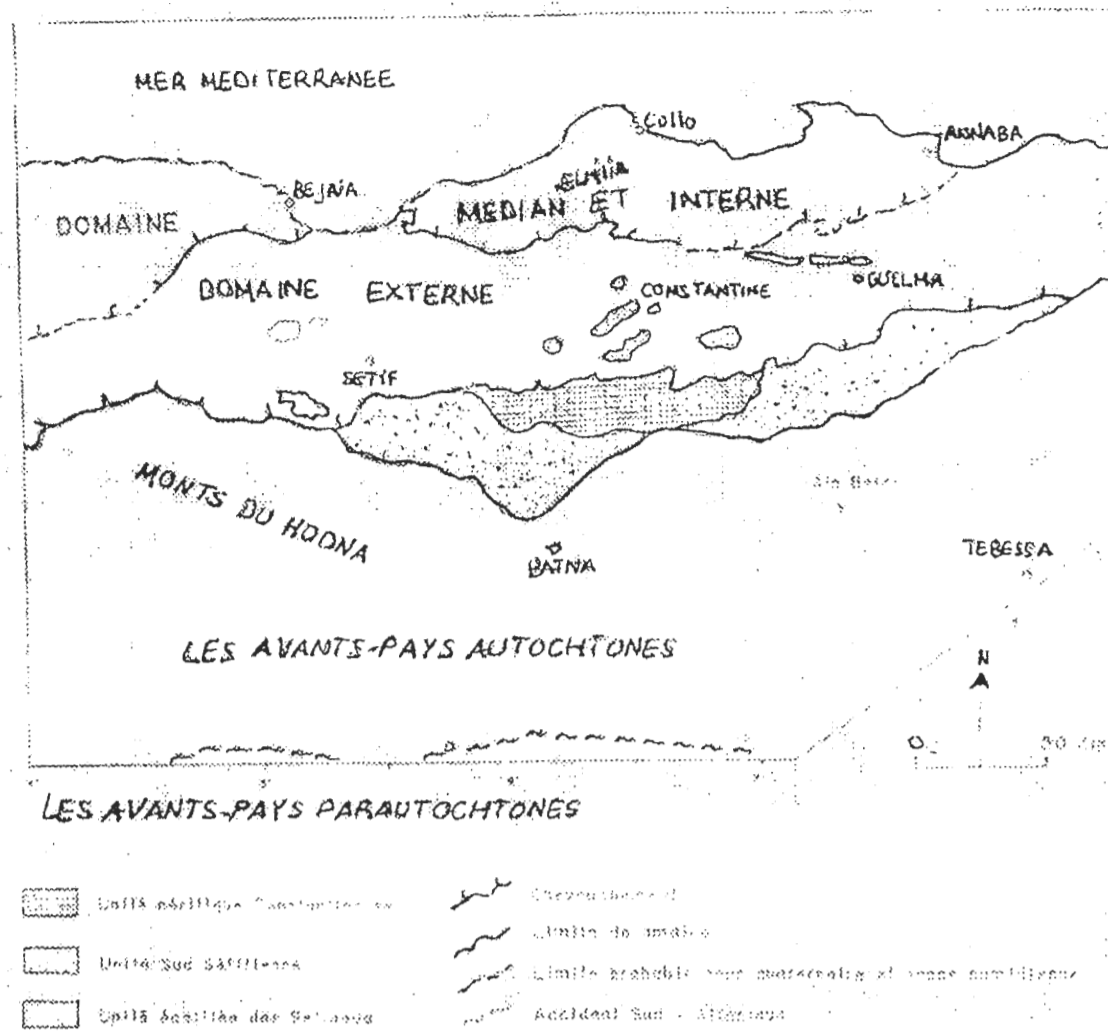


fig. 02 : ESQUISSE STRUCTURALE DU NORD-EST ALGERIEN

(d'après W. WILDI, 1987)

CHAPITRE III

CADRE GEOLOGIQUE LOCAL

III. Cadre géologique local :**III.1. Introduction :**

Le massif de Taskif , dont fait partie le secteur étudié, se trouve dans un large domaine dit des écaïlles, qui comporte trois grandes écaïlles (écaïlle des kefs, de Tissimiran et du Dra-Del-kasba), les formations prédominantes et environnantes du site étudié, sont constitués essentiellement des roches sédimentaires, notamment, les calcaires jurassique qui constituent la majorité des affleurements marquant la région.

III.2 Description litho stratigraphique de la région :(fig : 3) .

Les différents ensembles lithostratigraphiques des terrains géologiques rencontrés dans la région d'étude, à partir de l'esquisse géologique, s'établissent comme suit ; selon Durand Delga, 1955

III.2.1 Trias :

Est constitué par des grés quartzeux fins , des argilites bariolées . cargneules, gypse, ophites , dolomies vacuolaires , ces formations affleurent près de Sidi- Merouane et au NS de Kef Dardja et à l'EST de Sidi-Marouf par une bande intercalé entre le jurassique de Sidi – Marouf et le sénonien , au NE par un complexe de calcaire , série shisto-gréseuse, à l'ouest près de Bou- Kabail par des grés blancs sableux à intercalation plus tendre bariolée et parfois des grés rougeâtres.

III.2.2 Le Jurassique :**III.2.2.1.Lias :**

Des calcaires blanchâtres ou bleuâtres, à petits grains de Qz, suivie par des calcaires marneux à patine jaunâtre qui affleurent au centre de la feuille de Sidi-Merouane , des calcaires dolomitique , calcaires à silex , des calcaires schisteux , calcaire marneux aux parties septentrionales de Dj-Sidimarouf , des dolomie noires au nord et aussi des calcaires dolomitiques à silex , des dolomies massives, des calcaires à silex à l'Est du massif de Moul-Ed-Dmemen.

III.2.2.2. Malm :

représenté, par des calcaires finement lités , des marno-calcaires bien lités , des calcaires à silex blonds , des calcaires oolitique, qui affleurent entre Texana et Sidi Maarouf , des dolomies au niveau de l'écaïlle de Dra-El-Kasba, des calcaires noirs au NE de Mcid-Aicha et des radiolarites au Nord de Mechtat Bou-Akal.

III.2.3. Crétacé :

Formé par un faciès grés-marmes, des marnes et marno-calcaires en gros points et par des formations des flyschs, ces affleurements apparaissent ; autour de Bou-Djoudoun, des podingues à galets calcaires près du Kef Bou-Rhaleb et des marnes au nord du Kef Sassenene.

III.2.4. Paléogène :**III.2.4.1. Oligocène :**

Affleure au NE de Sidi-Marouf et prend un faciès flysch au N de Mechtas Zoulane, et au dessus des micaschistes se présentent ; des conglomérats quartzeux compacts, des sables gréseux ocres, des flyschs assez fins, et des grés numidiens au SW suivi de faciès d'argilites à bancs gréseux.

III.2.5. Néogène :

Les différents faciès qui le composent sont ; des grés numidiens, grés tendres, marnes jaunes sableuses et des blocs gréseux nummulitique qui se trouvent au S et au SE d'El Milia.

III.2.6. Le quaternaire ;

Enveloppe, généralement, toutes les formations précédentes par des alluvions, des éboulis, et marquent des glissements en masses.

III.3 Les formations géologiques du secteur étudié : (fig :4) .

- Selon l'esquisse géologique, on a pu distinguer les formations suivantes ; (Durand Delga, 1955).

III.3.1. Micaschistes et calcschistes :

- Se sont les formations les plus anciennes, et affleurent au niveau du massif de Moul-Ed-Demamen et constituent la couverture supérieure.

III.3.2. Grés, gypse, ophites :

Ils constituent la semelle de ces formations, c'est un complexe qui apparaît au NE de Sidi-Marouf.

III.3.3. Dolomie :

Elle forme la base des rochers, n'est visible qu'au nord de Tissimiran, elle constitue un relief assez sombre, se différencie bien des calcaires qui viennent au-dessus, ces dolomies ont une cassure grise plus rarement jaunâtre ou rougeâtre, il s'agit bien de dolomies, ou tout au plus des dolomies calcaires. Deux analyses ont été chimiques effectuées par le laboratoire du service des mines d'Alger (1955) (tab : 1).

	CaO (%)	MgO (%)	SiO ₂ (%)
A	31.90	19.92	1.58
B	35.56	13.00	6.80

Tableau 1 : Analyse chimique de dolomie (Laboratoire du service des mines d'Alger ,1955).

III.3.4 Calcaire marneu :

Ce sont des calcaires à patine blanchâtre formant des sommets espacés, les bancs ont une épaisseur de l'ordre de 50cm à 2m, il s'agit ; de calcaire finement oolitique, des calcaires à algues quel que fois des lentilles de calcaire à encrines, ces calcaires paraissent parfois subir un début de dolomitisation atteint le ciment interstitiel. La couleur de la cassure est grisâtre, parfois un pur bleu, tandis que leur patine est très blanche, exceptionnellement, on-rencontre des lits rosés, cette action de la dolomitisation est liée nettement à la minéralisation en fer, (Durand Delga ,1955). (photo :1)

III.3.5 Calcaire lité et bancs marneux :

De patine blanchâtre, bleutés, ces calcaires forment des bancs bien réglés, à silex rognieux de grandes tailles, et de très minces feuillets marneux, une analyse chimique partielle d'un échantillon de calcaire domerien a donné ces résultats notés sur le tableau suivant (Tab : 2)

CaO (%)	MgO (%)	SiO ₂ (%)
52.43	1.33	4.97

Tableau 2 : analyse chimique du calcaire lité
(Laboratoire du service des mines d'Alger 1955)

Selon le tableau, la quantité de magnésie est très faible.

