

---

## **I-ETUDE HYDROGEOLOGIQUE DE LA REGION DU DJEBEL MURDJADJO :**

### **1- Caractéristiques hydrogéologique du secteur d'étude (M.I. Hassani, 1987)**

#### **1.1- Le Primaire :**

Le Primaire ne présente aucun intérêt dans le secteur d'étude.

#### **1.2- Le Secondaire :**

##### **1.2.1- Le Trias :**

Le Trias ne présente aucun intérêt hydrogéologique dans le secteur d'étude

##### **1.2.2- Le Jurassique :**

Les lentilles de calcaires marmoréens et les calcaires dolomitiques du Djebel Murdjadjo sont de bons aquifères. Ils contiennent une nappe perchée drainée par les sources de Noisieux et de L'Oued El Bachir. Cette dernière affleure au contact des schistes jurassiques. La source est aujourd'hui à sec. La source d'Aïn Kharouba affleure dans une intercalation quartziteuse au niveau des schistes jurassiques.

##### **1.2.3- Le Crétacé:**

Au niveau du Djebel Murdjadjo, les schistes du Crétacé supérieur couvrent une grande partie du massif. Les schistes étant peu perméables, ils ne favorisent pas l'infiltration. Les eaux qui proviennent des précipitations et de la nappe perchée du Murdjadjo transitent avant de se réinfiltrer à nouveau en contrebas dans les calcaires messéniens.

#### **1.3- Le Tertiaire :**

##### **1.3.1- Le Miocène :**

##### **A- Les grés de base:**

Ils présentent un faible potentiel. Au niveau de Terziza une source pérenne présente un débit de 1 l/s et émerge à la faveur du contact des grés et du substratum schisteux.

**B- Les marnes bleues:**

Elles sont pratiquement imperméables et constituent un mauvais aquifère. Quand elles sont alternées de conglomérats, des suintements peuvent fournir des débits très faibles (fosse de Mers El-Kébir). Les marnes viennent se biseauter sur le flanc Sud du Murdjadjo en relayant les schistes crétacés dans leur fonction de mur imperméable de l'aquifère du Miocène supérieur.

**C- Les calcaires marneux à tripolis:**

Au sud du Djebel Murdjadjo, la fissuration des calcaires marneux à tripolis permet de distinguer une nappe limitée à sa partie inférieure par les marnes jaunes qui jouent le rôle d'un substratum local. Ce contact est marqué par les exutoires des sources de Misserghin. Cette nappe est alimentée en gros par les calcaires récifaux situés en amont. Parfois, les niveaux siliceux à diatomites interstratifiés dans cette formation peuvent favoriser le stockage d'eau mais en quantité peu importante.

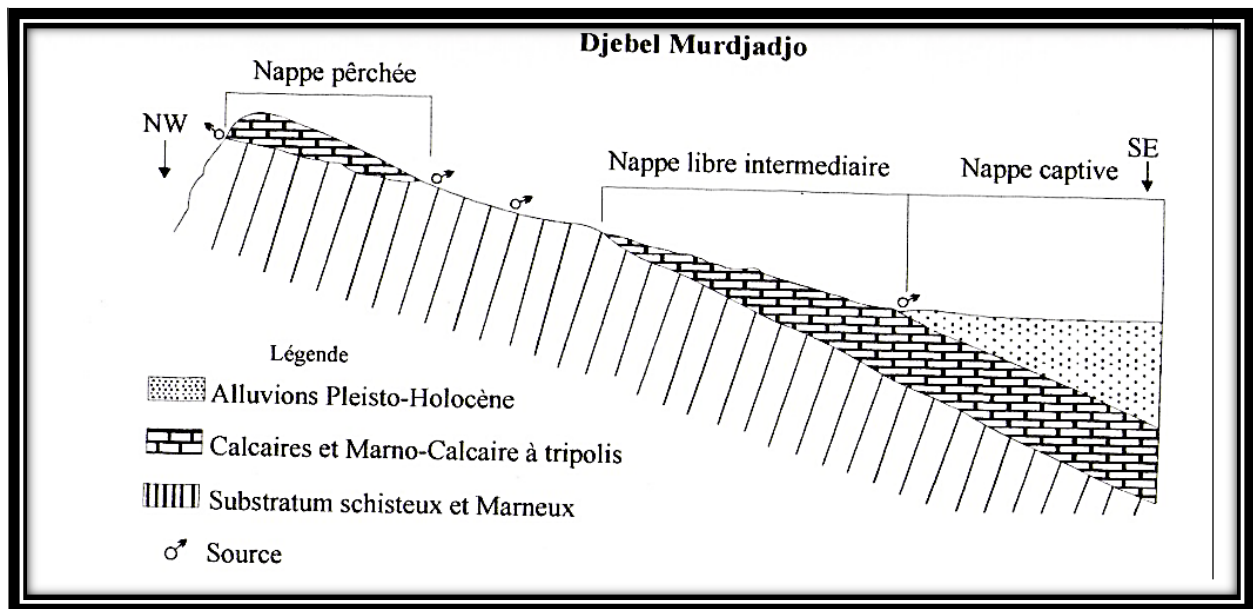
**D- Les calcaires récifaux:**

Ces calcaires constituent un excellent aquifère et jouent le rôle de château d'eau de la région. Leur perméabilité est essentiellement de fissures et de chenaux. Dans le Murdjadjo, ils constituent un impluvium de 135 Km<sup>2</sup>, d'une épaisseur atteignant les 100 m. Toutes les eaux issues des précipitations ou de l'écoulement s'y infiltrent rapidement à la faveur de diaclases et parfois au niveau des pertes. Ceci explique la relative aridité de la surface du karst. La nappe des calcaires du Murdjadjo (figure 15) comporte deux ensembles :

\* Au Nord, la nappe perchée du Murdjadjo est très allongée, et repose directement sur les schistes du Djebel Murdjadjo, son alimentation se fait uniquement par les eaux de précipitations, des brouillards et des condensations occultes. Les circulations sont de type karstique et de nombreux tunnels creusés au contact transgressif vont chercher les venues d'eau de fissures à l'intérieur du massif. Cette nappe se vidange par deux lignes de sources de débit modeste se déversant de part et d'autre de la ligne de crête. Ces faibles débits s'expliquent par la faible extension du bassin d'alimentation.

- La 1<sup>ère</sup> ligne de sources est à déversement vers le Nord. Elle est caractérisée par des sources de débordement qui alimentent les éboulis de pente de la plaine de Bousfer.

- La 2<sup>ème</sup> ligne de sources se déverse vers le Sud, elle est caractérisée par des sources dont les débits se réinfiltrent assez vite dans la nappe inférieure des calcaires à algues (nappe libre intermédiaire).



**Figure 15 : Coupe hydrogéologique schématisée du Murdjadjo (M.I. Hassani, 1987)**

\* Au Sud, s'étend la nappe méridionale du Djebel Murdjadjo qui est de loin la plus importante. L'aquifère repose au Nord directement sur le complexe secondaire et plus en aval par l'intermédiaire des marno-calcaires à tripolis sur les marnes jaunes puis sur les marnes bleues miocènes. Cette nappe est drainée par plusieurs exutoires principaux. La plus importante parmi elle est la source de Ras El-Aïn: (X: 196,15, Y: 271,25). Elle est située à l'extrémité Nord-Est du Murdjadjo, elle émerge au contact des calcaires, des marno-calcaires et des marnes jaunes au passage de l'accident qui sépare le horst du Murdjadjo du plateau d'Oran. Son débit sortant était de 70 à 80 l/s en 1984. La source de Ras El -Aïn, qui alimente plusieurs quartiers d'Oran, de par la situation d'une partie de son bassin versant en pleine agglomération est très vulnérable à la pollution, les calcaires étant à perméabilité de fissures n'assurent aucune filtration des éléments polluants.

