

وزارة التعليم العالي والبحث العلمي

BADJI MOKHTAR-ANNABA UNIVERSITY
UNIVERSITE BADJI MOKHTAR-ANNABA



جامعة باجي مختار-عنابة

Faculté des Sciences de la Terre

Département de Géologie

Laboratoire géodynamique et ressources naturelles LGRN

THÈSE

Présentée en vue de l'obtention du diplôme de

Doctorat 3 ème Cycle – LMD

Domaine : Science de la terre et de l'univers

Filière : géologie

Spécialité : Exploration des ressources énergétiques et minérales

Etude Géologique Minéralogique Et Géochimique Des Formations Argileuses (Bentonite) De La Région De Hammam Bougrara W.Tlemcen.

Par

GANA Saida

PRESIDENT	:	CHOUABI Abd El Madjid	Pr.	U.B.M. Annaba
DIRECTEUR DE THESE	:	BOUABSA Lakhdar	Pr.	U.B.M. Annaba
EXAMINATEUR	:	TLILI Mohamed	Pr.	U.B.M. Annaba
EXAMINATEUR	:	CHEBBAH Mohamed	Pr.	C.U. Mila
EXAMINATEUR	:	DJAIZ Fouad	MC.	U. H. L. Batna 2
INVITE	:	FAGEL Nathalie	Pr.	ULg- Belgique
		LAMOURI Bachir	MC.	U Beskra

Résumé

Dans le but de contribuer à la valorisation des géo-ressources, notamment les matériaux argileux du Nord-Ouest algérien, nous avons dans ce travail procédé à la caractérisation pétrographique, minéralogique et physico-chimique des argiles bentonitiques de la région de Hammam Boughrara à Tlemcen. Pour mener à bien ce travail, diverses méthodes et moyens d'identification ont été utilisés, notamment la diffraction des rayons X (DRX), l'analyse chimique par FRX, la spectroscopie infrarouge, l'analyse thermique (ATD et ATG) et l'analyse granulométrique ainsi que la microscopie électronique à balayage (MEB).

La zone d'étude, qui fait partie du bassin de la moyenne Tafna est située dans la plaine de Maghnia. Ce secteur, situé près du village de Hammam Boughrara, est distant de 30 km à l'ouest de la ville de Tlemcen et de 14 km de la frontière Algéro-Marocaine. Cette région est limitée au Nord et à l'Ouest par la chaîne de Fillaoussène, et au Sud par la plaine de Maghnia et les monts de Tlemcen.

Cette étude est réalisée afin de fournir des données de base nécessaires relatives aux bentonites de Maghnia ainsi que d'évaluer leur utilisation industrielle. Elle permettra aussi d'établir une meilleure connaissance des formations bentonitiques du Nord-Ouest Algérien, de leur contexte géologique, minéralogique et géochimique; elle vise aussi à élaborer un guide de recherche valable pour cette substance.

La microscopie optique, la diffraction des rayons X, l'analyse thermique (ATD et ATG), la spectroscopie infrarouge (IFTR) et les analyses chimiques (FRX) ont montré que la composante principale des formations argileuses de Maghnia est une smectite. De plus, la cristobalite, la biotite, les feldspaths potassiques et les plagioclases, le quartz, la dolomite et la kaolinite sont présents dans des proportions variables. Des informations clés sur les relations entre les faciès bentonitiques et les faciès magmatiques qui sont à proximité ont été obtenues à partir de l'étude pétrographique détaillée des lames minces confectionnées sur des échantillons prélevés des trois principaux sites du gisement (Roussel, Dar Embarek et RM).

Les résultats de la microscopie électronique à balayage montrent que les bentonites présentent une texture relativement peu poreuse qui indiquerait qu'elles ont une origine météorique contrairement aux bentonites d'origine hydrothermale qui présentent une texture compacte et une faible porosité.

Les compositions minéralogiques et chimiques des échantillons étudiés sont typiques des minéraux argileux de type smectite, principalement constituées de montmorillonite. Les résultats ont aussi révélé que cette argile présente les caractéristiques et la qualité nécessaire pour diverses applications, telles que les cosmétiques, les terres décolorantes, les médicaments, les peintures et le génie civil.

Mots clés : Bentonite - Montmorillonite - Maghnia - Minéralogie - DRX - ATD et ATG- FTIR- Géochimie – MEB.

Abstract

In order to contribute to the valorization of geo-resources, in particular the clay materials of North-West of Algeria, we have in this work proceeded to the petrographic, mineralogical and physicochemical characterization of the bentonitic clays of the region of Hammam Bougrara in Tlemcen.

To carry out this work, various methods and means of identification have been used, including X-ray diffraction (XRD), chemical analysis by XRF, infrared spectroscopy, thermal analysis (ATD and ATG) and particle size analysis as well as scanning electron microscopy (SEM).

The study area, which is part of the Tafna Basin, is located in the Maghnia Plain. This area, located near the village of Hammam Bougrara, is 30 km west of the city of Tlemcen and 14 km from the Algero-Moroccan border. This region is limited to the North and West by the chain of Filliaoussene, and to the south by the plain of Maghnia and the mountains of Tlemcen.

This study is carried out in order to provide necessary basic data on Maghnia bentonites as well as to evaluate their industrial use. It will also make it possible to establish a better knowledge of the bentonitic formations of North-West Algeria, of their geological, mineralogical and geochemical context; it is also intended to develop a research guide for this substance.

Optical microscopy, X-ray diffraction, thermal analysis (ATD and ATG), infrared spectroscopy (IFTR) and chemical analysis (XRF) have shown that the main component of the Maghnia clay formations is a smectite. In addition, cristobalite, biotite, potassium feldspar and plagioclase, quartz, dolomite and kaolinite are present in varying proportions. Key informations on the relationships between bentonite facies and nearby magmatic facies was obtained from a detailed petrographic study of thin sections made from samples taken from the three main deposit sites (Roussel, Dar Embarek and RM).

The results of the scanning electron microscopy show that the bentonites have a relatively low porosity texture which indicates that they have a meteoric origin unlike the hydrothermal bentonites which have a compact texture and low porosity.

The mineralogical and chemical compositions of the samples studied are typical of smectite clay minerals,

mainly consisting of montmorillonite. The results also revealed that this clay has the characteristics and quality necessary for various applications, such as cosmetics, bleaching earth, drugs, paints and civil engineering.

Key words: Bentonite - Montmorillonite - Maghnia - Mineralogy - DRX - ATD and ATG - IFTR - Geochemistry - SEM.

ملخص

من أجل المساهمة في تثمين الموارد الجغرافية ، لا سيما المواد الطينية في شمال غرب الجزائر ، شرعنا في هذا العمل بالوصف البتروغرافي والمعدنى والفيزيوكيميائى لطين البنتونيت فى منطقة حمام بوغرارة بولاية تلمسان . من اجل تنفيذ هذا العمل ، تم استخدام طرق ووسائل تحديد مختلفة ، بما فى ذلك الأشعة السينية والتحليل الكيميائى إضافة الى التحليل الطيفي للأشعة تحت الحمراء ، والتحليل الحراري و تحليل حجم الجسيمات وكذلك مسح المجهر الإلكترونى.

تقع منطقة الدراسة ، وهي جزء من حوض تافنة الأوسط ، في سهل مغنية. توجد هذه المنطقة بالقرب من قرية حمام بوغرارة ، على بعد 30 كم غرب مدينة تلمسان و 14 كم من الحدود المغربية الجزائرية. يحد هذه المنطقة من الشمال والغرب سلسلة جبال فلوسان ومن الجنوب سهل مغنية وجبل تلمسان.

تم إجراء هذه الدراسة من أجل توفير البيانات الأساسية اللازمة حول بنتونيت مغنية وكذلك لتقييم استخداماته الصناعية . كما أنه سيسمح بمعرفة التكوينات البنتونيتية في شمال غرب الجزائر بشكل عميق و مفصل ، ومعرفة سياقها الجيولوجي والمعدنى والجيوكيميائي ؛ تهدف هذه الدراسة أيضاً إلى انشاء و تطوير دليل و مرجع بحثي لهذه المادة.

أظهر الفحص المجهري البصري ، دراسة الأشعة السينية ، التحليل الحراري ، التحليل الطيفي بالأشعة تحت الحمراء والتحليلات الكيميائية أن المكون الرئيسي لتشكيلات طين مغنية هو السمنتيت بالإضافة إلى ذلك ، يوجد الكريستوباليت البيوتيت الفلسبار البوتاسي والبلاجيوكلاز كما ان الكوارتز ، الدولوميت والكاولينيت موجودون بنسب متفاوتة.

الدراسة البتروغرافية التفصيلية للصفائح الرفيعة المصنوعة من عينات مأخوذة من الموقع الرئيسية الثلاثة للرواسب (روسال ، دار مبارك ، آر إم) توضح معلومات أساسية ومتاحية عن العلاقة بين التركيبات البنتونيتية و التركيبات الماغماتية المجاورة لها.

توضح نتائج الفحص بالمسح المجهري الإلكتروني أن البنتونيت يحتوي على نسيج ذو مسامية منخفضة نسبياً مما يشير إلى أن أصله نيزكي على عكس البنتونيت الحراري المائي الذي يحتوي على نسيج مضغوط ومسامية منخفضة.

الترابيك المعدنية والكيميائية للعينات التي تمت دراستها هي نموذجية لمعدن طين السمنتيت و المكون أساسا من المونموريلونيت الننانج أيضاً كشفت أن هذا الطين لديه الخصائص والجودة اللازمة لمختلف التطبيقات ، مثل مستحضرات التجميل ، الأدوية والدهانات كما يمكن استخدامه في مجال الهندسة المدنية.

الكلمات المفتاحية : البنتونيت - المونموريلونيت - مغنية - علم المعادن-

DRX - ATG - FTIR و MEB - الجيوكيمياء -

Liste des figures

N°	Titre	Page
Fig.01	Positions des différentes unités géologiques des Maghrébides (Piqué et al. 1998)	04
Fig.02	Les différentes unités géologiques de la chaîne des Maghrébides (Domzig et al., 2006).	05
Fig.03	Le magmatisme néogène du pourtour de la Méditerranée occidentale, N. Laridhi Ouzaâ (1994)	06
Fig.04	Délimitation du bassin versant de la Tafna. (A.BEMMOUSSAT, 2012)	07
Fig.05	Cadre géographique du bassin de la Tafna ; A.BEMMOUSSAT, (2012)	08
Fig.06	Carte structurale de la plaine de Maghnia (P. Guardia, 1975).	09
Fig.07	Série stratigraphique synthétique de la plaine de Maghnia (BABA HAMED, K. 2007)	13
Fig.08	Position stratigraphique et âge du volcanisme en Oranie nord-occidentale (Mégartsi, 1985)	14
Fig.09	Position stratigraphique et âge des laves volcaniques en Oranie nord-occidentale (Mégartsi, 1985).	15
Fig.10	Situation géographique de la zone d'étude.	17
Fig.11	Carte et coupe géologique de la région de Hammam Bougrara .	19
Fig.12	Répartition des carrières au niveau du gisement de bentonite de Hammam Bougrara	20
Fig.13	Affleurement des formations magmatiques et bentonitiques du site de Roussel	21
Fig.14	Plan d'échantillonnage du site de Roussel	21
Fig.15	Photo montrant la zone de contact entre argile bentonitique RS05 et la cinérite	22
Fig.16	Photo montrant les bentonites roses RS07	22
Fig.17	Affleurement du site de RM avec la position des échantillons.	22
Fig.18	Affleurement du site de Dar Embarek	23
Fig.19	Aspect à l'affleurement de la bentonite de Dar Embarek	23
Fig.20	Plan d'échantillonnage du site de Dar Embarek	24
Fig.21	Partie Est du site de Dar-Embarek entièrement recouverte par des argiles gréseuses	24
Fig.22	La sonde d'imprégnation de type BROT utilisée pour l'enrobage	26
Fig.23:	Microscope polarisant du type DMLP ayant servi pour l'étude pétrographique	26
Fig.24	Coupe géologique du site Roussel selon le front de taille de la carrière, avec position des points de prélèvement des échantillons.	27
Fig.25	Coupe géologique du site Dar-Embarek (front de carrière) montrant la position des points de prélèvement des échantillons.	28
Fig.26	Coupe géologique au niveau du site RM (front de taille de la carrière) et localisation des échantillons	28
Fig.27	Aspect macroscopique de la Rhyolite de Hammam Bougrara (site Roussel)	29

Fig.28	Vue microscopique de la rhyolite de Roussel (la lame 01A)	30
Fig.29	Vue microscopique de la rhyolite de Roussel sous la L.P (la lame 01B)	31
Fig.30	Grenat renfermant de la séricite (Rhyolite de Hammam Boughrara)	31
Fig.31	Biotite associée à la séricite et aux fragments de verre	31
Fig.32	Position et aspect du basalte de Hammam Boughrara (Roussel)	32
Fig.33	Vue microscopique du basalte de Roussel	32
Fig.34	Aspect microscopique du basalte.	32
Fig.35	Vue microscopique du dyke basaltique 02	33
Fig.36	Affleurement de la perlite de Roussel	33
Fig.37	Aperçu d'un échantillon de perlite	33
Fig.38	Aspects de la perlite sous le microscope polarisant	35
Fig.39	Aspect macroscopique de l'argile bentonitique de Hammam Boughrara	36
Fig.40	Vues microscopiques de la bentonite de Hammam Boughrara	36
Fig.41	Plagioclases partiellement ou totalement altérés en séricite et minéraux argileux	37
Fig.42	Aspect macroscopique du Bentonite RS05	37
Fig.43	Aspect de la bentonite RS05 sous le microscope polarisant	38
Fig.44	Vue macroscopique de la perlite	39
Fig.45	Vues microscopiques de la perlite de Hammam Boughrara	39
Fig.46	Vue microscopique du feldspaths et biotite dans la perlite	39
Fig.47	Le plagioclase légèrement à totalement altérée	40
Fig.48	Positionnement des tufs pyroclastiques dans le site de Roussel	40
Fig.49	Aspect d'un Tuf pyroclastique à grains grossiers	41
Fig.50	Aspect d'un Tuf pyroclastique à grains moyens TPGM	41
Fig.51	Vues microscopiques d'un tuf pyroclastique à grains grossiers de HB	41
Fig.52	Vues microscopiques d'un tuf pyroclastique à grains moyen de HB	42
Fig.53	Aspect macroscopique de l'argile bentonitique de Dar-Embarek	43
Fig.54	Aspect macroscopique de la bentonite de Dar-Embarek	43
Fig.55	Vue microscopique de la bentonite DM03	43
Fig.56	Aspect macroscopique du basalte de Dar-Embarek	44
Fig.57	Aspect microscopique du basalte de Dar-Embarek	44
Fig.58	Vue macroscopique de la brèche volcanique de Dar-Embarek	45
Fig.59	Vue macroscopique de l'argile versicolore de Dar-Embarek	45
Fig.60	Vue microscopique de l'argile versicolore de Dar-Embarek	46
Fig.61	Vue macroscopique de la rhyolite de RM	46
Fig.62	Aspect microscopique de la Rhyolite de RM (L.P)	47

Fig.63	Aspect macroscopique de la bentonite de RM	48
Fig.64	Aspect microscopique de la perlite de RM (L.P).	48
Fig.65	Schémas du réseau cristallin (FOUCAULT, 1984)	52
Fig.66	Octaèdre (a), feuillett octaédrique (b) (Grim, 1959)	53
Fig.67	Agencements des tétraèdres et des octaèdres en feuillets 1/1 (Eslinger & Peaver, 1988 ; Weaver, 1989)	53
Fig.68	Origine des minéraux argileux (Velde, 1995)	55
Fig.69	Représentation schématique de l'empilement des feuillets unitaires dans une argile	55
Fig.70	Représentation schématique de la couche interfoliaire dans le cas de cations interfoliaires hydratés	56
Fig.71	Classification des phyllosilicates selon la séquence d'empilement (Brindley G.W)	57
Fig.72	La Kaolinite au Microscope Electronique à Balayage (Grim, 1962)	59
Fig.73	Structure cristalline de la Kaolinite (Grim, 1962)	59
Fig.74	L'illite sous le MEB (Grim, 1962)	60
Fig.75	Structure cristalline de l'illite (Grim, 1962)	61
Fig.76	La Smectite (Montmorillonite) sous le MEB (Emilia García-Romero)	61
Fig.77	Structure cristalline de la Smectite : exemple de la Montmorillonite (GRIM-1962).	62
Fig.78	Classification des smectites di et trioctaédriques en fonction des substitutions (Holtzapfell, 1985)	63
Fig.79	Des cristaux de Chlorite sous le MEB (Michal Skiba).	63
Fig.80	Structure cristalline de la Chlorite (GRIM-1962).	64
Fig.81	Structure des minéraux à pseudo-feuillets et à faciès fibreux (Bailey, 1980)	64
Fig.82	La Sépiolite sous le microscope électronique à balayage (M. Roe, Macaulay Institute)	65
Fig.83	Palygorskite (Attapulgite) au MEB (Toshihiro Kogure)	65
Fig.84	Structure des minéraux interstratifiés	66
Fig.85	un inter-stratifié de type Chlorite-Illite (a) au MEB, et (b) au MET (R.L Kugler et J.C. Pashin – 1994)	66
Fig.86	L'évolution des argiles bentonitiques dans les bassin sédimentaires (P.LE BERRE)	69
Fig.87	Étude des argiles à différentes échelles (Thorez 1989)	74
Fig.88	Définition de l'espace basal à 10Å pour une illite (Moore & Reynolds, 1989)	75
Fig.89	Principe de la diffraction et illustration de la Loi de Bragg (Eslinger & Peaver, 1988).	76
Fig.90	Diffractomètre de type Brucker D8-Advance du laboratoire AGEs à l'ULG	76
Fig.91	Préparation de la poudre pour la minéralogie totale	77
Fig.92	Extraction de la fraction argileuse et traitements spéciaux (éthylène glycol et chauffage)	79
Fig.93	Les facteurs correctifs des principaux minéraux pour la poudre totale	80

Fig.94	Diffractogramme de poudre pour l'échantillon RH01	81
Fig.95	Diffractogramme de poudre pour l'échantillon RH11	81
Fig.96	Diffractogramme de poudre pour l'échantillon RS04	82
Fig.97	Diffractogramme de poudre pour l'échantillon PE06	82
Fig.98	Diffractogramme de poudre pour l'échantillon TP07	83
Fig.99	Diffractogramme de poudre pour l'échantillon TP08	83
Fig.100	Diffractogramme de poudre pour l'échantillon BS03	84
Fig.101	Diffractogramme de poudre pour l'échantillon DM04	84
Fig.102	Diffractogramme de poudre pour l'argile bentonitique BE02	85
Fig.103	Diffractogramme d'une lame orientée pour l'échantillon BE02	85
Fig.104	Diffractogramme de poudre pour l'argile bentonitique BE4A	86
Fig.105	Diffractogramme d'une lame orientée pour l'échantillon BE4A	86
Fig.106	Diffractogramme de poudre pour l'argile bentonitique BE4B	87
Fig.107	Diffractogramme d'une lame orientée pour l'échantillon BE4B	87
Fig.108	Diffractogramme de poudre pour l'argile bentonitique BE05	88
Fig.109	Diffractogramme d'une lame orientée pour l'échantillon BE05	88
Fig.110	Diffractogramme de poudre pour l'argile bentonitique RS05	89
Fig.111	Diffractogramme d'une lame orientée pour l'échantillon RS05	89
Fig.112	Diffractogramme de poudre pour l'argile bentonitique RS07	90
Fig.113	Diffractogramme d'une lame orientée pour l'échantillon RS07	90
Fig.114	Diffractogramme de poudre pour l'argile bentonitique BE09	91
Fig.115	Diffractogramme d'une lame orientée pour l'échantillon BE09	91
Fig.116	Diffractogramme de poudre pour l'argile bentonitique BE10	92
Fig.117	Diffractogramme d'une lame orientée pour l'échantillon BE10	92
Fig.118	Diffractogramme de poudre pour l'argile bentonitique BN	93
Fig.119	Diffractogramme d'une lame orientée pour l'échantillon BN	93
Fig.120	Diffractogramme de poudre pour l'argile bentonitique BR	94
Fig.121	Diffractogramme d'une lame orientée pour l'échantillon BR	94
Fig.122	Diffractogramme de poudre pour l'argile bentonitique BE12	95
Fig.123	Diffractogramme d'une lame orientée pour l'échantillon BE12	95
Fig.124	Diffractogramme de poudre pour l'argile bentonitique DM01	96
Fig.125	Diffractogramme d'une lame orientée pour l'échantillon DM01	96
Fig.126	Diffractogramme de poudre pour l'argile bentonitique DM03	97
Fig.127	Diffractogramme d'une lame orientée pour l'échantillon DM03	97
Fig.128	Localisation de la réflexion $d(060)$ pour le site de Roussel	100

Fig.129	Localisation de la réflexion d(060) pour les bentonites traitées	100
Fig.130	Localisation de la réflexion d(060) pour les deux sites RM et DM	100
Fig.131	Diffractogrammes de l'échantillon BE02 après saturation LiCl	101
Fig.132	Diffractogrammes de l'échantillon BE4A après saturation LiCl	102
Fig.133	Diffractogrammes de l'échantillon BE4B après saturation LiCl	102
Fig.134	Diffractogrammes de l'échantillon BE05 après saturation LiCl	102
Fig.135	Diffractogrammes de l'échantillon RS07 après saturation LiCl	103
Fig.136	Diffractogrammes de l'échantillon BE10 après saturation LiCl	103
Fig.137	Diffractogrammes de l'échantillon BE12 après saturation LiCl	103
Fig.138	Diffractogrammes de l'échantillon DM03 après saturation LiCl	104
Fig.139	Mesure de la cristallinité de la smectite (Thorez, 1986)	105
Fig.140	Calcul de l'indice de cristallinité de la smectite pour l'échantillon BE02	105
Fig.141	Calcul de l'indice de cristallinité de la smectite pour l'échantillon BE4B	106
Fig.142	Calcul de l'indice de cristallinité de la smectite pour l'échantillon BE10	106
Fig.143	Calcul de l'indice de cristallinité de la smectite pour l'échantillon RS07	106
Fig.144	Calcul de l'indice de cristallinité de la smectite pour l'échantillon RS05	107
Fig.145	Calcul de l'indice de cristallinité de la smectite pour l'échantillon BE12	107
Fig.146	Calcul de l'indice de cristallinité de la smectite pour l'échantillon DM03	107
Fig.147	Diffractogrammes de l'échantillon BE02 après saturation KCl	109
Fig.148	Diffractogrammes de l'échantillon BE4A après saturation KCl	109
Fig.149	Diffractogrammes de l'échantillon BE4B après saturation KCl	110
Fig.150	Diffractogrammes de l'échantillon RS07 après saturation KCl	110
Fig.151	Diffractogrammes de l'échantillon BE10 après saturation KCl	110
Fig.152	Diffractogrammes de l'échantillon BE12 après saturation KCl	111
Fig.153	Diffractogrammes de l'échantillon DM01 après saturation KCl	111
Fig.154	Diffractogrammes de l'échantillon DM03 après saturation KCl	111
Fig.155	Photo de l'appareil thermogravimétrique TGA 2000	113
Fig.156	Données ATD des minéraux argileux (Eslinger & Peaver, 1988)	114
Fig.157	Données ATG des minéraux argileux (Eslinger & Peaver, 1988)	114
Fig.158	Thermogrammes "ATD-ATG" pour le site de Roussel	115
Fig.159	Thermogrammes d'ATD-ATG pour l'échantillon DM01	116
Fig.160	Thermogrammes d'ATD-ATG pour l'échantillon DM03	117
Fig.161	Thermogrammes d'ATD-ATG pour l'échantillon BE12	118
Fig.162	Spectromètre infrarouge de type Nicolet NEXUS	119
Fig.163	Spectres FTIR de l'échantillon BE02 du site de Roussel	121

Fig.164	Spectres FTIR de l'échantillon BE4A du site de Roussel	121
Fig.165	Spectres FTIR de l'échantillon RS07 du site de Roussel	122
Fig.166	Spectres FTIR de l'échantillon BE12 du site de RM	122
Fig.167	Spectres FTIR de l'échantillon DM03 du site de Dar Embarek	122
Fig.168	Le spectromètre ARL, PerformX 9400 (Ulg)	124
Fig.169	Principe de l'analyse chimique par fluorescences X (XRF)	125
Fig.170	La composition chimiques des formations magmatiques et bentonitiques de HB	126
Fig.171	Protocole expérimental de préparation de la fraction purifiée	128
Fig.172	Diagramme SiO ₂ /Al ₂ O ₃ des faciès saines et bentonitisés de Hammam Boughrara	132
Fig.173	Diagramme CaO/MgO des faciès saines et bentonitisés de Hammam Boughrara	133
Fig.174	Préparation des échantillons pour le calcul de l'humidité	134
Fig.175	Granulomètre Laser Malven Mastersizer 2000. (Laboratoire LCIS à Ulg)	135
Fig.176	Mode de préparation des échantillons pour la granulométrie laser	136
Fig.177	Courbes granulométriques des argiles bentonitiques du site de Roussel	138
Fig.178	Courbes granulométriques des argiles bentonitiques traitées	138
Fig.179	Courbes granulométriques des argiles bentonitiques des deux sites DM et RM	138
Fig.180	Projection des fractions granulométriques sur le diagramme triangulaire (argile-limon-sable)	139
Fig.181	Le dispositif de l'appareil de Casagrande	140
Fig.182	Le principe de calcul de la limite de liquidité à l'aide de l'appareil de Casagrande	141
Fig.183	Le principe de calcul de la limite de plasticité par la méthode des rouleaux	142
Fig.184	Classification des argiles bentonitiques de HB selon le diagramme de casagrande	143
Fig.185	Le microscope électronique à balayage de type FEG-ESEM XL30	144
Fig.186	Métallisation des échantillons par l'Or avant le passage au MEB	145
Fig.187	Mélange Sm-ill sous le MEB	145
Fig.188	Spectre EDAX d'un cristal de smectite	145
Fig.189	Microscopie d'un cristal de smectite	146
Fig.190	Spectre EDAX de la smectite	146
Fig.191	Le cristal de feldspath sous le MEB	146
Fig.192	Spectre EDAX du feldespath	146
Fig.193	Des cristaux d'halloysite sous le MEB avec leurs spectres EDAX	146
Fig.194	La microscopie électronique à balayage de la bentonite DM03	147
Fig.195	Spectre EDAX de l'illite de DM	147
Fig.196	Le feldspath de DM sous le MEB	147
Fig.197	Spectre EDAX du feldspath de DM	147

Liste des tableaux

N°	Titre	Page
Tableau.01	Classification des minéraux argileux selon leur charge : Brindley (1966) et Mc Kenzie (1975).	58
Tableau.02	Facteurs correctifs pour la fraction argileuse	80
Tableau.03	Identification des phases minérales constitutifs des formations non bentonitiques de HB (en %)	98
Tableau.04	Identification des phases minérales constitutives des formations bentonitiques de HB (en %)	99
Tableau.05	l'indice de cristallinité des smectites pour les échantillons du gisement bentonitique de HB	108
Tableau.06	Résumé des données FTIR	123
Tableau.07	La composition chimique des formations magmatiques et bentonitiques de Hammam Bougrara	125
Tableau.08	La composition chimique de la fraction argileuse	128
Tableau.09	Calcul de la formule structurale pour l'échantillon BE02	129
Tableau.10	Les résultats de calcul de la formule structurale des trois sites	130
Tableau.11	Le calcul du rapport Na ₂ O/CaO	131
Tableau.12	Teneur en eau dans les argiles bentonitiques	135
Tableau.13	Répartition granulométrique des différentes fractions (en %)	137
Tableau.14	Valeurs des limites d'Atterberg	142

DEDICACES

Je dédie ce travail à :

La mémoire de ma très chère grand-mère: Que le paradis soit ta céleste demeure.

A Mon Père : Cher père je me rappel toujours de tous les moments où tu m'a poussé à travailler et à réussir ,je me rappel aussi que c'éte toi qui m'a poussé à choisir de faire la géologie que je suis fière de l'avoir choisir comme carrière... j'avoue que si je suis devenue quelque chose actuellement c'est grâce à tes efforts, à tes conseilles et à ta surveillance . j'espere que vous trouvez dans ce travail l'expression de ma gratitude et mon respect.

Ma très chère mère, qui m'a toujours laissée libre de mes choix, fait confiance et encouragé. C'est grâce à toi que j'ai le plaisir de rédiger cette page aujourd'hui pour te dire "merci de m'avoir permis de devenir la personne que je suis aujourd'hui".

Mon très cher époux : Imad, Ton encouragement et ton soutien étaient la bouffée d'oxygène qui me ressourçait dans les moments pénibles, de solitude et de souffrance. Merci d'être toujours à mes côtés, par ta présence, par ton amour dévoué et ta tendresse, pour donner du goût et du sens à notre vie de famille En témoignage de mon amour, de mon admiration et de ma grande affection, je te prie de trouver dans ce travail l'expression de mon estime et mon sincère attachement. Je prie dieu le tout puissant pour qu'il te donne bonheur et prospérité.

Ma sœur jumelle : Hanan, En souvenir d'une enfance dont nous avons partagé les meilleurs et les plus agréables moments. Pour toute la complicité et l'entente qui nous unissent, ce travail est un témoignage de mon attachement et de mon amour.

Mes frères et sœurs sans exception.

Mes neveux et mes nièces.

Mes beaux-parents.

Mes beaux-frères et sœurs.

Mes très chères amies : Thizirri Amrane, Hana Kihal, Hdjira Cheribbi , Meriem Abdaoui, Fatima krim , Marwa Bousbaa et Fatima Lakhal.
Tous mes enseignants du primaire jusqu'au cycle universitaire.

Saida

Remerciements

Au terme de ce travail, je voudrais remercier en premier **DIEU** le tout puissant pour m'avoir donné la foi et le courage pour mener à bout mon travail.

Ce travail est l'aboutissement d'un long cheminement au cours duquel j'ai bénéficié de l'encadrement, des encouragements et du soutien de plusieurs personnes, à qui je tiens à dire profondément et sincèrement merci.

En premier lieu, je tiens à remercier mon directeur de thèse, monsieur **BOUABSA Lakhdar**, pour la confiance qu'il m'a accordée en acceptant d'encadrer ce travail doctoral, pour ses multiples conseils et pour toutes les heures qu'il a consacrées à diriger cette recherche. J'aimerais également lui dire à quel point j'ai apprécié sa grande disponibilité et son respect sans faille des délais serrés de relecture des documents que je lui ai adressés. Enfin, j'ai été extrêmement sensible à ses qualités humaines d'écoute et de compréhension tout au long de ce travail doctoral.

Je tiens à adresser mes vifs remerciements à Monsieur **CHOUABI Abd El Madjid** Professeur à l'université de Badji Mokhtar- Annaba, pour m'avoir honoré de présider le jury de cette thèse.

Mes remerciements vont également à Mr le professeur **DJAIZ Fouad** de l'université de Batna, à Mr le professeur **TLILI Mohamed** de l'université de Badji Mokhtar- Annaba et à Mr le professeur **CHEBBAH Mohamed** du centre universitaire de Mila pour avoir accepté de faire partie du jury de soutenance.

Je profite de cette occasion pour exprimer ma profonde gratitude à Madame **Nathalie Fagel** (directrice de l'unité de recherche AGEs au Département de Géologie Ulg Belgique) pour l'opportunité et l'honneur qu'elle m'a accordés en m'accueillant au sein de son unité de recherche. Je lui adresse également ma profonde reconnaissance pour l'intérêt qu'elle a constamment consacré à mes travaux de thèse et pour son précieux soutien.

Mes sincères remerciements à Mr le professeur **Frédéric** pour m'avoir accueillie au sein de son laboratoire pour le microscope polarisant durant mon séjour à Liège. Il m'a appris beaucoup de choses, des techniques, et l'esprit critique pour analyser les données.

Mes remerciements vont également au personnel de la société BENTAL à Maghnia , en particulier Mr **zadjaoui abdelatif**, directeur de l'unité; **DJEDID Mohamed Habib**, le Chef service personnel pour l'accueil très chaleureux. Un grand Merci à Mr **Hocine**, ingénieur en géologie; **Abderahmane Nadir**, le topographe de la société et **KAMLI Mohamed**, ingénieur en chimie industrielle qu'ils m'ont aider à mieux faire le terrain et l'échantillonnage.

Je tiens à remercier les techniciens des laboratoires à l'université de Liège (**Joel Otten, Nicolas Delmelle, François et Yanik**) et les secrétaires du département de géologie (Mme **Joelle Schmetz** et **Mariella Guadagnago**), merci pour votre aide et pour vous conseiller.

Mes remerciements vont également à l'ensemble des docteurs et doctorants, à Ulg et en particulier, **Dr .Mariem El ouahabbi** , le doctorant **Ahounta** de l'université de Tchad, les doctorantes marocaines **Fatima Omdi, Nadia bakouche et Safae oumnih**, **Iman maala** de l'université d'El Manar en Tunisie sans oublier le doctorant algérien qui m'a vraiment aider et m'a encourager **Mr Djouder Hocine**, j'ai partagé avec vous tous des moments inoubliables.

Enfin, je souhaite finir par une pensée pour les proches qui m'ont encouragé, soutenu, voire supporté toutes ces années : Mes parents, mes frères **Mohamed, Rachid ; Nasr El dine Et Islam**, Mes sœurs **Hanan Amina** Et ma belle **Imen Lamoum**. Mon mari **Imad** et ma belle famille, Ma tante et copine **Harizi Hafsa** et mon oncle que je l'aime beaucoup **Rabeh Ben Sabaha....** Vous trouverez dans ce travail ce qui m'a occupés pendant tous ce temps....

Table de matières

Résumé.....	I
Abstract.....	II
ملخص.....	III
Liste des figures.....	IV
Liste des tableaux.....	X
Dédicace.....	XI
Remerciements.....	XII
Table des matières.....	I.VX

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Introduction.....	01
Description de la problématique de recherche.....	01
Les objectifs de la thèse.....	01
Les démarches suivies.....	02
Plan du travail de la thèse.....	02

CHAPITRE 01- GÉOLOGIE RÉGIONALE

I-1-Aperçu sur la géologie de l'Algérie du Nord.....	04
I-1-1 - L'Atlas intra-continental.....	04
I-1-2- le Tell.....	05
I-2-L'activité magmatique autour de la chaîne des maghrébides en Algérie.....	06
I-3-Généralités sur le bassin de la Tafna.....	07
I-4-Cadre géologique morphologique et structural de la plaine de Maghnia.....	08
I-4-1- Principales phases tectoniques.....	09
I-4-2- Les unités structurales.....	09
I-4-3- Les principaux types d'accidents.....	10

I-4-4- Cadre lithostratigraphique.....	10
I-5-Relation entre le volcanisme et la tectonique.....	13
I-6-Chronologie des fractures.....	16
I-7-Conclusion.....	16

CHAPITRE 02- GÉOLOGIE LOCALE

II-1-Historique.....	17
II-2-Situation géographique du gisement.....	17
II-3-Climat de la zone d'étude.....	18
II-4-Topographie de la zone d'étude.....	18
II-5-Hydrographie de la zone d'étude.....	18
II-6-Contexte géologique du gisement.....	18
II-7-Distribution des carrières au niveau du gisement.....	20
II-7-1-Le site de Roussel.....	20
II-7-2-Le site de RM.....	22
II-7-3-Le site de Dar-Embarek.....	23
II-7-Conclusion.....	25

CHAPITRE 03-ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE

Introduction.....	26
III-1- Méthodologie et objectif.....	26
III-2-La réalisation des coupes géologiques.....	27
III-3-La description pétrographique du gisement.....	29
III-3-1-La description pétrographique du site de ROUSSEL.....	29
III-3-2-La description pétrographique du site de Dar-Embarek.....	42
III-3-3-La description pétrographique du site RM.....	46
III-4-Conclusion.....	49

CHAPITRE 04-SYNTHÈSE BIBLIOGRAPHIQUE

IV-1-Introduction.....	50
IV-2-Aperçu sur les argiles.....	50
IV-3-Histoire et utilisations des argiles.....	50
IV-4-Nomenclature et classification.....	52
IV-5-La composition des argiles.....	52
IV-6-Origine des minéraux argileux.....	54

IV-6-1-Héritage et altération.....	54
IV-6-2-Néoformation en milieux confinés.....	54
IV-6-3-Transformation des minéraux argileux.....	54
IV-7-Structure des minéraux argileux.....	55
IV-7-1-Les minéraux phylliteux ou les phyllosilicate.....	57
IV-7-1-1-Les minéraux type 1:1 ou bien T/O.....	58
IV-7-1-2-Les minéraux type 2:1 ou bien T O T.....	60
IV-7-1-3-les minéraux type 2:1:1 ou T/O/T/O.....	63
IV-7-2-Les minéraux à pseudo-feuillets.....	64
IV-7-3-Les minéraux à structure complexe : inter-stratifiée.....	65
IV-8-Hydratation des minéraux argileux.....	67
IV-8-1-Affinité des argiles pour l'eau.....	67
IV-8-2-Hydratation interfoliaire, gonflement et dispersion des feuillets.....	67
IV-8-3-L'hydratation de la Montmorillonite.....	67
IV-9-La bentonite.....	67
IV-9-1-nomenclature et caractéristiques.....	67
IV-9-2-Les types de Bentonites.....	68
IV-9-3-L'origine des gisements de bentonite.....	68
IV-9-3-1- bentonite d'origine volcanique.....	68
IV-9-3-2-bentonite d'origine sédimentaire.....	69
IV-9-4-Propriétés des bentonites.....	70
IV-9-5-Intérêts des argiles bentonitiques.....	71
IV-10-Conclusion.....	73
CHAPITRE 05-ÉTUDE MINÉRALOGIQUE	
V-I- Diffraction des rayons X (DRX).....	74
V-I-1-Introduction.....	74
V-I-2-Définition de la DRX.....	74
V-I-3-Principe de la diffraction.....	75
V-I-4-Appareillage et mode opératoire de la DRX.....	76
V-I-5-Le prétraitement des échantillons pour la DRX.....	77
V-I-5-1-Protocole expérimental pour la roche totale.....	77
V-I-5-2-Protocole expérimental pour la fraction argileuse.....	77
a-L'extraction de la fraction argileuse.....	77
b-Prétraitement avant la préparation des lames orientées.....	77
c-le protocole expérimental.....	78
V-I-6-Discussion des résultats.....	79
1-Détermination des phases minérales par la Diffraction des Rayons X.....	79
2-Estimation semi-quantitative de l'abondance des minéraux.....	80
3- Présentation des diffractogrammes et description des phases minérales	81
a- Pour les faciès non bentonitiques.....	81
b-Pour les faciès bentonitiques.....	84
c- Résumé des données DRX.....	98
4-caractérisation des smectites.....	99
a-par la réflexion d(060).....	99
b- par la saturation au Li Cl.....	101
c-par l'indice de cristallinité de la smectite.....	104

d- par la saturation au Kcl.....	108
5-Interprétation des résultats.....	112
V-I-7-Conclusion.....	112
V-II-Analyses thermogravimétriques (ATG) et thermiques différentielles (ATD)	
V-II-1-Définition.....	113
V-II-2-Le mode opératoire.....	113
V-II-3-Principe de l'analyse thermique.....	114
V-II-4-Discussion des résultats.....	115
V-II-4-1-Le site de Roussel.....	115
V-II-4-2-Le site de Dar-Embark.....	116
V-II-4-3-Le site de RM.....	117
V-II-5-Conclusion.....	118
V-III-Spectroscopie infrarouge à transformée de Fourier (IRTF)	
V-III-1-Définition.....	119
V-III-2-Principe de la méthode.....	119
V-III-3-Préparation des échantillons.....	119
V-III-4-Discussion et interprétation des résultats.....	120
V-III-5-Conclusion.....	123

CHAPITRE 06-ÉTUDE GÉOCHIMIQUE

VI-1-Introduction.....	124
VI-2-Préparation des échantillons.....	124
VI-3-Principe de la fluorescence X.....	125
VI-4-Discussion et interprétation des résultats.....	125
VI-4-1-les résultats de l'analyse chimique.....	125
VI-4-2-Le comportement des éléments majeurs.....	126
VI-4-3-La détermination de la formule structurale.....	127
VI-4-4-la nature des bentonites.....	131
VI-4-5-La mise en évidence des changements géochimiques.....	131
VI-5-Conclusion.....	133

CHAPITRE 07- CARACTÉRISATION PHYSIQUE MACROSCOPIQUE

VII-I-Introduction.....	134
VII-II-Teneur en eau de la poudre	134
VII-II-1-Définition.....	134
VII-II-2-Le mode opératoire.....	134
VII-II-3-Discussion des résultats.....	135
VII-III-Analyse granulométrique	135
VII-III-1-Définition et mode opératoire.....	135
VII-III-2-Préparation des échantillons.....	136
VII-III-3-principe de la granulométrie laser.....	136
VII-III-4-Résultats de l'analyse granulométrique.....	136

VII-III-5-Discussion et interprétation des résultats.....	137
VII-IV-Limites d'Atterberg.....	140
VII-IV-1-Principe de la méthode.....	140
VII-IV-2-Mode opératoire.....	140
VII-IV-2-1-Limite de liquidité.....	141
VII-IV-2-2-Limite de plasticité.....	141
VII-IV-3-Discussion et interprétation des résultats.....	142
VII-IV-4-Conclusion.....	143

CHAPITRE 08-CARACTÉRISATION FINE DE LA FRACTION ARGILEUSE

VIII -1-Introduction.....	144
VIII -2-caractérisation morphologique.....	144
VIII -2-1- Le Microscopie Electronique à Balayage MEB.....	144
VIII -2-1-1-Définition.....	144
VIII -2-1-2-Le mode opératoire.....	144
VIII -2-1-3-Principe de la méthode.....	145
VIII -2-1-4-Discussion et interprétation des résultats.....	145
VIII -2-1-5-Conclusion.....	148
Conclusion générale.....	149
Références Bibliographiques.....	151
Annexes.....	157

Introduction

Les caractéristiques géologiques des ressources minérales en argile bentonitique dans le monde sont principalement concentrées dans les environnements liés à une activité magmatique, les types de dépôts volcano-sédimentaires, les résidus altérés et hydrothermaux qui sont liés à l'activité volcanique (**El Miz et al., 2017**). La bentonite d'origine maghrébine est principalement située au nord-ouest du continent africain. Dans ce travail on s'intéressera aux formations bentonitiques algériennes.

En Algérie, Les plus importants gisements d'argiles bentonitiques se rencontrent dans sa partie Nord-Ouest, dans les régions de Mostaganem et Maghnia, avec d'importantes réserves exploitables. Les propriétés physico-chimiques de ces minéraux ont suscité un intérêt particulier, en raison de leurs différentes utilisations, dans le domaine industriel, forage pétrolier, agriculture, céramique, traitement des déchets, travaux de génie civil, pharmacologie et cosmétique, etc...(**Churchman et al., 2006**).

L'objet du mémoire de cette thèse concerne la caractérisation et la valorisation des gisements d'argiles bentonitiques de Hammam Boughrara à Tlemcen avec, en particulier l'amélioration des connaissances des variabilités lithologiques, minéralogiques et géochimiques.

Description de la problématique de recherche :

Le secteur d'étude est situé dans la plaine de Maghnia qui fait partie du bassin de la moyenne Tafna qui à son tour fait partie de l'Oranie (Nord-Ouest algérien) où se trouvent des formations d'âge miocène et pliocène (**Dakiche 2005, Yebdri et al., 2005**) . Plusieurs questions relatives aux formations bentonitiques peuvent être posées.

Quels sont les processus qui ont conduit à la formation des bentonites de Hammam Boughrara ?

Quelle est la relation entre la tectonique et la naissance de ce type d'argile ?

S'agit-il d'une altération supergène ? ou hydrothermale des formations volcanique (Basalte et / ou rhyolite) ? ou s'agit-il de formations provenant d'autres régions et comblant les bassins de la région ?

Les objectifs de la thèse :

L'objectif de ce travail consiste à faire une étude détaillée sur les formations argileuses qui caractérisent la plaine de Maghnia, en se basant sur un prélèvement des échantillons, soit pour la pétrographie (confection des lames minces) soit pour l'analyse chimique et minéralogique (FRX et DRX, ATD-ATG, FTIR) ainsi que des essais de valorisation technologique.

Pour répondre à cette problématique, la méthodologie d'étude suivante a été adoptée :

- Coupes géologiques.
- Echantillonage des formations argileuses et des formations volcaniques (basaltes-Rhyolites-Perlites et tufs pyroclastiques).
- Relation géométriques entre ces formations.
- Pétrographie et géochimie des roches volcaniques.

- géochimie et minéralogie des produits d'altération avec éventuellement des bilans géochimiques si relation existe entre les formations magmatiques et produits d'altération.

Les démarches suivies :

Compte tenu de la définition du sujet de recherche, le plan général de recherche a été le suivant :

- Inventaire géologique régionale et locale sur les gisements en exploitation du bassin de la moyenne Tafna ;
- réalisation de coupes géologiques dans les principaux sites du gisement bentonitique de Hammam Bougrara.
- Echantillonnage selon plusieurs directions pour avoir l'échantillonnage le plus représentatif possible.

- Travaux de laboratoire :

- Préparation de lames minces pour l'étude pétrographique ;
- préparation des échantillons pour l'analyse minéralogique et géochimique avec différentes techniques analytiques.
- Extraction de la fraction argileuse.
- Analyse par DRX, avec différents traitements (chauffage et éthylène glycol).
- Analyses thermiques différentielles et thermogravimétriques (ATD et ATG)
- Analyses chimiques par FRX
- Analyse granulométrique par granulométrie laser.
- La spectroscopie infra-rouge FTIR.
- Observations et analyses au MEB.
- Mode de formation et genèse des «formations argileuses».

Plan du travail de la thèse :

Ce mémoire débute par une étude bibliographique sur la géologie régionale du bassin de Tafna qui comporte les principaux gisements d'argiles bentonitiques dans le nord-ouest algérien. Le deuxième chapitre est consacré à une étude géologique locale, où on aborde la lithologie des différentes formations qui caractérisent la zone d'étude.

Le chapitre trois décrit la pétrographie détaillée du gisement ; il fournit les informations nécessaires pour mieux comprendre la lithologie des différents faciès qui se trouvent dans la région. On présente aussi une comparaison entre les trois principaux gîtes du gisement. Cette partie est accompagnée par la réalisation des coupes géologiques.

Le chapitre quatre donne une synthèse bibliographique sur les argiles et en particulier les bentonites, en essayant d'aborder les points les plus importants : aperçu général, histoire, classification, composition, origine, structure et propriétés des minéraux argileux.

Le chapitre cinq se compose de deux parties. La première porte sur la minéralogie par DRX sur poudre et sur fraction argileuse avec les différents traitements nécessaires. La deuxième partie porte

sur les analyses complémentaires telles que : l'analyse thermique par ATD-ATG et l'analyse par infrarouge FTIR.

Le sixième chapitre s'intéresse aux analyses géochimiques par FRX, avec la détermination des formules structurales des minéraux existants.

Le chapitre sept s'intéresse à la caractérisation physique via la performance hydro-mécanique des matériaux argileux de Hammam Boughrara, et comporte le calcul du taux d'humidité, l'analyse granulométrique par granulométrie laser et les limites d'atterberg, dans le but d'étudier le comportement macroscopique des minéraux argileux. Le dernier chapitre, porte sur une étude plus approfondie de la fraction argileuse dans le but de comprendre la genèse et le mode de formation des bentonites de Hammam Boughrara.

Enfin, nous clôturons cette thèse par une conclusion générale résumant les principaux résultats significatifs acquis et nous indiquons les perspectives envisagées.

Géologie régionale :

Aperçu sur la géologie de l'Algérie du Nord :

Le développement structural de la plateforme Nord-africaine au cours des temps précambrien et phanérozoïque révèle une histoire géologique complexe. Sa configuration actuelle est essentiellement guidée par l'existence de la chaîne alpine qui s'est développée à la suite des mouvements compressifs entre la plaque Eurasie au nord et la plaque Afrique au Sud (**Maury et al, 2000**). Les régions Nord occidentales de la plateforme Nord-africaine ont été fortement affectées par les collisions des plaques durant les temps Hercynien et Alpin, mais la majeure partie de cette plateforme n'a fait l'objet que de quelques processus intra plaques, aboutissant à la réactivation transgressive et transtensive des systèmes de failles majeures qui suivent les linéaments des zones de faiblesse protérozoïques (**Piqué et al, 1998**).

L'orogenèse alpine est représentée par une bande de 1200 Km de long sur 50 Km de large, correspondant à la chaîne des maghrébides (ou marge nord-africaine) (**Maury et al., 2000**). Cette bordure alpine se prolonge à Ras Tarf au Maroc, puis la marge côtière de l'Algérie et s'emboite vers Mogods et à l'archipel de la Galite en Tunisie (**Wildi, 1983 ; Durand-Delga, 1969**) constituant la limite méridionale de la méditerranée occidentale (Fig. 01).

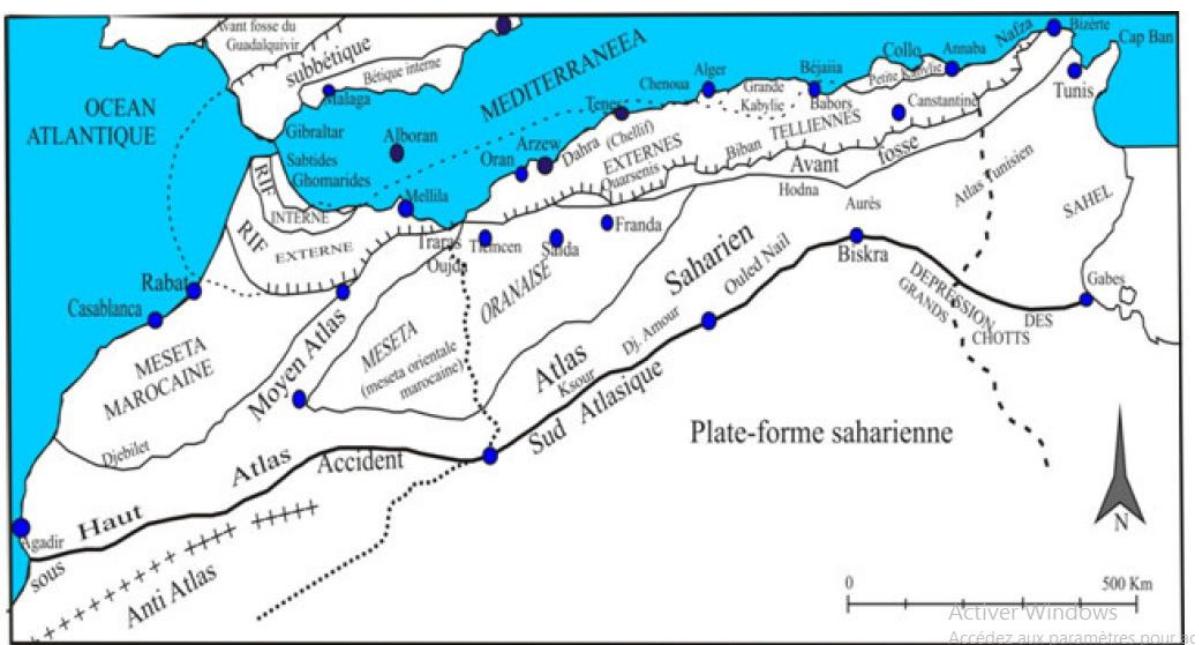


Fig. 01: Position des différentes unités géologiques des Maghrébides (**Piqué et al. 1998**)

En Algérie, cet orogène peut être séparé en différentes parties : au Nord « le Tell » et au Sud, le système de « l'Atlas intra-continental », (Fig. 02).

1 - L'Atlas intra-continental :

Au sud du Tell, l'Atlas, qui est séparé de la plateforme saharienne, au sud par le front sud atlasique, est composé d'unités autochtones. Il est divisé en plusieurs parties : l'Atlas saharien au centre, l'Aurès dans l'est algérien, et l'Atlas Tunisien en Tunisie. Les Hauts Plateaux, situés dans l'ouest algérien, entre le Tell et les montagnes de l'Atlas, sont constitués d'un socle paléozoïque, peu

recouvert par les sédiments méso-cénozoïques, très résistants et peu déformés, alors que les plis et chevauchements de l'Atlas se seraient développés dans les anciens bassins mésozoïques.

Les chevauchements existants semblent enracinés sur des décollements à la base des évaporites du Trias. Au sud de l'Atlas, on rencontre la plateforme saharienne, constituée d'un socle précambrien recouvert de sédiments paléozoïques et mésozoïques quasiment pas déformés (**Frizon de Lamotte et al., 2000**).

2- le Tell est composé de :

- **zones internes** ou domaine kabyle (en Algérie) ou rifaine (au Maroc) représentées par un socle métamorphique cristallophyllien paléozoïque (principalement des gneiss âgés de 480 Ma à 300 Ma) recouvert en discordance par une série sédimentaire détritique (principalement des molasses composées de conglomérats) d'âge Oligocène supérieur à mi-Burdigalien (**Géry et al. 1981**) nommée Oligo-Miocène kabyle.

- **Les nappes de flyschs**, sont composées de conglomérats et autres matériaux détritiques. **Durand-Delga (1969)** distingue 3 catégories : - les flyschs de type Guerrouch (en bordure occidentale de la Petite Kabylie ou dans le Dahra), - les flyschs Crétacé à faciès schisto-gréseux et les flyschs numidiens.

- **Les nappes telliennes ou « zones externes »**, sont composées de nappes allochtones imbriquées les unes dans les autres (Figs. 01 et 02), principalement des marnes d'âge triasique à néogène, provenant de la paléo marge africaine et charriées parfois sur une centaine de kilomètres vers le sud (**Durand-Delga, 1969**).

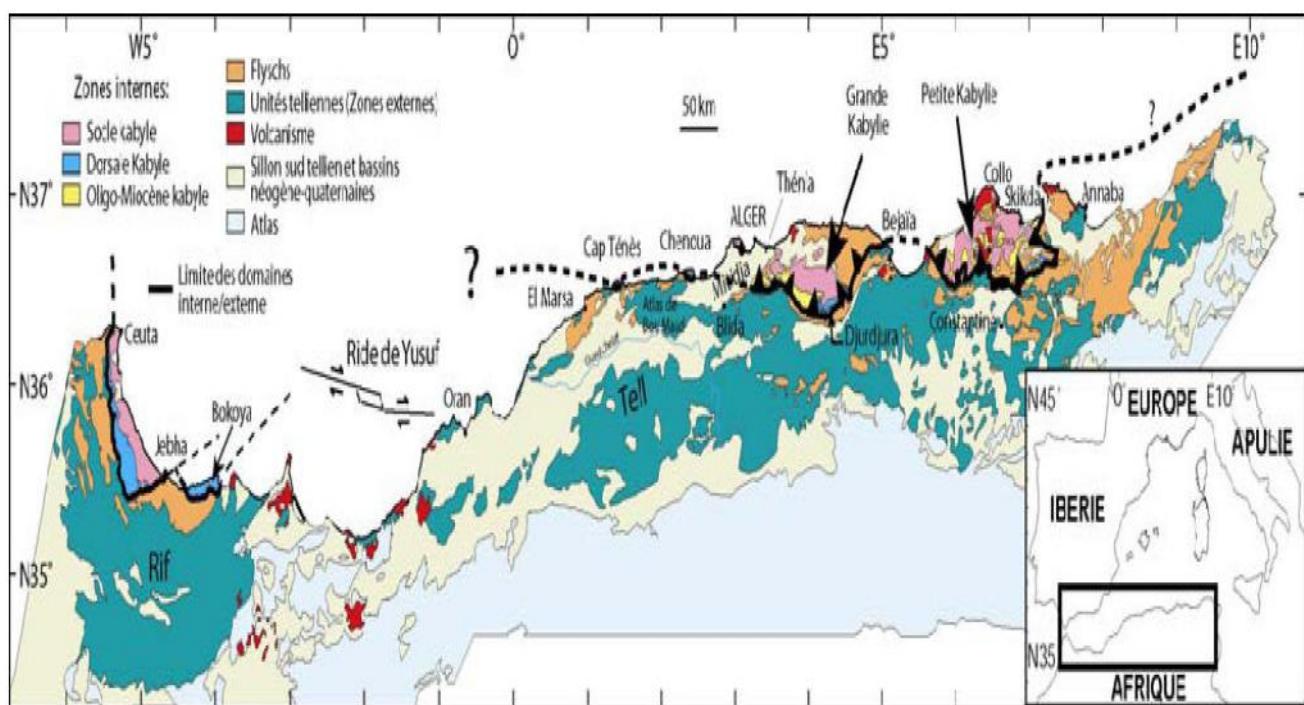


Fig. 02 : Différentes unités géologiques de la chaîne des Maghrébides (**Domzig et al., 2006**).

L'activité magmatique autour de la chaîne des Maghrébides en Algérie :

La marge algérienne, située à la frontière du continent africain, est connue pour être le siège d'une importante activité magmatique, depuis l'Oligocène jusqu'au Quaternaire (fig. 03). Cette activité magmatique est marquée par la présence de :

- un magmatisme d'affinité calco-alcaline, représenté par de platonites et des laves acides (granodiorites, andésites et dacites) durant l'Oligocène supérieur jusqu'au Messinien ;
- un volcanisme acide à intermédiaire, à affinité calco-alcaline d'âge miocène est connu en Oranie (Sahel d'Oran et M'sirda) et des basaltes alcalins plio-quaternaire (Moyenne Tafna) (**Sadran, 1958** ; **Bellon et al., 1984** ; **Mégartsi, 1985** ; **Bendoukha, 1987** ; **Louni Hacini et al., 1995** ; **Tabeliouna, 1997** ; **Louni Hacini, 2002** ; **Bendoukha, 2008**), et même dans l'Ouest et l'Est algérois. Le magmatisme miocène est représenté par des intrusions plutoniques (massif granodioritique de Thénia), des coulées basaltiques (Cap Djinet et Dellys) et des coulées et brèches dacitiques et rhyolitiques (Zemmouri Elbahri, Elkarma). La mise en place de ce matériel magmatique peut être attribué à trois épisodes qui sont situés vers 19, 16 à 15 Ma et 14 à 12 Ma. Ces roches à affinité calco-alcaline à fortement potassique, proviendraient d'un magma ayant une source mantellique au cours d'un épisode de subduction anté-miocène (**Belanteur, 1995** ; **Hernandez et Lepvrier, 1976** ; **Ait Hamou, 1987** ; **Piquet et al., 1998** ; **Belanteur, 2000**). Ce magmatisme calco-alcalin est bien représenté en Méditerranée occidentale avec une nette abondance des andésites par rapport aux basaltes. Ces laves, dont la mise en place se situe entre 11,7 et 7,5 Ma, présentent des caractéristiques de magmas liés aux zones de subduction-collision (**Louni Hacini, 2002**).
- un volcanisme à affinité alcaline d'âge Plio-Quaternaire s'installe dans le Guilliz et dans la région d'Oujda au Maroc et Moyenne Tafna en Algérie occidentale (**Mégartsi, 1985**) où des laves transitionnelles d'âge miocène, s'intercalent entre les deux affinités précédentes.

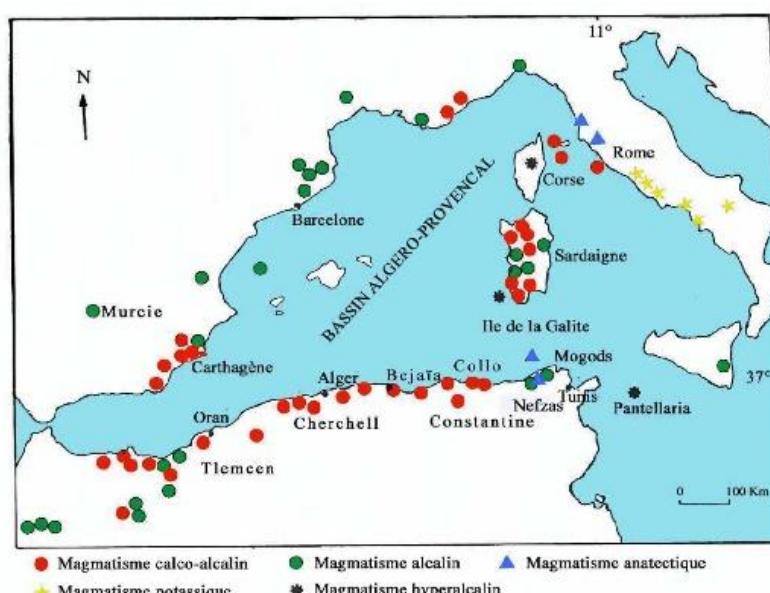


Fig. 03 : Magmatisme néogène du pourtour de la Méditerranée occidentale, N. Laridhi Ouzaâ (1994)

Généralités sur le bassin de la Tafna :

Le bassin de la Tafna situé au Nord-Ouest algérien, s'étend en grande partie dans la Wilaya de Tlemcen et une partie au Maroc (fig. 4) pour une superficie totale de 7245 Km². Ce bassin versant est délimité comme suit :

- Au nord-ouest : les communes Bab el Assa, Djebala, Nedroma, Beni khelad et honaine.
- Au nord : la mer Méditerranée.
- Nord- est : la wilaya d'Aïn Témouchent.
- Au sud : Les 04 communes steppiques (Bouihi, El Gor, sidi Djillali et El Aricha).
- A l'ouest : le Maroc.
- A l'est : la wilaya de Sidi Bel Abbes, commune d'Aïn Tellout.

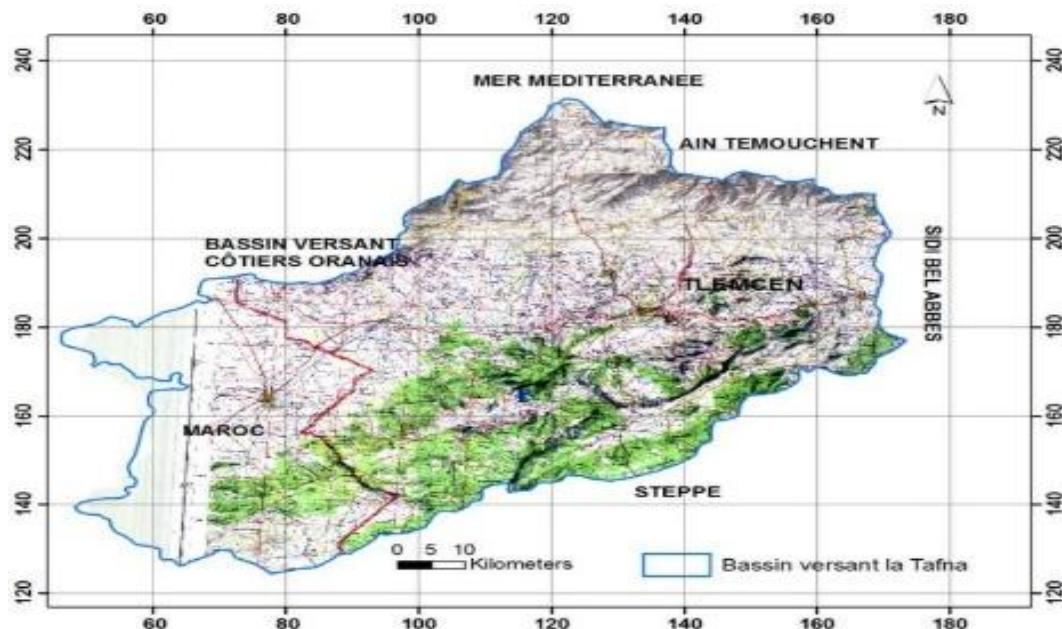


Fig.4 : Délimitation du bassin versant de la Tafna. (BEMMOUSSAT, 2012)

Géographie du bassin:

Le bassin versant de Tafna est très diversifié dans sa géographie. On distingue les domaines suivants (fig. 5) :

- **Les monts des Traras** : C'est une chaîne montagneuse côtière de 1250 Km² située au Nord - Ouest de la Wilaya de Tlemcen. Son altitude moyenne varie de 500 à 1000 m, culminant à 1081 m au niveau de djebel Fillaoucène.
- **Les monts de Sebaa Chioukh** : C'est une chaîne montagneuse de 250 Km² situé au Nord-Est de la Wilaya de Tlemcen d'une altitude moyenne comprise entre 600 et 800 m. Cette chaîne est soumise aux influences du climat semi-aride qui accentue la menace de l'érosion.

- **Les monts de Tlemcen :** C'est une chaîne montagneuse de 3000 Km² qui est située au sud de la Wilaya de Tlemcen. Elle s'étend à l'ouest jusqu'au Maroc et à l'est jusqu'à la Wilaya de Sidi Bel Abbes. Son altitude moyenne varie entre 1200 et 1500 m, culminant à 1843 m à Djebel Tenouchfi.
 - **Les plaines et plateaux intérieurs :** elles se situent au centre du bassin versant de la Tafna entre les zones montagneuses. On distingue :
 - La plaine d'Hennaya, limitée au sud par les piémonts nord des monts de Tlemcen et au nord par le plateau de Zenata.
 - Le plateau de Zenata – Ouled Riah, situé au nord-ouest de la plaine d'Hennaya.
 - Le plateau Sidi Abdelli - Ain Nehala, situé sur la rive droite de l'oued Isser au Nord d'Ouled Mimoun.
 - La plaine de Maghnia : elle est limitée au nord par les piémonts sud des Traras, au sud par les piémonts nord des monts de Tlemcen et à l'ouest par la plaine Angad (Maroc).
 - Le grand Tlemcen : Il regroupe les communes de Tlemcen, Mansourah et Chetouane.

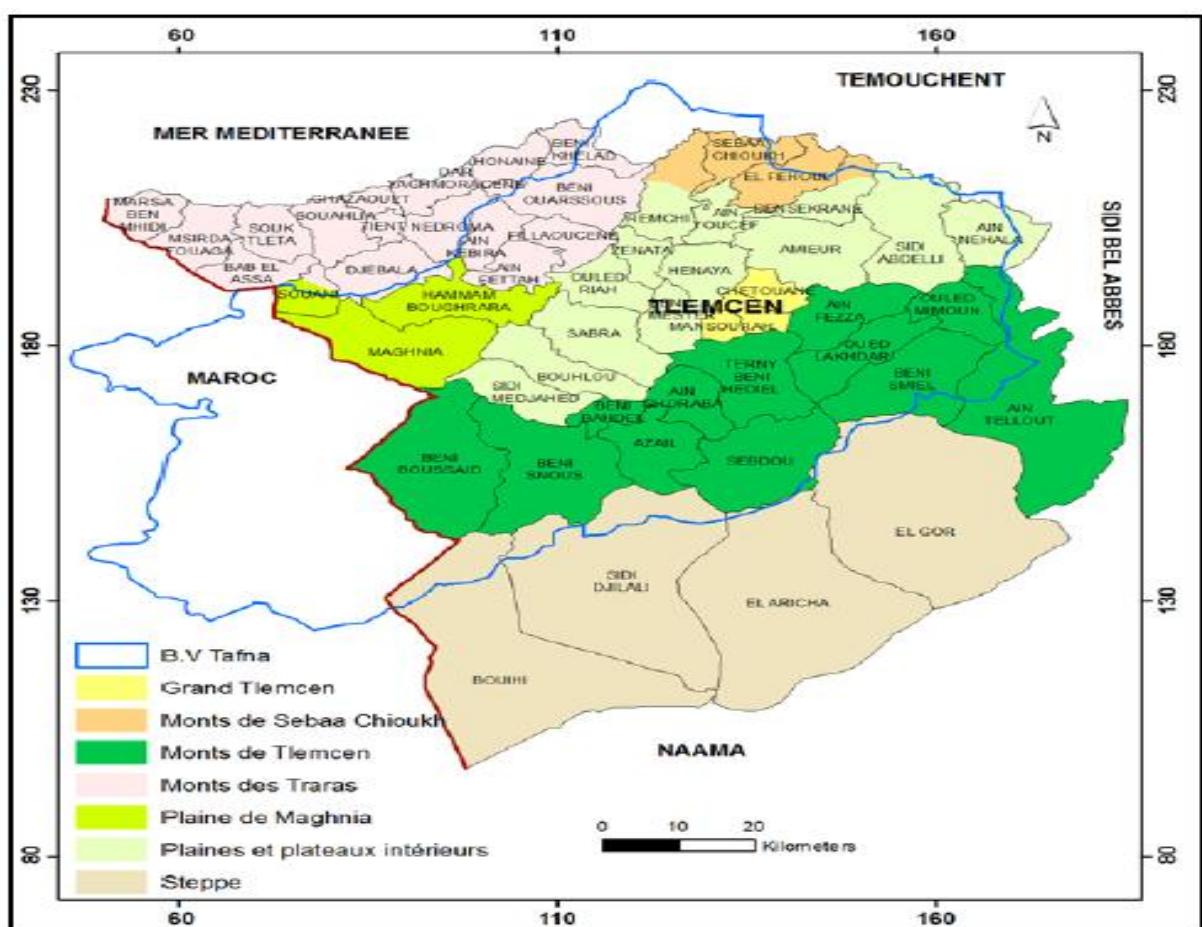


Fig. 5 : Cadre géographique du bassin de la Tafna. (BEMMOUSSAT, 2012).

Cadre géologique, morphologique et structural de la plaine de Maghnia :

Les grands traits structuraux de la région sont hérités de l'orogenèse Hercynienne (**Guardia, 1975**). Le secteur est considéré comme un graben à remplissage de sédiments récents, limité au Nord par les Monts des Traras qui se prolongent au Maroc par les Monts de Béni Snassen et au Sud par le

Horst de Rhar Rouban. Entre ces deux chaînes, s'installe le bombement des Béni-Ouassine qui recoupe la plaine de Maghnia voir la carte structurale (Fig 06). L'ensemble du substratum jurassique s'abaisse progressivement d'Ouest en Est. Le style tectonique général est de type cassant.

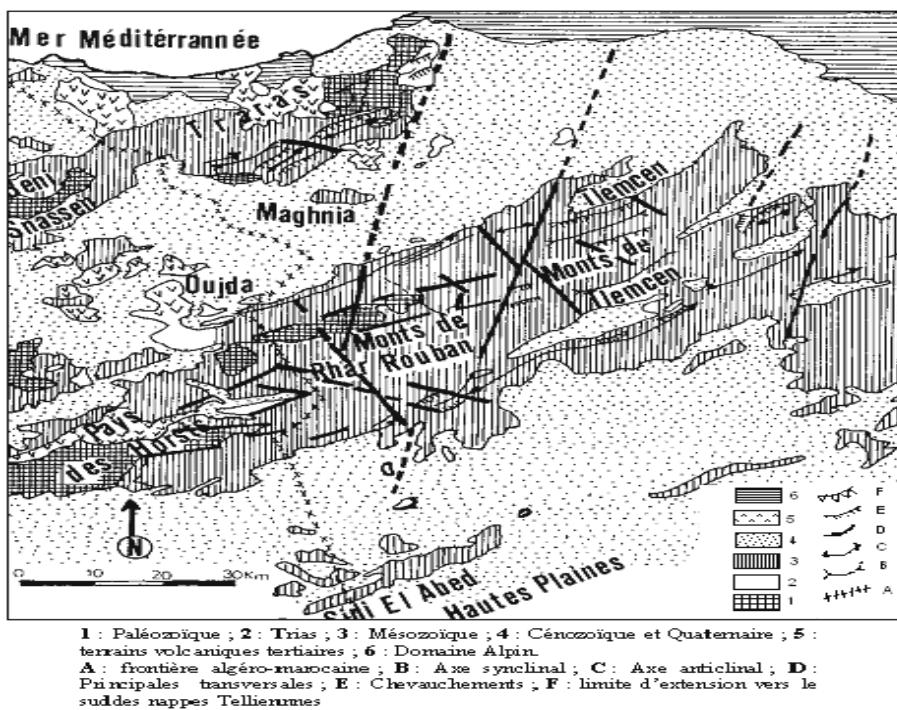


Fig. 6 : Carte structurale de la plaine de Maghnia (Guardia, 1975).

1- Principales phases tectoniques

Depuis l'Eocrétacé, on distingue cinq phases principales, (**M. Benest, 1982**) :

- **Phase éocrétacé:** la subsidence durant le Jurassique supérieur, est contrôlée par le jeu et/ou le rejet des accidents SW-NE, SE-NW et sub-méridiens. Au NW, dans les Monts des Traras, **Guardia, (1975)** a signalé des mouvements syn-sédimentaires rapportés à une tectogénèse pré-atlasique.

- **Phase atlascique :** elle correspond aux mouvements qui se sont produits à partir du Cénomanien et qui se terminent avant la mise en place des nappes telliennes (**Guardia, 1975**). Elle permet de définir deux types de mouvements successifs : compressif puis distensif.

* **phase de compression N-S à NW-SE** avec un paroxysme Miocène probable : par comparaison avec la région des Traras, cette phase anté-méssinienne est à l'origine des structures coulissantes et chevauchantes (**Benest, 1974**).

***Phase dominante distensive** : Elle a contribué à la surrection des reliefs actuels et a entraîné la régression Pliocène, ainsi que le rejet des failles préexistantes.

- Phase récente : Elle est d'âge Plio-quaternaire.

2- Les unités structurales

La zone se compose de plusieurs unités structurales. **Lucas, (1942)**, distingue du sud vers le nord, quatre zones :

- une zone synclinale à Ras-Asfour ;
- une zone anticlinale au Nord de Rhar-Roubane et au Nord de Béni-Bahdel ;

- une zone synclinale dans les monts de Kef ;
- une zone anticlinale du Djebel Hamra ;
- Une zone abaissée de la plaine de Maghnia.

3- Les principaux types d'accidents :

On distingue quatre (04) types d'accidents :

- a- Accidents WSW - ENE (N 70°E) : cette direction correspond à des zones hautes ou effondrées. Ils déterminent des mouvements verticaux de grande amplitude (au moins 200 m) avec un rejet total supérieur à 1000 m pour l'ensemble des failles.
- b- Accidents SSW-NNE (N 20°E) : D'après **Elmi (1970)**, la plupart a fonctionné en décrochements sénestres.
- c- Accidents SSE-NNW (N 140°E) : ce sont des failles qui ont joué en décrochements dextres.
- d- Accidents E-W (N 90°E) : ces failles ont aussi joué en décrochements dextres.

Cadre lithostratigraphique:

La plaine de Maghnia est une cuvette allongée selon une direction ENE-WSW, comblée par des dépôts provenant suite à l'érosion des montagnes bordières (Rhar-Roubane et Djebel Fillaoucène). Les massifs de bordure sont géologiquement très diversifiés.

1-Paléozoïque :

Ce dernier forme l'ossature de la région et correspond à une bande orientée SW-NE. Il est formé de roches métamorphiques de types schistes et quartzites. Cette bande est bordée au Nord et au Sud par des formations du Secondaire (voir fig 07).