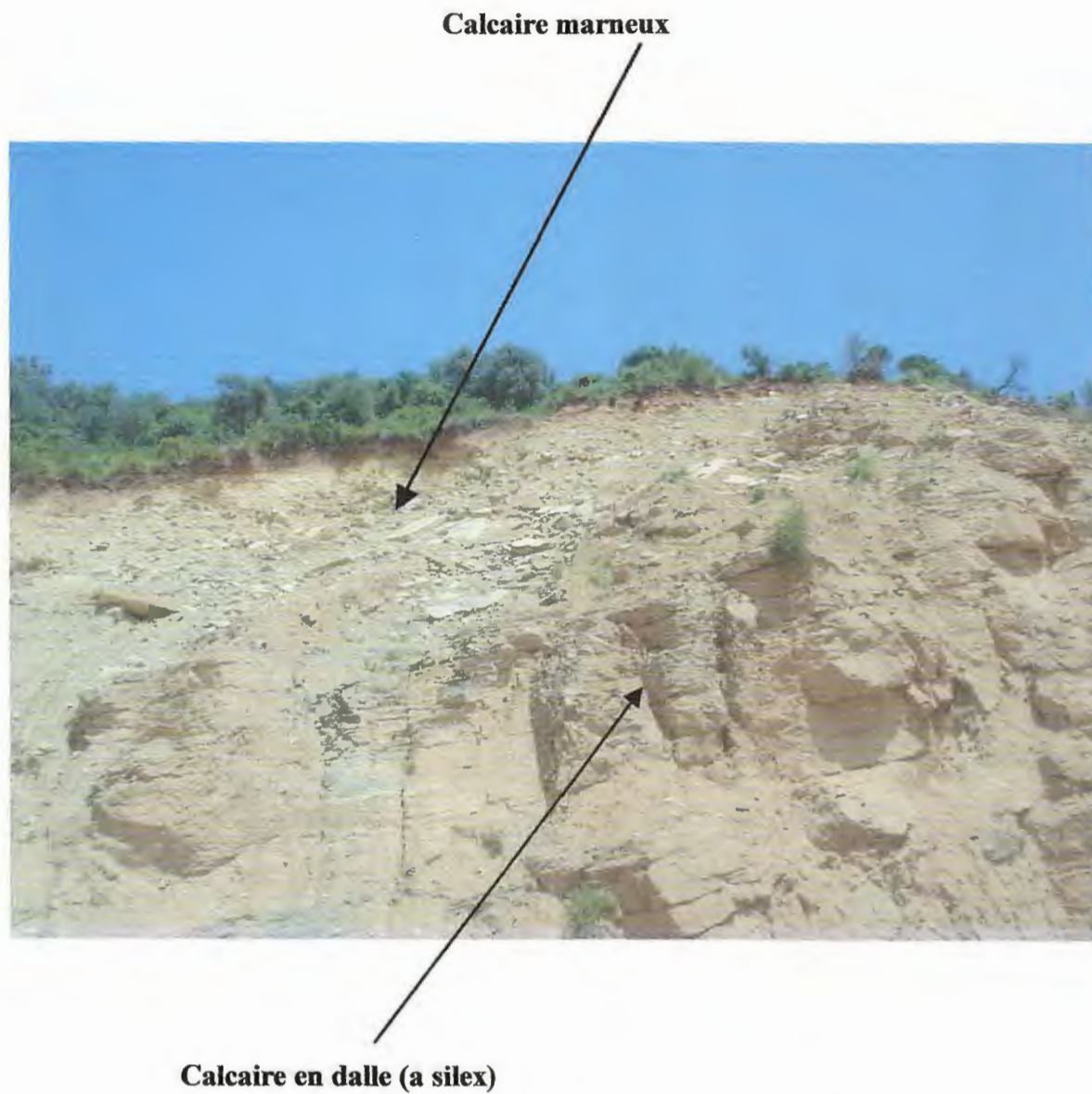


Photo 1 les formations géologiques du site d'étude

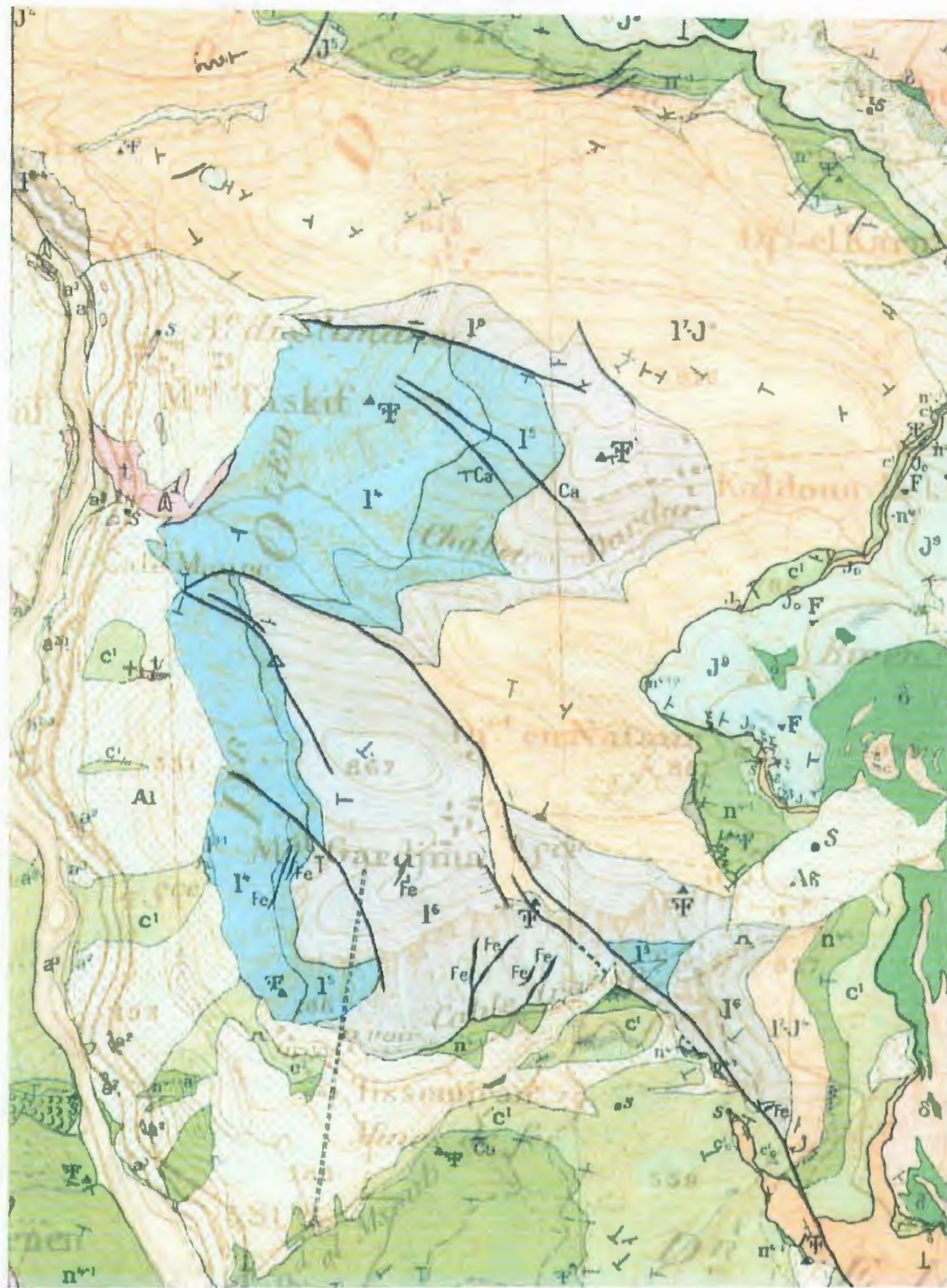
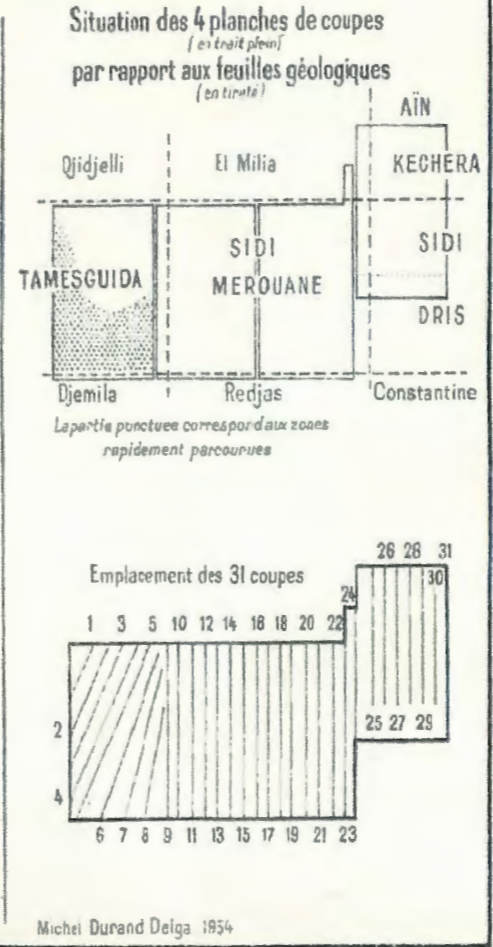


Fig 3: La carte géologique du secteur étudié (Durand Delga 1955)

Légende

- a, a¹, a², a³, a⁴ Alluvions
A Eboulis
les éboulis en masse (A-e⁴) ont le figuré de l'étage intéressé (e⁴.)
- MIOCÈNE SUPÉRIEUR
2 gypseux (m³) ou molassique (m⁴)
détritique (1), marneux (2), calcaires à Hélicides (3)
- Microgranites d'El Milia
post-burdigaliens
- MIOCÈNE INFÉRIEUR
détritique (1), marneux (2)
- Oligocène
O₃: grès nusidiens
O₂: marne-calcaires
O₁: argiles et marnes
O_p: poudingues
O_c: calcaires à Nummulites
- Dolérites du Moul-ed-Demamene
Intrusions post-maestrichiennes
- Eocène inférieur (p.p.) moyen
calcaires avec ou sans silex
"Subsantonien"
- Complexe marneux
éocène infér. (p.p.)-Sénonien
e³⁻¹: Eocène anté-ypésien
c⁷: Maestrichien, c⁵: Campanien
c³: Sénonien inférieur
1 poudingues ou couches à galets (c⁷⁻³)
2 calcaires interstratifiés
- Flysch crétacé inf.-moyen
albo-aptien (c¹) p.p.
mais pouvant localement comprendre des niveaux plus élevés ou plus bas
1, c^F: lentilles gréseuses
- Crétacé moyen (marne-calcaire)
c²: Yvoncoien (?), c¹: Albien
- "/> Crétacé inférieur
marnes et marne-calcaires pouvant monter jusque dans l'Albien (n¹, c¹)
n²⁻¹: Néocomien, n³: Barrémien, n⁴: Aptien
1 lentilles calcaires hautes dans la série
2 conglomérats de base (n²⁻¹)
- Tithonique
marnes et calcaires marneux
- Malm indéterminé
dolomies blanches
- Kiméridgien
calcaires massifs
- Malm inférieur (j⁷⁻³)
calcaires à silex, lités
j⁵: calcaires argoviens (?)
- Dogger-Lias sup. (j⁷⁻²)
calcaires lités avec marnes
j⁶: calcaires compacts blancs
- Domérien
calcaires marneux et marnes
- j<sup>3-1"/>"/> Lias inférieur
calcaires massifs (j⁵⁻⁴)
j³: Pliensbachien, j¹: Lotharingien
calcaires dolomitiques et dolomies (j³⁻¹)</sup>
- Lias indéterminé
dolomitisé
- Trias schisto-gréseux
- Trias gypso-salin
"Complexe triassique" (t)
t^D: dolomies, emballées dans t^c: calcaires
- Ophites associées au Trias
- Gothlandien inférieur
schistes, puis psammites
- CRISTALLOPHYLLIEN**
- Micaschistes
cipolins en lentilles ou calcachistes diflus (sans figuré propre)
- Arkoses porphyroïdes
roches éruptives acides p.p., métamorphisées
- Epi-diorites et schistes verts
roches éruptives basiques métamorphisées
- Roches vertes "en filons"
dans les micaschistes
- Gneiss fins
ζ⁰: gneiss ocellés (Embréchites)
- Cipolins
dans les gneiss
- Ortho-amphibolites
Para-amphibolites



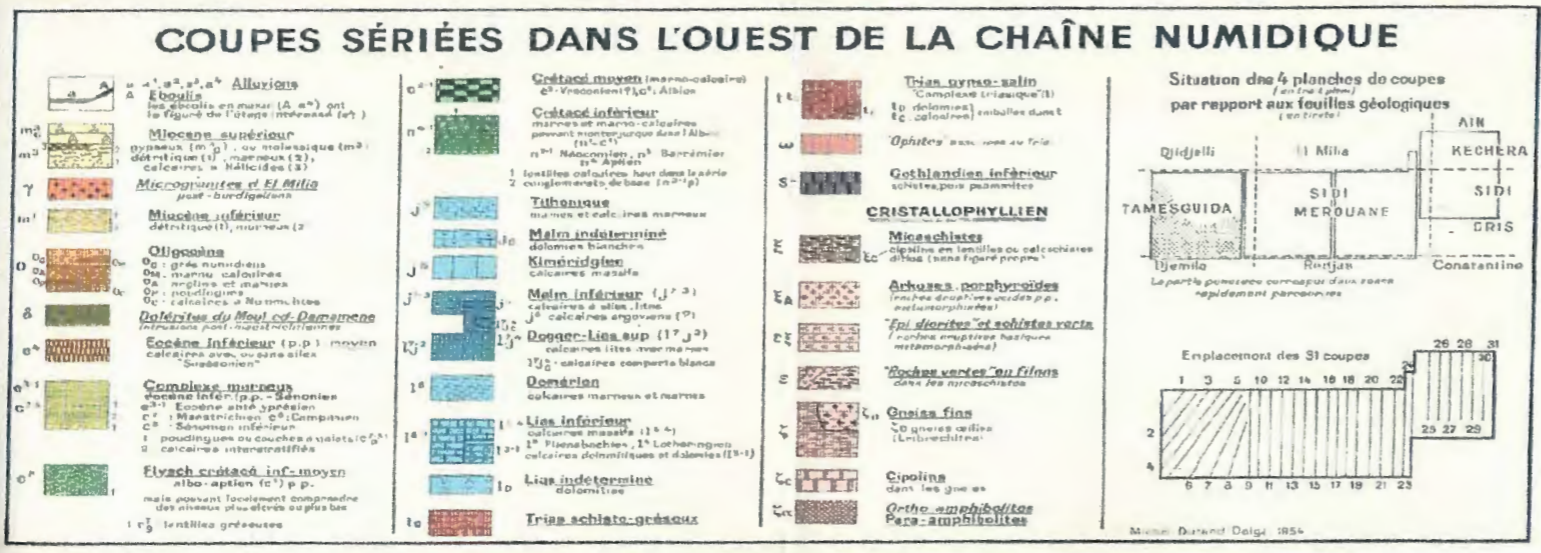
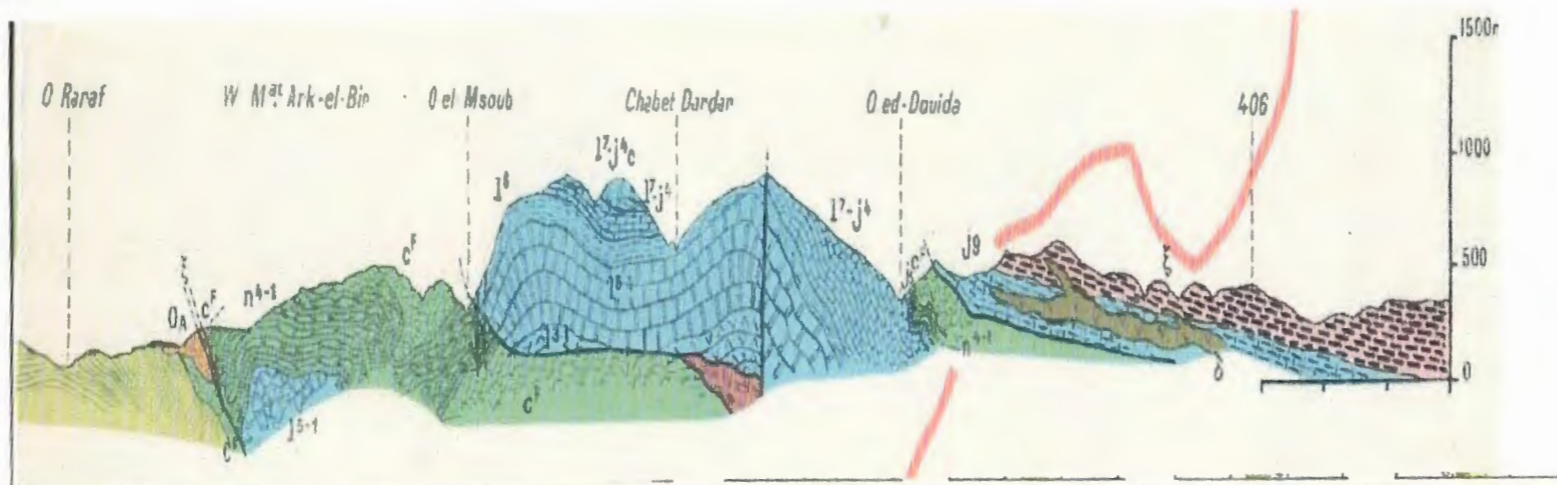


Fig 4 : Coupe géologique du secteur étudié (Durand Delga, 1955)

III.4. Aperçu tectonique :

L'étude tectonique de l'échelle moyenne plissée (Tissimiran), a montré une configuration ou structure très complexe, ce qui nécessite des méthodes d'étude particulières.

En effet, en raison de la complexité de ces structures et de leurs grandes tailles, dans ces zones de charriage, les études tectoniques et structurales s'orientent de plus en plus vers des méthodes d'analyse des fractures de toutes les dimensions qui marquent, presque toujours ces formations carbonatées.

A la lumière des études faites par Durand Delga, la structure du massif est le résultat d'une tectonique régional et local qui a touché le site, et a été influencée par plusieurs contraintes citées ci-dessous.

-La poussée de la nappe bordière de la petite Kabylie.

-Le rôle du trias qui facilité le mouvement

III.4.1. La poussée de la nappe bordière de petite Kabylie : (fig. 5)

Selon Durand Delga, il existe sur un front d'une douzaine de km, des écailles à élément mésozoïque, s'intercalent entre la nappe à matériel paléozoïque et l'autochtone, ces écailles sont :

- L'échelle supérieure.
- L'échelle (moyenne) de Tissimiran où se situe notre massif.
- L'échelle inférieure.
- Il existe un mouvement de la nappe bordière résultant d'une poussée

Orientée du Nord vers le Sud, liée à un jeu profond du socle et peut être affecté à la phase Alpine.