Au Nord de Misserghin, de nombreuses sources émergent suite du recoupement des calcaires récifaux par l'Oued Misserghin. Elles s'émergent au contact des calcaires récifaux avec les Marno-calcaires, elles sont toutes captées.

La plus importante de ces sources (X: 186,7, Y:266,7) est captée par une galerie drainante de 1 Km. Son débit est de 9 l/s (M. I. Hassani, 1987).

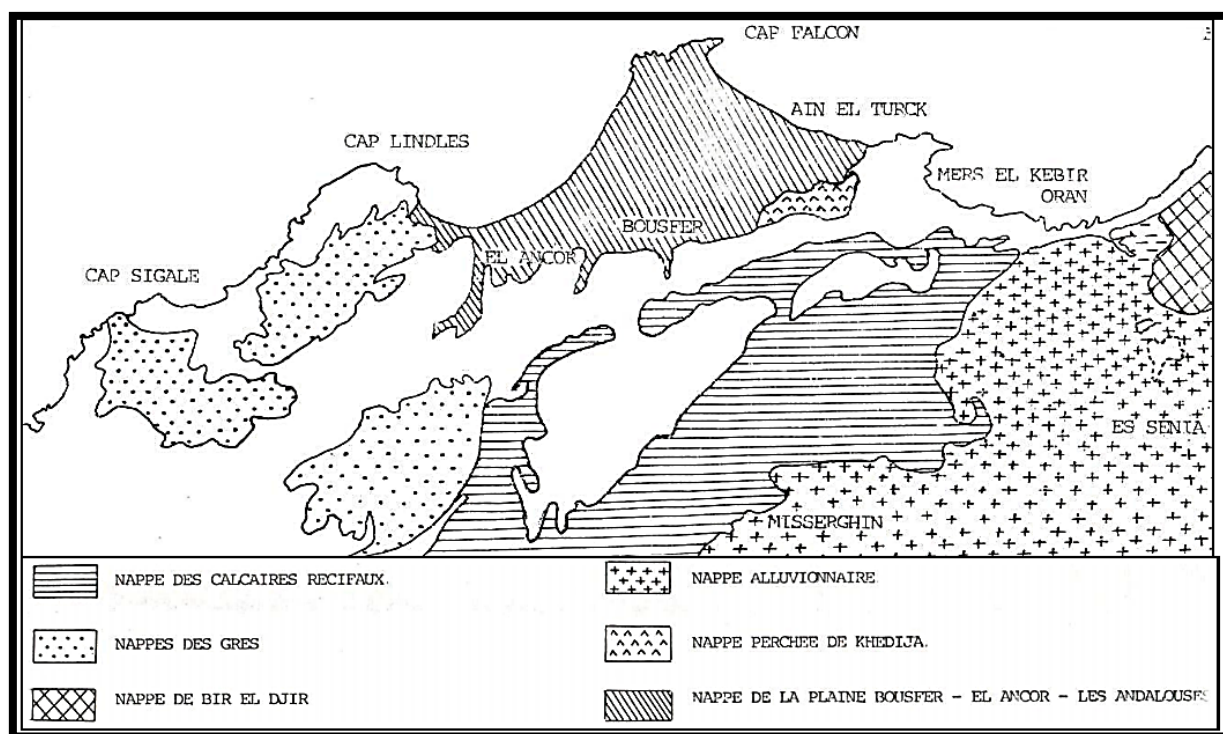
Au Sud, les calcaires passent probablement sous les alluvions plio-quadernaires beaucoup moins perméables. L'aquifère devient semi-captif à captif. Ces calcaires alternent parfois avec des bancs marneux. Un horizon imperméable dû à des lits marneux peut ainsi individualiser plusieurs niveaux aquifères.

Dans le versant Sud du Djebel Murdjado, le sens de l'écoulement se fait globalement des affleurements calcaires vers le bassin de la Sebkha sauf dans la partie Est où la source Ras El Aïn draine des eaux s'écoulant selon la direction Ouest-Est.

### **1.3.2- Le Plio-Pleistocène:**

Les grès sableux lumachelliques forment un aquifère libre ayant pour mur les marnes bleues imperméables du Miocène. Les formations lumachelliques lorsqu'elles sont présentes sous les grès reposent sur les formations marneuses. Plusieurs nappes se distinguent (figure 16) :

- au niveau du plateau de M'Sila avec une série perméable de 80 m d'épaisseur.
- au niveau du plateau de Maakh au Nord du village d'Aïn El-Kerma avec une série Perméable de 100 m d'épaisseur.
- au niveau de Cap Lindès,
- au niveau du plateau Oran-Bir El Djir.



**Figure 16 : Schéma localisant l'extension des différentes nappes (O.Tabek, 1986)**

## **1.4- La nappe alluvionnaire**

### **1.4.1- La nappe alluvionnaire de la plaine des Andalouses - Cap Falcon et d'Aïn El Turk: (H. Mansour, 1989)**

\* Au niveau de la plaine d'Aïn El Turk-les Andalouses, une nappe libre est contenue dans les ensembles dunaires qui reposent sur un imperméable marneux. Ces ensembles sont recouverts par des alluvions et des éboulis de pente.

\* Au niveau de la plaine Andalouses et d'El Ançor : Au Sud-Est des Andalouses, à ElAnçor, la nappe est alimentée par sa propre surface ou par les calcaires dolomitiques du Lias qui se trouvent en contact avec les formations des éboulis de pente (source de Aïn Belhadi). En aval, la nappe est drainée par l'Oued Sidi Hammadi, l'alimentation de cette nappe provient des eaux météoriques ruisselant de la montagne des Andalouses et des eaux drainées par l'Oued Sidi Hammadi qui s'infiltrant immédiatement lorsqu'elles atteignent les formations perméables de la plaine.

\* Dans la plaine de Bousfer-Aïn El Turk : Les formations dunaires de l'Holocène et

du Pléistocène qui occupent le front Nord de la plaine de Bousfer-Aïn El Turk, le long du littoral, constituent le réservoir de la nappe des dunes. Cette nappe s'adosse au Nord sur le Complexe dunaire de Cap Falcon et repose sur les marnes miocènes et pliocènes. Les eaux de Cette nappe se déversent dans la mer. Au Sud Est, les lumachelles qui reposent sur les schistes jurassico-Crétacé, au-dessus de l'Oued El Bachir, contiennent une petite nappe perchée qui se déverse au col de Khadidja par deux sources. Au Sud de Cap Falcon, la nappe est divisée en deux grandes zones séparées par une ligne de partage des eaux souterraines. Dans la zone orientale, on note une légère divergence de l'écoulement orienté vers le NNE alimentant Cap Falcon et vers l'Est alimentant la Bretonne. Dans la zone occidentale, l'écoulement des eaux souterraines a une direction NW à NNW alimentant la région de Pointe Corallès jusqu'aux Andalouses. Dans les alluvions et les grès de Bousfer, la transmissivité varierait  $T = 5.10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$

Dans les grès et sables de Cap Falcon, elle varierait de  $5.10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$  à  $5.10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$  (A. Joseph, 1979).

