مجلة العراقية لعلوم الأرض ، المجلد 3 ، العدد 1 ، ص 1-21 ، 2003

المعادن الموضعية النشأة والعمليات التحويرية للصخور الفتاتية في تكوين الغار جنوب وجنوب شرق العراق

علي إسماعيل الجبوري
مركز بحوث البيئة والموارد المائية
جامعة الموصل

جمال صابر آل غرير
قسم علوم الأرض/كلية العلوم
جامعة الموصل

محمد احمد الربيعي
شركة الاستكشافات النفطية

(تاريخ الاستلام 2002/8/6 ، تاريخ القبول 2002/10/1)

المستخلص

ان دراسة المعادن الطينية في الترسبات الفتاتية لتكوين الغار (الاوليجوسين الاعلى-الميوسين الاسفل) كانت إحدى القواعد الأساسية لتغايرات المياه البينية المسؤولة عن العمليات التحويرية في مراحلها المبكرة. وبدراسة التغايرات في المعادن الطينية فقد أمكن التعرف على البيئة الترسيبية لهذا التكوين، والتي تمثل بيئة انتقالية بين بيئة نهرية وبيئة بحرية. وفي هذه الدراسة أمكن تمييز المعادن الطرزية الآتية: الكاولينايت، الالايت والالايت-سمكتايت مختلط الطبقات. ومن خلال دراسة العلاقات النسيجية لهذه المعادن الطينية وتحت تواجدها شبه الكلية بواسطة المجهر الإلكتروني الماسح والأشعة السينية الحائدة أمكن التعرف على المعادن الطينية الموضعية النشأة وتوقيتات تشكلها، وبذلك تم تحديد التغايرات في نوعية المياه البينية المؤثرة في تحويلها من مياه عذبة الى مياه مختلطة ثم بحرية وملحية.

Authigenic Minerals and Diagenesis in The Clastic Sediments of The Ghar Formation South and Southeast Iraq.

Ali I. Al-Juboury
Research Center for Environment and Water Resources, Mosul University

Jamal S. Al-Ghrear
Department of Geology College of Science, Mosul University

Mohammad A. Al-Rubaii
Iraqi Oil Exploration Company Baghdad

ABSTRACT

Study of clay minerals (Kaolinite,Illite and Illite-Smectite mixed layers) in the clastic sediments of the Ghar Formation (Upper Oligocene-Lower Miocene) is the main indicator for the variation of the pore waters responsible for the codiagenetic processes

affecting these sediments. Variation of these clay minerals are used also to distinguish the sedimentary environments of the Ghar Formation as transitional environment from fluvial into marine. The genetic relations of these clay minerals and their semi quantitative proportions by XRD and SEM are used also to distinguish the authigenic minerals and their paragenetic sequence.

المقدمة

تعد التغيرات في المعادن المرضعية النشأة (Authigenic minerals) وخصوصاً المعادن الطينية في مرحلة المعادن الناشئة من المراحل التحورية المبكرة (Eodiagenesis) أحد الاعالم الأساسية في تمييز وتحليل البيئات الرسوبية. ولغرض دراسة هذه المعادن فقد قسمت صخور تكوين الغار إلى مجموعتين وذلك اعتمادا على الاختلاف في السمات الحجمية والصخارية (البنر غرانية) بين صخور المجموعتين.

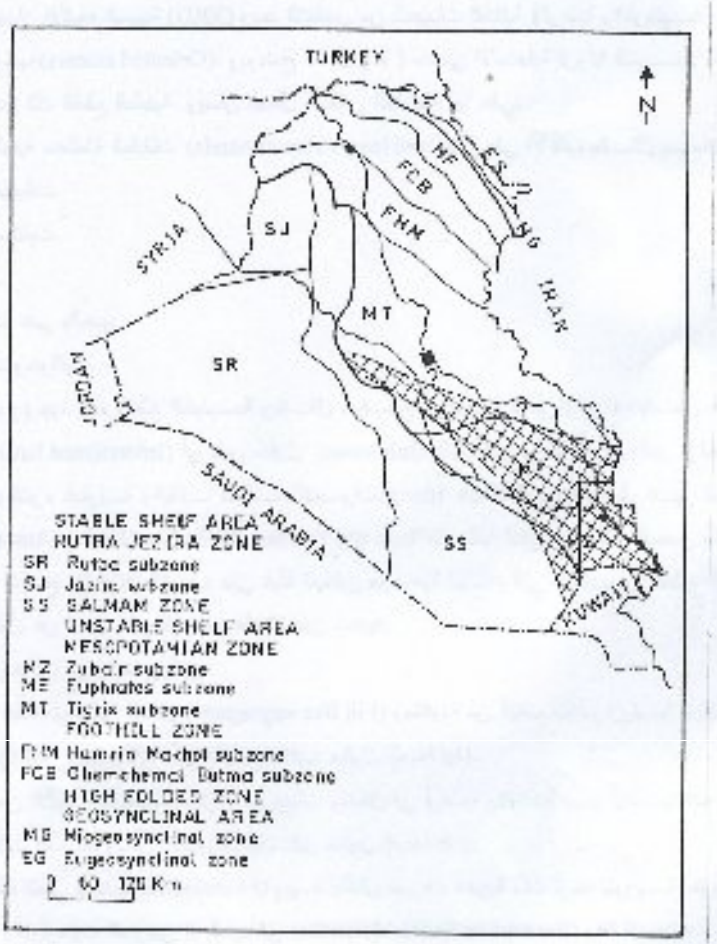
ضمت المجموعة الأولى الآبار: صبه 1، ورميلة الشمالية 172، غرب القرنة 1، وزبير 42، زبير 84 وذو ن عمر 1؛ وتكون نماذج هذه الآبار ممثلة بقطع لحفر الآبار (Cuttings). وقد جمعت عدة قطع صخرية التي يوافق العين غالبية محتوياتها من بئر نهر بن عمر 1 وصبه 1 وتم طحنها بعد التخلص من الحديد بالمغناطيس والفرينية ثم فحصت مكوناتها المعدنية بجهاز الأشعة السينية المسحوقة (XRD)؛ فيما جمعت عدة قطع صخرية ذات محتوى طيني عالي من جميع آبار المجموعة الأولى ثم فحصت بالمجهر الإلكتروني الماسح (SEM).

أما المجموعة الثانية فتتوفر تغايرا كبيرا في نسبة الطين والمكونات من المعادن الطينية وقد تمت دراسة هذه المجموعة بعزل المعادن الطينية لنماذج مختارة من بئر مجنون 6، كما تم فحص نماذج من آبار مجنون 10،13،6 لقطع من اللباب الصخري بواسطة المجهر الإلكتروني الماسح للتعرف على التغاير العمودي لتتابع شعاعات نموضعية النشأة.

