ثانياً : المراجع الأجنبية :

1. Holdridge, L.R. (1947): Determination of World Plant Formations from Simple Climatic Data, science, vol. 105 (2723): P.P 367-368.
2. Holdridge, L.R., Grenke, W.C., Hatheway, W.H., Liang, T. and Tosi, JR. J. A., (1971): Forest Environments in Tropical Life Zones, A Pilot Study. Pergamon Press, New York.
3. Holdridge, L.R. (1967): Life Zone Ecology Tropical Science Center San Jose, Costa Rica.

* * *

الرياح كعامل نحت لبعض الأشكال الأرضية

AEOLIAN EROSION LANDFORMS

*د. صبري محمد التوم**

المقدمة :

تشكل الصحاري معظم الأراضي في الوطن العربي، وترتفع نسبتها في بعض بلدانه إلي 98%، إلا أن الدراسات الجيومورفولوجية التفصيلية الخاصة بتلك الصحاري لم تحظَ بالاهتمام الذي نالته مجالات جيومورفولوجية أخرى مثل جيومورفولوجية الأحواض النهرية.

جاءت هذه الدراسة لتسهم مع ما كتب باللغة العربية في دفع اهتمام الجيومورفولوجين العرب بالاتجاه نحو الصحاري. وركزت الدراسة على أشكال الأرض الصحراوية الناجمة عن فعل النحت والهدم الريحي متمثلة في ظاهرات الياردانج، والحصى الصحراوي، والمنخفضات الصحراوية والظاهرات الجيومورفولوجية الرياحية التي يمكن أن تزين الأراضي الصحراوية بالصخور الارتكازية، والندب، والتحززات الأرضية والصقل.

عمل الرياح Wind Action :

تلعب الرياح دوراً أساسياً وبارزاً في تكوين بعض الظواهر الجيومورفولوجية في الأقاليم الصحراوية، والساحلية، وذلك من خلال عمليتين أساسيتين هما:

أولاً : عملية السفي Deflation : ويقصد بها إزالة حبيبات التربة من مكانها ونقلها إلى مكان آخر، وسماها جودة حسنين جودة (1964) باسم اكتساح الرياح، بينما عرفت بالتذرية في معجم المصطلحات الجيومورفولوجية التي أعدها المجلس الأعلى لرعاية الفنون والآداب والعلوم الاجتماعية بالقاهرة (1965). أما حسن أبو العينين (1976) فاستخدم هبوب الرياح، وعلي

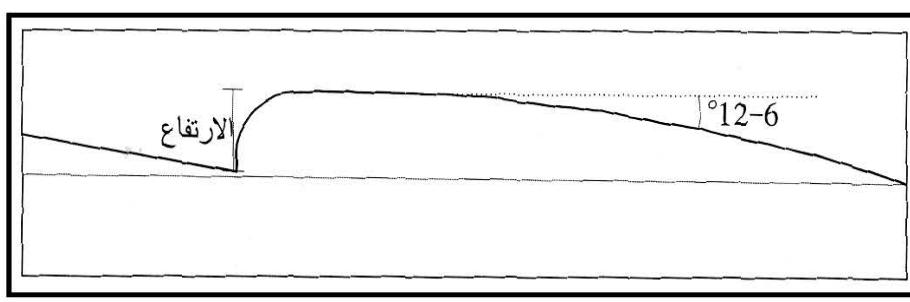
شاهين (1981) سماها بسفي الرمال، وهذا ما ذهب إليه العرب إذ تسمى الرياح التي تقوم بهذه العملية باسم السافيات والذاريات (عبد الله الغنيم، 1984).

---

* أستاذ الجغرافيا الطبيعية والخرائط المساعد، قسم الجغرافيا بكلية الآداب – الجامعة الإسلامية (غزة– فلسطين).

تتم عملية النقل بثلاث طرق وهي :

1. **الزحف السطحي Surface creep (traction)** : حيث تتدحرج الحبيبات على سطح الأرض، إذ لا تستطيع الرياح رفعها إلى أعلى وتتراوح أقطارها ما بين 0.5 إلى 2ملم، وغالباً لا تحدث إذا قلت سرعة الرياح عن 4.5 م/ث.
2. **القفز Saltation** : تعنى بالاتيني saltare بمعنى to leap (Chorely et al., 1984) حيث ترتفع الحبيبات بحركة رأسية إلى أعلى ثم تتحرك مسافة متر أو أكثر بقليل، وتنزل بزاوية سقوط تتراوح فيما بين 6–12 درجة (شكل 1) (Chepil, 1945a). وتتراوح أقطارها ما بين 0.05 إلى 0.5ملم. ومعظم المواد المتحركة بالقفز تتحرك في مستوى ما بين 60–90سم (Chepil, 1945a)، وترى كثير من الدراسات أن حوالي 75% من المواد تتحرك بواسطة هذه العملية (Twidale, 1976).
3. **الحمولة العالقة Suspension** : عبارة عن المواد الدقيقة جداً التي تظل معلقة بالرياح لمسافات طويلة، ربما تزيد عن 1000 كم،طالما يتميز المناخ بالجفاف، وأقطارها أقل من 0.05ملم، مثل ذرات الغرين والصلصال، ورغم إنها تصطدم ببعضها أحيانا ألا إنها لا تستطيع القيام بعملية الطحن (محمد محسوب، 1982).



شكل (1) : مسار الحبة القفزة فى الهواء.

ثانياً : الصقل Abrasion (Sand blasting) : ويقصد بها الآثار التي تنتج عن عملية ارتطام المواد المحمولة، أو المنقولة بواسطة الرياح علي أسطح التكوينات الصخرية.

يعتمد تأثير أي من العمليتين (السفي أو الصقل)على مجموعة من العوامل تتعلق بخصائص الرياح والسطح و التربة كما يلي :

1. الرياح : تشمل السرعة Velocity ، اضطراب الرياح Turbulence، والاتجاه Direction، والكثافة Density (تعتمد علي الحرارة Temperature، والضغط الجوي ، والرطوبة Humidity)، وأخيراً اللزوجة Viscosity.
2. السطح : يشمل خشونة السطح Roughness، والغطاء Cover، والعقبات Obstructions، والظواهر الطبوغرافية Topographic features.
3. التربة : تشمل تركيب التربة Soil structure، وتتأثر بثلاثة عناصر (المادة العضوية Organic matter، والمادة اللاحمة أو الكلسية Lime content، ونسيج التربة Texture)، الكثافة النوعية Specific gravity، وأخيراً محتواها من الرطوبة Moisture content).
4. المواد المنقولة : تشمل الحجم، والشكل، وتكوينها المعدني، وصلابتها، وكثافتها، وأخيراً زاوية الارتطام.

نظراً لان الرياح العامل الجيومورفولوجي المهم، والأساسي في تكوين، وتشكيل السطح في الصحاري، لذلك سوف نعرض له بشيء من التفصيل خاصة ما يتصل بقوة الرياح كعامل حت.

قوة الرياح :

الرياح كجسم متحرك مائع Fluid يتحرك إلى حد ما بنفس طريقة تحرك المياه، إلا أن كثافة الرياح أقل بكثير من كثافة المياه، لذلك فأن تأثير الرياح محدود إذا ما قورن بتأثير المياه الجارية، إلا أن تأثير الرياح ينتشر بشكل أوسع من تأثير المياه الجارية، لأن الأخيرة تسير في خطوط مركزة فيظل تأثيرها على تلك الخطوط التي تتحرك بها وبذلك فإن الرياح الأكثر انتشاراً على سطح الأرض، فلا تكاد تخلو منطقة في العالم إلا وبها آثار للرياح، وإن اختلفت قيم ومعالم هذا التأثير.

كتلة (كمية) الصخور المنحوتة لكل ارتطام تتناسب مع كتلة حبيبات الارتطام ومربع السرعة الواصلة لحبيبات الارتطام إلا أنها طاقة الحركة Kinetic Energy (e) لحبيبات الارتطام طبقاً للمعادلة التالية :

$$e = \frac{1}{2} mv^2$$

حيث أن

v = السرعة التي تصل بها حبيبات الارتطام.

m = كتلة (كمية) حبيبات الارتطام.