#### **1.4.2- La nappe alluvionnaire de la frange méridionale du Djebel Murdjadjo :**

Elle s'étend, dans la partie sud-est et sud du Djebel Murdjadjo. Au niveau de cette dernière partie elle longe la bordure Nord de la Sebkhah. La diversité des composantes de la roche réservoir (alluvions argilo-sableux, croûte calcaire, lentilles de gypse, limons et marnes à tripolis) fait que les eaux y circulent lentement. L'eau ne trouve pas d'exutoire naturel vers la mer et s'accumule par conséquent dans les Daïas et Sebkhahs où elle s'évapore rapidement.

#### **2- Conclusion:**

L'étude hydrogéologique s'est portée sur la reconnaissance des aquifères miopliocènes. Dans la région du massif du Djebel Murdjadjo (figure 5), les calcaires miocènes présentent une grande importance hydrogéologique grâce à leur karstification favorable à l'emmagasinement et la circulation des eaux souterraines.

Les formations géologiques; tel que les alluvions et les sables dunaires présentent un intérêt hydrogéologique de moindre importance. Les zones d'alimentation des nappes peuvent se faire à partir des eaux des précipitations qui s'infiltreront dans les terrains perméables; à partir

des eaux de crues des oueds et à partir des affleurements calcaires et où elle est d'une grande importance au nord de la Grande Sebkhah.

D'une façon générale, trois directions majeures d'écoulement :

- au nord du massif, une direction d'écoulement vers la mer (plaine d'Ain Turck-Andalous).
- A l'est du massif, une direction d'écoulement vers les daïas (Sidi Marouf et Morselly).
- Au sud, une direction d'écoulement vers la grande Sebkhah d'Oran.

## **II- ETUDE HYDROGEOLOGIQUE DE LA REGION DU PLAINE DE GHRIS :**

La plaine de Ghriss est une entité hydrogéologique indépendante, formée par une superposition des couches perméables aquifères et imperméables qui retiennent ou mettent en charge ces nappes.

Ces nappes ont chacune son impluvium et convergent toutes vers un exutoire commun dont le débit d'évacuation est régularisé par le seuil hydrogéologique d'Aïn Fékane (Sourisseau, 1973)

### **1-Les aquifères potentiels :**

Il existe trois principaux aquifères au niveau de la plaine de Ghriss : (Bonnet, 1965 ; Sourisseau, 1974)

- le Quaternaire,
- les calcaires lacustres et les grès et sables du Pliocène,
- les calcaires dolomitiques et les dolomies du Jurassique.

La figure 17 montre une coupe de ces différents aquifères.

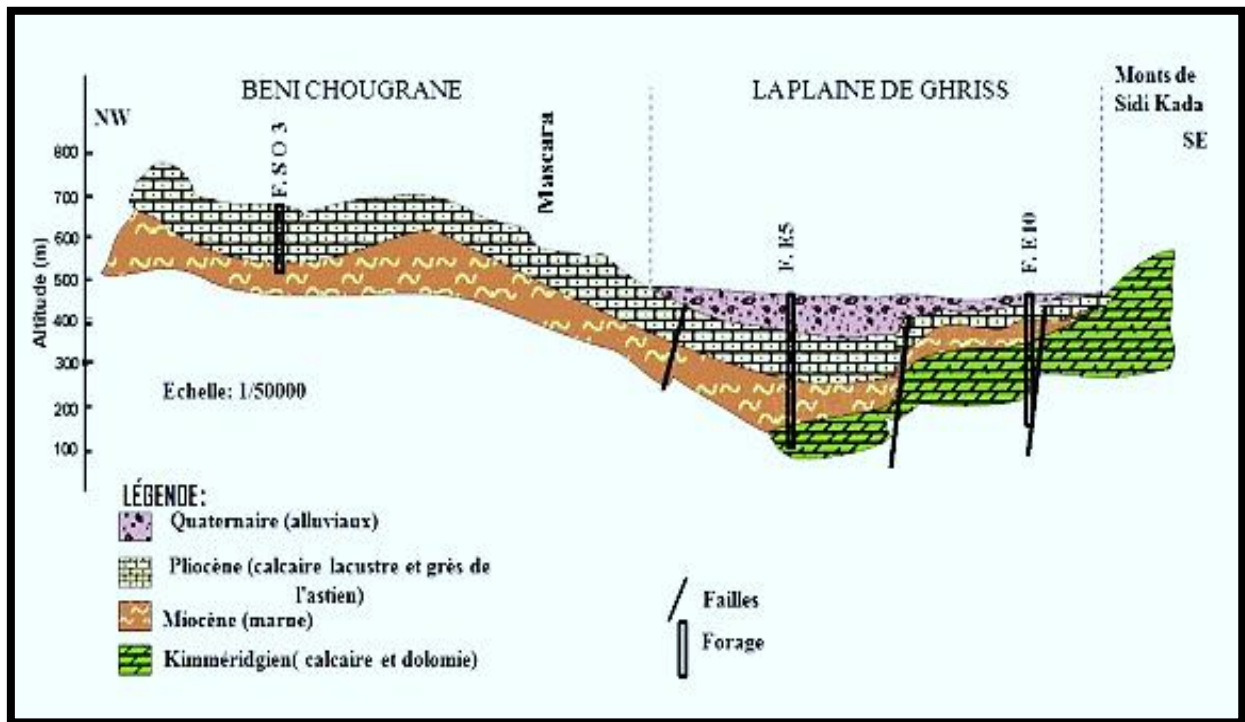
### **2-Le Quaternaire :**

Le Quaternaire est un aquifère superficiel qui s'étend sur toute la plaine de Ghriss.

Il est formé de dépôts alluvionnaires et par des terrains d'altération des roches sous-jacentes comprenant des calcaires blancs altérés, poreux et fissurés, des argiles caillouteuses des graviers et sables de désagrégation. L'exutoire l'aquifères est situé à Aïn Fékane sous l'influence de l'augmentation de la puissance du dépôt argileux. l'alimentation



de l'aquifère se fait directement par les précipitations (nappe en surface libre), par les autres nappes et par les bordures.



**Figure 17 : Coupe géologique et hydrogéologique de la plaine de Ghriss (NW -SE)  
(SOURISSEAU 1971)**

### **2.1 Le Pliocène :**

Les formations du Pliocène constituent un ensemble perméable. Ce dernier se localise au niveau des Béni Chougrane et sous le recouvrement de la plaine. En contact direct avec les grès et les sables ou séparés par une faible épaisseur d'argiles sableuses rouges détritiques reposent des calcaires blancs crayeux qui affleurent sur toute la bordure des Béni Chougrane. A l'Est de Maoussa, la formation devient moins calcaire et plus argileuse.

### **2.2 Le Jurassique :**

L'impluvium de cet aquifère qui correspond au Kimméridgien et au Portlandien occupe toute la partie sud de la plaine de Ghriss. Il constitue également le substratum résistant effondré. La formation carbonatée est fissurée et karstifiée. Les calcaires et dolomies présentent une perméabilité élevée tout au moins dans les parties altérées.

Dans la stratification des bancs calcéro-dolomitique, des petits niveaux de marnes noirs



ralentissent l'infiltration des eaux et peuvent donner naissance à des émergences perchées.

Le mur imperméable de l'aquifère est constitué par des assises marneuses du sommet du Lusitanien.

### **3- Les nappes**

Dans la région de la plaine de Ghriss, trois nappes présentent intérêt :

- la nappe superficielle ou nappe phréatique ou nappe des alluvions Plioquaternaires,
- la nappe des calcaires lacustres et des sables et grès du Pliocène,
- la nappe calcéro-dolomitique du Jurassique supérieur

#### **A- La nappe superficielle ou phréatique ou nappe des alluvions Plioquaternaire :**

Cette nappe s'étend sur la presque totalité du bassin avec une superficie de 605 Km<sup>2</sup> (B. Sourisseau, 1972). Elle est uniforme et continue dans toute la partie abaissée et remblayée de la plaine, hétérogène et discontinue sur les reliefs de bordure. Elle est renfermée dans les dépôts alluvionnaires et dans les terrains d'altération des roches sous-jacentes.