الوضع الجيولوجي

يتألف تكوين الغار (Ghar Formation) من الرسوبات الطينية وبشكل جسور رملية والصخور الجيرية بين تكوين الدمام (Dammam Formation) في الأسفل وتكوين الفتحة (Fat'ha Formation) في الأعلى (Owen and Nasr,1958). وقد حدد المقطع النمطي لتكوين في البئر (زبير 3) جنوب العراق وبسمك (128) متر ومع تقدم عمليات الحفر في جنوب العراق وجدت امتدادات أخرى لرواسب التكوين، واعتمادا على الخارطة التكتونية للعراق (Buday and Jassim,1987) فإن التكوين يمتد في قطاع مابين النهرين (Mesopotamian zone) وبالذات في قطاع زبير الثانوي (Zubair subzone) والجزء الأسفل من قطاع الفرات الثانوي (Euphrates subzone) شكل (1). كما يمتد بشكل شريط ضيق داخل قطاع الغرف

المستقر (Stable shelf) ليشكل جزء من الرصيف القديم لترواسب البحرية في الأوليجوسين او الميوسين السفلي (Buday,1980) وبشكل امتداد شبه هلالي في جنوب العراق.



الشكل 1: امتداد تكوين الفرز وموقعه نسبة للقطاعات التكتونية (Buday and Jassim,1987) مع المنطقة التي تغطيها الأبار في الدراسة الحالية.

المعادن موضعية النشأة في المجموعة الأولى

يتواجد الطين ضمن رواسب هذه المجموعة لا بشكل مادة لاحمة للفتات الحفر البطرني الهش والأكل مسافحية طويلة حمراء اللون، أو بشكل كثرة غبارية حمراء (Red dusty coating) محاطة الحبيبات الفتاتية. وقد تم في هذه الدراسة جمع العديد من القطع الطينية من النوع الأول المشار إليه آنفاً وفحصت بجهاز الأشعة السينية (XRD) بعد التخلص من الحبيبات الفتاتية (الرملية والغرينية) وذلك كعلائق مرجهة(Oriented smears) ويوضح الشكل (2) منحنى الاستجابة لزوايا الحيود الأشعة السينية لبعض تلك القطع الطينية. ويمكن إجمال المعادن المشتملة لها على:

1: معادن طينية مختلطة الطبقات (Mixed layers clay minerals) وعلى الأغلب بشكل مكونات مختلط الطبقات.

2: باليغورسكايت.

3: كوارتز.

4: دولوسايت غني بالحديد.

5: فيلدسبارات وجوثايت.

ويرجح وجود هذه القطع الطينية وبشكل صفائح بخرلانية إلى تواجده بشكل متفتت متخللة(Intercalated laminae) أي طين متقول (Allochthonous) في حين يمكن أن يفسر تواجد هذه القطع بشكل قشرة غبارية وكبقايا مبطنة للفجوات(Pore lining) إلى الأصل عبر المتقول (Autochthonous) وخارة التصنيف(Wilson and Pittman,1977). كما أمكن من خلال الفحص المجهر الالكتروني الماسح (SEM) التعرف على هيأة المعدن موضعية النشأة والتي استطعت لإعطاء الفصل لبقاع مشتمل عن تحديد طبيعة تواجد هذه المعادن ومنها:

1:الباليغورسكايت ويتواجد بهيأتين:

أ: كتلة من تجمعات لبادية الشكل (felt like aggregates) ومكونة من ألياف منكسرة وقد تصلبت وبحسب(Chamley,1989) بأنها باليغورسكايت متقول (لوحة 1a).

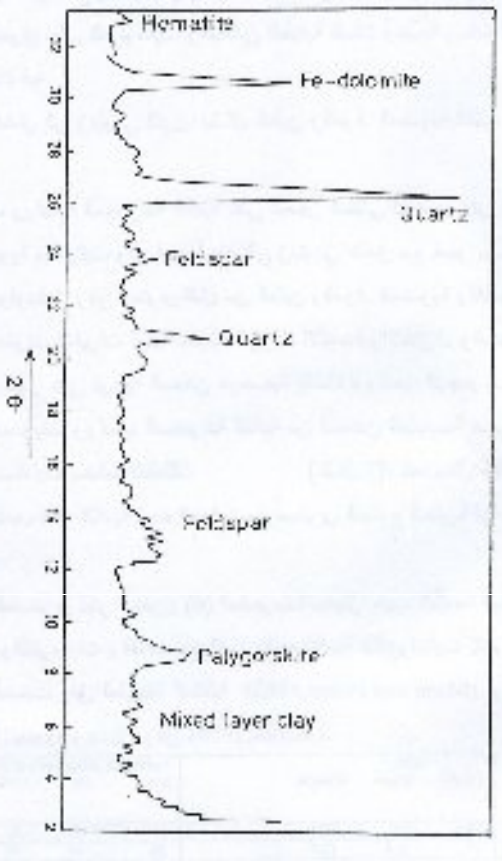
ب: حزمة من الألياف المتجمعة تتفرق الكربونات وتدخل في أرضية مكونة من كلسيد الحديد والسمكتايت المختلط وتمثل باليغورسكايت غير متقول (لوحة 1b).

2:الدولوميت الغني بالحديد(Fe-dolomite) ويوجد بشكل بلورات معينية ذات أوجه بلورية مقعرة ويعرف بالدولومايت السرجي أو الدارجي (Baroque or Saddle dolomite) وفقاً لتصنيف (Tucker and Wright,1990) و يتحدد حجم البلورة 5 مايكرون (لوحة 1c).

3: الهيماتايت ويوجد على هيأة تجمعات بلورية كثيفة لم يعرف ببلورات الهيماتايت البراق موضحية (Specular hematite) وحسب (Wilson and Pittman,1977 Burley et al.,1985) توجد (1c).

4: بلورات الكوارتز وتوجد بشكل بلورات ذات أوجه بلورية كاملة (Euhedral) بحجم 20 مايكرون (أوجه 1e).

5: الفلسبار الموضحي النشأة ويوجد على حافات البلورات الطينية الفلسبار وحسب (Walker et al.,1978) (أوجه 1f).



شكل 2 : منحنيات الحزوة للأشعة السينية لعينة للقطع الصخرية من بئر صبة 1 ، للتعرف اعتمد على (Carroll,1970 and Brindly, 1981).

المعادن موضعية النشأة في المجموعة الثانية

تمتاز رواسب هذه المجموعة بشكل عام بزيادة نسبة الطين فيها كما تختلف فيما تحويه من نوعية المعادن الطينية. وقد يعود ذلك إلى اختلاف بيئة الترسيب بين صخور المجموعتين، حيث تمثل رواسب المجموعة الثانية بأنها رواسب تجمعت في بيئة انتقالية (Transitional) بين بيئة بحرية ضحلة وبيئة قارية نهرية، في حين تمثل رواسب المجموعة الأولى ترسبات بيئة قارية (ال عزبي ,2001).تتمثل رواسب المجموعة الثانية في هذا الإقليم بأنها مكونة بشكل أساسي من الحجر الرملي والذي يمكن تقسيمه إلى ثلاثة أنواع:

1: حجر رملي ذو لون رمادي فاتح يشكل الدولوميت أغلب الأرضية والمادة اللاحمة فيه.