- a- **Le Silurien** : plissé et métamorphisé, il est essentiellement représenté par des schistes.
- b- **Le Dévonien** : il est formé de schistes et de quartzites, incluant des microbrèches, probablement carbonifère. On note la présence sporadique de granites à tourmaline.
- c- **Le Carbonifère** : il est également représenté par des schistes qui sont rubéfiés.
- d- **Permo-Trias** : ce sont des formations détritiques à galets hétérogènes et hétérométriques cimentés par des argiles rougeâtres.

2- Mésozoïque :

Reposant en discordance et en transgression sur le primaire, il est formé par des carbonates renfermant parfois des éléments détritiques provenant des reliefs primaires préexistants :

- a- **Jurassique** : c'est une série épaisse dont la puissance est supérieure à 1000m, on distingue :

- Jurassique inférieur et moyen :

- Lias inférieur : affleurant dans la zone de Sidi-El-Abed au Sud de Rhar-Roubane (**G. Lucas, 1942**), il est représenté par des calcaires bleuâtres avec quelques passées dolomitiques.
- Lias moyen : il correspond à des calcaires homogènes charmouthiens (**G. Lucas, 1942**) et affleurent au Djebel Zeraïg et dans les Béni-Snassen. Ces calcaires présentent des indices d'émergence et

comportent des stylolithes dures, dues, aux phénomènes de compaction : Ce faciès passe à des calcaires spathiques à brachiopodes rapportés au Domérien avec des éléments de bioturbation.

- Lias supérieur : il est bien représenté dans le horst de Rhar- Roubane à Djebel Belaïch d'où le nom de calcaires à encolithes de Belaïch (**Elmi, 1972**).

- Aaleno-Bajocien: il est représenté par des calcaires à oolites ferrugineuses.

- Bathonien inférieur et moyen : il est représenté par des oolites ferrugineuses de Deglen. Il est aussi représenté par des calcaires gris qui passent aux calcaires micro-gréseux, affleurant également au niveau du Djebel Tazmouret.

- Jurassique supérieur :

- Callovo-Oxfordien (Argiles de Saïda): c'est un ensemble gréso-pélitique avec des alternances de marnes et de bancs épais de grés très riches en ammonites de grande taille (macrocéphalites) et des figures sédimentaires. Cet ensemble affleure aux Djebel Tizimbine et Djebel Boukhellal.

- Oxfordien supérieur-Kimméridgien supérieur :

* Grés de Boumediene : il est représenté par des sédiments terrigènes présentant un caractère molassique avec des bioturbations qui affectent souvent les faciès supérieurs des bancs gréseux. Il s'agit d'un ensemble monotone, massif avec des figures sédimentaires (stratifications obliques). Ces grés sont de couleur jaune à brun ferrugineux, à éléments fins à moyens à ciment calcaire.

* Calcaire de Zarifet: ce sont des calcaires à laminites stromatolitiques qui peuvent atteindre une épaisseur de 25m au col de Zarifet (région de Tlemcen).

* Dolomies de Tlemcen : elles comprennent à la base des passées calcaires (calcaires bleus à géodes), puis au-dessus, un ensemble de dolomies grises macro cristallines, gréseuses, noirâtres à veinules de calcite. Leur épaisseur varie entre 150 et 200m et elles affleurent en bancs massifs au Djebel Tazmouret et au Djorf Deglen. **Mekahli, (1988)**, attribue les dolomies de Tlemcen au Kimmérijien inférieur ; **Benest, (1982)**, donne à l'ensemble des calcaires de Zarifet et des dolomies de Tlemcen, un âge Kimméridgien supérieur.

* Marno-calcaires de Rarouraï : ce sont des marnes grises blanchâtres, à intercalations de calcaires en bancs épais alternés par des bancs de calcaires riches en huîtres ; elles ont une épaisseur d'environ 400m. Cette formation, attribuée au Kimméridgien moyen par **Auclair et Biehler, (1967)** correspond aux marno-calcaires intermédiaires. **Benest, (1982)** lui donne un âge Tithonique inférieur.

* Calcaires de Lato : ce sont des calcaires massifs passant vers le haut à des calcaires argileux.

* Dolomies de Terni : Ce sont des dolomies parfois vacuolaires avec de nombreuses stratifications obliques et entrecroisées. elles ont un aspect massif, cristallin à cryptocristallin. Affleurant dans le Djorf Deglen, **Doumergue, (1910)** les a datés du Kimméridgien supérieur, alors que **Benest, (1982)**, leur donne un âge Tithonique inférieur.

* Marno-calcaires de Hariga: il s'agit d'une alternance de marnes, de micrites bioturbées et de laminites.

* Marno-calcaires d'Ouled Mimoun : Elles sont représentées par une alternance de marnes et de calcaires.

3- Cénozoïque :

Représenté par le Miocène transgressif, il est formé par une bande plus ou moins large de grés d'âge Tortonien qui repose sur le Jurassique au Nord et au Sud de la plaine de Maghnia.

4-Plio-Quaternaire :

Il s'agit d'une série complexe de dépôts discontinus formés d'éléments hétérogènes. Selon la lithologie stratigraphique des différents puits et forages on y rencontre les faciès suivants :

- des marnes rouges avec peu ou pas de galets, parfois très épaisses au niveau du sous bassin de l'Oued Abbès.
- des alluvions allant des marnes alluvionnaires verdâtres aux galets en passant par les limons et les graviers.
- les limons, sables et graviers récents qui s'étendent entre Oued Mehaguène et Chabet El Arneb au NE de la frontière Algéro-Marocaine. Les limons sont jaunes en général avec des couches rougeâtres, les galets se trouvent surtout en lits à la base des limons.
- quelques lambeaux de basaltes, témoins d'une activité volcanique, sont situés au NW de la plaine.

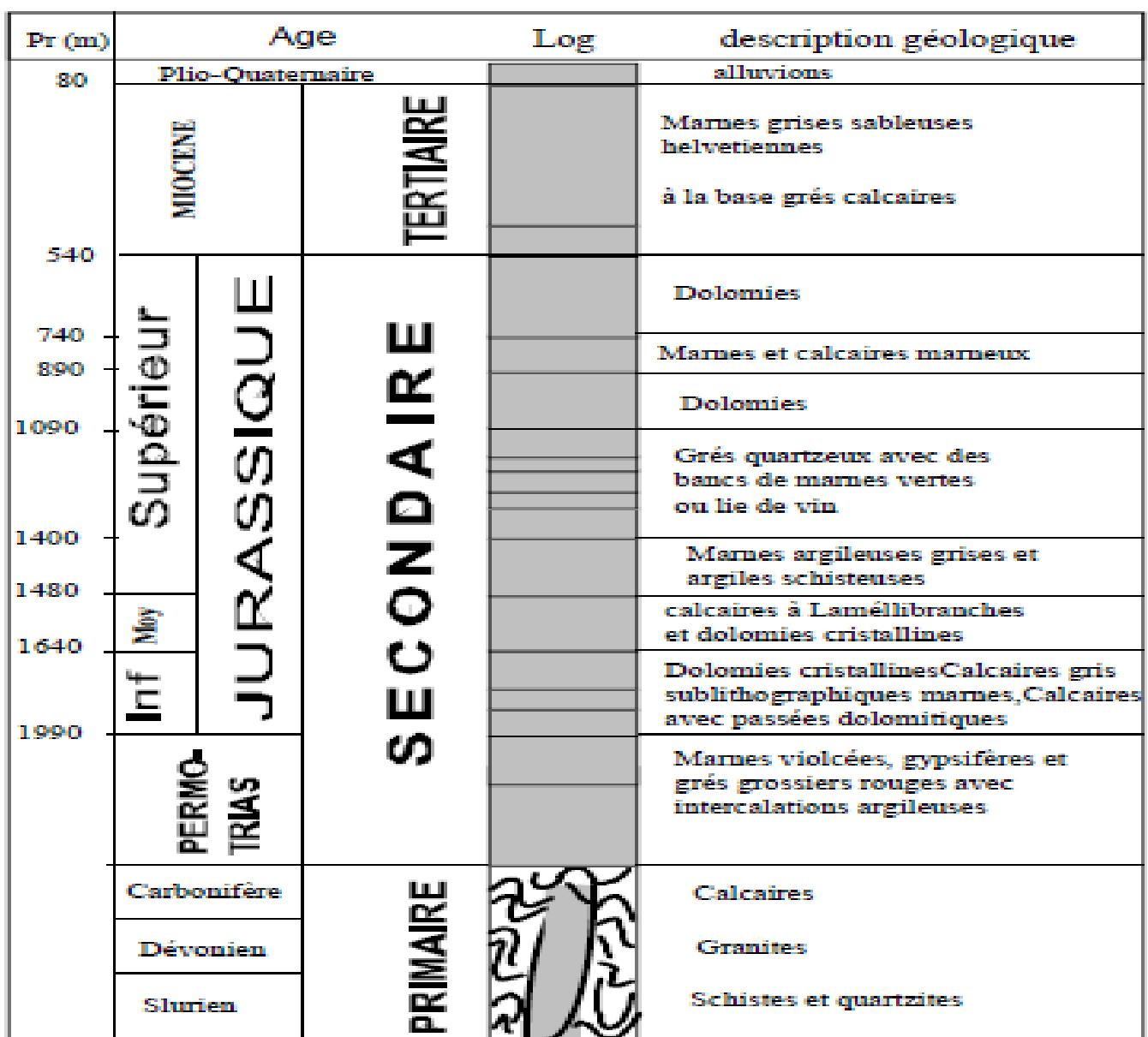


Fig. 7: Série stratigraphique synthétique de la plaine de Maghnia (**BABA HAMED, K. 2007**)

Relation entre le volcanisme et la tectonique :

Dans l'Oranie nord-occidentale, l'emplacement des appareils volcaniques suivent les principaux accidents qui affectent cette région (**Guardia, 1975; Thomas, 1976 et 1985, Sadran, 1958; Louni - Hacini, 2002**).

Les roches volcaniques du Mio-plio-quaternaire du bassin de la Tafna affleurent dans les secteurs suivants (fig. 8) :

- La région d'Ain Temouchent
- La région des Souhalia
- La région de la basse Tafna
- La région du M'Sirda

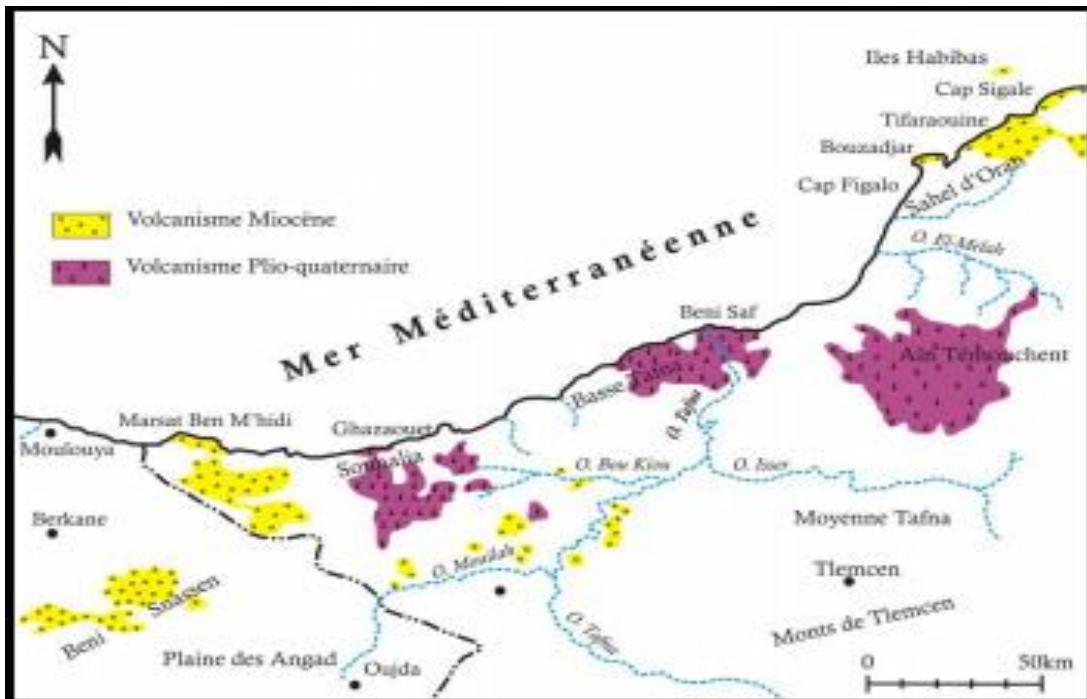


Fig. 08 : Position et âge du volcanisme en Oranie nord- occidentale (d'après Mégartsi, 1985)

Dans la région de la basse Tafna, les affleurements prennent une direction N20°, en concordance avec la direction de la faille transversale Tafna-Magoura (**Megartsi, 1985**). Les centres volcaniques qui se situent à la limite occidentale du bassin de la Tafna s’alignent conformément avec la faille bordière des Traras (**Sadran, 1958**).

Dans les secteurs de M’Sirda et du Sahel d’Oran, l’activité volcanique est d’âge Miocène et l’ensemble des formations volcaniques sont de type calco-alcalin (fig 09).

A partir de ces résultats nous pouvons déduire que le bassin de la Tafna a connu une activité volcanique et tectonique très intense au cours du Néogène. Ce dynamisme prouve que la région était sans aucun doute active et qui témoigne de l’existence d’une relation étroite entre les émissions volcaniques et les accidents tectoniques.

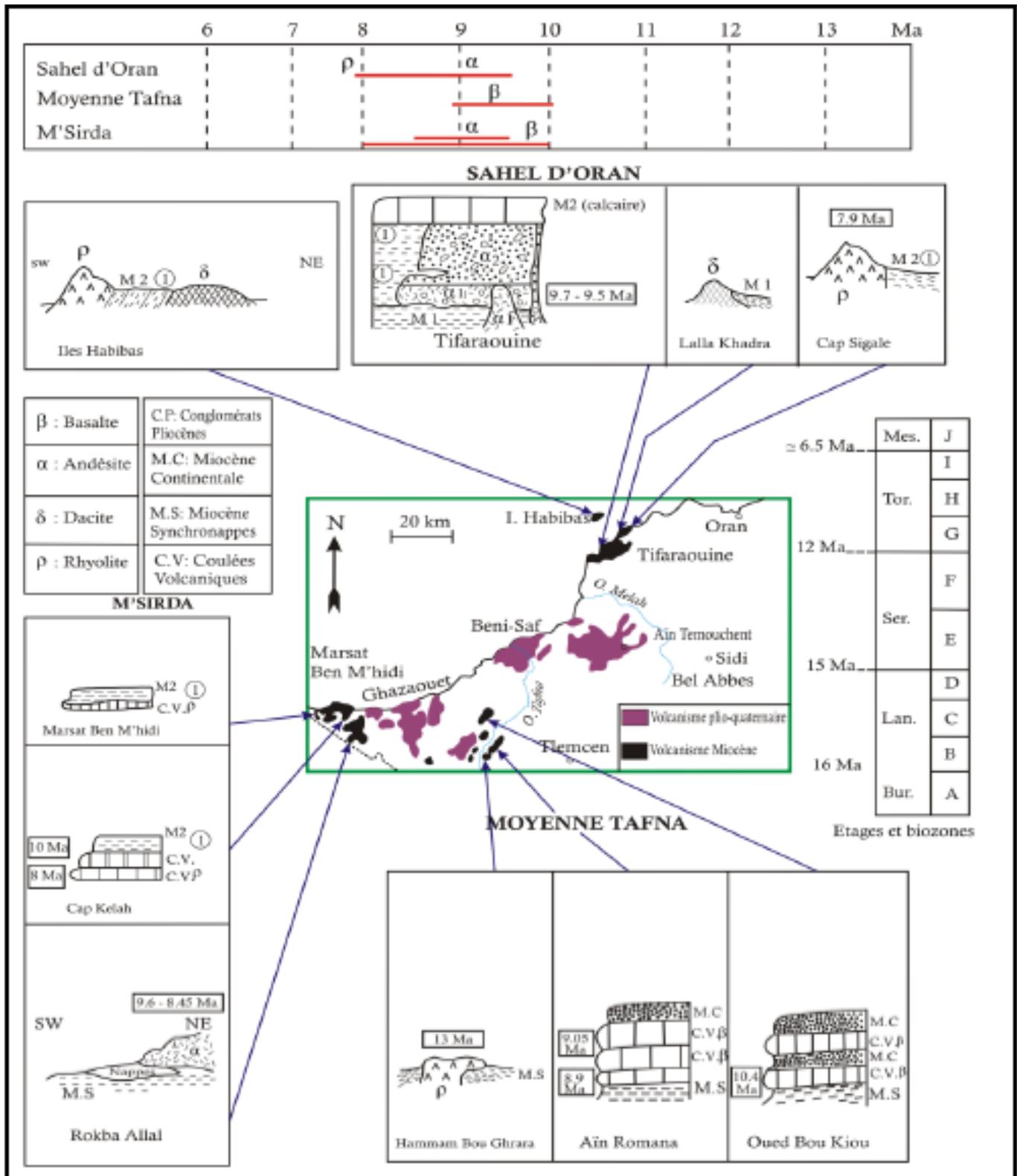


Fig. 09 : Position et âges des laves volcaniques en Oranie nord-occidentale (Mégartsi, 1985).

Chronologie des fractures :

L'analyse structurale a permis de reconnaître plusieurs familles de fractures qui ont une importance régionale. Les directions moyennes des failles ont contribué à la structuration du domaine tlemcenien. A partir des différentes relations existantes entre ces familles de failles, une reconstitution de leur chronologie a été établie :

Les réseaux les plus anciens sont ceux orientés à N20 et N50. Ceux -ci affectent essentiellement le socle et se retrouvent aussi dans la couverture. Ils sont donc hérités de l'orogenèse hercynienne et ont été, par la suite, repris par les phases alpines. Le réseau N10 est hérité d'une phase orogénique hercynienne et repris par l'orogenèse atlasique. (**GUARDIA, 1975**).

Au niveau de la couverture, les fractures de direction (N-S) et N120 se surimposent aux deux premières et sont donc plus récentes. Elles sont liées aux phases atlasiques au cours desquelles les failles de direction N50 et N20 ont rejoué en accidents subverticaux et en failles-plis.

La tectonique plicative a pris une direction perpendiculaire à celle du raccourcissement entre les deux plaques Afrique et Europe.

Conclusion

L'évolution paléogéographique du bassin de Tafna dépend de deux facteurs essentiels : l'eustatisme (variation relative du niveau marin) et la géodynamique. La région a connu un envahissement de la mer au miocène inférieur, lieu de l'individualisation du bassin de la Tafna. Au cours du Miocène moyen, la tendance transgressive est matérialisée par une sédimentation à caractère marin. Il s'agit de dépôts de marnes sableuses et de grès parfois conglomératiques (**GUARDIA, 1975**). Cette phase correspond à la phase distensive qui a permis l'individualisation des horsts et des grabens grâce au rejet vertical des accidents. Pendant le Serravallien supérieur, une régression est enregistrée dans tout le bassin (**BELKEBIR et al., 1991**) laissant place à une sédimentation continentale marquée par une épaisse formation conglomératique de teinte rougeâtre.

La formation de couleur rouge qui affleure entre les Monts de Sabaa Chioukh et les Monts de Traras représente une sédimentation de type continentale et témoigne ainsi d'une régression au cours du Miocène supérieur (**PERRODON, 1957**).

La formation des marnes sableuse d'âge miocène supérieur (Tortono-Messinien) qui se localise sur les flancs nord du Monts de Sabaa Chioukh indique un nouvel envahissement de la mer. Ce dépôt à caractère marin, est représenté par des marnes sableuses et des calcaires coquilliers blancs à algues et polypiers (**PERRODON, 1957**).

Au Pliocène, la mer s'est retirée définitivement du bassin de la Tafna alors qu'elle est encore présente au niveau du bassin du Bas Chélif et de la Mitidja. Pendant cette régression, les bassins néogènes sont soumis à une intense phase de plissements et de démantèlement. Cette érosion a permis à la mer calabrienne de transgresser avant de reprendre son retrait généralisé.

Géologie locale :

Historique:

Les premiers renseignements sur les bentonites de Hammam Boughrara ont été communiqués par **L. Gentil (1903)**, L'exploitation de ce gisement a commencé au début des années 30 et menée par carrières jusqu'à la révolution algérienne. Plus tard, dès 1963, certaines carrières (Roussel et Dar-Embark) ont repris leur activité et actuellement elles fournissent leur matière pour alimenter l'usine de Maghnia en bentonite, dont la production annuelle est de 2000 000 t de poudre bentonitique par an. En 1978, la SONAREM a effectué une estimation économique des formations bentonitiques de la région ; les travaux réalisés dans le cadre de cette opération ont permis d'étudier les deux sites « Roussel et Dar-Embark » où la bentonite est destinée pour être utilisé comme boue de forage, ainsi que matière première pour le raffinage des huiles végétales et minérales. En 1990, l'ENOF a signé un contrat de livraison de 40 000 t de poudre bentonitique pour l'Espagne afin de l'utiliser comme liant dans le sable de fonderie. En décembre 1991, des travaux topographiques et de calcul des réserves de la part de L'ENOF ont été entrepris. En 1993, l'unité de BENTAL à Maghnia a estimé les réserves de la carrière de Roussel à 1233400 tonnes.

Situation géographique du gisement :

La zone d'étude est située dans la plaine de Maghnia, partie intégrante du bassin de la moyenne Tafna qui à son tour fait partie de l'Oranie (**Dakiche 2005, Yebdri et al., 2005**). Ce secteur est situé à proximité du village de Hammam Boughrara, distant de 30 km à l'ouest de la ville de Tlemcen et à 14 km de la frontière Algéro-Marocaine. Cette région est limitée au Nord et à l'Ouest par la chaîne de Fillaoussène, et au Sud par la plaine de Maghnia et les monts de Tlemcen (voir fig 10).

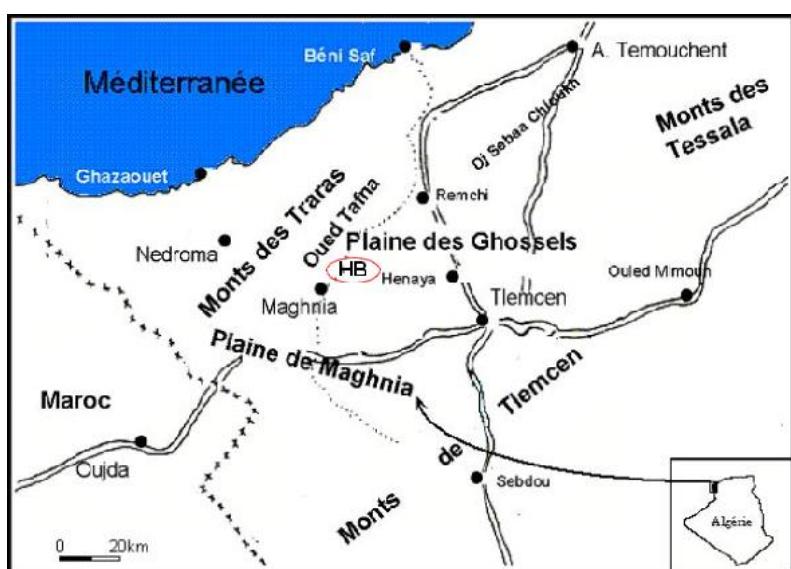


Fig.10 : Situation géographique de la zone d'étude

HB : site de Hammam Boughrara

Climat de la zone d'étude :

La région d'étude est caractérisée par un climat méditerranéen, avec des étés chauds et secs (40 à 45°C) et des hivers doux et pluvieux (8 à 10°C). Il s'agit d'une des zones les plus humides d'Algérie, avec des précipitations annuelles variant entre 400 et 1 000 mm d'eau. Les températures moyennes estivales et hivernales sont respectivement de 25 °C et de 11 °C.

Topographie de la zone d'étude :

Les grands traits orographiques de cette partie de l'Oranie sont marqués par les alignements atlasques SW-NE des reliefs, qui sont séparés par des dépressions qui ont la même orientation. La plaine de Maghnia se situe entre deux massifs atlasques ; le massif hercynien des Traras avec son plongement méridional, la chaîne Fillaoussène au nord et les monts de Tlemcen au Sud (l'altitude de ces massifs montagneux dépasse souvent 1000m). Elle s'allonge sur la bordure Nord du domaine des hauts plateaux avec une altitude qui n'excède pas les 500 m.

Hydrographie :

Le réseau hydrographique est très développé et suit le découpage tectono-structural de la région. Il est dense et profond avec des vallées souvent courtes et étroites. Les nombreux oueds qui sillonnent la vallée sont alimentés quelques jours par an, par les eaux de ruissellement superficiel. Ils rejoignent l'Oued Tafna qui est presque permanent, de 177km de long et qui prend sa source dans les monts de Tlemcen. On note également la présence de plusieurs sources thermales dont la célèbre source de Hammam Bougrara.

Contexte géologique du gisement :

La région est essentiellement constituée par des formations du miocène et du pliocène qui composent un pli synclinal aux flancs duquel affleurent les grès du jurassique supérieur (fig 11).

Les formations du miocène affleurent dans la vallée d'oued Tafna et forment une bande large de dix (10km) ; ils reposent en discordance sur les dépôts du jurassique supérieur. La base est représentée par des calcaires massifs et des marnes finement litées de teintes grises avec des lentilles de tufs basaltiques et de basalte, plus haut, se trouvent des calcaires et des filons carbonatés de couleur grise avec des lits de grès bruns, surmontés par des marnes grises qui renferment des couches minces gréseuses. Ce niveau comprend un banc puissant d'argiles carbonatées qui sont largement répandues dans la vallée de l'oued Tafna. L'angle de pendage de ces dépôts est de 5° rarement 10°, la direction du pendage est de 200° N.

Le miocène se termine par une assise volcano-sédimentaire constituée par des rhyolites, des perlites et obsidiennes, des tufs et des tufs congolératiques. Par endroits, ces roches sont transformées en argiles bentonitiques. Elles reposent en discordance sur l'assise sédimentaire du miocène, l'angle de pendage varie entre 5, 18 et 20° avec une direction de pendage comprise entre 290° et 300°N.

Les formations volcano-sédimentaires sont fréquentes aux environs de Hammam Boughrara et le long d'oued Tafna sur 10 à 12 km pour une largeur de 3 à 4 km. Le centre d'effusion des roches volcaniques se trouve probablement à 4 - 4.5 km à l'ouest du village de Hammam Boughrara. L'épaisseur totale des dépôts miocène peut atteindre 250 m.

Les terrains du pliocène : d'une extension assez large, ils sont représentés par des formations continentales, qui sont constituées par des limons, sablons, sables meubles, silstones, grés et argiles sableuses avec des lentilles de calcaires. Les formations continentales recouvrent en discordance les terrains volcano-sédimentaires du miocène supérieur. La direction de leur pendage est de 16° à 18° et leur puissance varie depuis plusieurs mètres jusqu'à 60 m et atteint parfois 80 – 100 m.

Les dépôts quaternaires : Ils se présentent en petites nappes de basaltes qui sont développés au nord et au nord-ouest du gisement de Hammam Boughrara. L'épaisseur des basaltes varie de 5 à 15 m. A proximité du gisement, on note deux petites cheminées d'effusion de laves basaltiques, ainsi qu'un petit pointement sous forme d'une nappe épaisse de 5 à 10 m.

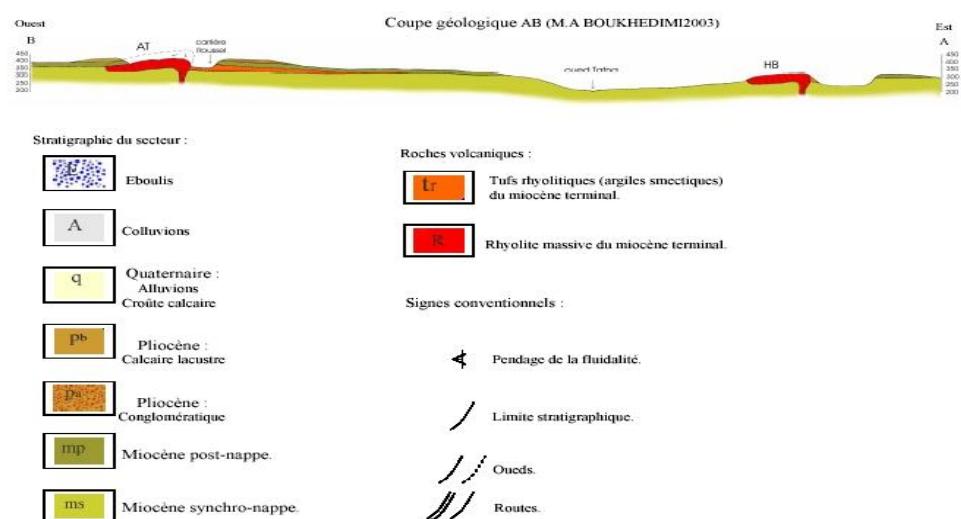
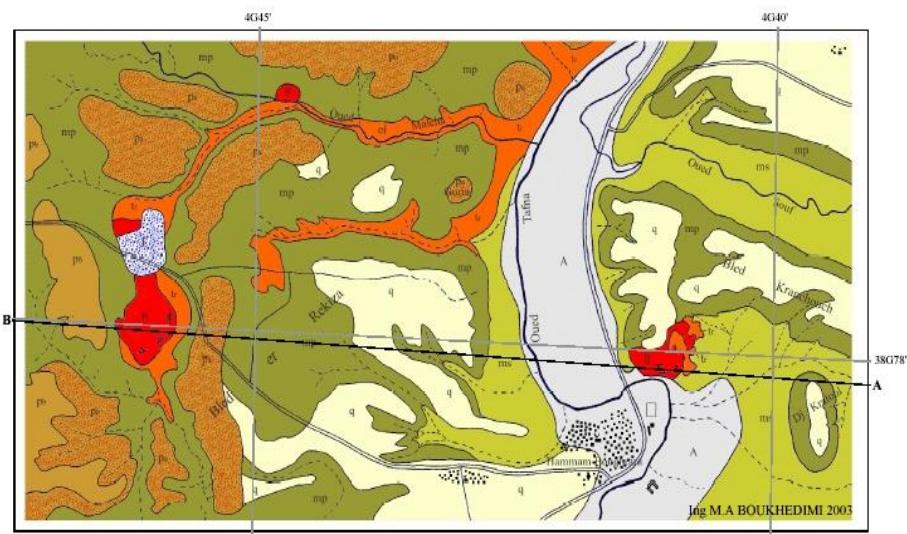


Fig.11 : Carte et coupe géologique de la région de Hammam Boughrara. (**Boukhdimi, M.A. 2009**)

Distribution des carrières au niveau du gisement :

Les carrières d'argile bentonitiques de Hammam Boughrara sont comprises dans l'assise volcano-sédimentaire de la phase terminale du miocène. On note que la majorité des formations lithologique sont représentées par les bentonites, les rhyolites, les perlites et les cinérites avec parfois les basaltes.

Le gisement bentonitique de Ain Torba est exploité au moyen de plusieurs carrières (voir fig 12) dont les plus importantes sont : Roussel, RM, Bab, et Dar Mbarek. (**SIDAM, 1994**).

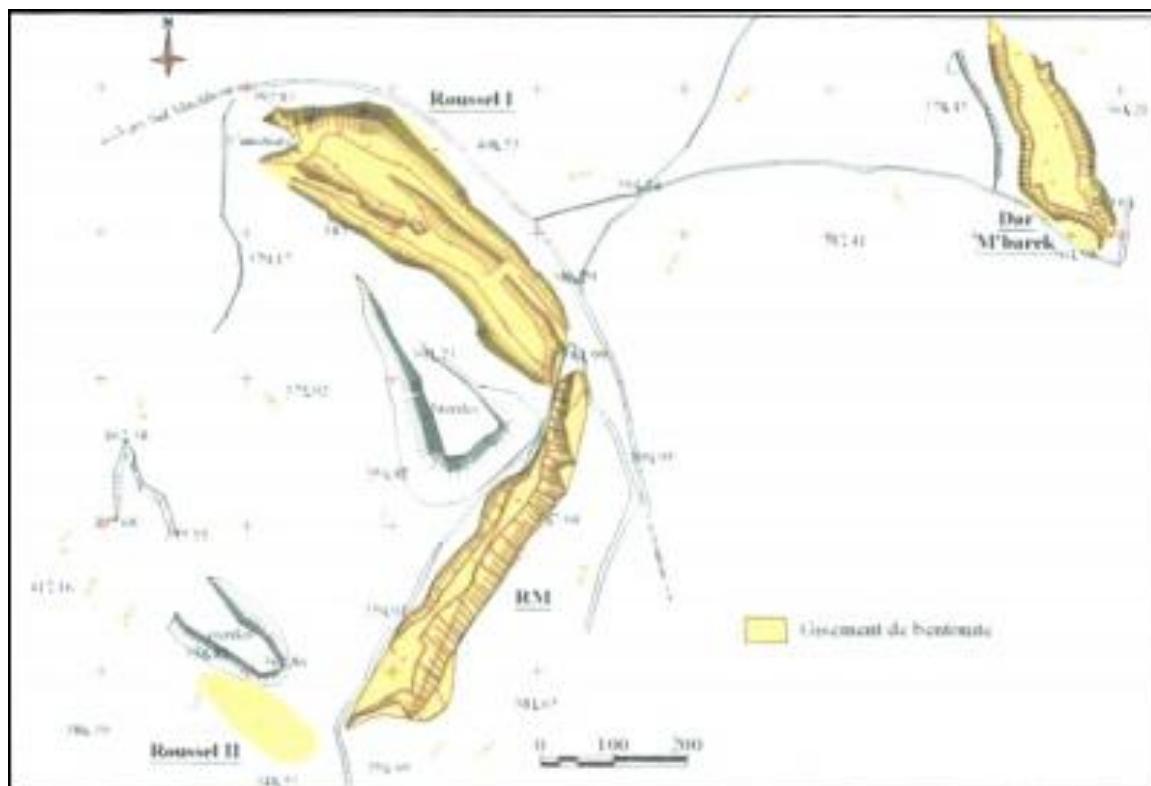


Fig.12 : Répartition des carrières au niveau du gisement de bentonite de Hammam Boughrara (Bental, 2009)

Le site de Roussel :

Les roches sédimentaires du pliocène supérieur et inférieur, les formations volcaniques du miocène inférieur et les formations quaternaires prennent part dans la structure géologique du site.

Les formations du miocène inférieur sont représentées par des argiles carbonatées de couleur grise à teinte verdâtre ; ils se développent largement dans la partie Sud-Ouest du gisement.

L'assise sédimentaire du miocène développée dans les limites du site est représentée par des grés, des brèches et des argiles bentonitiques.

Les formations volcaniques sont composées de différentes roches : rhyolites, liparites, perlites, obsidienne, pyroclastites et tufs pyroclastiques. Dans la partie centrale du site, se trouvent deux dykes basaltiques de 10 à 20 m d'extension et qui sont fortement altérés et fissurés.



Fig.13 : Affleurement des formations magmatiques et bentonitiques du site de Roussel

Plan d'échantillonnage :

Les photos suivantes montrent le plan d'échantillonnage qui a été adopté au niveau de la carrière du site de Roussel.



Fig.14-a- : Plan d'échantillonnage du site de Roussel

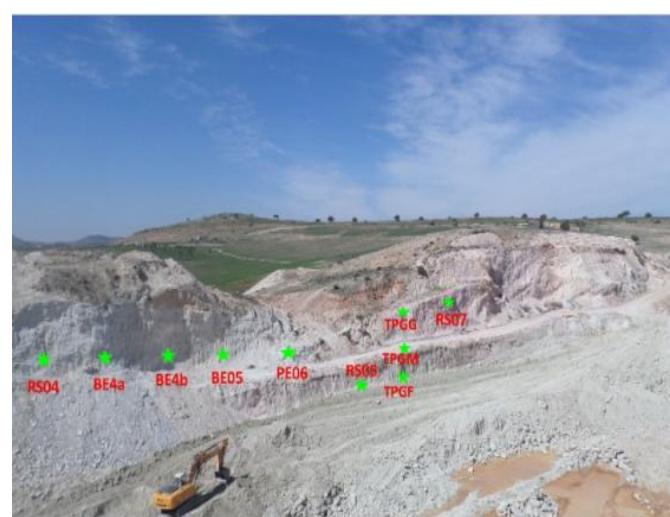


Fig.14-b- : Plan d'échantillonnage du site de Roussel

On note qu'il existe un contact franc et très clair entre la formation bentonitique RS05 de couleur rose foncée intercalée avec le blanc et dont la couleur rose peut être due à la présence des minéraux ferreux, et les tufs pyroclastiques de couleur vert vif comme montré sur la photo suivante. Ce contact "anormal" donne une idée sur la bentonitisation et sa relation avec les cinérites (tufs pyroclastiques).



Fig.15 : Photo montrant la zone de contact entre argile bentonitique RS05 et la cinérite



Fig.16 : Photo montrant les bentonites roses RS07

Les abréviations :

RH : rhyolite ; BE: bentonite ; PE: perlite ; TP : tufs pyroclastiques ; RS04: perlite ; BS: basalte ; RS07 : bentonite ; GG : grains grossiers ; GM : grains moyens ; GF : grains fins.

Le site de RM:

Il est situé à 200 m à l'Est du site de Roussel. Ce dernier recèle une bentonite de meilleure qualité pour servir comme terres décolorantes, mais il n'est pas en exploitation à cause du taux du volume de stérile qui est trop élevé. Ce site est constitué essentiellement de trois formations qui sont les rhyolites, les argiles bentonitiques et les perlites. Les réserves de cette carrière sont estimées à 1.86M Tm.



RH11 : rhyolite BE12 : bentonite

Fig.17 : Affleurement du site de RM avec la position des échantillons.

Le site de Dar-Embarek :

Les roches du miocène supérieur sont représentées principalement par les formations argileuses de type bentonite, et partiellement par les pyroclastites grises à marron foncé et peu friable.

Les formations du pliocène qui sont situées dans la partie Est et Ouest du site, sont représentées par les argiles et les limons.

Les formations quaternaires sont représentées par des limons sableux, des limons avec des débris de pierres. Ces dernières recouvrent presque toute la superficie du site.

On note aussi la présence d'une nappe basaltique de faible puissance fortement fissuré et altéré.



Fig.18 : Affleurement du site de Dar Embarek

Les argiles bentonitiques de ce site se caractérisent par une couleur beige foncé et sont très malléables.

(Voir Fig.19).



Fig.19 : Aspect à l'affleurement de la bentonite de Dar Embarek

Le plan d'échantillonnage



Fig.20 : Plan d'échantillonnage du site de Dar Embarek

DM01 : bentonite DM02: basalte DM03: bentonite DM04: brêches DM05: argiles versicolore

Dans ce gîte, on constate que la partie Est est totalement cachée par une épaisse assise terrigène de type gréseux-argileuse.



Fig.21 : partie Est du site de Dar-Embarek entièrement recouverte par des argiles gréseuses

En 1981, SIDAM à fait une étude sur les bentonites de Maghnia dont les conclusions sont les suivantes :

- La bentonite de Roussel est de bonne qualité pour le bouletage de minerai de fer, les moules de fonderies et la décoloration des huiles.
- La bentonite de RM est de bonne qualité pour les terres décolorantes.
- La bentonite de Dar-Embarek est de qualité médiocre et son exploitation n'est pas recommandée.

Il faut signaler qu'au moment de la réalisation de cette étude, les trois carrières : Roussel – RM et Dar Embarek étaient en production alors que l'exploitation de la carrière de Dar Embarek est à l'arrêt à cause d'une qualité insuffisante, de même que celle de la carrière RM, à cause d'un taux de découverte trop élevé. A l'heure actuelle, seule la carrière de Roussel est encore en exploitation.

Conclusion

Les gisements bentonitiques de Hammam Bougrara sont très complexes et montrent une hétérogénéité verticale et latérale. Ils se situent à l'intérieur d'un empilement de roches volcano-sédimentaires sur le flanc Est d'un culot des roches effusives.

Les formations bentonitiques se distribuent d'une façon peu irrégulière et selon une intensité variable le long et à travers les autres faciès ; ce qui complique d'avantage la délimitation des couches de même qualité.

Les formations magmatiques de Hammam Bougrara sont essentiellement représentées par les rhyolites, les perlites, les cinérites d'âge miocène et quelques dykes basaltiques d'âge plio-quaternaire. Les argiles bentonitiques ont gardé quelques caractéristiques des faciès avoisinants comme la couleur et l'aspect, ce qui laisse penser que ces bentonites sont formées à partir des formations sous-jacentes : perlite et / ou cinérites sous l'effet des processus d'altération.

Etude pétrographique :

Introduction :

L'analyse pétrographique a été effectuée sur lames minces pour déterminer la composition minéralogique des différents faciès rencontrés dans la zone d'étude, ainsi que les relations texturales et structurales existant entre les éléments minéraux qui les composent.

I- Méthodologie et objectif :

La confection des lames minces a été faite dans l'atelier des lames minces du département de géologie à l'université Badji Mokhtar-Annaba. La description pétrographique a été effectuée sous un microscope polarisant de type LEICA DMLP, installé avec une caméra du même type, au niveau de département de géologie à l'université de Liège (voir fig 23) ; elle a été complétée et finalisée au département de Géologie à l'université Badji Mokhtar-Annaba.

L'objectif de l'étude pétrographique est avant tout d'établir une base d'information sur la variabilité pétrologique observée dans la région ainsi que les altérations associées et la manière dont la bentonitisation se développe.

Malgré que nos faciès sont plus ou moins friables (sauf la rhyolite et le basalte) ce qui rend la confection de ces lames très difficile ; on a réussi quelques lames après une opération d'induration à l'aide de la sonde d'imprégnation et d'enrobage (voir fig 22).



Fig.22 : la sonde d'imprégnation de type BROT utilisée pour l'enrobage

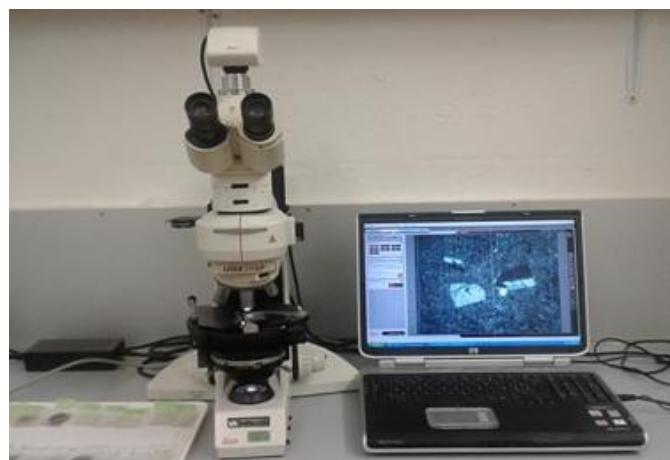


Fig.23 : Microscope polarisant de type DMLP ayant servi pour l'étude pétrographique

22 échantillons ont été prélevés à partir des trois gisements bentonitiques : Roussel, Dar-Embark et RM, selon des profils horizontaux, couvrant tous les différents faciès qui existent dans la carrière (cf plans d'échantillonnage). Les échantillons ont été prélevés à une certaine profondeur de la surface pour minimiser l'effet de l'altération et de la contamination provoquée par le mélange des différents faciès pendant les opérations d'excavation du minerai de bentonite.

II-La réalisation des coupes géologiques :

L'objectif principal de l'établissement des coupes géologiques est la délimitation des gîtes et de leur contact avec les terrains encaissants, l'étude de la structure intérieure, la détermination de l'épaisseur et la puissance des différentes formations qui constituent le gisement ainsi que la description détaillée des variétés des roches rencontrées dans la zone d'étude.

Les affleurements des trois sites : Roussel, DM et RM ont été échantillonnés selon des profils horizontaux.

Coupe géologique dans le site de Roussel :

D'un point de vue morphologique, les différents faciès qui caractérisent le site de Roussel reposent presque horizontalement (voir fig 24).

Les Rhyolites sont représentées par une bande de 60 m ; il s'agit de roche finement cristalline, compacte, de couleur gris clair à brun avec des phénocristaux de quartz et feldspath.

Les basaltes se développent sous forme de petits corps de faible puissance variant de 15 à 20 m et sont fortement fissurés.

Les perlites se trouvent sous forme de couches de 30 m de puissance. Elles sont peu compactes et de couleur beige à gris foncé et sont localement remplacées par les bentonites.

Les tufs pyroclastiques (cinérites) sont représentés en grande partie par des fragments de différentes formes et de différents degrés d'usure. Ils ont une couleur qui varie entre le gris clair à foncé et une largeur de 20 m. Ce matériel pyroclastiques est partiellement bentonitisé.

Les formations bentonitiques se localisent entre les faciès précédents et se présentent sous forme de strates de 80 à 100 m où les limites ne sont pas vraiment nettes.

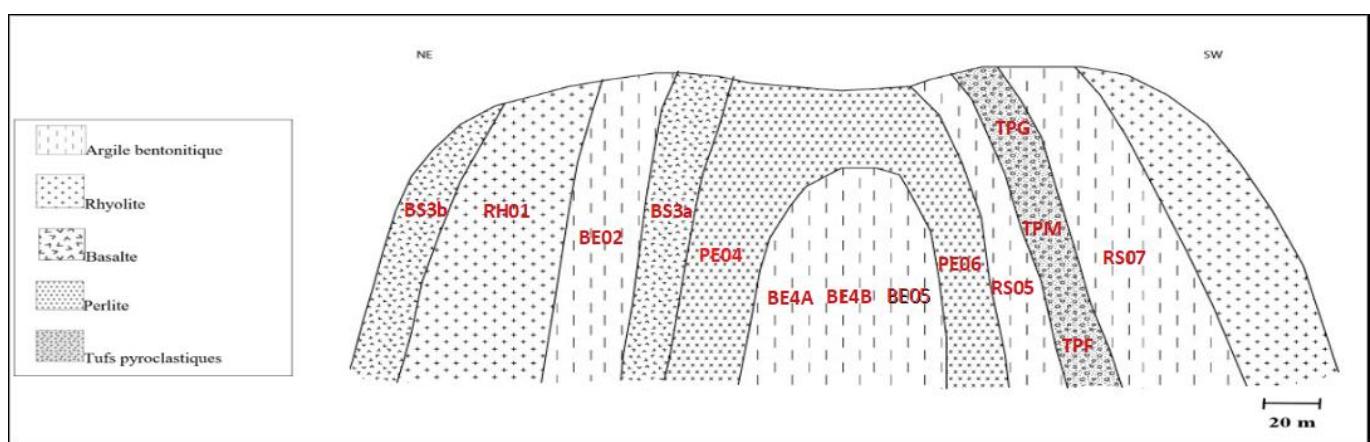


Fig.24 : coupe géologique du site Roussel selon le front de taille de la carrière,
avec position des points de prélèvement des échantillons

Coupe géologique dans le site de Dar Embarek:

La coupe montre une bande de 10 m de bentonite de couleur beige et une autre assez large (80 m) de bentonite de teinte verdâtre. Le basalte s'intercale entre les couches sédimentaires de bentonite formant

une bande de 10 m de large ; il s'agit d'une roche assez dure, noirâtre et légèrement vitreuse.

Les pyroclastites se rencontrent sous forme de matériel détritique mal trié (brèches volcaniques), d'une puissance de 30 m.

La coupe se termine par une couche moyenne de 20 m d'argile versicolore (voir fig 25).

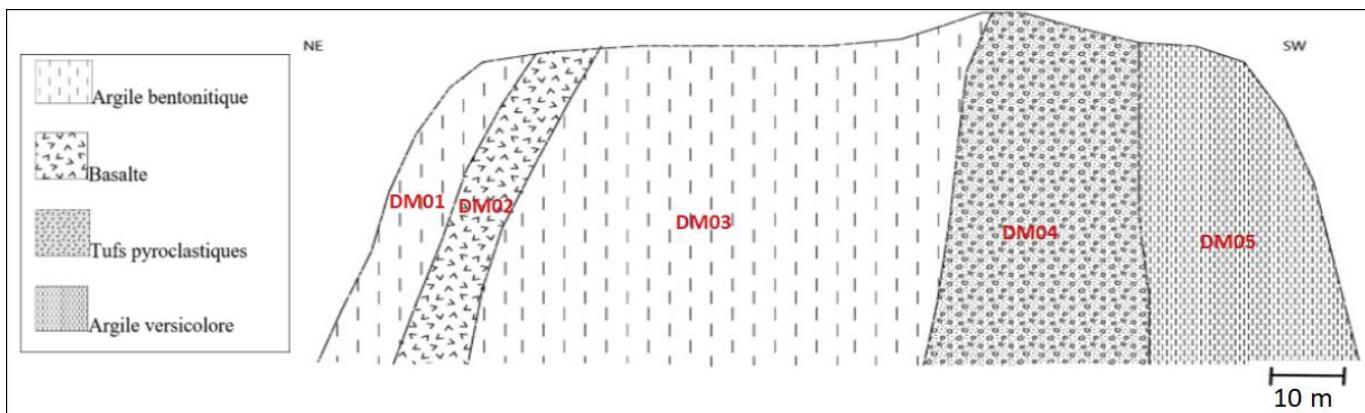


Fig.25 : coupe géologique du site Dar-Embarek (front de carrière) montrant la position des points de prélèvement des échantillons

Coupe géologique dans le site de RM :

Dans cette coupe, on note la présence de trois types de faciès de lithologie distincte :

Les rhyolites qui sont des roches très compactes, de couleur gris clair et d'une largeur de 20 m.

Les bentonites sont des roches assez blanchâtres et se trouvent en intercalation avec les deux autres formations. La bande bentonitique est de 50 m de large (voir fig 26).

La perlite qui est très compacte, de couleur gris foncé a une puissance de 10 m.

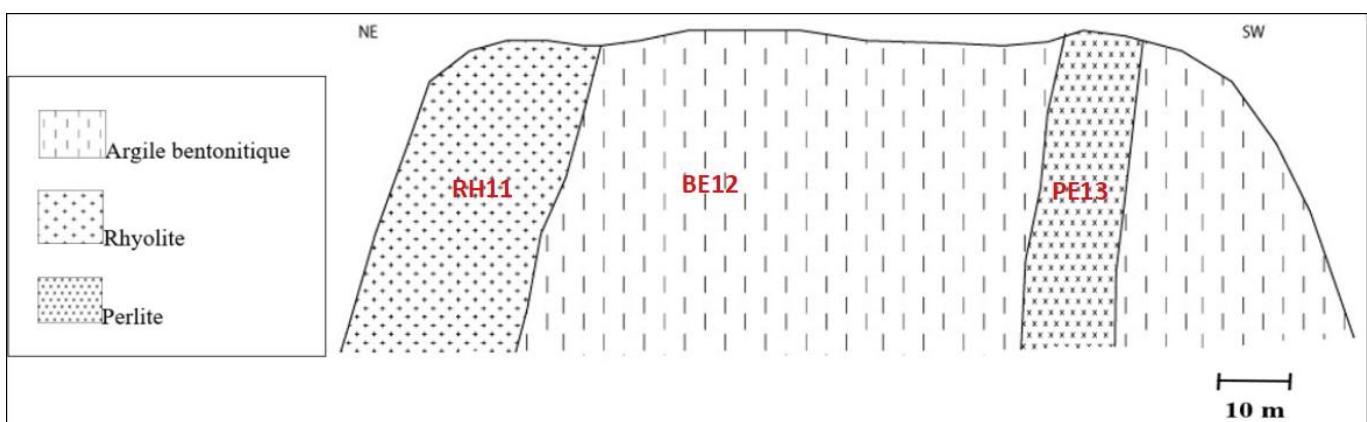


Fig.26 : Coupe géologique au niveau du site RM (front de taille de la carrière) et localisation des échantillons

III- Description pétrographique des formations du site de ROUSSEL :

Les abréviations utilisées:

Qz: quartz - **Qz bip**: quartz bipyramidal - **Sph**: sphérolite - **Ver**: verre volcanique - **Fld**: feldspath ;
Plg: plagioclase ; **Olig**: oligoclase - **San**: sanidine - **Orth** : orthose ; **Sér**: séricite - **Bt** : biotite ;
Mus: muscovite - **Ox** :oxydes de fer - **Gt**: grenat - **Ol** : olivine.

RM: site de la maison rouge - **DM**: site de Dar-Embarek - **RS** : site de Roussel

TPGG : tufs pyroclastiques à grains grossiers - **TPGM** : tufs pyroclastiques à grains moyens.

Les rhyolites

Description macroscopique :

Ce sont des roches compactes, de couleur grise et de teinte claire; elles apparaissent sous forme massive et montrent parfois un état friable qui peut indiquer la présence d'un phénomène d'altération. On note la présence de cristaux de quartz, feldspaths, biotites et des oxydes de fer de teinte marron foncé ou noir. D'après l'orientation (l'alignement) préférentielle des minéraux, ces roches présentent une structure fluidale (voir fig 27).

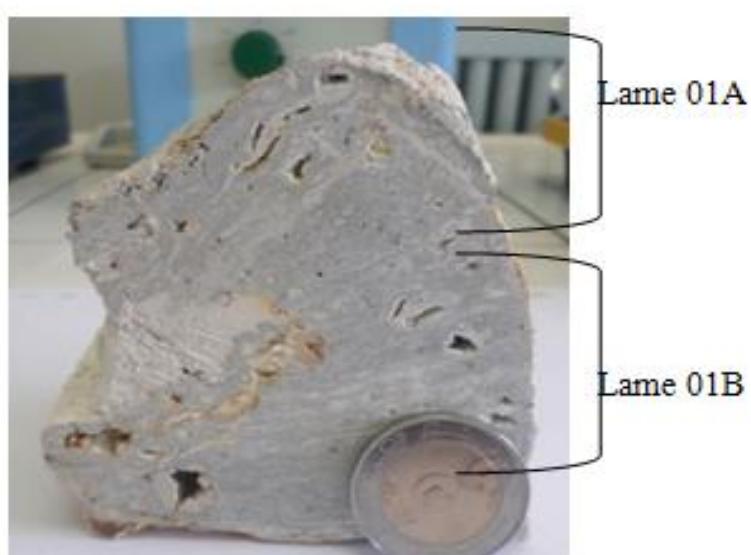


Fig.27: Aspect macroscopique de la rhyolite de Hammam Bougrara (site Roussel).

Description microscopique :

1- la lame 01A :

De texture aphanitique porphyrique, elle présente des cristaux de différentes tailles baignant dans une mésostase riche en verre volcanique (voir Fig.28). L'examen microscopique montre la présence des minéraux suivant :

Le Quartz : il se présente en cristaux automorphes à sub automorphes et corrodés, parfois les cristaux montrent une forme bipyramidale. On note aussi l'existence d'ensembles de fibres rayonnantes sous forme de nodules : des **sphérolites** de taille micro à millimétrique ; elles sont représentées par des

sphérolites de quartz qui sont, soit dispersées dans la mésostase ou regroupées en Chaplet discontinus. Elles proviennent de la recristallisation du verre volcanique préexistant.

Les fragments de verre : ils sont xénomorphes et peuvent renfermer des cristaux de biotites.

Les feldspaths :

- **Les plagioclases :** Ce sont des cristaux de forme souvent allongée, de 1 à 3 mm ; on a constaté que le plagioclase est de type albite et parfois oligoclase.
- **Les feldspaths potassiques :** Ils sont représentés par des cristaux rectangulaires dont la taille est inférieure ou égale à 1 mm.

Les minéraux opaques : ils se présentent généralement sous forme de grains noirs ou en sections automorphes, leur taille est de l'ordre du micromètre.

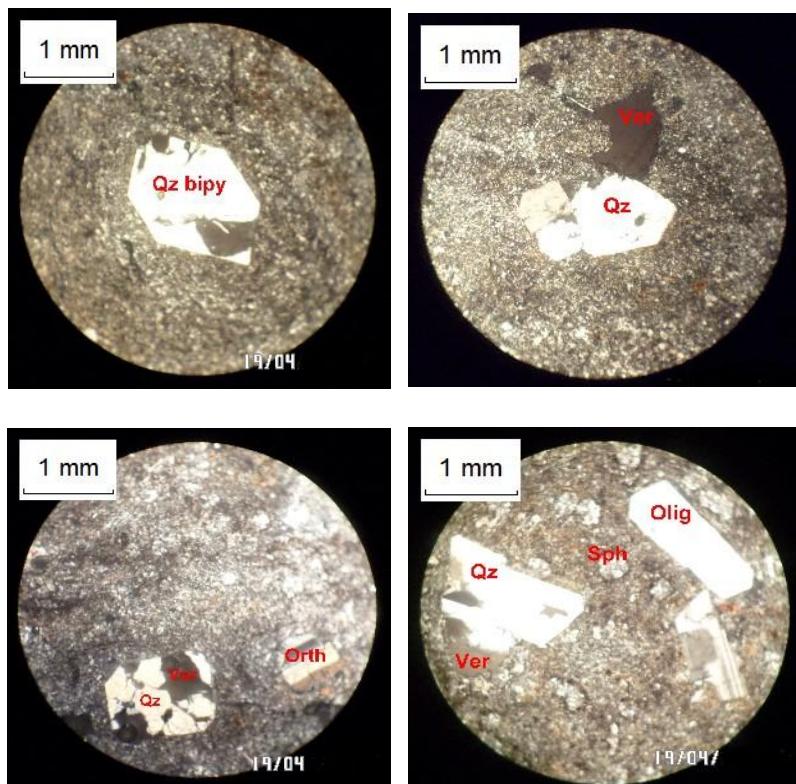


Fig.28 : Vue microscopique de la Rhyolite de Roussel (L.P)

2-La lame 01B :

C'est une roche à texture microgrenue porphyrique et renferme les minéraux suivants :

Le quartz : il se présente sous forme de cristaux automorphes à subautomorphe. On note aussi l'existence de sphérolites.

Les feldspaths : ils se présentent en cristaux **automorphes** avec un aspect poussiéreux qui est probablement dû à l'altération.

- des plagioclases de type oligoclase.
- des orthoses avec la macle de Carlsbad caractéristique.

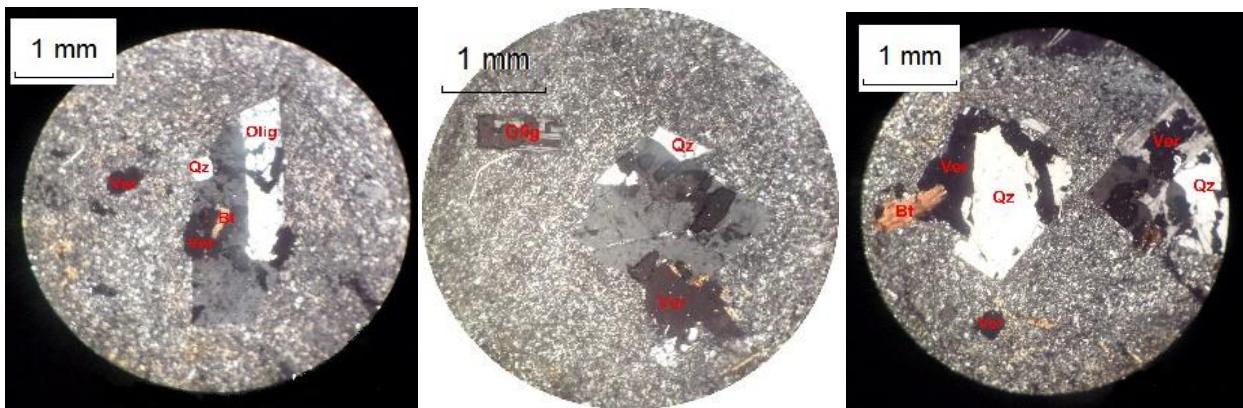


Fig.29 : Vue microscopique de la rhyolite de Roussel sous la L.P (la lame 01B)

Le grenat : C'est un minéral inhabituel dans les roches volcaniques : c'est probablement un xénocristal (entrainé par la lave des autres formations déjà cristallisées). Il s'agit d'un minéral de haute pression et haute température qui a été remanié des autres formations (voir fig 30).

Le verre : xénomorphe, parfois subautomorphe ou arrondi.

La biotite : elle est représentée par des cristaux allongés présentant un débit lamellaire caractéristique, présentant une altération en chlorite (phénomène de chloritisation) (voir fig 31).

La séricite : incluse dans le cristal de grenat, elle est le résultat de l'altération des feldspaths.



Fig.30 : Grenat renfermant de la séricite
(Rhyolite de Hammam Boughrara)

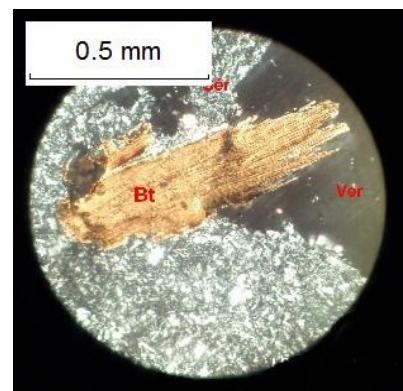


Fig.31 : biotite associée à la séricite et au
fragments de verre

Le Basalte

Macroscopiquement, c'est une roche assez dure, de couleur noir sombre, méso à mélano-cratare.

La couleur sombre indique la richesse de ces roches en minéraux ferromagnésiens et la pauvreté en silice. Dans le gisement de Hammam Boughrara (site de Roussel), on note la présence de deux dykes basaltiques (voir fig 32) :

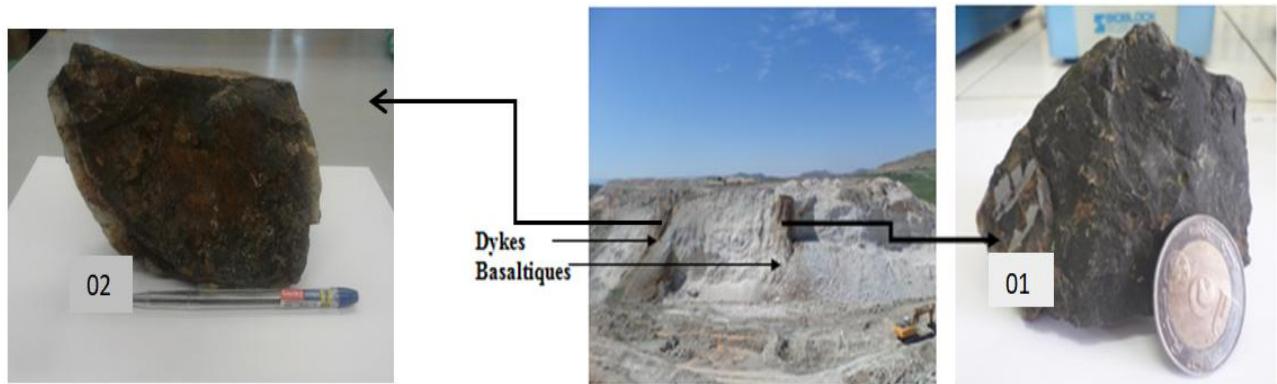


Fig.32 : Position et aspect du basalte de Hammam Bougrara (Roussel)

Description microscopique du dyke 01 :



Fig.33 :Vue microscopique du basalte ; à noter les veinules micrométriques calcitiques qui recoupent le basalte

Il présente une texture microlithique. On note l'existence de nombreuses baguettes de plagioclases allongés dans le sens de l'écoulement de la lave.

- Des pigments noirs de l'ordre du micromètre, dispersés dans la matrice ainsi que des minéraux opaques présentant des reflets rougeâtres : **les oxydes de fer**.
 - Des cristaux de muscovite
 - On note aussi la présence de **microfissures** à remplissage de **minéraux argileux**.

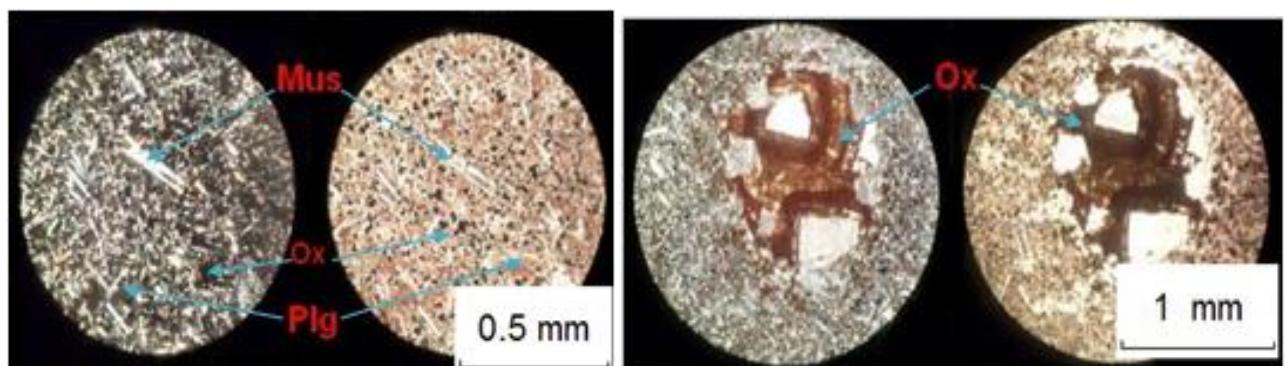


Fig.34 : Aspect microscopique du basalte. A noter les oxydes de fer zonés (L.P et L.N)

Le dyke basaltique 02 :

L'examen sous le microscope polarisant montre l'apparition de microfissures remplies probablement par des **minéraux argileux** et de la **séricite** (voir fig 35). La texture est microlitique avec une mésostase très riche en plagioclases.

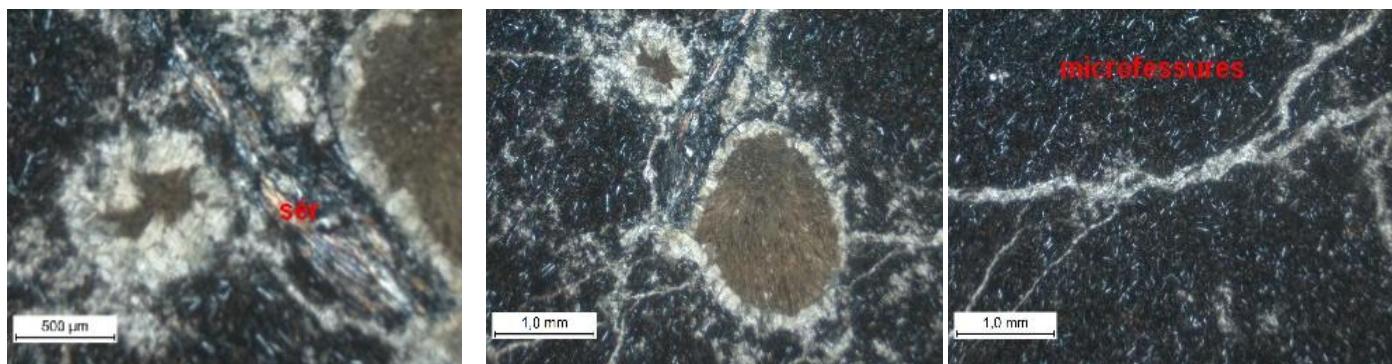


Fig.35 : Vue microscopique du dyke basaltique 02 (L.P)

Ces basaltes montrent deux types d'altération : l'une se fait par la circulation des fluides à travers les fissures qui seront au fur et à mesure remplies par les minéraux argileux ; l'autre est représentée par des carbonates (essentiellement de la calcite). La présence des minéraux argileux dans les fissures basaltiques est due à un remplissage postérieur.

La perlite

L'échantillon PE04 :

Description macroscopique :

C'est une roche un peu dure, dont les phénocristaux ont cristallisé dans un magma qui se refroidissait lentement (en profondeur) et qui est remonté en surface, subissant un refroidissement brutal (effet de trempe). Cette roche montre quelques niveaux de bentonite qui peuvent indiquer un début de bentonitisation (voir fig 36 et 37).



Fig.36 : Affleurement de la perlite de Roussel

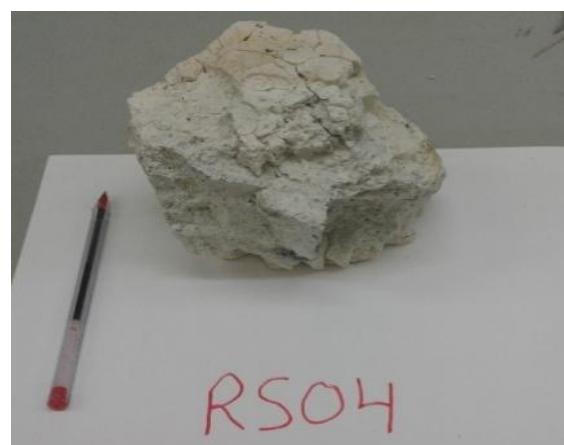


Fig.37 : Aperçu d'un échantillon de Perlite

Description microscopique :

La texture est perlite où le verre est découpé en petites perles par des petites fentes de retrait. On note aussi la présence de phénocristaux noyés dans le verre (ou la mésostase) (voir fig 38).

Quartz : il se présente sous trois formes : automorphe, subautomorphe, et xénomorphe et parfois corrodé.

Plagioclase : de type albite ou oligoclase, parfois en état sain ou partiellement à totalement altéré.

Feldspath potassique : représenté par la sanidine qui reste beaucoup moins abondante que les autres phases minérales.

Les biotites : elles sont les seuls représentants des minéraux ferromagnésiens. Leur taille varie généralement entre 300 µm et 0.2 mm ; elles sont généralement représentées par de fines baguettes isolées dans la mésostase à pléochroïsme intense (brun à brun foncé) masquant souvent leur couleur originelle. Elles ne présentent aucune altération.

Leur forme allongée marque très bien la fluidalité de la roche et donne davantage de renseignements sur le sens de l'écoulement de la lave.

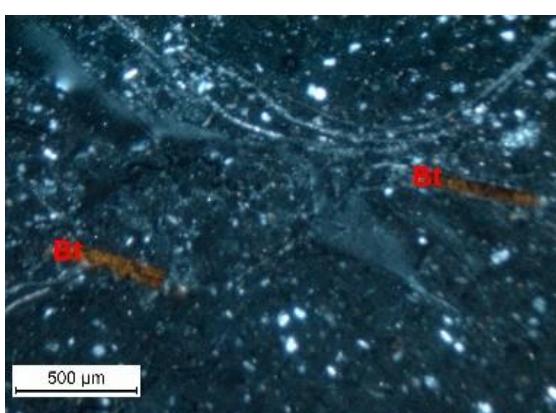
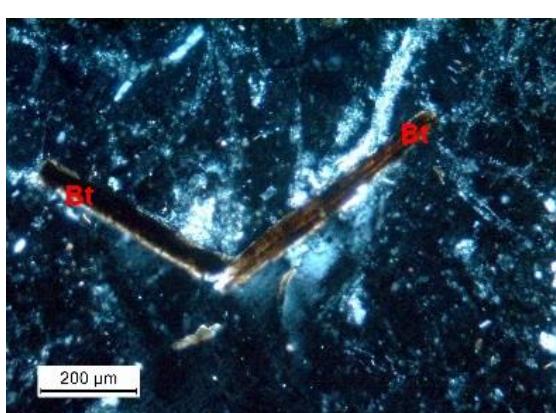
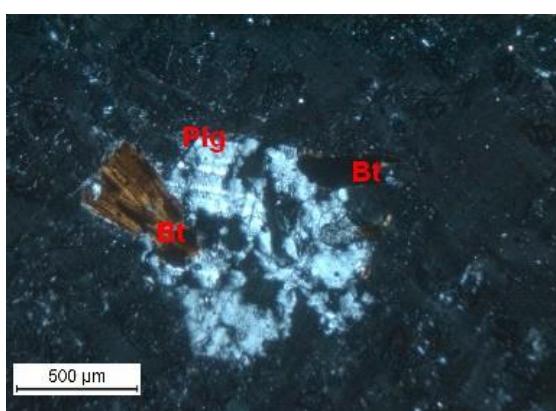
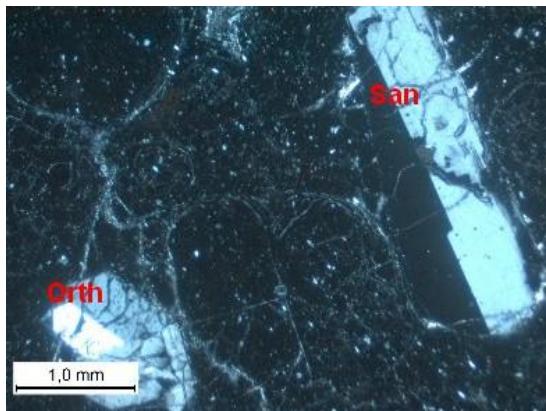
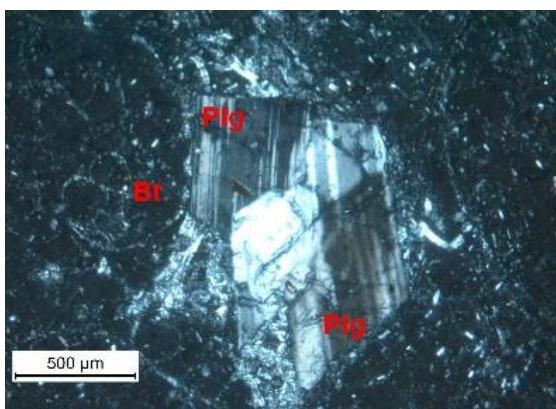
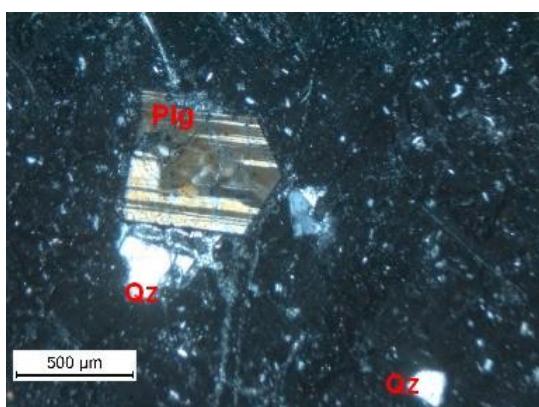
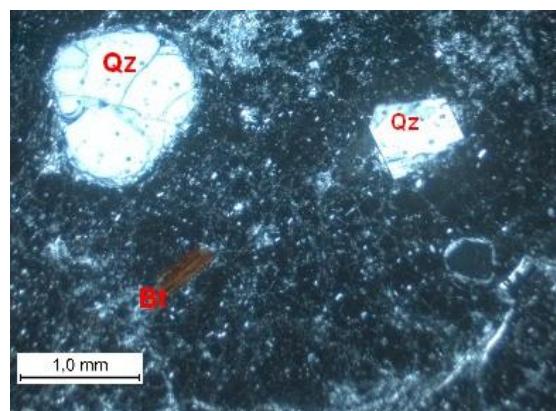
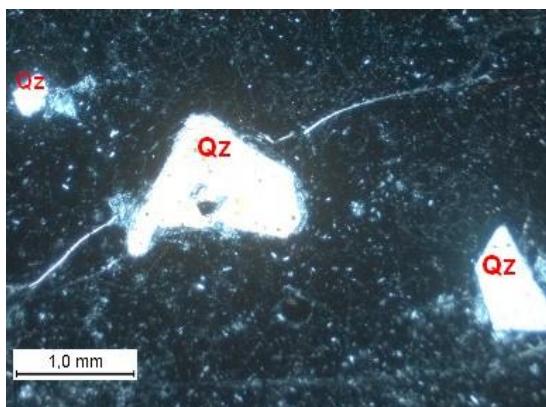


Fig.38 : Aspects de la perlite sous le microscope polarisant. Observation en lumière polarisée et analysée.

