جامعة المنوفية
مركز البحوث الجغرافية
و الكارتوجرافية
بصينة السادات

مجلة مركز البحوث
الجغرافية والكارتوجرافية

العدد الرابع عشر

التموجات الرملية على ساحل هراوة شرق سرت الليبية

دراسة جيومورفومترية

الدكتور
أحمد فوزي ضاحى
بكلية الآداب – جامعة سوهاج

مقدمة :

التموجات الرملية من الأشكال التى تنتج من عمليات ترسيب سريعة للرياح فوق أسطح مستوية نسبيا، وتوصف ضمن الأشكال الرملية صغيرة الحجم (محمد صبري محسوب ، ١٩٩٦، ص ص ٣٠٠- ٣٠١) كما تنتشر فوق أسطح كل من الفرشات الرملية و النباك الكبيرة والكثبان الساحلية والصحراوية ،وقد يزيد حجمها فى بعض الأحيان لتصل إلى ما أسماه باجنولد Bagnold بالعروق (الحافات الرملية) Sand Ridges حيث يصل طول موجتها إلى ٢٠ متراً وقد يزيد ارتفاعها على ٦٠ سم (Bagnold . 1941. pp:154-155).

وقد تباينت الاتجاهات فى تناول مثل هذه التموجات منذ الأعمال الأولية التى قدمها باجنولد منذ أكثر من نصف قرن مضى كالتالى :

- **دراسات تناولت الحركات المعقدة للحبيبات السطحية للتموجات الرملية .**
- **دراسات تناولت كيفية نشأت وتطور التموجات الرملية عن طريق محاكاة *Simulation* باستخدام الحاسب الآلى وأنفاق الرياح *Wind Tunnels*.**

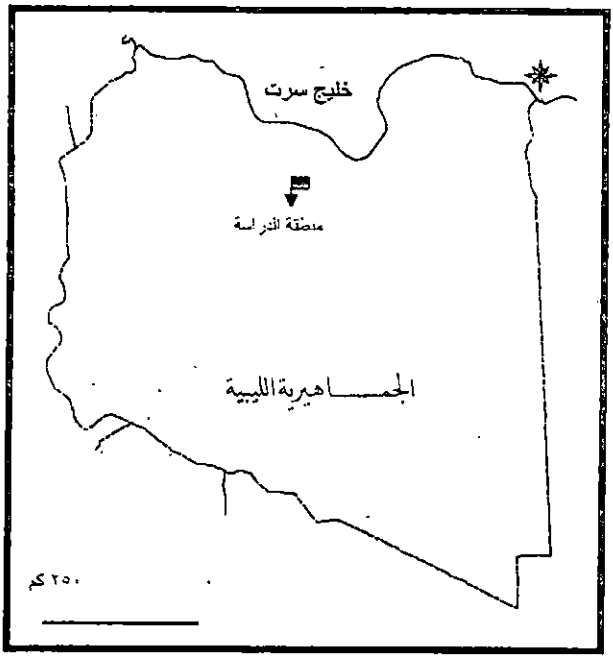
ورغم ذلك فإن دراسة ميكانيكية تكون مثل هذه التموجات الرملية فى الطبيعة غاية فى التعقيد رغم بساطة هذه التموجات وصغر حجمها حيث لا توجد نظرية عامة تفسر التفاعل المعقد بين الرياح وحبيبات الرمال المؤلفة عن تكون التموجات الرملية (Kang . and Guo. 2004.pp:198-199) .

ولدراسة مثل هذه الظاهرات الجيومورفولوجية الدقيقة صعوبات تتمثل فى صغر أحجامها وقلة ارتفاعاتها لذا يصعب دراستها من الصور الجوية والمرئيات الفضائية لذا تتطلب دراستها تكثيف الدراسة الميدانية والقياسات الميدانية عليها ، علاوة على أن الدراسات السابقة ركزت على التجمعات الرملية بأشكالها المختلفة لا سيما الدراسات العربية منها ، أما الدراسات الأجنبية فقد تناولتها بمفردها كأحد الأشكال الرملية، ولذا حاول الباحث أن يتطرق لها بشيء من التفصيل لا سيما على منطقة الدراسة المختارة.

موقع منطقة الدراسة :

تمتد المنطقة على طول خليج سرت شرقى مدينة سرت بحوالى ٧٠ كم ،شمال مدينة هراوة عند مصب وادى هراوة فيما بين دائرتي عرض ٤٥ ٣٠ درجة شمالا – ٣١ درجة شمالاً وخطى طول ١٧ درجة شرقاً و ٣٠ ١٧ درجة

شرقا، فوق سهل رملي منخفض تمتد على طوله سلاسل رملية طولية تميل للون الأبيض (عبد العزيز طريح شرف، ١٩٩٦، ص ٣٩) شكل (١) .



شكل رقم (١) الموقع العام لمنطقة الدراسة.

الدراسات السابقة :

قلت الدراسات التى تناولت التموجات الرملية بأشكالها المختلفة كظاهرة جيومورفولوجية مستقلة مثل الكثبان الرملية وقد جاءت فى ثنايا الدراسات التى تناولت الكثبان الرملية، باستثناء الدراسات الأولية التى قام بها باجنولد وشارب وغيرهم.

أما أهم الدراسات التى تناولت التموجات الرملية بأشكالها المختلفة سواءً أكانت ظاهرة جيومورفولوجية قائمة بذاتها أو مرتبطة بإحدى الأشكال الرملية المختلفة وهي:

١- دراسة محمد صبرى محسوب وأحمد فوزى (٢٠٠٦) وأوضحا خلال تناولهما للتموجات الرملية وطرق دراستها ميدانيا أن سرعة الرياح وترددها واتجاهاتها وطبيعة السطح وخصائص حركة الرمال السطحية من العوامل

المؤثرة فى ارتفاع وطول التموجات وخلصت الدراسة بأن النسبة بين الارتفاع وطول التموج على اتساع سطح التموج *fetch* وعادة ما تكون هذه النسبة منخفضة جدا فى حالة الرمال المتجانسة فى أحجام حبيباتها والعكس مع تباين الأحجام .

٢- دراسة عادل عبد المنعم السعدنى (٢٠٠٦) عن الكثبان الرملية الطولية فى شمال شرق بحيرة البرلس ، وأوضحت الدراسة أن الكثبان بالمنطقة تغطى أسطحها بمجموعة من التموجات الرملية التى تتعامد مع اتجاه الرياح وبينت ان أطوالها تتراوح ما بين ٧ سم إلى ١٢ سم وارتفاعها ما بين ٢سم إلى ٤سم وأن كثافتها تزيد فى الجانب المواجه للبحر المتوسط فى حين تقل أو تكاد تنعدم فى الجانب المظاهر للبحر المتوسط .

٣- دراسة (*Yizhaq . H. (2004* عن العلاقة بين هبوب الرياح وديناميكية علامات التموج الهوائية غير الخطية ، وقد أوضحت أن طول الموجة الواحدة في التموجات الرملية تتراوح ما بين بضعة سنتيمترات وعشرات الأمتار ، كما يتراوح معدل تموجها مابين ١٥-٢٠ كما أوضحت أيضا أن قطاع التموج يكون أكثر انتظاما فى الجانب المواجه *downwind slope* ويكون أكثر انحدارا فى الجانب المظاهر للرياح *upwind slope*.

٤- دراسة (*Wynn, R.(2002* عن الأدلة الهيدرولوجية لمورفولوجية الكثبان الرملية الهلالية فى المياه العميقة فى قناة *Faroe-Shelland* شمال الجزر البريطانية حيث أوضحت أن التموجات المنتشرة فوق أسطح الكثبان على بعد ١١٥٠ متر تمثل ملمحا عاما للمنحدرات الخفيفة فى المياه العميقة حيث تتواجد فى أجزاء تزيد فيها سرعة التيارات على أكثر من ١٥ – ٥٠ سم/ثانية ،كما أوضح أن هذه التموجات يتم التحكم فيها عن طريق مورفولوجية الكثبان نفسها ، وبصفة عامة يكون انحدار الجانب المواجه للتيار أكثر اتساعا وأقل انحدارا فى الجانب المظاهر *Lee Side* حيث يتميز بواجهة شديدة الانحدار .

٥- دراسة (*Wang .et al (2002* عن جيومورفولوجية الكثبان الرملية فى شمال شرق صحراء *Taklim Kan* وأوضحت أن عملية نقل الرواسب بالرياح دائما تضم خليط من الأحجام الرملية المتباينة معتمدة فى ذلك على مصدر الرواسب نفسها ،كما أن حجم الرواسب يلعب دورا حيويا فى نمط النقل حيث يتم أولا نقل الرواسب الناعمة جدا لمسافات بعيدة ،أما الرواسب الخشنة فيتم نقلها لمسافات أقل وتكون بالقرب من السطح عن طريق القفز *Saltation*.

٦- دراسة كل من (*Clubb and Donoghue (2001* عن التموجات الرملية الناتجة عن التدفق منتظم التذبذب حيث قامت بمجموعة من التجارب المعملية

للوصول إلى الخصائص المورفولوجية للتموجات للتوصل إلى تنبؤ بنقل الرواسب تحت الأمواج داخل نفق تدفق تذبذبى كبير حيث تضمنت التجارب معدلات حجم الرمال والتدفق التموجى مع فترات وسرعات مماثلة لما هو فى الحقل وخلصا إلى الموافقة والتأكيد على طرق كل من . *Davis . Willis . Mogridge* اللذين استخدموا مورفولوجية التموجات الميدانية من حيث الطوال والارتفاع للأمواج .

٧- دراسة صابر أمين دسوقى (٢٠٠٠) عن الكثبان الطولية شرق قناة السويس وأوضحت أن التضرس المحلى وطبوغرافية السطح وأثر الرياح السائدة من أهم العوامل التى تؤثر فى اتحاد أو تشعب التموجات ،كما أرجعت أيضا أن ارتفاع السطح يعمل على تفرع الرياح مما يؤدى إلى تفرع أو تشعب التموجات الرملية كما أوضحت أيضا أن التموجات الغير مقيدة بالكثبان الرملية تبدو أقل تشعبا ،أما التموجات المرتبطة بالكثبان الرملية لا سيما المرتفعة فتكون أكثر تشعبا وأرجعت ذلك إلى تفرع الرياح نفسها مع الارتفاع وبالتالى تفرع التموجات الرملية .

٨- دراسة *Jackson . (1999)* عن دور نطاق الشاطئ *Beach Fetch* فى عملية نقل الرواسب الهوائية حيث أوضحت خلال القياسات التى تم فيها استخدام مصايد الرواسب الاليكترونية ذات الاتجاهات المتعددة أن هناك زيادة فى مستوى نقل الرواسب بواسطة الرياح لا سيما فى الشواطئ الضيقة المحصورة بين مناطق مرتفعة فى منطقة الشاطئ الخلفى، أما فى نطاق الشاطئ الداخلى فقد أوضحت النتائج نقصا واضحا فى نقل الرواسب، وفسرت الدراسة ذلك إلى تأثير مجموعة العوامل الآتية طبوغرافية الشاطئ ،والتساقط وقوة الرياح وحجم الرواسب ومجال حركة الرواسب وبيئة الشاطئ (سرعة الرياح – حجم الرواسب – رطوبة السطح).

٩- دراسة *Lancaster. N.(1995)* عن جيومورفولوجية الكثبان الصحراوية حيث أوضحت أن التموجات توجد على الأسطح الرملية باستثناء الأماكن التى تعانى التى تعانى من ترسيب سريع ، وهى تعد البداية الأولى للأسطح الرملية والتى تقوم بعدها الرياح فى نقل الرمال مشكلة للأسطح الرملية ،كما أوضحت أن عملية تشكيل وحركة التموجات الرملية ترتبط ارتباطا قويا بعمليات القفز والتسلق وهى تميل إلى أن تكون عمودية مع اتجاه الرياح التى تقوم بنقل الرمال.

١٠- دراسة *Pye. K., and Tsoar. H., (1990)* عن الأشكال الهوائية والكثبان الرملية وقد أردت جزءا خاصا عن التموجات الرملية وأوضحت أنها تنقسم على أساس حجم التموجات إلى تموجات عادية ذات موجة يبلغ أقصى طول لها ٢٥ سم وتموجات ضخمة أطلق عليها اسم *Mega ripples*

وتبلغ طول موجتها ٢٠ مترا ويصل ارتفاعها إلى متر واحد وهي دائما تتشكل من الرمال الخشنة وقد تصل أحيانا إلى أحجام حصوية دقيقة .

١١- دراسة (*Allen ,J (1968* عن تموجات التيارات البحرية وارتباطها بطبيعة حركة المياه والرواسب ،وقد قسمت التموجات حسب قمم هذه التموجات إلى تموجات ذات قمم قصيرة وأخرى متوسطة وطولية هذا إلى جانب تقسيمها حسب تعرجها واستمرارية خط القمة إلى تموجات مستقيمة ومتعرجة وأخرى ذات نمط أو شكل عشوائي.

١٢- دراسة (*Bell, (1964* عن تأثير الرطوبة على سرعة الرياح وقد أجرى عدة تجارب عن علاقة الرياح بالرمال المتحركة وتجارب خاصة بمدى تأثير الرطوبة على سرعة الرياح المطلوبة لتحريك الحبيبات وخلص من خلال تجاربه أن التموجات الرملية تبدأ في الظهور مع أقل سرعة للرياح في حين تختفي مع سرعة رياح تصل إلى ٢٦ قدم/ثانية كما أوضح أيضا أن، حجم الحبيبات يؤثر في طول المسافة التي تقطعها بطريقة القفز وكلما قل حجم الحبيبات عن نصف ملليمتر تبدو زيادة ملحوظة في طول المسافة التي تقطعها أثناء حركتها .

١٣- دراسة (*Sharp. R.. (1963* عن التموجات الرملية وقد قسمها إلى تموجات رملية وتموجات حبيبية (خشنة) وأوضح أن هذا النوع الأخير مرتبط بالأحواض التي تتعرض للتذرية والاكتساح بالرياح وتكون أكثر خشونة وانتظاما وتناسقا ،وهي قليلة التغير في شكلها بواسطة الرياح من حيث تغيرها في سرعتها واتجاهها ،كما أوضح أن هذا النوع يصل في ارتفاعه إلى ١٢ سم ويزيد طولها على ٢ متر ،كما أنها دائما تتشكل من الرمال ذات التوزيع الحجمي ثنائي المنوال *Bimode* أي رمال خشنة وناعمة . كما توصل إلى أن مؤشر التموج يصل إلى ١٨ وأن حركتها في اتجاه منصرف الرياح تكون سريعة نسبيا وتتقدم بمعدل يصل إلى ٩سم/دقيقة وبمعدل زيادة يصل إلى ٨سم/دقيقة لا سيما أثناء الرياح الشديدة .

١٤ دراسة (*Bagnold (1941* عن طبيعة الرمال المسفية والكثبان الصحراوية وقد أوضحت العديد من الحقائق الهامة عن الكثبان والتموجات الرملية في أن نظام الرياح واتجاهاتها يلعب دورا هاما في تحديد وتطور مورفولوجية الكثبان والتموجات الرملية .

١٥- دراسة (*Rudoy, A., (n.d* عن التموجات الناتجة عن التيارات المائية حيث ذكرت الدراسة أنها تتكون في مصبات الأودية وترتبط في نشأتها بالعمليات الجيومورفولوجية التي تحدث في منطقة المصب وفي مناطق ذوبان الجليد في البحيرات أثناء البلايوستين المتأخر كما أوضحت الدراسة أن هذه التموجات تمثل أشكالا مورفولوجية صغيرة في مجاري الأنهار المؤقتة التي

تصل أعلى مرتبة لها مابين اثنين أو ثلاثة وتزيد هذه التموجات فى أحجامها مع زيادة الرواسب الحصوية لتصل إلى حافات أطلق عليها *Giant Current Ripple Marks* وانتهت الدراسة بأن هذه التموجات تتباين من إقليم لأخر ومن مكان لاخر من حيث بنيتها ومورفولوجيتها طبقا لمورفولوجية السطح الذى تشكلت عليه .

أهداف الدراسة :

يرمى البحث إلى محاولة تحقيق الأهداف التالية :

١) دراسة مورفولوجية التموجات الرملية بأنواعها المختلفة من حيث خصائص أبعادها المختلفة والتحليل المورفومترى لزوايا انحدار جوانب التموجات .

٢) تحديد اثر العوامل البيئية الطبيعية المختلفة فى تطور التموجات الرملية مثل (سرعة الرياح واتجاهاتها وطبيعة السطح والرطوبة والحرارة والأمطار وغيرها).

٣) تحديد خصائص الرواسب المشكلة للتموجات من حيث خصائصها الميكانيكية والكيميائية ودورها فى تشكيل التموجات الرملية.

٤) مقارنة نتائج الخصائص المورفولوجية للتموجات بالمنطقة بخصائص التموجات فى مواضع أخرى وفى مناطق جغرافية مختلفة قام بها الأوائل أمثال باجنولد وشارب وسميث وغيرهم.

٥) دراسة طرق تشكيل التموجات الرملية وربط ذلك بخصائص المنطقة الطبيعية (الخصائص المناخية وطبوغرافية السطح وموقع المنطقة قيد الدراسة).

أسلوب الدراسة::

١) دراسة نظام الرياح (السرعة والاتجاه) وعلاقتها بأحجام الرواسب ودورها فى تحديد وتطور مورفولوجية التموجات.

٢) قياس أبعاد التموجات (اتساعها- ارتفاعها- انحدار جوانبها- طولها) للوقوف على خصائصها المورفولوجية والهندسية المختلفة.

٣) إجراء التحليلات الإحصائية الوصفية لأبعادها وتحليل زوايا الانحدار.

٤) أخذ عينات من حبيبات رواسب التموجات من مواضع مختلفة من جوانب التموجات المختلفة لتحليلها ميكانيكيا وكيميائيا وشكليا للوقوف على طرق نقلها وبيئة الترسيب وعامل الترسيب.

٥) تطبيق مجموعة من الأسس والمعايير المستخدمة سابقا فى تقسيم التموجات ومورفولوجيتها ومقارنتها ببعضها البعض .

الدراسة الميدانية :

تم اجراء الدراسة الميدانية بصورة مستمرة على منطقة الدراسة خلال الفترة من فبراير ٢٠٠٩ حتى يوليو ٢٠٠٩ تم خلالها إجراء بعض القياسات وجمع العينات ووضع بعض العلامات للوقوف على تحديد مقدار تحركها للوقوف على خصائصها المختلفة .

ولتحقيق أهداف البحث تم تناول المحاور التالية :

- أولا : أنماط التموجات الرملية .
- ثانيا : مورفولوجية التموجات الرملية .
- ثالثا: نشأت وتطور التموجات الرملية .
- رابعاً : العوامل الطبيعية المؤثرة فى تشكيل التموجات الرملية .
- خامساً : التحليل المورفومترى لزوايا انحدار جوانب التموجات الرملية .
- سادساً : خصائص رواسب التموجات الرملية

أولا: أنماط التموجات الرملية :

اعتمدت التقسيمات الأولى للتموجات على مجموعة من الأسس والمعايير أهمها :

١) حسب بيئة التشكيل فى تنقسم إلى قسمين هما :

(أ) التموجات الهوائية .

(ب) التموجات التى تشكلت بفعل المياه .

وقد نالت الأولى اهتمام كثير من الباحثين على رأسهم باجنولد (١٩٤١) ،وقد اعتبر أن تكون هذه التموجات يكون العامل الرئيس المشكل فيه الرياح ،وباستمرار الوقت يزداد حجمها لتكون ما أطلق عليه جافات و هى تتأثر بالقصف الريحى الناتج عن عملية القفز ومن ثم يترتب عليه تكون التموجات الرملية والتى تفتقر إلى البنية الداخلية ويرتبط طول موجتها بطول القفز لحبيبات الرمال .

أما الثانية فيتم تشكيلها بفعل المياه الجارية أو الأمواج والتيارات البحرية حيث تتشكل عن طريق التيار الرجعى Rip Current الذى يؤثر فى اتجاه نقل الرواسب،كما يؤثر فى تحديد البنية الداخلية الجيدة للرواسب ولها طول موجة يتأثر بحجم الرواسب .وعلى الرغم من التشابه المورفولوجي بين الاثنين إلا أن هناك بعض الاختلافات فى طريق التكوين والتشكيل.

٢) حسب الشكل والحجم (شكل أو طبوغرافية السطح التى تتشكل عليه وتأثيرها على ارتفاعها وأطوالها وتناسقها وطريقة تلاحمها وتماسكها) فقد تم تقسيمها إلى :

(أ) تموجات صغيرة .