- L'ampleur du chevauchement lié à cette poussée est de l'ordre de 10 km vers le Sud.
- Une autre poussée dirigée du NE vers le SW est expliquée par une orientation oblique au niveau des écailles moyenne et supérieurs.

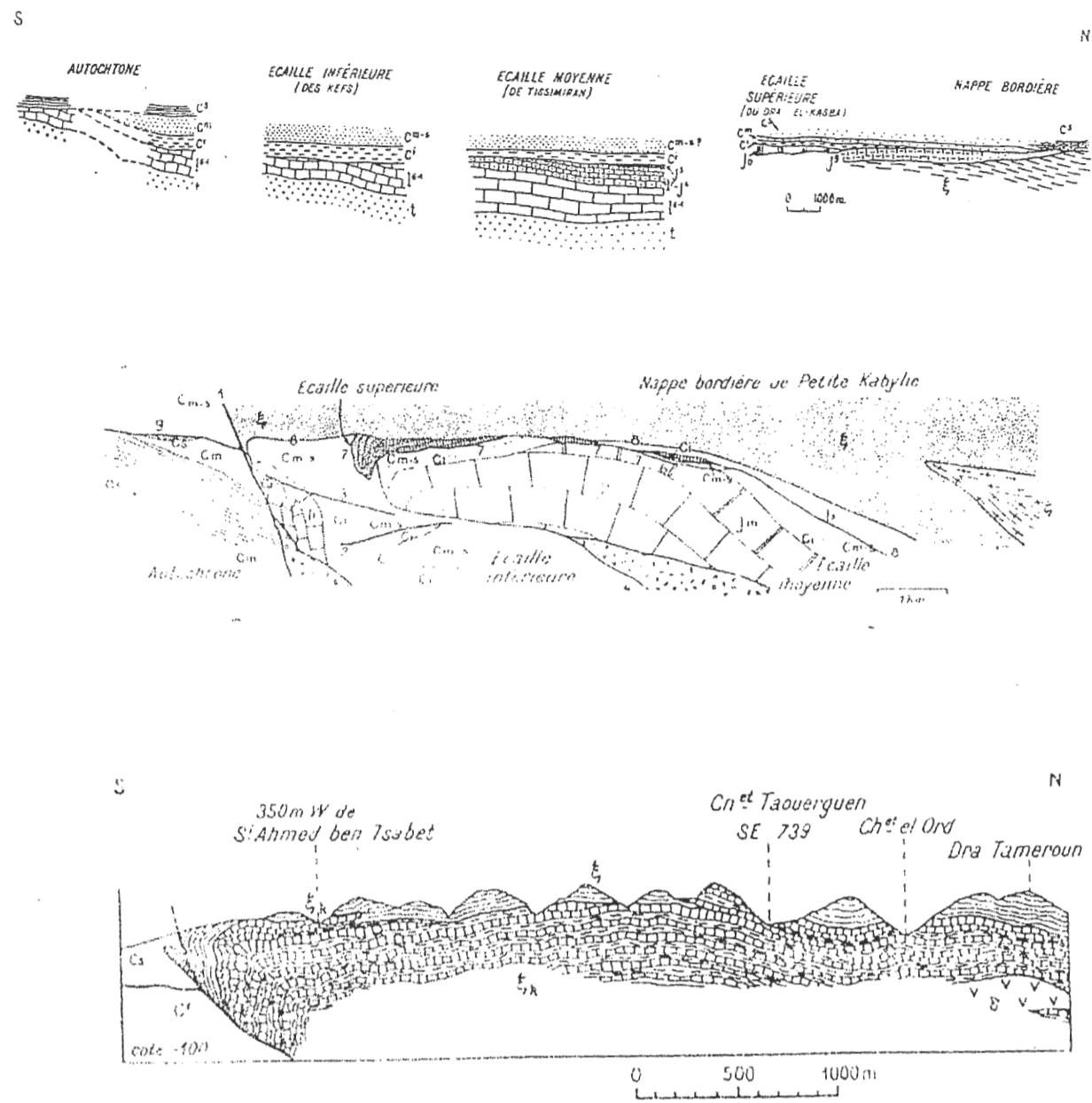


Fig 5 : coupes structurales illustrant l'indice de mouvement au niveau du massif de Moul-Ed-Demamene

III.4.2. Le rôle du Trias :

Le déplacement de l'écaïlle de Tissimiran a été certainement facilité par la présence du trias gypsifère à sa base, qui a joué le rôle d'une couche savonneuse. Selon les études faites par Durand Delga(1955) ;

Les formations calcaires de la région située au niveau de l'écaïlle de Tissimiran, a été écrasé sous le poids de l'unité supérieur et la nappe bordière de petite Kabylie (les plis et imbrications de la série crétacé de l'unité des kefs peuvent résulter de jeux disharmonique dans un matériel plastique écrasé sous le poids des unités sous-jacentes(Durand Delga 1955)

(fig :. 6).

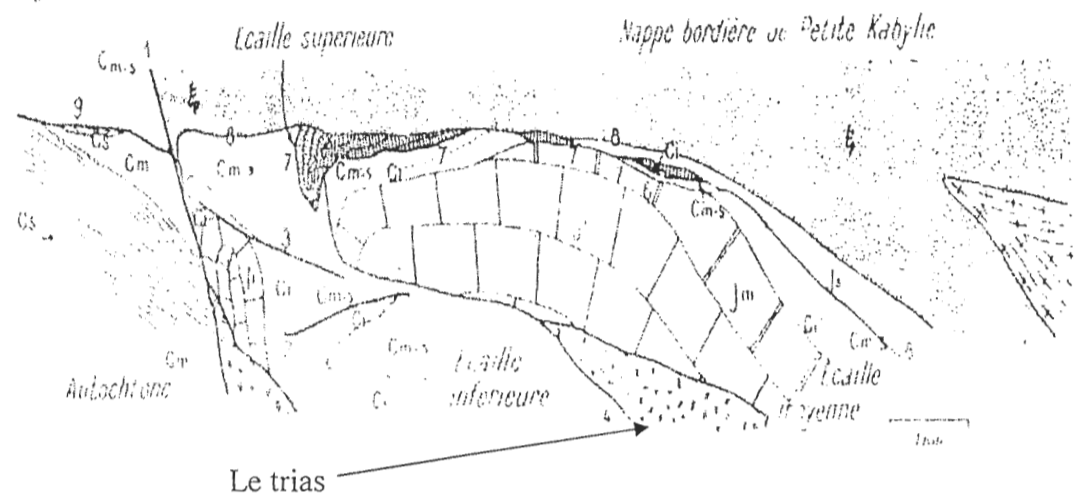


Fig. 6 : Le rôle de trias sur la déformation de massif

CHAPITRE IV

LA CARACTERISATION DE
L'INSTABILITÉ

IV.1.Introduction :

Le terme de « massif » rocheux exprime un ensemble d'une ou de plusieurs unités lithologiques qui constituent une ossature.

Cette ossature peut être, une zone non déformée ou extrêmement plissée et possédant de nombreux cisaillements et fractures, la configuration détaillée du massif est définie par la dimension et la distribution dans l'espace des unités lithologique et par l'orientation des plans des surfaces ; de litage, de foliation et de schistosité...etc.

La stabilité temporaire ou l'équilibre d'un talus rocheux fracturé, peut être interrompu par plusieurs facteurs déstabilisants, autrement dit, la modification d'au moins d'un des paramètres, participant à la stabilité, peut causer la rupture de l'équilibre du talus.

IV.2. Les facteurs déstabilisants :

IV.2.1. L'influence de la dimension et la topographie : le comportement mécanique d'un talus rocheux dépend, en partie, de ses dimensions et de sa morphologie.

En générale la résistance d'un massif rocheux est une fonction décroissante de ses dimensions avant tout, parce que la probabilité de rencontrer un défaut est plus importante, si le corps est plus grand. Il est bien connu par exemple que pour une roche donnée, la stabilité d'une ouverture à une excavation croit lorsque les dimensions de celle-ci diminuent.

Les forces de masse deviennent naturellement appréciables dans les grands massifs et peuvent être le facteur prépondérant pour une situation donnée.

La dimension du relief a une influence évidente sur l'importance relative des forces de masse (P.Habib et B,Baret, 1984).

Le glissement se produit souvent dans des pentes moyenne à forte, lorsque la surface topographique est artificiellement entaillée par des talus qui ont principalement 03 origines :

- L'ouverture de carrières
- La construction de route
- Les terrassements réalisés pour fonder des constructions sur des terrains plats.

IV.2.2. L'influence de l'eau :

Il est évident que l'eau joue un rôle primordial dans l'instabilité, de nombreuses études concernant ce domaine, ont montré que l'eau constitue le facteur essentiel dans le déclenchement du mouvement de terrain, cette eau existe sous différentes formes dans la nature, d'où la diversité de son action.

La pluie et les eaux de ruissellement, la pluviométrie moyenne, mais prolongée, est plus dangereuse que la pluviométrie concentrée mais de courte durée, car pour certains versants il existe un certain seuil de pluviométrie au-delà duquel sa stabilité n'est plus assurée.

L'action de l'eau peut aussi se présenter sous l'effet de la pression interstitielle, dont l'origine est :

- Aux est liée accumulations d'eau (nappe aquifère, les barrages, accumulation d'eau, l'arrière des structures imperméables...etc.)

- Aux discontinuités du milieu (failles, joints de stratification...etc.) dans ce cas la pression de l'eau, infiltrée dans ces discontinuités peut agir comme un vérin que et donne naissance à des surfaces de décollements (rupture).

La plu part des roches ont, en effet, une structure susceptible d'accueillir des fluides par exemple; un calcaire est d'autant plus facilement dé formable qu'il contient plus d'eau, et change également de comportement, de ductile à des pressions de fluides faibles il devient cassant à des pressions fortes (M. Mattauer, 1980).

IV.2.3. L'influence de O₂ et Co₂ :

-l'influence de O₂ est importante, surtout sur les roches qui contiennent du Fe qui se transforme en oxyde de fer et facilite, donc l'érosion de la roche.

-Le CO₂ dissous dans l'eau influe sur les roches calcaïques puis la transforme en carbonate de calcium, ce qui augmente leur déformation et leur désintégration.

IV.2.4. L'action anthropiques :

L'aménagement des sites provoque des déséquilibres qui généralement, suite à des travaux et à une mauvaise anticipation de la stabilité peut générer des désordres importants. Nous pouvons citer quelques exemples de travaux de génie-civil :

- La construction d'ouvrages sur des versants, provoque de fréquents glissements avec surcharge et génération de pression interstitielle ou bien une diminution de la perméabilité des sols sous-jacents avec une perturbation de l'écoulement de la nappe et augmentation des pressions interstitielles.

-Le terrassement ou la création d'un talus routier, peut entraîner la suppression de la butée au pied de versant et active le glissement.

IV.2.5. L'action sismique :

La stabilité d'un massif est en fonction du rapport des forces stabilisantes sur les forces déstabilisantes. Lors d'un séisme, il y a émission d'ondes sismiques qui se propagent dans le sol. Généralement, les séismes engendrent des ondes de surface caractérisées, lors de leur passage, par un mouvement horizontal.

Les ondes sismiques provoquent une sollicitation dynamique supplémentaire qui s'ajoute dans le bilan des forces d'un massif.

IV.3. Typologie des instabilités de blocs :

Les mouvements des blocs sont liés à :

-L'orientation des discontinuités.

-Caractéristiques mécaniques des discontinuités, leur comportement à la rupture qui est caractérisé par la cohésion et l'angle de frottement, exprimé par la relation suivante :

$$\tau = c + \sigma \cdot \tan \phi$$

Soient :

C : la cohésion

ϕ : l'angle de frottement interne

-Les ruptures sont caractérisés par :

- le type de mouvement possible.
- Le nombre de discontinuité délimitant le bloc instable.
- La forme du bloc instable.

-Les mouvements possibles sont :

- La translation : glissement ou chute libre.
- La rotation.
- Mouvement complexe : translation + rotation.
- Le flambage.

IV.4. Stabilité au renversement de la masse rocheuse :

➤ Cas d'une masse rocheuse sur un plan incliné par une fissure arrière ; étudions la stabilité au renversement de la masse rocheuse, la fissure étant remplie d'eau sur une hauteur H_w ; supposons par ailleurs, que l'eau s'écoule lentement sous la masse rocheuse, la pression d'eau subit un décroissement linéairement (fig : 7) .

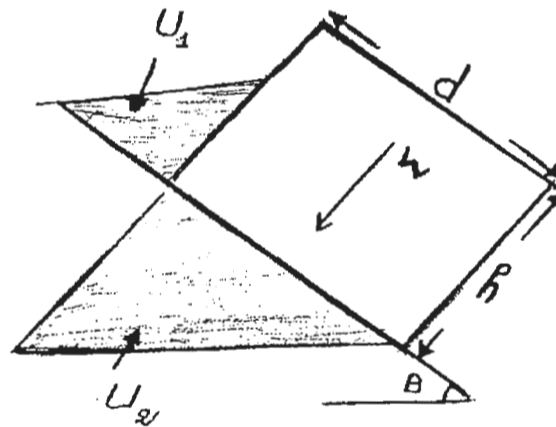


Fig :7 Schéma d'un bloc sur une pente

On définit le coefficient de sécurité comme le rapport des moments des forces résistantes au moments des forces motrices, moments pris par rapport à un point donné, on aura alors :

$$F = \frac{wd.\cos\beta}{wh.\sin\beta + \frac{1}{3}\gamma(h_w^3 + 2dhw)}$$

Avec :

F ; coefficient de sécurité

hw ; hauteur d'eau dans la fissure .

β ; l'angle de talus

h ; la hauteur de bloc.

d : la largeur de bloc.

U : la pression interstitielle.

w ; la poids du bloc.

γ ; le poids volumique de l'eau .

IV.5. Les caractéristiques géométriques et mécaniques des discontinuités

IV.5.1. Introduction :

Les caractéristiques spécifiques des massifs rocheux sont en grande partie liées à la présence des discontinuités, plus précisément, à leurs caractéristiques géométriques (orientation, densité...etc.) et mécanique.