Argiles bentonitiques

L'échantillon 04A :

Description macroscopique :

Ce sont des roches argileuses tendres, poreuses, faisant pate avec l'eau. Elles sont de couleur beige jaune et à teinte claire (voir fig 39).



Fig.39 : Aspect macroscopique de l'argile bentonitique de Hammam Boughrara

Description microscopique :

L'examen au microscope polarisant montre la présence des minéraux suivant (voir fig 40 et 41) :

Le Quartz : d'aspect automorphe, il est de l'ordre du millimètre. - **Les fragments de verre**.

Les Feldspaths : ils sont représentés par les deux types : plagioclases et feldspaths potassiques et se présentent sous forme de plaquettes superposées les unes sur les autres. On note aussi que le plagioclase est partiellement à fortement altéré en séricite.

Biotite : elle est sous forme de baguettes allongées mais reste moins abondante que les autres minéraux.

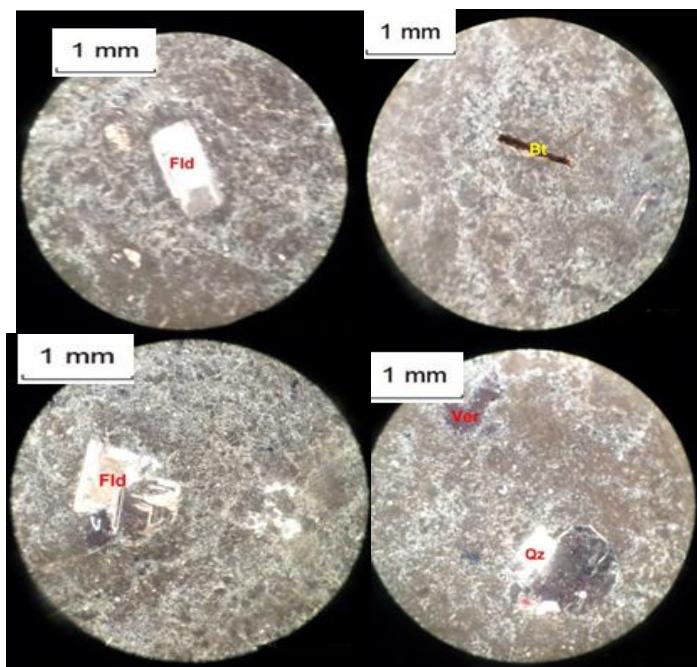


Fig.40 : Vues microscopiques de la bentonite de Hammam Boughrara (L.N.). A noter les reliques de feldspaths et quartz représentants les minéraux de la roche originel.

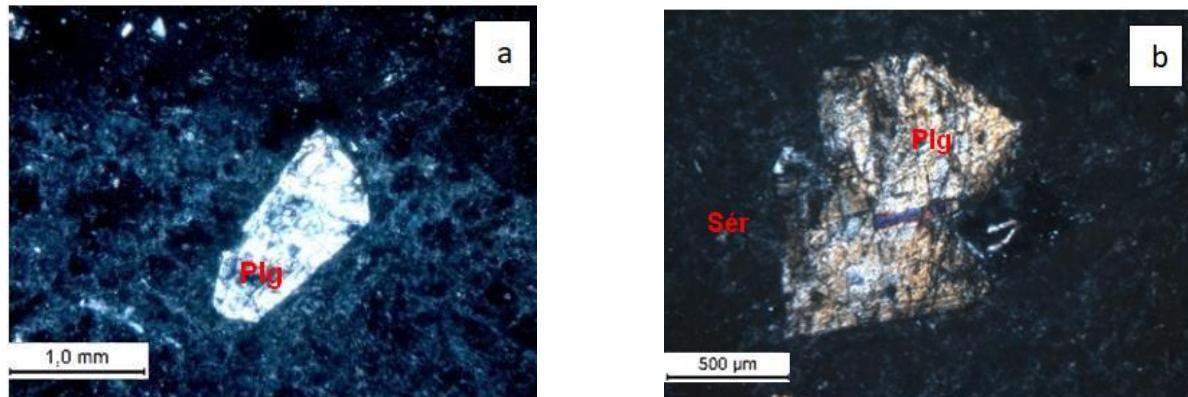


Fig.41 : Plagioclases partiellement ou totalement altérés en séricite et minéraux argileux (a et b respectivement)

L'échantillon RS05 : La bentonite

Description macroscopique:

Il s'agit d'une roche un peu dure mais friable lorsqu'on la frotte à la main, elle a une couleur entre le beige, le blanc et le rose clair (voir fig 42).

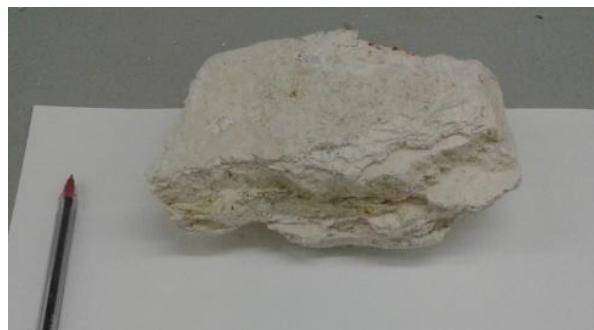


Fig.42 : Aspect macroscopique du Bentonite RS05

Description microscopique :

Quartz automorphe, bipyramidal et parfois présentant des golfs de corrosion. Certains quartz montrent une extinction roulante, témoignant ainsi des contraintes probablement dues à l'écoulement de la lave ou une tectonique post cristallisation (voir fig 43).

Plagioclase de type oligoclase partiellement à totalement altéré.

Feldspath potassique de type Orthose.

Les fragments du **verre volcanique**.

Grenat. Il se présente sous forme automorphe, à section arrondie, craquelé, avec un relief très fort et isotrope en lumière polarisée analysée ; sa taille est de l'ordre de 400µm.

C'est un minéral qui a été inclus dans la roche mère et qui n'est pas transformé parce qu'il ne s'altère pas facilement.

Biotite : En faible quantité, elle est représentée par des petits cristaux.

On remarque l'envahissement de la matrice par le minéral argileux.

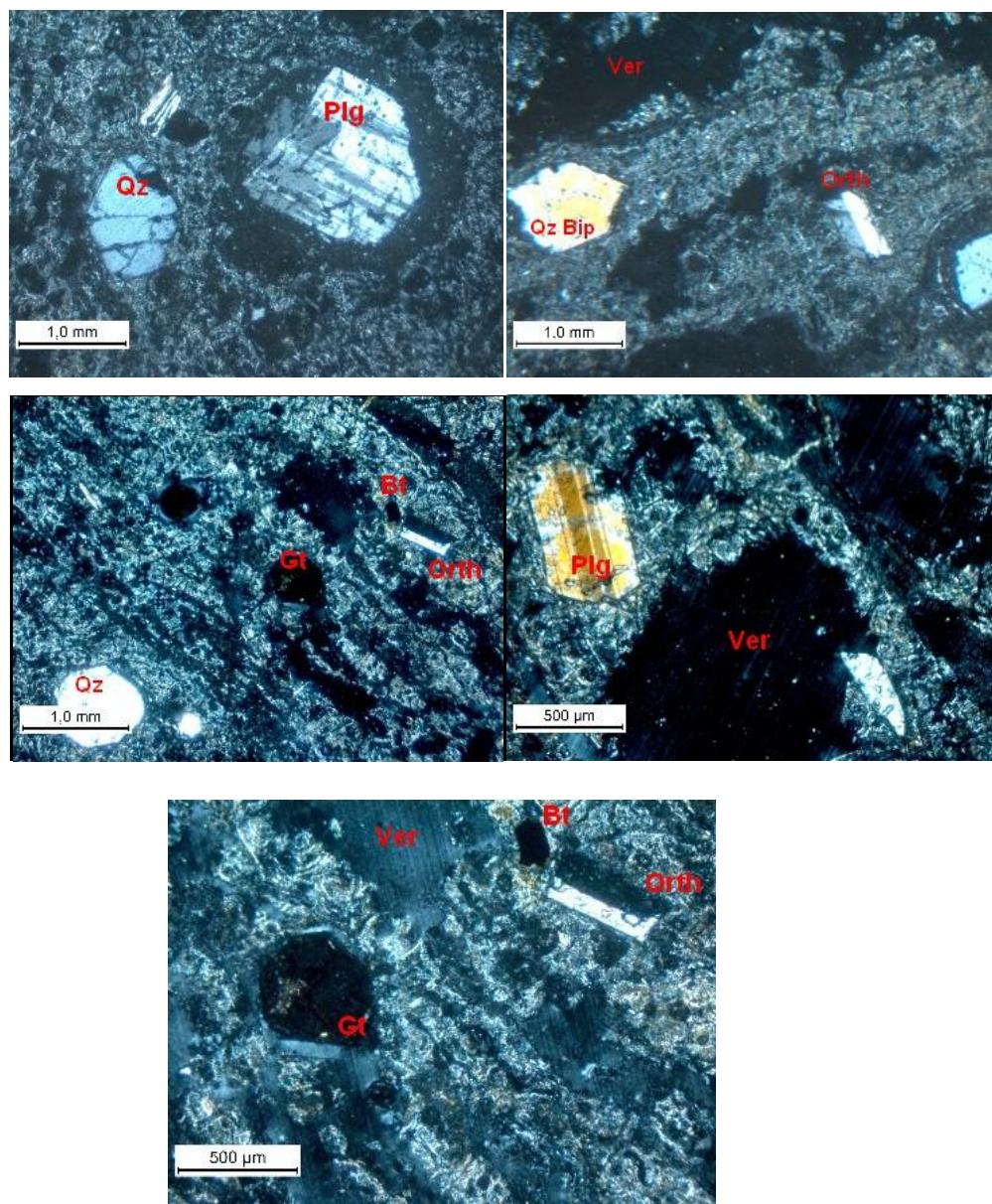


Fig.43 : Aspect de la bentonite RS05 sous le microscope polarisant (L.P)

Les perlites :

L'échantillon PE06 :

Description macroscopique :

Ce sont des roches volcaniques acides sous forme massive, de couleur gris-bleuâtre, présentant une structure globulaire faite de petites sphères de quelques millimètres à un centimètre, ressemblant à des perles (d'où il a pris le nom). Ils ont un aspect très dur (voir fig 44). Ces perlites ont une couleur très proche de celle de l'argile bentonitique qui les borde, témoignant ainsi de leur état de bentonitisation très avancé.



Fig.44 : Vue macroscopique de la perlite

Description microscopique :

Texture fluidale, où la mésostase est caractérisée par (voir fig 45) :

Des fragments de verre qui représentent la fraction la plus importante.

Le quartz qui est assez abondant sous trois formes : automorphe, subautomorphe, et bipyramidal.

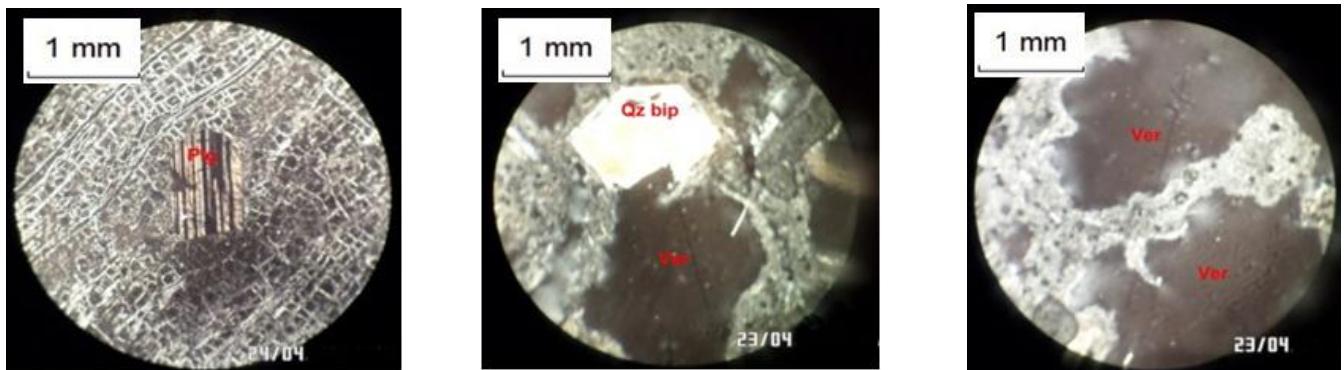


Fig.45: Vue microscopique de la perlite de Hammam Boughrara

Les feldspaths alcalins : représentés par des cristaux d'orthose, elles ont une taille inférieure à 1 mm

La biotite : elle est peu abondante et se présente sous forme de baguettes allongées.

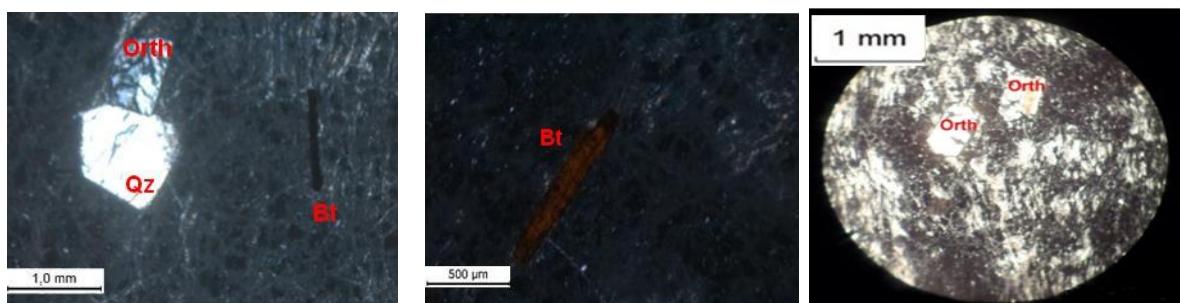


Fig.46 : Vue microscopique du feldspath et biotite dans la perlite

Des cristaux de **plagioclase** de type **albite** parfois en état sain ou bien totalement altérés.

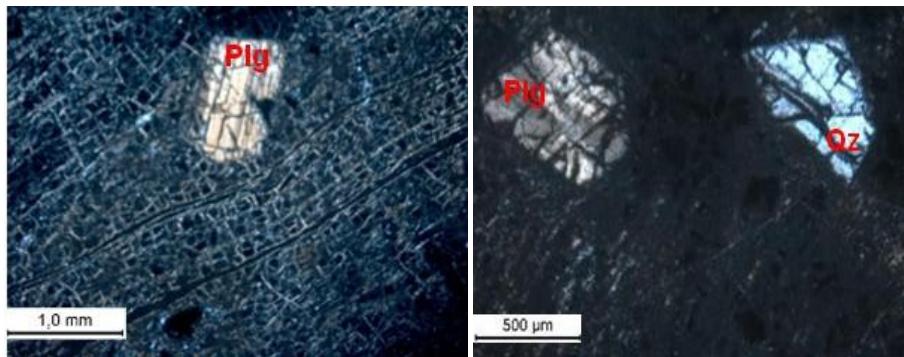


Fig.47 : Plagioclase légèrement à totalement altéré

Dans cette lame, on constate que le quartz est craquelé.

Les tufs pyroclastiques :

La description macroscopique :

On les appelle aussi : les ignimbrites ou les cinérites

Ce sont des roches formées par l'accumulation et la solidification de l'ensemble des fragments projetées par une éruption volcanique. Elles représentent des roches particulières à cause de leur double genèse : elles sont volcaniques de par l'origine de leurs constituants primaires et elles sont sédimentaires de par leur dépôt. Elles ont une structure stratiforme, bréchique, avec une couleur verdâtre (parfois blanchâtre). Ce sont le résultat de la cimentation des particules de l'ordre du millimètre (cinérites à grains fin) ou bien centimétrique (à grains grossiers).

Sur le terrain elles se superposent verticalement en fonction de la taille des grains, comme cela est montré sur la photo suivante :



Fig.48: Positionnement des tufs pyroclastiques dans le site de Roussel



Fig.49- Aspect d'un tuf pyroclastique à grains grossiers TPGG



Fig.50 : Aspect d'un tuf pyroclastique à grains moyens TPGM

Description microscopique :

L'échantillon TPGG :

Texture vitroclastique où la matrice est composée essentiellement de (voir fig 51) :

Quartz : il est légèrement majoritaire dans la matrice. Il est représenté par des cristaux subautomorphes de petite taille de l'ordre de 1 mm.

Biotite : de teinte brun sombre avec des contours bien nets.

Feldspath alcalin : de type orthose et microcline.

Plagioclase : il est du type oligoclase.

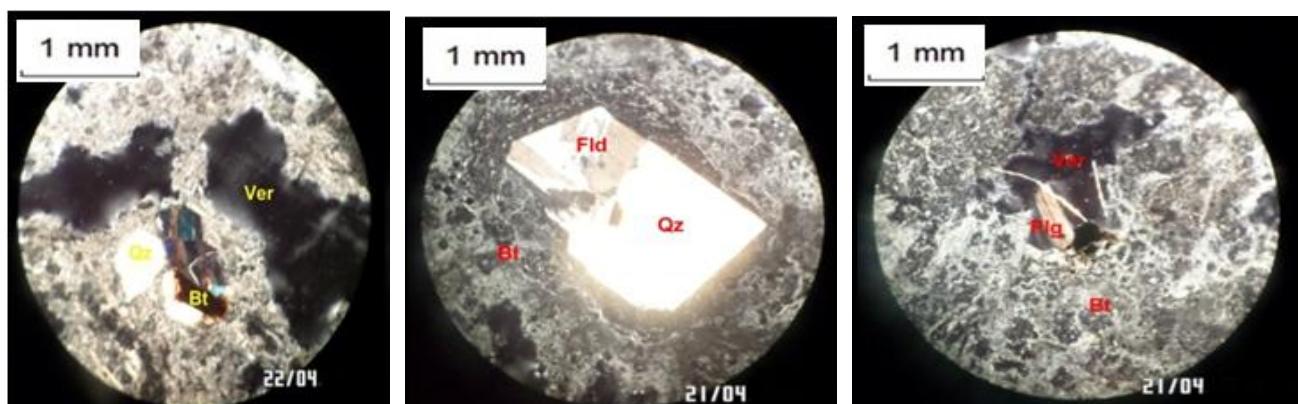


Fig.51 : Vue microscopique d'un tuf pyroclastique à grains grossiers de HB

L'échantillon TPGM :

Le quartz est automorphe à subautomorphe et bipyramidal.

On constate la richesse de la matrice en fragments de verre avec la présence d'éléments anguleux.

Une petite proportion de biotite et quelques cristaux de muscovite.

Feldspaths : plagioclase de type oligoclase et feldspath potassique de type orthose.

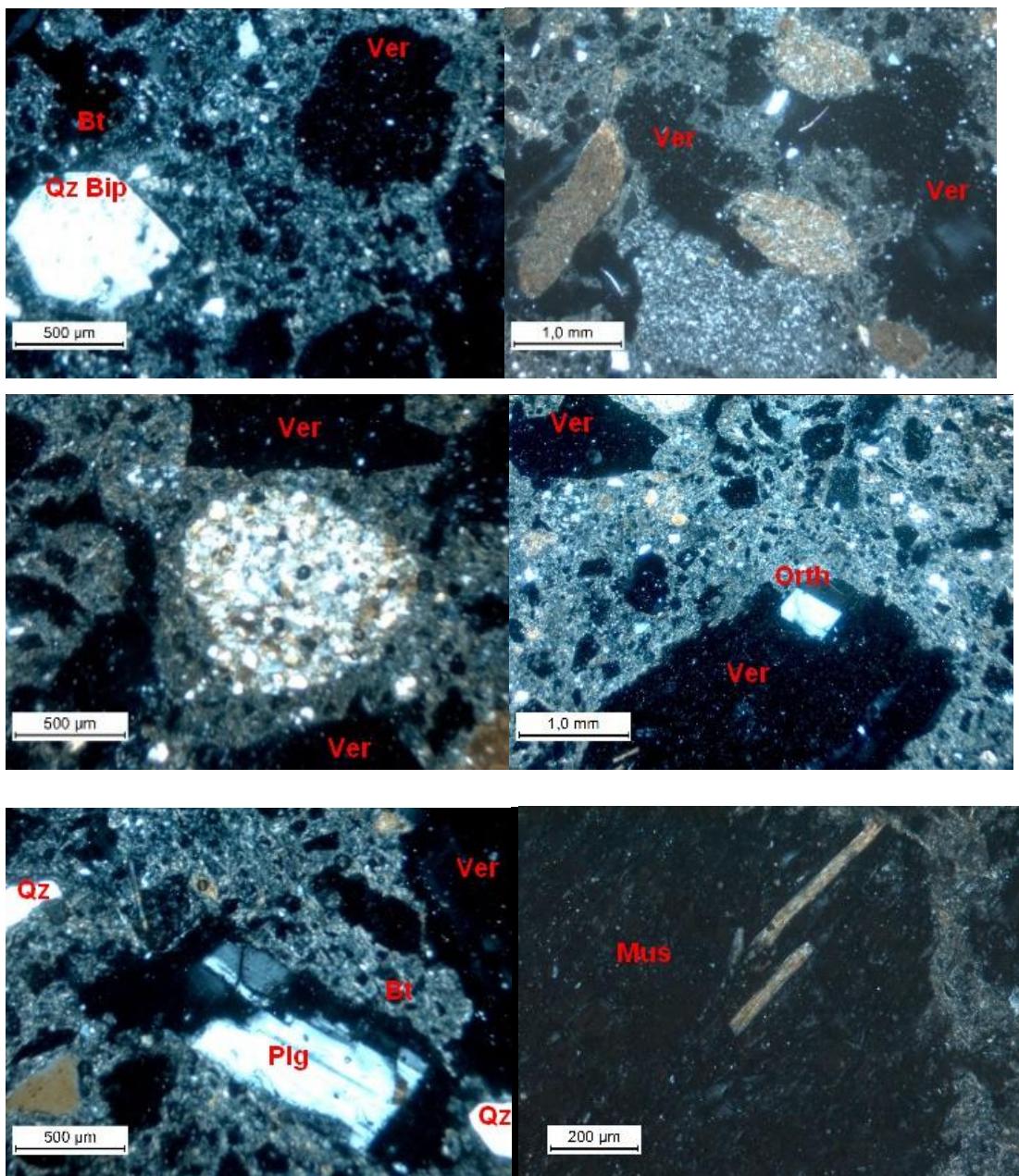


Fig.52 : Vue microscopique d'un tuf pyroclastique à grains moyen de HB (L.P)

VI- Description pétrographique des formations du site de Dar-Embarek :

Argile bentonitique :

Description macroscopique :

DM01 : C'est une poudre très friable et de couleur verdâtre, il s'agit de l'argile bentonitique (voir fig 53).

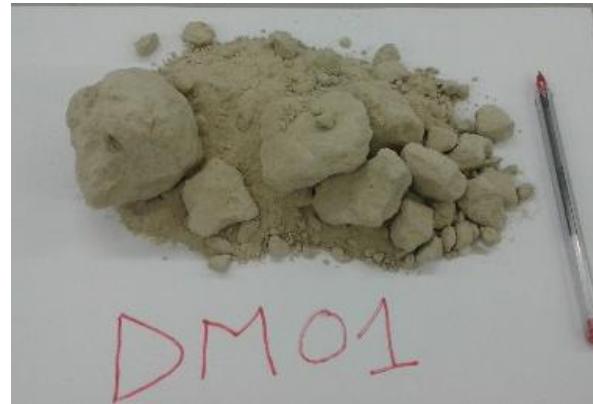


Fig.53 : Aspect macroscopique de l'argile bentonitique de Dar-Embarek

DM03 : C'est une roche formée principalement de particules argileuses qui présente parfois, un aspect sableux (voir fig 54).

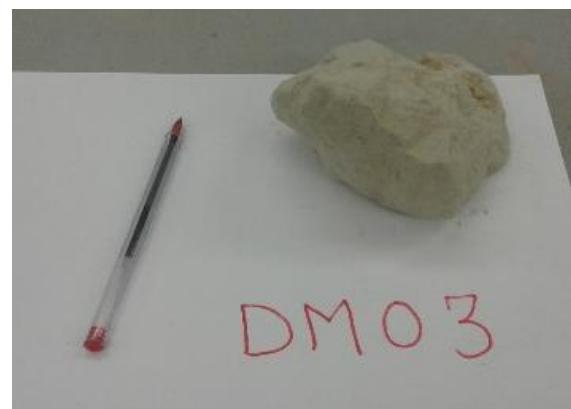


Fig.54 : Aspect macroscopique de la bentonite de Dar-Embarek

Sous le microscope on ne peut voir que des petits cristaux de **quartz** et toute la matrice est presque formée par la matière argileuse.

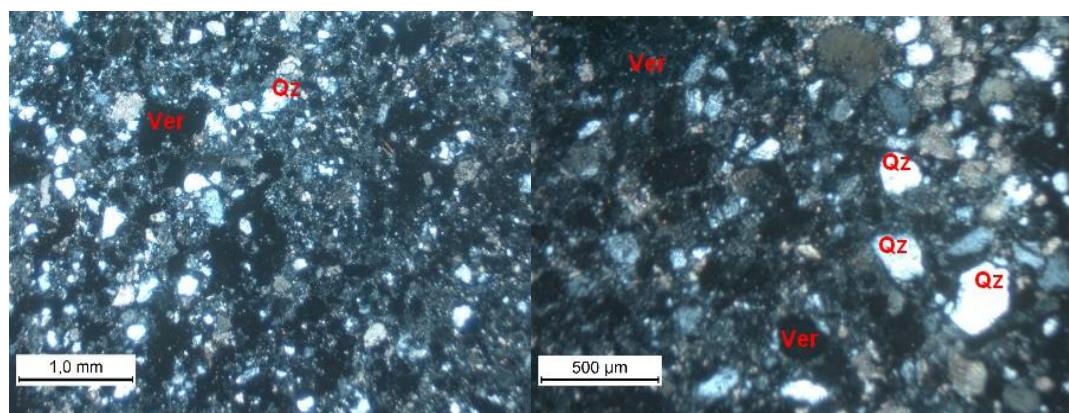


Fig.55 : Vue microscopique de la bentonite DM03

Basalte : DM02 :

Ce sont des roches sombres composées presque entièrement de minéraux foncés comme l'olivine accompagnée de pyroxène plus pauvres en silice. Ils sont extrêmement durs et ont une couleur variant entre le gris foncé et le noir (voir fig 56).

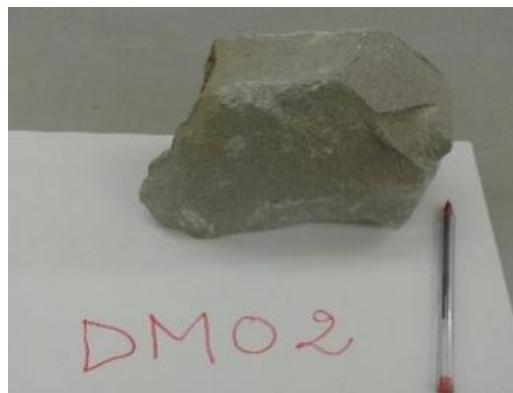


Fig.56 : Aspect macroscopique du basalte de Dar-Embarek

Description microscopique :

C'est une lave noire à grains fins avec une texture microlithique, formée de nombreux cristaux de feldspath calco-sodique (plagioclase), d'olivine (voir fig 57).

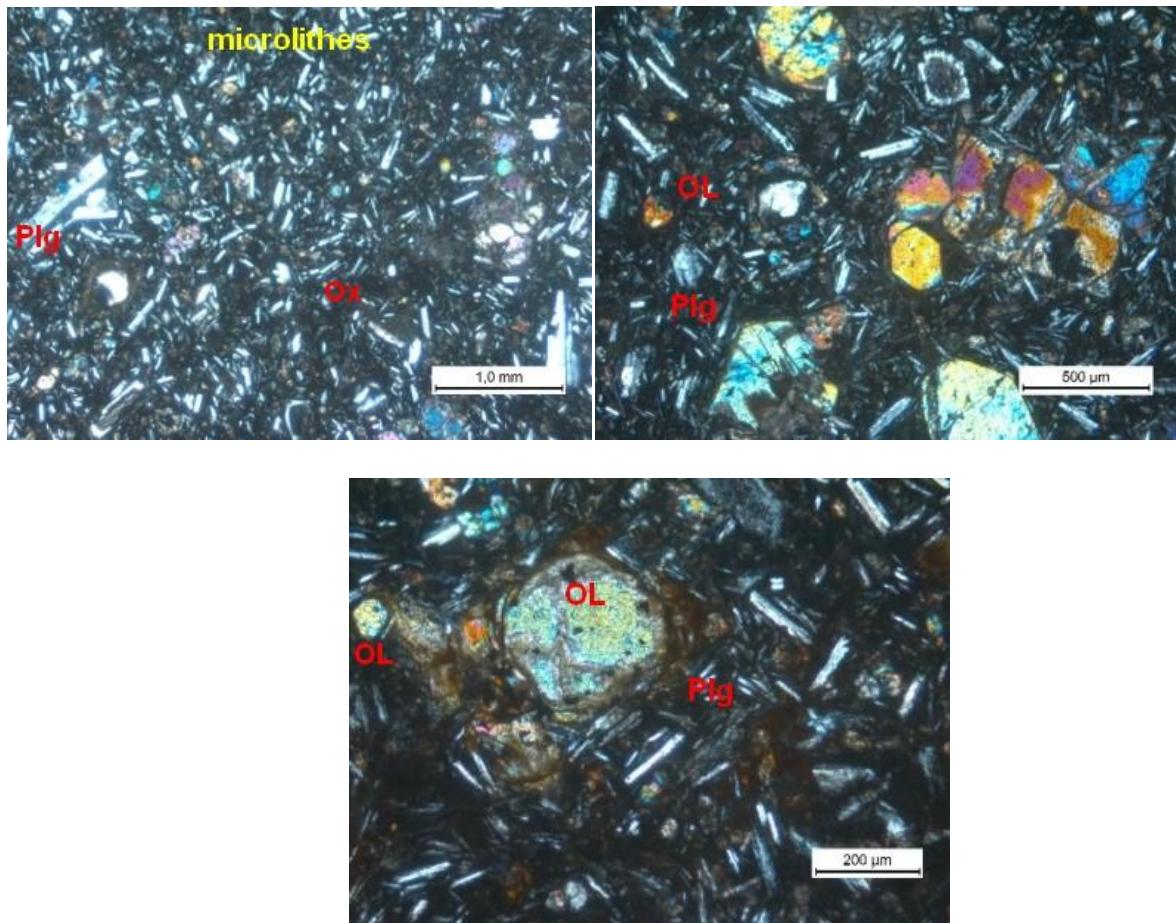


Fig.57 : Aspect microscopique du basalte de Dar-Embarek (L.P)

La différence entre ces basaltes et ceux de Roussel réside dans le mode de mise en place de ces laves basaltiques ; à DM on constate que le refroidissement est beaucoup plus lent qu'à Roussel.

Brèche volcanique : DM04

Description macroscopique :

Ce sont des brèches sableuses compactes, se présentant comme un conglomérat mais les éléments qui la constituent sont anguleux et n'ont pas été arrondis. Elles seraient donc le produit de d'un type explosif dans l'éruption volcanique, formées par une poussière de verre volcanique plus ou moins riche en biotite (voir fig 58).

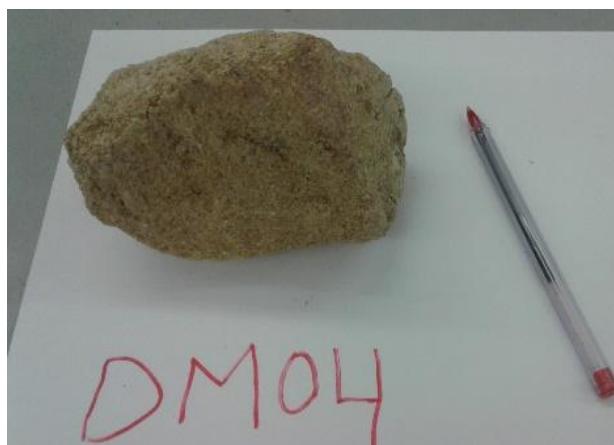


Fig.58 : vue macroscopique de la brèche volcanique de Dar-Embarek

Argile versicolore : DM05

Description macroscopique :

Ce sont des roches plus au moins compactes et de couleur mauve (lie de vin), (voir fig 59).



Fig.59 : vue macroscopique de l'argile versicolore de Dar-Embarek

Description microscopique :

L'examen de ce faciès sous le microscope polarisant montre la présence des minéraux suivants (voir fig 60) :

- des cristaux de quartz subautomorphe et bipyramidalé.
- Des cristaux avec des reflets rougeâtres qui représentent des oxydes de fer : probablement de l'hématite.

- Quelques petits fragments de verre volcanique.

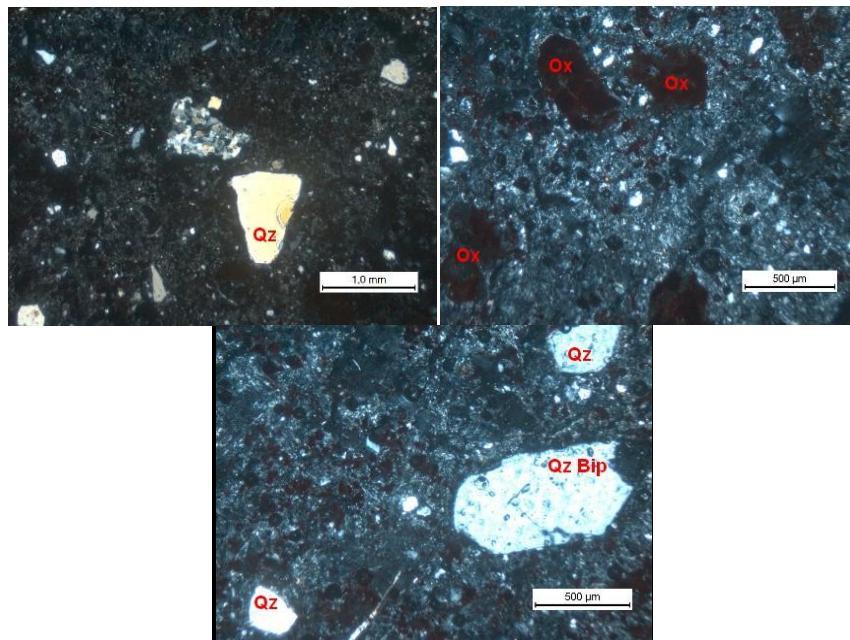


Fig.60 : vue microscopique de l'argile versicolore de Dar-Embarek (L.P)

V-Description pétrographique des formations du site RM

La rhyolite : RM11 :

Ce sont des roches dures qui ont généralement une couleur beige claire à gris pâle où les différents cristaux sont nettement visibles. Cependant, la texture est si fine qu'il est impossible de distinguer les cristaux à l'œil nu : il est nécessaire, pour les voir, d'employer un microscope (fig 61).



Fig.61 : vue macroscopique de la Rhyolite de RM

Microscopiquement, elles se caractérisent par la présence de phénocristaux de quartz automorphes (section hexagonale). Il est généralement sous forme d'individus isolés, mais se trouve également associé à d'autres individus de quartz ou de plagioclase dans la mésostase ou plus rarement aux biotites.

Les gros cristaux à aspect trouble sont des feldspaths-K ou des plagioclases (soit sain soit partiellement altéré). Les minéraux ferro-magnésiens sont rares.

Le fond microcristallin est caractérisé par la présence de la séricite, la biotite et des grenats renfermant de la séricite et parfois des minéraux opaques.

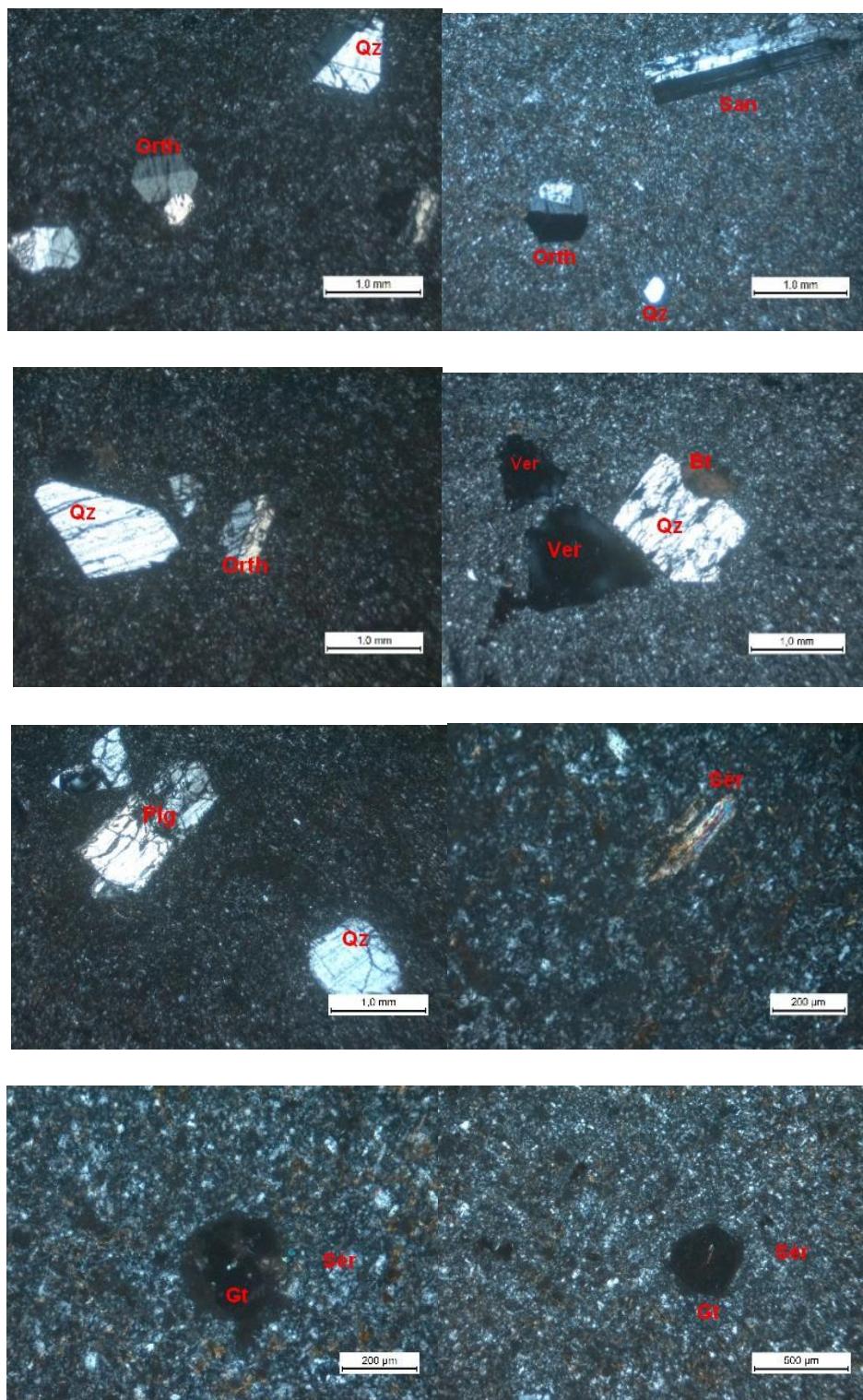


Fig.62 : Aspect microscopique de la Rhyolite de RM (L.P)

Bentonite : RM12 :

Elle est représentée par une variété d'argile bentonitique qui diffère complètement de celle des deux autres sites ; la couleur est assez blanche, n'est pas très friable et ne possède pas les mêmes caractéristiques que les bentonites de Roussel et Dar Embarek.

La couleur blanche de cette bentonite peut indiquer l'état final d'altération de la roche mère et la pureté de la smectite (voir fig 63).



Fig.63 : Aspect macroscopique de la bentonite de RM

La perlite

Description microscopique : elle est formée par des phénocristaux de quartz et de feldspaths : plagioclases et orthoses représentant la fraction la plus importante. On note aussi la présence de biotite. (voir fig 64).

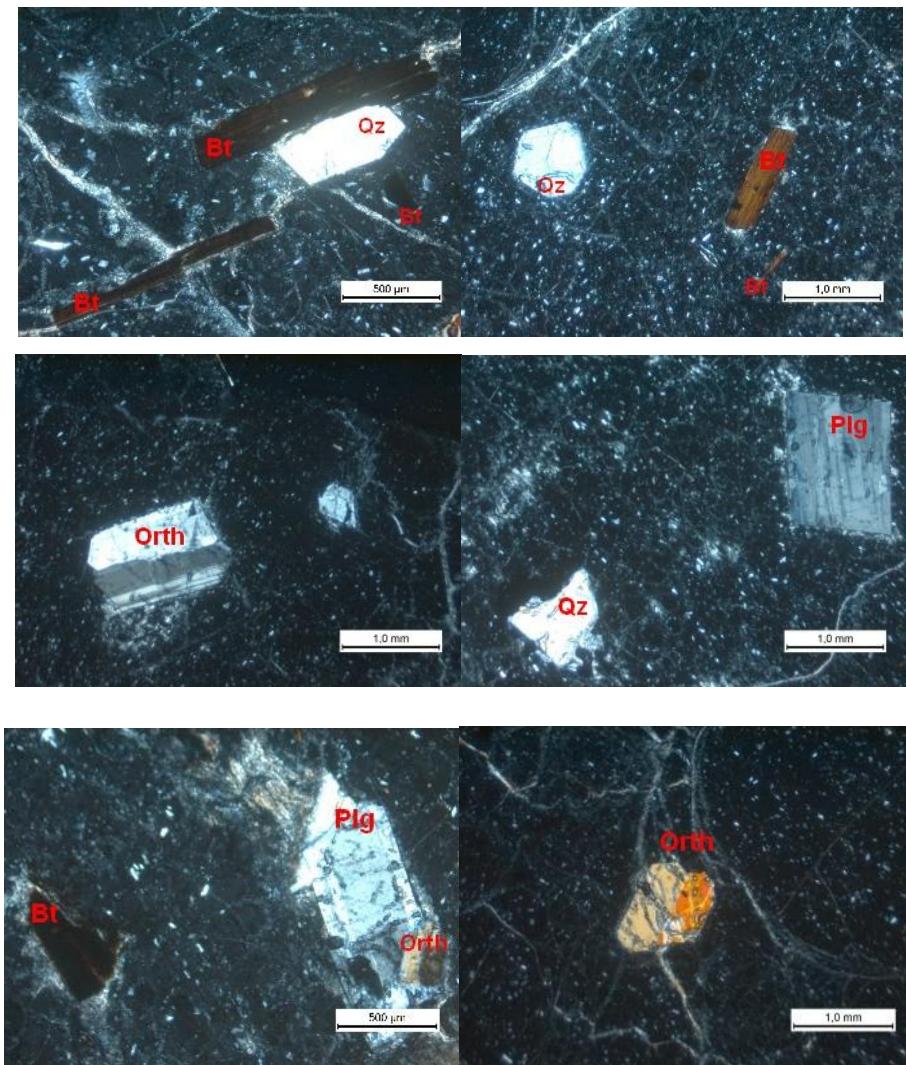


Fig.64: Aspect microscopique de la perlite de RM (L.P)

Conclusion

La dynamique changeante du volcanisme de Hammam Bougrara a permis d'avoir une zonalité lithologique : les rhyolites massives, fluidales, les perlites, les pyroclastites et les cinérites qui sont le produit d'un type explosif dans l'éruption volcanique, généralement déposée dans un environnement marin. Ils sont formés par une poussière de verre volcanique plus ou moins riche en feldspath et en biotite et qui favorisent la bentonitisation dans certains endroits.

Il est à noter que cette bentonitisation se développe dans l'immédiat des appareils volcaniques et que celui de Ain Torba qui regroupe les sites de Roussel, RM et Dar Mbarek étant le plus grand qui a généré l'essentiel des gisements de bentonites. Ce constat nous permet de conclure qu'à Hammam Bougrara, il existe un lien étroit entre la bentonitisation et la dynamique volcanique dans le secteur. L'étude pétrographique montre clairement un début de bentonitisation qui se développe principalement à partir des faciès perlitiques. De même, les pyroclastites et les tufs pyroclastiques sont plus ou moins vulnérables à la bentonitisation de par leur matrice argileuse.

Les gîtes de bentonites se rapportent à deux types génétiques différents :

Les bentonites les plus intéressantes sont dues à l'altération des perlites et parfois même les rhyolites. Les amas de ces bentonites sont liés aux parties périphériques des massifs perlitiques extrusifs (le site de Roussel).

Ces bentonites sont caractérisées par une couleur claire, une cassure conchoïdale et une texture massive homogène. Il faut noter que certaines variétés sont facilement gonflantes en contact de l'eau.

Les bentonites du second type sont représentées par des produits d'altération secondaire des tufs pyroclastiques (cinérites), observés à proximité immédiate ou à quelque distance des massifs rhyolitiques (site de Dar Embarek). La caractéristique particulière de ces bentonites consiste en ce qu'elles possèdent une couleur gris, vert clair et une texture bréchique.

Synthèse bibliographique

Introduction

Les argiles présentent un intérêt particulier car leurs applications industrielles ne cessent de se diversifier. L'argile qui nous intéresse dans ce travail est connue commercialement sous le nom de "bentonite", largement utilisée dans de nombreux secteurs industriels. La bentonite est utilisée également dans l'industrie agroalimentaire et joue généralement le rôle d'un composant "viscosifiant" dans les boues de forage des puits pétroliers.

L'utilisation de la bentonite dans différents domaines d'activité, est liée aux propriétés originelles qu'elle possède telles que la capacité de gonflement et le pouvoir adsorbant. Néanmoins elle doit quelques fois subir des traitements pour utilisation spécifique. C'est le cas de la bentonite destinée aux fluides de forages et fonderie.

Aperçu sur les argiles :

Le terme argile trouve son origine dans le mot grec ARGILOS dérivé de ARGOS qui signifie blanc, puis sa traduction en latin : ARGILLA. Cette nomination par les anciens est semble-t-il due à la couleur des matériaux utilisé en céramique.

Le mot 'argile' englobe deux connotations : L'une liée à la taille des grains ($< 2\mu\text{m}$) ; et l'autre à la minéralogie.

La définition dépend de la discipline concernée. Pour les céramistes : " l'argile est un constituant des terres grasses et molles en présence d'eau et qui contiennent des particules fines dont la taille est inférieure à $2\mu\text{m}$ ". La taille des particules d'argile résulte des mécanismes de désintégration physique ou mécanique des roches, et des transformations chimiques. Pour les géologues, l'argile est un matériau appartenant à la famille des phyllosilicates (silicates en feuillets), il est plastique à l'état humide et durcit par séchage ou chauffage. Elle peut également renfermer des minéraux qui n'induisent aucune plasticité et/ou de la matière organique : ce sont les phases minérales associées.

Histoire et utilisations des argiles :

L'argile fut le plus simple et l'un des premiers matériaux et éléments utilisés par l'homme des temps les plus reculés. Les vestiges des anciennes civilisations nous sont parvenus sous forme de poteries, statuettes, vases, sculptures, etc...

L'argile s'applique dans divers domaines de notre vie de tous les jours. Ses bienfaits sont maintenant universellement reconnus par la science et ses usages sont multiples même si ses applications nous réservent bien des surprises. Elle est omniprésente dans notre vie quotidienne comme dans la plupart des secteurs d'activités. Elle est utilisée, depuis de nombreuses années déjà, dans l'industrie alimentaire et notamment huilière, elle est pourtant encore méconnue du grand public en pétrochimie et dans l'industrie pétrolière. Depuis des millénaires, l'argile est également indissociable de l'architecture et de notre environnement.

C'est sur les premières tablettes d'argiles qu'on a retrouvé les premières traces d'écriture. Les Egyptiens connaissaient et utilisaient les vertus de l'argile dans leur vie quotidienne (soins, hygiène, poterie). À l'époque de la Rome antique, dans les célèbres thermes, ancêtres de nos balnéothérapies, l'argile était abondement utilisée sous forme de bains et d'enveloppements. Les Chinois, également, connaissaient bien l'argile et l'employaient comme dégraissant alimentaire. L'argile est aussi largement employée en médecine vétérinaire.

L'argile joue également un grand rôle dans différents secteurs de l'industrie à savoir :

-l'industrie du papier : le papier est fabriqué à partir de fibres de bois réduites en pâte, de poudre, de pigments et d'additifs. Des charges (ou poudres) telles que l'argile ou la craie sont ajoutées pour rendre le papier opaque.

-L'industrie de la céramique : par sa remarquable plasticité, l'argile est employée depuis toujours pour les poteries, les porcelaines.

-L'industrie du bâtiment : l'argile est aussi un excellent minéral et mélangé à d'autres matériaux comme le calcaire, par exemple, il permet d'obtenir du ciment, briques et tuiles peuvent en effet être fabriquées à partir d'un mélange d'argile et d'eau moulé sous pression, et cuit à une température suffisamment élevée (1200°C).

-L'industrie minière et station d'épuration : dans le cadre de l'épuration des eaux usées, l'argile peut être employée comme dépolluant, en raison de son grand pouvoir d'adsorption. En effet, elle donne d'excellents résultats en ce qui concerne l'adsorption des métaux lourds tels que le zinc, plomb, cuivre, cobalt, chrome, nickel contenu dans les eaux usées et polluées. Son utilisation pour l'épuration des eaux chargées en métaux lourds provenant de l'industrie minière est en train d'être étudiée.

-L'industrie pétrolière : l'argile, principalement la bentonite est fréquemment utilisée dans ce secteur comme boue de forage mais intervient également comme catalyseur dans le raffinage du pétrole.

-L'élevage et l'industrie agricole: dans l'élevage des bovins, l'argile bentonitique est utilisée pour soigner et guérir les animaux souffrant de graves maladies comme l'infestation de parasites internes et toute autre forme d'intoxication importante.

-L'argile, grâce à son exceptionnel pouvoir absorbant, permet de retenir l'eau dans la terre et sert également de réservoir d'eau et d'engrais aux plantes. Certes, l'argile a aussi un pouvoir adsorbant (retenant les ions positifs) et constitue un véritable réservoir d'éléments nutritifs (K^+ , Ca^{2+}), car il échange en permanence des ions avec la solution du sol environnant. La présence de ces ions échangeables entre les feuillets d'argile est importante car elle permet la nutrition des plantes. Elle cède en effet les cations retenus et les végétaux peuvent donc puiser l'eau contenue dans les pores. De plus, les processus d'échange ionique permettent de réaliser la fixation d'ions indésirables tels que des pesticides ou des déchets toxiques ou radioactifs.

-Elle est utilisée dans la fabrication des prothèses dentaires, des moteurs, des hauts-fourneaux, des

composants électroniques, des filtres, des buses d'arrosages, des assiettes ou plats en céramique, l'argile n'a pas fini de nous étonner quant à ses possibilités illimitées d'applications dans le futur.

Si l'argile est très répondu dans les utilisations quotidiennes et dans différents domaines, c'est grâce à la composition minéralogique et structurale qui lui confère toutes ces applications.

Nomenclature et classification:

La classification et la nomenclature des minéraux argileux restent délicates car les espèces microcristallines qui les constituent sont sujettes à des variations de composition dues aux nombreuses possibilités de substitution. A cela s'ajoutent deux autres contraintes : -l'une, d'ordre structural, concerne les feuillets et leur mode d'association.

-l'autre, d'ordre technique et proviennent de la difficulté de séparer les cristallites auxquels ils sont associés à l'état naturel.

La classification adoptée par le comité de nomenclature de l'Association Internationale Pour l'étude des Argiles (AIPEA) s'appuie sur les données structurales. Ainsi, sur la base du mode d'agencement des tétraèdres et des octaèdres, on distingue 3 grandes familles :

- Phyllosilicates définis par leur distance basale.
- Minéraux interstratifiés.
- Minéraux à pseudo feuillets et faciès fibreux.

La composition des argiles :

Les minéraux argileux sont des phyllosilicates d'aluminium dans lesquels les tétraèdres de SiO_4 forment des feuillets bidimensionnels (**FOUCAULT, 1984**) (**Fig.65**). Ces feuillets tétraédriques (T) sont condensés avec des octaèdres (O) d'oxydes métalliques (**Fig.66**) dans un rapport 1:1 (ou T/O) ou 2:1 (ou T/O/T).

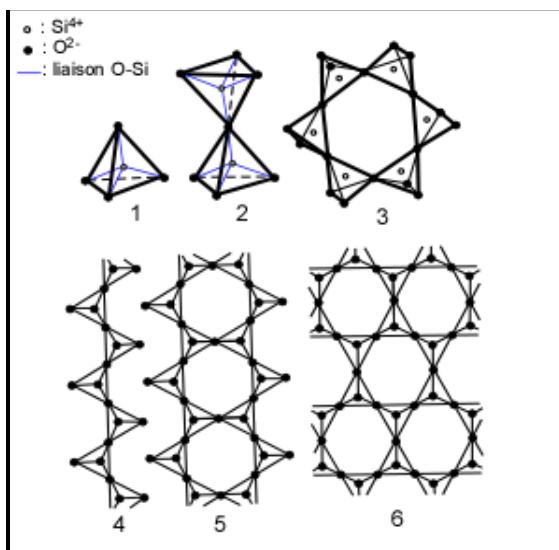


Fig.65 : Schémas du réseau cristallin

1: nésosilicate – 2: sorosilicate – 3: cyclosilicate – 4: inosilicate en chaîne simple

5: inosilicate en chaîne double – 6: phyllosilicate (**FOUCAULT, 1984**)

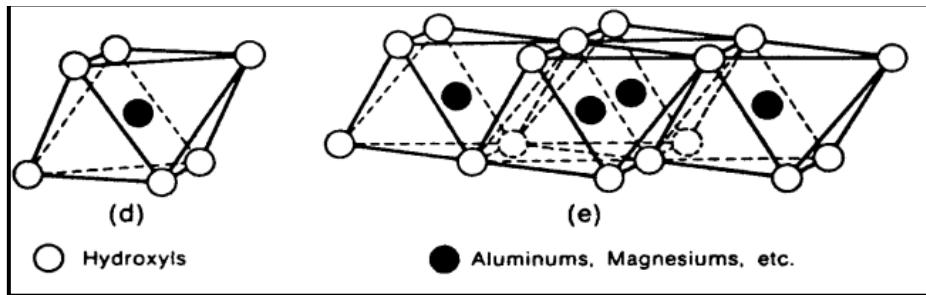


Fig.66 : Octaèdre (a), feuillet octaédrique (b). (Grim, 1959)

Les différents groupes de minéraux argileux se différencient par l'arrangement de leurs couches tétraédriques et octaédriques (Eslinger & Peaver, 1988 ; Weaver, 1989) représentées dans la figure suivante :

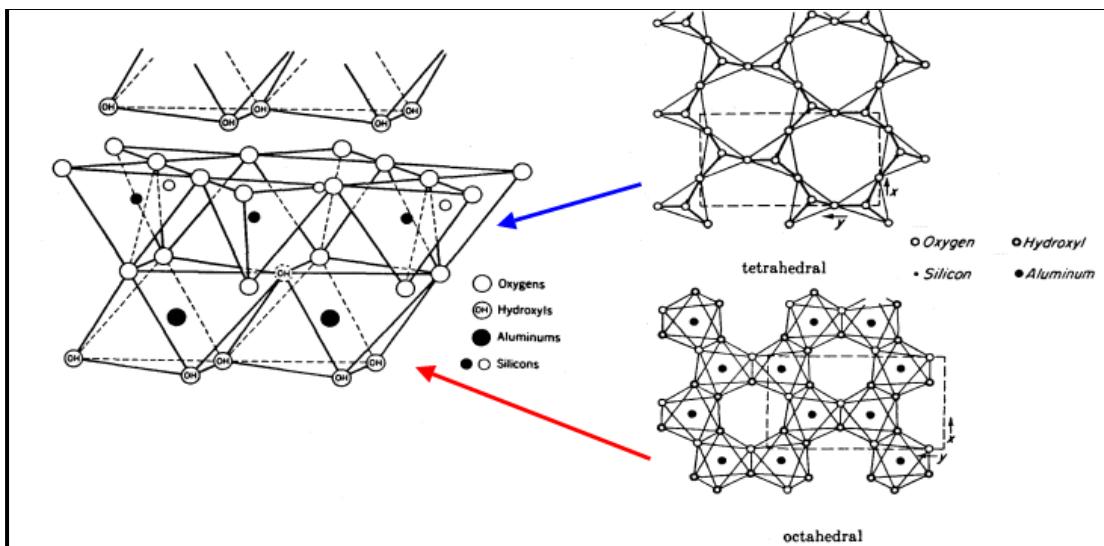


Fig.67 : Agencements des tétraèdres et des octaèdres en feuillets 1/1 (Eslinger & Peaver, 1988 ; Weaver, 1989)

L'organisation structurale des phyllosilicates est basée sur une charpente d'ions O^{2-} et OH^- (Caillère et al., 1982). Ces anions occupent les sommets d'assemblages octaédriques (O^{2-} et OH^-) et tétraédriques (O^{2-}). Dans les cavités de ces unités structurales élémentaires viennent se loger des cations de tailles variables (Si^{4+} , Al^{3+} , Fe^{3+} , Fe^{2+} , Mg^{2+}) en position tétraédrique ou octaédrique. Ces éléments s'organisent suivant un plan pour constituer des couches octaédriques et tétraédriques dont le nombre détermine l'épaisseur du feuillet. L'espace entre deux feuillets parallèles s'appelle espace interfoliaire. Lorsque deux cavités sur trois de la couche octaédrique sont occupées par Al^{3+} (ou un autre ion métallique trivalent), la structure est dénommée **di-octaédrique**. Quand la totalité des cavités octaédriques est occupée par des ions métalliques bivalents, la structure est **tri-octaédrique**.

Par ailleurs, il peut exister des substitutions isomorphiques dans les couches tétraédriques (Si^{4+} par Al^{3+} ou Fe^{3+}) et/ou octaédrique (Al^{3+} par Mg^{2+} ou Fe^{2+} , ou Mg^{2+} par Li^+). Ces substitutions entraînent un déficit de charge qui est compensé, à l'extérieur du feuillet, par des cations compensateurs (K, Ca et Na).

-Origine des minéraux argileux :

La genèse des argiles peut s'expliquer par trois grands mécanismes principaux.

1-Héritage et altération

Les minéraux argileux résultant de la destruction des roches, peuvent rester sur place (argiles résiduelles, ex: argiles des fonds océaniques).

En fonction des roches mères et du climat, les minéraux argileux résultant sont différents. En climat froid : l'altération est faible, les minéraux argileux sont identiques ou peu différents des minéraux de la roche (illite et chlorite), ils sont hérités de la roche d'origine en climat chaud et humide, l'hydrolyse est poussée, la kaolinite se forme en milieu drainé, les smectites en milieu confiné. En climat tempéré, humide, l'altération est modérée, il apparaît des interstratifiés, des illites et chlorites dégradés, de la vermiculite.

2-Néoformation en milieux confinés

La néoformation, ou authigenèse, dont les minéraux argileux sont nés sur place, par combinaison des ions présents dans les solutions, ils sont caractéristiques du milieu qui leur a donné naissance. Les argiles fibreuses se forment dans des croûtes calcaires, dans des zones à climat à saison sèche marquée, dans des milieux évaporitiques sursalés :

-néoformation de sépiolite par concentration des ions par évaporation.

Certains minéraux argileux se forment en dehors des sols à partir des ions en solution :

-néoformation de glauconie (illite ferrifère) dans les vases littorales.

-néoformation des argiles rouges des grands fonds (smectites ferrifères) provenant des vases calcaires et siliceuses et des cendres volcaniques.

3-Transformation des minéraux argileux

Les minéraux néoformés ou hérités peuvent évoluer pour prendre un nouveau statut en équilibre avec le nouveau milieu. On distingue les transformations par dégradation (soustraction d'ions) et par aggragation (par fixation d'ions supplémentaires). Ces transformations ont lieu aussi bien au cours de l'altération que de la diagenèse. Il existe aussi des minéraux transformés par recristallisation. On comprend que leur statut est intermédiaire, puisque leur substance est héritée et leur structure néoformée.

Ex. : Kaolinite Chlorite

Smectites Illite

Ces trois origines sont bien illustrées dans le schéma, voir Fig.68

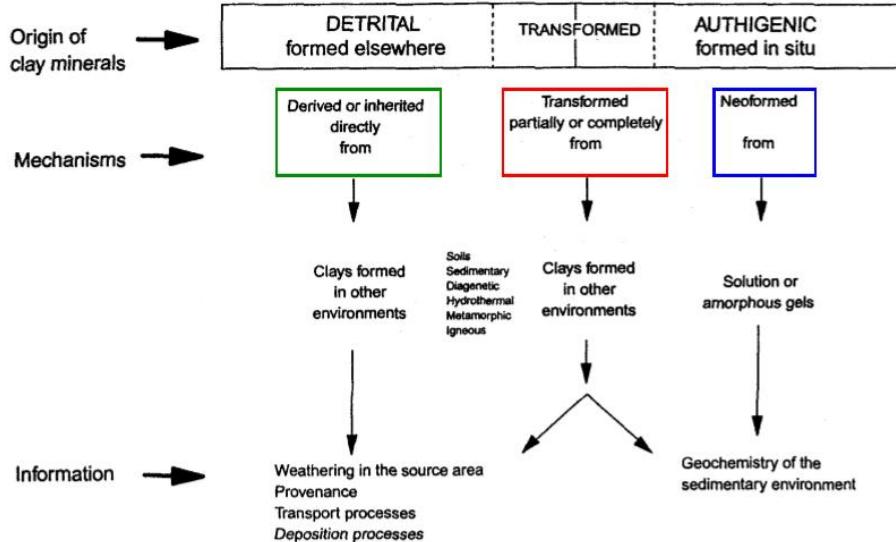


Fig.68 : Origine des minéraux argileux (Velde, 1995)

Structure des minéraux argileux :

Les minéraux argileux sont structuralement constitués par un agencement de couche de tétraèdres siliciques $[SiO_4]^{4-}$ notées (T) et de couche d'octaèdres aluminiques $[Al(OH)_6]^{3-}$ et/ou magnésiens notées (O) (Fig.69) reliées entre eux par la mise en commun d'oxygènes O^{2-} et de groupements de OH^- .

La figure explicite la terminologie utilisée pour définir la structure des argiles. On distingue quatre niveaux d'organisation :

- Les plans : sont constitués par les atomes.
- Les couches : association de deux plans d'atomes d'oxygène et/ou d'hydroxyde formant des couches de tétraèdre ou des couches d'octaèdre.
- Les feuillets correspondent à des combinaisons de couches.
- L'espace interfoliaire : c'est le vide séparant deux feuillets de même structure, il peut être occupé par des cations (éventuellement hydratés).
- Le cristal résulte de l'empilement de plusieurs couches.

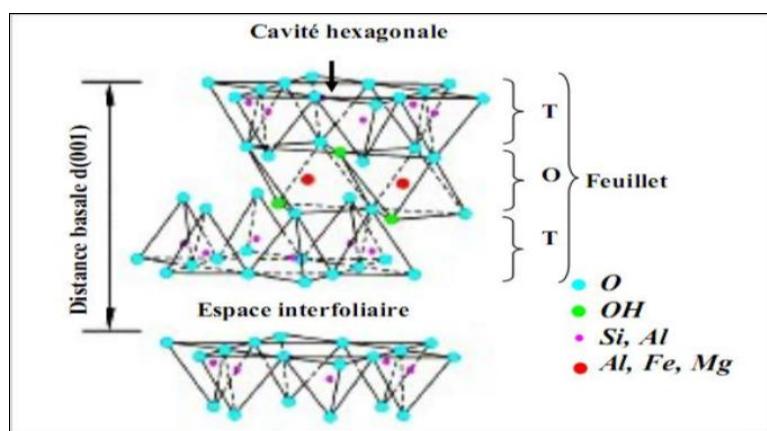


Fig.69 : Représentation schématique de l'empilement des feuillets unitaires dans une argile (cas d'une smectite)

L'espace interfoliaire :

Les espaces interfoliaires qui se trouvent entre les feuillets peuvent être vides ou remplis.

-Ils sont vides lorsque les différents feuillets sont neutres et liés entre eux par des liaisons hydrogène dans le cas des espèces 1:1, ou par des liaisons de Van-der-Wals dans le cas des minéraux 2:1 type talc ou pyrophyllite (**Pédro, 1994**).

-Ils sont occupés par des cations dès que les feuillets de l'édifice présentent un déficit de charge à la suite de substitutions isomorphiques. Ces cations rétablissent l'électro-neutralité du système et en même temps assurent la liaison entre les feuillets adjacents, qui est ici de nature ionique (Pédro, 1994). Ces cations peuvent être soit «secs» soit hydratés. Les cations les plus fréquents sont Ca²⁺, Mg²⁺, K⁺, Na⁺, Li⁺.

a- Phyllosilicates non-expansibles

Les feuillets d'illite, où la charge est compensée par du potassium, constituent un exemple de ce type d'arrangement. La cohésion des feuillets est telle que l'échange du cation compensateur par d'autres cations ne peut se réaliser dans les conditions naturelles. Nous avons affaire à des minéraux à l'espace interfoliaire anhydre et présentant des espacements constants, voisins de l'épaisseur du feuillet (~10Å)

b-Phyllosilicates expansibles : Dans ce cas les cations compensateurs sont hydratés et la présence d'un film d'eau entre les feuillets concourt à leur écartement. On parle alors de minéraux expansibles. La propriété essentielle de ces minéraux est de se disperser au contact de l'eau pour former des suspensions plus ou moins stables. Les cations interfoliaires sont en général échangeables par des cations organiques et minéraux, se trouvant dans des solutions mises au contact du phyllosilicate (**Fig.70**). On caractérise alors chaque phyllosilicate par sa «Capacité d'Echange Cationique» (CEC) définie comme étant le nombre de cations monovalents (équivalents chimiques) qu'il est possible de substituer aux cations compensateurs pour compenser la charge électrique de 100 g de minéral calciné.

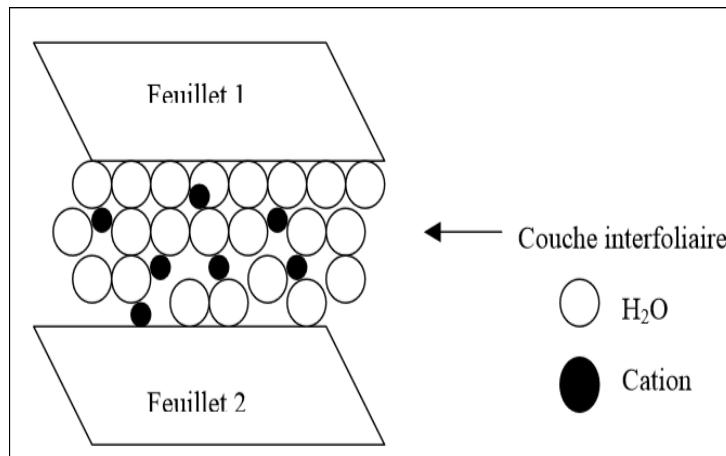


Fig.70 : Représentation schématique de la couche interfoliaire dans le cas de cations interfoliaires hydratés.

1-Les minéraux phylliteux ou les phyllosilicate:

Ce sont des silicates à structures en feuillets dans lesquelles les couches tétraédriques (T) sont liées aux couches octaédriques (O) par des atomes d'oxygène ou des groupements d'hydroxyles communs. La cohésion est très grande dans le plan du feuillet, mais beaucoup plus faible latéralement, ce qui confère à ces minéraux des propriétés plastiques (kaolinite), ou des clivages particulièrement nets (mica).

On classe les minéraux de ce type de structure en sous-groupes, d'après le nombre d'association de ces couches, l'épaisseur de leur unité structurale, la nature et le nombre de cations remplissant les cavités hexagonales. On distingue ainsi les sous-groupes du type 1:1(kaolinite), du type 2:1 (mica) et du type 2:1:1 (chlorite) dont les distances basales mesurent respectivement 7, 10 et 14A°. Chacun de ces sous-groupes structuraux se divise à son tour en espèces chimiques selon la nature des diverses couches de polyèdres qui constituent le feuillet élémentaire, les substitutions de polyèdre dans les couches et la nature des ions assurant s'il y a lieu la neutralité électrique de l'ensemble. Les espèces chimiques peuvent comprendre plusieurs variétés caractérisées par des différences secondaires de structure en ce qui concerne la liaison des feuillets entre eux (Fig.71- et tableau 01).

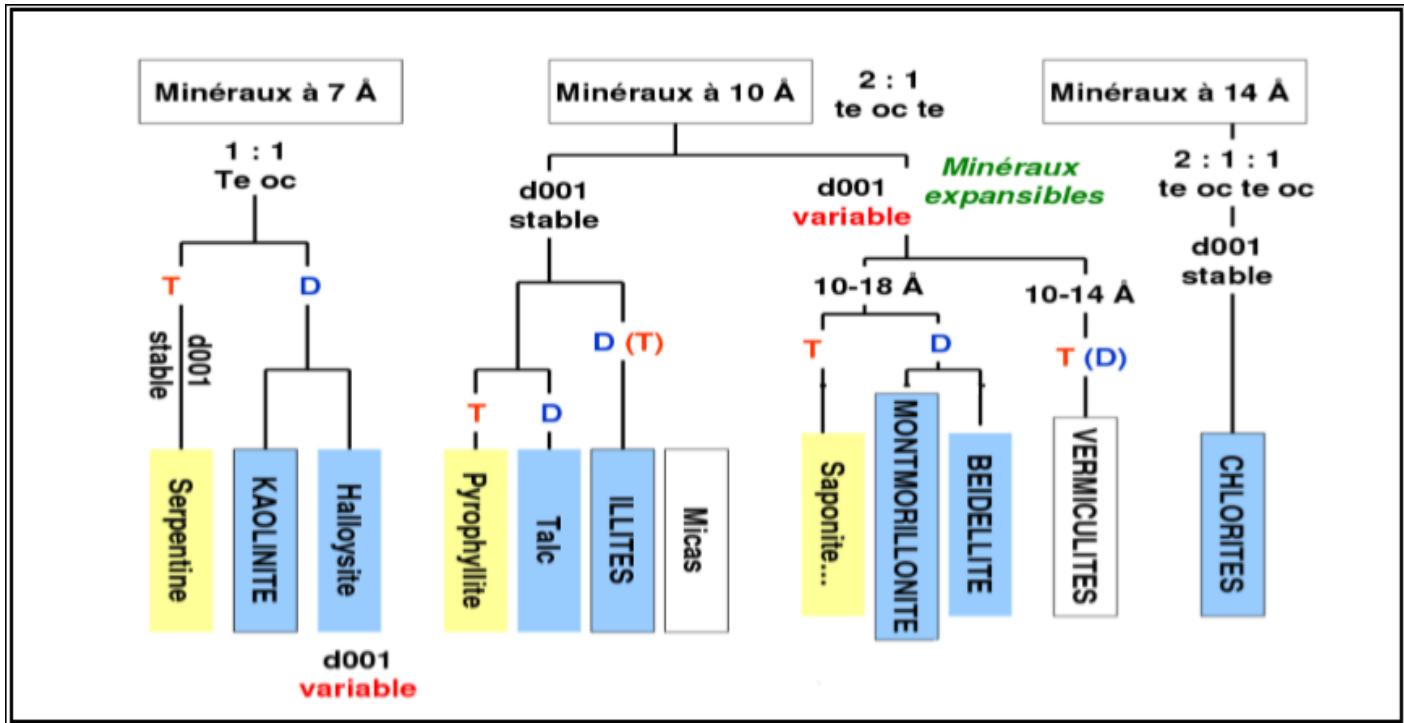


Fig.71 : Classification des phyllosilicates selon la séquence d'empilement (Brindley G.W. 1966)

Tableau.01- Classification des minéraux argileux selon leur charge d'après les travaux de Brindley (1966) et Mc Kenzie (1975).

Feuillet	Charge par maille	Dioctaédriques	Trioctaédrique
1 : 1	0	Kaolinite $(\text{Si}_4)(\text{Al}_4)\text{O}_{10}(\text{OH})_8$	Antigorite $(\text{Si}_4)(\text{Mg}_3)\text{O}_{10}(\text{OH})_8$
	≠0		Berthierines $(\text{Si}_{4-x}\text{Al}_x)(\text{Mg}^{2+}_{6-x}\text{M}^{3+}_x)\text{O}_{10}(\text{OH})_8$
	≠0	Pyrophyllite $(\text{Si}_8)(\text{Al}_4)\text{O}_{20}(\text{OH})_4$	Talc $(\text{Si}_8)(\text{Mg}_6)\text{O}_{20}(\text{OH})_4$
2 : 1	0.4 à 1.2	SMECTITES	
		Montmorillonite $(\text{Si}_8(\text{Al}_{4-y}\text{Mg}_y)\text{O}_{20}(\text{OH})_4,\text{M}_y^+)$	Hectorite $(\text{Si}_8)(\text{Mg}_{6-y}\text{Li}_y)\text{O}_{20}(\text{OH})_4,\text{M}_x^+$
	1.2 à 1.8	Illite $(\text{Si}_{8-x}\text{Al}_x)(\text{Al}_{4-y}\text{M}^{2+}_y)\text{O}_{20}(\text{OH})_4 \text{K}_{x+y}^+$	Vermiculites $(\text{Si}_{8-x}\text{Al}_x)(\text{Mg}_{6-y}\text{M}^{3+}_y)\text{O}_{20}(\text{OH})_4 \text{K}_{x-y}^+$
	2 à 4	MICAS	
		Muscovite $(\text{Si}_6\text{Al}_2)(\text{Al}_4)\text{O}_{20}(\text{OH})_2\text{K}^+_2$	Phlogopite $(\text{Si}_6\text{Al}_2)(\text{Mg}_6)\text{O}_{20}(\text{OH})_2\text{K}^+_2$
		Margarite $(\text{Si}_4\text{Al}_4)(\text{Al}_4)\text{O}_{20}(\text{OH})_2\text{Ca}^{2+}_2$	Clintonite $(\text{Si}_4\text{A}_4)(\text{Mg}_6)\text{O}_{20}(\text{OH})_2\text{Ca}^{2+}_2$

1-1-Les minéraux type 1:1 ou bien T/O:

Le feuillet est formé par la juxtaposition d'une couche tétraédrique et d'une couche octaédrique. Les cristallites des minéraux de type 1:1 ont leurs feuillets successifs empilés de telle sorte que le plan des atomes d'oxygènes d'un feuillet se trouve en face de celui des groupements d'hydroxyles du feuillet voisin. Des liaisons hydrogènes interfeuillets stabilisent alors l'empilement. Cet assemblage peut se faire pour différentes positions des deux plans, ce qui entraîne des déplacements relatifs des feuillets et détermine le système cristallin du minéral.