(ب) تموجات كبيرة .

٣) حسب طول القمة فقد قسمها (*Allen, 1968*) إلى :

(أ) تموجات ذات قمة قصيرة .

(ب) تموجات ذات قمة متوسطة .

(جـ) تموجات ذات قمة طويلة .

١) حسب تعرج واستقامة خط القمة فهي تنقسم إلى:

(أ) تموجات مستقيمة .

(ب) تموجات متعرجة .

(جـ) تموجات عشوائية.-*(Pye, K., and Tsoar, H., 1990, pp.176-177)*

من العرض السابق أمكن للباحث تقسيمها إلى ثلاثة أقسام هي :

- أولاً : التموجات المتحجرة: ***Lithified Ripples***
- ثانيا : تموجات الأمواج: ***Wave Sand Ripples***
- ثالثا : تموجات التيارات البحرية: ***Current Ripples***
- رابعا : التموجات الهوائية: ***Aeolian Sand Ripples***

وسوف تركز الدراسة على النمط الأول لأنه هو المعنى بـه فـى هـذه الدراسة ولكن لتفهمها كان لابد من التعرف على الأنواع الأخرى [*].

أولاً : التموجات المتحجرة :

تبدو فى شكل صخور من الحجر الجيرى الرملى وتلعب دوراً فى تطور السواحل ،حيث يعمل البحر على تحويلها إلى جروف صغيرة وملامـح شـاطئية أخرى لوحة رقم (١)

---

[*] لم يتم تناول تموجات التيارات البحرية لصعوبة الوصول إليها حيث توجد فى أعماق بعيدة تحول دون دراستها، فهى تتطلب أجهزة مسح بحرية دقيقة.

لوحة (١) التموجات المتحجرة بشاطئ منطقة الدراسة

ومن الملاحظة الميدانية على هذه التموجات أنها تبدو بواجهة (مواجهة للأمواج) اقل انحدارا من الجانب المظاهر للمياه المتقدمة على الشاطئ ، وقد عملت هذه المياه على ظهور مثل هذه التموجات بهذا الشكل حيث تبدو فى شكل طبقات تميل ميلا خفيفا بمتوسط ٨-٩ درجة باتجاه البحر وبمتوسط ٦-٣٠ درجة فى الجانب الأخر (واجهة الجرف) بمتوسط ارتفاع يصل ١٠,٧ سم ..

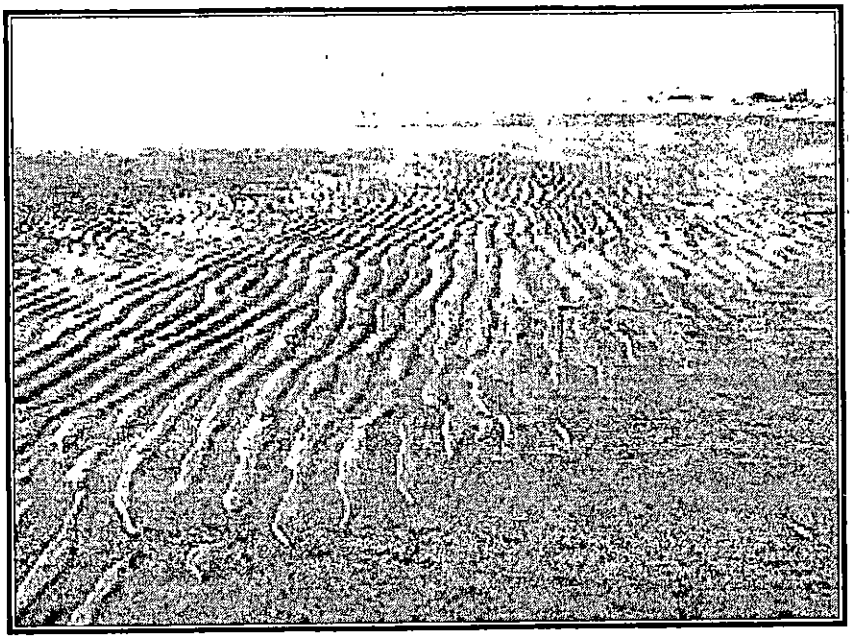
وقد أكد محمد صبرى محسوب (١٩٩١) أن مثل هذه التموجات المتحجرة تتطور من الغرب إلى الشرق على طول ساحل البحر المتوسط لتبدو فى شكل كثبان أكبر حجما كما هو واضح فى كثبان الحجر الجيرى البطروخى على الساحل الشمالي Oalithic Limestone التى ترجع إلى البليستوسين وتمتد فى مصر من غرب الإسكندرية حتى مرسى مطروح (محمد صبرى محسوب ١٩٩١، ص ٢٢٢) .

وقد لاحظ الباحث امتداد لها فى الأراضى الليبية ولكن ليست بالصورة الكبيرة فى شمال مصر ولذلك يتفق الباحث مع ما ذكره محمد صبرى محسوب فى أنها تتطور من الغرب إلى الشرق فى تبلغ أقصى تطور لها فى الشرق (الأراضى المصرية) وبداية أقل تطورا فى الأراضى الليبية .

أما عن نشأة وتطور هذه التموجات فمن خلال الدراسة أمكن للباحث أن يتوصل إلى مراحل تطورها كالتالى :

المرحلة الأولى :

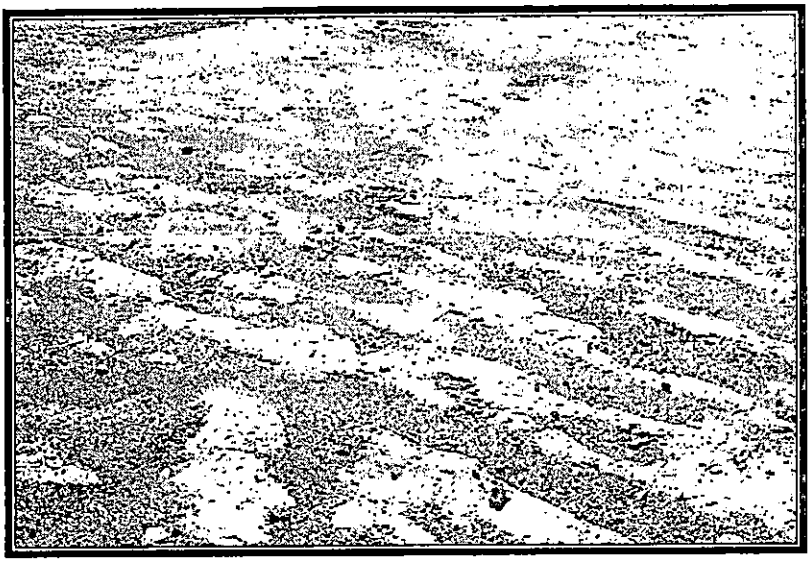
وهى تمثل المرحلة الجنينية للتموجات الرملية (المتحجرة) وتكون فى شكل تموجات رملية منتشرة فوق أسطح المد المنتشرة على طول المنطقة ن وتتميز بحافات مسطحة تقريبا وتكاد تنعدم أثناء التيارات المدية الشديدة والتى يتصف بها البحر المتوسط وزيادة اتساع أحواض هذه التموجات لوحة (٢).



لوحة (٢) التموجات وانحسار لمياه عنها

المرحلة الثانية :

عندما تأخذ هذه التموجات شكلها الطبيعى وتنحسر عنها المياه فتتماسك حبيبات هذه التموجات فى شكل تموجات متوازية يتم ملئ الأحواض البينية بالرمال المتنوعة فى مصادرها (هوائية – مائية) لوحة (٢).

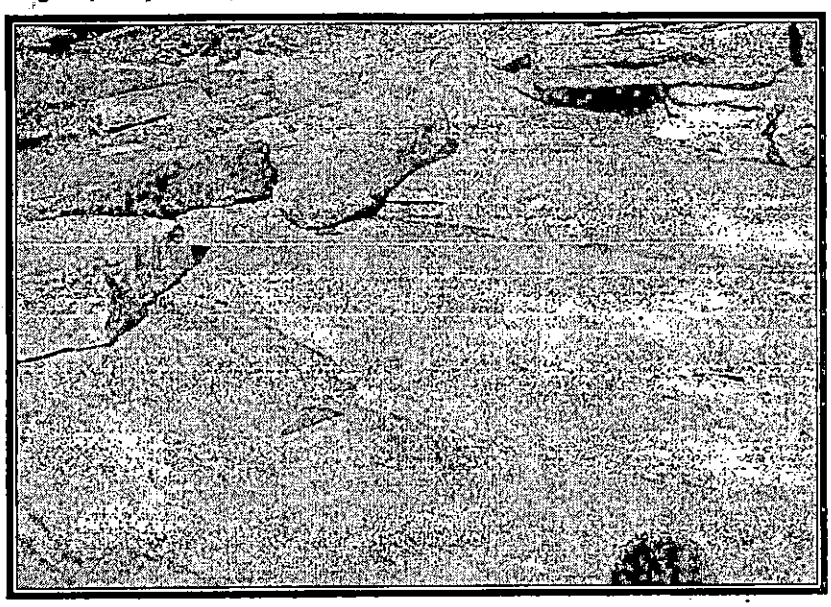


لوحة (٣) مرحلة التحجر والتماسك لحبيبات التموجات

المرحلة الثالثة :

وتزداد فيها عملية التحجر والتماسك ومن ثم تزيد أبعاد وأحجام هذه التموجات لتبدو في شكل جروف ساحلية يزداد انحدار جوانبها لتقدم مياه البحر عليها وتنتشر عليها بعض الحفر والثقوب الناتجة عن فعل المياه والتجوية لوحة (٤) .

أما عن سبب تحجر هذه الرواسب المكونة للتموجات ولكي يحدث لابد من ظروف مناخية رطبة بدرجة تسمح بتحلل الكربونات في الرمال ،ومع تغير الظروف المناخية يزيد معدل التبخر فيعيدها إلى حالتها المتماسكة فهي تحتاج للمناخ الذي يتعاقب فيه ظروف الرطوبة مع الجفاف ،ويتجلى ذلك في منطقة الدراسة الواقعة ضمن مناخ البحر المتوسط (محمد صبري محسوب ١٩٩١ ، ص ص ٢٢٢- ٢٢٣) .



لوحة (٤) زيادة عملية التحجر والتماسك ودخولها فى مرحلة متأخرة

هذا وقد يرجع التماسك أو التحجر إلى فعل المواد اللاحمة ويتم ذلك عن طريق التجفيف أو الانضغاط واللذين يؤديان إلى تحرر الرواسب من الماء وتناقص حجم الفراغات البينية Voids،وقد لا تتحجر الرواسب إلا بعد أن يتناقص حجم الفراغات البينية بنسبة ٧٥ ٪ (حسن رمضان سلامة ، ١٩٨٣ ،ص ٩) .كما أن تركز المواد اللاحمة فى الماء المتسرب تعتمد على درجة حرارته ومعدل حموضته وتكوينه الكيميائى .

ثانيا: تموجات الأمواج *Wave Sand Ripples*:

تمثل هذه التموجات شكلاً من أشكال السطح واسعة الانتشار فوق المسطحات المدية وفى معظم الأجزاء الأمامية من الشاطئ وكذلك يمكن ملاحظتها فوق القاع فى مناطق التكسر وحتى الأجزاء العميقة من نطاق الشاطئ البعيد off shore) . Faugeres.2002.pp:279-281)

وهى تبدو في شكل حافات منتظمة فى عكس اتجاه التيار وتزيد فى ارتفاعها لتصل إلى حواجز تقف أمام تقدم الأمواج (Pye , K., and Tsoar, H., 1990. pp: 176-177) .وتبدو أيضاً متوازية وغير متماثلة تشبه الدوامات.

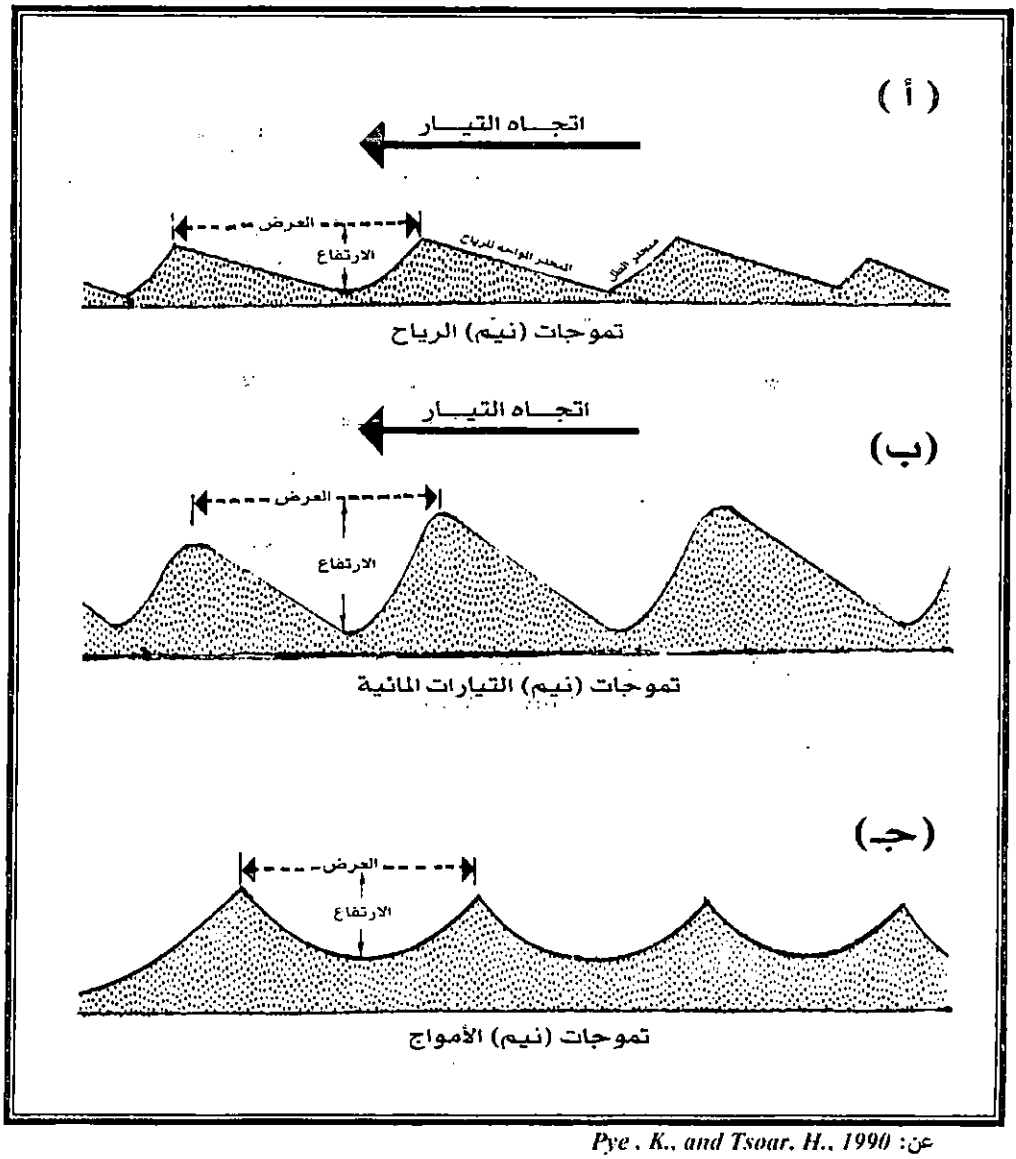
تتشكل هذه التموجات بفعل الأمواج عن طريق التيار الرجعي الذى يؤثر فى اتجاه نقل الرواسب وتحديد بنيتها الداخلية حيث تبدو جيدة الرواسب Well Sorted كما تبدو بقمم مستوية وليست مدببة كما هو فى التموجات الهوائية شكل (٢) ورغم تشابهها مع التموجات الهوائية إلا أنها تختلف فى آلية التكوين .(Ibid,p:177)

وتجدر الإشارة إلى أنها تتكون أساسا من الرواسب الرملية الناعمة والطينية والتى تنتشر فوق مساحات كبيرة من نطاق الشاطئ وفوق المسطحات المدية ،حيث تساعد مجموعة من العمليات فى تطور هذا النمط من التموجات :

١) عملية التيارات المضطربة .
٢) عمليات التيارات الكنتورية ويقصد بها التيارات الناتجة عن تشعع الأمواج *Wave diffraction*.
٣) إعادة تشكيل الرواسب نتيجة عمليات الجاذبية فى نقل الرواسب .

وبناء على ما سبق فقد قسمها *Faugeres* وزملائه إلى **ثلاثة أنماط رئيسة هى :**

(أ) التموجات الرملية الكنتورية والتى تتشكل فى أى مكان أو فوق أسطح شبه مستوية .
(ب) التموجات الرملية غير المنتظمة (المتداخلة) وهى ترتبط بأجزاء معينة تزيد فيها اضطرابات الأمواج .
(جـ) التموجات الرملية التى ترجع لعمليات إعادة التشكيل للرواسب أثناء نقل الرواسب بالجاذبية (*Gravity Mass Transport*)، ويتجلى ذلك النوع في الأجزاء البعيدة وقرب المنحدر القارى أو فوق أسطح الرفرف القارى (*Faugeres.2002.pp:279-281*) .



عن: *Pye . K., and Tsoar. H., 1990*

شكل(٢) أنماط التموجات المختلفة

تجدر الإشارة إلى ان مثل هذه التموجات تظهر بصورة واضحة أثناء انكشاف الشاطئ ومع حدوث الجزر ،ويبدو أنها نتجت عن تيارات القاع المرتبطة بأمواج الرياح المحلية أو المرتبطة بحركتى المد والجزر ويعمل انحسار المياه هذا على تشذيبها وتعديل فى مورفولوجتها (محمد صبرى محسوب ،١٩٩١،ص ١٦٩) ،كما يؤدى أيضا إلى اختفاء بعضها تماما أو ما يطلق عليه باجنولد بالنسبة للتموجات الهوائية اسم التسطح لا سيما إذا تقدمت تيارات مدية شديدة ،وهذا ينطبق بصفة خاصة على التموجات حديثة النشأة منها ،ولذلك أطلق عليها الحسينى (١٩٨٨،ص٩٩) الأشكال الإرسابية المؤقتة Temporaryوغير الثابتة Unstable .،كما يحدث ان تزداد تعقيدا مع حدوث تداخل للأمواج والتيارات العرضية فوق المسطحات المدية بحيث تمتد مضفرة أو متداخلة مع بعضها البعض فى كثير من المواضع .

مما سبق يتضح مدى أهمية دور التيارات المدية فى تغيير مورفولوجية وشكل التموجات الرملية الناتجة عن الأمواج ،حيث أثبتت الدراسات أن أى تغيرات قصيرة أو معتدلة فى التيارات المدية والأمواج من شانها أن تحدث تغيراً فى طول الموجة مع حدوث بعض التعديلات على قمم التموجات وزيادة اتساع الأحواض البينية لها (Henninge. et al . 2000. pp:57-60) .

هذا ولا يكون التغير على كل التموجات بل يوجد منها ما هو ذو قمم حادة مع وجود نسب كبيرة من تموجات الساحل ذات قمم محدبة وسيادة هذه القمم المحدبة يشير إلى مدى فعل التيارات المدية وتأثيرها على نطاق الشاطئ ومع تكرارها يحدث تحدب فى قمم هذه التموجات (أحمد فوزى ضاحى ،٢٠٠٤ ، ص ٢١٦)

أما النسبة القليلة من التموجات التى لها قمم حادة فقد أرجع محمد صبرى محسوب (١٩٩١) سبب تكونها إلى تكرار تقدم وتراجع المياه مع حدوث حركة دوارانية للمياه ، أما القمم المحدبة فهى ناتجة عن حدوث انحسار للمياه مما يؤدى إلى تشذيبها وتوزيع رواسبها نحو البحر.

هذا وقد وتبدو فى بعض المواضع غير منظمة وذلك فى حالة حدوث نحت غطائى لاسيما فى مناطق المصبات الخليجية .

وتجدر الإشارة إلى أن تلك التموجات قد تتحرك أو تتحول إلى تموجات كبيرة أو تجعدات مع زيادة كمية الرمال الواردة إلى الشاطئ (أحمد سالم ، ١٩٩٤ ،ص ٢٢) ،وتعمل أيضا الرياح القادمة من البحر والتى تأخذ الاتجاهين الشمالى

الشرقى و الشمالى و الشمال الغربى باتجاه اليابس على تحريكها صوب اليابس وان كان يحد من تقدمها وجود المسطح الرملى فى الجزء الاعلى من الشاطئ بالإضافة إلى وجود بعض السبخات الساحلية أشهرها سبخة أبو قصبة وبقايا عمليات التعرية ،كما تؤثر عليها أيضا عمليات المد والجزر والتدخلات البشرية في الشاطئ وهذا مالا حظه الباحث أثناء الدراسة الميدانية للمنطقة .