IV.5.2. Notion de réseau et famille de fractures :

IV.5.2.1.-Réseau de fractures : un réseau de fractures se définit comme étant l'ensemble des fractures présentes dans un domaine donné, quel que soit leur direction, il se décompose en un nombre limité de sous-ensemble ; la famille ou systèmes ou jeux.

IV.5.2.2. Famille de fractures (Système ou jeux) :

- C'est un ensemble de discontinuités orientées dans le même sens.
- L'ensemble de familles de discontinuités, forme un réseau.

exp : les joints de stratification, la schistosité, diaclases, failles...etc ; forment des familles parallèles.

- Chaque famille présente des caractères communs liés à :

a -L'orientation : c'est la direction et le pendage d'une discontinuité.

b-La direction : c'est l'angle entre l'axe du plan horizontal et le nord géographique.

c-Le pendage : l'angle entre la ligne de grande pente et le plan horizontal.

d -l'ouverture : c'est l'épaisseur entre les bords d'une discontinuité.

e -l'espacement (écartement) : c'est la distance normale entre deux discontinuités de la même famille (fig : 8).

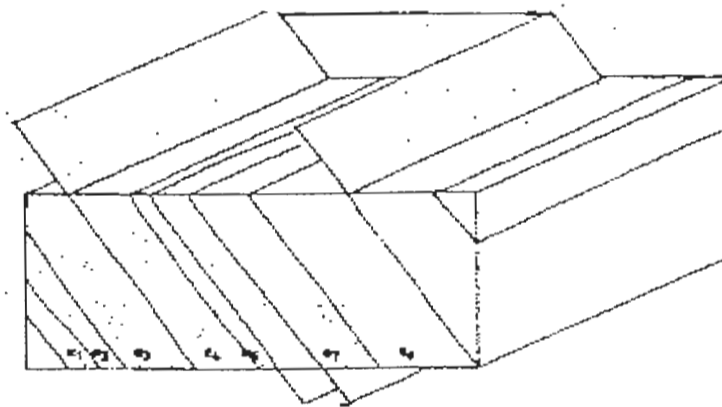


Fig.8 : écartement.

f - **L'écartement moyen (E_m)** : c'est la distance moyenne mesurée entre des discontinuités d'une même famille selon la normale au plan.

g- **La fréquence f** : c'est le nombre de fractures ou discontinuités de même famille par mètre, elle est égale à l'inverse de l'écartement moyen :

$$F=1/E_m.$$

h - **L'intensité de facturation** : elle consiste à calculer quelle serait la fréquence de la facturation correspondante dans un banc de un mètre d'épaisseur.

$$I=F.E \text{ (E : l'épaisseur du banc).}$$

IV.5.2.3. Les caractères de réseaux :

a. **La densité de fracturation (df)** : elle se définit pour un banc donné, d'épaisseur connue, comme la somme des fréquences caractéristiques des différentes familles de réseau :

$$df=f_1+f_2+f_3+\dots$$

b. **L'indice d'intersection (Li)** : qui prene en compte les communications entre l'ouverture utile des fractures, (fig:9) .

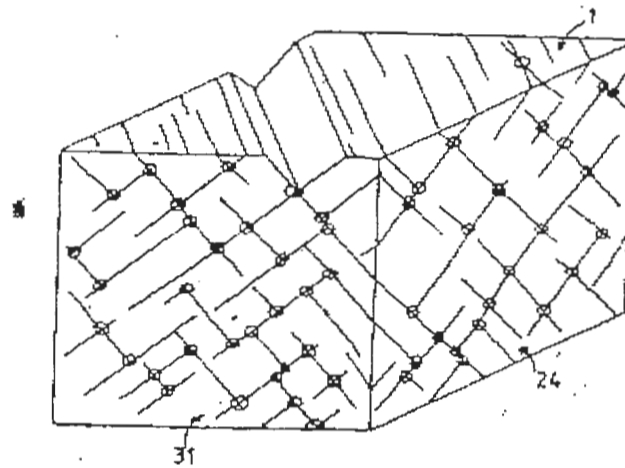


Fig.9 : L'indice d'intersection.

c. **La pseudo porosité de fractures** : se définit comme la surface d'ouverture utile par unité de surface, c'est-à-dire pour un banc, la somme des surfaces utile de toutes les familles constituant le réseau.

IV.6. Méthodes de classification des masses rocheuses fracturées :**IV.6.1. Rock quality designation index (RQD) :**

A été développé par Duran en 1967, afin de donner une estimation quantitative de la fracturation influençant le comportement de la masse rocheuse à partir de l'examen de carottes obtenues par des forages, Le RQD est défini comme le pourcentage de morceaux intacts de longueurs supérieur à 10 Cm, sur la longueur totale du forage :

$$RQD = \frac{\sum \text{longueurs des morceaux} > 10\text{cm} \times 100}{\text{Longueur totale du forage}}$$

IV.6.2. Palmstrom (1982) : a suggéré que le RQD puisse être lié et déduit du nombre de discontinuité par unité de volume, il a proposé la relation ci-dessus et qui serait valable pour des roches sans argiles et utilisable lorsque aucun forage n'est disponible mais que des traces de discontinuités sont visible, en surface :

$$RQD = 115 - 3.3J_v$$

J_v : la densité volumique des joints, c'est-à-dire la somme des nombres de joints par m^3 .

IV.6.3. Géological strength index (GSI) : (fig :10)

Introduit par Hock (1995), le GSI est un nombre sans dimension déterminé empiriquement qui varie entre 5-85 et qui peut être estimé à partir d'un examen de la qualité de la masse rocheuse in situ, la méthode GSI s'appuie donc sur une observation directe de la structure du massif rocheux.

➤ Par définition les valeurs proche de 5 correspondent à des matériaux de très mauvaise qualité, tandis que les valeurs proche de 85 décrivent des matériaux d'excellente qualité.

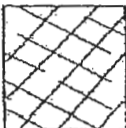
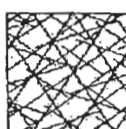


CARACTERISTIQUES DE LA MASSE ROCHEUSE POUR L'ESTIMATION DE LA RESISTANCE		CONDITIONS DE SURFACE							
STRUCTURE		QUALITÉ DÉCROISSANTE							
<p>A partir de l'apparence de la roche, choisir la catégorie qui donne, selon vous, la meilleure description des conditions moyennes de structure in situ. [...] <u>Le critère de Hoek-Brown devrait uniquement être appliqué à des masses rocheuses dont la taille des blocs individuels est petite devant celle de l'excavation. (R_g)</u></p>		TRES BONNES Surfaces fraîches, non-altérées, très rugueuses	BONNES Surfaces couleur de fer, rugueuses et légèrement altérées	MOYENNES Surfaces lisses, altérées ou moyennement altérées	PAUVRES Surfaces aux contours lisses, fortement altérées avec enduit ou remplissage compact de fragments anguleux	TRES PAUVRES Surfaces aux contours lisses, fortement altérées avec enduit ou remplissage d'argile plastique			
AGENCEMENT DES BLOCS ROCHEUX DÉCROISSANT		80	70	60	50	40	30	20	10
	FRACTURÉE – masse rocheuse non perturbée, très bien assemblée, constituée de blocs cubiques formés par trois familles de discontinuités orthogonales								
	TRÈS FRACTURÉE – masse rocheuse partiellement perturbée, bien assemblée, constituée de blocs anguleux à plusieurs facettes formés par au moins quatre familles de discontinuités orthogonales								
	FRACTURÉE/DESTRUCTURÉE – blocs anguleux formés par plusieurs familles de discontinuités entrecoupées, avec plisures et/ou failles								
	DÉSINTÉGRÉE – masse rocheuse fortement broyée, mal assemblée, avec un mélange de blocs rocheux anguleux et arrondis								

Fig. 10 : Estimation du GSI à partir d'une description géologique de la masse rocheuse, d'après Hoek et Brown (1995).

IV.6.4. GSI modifié : (fig: 11)

Il a été proposé par Sonmez et Ulusay (1999), ils ont suggéré l'introduction de deux paramètres additionnels.

(Surface condition Rating) ;

$$SCR=R_r+R_w+R_{rm}$$

Avec:

R_r : rugosité.

R_w : l'altération.

R_{rm} : le remplissage.

La valeur maximale pouvant être atteinte par le SCR étant 18

Le SR : déduit par la courbe semi-logarithmique.

A partir de la mesure de la densité volumique des joints (J_v).

Avec l'utilisation des deux tableaux :

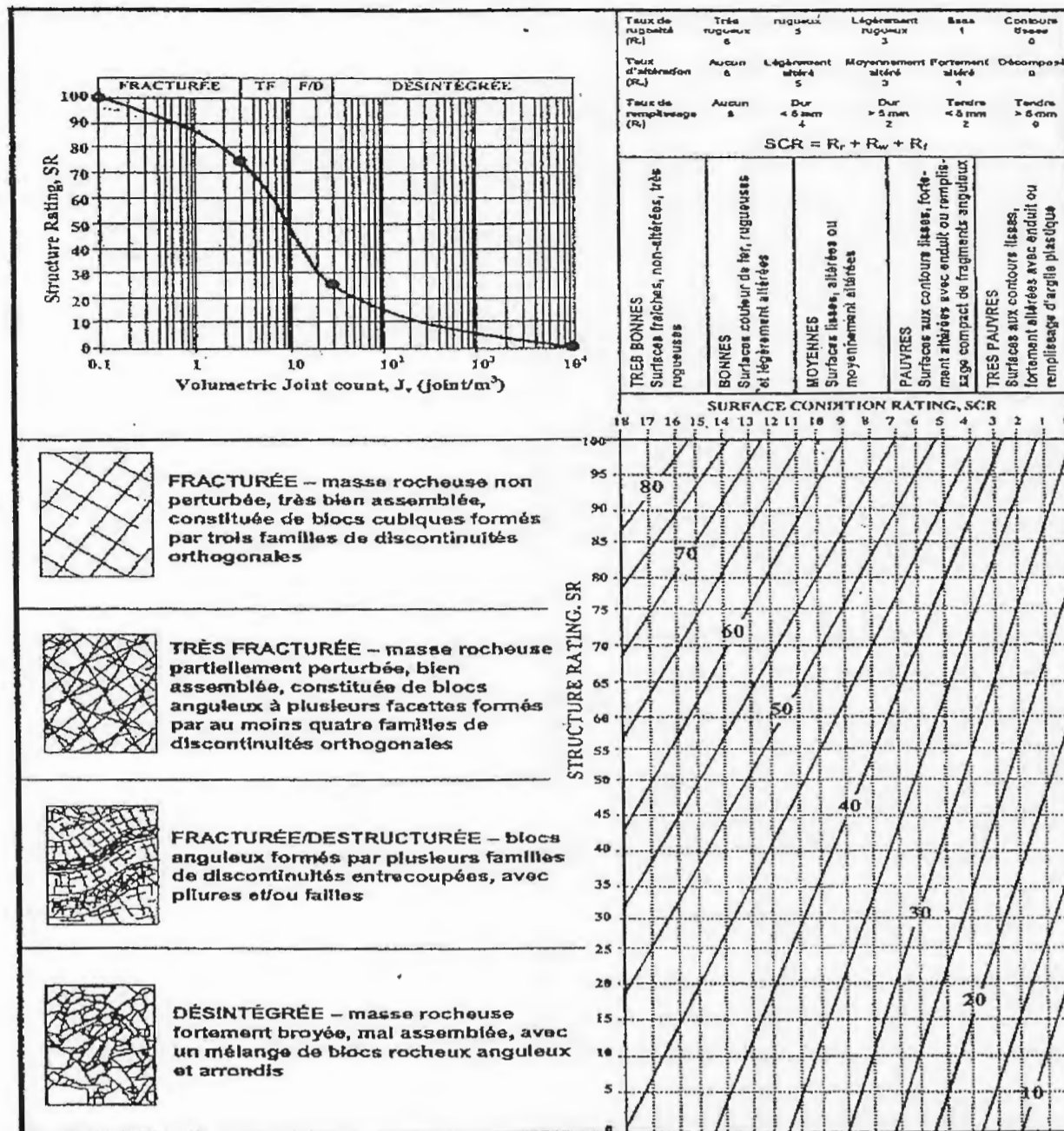


Fig. 11 : Classification GSI modifiée, d'après Sonmez et Ulusay ,1999.

CHAPITRE V

ETUDE DE CAS DU MASSIF DE « Taskif »

V- Etude de cas du talus de Oued Oudaden:**V.1.Introduction :**

Le massif de Taskif et ses alentours les plus proches, ont été soumis à une intense activité tectonique. En effet au cours de la formation de l'échelle intermédiaire avec sa configuration actuelle, la compétence des roches a donné une fracturation diversifiée, marquant le sens du charriage. Cette fracturation a surtout affecté la formation résistante calcaireuse du massif, Ainsi un réseau de système d'accidents tectonique orienté selon des directions principales dominantes, montre l'empreinte de certaines phases tectonique régionale majeures.

En Ajoutant à cela, l'effet de la fracturation provoquée artificiellement lors de la réalisation de la route et du tunnel, toutes cette gamme de discontinuités peut se comporter comme étant des plans de faiblesses qui, lors de certains processus naturels (tel que l'altération ...etc.) donnent la dégradation du massif et sa désintégration. qui sollicité par certains facteurs, peuvent déclencher le déséquilibre ou l'instabilité du talus ou du massif tout entier.

V.2. Présentation du site d'étude :

Le massif de Taskif est situé au niveau d'une zone exposée à plusieurs facteurs déstabilisants qui influent négativement sur sa stabilité. On cite parmi ces facteurs, ceux qui sont naturels et ceux liés à l'environnement du massif tel que le climat, l'eau et d'autre liés à ces caractéristiques propres.

V.2.1. Dimension et topographie du massif :

Dans le massif de Taskif nous avons distingué que la topographie est modifiée sous deux processus :

**Artificiellement* : la réalisation de la route R27 (El Milia-Constantine) augmente la pente du talus avec la création de fissures artificielles, ainsi que l'implantation d'un tunnel au coeur du massif, ce qui a diminué sa résistance (photo :2).



Tunnel

La Router N 27

Photo . 2 : L'influence de l'action anthropique sur l'instabilité du talus.