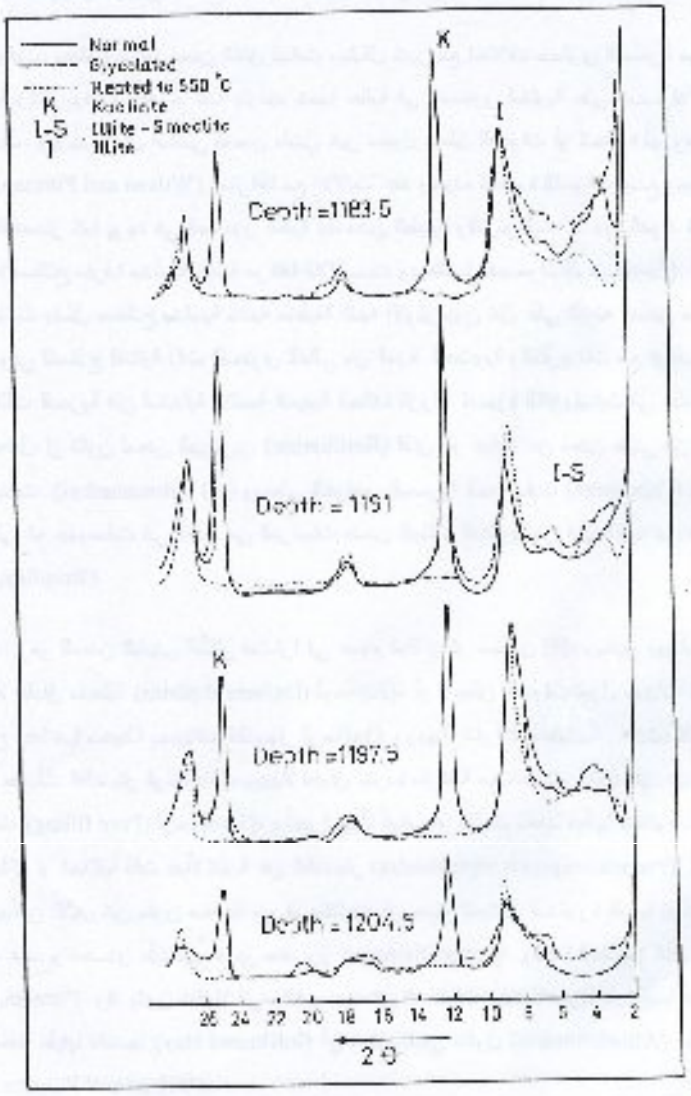
2: حجر رملي رمادي يحوي على الدولوميت والمعادن الطينية كمادة أرضية ومادة لاحمة مع وجود مواد عضوية وبيتومين فيه.

3: حجر رملي رمادي غامق الى زيتوني اللون، يشكل الطين والمواد العضوية أغلب الأرضية والمادة اللاحمة فيه.

كما تتمثل مكونات رواسب المجموعة الثانية على الحجر الطيني الحاوي على الدولوميت الغني بالحديد مع مواد عضوية وبيريت وذو لون أسود الى زيتوني غامق، مع حجر جيري متفاوت، معظم مكوناته من الدولوميت وذو محتوى قليل من الطين و المواد العضوية وأكاسيد الحديد. إن التغايرات أعلاه قد اعتبرت تغايرات لونية بسبب ظروف الأكسدة والاختزال والمحتوى الطيني والتي قد أثرت بشكل كبير على نوعية المعادن موضعية النشأة لرواسب المجموعة الثانية من تكوين الخارج. إن أهم محتويات رواسب المجموعة الثانية من المعادن الطينية هي الكلورايت، الإلايت، الإلايت – سمكتايت مختلط الطبقات (شكل 3)، كما يمثل الجدول (1)عرضاً لأهم التغايرات في النسب شبه الكمية لهذه المعادن مع محتوى النماذج الحاوية لها من الكاربونات والطين ونسبة الفتات.

جدول 1: نماذج للباب الصخري لبئر مجون (6) المفحوصة بجهاز حيود الأشعة السينية مع النسب الوزنية للطين والكاربونات والفتات مع النسب شبه الكمية للكلورايت K والإلايت I والإلايت – سمكتايت I-S حسبت وفق الطريقة المثلثية (Mann and Fisher,1982) وحسبت درجة تبلور الإلايت (Illite Crystallinity) وفق (Jacobs,1974).

Sample No.	Depth (m)	Wt% Clay%	Carb%	Quartz %	Semiquant. Abundance in clay fraction I/S%	I%	K%	Illite Cryst.
12	1749	84.4	1.2	14.4	5	49	46	2.2
13	1755	77	11.5	11.4	14	41	25	2.14
19	1791	61	6.1	28.5	41	38	3	2.19
23	1795	68.2	16	15.5	--	49	51	2.3
28	1883	89.2	10.7	3.8	28	60	12	2.11
32	1931	49	28	49	53	45	2	2.11
34	1973	41	28	32	30	35	14	2.11
39	2054	94.1	5.2	10.3	44	35	--	2.16



شكل 3: مخططات الحيود للمعادن الطينية لشرائح مزيدة موجهه من لباب بئر مجاون 6 وبمعالجات مختلفة.

وبغرض توضيح أشكال تواجد المعادن الطينية ضمن هذه المجموعة فقد فحصت القشع الصخرية المدروسة لها بالمجهر الإلكتروني الماسح (SEM)، وفيما يأتي عرضا لأهم تلك الأشكال:

1: الكلاوليتيت: يختلف تواجد معدن الكلاوليتيت وبشكل كبير مع اختلاف محتوى الصخرة من المواد العضوية والكاربونات وعموما فانه يتواجد بنسبة عالية في الصخور الحاوية على المواد العضوية والكاربونات، ويوجد بشكل أساسي كمعدن طيني غير متبلور مبطن للفجوات أو كحشوة لها وطبقا لتحديد (Wilson and Pittman,1977) وبالتزامن مع الإلايت عند وجوده كحشوة للفجوات مع وجود نسبة ثانوي للفلسبار كما يوجد في الصخور الغنية بالمعادن الطينية والدولومايت الناعم والمواد العضوية على هيأة صفائح مفردة متدلية كأنية مزاقة للإلايت ومبطنا للفجوات(لوحة-2a). إن تواجد الكلاوليتيت بشكل صفائح متدلية كأنية متطبقة تشبه الإكرديون تدل على تكونه كمعدن طيني غير متقول. وفي الصفائح الغنية ذات المحتوى العالي من المواد العضوية والكاربونات مع تواجد بقايا المستحاثات البحرية فان الدراسة الأشعة السينية الحادة للزوايا المميزة للكلاوليتيت في هذه الصفائح من المحتمل ان تكون لمعدن البيرثرين (Berthierine) الذي هو عبارة عن معدن طيني من مجموعة الكلاوليتيت (1:1 Trioctahedral) ويعطي الخواص البصرية للجموسايت (Chamosite) وقد صنف خطأ على انه جموسايت في العديد من الدراسات ضمن البيئات الشاطئية من قبل العديد من الباحثين (Brindley,1981).