Dans les couches tétraédriques, l'ion Si^{4+} peut être substitué par un autre ion de même taille, comme Al^{3+} . Les vides octaédriques peuvent eux aussi recevoir des ions tel que Al^{3+} , Fe^{3+} , Mg^{2+} et Fe^{2+} . Quand tous les sites sont occupés par des ions divalents (Mg^{2+} , Fe^{2+}) on dit que le minéral est dioctaédrique. Par contre si 2/3 de ces sites sont occupés par des ions trivalents on dit du minéral qu'il est trioctaédrique.

L'exemple le plus célèbre représente ce type de minéraux est la famille des **Kaolinites** (Fig.72-et 73) (Grim, 1962) de formule chimique : $[\text{Al}_2\text{O}_3, 2 \text{ SiO}_2, 2 \text{ H}_2\text{O}]$. Elles sont constituées d'une couche tétraédrique et d'une couche octaédrique avec une épaisseur $d=7 \text{ \AA}$. Il n'y a pas de substitution dans les couches, le feuillet est neutre. La kaolinite se forme dans les sols bien drainés, à pH acide, surtout en climat subtropical et tropical. Ses cristaux sont souvent grands (jusqu'à 15 μm).

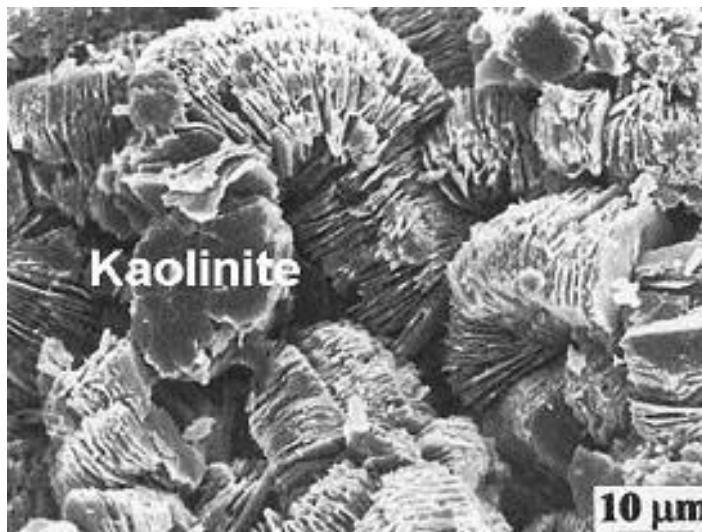


Fig.72 : La Kaolinite au Microscope Electronique à Balayage (Grim, 1962)

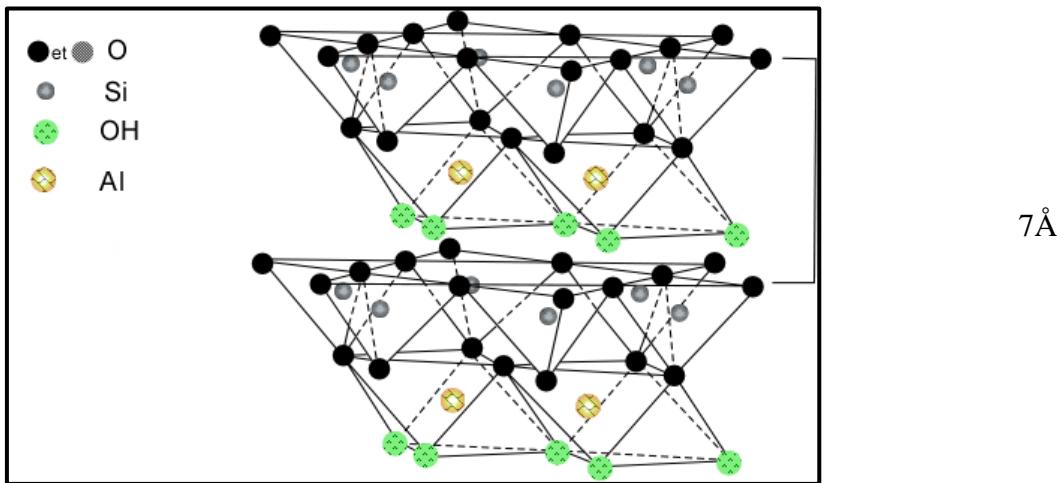


Fig.73 : Structure cristalline de la Kaolinite (Grim, 1962)

On subdivise la famille de kaolinite en minéraux hydraté et non hydraté.

6.1.1.a. Minéraux à couche dioctaédrique non hydratée

Dans ces minéraux l’empilage des feuillets se fait sans possibilité d’intercalation de molécule d’eau, de molécule organique ou d’ion minéraux. Les minéraux du type kaolinite dioctaédrique non hydraté comprennent quatre variétés cristallographiques : la kaolinite, la nacrite, la dickite et la métahalloysite. Ils diffèrent par la disposition réciproque de leurs différents feuillets.

6.1.1.b. Minéraux à couche dioctaédrique hydratée

Ces minéraux ont leurs feuillets séparés par une couche de molécules d’eau ou peuvent prendre place des ions minéraux ou des molécules organiques. Le minérale type est l’halloysite (ou endellite) de formule $\text{Si}_2\text{Al}_2\text{O}_5(\text{OH})_4\text{H}_2\text{O}$. La présence de molécules d’eau entre feuillets entraîne un écart réticulaire total de 10.1\AA° et une certaine indépendance des feuillets qui permet leur enroulement en tubes.

1-2-Les minéraux type 2:1 ou bien T O T :

Ce type de minéraux résulte de la combinaison d’une couche octaédrique placée entre deux couches tétraédriques. Les minéraux représentant cette structure sont très nombreux, car les substitutions sont fréquentes aussi bien dans la couche tétraédrique que dans la couche octaédrique, ce qui entraîne la présence de différents cations nécessaires à la neutralisation électrique.

La nature de ces cations et leur liaison plus ou moins intime avec les feuillets qu’ils relient, multiplient les espèces chimiques et modifient les propriétés physico-chimiques des minéraux. On distingue, en outre, des espèces non hydratées en ce sens qu’il ne contiennent pas d’eau “zéolithique” dans leurs structure ou intercalée entre leurs feuillets, dont le départ donnerait lieu à un phénomène réversible (mica, pyrophyllite, talc, phlogopite), des espèces partiellement hydratées (glauconie, illite) et des espèces hydratées (montmorillonite, beidellite, nontronite, saponite, hectorite, vermiculite).

Les deux exemples les plus célèbres pour cette famille sont celui de **l’illite et la smectite**.

L'illite : de formule chimique : [K Al₂(OH), (Al Si₃(O, OH)10)] et de distance inter-réticulaire **d=10 Å**. Elle est la résultante d'une association d'une couche octaédrique (alumineuse) et deux couches tétraédriques (siliceuses) avec possibilité de substitution (remplacement de Si par Al). Des cations (K⁺) sont adsorbés dans l'espace inter-foliaire afin de compenser le déséquilibre des charges (**Grim, 1962**) (voir fig 75). Sa structure est proche de celle de la muscovite (avec plus d'eau, moins de K⁺).

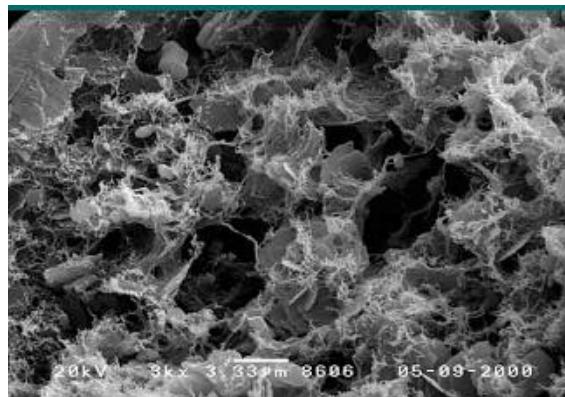


Fig.74 : L'illite sous le MEB (**Grim, 1962**)

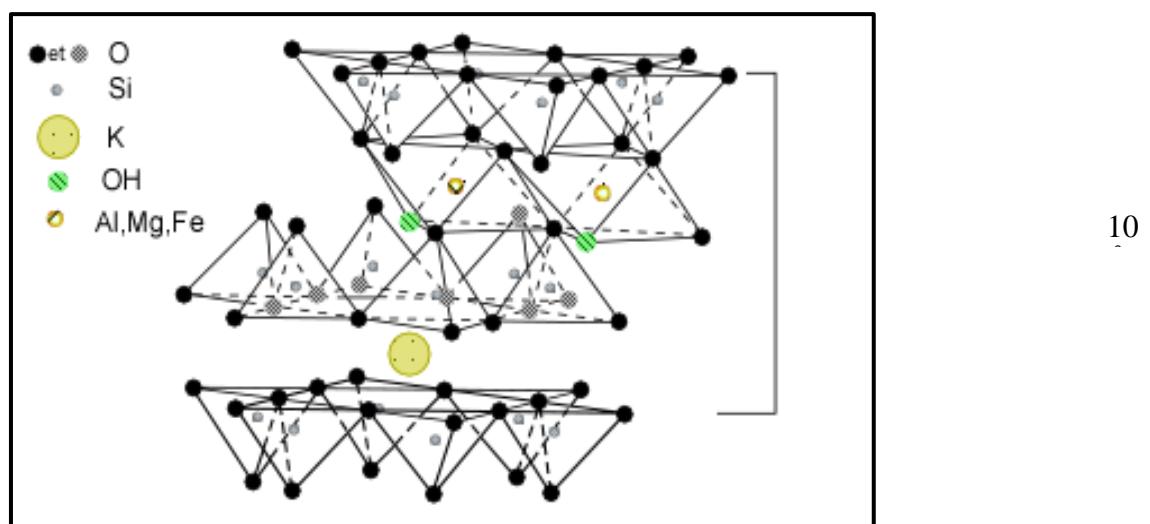


Fig.75 : Structure cristalline de l'illite (**Grim, 1962**).

Les smectites : de formule chimique : [2 Al₂O₃, 8SiO₂, 2 H₂O, n H₂O], et de **d= 14 Å**. Le groupe de la Smectite (**Fig.76-et 77**) contient une douzaine de sous-groupe, on peut citer (par ordre alphabétique); Aliettite, Beidellite, Hectorite, Montmorillonite, Nontronite, Saponite, Sauconite, Stevensite, Swinefordite, Volkonskoite, Yakhontovite et Zincsilite.

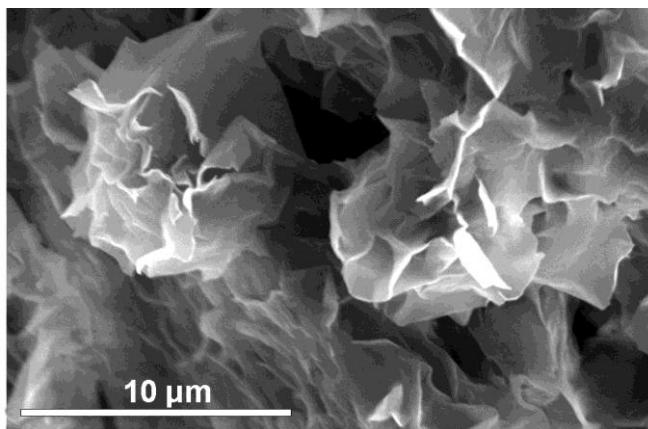


Fig.76 : La Smectite (Montmorillonite) sous le MEB Romero (2008)

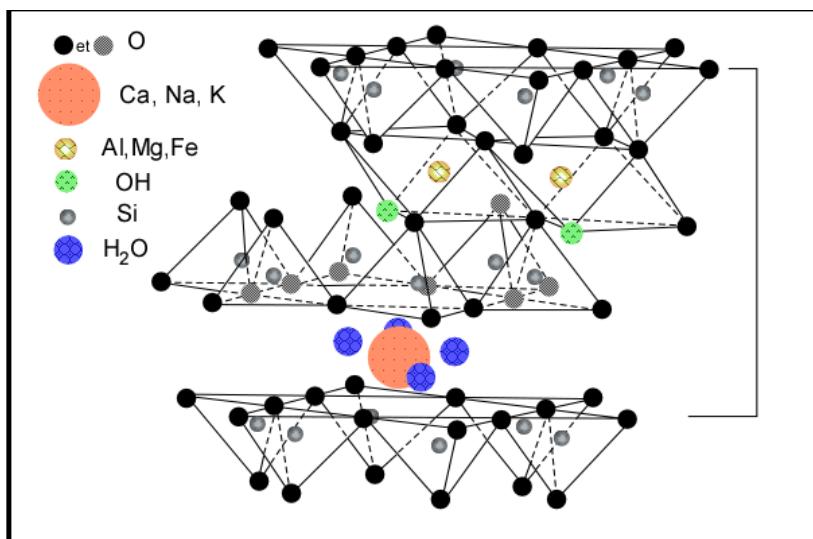


Fig.77 : Structure cristalline de la Smectite : exemple de la Montmorillonite (Grim-1962).

La structure de la couche octaédrique ainsi que la localisation des substitutions, ont conduit à la classification de ces sous-groupes en deux grandes catégories (voir fig 78):

-Smectites dioctaédriques : deux sites octaédriques sur trois sont occupés. Parmi elles, certaines présentent majoritairement des substitutions dans la couche octaédrique (montmorillonite), alors que d'autres sont principalement substituées dans les couches tétraédriques (beidellite). L'ion en site octaédrique (l'aluminium) est remplacé par du magnésium ou du fer, alors que le silicium tétraédrique est remplacé par de l'aluminium. Il existe un troisième type de smectite dioctaédrique, possédant essentiellement du Fe^{3+} dans sa couche octaédrique, remplacé par de l'aluminium ou du magnésium (nontronite).

-Smectites trioctaédriques : dans ce cas tous les sites octaédriques sont occupés. L'ion en site octaédrique est en général le magnésium. Parmi elles, certaines sont caractérisées par des substitutions du magnésium par le Lithium dans la couche octaédrique (hectorite), alors que pour d'autres, les substitutions ont principalement lieu dans la couche tétraédrique, où le Silicium est remplacé par de l'aluminium (Saponite).

Par ailleurs, il peut exister des substitutions isomorphiques dans les couches tétraédriques (Si^{4+} par Al^{3+} , Fe^{3+}) et/ou octaédrique (Al^{3+} par Mg^{2+} ou Fe^{2+} , ou Mg^{2+} par Li^{+}). Ces substitutions entraînent un déficit de charge qui est compensé, à l'extérieur du feuillet, par des cations compensateurs (K, Ca et Na).

L'empilement des feuillets est désordonné ; chaque feuillet est tourné dans son plan par rapport au précédent. Les substitutions d'atomes sont importantes. Ce désordre et la faible charge des feuillets facilitent leur écartement et l'adsorption des molécules variées (eau, cations, molécules organiques) au niveau de l'espace inter-foliaire qui s'écarte ($d=18 \text{ \AA}$). Les Smectites sont formées dans les sols mal drainés plutôt alcalins. Les feuillets des Smectites peuvent s'intercaler régulièrement ou irrégulièrement avec d'autres feuillets argileux, souvent illitiques. L'ensemble forme des interstratifiés.

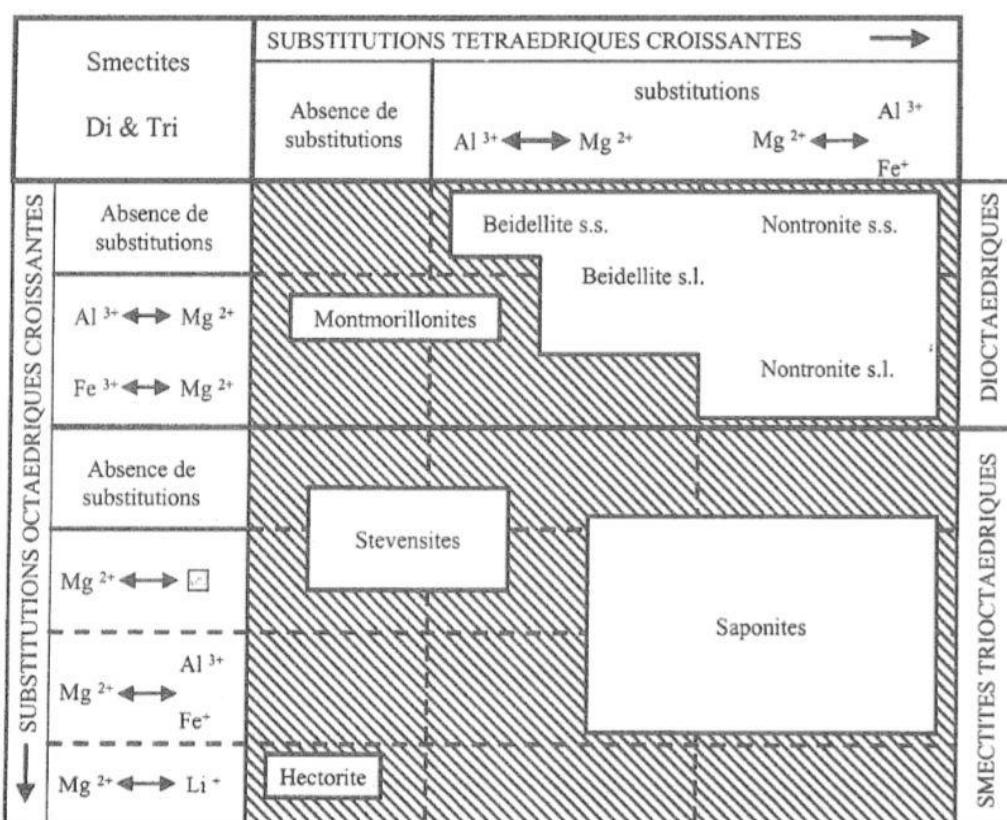


Fig.78 : Classification des smectites di et trioctaédriques en fonction des substitutions

(Holtzapfell,1985)

1-3-les minéraux type 2:1:1 ou T/O/T/O:

Ces minéraux sont issus de la combinaison de deux couches octaédriques avec deux couches tétraédriques. La charge du feuillet est compensée par une couche interfoliaire d'octaèdre contenant des atomes d'aluminium et/ou de magnésium.

Ce type de minéraux est représenté essentiellement par la Chlorite (Fig.79 et 80), de formule chimique :

$[\text{Mg}_5 (\text{Al, Fe}) (\text{OH}_8) (\text{Al, Si})_4 \text{O}_{10}]$, et $d=14$ Å. L'espace inter-foliaire est garni par une couche composée de Mg et OH. L'Al est remplacé localement par le Fe. Les Chlorites existent en plus grands cristaux dans les roches magmatiques, elles sont également formées pendant la diagenèse des roches sédimentaires. On les retrouve en éléments détritiques dans les sols sous climat peu agressif.

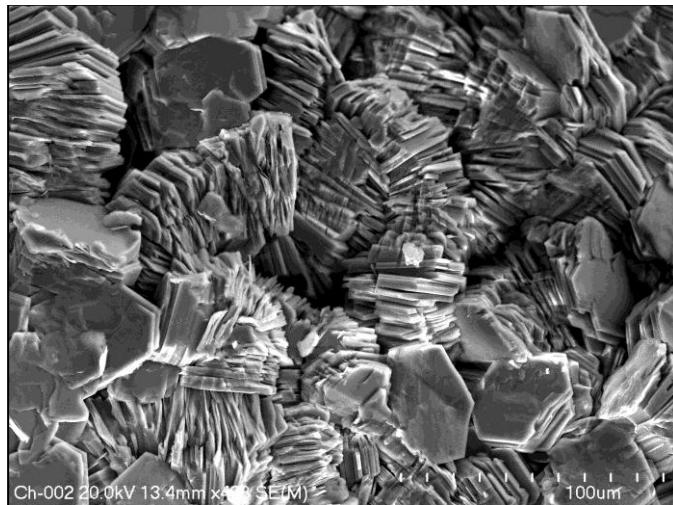


Fig.79 : Des cristaux de Chlorite sous le MEB (Michal Skiba)

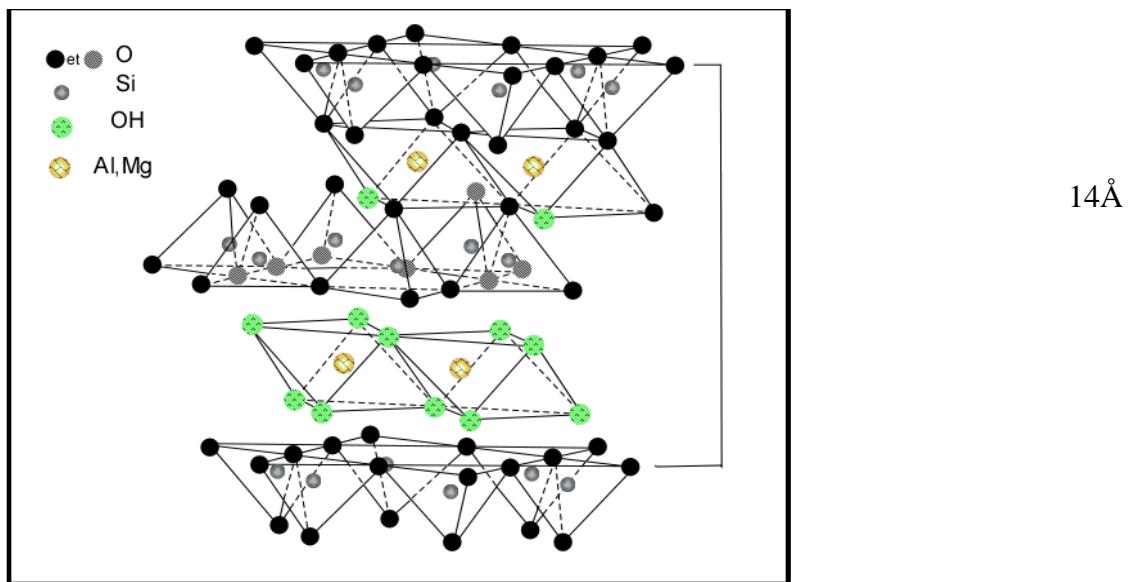


Fig.80 : Structure cristalline de la Chlorite (GRIM-1962).

2-Les minéraux à pseudo-feuilles:

Les argiles fibreuses se caractérisent par des feuillets argileux discontinus (Fig.81,82 et 83). Elles présentent une structure de base en ruban de type 2 :1, proche du talc en composition mais avec une structure en chaînes comme dans les pyroxènes ou les amphiboles. Les tétraèdres sont reliés entre les chaînes. L'oxygène apical pointe alternativement vers le haut ou le bas dans les rubans adjacents. Les feuillets tétraédriques sont continus, les feuillets octaédriques discontinus. Il y a de larges espaces entre les chaînes qui sont remplis d'eau, liée ou non (eau zéolitique) et de cation échangeables. La structure en ruban confère à l'argile un aspect en lattes ou en fibres. Suivant la longueur du ruban, on distingue deux familles parmi ces minéraux fibreux : Les sépiolites qui correspondent à un ruban à 8

octaèdres et qui comportent essentiellement le Mg comme cation échangeable, rarement le Na; et Les palygorskites (l'attapulgite), constituées d'un ruban à 5 octaèdres (ou attapulgite) et plus riche en Al que la sépiolite.

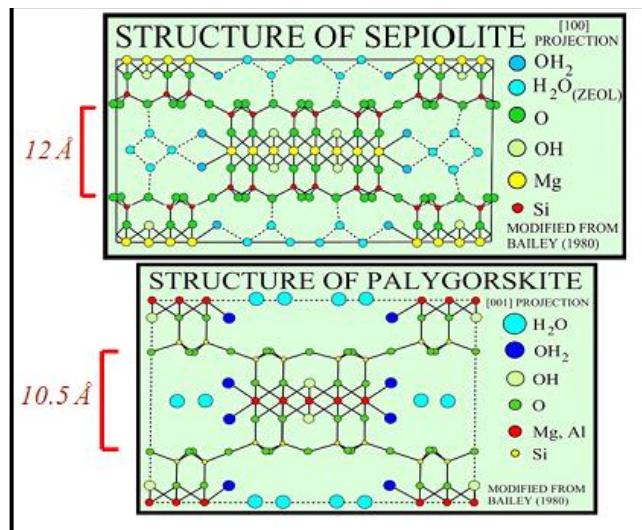


Fig.81 : Structure des minéraux à pseudo-feuilles et à faciès fibreux :

(a) Sépiolite ; (b) Attapulgite (Bailey, 1980)

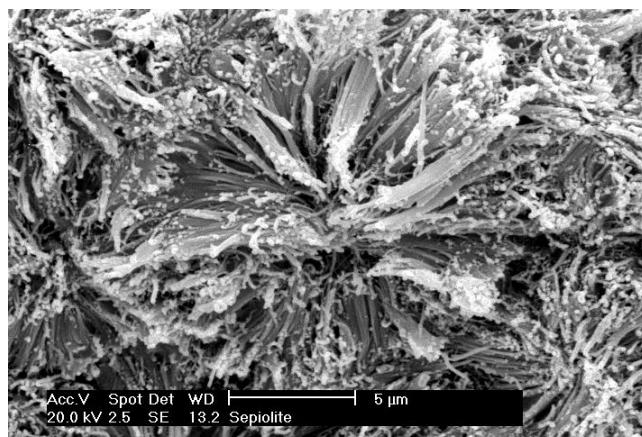


Fig.82 : La Sépiolite sous le microscope électronique à balayage (M. Roe, Macaulay Institute)

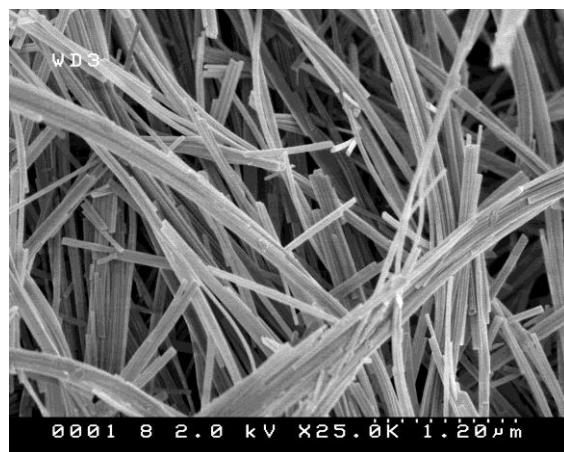


Fig.83 : Palygorskite (Attapulgite) au MEB (Toshihiro Kogure. 2005)

3-Les minéraux à structure complexe : inter-stratifiée:

Les minéraux interstratifiés se caractérisent par la superposition, selon un empilement vertical, de deux ou plus de types de feuillets. Il ne s'agit pas d'un simple mélange physique des différents composés mais d'un minéral à part entière. L'interstratification est due :

- aux liaisons fortes dans les feuillets individuels mais faibles entre les feuillets.
- à la configuration proche de tous les feuillets avec l'oxygène pointant vers l'extérieur.

Il s'agit de minéraux fréquents en milieu naturel, souvent négligés car difficiles à détecter et à quantifier par la DRX. Les critères de classification sont en fonction du type de couches impliquées ; du pourcentage de chaque couche et de la séquence verticale d'empilement (régulier ou non). La figure 84 donne quelques exemples d'empilement.

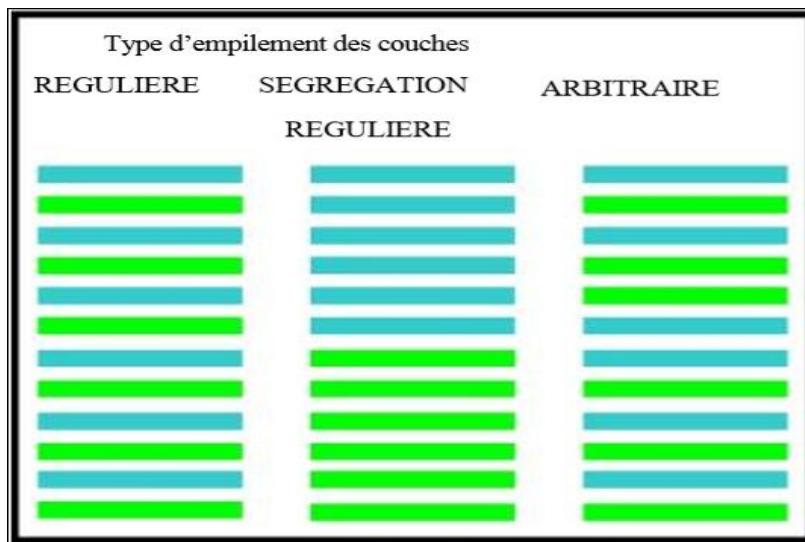


Fig.84 : Structure des minéraux interstratifiés

L'épaisseur du feuillet est variable. Ces minéraux résultent du mélange régulier ou irrégulier d'une argile A avec une autre argile B appartenant aux groupes ci-dessus (**R.L.Kugler et J.C. Pashin – 1994**).

La distance inter-réticulaire devient plus importante, et on peut distinguer alors les associations suivantes :

- Illite-Vermiculite ($d= 24 \text{ \AA}$)
- Illite-Montmorillonite ($d=24 \text{ \AA}$)
- Illite-Chlorite ($d=24 \text{ \AA}$)
- Chlorite-Smectite ($d=28 \text{ \AA}$)
- Chlorite-Vermiculite ($d=28 \text{ \AA}$)

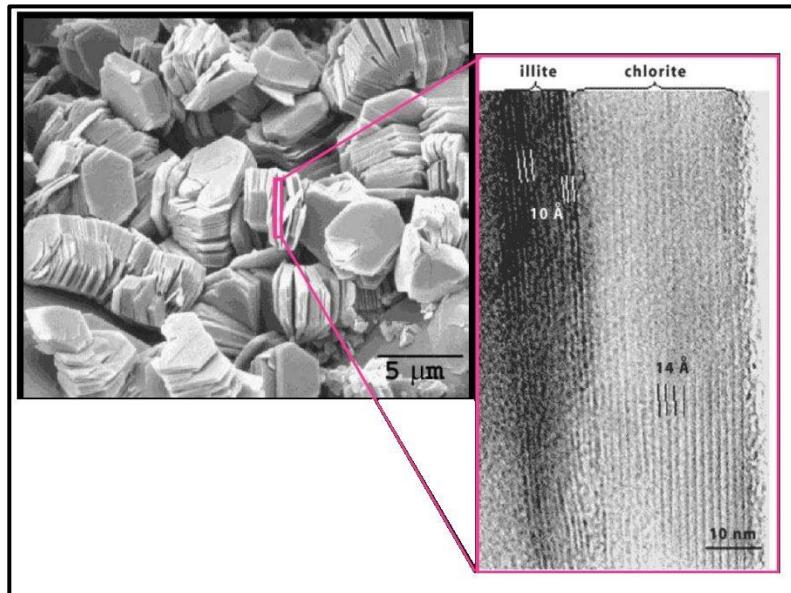


Fig.85 : Un inter-stratifié de type Chlorite-Illite (a) au MEB, et (b) au MET (R.L Kugler et J.C. Pashin – 1994)

Hydratation des minéraux argileux

1-Affinité des argiles pour l'eau:

Les minéraux argileux présentent une grande affinité pour l'eau qui s'exprime d'une part par la quantité d'eau qu'est susceptible de retenir une argile et d'autre part par l'énergie avec laquelle cette eau est retenue. Ce phénomène d'ordre capillaire est naturellement très important pour l'ensemble des matériaux argileux en raison de leur granulométrie excessivement fine.

La présence de charges à la surface des feuillets est un paramètre supplémentaire qui contribue à accentuer les interactions argile – eau.

2-Hydratation interfoliaire, gonflement et dispersion des feuillets :

La propriété commune à tous les phyllosilicates à CEC non nulle est de gonfler, en présence d'eau, pour former des solides hydratés, des gels et/ou des suspensions plus ou moins stables. La pénétration des molécules d'eau dans les espaces interfoliaires détermine une augmentation du volume, et donc l'apparition d'une pression de gonflement. Il peut y avoir d'une à quatre couches d'eau en fonction de la quantité d'eau entre les feuillets.

3-L'hydratation de la Montmorillonite:

Pendant l'hydratation d'une montmorillonite initialement sèche, l'espace interfoliaire va augmenter suite à l'hydratation. Lors de ce phénomène, l'écartement des feuillets d'argile sera d'autant plus faible que le rayon ionique hydraté du cation compensateur sera petit. Il s'agit d'un gonflement intracristallin.

Dans le cas d'une Montmorillonite-Ca, le phénomène de gonflement est réduit à ce mécanisme. Dans le cas d'une Montmorillonite-Na il existe aussi un gonflement osmotique qui résulte de la formation d'une couche diffuse. L'épaisseur de celle-ci, qui dépend de l'ion considéré et des caractéristiques de la solution, peut atteindre 100 nm. La raison du gonflement osmotique est la différence de concentration entre la solution interne (Na⁺ dans l'espace interfeuillet) et externe, avec une concentration inférieure en Na⁺. Cause de la fixation électrostatique de Na⁺, cette différence ne peut être compensée que par une quantité supplémentaire d'eau entrant dans l'espace interfeuillets. (**Egloffstein, 1997**).

La bentonite :

1-nomenclature et caractéristiques :

La bentonite est une argile douée de propriétés de surface (caractère, affinité pour l'eau, capacité d'adsorption de composés électropositifs, etc.). Les roches argileuses ainsi formées portent le nom de bentonite, d'après le gisement situé près de Fort Benton (Wyoming, Etats-Unis). Cette dernière fut découverte pour la première fois en 1847 près de Montmorillon, dans le département de la Vienne (France).

La bentonite est une argile de type montmorillonite (en contient 75%) qui peut englober des matériaux de compositions différentes. Ainsi, il existe des bentonites qui sont riches en sodium, d'autres en calcium, potassium ou magnésium.

Sous forme naturelle, la bentonite est une roche tendre, sa teinte est blanche ou légèrement teintée de jaune, de beige, de vert, de rose. Le poids spécifique à sec de la bentonite varie selon les qualités et les origines entre 2.7 et 2.8, lorsque le produit est broyé le poids spécifique est inférieur et est de l'ordre de 1.6 à 1.8. L'une des propriétés physiques la plus remarquable est le gonflement à l'eau, en effet son volume peut être multiplié de 10 à 15 fois son volume original et absorbe 6,5 fois son poids en eau. Il s'agit donc d'une argile à grande surface interne avec une capacité d'échange cationique de 80 à 150 meq /100g et une capacité d'échange anionique d'environ 25 meq/100g.

2-Les types de Bentonites

En fonction des traitements subis par les bentonites, on distingue :

2-1-Les bentonites naturelles

Ce sont des bentonites qui n'ont pas subi de traitement, et en fonction de la nature du cation échangeable présent, deux types de bentonites existent à l'état naturel :

- Les bentonites sodiques ; où le sodium est le cation échangeable majoritaire, elles ont un fort pouvoir de gonflement et d'adsorption.
- Les bentonites calciques ; où le calcium est le cation échangeable majoritaire, elles ont un pouvoir de gonflement et d'adsorption plus faible que les bentonites sodiques

2-2-Les bentonites traitées

Les bentonites peuvent subir des traitements physico-chimiques tels que la déshydratation, l'amélioration de la capacité d'échange ionique ou l'activation. L'activation vise à améliorer les propriétés d'adsorption des bentonites calciques, ces dernières sont le plus souvent activées par du carbonate de sodium ou par l'acide sulfurique puis séchées. On obtient ainsi des bentonites calciques activées dont les propriétés sont égales ou supérieures à celles des bentonites sodiques.

3-L'origine des gisements de bentonite :

3-1-bentonite d'origine volcanique :

La plupart des gisements de bentonite sont issus de la transformation des cendres volcaniques déposées généralement en milieu marin, mais également parfois dans les lacs alcalins. Cette interprétation est basée sur la pureté de la smectite, la présence de minéraux non argileux de forme anguleuse et d'origine volcanique. Ces dépôts sont formés à partir de cendres de différentes natures allant de l'andésite à la rhyolite.

Certains gisements de smectites ont également une origine hydrothermale, l'interprétation est alors basée sur la présence de quelques minéraux connus d'être formé par l'hydrothermalisme sous l'action des sources chaudes, et sur la forme irrégulière et lenticulaire des couches de bentonite.

3-2-bentonite d'origine sédimentaire :

Ces bentonites se forment dans des bassins continentaux ou épicontinentaux, laguno-lacustres contiennent des formations géologiques qui s'intègrent toutes dans une séquence sédimentaire évoluant d'un pôle détritique à un pôle chimique de type évaporitique.

La nature des bentonites issus des processus sédimentaires varie en fonction des faciès : les smectites alumino-ferrifères se trouvent dans les sédiments à caractère détritique et les smectites alumino-magnésienne se trouvent dans les sédiments à caractère carbonaté. Lorsque la sédimentation devient dolomitique, les argiles bentonitiques deviennent magnésiennes, puis enfin apparaît le gypse dépourvu de minéraux argileux.

Les smectites alumino-ferrifères sont l'héritage de la dégradation des roches alimentant la sédimentation détritique du bassin (**G.MILLOT**), ces smectites sont ensuite transformées en smectites alumino-magnésienne (par échange entre les cations). La recristallisation de ces derniers conduit à la néoformation des attapulgites et saponites. Enfin la néoformation par précipitation donne naissance aux sépiolites et stévensite.

Cette évolution de la sédimentation argileuse est résumée dans le schéma suivant :

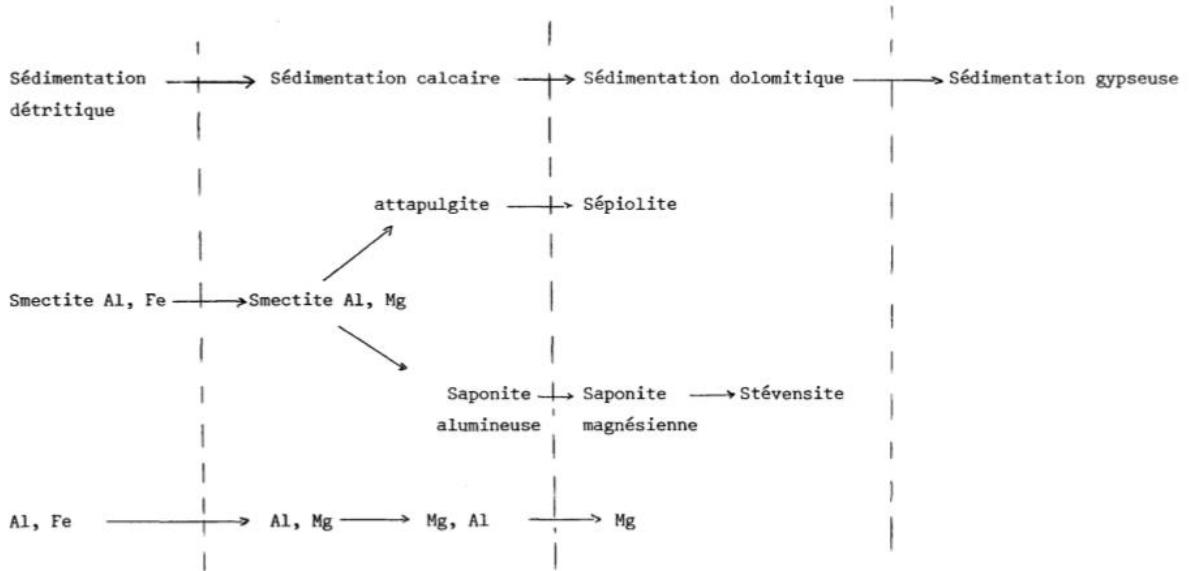


Fig.86 : L'évolution des argiles bentonitiques dans les bassin sédimentaires (P.LE BERRE)

4-Propriétés des bentonites :

1-Dispersion:

La propriété commune aux argiles est de se disperser dans l'eau pour former des suspensions plus ou moins solides. Inversement, lorsqu'on évapore progressivement des suspensions argileuses, celles-ci s'agglomèrent en formant des agrégats assez durs.

La dispersion est le résultat de l'interaction entre l'eau (solvant ionique universel) et le cation échangeable, particulièrement le sodium.

2-Adsorption de l'eau :

La fixation de la vapeur d'eau est possible aux pressions variables. Les isothermes d'adsorption d'eau ressemblent à toutes les isothermes d'adsorption sur un corps poreux

3-Eau d'hydratation interfeuillet :

Cette eau interfeuillet est considérée comme la cause du gonflement des argiles. En effet ce dernier est le résultat de l'interaction d'un certain nombre de couches d'eau entre les feuillets d'argile.

Le gonflement est illimité dans le cas des cations monovalents : Na, Li, H ou Ag. L'hydratation dans le cas des cations divalents est généralement limitée à trois couches d'eau.

4-Aptitude au gonflement :

A l'état anhydre, les feuillets argileux sont accordés les uns aux autres, mais ils s'écartent en présence d'eau, ce qui constitue l'une des propriétés caractéristiques des montmorillonites.

Des études ont montré que l'intensité du gonflement dépend de la nature du cation compensateur (taille et énergie d'hydratation), de la force ionique du milieu environnant et de la quantité d'eau totale.

En effet le gonflement continu de la montmorillonite résulte de la coexistence des forces répulsives, osmotiques (dues aux fortes concentrations ioniques dans l'espace interfoliaire) et des forces attractives entre les feuillets. Ainsi, il a été établi pour la montmorillonite que le gonflement allait dans l'ordre croissant suivant les cations compensateurs suivants : Ba < La < Mg < Cs < NH₄ < Rb < K < Na < Li.

Ils ont également montré l'influence notable de la nature du cation compensateur sur la force de liaison entre les feuillets (liaisons des cations avec la surface argileuse), cette dernière dépend de l'énergie d'hydratation du cation, de sa taille ionique (rayon du cation non hydraté) et de sa charge.

5-Colloïdalité :

La propriété colloïdale des particules argileuses est liée à la présence des charges négatives à la surface de chaque grain d'argile en suspension.

Dans le cas de montmorillonite, la charge négative est formée par un noyau argileux entouré d'ions O²⁻ et OH⁻ fortement liés, autour desquels gravite un nuage d'ions positifs assurant la neutralité du système (H⁺ et cations échangeable).

Les grains ainsi chargés négativement sur leur périphérie, se repoussent et il se produit une déflocculation avec formation de suspension stable. Dans le cas contraire les particules s'agglomèrent et il y a un phénomène de flocculation avec formation de suspension instable.

Les propriétés colloïdales présentent une grande importance pour les procédés de purification des argiles. En effet, si la suspension est stable ceci présente un avantage certain quand il s'agit d'éliminer des impuretés relativement élevées.

5-Intérêts des argiles bentonitiques :

1. Protection environnementale

Actuellement, plusieurs études ont été réalisées sur l'utilisation de la bentonite pour la protection des terrains sensibles.

2. Forage

La bentonite rentre dans la composition des boues de forage. Elle a pour but de lubrifier et refroidir l'appareil de consolider les parois du forage d'eau ou de pétrole, de remonter à jour les débris (cuttings).

3. Les céramiques

Dans le monde des céramiques, il est nécessaire de connaître les propriétés rhéologiques des argiles utilisées (mélanges d'argile, de quartz et de feldspath) pour permettre l'écoulement et la conservation de la forme acquise. La bentonite permet également de maintenir des mélanges de différentes particules assez grossières en suspension dans les émaux (couvercle céramique ou couche mince de verre).

4. Les peintures

Dans l'industrie de la peinture, la bentonite est utilisée pour épaissir les liquides. L'écoulement de la peinture doit être suffisant pour permettre une bonne couverture.

5. La pharmacie et la cosmétique

Les smectites sont largement utilisées en dermopharmacie et dermocosmétique pour leurs propriétés de gonflement, ainsi que leurs propriétés mécaniques. Leur usage permet d'éviter l'utilisation de corps gras dans les shampoings, les crèmes et les pâtes dentifrices.

Dans la médecine, la bentonite est employée comme antidote dans l'empoisonnement de métal lourd. Les produits personnels de soin tels que les paquets de boue, la peinture de coup de soleil, et le visage écrème peuvent tout contenir la bentonite.

6. L'agriculture : La bentonite est employée comme un supplément d'alimentation des animaux, en tant qu'aide de pelletisation dans la production des granules d'alimentation des animaux, comme une aide de fluidité. Elle est employée comme échangeur ionique pour l'amélioration et le traitement du sol.

7. Décoloration des huiles : L'autre mode d'utilisation de cette argile, c'est la décoloration des huiles animales et végétales. Les argiles activées ou argiles décolorantes possèdent la capacité d'adsorber les matières colorantes des huiles.

La bentonite est utilisée dans le déplacement des impuretés en huiles où ses propriétés adsorptions sont cruciales dans le traitement d'huiles de table et de graisses (le soja/paume/pétrole de canola), la bentonite est employée comme agent de clarification.

8. Fonderie : La bentonite est employée comme matériel de liaison dans la préparation du sable de bâti pour la production du bâti de fer, en acier et non ferreux. Les propriétés uniques du sable de vert de rendement de bentonite moulent avec la bonne fluidité, la compactibilité et la stabilité thermique pour la production des bâtis de bonne qualité.

9.Pelletisation : La bentonite est employée comme lieur dans la production des granules de minerai de fer. Par ce processus, des fines de minerai de fer sont converties en granules sphériques, appropriés comme matériel d'alimentation dans des fourneaux pour la production de fonte.

10.Construction et génie civil : La bentonite dans des applications de génie civil est employée traditionnellement comme agent thixotropique, de soutien et de lubrifiant dans des murs, dans le perçage d'un tunnel.

11.Marchés environnementaux : Les propriétés de l'adsorption/absorption de la bentonite sont très utiles pour la purification d'eau usagée. Les directives environnementales communes recommandent les bas sols de perméabilité, qui naturellement devraient contenir la bentonite, en tant qu'un matériel de cachetage dans la construction et réadaptation des remblais pour assurer la protection des eaux souterraines contre les polluants. La bentonite est la couche protectrice active de recouvrements

12.D'autres utilisations : reposent sur la propriété d'absorption de la bentonite parmi lesquelles on peut citer :

- Raffinage du pétrole.
- Additif dans la fabrication du papier.
- Génie civil (additif dans le ciment).
- Traitement des eaux usées.

Conclusion

Les minéraux argileux sont des silicates plus ou moins hydratés, constitués par un agencement de tétraèdres siliciques et d'octaèdres aluminiques, magnésiens et/ou ferrifères.

La plupart de ces minéraux sont des produits issus de la transformation sous l'influence de processus physiques et chimiques de silicates primaires. Les produits obtenus renferment généralement de nombreuses impuretés susceptibles d'influencer l'évolution de ces matériaux pendant le traitement thermique.

En raison des propriétés spécifiques des argiles notamment les bentonites, l'utilisation de ces matières est très vaste dans différents domaines notamment la fonderie, les forages pétroliers, les produits cosmétique et pharmaceutiques.

Etude minéralogique :

Diffraction des rayons X (DRX):

Introduction

Les minéraux argileux peuvent être étudiés à différentes échelles, de l'atome au paysage avec des méthodes appropriées (**Fig.87**) (**Thorez, 1989**). L'observation de lames minces permet une approche micro-morphologique qui consiste à étudier la distribution des argiles dans la roche sédimentaire ou les sols.

La composition minéralogique des assemblages argileux est déduite par la diffraction des rayons X (DRX/XRD). Le degré d'hydratation des assemblages argileux s'obtient via des analyses thermiques différentielles (DTA/ATD) ou thermo-gravimétrique (GTA/ATG). La fabrique ou l'agencement des particules argileuses s'étudie via la microscopie électronique à balayage (MEB/SEM); la morphologie des particules s'observe plutôt au microscope à transmission (MET/TEM).

L'étude à l'échelle moléculaire est obtenue par spectroscopie infrarouge (IR), à l'échelle atomique par microscopie électronique à transmission à haute résolution (HRTEM).

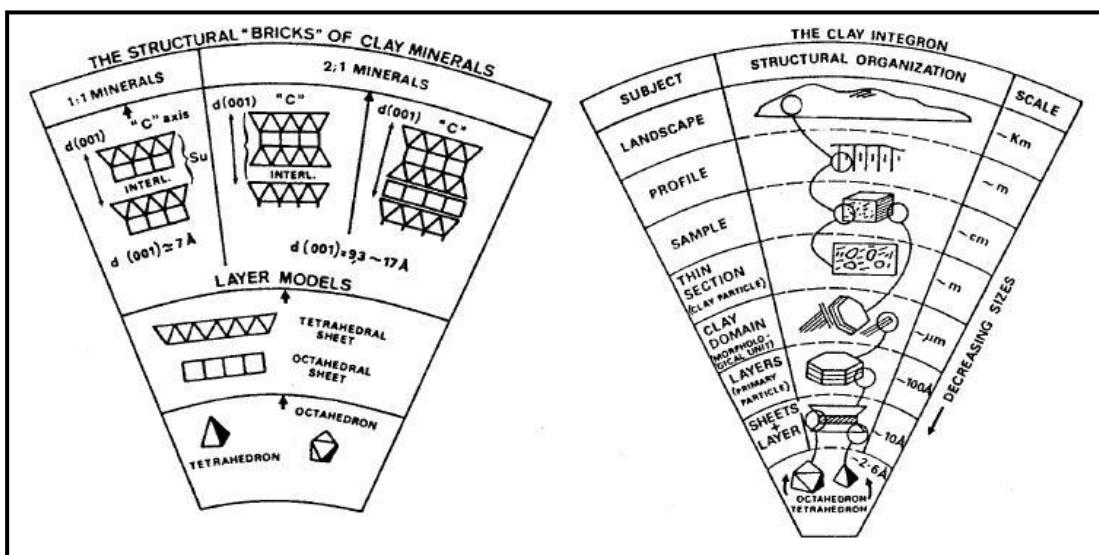


Fig.87 : Étude des argiles à différentes échelles (Thorez 1989)

Définition de la DRX:

La diffraction des rayons X (DRX) est une technique d'analyse qui permet d'étudier les différentes phases de matières et matériaux cristallins. Elle permet d'accéder à de nombreuses informations contenues dans l'arrangement même des éléments au sein d'un matériau. L'analyse qualitative permet ainsi d'identifier le/ou les composés cristallisés présents dans un matériau ainsi que leurs formes cristallographiques. Cette méthode consiste à appliquer un rayonnement de la longueur d'onde des rayons X ($0.1 < \lambda < 10 \text{ nm}$) sur un échantillon argileux orienté ou non. Le rayonnement pénètre le cristal, avec absorption d'une partie de l'énergie et excitation des atomes avec émission de radiations dans toutes les directions. Les radiations émises par des plans atomiques qui sont en phases

vont engendrer un faisceau cohérent qui pourra être détecté. La condition pour que les radiations soient en phase s'exprime par la loi de Bragg : $\mathbf{n} \lambda = 2d \sin \theta$

n : Nombre entier correspondant à l'ordre de la diffraction

λ : Longueur d'onde du rayonnement utilisé

θ : Angle de diffraction

d : Espace basal, en angströms (\AA).

Chaque famille argileuse sera caractérisée par sa valeur de d (Fig.88) (Moore & Reynolds, 1989).

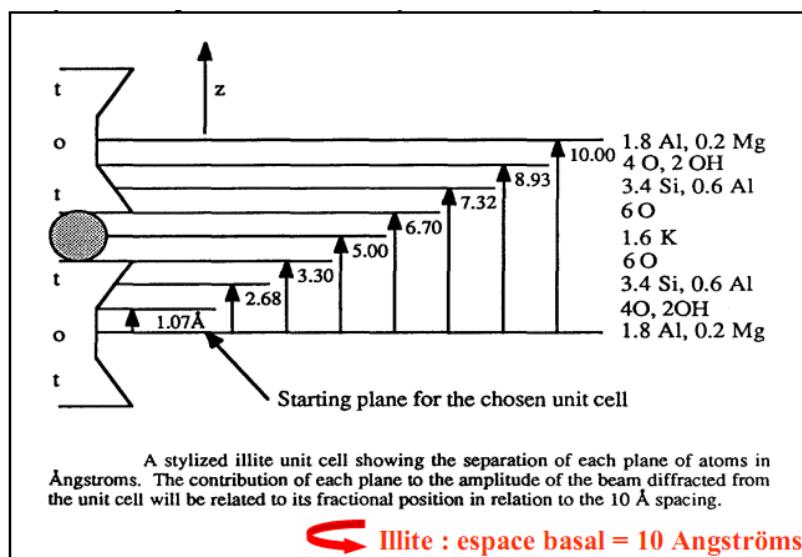


Fig.88 : Définition de l'espace basal à 10 \AA pour une illite (Moore & Reynolds, 1989)

Principe de la diffraction:

Lorsque le rayonnement X rencontre des électrons, il est dispersé dans toutes les directions selon des fronts d'onde qui se propagent (Fig.89) (Eslinger & Peaver, 1988). Les rayons vont interférer entre eux et le faisceau diffracté mesuré constitue la résultante des interférences constructives. Des centres de dispersion (par exemple des atomes) régulièrement disposés vont engendrer des interférences constructives à des endroits particuliers et destructives à d'autres endroits. Les fronts d'onde résultant de points d'interférences constructives vont engendrer des cônes de diffraction. Les interférences entre les différents cônes de diffraction produisent à nouveau des interférences constructives. Pour une rangée d'atomes, le rayon diffracté se produit selon un angle θ , identique à l'angle d'incidence. Le rayonnement est dispersé dans toutes les directions. Tous les rayons émis par les atomes d'un même plan sont en phase et contribuent au faisceau diffracté. Ceci est valable pour toutes les rangées d'atomes. La différence de chemin entre le faisceau incident qui arrive sur la 1^{ère} ou la 2^{ème} rangée est équivalente à $2dsin \theta$. Par conséquent, les rayons dispersés seront en phase et se renforceront si la différence de chemin parcouru est égale à un nombre entier de la longueur d'onde du rayonnement incident λ .

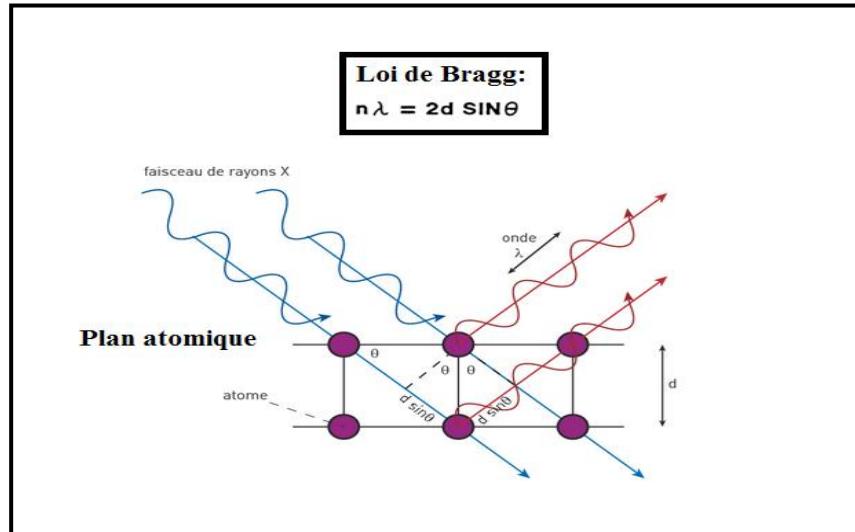


Fig.89 : Principe de la diffraction et illustration de la Loi de Bragg (Eslinger & Peaver, 1988).

Appareillage et mode opératoire de la DRX:

Les analyses minéralogiques ont été effectuées au sein du laboratoire (AGEs): Argile, Géochimie et Environnement sédimentaire au Département de géologie, université de Liège (ULg) à l'aide d'un diffractomètre de type Brucker D8-Advance (**Fig.90**), utilisant le rayonnement $K\alpha_1$ du Cuivre ($\lambda = 1.5418\text{\AA}$). La tension d'accélération est de 40Kv, l'intensité de 30mA, la vitesse de mesure du goniomètre est de 0.6s/pas, vitesse de rotation $2^\circ 2\theta/\text{min}$, induisant un temps d'analyse de plusieurs minutes pour couvrir une gamme angulaire "2 θ " allant de 2° à 45° , selon les cas :

- Lames désorientées : les poudres: $2 - 45^\circ 2\theta$ (sans rotation).
- Lames orientées : Spectre normal. N. $2 - 30^\circ 2\theta$
 Spectre solvaté. EG. $2 - 23^\circ 2\theta$
 Spectre chauffé à 500°C . CH. $2 - 15^\circ 2\theta$
- Saturation au Lithium (Li) et Potassium (K) Spectre (Li N, Li 300, Li 300Gl), (K N, K 110, K 110EG) : $2 - 15^\circ 2\theta$.



Fig.90 : Diffractomètre de type Brucker D8-Advance du laboratoire AGEs à l'ULG

Prétraitement des échantillons pour la DRX :

1- Protocole expérimental pour la roche totale : (voir fig 91)

- Séchage des échantillons (1 à 4 g de sédiment total) dans une étuve de type Mément à 40° pendant 24h.
- Broyage manuel des échantillons à l'aide d'un mortier en agate.
- Tamisage à sec dans un tamis métallique de 250 µm
- Préparation des pastilles pour roche totale : on met le porte échantillon sur une lame de verre dépolie et nettoyée avec remplissage du porte échantillon à l'aide d'une spatule ; compaction de la poudre régulièrement et délicatement afin de limiter toute orientation préférentielle des minéraux ; fixation du support arrière noir après qu'on pose le disque de plexiglas et enfin retourne de la préparation.
- Passage des échantillons dans un diffractomètre de type D8-Advance, Bruker.
- Récupération des résultats d'analyse et déchiffrement des spectres à l'aide du logiciel **DIFFRACT Eva**.
- Discussion et interprétation des résultats obtenus afin de réaliser une estimation semi-quantitative.



Fig.91 : Préparation de la poudre pour la minéralogie totale

2-Protocole expérimental pour la fraction argileuse : (voir fig 92)

a- Extraction de la fraction argileuse :

Pour bien caractériser un phyllosilicate, il faut séparer la fraction argileuse (<2µm) des autres phases. La séparation de cette fraction a été faite suivant la méthode classique qui est basée sur le principe de sédimentation différentielle (loi de Stock) de l'argile et des phases plus denses et plus grossières qui constituent les impuretés.

b-Prétraitement avant la préparation des lames orientées :

Afin d'éviter la floculation de la suspension argileuse lors de l'extraction de la fraction "<2µm", on suit les procédures suivantes :

La décarbonatation : l'opération comporte les étapes suivantes :

- Décarbonater l'échantillon en ajoutant HCl dilué (0.1 N) sous légère agitation magnétique, en utilisant éventuellement de l'HCl (1N) pour les échantillons très riches en carbonates.
- Vérifier le pH de la solution à l'aide du papier pH.
- Ajouter de petites quantités d'acide tant que la solution n'est pas acide (réaction incomplète).
- Lorsque la solution devient acide, attendre et vérifier à nouveau que la réaction soit complète.
- Retirer l'rlenmeyer de la plaque d'agitation magnétique et retirer le barreau aimanté.
- Ajouter de l'eau déminéralisée et laisser décanter la solution.
- Vider le surnageant clair.
- Centrifuger au moins deux fois afin de rincer correctement l'échantillon (utiliser de l'eau déminéralisée).

Élimination des sulfates :

- Remplir l'rlenmeyer contenant la suspension argileuse d'eau chaude (le gypse est soluble dans l'eau à partir de 60° C).
- Laisser décanter.
- Vider le surnageant transparent, rincer au moins trois (03) fois.
- Centrifuger au moins deux (02) fois pour rincer correctement l'échantillon en utilisant de l'eau déminéralisée.

Élimination de la matière organique:

- Mettre l'échantillon dans un erlenmeyer et sous légère agitation, en ajoutant de l'eau oxygénée (H_2O_2 à 1N).
- Ajouter d'une façon continue l'eau oxygénée tant que l'effervescence se poursuit.
- Une fois l'effervescence s'arrête, rincer l'excès d' H_2O_2 avec de l'eau déminéralisée.
- Centrifuger au moins deux fois pour rincer correctement l'échantillon en utilisant toujours de l'eau déminéralisée.

c- Protocole expérimental:

1-Test carbonate : Echantillon en poudre + eau distillée et mixage dans un agitateur magnétique ; ajouter de l'acide chlorhydrique (HCl) dilué (0.1 N) ; test du pH : Pas d'effervescence : pH = 1, donc, échantillons non carbonaté.

2- Mise en suspension des échantillons avec de l'eau distillée.

- Lavage et Tamisage dans un tamis (63µm).
 - Mise des échantillons dans des bouteilles : des erlenmeyers de 500 ml.
- 3- Agitation magnétique à 200 tr/min pendant 3h.

4- Décantation pendant 48 min.

- Pipetage de la fraction inférieure à $2\mu\text{m}$, donc 1cm selon la loi de Stokes et préparation des lames orientées.

- Séchage des lames à l'air pendant une nuit.

5- Passage des lames "normales" au diffractomètre.

6- Récupération des lames et les mettre sur des portes objets en aluminium (Al), les placer dans une cloche avec de l'éthylène glycol pendant 24h avant le repassage au DRX.

7- Récupération des lames et leur disposition sur une plaque réfractaire et les mettre ensuite au four à 500° pendant 4h.

8- Passage au diffractomètre.

9- Récupérations des résultats "N", "EG" et "CH" et déchiffrement des spectres.

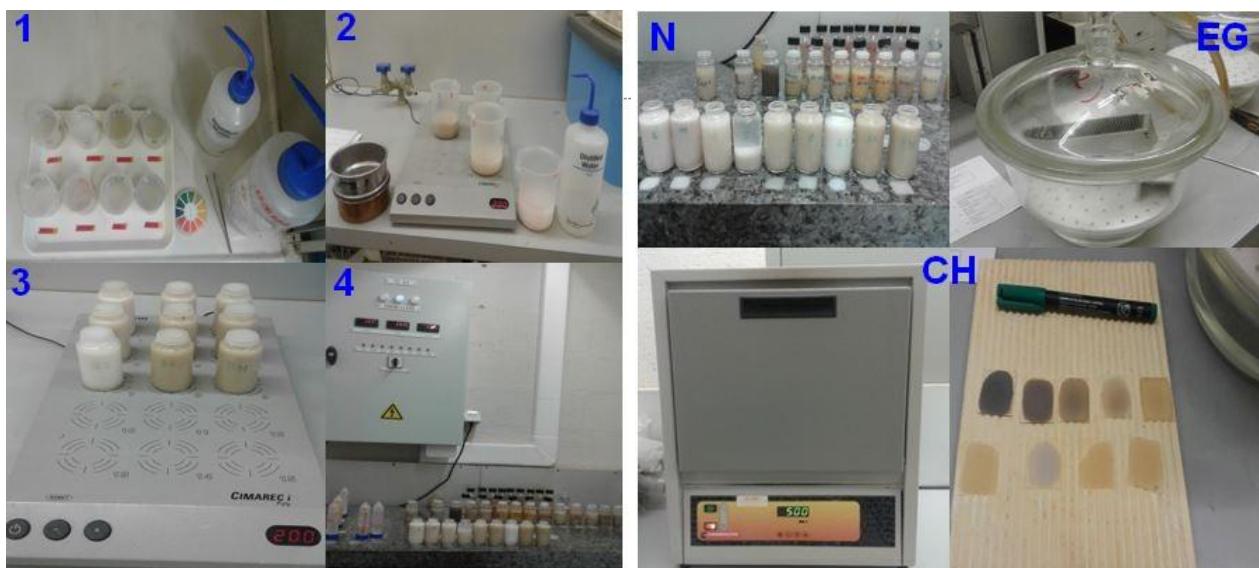


Fig.92 : Extraction de la fraction argileuse et traitements spéciaux (éthylène glycol et chauffage)

Discussion des résultats :

Le dépouillement des diffractogrammes obtenus est effectué à l'aide d'un logiciel employé pour l'identification des phases cristallines "DEFFRACT SUITE EVA".

1- Détermination des phases minérales par la diffraction des rayons X:

Les diagrammes de DRX permettent d'identifier les différents minéraux qui constituent chaque échantillon. Les distances mesurées sur les réflexions (001) peuvent selon leurs valeurs être attribuées à différentes espèces de minéraux argileux. Dans une première étape, l'interprétation qualitative des diffractogrammes permet d'identifier les différentes espèces minérales par comparaison avec les données obtenues par l'étude pétrographique.

2-Estimation semi-quantitative de l'abondance des minéraux:

L'estimation de la concentration des minéraux est obtenue à l'aide de la méthode "Peak-height Ratio" dont la distance verticale entre l'apex de chaque pic intéressant et la ligne de base est mesurée et multipliée par un facteur correctif correspondant, tel que rapporter par **Cook et al. (1975)** et modifié par **Boski et al. (1998)**. L'estimation semi-quantitative du cortège argileux a été obtenue par la multiplication de l'intensité des réflexions spécifiques, généralement mesurée sur le spectre EG (**Fagel et Boës, 2008 ; Fagel et al. 2007**) par un facteur correctif (**Biscaye, 1965**). **Fig.93.**

Les résultats de chaque multiplication sont ensuite totalisés pour les différents minéraux identifiés, puis leurs pourcentages respectifs dans le matériau sont établis suivant la règle de trois.

En général, l'intensité est mesurée sur le pic de référence principale (réflexion 001) pour la roche totale.

Pour les argiles bentonitiques, on utilise le pic résultant de la saturation avec l'éthylène glycol, et l'estimation semi-quantitative est effectuée à partir de la hauteur des pics caractéristiques multipliée aussi par un facteur correctif, (voir tableau **.02**).

Mineral	Window (°2θ, CuKα Radiation)	Range of D-Spacings (Å)	Intensity Factor ^a
Amphibole	10.30–10.70	8.59– 8.27	2.50 —
Analcite	15.60–16.20	5.68– 5.47	1.79
Anatase	25.17–25.47	3.54– 3.50	0.73
Anhydrite	25.30–25.70	3.52– 3.46	0.90
Apatite	31.80–32.15	2.81– 2.78	3.10
Aragonite	45.65–46.00	1.96– 1.97	9.30
Augite	29.70–30.00	3.00– 2.98	5.00 —
Barite	28.65–29.00	3.11– 3.08	3.10
Calcite	29.25–29.60	3.04– 3.01	1.65
Chlorite	18.50–19.10	4.79– 4.64	4.95 —
Clinoptilolite	9.70– 9.99	9.11– 8.84	1.56
Cristobalite	21.50–22.05	4.13– 4.05	9.00
Dolomite	30.80–31.15	2.90– 2.87	1.53
Erionite	7.50– 7.90	11.70–11.20	3.10
Goethite	36.45–37.05	2.46– 2.43	7.00
Gypsum	11.30–11.80	7.83– 7.50	0.40
Halite	45.30–45.65	2.00– 1.99	2.00
Hematite	33.90–33.40	2.71– 2.68	3.33
Kaolinite	12.20–12.60	7.25– 7.02	2.25 —
K-Feldspar	27.35–27.79	3.26– 3.21	4.30 —
Magnetite	35.30–35.70	2.54– 2.51	2.10
Mica	8.70– 9.10	10.20– 9.72	6.00 —
Montmorillonite	4.70– 5.20	18.80–17.00	3.00 —
Palygorskite	8.20–8.50	10.70–10.40	9.20
Phillipsite	17.50–18.00	5.06– 4.93	17.00
Plagioclase	27.80–28.15	3.21– 3.16	2.80
Pyrite	56.20–56.45	1.63– 1.62	2.30
Rhodochrocite	31.26–31.50	2.86– 2.84	3.45
Quartz	26.45–26.95	3.37– 3.31	1.00
Sepiolite	7.00– 7.40	12.60–11.90	2.00
Siderite	31.90–32.40	2.80– 2.76	1.15
Talc	9.20– 9.55	9.61– 9.25	2.56
Tridymite	20.50–20.75	4.33– 4.28	3.00
Gibbsite	18.00–18.50	4.93– 4.79	0.95

Fig.93 : Les facteurs correctifs des principaux minéraux pour la poudre totale

Tableau **.02** : Facteurs correctifs pour la fraction argileuse:

Minéral Argileux	Vermiculite	Smectite	Illite	Kaolinite	Chlorite	Minéraux interstratifiés
FC	0,34	0,25	1,00	0,70	0,34	0,40

Les abréviations utilisées :

RS: gite de Roussel - **DM:** gite de Dar Embarek - **RM:** gite de Maison rouge - **D:** di-octaédrique
T: tri-octaédrique - **Sm:** smectite - **Kaol:** Kaolinite - **Ill:** illite - **Bt:** biotite - **Arg t:** argile totale -
Cris: cristobalite - **Qz:** quartz - **Plg:** plagioclase - **FK:** feldspath potassique - **Mag:** magnétite - **Dol:** dolomite.

BN ; bentonite de forage **BR** ; bentonite de fonderie.

3- Présentation des diffractogrammes et description des phases minérales :

a- faciès non bentonitiques: roche totale

RH01: la rhyolite de Roussel est constituée principalement de quartz (36,22%), plagioclase (33,64%), argile totale (17,25%) avec très peu de biotite

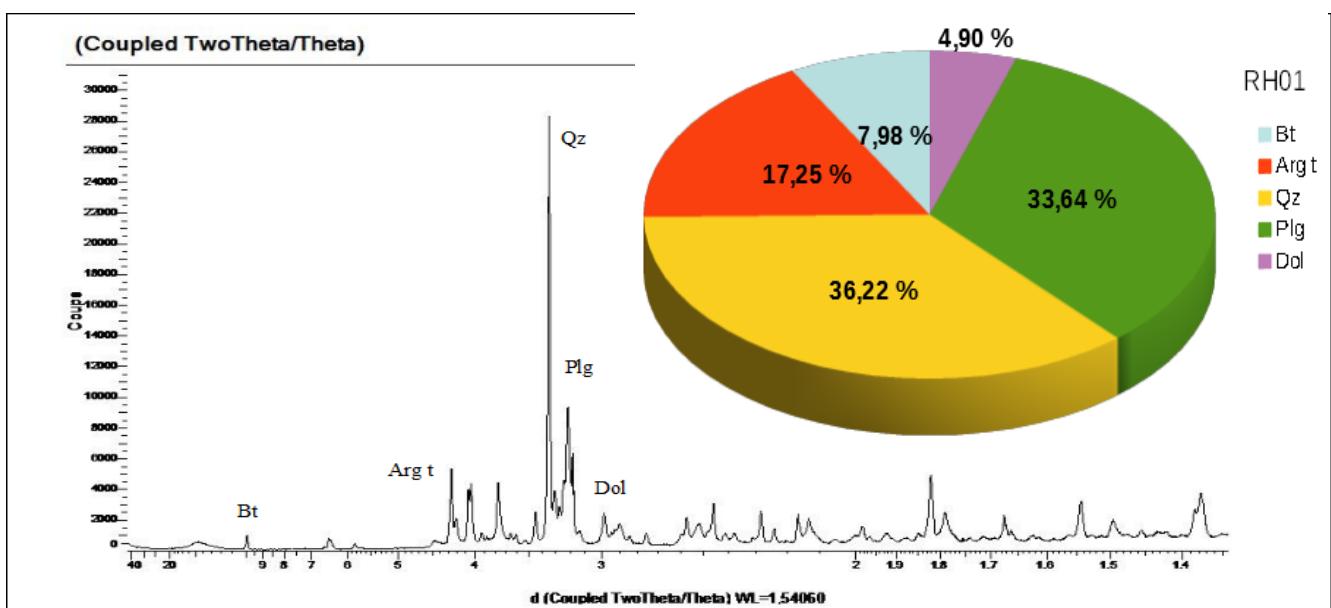


Fig.94: Diffractogramme de poudre pour l'échantillon RH01

RH11: la rhyolite de Dar Embarek est constituée principalement de quartz (40,77%), plagioclase (30,18%), argile totale (17,21%), et des valeurs peu significatives pour la biotite et la dolomite (fig 95).

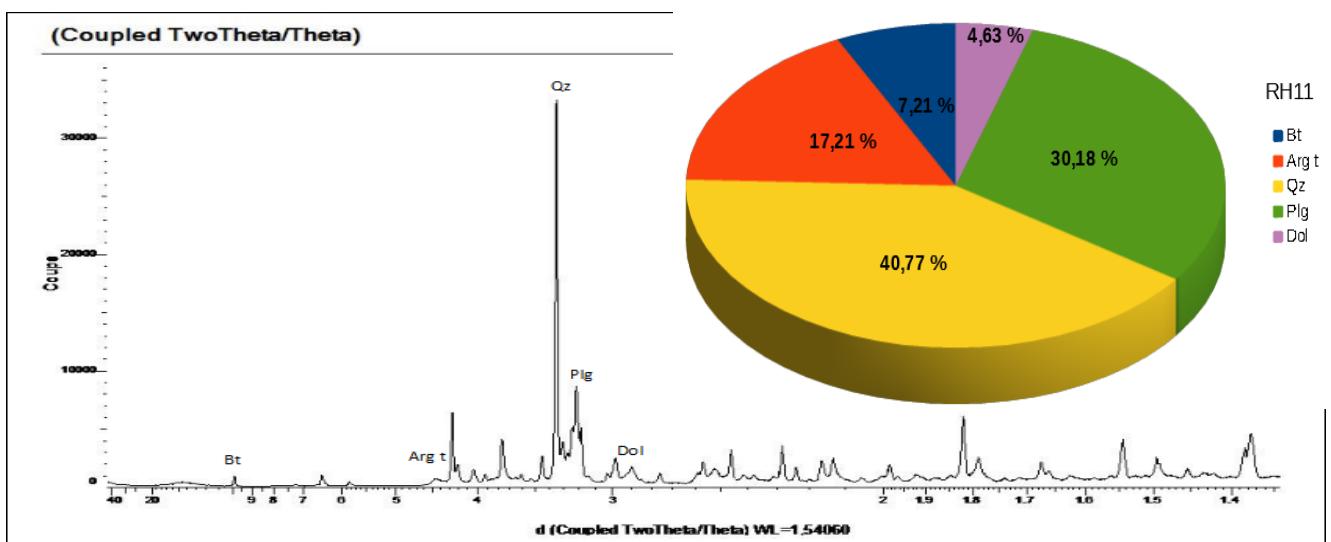


Fig.95: Diffractogramme de poudre pour l'échantillon RH11

RS04: la perlite contient 69,26% d'argile totale, 15,40% de cristobalite, quartz, plagioclase, biotite, magnétite et smectite avec des pourcentages de moindre importance(voir fig 96).