***Naturellement :** le massif de taskif est un anticlinal à pente moyenne ($\approx 50^\circ$), sa structure est due à la tectonique régionale, cette valeur de pente joue un rôle important sur l'instabilité des blocs puisque elle augmente l'effet de la gravité.

Aussi le rôle de la dimension de la structure ; l'instabilité du talus étudié qui est allongé sur une surface importante, ce qui augmente le taux de la déformation.

V.2.2. La nature lithologique hétérogène :

Notre site d'étude présente une hétérogénéité au niveau du calcaire jurassique, puisque on a, des calcaires en dalle dure à la base et des calcaires marneux fragile au sommet, ce caractéristiques lithologiques ont accéléré la déformation et l'éboulement, d'ailleurs ce qui a marquée la zone d'effondrement, c'est que l'éboulement a touché les calcaires marneux fragiles.

V.2.3. Les caractéristiques chimique de la roche : (tableaux 3 et 4)

D'après les résultats des analyses chimique de la direction des mines de la wilaya de Jijel, sur les calcaires de la région, nous avons distingué la présence d'importants pourcentages d'oxyde de fer, ce dernier résulte par une réaction chimique d'oxygène avec le Fer de la roche. Cette oxydation rend la roche très fragile à fragmenter sous les processus de l'érosion.

SiO ₂ (%)	AL ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	CaO (%)	MgO (%)	SO ₃ (%)
2.60	0.25	2.10	48.20	3.60	0.03

Tableaux 3 Composition de calcaire de plienschbachien (calcaire marneux)

SiO ₂ (%)	AL ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	CaO (%)	MgO (%)	SO ₃ (%)
8.42-45.22	0.68-0.82	0.64-1.00	45.25-48.10	0.30-1.43	0.05-0.25

Tableaux 4 : Composition chimique de calcaire lotharingien (calcaire à silex)

(D'après la direction des mines de Jijel).

V.2.4. L'effet du gel dégel :

L'effet du gel et le dégel ; avec les précipitations importantes qui sont en moyenne de 400mm/an, et le degré de la température en hiver de 0°C, les eaux entre les fissures se transforment en une glace avec l'augmentation de son volume, ce qui crée des contraintes de poussée et élargie les fissures progressivement.

V.2.5. L'influence de l'eau :

L'eau est un facteur principal de la déformation, qui influe par la pression interstitiel sur la composition chimique de la roche.

Dans notre site, on peut citer trois modes de circulation des eaux :

V.2.5.1. Les eaux des pluies : (infiltration verticale)

Avec les fortes précipitations, sur la région, surtout en hiver et le taux élevé de l'humidité, l'eau s'infiltré dans le massif et peut créer des trajets par la dissolution des calcaires, cette opération permet de changer le comportement des calcaires (fig :12) .

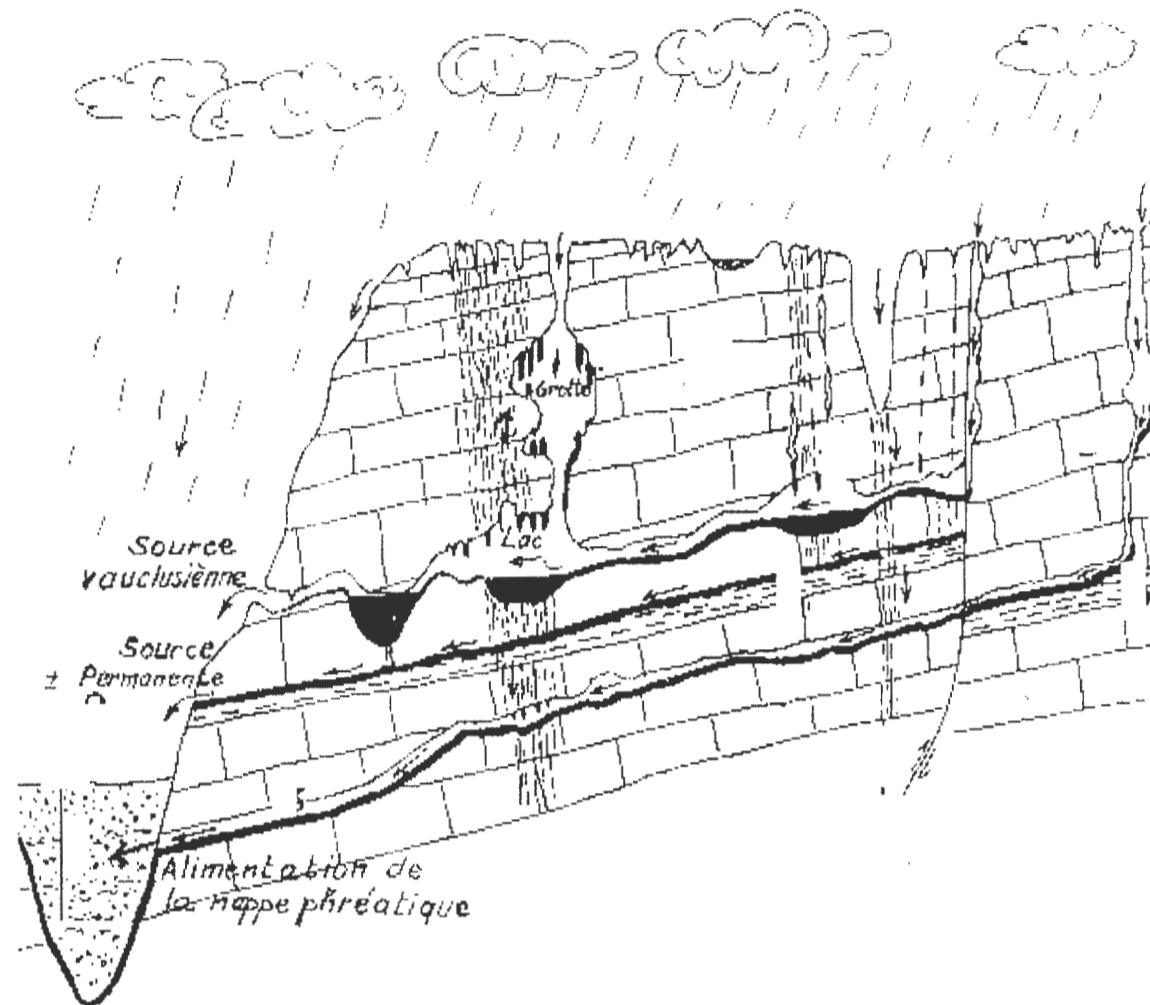


Fig. 12: L'influence des infiltrations verticales (eaux de pluie)
(Cas général)
(développement et comportement d'un réseau karstique)

V.2.5.2. Les eaux superficielles : (érosion)

La région est caractérisée par un réseau hydrographique important, marqué par les eaux des oueds qui entourent le massif; on au coté Nord l'Oued Douida, au l'EST « l'Oued Kebir ». Ces eaux peuvent conduire à la formation des sous-cavages par l'effet de l'érosion, ce qui permet d'augmenter l'effet de l'altération du massif.

V.2.5.3. Les eaux profondes : (infiltration horizontale) voir (photo : 3).

Il existe une nappe profonde (aux environs de 50 m) traversant le massif, dans ce cas l'eau de la nappe s'infiltré dans les discontinuités et peut agir comme un vérin et peut donner naissance à des surfaces de décollement ou rupture .



Photo 3 : Montrant la source d'eau à l'aval du massif et alimente Oued El-Kbir.

V.3. Analyse statistique des discontinuités:**V.3.1. Méthode utilisée : (fig;13).**

➤ Pour une telle représentation, nous avons utilisé un procédé très simple appelé « le canevas de wulff », gradué de 10° en 10° , sur son cercle fondamental dans le sens inverse des aiguilles d'une montre.

-Il est fixé sur une planchette pourvue d'un point au centre du canevas, ou sur tout autre système permettant de fixer un calque qui puisse tourner sur le centre de la grille.

-Le calque comporte un cercle de même diamètre que le canevas appelé «Stéréogramme ».

On utilise une représentation appelée : « la trace polaire » et la trace cyclographique pour définir l'orientation des plans des discontinuités.

La polaire d'un plan est la perpendiculaire à ce plan passant par le centre de la demi-sphère de référence, la trace polaire est la projection sur le plan horizontal, de l'intersection P entre cette polaire et la demi-sphère.

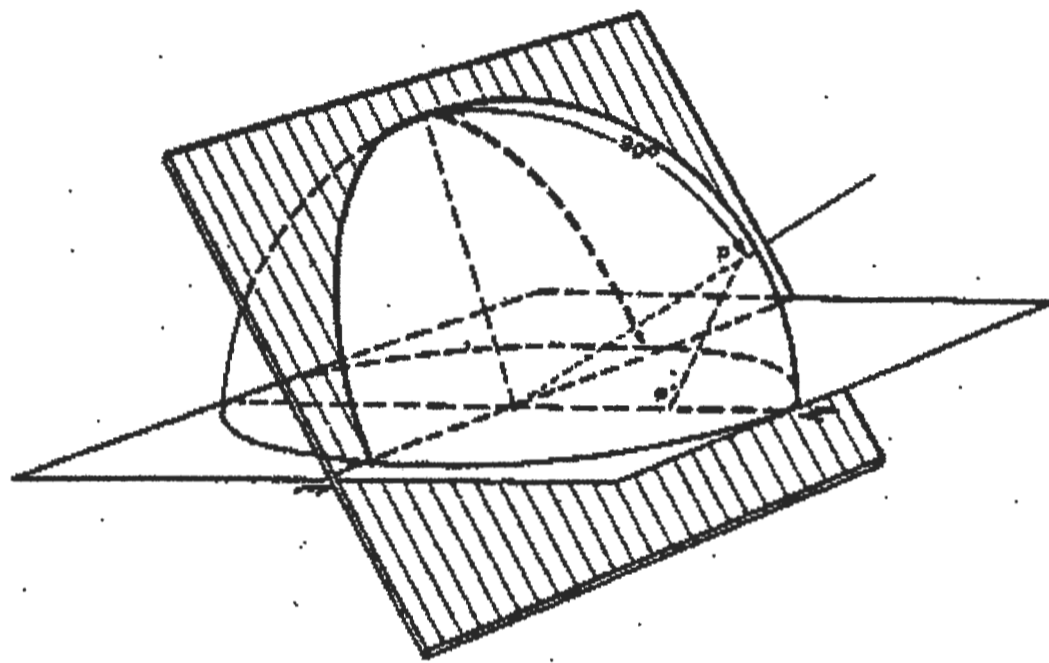


Fig. 13 : La trace polaire D'un plan (hémisphère supérieur)

Pour la trace cyclographique , un plan peut être présente par un arc de cercle .

Le grand cercle correspondant par projection est alors, reporté par décalage sur le stéréogramme représentant l'attitude du plan appelé « trace cyclographique ». (Fig :14)

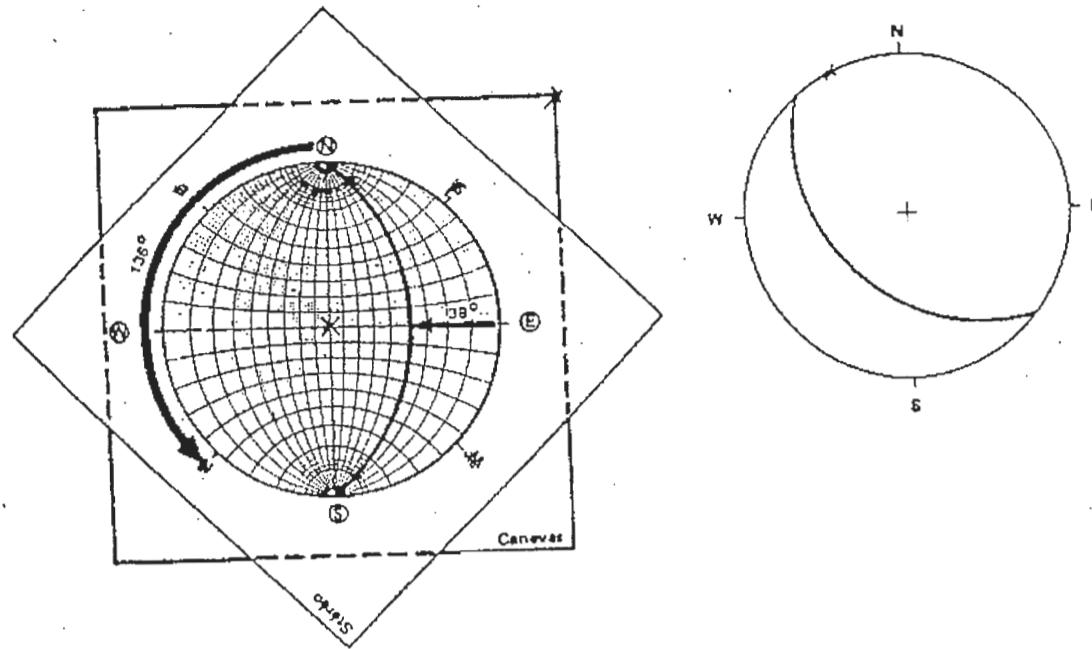


Fig. 14: Stéréogramme d'un plan, représentation d'une trace cyclographique.

V.3.2 Critères de choix et caractéristiques générales des stations de mesures :

Comme notre travail se base essentiellement sur les levés de terrain, il était nécessaire de couvrir l'ensemble de la zone étudiée par une série de stations (appelés stations de mesure), le choix de ces stations est basé sur les critères suivants :

1/l'accessibilité du site.

2/L'absence relative des recouvrements (remblai, végétation...etc)

3/Les mesures réalisées ne sont pas très éloignées de la zone d'éboulement active pour mieux comprendre le comportement de ces discontinuités.

4/les stations sont, généralement, constituées par des affleurements dégagés, vue l'aspect en déblais de la zone présumée instable.

5/Pour avoir dans ces sites un nombre de mesures statistiquement représentatives.

6/Les mesures sont effectuées sur un site qui s'étend sur 2 Km le long de la route.