2: الإلايت: وهو المعدن الطيني الأكثر انتشارا في معظم نماذج الصفون (6)، ويظهر بهيئات مختلفة، اما بهيأة أطباق مضغية (Platelets)(لوحة-2c) أو كمبطن للفجوات حول حبيبات الفلسبار أو ألواح Lathes محيطة بحبيبات الفلسبار (لوحة-3a)، وبهيأة شفرات متطبقة (Blades) احادية تخترق حبيبات الفلسبار (لوحة-3b)، وبهيأة أطباق مفردة مزاقة مع معدن الكلاوليتيت كحشوة للمسامات (Pore filling) (لوحة-3c-e)، وأخيرا بهيأة ليفات او كان لم تحدد هيأتها كحشوة للمسامات (لوحة-4a)، أو كحلقة ذات هيأة كأنية عن الفلسبار (Pseudomorphous replacement) (لوحة-4b)، وفي الهيدلن الأكبرين يكون مختلط مع المكتايت، ان جميع الهيئات المذكورة تقريبا توضح بان الإلايت هو معدن طيني غير متقول (Autochthonous) وهذا التحديد (Wilson and Pittman,1977)، وقد يكون متقولا في حالة وجوده في المسامات مختلطا مع معدن المكتايت حيث يكون معدنا طينيا خامطا (Infiltrated clay) أي معدن طيني متقول (Allochthonous) طبقا لتحديد (Wilson and Pittman,1977).

ولمعرفة العلاقة بين الهيئات المذكورة آنفا للإلايت وتحاول المعادن الطينية بالأشعة السينية الحادة، لوحظ عدم وجود اختلاف أو وجود اختلاف طفيف بين أغلب النماذج في درجة تبلور الإلايت

(Illite crystallinity) المحسوبة وفق طريقة (Jacobs,1974) الجدول(1)، ويستثنى من هذه النماذج تلك التي تحوي على نسبة قليلا من الطين وبنسبة عالية من الكاربونات حيث تعكس هذه النماذج درجة التطور واطئة،وخلال فحص النماذج بالمجهر الإلكتروني الماسح تم تحديد الالايت الا بشكل ممزوج مع السمكتايت بشكل تجمعات صغيرة جدا رقائقية من بلورات التواوسايت لوحة(4c)، ولوحظ ايضا خلال دراسات التفسار (والتي يعتقد بأنها المسئول الأساسي لتكوين الالايت) متأثرة بشكل أساسي بعمليات تكسر ميكانيكي مع عدم وجود أي معدن طيني يحيط بها لوحة (4d)، ويرجح هذا بأن الالايت في هذه النماذج هو بشكل طين متنقل (Detrital mud clay) أي كطين منقول.

3) السمكتايت: يمثل السمكتايت أعلى نسبة في النماذج التي تكثر فيها المواد العضوية وذات المحتوى العالي من الكاربونات، ولم يتم تمييز أية تجمعات محللة للسمكتايت بشكل مفرد، ولكنه يوجد في الغالب بشكل مختلط مع الالايت، ومن المحتمل بأن السمكتايت اذا كان بمفرده هو معدن طيني منقول ويتكون الكاربونات الحاوية على نسبة قليلة من الطين وعالية من الكاربونات، ورغم كذلك في النماذج الحاوية على نسبة عالية من المواد العضوية والكاربونات بغض النظر عن نسبة الطين العالية في هذه النماذج.

العمليات التحويرية في المجموعة الاولى

ان تراكيب المعادن المرجعية المشار اليها آنفا ضمن هذه المجموعة مع ترسبات الكاربونات و/أو الدولوكريت مع وجود الجص بشكل رقائق أو بشكل حبيبات فتاتية جيدة الاستدارة، والأكثر أهمية وجود حبيبات الكوارتز الرملية ذات درجة الاستدارة العالية والتي تعكس أنسجتها السطحية بيئة نقل ريحي ذات درجة حرارة عالية (آل عزيز ،2011)، كل هذه المواد ترجح بيئة قارية صحراوية حارة جافة الى شبه جافة لتكوين الفار في المجموعة الأولى، هذا ما تؤكده العديد من الدراسات (Glennie,1970; Stoel,1974; Walker et al.,1978; Burley et al.,1985 and Chantley,1989).

وبهذا فان العمليات التحويرية المسئولة عن تكوين المعادن المرجعية المشار لها لهذه المجموعة تعكس هذه البيئة وتعطي دليلا إضافيا جيدا على أصل هذه الترسبات. إن أوضح دليل على هذا الترسيب والعمليات التحويرية المؤثرة فيه هو السمنتج الحمراء ذات المحتوى الطيني العالي حيث تتركز فيه المعادن المرجعية المشار.

ولقد أشارت الدراسات الأولى لترسبات الحمراء إلى أن اللون الأحمر يعزى إلى وجود أكاسيد الحديديك (Burley et al.,1985) ؛ وان الكمية الحقيقية لتواجد الحديد قليلة و غالبا أقل من 1% في الترسبات الحمراء، وقد يتكون الهيماتايت مرصعيا (Insitu) مع تقدم الترسب وخلال العمليات التحويرية على الترسبات الصحراوية بغض النظر عن مكونات مصدر المصدر(Walker et al.,1978).

إن وجود الهيماتيت كتجمعات بلورية بوالة (لوحة 1d) يؤكد أنه معدن مرصفي النشأة غير مقاوم تكون خلال العمليات التحويرية ضمن المرحلة الثانية والثالثة التي وضعت من قبل (Walker et al...1978) والتي تشمل تحرر الحديد من المعادن الحاوية عليه ومن ثم أكسدته مع المعادن المتكونة إلى الهيماتيت والسلف للحبيبات المتواجدة في ظروف أكسدة طويلة مع تضمين ارتفاع درجة الحرارة.

وكما أوضحنا سابقاً فإن وجود المعادن المرصفية النشأة في ترسبات المجموعة الأولى لتكوين المزج يمنح دليلاً إضافياً على إن الترسيب قد حدث في بيئة سبخية معرضة لفترات طويلة من الجفاف كما يؤكد ذلك تركيز الطين الحاوي على نسبة عالية من هذه المعادن في نهاية دورات تتميم إلى الأعلى التي ضمن عمليات تحويرية قد حدثت في المواسم الممطرة ونتيجة لتصرف المائي في الجداول الوقتية تهذه المواسم يرافقها ترسيب الكالسيت أو الدولومايت في هذه البيئة (Chumley,1989) الذي يترسب مع زيادة نسبة التبخير ومن ثم زيادة قابلية المحاليل المكونة للطبقات وكذلك فإن ترسيب الكالسيت قد يؤدي بدوره إلى غلق المسامات بشكل دوري ليسمح باستقرار الماء وقتياً في الترسبات العليا بأوقات قصيرة مما يعطي وقتاً لزيادة حدوث التفاعلات المؤدية إلى تكوين المعادن المرصفية النشأة المذكورة آنفاً وقد يؤدي في حالة زيادة كمية المياه إلى تكوين مسطحات مائية ضحلة أو بلايا (Playa) تزداد ملوحتها مع زيادة التبخر مما يؤدي إلى ترسيب الجبس ضمن الترسبات المذكورة آنفاً. إن التوضيح المبين آنفاً يرجح في هذه المجموعة من خلال وجود السمكتايت والالايت كمعادن قليلة في المسامات (لوحة 1c) وكذلك وجود البالبوركايت بشكلية الغاني (لوحة 1a) والموضعي النشأة (لوحة 1b) دليلاً على الزيادة العالية في قابلية المياه (Chumley,1989) وحضور الإذابة والتعويض التالي للحبيبات الغنية للفلسبار (Ali and 1982 Turner,) مع وجود بلورات الكوارتز، وأخيراً تطور الدولومايت الغني بالحديد (لوحة 1c).