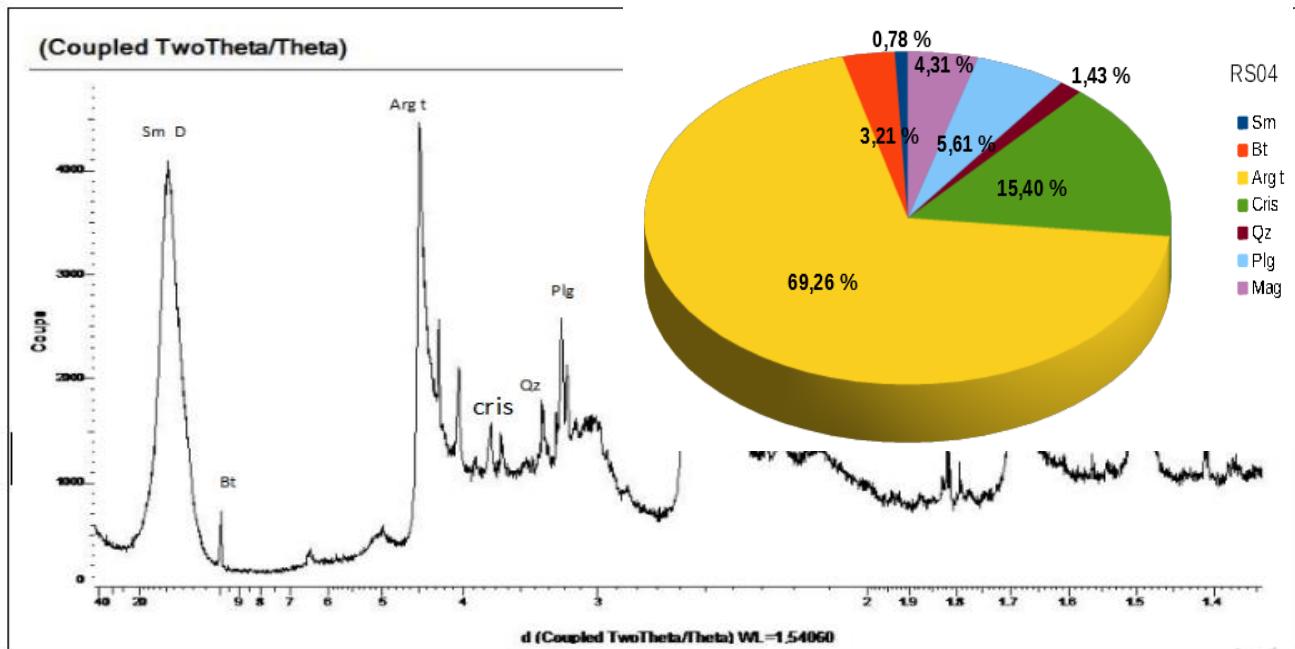


Fig.96: Diffractogramme de poudre pour l'échantillon RS04

PE06 : la perlite PE06 contient 57,44 % d'argile totale, 20,61% de cristobalite, 10,83 % de plagioclase, quartz, biotite, magnétite peu abondants (fig 97).

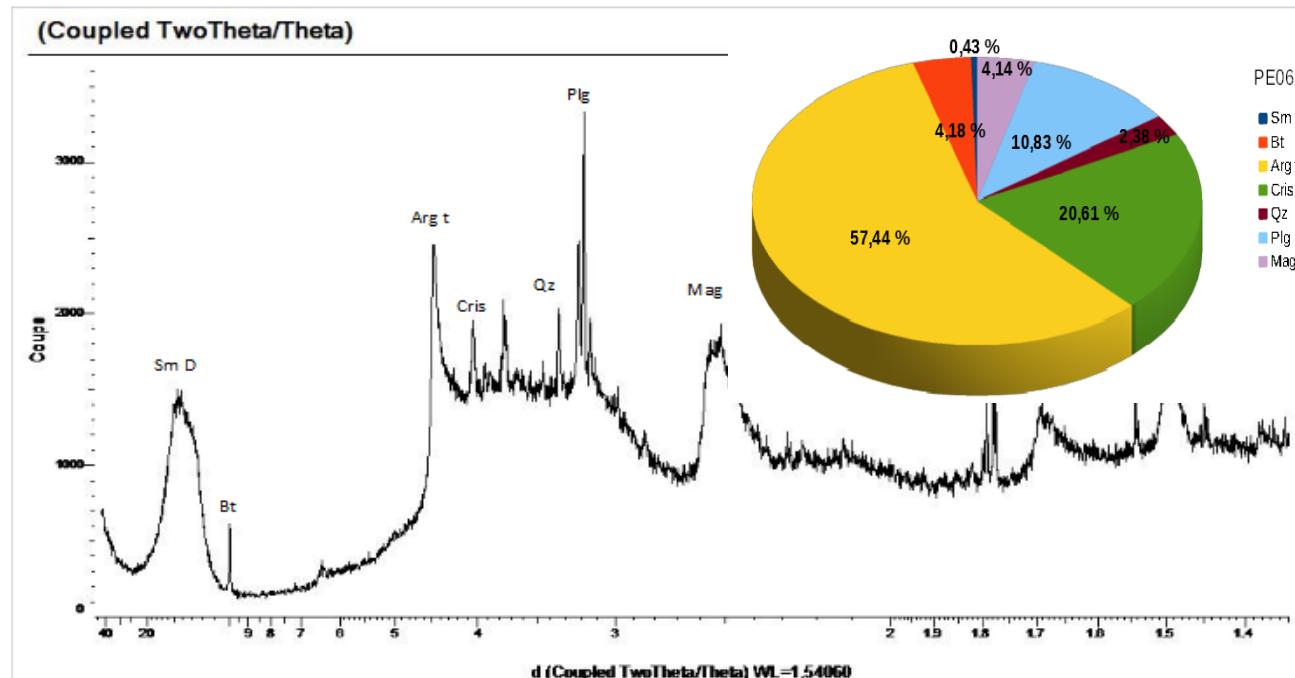


Fig.97: Diffractogramme de poudre pour l'échantillon PE06

TP07: les tufs pyroclastiques contiennent 51,97 % d'argile totale, 23,09% de cristobalite, 10,53 % de quartz, 10,37 % plagioclase, biotite et smectite (voir fig 98).

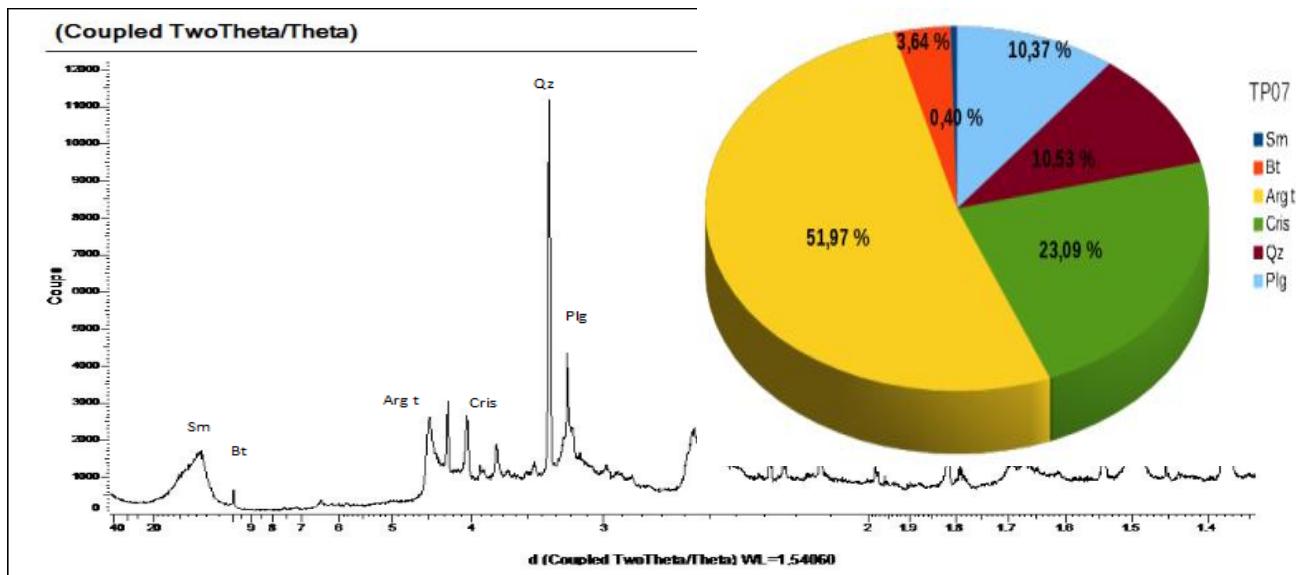


Fig.98:Diffractogramme de poudre pour l'échantillon TP07

TP08 : les tufs pyroclastiques contiennent 46,77 % argile totale, 19,66% cristobalite, 17,09 % quartz, **13,06 % plagioclase, biotite et smectite** (voir fig 99).

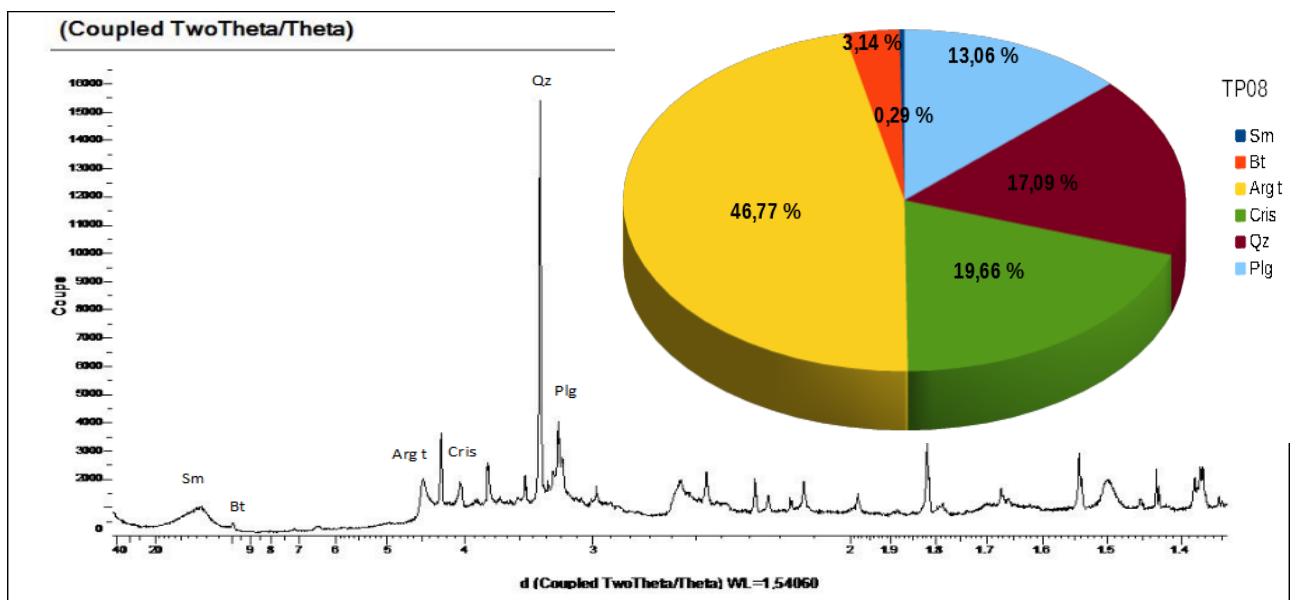


Fig.99: Diffractogramme de poudre pour l'échantillon TP08

BS03: l'échantillon basaltique de Roussel comporte 39,09% d'olivine, 26,33% de pyroxène, 17,07% de plagioclase et 17,52 % d'argile totale (voir fig 100).

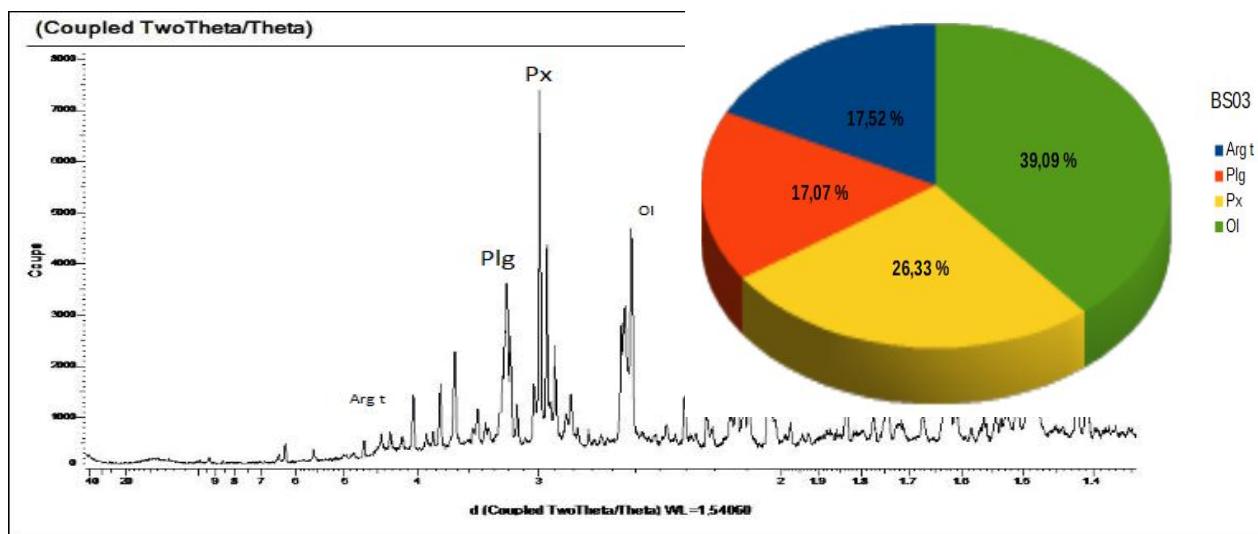


Fig.100: Diffractogramme de poudre pour l'échantillon BS03

DM04: les cinérites comportent 64,90 % d'argile totale, 18,93% de quartz, 13,14 % de FK, smectite et dolomite.

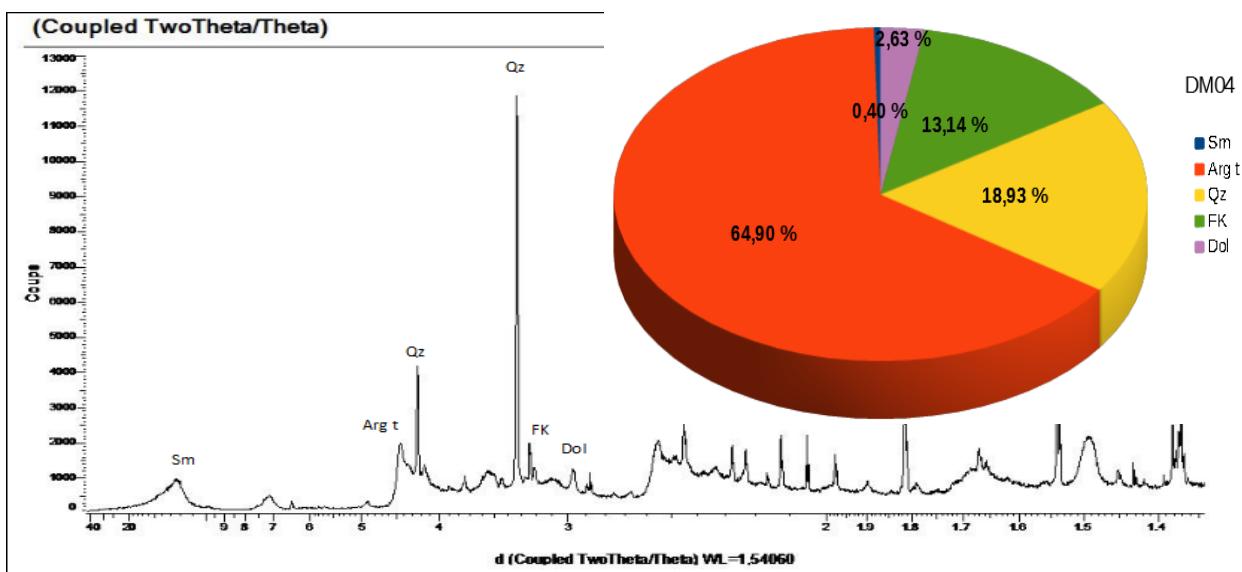


Fig.101: Diffractogramme de poudre pour l'échantillon DM04

b- Faciès bentonitiques: Roche totale et fraction argileuses

Roche totale:

La composition minéralogique de la région argileuse bentonitique de Hamam boughrara est la suivante: Les minéraux argileux sont représentés par la smectite pour les trois sites à l'exception du site de RM qui contient en plus des smectites, une petite quantité de kaolinite. Alors que le site de Dar Embarek est assez riche en silice (50%). Les minéraux non argileux sont composés principalement de: quartz, cristobalite, plagioclase, feldspath K, biotite, dolomite et magnétite.

Fraction argileuse ;

Les argiles bentonitiques montrent des similitudes minéralogiques dans les trois sites. Dans le site de RS, le cortège des minéraux argileux est caractérisé par la dominance de la smectite. L'illite est de l'ordre de 5 à 9 % pour les bentonites naturelles et de 10 à 30 % pour les bentonites traitées ; la kaolinite est présente en quantité non significative. Pour les deux autres sites, on note la prédominance de la smectite, la kaolinite et l'illite se trouvent en quantité peu importante:

Les argiles bentonitiques de DM: 30 % de smectite, 23 % de kaolinite et 47 % d'illite.

Les argiles bentonitiques de RM: 53% de smectite, 30% de kaolinite et 16% d'illite.