V.3.3. Traitement des données statistique (les orientations des discontinuités):**V.3.3.1. Station 1 ;****V.3.3.1.1.Introduction**

Cette station se situe au nord du talus, elle s'étend sur 700m à partir de la zone d'éboulement au début du tunnel, elle comporte, des calcaires à silex bleu très durs à la base d'âge « lotharingien », et des calcaires marneux au sommet de couleur jaunâtre très fragile d'âge « pliensbachien », dans cette zone on peut distinguer l'intersection de plusieurs plans de discontinuité (photo :4).

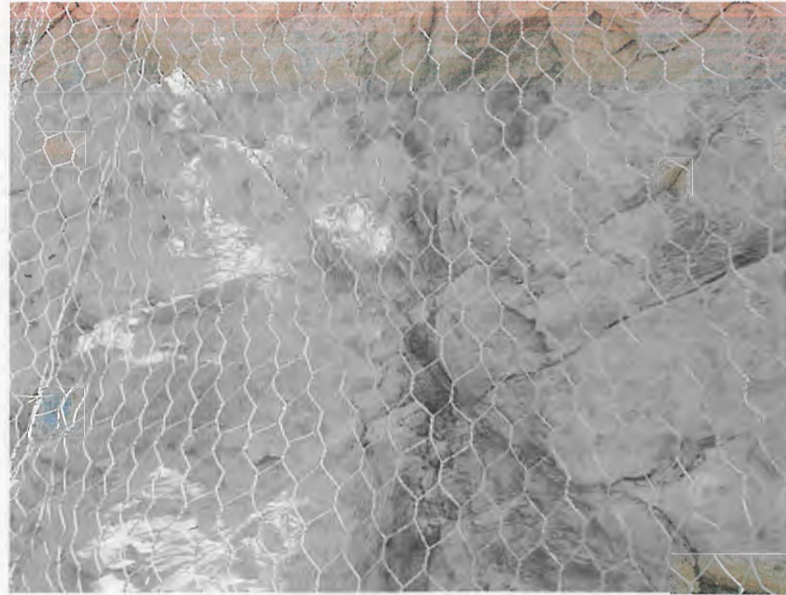


Photo 4 : l'intersection de plusieurs plans de discontinuités

V.3.3.1.2. Description et interprétation des diagrammes ;

On peut distinguer à partir de résultats du traitement statistique des données de terrain sur les diagrammes 3 familles principales :

F 1 d'orientation moyenne N 25 -65 SE

F2 d'orientation moyenne N120 -25 NE

F3 d'orientation moyenne N 15 -35 NW

Stratification d'orientation N 33 -25 NW

Talus d'orientation N 5 -90 NW

La famille de discontinuité F3 tend probablement à causer certains problèmes d'instabilité, car ces plans plongent sensiblement vers Nord Ouest, autrement dit vers le même sens que celui du versant.

La F3 est probablement responsable de l'éboulement, car elle coïncide avec le versant.

La droite d'intersection obtenue à partir de l'intersection des plans moyens des différentes familles de discontinuité est d'orientation N 165 -20NW. Son plongement est vers l'extérieur du massif, ce qui provoque l'instabilité de ce dernier (fig : 15) .

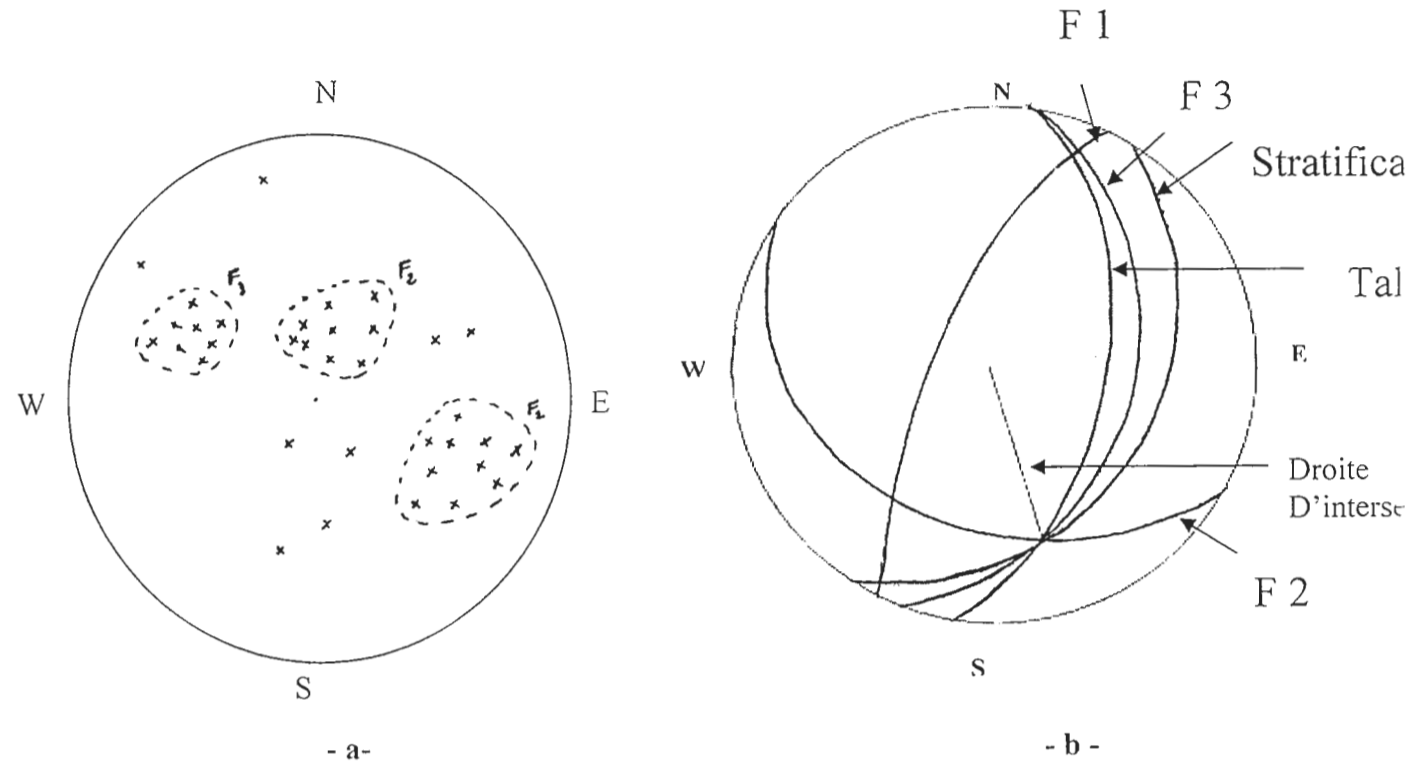


Fig ;15 : Diagramme des familles de discontinuité de la station N° : 1

a : les principales familles de discontinuité on polaire

b : traces cyclographiques des familles de discontinuité.

V.3.3.2.Station 2 :

V.3.3.2.1. Introduction

Est située au centre du massif à proximité de la charnière, elle s'étend sur 800m . Dans cette station nous avons remarqué une forte densité de fracturation avec la présence des joints de stratification d'épaisseurs importantes à remplissage argileux et parfois, on note la présence des cristaux de calcite, ainsi que la présence des décrochements conjugués d'orientation principale

V.3.3.2.2. Description et interprétation des diagrammes

Nos mesures effectuées sur cette station, aussi délicate, vue sa position centrale de l'anticlinal, nous a amené à constater que les nuages des points où la répartition de populations de mesures effectuées sur les discontinuités, sont dispersées sur tout le stéréogramme. Nos observations sur terrain, ont aussi révélé une zone intensément fracturée, certaines zones montrent des broyages, neanmoins, les familles principales de fracturation sont réparties comme suit ;

F1 : d'orientation moyenne N 45 -20 NW

F2 : d'orientation moyenne N 15- 30 SE

Stratification : d'orientation N 5 -20 NW

Talus : d'orientation N 5 - 90 NW

La droite d'intersection obtenue à partir d'orientation de l'intersection des plan moyens des différentes familles de discontinuités, est d'orientation N 130 - 20 NW

La droite d'intersection présente, donc, plongement vers l'extérieur du massif, ce qui provoque une certaine instabilité de ce dernier (fig. 16)

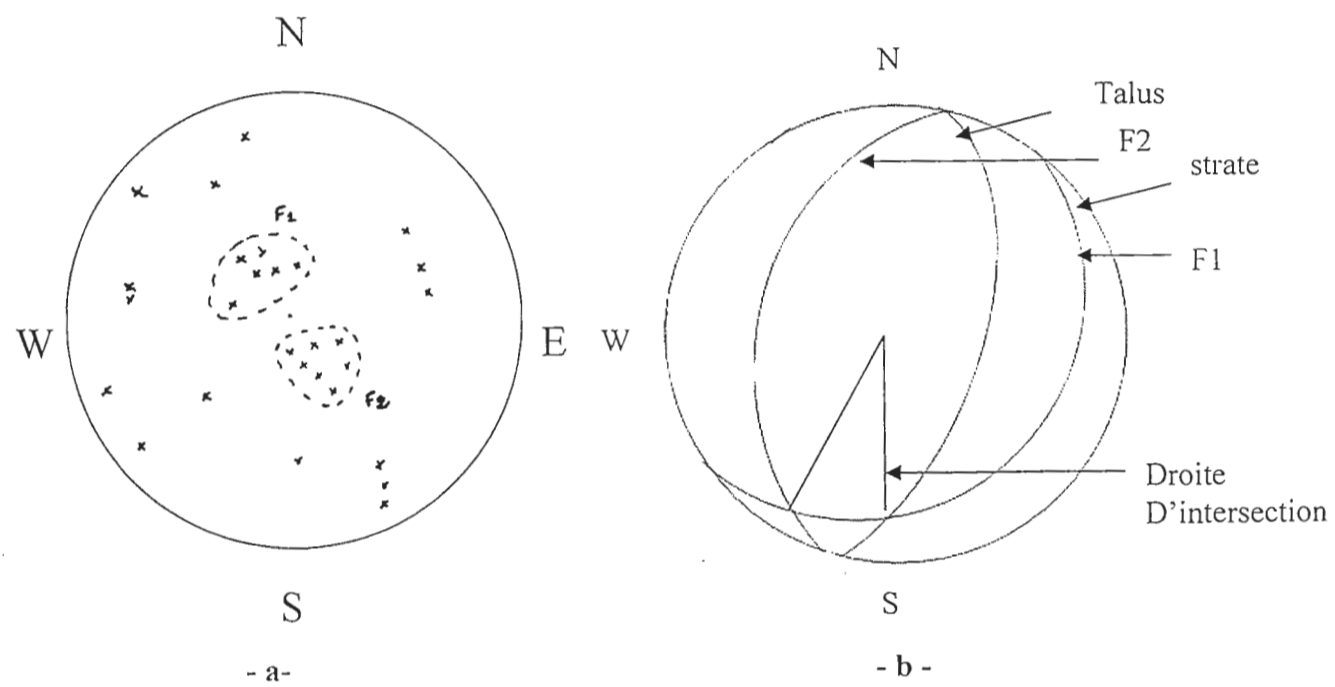


Fig 16: Diagramme des familles de discontinuité de la station N : 2

a : les principales familles de discontinuité on polaire

b : traces cyclographiques des familles de discontinuité.

V.3.3.3. Station 3 :**V.3.3.3.1. introduction :**

Elle constitue le flanc droit de l'anticlinal, elle s'étend sur 500m. Dans cette station la densité de fracturation est grande, au niveau de la charnière, la zone fortement broyée (photo :5), nous avons distingué une stratification presque confondue avec la fracturation .



Photo 5 : Stations N°3 (zone complètement broyée)

V.3.3.3.2. Description et interprétation des diagrammes (fig : 17):

Les mesures, effectuées, nous amènent à constater que, les familles principales de la fracturation sont réparties comme suite :

F 1 ; d'orientation moyenne N 30– 25 SE

F 2 ; d'orientation moyenne N 70– 67 SE

Stratification d'orientation N 32– 60 SE

Talus ; d'orientation N 5 –90 NW

Les droites d'intersection des plans moyens de F1 et F2 sont d'orientation respective

N 95 -50 SE et N 75 -20 NE et présentent un plongement vers l'intérieur du massif. ce qui provoque probablement une stabilité, si son état n'est pas exagéré par d'autre facteur des stabilisants tel que l'altération , l'eau... etc .

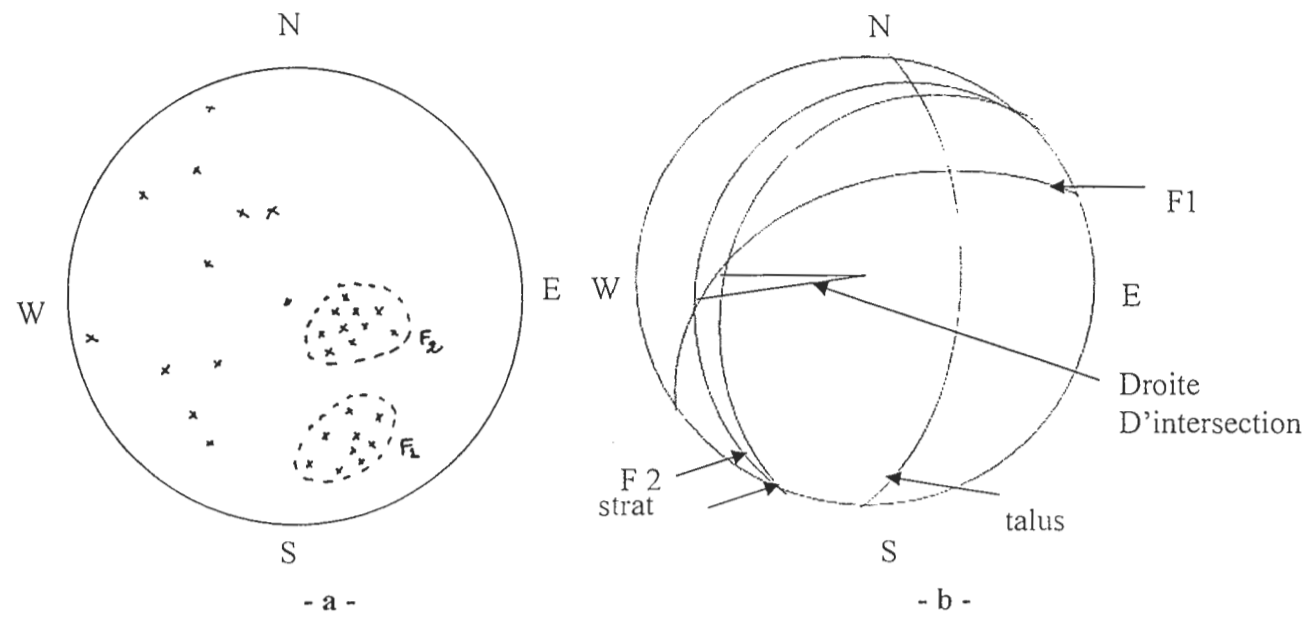


Fig 17: Diagramme des familles de discontinuité de la station N : 3

a : les principales familles de discontinuité on polaire

b : traces cyclographiques des familles de discontinuité.