التحويرية في المجموعة الثانية

إن نظرة إلى الشرائح الصخرية الممثلة للمجموعة الثانية من تكوين المزار (رباعيات الشرائح المأخوذة من الثقب البئر مجنون 6) تبين بأن المسامية في هذه الصخور أولية بين حبيبية (Primary intergranular porosity) طبق لتقسيم (Schmidt and McDonald, 1979b) حيث نلاحظ الحبيبات المكونة للحجر الرملي سابحة في مسامات وأرضية متكونة غالباً من دولومايت أرضية مبكر (Early matrix dolomite) والذي يحوي بدوره على مسامية مبكرة الظهور من مسامية بين البلورات (Intercrystalline porosity) طبقاً لتحديد (Choquette and Pray, 1970).

وفي أفضل الحالات فإنه في بعض النماذج نلاحظ وجود تماس نقطي للحبيبات الرملية. وهذا يعني بأن الحجر الرملي قد عانى من درجة بسيطة إلى حد ما من الانضغاط (Compaction) ويمثل هذا الانضغاط البسيط بالضغط ميكانيكي على الأغلب ويمكن ملاحظته بالتكسر للحبيبات الهشة على مستويات ضعف سابقة التواجد (لوحة 4e)، وبمعنى آخر فإن عمليات الانضغاط غير متكاملة وتمثل بعدم تحطم المسامية

الأولية، وقد يعزى ذلك لانحلال الفلدسبار في تكوين الغار في الأعلى إلى السليكا وبدرة أو عدم وجود الحبيبات الفتاتية الفركانية التي تؤدي بتوريها وعن طريق تحللها السريع إلى الانضغاط السكر (بعد الدفن مباشرة) نتيجة تزايد العمليات الكيميائية الميكانيكية في عملية الانضغاط(Blart,1979 and Hayes, 1979).

فضلا عن الصفات النسيجية فقد فان المعادن الطينية غير المتقولة (Autochthonous clay minerals) طبقا لتحديد نوعية التراجد (Wilson and Pittman, 1977) وهي الكاولينايت و الالايت والالايت – سميكتيت مختلط الطبقات، مع ما يرافقها من معادن موضعية النشأة كالبايرايت، كل هذا يرجح بأن العملية التحويرية الأساسية المؤثرة في المجموعة الثانية من تكوين الغار في هذا الموقع (حقل محدون) هي العمليات التحويرية المبكرة (Eodiagenesis) ولم تصل الى العمليات التحويرية الوسطى في مرحلتها الأولى غير الناضجة (Mesodiagenesis in its immature stage) طبقا لتحديد (Selunidt and McDonald, 1979a) وتوفقا لهذا فان السؤال الرئيس عن تكوين المعادن الموضعية النشأة هل هي العمليات التحويرية المبكرة.

ويبين العرض الاتي أهم العمليات التحويرية ضمن تكوين الغار في المجموعة الثانية وذلك وفقا لتغاير كمية ونوعية المعادن الطينية ونسبها شبه الكمية والعلاقة المحتملة بينها، وذلك من خلال فحص اللباب بواسطة الأشعة السينية الحائدة (XRD) والمجهر الإلكتروني الماسح (SEM) واعتمادا على هذه التغايرات كمحددي دعائم التقسيم السحني للمجموعة الثانية من ترسبات تكوين الغار(آل عزيز وآخرون،2002).

النوع الأول: ترسبات تتميز بنسبة عالية من الدزن والمواد العضوية تراقبها نسبة عالية من الكاولينايت والذي يظهر فيها بشكل أساسي كصفائح متطاولة (تشبه الأوكتريون) مبطنة الحبوب وتظهر في بعض الملاح حدود الشكل الأساسي للكاولينايت المميز (لوحة 2a)، والشكل الثاني الأقل تواجدا للكاولينايت كعناقيد "الجرات" أما بشكل صفائح مفردة أو بشكل كتل متداخلة وهذه عادة ما يرافقها صفائح مستطيلة من الالايت أو أيلايت أو كل من الالايت– سميكتيت مختلط الطبقات (لوحة 3a).

لقد اتفق العديد من الباحثين (Berner and Holdren,1979; Burley et al.,1985 and Chanley,1989) على أن المياه الغنية في الترسبات الغنية بالمواد العضوية تصبح حامضية نتيجة لتأثير عمليات تحكم البكتريا المحللة للمواد العضوية (Bacterially controlled processes) حيث تعمل على تحلل المواد العضوية وتتحكم بكيميائية المياه الغنية بعد الترسيب مباشرة، وتنتهي هذه العمليات بتدخل البكتريا الهوائية (Aerobic bacteria) التي تزيح الأوكسجين من المياه المسامية مسببة تحرر أيونات البيكاربونات (HCO_3^-) الى المحلول رافعة حامضية هذه المياه القيمية. وبشكل عام فان المياه الحامضية في الحجر الرملي تؤدي إلى إذابة الفلسبار والمعادن الطينية ذات الأحجام الصغيرة (السمكتايت غير

ذابت في المحلول الحامضي (Chamley,1989)). وفي حالة كون المياه عالية فإن المعدن الطيني الذي ينشأ هو الكاولينيت (Huggett,1984; Burley et al.,1985; Chamley,1989 and Morad et al.,2000) وفي هذه النوع نوحظ بأن الكاولينايت هو المعدن الأساسي المبطن للفجوات دون مرافقة الالايت (لوحة 2a) مع النسبة العالية للمواد العضوية ووجود البايرايت والمعادن الطينية بنسبة عالية يدل على بيئة ترسيب ذات مياه معتكرة، أي أن هذه النوعية من الترسبات قد ترسبت في بيئة مائية عميقة ذات مياه معتكرة وقد تكون مياه تفتقر إلى الأوكسجين Anoxic water ذات نشاط بكتيري عالي أدت إلى تحرير غاز كبريتيد الهيدروجين (H2S) ومن ثم تكون البايرايت. أما الاحتمال الذي هو اختلاطها بمياه بحرية ضحلة أدى إلى تكون البايرايت والالايت كمشوة في المسامات مرافقاً الكاولينايت (لوحة 3c) وانحلال دقائق الفلسبار والالايت– سمكتايت الذي يعطي مظهر انحلال سابق مبطن للمسامات حول حبيبة الفلسبار (Pore lining kaolinite) (لوحة 4b)، ومع ازدياد الاختلاط بالمياه البحرية وزيادة نسبة البوتاسيوم في المياه البزنية كما كذلك نلاحظ وجود نمو ثانوي للفلسبار يقطع انحلال الى الكاولينايت (لوحة 2a4) ، (Morad et al.,1989).

النوع الثاني : تكون النماذج أيضا ذات نسبة عالية من الكاولينايت مع نسبة قليلة من المواد العضوية والمعادن الطينية، فضلاً عن وجود أكاسيد الحديد بدلاً من البايرايت ولم يلاحظ الالايت كحشوة للفجوات ولكن يوجد بشكل كتل إبرية من المحتمل أن تكون مختلطة مع السمكتايت، والكاولينايت يوجد بشكل صفائح متطايرة (لوحة 4l) وتكل ذات أشكال سداسية كاذبة، كل هذا يقترح مياه بينية عذبة (Fresh Water) مع حركة دورية لهذه المياه بحيث تفعل المعادن الطينية من خلال المسامية والنفاذية العالية لهذه الترسبات، وهذا يرجح بيئة نهرية سائدة لهذه الترسبات(Lonnic.1982; Burley et al.,1985 and Chamley,1989) .