BE02

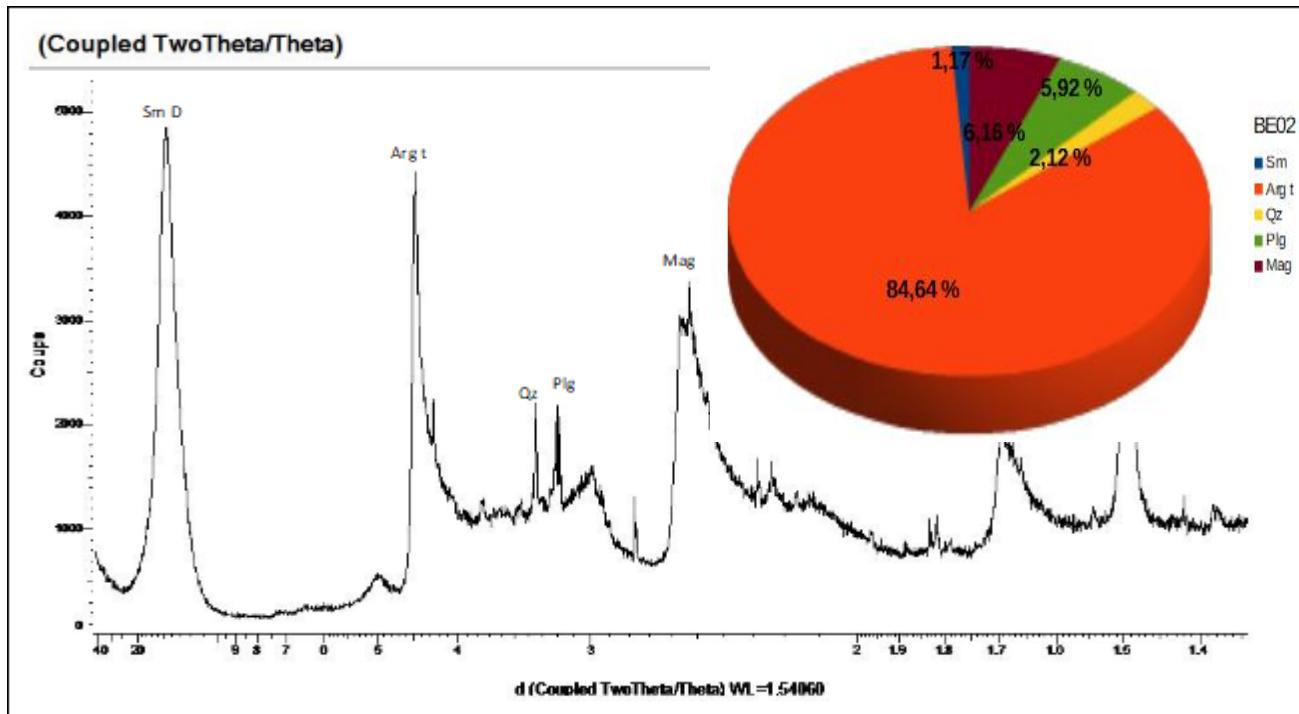


Fig.102: Diffractogramme de poudre pour l'argile bentonitique BE02

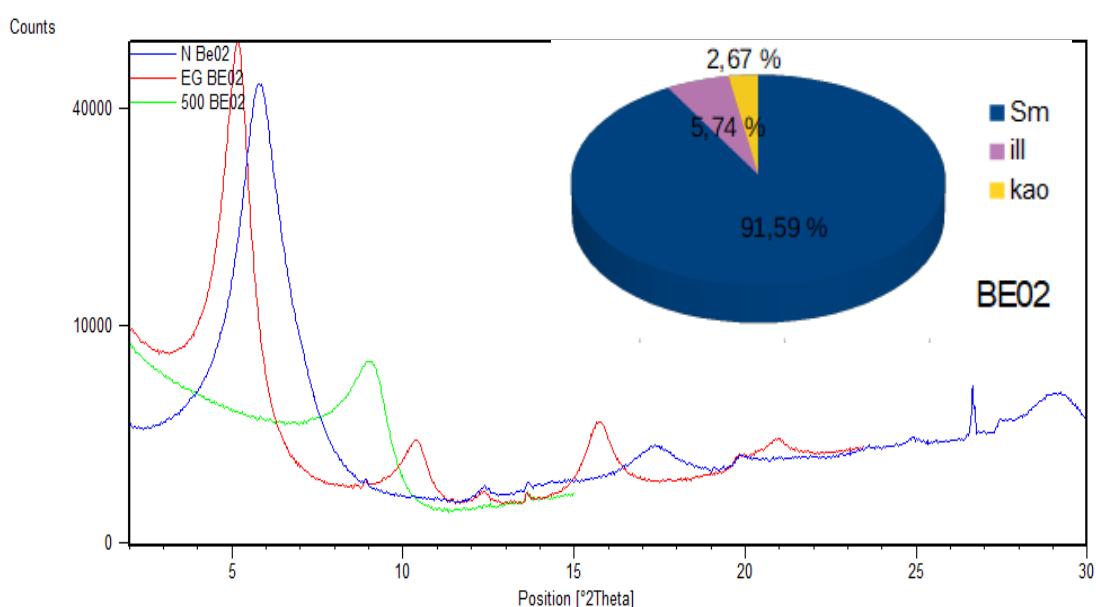


Fig.103: Diffractogramme d'une lame orientée pour l'échantillon BE02

BE4a

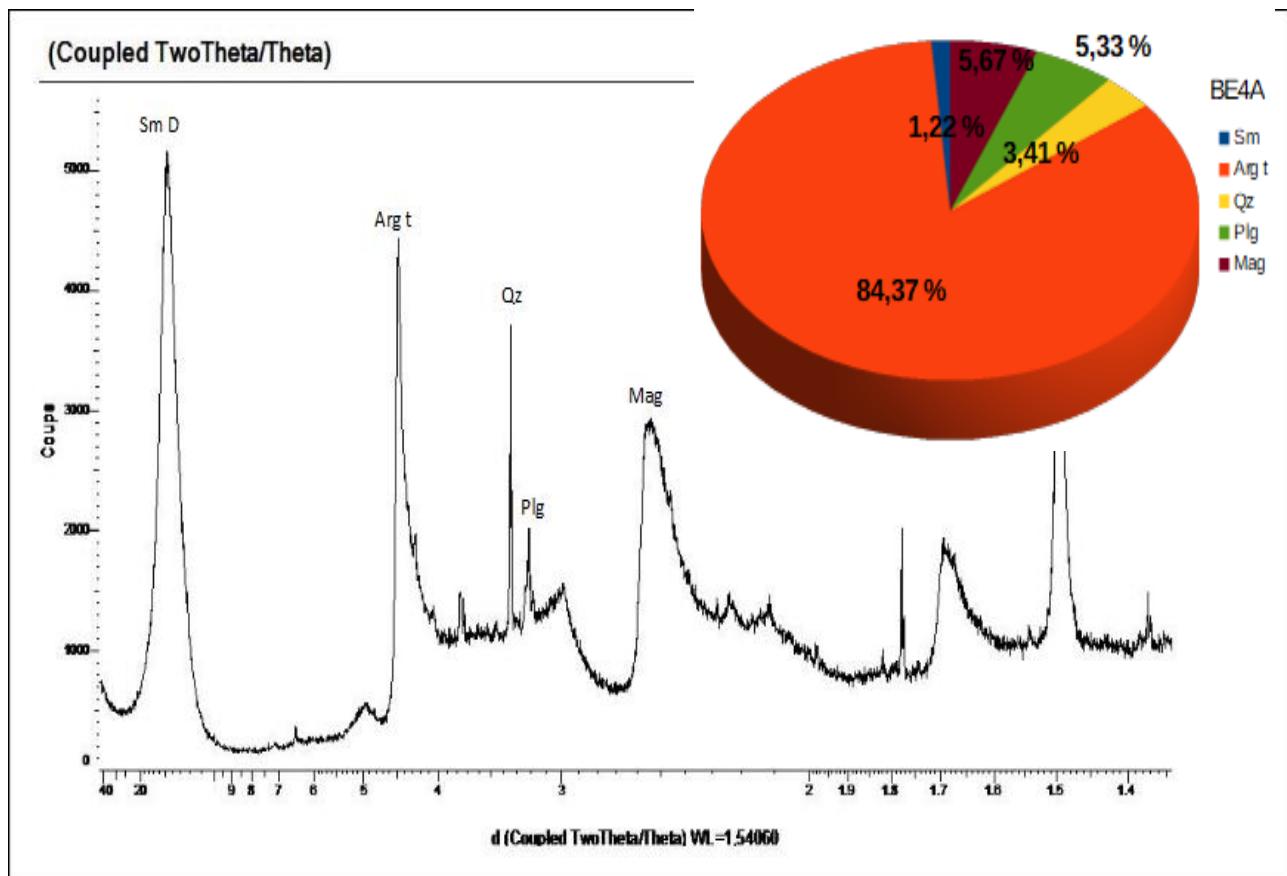


Fig.104: Diffractogramme de poudre pour l'argile bentonitique BE4A

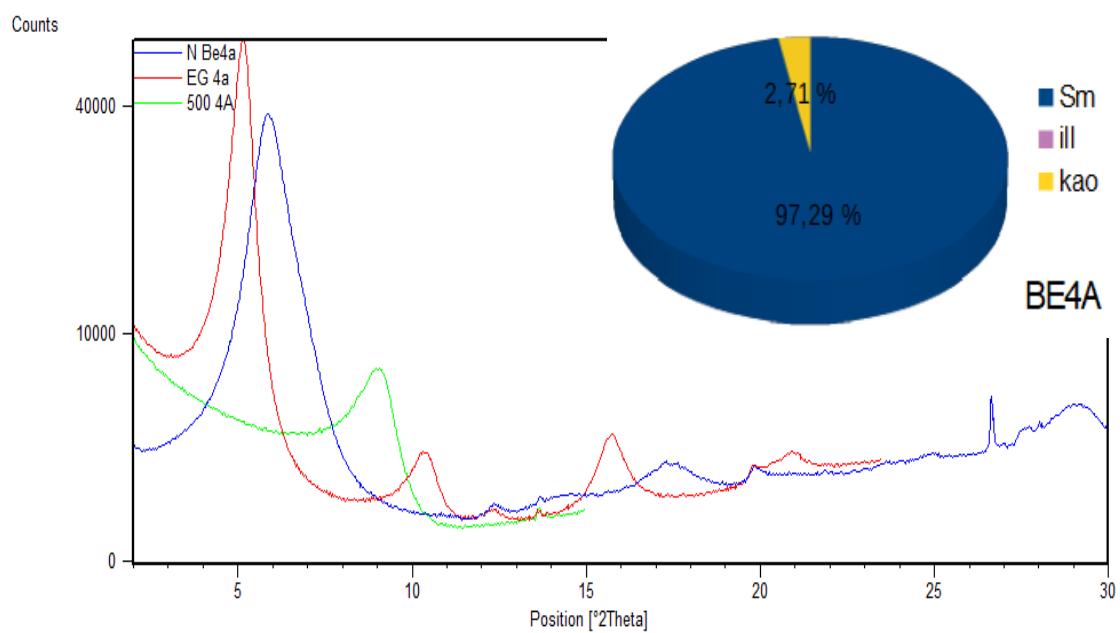


Fig.105: Diffractogramme d'une lame orientée pour l'échantillon BE4A

BE4b

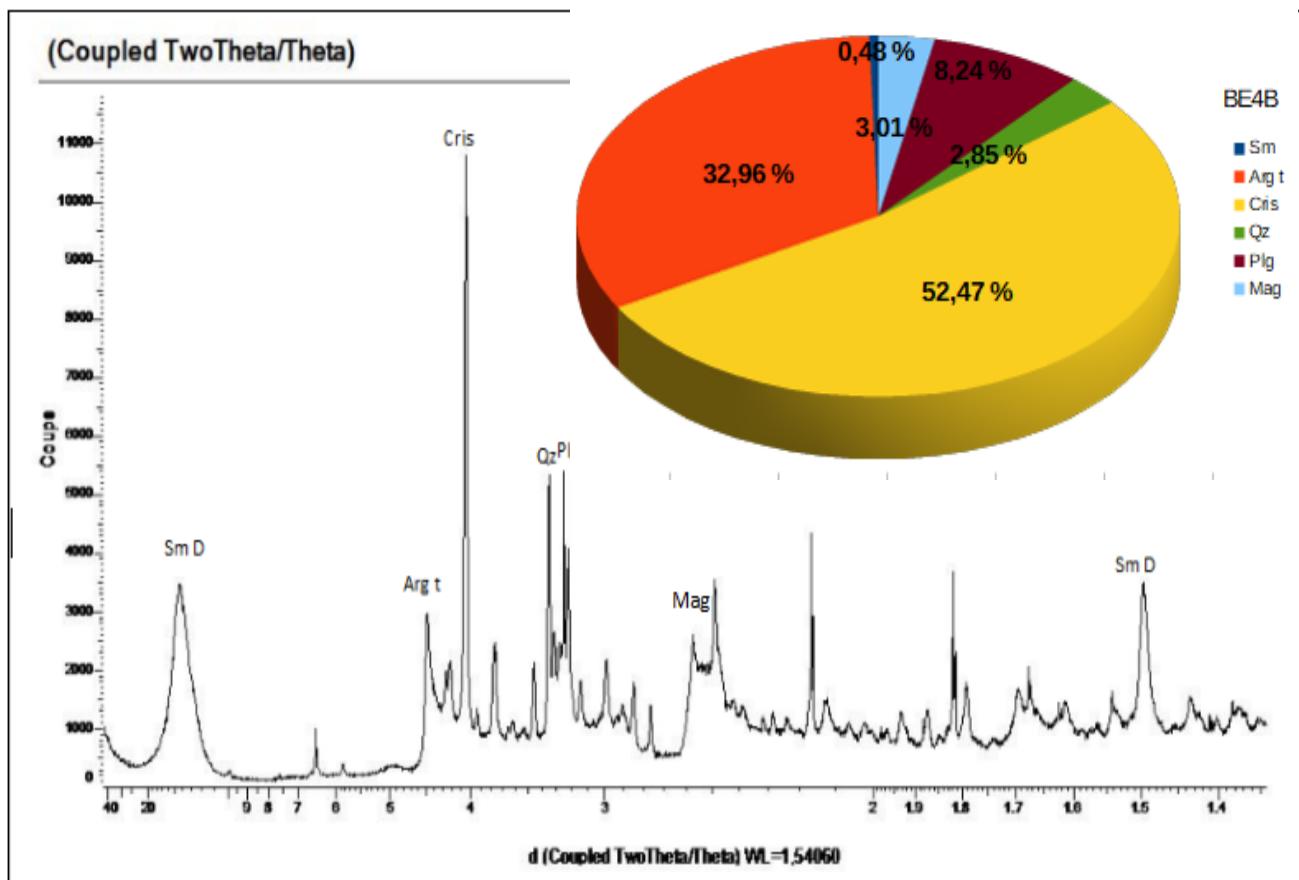


Fig.106: Diffractogramme de poudre pour l'argile bentonitique BE4B

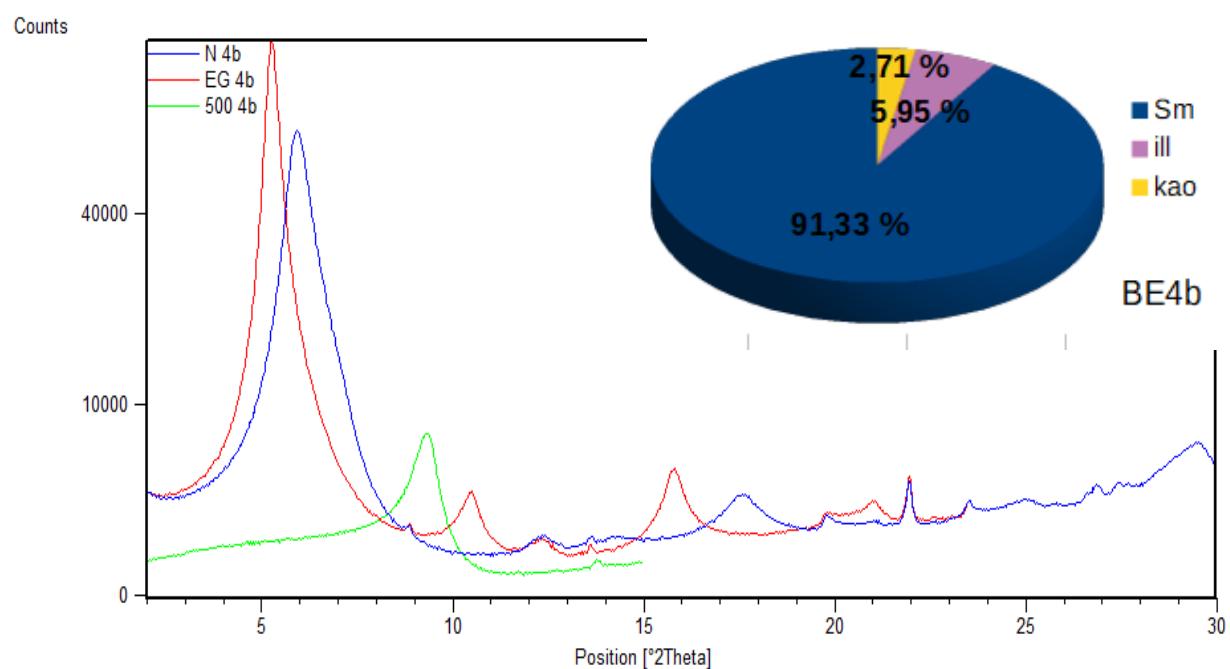


Fig.107: Diffractogramme d'une lame orientée pour l'échantillon BE4B

BE05

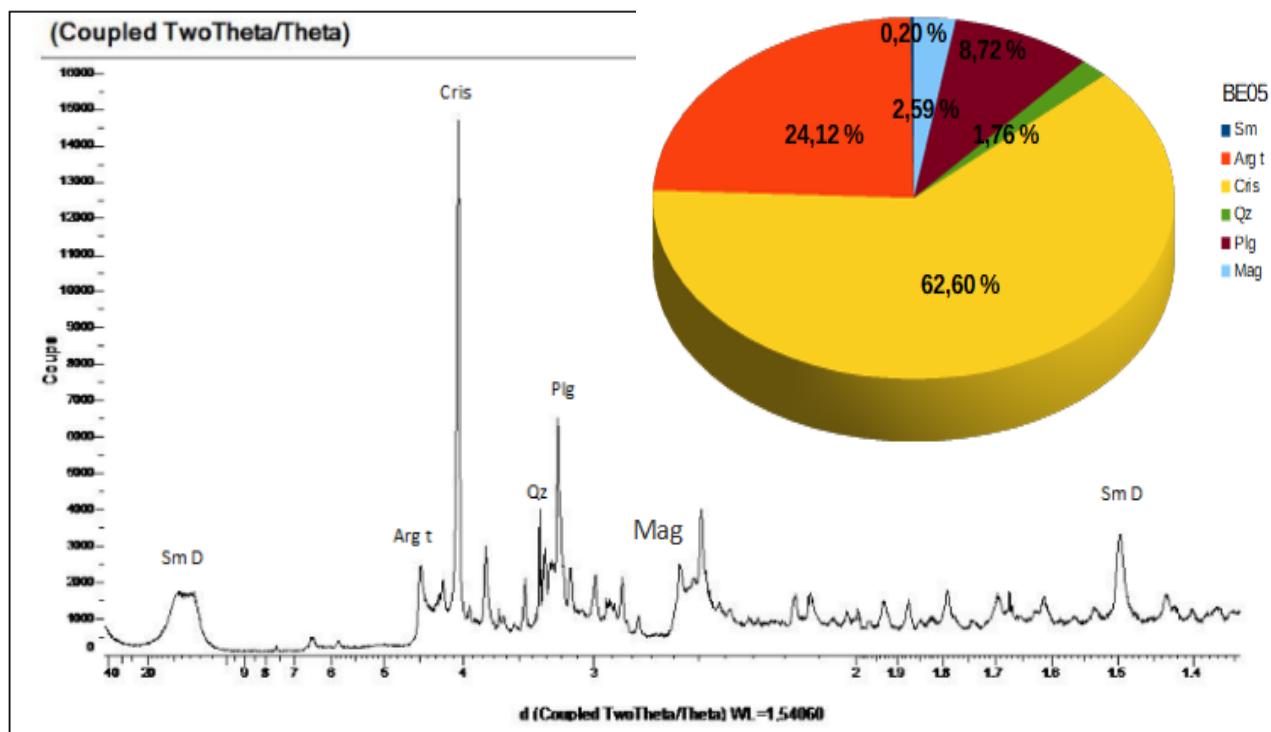


Fig.108:Diffractogramme de poudre pour l'argile bentonitique BE05

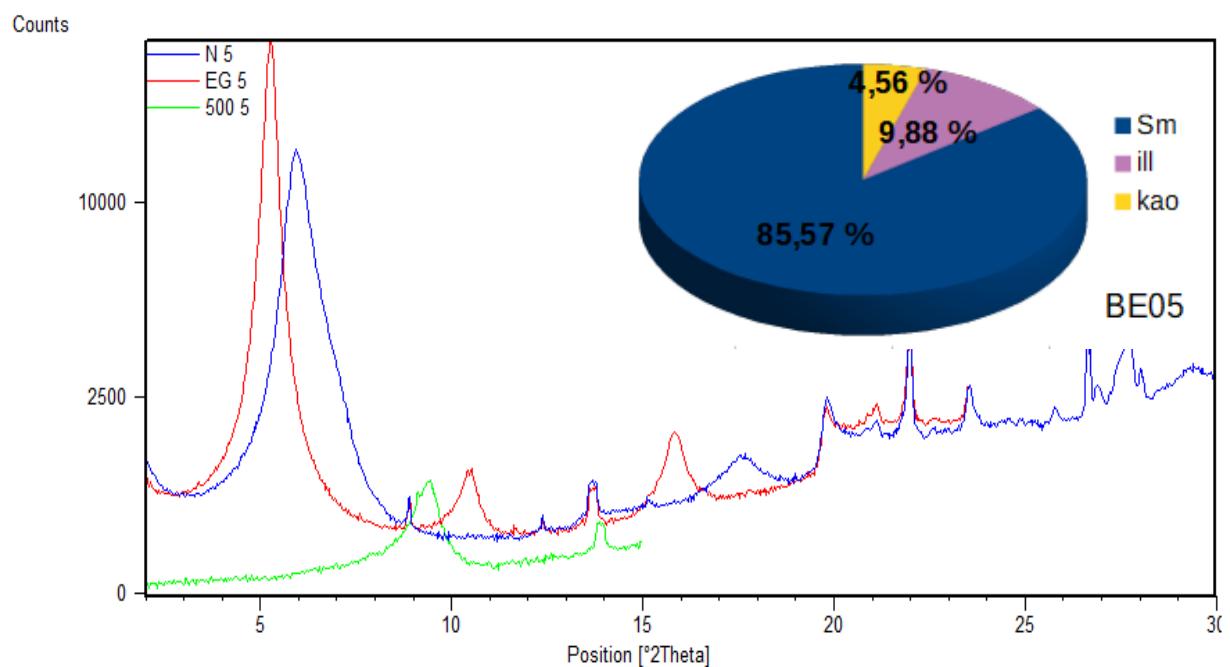


Fig.109: Diffractogramme d'une lame orientée pour l'échantillon BE05

RS05

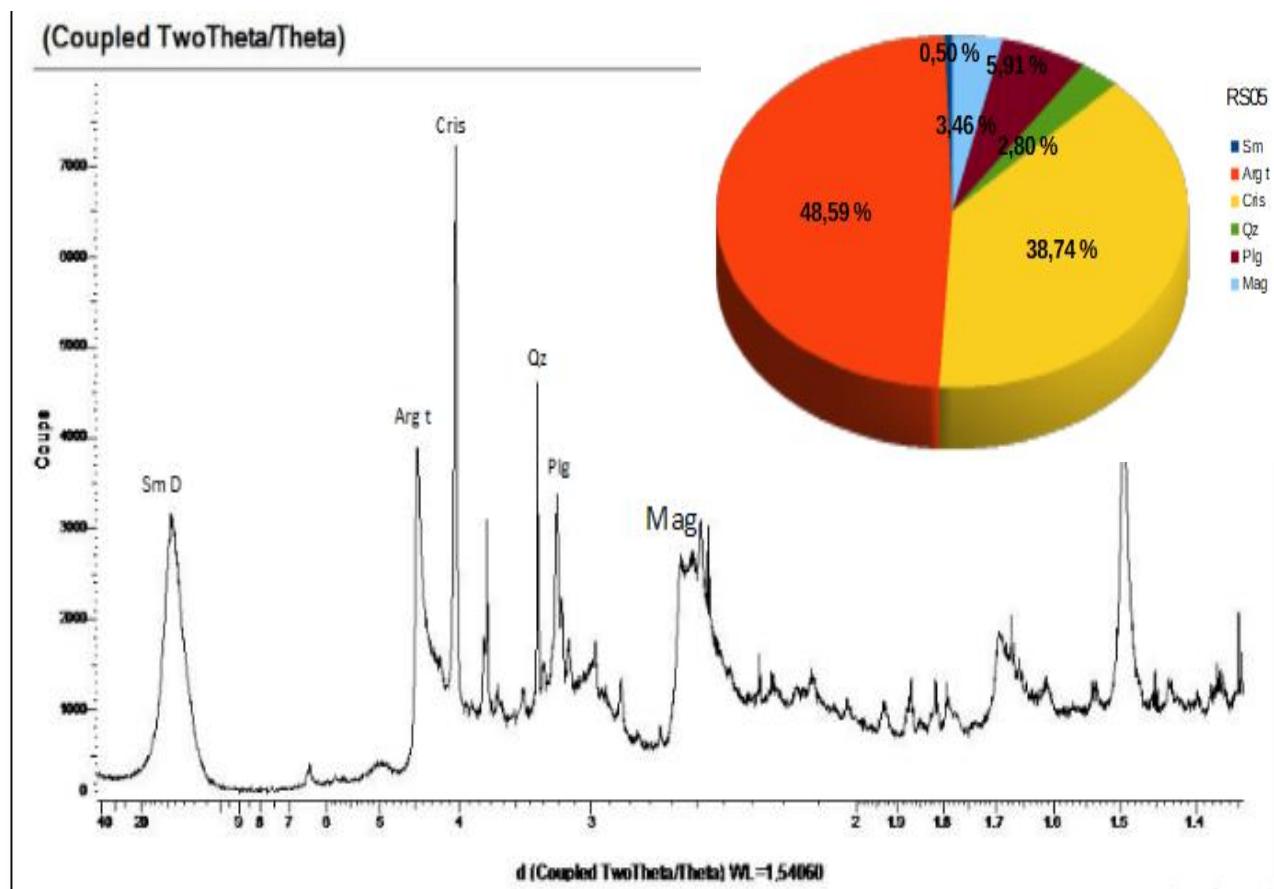


Fig.110: Diffractogramme de poudre pour l'argile bentonitique RS05

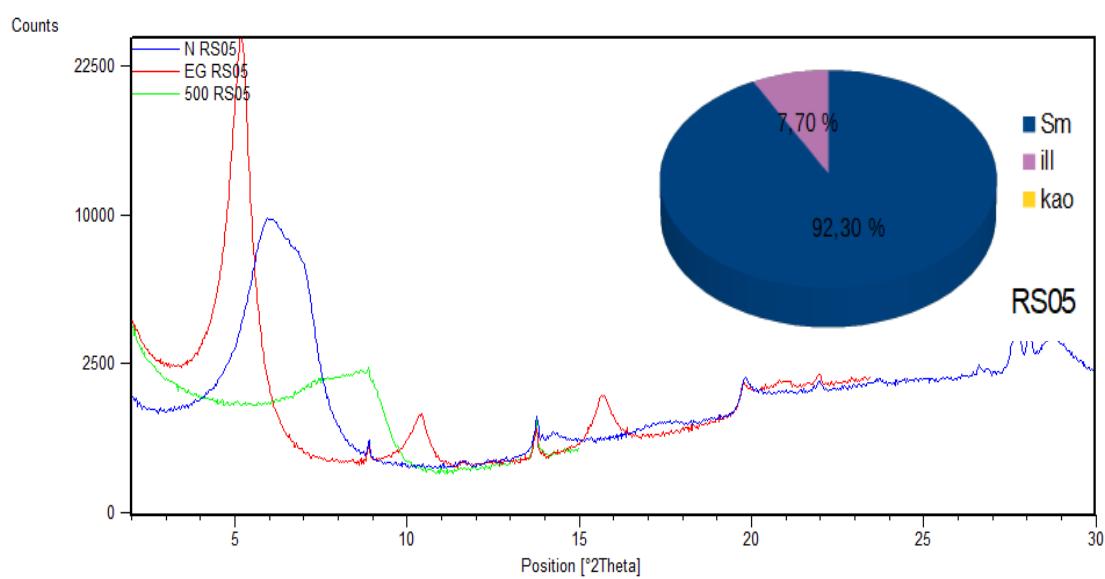


Fig.111: Diffractogramme d'une lame orientée pour l'échantillon RS05

RS07

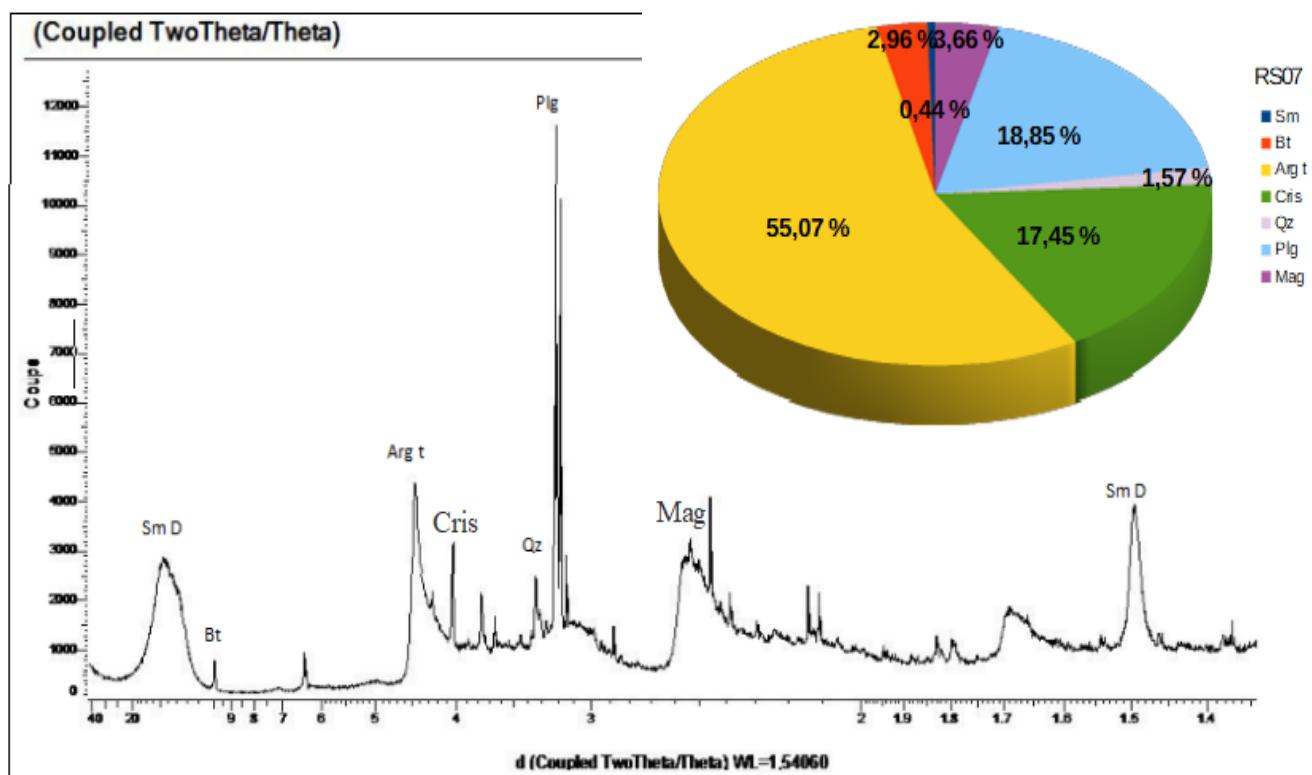


Fig.112:Diffractogramme de poudre pour l'argile bentonitique RS07

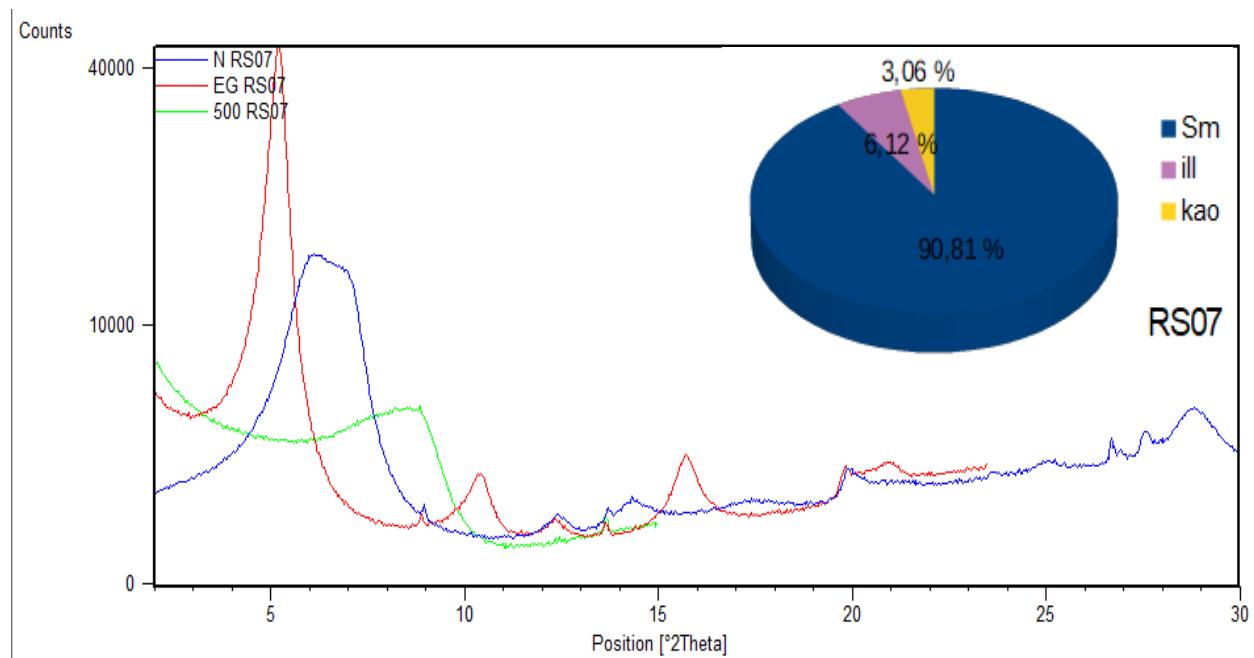


Fig.113: Diffractogramme d'une lame orientée pour l'échantillon RS07

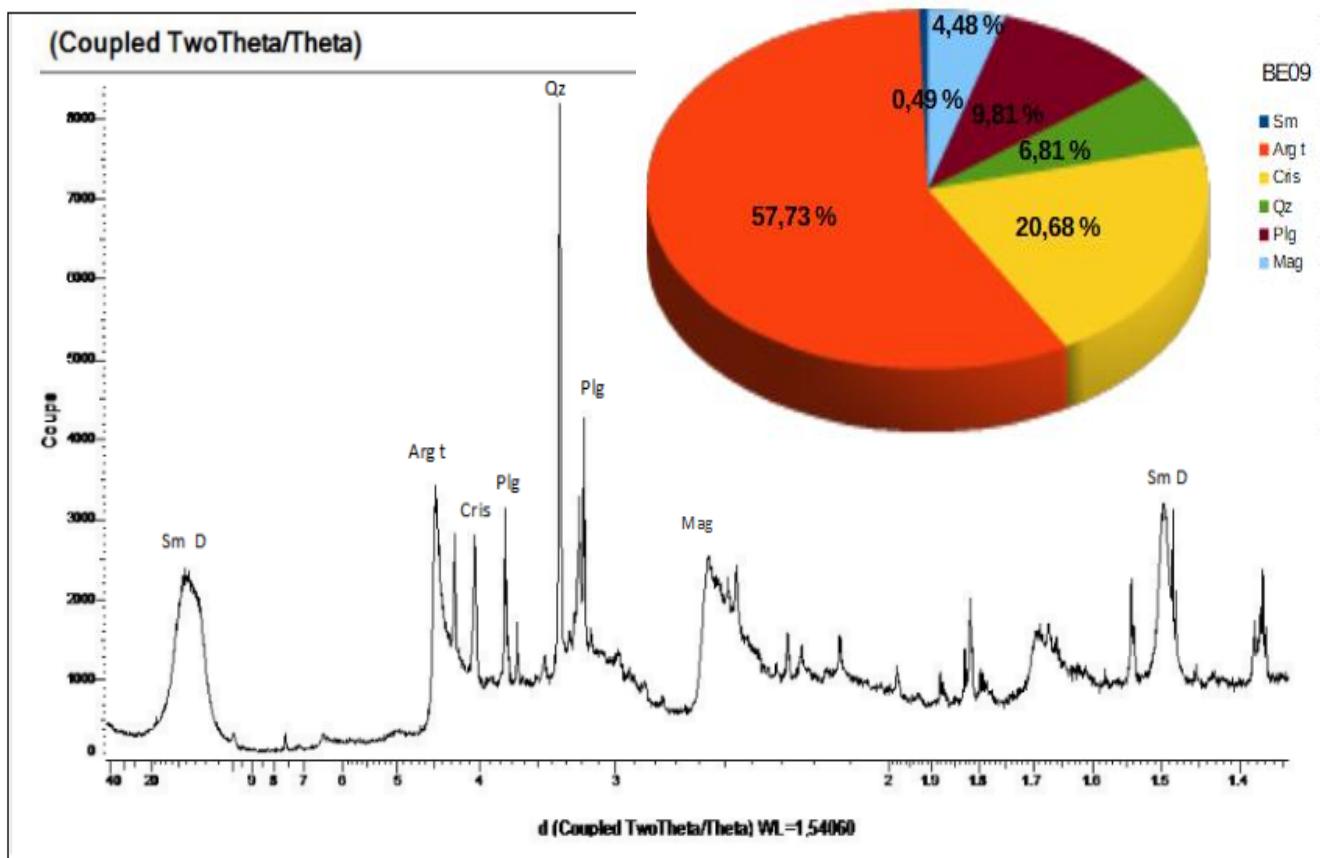


Fig.114: Diffractogramme de poudre pour l'argile bentonitique BE09

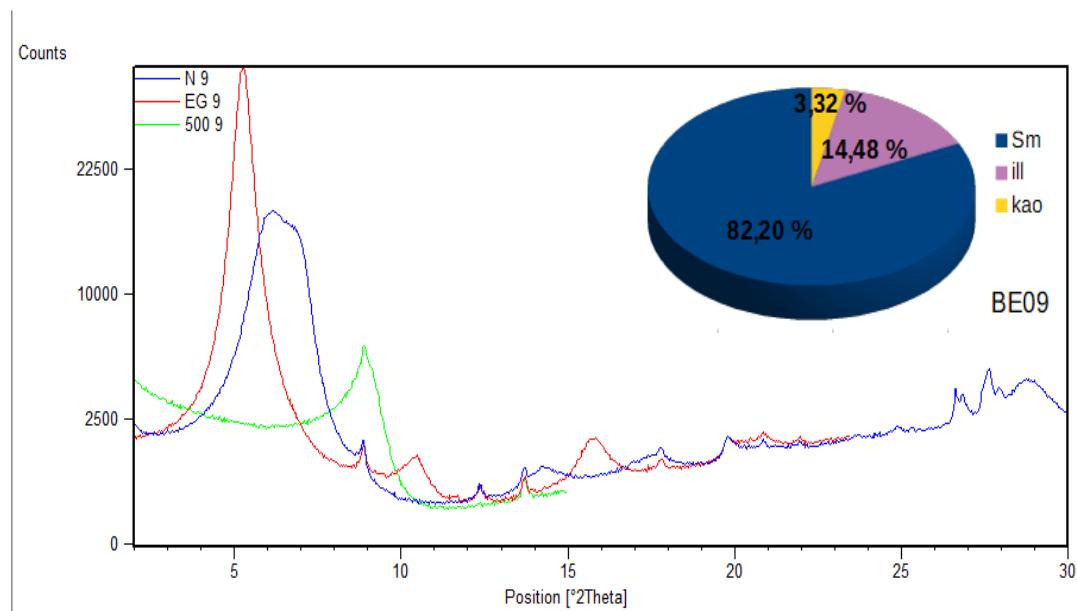


Fig.115: Diffractogramme d'une lame orientée pour l'échantillon BE09

TR10

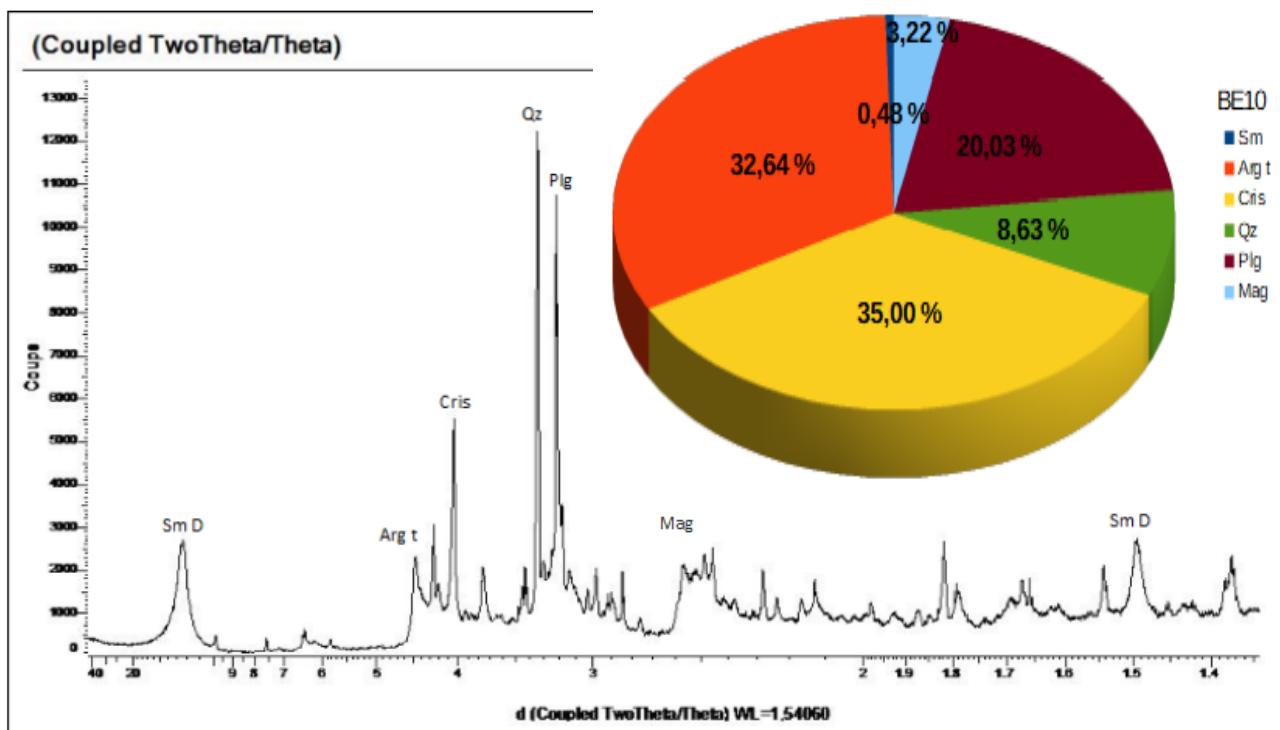


Fig.116: Diffractogramme de poudre pour l'argile bentonitique BE10

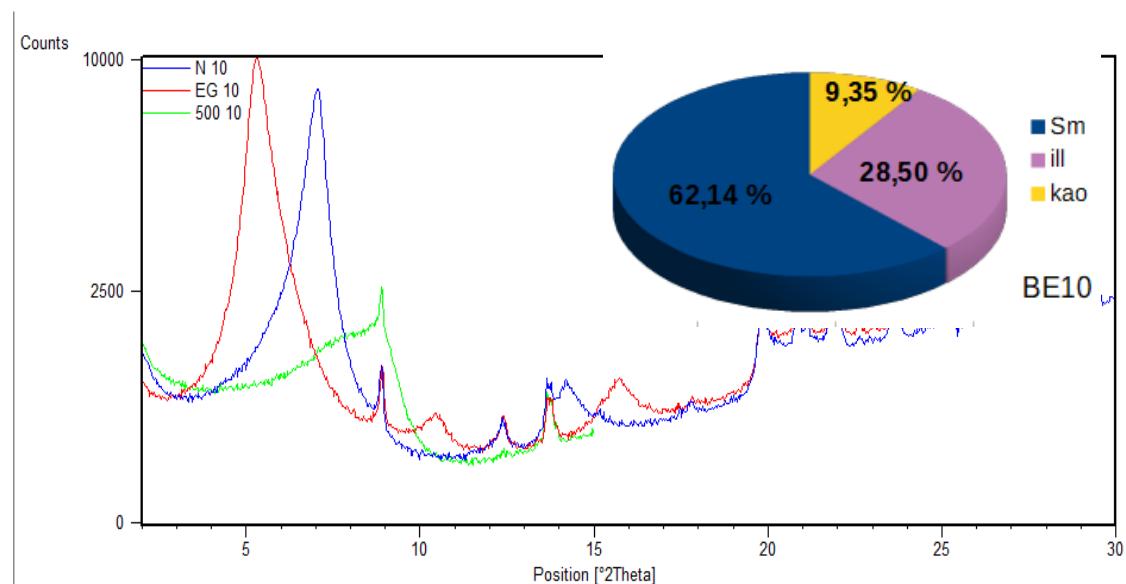


Fig.117: Diffractogramme d'une lame orientée pour l'échantillon BE10

BN

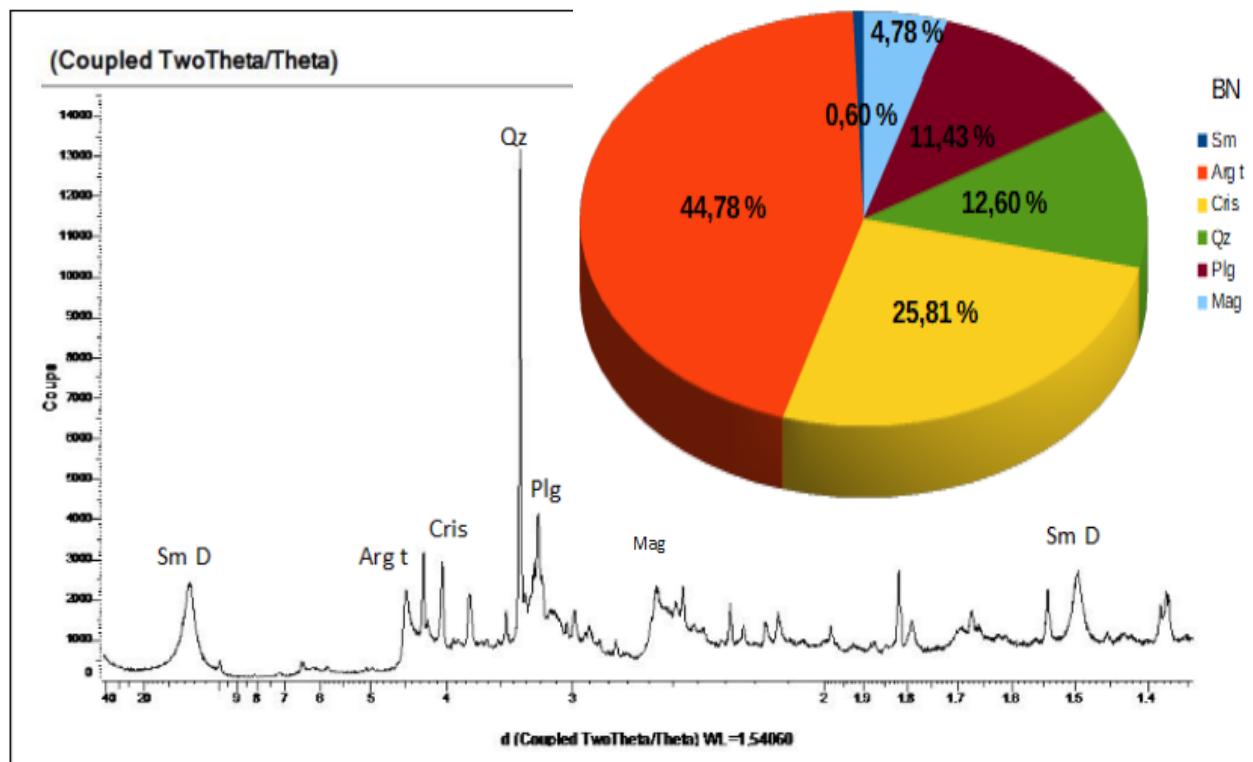


Fig.118: Diffractogramme de poudre pour l'argile bentonitique BN

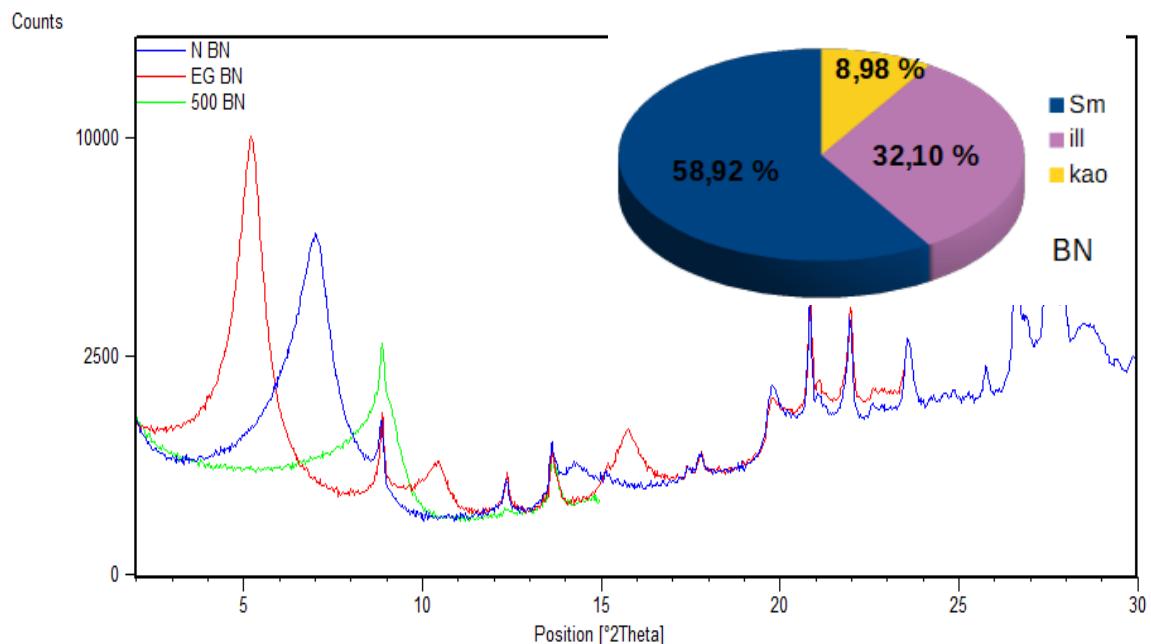


Fig.119: Diffractogramme d'une lame orientée pour l'échantillon BN

BR

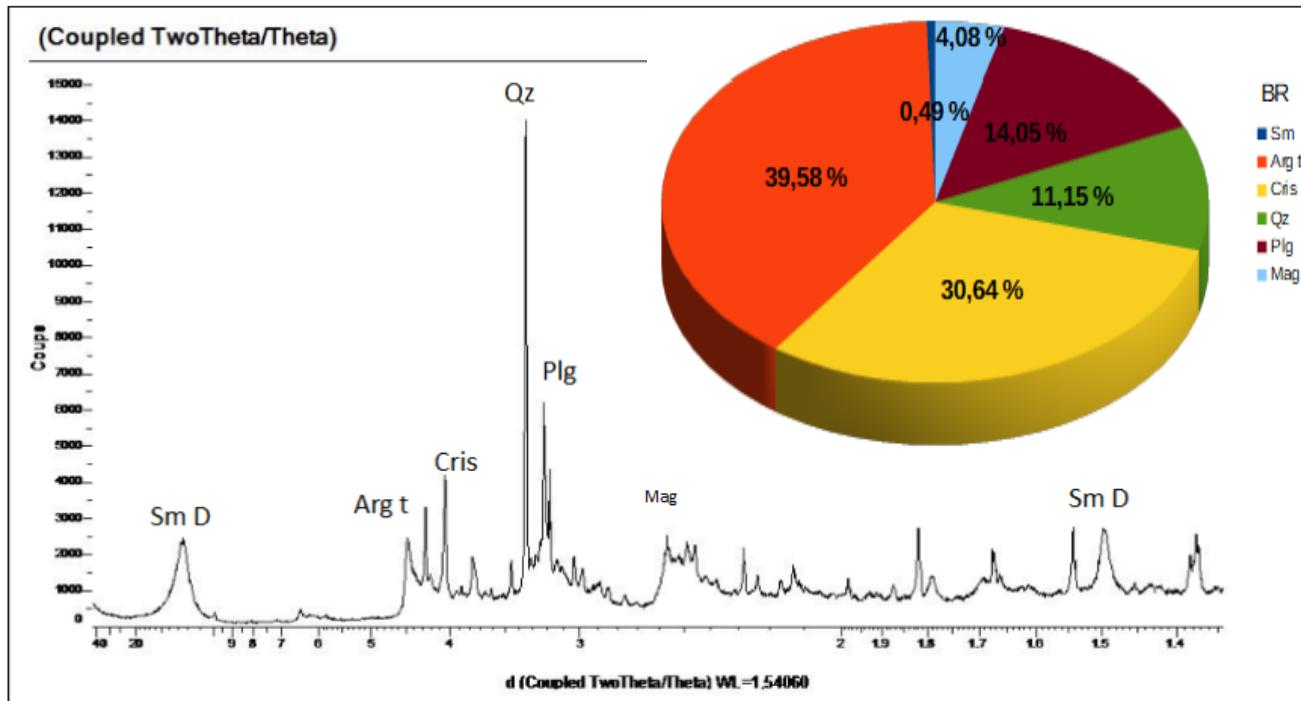


Fig.120: Diffractogramme de poudre pour l'argile bentonitique BR

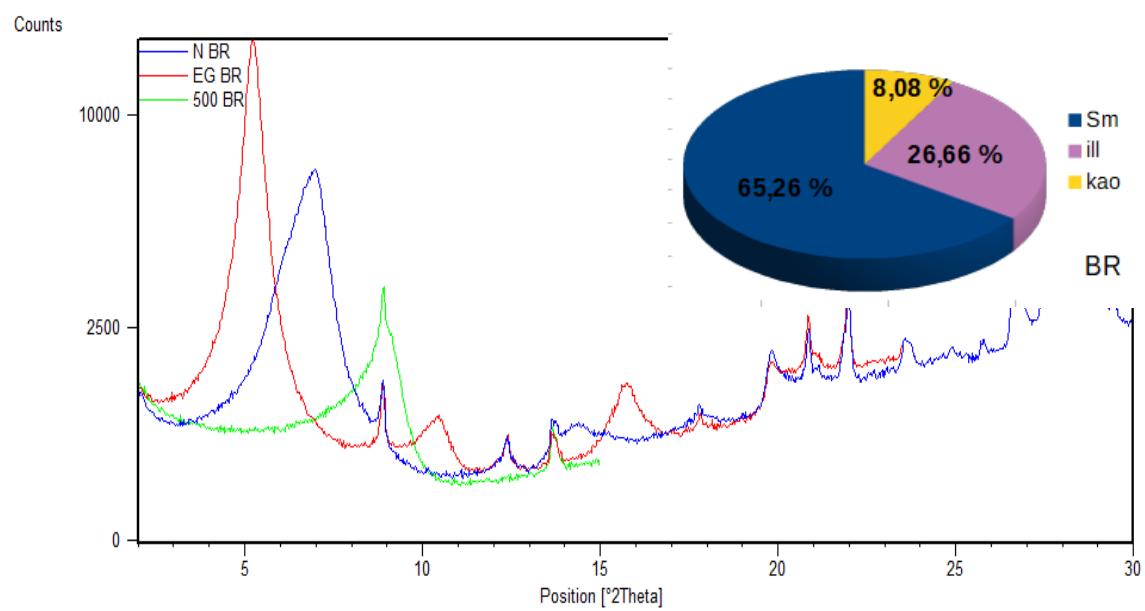


Fig.121: Diffractogramme d'une lame orientée pour l'échantillon BR

BE12

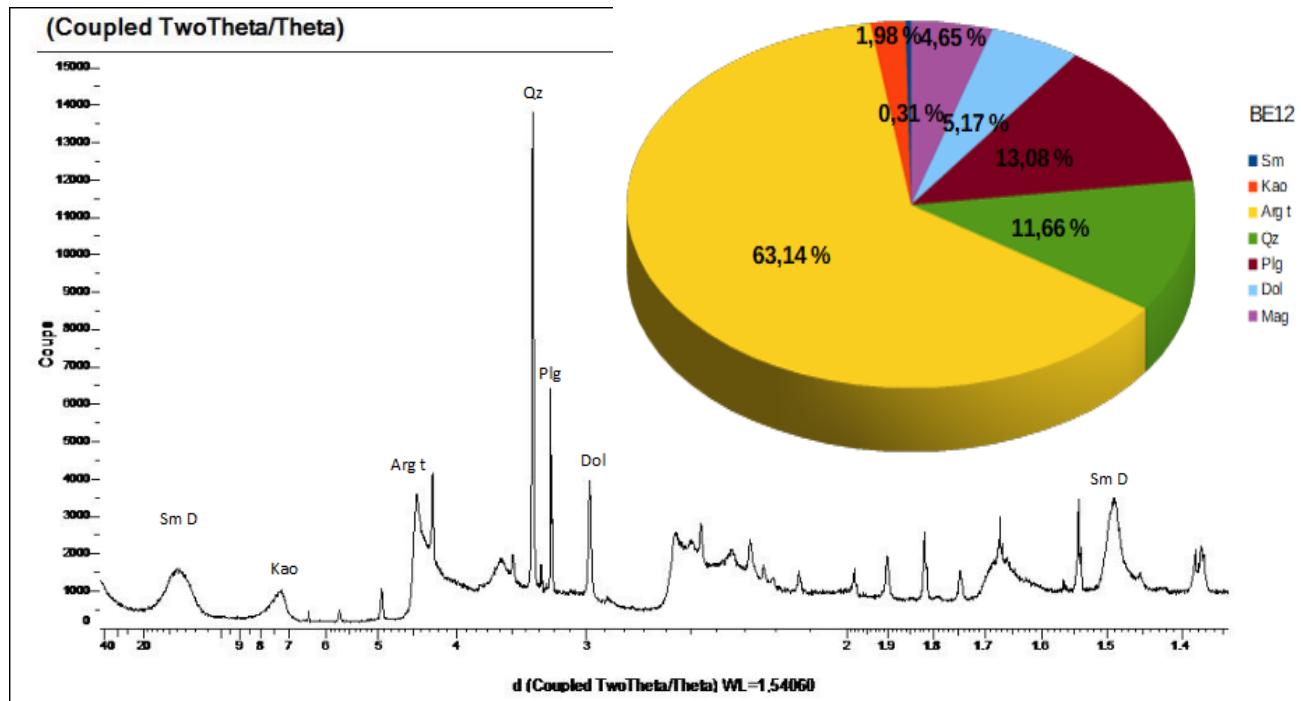


Fig.122: Diffractogramme de poudre pour l'argile bentonitique BE12

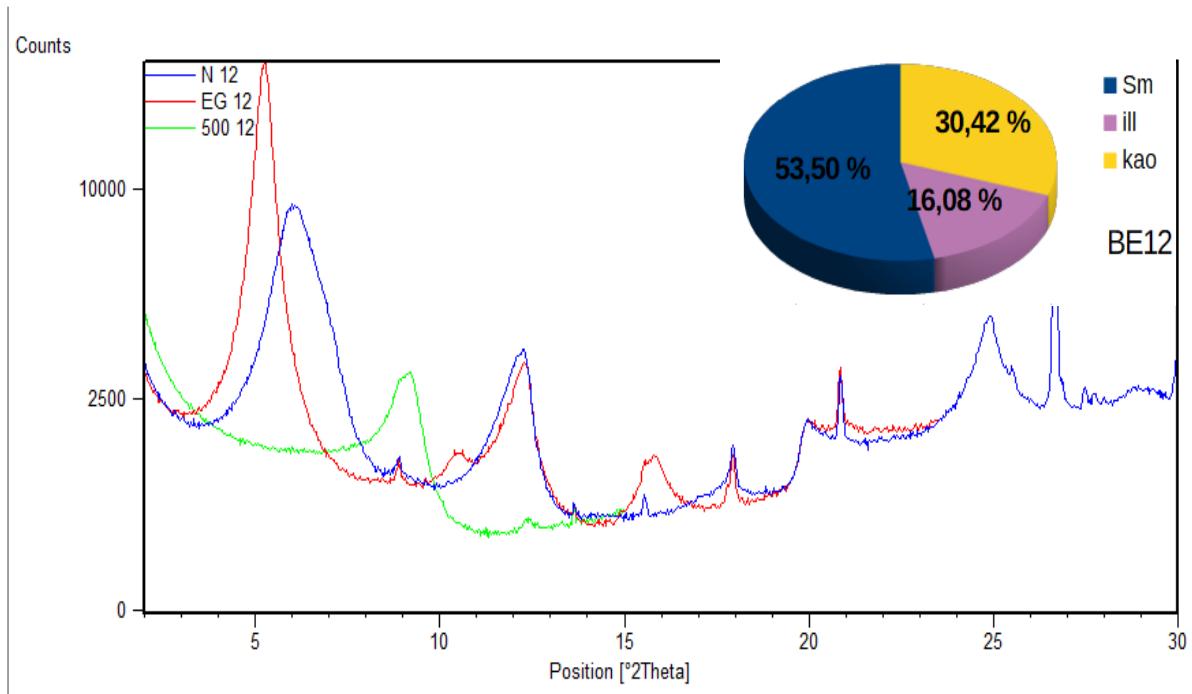


Fig.123: Diffractogramme d'une lame orientée pour l'échantillon BE12

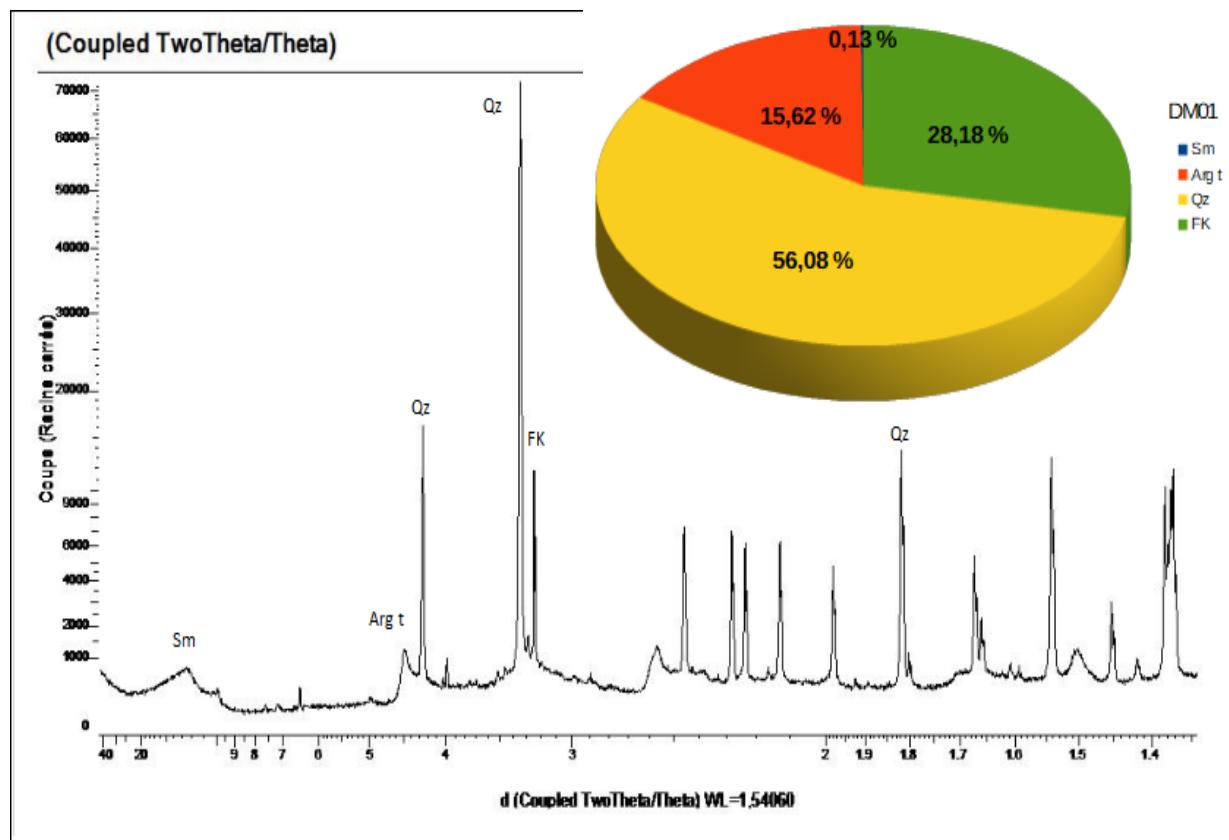


Fig.124: Diffractogramme de poudre pour l'argile bentonitique DM01

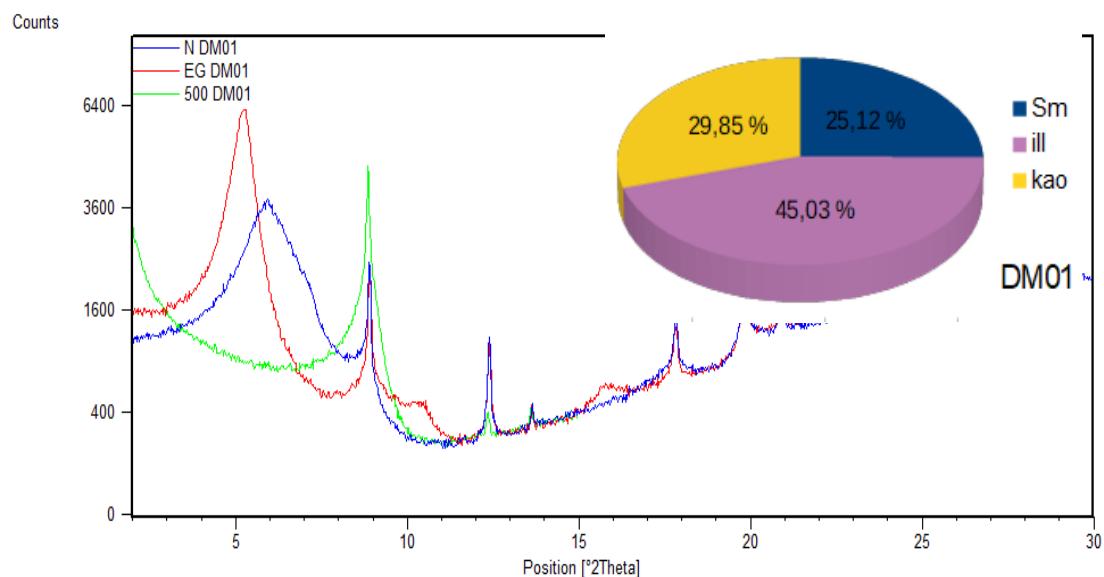


Fig.125: Diffractogramme d'une lame orientée pour l'échantillon DM01

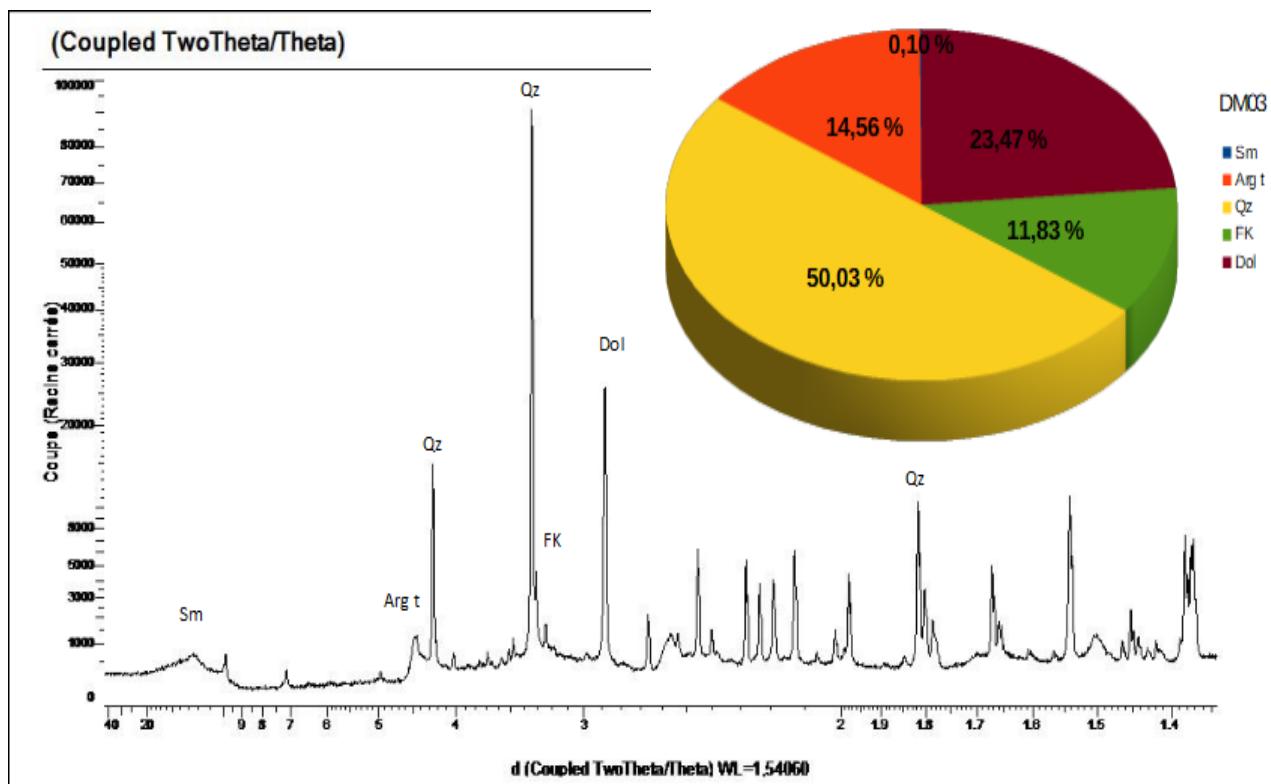


Fig.126: Diffractogramme de poudre pour l'argile bentonitique DM03

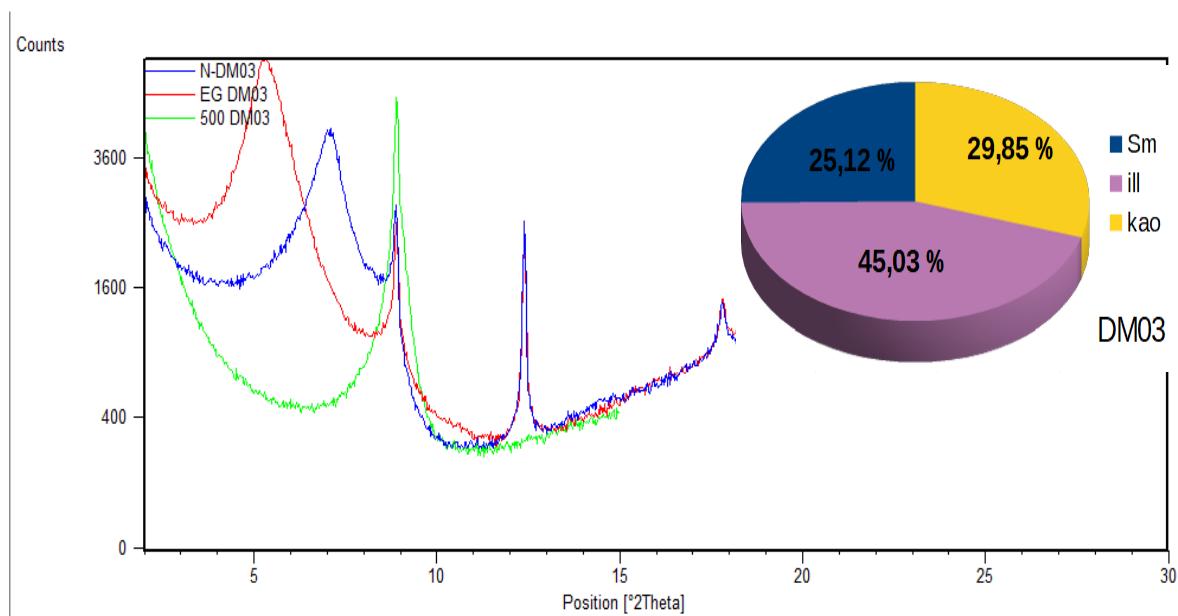


Fig.127: Diffractogramme d'une lame orientée pour l'échantillon DM03

C- Résumé des données DRX

En résumé, l'analyse des diffractogrammes sur la roche totale non bentonitique et les formations argileuses « bentonitiques », ainsi que sur la fraction argileuse normale, traitée avec l'éthylène-glycol et chauffée à 500°C, nous a permis d'identifier qualitativement et quantitativement les différentes phases minéralogiques constituant les échantillons des matériaux argileux sélectionnés des trois sites du gisement bentonitique de Hammam Bougrara.

Roche totale :

L'argile totale représente la fraction la plus importante dans tous les dépôts. Les feldspaths de type **plagioclase** sont plus dominants dans le site de Roussel et RM, tandis que les **feldspaths K** sont abondants dans le site de DM. Les polymorphes de la silice se présentent sous forme d'opale-CT (cristobalite) et quartz. Dans le site de Roussel, deux des trois polymorphes (opale-CT et quartz ou cristobalite et quartz) coexistent. La **kaolinite** représente une phase secondaire dans le site de RM.

Fractions argileuses orientées:

Les résultats de la DRX confirment que la smectite est le principal minéral argileux dans tous les gisements bentonitiques de HB à l'exception des dépôts de DM où l'illite est plus abondante que les smectites. Ils montrent aussi que la kaolinite et l'illite sont peu abondantes pour le site de Roussel. Moyennement abondantes dans les bentonites traitées et très abondantes dans les deux sites DM et RM, cette composition minéralogique confirme que la bentonite de Roussel et de RM est de meilleure qualité par contre celle de DM possède une qualité médiocre.

Les résultats issus de l'identification qualitative et quantitative des assemblages minéraux sont regroupées dans le tableau 03 pour les formations non bentonitiques et tableau 04 pour les formations bentonitiques.

Tableau.03 : Identification des phases minérales constitutifs des formations non bentonitiques de HB (en %)

	Smec	Biot	Arg tot	Cris	Qz	Plg	FK	Mag	Dol	Px	OI
RH01	-	7,98	17,25	-	36,22	33,64	-	-	4,90	-	-
RH11	-	7,21	17,21	-	40,77	30,18	-	-	4,63	-	-
PE04	0,78	3,21	69,26	15,40	1,43	5,61	-	4,31	-	-	-
PE06	0,43	4,18	57,41	20,61	2,38	10,83	-	4,14	-	-	-
TP07	0,40	3,64	51,97	23,09	10,53	10,37	-	-	-	-	-
TP08	0,29	3,14	46,77	19,66	17,09	13,06	-	-	-	-	-
DM04	0,40	-	64,90	-	18,93	-	13,14	-	2,63	-	-
BS03	-	-	17,52	-	-	17,07	-	-	-	26,3	

Tableau.04 : Identification des phases minérales constitutives des formations bentonitiques de HB
(en %)

	La roche totale											La fraction argileuse		
	Sm	Arg T	Cris	Qz	Plg	FK	Mag	Dol	Bt	Kao	Sme	illi	kao	
BE02	1,17	84,64	-	2,12	5,92	-	6,16	-	-	-	91,59	5,74	2,67	
BE4A	1,22	84,34	-	3,41	5,33	-	5,67	-	-	-	97,29	-	2,71	
BE4B	0,48	32,96	52,47	2,85	8,24	-	3,01	-	-	-	91,33	5,95	2,71	
BE05	0,20	24,12	62,60	1,76	8,72	-	2,59	-	-	-	85,57	9,88	4,56	
RS05	0,50	48,59	38,74	2,80	5,91	-	3,46	-	-	-	92,30	7,70	-	
RS07	0,44	55,07	17,45	1,57	18,25	-	3,66	-	2,96	-	90,81	6,12	3,06	
TV09	0,49	57,73	20,68	6,81	9,81	-	4,48	-	-	-	82,20	14,48	3,32	
BE10	0,48	32,46	35,00	8,63	20,03	-	3,22	-	-	-	62,14	28,50	9,35	
BN	0,60	44,78	25,81	12,60	11,43	-	4,78	-	-	-	58,92	32,10	8,98	
BR	0,49	39,58	30,64	11,15	14,05	-	4,08	-	-	-	65,26	26,66	8,08	
BE12	0,31	63,14	-	11,66	13,08	-	4,65	5,17	-	1,98	53,50	16,08	30,42	
DM01	0,13	15,62	-	50,08	-	28,18	-	-	-	-	34,36	49,54	16,11	
DM03	0,10	14,56	-	50,03	-	11,83	-	23,47	-	-	25,12	45,03	29,85	

4-caractérisation des smectites :

4-a- par la réflexion d (060) :

Le dépouillement des spectres DRX nous permet de localiser la réflexion d(060) qui est pour tous les minéraux argileux, comprise entre 1,49Å et 1,54Å et qui représente un facteur primordial pour différencier le caractère di ou tri octaédrique des smectites :

Smectite dioctaédrique : $d(060) = \text{entre } 1,49 \text{ et } 1,50\text{\AA}$.

Smectite trioctaédrique : $d(060) = \text{supérieur à } 1,50\text{\AA}$.

Les résultats d'analyse par DRX des smectites de Hammam Bougrara ont montré que la réflexion (060) se positionne vers 1,49Å dans les échantillons prélevés des trois sites ; ils font donc partie des smectites de type di octaédrique (voir figures 128, 129 et 130)

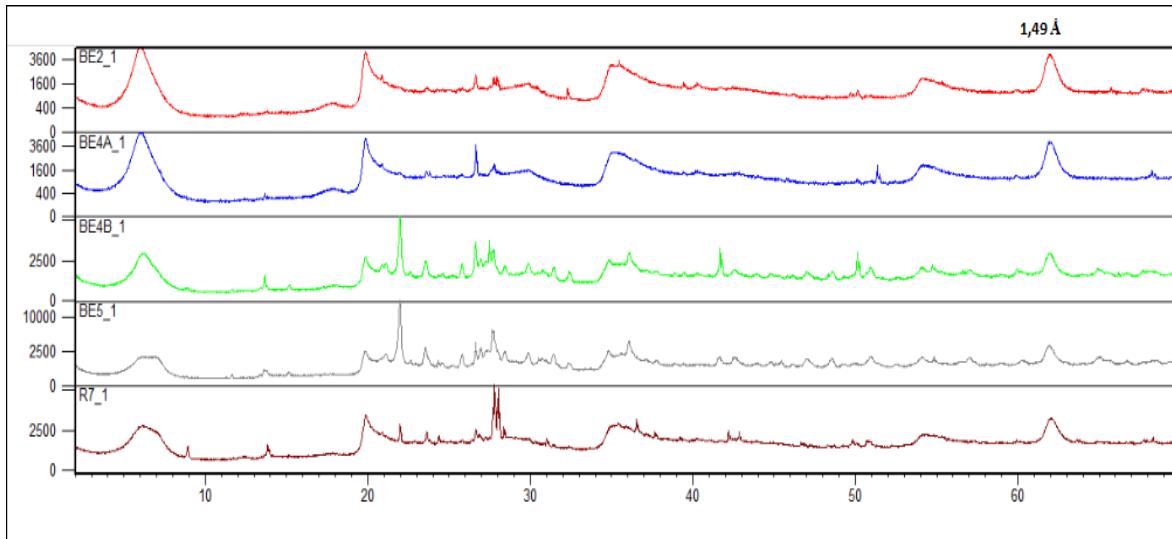


Fig.128 : Localisation de la réflexion $d(060)$ pour le site de Roussel

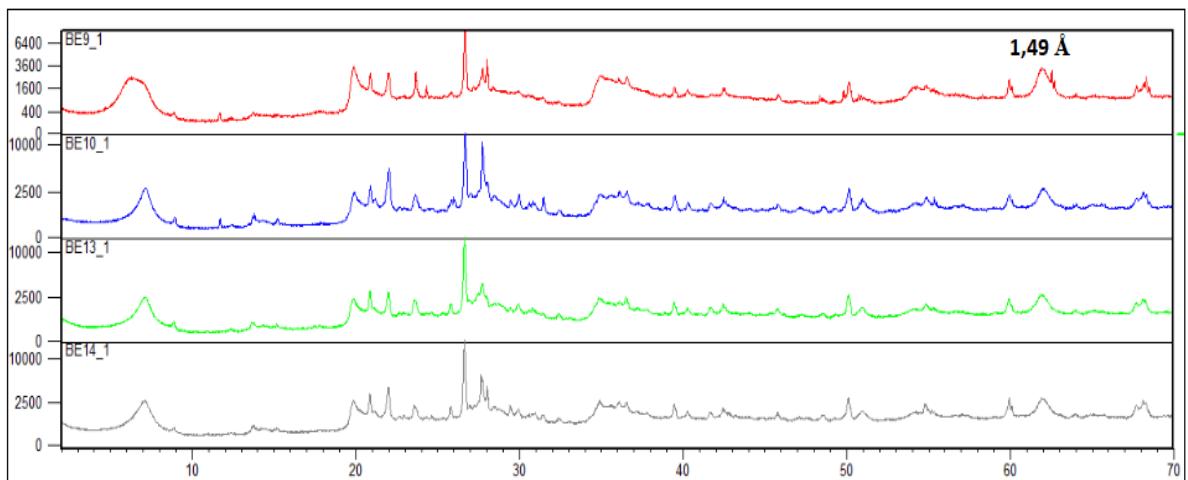


Fig.129: Localisation de la réflexion $d(060)$ pour les bentonites traitées

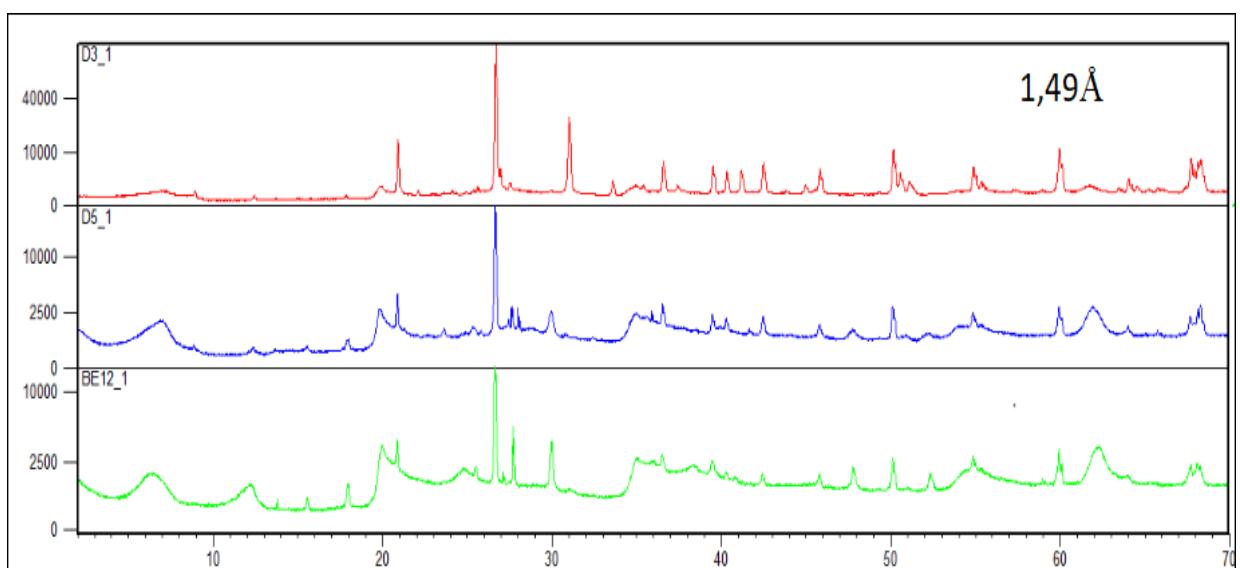


Fig.130 : Localisation de la réflexion $d(060)$ pour les deux sites RM et DM

4-b-par la saturation au Li Cl:

Afin de différencier la nature des smectites dans la zone d'étude et d'identifier l'abondance relative de la montmorillonite et/ ou de la beidellite, des lames orientées ont été préparées dans le laboratoire AGEs à liège selon la procédure de saturation avec le chlorure de lithium.

Protocole expérimentale:

- pour le sédiment: obtention de la fraction inférieure a 63 um : lavage, tamisage et centrifugation dans une centrifugeuse SIGMA modèle 2-7 à 4000 tr/min durant 15 min.
- La fraction argileuse est, ensuite, récupérée et séchée à l'étuve à 40°C pendant 24h. Elle est ultérieurement broyée dans un Mortier en agate jusqu'à l'obtention d'une poudre homogène.
- pour le solution : 24 g de lithium + 250 ml eau distillée et agitation a 200tr/min pendant 4h
- mixage de 1 g de chaque échantillon avec 31,25 ml de la solution Li Cl préparé, donc saturation de notre argile par le chlorure de lithium (Li Cl à 2N) puis agitation électrique pendant une nuit.
- les suspensions ont été centrifugées,
- Rincer l'échantillon avec de l'eau déminéralisée 4 fois;
- Préparation des lames orientées ;
- passage des lames au diffractomètre en trois étapes ;
 - Lames saturée normal (Li N).
 - Après chauffage à une température de 330°C (Li N 330°C) pendant 2h.
 - Après solvatation avec le glycérol (Li N 330°C GL).

Les résultats obtenus:

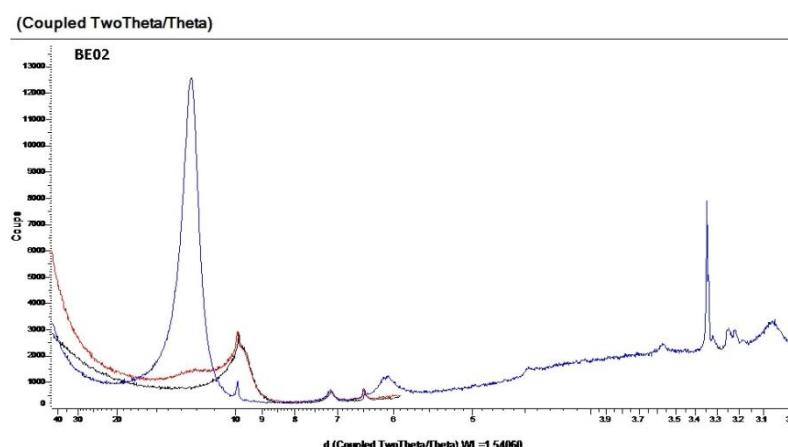


Fig.131: Diffractogrammes de l'échantillon BE02 après saturation LiCl

Bleu : lame saturée au lithium;

Noir : lame saturée au Li, après chauffage à 330°C pendant 2h;

Rouge : lame après solvatation par le glycérol.

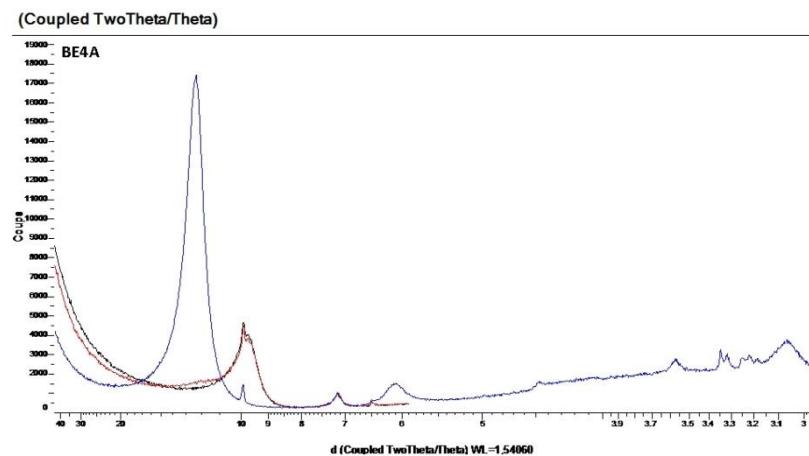


Fig.132: Diffractogrammes de l'échantillon BE4A après saturation LiCl

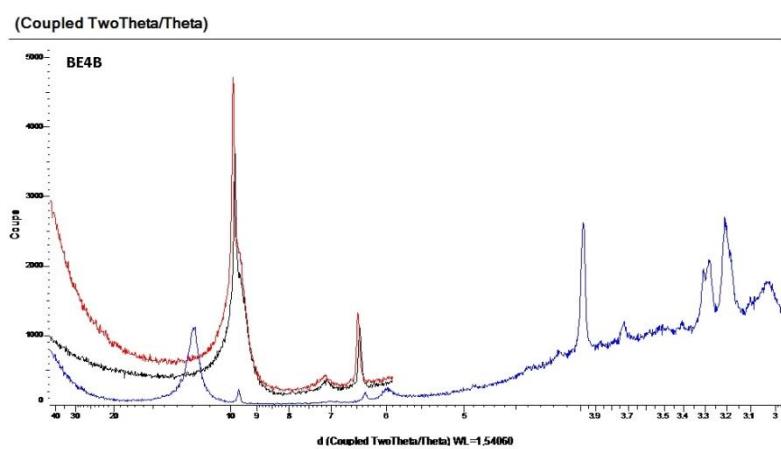


Fig.133: Diffractogrammes de l'échantillon BE4B après saturation LiCl

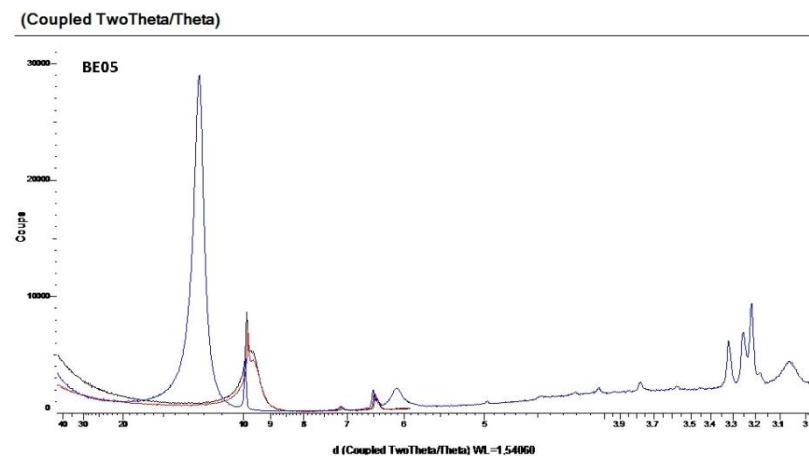


Fig.134: Diffractogrammes de l'échantillon BE05 après saturation LiCl

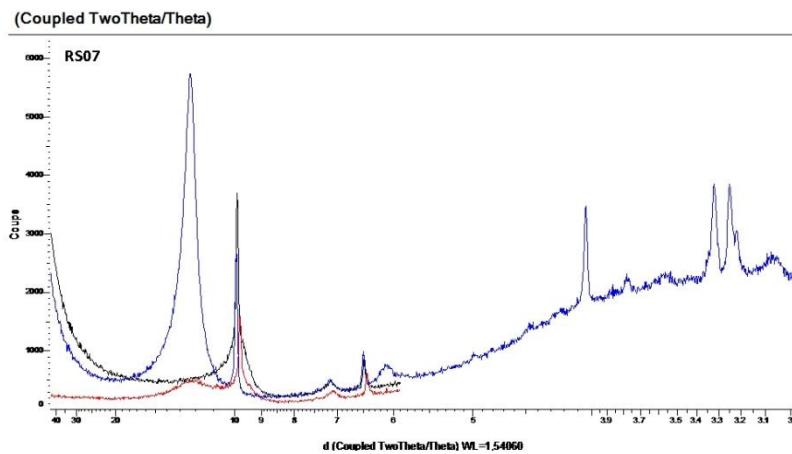


Fig.135: Diffractogrammes de l'échantillon RS07 après saturation LiCl

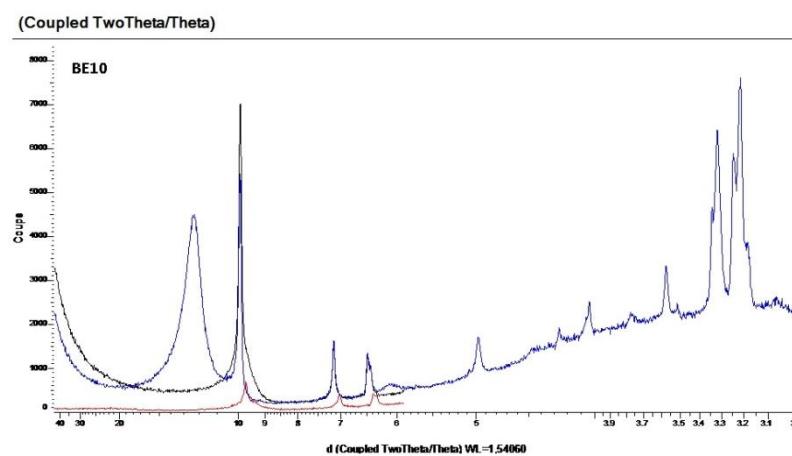


Fig.136: Diffractogrammes de l'échantillon BE10 après saturation LiCl

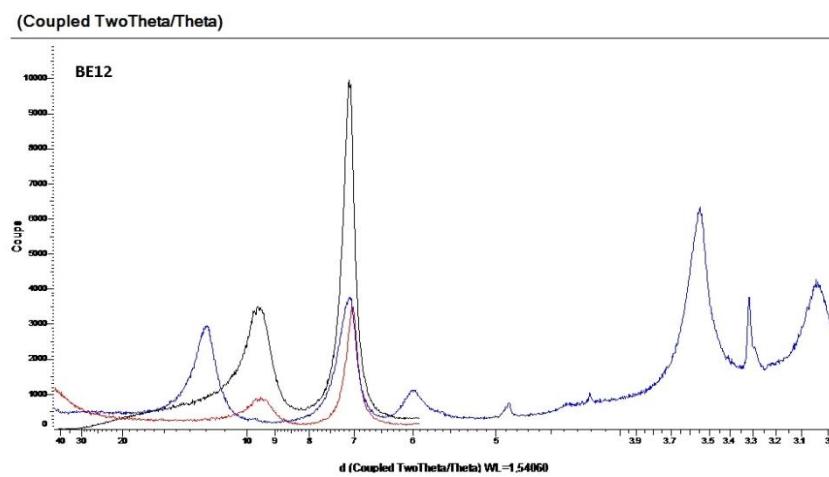


Fig.137: Diffractogrammes de l'échantillon BE12 après saturation LiCl

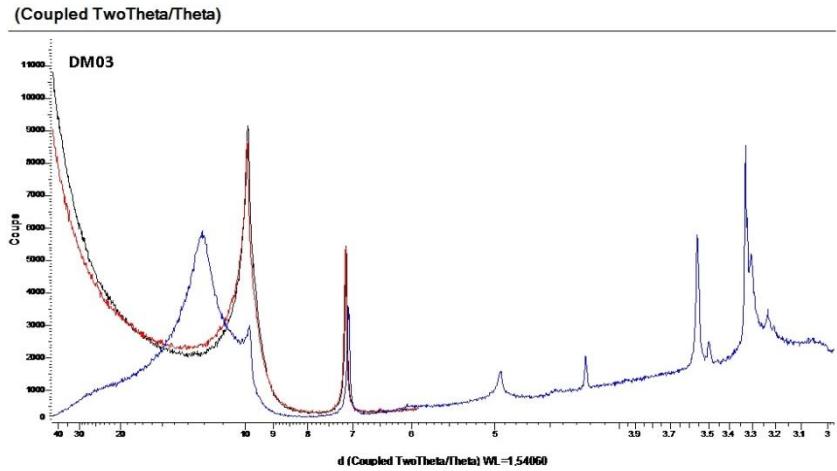


Fig.138: Diffractogrammes de l'échantillon DM03 après saturation LiCl

Interprétation des résultats:

L'estimation de l'abondance relative de la montmorillonite et de la beidellite qui font partie du groupe des smectites di-octaédriques a été identifiée par l'interprétation des diffractogrammes des lames orientées préparées selon la procédure de saturation au lithium. **Lim et Jackson, (1986); Thorez, (2000) ; Fagel et al., (2001).**

a propos de déterminer le type de smectite, On suit les séquences suivantes :

- pour les beidellites: 14(N)-17(EG)-10(H), 12 à 14 (LiN), 10 (Li300°C), 17 (Li300°C+Gl).
- pour les montmorillonites: 14(N)-17(EG)-10(H), 12 à 14 (LiN) - 10 (Li300),10 (Li300Gl).

Les résultats de la saturation au Li Cl sont résumés dans le tableau suivant :

Cette méthode est appelée **test de Hofmann et Klemen**, dont le principe est d'éliminer les charges octaédriques par passage du lithium en position octaédrique (**Holtzapffel, 1985**).

En effet et après solvatation, les montmorillonites qui, n'ayant plus de charges tétraédriques n'auront plus de charges octaédriques et ne pouvant plus fixer l'éthylène-glycol resteront donc à 10 Å°. En revanche, (Fagel et al., 2003) les beidellites qui possèdent des charges tétraédriques auront conservé leur aptitude de gonflement, ce qui confirme que la smectite de Hammam Bougrara et de type montmorillonitique .

4-c- Indice de cristallinité de la smectite:L'indice de Biscaye

La cristallinité représente le degré d'ordre de l'arrangement cristallographique et augmente en fonction de la température. La cristallinité de la smectite est mesurée par l'indice de Biscaye qui représente le rapport entre la profondeur de la vallée vers les petits angles et le pic principal de la smectite (v/p) sur le spectre glycolé.

La profondeur de la vallée dépend de l'endroit où la réflexion de la smectite intercepte le bruit de fond. Au plus large est la réflexion, au plus l'angle auquel il intercepte le bruit de fond est grand et la vallée est mal définie et peu creusée (voir fig 139).

Les smectites bien cristallisées ont un pic bien marqué qui n'interfère pas avec le bruit de fond vers les petits angles (v/p = 1). Les smectites mal cristallisées développent un épaulement vers les

petits angles ($v/p = 0$), les smectites très mal cristallisées ne montrent pas de pic évident, la vallée est quasi inexisteante ($v/p < 0$).

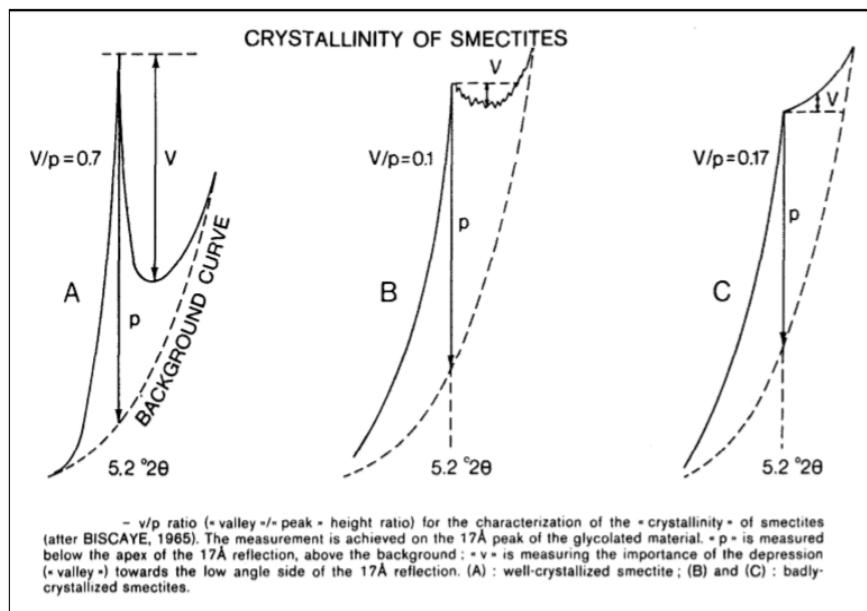


Fig.139: Mesure de la cristallinité de la smectite (Thorez, 1986)

Le degré de cristallinité de la smectite (définie selon Biscaye) est lié au degré d'altération de cette dernière.

Site de Roussel:

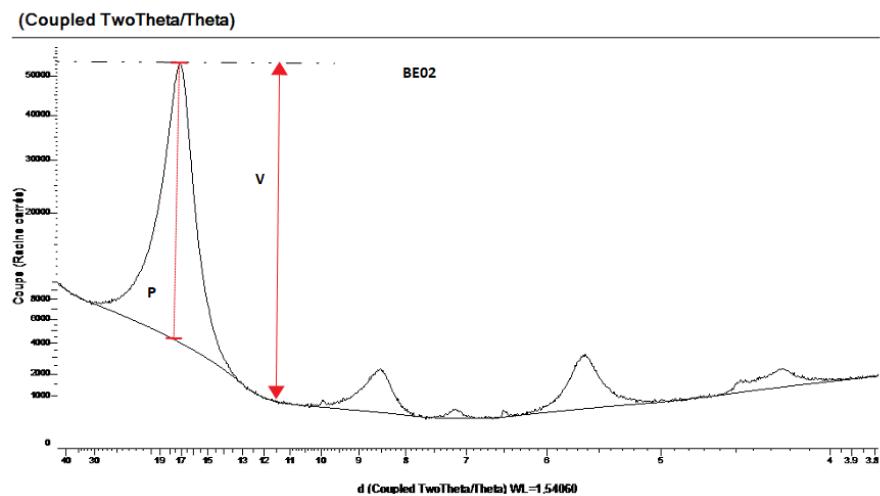


Fig.140: Calcul de l'indice de cristallinité de la smectite pour l'échantillon BE02

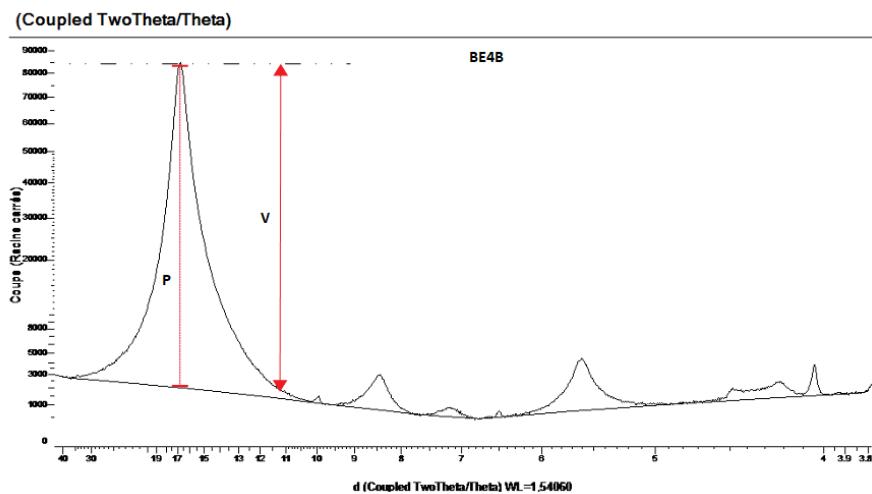


Fig.141: Calcul de l'indice de cristallinité de la smectite pour l'échantillon BE4B

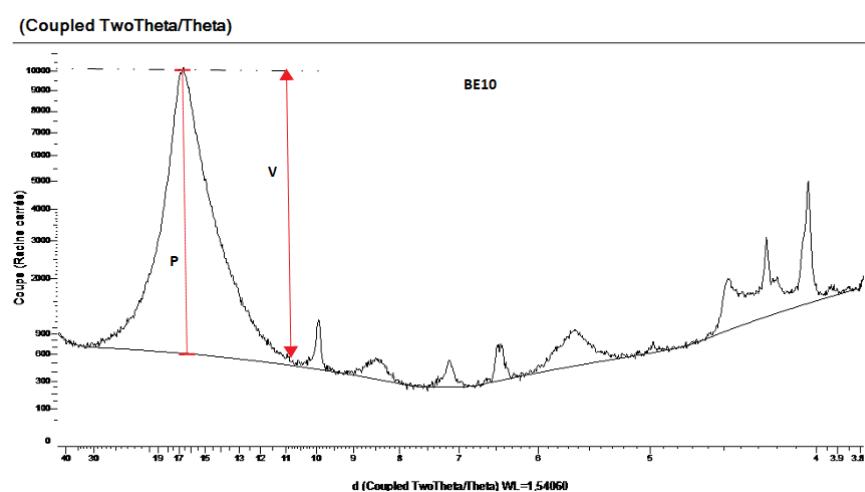


Fig.142: Calcul de l'indice de cristallinité de la smectite pour l'échantillon BE10

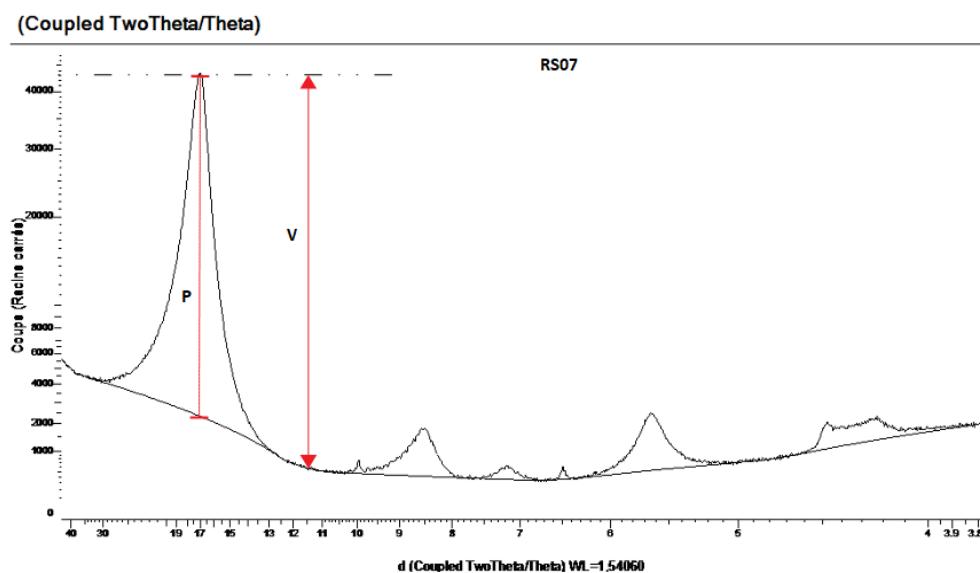


Fig.143: Calcul de l'indice de cristallinité de la smectite pour l'échantillon RS07

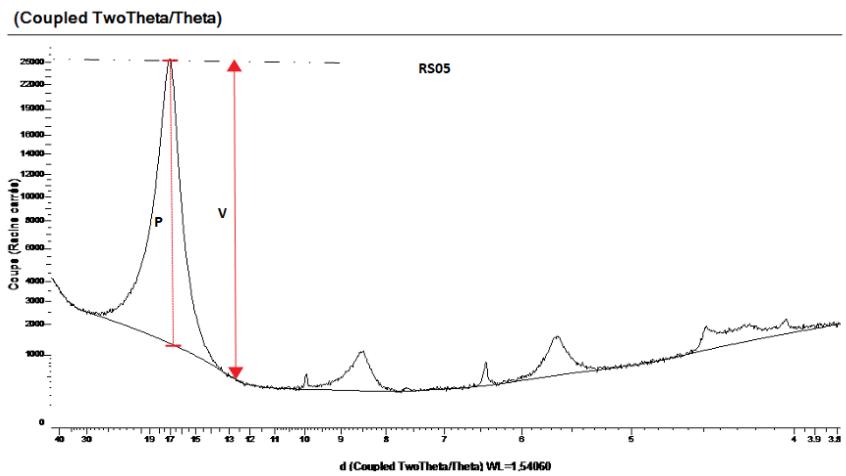


Fig.144: Calcul de l'indice de cristallinité de la smectite pour l'échantillon RS05

Site de RM :

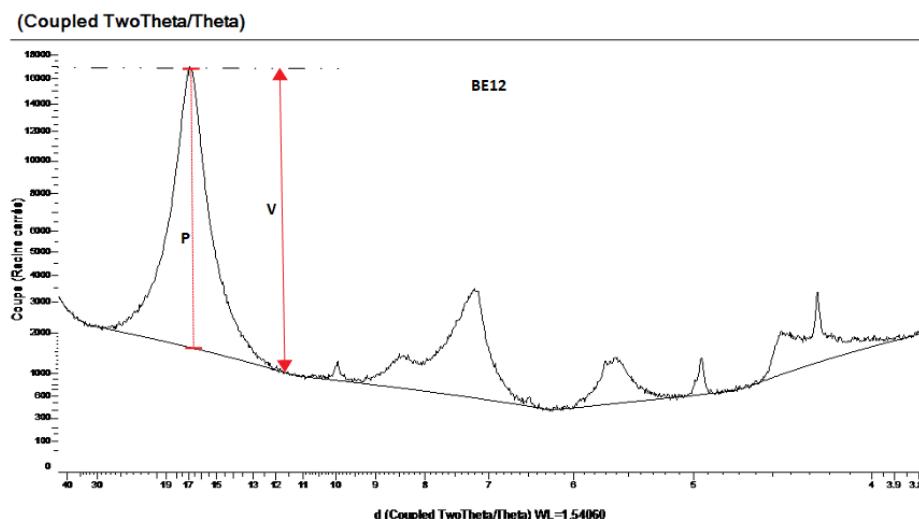


Fig.145: Calcul de l'indice de cristallinité de la smectite pour l'échantillon BE12

Site de Dar-Embarek :

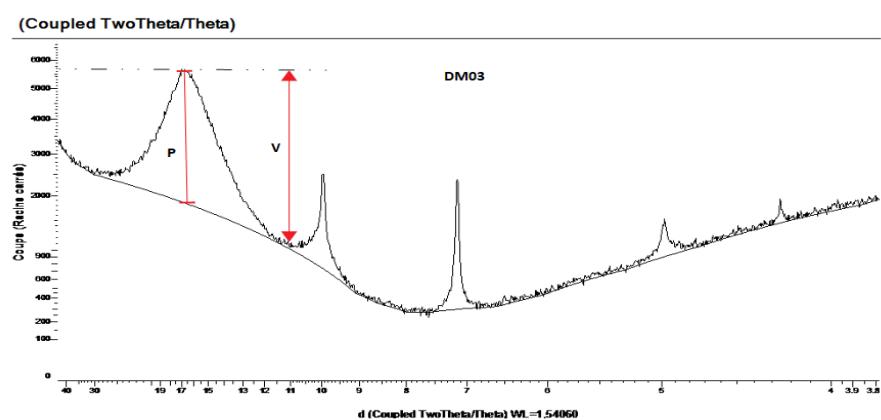


Fig.146: Calcul de l'indice de cristallinité de la smectite pour l'échantillon DM03

Discussion et interprétation:

Les valeurs de l'indice de cristallinité des smectites pour l'ensemble des échantillons du gisement bentonitique de HB sont regroupées dans le tableau ci-dessous:

Tableau.05 : l'indice de cristallinité des smectites pour les échantillons du gisement bentonitique de HB

Le Site	ROUSSEL					RM	Dar-Embarek	
l'éch.	BE02	BE4b	BE10	RS05	RS07	BE12	DM01	DM03
V/P	1,20	1,01	1,02	1,11	1,13	1,09	1,16	1,32

On note que le rapport v/p est compris entre 1,09 et 1,32% et indique donc que les smectites de Hammam Bougrara sont très bien cristallisées.

La forme et la symétrie du pic principal de la smectite confirment que les smectites de Roussel ont une composition minéralogique homogène (forme symétrique du pic), tandis que celles de RM et DM où les pics sont peu assymétriques, indiquent qu'il existe d'autres phases minéralogiques qui s'incorporent entre elles.

La cristallinité de l'illite: l'indice de Kübler

Pour le site de Dar Embarek, on mesure aussi la cristallinité de l'illite qui est la largeur du pic à 10 Å mesurée sur l'essai glycolé à mi-hauteur au-dessus du bruit de fond. Ce paramètre est un témoin du degré d'altération de l'illite. Pour des valeurs de cristallinité inférieures à 3 mm, l'illite est dite «fermée» elle a subi peu d'altération. Pour des valeurs >10 mm, l'illite est dite «ouverte»: le minéral est largement altéré. (**Thorez, 1986**). On constate que le pic d'intensité de l'illite est bien "serré" et l'indice de Kubler est inférieur à 3 mm ; l'illite a donc subi peu d'altération pour les deux échantillons DM01 et DM03.

4-d- par la saturation au KCl:

La saturation au chlorure de potassium permet de différencier l'origine des smectites, néoformées ou transformées. Seules les smectites néoformées conservent leur capacité de gonfler lorsqu'elles sont soumises à des vapeurs de l'éthylène glycol après chauffage. Cette méthode a été faite dans le laboratoire AGEs.

Protocole expérimental:

- pour le sédiment: obtention de la fraction inférieure à 63 µm : lavage, tamisage et centrifugation à 4000 tr/min durant 15 min, puis séchage pendant 24h.
- mixage de 1 g de chaque échantillon avec 31,25 ml de solution K Cl préparée, donc saturation de notre argile par le chlorure de potassium (K Cl à 2N) pendant une nuit.
- Rincer l'échantillon avec de l'eau déminéralisée (03 fois);

- décantation pendant 48 min.
- Préparation des lames orientées ;
- passage des lames au diffractomètre en trois étapes ;
 - Lames saturées normal (K N)
 - Après chauffage à une température de 110° C (K N 110° C) pendant 2h
 - Après solvatation avec l'éthylène glycol (KN 110° C EG)

Les diffractogrammes « après saturation au KCl » sont présentées par la suite, dont le spectre bleu représente la lame normale, le noir pour la lame chauffée à 110°C et le rouge après solvatation à l'éthylène glycol.

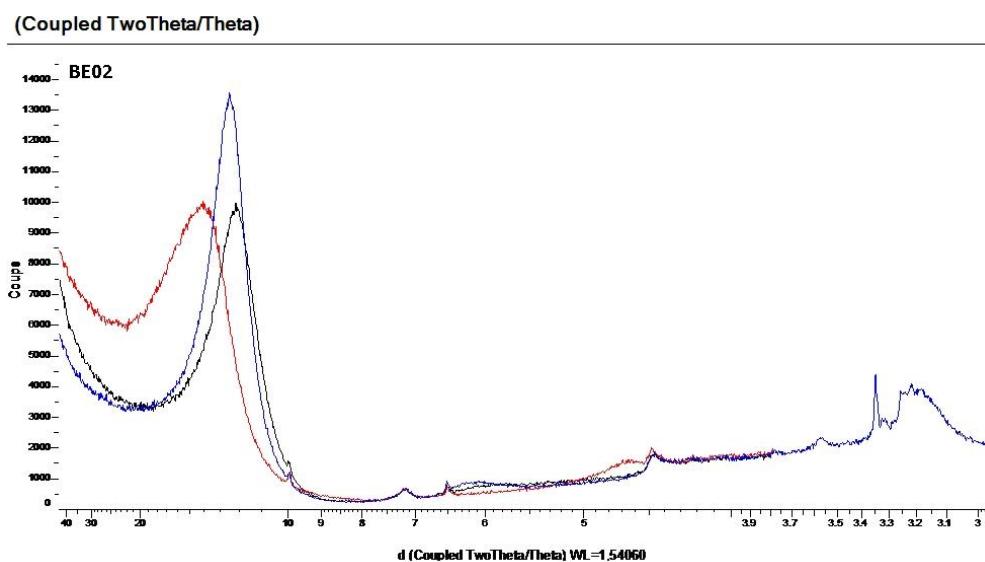


Fig.147: Diffractogrammes de l'échantillon BE02 après saturation KCl

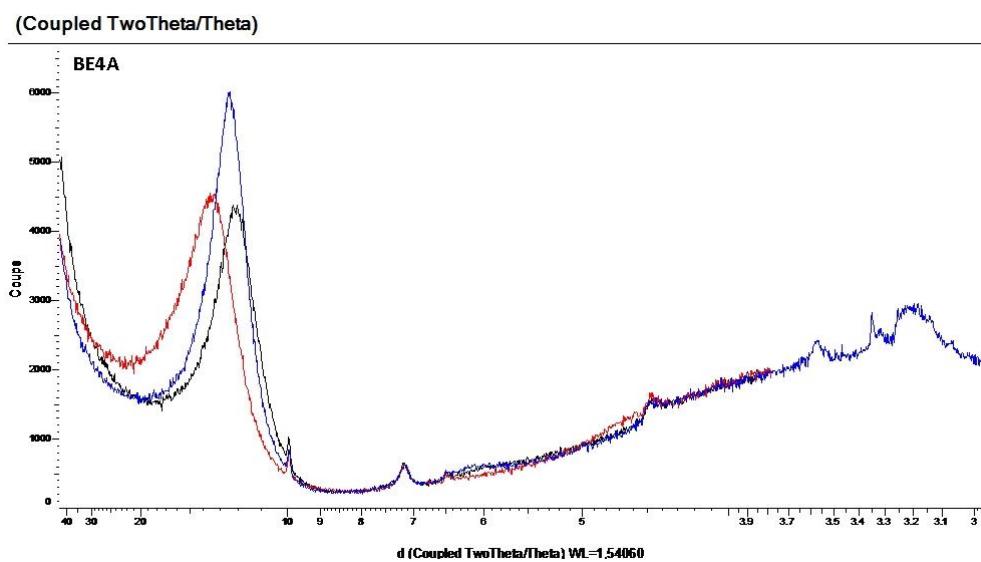


Fig.148: Diffractogrammes de l'échantillon BE4A après saturation KCl

(Coupled TwoTheta/Theta)

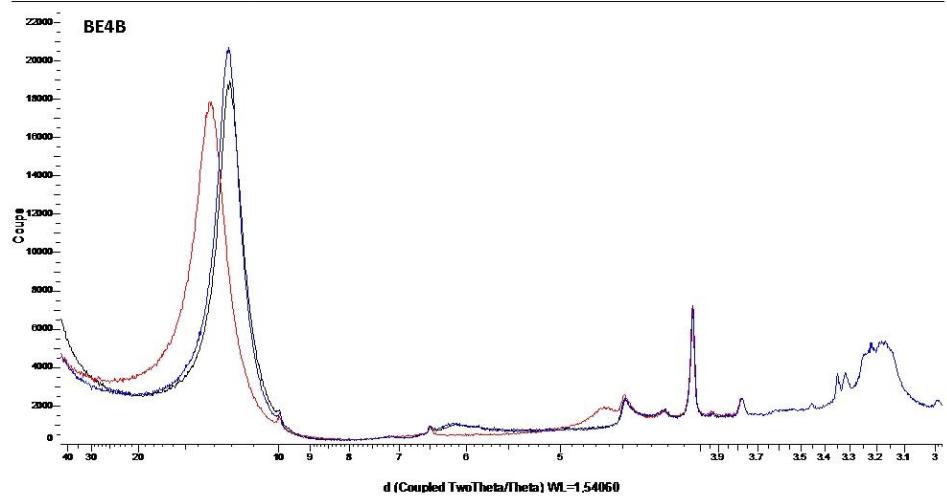


Fig.149: Diffractogrammes de l'échantillon BE4B après saturation KCl

(Coupled TwoTheta/Theta)

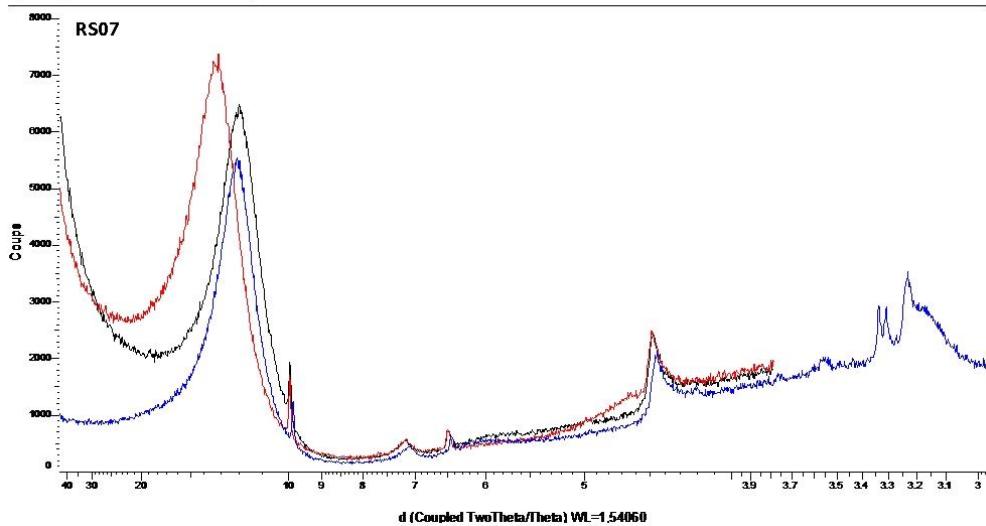


Fig.150: Diffractogrammes de l'échantillon RS07 après saturation KCl

(Coupled TwoTheta/Theta)

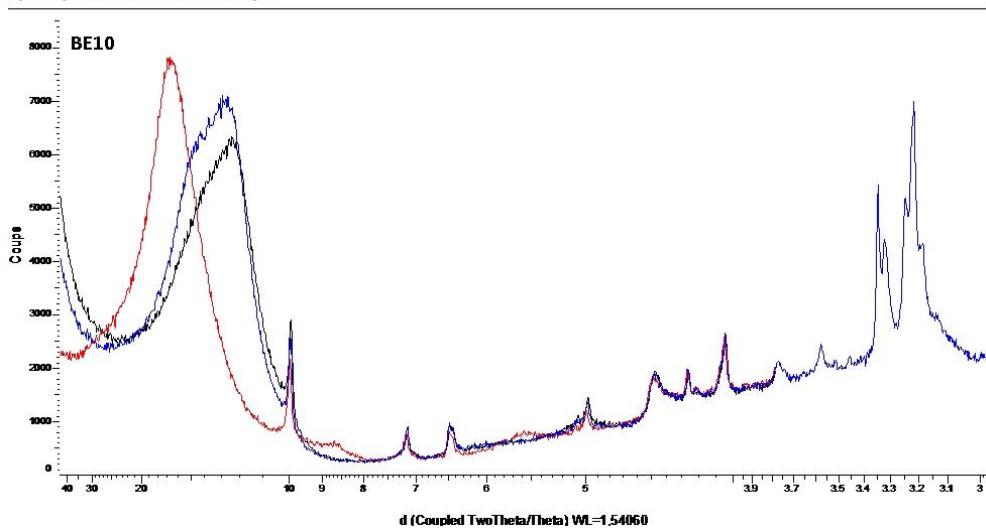


Fig.151: Diffractogrammes de l'échantillon BE10 après saturation KCl

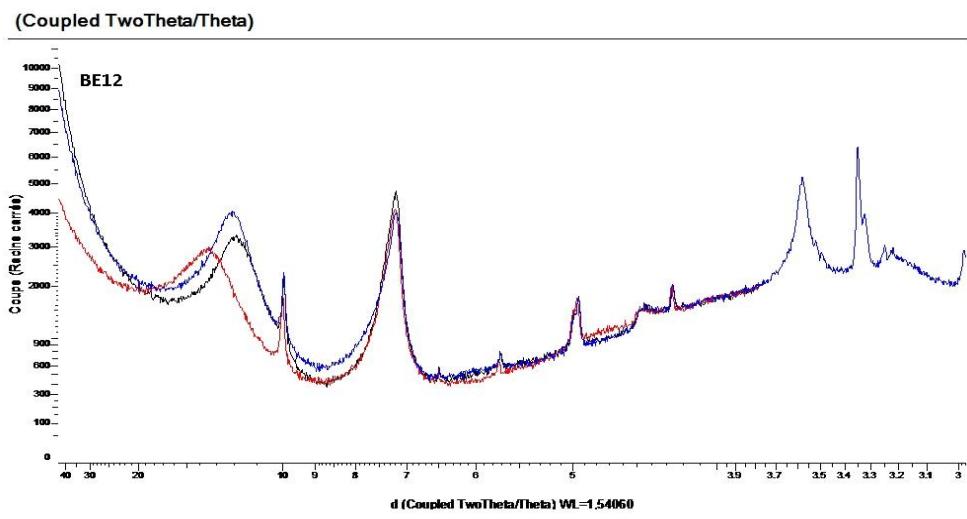


Fig.152: Diffractogrammes de l'échantillon BE12 après saturation KCl

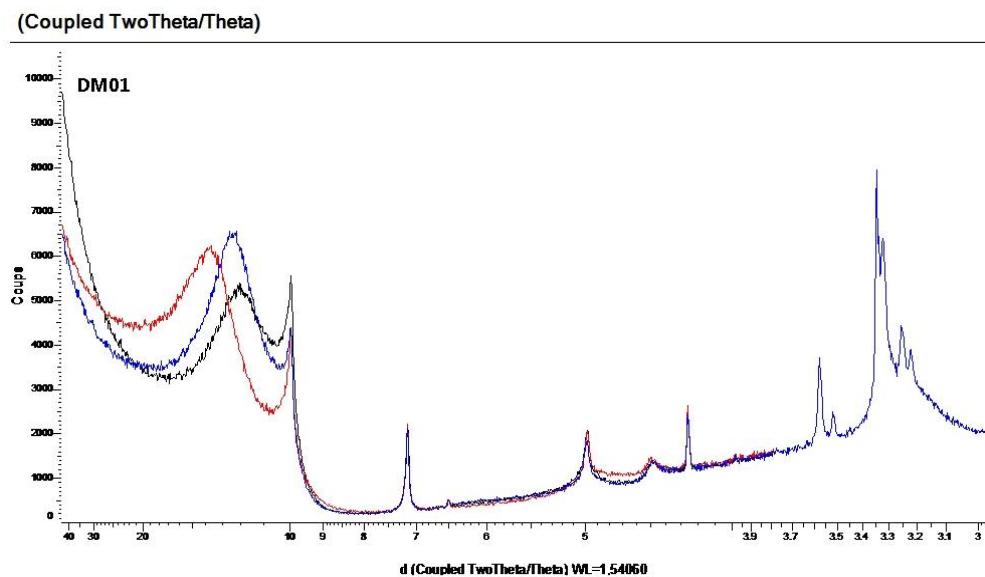


Fig.153: Diffractogrammes de l'échantillon DM01 après saturation KCl

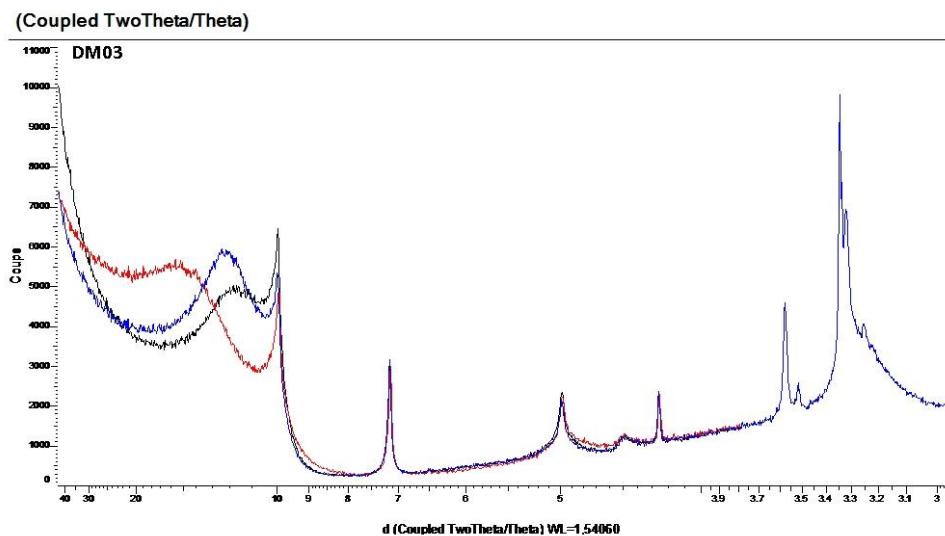


Fig.154: Diffractogrammes de l'échantillon DM03 après saturation KCl

5-Interprétation des résultats:

Pour bien différencier entre les deux types de smectites on observe les séquences suivantes
-pour les smectites transformées: 10 (KN), 10 (K110°C), 10 (K110EG).
- pour les smectites néoformées: 10 (KN), 10 (K110), >10 (K110EG).

Les diffractogrammes des lames orientées saturées au K Cl montrent que les smectites de HB ne sont pas affectées par la saturation en potassium et elles préservent leur aptitude au gonflement lors de la glycolation. Il s'agit donc de smectites qui ont cristallisé sur place à partir des ions présents dans les solutions, par le phénomène d'authigenèse. Elles font donc partie des smectites néoformées.

Conclusion

Sur le plan minéralogique, les résultats obtenus à partir des analyses de la DRX des formations argileuses de Hammam Bougrara, ont révélé que la smectite est le minéral de base. Elle est associée à de la kaolinite et à de l'illite. Sont aussi identifiés en quantités variables les minéraux non-argileux tels que le quartz, la cristobalite, les plagioclases de type albite, les feldspaths potassiques, la dolomite et la magnétite.

Les méthodes de saturation avec le chlorure de lithium Li Cl montrent que les smectites de HB sont typiques des smectites dioctaédriques où la principale composante de ces bentonites est la montmorillonite, dont l'abondance dépend de l'emplacement du site minier.

Les méthodes de saturation avec le chlorure de potassium K Cl indiquent que ces smectites font partie des smectites néoformées, elles sont nées sur place à partir des ions présents dans les solutions, par le phénomène d'authigenèse.

Analyses thermogravimétriques (ATG) et thermiques différentielles (ATD) :

Définition

En complément de la diffraction des rayons X, les analyses thermiques (couplage ATD/ATG) permettent d'observer les modifications des propriétés physico-chimiques des minéraux argileux en fonction de la température.

L'analyse thermogravimétrique (ATG) consiste à déterminer les variations de masse d'un échantillon en fonction de la température. Cette variation de masse peut être une perte de masse (déshydratation, décomposition...) pour les pics de transformations endothermiques, ou un gain de masse (fixation de gaz) pour les pics exothermiques.

L'analyse thermique différentielle (ATD) consiste à suivre l'évolution de la différence de température (ΔT) entre l'échantillon étudié et un corps témoin inerte, c'est-à-dire dépourvu d'effets thermiques dans le domaine de température étudié.

Mode opératoire :

Ces analyses ont été effectuées depuis la température ambiante jusqu'à 1000°C, dans l'air atmosphérique et avec une vitesse de chauffe de 5°C/min. Pour le prétraitement des échantillons, on a suivi la procédure suivante :

- Broyage des échantillons dans un mortier en agate ;
- Prise de 1 g de chaque échantillon et le mettre dans un bêcher ;
- passage des poudres dans un analyseur thermogravimétrique automatique à échantillons multiples (voir fig 155).