أما عن طبيعة نشأتها فيرجعها (Trouw, et al., 2002) إلى ارتباطها بالظروف الهيدروديناميكية المحلية وأيضا بأحجام الرواسب الرملية نفسها التى تشكل القاع أو الشاطئ التى تنمو وتتطور عليه التموجات أو علامات الأمواج الرملية.

وقد أشارت بعض الدراسات إلى العلاقة القوية بين طبيعة انحدار ومورفولوجية القاع التى تتشكل عليه التموجات وبين شكل ومورفولوجية التموجات الرملية حيث يؤثر بدوره على نقل وحركة الرواسب والتى من شأنها أن تغير مورفولوجية التموجات (Trouw, K., etal, 2000, pp: 143-144).

إذن ومن خلال العرض السابق يمكن القول بأن التموجات الرملية ترجع فى نشأتها إلى دور العمليات البحرية من حركة للمياه وتقدمها في شكل تيارات مدية وأمواج خفيفة محلية . مع ملاحظة ارتباط هذه التموجات بالمسطحات المدية فان رواسبها التى تتشكل منها تميل دائما إلى الرمل الناعم والناعم جدا حيث تحمل التموجات الرملية دائما ص خصائص أحجام رواسب الطبقة أو السطح المشكلة عليه أو الواقعة عليه(Black, and Oldman, 1999, pp: 121-130).

وليس أدل على ذلك من أن رواسب التموجات الرملية التى تتشكل بعيدا ص عن المسطحات المدية فى نطاق الشاطئ الخلفى ،فقد أوضحت نتائج التحليل الميكانيكى لرواسبها أنها تميل إلى الأحجام الخشنة والمتوسطة بنسبة ٧٤,٧ ٪ وذلك لطبيعة الرواسب الخشنة المشكلة للأسطح المشكلة أو المكونة عليها التموجات الرملية والمتمثلة فى الكثبان الساحلية والنباك والسبخات والفرشات الرملية والشواطئ .

يتضح من خلال الدراسة الميدانية أن رواسب التموجات الرملية بالمنطقة تتباين من حيث درجة تماسكها ويتباين هذا حسب الموقع أو البعد من الشاطئ وطبيعة الرواسب نفسها مع وجود لبعض المواد التى تعمل على تماسكها لاسيما المواد الكلسية والملحية خاصة التموجات المكشوفة تماما أما التموجات التى تتعرض لمياه الأمواج والتيارات المدية فهى تتميز بأنها سائبة وغير متماسكة

ويمكن إزالتها بسهولة لاسيما وأن منطقة الدراسة (شاطئ المنطقة) تتعرض للعواصف البحرية القوية والتى تترك آثارها لعدة شهور بعد حدوثها ،ولذا فهى تتصف بخصائص مورفولوجية مختلفة من حيث أبعادها وقممها وأطوالها وانحدارها .

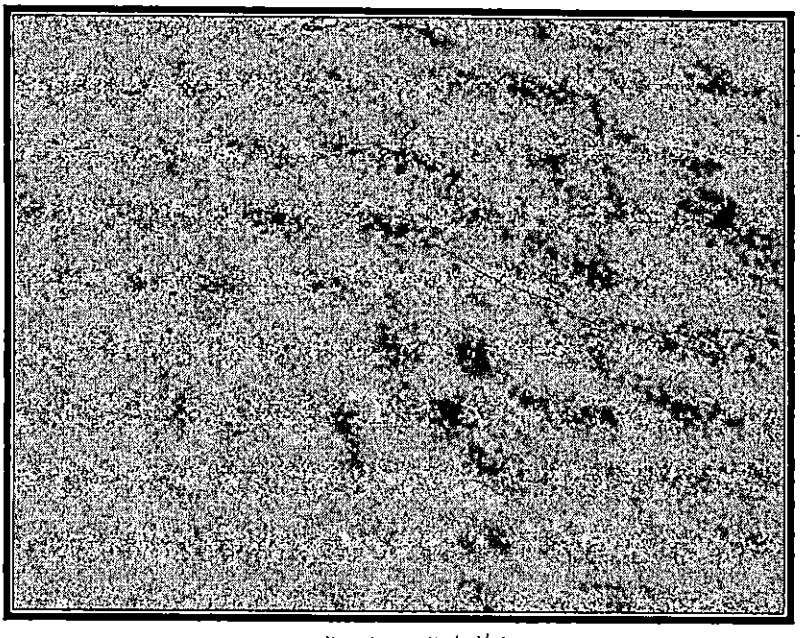
أما فى حالة هدوء البحر وتسود الأمواج البانية التى يحدث عند تكسرها انسيابا للمياه تتحرك معها الرواسب نحو الشاطئ ،فتسهم هذه الرواسب فى تكوين بعض الظاهرات منها التموجات والخافات المنخفضة ،أما فى حالة الظروف الطقسية المضطربة يترتب عليها أمواج منحدرة تتكسر بعنف مع تقدم محدود نحو الشاطئ ترتبط بارتداد قوى نحو البحر فى شكل تيارات رجعية ينتج عنها حدوث نقل ونحت للرواسب بعيدا عن الشاطئ مما يحول دون تكون مثل هذه التموجات .

ثالثا: التموجات الرملية الهوائية : *Aeolian Sand Ripples*

تنقسم التموجات الهوائية إلى ثلاث أقسام رئيسية بالمنطقة هما:

١) تموجات رملية ناعمة:

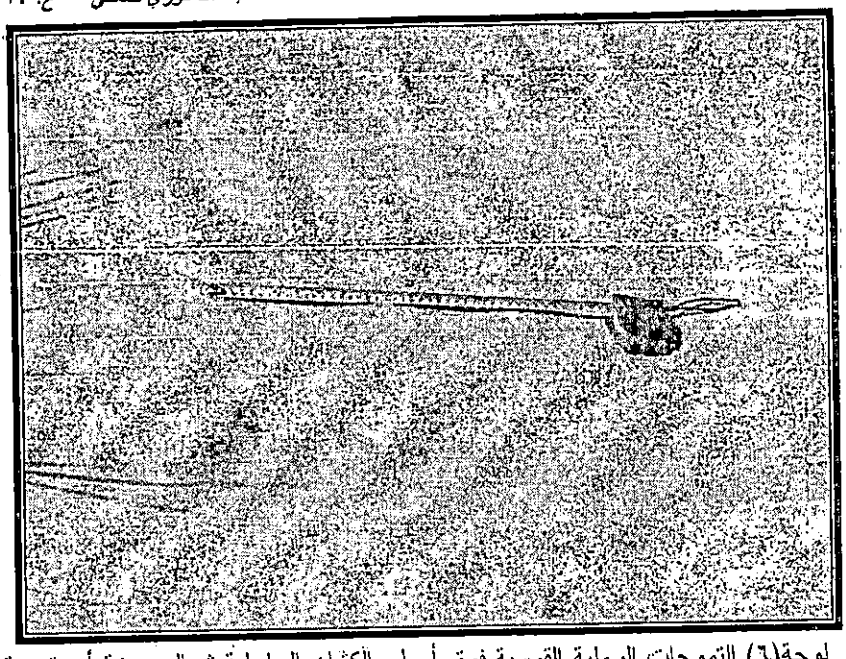
وقوامها من الرمال الناعمة والمتوسطة ذات التصنيف الجيد وهى ترتبط بالأشكال الرملية الأخرى مثل الكثبان والفرشات الرملية والشواطئ الرملية وهذا النمط من التموجات الرملية يتم التحكم فيه عن طريق مورفولوجية وخصائص الكثيب الذى تتشكل عليه ففى أعالى الكثيب تنتشر التموجات قصيرة القمة – Short Crest ،أما الأجزاء المنحدرة سواء فى جوانب الكثيب أو فى هوامشه فتتكون تموجات ذات قمم مستقيمة غير مزدوجة أو غير مضفرة ثم تتحول تدريجياً ناحية قمة الكثيب إلى تموجات ذات قمم متعرجة كما يحدث لها نوعا من التضفر Braiding (Wynn, R. 2002.p.309) .،وعادة ما ينتج هذا التضفر من تعرض مسطح التموجات لرياح جانبية قوية بحيث تتداخل التموجات مع بعضها وتتضفر (محمد صبرى وأحمد فوزى، ٢٠٠٦، ص، ١٣٤) . أو يرجع إلى تأثير طبوغرافية السطح والتضرس المحلى لاسيما للتموجات الغير مقيدة بالأشكال الرملية.



لوحة (٥) التموجات المضفرة

٢) تموجات رملية قوسية :

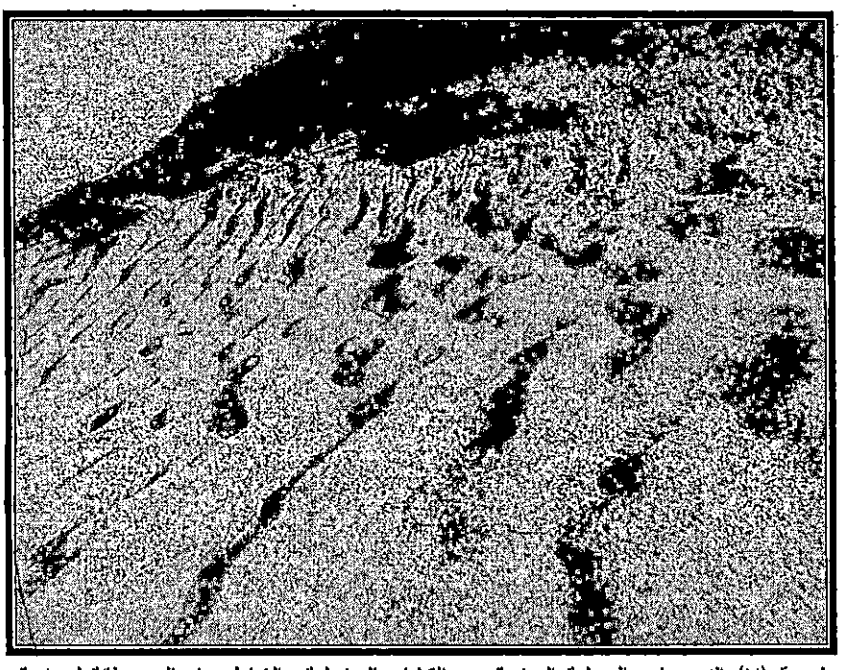
- وهى شكل (٦) أشكال التموجات الرملية يظهر عادة فوق أظهر الكثبان الهلالية وينشأ عادة نتيجة لاختلاف الحبيبات الرملية فوق أسطح الكثيب فمنها ما يتحرك ببطئ ومنها ما هو سريع الحركة وتشغل الحبيبات الخشنة دائماً الجانب المحدب من التقوس، ومن خلال الدراسة الميدانية بالمنطقة اتضح انتشاره فوق أسطح الكثبان الساحلية المنتشرة على طول المنطقة. لوحة (٦).



لوحة(٦) التموجات الرملية القوسية فوق أسطح الكثبان الساحلية شمال سبخة أبو قصبة

٣) تموجات رملية خشنة :

يطلق عليها التموجات الحبيبية Granule Ripples ودائماً تكون غير مقيدة بالأشكال الرملية، وتتكون فى معظم الأحيان من رمال خشنة سواء كانت شاطئية أو قارية وتكون فى صورة منعزلة على هيئة كثبان قزمية طويلة أو نجمية أو فوق أسطح فرشات رملية ودائماً تكون أكثر تناسقاً، لوحة (٧)، فى حين تتميز التموجات الناعمة بأنها أقل تناسقا ودائما تتجمع فى قممها حبيبات رملية خشنة بل قد تصل إلى حصى دقيق جداً بينما توجد الرمال الناعمة فى قيعان الأحواض المنخفضة التى تفصل بين قممها (Smith.G,1978 . P.222) .



لوحة (٧) التموجات الرملية الخشنة بين الكثبان الساحلية والشاطئ شمال منطقة لدراسة

وقد يرجع وجود الحبيبات الخشنة والتى بلغت أحجامها الحصى الدقيق أكثر من ٢ملليمتر بنسبة ١,٥ ٪ من أحجام الرواسب جدول (٨) إلى هذا النوع من التموجات دائماً يرتبط بمناطق أحواض التذرية أو جوانب الاكتساح فى الكثبان الساحلية . وأكد ذلك شارب (Sharp (1963) فى دراسته على حقل كثيب Kelso فى أنها تتواجد دائماً تتواجد دائماً فى الأحواض بين الكثبان التى تتعرض للتذرية والاكتساح Defilation حيث تقوم الرياح باذلة المواد الناعمة أولاً فى حين يبقى السطح مغطى بالحبيبات الخشنة ولذا تبدو أكثر انتظاماً وتناسقاً عن التموجات الرملية الناعمة (Sharp,R.,1963 , p,632) .ولذا يلاحظ أن التعديل أو التغير هذا النوع من التموجات يكون بصورة بطيئة جداً بطيئة جداً والمرتبط بتغير فى اتجاه وسرعة الرياح .

وقد وجد الباحث هذا النوع من التموجات الرملية بالمنطقة حيث توجد مرتبطة بالكثبان الساحلية الممتدة شمال سبخة أبو قصبة وهى تتميز بخشونة رواسبها لا سيما ما هو أسفل الكثبان وبصفة خاصة الأجزاء المحصورة بين الكثبان حيث تزيد شدة الرياح لضيق مجال نشاطها كما أنها ودائماً تحمل خصائص أحجام رواسب الطبقة الواقعة عليها التموجات (Black , and

(Oldman,1999,pp:121-130.... أما عن الخصائص المورفولوجية لهذا النوع من التموجات فقد يصل ارتفاعها إلى ١٢,٢ سم وطولها يزيد على متـرين) (Sharp.1963.p.632 . بل قد يزيد على ذلك كما اوضح باجنولـد فـي دراسـته للتموجات الرملية بالصحراء الليبية حيث يصل ارتفاعها إلى ٦٠ سم وطولها يصل إلى ٦ متر .

ومن القياسات الميدانية على التموجات الحبيبية بالمنطقة فقد بلـغ متوسـط ارتفاعها ٣٠ سم ومتوسط طولها يصل إلى مترين ويعتقد الباحث فى هذا بأن أبعاد التموجات بالمنطقة تقل عما ذكره باجنولد فى دراسته لتموجات الصحراء الليبية فى أنه ركز على التموجات الداخلية البعيدة عن الساحل وبالتالى تنتشر فـي منـاطق تنشط فيها الرياح وتزيد الكثبان التى ترتبط بها تلك التموجات .

كما أن رواسب التموجات الداخلية تكون أكثر استدارة عن الرمال الشاطئية لكونها تأخذ مسافات طويلة بواسطة الرياح أثناء نقلها ، ليس هذا فحسب بـل أنهـا تكون أكثر تنوعا عنه فى المناطق الساحلية من حيث أحجامها ودرجـة تصـنيفها ،ويرجع ذلك إلى التنوع فى مصادرها واختلاف مسافات نقلهـا مـن المصـدر . (Fryberger. S.. and Ahlbrandt. 1979. pp: 450-452).

وتجدر الإشارة إلى أن هذه التموجات تنتشر أيضا فوق المسطحات المديـة وقد يصل ارتفاعها إلى ٠,٣-٠,٦ متر وتصل إلى ١٠-١٥ مترا فى أطوالها وهى تشكلت بواسطة التيارات الشديدة أثناء المد العالى فى منطقة Intertidal التى تتميز بفترة مدية كبيرة (Bird.E.1930. p.245) .

ثانيا : مورفولوجية التموجات الرملية :

تتباين التموجات الرملية في أشكالها وخصائصها المورفولوجية بالمنطقة وذلك حسب ارتباطها بالأشكال التى تنمو عليها وبقوة واتجاه الرياح السائدة وبأحجام الرواسب التى تتشكل منها وبطبيعة السطح التى تنمو عليه إذا كانت منعزلة (غير مقيدة بالأشكال الرملية) ،كل ذلك عمل على تغير خصائصها وتباينها من حيث الامتداد والانحدار والشكل ،ولذا كان لابد من الوقوف على خصائصها المورفومترية وخصائص رواسبها لكى يتم تحديد العوامل الجغرافية التى أثرت وشكلت التموجات الرملية .

وللوقوف على الخصائص المورفولوجية للتموجات تم قياس مجموعة من الأبعاد المختلفة للتموجات وتحديد العلاقة بين هذه الأبعاد فيما يطلق عليه مؤشر التموج ومؤشر الاستمرارية ثم دراسة الخصائص المورفومترية لزوايا انحدار جوانب التموجات .

(أ) مؤشر التموج : *Ripple Index (R I)*

يحدد هذا المؤشر النسبة بين أطوال التموجات (L) إلى ارتفاع الموجة H.) (ويستخدم هذا المؤشر للتمييز بين الأنواع المختلفة للتموجات الرملية بالمنطقة .

$$\text{مؤشر التموج} = \frac{\text{طول التموج}}{\text{ارتفاع التموج}}$$

(GoldSmith, 1978, p., 225)

حيث أنه في حالة زيادة ناتجة عن (١٧) فانه يعطى مؤشراً على الأصل الهوائي للرمال المشكلة لها .

ويرى باجنولد أن مؤشر التموج يتراوح مابين (١٥ – ٢٠) ويزداد إلى مابين (٥٠) و(٦٠) فى حالة هبوب رياح شديدة وحدوث تسطح للتموجات الرملية (محمد صبرى وأحمد فوزى، ٢٠٠٦، ص ١٣٤)

من نتائج القياسات الميدانية على التموجات بالمنطقة، تباينت نتائج مؤشر التموج مابين ٥–٩ فى التموجات الكبيرة وكان يتراوح بين ١٤–١٨ فى التموجات المنتشرة فوق كثبان شمال سبخة أبو قصبة ومن الملاحظ من خلال نائج مؤشر التموج بالمنطقة للتموجات الصغيرة وغير المقيدة بالكثبان ويزيد فيها ناتج المؤشر وهى التى تميزت بخشونة فى رواسبها حيث بلغ متوسط حجم الرواسب بها مابين الرواسب الخشنة والمتوسطة حيث تزيد نسبتها عن ٧٠ ٪ ويؤكد ذلك ما ذكره شارب Sharp، 1963 بأن مؤشر التموج للتموجات الهوائية تتباين عكسياً مع حجم الرواسب ومباشر مع سرعة الرياح (Sharp،1963,p:19) .

ويرى كل من (Hints,l.,and Miidel,A.,) أن مؤشر التموج عندما يصل إلى (٨) فيشير على أنها تكونت فى بيئة مائية ضحلة لا يصل عمقها إلى متر واحد (Hints,i.,and Miidel,A.,2008,pp:11-12) أما إذا زاد مؤشر التموج إلى (١٧) أو أكثر فيكون أكثر دلالة على النشأة الناتجة عن ظروف العجيج Swash أو الرياح ،وعلى أيه حال فهناك القليل المعروف عن توزيع ومورفولوجية التموجات التى تشكلت في نطاق العجيج وان كان هناك إشارة من بعض الدراسات بعدم وجود تموجات نهائياً فى نطاق العجيج .

على الرغم من أهمية نتائج هذا المؤشر فى تفسير مورفولوجية التموجات إلا أن البعض أمثال سميث فيرى أن مؤشر التموج ليس قيداً على تحديد نوع التموجات الرملية ولكن هناك مجموعة من العوامل الأخرى مثل سرعة الرياح وأبعاد التموجات والتضرس والنبات الطبيعى وحجم الرواسب المشكلة للتموجات .

(ب) مؤشر الاستمرارية (مؤشر الامتداد الأفقى) : *Continuity Index*

وقد أستخدمه (Allen,1968) وهو عبارة عن النسبة بين متوسط طول القمة ومتوسط طول الموجة وتتراوح نتائج المؤشر ما بين١٠-١٠٠.(Allen,1968,pp:100-108).