النوع الثالث : إن المعدن الطيني السائد في هذا النوع من الترسبات هو الالايت ويوجد اما بشكل مبطن للفجوات وبشكل لطبق غير نظامية (لوحة 4a)، أو بشكل شفرات (Blades) متطايقة تخترق حبيبات الفلسبار ومرافقة لنمو ثانوي في حبيبة الفلسبار أو عدم تأثر النمو الثانوي للفلسبار بالتحلل (لوحة 3b)، وتحتوي هذه النماذج على نسبة قليلة من المواد العضوية مع تواجد بلورات جيدة التشكل ناعمة من البايرايت، ويعتقد هذا بأن المياه البينية ذات حموضة قليلة أقل من المجموعة الأولى مع كونها ذات أصل بحري في الغالب حيث يفضل تشكل الالايت بحضور أفضل لزيادة نسبة البوتاسيوم في المياه البحرية (Huggett, 1984; Burley et al., 1985,and Chamley,1989) وقد يلاحظ في بعض النماذج مرافقة الصفائح المستطيلة للالايت صفائح متطايقة ذات أوجه سداسية كاذبة من الكاولينايت مبطنة للفجوات وبكمية قليلة نسبة للالايت (لوحة 2b)، وهذا يعني انه من المحتمل حدوث اختلاف أو تبدل في نوعية

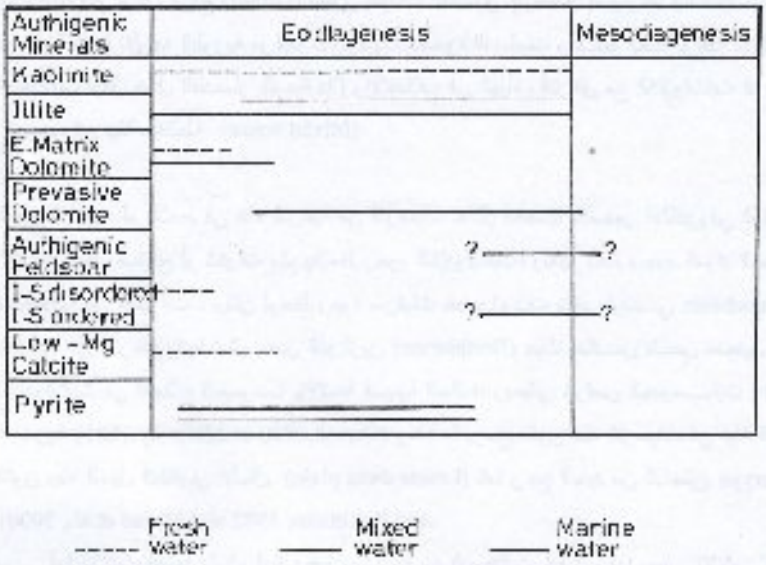
المياه العذبة أما نتيجة انصهار المياه البحرية أو زيادة قيضية في المياه العذبة ليتكون الكاؤوليناليت لاحقا، و ان من المهم هنا ملاحظة بان الالايت في هذه النماذج يكون بشكل مستديرات تعطي مظهرا مورقا (لوحة 2b) او بشكل أقراص (Tablets) تغطي حبيبات الفلسبار (لوحة 2a)، وتوجد أيضا بشكل مندمج مستطيلة حبة الأوجه الطرفية مرافقة للدولوسايت كحشوة المسامات ويلاحظ ايضا نموه بشكل الياف مع السمكتايت ليحل محل الفلسبار (لوحة 3a) والاختلاف في البيأة والتراكم مع الكاؤولينايت قد يدل على الترسيب في بيئة مختلطة (Mixed water).

النوع الرابع : لم يلاحظ في هذه النوعية من الترسبات خلال فحصها بالمجهر الالكتروني السماح وجود الالايت بشكل صفائح أو شفرات ولم يلاحظ وجود الكاؤولينايت، وتميز بعدم وجود المواد العضوية مع نسبة قليلة من البايرايت . ولكن لوحظ وجود مرئيات خضراء ذات تغاير توسي (Green pleochroic ooids) من المرجح بانها تمثل معدن البيرثرين (Berthierine) حيث يمكن تضمن مجهريات الشاموزيت الكاؤولينايت في النماذج الممسوحة بالاشعة السينية الحائدة، ويعطي جراس الجموسايت (Chamosite) البصرية (Carroll,1970 and Bcindly,1981) وهذا ما يرجح تكون هذه الترسبات في بيئة انتقالية قد تكون بيئة السهل الدلتاوي الأسفل (Lower delta plain) كما رجح العديد من الباحثين (Bhattacharyya and Kakimoto, 1982 and Morad et al., 2000).

أما الالايت فيوجد بشكل الياف فقط ممزوجة مع السمكتايت غالبا، وهذا يعني الالايت أقل درجة من الكبارو.

تمثل هذه الأنواع الترسيبية أهم التغيرات التحورية على الباب الصخري في مرحلة العمليات التحويرية المبكرة، ويوضح (الشكل 4) توقيتات النمذجة المتوقعة للمعادن الموضعية المتشأة في المجموعة الثانية من ترسبات تكوين الخار.

أما بالنسبة الى العمليات التحويرية الوسطى غير الواضحة فانها ان حدثت فان تأثيرها يكون محصورا بالانضغاط مؤديا الى تكسر الحبيبات الهشة، وقد يكون مؤثرا في جعل الالايت سمكتايت المحتمل لطبقات منتظم التطبق خلال هذه المرحلة مع مرافقته لامتزاز ثانوي في حبيبات الكوارتز العقابية(Boles and Franks,1979).



شكل (4): توقيتات النشوء المحتملة للمعادن موضحة النشأة وبحسب نوعية المياه المرسبة والبيئية في المجموعة الثانية من ترسبات تكوين الغار.

الاستنتاج

إن العملية التحويرية الأساسية المؤثرة في ترسبات تكوين الغار هي العمليات التحويرية المبكرة مما يعني سيادة التأثير المناخي في العمليات التحويرية، وتكون مجموعة المعادن المرضعية النشأة المتراكمة في جميع الآبار قيد الدراسة عبارة عن خليط مجانس من الهيماتايت و الباليجورسكايت والدولومايت الحديدي والحديد بلورات الكوارتز ، والسمكتايت المختلط الطبقات مما يكشف بيئة مسخرة حارة وجافة إلى شبه جافة، بينما تتكون المعادن المرضعية النشأة لتكوين الغار في آبار حقل مجانس والمتمثلة بنسب مختلفة من الكاولينايت والايلايت وبدرجات تبلور مختلفة، الايلايت-سمكتايت المختلط الطبقات مما يوضح تذبذبا واختلافا في نوعية المياه المرسبة والمياه البيدية في مياه عذبة إلى ممزوجة أو بحرية وإمكانية تمييز المياه السائدة من خلال نوعية المعدن الطيني المتبقي المتحولات.

المصادر العربية

الخزرجي، جمال صابر يونس، 2001. دراسة رسوبية لتكوين الفرات في آبار مختارة من جنوب وجنوب شرق العراق. اطروحة دكتوراه غير منشورة، جامعة الموصل، ص 151.