L'aquifère est constitué par des sables, des grès, des calcaires blancs altérés, poreux et fissurés, des sables de désagrégation, des argiles sableuses et détritiques, ce qui entraîne des variations locales des paramètres hydrauliques. Le ruissellement superficiel peut constituer une source d'apport non négligeable d'alimentation de la nappe. L'infiltration est importante car la pente est très faible et les alluvions très sableuses en surface. Elle est illustrée par la disparition rapide du débit de l'Oued Maoussa dès son entrée dans la plaine.

#### **B- La nappe des calcaires lacustres, sables et grès du Pliocène :**

La nappe des calcaires lacustres, sables et grès du Pliocène est une nappe libre dans les Béni Chougrane, et localisée à la moitié occidentale de la plaine. L'aquifère est constitué par une formation hétérogène de grande extension. En profondeur, cette nappe s'individualise de la nappe superficielle par la variation verticale de perméabilité, il y'aurait donc mise en charge importante. L'artesianisme de la nappe est favorisé par la différence d'altitudes entre les affleurements et la plaine et par la diminution de perméabilité vers l'exutoire de la nappe (Ain Tizi - Ain Fekan). L'écoulement général de cette nappe se fait du Nord vers le Sud. Ses limites sont purement géologiques et sont représentées par le biseautage de

cette formation sous la plaine au Sud et par l'interruption au Nord sur le versant sud des Béni Chougrane.

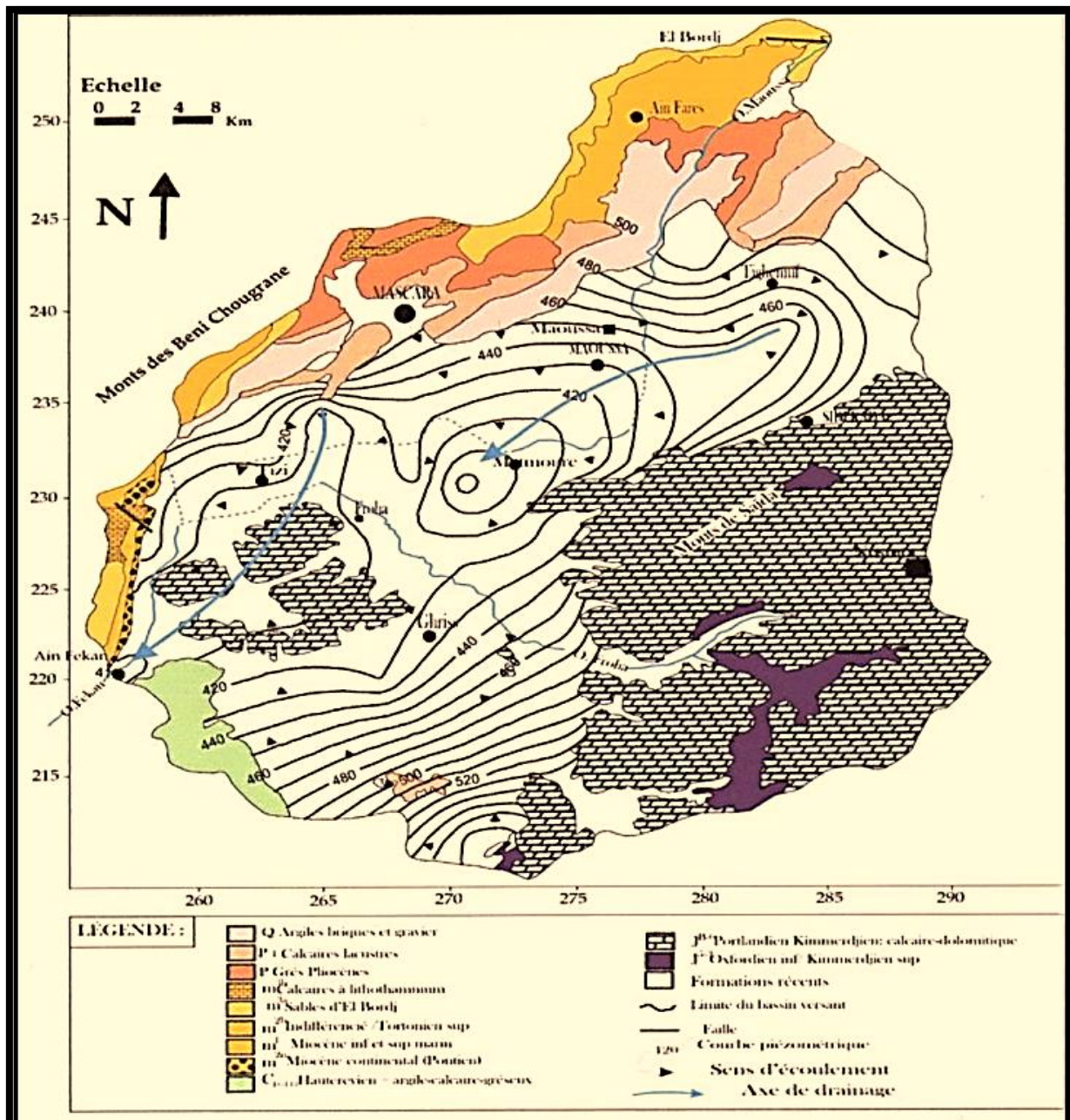
L'alimentation de la nappe des calcaires lacustres se fait sur les affleurements de la bordure Nord et Ouest de la plaine dans les Béni Chougrane. La nappe, des sables et grès de Tighennif, est alimentée par les affleurements de la région de Khalouia. Au niveau de la région de Mascara, les sables et grès de l'Astien suralimentent les calcaires lacustres du même étage avec lesquels ils forment une seule nappe.

### **C- La nappe des calcaires et dolomies du Jurassique supérieur :**

Cette nappe est localisée dans la partie supérieure des calcaires dolomitiques qui sont fissurés et karstifiés. Son impluvium est vaste, il occupe toute la partie sud de la plaine. Le mur de cette nappe est la roche calcaréo-dolomitique saine, compacte, non fissurée mais peut être karstifiée. Le toit est constitué par une épaisse formation de marnes vertes au Nord (entre 100 et 500 m). La nappe du Jurassique est exploitée par de nombreux forages, destinés aussi bien à l'alimentation en eau potable qu'à l'irrigation. La nappe du Jurassique est limitée hydrogéologiquement par une ligne de partage des eaux souterraines au Sud et Sud-Est. Au Nord, cette nappe est limitée géologiquement par le biseautage de cette dernière sous les marnes miocènes. Son alimentation est assurée par le ruissellement des eaux à travers les Monts de Saïda.

### **4-Piézométrie et paramètres hydrodynamiques :**

Une carte piézométrique est présentée (Figure 17.1). Au Sud-ouest (aux environs de Taria) où la pente est très forte, les courbes isopiézométriques sont très resserrées. Le gradient hydraulique est fort au niveau des zones d'alimentation et de reliefs (partie sud et sud-est). Au niveau des calcaires Lacustres et des sables et grès du Pliocène. Il varie de 3 à 3,5 % ; pour les calcaires dolomitiques du Jurassique, il varie de 2 % à 5%



**Figure 17.1 :** Carte piézométrique de la plaine de Ghriss (Hadadji & Hichour, 2006).

Pour les informations profondes reconnues par forage, les valeurs de la transmissivité sont comme suit : (B.SOURISSEAU 1974) (figure 18).