Fig.155 : Photo de l'appareil thermogravimétrique TGA 2000

Principe de l'analyse thermique :

Les analyses ont été faites au laboratoire AGES (Argile, Géochimie et Environnement Sédimentaire à l'ULG) à l'aide d'un appareil thermogravimétrique couplées "ATD-ATG de type TGA 2000", relié avec un micro-ordinateur, dont la perte de masse est mesurée par compensation magnétique, la température et le signal ATD par des thermocouples en platine-platine rhodié. L'échantillon et le matériau de référence (ici un mélange talc-chlorite calciné à 1100°C) sont placés dans deux creusets cylindriques en platine, reliés au fléau de la balance. Les figures suivantes montrent les données ATD (**Fig.156**) et ATG (**Fig.157**) pour quelques minéraux argileux.

Thermal Data for Selected Minerals				
Mineral	Weight Loss 300-1000°C	Converted Constituent	Reaction	DTA Differential Thermal Peak (°C)
Kaolinite	14%	OH-Al	- dehydroxylation	550 - 600
Dickite	14%	OH-Al	- dehydroxylation	680 - 700
Nacrite	14%	OH-Al	- dehydroxylation	680 - 700
Serpentine	14%	OH-Mg	- dehydroxylation	650 - 820
Illite	5%	Adsorbed H ₂ O	- dehydration	150 - 160
		OH-Fe, Al	- dehydroxylation	500 - 800
		OH-Mg	- dehydroxylation	900 - 920
Montmorillonite	5%	Adsorbed H ₂ O	- dehydration	100 - 250
		OH-Al	- dehydroxylation	670 - 710
		OH-Mg	- dehydroxylation	850 - 900
Nontronite	5%	Adsorbed H ₂ O	- dehydration	150 - 170
		OH-Fe	- dehydroxylation	500 - 600
Chlorite	14%	OH-Fe	- dehydroxylation	250 - 550
		OH-Al	- dehydroxylation	500 - 750
		OH-Mg	- dehydroxylation	650 - 850

Fig.156 : Données ATD des minéraux argileux (**Eslinger & Peaver, 1988**)

TGA analyses				
	Weight loss (%) 10-20°C	200-300°C	500-600°C	>600°C
Smectites				
Montmorillonite				
Beidellite				
Nontronite	12	3	4	-
Saponite				
Stevensite				
Vermiculite	6	2	4	-
Sepiolite	10	2-4	2-3	-
Palygorskite				
Mica-like				
Illite	1	2	5	-
Glaucophane	2	3	12	-
Kaolinite				
Kaolinite	1	-	14	-
Halloysite	7	-	13	-
2:1 + 1 chlorite	-	-	-	8-12
Berthierine				
Chamosite	1-2	-	-	8-12
Talc	-	-	-	6
Pyrophyllite	-	-	5	-

Fig.157 : Données ATG des minéraux argileux (**Eslinger & Peaver, 1988**)

Discussion des résultats :

Le site Roussel : (échs. 02, 4A, 4B, 07) :

Les spectres d'analyse thermique "ATG" mettent en évidence deux phénomènes endothermiques qui correspondent aux températures de 137° et 150 °C. Pour le premier phénomène, dont la perte de masse qui accompagne ces accidents thermiques est très importante ; cela représente environ 14,17% de la masse initiale, et aux températures de 625°, 650°, 662° et 675° C ; pour le deuxième, avec une perte de masse associée d'environ 3,81% en poids (voir fig 158).

Le premier phénomène endothermique correspond à l'élimination d'une eau adsorbée ; tandis que le deuxième correspond à l'élimination des ions OH qui représentent l'eau de constitution (l'eau cristalline) de la smectite. L'examen de l'analyse thermique des courbes ATD a montré, dans la plage des basses températures, l'existence d'un pic endothermique intense et important à 137 °C. Ce pic endothermique initial sur une large plage de température entre 125 et 150 °C est dû à la perte d'eau adsorbée sur la surface externe.

Un autre phénomène endothermique de faible intensité se produit à une température entre 630 et

670 ° C Il correspond à la perte d'ions hydroxyde du matériau argileux et provoque une modification irréversible de la structure cristalline.

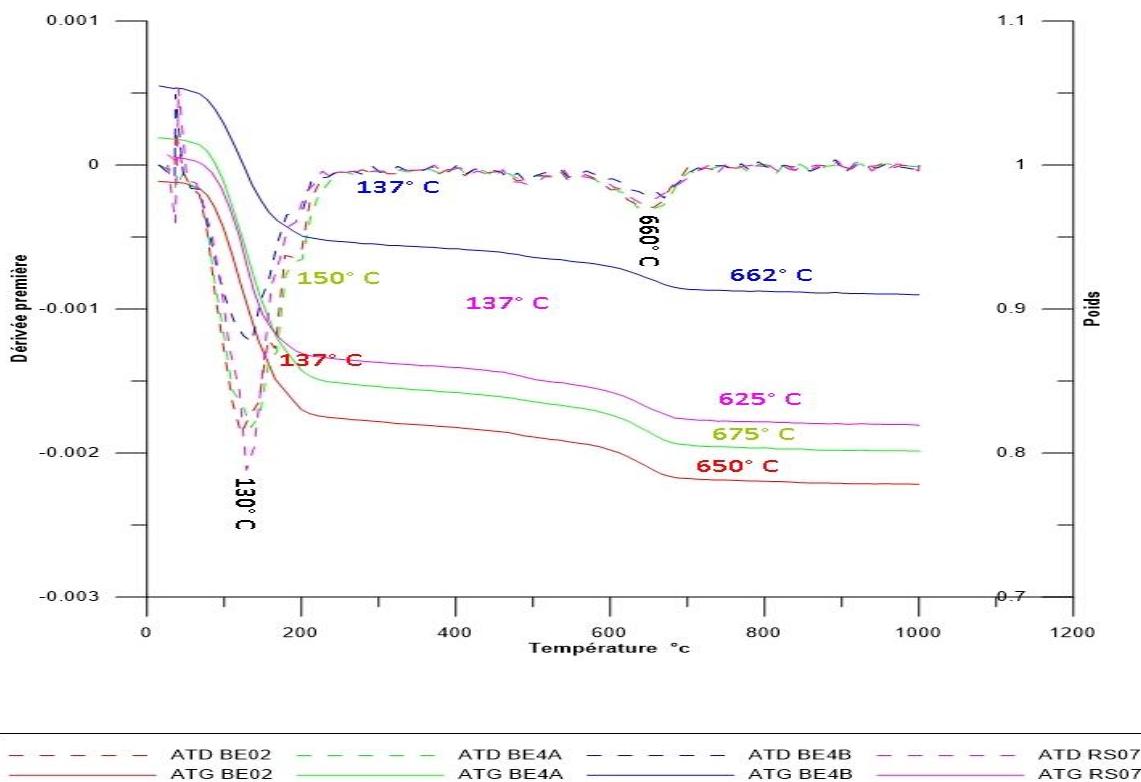


Fig.158 : thermogrammes "ATD-ATG" pour le site de Roussel

Site Dar Embarek : Ech DM1, DM3 :

Les courbes thermogravimétriques de ces bentonites montrent trois régions de perte de poids bien définies en raison de la perte d'eau adsorbée au dessous de 150 °C et de la déshydroxylation de l'eau structurelle près de 500 °C. La région mineure de perte de poids au-dessus de 700 °C (2.88 %) est due à la déshydroxylation des feuilles d'argile de smectite. La perte de masse due aux molécules d'eau adsorbées à 125 °C se situe entre 2,61 et 2,81%. L'eau coordonnée libérée (525 °C) entraîne une perte de masse comprise entre 0,93 et 1,65 %. Les pertes de poids totales se situent entre 3,1 et 5,0%. Les courbes de l'ATD de ces échantillons montrent trois pics endothermiques nets. Étant donné que tous les échantillons sont principalement composés de minéraux argileux gonflants, le premier pic (120-130° C) est probablement dû à la perte d'eau adsorbée de la montmorillonite. Le deuxième pic endothermique à 525-530 et le dernier pic au-dessus de 700° C sont attribués à la perte d'eau causée par la déshydroxylation de la molécule d'eau structurale des phyllosilicates contenus dans les échantillons d'argile bentonitiques (voir fig 159 et 160).

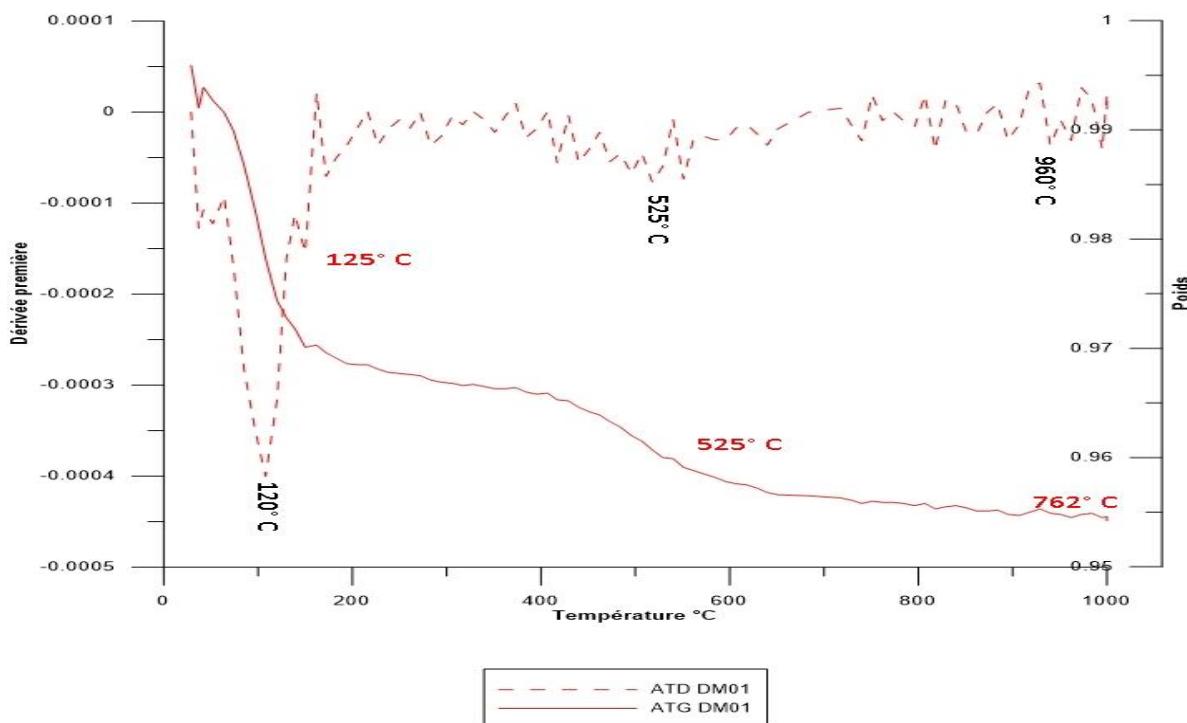


Fig.159 : thermogrammes d'ATD-ATG pour l'échantillon DM01

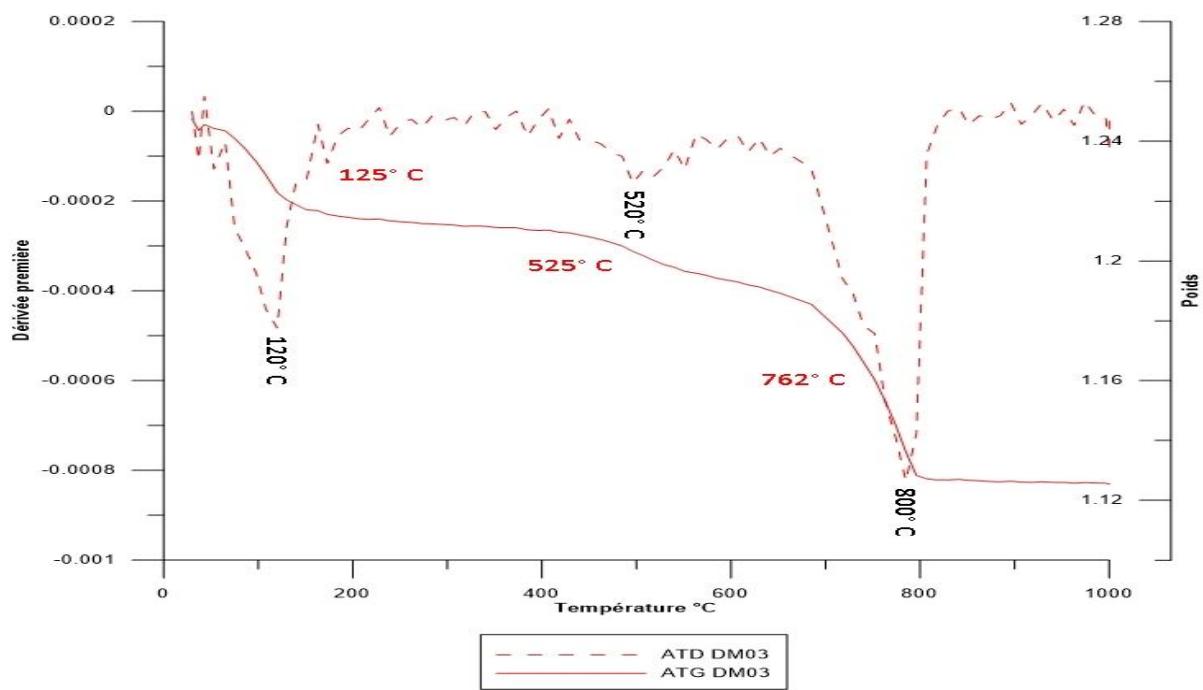


Fig.160 : thermogrammes d'ATD-ATG pour l'échantillon DM03

Site RM : ech. 12 :

La courbe de L'ATG montre l'existence de trois phénomènes endothermiques qui nous permettent de suivre la perte de poids (voir fig 161):

- La première perte de poids se produit à 130° C, dont la perte de masse est de 8.65%. Ces transformations sont dues à l'élimination de l'eau adsorbée et intercalaire du minéral argileux.
- La seconde perte de poids se produit à 525 ° C en raison de l'élimination de la composition de l'eau du minéral argileux. La perte de masse accompagnée est de 8.42%.
- La troisième perte de poids apparaît à 775° C, avec une perte de masse de 2.29%.

La courbe ATD montre la présence d'un pic endothermique significatif entre 125 et 150 ° C; ces transformations sont le fait de l'élimination de l'eau adsorbée et intercalaire du minéral argileux. L'intensité du premier pic confirme la présence d'une phase de gonflement (smectite).

Un autre pic endothermique entre 525 et 550 ° C, qui correspond à la perte des groupes hydroxyles de la structure minérale argileuse (déshydroxylation de l'argile).

Un pic endothermique moins important à 875 ° C montre la formation d'une phase à haute température caractéristique de smectite riche en aluminium.

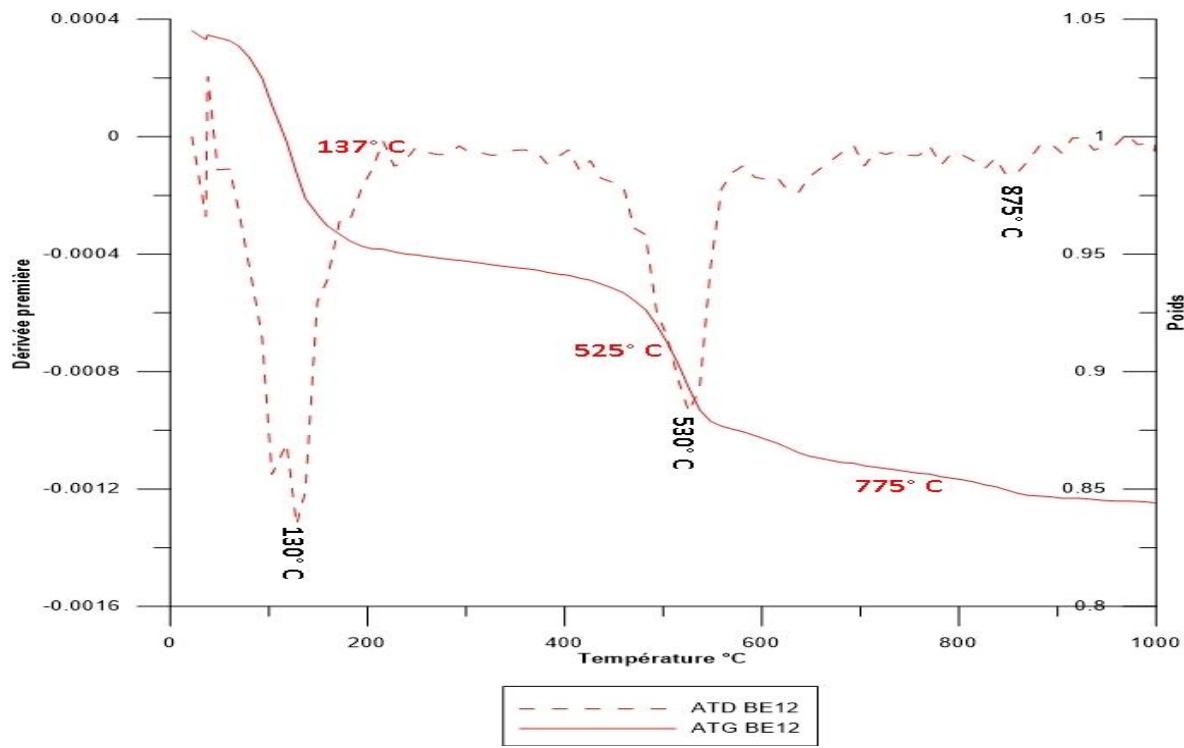


Fig.161 : thermogrammes d'ATD-ATG pour l'échantillon BE12

Conclusion :

Le comportement d'une argile, lors de son traitement thermique, est contrôlé par de nombreux paramètres cristallochimiques et minéralogiques. Parfois, des impuretés peuvent jouer un rôle très important et décisif sur le comportement des argiles.

Les thermogrammes qui résultent de l'analyse thermique (ATD-ATG), montrent de forts effets endothermiques à basse température liés à la déshydratation de la smectite, ces résultats sont cohérents avec ceux de la DRX.

Les variations de température observées pour les trois sites sont en accord avec les smectites dioctaédriques.

Spectroscopie infrarouge à transformée de Fourier (IRTF)

Définition

Les spectres d'absorption "FTIR" ont été réalisés à l'aide d'un spectromètre de type Nicolet NEXUS (voir **Fig.162-**) au niveau du laboratoire de minéralogie et cristallochimie au département de géologie (Université de Liège - Belgique). La technique dite DRIFTS (Diffuse Reflectance Infrared Fourier Transform Spectroscopy) a été utilisée dans un domaine d'onde compris entre 4000 Cm^{-1} et 400 Cm^{-1} avec une résolution de 1cm^{-1} .



Fig.162 : Spectromètre infrarouge de type Nicolet NEXUS (Laboratoire de minéralogie et cristallochimie Ulg)

Principe de la méthode

L'échantillon est soumis à un rayonnement électromagnétique dans la gamme de longueur d'onde du centre infrarouge ($2,5\text{ }\mu\text{m} < \lambda < 50\text{ }\mu\text{m}$). Le champ électrique induit par l'onde électromagnétique peut interagir avec un moment dipolaire d'une entité moléculaire présente dans le matériau. Lorsque la fréquence de champ coïncide avec la fréquence de vibration d'un mode propre de la molécule, l'interaction créée engendre la vibration de certaines liaisons et l'absorption de l'énergie de l'onde excitatrice correspondante. La fréquence à laquelle est absorbé le rayonnement dépend de la nature des liaisons, de la masse des atomes concernés et de l'environnement proche du groupement considéré.

Préparation des échantillons

Les échantillons ont été préparés en mélangeant 2 mg de poudre de bentonite avec 200 mg de KBr et en pressant le mélange en une pastille à une pression de 9 KPa. Le culot est ensuite séché dans une étuve pendant deux heures à $120\text{ }^{\circ}\text{C}$. Afin d'éviter toute contamination de l'eau, les mesures ont été effectuées sous vide.

Discussion et interprétation des résultats

La spectroscopie infrarouge des échantillons d'argile bentonitique dans les trois sites du gisement de Hammam Boughrara sont présentées dans les figures **163,164,165,166, et 167**. L'examen de ces spectres infrarouges montre qu'ils sont presque identiques et qu'ils présentent les mêmes bandes d'absorption caractéristiques de la phase argileuse et des impuretés cristallines.

Pour le site de **Roussel**, on note la présence des bandes suivantes : **3620 cm⁻¹**, en relation avec l'étirement des vibrations O-H caractéristiques des smectites avec de grandes quantités d'Al octaédrique ; suivie d'une autre bande intense **3400 cm⁻¹**, caractéristique des vibrations d'étirement H-O-H liées à l'eau inter-couches ; puis la bande à **1640 cm⁻¹** correspondant aux vibrations de déformation H-O-H de l'eau, et la bande à **1040 cm⁻¹** correspondant aux vibrations d'étirement Si-O. L'occupation des feuillets octaédriques est indiquée par la bande **920 cm⁻¹** représentant les vibrations de flexion Al-Al-OH et la bande à **520 cm⁻¹** est liée aux vibrations de déformation Al-O-Si (Al est situé dans la couche octaédrique). Enfin, la bande à **480 cm⁻¹** résulte des vibrations de déformation Si-O-Si. Voir figures **02-, 03- et 04-**pour les échantillons BE02, BE4A et RS07 respectivement.

Pour le site de **RM**, le spectre montre une bande d'absorption située à **3620 cm⁻¹** qui indique la possibilité de la liaison hydroxyle OH. Cependant, Cette bande caractérise la montmorillonite et correspond aux groupes étirant les vibrations OH coordonnée, une large bande à **3500 cm⁻¹** suggère la possibilité d'une eau d'hydratation dans la bentonite à la surface di-octaédrique. La bande, qui s'étend entre **1600 et 1700 cm⁻¹**, exactement à **1650** est attribuée aux vibrations de déformation H-O-H de l'eau. La bande vers **1040 cm⁻¹** est attribuée aux vibrations d'étirement des tétraédriques Si-O et Si-O-Si des vibrations octaédriques.

La bande intense à **910 cm⁻¹** correspond aux vibrations de flexion de Al-Al-OH, tandis que celle que située à **820 cm⁻¹** est affectée à la déformation vibratoire des liaisons Si-O-Al, Si-O-Mg et Si-O-Fe.

La bande d'absorption à **760 cm⁻¹** suggère la présence de la silice mal cristallisé et celle à **680 cm⁻¹** correspond aux vibrations d'étirement Si-O (Mg, Al).

La bande à **540 cm⁻¹** est liée aux vibrations de déformation Al-O-Si et celle à **480 cm⁻¹** résulte des vibrations de déformation Si-O-Si.

Une inflexion faible d'environ **3700 cm⁻¹** observée dans l'échantillon de ce site peut être attribuée à l'impureté de la kaolinite, qui existe dans ce dépôt mais de faible quantité. (Voir **fig 166-**).

Pour l'échantillon prélevé de la carrière de **Dar-Embarek**, le spectre montre une bande d'absorption intense située à **3630 cm⁻¹** qui indique l'étirement des vibrations O-H caractéristiques des smectites avec de grandes quantités d'Al octaédrique.

La bande à **3400 cm⁻¹** et en relation avec les vibrations d'étirement H-O-H liées à l'eau inter-couches et celle à **1640 cm⁻¹** indique la présence des déformations H- O- H de l'eau.

La bande la plus intense près de **1040 cm⁻¹** est attribuée aux vibrations d'étirement Si-O.

La faible intensité de la bande **800 cm⁻¹** indique la déformation vibratoire des liaisons Si-O-Al, Si-O-Mg et Si-O-Fe, tandis que la bande d'absorption à **700 cm⁻¹** provient des vibrations Al-O-Si hors plan.

Les bandes d'adsorption à **540** et **480 cm⁻¹** sont dues aux vibrations de déformation Al-O-Si et aux vibrations de déformation Si-O-Si respectivement (**fig.167**).

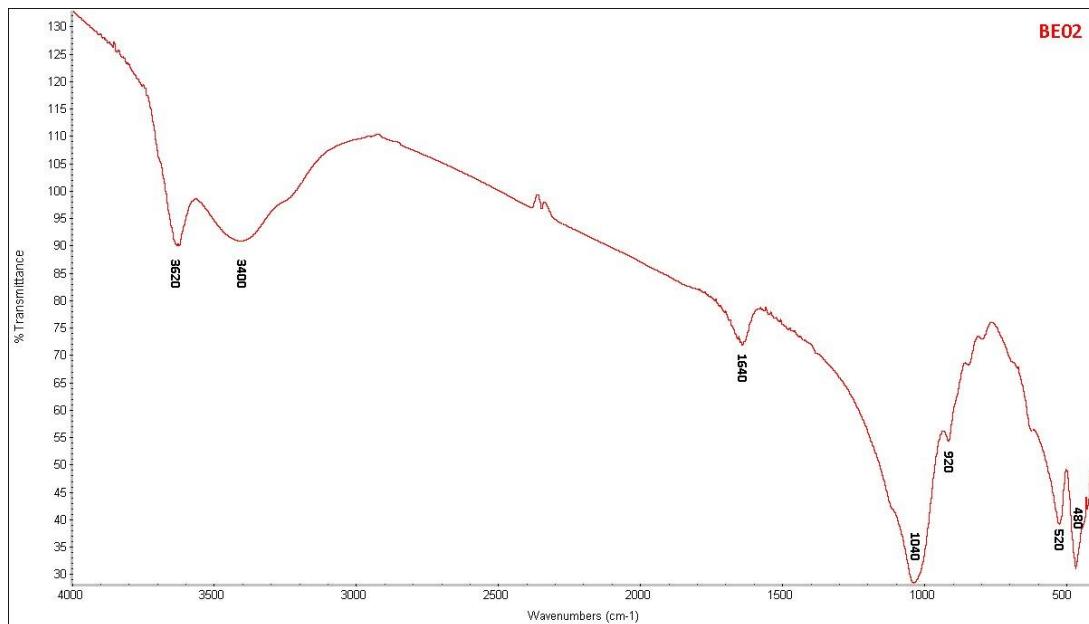


Fig.163 : Spectre FTIR de l'échantillon BE02 du site de Roussel

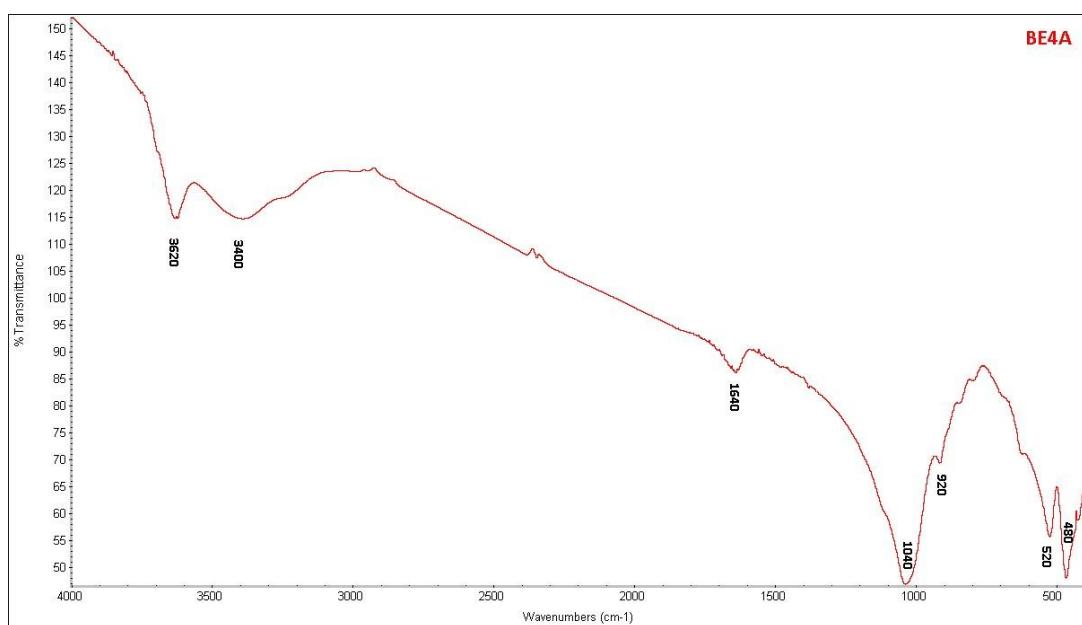


Fig.164 : Spectre FTIR de l'échantillon BE4A du site de Roussel

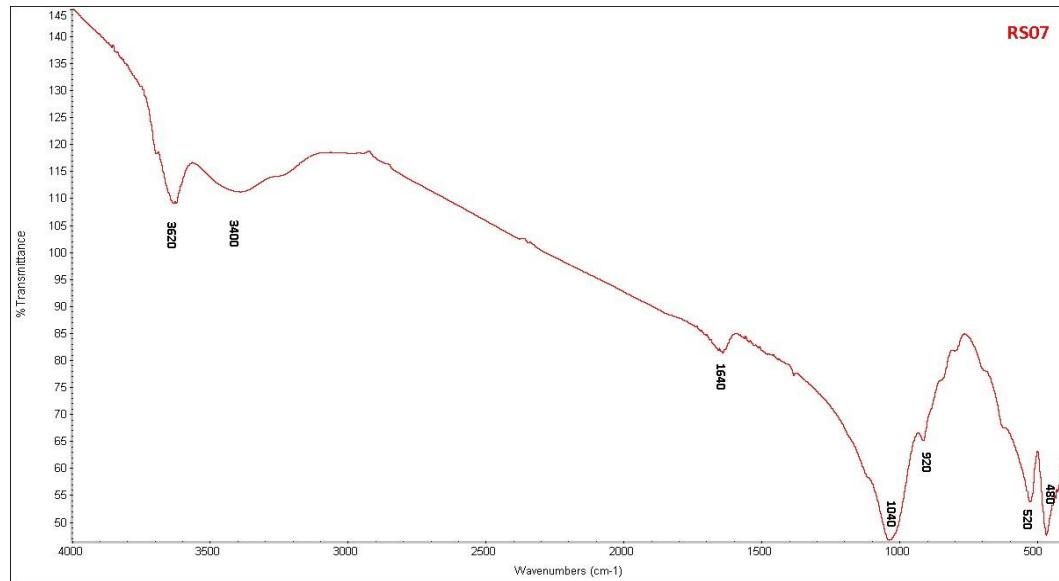


Fig.165 : Spectre FTIR de l'échantillon RS07 du site de Roussel

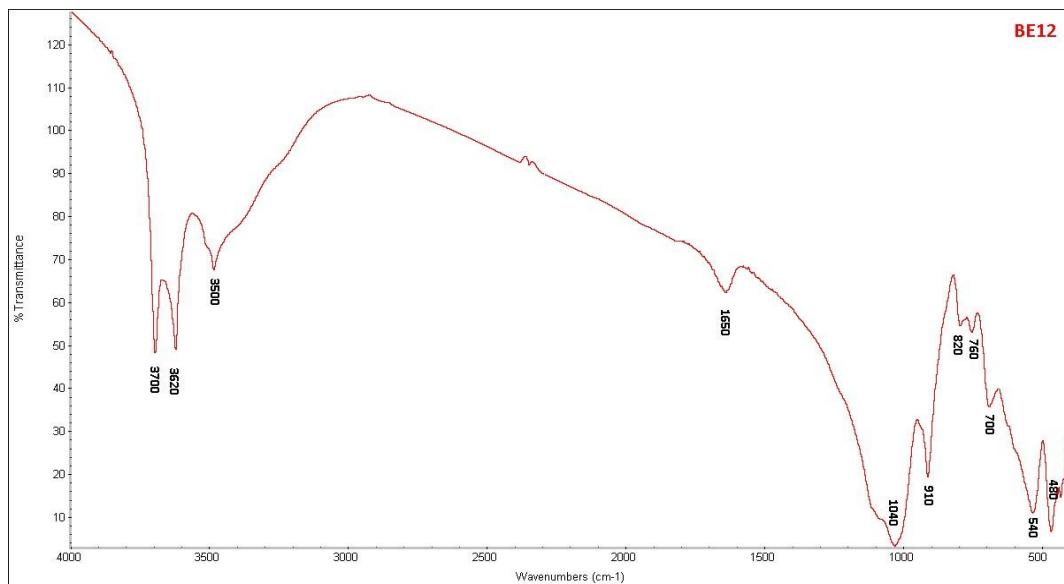


Fig.166 : Spectre FTIR de l'échantillon BE12 du site de RM

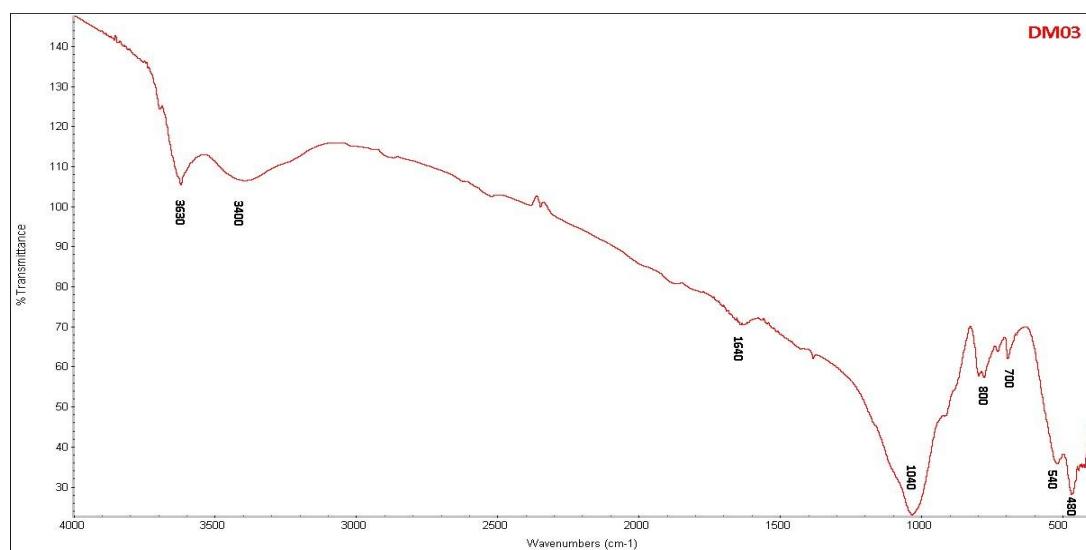


Fig.167 : Spectre FTIR de l'échantillon DM03 du site de Dar Embarek

Les données FTIR du gisement de Hammam Boughrara avec les valeurs correspondantes des différents sites suivie par une interprétation de chaque valeur sont résumées dans le tableau suivant.

Tableau .06- Résumé des données FTIR.

Valeurs des bandes d'absorption (cm^{-1})			Interprétation de l'affectation
Roussel	Dar-Embark	RM	
		3700	Impureté de la kaolinite
3600-3620	3630	3620	Étirement des vibrations OH
3400	3400	3500	Étirement des groupes hydroxyles structurels OH
1640	1640	1650	Déformation H-O-H de l'eau
1040	1040	1040	Étirement Si – O de silice et quartz
920		910	Déformation Al - Al - OH
	800	820	Déformation vibratoire des liaisons Si-O-Al, Si-O-Mg et Si-O-Fe
		760	Silice mal cristallisé
	700		Vibrations Al-O-Si hors plan
		680	Etirement des vibration Si-O (Mg , Al).
520	540	540	Déformation Al - O - Si
480	480	480	Déformation Si - O - Si

Conclusion

Les spectres infrarouges IR réalisés sur la fraction argileuse ($< 63 \mu\text{m}$) montrent deux modes de vibrations mode d'elongation et mode de déformation. A chacun de ces deux modes de vibrations sont associés des bandes d'absorptions caractéristiques de groupements d'atomes particuliers. Dans le domaine d'elongation, les bandes d'absorbances (3620 Cm^{-1} à 3630 Cm^{-1}) sont attribuées à la vibration de la liaison O-H caractéristique de la smectite. Le domaine de déformation compris entre 3500 Cm^{-1} et 480 Cm^{-1} comprend des bandes d'absorbances attribuées aux différentes vibrations des liaisons (H-O-H, Si-O, Si-O-Si, Al-OH, Si-O).

La liaison hydrogène inter-couche dans l'argile est assignée par une bande caractéristique à 3620 cm^{-1} . Cette dernière caractérise la montmorillonite et correspond aux groupes étirant les vibrations OH coordonnée couche octaédrique à Al + Mg (3621 cm^{-1}), (**Farmer et al., 1979**), (**Salerno et al. 2001**).

Le dépouillement des spectres FTIR a permis le repérage des bandes d'absorption des hydroxyles structuraux (OH^-) qui correspondent aux valeurs suivantes : 3620 cm^{-1} et 3630 cm^{-1} , alors que les bandes d'absorption à 910 cm^{-1} et 920 cm^{-1} qui correspondent aux déformation Al - Al - OH, confirment le résultat des tests de saturation au chlorure de lithium et le repérage des réflexions d(060) sur les diffractogrammes DRX.

Ces résultats montrent donc que les spectres IR des fractions argileuses représentatives des bentonites des trois sites sont typiques pour les smectites di-octaédriques.

Les spectres infrarouges nous ont permis de confirmer le caractère montmorillonitique de l'argile bentonitique de Hammam Boughrara.

Étude géochimique :

Introduction :

Le secteur volcano-sédimentaire de Hammam Bougrara fait partie du volcanisme d'Oranie nord occidentale, l'étude géochimique a permis de mettre en évidence les différences et les similitudes entre les diverses formations qui affleurent dans notre zone d'étude ainsi que l'évolution et le comportement des éléments majeurs sous forme des oxydes.

Cette étude géochimique a pour but de caractériser chimiquement les formations magmatiques et bentonitiques ainsi que les relations qui existent entre ces deux derniers et de découvrir le profil d'altération depuis la roche mère jusqu'à une roche totalement bentonitisée.

Préparation des échantillons :

Les analyses chimiques des échantillons collectés à partir des trois chantiers : Roussel, DM et RM ont été réalisées à l'aide d'un spectromètre ARL, de type PerformX 9400 (voir fig 168) dans le laboratoire de chimie à l'Ulg pour les éléments majeurs.

Ces analyses ont été réalisées dans les conditions opératoires suivantes :

Broyage fin d'une quantité de 1 g pour chaque échantillon puis mixage avec le titra-borate de lithium afin de maintenir des perles destinées à l'exposition aux rayons X.



Fig.168 : Le spectromètre ARL, PerformX 9400 (Ulg)

Principe de la fluorescence X :

La fluorescence des rayons X (XRF) est une technique non destructrice qui sert à quantifier la composition élémentaire des échantillons solides et liquides. On utilise les rayons X pour exciter les atomes qui sont dans l'échantillon, ce qui leur fait émettre des rayons X. à énergie caractéristique de chaque élément présent. L'intensité et l'énergie de ces rayons X sont ensuite mesurées.

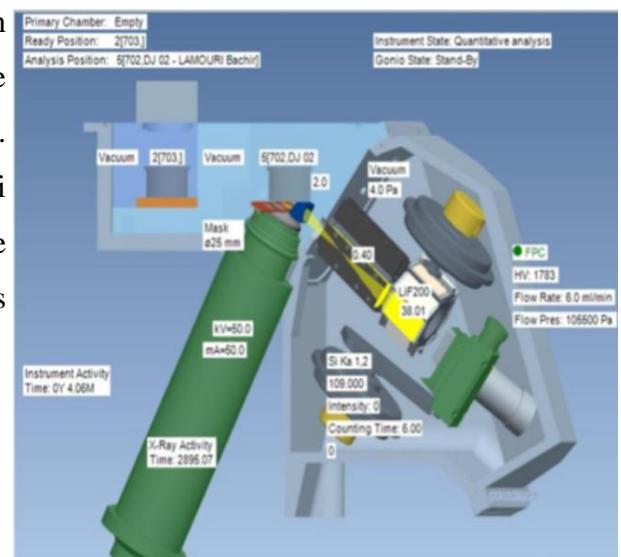


Fig.169: Principe de l'analyse chimique par fluorescences X (XRF)

Discussion et interprétation des résultats :

1-les résultats de l'analyse chimique

Les résultats de l'analyse chimique en % sont reportés dans le tableau suivant et bien illustrées dans le diagramme ci dessous :

Tableau.07-La composition chimique des formations magmatiques et bentonitiques de Hammam Boughrara

N° Ech	RH 01	BE 02	BS03	BE4A	RS07	PE04	PE06	TP08	TR10	RH11	BE12	DM03
SiO ₂	74,01	53,49	43,46	53,1	52,68	57,22	66,13	69,02	57,91	73,33	49,33	69,55
TiO ₂	0,01	0,01	3,41	0,02	0,02	0,02	0,03	0,2	0,09	0,01	0,07	0,44
Al ₂ O ₃	13,96	17,98	16,82	18,03	19,51	18,26	15,06	13,68	14,15	13,81	26,65	5,47
Fe ₂ O ₃	0,79	1,22	10,4	1,58	1,49	1,33	1,14	2,25	1,61	0,77	0,87	1,84
MgO	0,18	3,99	3,97	3,87	3,31	4,24	1,27	1,22	1,79	0,27	1,77	3,07
MnO	0,09	0,03	0,18	0,08	0,06	0,03	0,1	0,05	0,05	0,08	0,01	0,01
CaO	0,44	1,1	9,92	1,07	0,7	1,13	0,54	0,56	1,01	0,92	0,3	3,59
Na ₂ O	3,38	0,88	4	0,88	1,38	1,3	2,96	2,67	3,08	2,66	0,75	0,38
K ₂ O	4,61	0,37	1,59	0,34	0,38	0,36	2,85	3,24	2,28	4,58	0,66	1,28
P ₂ O ₅	0,06	0,05	0,89	0,04	0,04	0,04	0,05	0,08	0,05	0,06	0,08	0,07
LOL	2,42	21,35	5,64	21,46	20,62	16,34	9,64	7,14	10,48	3,53	19,48	9,44
Somme	99,95	100,47	100,28	100,47	100,19	100,27	99,77	100,11	92,5	100,02	99,97	95,14

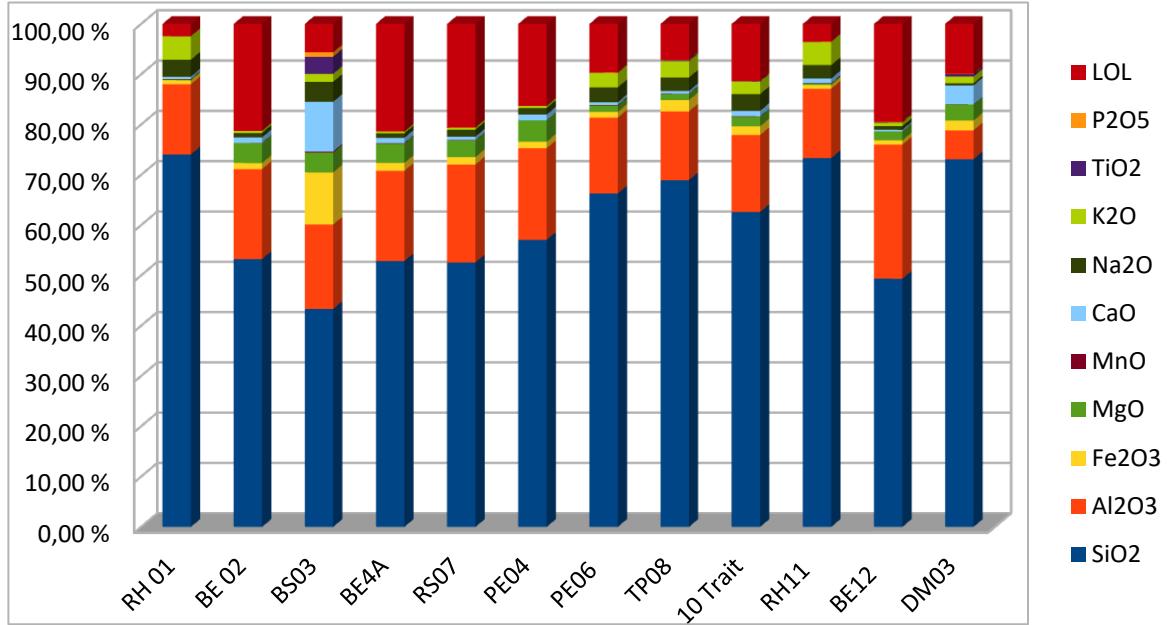


Fig.170 : La composition chimiques des formations magmatiques et bentonitiques de HB

2-Le comportement des éléments majeurs :

SiO₂ : en comparaison avec les roches mères, la teneur des argiles bentonitiques en silice a baissé ; pour le chantier de Roussel elle va de 61,68 % à 53,09 % en moyenne, et même pour DM et RM, une telle variation est de lessivage est due sans aucun doute à une action d'altération sous l'effet des eaux thermales et météoriques riches en alcalins, les bentonites de site RM ont une plus base teneur en silice 49,33%, il lui permet donc de possèdent la meilleure qualité.

Al₂O₃: elle augmente de 16,66% à 18,51% pour le site de Roussel parce que le départ de silice contribue à ce que les roches s'enrichissent en alumine , plus la migration de la silice est importante plus les roches deviennent riche en alumine, et inversement, les bentonites du RM sont plus riches en alumine (26,65%) par rapport aux roches mères, au stade de notre étude nous préférons penser qu'une partie de cet enrichissement en alumine est à rapporter au altérations secondaires qu'ont connus ces roches, par contre celle du DM sont les plus pauvres en alumine (5,47%), ces deux valeurs peut s'interpréter par la présence de la kaolinite et l'illite respectivement dans les deux sites.

Fe₂O₃: La teneur moyenne totale en oxyde de Fer dans les bentonites est de 1,43% pour le site Roussel, elle est plus élevé pour le chantier de DM 1,84% que pour celui du RM 0,87%. Lors de la décomposition des roches effusives acides ; Perlites et cinérites, il se produit une concentration des oxydes de fer. Le fer bivalent s'est formé suit à la pyritisation et le fer trivalent est le résultat de l'oxydation du fer bivalent dans les conditions exogènes.

CaO :la teneur des argiles bentonitiques en oxyde de calcium est minime, 0,96 % en moyenne pour le site de Roussel elle a augmenté de 0,42% par rapport aux perlites.

On constate que les bentonites du gîte secondaire de DM ont une teneur de 3,59% en oxyde de calcium, et elle est plus élevée que celle des gîtes primaires.

MgO : pour le site de Roussel, la teneur des argiles bentonitiques en oxyde de magnésium est presque 2 fois plus grand que celle des roches mères, ceci s'explique par l'enrichissement des roches en oxydes de Mg pendant leur altération dans des conditions exogènes, et aussi par la présence de la dolomite dans quelques échantillons.

MnO : les variations de l'oxyde de manganèse sont insignifiantes, il est de l'ordre de 0,05% pour les perlites et les bentonites dans le site de Roussel, et de l'ordre de 0,01% pour DM et RM.

Na₂O et K₂O : les argiles bentonitiques sont caractérisées par des teneurs en alcalins quelque peu réduites, la proportion de Na₂O₃ est de 1,05%, 0,38% et 0,75 % et celle de K₂O est de 0,36%, 1,28% et 0,66% dans les trois sites Roussel, DM et RM respectivement. Donc pendant la transformation des roches mères en argiles bentonitique la teneur primitive en alcalins a baissé jusqu'à 2%.

Ceci s'interprète par le pouvoir de migration facile de Na⁺ et surtout de K⁺. En plus de ça, sous l'action des eaux thermales ainsi que météoriques actives ils ont créé un milieu alcalin qui favorise la décomposition intense des roches effusives acide et le lessivage de la silice, plus le processus de décomposition des roches mères pauvre en alcalins est poussé, plus la migration de Na⁺ et K⁺ devinent importante.

La perte au feu : il est à savoir que la perte au feu est assez importante dans nos faciès bentonitiques, et comprise entre 10% pour le site de DM à 20% pour les deux autres sites : Roussel et Dar Embarek, compte tenu de cette perte au feu ; l'interprétation géochimique de ces roches va être étudiées avec beaucoup de prudence vu la remobilisation particulière des alcalins et alcalineux terreux.

Pour le faciès basaltique : d'une manière générale ; la teneur en silice dans le basalte **BS03** fluctue globalement au roche pauvre en silice : 43,46%, quant aux teneurs en Al₂O₃ elles sont bien élevées : 16,82%, cette forte teneur reflète en général la richesse de la roche en plagioclase ; dans ce cas-là les teneurs sont alors d'origine magmatique.

Les teneurs en MgO sont de 3,97 % indiquent un caractère plutôt évolué de ces basaltes ; cet appauvrissement en MgO pourrait s'expliquer par un début de cristallisation fractionnée marqué par la séparation de l'olivine.

3-La détermination de la formule structurale :

L'objectif du calcul des formules structurales est de trouver la formule de base de chaque minéral argileux, Le principe est donc de calculer une formule chimique à partir des analyses élémentaires.

L'analyse chimique élémentaire du matériau utilisé a été réalisée au Laboratoire AGES de liège, L'argile utilisé dans le calcul de la formule structurale est purifiée par séparation de la phase argileuse des phases grossières donc l'extraction de la fraction argileuse.

Le protocole de la récupération de la fraction utilisée est présenté dans la figure suivante :

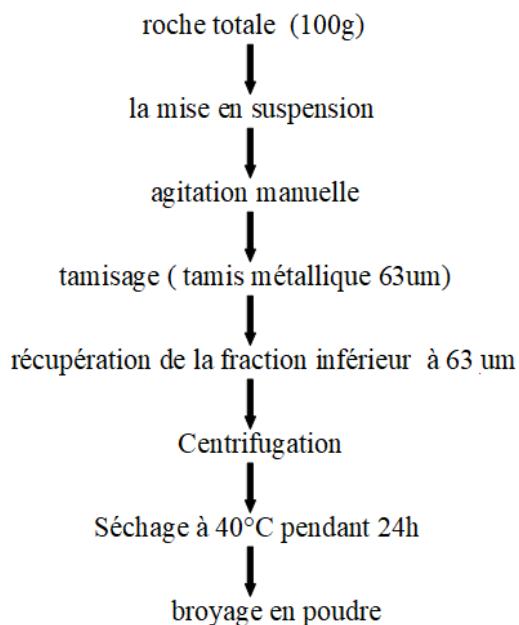


Fig.171 : Protocole expérimental de préparation de la fraction purifiée

Les résultats de la FRX pour la fraction récupérée sont exprimés en pourcentages pondéraux dans le tableau suivant:

Tableau.08 : La composition chimique de la fraction argileuse

N° Ech	BE 02	RS07	DM01	BE 12
SiO ₂	54,63	54,22	58,32	47,95
TiO ₂	0,01	0,01	0,95	0,09
Al ₂ O ₃	19,03	19,61	13,99	26,62
Fe ₂ O ₃	1,43	1,44	5,75	1,05
MgO	4,01	3,84	2,89	1,81
MnO	0,03	0,06	0,01	0,00
CaO	1,08	0,71	0,36	0,30
Na ₂ O	0,26	0,63	0,05	0,05
K ₂ O	0,21	0,33	2,51	0,47
P ₂ O ₅	0,05	0,04	0,06	0,08
LOL	18,19	18,15	11,45	20,47
somme	98,93	99,04	96,34	98,89

Vue aux analyses chimiques précédentes, Il n'y a pas vraiment de grandes différences entre l'analyse chimique du matériau purifié et l'analyse chimique de la roche totale,

Pour obtenir la formule structurale, on suit la méthode montrée dans le tableau suivant pour chaque échantillon, dont les différentes colonnes représentent:

01: Teneur des oxydes dans l'échantillon en %.

02: Masse molaire moléculaire en g, c'est juste la somme des masses molaires des éléments présents dans l'oxyde

Ex : $\text{SiO}_2 \Rightarrow \text{MSi} + 2\text{MO} = 28.0855 + 2 * 15.9994 = 60.0843 \text{ g/mol}$.

03: Proportion moléculaire: la fraction molaire, c'est le résultat de la division de la composition par la masse molaire de l'oxyde.

04 : Nombre de cations dans une mole d'oxyde.

05: Nombre de cations à partir de la composition, donc c'est la multiplication des deux colonnes [3] et [4].

06: Nombre d'oxygène dans chaque oxyde.

07: Nombre d'oxygène: la multiplication de la proportion moléculaire [3] par le nombre d'oxygène [6].
Faire le total.

08: Nombre de cations, le résultat de la division de la colonne [5] sur le total de l'étape [7].

09: Résultat final: la multiplication de la colonne [8] par le nombre d'oxygène du modèle d'architecture, dans notre cas on prend O =10.

Tableau.09 : Calcul de la formule structurale pour l'échantillon BE02

BE 02	01 Tn	02 MM	03 Prop moléc	04 N de Cat/ Mol	05 N de cat : com	06 N d'O/ oxy	07 Nb d'oxy	08 Nb de cat	09 Rés
<i>SiO₂</i>	54,63	60,09	0,9091	0,9091	0,826529	2	1,818273	0,326349	3,263485
<i>TiO₂</i>	0,01	79,90	0,0001	0,0001	0,000000	2	0,000250	0,000000	0,000000
<i>Al₂O₃</i>	19,03	101,96	0,1866	0,3733	0,069670	3	0,559925	0,027509	0,275088
<i>Fe₂O₃</i>	1,43	159,70	0,0090	0,0179	0,000160	3	0,026863	0,000063	0,000633
<i>MgO</i>	4,01	40,31	0,0995	0,0995	0,009896	1	0,099479	0,003907	0,039074
<i>MnO</i>	0,03	70,94	0,0004	0,0004	0,000000	1	0,000423	0,000000	0,000001
<i>CaO</i>	1,08	56,08	0,0193	0,0193	0,000371	1	0,019258	0,000146	0,001464
<i>Na₂O</i>	0,26	61,98	0,0042	0,0084	0,000035	1	0,004195	0,000014	0,000139
<i>K₂O</i>	0,21	94,20	0,0022	0,0045	0,000010	1	0,002229	0,000004	0,000039
<i>P₂O₅</i>	0,05	141,94	0,0004	0,0007	0,000000	5	0,001761	0,000000	0,000001

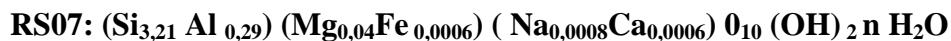
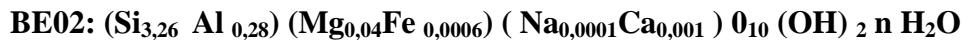
Les résultats de calcul pour le reste des échantillons sont reportés dans le tableau suivant:

Tableau.10-Les résultats de calcul de la formule structurale des trois sites

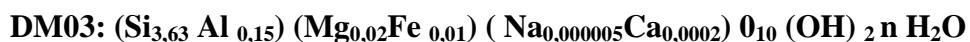
	BE02	RS07	BE12	DM01
<i>SiO₂</i>	3,2634851	3,2145489	2,5884053	3,6336191
<i>TiO₂</i>	0,0000001	0,0000001	0,0000052	0,0005453
<i>Al₂O₃</i>	0,2750879	0,2920996	0,5541737	0,1452495
<i>Fe₂O₃</i>	0,0006332	0,0006420	0,0003514	0,0100015
<i>MgO</i>	0,0390739	0,0358296	0,0081958	0,0198280
<i>MnO</i>	0,0000007	0,0000028	0,0000000	0,0000001
<i>CaO</i>	0,0014644	0,0006329	0,0001163	0,0001590
<i>Na₂O</i>	0,0001390	0,0008159	0,0000053	0,0000050
<i>K₂O</i>	0,0000392	0,0000969	0,0002024	0,0054775
<i>P₂O₅</i>	0,0000010	0,0000006	0,0000026	0,0000014

Donc:

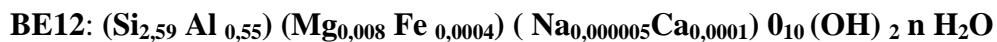
➤ Pour le gite de Roussel:



➤ Pour le gite de Dar Embarek:



➤ Pour le gite de RM:



- Les cations K⁺ se trouvent dans les espaces interfoliéres.

Après la détermination de la formule structurale on constate que ces données sont typiques des argiles montmirilonitiques que beidilitique ; ces derniers possèdent une gonflabilité, une haute thixotropie, des propriétés d'adsorption appréciables et contenant un grand nombre des cations d'échange : Ca²⁺ Mg²⁺ K⁺ et Na⁺.

4-la nature des bentonites :

Le rapport Na₂O/CaO qui nous intéresse dans ce cas est très diversifié, selon le site de prélèvement :

Pour DM, la valeur est très faible (< 0,5) elle montre donc que ces bentonites sont de type ‘calcique’.

Pour les deux chantiers RS er RM, les valeurs comprises entre 0,80 et 2,50 et ne permettent donc de déduire que ces argiles peuvent être attribué aux bentonites de type ‘calcosodique’.

Pour les bentonites traitées, ils sont caractérisés par des valeurs qui dépassent 2, ils sont donc de type ‘sodique’.

Tableau.11-Le calcul du rapport Na₂O/CaO

	BE02	BE4A	RS07	MRS	10 Trait	BE12	DM03
Na₂O	0,88	0,88	1,38	1,05	3,08	0,75	0,38
CaO	1,10	1,07	0,70	0,96	1,01	0,30	3,
NaO/CaO	0,80	0,82	1,97	1,09	3,05	2,50	0,11

5-La mise en évidence des changements géochimiques:

Les changements en éléments majeurs les plus significatifs quand à la bentonitisation de notre zone d'étude sont en silicium (SiO₂), aluminium (Al₂O₃), calcium(CaO) et magnésium (MgO).

Deux diagrammes servent à identifier les variations de composition chimique des matériaux, ils nous ont permis de reconnaître et séparer avec précision les faciès bentonitisés des faciès saines :

a) Le diagramme Al₂O₃/SiO₂ :

Ce diagramme permet de différencier avec une grande précision les faciès bentonitisés des faciès sains dans la zone d'étude. En effet ; tous les faciès bentonitisés ont des valeurs comprises entre 14 et 27 % en Al₂O₃ et inférieures à 57% en SiO₂ alors que les faciès sains ont des valeurs inférieures à 18 % en Al₂O₃ et des valeurs entre 57 et 74% en SiO₂. Donc, ce diagramme montre une diminution régulière en SiO₂ accompagnée d'une augmentation régulière en Al₂O₃, et cela depuis les faciès sains jusqu'au faciès bentonitiques.

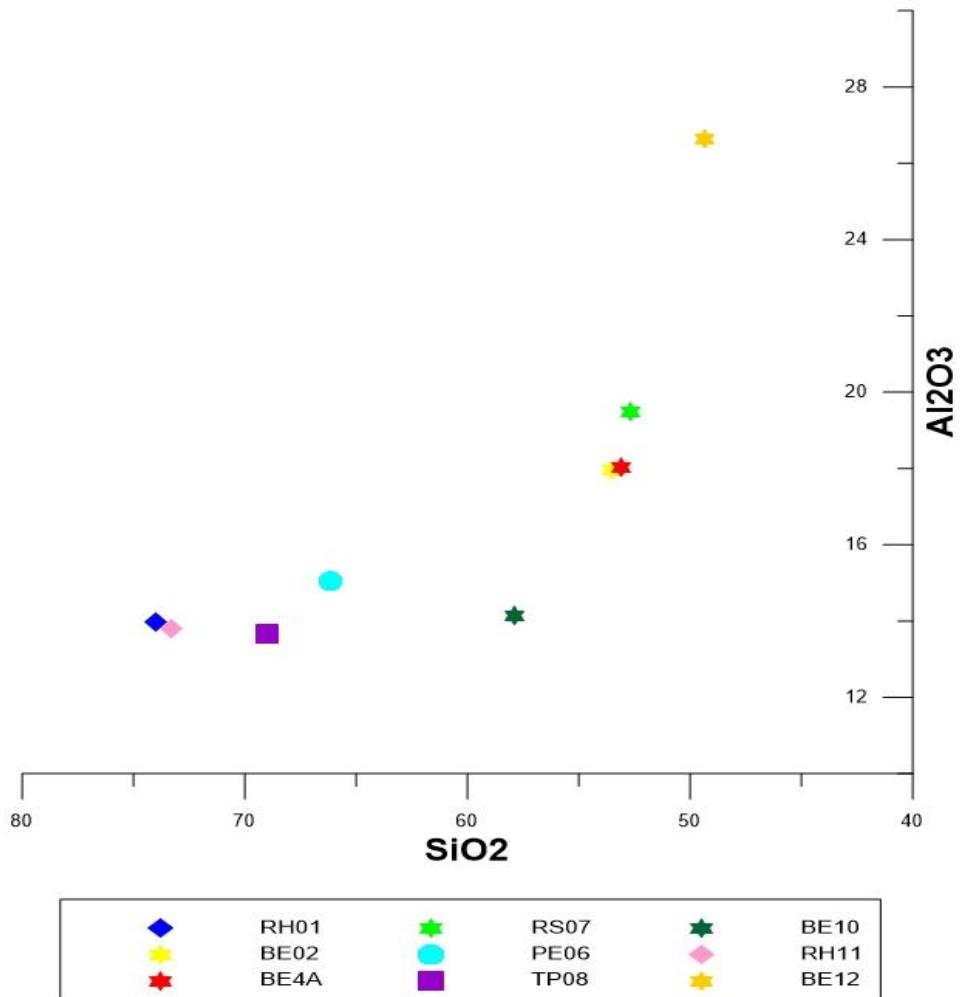


Fig.172 : Diagramme SiO₂/Al₂O₃ des faciès saines et bentonitisés de Hammam Bougrara

b) Le diagramme MgO/CaO :

Autre diagramme qui nous permet de différencier avec précision les faciès bentonitisés de Hammam Bougrara, c'est le diagramme MgO/CaO. En effet ; Sur ce diagramme tous les faciès bentonitisés ont des valeurs entre 1.77 et 4 % en MgO et entre 0,3 et 1,1 % en CaO alors que les faciès sains ont des valeurs inférieures à 1,27 % en MgO et 0.92 % en CaO. Ce diagramme montre aussi une augmentation rapide en MgO puis en CaO depuis les faciès sains jusqu'au faciès bentonitisés.

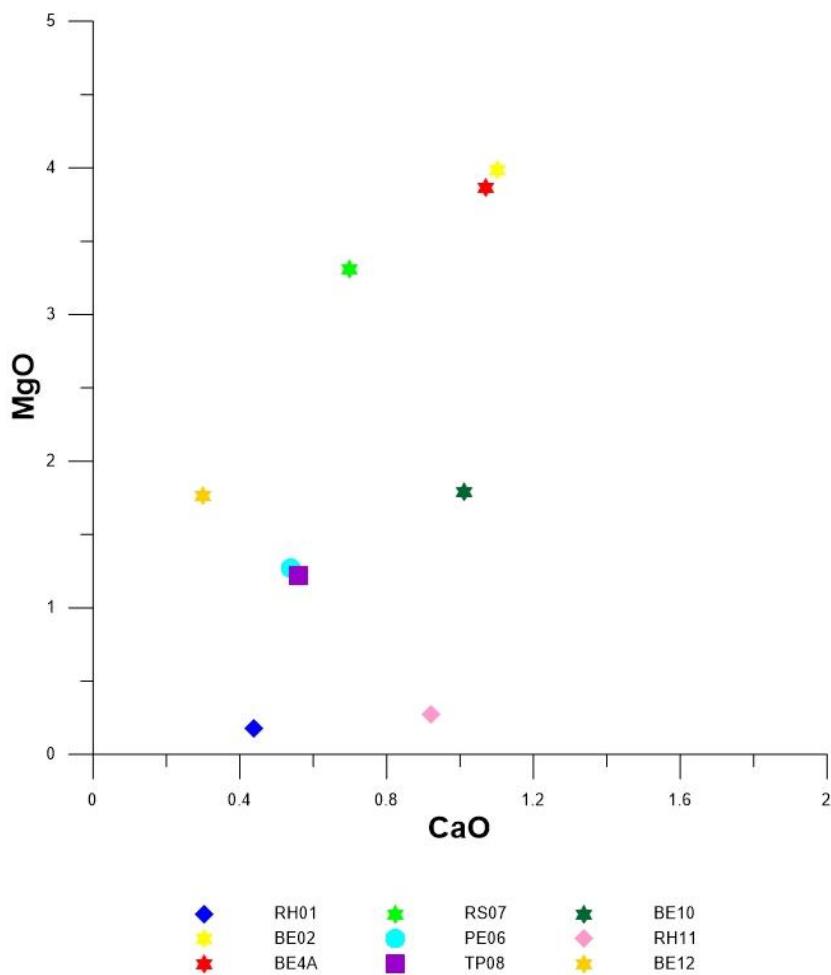


Fig.173 : Diagramme CaO/MgO des faciès saines et bentonitisés de Hammam Boughrara

Conclusion

L’analyse chimique est une méthode directe qui permet d’évaluer la composition des échantillons en terme de pourcentages d’oxydes.

la comparaison des analyses chimiques de l’ensemble des échantillons effectuées sur les faciès perlitiques et pyroclastiques permet de signaler que ces derniers ont subi des transformations secondaires assez importantes qui influent probablement sur la naissance des argiles de type bentonite.

Les changements en éléments majeurs les plus significatifs et qui contrôlent la bentonitisation à Hammam Boughrara sont en silicium (SiO_2), aluminium (Al_2O_3), calcium (CaO) et magnésium (MgO). En effet ; on observe une évolution régulière en ces éléments, et cela depuis les faciès sains jusqu’au faciès bentonitisés.

Les analyses chimiques confirment les résultats de l’analyse minéralogique par DRX, l’analyse thermique et l’FTIR et même le calcul de la formule structurale, ils montrent le caractère montmorillonitique des argiles bentonitiques de Hammam Boughrara.

Caractérisation physique macroscopique des formations argileuses de Hammam Bouhrara:

Introduction

Le but de la caractérisation physique est d'étudier la performance hydro-mécanique ainsi que le comportement macroscopique des matériaux argileux choisis. Dans cette étude nous nous intéresserons surtout à :

- la caractérisation des propriétés macroscopiques du matériau sous forme de poudre.
- la caractérisation des propriétés granulométriques des formations bentonitiques.
- l'aptitude de gonflement de la bentonite.
- Le calcul de la capacité d'échange cationique et la surface spécifique des bentonites de HB.

Teneur en eau de la poudre

1-Définition:

La teneur en eau (w) représente le rapport du poids de l'échantillon à l'état initial (W) au poids des grains solides secs d'une certaine masse d'échantillon (W_s). La teneur en eau a été déterminée par pesée avant et après étuvage à 105° , pendant 24 heures, sur un échantillon de 10 g.

La teneur en eau (w) est donnée par la relation suivante dont :

$$w = \frac{W - W_s}{W_s} \cdot 100$$

W : le poids initial de l'échantillon (10 g)

W_s : le poids de l'échantillon après passage à l'étuve.

2-Le mode opératoire:

Cette caractérisation a été réalisée sur le matériau brut (la roche totale), dont les échantillons ont été préparés au laboratoire "AGES". Le broyage a été fait à l'aide d'un mortier en agate, et le séchage a été fait à 105°C pendant 24h.



Fig.174 : Préparation des échantillons pour le calcul de l'humidité

3-Discussion des résultats:

Les valeurs de la teneur en eau obtenues que représente les taux d'humidité (ou eau externe) pour les matériaux étudiés sont présentées dans le tableau ci-dessous:

Tableau.12 : Teneur en eau dans les argiles bentonitiques :

L'éch	BE02	BE4A	BE4B	BE05	RS05	RS07	BE10	BN	BR	BE12	DM01	DM03
Ws	9,40	9,10	9,70	9,50	9,50	9,50	9,30	9,40	9,50	9,60	9,80	9,80
Teneur en eau %	6,38	9,89	3,09	5,26	5,26	5,26	7,53	6,38	5,26	4,16	2,04	2,04

La valeur de la teneur en eau des échantillons de Roussel varie entre 3 et 10%, et celui du RM est autour de 5 % (BE12). On note aussi que ces valeurs sont beaucoup plus faibles (de l'ordre de 2%) dans le site de Dar-Embarek (DM01 et DM03).

Analyse granulométrique

1-Définition et mode opératoire:

Les mesures granulométriques ont été effectuées sur 13 échantillons à l'aide d'un granulomètre laser Mastersizer 2000, de type Malvern, dans le Laboratoire de Chimie Inorganique Structurale (LCIS) à l'Université de Liège (Fig.175). Celui-ci est muni de deux sources lasers différentes utilisées en routine: une lumière bleue et une lumière rouge.

Le principe de cet instrument de précision est basé sur les théories de diffraction de Mie et de Fraunhofer ainsi que sur la théorie de la sphère équivalente. Elles stipulent que l'angle de diffraction du rayon laser émis par une source de lumière intense et cohérente est inversement proportionnel à la taille de la particule. La fraction granulométrique mesurable par cet instrument se situe entre 0,02 et 2000 µm. Deux unités de dispersion sont utilisables : par voie sèche et par voie humide. Dans notre étude, et parce qu'on travaille sur des matériaux argileux, on utilise l'unité de dispersion par voie humide.



Fig.175: Granulomètre Laser Malven Mastersizer 2000. (Laboratoire LCIS à Ulg)

2-Préparation des échantillons

- Séchage d'une quantité minimale de l'échantillon brut (moins de 1g) à l'étuve à 40°C pendant 24h.
- Tamisage si nécessaire à 2000 micron pour éliminer la fraction grossière supérieure à 2 mm.
- Mise en suspension des échantillons dans des petites bouteilles en utilisant de l'eau déminéralisée.
- Mettre les bouteilles sur la plaque agitatrice en ajoutant un barreau aimanté. (5 à 10 min en fonction de la texture de l'échantillon).

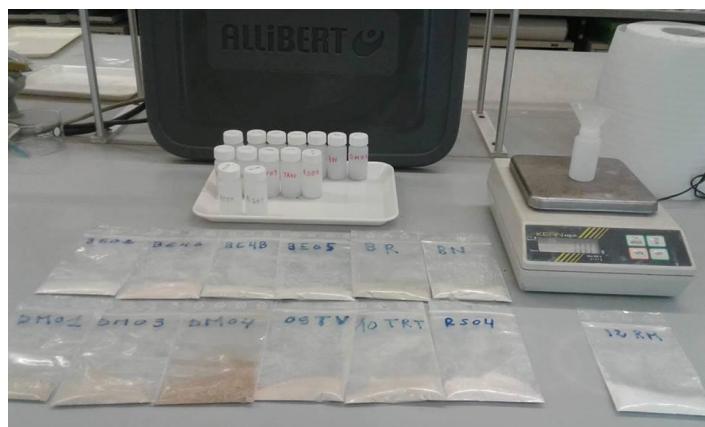


Fig.176: Mode de préparation des échantillons pour la granulométrie laser

3-Principe de la granulométrie laser:

Au cours de l'analyse, l'échantillon est dispersé dans 100 ml d'eau déionisée grâce à une vitesse de rotation de l'agitateur de la cellule de dispersion de 2000 trs/min. Lors de l'introduction de l'échantillon, des ultrasons sont appliqués dans la cuve de dispersion à raison de 10% de la puissance maximale (50 Watt). Ceux-ci ont pour but de mieux disperser les particules et de séparer les agrégats. Aucun lavage préalable des échantillons n'a été effectué.

Après la mesure de chaque échantillon, un cycle de nettoyage automatique complet est réalisé. Suivant cette méthode, une mesure complète prend environ 4 minutes par échantillon.

Les données sont traitées par le Logiciel Mastersizer 2000 v. 5.0, et les résultats obtenus sont donnés sous forme de courbe de fréquence (en % volumique) en fonction de la taille des particules.

4-Résultats de l'analyse granulométrique

L'analyse granulométrique laser réalisée sur les échantillons prélevés à partir des trois sites du gisement a permis de connaître la distribution de la fraction fine (< 2µm) dans chaque échantillon. Les échantillons analysés sont choisis d'une manière sélective afin de mieux couvrir les profils horizontaux.

A partir de ces résultats, trois fractions granulométriques ont été retenues (<2µm ; entre 2 et 63µm et >63µm) voir tableau 13:

Tableau.13 -Répartition granulométrique des différentes fractions (en %)

	sand	silt	clay
ECH	$\emptyset > 63 \mu\text{m}$	$2\mu\text{m} < \emptyset < 63 \mu\text{m}$	$\emptyset < 2 \mu\text{m}$
BE02	7,679	83,713	8,608
BE4A	14,845	77,770	7,385
BE4B	4,936	88,836	6,229
BE05	17,717	75,214	7,069
RS05	4,410	88,733	6,858
RS07	0,000	93,975	6,025
TV09	10,259	80,621	9,120
TR10	13,457	76,499	10,044
BR	13,197	75,372	11,431
BN	0,000	84,601	15,399
RM12	2,997	87,823	9,180
DM01	57,907	38,605	3,488
DM03	31,803	63,773	4,424

5-Discussion et interprétation des résultats : - pour le site de Roussel, il est caractérisé par des taux élevés de la fraction entre 2 à 63 μm , la fraction < 2 μm est de l'ordre de 7 % en moyenne, celle >63 μm est de 5 % et peut atteindre 17% dans quelques échantillons. On constate le même résultat pour les argiles bentonitiques traitées par l'unité de Bentel à Maghnia, sauf que ces derniers sont très riches en fraction fine et qui peut augmenter jusqu'à 15 % pour les bentonites destinées vers la bentonite de fonderie (Voir Fig.177-et .178-).

- pour le site de DM, les deux fractions granulométriques (entre 2 et 63 μm) et (>63 μm) sont les plus dominantes. Celles (< 2 μm) est très faible dans les deux échantillons, avec une moyenne qui n'atteindra pas 5%, (voir Fig. 179-).

Pour le site du RM, on constate qu'il est très riche en fraction intermédiaire (88%), tandis que la fraction fine représente une valeur de l'ordre de 10 % et presque l'absence de celle supérieure à 63 μm , (Fig.179-). Étant donné que la taille des grains d'argiles de ces matériaux est comprise essentiellement dans la fraction intermédiaire (entre 2 et 63 um) en raison de la quantité élevée de quartz et la présence des feldspaths non altérés, ce qui influe directement sur la quantité de la fraction fine (<2 μm) dans l'ensemble des échantillons.