الخزرجي، جمال صابر يونس، الجبوري، علي اسماعيل والربيعي، محمد احمد، 2002. التغاير العمودي لتكوين الفرات في آبار مختارة من جنوب وجنوب شرق العراق. المجلة العراقية لعلوم الأرض (تحت النشر).

المصادر الأجنبية

Ali, A. D., and Lumsa, P.,1982. Authigenic K-feldspar in the Bromsgrove sandstone Formation (Triassic) of Central England. Jour. Sed. Petology,Vol.52, pp. 187-198.

Bennet, R. A., and Holdren, G. J.,1979. Mechanism of feldspar weathering. II. Observation of feldspar from soils. Geochim. Cosmochim. Acta., Vol. 43, pp. 1173-1186.

Bhattacharaya, D. P., and Kakimoto, P. K.,1982. Origin of ferruginous oolds and SEM study of ironstone oolds and bauxite pisoids. Jour. Sed. Petrology, Vol. 52, pp.845-857.

Blatt, H.,1979. Diagenetic processes in sandstone, in: Scholle, P. A., and Scrilger, P. R., feds.), Aspect of Diagenesis- Symposia, SEPM, Spec. Publ., No. 26, pp. 141-157.

Boles, J. R., and Franks, S.G.,1979. Clay mineral diagenesis in Wilcox of south-west Texas: implications of smectite diagenesis in sandstone cementation. Jour. Sed Petrology, Vol. 49, pp.55-70.

Brindley, G. W.,1981. X-ray identification (with ancillary techniques) of clay minerals. Min. Ass. Can., short course handbook, Vol. 7, pp.22-38.

Buday, T.,1980. The Regional Geology of Iraq, Vol. I, Stratigraphy and Paleogeography. D.G. Geol. Surv. and Mineral Invest., Baghdad. 445p.

Buday, T., and Jassim, S.Z.,1987. The Regional Geology of Iraq, Vol 2, Tectonism. Magmatism and Metamorphism. Printing Dept. S. E. Geol. Surv. And Mineral Invest., 352p.

Burley, S. D., Kantorowicz, J. D., and Waugh, B.,1985. Clastic diagenesis, in: Brenchly, P. G. and Williams, B. P. J., (eds.), Sedimentology, Recent Development and Applied Aspects, Geo. Soc., Special Publ., No.18, pp. 189-226.

Carroll, D.,1970. Clay Minerals: A guide to their X-Ray Identifications. Geol. Soc. America, Special paper, No. 126, 72p.

Chamley, H., 1989. Clay Sedimentology,Springer-Verlag, 623p.

Choquette, P.W., and Pray, L.C.,1970. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. A.A.P.G., Bull., Vol.54, pp.207-250.

Glennie, K. W.,1970. Desert Sedimentary Environments. Development in Sedimentology, No. 14, Elsevier,.222p.

Hayes, J. B.,1979. Sandstone diagenesis, the hole truth, in: Scholle, P. A., and Schulger, P. R., feds.), Aspect of Diagenesis- Symposia, SEPM Spec. Publ. No. 26, pp. 127-139.

Hugget, J. M.,1984. Controls on mineral authigenesis in coal measures sandstones of east Midlands, U. K., Clay Minerals. Vol. 19, pp. 343-357.

Jacobs, M. B.,1974. Clay mineral changes in Antarctic deep-sea sediments and Cenozoic climatic events. Jour. Sed. Petrology, Vol. 44, pp. 1079-1086.

Lonnie, T. P.,1982. Mineralogic and chemical comparison of marine, nonmarine, and transitional clay beds on south shore of Long Island, New York, Jour. Sed. Petrology, Vol. 52, pp. 539-536.

Mann, C. M., and Fisher, K., 1982. The triangle method, semiquantitative determination of clay minerals, Jour. Sed. Petrology, Vol. 52, pp. 654-657.

Morad, S., Ketzer, J. M., and DeRose, L. F.,2000. Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliclastic rocks: implication for mass transfer in sedimentary basins, Sedimentology, Vol. 47, pp. 95-120.

Morad, S., Marfil, R., and Delapena, J. A.,1989. Diagenetic K-feldspar pseudomorphs in the Triassic Bundsandstein sandstones of the Iberian Range, Spain, Sedimentology, Vol. 36, pp. 635-650.

Owen, R. M. S., and Nasr, S. N.,1958. Stratigraphy of the Kuwait-Basra area , in: Habitat of Oil, A. A. P. G., pp.1252-1278.

Schmidt, V., and McDonald, D. A , 1979a. The role of secondary porosity in course of sandstone diagenesis, in: Scholle, P. A , and Schluger, P. R , Aspects of Diagenesis-Symposia, SEPM Spec. Publ. No. 26, pp.175-207.

Schmidt, V., and McDonald, D. A , 1979b. Texture and recognition of secondary porosity in sandstones, in: Scholle, P. A., and Schluger, P. R., Aspects of Diagenesis-Symposia, SEPM Spec. Publ. No. 26, pp. 209-225

Steel, R. J.,1974. Cornstone (fossil caliche): its origin, stratigraphic and sedimentological importance in the New Red sandstone, Western Scotland, Jou. Geology, Vol. 82, pp. 351-369.

Tucker, M. E., and Wright, V. P.,1990. Carbonate Sedimentology, Blackwell Scientific Publ., 482p.

Walker, T. R., Waugh, B., and Crone, A. J.,1978. Diagenesis in first cycle alluvium of Cenozoic age, southwestern United States and northwestern Mexico. Geol. Soc. Amer. Bull., Vol.89, pp. 19-32.

Wilson, M. D., and Pittman, E. D.,1977. Authigenic clay in sandstones: Recognition and influence on reservoir properties and paleoenvironmental analysis. Jour. Sed. Petrology, Vol. 47, pp.3-31.

لوحة (1)

a: الدايغورمكتيت P البني.

b: حزمة من ألياف الدايغورمكتيت P تخترق المنيز الكاربوناتي.

c: النوازمايت الدرجي الغني بالحديد D.

d: تجمعات بلورية من الهيماتايت موضعية تشابه H.

e: بلورة كوارتز Q جيدة التشكل في المنيز الكاربوناتي.

f: الزيولايت Z والألايت-سمكتايت المختلط I-S متحدة حبيبة من التفسير الذي يظهر نموا ثانويا A.F.

لوحة (2)

a: صفائح الكلوريتايت K بشكل الأكرديون عند حافة حبيبة التفسير ، يعتقدوا نمو ثانوي للتفسير A.F.

b: ترافق صفائح الألايت I والكلوريتايت K مادة الفجوات عند حبيبة التفسير F.

c: حبيبة التفسير D يحيطها صفائح من الألايت I والكلوريتايت K في داخل أرضية متكونة من بلورات الدولومايت المعينية D.

لوحة (3)

a: قشور من الألايت I فوق سطح حبيبة من التفسير المتآكل F.

b: الألايت يملأ شقوقا h تخترق حبيبة التفسير مع عدم وجود النمو الثانوي للتفسير A.F.المتحال.

c: الكلوريتايت المتطبق K مع صفائح الألايت سمكتايت I-S كحشوة للفجوات.

d: صفائح الألايت I وألياف الألايت H وبلورات الدولومايت D كحشوة للفجوات.

e: صفائح الكلوريتايت K والألايت I مع مواد عضوية بطين كاربوناتي كحشوة للفجوات.