- Calcaire lacustre :  $3 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$
- Sable et grès du pliocène :  $10^{-4}$  à  $3 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$
- Calcaires dolomitiques : les valeurs sont variables.



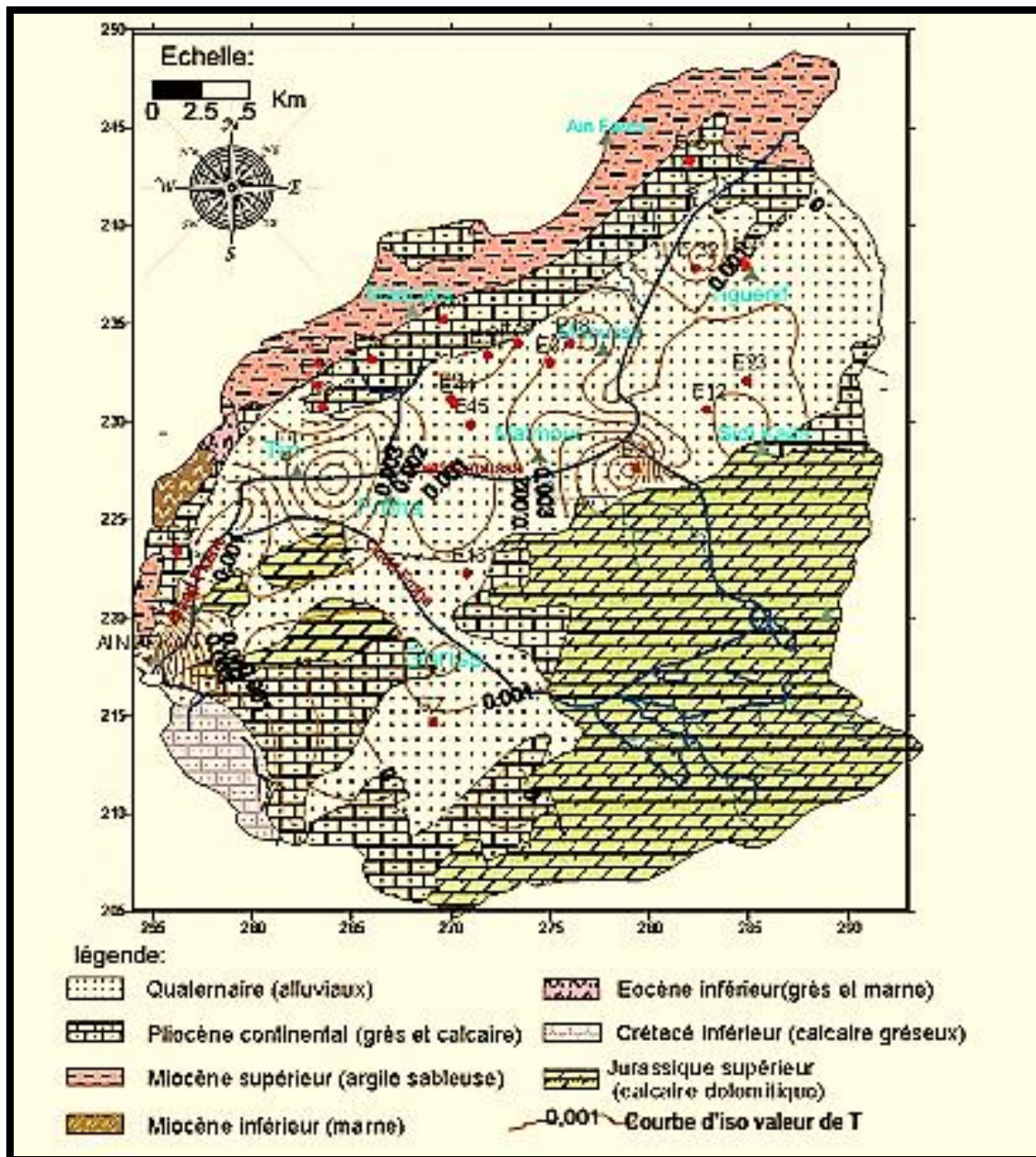
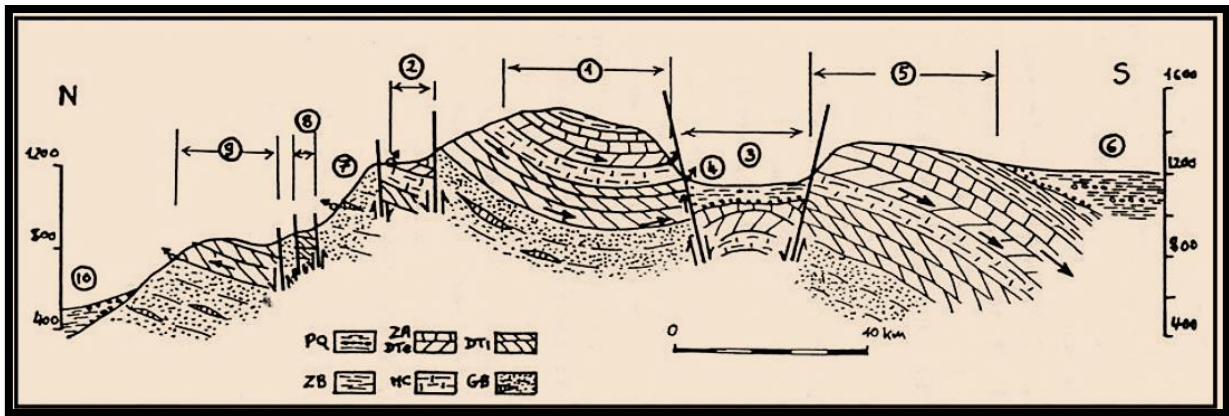


Figure 18 : Carte de transmissivité de la plaine de Ghriss (B.SOURISSEAU 1974)

### III-ETUDE HYDROGEOLOGIQUE DE LA REGION DES MONTS DE TLEMCEN :

#### 1-PROPRIETES HYDROGEOLOGIQUES DES FORMATIONS :

Pour décrire les capacités aquifères des formations, il convient de les regrouper en deux ensembles lithologiques et hydrogéologiques en tenant compte à la fois de la perméabilité d'interstices et/ou de fissures des roches et de leur extension permettant l'accumulation des eaux souterraines (figure 19).



- 1) Le karst perché du synclinal du Merchiche
- 2) Le karst perché du Meffrouch.
- 3) Le fossé de Sebdou dépourvu d'aquifère superficiel.
- 4) Source jaillissant au niveau des vallées qui suivent les grands fossés,
- 5) Le Djebel Lato, un exemple de karst à flux souterrain dirigé vers les Hautes plaines,
- 6) Les hautes plaines dépourvues d'aquifères superficiels
- 7) La forêt de Zarifet s'étend sur les grès de Boumediene. Quelques petites sources jaillissent souvent à la faveur des bancs calcaires,
- 8) Le petit fossé de Mansourah, avec un aquifère très transmissif mais une alimentation très réduite.
- 9) Le Djebel Teffatisset : ce karst progressivement s'ennoie sous les dépôts miocènes
- 10) Plaines à recouvrement marneux miocène

**Figure 19 :** Coupe transversale aux Monts de Tlemcen, illustrant les principaux types d'aquifères (COLLIGNON B., 1986).