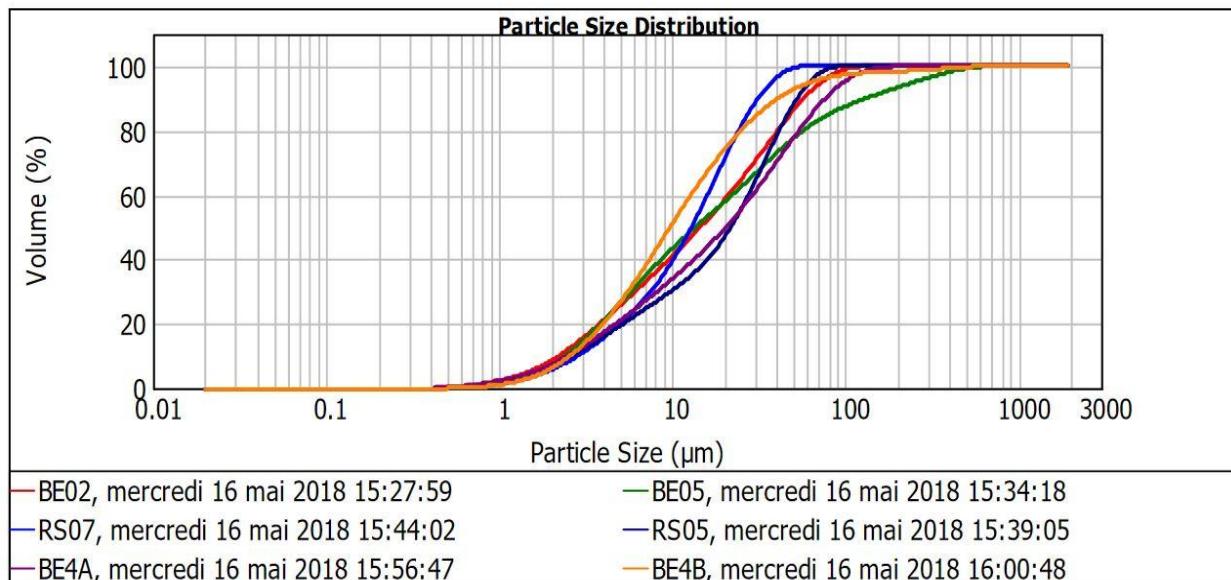


Fig.177 : Courbes granulométriques des argiles bentonitiques du site de Roussel

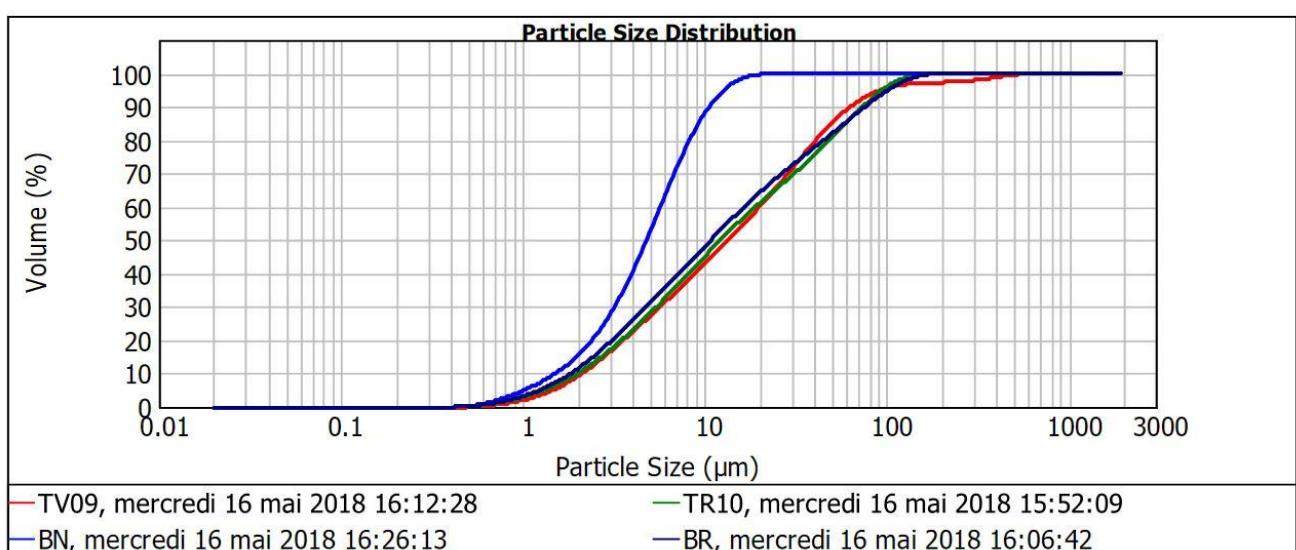


Fig.178 : Courbes granulométriques des argiles bentonitiques traitées

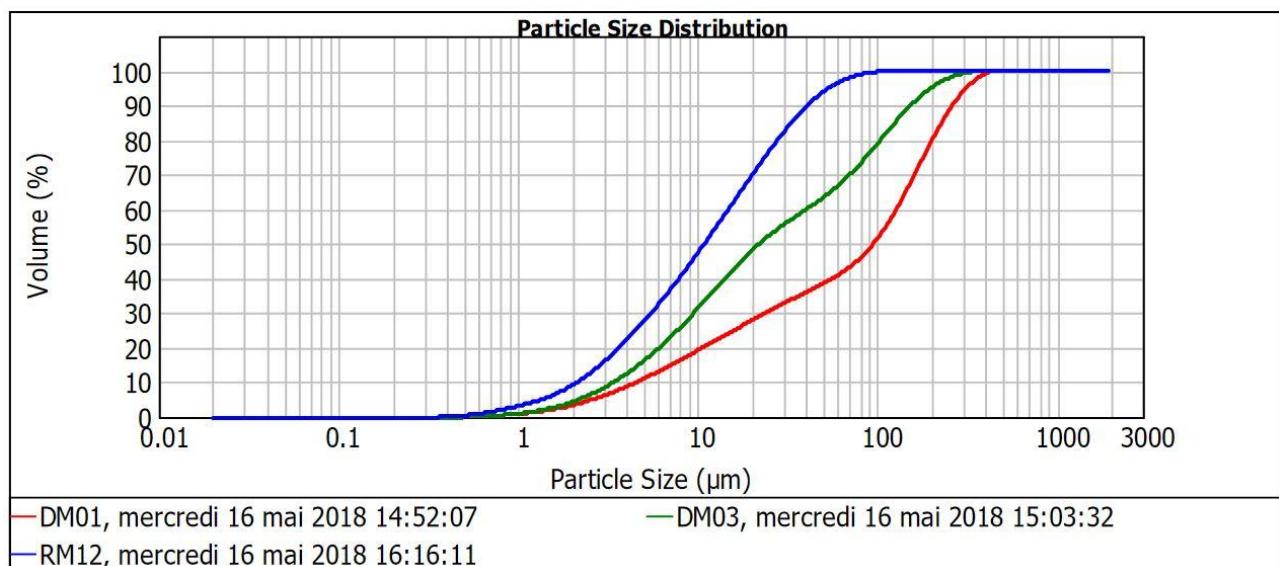


Fig.179 : Courbes granulométriques des argiles bentonitiques des deux sites DM et RM

L'analyse de la taille des grains par la granulométrie laser nous a permis de déterminer le pourcentage des fractions de tailles différentes de l'argile bentonitique de Hammam Bougrara. Les résultats montrent que l'argile est prédominante et que le tracé des échantillons analysés dans le diagramme triangulaire argile-limon-sable se situe dans le champ de l'argile sableuse (Fig.180-).

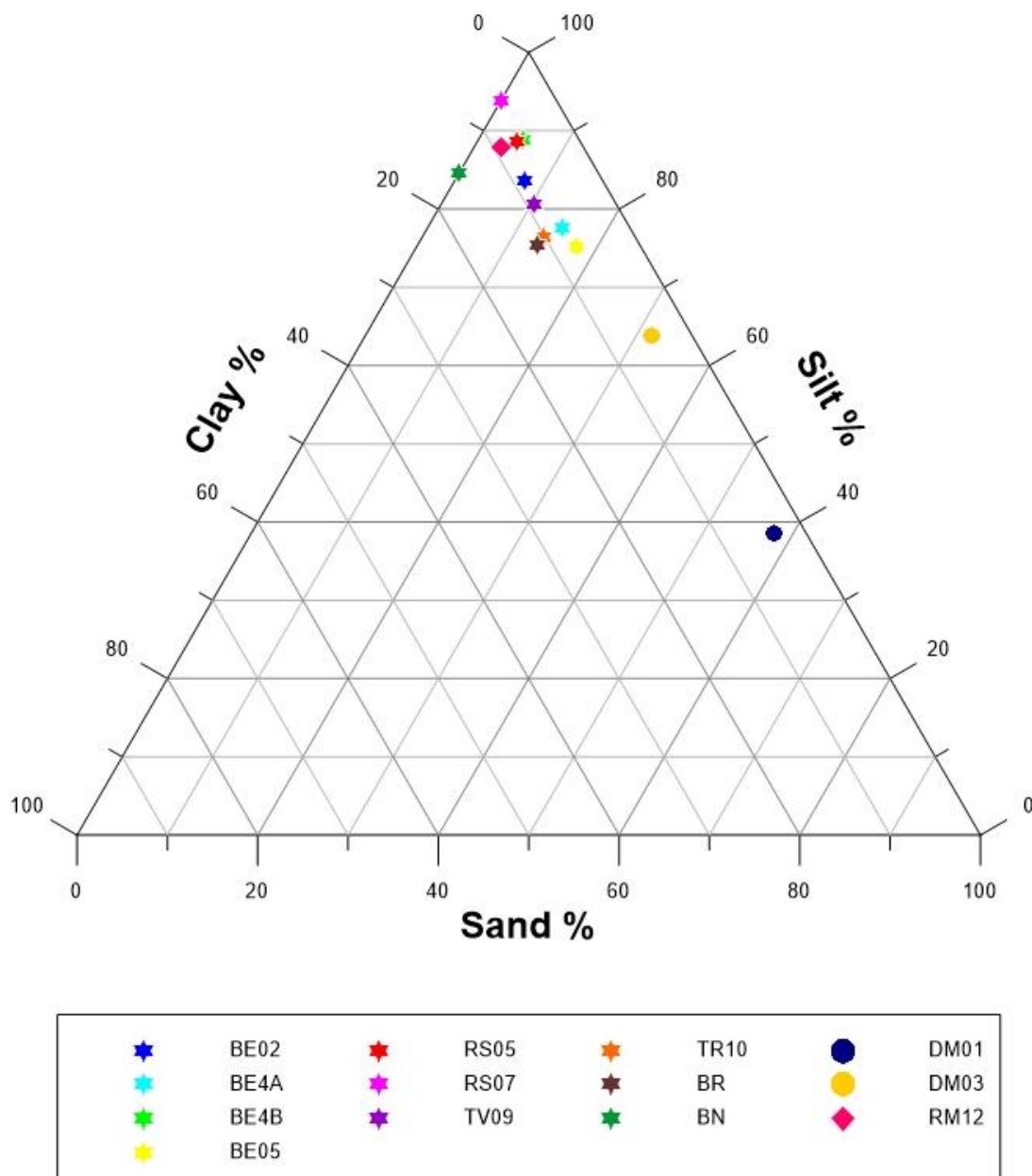


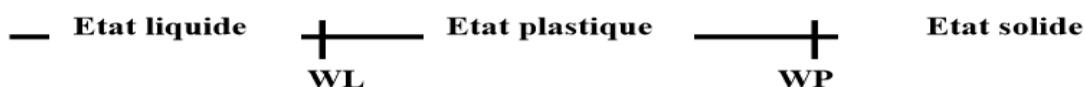
Fig.180 : Projection des fractions granulométriques sur le diagramme triangulaire (argile-limon-sable)

Limites d'Atterberg

1-Principe de la méthode:

Parmi les mesures classiques, pour caractériser les argiles du point de vue de leurs propriétés mécaniques, il est d'usage d'évaluer les limites d'Atterberg. La limite de liquidité (WL) : c'est la teneur en eau qui sépare l'état plastique de l'état liquide. Elle est déterminée grâce à l'appareil de Casagrande (voir Fig.181-).

La limite de plasticité (WP) est la teneur en eau qui sépare l'état plastique de l'état solide. Elle est déterminée manuellement par la méthode des rouleaux.



Cet essai a été effectué au laboratoire AGES à l' Ulg.



Fig.181 : Le dispositif de l'appareil de Casagrande

L'indice de plasticité IP est la différence entre la limite de liquidité et la limite de plasticité.

$$IP = WL - WP$$

En d'autres termes, l'indice de plasticité définit l'intervalle de teneur en eau dans lequel l'argile reste souple et facilement déformable tout en conservant une résistance au cisaillement. Cet indice est, donc, à la fois un paramètre d'identification et de comportement.

L'indice de plasticité d'une argile dépend de la nature et de la quantité des minéraux argileux qu'elle contient. Il est d'autant plus élevé que le sol contient plus d'argile.

2-Mode opératoire :

Il est à noter qu'avant de commencer les mesures, on doit procéder au mouillage avec de l'eau distillée de 180 g pour chaque échantillon pendant 24h.

2-1-Limite de liquidité

La limite de liquidité a été déterminée grâce à l'appareil de Casagrande (voir fig 182). Cette dernière est constituée par une coupelle métallique mue par une came et que l'on peut laisser tomber sur un socle un certain nombre de fois. On a préparé une certaine quantité de pâte avec une teneur en eau bien déterminée placée dans la coupelle grâce à une spatule (le poids total de l'échantillon et la coupelle doit être autour de 270g).

A l'aide d'un outil spécial, on trace une rainure dans la pâte suivant l'axe de la coupelle. Celle-ci a été placée sur l'appareil et soumise à des chocs répétés. On note le nombre de chocs nécessaires pour que le fond de la rainure se referme sur 10 mm.



Fig.182 : Le principe de calcul de la limite de liquidité à l'aide de l'appareil de Casagrande

On réalise l'essai sur différents séchages du matériau, de sorte que le nombre de coup soit compris entre 15 et 35 coups. Il faut au moins 4 points.

La limite de liquidité a été définie par la quantité d'eau (w) telle que la rainure se referme en 25 coups. On l'a obtenue par essais successifs.

2-2-Limite de plasticité

La limite de plasticité a été déterminée par un essai manuel. Elle consiste à former une boulette qu'on roule sous la paume de la main de manière à faire une petite baguette de 3 mm de diamètre et de 10 à 12 cm de longueur (voir Fig.183-).

La limite de plasticité a été obtenue lorsqu'on a pu soulever la baguette, par son milieu, de 1 à 2 cm et qu'elle se fissure. On a mesuré alors la teneur en eau. Cette teneur en eau est la limite de plasticité. Une partie du matériau est mise à l'étuve pour en connaître sa teneur en eau. Cette opération est réalisée sur trois tests.

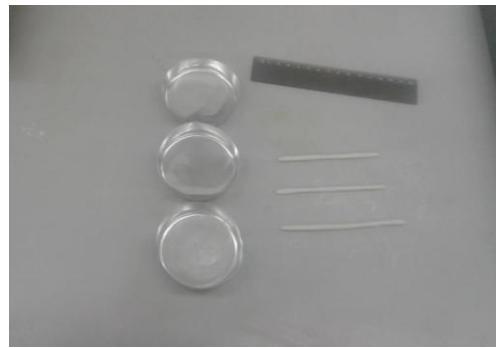


Fig.183 : Le principe de calcul de la limite de plasticité par la méthode des rouleaux

3-Discussion et interprétation des résultats

La projection des résultats sur le diagramme de Casagrande a permis de répartir les échantillons en trois groupes (cf. Fig.184) :

- le premier groupe concerne les formations bentonitiques traitées (BE10-BN-BR), qui ont un indice de plasticité très élevé (92-109-127) et par conséquent sont classées comme des bentonites très plastiques.
- le second groupe concerne les argiles bentonitiques du site de Roussel (sauf les deux échantillons BE05 et RS05 qui ont une plasticité un peu plus faible) et celles du RM, classées comme étant des argiles plastiques (55-56-41).
- le troisième groupe renferme les bentonites de Dar-Embarek, qui présentent un indice de plasticité très faible (8-10) par rapport aux deux autres sites, en raison du pourcentage très élevé en illite et kaolinite dans le gisement.

Tableau.14-Valeurs des limites d'Atterberg

N d'ech	WI	Wp	Ip
BE4A	119,20	63,15	56,05
BE4B	95,60	40,60	55,00
BE05	45,80	30,88	14,92
RS05	47,75	33,53	14,22
RS07	79,00	45,55	33,45
BE10	194,11	66,86	127,25
BN	152,63	60,40	92,23
BR	160,00	50,30	109,70
DM01	29,00	20,26	8,74
DM03	34,90	24,06	10,84
BE12	92,00	50,58	41,42

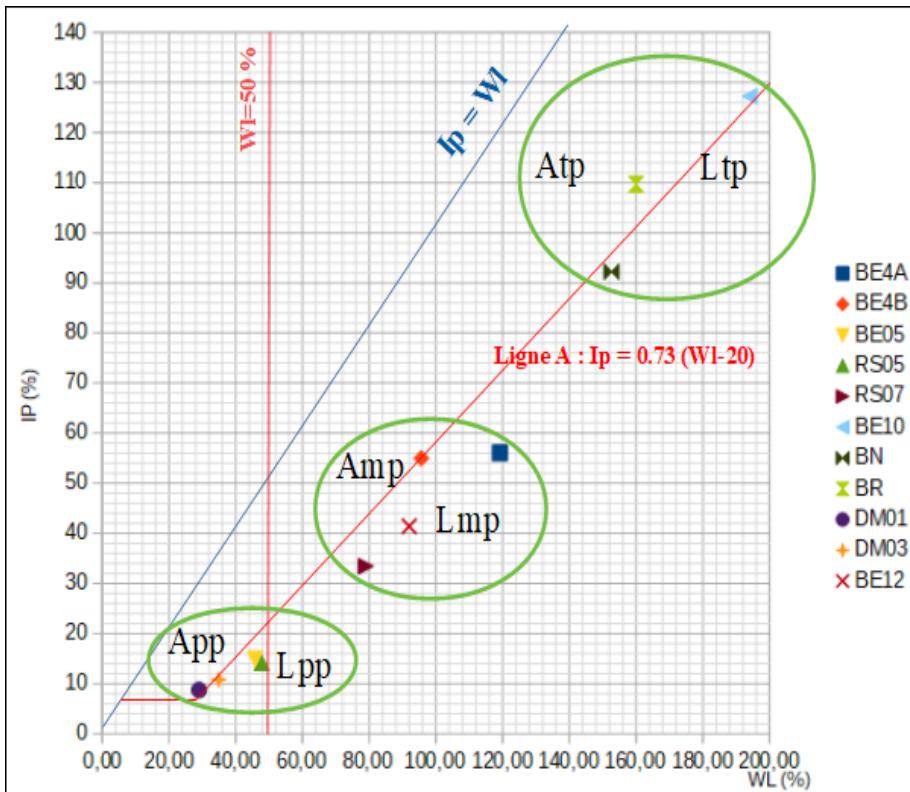


Fig.184 : Classification des argiles bentonitiques de HB selon le diagramme de casagrande

Conclusion

Les limites d'Atterberg confirment les données de l'analyse granulométrique pour tous les échantillons analysés. Pour le site de Roussel et RM, nous observons un indice de plasticité plus élevé pour les échantillons qui ont subi un traitement avec le Na_2CO_3 que pour les échantillons bruts. Ils sont un peu plus proches de la valeur d'une smectite pure (pour une smectite sodique l'IP varie entre 50 et 600 et pour une smectite calcique entre 50 et 300) (Guide de BRGM, 1997).

Pour les bentonites de DM, on note un IP très faible qui peut être dû à la présence d'un mélange smectite-kaolinite-illite.

Caractérisation fine de la fraction argileuse

Introduction

Après avoir fait une caractérisation préliminaire pétrographique, minéralogique et géochimique des formations magmatiques et bentonitiques de Hammam Bougrara, une étude plus approfondie de la fraction argileuse aura pour objectif de:

- Clarifier l'ambiguïté qui subsiste sur la détermination des phases phyllosilicatées qui ont été détectées par la DRX.
- apporter des informations sur la morphologie et l'organisation des matériaux argileux rencontrées dans la zone d'étude.
- Fournir des informations supplémentaires pour la compréhension de la genèse et le mode de formation des bentonites de Hammam Bougrara.

Caractérisation morphologique:

La Microscopie Electronique à Balayage MEB:

La microscopie électronique à balayage (MEB ou SEM pour Scanning Electron Microscopy en anglais) est une technique de microscopie électronique basée sur le principe des interactions électrons-matière, capable de produire des images en haute résolution de la surface d'un échantillon.

Un microscope électronique à balayage (MEB) équipé d'un détecteur EDX permet d'analyser la composition locale d'un échantillon. Cette méthode permet de choisir la zone d'analyse dans l'image du MEB. La limite de détection est de l'ordre de 1000 à 5000 ppm (0,1 à 0,5 %) selon les éléments. Cette limite de détection est fixée par le niveau du fond continu du spectre. Ce fond continu dû au ralentissement des électrons et est donc partie intégrante de la technique.

Le mode opératoire

Les observations au microscope électronique à balayage sont réalisées sur la fraction inférieur à 63 um pour déterminer les phases minérales présentes et leurs caractéristiques morphologiques, ils ont été réalisées sur un appareil FEG-ESEM XL30 du fabricant FEI (voir fig 185) au niveau du département de chimie à l'ulg. Une analyse semi-quantitative des minéraux observés a permis de les caractériser.



Fig.185 : Le microscope électronique à balayage de type FEG-ESEM XL30

Principe de la méthode:

La microscopie électronique à balayage est basée sur l'interaction entre un faisceau d'électrons et une matrice cristalline ou non. Le faisceau d'électrons secondaires ou celui des électrons rétrodiffusés est utilisé pour obtenir une image de l'échantillon irradié avec une résolution de l'ordre de 0.01 micron. Cette technique donne des informations sur le relief de l'échantillon, la morphologie des grains et leur agencement. En complément, un spectre de dispersion en énergie (EDAX) donne une information semi-quantitative sur le contenu chimique.

Les images ont été obtenues par un détecteur d'électrons secondaires, après métallisation des poudres par l'Or par pulvérisation (voir fig 186). La tension d'accélération est indiquée sur les images (10,0 kV et 15,0 Kv).



Fig.186: Métallisation des échantillons par l'Or avant le passage au MEB

Discussion et interprétation des résultats

-le site de Roussel: BE02

-mélange entre les smectites sous forme des rosettes à bordures fibreuse et l'illite sous forme des plaquettes compactes (voir fig 187).

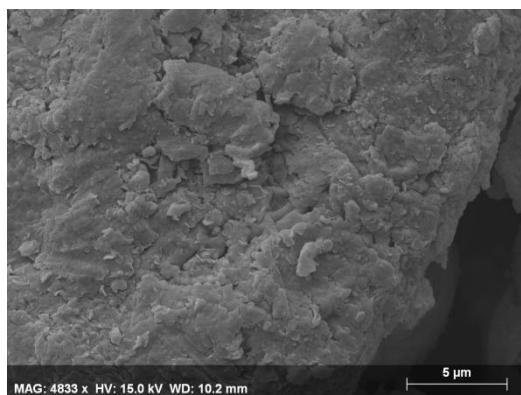


Fig.187: Mélange Sm-ill sous le MEB

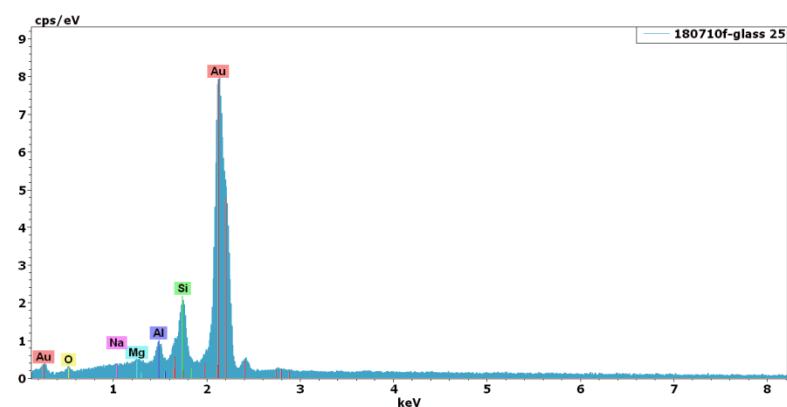


Fig.188 : Spectre EDAX d'un cristal de smectite

-des cristaux en nid d'abeille: qui représente la smectite (voir fig 189 et 190).

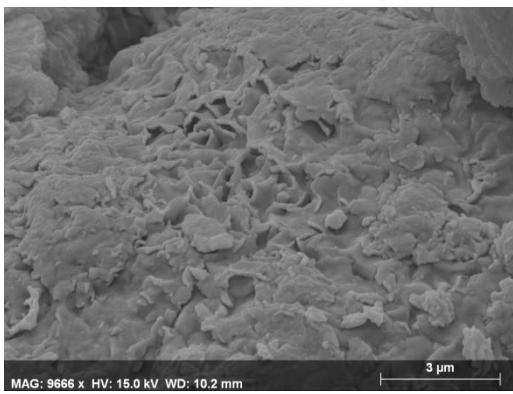


Fig.189 : Microscopie d'un cristal de smectite

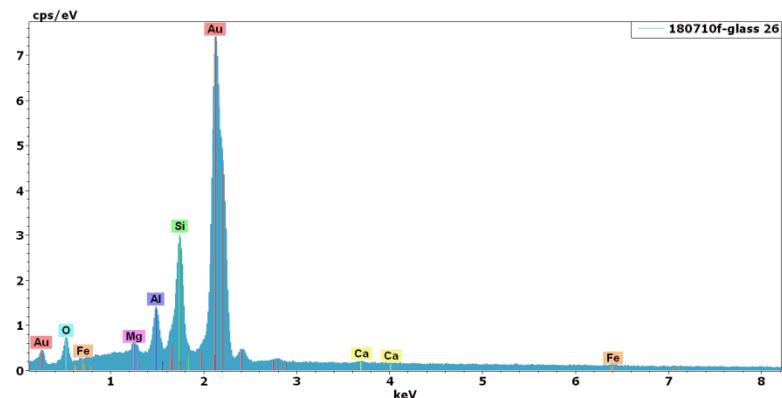


Fig.190 : Spectre EDAX de la smectite

-des cristaux orthoromboédriques qui représentent le feldespath (fig 191 et 192).

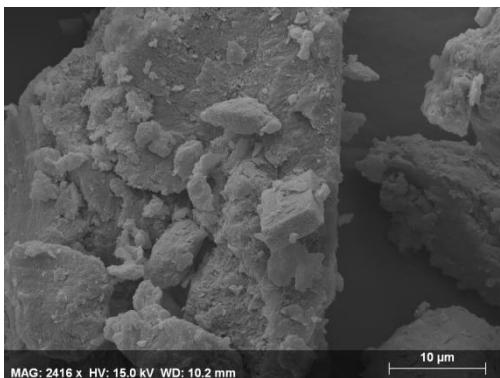


Fig.191 : Le cristal de feldspath sous le MEB

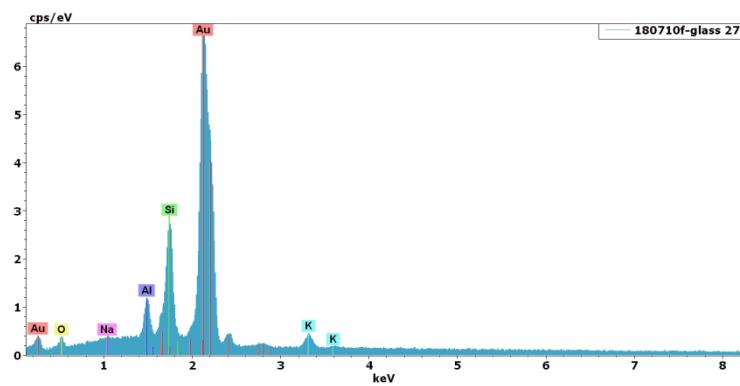


Fig.192 : Spectre EDAX du feldspar

-le site de RM : BE12

-des cristaux d'halloysite sous forme des baguettes allongées (fig 193).

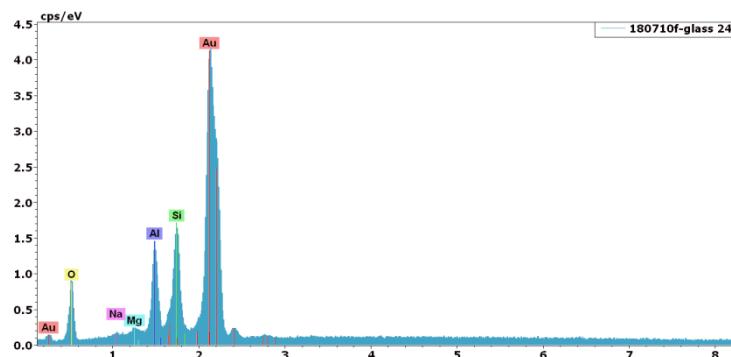
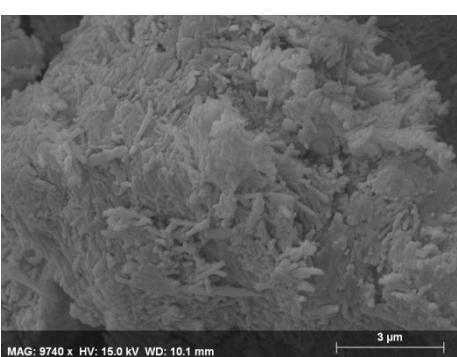
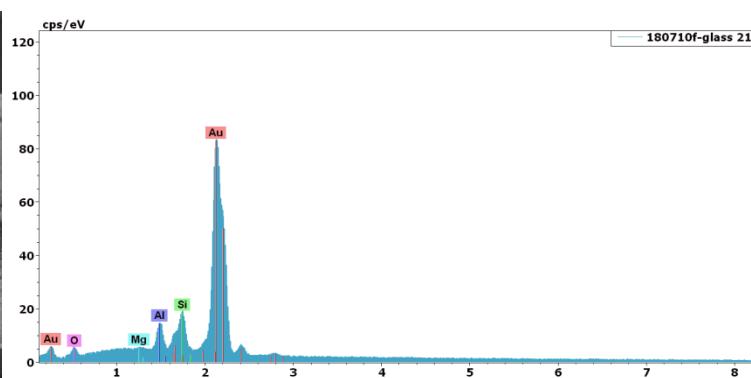
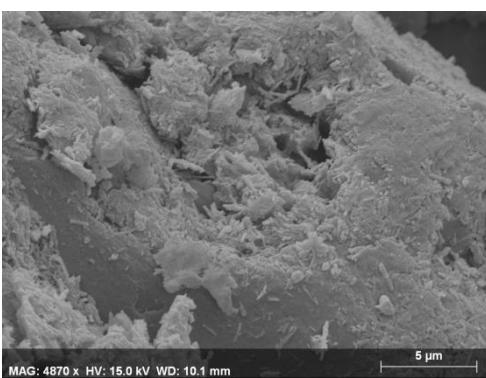


Fig.193 : Des cristaux d'halloysite sous le MEB avec leurs spectres EDAX

Dar-Embarek: DM03

-assemblage smectite- illite – kaolinite (voir fig 194 et 195).

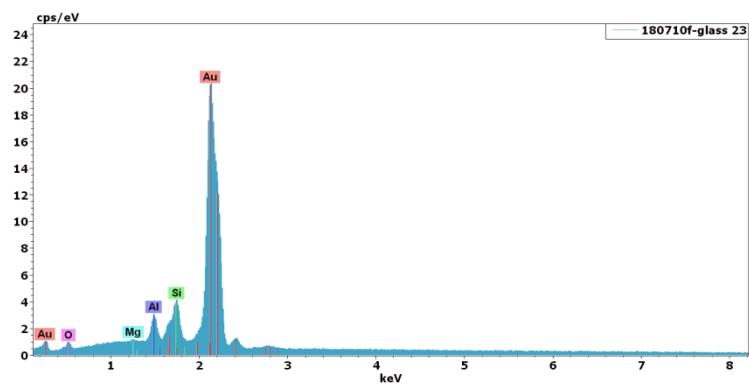
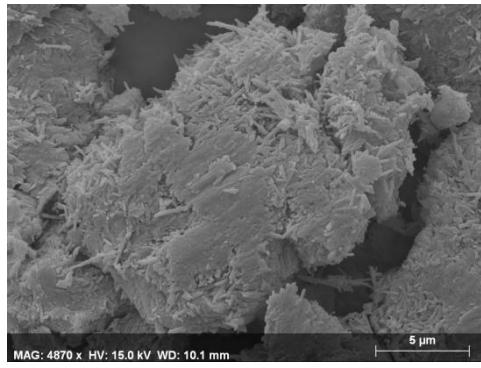
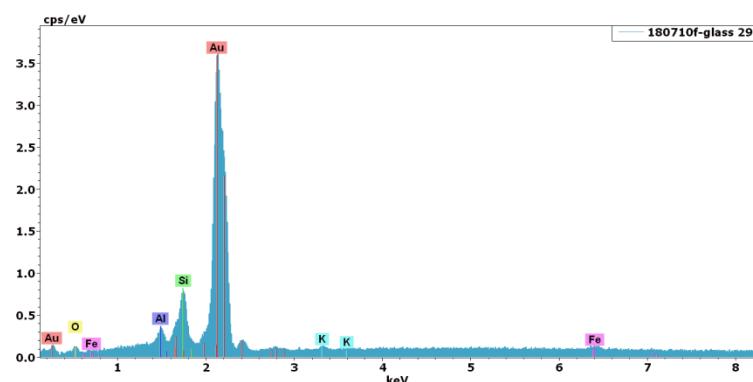
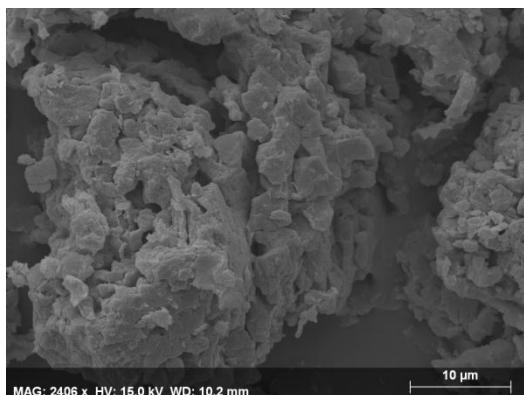


Fig.194 : La microscopie électronique à balayage de la bentonite DM03 **Fig.195:** Spectre EDAX de l'illite de DM

-le cristal allongé représente le Feldespath (voir fig 196 et 197).

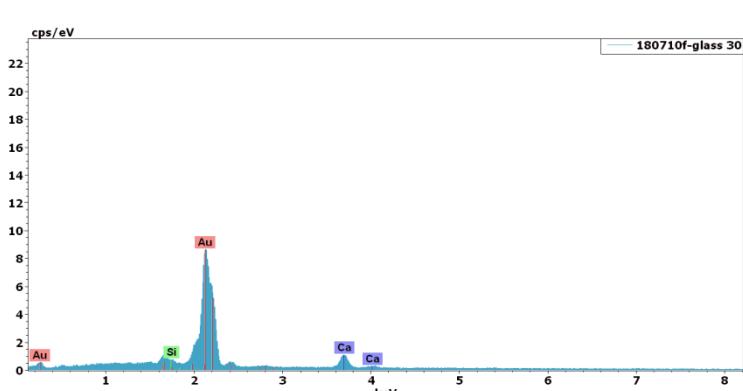


Fig.196 : Le feldspath de DM sous le MEB

Fig.197 : Spectre EDAX du feldspath de DM

Conclusion

L'étude a été faite dans le but de compléter la caractérisation minéralogique. Elle permet d'avoir une connaissance plus approfondie de la composition de la phase phylliteuse et de préciser la morphologie, la microtexture et la structure des phases en présence (**Pons, 1980; Tessier, 1984; Ben Rhaiem, 1999**).

L'observation de la texture des minéraux permet de savoir l'influence et l'importance de la diagenèse sur les dépôts argileux.

-les observations des échantillons sous le microscope électronique à balayage (MEB), effectuées selon différents agrandissements ont confirmé les données qualitatives et semi quantitatives des analyses minéralogiques précédentes.

-Ces résultats montrent que les bentonites ont une texture peu poreuse qui peut indiquer qu'ils ont un origine météorique ce qui les différencie des bentonites d'origine hydrothermale dont la texture est compacte et à faible porosité.

L'analyse chimique ponctuelle EDS sur les cristaux de bentonites confirme l'existence de feldspaths et plagioclases en cours d'altération.

Conclusion générale

Le champ volcanique de Hammam Boughrara a une histoire géologique très complexe. Les dépôts de bentonite dans les trois gîtes du gisement sont inhomogènes, tant sur le plan de la texture que de la composition. Cette inhomogénéité peut provenir de la nature des précurseurs volcaniques et du mécanisme de formation de ces bentonites.

L'étude comprend l'élaboration de coupes géologiques accompagnées par un plan d'échantillonnage dans les gîtes les plus importants du gisement de Hammam Boughrara, ainsi que la description lithologique et pétrographique des principaux gisements. Une étude minéralogique et géochimique détaillée des argiles de type bentonites et des formations encaissantes, permettent de suivre les processus de transformation des verres volcaniques en argile bentonitique.

Cette contribution géologique, Pétrographique, minéralogique et géochimique des bentonites de Hammam Boughrara a pour objectif :

- a) de fournir de nouvelles données sur les caractéristiques géologiques, minéralogiques et géochimiques des dépôts bentonitiques dans la zone d'étude.
- b) de proposer un autre mode possible d'origine.
- c) d'utiliser les informations obtenues pour l'exploration de nouveaux gisements.

Les résultats des travaux précédentes ont démontré que les données accumulées peuvent être utiles dans l'analyse des processus géologiques, qui contrôlent l'origine et l'altération des roches mères à partir desquelles se développe le phénomène de bentonitisation dans le gisement de Hammam Boughrara.

Le secteur d'étude, situé au Nord de la plaine de Maghnia, se trouve entre deux massifs "atlasiques", en l'occurrence, les monts de Traras et la chaîne du Fillaoussène au Nord et les monts de Tlemcen au Sud dont l'altitude dépasse souvent les 1000 mètres. Le gisement bentonitique est localisé à 30 Km à l'Ouest de la wilaya de Tlemcen et à 15 Km au NE de la ville de Maghnia.

Sur le plan géologique, la région est essentiellement constituée par des formations du miocène et du pliocène qui composent un pli synclinal aux flancs duquel affleurent les grès du jurassique supérieur. L'étude pétrographique montre un début de bentonitisation très clair qui se développe principalement à partir des faciès perlitiques. De même, les pyroclastites et les tufs pyroclastiques sont plus ou moins vulnérables à la bentonitisation par leur matrice argileuse. Les minéraux argileux dominants dans les formations bentonitiques sont classiquement des smectites, comme la montmorillonite, la beidellite, la saponite et l'hectorite (**Grimm, 1968**).

Les résultats de l'étude minéralogique ont montré que les formations argileuses de Hammam Boughrara sont formées principalement de smectite, kaolinite et illite comme minéraux argileux. Les minéraux non argileux associés, sont le quartz, le feldspath-K, le plagioclase, la dolomite et parfois la magnétite. L'analyse géochimique par «FRX» des principaux éléments de l'argile bentonitique, montre un pourcentage élevé en SiO_2 (56%) et Al_2O_3 (16 %). Les analyses thermiques et granulométriques

révèlent que les matériaux argileux de Hammam Bougrara sont très riches en smectite et peuvent être valorisés dans des domaines industriels variés tels que les forages pétroliers, l'agriculture, les produits alimentaires, cosmétiques et pharmaceutiques.

Les gites de bentonites se rapportent à deux types génétiques différents:

Les bentonites les plus intéressantes de 1ier type qui sont dues à l'altération des perlites et parfois même les rhyolites. Les amas de ces bentonites sont liés aux parties périphériques des massifs perlitiques extrusifs (le site de Roussel).

Ces bentonites sont caractérisées par une couleur clair, une cassure conchoïdale et une texture massive homogène, certaines variétés de ces roches sont facilement gonflantes dans l'eau.

Les bentonites du second type sont représentées par des produits d'altération secondaire des tufs pyroclastiques (cinérites) observés à proximité immédiate ou à quelque distance des massifs rhyolitiques (le site de Dar Embarek), la caractéristique particulière de ces bentonites consiste en ce qu'elles possèdent un couleur gris, vert clair et une texture bréchique.

Références bibliographiques:

- Abdelkader Bemmoussat. (2012).** impact de l'activité agricole sur la qualité des eaux souterraines à travers le bassin de la Tafna. Thèse Magister UABB Tlemcen, 284 p.
- Aït Hamou, F., (1987).** Etude pétrologique et géochimique du volcanisme d'âge miocène de la région de Hadjout (ouest algérois). Thèse Magister USTHB Alger, 269 p.
- Auclair. D., Biebler. J. (1967).**- Etudes géologiques des hautes plaines oranaises entre Tlemcen et Saïda. Publ. Serv. Géol. Algérie. Ann. Serv. n°34. pp 3-45.
- Baba hamed, K. 2007** : hydrodynamique et modelisation d'une nappe alluviale, validation par l'approche géostatistique. Application à la nappe de la plaine de Maghnia (NW Algerien). these de doctorat en geologie appliquée option : hydrogéologie. univ de Tlemcen.
- Bailey, SW, 1980,** Structures of layer silicates. In: Brindley GW & Brown G ed. Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification. London, Mineralogical Society, pp 1–123.
- Belanteur, O., Bellon, H., R.C., Ouabadi, A., Coutelle, A., Semroud, B., Megartsi, M., and Fourcade, S., (1995).** Le magmatisme Miocène de l'Est de l'Algérois : géologie,géochimie et géochronologie 40K-40 Ar. C.R. Acad. Sci. Paris, 321, 489-496.
- Belanteur, A (2000).** Le magmatisme miocène de l'Algérois : géochronologie de mise en place, pétrologie et implantations géodynamiques. Thèse doct. Etat, USTHB Alger.
- Belkbir L. & Bessedik.M. (1991)**- Essai de la synthèse biostratigraphique du Miocène post-nappe en Oranie (Tafna, Bas Chélif). IIeme Séminaire « Géologie pétrolière Sonatrach» Boumerdes, p. 326.
- Bellon, H., Guardia, P., et Magné, J., (1984).** Les associations volcaniques du Miocène supérieur de la région oranaise (Algérie occidentale). Conséquences géodynamiques. Géol. Méditerranéenne, XI, 255-264.
- Bendoukha, R., (1987).** Etude dynamique, pétrographique et géochimique d'un complexe volcanique plio-quaternaire de la basse Tafna (Oranie occidentale). Thèse Magister, USTHB, Alger, 159 p.
- Bendoukha, R., (2008)** Etude dynamique, pétrographique et géochimique du volcanisme alcalin plio-quaternaire de l'Oranie (Algérie nord occidentale) Thèse doctorat, USTHB,Alger.
- Benest. M. (1974).**- La marge nord-gondwanienne de l'Ouest algérien au Jurassique supérieur et à l'Eocrétacé: les grands traits de l'évolution tectono-sédimentaire mégarythme. Bull. Soc.Géol. France., Paris, 7e série, t.XXIII, p.663-672, 2fig.
- Benest. M. (1982).**- Importance des décrochements sénestres (N-S) et dextres (E-W) dans les Monts de Tlemcen et de Daïa (Algérie occidentale). Revue de Géologie dynamique et de Géographie Physique. Vol. 23, Fasc. 5. p345-362. Paris.

Benest. M. (1985).- Evolution de la plate forme de l'Ouest algérien et du Nord Est marocain au cours du Jurassique supérieur et au début du Crétacé : Stratigraphie, milieux de dépôts et dynamique sédimentaire. Thèse. Doct. Géol. Univ. Lyon. Fasc 1., 367p.

Ben Rhaiem H. (1999), Analyse multiéchelle de phyllosilicates tunisiens par diffraction aux petits angles des RX et par MET. Relation entre structure, microtexture et propriétés macroscopiques d'hydratation au cours d'un cycle de dessication-humectation. Thèse d'Etat de l'Université de Tunis II, 262 p.

Biscaye, P.E., (1965): Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. Geological Society of America Bull. 76, pp. 803-832.

Boski,T., Pessoa, J., Pedro, P., Thorez, J., Dias, J.M.A., Hall, I.R., (1998): Factors governing abundance of hydrolysable amino acids in the sediments from the NW European Continental margin (47-50 N°). Progress in Oceanography. 42, pp. 145-164.

Boukhedimi M, A (2009) ; Origine de processus de bentonisation des terrains volcanogènes rhyolitiques de hammam boughrara (maghnia, algérie nord occidentale). Mémoire de magister. Université d'Oran. Algérie. 102.

Brindley, G. W., "Discussion and recommendations concerning the nomenclature of clay minerals and related phyllosilicates." Clays and Clay Minerals 14, 27-34. (1966).

Caillère et al., 1982, Caillère S., Hénin S., Rautureau M. (1982) -Minéralogie des argiles Tomes 1 et 2. Paris : Masson. 184p et 189 p.

Cook,H.E., Johnson,P.P.D., Matti J.C., Zemmels,I., (1975): Methods of sample preparation and X-ray diffraction data analysis, X-ray mineralogy laboratory. pp. 999 -1007. In: Init. Repts. DSDP (Hayes D. E., Frakes L. A. et al.), 28. Washington (U.S. Govt. Printing Office).

Churchman GL, Gates WP, Theng BG, and Yuan. 2006. Handbook of Clay Science: Clays and clay minerals for pollution control, Eds., Amsterdam: Elsevier,, pp. 625-675.

Dakiche A. 2005. Contribution à l'étude des régimes hydrologiques des bassins de la Tafna: Evaluation du bilan des ressources en eau superficielle, Mémoire de Magister; USTO. Département d'hydraulique. Laboratoire HYDRE (152 p.).

Domzig A., (2006) - Déformation active récente et structuration tectono-sédimentaire de la marge sous-marine algérienne. Thèse de Doctorat-Université de Bretagne Occidentale - France, 343 p.

Durand-Delga, M., (1969). Mise au point sur la structure du Nord Est de la Berbérie. Bull. Serv. Carte Géol., Algérie, 39 :89-131.

Egloffstein T. A. (1997) –Ion exchange in geosynthetic clay liners. Geotechnical fabrics report. 15 (5), St. Paul :USA.

Elmi. S. (1970).- L'instabilité des monts de Tlemcen et de Rhar - Roubane (ouest algérien) pendant le Jurassique. Interprétation paléogéographique. C. R. Acad. Géol. France, Paris. pp. 1521 - 1524.

Elmi. S. (1972). L'instabilité des monts de Tlemcen et de Rhar - Roubane (ouest algérien) pendant le Jurassique. Interprétation paléogéographique. C. R. Acad. Géol. France, Paris. pp. 1521 – 152

El Miz M, Akichoh H, Berraouan D, Salhi S, Tahani T.2017. Chemical and Physical Characterization of Moroccan Bentonite Taken from Nador (North of Morocco), pp. 105-112.

Eslinger E., Peaver D. (1988). « Clay minerals for petroleum geologists and engineers ». SEPM Short course 22. Soc. Economic paleontologists and mineralogists, Tulsa, USA.

Fagel ,N., C. Robert, M. Preda, J. Thorez, (2001): Smectite composition as a tracer of deep circulation: the case of the Northern North Atlantic Marine Geology 172 (2001) 309-330.

Fagel, N., Thamo-Bozso Heim,B., (2007): Mineralogical signatures of Lake Baikal sediments : sources of sediment.

Fagel, N., Boës, X., (2008): Clay-mineral record in Lake Baikal sediments: The Holocene and Late Glacial transition. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 259, pp. 230-243.

Farmer,V.C., Van Olphen, et Fripiat, J., (1979): Infrared spectroscopy,Eds., Oxford: Pergamon Press, pp. 285-337.

Frizon de Lamotte, D., Saint Bézar, B., Bracène, R. and Mercier, E., 2000. The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean. Tectonics, 19: 740-761.

Gentil, L (1903) : Etude géologique du bassin de la Tafna. Publication du service carte géologique.

Grim R.E.(1959) Clay mineralogy in relation to the Engineering properties of clay materials. Mc Craw Hill, pp.204-277.

Grim R. E. (1962) Applied clay mineralogy. McGraw Hill Book Co. Hong, Z. (1998). Effect of initial water content on compressibility of remoulded Ariake clays. Proc. Int. Symposium on Lowland Technology, Saga University, pp 69-74.

Grimm, R. E., (1968): Clay Mineralogy, International Series in the Earth and Planetary Sciences, New York: Mc, Graw-Hill Book Company, 596 p.

Guardia. P. (1975).- Géodynamique de la marge alpine du continent africain d'après l'étude de l'Oranie nord occidentale. Thèse .Doct. Nice. 256 p., 139 fig., 5 pl.

Hernandez, J., & Lepvrier, C., (1976). Pétrographie des laves liées aux bassins tertiaires de l'ouest algérois. Comparaison avec le volcanisme du Rif et de l'Oranais. 4ième réunion An., Sci., Terre, Paris, P., 222.

Holtzapffel, T., (1985) : Les Minéraux Argileux : Préparation, Analyse diffractométrique et détermination, pp. 77-109. Société Géologique du Nord, France. Publication n°12.

Le berre.P. 1977 . les argiles à silex du bassin de Paris, produits de substitution de granulats alluvionnaires. Etude préliminaire, Rapport B.R.G.M N° 75 SGN 030 MTX.

Lim, C.H., Jackson, M.L., (1986): Expandable phyllosilicate reactions with lithium on heating. Clays. Clay Miner. 34, 346-352.

Louni-Hacini, A., Bellon, H., Maury, R.C., Megartsi, M., Semroud, B., Cotten, C., and Coutelle, A., (1995). Datation 40K40Ar de transition du volcanisme calco-alcalin auvolcanisme alcalin en Oranie au Miocene Supérieur. C.R. Acad. Sci. Paris, 321, 975-982.

Louni-Hacini A.,(2002). La transition du magmatisme calco-alcalin ua magmatisme alcalin dans l'oranie (Algérie nord occidentale) *Thèse Doc. D'état, USTHB, Alger, 201p.*

Lucas. G. (1942).- Description géologique et pétrographique des Monts de Rhar Roubane et du Sidi El Abed. Bull. Serv. Géol. Algérie, Alger, sér.2, n°16, 539p., 131fig., 34 pl.

Maury, R.C., Fourcade S., Coulon C., El-Azzouzi M ., Bellon H., Coutelle A.,Ouabadi A., Semroud B., Megartsi M., Belanteur O., Louni-Hacini Apique A.,Capdevila R., Hernandez J. and Rehault J.P. (2000). Post collisionnal neogenemagmatism of the Mediterranean magreb margin: A consequence of slab breakoff.C.R.Acad.Sci., Paris, 33, pp.159-173. **(1984).** Les conséquences volcaniques de lasubduction. Bull.Soc. Géol. Fr., 7 : 489-500.

Megartsi, M., (1985). Le volcanisme mio-plio-quaternaire de l'Oranie nord-occidentale (Algérie). Thèse d'Etat. Université d'Alger, 296 p.

Mekahli .L. (1988).- Le Jurassique inférieur et moyen de la partie occidentale du Horst de Rhar - Roubane (Tlemcen, Algérie occidentale) : Stratigraphie, sédimentologie et cadre dynamique. Thèse Magister. Univ. Oran. 260 p. 102 fig.

Millot. G., (1964) : Géologie des argiles : Altération, sédimentologie, géochimie. Ed. Masson et Cie, Paris, 499 p.

Moore, D. M. & Reynolds R. C., (1989): X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals. Oxford University Press, Oxford, 332p.

Pédro, 1994.Pédro G. (1994) –Les minéraux argileux, 47-64, dans pédologie. 2-Constituants et propriétés du sol. Eds. Duchaufour Ph. et Southier B. Masson, Paris 665p.

Perrodon A. (1957)- Etude géologique des bassins néogènes sublittoraux de l'Algérie occidentale. Ser. Cart. Géol. Algérie, Alger. 328 p., 96.

Piqué, Al, Aït Brahim, L., El Azzouzi, M. Maury, R.C., Bellon, H., Semroud, B., and Laville, E., (1998). Le poinçon maghrebin : contraintes structurales et géochimiques. *C.R.Acad. Sci. Paris.* 326, 575-581.

Pons C. H. (1980), Mise en évidence des relations entre la texture et la structure dans les systèmes eau-smectites par diffusion aux petits angles du rayonnement synchrotron. Thèse de doctorat de l'Université d'Orléans.

Romero E., Simms P.H. (2008). Microstructure Investigation in Unsaturated Soils: A Review with Special Attention to Contribution of Mercury Intrusion Porosimetry and Environmental Scanning Electron Microscopy. *Geotechnical Geology Engineering* 26: 705-727.

Sadran G. (1958) – les formations volcaniques tertiaires et quaternaires de Tell Oranais. Bull. Serv. Carte Géol. Algérie Nouv. série, Bull. N8, 533p.

Salerno, P., Asenjo, M.B., and Mendioroz, S., (2001): "Influence of Preparation Method on Thermal Stability and Acidity of Al-PILCs," *Thermochimica Acta*, vol. 379, pp. 101-109.

Sidam. 1994. Etude de développement des argiles bentonitiques de la région de Maghnia. Rapport interne.

Tabeliouna M. (1997)- etude dynamique, pétrographique et géochimique des laves basaltiques plio-quaternaires du massif d'Ain Témouchent (Oranie nord occidentale). Thèse Mag, USTHB, Alger, 118p.

Tessier D. (1984) , Etude expérimentale de l'organisation des matériaux argileux. Hydratation, gonflement et structure au cours de la dessiccation et de la réhumectation. Thèse Université de Paris VII, France. Publication INRA Versailles.

Thomas, G., (1976), Mise en évidence de décrochements dextre Est-Ouest d'âge Quaternaire en Algérie Nord Occidentale, *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 283, 893-896

Thomas,G. (1985)- Géodynamique d'un bassin intra-montagneux, le bassin du bas Cheliff occidental (Algérie) durant le Mio-Plio-Quaternaire. Doctorat d'Etat, Univ. Pau,594 p.

Thorez, J., (1986): Argillogenesis and the hydrolysis index. *Mineralogica et Petrographica Acta*, 29, 313–338.

Thorez. J., 1989. Argilliscopy of weathering and sedimentation. *Bull. Soc. Geol. Belg.* 98, 245-267. White, 1999. Principles and practice of soil science. The soil as a natural resource. Blackwell.

Thorez, J., (2000): Cation-saturated swelling phyllites: an XRD revisit. pp. 71-85 in: Proceedings of the First Latin-American Clay Conference (C.F. Gomes, editor). Associacao Portuguesa de Argilas, Madeira.

Toshihiro Kogure, Atsuyuki Inoue, and Daniel Beaufort, 2005, Polytype and morphology analyses of kaolin minerals by electron back-scattered diffraction, Clays and Clay Minerals, v.53: 201 - 210.

Velde B (1995) Origin and mineralogy of clays. Clays and the environment. Springer, Berlin Heidelberg New York, 334pp.

Weaver CE , (1989) Clays, muds and shales. Developments in sedimentology, 44. Elsevier, Amsterdam, 819pp.

Wildi, W., (1983). La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie) :structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys., Paris, 24: 201-297.

Yebdri D, Errih M, Hamlet A, El-Bari TA.2005. The water resources management study of the Wadi Tafna Basin (Algeria) using the Swat model. Afr. Water J .1; pp. 33-47.

Traitemennt des argiles bentonitiques:

Introduction:

Les gisements d'argile bentonitique en Algérie sont exploités depuis plus de 50 ans dans la région de Maghnia. Après traitement chimique, les produits sont utilisés dans les boues de forage et la décoloration des huiles. Les autres utilisations, après traitement mécanique seulement sont, entre autres, la fonderie, la fabrication des engrais, les pesticides, dans le domaine de la génie civil et aussi la céramique.

Les ressources avérées globales des gisements de la société s'élèvent à 12,5 millions de tonnes. Les gisements évalués du district de Hammam Boughrara dans la région de Maghnia totalisent 11 millions de tonnes dont 3,14 millions de tonnes pour le site de Roussel.

Le traitement des argiles bentonitiques :

Le gisement d'argile bentonitique de Hammam Boughrara, est situé au Sud-Est de la ville de Maghnia avec laquelle il est relié par une route asphaltée, la localité la plus proche est le village de Hammam Boughrara qui se trouve à 4 Km à l'Est du gisement.

Ces argiles bentonitiques ont été prospectées pour assurer l'alimentation en matière première de l'usine de Bental à Maghnia dont la production annuelle est de 200 mille tonnes par an ; l'usine traite les argiles qui sont utilisées principalement pour la fabrication de boue de forage et pour le raffinage des huiles végétales et des huiles minérales.

L'unité de Bental de Maghnia :

BENTAL représente l'unité de production de la bentonite d'Algérie, elle est située à l'entrée de la ville de Maghnia et à 45 Km de Tlemcen. C'est une unité filiale de l'ENOF (entreprise nationale des produits non ferreux et des substances utiles). Son siège social se trouve à El-Harrach – Alger, tandis que les deux sièges d'exploitation se trouvent sur place et sont celui de Maghnia (Tlemcen) et aussi celui du Mzila (Mostaganem).

Elle est en activité depuis plus de 50 ans et elle exploite et produit actuellement 3 produits :

La terre décolorante avec une capacité de 6.000 tonnes par an.

La bentonite avec une capacité de 8.000 tonnes par an.

Le carbonate de calcium avec une capacité de 12.000 tonnes par an, dont le gisement de carbonate de calcium est situé à Béni-Saf, à 80 Km de la ville de Maghnia.

Cette production est destinée :

Au forage pétrolier et hydraulique pour la bentonite.

A la décoloration et au traitement des huiles pour la terre décolorante.

A la fabrication des peintures pour le carbonate de calcium.

Histoire d'exploitation des bentonites de Hammam Bougrara :

1903 : L. Gentil a communiqué les premières informations sur les argiles bentonitiques de Hammam Bougrara, leur exploitation en carrière a débuté dans les années 30 ; elle est interrompue pendant la guerre entre 1954 et 1962 pour reprendre dès 1963 par la société CECA Algérie dans les carrières Roussel et RM.

1970 : réserves supposées de Roussel, RM, Dar Embarek 405 000 t.

1970-1971 : travaux de recherche et de prospection sur Roussel 1 et Dar Embarek 1.

1976-1978 : travaux de recherche et de prospection sur Roussel 2 et Dar Embarek 2.

1979-1981 : SIDAM expertise et réévalue les réserves dans cadre d'une étude de développement de l'industrie algérienne de bentonite, kieselguhr, argiles activées et perlite expansée.

1990: l'ENOF a signée un contrat de livraison de 40000 t de poudre bentonitique pour l'Espagne, où elle est utilisée comme liant dans le sable de fonderie.

1991-1992 : évaluation des réserves de Dar Embarek 1 pour une utilisation en fonderie.

1994 : SIDAM réévalue les réserves de Roussel 1 dans le cadre d'une étude de faisabilité préliminaire.

2000-2001 : réalisation d'une carte qualité pour la partie en exploitation de la carrière de Roussel. Cette carte est l'outil principal de la gestion des réserves qui permet d'orienter le tout-venant pour la terre décolorante ou pour la bentonite de forage.

Réserves des gisements d'argile bentonitique de HB:

Le district de Hammam Bougrara, sur lequel BENTAL détient les droits d'exploitation, comprend 5 gisement : Roussel, Bab, Dar Embarek, Torba, chantier RM. Ils sont très favorables pour une exploitation à ciel ouvert.

Les réserves géologiques globales de la carrière Roussel, actuellement en exploitation, sont de 3 150 000 tonnes. Les réserves exploitables sont de 1 060 000 tonnes à la fin de l'année 2000.

L'extraction se fait sans recours à l'explosif, uniquement par décapage au bulldozer. Le tout venant est transporté à l'usine distante de 15 Km par camion de 15 tonnes. La carrière est sous développée puisque sans plan d'ultime fosse étant donné le très faible rapport entre quantité extraite et les réserves.

Les paramètres physico-chimiques des bentonites :

L'intérêt porté au bentonite de Hammam bougrara et à la montmorillonite en générale est expliqué par les propriétés physico-chimiques qu'elles possèdent, telle que la capacité de gonflement dans certains liquides et en particulier dans l'eau qui lui permettant de fixer dix à quinze fois son volume d'eau.

L'utilisation de la bentonite touche plusieurs domaines industriels : Bouletage du minerai de Fer, Industrie du pétrole : catalyseurs de cracking, Fabrications des graisses, Chromatographie papetière, sucrerie, terres absorbantes et décolorantes. Fonderie, génie civil ...etc

En fonction de leur utilisation, les argiles bentonitiques doivent, après traitement, répondre à des paramètres physico-chimiques dont les principaux se rapportent à la viscosité et au pouvoir de décoloration.

Le tableau se dessous établi par le groupe minier canadien SIDAM 1976 illustre parfaitement les paramètres physico-chimiques exigé dans la bentonite pour chaque application, les traitements qu'elle va subir et les marchés qui lui sont attribués.

Tableau.01: Les spécifications minimales requis pour des différentes applications

	Bentonite première qualité	Marché	Production
Q1	-Na2O supérieur à 2% -Indice de gonflement supérieur à 20 -Al2O3inférieur à 20% -SiO2entre 55-65% -CaO inférieur à 2%	Pelletisation du minerai de Fer Boues de forage Fonderie Genie-civil	Séchage à 10% d'humidité pour boulettage, vendue en vrac. Séchage à moins 5% d'humidité et pulvérisation à 90%. Moins 74 µm, pour forage, fonderie et génie-civil.
Bentonite deuxième qualité			
Q2	-Na2O supérieur à 1% -Indice de gonflement supérieur à 15 -Al2O3inférieur à 20% -MgO inférieur à 3% -CaO inférieur à 4%	Fonderie Genie-civil Bentonite de charge	Séchage à 10% d'humidité maximum pulvérisation à 85-90%. Moins 74 µm, en séchage
Bentonite troisième qualité			
Q3	-Indice de gonflement entre 10 à 15 -Propriétés chimiques ne répondent pas aux classes 1 et 2 et aux terres décolorantes	Traitement des eaux, bentonite de charge,Genie-civil , applications modérées, fonderie , 2ème qualité	Séchage à 10% d'humidité maximum pulvérisation à 85-90%. Moins 74 µm, en séchage
Terres décolorantes, huiles végétales			
Q4	-MgO supérieur à 4% -Indice de gonflement supérieur à 8 -SiO2entre 55-65% -Al2O3inférieur à 18-21% -Fe inférieur à 2%	Décoloration des huiles végétales, milieu d'adsorption d'insecticides. Catalyseurs	Séchage à 10% d'humidité, classification ; digestion à l'acide sulfurique 44% en poids ; matière soluble ; moins de 1% à l'état sec ; aires de surface, 200 minimums.
Terres décolorantes, huiles minérales			
Q5	-MgO supérieur à 3% -Indice de gonflement supérieur à 10 -SiO2entre 55-65% -Al2O3inférieur à 8-20% -Fe inférieur à 2%	Décoloration des huiles minérales, milieu d'adsorption d'insecticides (basse teneur). Absorbant, désodorisant	Séchage à 10% d'humidité, classification ; digestion à l'acide sulfurique 28% en poids ; matière soluble ; moins de 1% à l'état sec ; aires de surface, 100 min

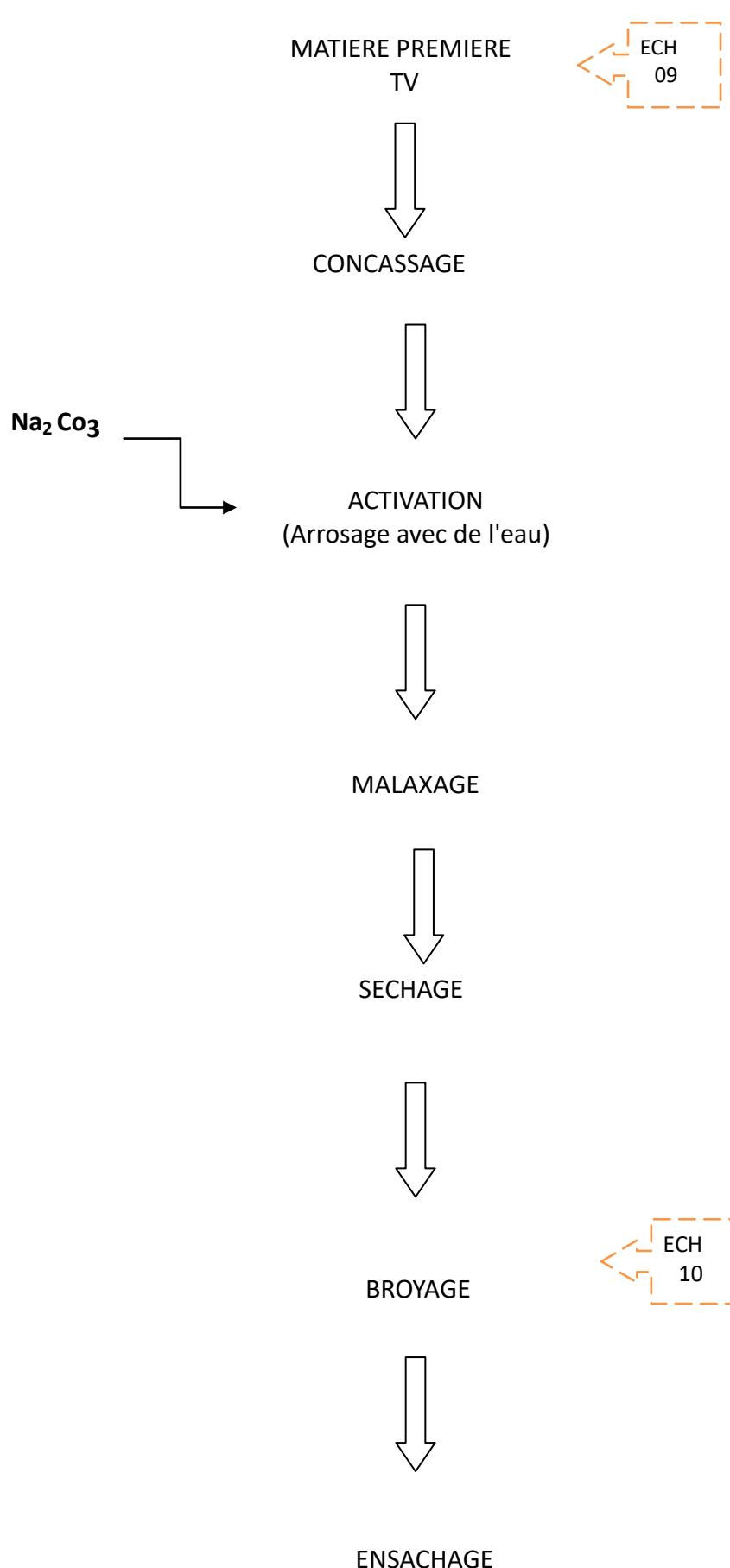
Description du procédé de traitement :

Actuellement les deux sites qui sont en exploitation sont :

Le site de Roussel : les coordonnées du partie centrale suivantes ; X= 99860 Y=186800 Z=355,0

Le site de Dar-Embark : les coordonnées du partie centrale suivantes ; X=101400 Y=187430 Z=350,0.

Le traitement de la bentonite se fait en plusieurs étapes. La même chaîne assure le traitement de différents catégories de bentonite (bentonite de forage pétrolier, bentonite de fonderie et bentonite de charge industrielle). Le même tout venant est utilisé pour fabriquer différents classes de bentonite. Le changement d'une catégorie à une autre se fait pendant la période d'entretien d'une durée de 30mn.



ECH
09



ECH
10

Fig. 01: Les étapes de traitement des bentonites de Maghnia

1-Transport et stockage de matières premières

Le tout venant est transporté par camions de la carrière de HB vers l'unité qui se situe à 10 Km environ, Sans être pesé il est stocké à l'air libre, cette matière va subir une homogénéisation (gerbage).



Fig.02: Stockage de matière première



Fig.03: Gerbage de matière première

2-Concassage :

Une pelle chargeuse pneumatique alimente la trémie et un alimentateur transfert le TV non pesé sur un transporteur à bande qui alimente le concasseur qui a pour rôle de réduire les dimensions des particules à une granulométrie moins de 50 mm. Un deuxième convoyeur à bande transporte le TV vers le système d'activation.



Fig.04: Alimentation du concasseur



Fig.05: Concassage du tout venant TV

3-L'activation



Fig.06: Photo d'un Doseur



Fig.07: Photo d'un Malaxeur

Il est composé d'un doseur de carbonate de soude avec vibreur pour faciliter l'écoulement de réactif. Le mélange de TV et les carbonates de soude se fait par une vis sans fin en présence d'eau pour faciliter la dissolution de carbonate et augmenter la réactivité (accélérer l'activation). A la sortie de la vis sans fin la bentonite activée est déversée dans un transporteur à bande qui alimente le séchoir. le pourcentage ajouté de Na Co₃ est de l'ordre de 3%.

4-Séchage

Il s'effectue dans un four sécheur rotatif à écoulement parallèle (le TV et l'air chaud ont même sens d'écoulement). Le séchoir est composé de trois parties : La chambre de combustion, virole et décharge de TV séché. Un ventilateur aspirant est installé à la sortie de séchoir pour aspirer les gaz chauds ensuite créer une dépression dans la virole (réaliser un séchage plus ou moins homogène). Les poussières sont captées par un cyclone et dirigés vers la trémie d'alimentation de broyeur par l'intermédiaire d'un élévateur à godets.



Fig.08: Photo représente le four sécheur rotatif

5-Broyage

La section broyage est composée d'un broyeur de marque SOUDRON SACRE type BP10 à trois pendules, cyclone et silo de récupération des particules fines. Le broyage a pour rôle de réduire les particules de bentonite selon la granulométrie désirée.



Fig.09 : Le Broyeur SOUDRON SACRE type BP10

6-Ensachage

La bentonite broyée est stockée dans un silo de stockage de produit fini. L'écoulement de la poudre se fait par injection d'air (compresseur gonfleur) L'ensachage se fait dans des sacs de 50Kg et dans des big bag de 1.250 T selon la commande des clients.



Fig.10 : Stockage de bentonite



Fig.11 : Ensachage des bentonites dans des big bags

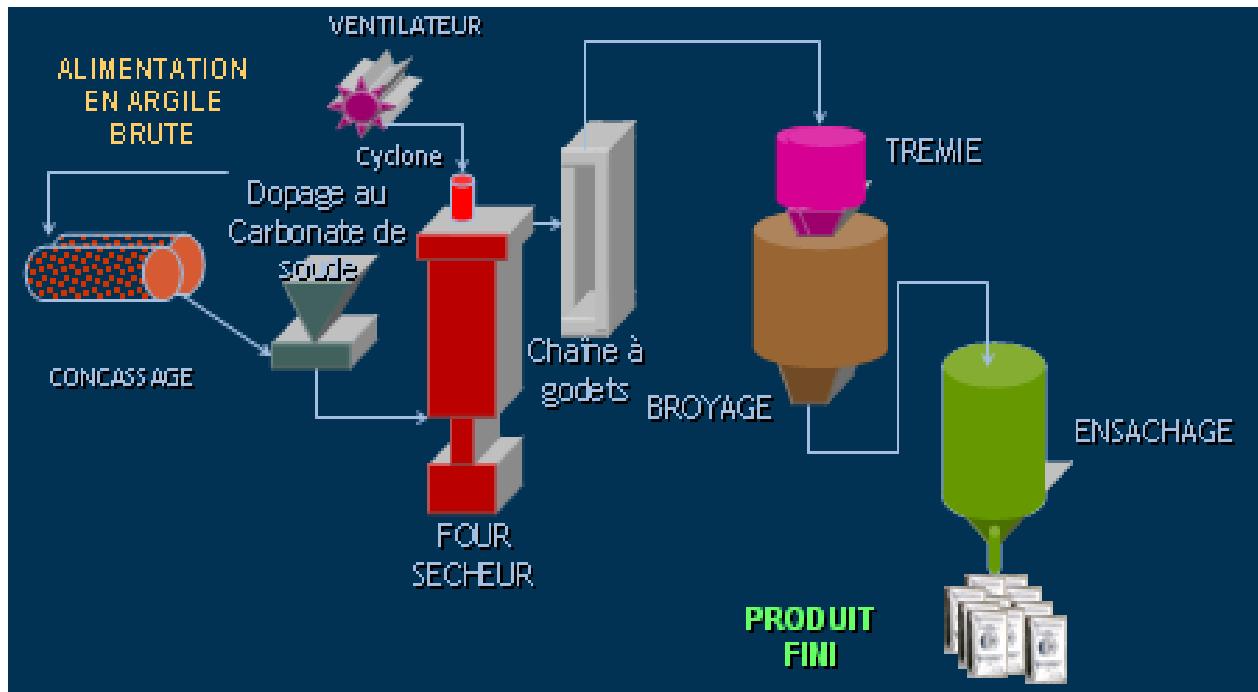


Fig.12: Schématisation de la procédure de traitement de bentonite de Maghnia

Impact de l'activité sur l'environnement :

L'unité de Maghnia est en activité depuis plus de 5 décennies, avec le même procédé de fabrication.

La production de Bentonite et de carbonate de calcium entraîne un dégagement de fines poussières de produits naturels. Des mesures portant sur l'étanchéité des installations et la collecte de ces poussières dans des chambres pièges avec arrosage sont prises. Une forte diminution de l'échappement de ces poussières est réalisée à 80 %.

La fabrication de la terre décolorante nécessite quant à elle un volume de l'ordre de 600 m³ d'eau par jour en moyenne qui sont rejetés dans l'oued Ouerdefou, presque à sec durant toute l'année.

Ces effluents qui sont constitués par les rejets des opérations de lavage (eaux résiduaires acides avec des concentrations en métaux lourds) subissent une réaction chimique avec le calcaire et une neutralisation progressive.

Les rejets de l'unité de Maghnia depuis plus de 50 ans, n'ont pas amené d'accidents ou de faits graves dus à leur acidité ou à leurs éléments dissous.

Les mesures engagées :

BENTAL, consciente de l'importance et de l'impact éventuel de ses rejets sur l'environnement notamment les risques de pollution des eaux du barrage par les éléments minéraux, a engagé ces dernières années, un ensemble de mesures pour réduire et atténuer les effets des rejets solides et liquides.

- Le transfert de l'unité sur un autre site s'est avéré économiquement non viable, compte tenu de la vétusté des installations et de la demande du marché.

- Une étude technico-économique pour la délocalisation de l'unité et l'installation d'une usine nouvelle a été confiée et réalisée en 1994-1995 par un bureau d'études Canadien (SIDAM). Elle a abouti à un investissement estimé à 1.300 Millions de dinars.

- Une étude de faisabilité pour la réalisation d'une station de traitement des eaux acides dans l'enceinte de l'usine a été confiée par le même bureau d'études Canadien. Les résultats de cette étude ont abouti à la nécessité d'un investissement de l'ordre de 120 Millions de dinars et d'un espace de 800 m².

Le coût de l'investissement qui remet en cause la viabilité économique de l'unité et le manque d'espace ont contraint l'unité à envisager d'autres solutions portent sur :

- La réalisation de divers essais de neutralisation des eaux acides.

- La réhabilitation et la rénovation de plusieurs organes des installations de traitement.

- La réalisation de 2 chambres d'humidification et de captage des poussières permettant de réduire de 80% les émissions de poussières dans l'atmosphère.
- La réalisation d'un décanteur des eaux résiduaires pour éliminer les solides en suspension.