تجدر الإشارة إلي أن حجما معيناً من الكوارتز وهو الأكثر شيوعاً بين تكوينات القشرة الأرضية، يعادل 2.65 مرة أثقل من نفس الحجم من المياه، بينما هي أثقل بحوالي ألفي (2000) مرة من نفس الحجم من الهواء (Twidale, 1976).

ولا تستطيع الرياح تحريك حبيبات الرمال الجافة الأكبر من 0.1ملم إلا عندما تصل إلى سرعة معينة سميت بالسرعة الحرجة Drag or Critical velocity ، (Bagnold, 1943) ، تحسب السرعة الحرجة من المعادلة التالية :

$$Vcr = A\sqrt{\frac{\sigma - Q}{Q}\ gd}$$

حيث أن

Vcr = السرعة الحرجة، A ثابت يعادل 0.1 و σ كثافة الرمال، و Q كثافة الهواء، و g ثابت الجاذبية، و d قطر الحبيبات المحمولة، وتعد هذه المعادلة صالحة لحبيبات قطرها 0.2 ملم فأكبر، ويمكن تطبيقها علي حبيبات قطرها اصغر من 0.2ملم ، عندئذ تزداد قيمة الثابت (Twidale, 1976).

وبالنسبة لتيار الهواء فأن كتلة المواد الصلبة المنقولة تحسب كما يلي:

$$m = \left[\frac{\pi}{12} D^3(\sigma-p)\,(U_G \sin\beta - B)^2 \right] /E$$

حيث ترمز المصطلحات إلى :

D = قطر حبيبات الارتطام (mm)،

σ= كثافة كتلة حبيبات الارتطام (kg/m^3)،

U_G=سرعة حبيبات الارتطام (m/s)،

β= زاوية ارتطام الحبيبات على سطح الصخور (درجة)،

P= كثافة تيار الهواء الحامل للحبيبات (kg/m^3)،

B= ثابت تعتمد قيمته على سرعة وخصائص حبيبات الارتطام،

E= القوة اللازمة لإزاحة كمية من المواد من سطح الصخور وكذلك يوضح قوة السطح نفسه،

m= كمية المواد الصلبة المنقولة (Selby, 1985) .

وهذا يعني أن كمية المواد المنحوتة تتناسب مع مكعب أقطار الحبيبات المحمولة، ومربع السرعة التي تصل إليها حبيبات الارتطام، ومدى مقاومة التعرية يعتمد على خصائص الصخور نفسها كما سبقت الإشارة لذلك، وإذا كانت فيه β صغيرة جداً بالمقارنة مع قيمة U_G فإن كمية الكتلة المفقودة من كل ارتطام تختلف تقريباً مثل جيب زاوية الارتطام (sin)، وتكون أقصى شيء عندما تكون β =90°، والارتطام يكون أقل ما يكون تحت درجة ارتطام معينة، وكمية (σ-p) تشير إلى أن النحت يزداد مع زيادة عدد حبيبات الارتطام ولكنه يقل مع زيادة كثافة التيار الهوائي، علماً بأن كثافة التيار تتأثر بدرجات الحرارة وخصائص الحمولة العالقة به.

وقد وضع Hus , (1973) المعادلة التالية لمعرفة كمية الرمال المتحركة سنويا، وهي :

$$ك = (4.97-0.47ق) \left(\frac{0.4\ (275-س)}{2/1(جـ\ ق)أ} \right)^3$$

حيث أن

ك = وزن كمية الرمال المتحركة (بالطن) سنوياً لكل متر مربع.

أ = ارتفاع المنطقة التي قيست منها سرعة الرياح بالأمتار.

ق = متوسط قطر الحبة بالمم.

س =تكرار سرعة الرياح من اتجاه معين خلال السنة.

جـ = ثابت الجاذبية (33 قدم/ثانية) (محمد صبري محسوب، 1998أ)

تعقيبا علي ذلك أشار محمد صبري محسوب إلي أن الجزء الأعظم من طاقة الرياح يفقد في صور مختلفة، جزء منها يفقد أثناء عملية رفع ونقل ذرات الرمال، وعملية رفع الذرات ونقلها تتم حينما تتغلب كل من قوي الرفع، القص، التصادم الناتج عن القذف علي كل من قوي الجاذبية، والالتحام، والاحتكاك. (للمزيد يمكن الرجوع إلي محمد صبري محسوب (1982).

نخلص إلى أن الرياح أثناء هبوبها تؤثر على التكوينات الصخرية التي تقابلها بدرجات متفاوتة، وتنقل المواد التي تستطيع حملها، أو تحريكها من مكان إلى آخر، كل ذلك يؤدى إلي تكوين أشكال أرضية بفعل السفي، أو البري، أو بهما سوياً، أو تودي إلى تشكيل ظواهر بعد أن تكون قد تكونت بفعل عامل جيومورفولوجى آخر، وأهم الظاهرات الجيومورفولوجية الناتجة عن فعل الرياح أو المتشكلة بها هي : الخرافيش أو اليارداتج، والمنخفضات الصحراوية، والوجه ريحيات.

وسنعرض أولا إلي دراسة طبيعة ومعدل الحت والتعرية، وعمليات تحطيم الصخور بواسطة الرياح قبل دراسة الظواهر الجيومورفولوجية المتكونة بفعل الرياح أو المتشكلة بها.

معدل الحت Rate of abrasion :

إذا كانت الدراسات الجيومورفولوجية قد نجحت في مجال دراسة التعرية المائية فإنها ليست كذلك في التعرية الريحية، وربما يرجع ذلك إلى عدم القدرة على محاكاة الظروف الطبيعية الصحراوية، فدراسة العوامل المؤثرة في معدل الحت في الظروف الطبيعية مثل الرياح، وخصائصها وطبيعة التكوين الصخري متغيرة بشكل كبير، فسرعة الرياح ليست ثابتة ولكنها تختلف فصلياً ويومياً وعلى مستوى الساعة الواحدة، والمعروف أن معدل الحت يتناسب طردياً مع سرعة الرياح وكمية حمولتها من الرمال، والسرعات القصوى لا تحدث إلا لأوقات قصيرة ومحدودة.

يؤثر شكل التكوين الصخري، ودرجة تأثره بتعرية الرياح علي عمليات البري والسفي، فهذا الاختلاف يؤثر على زاوية واتجاه هبوب الرياح على الأسطح الصخرية المكشوفة من جديد. هذا يظهر دور الزمن في التأثير على معدلات الحت، فقد أظهرت دراسة Sharp (1980) في وادي كوشيلا (كاليفورنيا) أن معدل الحت زاد 15 ضعفاً خلال الثلاث سنوات الأخيرة عن السنوات السابقة،

وبناءاً علي ملاحظاته الحقلية ذكر أن أثار الحت مثل الصقل والندب والتحززات تطورت خلال عشرة شهور كانت الرياح خلالها تهب عاصفة.

معدل التعرية Magnitude of erosion :

يعتمد معدل الحت أو تكوين الحصى على مجموعة من العناصر وقد لخص هذه العناصر والعلاقة فيما بينها Scattergood and Routbort, (1983) كما يلي :

$$A = S_a\, p_p\, (V\sin\alpha - Vo)^n\, (D\text{-}Do)^m$$

حيث أن :

A = كمية المواد المفقودة لكل ارتطام.

S_a = قابلية الصخور للتعرية والمحددة في الكثافة والصلابة وخصائص التكسر الميكانيكي Fracture-mechanical Preparation وشكل الصخور).

p_p = كثافة المواد المرتطمة، V = سرعتها، D = قطرها.

α = زاوية الارتطام Angle of incidence (ارتطام العمودي = 90°)

Vo = السرعة الحرجة.

Do= قطر (أبعاد) حبة الارتطام التي ستبدأ في تكوين عملية النحت.

ونتيجة لدراسات اندرسون الحقلية (1986) أشار إلى أن قيمة n = 2 ، m = 3 ، وكتلة المواد المزاحة لكل ارتطام تتناسب مع الطاقة الحركية للارتطام تقريباً.