V.3.4. Les caractéristiques géométriques et géomécaniques des discontinuités

Le traitement statistique des mesures prélevées sur terrain, a donné les résultats sont récapitulés sur les tableaux suivants (tableaux : 5 et 6)

Station	Famille de fracture	Orientation moyenne
Station 1	Famille 1	N 25 E -65 SE
	Famille 2	N 120 E- 25 NE
	Famille 3	N 15 -35 NW
Station 2	Famille 1	N 45 E- 20 NW
	Famille 2	N 15 E-30 SE
Station 3	Famille 1	N 30 E- 25 SE
	Famille 2	N 70 E - 67 SE

Tableau 5 ; Résultats obtenus à partir de la projection stéréographique
(Familles de fractures pour chaque station)

GSI					
Structure	Les conditions de surface	Valeur de GSI	Résultat	Densité de fracturation	
R . fracturé / déstructuré	Très pauvre	12 - 27	Le massif est d'une très mauvaise qualité	Très forte	
GSI modifié					
Rr	Rw	Rrm	SCR	SR	JV
Rugueux 5	Moyennement Altéré 3	Dur >5mm 2	10	43	13 joint/m3

Tableau 6 : Résultats obtenus à partir des mesures de données de terrains du site étudié

V.4. Analyse microstructural :**V.4.1. Introduction :**

La tectonique régionale et locale affectant le massif a donné naissance à des failles et des décrochements d'ordre métrique, mais en parallèle à cette situation il y'a naissance des microstructures d'aspects différents tel que : les fentes de tension, les joints stylolitiques...etc.

Donc, il était indispensable de compléter notre étude par une analyse micro structurale pour bien comprendre le sens de la tectonique et le mode de la déformation.

V.4.2. Objectif :

L'analyse micro structurale est une étude destinée à déterminer la forme, l'orientation, les conditions, et les causes des déformations des microstructures c'est-à-dire les structures représentées à l'échelle de l'affleurement depuis l'échelle du mm jusqu'à celle du mètre (faille, plis, microplis, fente de tension...).

-Les objectifs de l'analyse microstructurale sont les suivantes :

➤ Comprendre les mécanismes intimes de la déformation, ce qui nécessite des observations très fines.

➤ Mieux connaître la géométrie de la structure.

➤ Mettre en évidence les relations qui existent entre les microstructures et les macrostructures, c'est-à-dire arriver à déterminer à l'aide des seules microstructures l'allure des macrostructures.

V.4.3. Méthodologie : l'analyse micro structural implique une méthodologie spéciale pour obtenir des bons résultats ; elle consiste à

1- diviser l'affleurement en plusieurs stations de mesures.

2- Faire de nombreuses observations sur une surface très réduite au niveau de chaque station de mesure.

3- Faire des mesures sur les différentes microstructures (l'orientation, pitch, plan axial...).

exp. : faille, diaclase...etc.

4- Utiliser les données d'une façon statistique (canevas de schmit).

5- Interpréter les résultats.

V.4.4. Essai d'interprétation microstructurale ;

Ainsi , lors de la formation de l'écaïlle moyenne (le massif) , la compétence des roches a donnée une fracturation diversifiée , cette intense fracturation qui a affecté les formations des calcaires liasique du massif , montre plusieurs réseaux ou grands systèmes d'accidents (photo :6) .



Photo 6 : Deux accidents tectoniques conjugués (décrochements)

L'analyse de la fracturation a permis de mettre en évidence un réseau complexe de linéaments ou structures linéamentaires généralement discontinues, certains d'entre eux sont accompagnés par des déplacements latéraux.

On peut distinguer deux types de joints stylolithiques sécants représentés en deux familles de direction suborthogonale ;

1- l'une marquée par des joints de direction : (fig :18)

E – W inclinée vers le Nord

2 – l'autre famille de direction

NE– SW inclinée vers le SE

Ces diagrammes de densité montrent que le massif a subi des contraintes compressives d'orientations ;

N – S : ce qui peut être expliqué par la poussée de la nappe bordière de la petit Kabylie (chapitre géologie locale).

NW – SE ; liée au plissement du massif probablement due à un tectonique souple , responsable de la formation des plis synclinaux et anticlinaux que caractérise l'écaillage la régions .

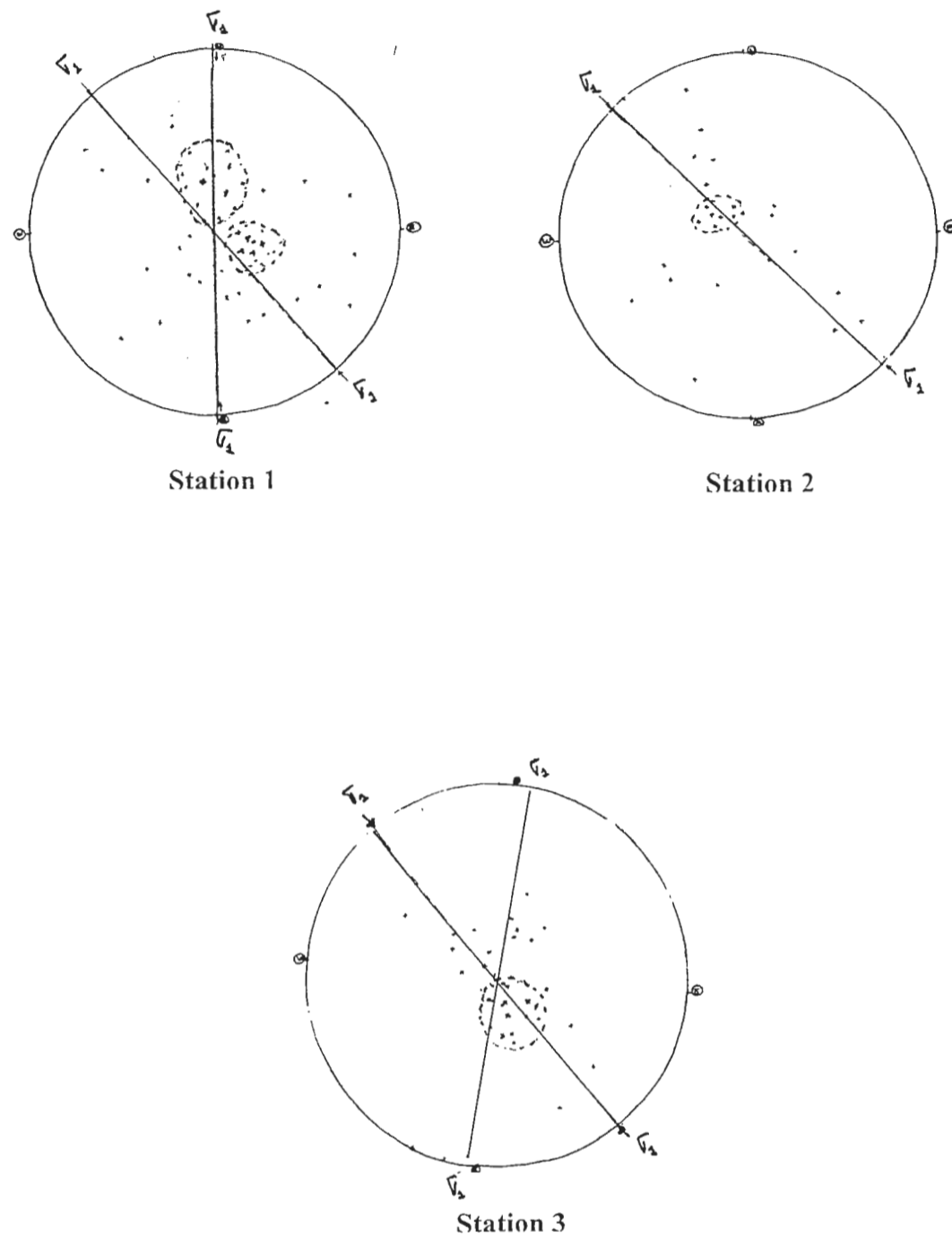


Fig. 18 : Stéréogrammes des axes de raccourcissements des stations de mesures (résultats des projections des joints stylolitiques).

CHAPITRE VI

CONCLUSION ET RECOMMANDATION

VI. Conclusion et recommandation

VI.1. Les recommandations

a - Nettoyage ;

Utilisation des moyens matériels adéquats (mécaniques ou manuelles) pour le nettoyage de la zone glissée, par la création d'un accès susceptible d'atteindre la zone à nettoyer (photo ;7),



Photo 7 ; de nettoyage

b – Création des talus (talutage)

Les moyens utilisés ; **compresseurs, marteaux piqueurs, brise -roche** (fig ; 15)

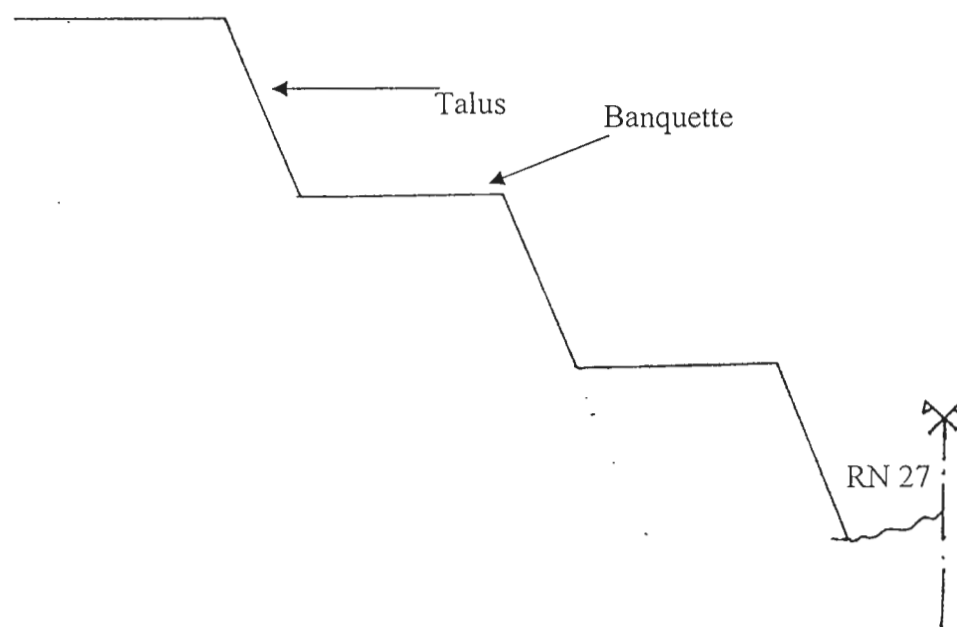


Fig 15 . Talutage

c– Réalisation de fossés bétonnés

Réalisation des fossés de crêtes en béton pour l'évacuation des eaux avec descente d'eaux (fig 16)

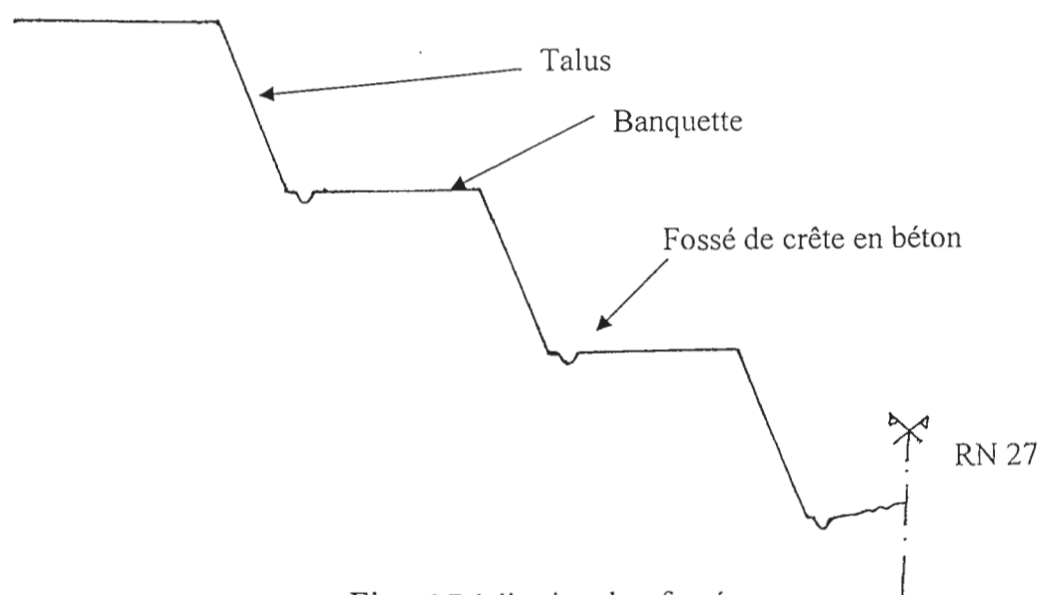


Fig 16 Réalisation des fossés

d- Ancrage -colmatage

L'ancrage des aciers (barres de fer) (ϕ) 32 avec injection du béton (pour la fixation du grillage, utiliser la zone plus homogène et la plus consolidée (fig;17)