ومن القياسات الميدانية على أبعاد التموجات بالمنطقة كانت نتيجة مؤشر الاستمرارية ١٢,٤ مما يفسر تعدد اتجاهات الرياح بالمنطقة ،ولذا كان لاتجاهات الرياح وسرعاتها دورها الفعال فى استمرارية التموجات ، حيث تعد لتموجات مؤشراً على اتجاه الرياح المحلية حيث تظهر قمم هذه التموجات عمودية على اتجاه الرياح بمنحدر شديد فى منصرف الرياح ،وقد يؤدى انحراف الرياح عن ٢٠ درجة إلى بدء تكون مجموعة جديدة من التموجات (Sharp,1963)

كما يؤدى انحراف نقل الرواسب المترتب على التقلبات الخفيفة فى جانب اتجاه الرياح إلى تغير أو انحراف فى اصطفاف قمم التموجات وذلك يرجع إلى اتجاه الرياح الإقليمية أو المحلية. ومن ثم يتم التطرق لهذا بالتفصيل فى العوامل المؤثرة فى مورفولوجية التموجات فى الصفحات التالية :

(١) الظروف المناخية ودورها فى مورفولوجية التموجات الرملية :

(أ) الرياح ودورها فى مورفولوجية التموجات الرملية:

أكدت العديد من الدراسات(*) أن نظام الرياح السائدة عاملاً رئيساً فى تحديد وتطور مورفولوجية التموجات بل وفى تحديد مورفولوجية الكثبان الرملية نفسها وللوقوف على هذا فقد تناولت الرياح من حيث سرعتها واتجاهاتها كما يلى:

(*) أهم الدراسات :

جدول (١) نسب هبوب الرياح الفصلية في الاتجاهات المختلفة بمنطقة الدراسة

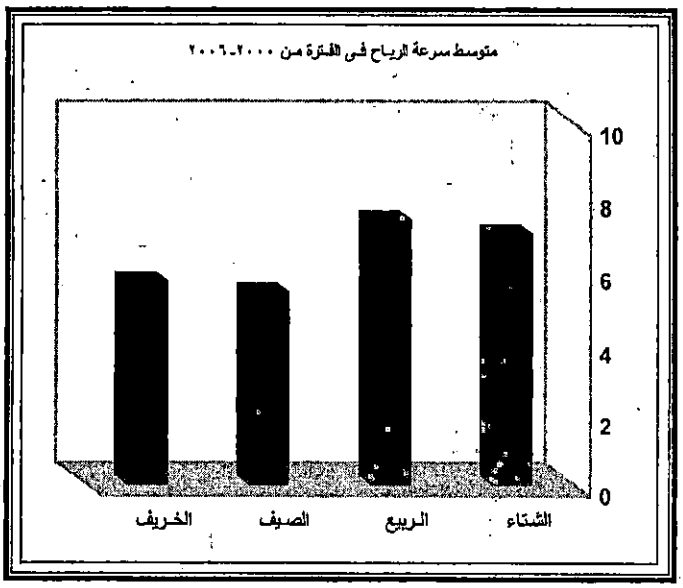
الفصول / الاتجاهات	شمال	شمال شرق	شرق	جنوب شرق	جنوب	غرب جنوب	غرب	غرب شمال	سكون
الشتاء	٩	٢	٣	٢	٥	١٥	٢٧	٢٢	٤
الربيع	١٨	١٨	٨	١٢	١٥	٥	٥	١٤	٥
الصيف	٢٩	٣٦	٦	٥	٢	٣	١	١٠	٨
الخريف	١١	٢٧	٥	١٠	٢٢	١٠	١	٢	١٢
المتوسط	١٧	١٨	٥	٧	١١	١١	٩	١٢	٧

المصدر : بيانات محطة الأرصاد الجوية (سرت) بتصرف.

يتضح من الجدول (١) والشكل (٣) أن متوسط سرعة الرياح يتراوح بين ٥-١٨ عقدة ،تزيد السرعة شتاءا لاسيما الاتجاهات الغربية (شمال غرب و غرب و جنوب غرب) لتصل إلى ٧٦٪ في حين تصل إلى ٦٥٪ في الصيف في الاتجاهات الشرقية (شمال و شمال شرق وشرق) لتصل أقصى سرعة لها إلى ٣٦ عقدة من الاتجاه الشمال الشرقي .

من الجدير بالذكر أن الرياح تلعب دوراً في تحديد مورفولوجية التموجات بالمنطقة لأنها تؤثر في حركة الرواسب وطبيعتها في تشكيل التموجات حيث تتشكل التموجات الهوائية في رواسب رملية ناعمة أو متوسطة ،حيث يعتمد تشكيلها على عملية القفز للحبيبات الرملية الناعمة أو المتوسطة الحجم وزحف الرمال الأكثر خشونة وهي تتباين في أشكالها ومورفولوجيتها حسب طبيعة حركة الحبيبات وسيتم تناول ذلك لاحقا بشيء من التفصيل .

Bagnold. 1941
Smith. h. 1968
Sharp. R. 1963
Lancaster. 1995
Wang. X. 2002
Pye . K.. and Tsoar. H.. 1995



شكل (٣) متوسط سرعة الرياح بالعقدة فى الفترة من ٢٠٠٠- ٢٠٠٦

وليس أدل على اثر سرعة الرياح في تشكيل التموجات من أن الحبيبات تتحرك أثناء سرعة الرياح فوق السرعات الحرجة فى صورة رواسب زاحفة في حين يتحرك عدد صغير نسبياً من الحبيبات فى شكل قفز لمسارات قصيرة نسبياً أما إذا اقتربت الرياح من السطح فتقل طاقتها ومن ثم فان هذه الحالة لا يتم تطور أو نمو للتموجات الرملية .(Py , K., and Tsoar, H., 1990, P., 178)

أما في حالة الرياح ذات السرعة المتوسطة فيتم حركة الحبيبات قفزاً بسهولة ولكن الأمر يقتصر هنا على الحبيبات الناعمة والمتوسطة ،فى حين يقل الزحف الأمامى للحبيبات الخشنة عند اصطدامها بالقاع أو السطح .

على أية حال فإنه أثناء الرياح الشديدة فإن الحبيبات الخشنة تبدأ فى القفز هنا تزداد أطوال التموجات وتسطحها بمعنى آخر يزيد مؤشر التموج مع زيادة أطوال التموجات فى حين تكاد تختفي هذه التموجات فى ظل سرعات حرجة معينة للرياح فيظهر السطح المتموج وكأنه مستوى تماماً (Ibid, P., 179).

وقد أوجد باجنولد Bagnold من خلال تجاربه علاقة بين سرعة الرياح وطول موجة التموجات كما فى الجدول التالي رقم (٣) :

جدول رقم (٣) العلاقة بين سرعة الرياح وطول موجة التموجات

سرعة الرياح سم / ثانية	١٩	٢٥	٤٠.٤	٥٠.٥	٦٢.٥	٨٨
طول الموجه (سم)	٢.٤	٣	٥.٣	٩.١٥	١١.٣	-

ويتضح من الجدول التالي:

١) يزداد طول موجة التموج مع تدرج السرعة للرياح .

٢) يستوى سطح التموج، ويختفى تماما عندما تتجاوز الرياح فى سرعتها حداً معيناً .

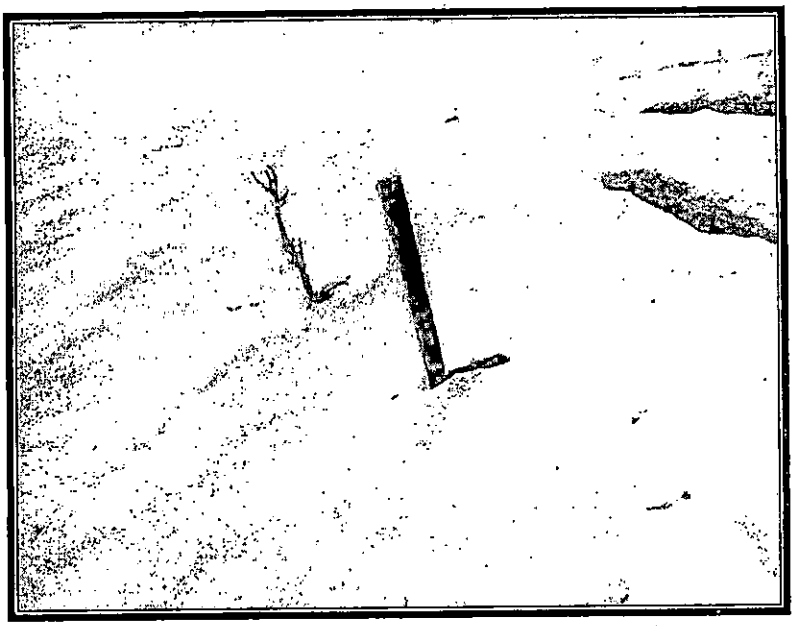
٣) يتراوح معدل التموج ما بين ١٥-٢٠، ويزداد إلى ما بين ٥٠-٦٠ مع هبوب رياح شديدة وحدوث تسطح للمسطح الموجى . (محمد صبرى محسوب، ١٩٩١، ص١٠٣) .

وقد أوضحت التجارب والمشاهدات الميدانية أن هناك تباين فى الوقت التى تستغرقه فى التكوين حسب سرعه الرياح وطبيعة السطح المشكلة عليه التموجات ،كما تختلف حسب نوعية التموجات نفسها فتأخذ من اثنين إلى ثلاثة دقائق وقد تأخذ من ١٠-١٥ دقيقة ،أما التموجات الكبيرة فتأخذ كما يقول باجنولد وقت أطول من الوقت التي تستغرقه التموجات الصغيرة وقد تأخذ ساعتين لتتشكل موجة طولها ١٨ سم .(Bagnold,1941,p.156).

ورغم ذلك فان رأى باجنولد فى أن الموجة ذات الطول عشون متراً وارتفاع يصل إلى ٦٠ سم قد تأخذ فترة تزيد على قرن من الزمان ،فى حين يرى البعض أنها تأخذ بضعة أسابيع (Sharp,1963) وقد تأخذ كما يرى باجنولد ساعات فى تشكيلها مع رياح شديدة جداً (Arnold , 1981) .

ويتفق الباحث مع رأى باجنولد حيث لاحظ أثناء تواجده بمنطقة سرت الليبية تتعرض فى فترات هبوب الرياح القبلية الشديدة والتي يطلق عليها محليا اسم (العجاج) وتحمل معها رمال ذات حبيبات الناعمة فتعمل على تكون تموجات قصيرة بعد هبوبها ببضعة ساعات .

كما قام الباحث بقياس حركة التموجات ميدانيا بتثبيت بعض العلامات تم تتبعها كل شهر تقريبا وقد وجد أنها تتحرك تقريبا بمتوسط ٢٥ سم /شهر لاسيما فى التموجات الموجودة فوق أسطح الكثبان الساحلية ،علما بأن متوسط سرعة الرياح تتراوح ما بين ٦-٨ عقدة .



لوحة (٨) توضح العلامات التى تم وضعها لمراقبة حركة التموجات

وقد اتفقت الدراسة فى هذا مع ما توصلت إليه العديد من الدراسات التى أجراها كل من شارب وكورمش (Comish,1914,p..82) ، حيث توصلا إلى انه حينما يبلغ معدل حركة للتموجات مابين ٠,٩ و ٨,١ سم/دقيقة تحت سرعة رياح تتراوح ما بين ٧,٢ و ١٣,٤ متر/ثانية . ويفسر هذا بأن هناك علاقة خطية بين سرعة الرياح ومعدل حركة التموجات (Pye , K., and Tsoar, H., 1990, P., 179.

ومن الدراسة الميدانية اتضح للباحث أن الاتجاه السائد لحركة التموجات يكون فى الاتجاه الشمال الشرقى والشرق كما لوحظ أن هناك حركة بالاتجاه ناحية الجنوب والجنوب الغربى وان كان الاتجاه السائد للحركة ناحية الشمال الشرقى والشرق ويرتبط ذلك باتجاه الرياح المحلية السائدة على المنطقة ، وان كان هناك تبايناً فى بعض المواضع لاسيما الأجزاء المحصورة بين الكثبان الساحلية والشاطئ حيث تضيق وتكثر بها الدوامات الهوائية مما يؤدى إلى تبايناً فى اتجاه حركة التموجات بحيث يصعب الوقوف على اتجاه معين .

ولتحديد العلاقة بين الرياح والرمال المتحركة فقد اجرى Belly ,1964 عدة تجارب خاصة بهذه العلاقة ،كما أجرى تجارب أخرى خاصة بمدى تأثير الرطوبة

على سرعة الرياح المطلوبة لتحريك الحبيبات خلال نفق الرياح ،وقد خلص من خلال تجاربه أن التموجات الرملية تبدأ فى الظهور مع أقل سرعة للرياح بينما تختفى مع سرعة تزيد على ٢٦ قدما/ثانية ،وان كان لم يلحظ وجود علاقة بين طول التموج وسرعة الرياح .كما أوضح أن متوسط المسافة التى تقطعها الحبيبات يتر(Pyc،ن ١,٣ – ١,٦ قدم مع سرعة للرياح تتراوح بين ٢٨ – ٣٥ قدم/ثانية (Pye. K., and Tsoar. H.. 1990. pp: 180-181).

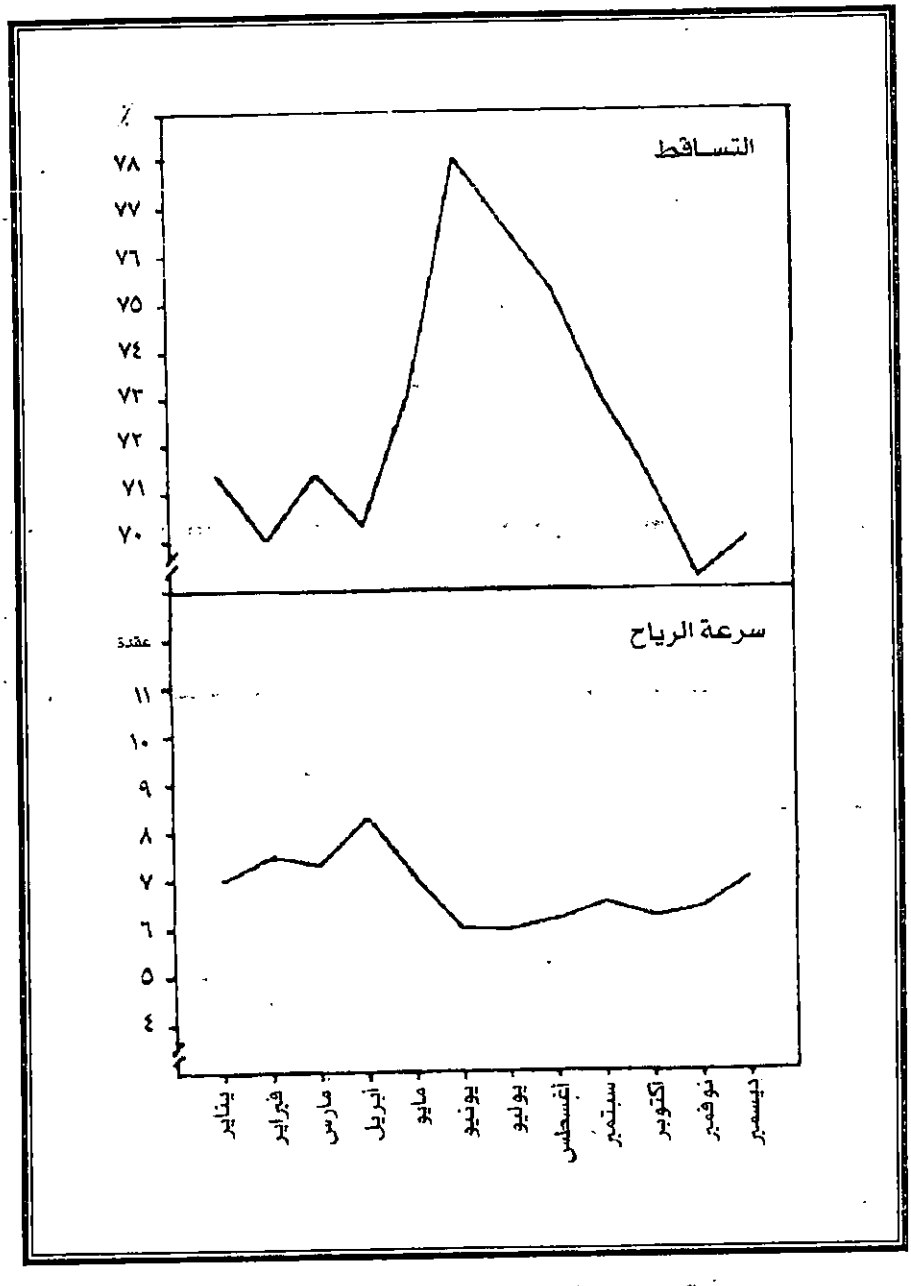
هذا وتتأثر سرعة الرياح بالرطوبة حيث أوضحت بعض الدراسات انه فى حالة احتواء الرمال الناعمة على نسبة تتراوح مابين ٢-٣ ٪ من الرطوبة فهى تتطلب فى هذه الحالة رياح قوية لكى تحركها لان احتواء الرواسب على المياه يؤدى إلى زيادة تماسكها وبالتالى مقدرتها على مقاومة الرياح ، ولذا تزيد كثافة التموجات بالقرب من الساحل على العكس فى الجانب المظاهر للشاطئ وهذا ما أثبته دراسة عادل السعدنى (٢٠٠٦) على الكثبان الطولية فى شمال شرق بحيرة البرلس فى أنها تزيد فى كثافتها فى الجانب المواجه للبحر المتوسط فى حين تقل بل تكاد تنعدم فى الجانب المظاهر للبحر المتوسط (عادل السعدنى ،٢٠٠٦ ، ص ص : ١٢٢-١٢٣) .

ويفسر ذلك بارتفاع نسبة الرطوبة فى الرواسب المواجه للبحر مما يزيد من تثبيتها وعدم إزالتها بالرياح عكس الجانب المظاهر والذي تقل فيه نسبة الرطوبة مما يسهل عمل الرياح ونشاطها ، وان هبت رياح قوية (٤٠ كم / ساعة فأكثر) فإنها تستطيع نحت الطبقة السطحية الرطبة فى فترة زمنية قصيرة وتنقل ما تحتها من رمال جافة (صابر أمين دسوقى ، ٢٠٠٠ ، ص ٢٤٦) .

جدول(٤) متوسط سرعة الرياح (عقدة) والرطوبة النسبية (٪) خلال الفترة من ٢٠٠٠-٢٠٠٦

الأشهر / الخصائص	يناير	فبراير	مارس	ابريل	مايو	يونيو	يوليو	أغسطس	سبتمبر	اكتوبر	نوفمبر	ديسمبر	المتوسط العام
متوسط سرعة الرياح (عقدة)	٧,٠	٧,٥	٧,٣	٨,٣	٧,٠	٦,٠	٦,٠	٦,١	٦,٥	٦,٢	٦,٤	٧,٠	٦,٨
متوسط الرطوبة النسبية ٪	٧١,٤	٦٩,١	٧١,٤	٧٠,٣	٧٣,١	٧٨,٠	٧٦,٧	٧٥,٣	٧٣,٠	٧١,٣	٦٧,٠	٧٠,٠	٧٠,٠

المصدر : المتوسطات تم حسابها من بيانات الأرصاد الجوية – محطة سرت (٢٠٠٨) .



شكل (٤) سرعة الرياح (عقدة) وعلاقتها بالرطوبة النسبية

يتضح من الشكل أن سرعة الرياح وقوتها تتباين عكسيا من نسب الرطوبة النسبية، فكلما زادت الرطوبة والأمطار بالمنطقة تقل سرعة وتأثير الرياح مما يترتب عليه ضعف الرياح فى إزالة التموجات لاسيما المنتشرة فيها فى المنطقة القريبة من ساحل البحر ،ويتفق ذلك مع ما توصلت إليه دراسة Jimenez وزملائه من أن هبوب الرياح المؤدية لنقل الرمال فى البيئة الساحلية يمثل الجانب الهام جدا المتكامل فى ميزانية الرواسب الساحلية Jimenez .et al.1999. pp:517- (522) أو بمعنى أخر كما ذكر باجنولد (١٩٤١) أن حركة نقل الرواسب تعد عملية متداخلة مع مجموعة من المتغيرات البيئية تعمل جميعها فى حيز مكاني كبير مؤقت ،بمعنى أدق أن هذه المتغيرات تعمل فردية ومتعاونة وقد تم تجريب ذلك خلال تجاربه فى معظم دراساته الأولية على الكثبان الرملية Jimenez .et al.1999.p.292).

جدول (٥) الإحصاءات الوصفية لأبعاد التموجات الرملية (٢٥ تموج)

الأبعاد (سم)	الأقصى (سم)	الأدنى (سم)	الانحراف المعيارى	المتوسط (سم)
الارتفاع (H)	١٥	٣	٣,٦	٧,٣
الاتساع (W)	١٠٠٠	١٠٠	١٣,٢	٣٠٠,٦
الطول (L)	٢٠٠	٢٠	٦٣,٧	٨٠,٢

المصدر :إعداد الباحث بناء على القياسات الميدانية.