ويرى Chepil and Woodruft (1963) أن عملية البري واحدة من أهم عمليات تعرية التربة بواسطة الرياح، وأشار محمد صبري محسوب إلى أن كمية الرمال المتحركة تزداد مع الرياح السريعة مع الأخذ في الاعتبار أن الرياح المعتدلة والمنتظمة لفترة طويلة من السنة يمكنها نقل كميات كبيرة من الرمال.

وخلاصة القول إن معدل إزالة المواد يتناسب مع الطاقة الحركية لقوة الارتطام. ومدي قابلية المواد الصخرية للحركة والحت بواسطة الرياح. بالإضافة إلي مدي ديمومة وانتظام هبوب الرياح في اتجاه محدد.

عمليات تحطم الصخور بواسطة الرياح :

يمكن إجمال فعل الرياح في تشكيل وتحطيم الصخور المكشوفة علي سطح الأرض بواسطة ثلاث عمليات: البري، السفي وتحطيم الصخور، وأهمها جميعاً عملية البري، لذلك ستقتصر الدراسة علي البري:

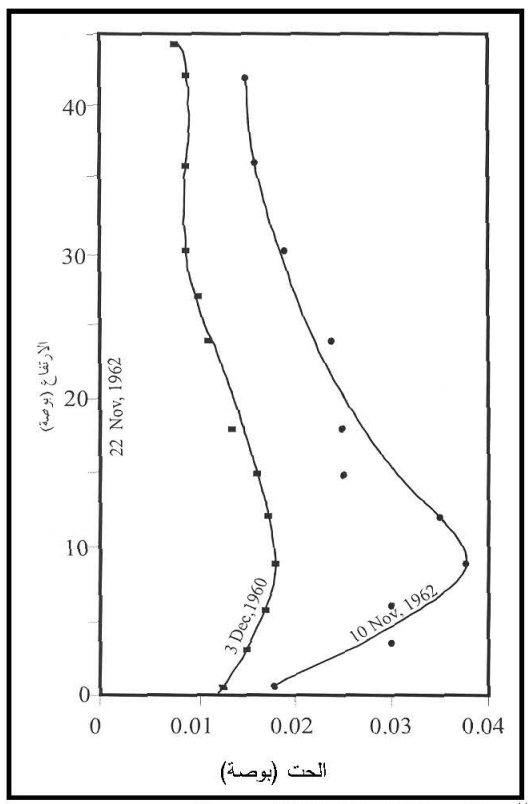
البري :

يعد تأثير أو فعل حبيبات الرمل في تشكيل أسطح الصحاري موضوعاً خلافياً Controversial لعدة سنوات، والمتفق عليه أن عملية البري ناتجة عن قوة ارتطام حبيبات المواد المنقولة بواسطة

عملية القفز، ويرى Greeley et al., (1984) أن الرمال التي تتراوح أقطارها فيما بين 60-2000 ميكرميتر (μm) هي التي تلعب دوراً كبيراً في عملية البري (Laity, 1994).

وهذا ما أكدته دراسة Mckenna-Neuman and Gilbort, (1986) إذ قاما بطلاء أعمدة بغطاء خارجي ثم عرضوها لفعل هبوب الرياح المحملة بالرمال، وكانت النتيجة أن ظهرت آثار البري الريحي على الأعمدة، ولكن لم تتأثر الأعمدة الأخرى المطلية بنفس الغطاء الخارجي بأي شيء نتيجة تعرضها لتيار هوائي ثلجي، وهذا ما أكدته دراسات أخرى مثل Nero (1988) ، و Miotke, (1982)، وأشارت كذلك إلى أن هبوب العواصف الرملية من أهم عوامل البري في الأقاليم الباردة.

من دراسته الميدانية في وادي كوشيلا بكاليفورنيا لمدة حوالي 11 سنة، وجد شارب أن أقصى بري في الكتل الأسمنتية، والأعمدة Lucite حدث في الجوانب المواجهة للرياح، وعلى ارتفاع 23سم (شكل 2) (Sharp, 1964).



المصدر: Sharp, 1967, Fig. (10).

شكل (2) : معدل الحت فى كتل إسمنتية وأعمدة من 22 نوفمبر 1952 إلى 10 نوفمبر 1962 (صحراء موهاف – كاليفورنيا).

طبيعة الحت Nature of abradant :

فعل الغبار :

على الرغم من أن كثيراً من الدراسات أرجعت تكوين وتشكيل الحصى إلى فعل الرمال Sandblast action، إلا أن بعضها الآخر أرجع تشكيل بعض الظواهر الصغيرة المشكلة على الواجهات الصخرية، أو الحصى إلى فعل الغبار مثل التحززات الصغيرة، والصقل، اعتبر Sharp (1949) أن الصقل على الحصى ربما يرجع تكوينها إلى فعل حبيبات أصغر من الرمال، وأيده في ذلك كل من Lancaster (1984) و Whitney (1978).

وأخيراً لخص Breed et al., (1989) دور الغبار في تشكيل الحصى بما يلي:

1. يؤدي سفي الرمال إلى تشكيل الأسطح المستوية على الحصى لكن الظواهر الصغرى مثل: الندب والتحززات الصغيرة، فأنها من الصغر بحيث لا تستطيع عملية سفي الرمال تكوينها.
2. نادراً ما يتواجد الحصى قرب تجمعات الرمال، لكنها غالباً ما ترى في المناطق الحصوية الفقيرة في التكوينات الرملية.
3. شكل الحصى مستدق من منصرف (ظل) الرياح Lee وأكثر اتساعاً في الجهة المواجهة لاتجاه الرياح Windward ولا يمكن تفسيره بسفي الرمال.
3. أثبتت الدراسات المخبرية تكون الندب والتحززات الصغيرة عند تعرض الحصى لفعل الغبار (Whitney, 1979).

فعل الرمال :

كما سبقت الإشارة إلى أن سفي الرمال يلعب دوراً أساسياً في تكوين ظاهرات علي الأسطح الصخرية، وتشكيل الحصى الصحراوي وهذا بإجماع الدراسات المخبرية والحقلية، وفي هذا السياق يمكن استعراض النقاط التالية تأكيداً على فعل الرمال في تشكيل الحصى.

1- تمتلك حبيبات الرمال قوة ارتطام أكبر من حبيبات الغبار وهذا شيء محسوس إذ يمكن لأحدنا أن يقف في وجه الغبار لكن لا يستطيع أن يقف أمام تحرك وهبوب حبات الرمال، حيث تتناسب قوة تأثير الارتطام مع كتلة الحبات المرتطمة (سبقت الإشارة إلى أن حجم المادة المنحوتة يتناسب مع حجم الذرات وطاقتها الحركية KE (Greeley et al., 1984; Anderson, 1986).

2- أشار Tremblay (1961) إلى أن كمية التعرية أو الحت الريحي تتناسب مع كمية وجود الرمال المحمولة، لا أن دراسة Anderson (1986) أشارت إلى أن الذرات التي قطرها أقل من 0.31 ملم تدور حول الحصى، فيؤدي ذلك إلى تقليل قدرتها وطاقتها علي الحت، بينما الرمال الأكبر حجماً ترتطم مباشرة الأمر الذي يزيد من قوتها وطاقتها علي التعرية والحت.

3- أشارت بعض الدراسات إلى وجود الحصى في مناطق تكثر بها الرمال سواء كان ذلك في مناطق باردة أو حارة أو على الشواطئ (Tremblay, 1961).

4- ينتج الصقل عن عملية بري الرمال.

5- أشارت كثير من الدراسات إلى أن معدل البري في الجانب المواجه للرياح أكثر بكثير من ظل الرياح (Sharp, 1964)، ويؤكد ذلك أن أفضل مكان لرؤية تأثير هبوب الرياح أن تراها على كتل كبيرة إذا كانت تقف كحاجز أمام ضربات حبيبات الرمال، وقد أكدت دراسة Mckenna Nenman and Gilbert (1986) أن ظاهرات الصقل والتحززات بأحجامها المختلفة تتطور في الجوانب المواجهة للرياح، أما جوانب ظل الرياح فقد تغطي بمادة حافظة مثل أشنة Lichen قد لا توجد بها آثار لعمليات البري .