Deux grandes catégories de formations pourront être distinguées :

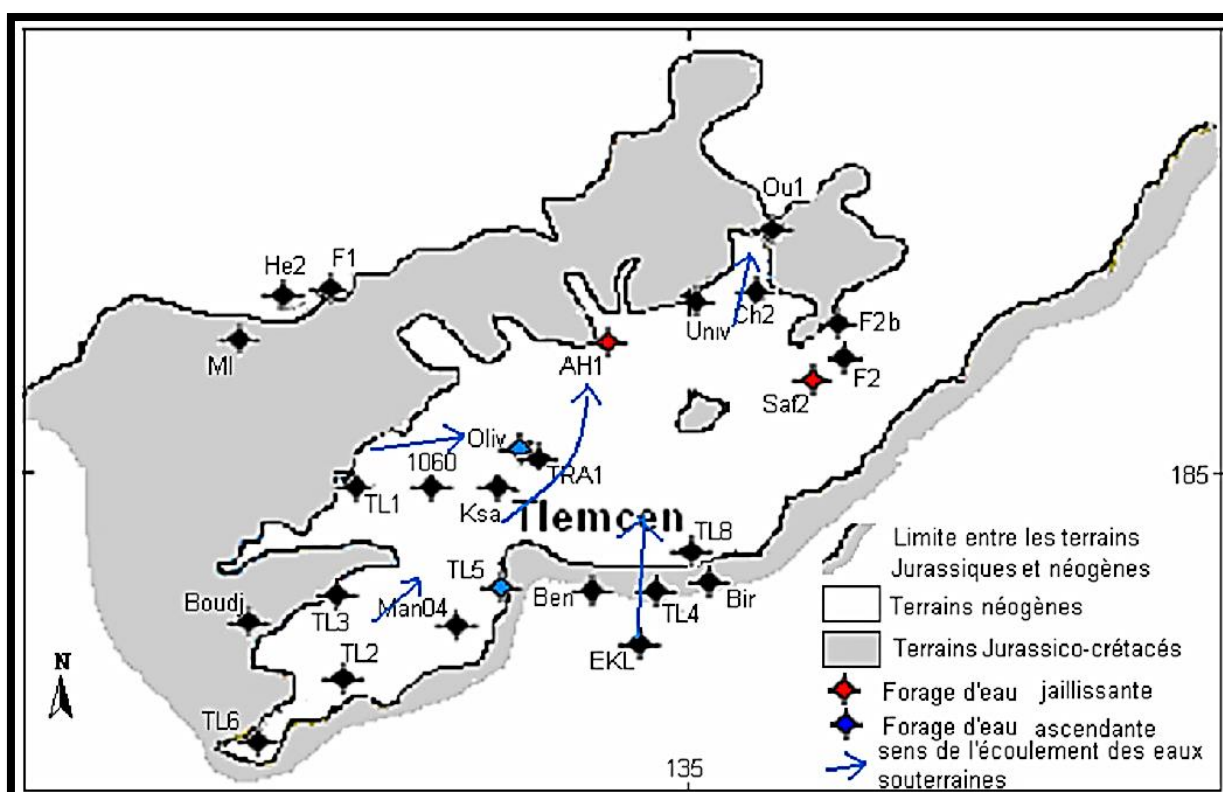
- Les formations à forte capacité de rétention souterraine
- Les formations à faible capacité de rétention souterraine

#### **A/ les formations à forte capacité de rétention souterraine :**

Les faciès perméables sont représentés par les séries calcaréo-dolomitiques du Jurassique supérieur, les grès tortonien, les conglomérats du Miocène inférieur et ceux de la plaine d'Hennaya et les travertins :

### 1- Les Dolomies de Tlemcen :

Avec à leur base les calcaires de Zarifet, elles occupent une grande partie des massifs. Ces roches sont diaclasées et intensément karstifiées. L'écoulement des eaux souterraines dans les aquifères carbonatés se fait du sud-ouest vers le nord-est dans la partie sud-est de la zone de Tlemcen (figure 20). Il se fait aussi du Sud vers le Nord. Dans toute la partie où l'aquifère carbonaté est captif, les eaux sont ascendantes. Les eaux sont jaillissantes au niveau des forages d'AH 1 et Saf 2. La structure du substratum conditionne l'écoulement des eaux souterraines.



**Figure 20 : Circulations des eaux souterraines dans la zone effondrée de Tlemcen (F.BENSAOULA, 2006)**

### 2- Les Dolomies de Terny :

Elles affleurent en grande partie dans le secteur de Sebdou, au niveau des plateaux de Terny et Azaïls, des djebels El Guern, Bouchiba et Lato. Ces dolomies sont moins karstifiées que les dolomies de Tlemcen.

**3- Les grés du Tortonien :**

Elles admettent une perméabilité d'interstices.

**4- Les conglomérats du Miocène inférieur :**

Très fissurés, elles sont caractérisées par l'absence de réserves à cause de leur faible surface d'affleurement.

**5- Les conglomérats de la plaine d'Hennaya :**

Présentes aux débouchés naturels des zones cavernueuses .

**6- Les travertins :**

Anciens et récents, constituant de puissants dépôts disposés en masse et s'avancant en hautes falaises à pic, aux abords de grandes sources disparues ou actuelles, originaires du Kimméridgien. Ils sont caractérisés par une forte perméabilité et l'absence de réserves, vu leur faible extension.

**B/ Formations à capacité de rétention souterraine faible à très faible :****1- Les Grés de Boumediene**

Ces grés ne sont guère poreux, il en résulte que leur perméabilité d'interstices sera toujours faible à l'exception de deux situations bien particulières :

- L'existence de bancs calcaires dans la partie supérieure de la formation où ils jouent le rôle de drain, permettant aux grés de constituer localement un aquifère intéressant .
- La présence de diaclases et de fissures qui donnent à ces grés une certaine perméabilité.

Les bancs marneux intercalés dans les niveaux gréseux permettent à l'ensemble de jouer un rôle d'écran étanche qui sert de mur à l'aquifère des dolomies du Jurassique.

**2- Les Marno-calcaires de Raouraï, d'Hariga et d'Ouled Mimoun :**

Sont relativement imperméables. Si les niveaux calcaires admettent une certaine perméabilité, l'ensemble est imperméable dans le sens vertical.

**3- Grés de Merchiche :**

Ils couvrent de grandes étendues en bordure de fossé de Sebdou et de la Tafna. Ils présentent une perméabilité mixte ne leur permettant pas de constituer un aquifère important, vu son extension et son épaisseur réduites.



#### **IV-ETUDE HYDROGEOLOGIQUE DES SOURCES DE HAMMAM BOU-HADJAR:**

Le thermalisme de Hammam Bou-Hadjar se manifeste par des sources localisées actuellement au niveau des fissures, c'est-à-dire dans l'axe de ces ouvertures et/ou niveau des flancs de celles-ci. Ces travertins ont été déposés par phénomène de précipitation par les écoulements de ces sources chaudes (thermo-minérales) chargées de carbonates en liaison avec les fractures et les failles affectant la région (CRAAG, 2005).

Autour de la station thermale, ces murailles de travertins (de direction N 175) dessinent une forme de fer à cheval, long de 800 m sur 6 à 10 m d'épaisseur. Au nord, les deux terminaisons sont surélevées et peuvent atteindre 15 m, tandis qu'au sud le relief diminue pour donner un plateau travertineux occupant une superficie dépassant le 1km<sup>2</sup>

A l'Est du "fer à cheval", une autre muraille de moindre importance se présente Parallèlement à la première. L'axe de cette muraille présente des fissures de 8 à 10 cm là où elle est active et à la faveur de laquelle émergent les eaux thermales. Plus à l'Est, s'étend, semblable à une diverticulation, une autre petite muraille de travertins.