جدول (٦) مصفوفة ارتباط بين أبعاد التموجات

الأبعاد	الطول	الارتفاع	الاتساع
الطول (سم)	١,٠	٠,٧٨	٠,١٠
الارتفاع (سم)	٠,٧٨	١,٠	٠,٠٥ -
الاتساع (سم)	٠,١٠	٠,٠٥ -	١,٠

من الجدولين السابقين (٥) و (٦) يتضح ما يلى :

- تتراوح أطوال التموجات مابين ٢٠ سم إلى مترين بمتوسط ٠,٨ متر وانحراف معيارى ٦٣,٧ مما يشير إلى تقارب التموجات فى أطوالها لاسيما التموجات المرتبطة بالكثبان الساحلية والتى تتميز بزيادة فى أطوالها لاسيما الموجودة أسفل الكثبان الساحلية.
- يتراوح متوسط الاتساع حول ٣ متر ،بأقصى قيمة تم تسجيلها بالمنطقة تصل إلى ١٠ متر وأدنى قيمة متر واحد مما يعطى مؤشرا على تباين اتجاهات الرياح مما أدى إلى تفرع وتشعب للتموجات الرملية لاسيما المنتشرة فى أعالى الكثبان أما ما هو فى أسفل الكثبان فيتميز بزيادة فى

اتساعها وقد اتضح ذلك من خلال مشر الإستمرارية التي تم مناقشته في الأجزاء السابقة للبحث .

- أما عن الارتفاع فيتراوح متوسطه ٧,٣ سم في حين يصل أعلى ارتفاع إلى ١٥ سم لاسيما التموجات الحبيبية الخشنة ذات الموجات الكبيرة ،بينما يبلغ ادنى قيمة كانت حول ٣ سم لاسيما في التموجات الصغيرة الغير مرتبطة بالكثبان ،بانحراف معياري ٣,٦ مما يشير إلى تباين في قيم ارتفاعات التموجات وهذا مرتبط بطبيعة الحال بأحجام الرواسب وطبيعة السطح المشكلة عليه وسرعة واتجاه الرياح السائدة .
- اتضح من خلال العلاقة الارتباطية بين المتغيرات الوصفية لأبعاد التموجات أن هناك علاقة طردية قوية بين الارتفاع والطول تصل إلى (٠,٧٨) ويتجلى ذلك في التموجات الخشنة الكبيرة والتي تتميز بزيادة في ارتفاعها لأن هناك علاقة بين زيادة النحت في الجوانب المواجهة للرياح وبالتالي ارتفاع قمم التموجات ومن ثم تزيد ارتفاعاتها مع زيادة أطوالها ،كما كانت هناك علاقة عكسية ضعيفة جدا (-٠,٠٥) بين الاتساع والارتفاع حيث يزيد الارتفاع في حالة التموجات القصيرة والعكس في حالة التموجات الطويلة أو المتسعة يقل بها الارتفاع .

(ب) درجة الحرارة :

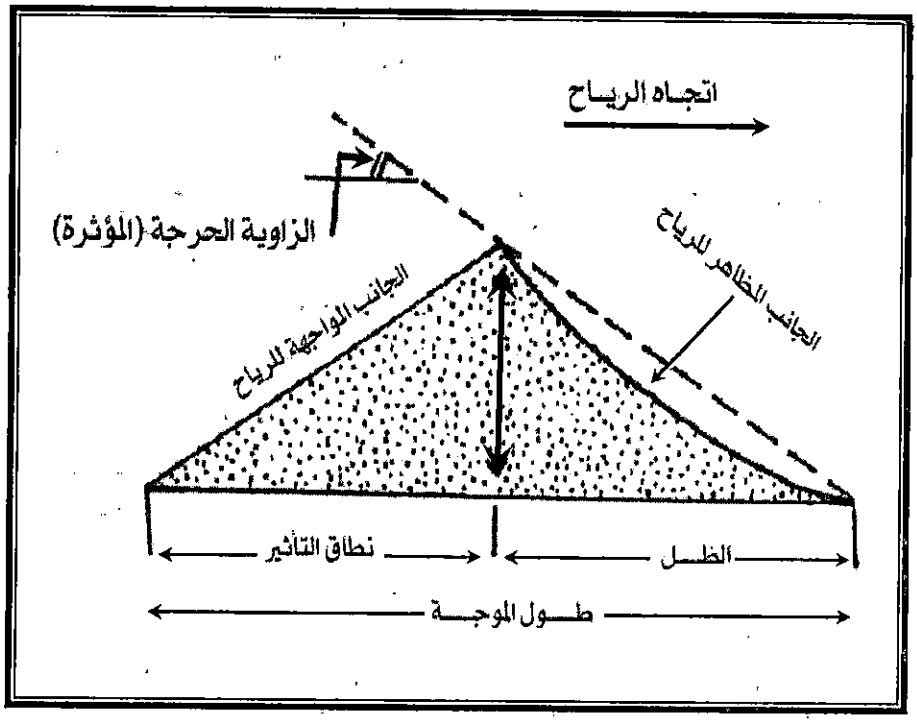
أما تأثير درجة الحرارة فهي إلى جانب تأثيرها على عملية التجوية فإن لها تأثيرها المباشر على الأشكال الإرسابية والتي منها التموجات الرملية ،وفي هذا يوضح كل من نبيل إمبابي ومحمود عاشور (١٩٨٣ ، ص ٣١) لأثرها حيث يريان أن أي أمطار تسقط على المنطقة أو أي رطوبة جوية يحدث لها مع الحرارة أن تتكاثف على أسطح التجمعات الرملية المختلفة ، أو يحدث لها تسرب خلال الطبقة السطحية كما تؤدي إلى التبخر بسرعة ، ولهذا تظل الرمال في حالة مفككة وبالتالي تمكن الرياح من تحركها بسرعة هذا بالإضافة إلى ارتفاع درجة الحرارة خلال نصف السنة الصيفي يؤدي إلى تكسر الأنزيمات ونقص العمليات الحيوية للنبات ومن ثم يموت تماما .

(جـ) الأمطـار :

أما عن تأثير الأمطار والتي أوضحت الدراسة أنها تتركز في شهور الشتاء وبالتالي فإنها تؤثر على التجمعات الرملية بشكل مباشر أو غير مباشر حيث انه عند سقوط مياه الأمطار على أسطح التجمعات الرملية (التموجات) بصورها المختلفة تتسرب في الطبقة السطحية نحو ٣٠ سم مما يؤدي إلى تماسك حبيبات الرمال وبالتالي ينخفض معدل حركتها .

(٢) ديناميكية حركة رواسب التموجات الرملية :

أوضحت الدراسات أن مورفولوجية التموجات تتأثر بحجم الرواسب وطريقة نقلها وحركتها ويؤكد شارب أن طول التموجات هو عبارة عن نتاج معادلة تتشكل من الرمال الخشنة لها مسافات كبيرة عن التموجات التى تتشكل من الرمال الناعمة .(Lancaster. N,1995,P.27)



المصدر: عن *Sharp,1963*

شكل (٥) مورفولوجية قطاع التموج

تبدأ التموجات الرملية لاسيما الناعمة والتى يطلق عليها البعض التموجات المثالية فى التحرك مع منصرف الرياح عن طريق النحت فى المنحدر المواجه للرياح والترسيب فى الجانب المظاهر للرياح Lee Side.

ويذكر باجنولد بأن شكل التموج هذا لا يتغير طالما أن سرعة الرياح واتجاهاتها ثابتة .(Bagnold , 1941,p.152)وان كان هناك تعارض لدى شارب أثناء دراسته للتموجات على كثبان Kelso فى كاليفورنيا ،أن أبعاد التموجات تزيد مع استمرار الوقت حتى مع بقاء سرعة الرياح ثابتة .

ومن الشكل يتضح أن شارب قد قسم طول الموجة إلى جزئين ،منطقة تأثير ومنطقة ظل شكل (٥) ويتناسب طول منطقة الظل تناسبا مباشر مع ارتفاع الموجة وعكسيا مع زيادة زاوية التأثير للرياح السائدة.كما يزيد ارتفاع الموجة بزيادة حجم الحبيبات ،ولذلك فان نطاق الظل وزاوية التأثير تتناسب عكسيا مع سرعة الرياح .كما يتباين طول نطاق التأثير طرديا مع ارتفاع التموج وعكسيا مع انحدار وميل المنحدر المواجه للرياح ،كما يتباين منحدر الجانب المواجه للرياح عكسيا مع حجم الرواسب ولذا من المتوقع زيادة نطاق التأثير فى جسم التموج بزيادة أحجام الرواسب وبالتالى زيادة فى ارتفاع التموج ،كما يقل هذا الجزء مع سرعة الرياح وقوتها .

إذن يمكن استنتاج انه إذا زاد حجم الحبيبات يزيد معه نطاق التأثير والظل معا مما يؤدى أيضا إلى زيادة طول الموجة ،وقد أكد ذلك كل من باجنولد وشارب فى أن طول التموجات يزيد مع سرعة الرياح ولذلك فان الزيادة فى نطاق الظل نتيجة سرعة الرياح تأتى على حساب النقصان فى الجانب المواجه للرياح مع ملاحظة أن لأحجام الرواسب وطريقة حركتها دوراً وتأثيرا فى العلاقة السابقة .

وتأكيدا لـ Bagnold بجنولد أن تناقص طول الموجة وارتفاعها يتناقص فى وجود الرواسب ذات الأحجام التى تتراوح ما بين ٠,٧٨ – ٠,٣٢ ملليمتر ،ثم يزيد زيادة ثابتة مع أحجام الرواسب الدقيقة التى تقل عن ٠,٢ ملليمتر (Bagnold. 1941. p.156) .

وتأكيدا على العلاقة السابقة فقد اتضح للباحث من خلال نتائج تحليل رواسب التموجات لاسيما الحبيبات الخشنة ذات التصنيف الردئ Ill Sorted أو التموجات ذات الرمال الخشنة والناعمة معا والتى يطلق عليها ذات التصنيف المزدوج Bimodal ،أنها تشكل تموجات كبيرة أكثر ارتفاعا عن التموجات الرملية الناعمة .

ويفسر ذلك باجنولد فى أن الحبيبات الخشنة دائماً تتجمع فى قمة التموجات لذا فهى من الصعوبة بمكانة أن تزال بواسطة الرياح العادية إلا إذا كانت رياح شديدة جداً يمكنها إزالتها وتسطحها ،ومن ثم فان نمط التموجات الكبيرة يتم استبداله بسطح غير متموج Flat Surface (Bagnold , 1941 , pp:156-157) .

إذن يمكن القول بأن الاختلاف بين تشكيل التموجات الصغيرة والكبيرة الحجم يرتبط بعاملين رئيسيين هما، القدرة النسبية للرياح السائدة وحجم الحبيبات المشكلة لقمة التموجات ففى حالة التموجات الصغيرة تكون الرياح شديدة لدرجة يسمح بإزالة معظم حبيبات القمة عند ارتفاع الأخيرة لحد معين ، أما فى حالة

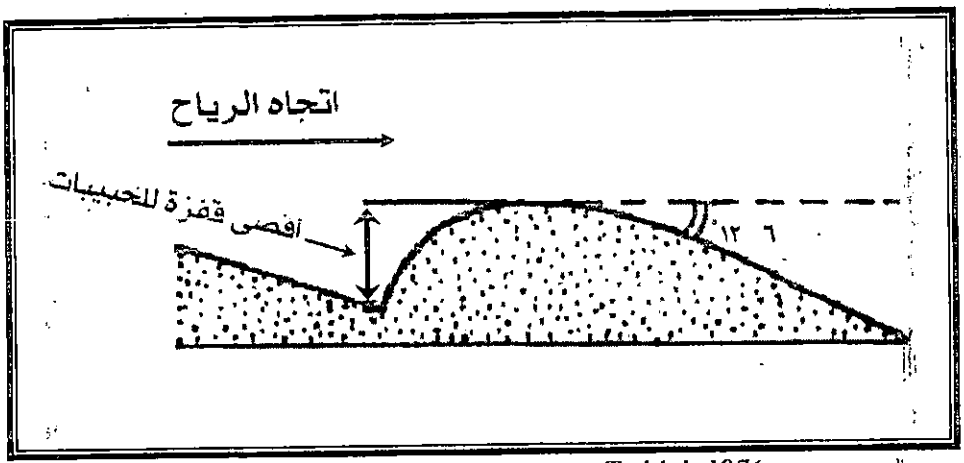
التموجات الكبيرة فان الرياح ليست بالقوة مقارنة بحجم رواسب القمة وتأكيدا لذلك فقد اقترح باجنولد لكى تتم وتتطور التموجات الكبيرة فلا بد من توفر الشروط التالية . (Fryberger and Ahlbrandt , 1979 , p.. 454)

١) وفرة الحبيبات الخشنة .
٢) زيادة دفع الرواسب الناعمة للحبيبات الخشنة ودفعها للأمام والتي تتحرك فى شكل رواسب زاحفة .
٣) الرياح التي تعمل على إزالة الحبيبات الخشنة من قمم التموجات الكبيرة .

ولذا فقد تؤدى هذه العوامل على تحريك للتموجات وزيادة أطوالها باستمرار مع الوقت ولكن بشكل محدود ،وان تقدمها يستمر ببطئ تدريجى لاسيما فى حالة بقاء الإمداد بالرواسب ،ولذا يعتقد كثير من الباحثين أن التموجات الكبيرة قد تأخذ عقودا أو قرونا لكى تتكون وان رأى البعض الآخر عكس ذلك فى أنها لا تأخذ وقتاً طويلاً بهذا الشكل الذى ذكره باجنولد من قبل .

إذن السؤال الذي يطرح نفسه هو كيف تتحرك هذه الحبيبات لكى تشكل التموجات بأنواعها وأحجامها المختلفة ؟ تباينت طرائق نقل وحركة الرواسب المشكلة للتموجات الرملية وقد أوضحت العديد من الدراسات انه عند زيادة نسبة الحبيبات الخشنة إلى نسبة قليلة من الحبيبات الخشنة فتكون الحركة بالقفز ،أما فى حالة احتواء القاع على نسبة قليلة من الحبيبات الخشنة فتكون عملية طرد الحبيبات لها دوراً أكثر تأثيراً ،وعند حدوث عملية الطرد هذه تكون كفاءة القفز اقل من الارتداد وقد ينتج تغيراً مفاجئاً فى أحجام الحبيبات مما يؤدى إلى تغير فى ممرات وأطوال حركة القفز نفسها وبالتبعية يتغير معها طول الموجة ،حيث يتأثر طول الأخيرة بطول مسار القفز للحبيبات (Pye , K., and Tsoar, H., 1990, p., 184) .

ومن الجدير بالذكر أن ما سبق يتأثر بمجموعة من العوامل الأخرى المساعدة أو المتداخلة بين عملية القفز وطبوغرافية السطح وسرعة الرياح وترددها وبين طول التموج نفسه .ومن خلال تفهم طبيعة حركة رواسب التموجات اتضح مدى أهمية طريقة القفز فى حركة حبيبات التموجات والتى ترتفع فيها الحبيبات بحركة راسية إلى اعلي ثم تتحرك مسافة متر أو أكثر بقليل ،وتنزل بزاوية سقوط تتراوح مابين ٦-١٢ درجة ،كما تراوح أقطارها ما بين ٠,٠٥ – ٠,٥ سم ،وترى كثير من الدراسات أن حوالى ٧٥٪ من المواد تتحرك بهذه العملية (صبرى محمد التوم ، ٢٠٠٤ ، ١١٤) .



المصدر عن: *Twidal,,1976*

شكل (٦) يوضح مسار الحبة القافزة فى الهواء

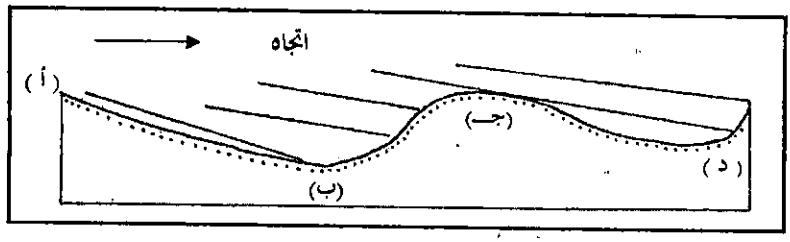
يتضح مما سبق أن نسبة كبيرة من حركات الحبيبات تكون فى شكل القفز لكن السرعة المطلوبة لكى تبدأ هذه الحبيبات فى القفز تتطلب سرعة رياح معينة اسماها باجنولد السرعة الحرجة وهى تتناسب طردياً مع حجم الرواسب وهى تتراوح دائماً ما بين ١٠-٢٠ ميل /ساعة (Bagnold,1941,p., 32)

وأن متوسط ارتفاع الحبيبات وسرعتها تزيد مع سرعة الرياح ولا يصل ارتفاعها إلى اعلى من مترين (Fryberger, et al, 1979, p., 454) .

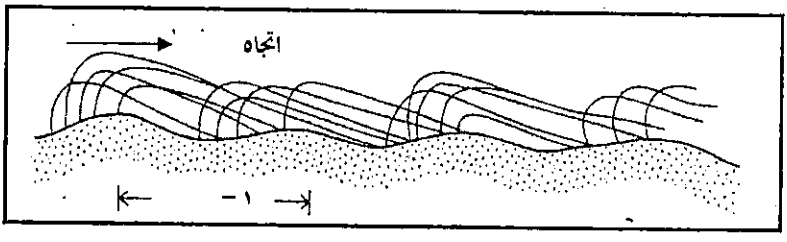
ولذا فالتموجات تأخذ وقتا قصيرا لتتكون فى شكل تموجات واضحة وذلك خلال عشرة دقائق مع سرعة تصل إلى ٤٨كم/ساعة وقد تتسطح تماماً ليتغير الشكل المتموج إلى مسطح، وقد أكد شارب انه فى غصون ساعة واحدة وبسرعة ٤٨كم/ساعة سوف تحرك الرياح كمية ٦٠٠٠ باون من الرمل على طول حوالى ٣٢ متر (Sharp ,1963,pp:718-720) .

ثالثا : نشأة وتطور التموجات الرملية :

بعد التعرف على ديناميكية وحركة الرواسب أثناء تشكيل التموجات الرملية يمكن أن نستخلص كيفية تكون التموجات الرملية من الشكل التالى (٧) :



(١) بداية تكون النيم مع نقل الحبيبات على الأسطح المواجهة للرياح (ب جـ) بدرجة أكبر من الأسطح المظاهرة للرياح (أب) ، (جـ د).



(٢) العلاقة بين طول الموجة ومسافة قفز الحبيبات

Bagnold, 1960 - Pethick, J., 1984

شكل رقم (٧) كيفية تكوين التموجات الرملية (علامات النيم)

من الشكل (٧) يمكن تتبع تطور حركة الرمال على الأسطح الرملية وتشكيلها لظاهرة التموجات الرملية كما يلى :

- عندما تبدأ حركة فوق سطح رملى فإن الفرصة تكون مواتية لظهور عدم انتظام به، وهكذا فإن كميات كبيرة من الرمال ستزال على القطاع (أ ب) مقارنة بتلك الموجودة على القطاع (ب جـ) والمحمية بارتفاع السطح عند (ب). حيث يؤدى قفذ الحبيبات *bomberdant* إلى إطلاق كميات كبيرة من الحبيبات فى القطاع (أ ب) عن تلك بالقطاع (ب جـ) والأولى تستقر "تترسب" على مسافة تساوى نصف طول مجال تحركها أثناء القفز.
- هكذا ومع توالى هبوب الرياح وتحرك الرواسب فقد يحدث تراكم فى القطاع (ب جـ) ونحت في القطاع (أ ب) وحدوث حركة أمامية للمنحدرات. ومن الجدير بالذكر أنه حينما تحدث هذه الحركة فى تموج واحد فإنها سوف تحدث على طول الخط وسوف تتحرك التموجات إلى الأمام محتفظة بالمسافات البينية بين كل تموج وآخر.

وتجد الإشارة إلى أن الحبيبات الخشنة ترتكز فوق القمم ولا تتحرك منها وعادة ما يتوقف ارتفاع التموج إلى حد كبير على قدرة الحبيبات الأخشن على البقاء فوق مواضعها على القمة والصمود أمام هبوب رياح شديدة.