نخلص إلي أن كلاً من الغبار والرمال يلعبان دوراً بارزاً في تغير ملامح التكوينات الصخرية، ويزداد فعل الرمال بقدر أكبر بكثير وقد لا توجد مقارنة في التكوين والتشكيل، بالرغم من ذلك فإنها صغيرة جداً، ولا يمكن قياس عملياتها الجيومورفولوجية بل يمكن وصفها فقط (Sharp, 1964).

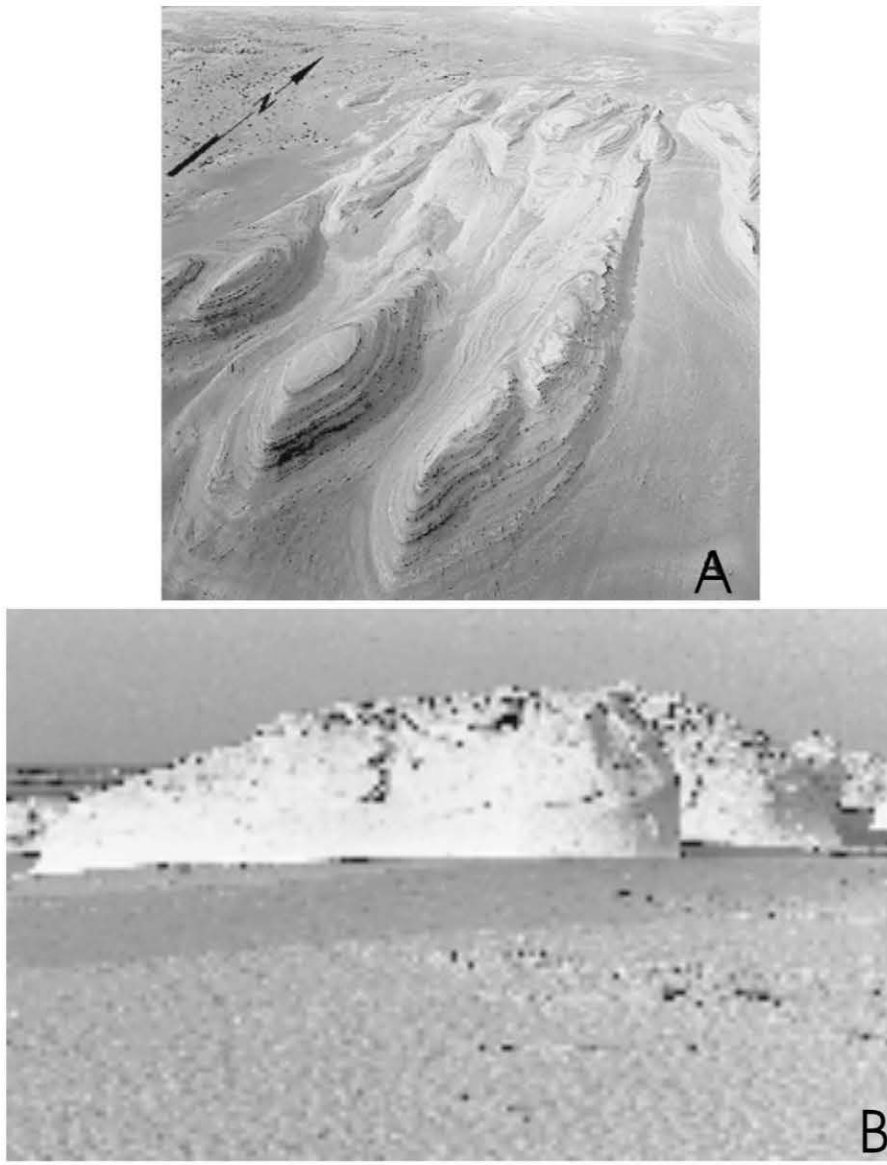
الظاهرات الجيومورفولوجية

وتشمل الظاهرات الجيومورفولوجية الناجمة عن فعل الرياح أو النحت الهوائي كما أطلق عليها محمد صبري محسوب (1982) كلاً من اليارداتج، المنخفضات الصحراوية والحصي المشطوف، بالإضافة إلي الظواهر الصغيرة التي تزين الظواهر الكبرى مثل الندب، التحززات، والشواهد الصحراوية:

اليارداتج أو الخرافيش Yardangs:

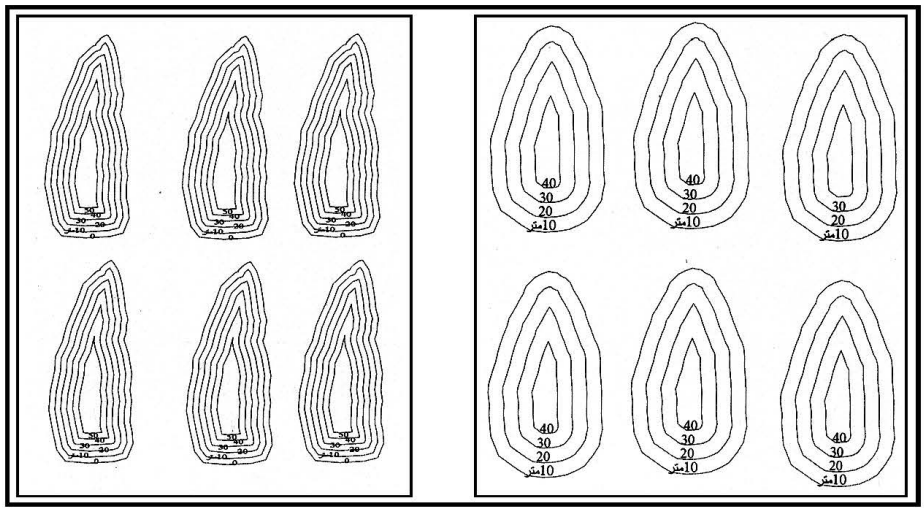
عبارة عن ضلوع تفصلها عن بعضها البعض قنوات طولية، هذه الضلوع تسمى باليارداتج، (ترجع اصل كلمة يارداتج إلي الأصل التركي Yar بمعي شديد الانحدار) تلك القنوات مختلفة المقاييس والأبعاد، وأفضل ما شبهت به هذه الضلوع بأنها تشبه هيكل ظهر السفينة أو سفينة مقلوبة، وتتميز بأنها تأخذ الشكل المستطيل موازية لاتجاه الرياح جوانبها شديدة الانحدار وواجهة اليارداتج المواجه لاتجاه الرياح مسطحة، أما الجهة المعاكسة فتستدق تدريجياً إلى أن تتلاشى. وتأخذ أسماء مختلفة اشهرها اليارداتج وأسماء محلية مثل Cretes et couoirs في تشاد، و Kalut في إيران، و كوكر في تونس (صورة 1) و (شكل 3).

أختلف الكتاب في أطوال ومقاييس الخرافيش وقد سجل أقصى ارتفاع لأسطحها من قيعانها في بحيرة لوط بإيران بـ 200م (Selby, 1985)، إلا أن هذا الرقم قد يكون مبالغاً فيه، ويرى جودة حسنيين جودة (1998) أن الارتفاع العام 9 متر ولا يزيد إلا ما ندر عن ذلك أما طول الأضلاع نفسها فيتراوح ما بين المتر الواحد إلى الكيلو متر McCouley et al, (1977) ، (Chorley et al., 1984)، ويرى البعض أن العلاقة بين الطول والارتفاع هي 3-1، أما معدل الطول إلى العرض يتراوح بين 1: 3 إلى 1: 10.



المصدر : www.tec.army.mil

صورة (1) : ياردانج من ايران.



شكل (3) : رسم توضيحى لليارداتج.