لوحة (4)

a: الألايت البني والألايت-سمكتايت I-S مختلط المتحلل كأرضية وحشوة في الفجوات.

b: الكلوريتايت K المتطبق يغلف حبيبة متحللة الى الألايت سمكتايت I-S.

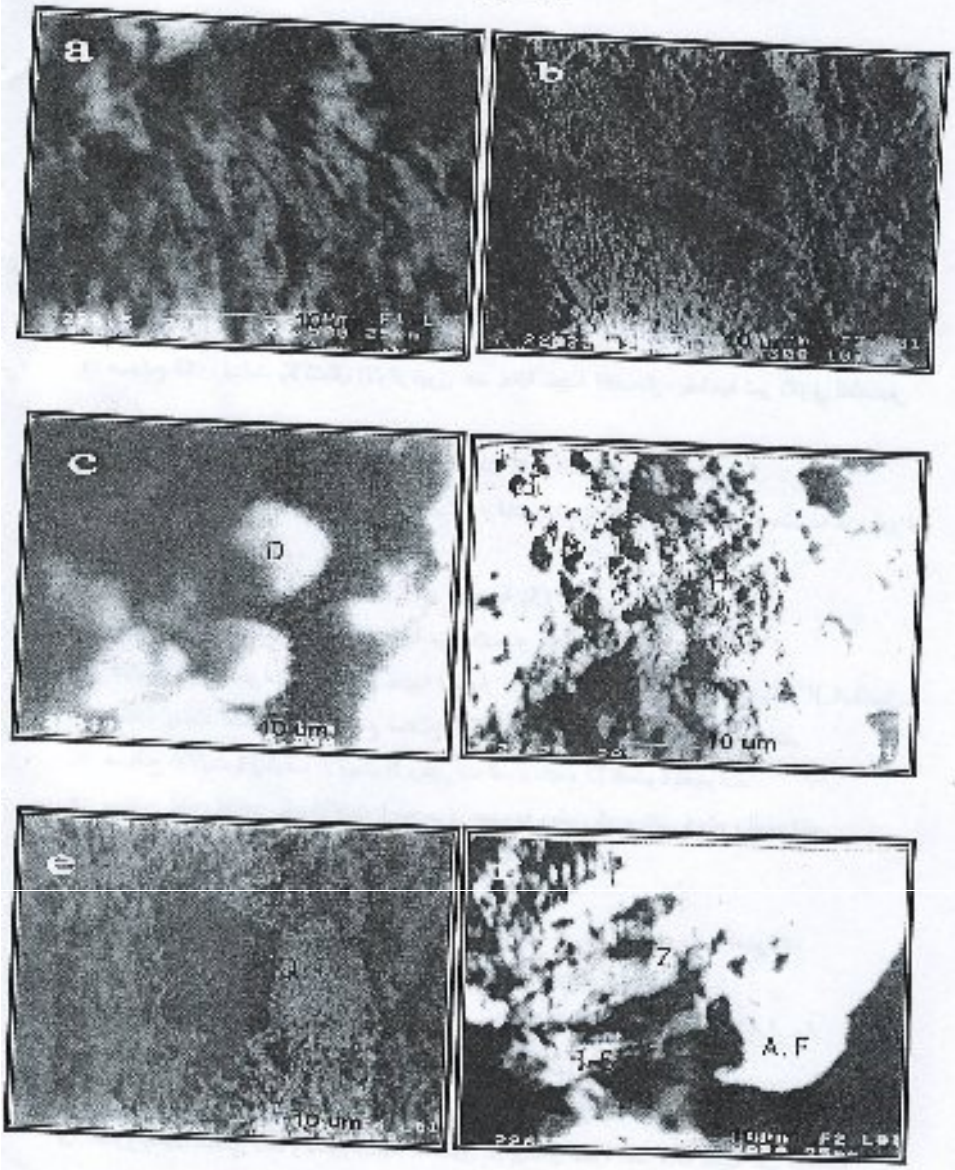
c: دولومايت متفتت D ودولومايت أرضية مبكر مع الألايت البني مالك فجوة عالية المسامية.

d: تكسر ميكانيكي للبلاجيوكليس Pl دون وجود اثر للتحلل.

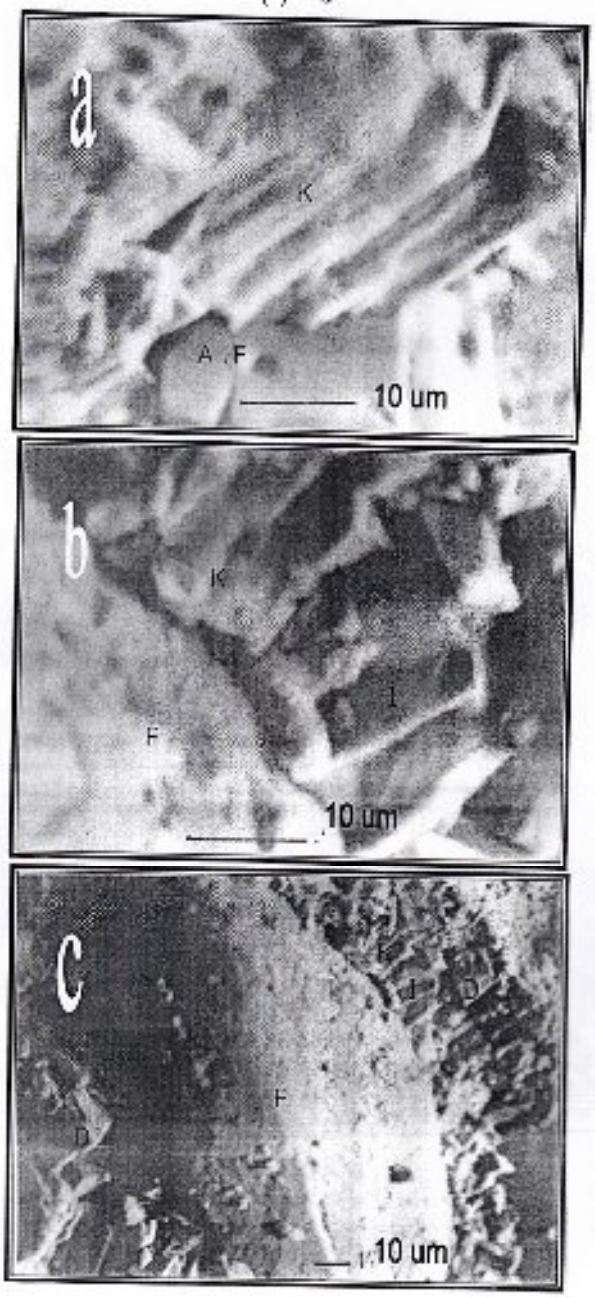
e: تكسر ميكانيكي لحبيبة كوارتز Q على سطح ذي حدود متعرق الواحد.

f: الكلوريتايت الكثفي K والكلوريتايت المتطبق K يملآن فجوة عند حافة حبيبة من التفسير .

لوحة (1)



لوحة (2)



لوحة (3)