من خلال الدراسة الميدانية ونتائج التحليل الميكانيكى لرواسب فوق قمم التموجات أن هناك تجمع فعلى للرواسب الخشنة فوق قمم التموجات، وأن الرواسب الأنعم تتجمع في الأحواض البينية، وهذا ما فسره باجنولد فى نموذجه، حيث يوجد فى الأمام رمال أخشن Coarse Sand تتحرك بالزحف ثم تتجمع عند قمم التموج، وهكذا تساعد فى ظهور التموجات الرملية أطول فى موجاتها، حيث تستطيع الرمال الخشنة التى استقرت فوق القمم أن تتحرك (محمد صبرى محسوب، ١٩٩٧، ص ١٧٣).

يتضح مما سبق دور الرياح وحجم الرواسب فى مورفولوجية وتكوين التموجات الرملية حيث يمثلان أهم العوامل المؤثرة فى تحديد ارتفاع وطول الموجة فقد يزيد ارتفاع التموجات بصفة عامة مع زيادة أحجام الرواسب ويتناقص مع شدة سرعة الرياح ،بينما تزيد أطوال التموجات مع زيادة فى أحجام الرواسب وسرعة فى الرياح مع الأخذ فى الاعتبار انه ليس دوما أن تكون العلاقة طردية ولذلك كما أوضح باجنولد أن زيادة شدة الرياح تعمل على إزالة التموجات الرملية الناعمة وإذا استمرت فقد تزيل أيضا التموجات الخشنة .

وعلى الرغم من الدور الهام التى تلعبه الرياح فى مورفولوجية التموجات إلا أنه ومن خلال خصائص الرياح فى المنطقة والملاحظات الميدانية يمكن القول بأن الرياح لم تبلغ القوة التى تستطيع بها إزالة التموجات بل على العكس فإنها فى نمو مستمر وتطور بدليل زيادة أطوالها وارتفاعات بعضها ولكن بنسب ضئيلة لاسيما ما هو مرتبط منها بأسطح الكثبان الساحلية شمال سبخة ابوقصبة . كما يتجلى أثرها الواضح أيضا من خلال تداخل محاور التموجات وقلة انحدار جوانبها وتوسط أحجام رواسبها واتصافها برداءة التصنيف مما يعطى مؤشرا بتداخل عوامل التشكيل بالمنطقة وعدم اقتصارها على الرياح فقط.

خلاصة القول ....

أن نشأة وتطور التموجات ترتبط بمجموعة من العوامل والتى لها تأثير على طول وارتفاع التموجات مثل الرياح من حيث هبوبها وسرعتها وطبيعة السطح المشكلة عليه وطبيعة حركة الرمال سواء بالقفز أو الزحف ثم خصائص حبيبات الرمال السطحية من حيث أحجامها المختلفة.

رابعا: التحليل المورفومترى لزوايا انحدار جوانب التموجات الرملية

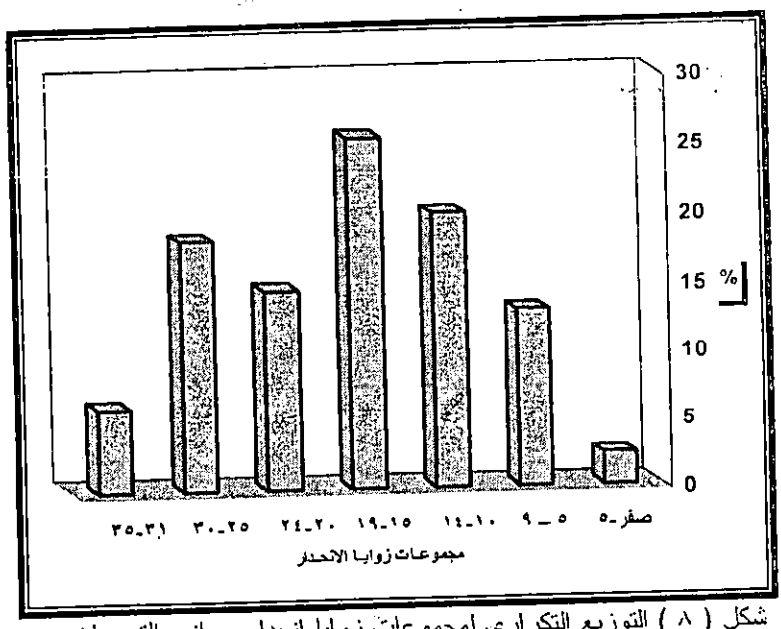
للوقوف على تحديد خصائص التموجات المورفولوجية من ناحية زوايا انحدارها تم قياس مجموعة من الزوايا على طول جوانب التموجات الرملية ميدانيا ،وقد تم تحليلها من حيث التوزيع التكراري لزوايا الانحدار وتحديد الزاوية الشائعة والزوايا الحدية والتي تصف مدى زوايا الانحدار ثم التوزيع التكراري لفئات زوايا الانحدار تلك التى توضح الخصائص العامة للانحدار .

(أ) التوزيع التكراري لزوايا الانحدار على جوانب التموجات :

يتضح من الجدولين (٧) (٨) ما يلى :

جدول (٧) التوزيع التكرارى لمجموعات زوايا الانحدار على جوانب التموجات

المجموعات	المدى	الزوايا الشائعة			طول المجموعة		الزوايا	
		الدرجة	المسافة (سم)	٪ من طول المجموعة	المسافة (سم)	٪ من اجمالى المسافات	الدنيا	العليا
١	صفر-٤	٤	٥٥	٣,٨	٥٥	٢,٣	صفر	٤
٢	٥-٩	٨	١٩٠	١٣	٣١٠	١٣	٥	٩
٣	١٠-١٤	١٠	٢٧٠	١٨,٥	٤٨٠	٢٠	١٠	١٤
٤	١٥-١٩	١٨	٣٥٣	٢٤,٢	٦١٣	٢٥,٥	١٥	١٩
٥	٢٠-٢٤	٢٤	٢٣٥	١٦,١	٣٥٥	١٤,٧	٢٠	٢٤
٦	٢٥-٣٠	٢٥	٢٠٥	١٤,١	٤٤٠	١٨,٣	٢٥	٣٠
٧	٣١-٣٥	٣٥	١٥٠	١٠,٣	١٥٠	٦,٢	٣١	٣٥
الاجمالى		--	١٤٥٨	٪١٠٠	٢٤٠٣	٪١٠٠	--	--



شكل (٨) التوزيع التكراري لمجموعات زوايا انحدار جوانب التموجات

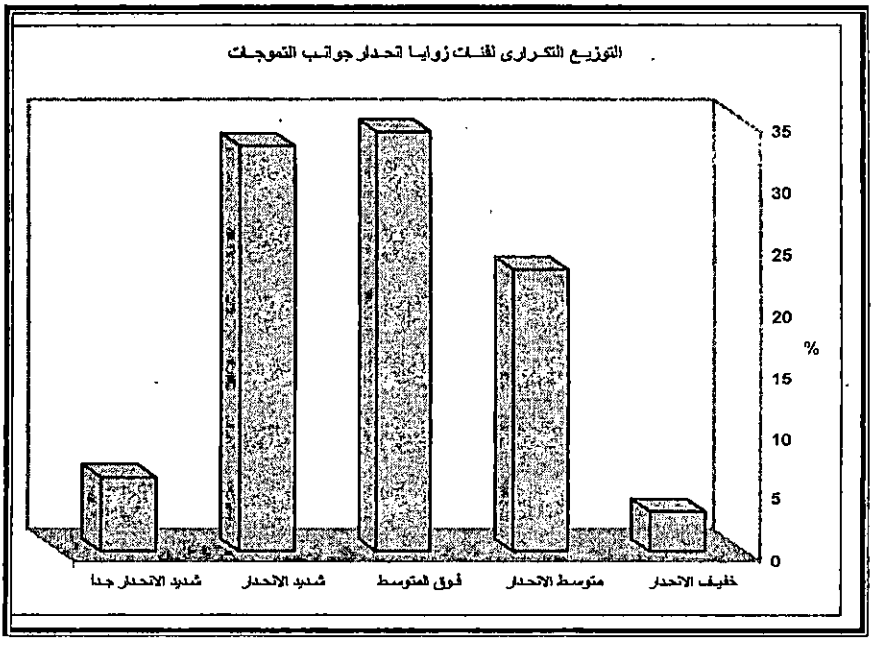
- تتوزع زوايا انحدار جوانب التموجات الرملية فى سبع مجموعات توضح كل مجموعة الزوايا الشائعة ونسبتها المئوية والزوايا الحدية العليا والدنيا وقد كانت الزوايا الشائعة كالتالى ٤ ، ٨ ، ١٠ ، ١٨ ، ٢٤ ، ٢٥ ، ٣٥ درجة وبلغت نسبة ما تشغله من أطوال الجوانب المقاسه بالنسبة لطول كل مجموعة على الترتيب ٢,٣ ٪ ، ١٣ ٪ ، ٢٠ ٪ ، ٢٥,٥ ٪ ، ١٥ ٪ ، ١٨,٣ ٪ و ٦,٢ ٪ .
- يتضح من خلال خصائص توزيع زوايا الانحدار مدى سيادة المنحدرات المتوسطة والشديدة مما يشير إلى شدة الرياح نسبيا المشكلة للتموجات مع قلة حدوث إزاحة ونقل للرواسب على منحدرات التموجات المواجه للرياح ، ومن ثم يقل الانحدار أو قد يكون العكس حيث تزيد قوة الرياح فتعمل على إزالة معالم التموجات ثم تسطيح المنطقة الموجودة بها .
- تشير أيضا سيادة الانحدارات المتوسطة والشديدة بنسبة ٦٧,٣ ٪ إلى سيادة التموجات الكبيرة لاسيما ما يرتبط منها بالكثبان الساحلية الممتدة على طول المنطقة .

(ب) التوزيع التكراري لزوايا الانحدار على جوانب التموجات :

جدول (٨) التوزيع التكراري لفئات زوايا الانحدار على جوانب التموجات

فئات الانحدار	طبيعة الانحدار	اجمالي أطوال القطاعات	
		المسافة (سم)	٪ من أطوال القطاعات
٠ – ٢	مستو	–	–
٣ – ٥	خفيف الانحدار	٨٠	٣,٣
٦ – ١٠	متوسط الانحدار	٥٥٥	٢٣,١
١١ – ١٨	فوق المتوسط	٨٢٣	٣٤,٢
١٩ – ٣٠	شديد الانحدار	٧٩٥	٣٣,١
٣١ – ٤٥	شديد الانحدار جداً	١٥٠	٦,٢
المجموع	---	٢٤٠٣	٩٩,٩

- تحتل الانحدارات المستوية من صفر – ٥ درجة نسبة ٣,٣٪ من أطوال القطاعات التى تم قياسها على جوانب التموجات بالمنطقة، وهى نسبة منخفضة مقارنة بالانحدارات الأخرى، وهى تمثل المنحدرات المواجهة للرياح والتى تتميز بانحدارها الخفيف، هذا وقد شغلت الإنحدارات المتوسطة (٦ – ١٨) نسبة ٥٧,٣٪ ، فى حين بلغت نسبة الانحدارات الشديدة ٣٩,٣٪ ، والتى تمثل جوانب التموجات (الجانب الواقع فى منصرف الرياح)، حيث تتميز بانحدارها الشديد، ويؤكد ذلك *(Sharp, 1963)* حيث يرى أنها تتراوح ما بين ٢٠ و ٣٠ درجة، حيث تتركز الحبيبات الخشنة دائما فوق قمة التموج ولا تتحرك منها، ولذلك يتوقف عادة ارتفاع التموج إلى حد كبير على قدرة الحبيبات الأخشن على البقاء فى مواضعها على القمة وصمودها أمام هبوب رياح شديدة (محمد صبرى محسوب، ٢٠٠٠، ص ١٧٤).



شكل (٩) التوزيع التكراري لفئات زوايا انحدار جوانب التموجات

- يتضح أيضا قلة الانحدارات الخفيفة مما يشير إلى أن منحدرات جوانب التموجات تمر بمرحلة متقدمة من مراحل تطورها ،مما يشير إلى أنها لم تصل إلى مرحلة التسطيح ،كما يعطى تصورا على ضعف الرياح وعدم مقدرتها على تسطيح وتقليل انحدارات جوانب التموجات ووصولها إلى مرحلة متأخرة من مراحل تطورها التى تتصف فيها بالتسطيح وعدم ظهور تموج بالسطح.

خامسا: خصائص الرواسب ودورها فى تشكيل التموجات الرملية :

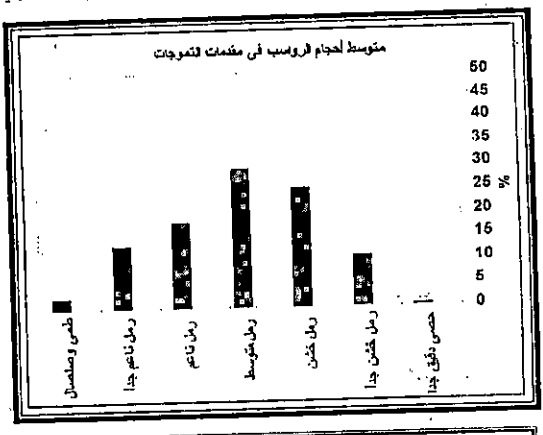
(أ) الخصائص الطبيعية :

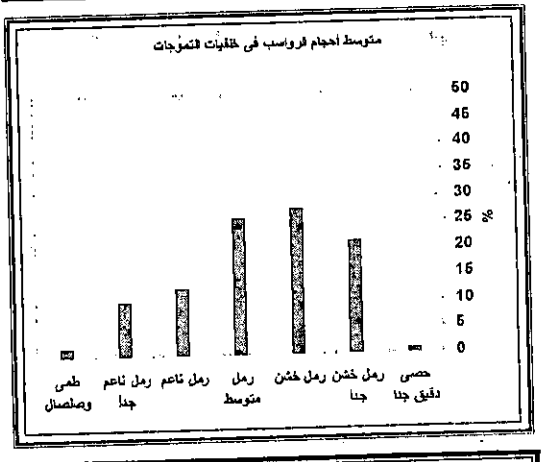
ولتحديد دور حجم الرواسب وخصائصها فى تشكيل التموجات وتغير مورفولوجيتها فقد تم إجراء التحليل الميكانيكي(*) لأحجام رواسب ثمانية عشر عينة اشتملت على واجهات وأظهر وأحواض التموجات الرملية وكانت نتائج التحليل فى الجدول (٩) والشكل (٩) كالتالى :

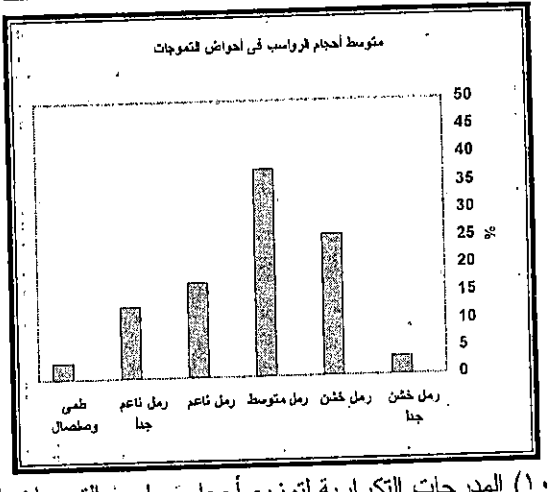
(*) تم التحليل فى معمل التربة بكلية الهندسة جامعة التحدى بسرت.

جدول (٩) نتائج التحليل الميكانيكي لرواسب التموجات الرملية بمنطقة الدراسة

الخصائص / موقع العينات	الوزن الإجمالي (جرام)	نخل ١ - ٢ مم	نخل ٠,٥ - ١ مم	نخل ٠,٢٥ - ٠,٥ مم	نخل ٠,١٢٥ - ٠,٢٥ مم	نخل ٠,٠٦٣ - ٠,١٢٥ مم	صينية	وسيلة القاع	٩٠	١٦	٥٠	٨٤	متوسط الحجم (مم)	الوزن الإجمالي %	وسيلة القاع	معامل التصنيف	معامل الالتواء	معامل التفلطح	الانحراف المعياري
مقدمات التموجات	١٩٣	١,٢	٣٤,٠	١٧,٨	١٤,٨	١٨,٢	١١,٨	١,٨	١٠٠	١,٨	١,٥	٠,٢٩	٠,٥٣	٠,٠٦
	٢٢١	-	٤	٢٥,٢	٢٨	١٩,٣	١٧,٥	١,٨	١٠٠	١,٧	١,٣	٠,٢٧	٠,٧١	٠,٠٩
	١٤٣	-	٨,٢	٢٤,٣	٣٣,٢	١٧,٥	١٩	٢,٩	١٠٠	١,٧	١,٤	٠,٢٧	٠,٨٧	٠,١٣
	١١٣	٠,٣	٣,١	٢٢	٣١,٨	٢٥,٧	١١	٠,٥	١٠٠	١,٨	١,٣	٠,٢٨	٠,٨٢	٠,٠٦
	١١٤	-	٨,٧	٣٠,٧	٣٥,٢	١٤	١١,٩	٣,٧	١٠٠	١,٥	١,٢	٠,٢٩	١,٠	٠,٢٠
	٦٣	-	٤,٥	٢٩,٥	٣٢,٦	١٢,٧	١٧	٣,٤	١٠٠	١,٩	١,٢	٠,٣٢	١,٠	٠,١٦
المتوسط العام	١٤١	٠,٢	١٠,٥	٢٥	٢٩,٢	١٨	١٣	٢,٣	١٠٠	١,٦	١,٣	٠,٢٨	٠,٨٤	٠,١١
خلفيات التموجات	١٨١	٣,١	٦٣,٠	١٠,٣	٧,٦	٩,٠	٦,٧	٠,٥	١٠٠	١,٨	١,٥	٠,٣١	٠,٨٧	٠,٢٨
	١٨٤	١,٣	٣١,٠	٣٤,٤	١٨,٩	٩,٧	٤,٨	٠,٢	١٠٠	٠,٦	٠,٨٠	٠,٤٥	١,٥	٠,٢١
	١٦١	٠,٣	٢٤,٠	٤٢,٠	٢٢,٤	٨,٦	٢,٧	-	١٠٠	٠,٦	٠,٧٤	٠,٢٨	٠,٦٣	٠,١٣
	١٥٤	-	٢	٢٨,٤	٣٣,٠	١٤,١	١٧,٠	٤,١	١٠٠	٠,٥	٠,٦١	٠,٢١	٠,٩٦	٠,٢٢
	١٢٠	-	٣,٨	٢٦,٧	٣٧,١	١٦,٧	١٤,٢	٢,٦	١٠٠	١,٧	١,٦	٠,٣٢	٠,٨٣	٠,٢٩
	١٠٥	-	٢,٧	٢٤,٧	٣٧,٢	١٧,١	١٥,٢	٢,٠	١٠٠	١,٦	١,٥	٠,٣٠	٠,٩٥	٠,١١
			٢,٨											
المتوسط العام	١٢٨	٠,٨	٢١,٠	٢٧,٧	٢٦	١٢,٦	١٠,١	١,٦	١٠٠	١,١	١,١	٠,٣١	٠,٩٥	٠,٢٠
أحواض التموجات	١٠٠	-	٣,٠	٢٤,٥	٣٩,٧	١٩,٨	١١,٣	١,٧	١٠٠	١,٧	١,٤	٠,٢١	١,٠	٠,١٠
	١٦٢	-	٢,٨	٢٣,٩	٣٥,٤	١٧,٠	١٨,٠	٢,٩	١٠٠	١,٨	١,٥	٠,٢٧	٠,٨٧	٠,٠٥
	١٦١	-	٣,٤	٢٦,١	٣٦,٦	١٧,٥	١٣,٤	٣,٠	١٠٠	١,٨	١,٥	٠,٢٩	٠,٩٣	٠,١١
	٥٥	-	٢,٥	٢١,٤	٤٠,٧	١٨,٦	١٢,٧	٤,١	١٠٠	١,٩	١,٦	٠,٦٠	١,٠	٠,٢٠
	١٣٣	-	٥,٠	٣١,٥	٣٥,٠	١٣,٥	١٢,٠	٣,٠	١٠٠	١,٥	١,٤	٠,٢٩	١,٠	٠,١٦
	١٢٢	-	٣,٠	٢٧,٤	٣٨,٠	١٧,٤	١١,٧	٢,٥	١٠٠	١,٦	١,٤	٠,٢٥	٠,٩٠	٠,٠٨
المتوسط العام	١٢٢	-	٣,٣	٢٥,٧	٣٧,٦	١٧,٣	١٣,٢	٢,٩	١٠٠	١,٧	١,٤	٠,٣١	٠,٩٥	٠,١١