التطور التاريخي والتوزيع الجغرافي Historical development and distribution :

يعتبر Seven Hedin أول من لاحظها في صحراء وسط آسيا (في صحراء التركستان) منحوتة في إرسابات غرينية بحيرية قديمة إلا أن Black Welder أول من أطلق اسم اليارداتج عليها سنة 1934، وتنتشر في معظم صحاري العالم، مثل صحاري أفريقيا (الصحراء الكبرى وصحراء نامبيب) وفي آسيا (تركمانستان ولوط) وفي أمريكا الشمالية صحراء موهاف ما عدا صحاري استراليا (جدول 1).

الظروف المواتية لتكوين اليارداتج :

1. الجفاف أساسي لتكوين اليارداتج، لذلك يقتصر على الأقاليم الصحراوية.
2. قلة الغطاء النباتي لأنه يحد من قوة وسرعة فعل الرياح.
3. أن يكون هبوب الرياح غالباً في اتجاه واحد معظم شهور السنة لأنه من الثابت أن اتجاه اليارداتج موازٍ لاتجاه الرياح.
4. غالباً ما تتكون في تكوينات صخرية لينة Saprolite مثل حجر سلتي و حجر رملي وطفل وحجر جيري ونادراً ما تتكون في تكوينات صخرية صلبة مثل صخور الشيست و أو النايس.

***جدول (1)** : يبين التوزيع الجغرافي والخصائص الجيولوجية لليارداتج في بعض مناطق العالم.*

المكان	الخصائص الجيولوجية
تكالامكان، الصين	رسوبيات نهرية وبحيرية ترجع الي البليوستسين
لوط، إيران	تكوينات بليوستسين ناعمة ذات تطبق أفقي تتكون من السلت والسلت الطيني ورمل جيري وجبس
صحراء كوش، أفغانستان	الطين
سيناء، جمهورية مصر العربية	الحجر الرملي النوبي

جمهورية مصر العربية	حجر جيري ايوسيني، رواسب بحيرية متطبقة، حجر رملي نوبي
المملكة العربية السعودية	كاليش، حجر الجيري
البحرين	رواسب بليوستسين رملية ريحية ودولوميت
جنوب ووسط الجزائر	طين كريتاسي، حجر طيني تابع للكمبري
بوركو، تشاد	تكوينات الباليوزوي والميزوزوي الأسفل من الحجر الرملي والطفل
كشمير، الهند	حجر جيري ايوسيني
صحراء ناميب	تكوينات ما قبل الكمبري من الدولوميت، الجرانيت، والنايس
بحيرة روجر، كاليفورنيا	كثبان رملية وترسبات طبقية بحيرية
شمال بيرو	رسوبيات ضعيفة إلي متوسطة التماسك ترجع إلي الايوسين الأعلى والباليوسين (الطفل وحجر رملي)
جنوب و وسط بيرو	حجر سلتي من الاوليغوسين العلوي حتى الميوسين

Goudie, (1984)

العمليات التي تكون اليارداتج Processes of yardangs formation:

اختلفت الآراء إلى حد بعيد في كيفية تكوين وتشكيل اليارداتج، وأهم النظريات أو العوامل المكونة أو المشكلة لها هي: ما يتصل بفعل الرياح (النقل أو البري) أو فعل المياه أو حركة المواد على السفوح (الانزلاقات).

أولاً : الرياح.

اختلفت الآراء حول مدى دور كل من عمليتي السفي والبري في تكوينه.

أ- **السفي :**

من دراسة حقول اليارداتج، يلاحظ أن التغير في الغالب ينصب على القنوات التي تفصل الأضلاع أو اليارداتج عن بعضها البعض إذ لا بد من دور الرياح المهم والأساسي في حفر تلك الحفر الطولية عن طريق عملية تفريغ هذه المناطق من محتوياتها بواسطة عملية السفي ، ويؤيد هذا الرأي مجموعة من الباحثين Chorley et al., (1984)، ويظهر أثر السفي في تكوين اليارداتج المتكون في ترسبات بُحيرية تكونت من مواد ناعمة من الحجر السلتي الأبيض White silt stones حيث يبلغ ارتفاعها من 30- 50 متراً وطولها 1.5كم في Pampa de averia (بيرو Peru) Mc Cauley et al., (1977)، إلا أن الباز وزملاءه في مصر El-Baz et al., (1979) أكدوا أن عملية السفي غير ذات أهمية في تكوين اليارداتج، وذلك من خلال دراستهم لظاهرة اليارداتج المتكونة في الصخور الجيرية ذات الأسطح المستوية وغير المنتظمة الشكل.

ب- **البري :**

أشارت كثير من الدراسات إلى أن عملية البري تنشط في الأجزاء السفلي من التكوينات الصخرية، وقد تمتد إلى ارتفاع متر ونصف، فقد لاحظ بعض الباحثين في تكوين الياردانج أن الأجزاء السفلي منها تبدو ملساء وقد تأخذ ألواناً بيضاء (Hagedorn, (1971، Maingnet (1972)، وكذلك آثار التقويض السفلي Undercutting في الواجهات الأمامية بالإضافة إلى الجداول الأرضية، هذا يعني أن آثار البري تظهر في الأجزاء السفلي والواجهات الأمامية متمثلة في الصقل الناجم عن عملية البري (Grolier et al., (1980، وأكد Ward and Greeley (1984) علي أن عملية البري أهم عملية تؤدي إلى تكوين وتطور الياردانج في بحيرة روجر (كاليفورنيا)، واعتبرا أن الشكل الدائري لليارداتج الصغير ناتج عن البري بواسطة الحبيبات الملحية التي تتحرك حول وفوق الياردانج.

مما سبق يمكن القول إن التعارض بين قوة وتأثير أي من العمليتين موجود وإن كان لا يمكن للبري أن يعمل إلا بوجود أسطح، وعملية السفي أساسية لتكوين الدهاليز أو الممرات، لذلك نرى أن عملية السفي مسئولة عن حفر الدهاليز في أماكن معينة، أما عملية البري فهي مسئولة عن تشكيل جوانب وأسطح الياردانج متمثلاً في التقويض السفلي، والصقل، وبالذات في الأجزاء السفلي لأن الأجزاء العليا غالباً ما تكون قاتمة اللون، وهذا يدل على أن التكوين قديم وأن البري انتهى منذ القدم .

ثانياً : التعرية المائية Fluvial erosion :

إذا كانت الرياح مسئولة عن تكوين الياردانج، فالشعاب (الجداول) Gullies هي الأقرب لذلك، لأنها عبارة عن قنوات لا تصل إلى مرحلة الأنهار، وتتكون في تكوينات سلتيه طينية في الغالب، وجوانبها شديدة الانحدار، لكن الأمر ليس بهذه السهولة إذ إن الجداول تحتاج لتكوينها مياه جارية فصلية على الأقل، إضافة إلى أنها تأخذ أشكالاً مختلفة، على عكس الياردانج فهي خطوط تكاد تكون مستقيمة، لاحظ Ward and Greeley (1984) أن شدة هبوب الرياح دمرت أثار التعرية المائية في مقتبل الرياح من الياردانج في بحيرة روجر، أما في منصرف الرياح فقد لاحظ أن بعض الترسبات الهوائية اخفت أثار التعرية الجدولية، كذلك دمر سفي الرمال المخاريط البسيطة التي تم ارسابها عند نهايات الجداول.

إذا كان لا بد من فعل للتعرية المائية، فإنه يتمثل في حفر بعض الممرات الضيقة، والتعرية الغطائية على السطح، والجوانب العليا لليارداتج نفسها، وهذا يعني أنها ربما تكونت في ظروف أكثر رطوبة من الظروف الحالية، وإذا سلمنا بذلك أي أن للمياه الجارية دوراً في تكوين الياردانج، فإن هذا الدور لم يكن أساسياً في الظروف الحالية، وخاصة أن جميع المناطق التي توجد بها ظاهرات الياردانج صحراوية، ويقتصر الدور على بداية التكوين في ظروف أكثر أمطاراً من اليوم.