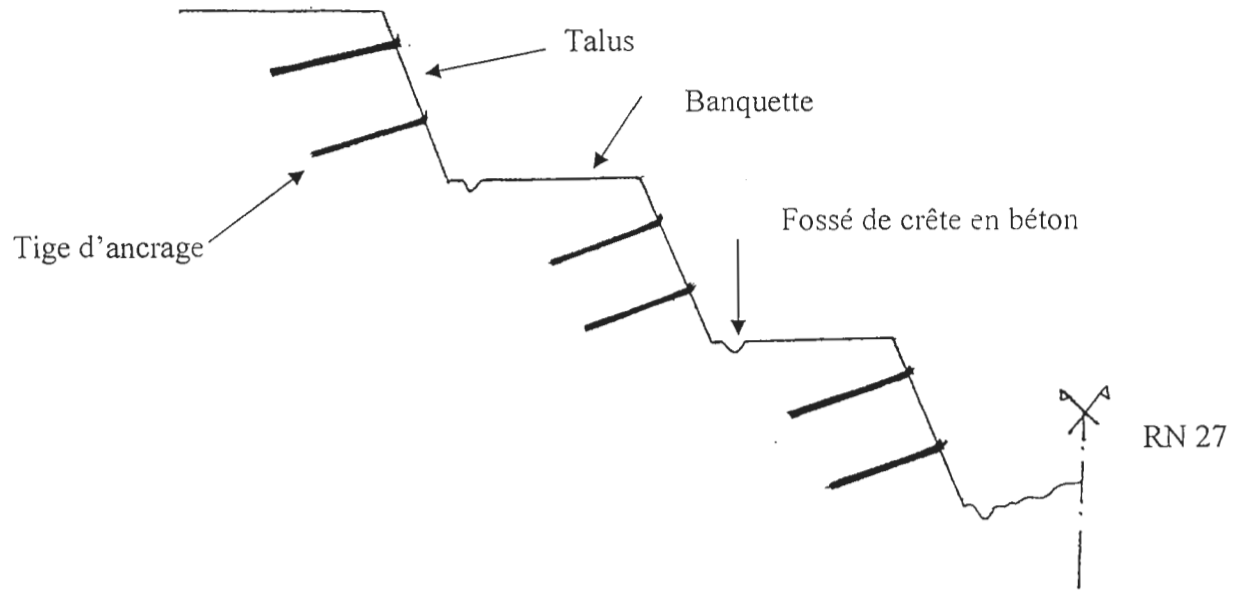
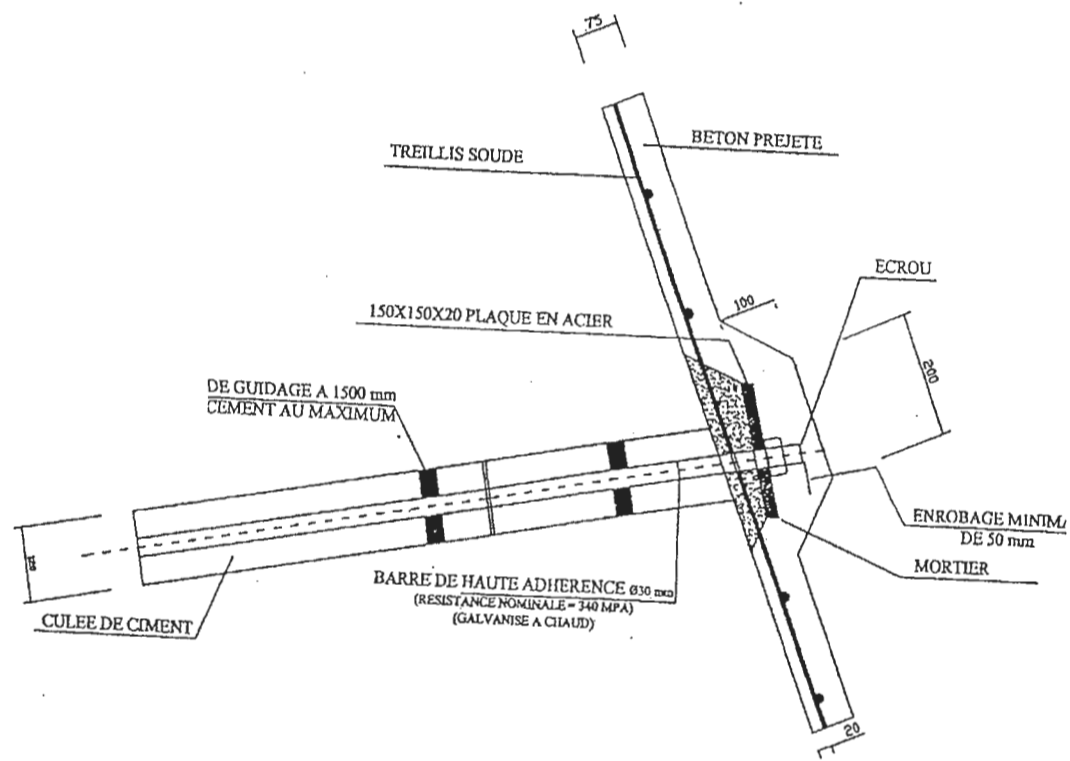


Fig 17 L'ancrage des aciers



Barre fer détail

e- Mise en places du grillage

La mise en place du grillage sur toute la surface glissée avec fixation des cùlos en béton on bas du talus (voir fig :18)

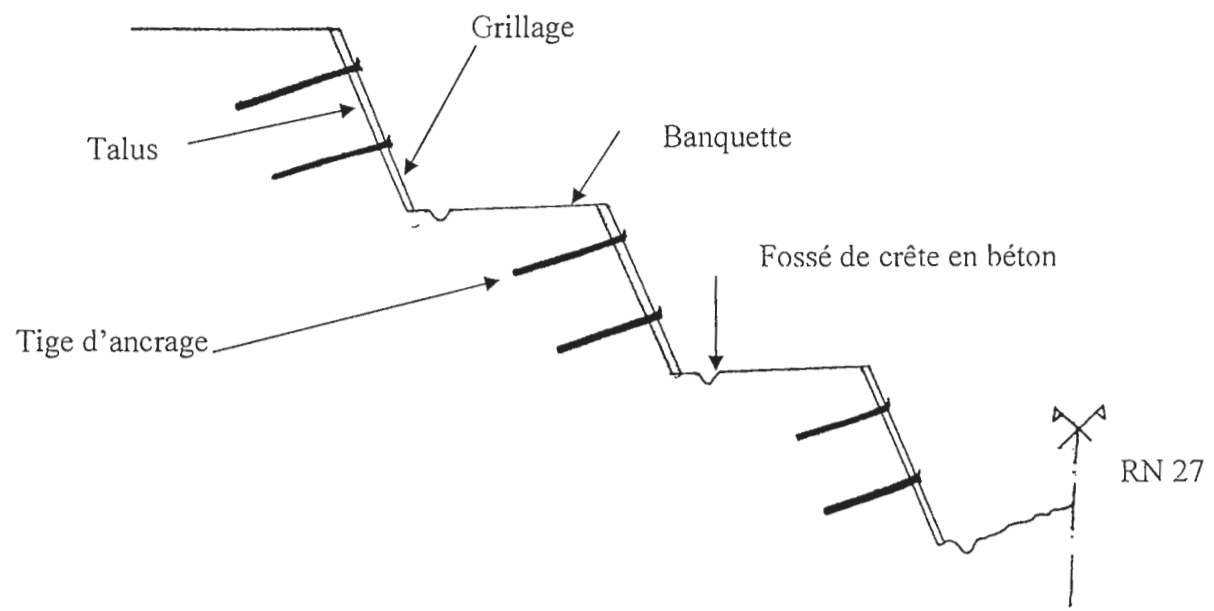
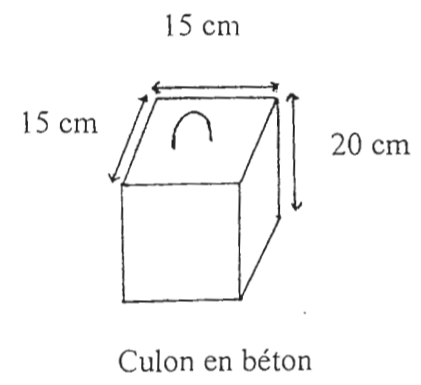
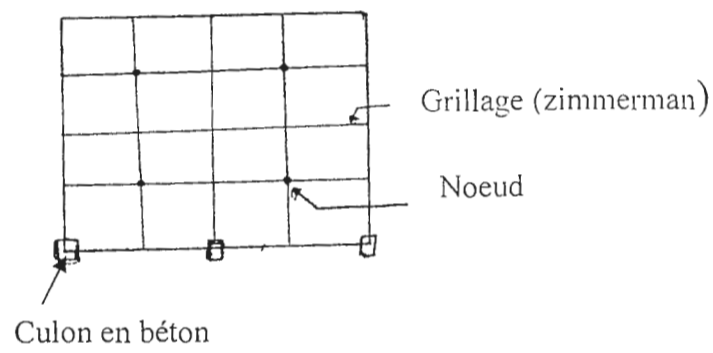


Fig 18 : Mise en place du grillage

Vue de face de talus avec grillage



f- Réalisation d'un mur de soutènement

Réalisation d'un mur de soutènement dimensionné selon les conditions du site

(fig : 19)

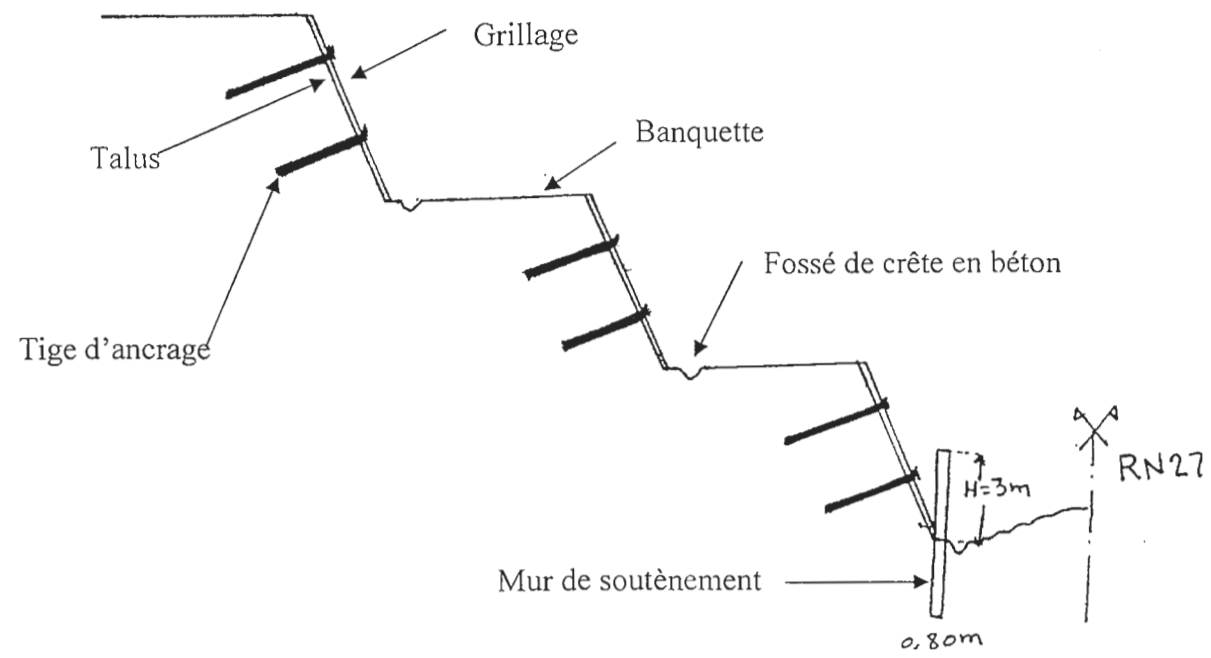


Fig 19 : Réalisation d'un mur de soutènement

g -L'ancrage des tubes piezométrique a l'amont de massif pour faire un rabattement de nappe d'eau.

VI.2 Conclusion générale :

An terme de ce travail, nous pouvons conclure que le contexte géologique de la zone d'étude est relativement complexe, cependant, plusieurs points sont à prendre en compte, tant sur le plan géologique local, que sur le plan géotechnique par rapport aux instabilités affectant le site d'étude.

D'un point de vue lithologique, il s'agit d'une formation essentiellement calcaireuse, avec certaines intercalations marneuses qui s'accroissent en remontant la série jurassique.

Ces calcaires dissociés sont affectés par de nombreuses fractures lui donnant une structure particulièrement prédisposée aux instabilités ; ajoutons à cela le contexte structural et hydrogéologique ; pour mieux comprendre le rôle que peut jouer l'eau, il faut connaître sa position dans le massif et le versant, ses modes de circulations, ces points d'entrées et de sorties, autrement dit la maîtrise des écoulements d'eau en amont de vient inévitable.

Ainsi, les données géologiques et géotechniques, jouent un rôle majeur sur le comportement du versant, car les talus des massifs fracturés, présentent des caractéristiques particulières faces aux diverses sollicitations, leurs altération est fortement poussée, d'où, ils traduisent un comportement mécanique favorable à la rupture (chute de pierre , éboulement , ébroulement ...etc.) enfin, les résultats des analyses statistiques effectuées sur la fracturation de la zone d'étude et après traitement stéréographique , nous amènent à conclure que la région a été soumise a deux phases compressives caractérisées par un (τ) exprimées par deux axes de raccourcissement d'orientation N-S et NW- SE.

Les résultats de l'analyse statistique effectués sur les différentes familles de discontinuité ont, ainsi, révélé , une certaine instabilité qui a touché la région d'étude, et qui se voit nettement au niveau des deux stations de mesure surtout celles touchant le flanc NW (site d'éboulement) et celui de la charnière .



Bibliographie :

- Arthaud. A(2001) ; voir les roches et minéraux
- Choukroune . P (1994) ; déformation et déplacement dans la croûte terrestre (institut de géologie a l'université de bennes).
- Durand ;Delga . M (1955) ; étude géologique de l'ouest de la chaîne numidique (stratigraphie_descriptionale).
- Habib . P (1997) ; génie geothechnique application de la MDS et des roches.
- Habib .P, Baret .B.....(1984) :géologie appliqué au génie civil –au génie nucléaire et à l'environnement(Tome1).M
- Mattauer. M (2001) : ce que disent les pierres
- Mattaeur . M(1980) ; les déformations des minéraux de l'écorce terrestre.
- Thèse de Hamou Djellit (1987) : évolution tectono-métamorphique du socle kabyle et polarité de mise en place des nappes de flysch en Kabylie (Algérie).
- Trémolières . P (1981) : mécanismes de la déformation en zone de plate forme (méthode et application au Bassin de paris)