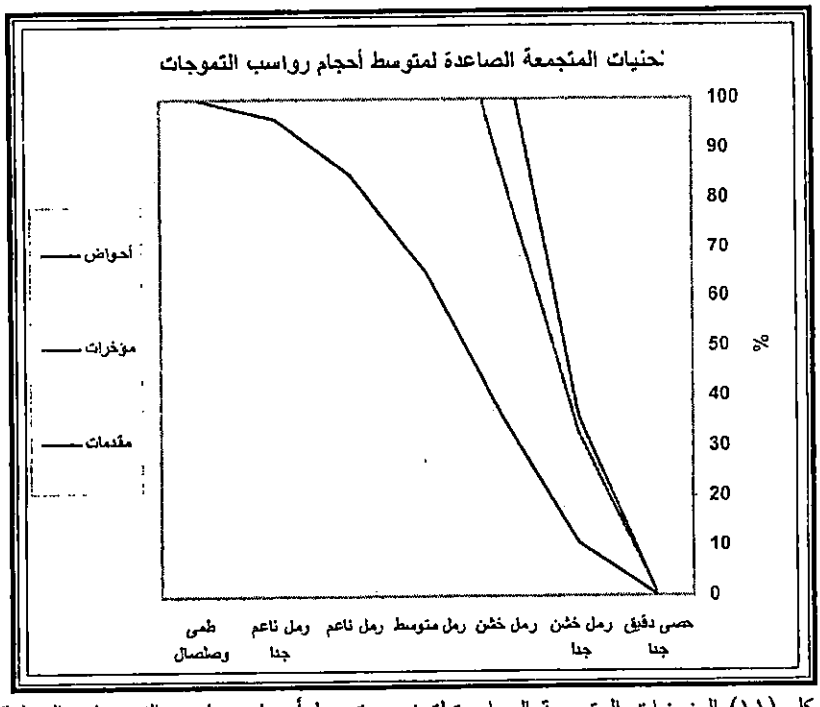
شكل (١٠) المدرجات التكرارية لتوزيع أحجام رواسب التموجات الرملية

من نتائج التحليل الميكانيكى لرواسب التموجات يتضح ما يلى :

- من المدرجات التكرارية شكل (١٠) لتوزيع أحجام الرواسب يتضح أن الرمال الخشنة والمتوسطة تشغل نسبة ٧٨,٣ ٪ فى رواسب خلفيات التموجات و ٧٧,٣ ٪ فى الأحواض ونسبة ٦٨,٦ ٪ فى رواسب المقدمات ،مما يعطى مؤشرا على خشونة حبيبات التموجات الرملية ،وأيضا خشونة رواسب الأشكال المشكلة عليها التموجات مثل الكثبان الساحلية ورواسب الشاطئ الخلفى حيث تحمل بصفة أساسية نفس أحجام الحبيبات التى تحويها الطبقة الواقعة أسفلها . (*Storms .et al . 1999,pp:189-200*) .
- بلغ متوسط نسبة الرمال الخشنة جدا ٢٣,٠ ٪ ،تتوزع على الترتيب ٣٨,١٪ فى الخلفيات ،١٢,٣ ٪ فى الأحواض و ١٨,٢ ٪ فى المقدمات ،مما يعطى مؤشرا على خشونة رواسب التموجات لاسيما التموجات الكبيرة التى بلغت نسبة الحصى الدقيق فيها ١,٧ ٪ وهى الحبيبات التى تكون فى قمم التموجات ولم تتمكن الرياح السائدة من إزالتها أو إزاحتها .
- تشغل فئات الرمال المتوسطة (٠,٢٥ – ٠,٥) الفئة المنوالية فى توزيع أحجام رواسب التموجات الرملية ،حيث بلغت نسبتها ٣٥,٥ ٪ مما يؤكد المتوسط العام لأحجام الرواسب والذى يبلغ (١,٥ فاى) مما يشير إلى طبيعة الرواسب الخشنة .
- تزيد نسبة الرمال الخشنة فى خلفيات التموجات حيث بلغت نسبة الرمال الخشنة جدا والخشنة ٧٨,٦ ٪ فى حين بلغت نسبة نفس الأحجام فى مقدمات التموجات ٥١,٦ ٪ و ٤٤,٤ ٥ فى أحواض التموجات ،وهذا يفسر أن معظم التموجات الرملية المشكلة بواسطة الرياح على طول ساحل المنطقة ،تضم ٧٥ ٪ تقريبا من الحبيبات الخشنة تقترب من القمة عنه فى مقدمات وأحواض التموجات وقد يكون ذلك مرتبط بنوع المعادن التى تضمها حبيبات الرمال المشكلة جدول (١٠) .
- تتميز رواسب مؤخرة التموجات بخشونتها لأن الرياح قد تحمل أولا الرواسب الدقيقة تاركة الرواسب الخشنة أو أنها عند إرسابها للرمال قد ترسب المواد الخشنة أولا بينما تظل المواد الناعمة عالقة بها لمسافات طويلة وهذا يفسر وجود تموجات صغيرة جديدة فى أحواض التموجات وفى مؤخرة النباك . وقد فسر (*Goldsmith.V., 1978)* هذا بأنه مرتبط بتكوين المعادن داخل هذه الرواسب حيث أن الرواسب ذات النسب العالية من المعادن الثقيلة والرمل الخشن تجعل الرياح تسفى الرواسب الناعمة أولا وتبقى الرواسب الخشنة *(Goldsmith. V.. 1978. p189).*
- تنخفض نسبة الرمال الناعمة والناعمة جداً حيث يبلغ متوسطها ٤١,٦ ٪ تزيد فى مقدمات التموجات بنسبة ٥٠ ٪ و نسبة ٤٠,٧ ٪ فى أحواض التموجات ،فى حين تقل إلى ٣٤,١ ٪ فى خلفيات التموجات وهى نسب منخفضة مما يشير بل يؤكد

خشونة رواسب التموجات بصفة عامة، حيث تزيل الرياح الرواسب الناعمة أولاً، بينما تتحرك الحبيبات الخشنة ببطء وبطريقة القفز والإزاحة .

- كما تفشر خشونة الرواسب أيضاً بمدى ضعف الرياح وعدم مقدرتها على حمل الرواسب وبقاؤها فوق قمم التموجات .



شكل (١١) المنحنيات المتجمعة الصاعدة لتوزيع متوسط أحجام رواسب التموجات الرملية

- كما يتضح من شكل المنحنيات (١١) أنها تتميز بالخشونة النسبية حيث أنها نقلت عن طريق القفز والدحرجة على سطح التموج ثم تعرضت للانهيال من قمة التموج حتى استقرت فى صباب التموج والذي يتميز بخشونة رواسبه. باستثناء رواسب المقدمات والتي تنوعت فى أحجامها وطرق نقلها حيث تكاد تتمثل فيها طرق النقل الثلاث القفز والدحرجة والتعلق .

جدول (١٠) قيم التعبيرات الوصفية لمئات خصائص توزيع حبيبات رواسب التموجات الرملية

التصنيف	عدد	%	الالتواء	عدد	%	التفلطح	عدد	%
تصنيف جيد جدا اقل من ٠,٣٥		–	التواء موجب جدا ٠,٣ – ١,٠	٦	٣٣,٣	مفلطح جدا أقل من ٠,٦٧	٢	١١,١
تصنيف جيد ٠,٣٥ – ٠,٥٠	–	–	التواء موجب ٠,١ – ٠,٣	١٢	٦٦,٧	مفلطح ٠,٦٧ – ٠,٩٠	٧	٣٨,٩
تصنيف شبه جيد ٠,٥٠ – ٠,٧٠	١	٥,٦	التواء متماثل ٠,١ – ٠ – ١	–	–	مفلطح متوسط ٠,٩٠ – ١,١١	٨	٤٤,٤
تصنيف متوسط ٠,٧٠ – ١,٠	٢	١١,١	التواء سالب ٠,١ – ٠,٣	–	–	مدبب ١,١١ – ١,٥٠	١	٥,٦
تصنيف ضعيف ١ – ٢	١٥	٨٣,٣	التواء سالب جدا ٠,٣ – ٠,١	–	–	مدبب جدا ١,٥٠ – ٣,٠	–	–
الاجمالي	١٨	١٠٠	–	١٨	١٠٠	–	١٨	١٠٠

يتضح من الجدول (٩) والشكل (١٢) ما يلي :

يتصف تصنيف الرواسب المشكلة للتموجات الرملية بأنه تصنيف ضعيف Sorted ill ويرجع ذلك الى تنوع رواسب التموجات ،وعدم تناسق أحجام رواسبها مع وصفها بالالتواء الناعم والذى يمثل التصنيف الجيد للرواسب مما يؤكد أن الرياح هى العامل الرئيسى فى التشكيل .وهذا يتفق مع ما توصلت إليه دراسة (Abudoha. j. 2003. p52) أن رواسب الكثبان الساحلية تتشكل من رمال ناعمة جيدة التصنيف جدا والتواء موجب وتفلطحاً متوسطاً.كما ان الرواسب التى تتميز بسيادة حجم واحد تزيد سرعتها عن الرواسب المتنوعة الأحجام ولذا كان أثره فى تقيد حركة التموجات بالمنطقة.

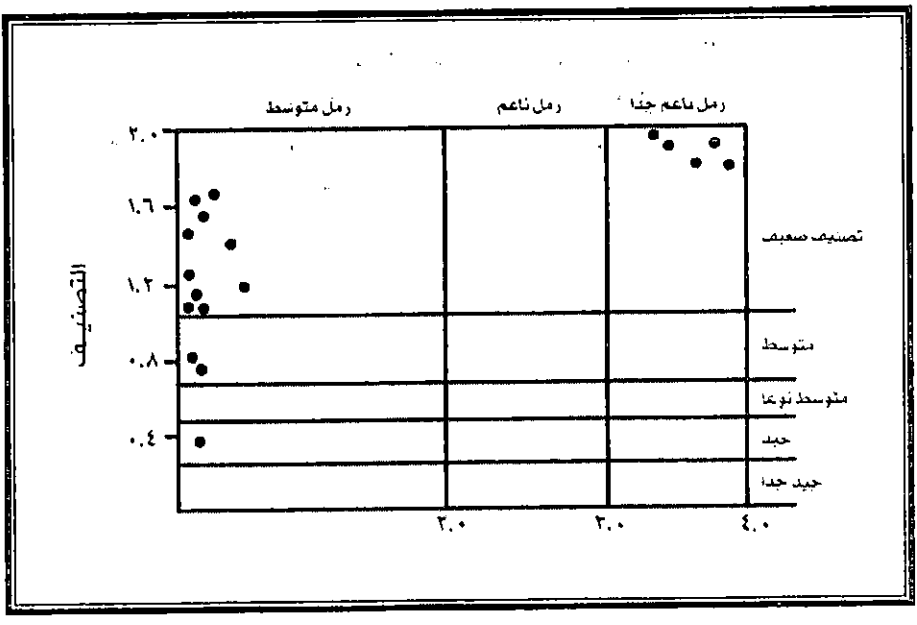
وترجع رداءة التصنيف إلى عدم تناسق الرواسب وقد ترجع الى قصر مسافة النقل للرواسب المشكلة للتموجات (Mohran . T..1994 . p.. 309) ، وقد كان أيضا لنقل الرواسب بالصور الثلاث وهى الزحف والنقل والتعلق دوره ان يكون التصنيف رديئا (Abudoha .J..2003.pp:50-53) .

ولكن رغم ذلك فان العكس يكون فى خصائص رواسب التموجات الداخلية فى أنها تتميز بمتوسطات أحجام كبيرة وتصنيف رديء وقد يفسر ذلك بتنوع رواسبها مما يؤدى الى مثل هذه النتائج وقد يرجع اختلاف منطقة الدراسة من حيث خصائص رواسبها واختلافها عن نتائج بعض الدراسات التى تناولت الرواسب الساحلية بتجمعاتها المختلفة لوقوع المنطقة فى مصب وادى هراوة مما أدى الى تنوع رواسبها ما بين رواسب هوائية وفيضية وشاطئية .

ويؤكد ذلك ما توصلت إليه دراسة (Lancaster . and Teller . 1988) أن رواسب الكثبان الداخلية تتصف بالقيم فقيرة التصنيف ودائما تتميز بثنائية المنوال في توزيع احجام رواسبها -كما أن الرواسب الفيضية دائما تكون رديئة التصنيف ، وان الرواسب الشاطئية تكون خشنة ورديئة التصنيف وتكون دائما الكثبان المجاورة ناعمة وجيدة التصنيف(Pye , K., and Tsoar, H., 1990 ,pp: 77-80) .

يتضح من الجدول (١١) والشكل (١٢) أن توزيع رواسب التموجات أنها تتصف بالالتواء الموجب والتفلطح المتوسط بنسبة ٨٣,٣ ٪ بمعنى أنها تميل للتفلطح الشديد، حيث أنه كلما كان التفلطح بين الجيد والمتوسط فان الرمال تكون قد دخلت مرحلة النضج Maturity Stage (نبيل إمبابي ومحمود عاشور ، ١٩٨٥ ، ص ١٤) .

كما أوضحت العلاقة بين متوسط الحجم والتصنيف شكل(١٢) أن الرمال التي توصف بالأحجام المتوسطة والخشنة تتصف بالتصنيف الضعيف انعكاسا لتنوعها وتنوع مصادرها والاختلاف في بيئة ترسبها والعوامل المسببة في ذلك .



شكل (١٢) يوضح العلاقة بين متوسط لحجم والتصنيف لرواسب التموجات الرملية

اتضح من خلال نتائج خصائص رواسب التموجات بالمنطقة أنها تتشابه مع خصائص رواسب الكثبان في مواضع مختلفة على مستوى الوطن العربي حيث

اتفقت مع خصائص رواسب الكثبان الرملية فى قطر وكثبان شرق الإمارات العربية El-Syed , 1999 , p.230)وكثبان منطقة وهيبة فى عمان Goudie,et) (1987 . al ، حيث يتراوح متوسط حجم الرواسب بالمنطقة ٠,٦ – ١,٨ فاى حيث بلغ متوسط حجم رواسب كثبان الخارجة (٠,٦٤) و (٠,٨٤ في الجبل الأصفر) ومتوسط حجم (١,٨فاى فى رمال منطقة نفود الرمت فى عمان).

خلاصة القول .....

تتنوع رواسب التموجات ما بين الرواسب الخشنة والمتوسطة والناعمة ذات التوزيع الزوجى ومن ثم تميزت بتصنيف فقير والذى يميز دائماً الرواسب الخشنة ذات الأحجام المتنوعة، وقد اختلفت المنطقة فى هذا مع خصائص التموجات الساحلية وفسرت الدراسة هذا الاختلاف الى طبيعة المنطقة فى كونها منطقة التقاء للرواسب الفيضية والرواسب الشاطئية الخشنة مما عمل على خشونة رواسبها لكونها تكتسب خصائص الرواسب المشكلة عليها . وعلى الرغم من ذلك فقد اتفقت فى كثير من خصائص التوزيع الوصفية لرواسبها مع خصائص رمال مواضع كثيرة على مستوى الوطن العربى .

(ب) الخصائص الكيمائية :

تهدف دراسة الخصائص الكيميائية والمعدنية الى التمييز بين الحبيبات عما إذا كانت محلية أم منقولة من مكان آخر ،وطبيعة الأشكال الثانوية المرتبطة بالحبيبات الرملية ،وذلك عن طريق معرفة المحتوى المعدنى والمعادن الثقيلة .وقد تم تحليل عينتين(*) إحداهما من تموجات الشاطئ والأخرى من تموجات بعيدة نسبياً عن الشاطئ فوق الكثبان الساحلية .

(*) تم إجراء التحليل بمعمل التربة بكلية الزراعة جامعة التحدى بسرت

جدول (١١) يوضح الخصائص الكيميائية وتركز العناصر الدقيقة لرواسب التموجات الرملية بمنطقة هراوة

الخصائص	اللوحة	PH	الكاتيونات الذائبة				الأنيونات الذائبة				العناصر الدقيقة (جزء فى المليون)			
			كالسيوم	ماغنسيوم	بوتاسيوم	صوديوم	كربونات	بيكربونات	كلوريد	منجنيز	زنك	نحاس	حديد
عينة١	٠,٤١	٧,٩٢	٢,٤	٢,١٢	٠,٩٨	٢,٢٠	٢,٥	٢٠,١	٢,٢	٢,٨٥	٠,٥٥	٠,٥٢	١,٦
عينة٢	٠,٢٠	٨,٠	٢,٤	٤,٢	١,٠٢	٢,٠١	٢,٧	١,٩	٥,٠	٢,٤٢	٠,٢٧	٠,٤٦	١,٣
المتوسط	٠,٣٠	٧,٩	٢,٤	٣,٢	١,٠	٢,١	٢,٦	١١,٠	٣,٦	٢,٦	٠,٤١	٠,٤٩	١,٤٥

يتضح من الجدول (١٠) ما يلى :

- يبلغ متوسط قيمة الرقم الأيدروجينى *(ph)* برواسب التموجات ٧,٩ مما يعكس انخفاض قلوية التكوينات ،مما يؤدى الى إذابة السيلكا فى ظل الظروف الصحراوية فتعمل على تغطية السيلكا للحبيبات الرملية المشكلة للتموجات الرملية (*Embabi ,N.2004,p.136*) .
- بلغت نسب الصوديوم والكالسيوم والسلوفات والجبس،أعلى نسب لاسيما فى رواسب التموجات القريبة من ساحل البحر بينما قلت بها نسبة البوتاسيوم والماغنسيوم.وارتفاع نسب الكالسيوم يفيد أن مصدرها التكوينات الجيرية المنتشرة بساحل المنطقة (صخور الكاكرانيت) أو قد ترجع للأصل البحرى . وهذا ما أكدته الدراسة الحالية سابقا فى ان منطقة الدراسة تتداخل فيها عوامل التشكيل مابين الهوائية والبحرية والفيضية .
- كما لوحظ أيضا أن هناك تنوعا في نسبة المعادن الثقيلة والخفيفة في الرواسب وهذا التنوع يرجع إلى التباين الواضح في طبيعة الصخور التي اشتقت منها هذه المعادن.،وان لوحظ ارتفاع فى نسب المعادن الثقيلة لاسيما فى رواسب المأخوذة من قمم التموجات ويفسر ذلك بقاؤها وعدم تحركها من قمم التموجات وبالتالى عملت على ارتفاع بعض التموجات لاسيما المرتبطة بالكثبان الساحلية بالمنطقة .
- ارتفاع نسب الأملاح لأكثر من ٣,٥ ولذا يمكن القول بارتفاع نسب الرمال الشاطئية وسيطرة البيئة البحرية .