ثالثاً : الانهيارات الأرضة Mass movement :

تنشط بعض عمليات الانزلاقات الأرضية علي بعض جوانب ومقدمة الياردانج، خاصة تلك التي تتعرض لعمليات التقويض السفلي، بالإضافة إلي الأماكن التي تكثر بها الفواصل، والشقوق في

جسم اليارداتج، لذلك إذا كان من دور تلعبه الانهيارات الأرضية في تكوين اليارداتج فذلك الدور هو تشكيل ما هو موجود وليس بناءاً أو تكويناً جديداً.

معدل التكوين والنمو :

اختلفت الآراء في معدلات نمو وتكوين اليارداتج، ففي كاليفورنيا بلغ المعدل 2.3سم/سنة، قل المعدل كثيراً في دراسة Boye et al., وسجل 4.1ملم/سنة في سبخة ميلالا Mellala التي تكونت خلال أواخر الهولوسين، كذلك Riser (1985) رأى أن المعدل خلال 6500سنة الأخيرة وصل إلي 92ملم/ألف سنة في حوض Araouane في مالي (Goudie, 1995). بينما ارجع الباز وزملاءه (1979) تكوين اليارداتج في الصحراء الغربية بمصر إلى عمليات السفي الريحي التي تعود إلى نهاية الميوسين أو بداية البليوسين.

وخلاصة القول في أي منطقة قليلة الانحدار، وذات تكوينات لينة، وتقع بين منطقتين الأولى مرتفعة عنها والثانية أخفض منها، فإذا ما توفرت المياه من الجهة المرتفعة في اتجاه نحو المناطق المنخفضة، واستطاعت هذه المياه أن تحفر حفراً طولية متوازية، وصادف أن كان ذلك في نفس الاتجاه العام للرياح، فمعنى ذلك أن الرياح تستطيع أن تحفر وتنقل أي مواد يمكن نقلها من الممرات إلى الخارج، وليس غريباً أن تقوم الرياح بالتعميق بواسطة عملية السفي، لذلك تبقى الجوانب شديدة الانحدار، وهنا تلاحظ آثار عملية البري في الصقل والتقويض السفلي مقصوراً على الأجزاء الدنيا من الجوانب، والواجهة الأمامية لليارداتج، أما الجوانب العليا فيقل تأثير الرياح عليها، ومن ثم تنشط عمليات التجوية بأنواعها المختلفة مخلفة وراءها ألواناً قاتمة ناجمة بالذات عن التجوية الكيميائية، وبين الفينة والأخرى قد تتسع القناة وذلك بسبب الانهيارات الأرضية التي تصيب جوانب اليارداتج، ونتيجة لنشاط التعرية الغطائية على السطح العلوي التي قد تتطور أحياناً إلى تعرية جدولية مما يؤدي في النهاية إلى قلة حدة الزوايا العليا من ناحية وقد يؤدي إلى قطع اليارداتج نفسه من ناحية أخرى، ومن ثم فتح طريق بين الممرات، لتبدأ ظواهر أخرى بالتكوين مثل: الزوجين والصخور الارتكازية، بالإضافة إلي ظواهر ثانوية (صغيرة الحجم) توجد علي السفوح المختلفة الانحدار، والواجهات الصخرية مثل الندب الصخرية والتحززات والجداول.

الندب الصخرية Pits :

عبارة عن ثقوب صغيرة مختلفة الأحجام والأشكال وتتكون في سفوح جوانب الأنهار والواجهات الصخرية المواجهة للرياح، والتي يزيد انحدارها علي 55°، ويرى Sharp (1949) أنها تتطور فوق صخور لينة بفعل الرياح، إذا كانت تهب في اتجاه واحد، وأشار إلى أنها تكونت بعمق 0.2 بوصة خلال 348 يوماً علي الأسطح المواجهة للرياح، وبعد 1286 يوماً وصل العمق إلى 0.5 بوصة، وقد تزايد التراجع ليشمل السطح المواجه للرياح إلى 1.6 بوصة بينما السطح العلوي من الكتلة قد تراجع بمقدار 0.13 بوصة خلال نفس الفترة في وادي كوشيلا بكاليفورنيا (Sharp, 1964). أما علي شاهين (1981) فقد أشار إلي أنها توجد بكثرة في الحوائط الصخرية، وأرجعها إلى عملية سفي الرمال إذا ما وجدت قريبة من قاعدة الحوائط، وبشكل عام رأى تبادل الدور بين سفي الرمال

وعمليات التجوية بنوعيها الطبيعية والكيميائية. وقد أكد ذلك محمد صفي الدين (1991) على دور الرياح في تكوين الندب في الصخور الرملية في صحراء مصر الشرقية، بسبب تعرضها لرياح شديدة محملة بحبيبات مختلفة الأحجام وانعدام الغطاء النباتي.

وقد عزز دور الرياح في القدرة على تكوين الندب في التكوينات الصخرية دراسات قام بها باحثون أمثال (حسن سلامه، 1982؛ صلاح البحيري و يحي الفرحان، 1989؛ Garvin, 1982; Whitney, 1978;1979)، أما دراسة Sharp and Malin, (1984) فقد أكدت بأنه ليس من الضروري أن تؤدي التعرية الريحية إلى تكوين الندب في الأسطح الصخرية الصلبة مثل صخر الصوان والحجر الجيري، لكن يمكن أن تتكون أشكال مثل الأسطح المصقولة، والتحززات بأحجام مختلفة، وهذا ما ذهب إليه Whiltney and Dietrich, (1973) من تكون مثل هذه الظاهرات علي أسطح التكوينات الصخرية بعد تعرضها لسفى الرمال لعدة عقود.

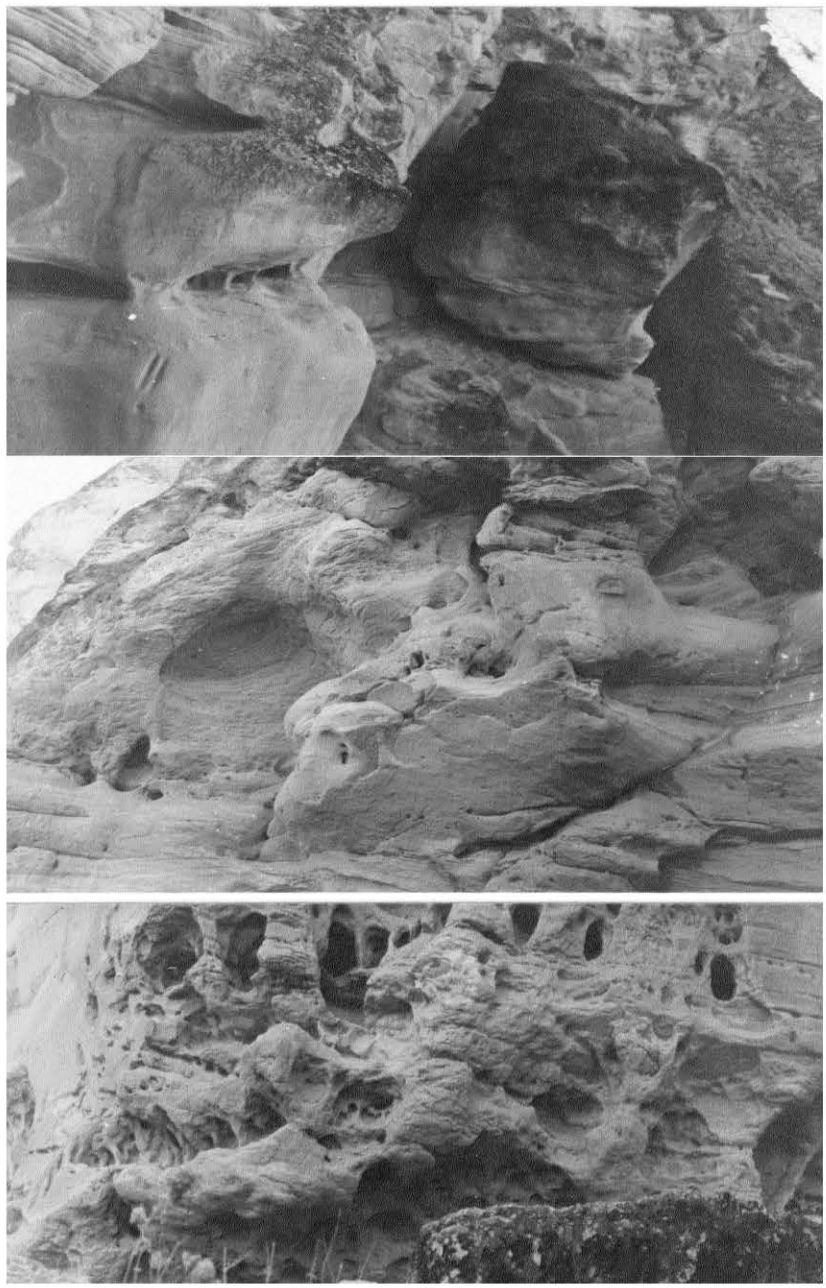
لاحظها الباحث في حوض الرميمين في وسط الأردن في تكوينات الحجر الرملي، وهي مختلفة الأحجام، والأشكال، وتعطي أشكالاً ملفتة، وقد يرى فيها النتوءات الصغيرة والندب مختلفة الأحجام والأشكال، والأقواس بين الندب، لا يمكن أن تعزى إلا لفعل عامل الرياح (السفي أو الصقل)، إذ يؤدي دوران الهواء وهو محمل بذرات الرمال داخل الفجوات بحركة رحوية إلي أن تزداد أحجامها وتأخذ أشكال مختلفة لتشبه قرص العسل (صورة 2).