Au sud de la station thermale, et plus précisément au niveau de Sidi Aïd, une troisième muraille s'allonge vers le nord sur une longueur de 350 m environ, elle présente une fissure d'environ 10 cm de largeur et d'une quinzaine de mètre de longueur laissant apparaître des émergences d'eau chaude. La fissure, dans l'axe de ces murailles, est large d'une dizaine de cm (CRAAG 2005).

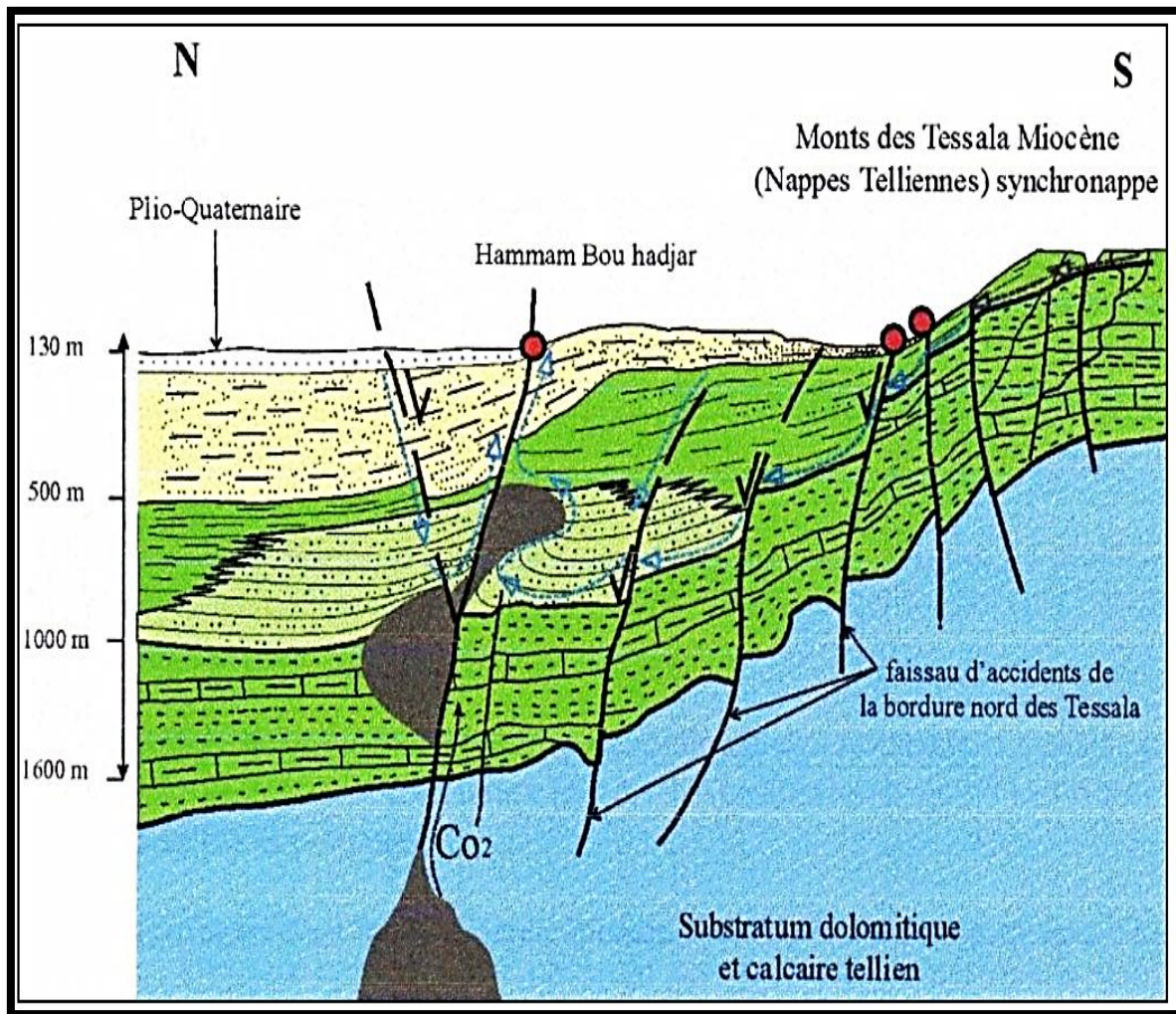
L'ensemble travertineux apparaît au niveau des alluvions quaternaires et des sables et grès rouges du Pliocène continental. Selon Dalloni (1928), les basaltes d'Aïn Témouchent seraient prolongés par quelques apophyses dans le sous-sol de la grande Sebkhah. La température élevée (30° C à 70° C) de ces eaux thermales peut être due à la présence de ces apophyses. Certaines des sources thermales présentent par ailleurs une teneur exceptionnelle en CO<sub>2</sub> libre.

A côté des eaux d'origine thermales, la région de Hammam Bou-Hadjar comporte deux niveaux aquifères de moindre profondeur :

- l'aquifère du Miocène supérieur (Messinien) du Bled El Megane sur les contreforts des Monts de Tessala. Ces calcaires sont massifs, fissurés et karstifiés. Ils renferment une nappe à écoulement vers le Nord-Est, captée par les puits du domaine Yebka Brahim. L'aquifère repose sur les argiles et marnes du Miocène moyen.
- l'aquifère du Plio-Quaternaire (nappe des alluvions quaternaires). Cette nappe se trouve localisée dans les formations argilo-sableuses à lentilles de graviers, de tufs et de grès grossiers. Cette nappe s'étend au nord jusqu'aux bordures de la Grande Sebkha. Au Nord -Est, elle se poursuit pour constituer la nappe de la plaine de la Mleta. La formation d'un dôme piézométrique au centre de la plaine dénote une suralimentation de l'aquifère plio -quaternaire à partir des eaux profondes remontant au niveau des travertins.

A propos de l'origine des eaux thermales des sources de Hammam Bou-Hadjar, le dispositif d'ensemble autour de cette zone s'articule autour d'un effondrement à l'endroit même des murailles de travertins dessinant le fer à cheval de Hammam Bou-Hadjar. Les failles responsables de cet effondrement ont joué en dextre causant des basculements des blocs qu'elles délimitent et sont connectées à la faille principale d'Oued El Melah. Ces structures faillées auraient été actives de façon contemporaine du volcanisme visible dans la région. Les eaux thermales giclent à travers les fentes de tension ayant accompagné le jeu de ces failles. La composition des eaux montre qu'elles proviendraient d'un seul aquifère compte tenu de leur composition homogène (CRAAG, 2005). Ceci suggère qu'elles n'émanent pas ni du substratum parautochtone, ni de l'unité marno-carbonatée (Vracono-Sénonienne) tellienne, située au-dessus du parautochtone. Elle proviendraient d'un aquifère situé vraisemblablement dans les lentilles de grès contenues dans l'unité Sénono-Oligocène tellienne qui surmonte l'unité Vracono-Sénonienne citée plus haut, soit entre 600 et 800 m de profondeur (voir figure 21). L'aquifère de l'unité Sénono-Oligocène serait réchauffé par des apophyses volcaniques restées connectées à une chambre magmatique demeurée en profondeur sous le bassin (CRAAG, 2005). Ce dispositif permet entre autre d'expliquer le

pourquoi des fortes teneurs en CO<sub>2</sub> rencontrées dans les eaux des sources de Hammam Bou - Hadjar (Dalloni, 1928). Ce CO<sub>2</sub> émanerait de la chambre magmatique profonde.