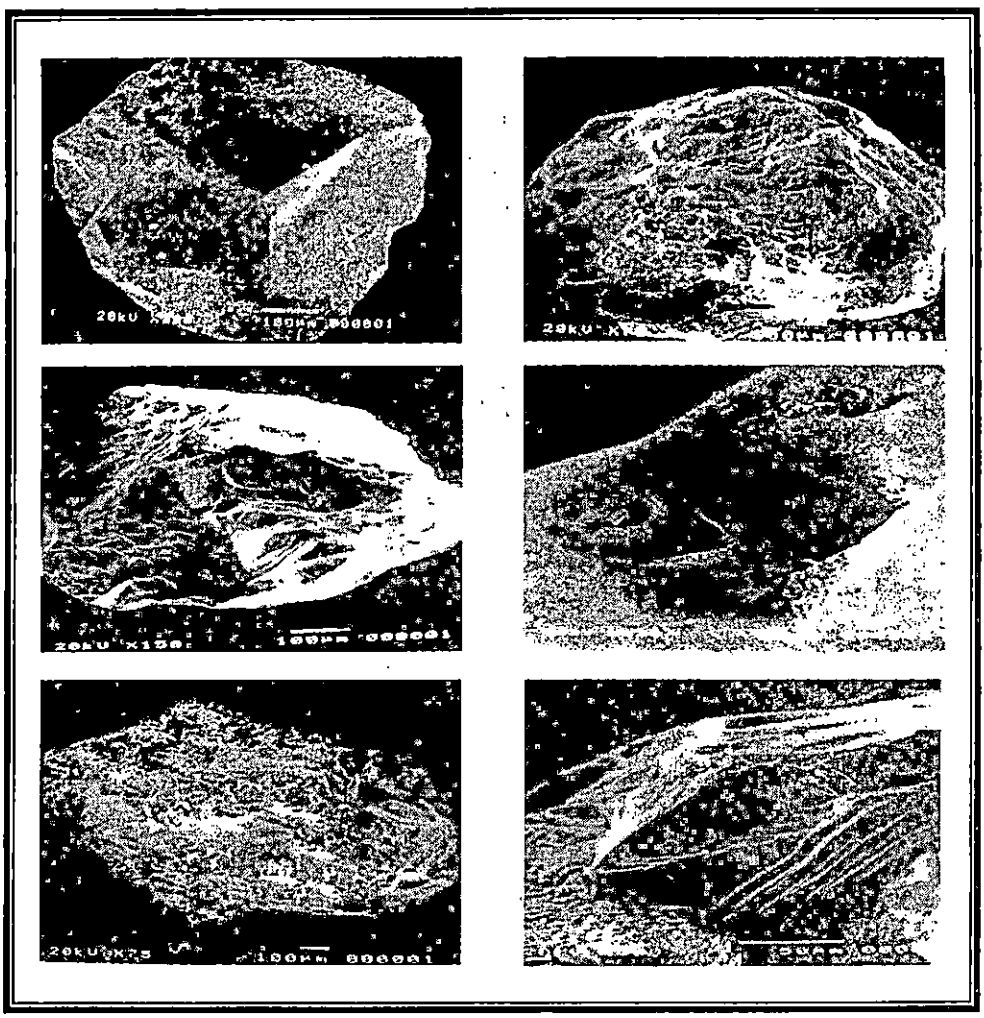
(جـ) خصائص أسطح التموجات الرملية :

من خلال اللوحة (٩) والتي توضح أشكال السطح الخارجية لحبيبات رمال التموجات الرملية يتضح ما يلى :

- ظهور مجموعة من الأشكال الميكانيكية والكيميائية والتى تميز كلاً من البيئة القارية والبيئة البحرية التى ترسبت بها ، ويفسر ذلك تعرض الحبيبات المشكلة

للتموجات لأكثر من دورة ترسيب، فعلى سبيل المثال تعرضت حبيبات الرمال الهوائية والفيضية لامتدادها ناحية الشاطئ ثم أعيد ترسيبها مرة أخرى في التموجات لاسيما القريبة من الشاطئ، ويؤكد ذلك مجموعة من الأشكال الميكانيكية مثل الأطباق المقلوبة والحفر والفجوات المتوازنة وغير المتوازنة وهذه تتضمن حبيبات البيئات الهوائية (*Manker and Ponder, 1978, pp. 1227 – 1232*)، هذا بالإضافة إلى ملاحظة استدارة لحبيبات رمال التموجات نسبياً، حيث تقل البروز الخارجية وهى التى تميز حبيبات البيئة البحرية نظراً لتعرضها للاضطراب بواسطة الأمواج التى أتت بها إلى الشاطئ الخلفى ثم تمكنت الرياح من نقلها وتشكيل التموجات.

- وجود بعض الأشكال التى تميز رواسب البيئات الفيضية مثل الحفر الغائرة وبعض الأشكال الطولية أو الدائرية، وهذه أيضاً تميز رواسب البيئات البحرية وذلك لتعرضها للاضطرابات الموجية والمياه الفيضية، مما يفسر تعدد بيئات ترسيب حبيبات رمال التموجات وإن كانت السيادة لأشكال البيئات القارية، وهذا ما أكدته الخصائص الطبيعية للرواسب أيضاً. هذا بالإضافة إلى سيادة المنخفضات وارتفاع محاليل السيلكا بها تدل على التأثر بالرطوبة مما يشير إلى خصائص الأشكال الكيميائية والتى تميز البيئات الساحلية.
- تفسير سيادة الأشكال الحلزونية المستديرة فى حبيبات رمال التموجات إلى أنها لم تأخذ مسافات طويلة فى نقلها، بالإضافة إلى سرعة ترسيبها *Mohran, T., 1994, pp. 312 – 313*
- وتشير بعض الخصائص السابقة مثل الملامح الميكانيكية مثل الطباق المقلوبة والحفر والفجوات المتلاحمة إلى البيئات الهوائية (*Mohran, T. M., 1994, p. 312*)، حيث أن هناك بعض الأشكال الهامة تنتشر فوق أسطح حبيبات التموجات الرملية مثل المنخفضات الطولية المتوازية، وهذه قد ترجع إلى نتائج عمليات البرى *Abrasion* التى تعرض لها أسطح الرمال فى البيئات الصحراوية، أو عملية الزحف *Creep* التى تتحرك بها الرمال (أحمد عبد السلام ومحمود عاشور، ٢٠٠٠، ص ص ٣٦ – ٣٧)



لوحة (٩) توضح أشكال السطح الخارجية لحبيبات رمال التموجات الرملية

هذا بالإضافة إلى الأشكال الأخرى مثل التى تميز بيئات فيضية ولكنها تعرضت بعد ذلك لفعل العمليات الهوائية التى عملت على إعادة استدارتها، ومن ثم قد يصعب بواسطة هذه الأشكال السطحية الوقوف على بيئة الترسيب الأساسية لتعرض الحبيبات لأكثر من بيئة .

مما سبق يتضح سيادة الأشكال الكيميائية والتى تميز البيئات الساحلية والمناطق التى حظيت بفترات مطيرة مع وجود لبعض الأشكال الميكانيكية التى تميز البيئات القارية، وهذا يعطى مؤشراً على تدخل العوامل البحرية والهوائية والفيضية فى تكوين وخصائص رواسب التموجات بالمنطقة.

خلاصة القول ان هذه الأشكال التى تميز أسطح الرمال فى التموجات الرملية قد تتغير مع تطور الزمن أثناء ومع تجميع وتراكم الرواسب الهوائية، ويرجع(Tchakrian, V., P., 1991, pp. 347 - 369) هذا التطور والتغير والذى قد يؤدى إلى ظهور أشكالاً أخرى من الملامح التى لم تكن موجودة سابقاً إلى فعل التجوية.

خاتمة :

أوضحت دراسة التموجات الرملية على ساحل هراوة دراسة جيومورفومترية النتائج التالية :

- تتنوع أشكال التموجات بالمنطقة ما بين تموجات هوائية ومائية (سائبة ومتحجرة) وقد تبنت الدراسة التقسيم القائم على عامل التشكيل فكانت ثلاثة انواع ،هوائيه ومائية (امواج وتيارات بحرية) .
- تنوعت التموجات الرملية مابين رملية ناعمة وخشنة وقوسية ،وتميزت المنطقة بسيادة التموجات الخشنة نظرا لارتباط معظم تموجات المنطقة بالكثبان الساحلية التى تميزت بخشونة رواسبها مما انعكس على التموجات بالخشونة لكونها دائما ص تحمل خصائص الأسطح التى تتشكل عليها .
- أتضح من دراسة مورفولوجية التموجات أنها تتميز بتنوع خصائصها المورفومترية وقد أرجعت الدراسة ذلك إلى مجموعة من العوامل التى أهمها سرعة الرياح وتنوع اتجاهاتها وطبيعة السطح ومورفولوجية وطبيعة الرواسب المشكلة منها وتنوع خصائصها المورفومترية لانحدار جوانبها .
- تراوح مؤشر التموج مابين ٥-٩ فى التموجات المرتبطة بالكثبان الساحلية (التموجات الكبيرة) أما التموجات الصغيرة فتراوح معدل تموجها مابين ١٤-١٨ وهذا اتفق ما توصلت إليه الدراسات السابقة فى أن مؤشر التموج يتباين عكسيا مع حجم الرواسب وطرديا مع سرعة الرياح .
- بلغ متوسط معدل الاستمرارية (الامتداد الأفقى) ١٢,٤ مما أعطى مؤشراً على تنوع وتعدد اتجاهات الرياح السائدة على المنطقة.
- وضح دور العوامل الطبيعية والمناخية منها بصفة خاصة فى نشأة وتطور مورفولوجية التموجات الرملية لاسيما عنصرى الرياح والرطوبة ولتأكيد ذلك تم اختبار العلاقة بين العنصرين اتضح ان سرعة الرياح تتباين عكسيا مع الرطوبة النسبية والأمطار أيضا حيث يقل تأثيرها مع ارتفاع نسب الرطوبة .
- اتضح من خلال تتبع حركة التموجات أنها تتحرك بمعدلات بطيئة حيث بلغ متوسط حركتها حول ١٥سم /شهر مع سرعة للرياح تتراوح مابين ٦-٨ عقدة واتفقت الدراسة فى هذا مع دراسة كل من *Pye , K., and Tsoar, H. (1990)* في أن هناك علاقة خطية بين سرع الرياح ومعدل حركة التموجات الرملية.
- اتضح من العلاقة الارتباطية بين المتغيرات الوصفية لأبعاد التموجات أن هناك علاقة طردية قوية بين الارتفاع والأطوال تصل الى ٠,٧٨ وان هناك علاقة عكسية ضعيفة بين الأتساع والارتفاع بلغت ٠,٠٥- .

- اتضح من خلال نشأة وتطور التموجات الرملية ان دور الرياح وحجم الرواسب أكثر تأثيراً فى مورفولوجية وتكوين التموجات حيث يمثلان أهم العوامل المؤثرة فى تجديد ارتفاع وطول التموج، حيث اتضح أنه مع زيادة أحجام الرواسب يزيد ارتفاع التموج ويتناقص مع سرعة شديدة للرياح ،فى حين تزيد أطوال التموجات مع زيادة أحجام الرواسب وسرعة للرياح؛ وان كانت هذه العلاقة ليست مطلقة .
- أوضحت الخصائص المورفومترية لزوايا انحدار جوانب التموجات سيادة الانحدارات المتوسطة والشديدة مما يشير الى ضعف الرياح وقلة مقدرتها على تحريك وإزاحة الرواسب على المنحدرات المواجهة للرياح ، كما أوضحت أيضاً قلة الانحدارات الخفيفة مما تعطى مؤشرا على أن منحدرات التموجات تمر بمرحلة متقدمة من مراحل تطورها وأنها لم تصل بعد لمرحلة التسطح .
- أوضحت نتائج التحليل الميكانيكية للرواسب أنها تتميز بخشونتها النسبية وتتراوح أحجام رواسبها مابين المتوسطة والناعمة أى أنها تتميز بتوزيع زوجى، كما أنها نقلت بواسطة حركتى القفز والدحرجة ،كما أنها تميزت بتصنيف ردئ نظراً لتنوع رواسبها وعدم تناسق أحجامها ووصفها بالالتواء الناعم، وقد أشارت خصائص توزيع رواسبها أن للرياح دوراً رئيساً فى التشكيل ..
- أوضحت خصائص رواسبها الكيميائية أن هناك تنوعاً فى نسب المعادن الثقيلة والخفيفة وهذا يفسر تنوع مصادر رواسبها ،وتزيد أيضا نسب المعادن الثقيلة فى رواسب القمم والتموجات الخشنة المرتبطة بالكثبان الساحلية مما أعطى تفسيرا لبقاؤها وعدم تحركها من قمم التموجات.
- أوضحت خصائص أسطح رواسب التموجات أنها تتميز بوجود مجموعة من الأشكال الميكانيكية والكيميائية والتى أوضحت ان هناك تنوع فى بيئات الترسيب ما بين الشاطئية والقارية والفيضية .

قائمة المصادر والمراجع :

(أ) المراجع العربية:

١) احمد سالم (١٩٩٤)
أشكال التكوينات الرملية فى منطقة سهل الباطنة، سلطنة عمان، الجمعية الجغرافية الكويتية، رسائل جغرافية ١٦٨، الكويت.

٢) أحمد عبد السلام على و محمود محمد عاشور (٢٠٠٠)
التحليل المجهرى لرواسب الرمال فى شمال سيناء، المجلة الجغرافية العربية، العدد ٣٦، الجزء الثانى، القاهرة.

٣) أحمد فوزى ضاحى (٢٠٠٤)
الأشكال الإرسابية على ساحل البحر الأحمر فيما بين رأس أبو سومة شمالا وحنكراب جنوبا – دراسة جيومورفولوجية ، رسالة دكتوراه غير منشورة – قسم الجغرافيا بكلية الآداب – جامعة سوهاج .

٤) أحمد فوزى ضاحى وجميل النجار (٢٠٠٨)
السبخات الساحلية بمنطقة الوشكة جنوب غرب خليج سرت الليبي– دراسة جيومورفولوجية باستخدام تقنيات الاستشعار عن بعد ونظم المعلومات الجغرافية ، مجلة مركز الخدمة للاستشارات البحثية – كلية الآداب شعبة البحوث الجغرافية – جامعة المنوفية ،العدد٢٤.

٥) حسن رمضان سلامة (١٩٨٣)
مظاهر الضعف الصخرى وآثارها الجيومورفولوجية نشرة دورية عدد ٥٣ ، الجمعية الجغرافية الكويتية ، الكويت .

٦) صابر أمين دسوقى (٢٠٠٠)
الكثبان الطولية شرقى قناة السويس: تحليل جيومورفولوجى، المجلة الجغرافية العربية، العدد الخامس والثلاثون، الجزء الأول، القاهرة.

٧) صبرى محمد التوم (٢٠٠٤)
الرياح كعامل نحت لبعض الأشكال الأرضية، المجلة الجغرافية العربية، العدد الرابع والأربعون، القاهرة.

٨) عادل عبد المنعم السعدنى (٢٠٠٦)
الكثبان الرملية الطولية فى شمال شرق بحيرة البرلس – دراسة جيومورفولوجية ، المجلة الجغرافية العربية ، العدد ٤٨ ،القاهرة .

٩) عبد العزيز طريح شرف (١٩٩٦)
جغرافية ليبيا، الطبعة الثالثة، مركز الإسكندرية للكتاب، الإسكندرية .

١٠) محمد صبرى محسوب (١٩٩١)
جيومورفولوجية السواحل، دار الثقافة للنشر والتوزيع، القاهرة.

١١) محمد صبرى محسوب (١٩٩٤)
سواحل مصر : بحوث فى الجيومورفولوجيا، دار الثقافة للنشر والتوزيع، القاهرة.
١٢) محمد صبرى محسوب (١٩٩٧)
جيومورفولوجية الأشكال الأرضية، دار الفكر العربى، القاهرة.
١٣) محمد صبرى محسوب (٢٠٠٠)
الأطلس الجيومورفولوجى (دراسة تحليلية للشكل والعملية)، دار الفكر العربى، القاهرة.
١٤) محمد صبرى محسوب (٢٠٠٤)
الأراضى الجافة خصائصها الطبيعية ومشكلاتها البيئية، مطبعة الإسراء، القاهرة.
١٥) محمد صبرى محسوب وأحمد فوزى ضاحى (٢٠٠٦)
الدراسة الميدانية والتجارب المعملية فى الجيومورفولوجيا ، مطبعة الإسراء ، القاهرة .
١٦) نبيل إمبابى ومحمود عاشور (١٩٨٣)
الكثبان الرملية فى شبه جزيرة قطر، مركز الوثائق والبحوث الإنسانية، جامعة قطر، الدوحة، الجزء الأول.
١٧) نبيل إمبابى ومحمود عاشور (١٩٨٥)
الكثبان الرملية فى شبه جزيرة قطر، الجزء الثانى، مركز الوثائق والبحوث الإنسانية، جامعة قطر، الدوحة.

(ب) المراجع الأجنبية :

1) Abuodha, J., O., Z., (2003)
Grain Size ditribution and Composition of modern dune and beach sediments, Molindi Bay Coast, Kenya. Journal of African Earth Sciences, Vol. 36, pp: 41 – 54.
2) Allen , J.R., (1968)
Current Ripples : their Relation to Pattern of Water an Sediment Motion, Amsterdam :North- Holland publishing Company .
3) Bagnold, R., A., (1941)
The Physics of blown sand desert dunes, Methues, London
4) Black, K., P., and Oldman, J., W., (1999)
Wave mechanisms responsible for grain sorting and non–uniform ripple distribution across two moderate energy, Sand Continental Shelves, Marine Geology, Vol. 162, pp: 121 – 132.
5) Donoghue ,T.,and clubh,G.,(2001)

Sand Ripples Generated by Regular Oscillatory Flow , Coastal Engineering , 44,pp:101-115 .

6) *Embabi,N.,S., (2004)*
The Geomorphology of Egypt : Landforms and Evolution , Vol.,1, the Egypt,Geogr.,Soc..cairo.

7) *El-Syed ,H., (1999)*
Sedimentological Characterstics and Morphology of the Aeolian sand dunes in the eastern part of the UAR : Acase study from Al Rub –Alkali . Sedimentary Geology , 123,pp:219-233.

8) *Faugères, J., C., Gonthier, E., Mulder, T., Kenyon, N., Cirac, P., Griboulard, R., Berne, S., and Lesuavè, R., (2002)*
Multi – Process generated Sediment waves on the lands plateau (Bay of Biscay, North Atlantic), Marine Geology, Vol. 182, pp: 279 – 302.

9) *Fryberger, S., G.,and Ahbrandt,T., (1979)*
Mechanisms for the formation of eolian sand sea, Zeitshrift Fur Geomorphologie ,vol.,23,no.,4 , PP:440-460.

10) *Fryberger, S., G., (1979)*
Dune Forms and Wind regimes in: Mc Kee, E., D., (Ed.), Study of Global Sand Sea, Vol. 1052, U.S. Geological Survey, pp: 137 – 140.

11) *Fryberger, S., G., AL- Sari, A., M., Clisham, T., J., Rizvi, S., A., and AL- Hinai, K., G., (1984)*
Wind Sedimentation in the Jafurah Sand Sea, Saudi Arabia, Sedimentology, Vol. 31, pp: 413 – 431.

12) *Goudie ,A.,Warren,A.,Jones,D.,and Cooke,R., (1987)*
The Character and Possible Orgins of the Aeolian Sediments of the Wahiba Sand Sea , Oman,Geograh.,J.,153(2),pp:231-256.

13) *Hennings ,I.,Lurin, B.,vernemmen,C.,and Vanhessche .U., (2000)*
On The behaviour of Tidal Current Direction due to the Presence of Submarine Sand Waves , Marine Geology ,169. pp:57-68.

14) *Hints ,L., and Miidel ,A., (2008)*
Ripple Marks as indicators of late Ordovician Sedimentary environments in Northwest Estonia, Estonian Journal of Earth Sciences ,57,pp:10-22.

15) *Jackson , D.,w., and Copper ,j, A., (1999)*
Beach Fetch Distance and Aeolian Sediment transport , Sedimentology , 46,pp:517-522

16) *Lancaster, N., (1995)*
Geomorphology of Desert Dunes , London.

17) *Mahran, T., (1994)*
Facies and Sedimentary Evolution of Syn- Rift Middle Miocene – Pliocene Sediments of wadi Queih – wadi Um

Aish Area, South of Safaga, Red Sea, Egyptian Journal of Geology, Vol. 38, No. 2, pp: 435 – 453.

18) Mahran, T., et al, (1994)
Mixed late Oligocene (?), Middle Miocene Siliciclastics Carbonates Sedimentation in block – faulted regions, A model from wadi Wizr – wadi Assal area, Red Sea Coastal, Egypt, Bull., Fac., Sci., Assuit Univ., Vol. 23, No. (1-F), pp: 551 – 576.

19) Pethick J., (1984)
An Introduction to Coastal Geomorphology, Edward Arnold, London.

20) Pye , K., and Tsoar, H., (1990)
Aeolian Sand and Sand Dunes , Unwin Hyman, London. 396.

21) Sharp, R.P. (1963)
'Wind Ripples'. Journal of Geology, 71, 617-636

22) Storms, J., A., Van Dam, R., L., and Lecair, S., F., (1999)
Preservation of Cross – Sets due to migration of Current ripples over aggrading and non – aggrading beds : Comparison of experimental data with theory. Sedimentology, Vol. 46, pp: 189–200.

23) Trouw, K., Williams, J., J., and Rose, C., P., (2000)
Modeling Sand Resuspension by waves over a rippled Bed, Estuarine, Coastal and Shelf Science, Vol. 50, pp: 143 – 151.

24) Wang, X., Dong, Z., Zhang, J., Qu, J., and Zhao, A., (2002)
Grain size characteristics of dune sands in the central Taklimakan Sand Sea, Sedimentary Geology, Vol. 3144, pp: 1–14.

25) Wynn, R., B., Masson, D., G., and Bett, B., J., (2002)
Hydrodynamic Significance of Variable ripple morphology a cross deep – Water Barchan dunes in the Faroe - Shetland channel, Marine Geology, Vol. 192, pp: 309 – 319.

26) Zizhag, H., Balmforth, N., and Provenzale , A., (2004)
Blown by wind :Nonlinear Dynamics of Aeolian Sand Ripples , Physica D195pp:207-228.