التحززات Flutes :

يمكن تسميتها بالتحززات لأنها صغيرة من حيث الحجم لدرجة أنها قد لا ترى بالعين المجردة من على بعد بضعة أمتار، وهي عبارة عن تحززات يأخذ مقطعها حرف u يبلغ معدل أبعادها 15×4×2سم (طول، عرض، عمق) وهي مغلقة في اتجاه الرياح وموازية له ولأبعادها علاقة عكسية مع درجة الانحدار، بمعنى أنه كلما زادت درجة الانحدار قلت أبعادها والعكس صحيح وغالباً تتكون في درجات انحدار أقل من 40° ويكون اتجاهها العام مع اتجاه الرياح .

وتتكون عن طريق احتكاك الرياح المحملة بالرمال التي تعمل على تتبع مناطق الضعف الجيولوجي في التكوينات الصخرية فتعمل على تعميق حفر طولية في الأجزاء اللينة من أسطح الصخور.

وأشار البعض إلى أنها تتكون في تكوينات خشنة الحبيبات في الصخور النارية (Cook and Warren, 1973; Sharp, 1964)، كذلك وصفها Hume في تكوينات الحجر الجيري في مصر، ورأى بأنه لا يوجد دور لعمليات التحلل في تكوينها، وشاهدها Russel في جنوب صحراء موهاف Mojave في تكوينات طبيعية غير مجواة من النايس والشيست (Twidale, 1976).



صورة (2) : الفجوات الهوائية فى حوض وادى الرميمين وسط الاردن.

عموماً تتكون التحززات فوق التكوينات الصخرية القريبة من سطح الأرض وبالذات الكتل الصخرية الملقاة علي سطح الأرض، وتقل درجة انحدار سطحها المواجه للرياح، ويزداد معدل تكوين التحززات كلما قلت درجة انحدار سطح الكتلة الصخرية واقترب من أن يكون موازي لاتجاه الرياح، بمعني أن تهب الرياح من فوق السطح مباشرة، ومن ثم يعمل الاحتكاك علي تشكيل أشرطة موازية لاتجاه هبوب الرياح علي سطح الصخر.

الجداول (القنوات الكبيرة) Grooves :

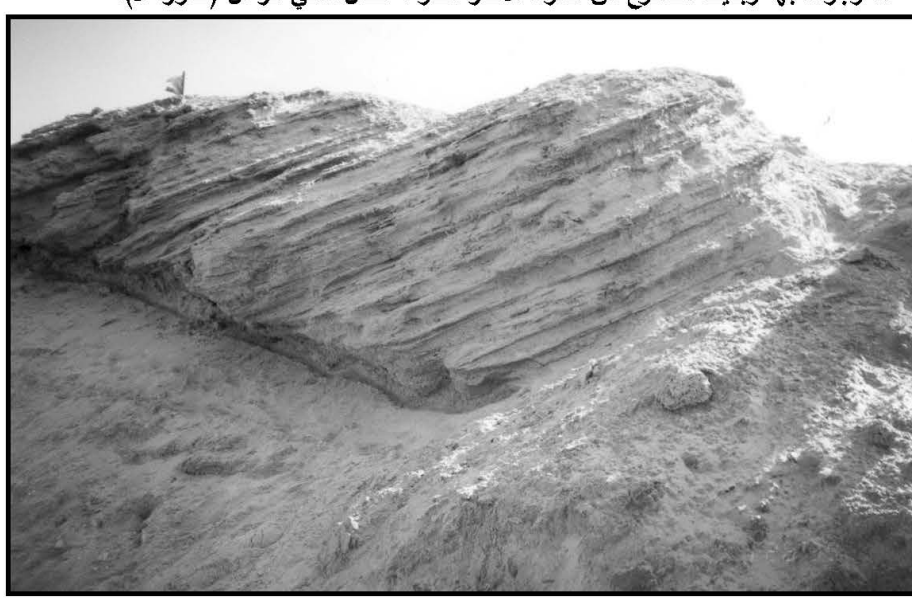
الجداول اكبر حجماً (الطول، العرض، العمق) من التحززات، ومفتوحة من طرفيها، وموازية لاتجاه الرياح، واتجاه السطح وهي تعكس اتجاه وقوة الرياح (Laity, 1994)، وأشار Bagnold (1933) إلى أن عمق القنوات يتراوح بين 3-15 م في شمال السودان (Cook and Warren, 1973).

وقد رأى Sharp (1949) أن الظاهرتين (التحززات والجداول) قد تتكونا في آن واحد، أو علي سطح واحد، ووجود أحدهما لا يمنع من وجود الأخر. وقد أشار في دراسته الثانية (1964) أن أحسن ما تتكون به الظاهرتان فوق تكوينات صخرية مائلة، بينما ذهب كوك و وارين إلي انهما يمكن أن تتكونا فوق الأسطح الأفقية (Cook and Warren, 1973).

وقد أشار حسن أبو العينين (1976) إلى طريقة تكوينها عن طريق احتكاك الرياح، وهي محملة بحبيبات الرمال على الأسطح الصخرية العارية، فهذا يؤدي إلى اكتشاف مناطق الضعف الجيولوجي، وهكذا تبدأ الحفر الطولية في التكوين ، وتستمر بالتعمق، والإطالة والاتساع، ما دامت الرياح قادرة على الهبوب، وهي تحمل معها ذرات الرمال، ويطلق على هذه الأسطح اسم الأسطح المخددة Grooved Surfaces.

وقد وصفها Worral (1974) بأنها قنوات تكونت علي الأسطح الأفقية في محافظة فايا Faya في تشاد، وتظهر بشكل منتظم متوازي، أو غير منتظم وغير مستمرة وقليلة العمق (عمقها بضعة سنتيمترات)، تتكون في تكوينات متجانسة بواسطة ارتطام حبيبات الرمال المتحركة بواسطة عملية القفز.

توجد هذه الحفر الطولية على الحافات المطلة على البحر مباشرة في غزة (فلسطين)، وتظهر بشكل موازي لاتجاه الرياح، ويعزى تكوينها لفعل هبوب وسفي الرمال، وربما تساهم عمليات التجوية المتغايرة عن طريق إذابة الاكاسيد اللاحمة بين حبات الرمال، وبذلك تظهر الضلوع الغير متوازية مع بعضها و وتفصلها عن بعضها قنوات صغيرة، بعد أن تكون قد فرغت من الرمال الموجودة بها وبقيت الضلوع من المواد الأكثر مقاومة لفعل سفي الرمال (صورة 3).



صورة (3) : التحزرات على شاطئ غزة – فلسطين.