**Figure 21:** Coupe schématisant les conditions d'alimentation des sources thermales de Hammam Bou-Hadjar (CRAAG, 2005)

## **V- ETUDE HYDROGEOLOGIQUE DE LA REGION DU PLATEAU DE SAÏDA:**

Dans la région, la tectonique par son réseau de failles complexes a engendré un système hydraulique et hydrodynamique très complexe. Ces failles ont isolés des bassins entiers, indépendants par endroits, les uns des autres. Comme principales formations aquifères de cette région, on peut distinguer deux (2) nappes :

### **1- La nappe superficielle :**

L'aquifère superficiel couvre toute la vallée de l'Oued Saïda. Il est alimenté par sa surface et

peut-être, de façon diffuse, latéralement au contact des dolomies. Son débit souterrain propre Doit être inférieur à 20l/s (PITAUD G., 1973).

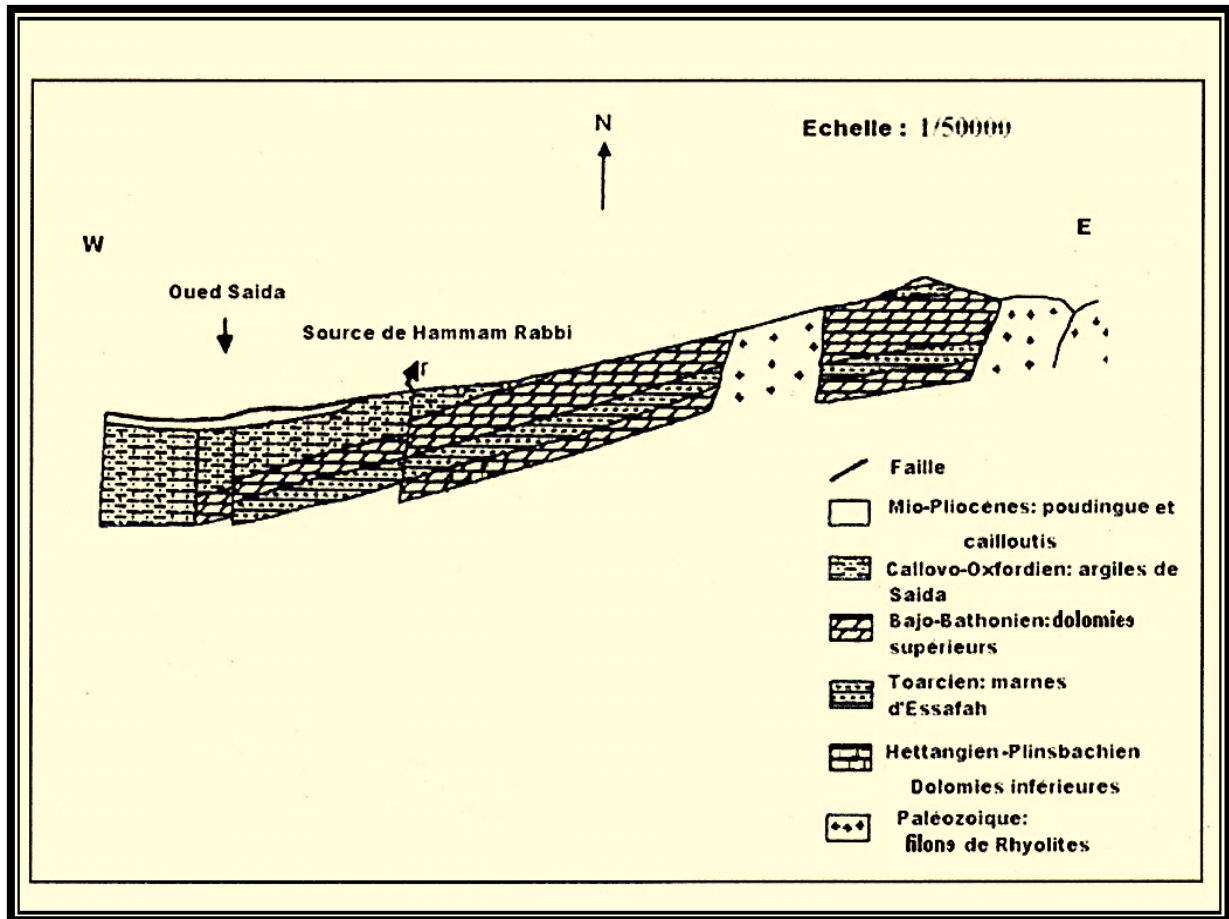
## **2-La nappe du Jurassique inférieur et moyen :**

### **2.1- Hettangien-Pliensbackien :**

L'aquifère se situe dans les dolomies de Bouloual qui appartiennent à l'Hettangien-Pliensbackien. Ces dolomies n'affleurent pas dans la vallée de l'Oued Saïda. Elles n'apparaissent qu'à Tiffrit sur une étendue de 100 km<sup>2</sup> environ. L'ensemble est constitué par des assises très perméables et repose sur un substratum schisteux subhorizontal lequel constitue l'assise de retenue d'une nappe importante.

### **2.2- Aaléno-Bajo-Bathonien:**

Cet aquifère, est constituée par les dolomies et calcaires du Jurassique moyen. Il constitue le réservoir principal de la région. Il est à nappe libre dans la région où les dolomies affleurent C'est-à-dire dans le plateau d'Oum Djerane et Tidernatine, à l'est de la ville de Saïda. Il est à nappe captive sous les argiles de Saïda (Callovo-Oxfordien) qui en constituent le toit. Le substratum de cet aquifère est constitué par les marnes du Toarcien. Latéralement l'aquifère connaît une limite étanche à l'ouest et au nord-ouest. Au nord, l'aquifère est peu épais. Pour G. Pitaud (1973), la source de Hammam Rabbi est alimentée par l'aquifère dolomitique du Hettangien-Pliensbackien. Au niveau de Hammam Rabbi, l'aquifère présente une émergence naturelle unique. Une partie des eaux de cet aquifère qui s'infiltrèrent cheminent à travers la zone fracturée de l'ouest, et venant buter contre une faille F1, à l'est du fossé d'effondrement de Saïda, réapparaissent à 7 km au nord de Rebahia. Ces eaux chaudes remontent par l'intermédiaire de la faille F2 (figures 22) à travers le Jurassique moyen et sourdent dans les alluvions Tertiaires et Quaternaires



**Figure 22 : Coupe litho stratigraphique de la région de Hammam Rabi  
(PITAUD G., 1973).**

## **2- Paramètres hydrogéologiques et piézométrie :**

Les valeurs de la transmissivité sont très variées, traduisant l'hétérogénéité hydrodynamique de l'aquifère ( $1.10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$  en moyenne). Les fortes valeurs ( $1.10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$ ) se rencontrent plus souvent dans la vallée de Saïda et plus rarement sur le plateau. Les valeurs faibles ( $1.10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$  à  $1.10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ ) apparaissent dans la vallée de Saïda, au Nord de la zone. Ceci serait dû à la diminution de l'épaisseur de l'aquifère. Les valeurs du coefficient d'emménagement sont de l'ordre de  $1.10^{-5}$  au niveau de la nappe captive et de  $1.10^{-3}$  vers l'Est, là où la nappe n'est plus artésienne mais encore en charge. L'écoulement général va du Sud-Est au Nord-Ouest.

Les lignes de courant les plus importantes convergent en général vers les sources. Une zone charnière hydraulique apparaît entre Oum Djerane et Tiffrit.