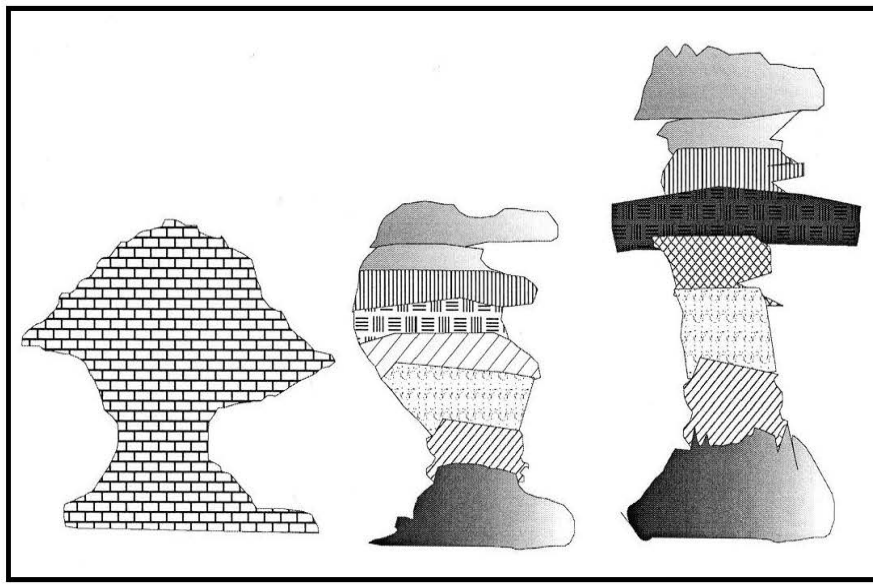
عموماً تتكون الجداول في تكوينات صخرية لينة أو شبه صلبة، ويشترك في تكوينها كل من عملية سفي وهبوب الرياح، وتحتاج إلى رياح قوية الهبوب وموحدة الاتجاه، ومحملة بالرمل والغبار. وتأخذ أبعاد مختلفة وتتحكم الفواصل الصخرية في امتدادها الطولي، وتتخذ قيعان القنوات أشكالاً مختلفة تتباين من مستوية وحرف V أو U .

الصخور الارتكازية Pedestal Rocks :

تعددت المسميات العربية للدلالة على مفهوم الصخور الارتكازية، وهذا التعدد لم يكن غريباً، لكنه جاء مطابقاً لشكل الكتل الصخرية المتخلفة في وسط السهول الصحراوية، ومن هذه المسميات: الموائد الصحراوية أو الصخرية، الأعمدة الصحراوية، البطيخ المسخوط، الجبال الانفرادية، المداخن الصحراوية، الجِمال الصحراوية، نبات الفطر.

الصخور الارتكازية عبارة عن تكوينات صخرية ذات تطبق أفقي تقف بصورة ما في السهول الصحراوية، مختلفة الأحجام، والأشكال، متسعة القمة، ضيقة عند مستوى الأرض (العنق) (شكل 4 و صورة 4).

صورة (4) : مائدة صحراوية فى منخفض الفرافرة (عن محمد محسوب، 1998).



شكل (4) : **أشكال تظهر بها الصخور الارتكازية.**

وتختلف الآراء في طريقة تكوين الصخور الارتكازية. أشار حسن سلامه (1983) إلي وجودها في تكوينات رم الرملية في منطقتي وادي رم وبطن الغول في الأردن، ورأى أنها تنتج من تعرض الأجزاء الضعيفة من الصخور للتجوية والحت الريحي، فيؤدي ذلك إلي بروز الأجزاء الصلبة من الصخر، وتراجع المناطق الضعيفة عند أسطح التطبق والشقوق والمفاصل، أما إذا حافظت الطبقة العليا علي صلابتها وبقيت تقاوم الحت لتظهر علي شكل كتل هضابية منعزلة تسمي بالزوجين. اضاف محمد محسوب (1998أ) إلي ذلك بان قاعدة الصخور الارتكازية (بضعة سنتيمترات) اقل عرضة للحت الريحي من اعلي وارجع ذلك إلي ضعف تأثير الرياح بالقرب من السطح بسبب تأثير عامل الاحتكاك.

عموماً تتكون الصخور الارتكازية في تكوينات صخرية أفقية التطابق، تتميز بتعاقب صخور صلبة مع صخور لينة، ينشط دور عملية بري الرياح في إزالة بعض التكوينات الصخرية من الحوائط، أو الأعمدة، أو الكتل الصخرية، من مناطق الضعف الصخري، وتلعب التجوية بنوعيها دوراً كبيراً في إضعاف وتفكك وتكسير وتحلل الصخور في المستويات الدنيا، ومن ثم جعلها مادة سهلة المنال والحمل بواسطة الرياح. وتنشط عملية السفي والبري علي ارتفاع معين من سطح الأرض، ويرجع ذلك إلي حماية الأجزاء القريبة من السطح بواسطة المفتتات التي تسقط من الطبقات الصخرية العليا، وضعف الرياح بالقرب من سطح الأرض، وشكلها العام أنها متسعة القمة، أما من أسفل فترتكز برقبة رفيعة على صخور الأساس،ويتراوح ارتفاعها من بضعة أمتار إلي اكثر من 30م ، ومع استمرار عمليات البري والسفي بواسطة الرياح تنهار الكتل الصخرية العلوية، وتصبح عبارة عن فتات صخري.

المنخفضات الصحراوية Desert Depressions :

هي أراض تنخفض عما حولها، بحيث تبدو كأحواض مغلقة، تحيط بها أراضٍ مرتفعة نسبياً من جميع الجوانب، وتأخذ جوانبها أشكالاً متعددة، إذ قد يكون الجانب ذا انحدار شديد وفجائي، أو ينحدر تدريجياً بحيث يتعذر تحديد جانب المنحدر. وقد تقطعه مجموعة من الأودية المنحدرة من خارج المنخفض إلى داخله.

وتأخذ المنخفضات أشكالاً مختلفة فقد تكون دائرية الشكل مثل حوض فزان في ليبيا، والجفر في الأردن، أو شريطي أو المستطيل المنتظم كغور الأردن، و وادي عربة، أو الشكل الأهليجي كمنخفض القطارة في مصر.

أما Goudie (1991) فشبه أشكال المنخفضات بالصدف الحلزوني Clam، أو الكلية Kidney، لم يتوقف الاختلاف عند أشكال المنخفضات بل أن الاختلاف أكبر بكثير في مساحتها، ويمكن تقسيمها إلى ثلاثة أنواع وهي :

- المنخفضات صغيرة المساحة.
- المنخفضات متوسطة المساحة.
- المنخفضات الكبرى.

وتختلف تسمية المنخفضات باختلاف موقعها الجغرافي، ففي الدول العربية تأخذ العديد من الأسماء مثل الدحول في قطر وشمال الجزيرة العربية، والضايات في شمال غرب أفريقيا، الخبارى أو الخبرات والروضات، والمنخفض الجنيني والمنخفض الثانوي. هذا التنوع الكبير في أسماء المنخفضات الصغرى تقابله أسماء محددة للمنخفضات الكبرى تتراوح بين المنخفض والواحة والحوض، وخارج نطاق المنطقة العربية تأخذ مسميات خاصة بما يتناسب مع لغة كل دولة. فتعرف في صحراء منغوليا باسم بانج كيانج Pang Kiang ، أما باللغة الإنكليزية فتسمي Inclosed desert basin or Desert basin, علماً بان بعض هذه الظواهر ترجع إلي عمليات جيومورفولوجية متباينة.

التوزيع الجغرافي :

لا تكاد تخلو صحراء في العالم من شكل من أشكال المنخفضات الصحراوية سواء أكانت تلك المنخفضات صغيرة أم كبيرة الحجم، لكن حضور المنخفضات تختلف كثافته من إقليم إلى آخر، أو قد تشتهر منطقة من العالم بمنخفضات كبرى مثل ظاهرة الواحات الموجودة في صحراء مصر الغربية متمثلة في القطارة، والداخلة، والخارجة، والفرارة، تلك الواحات التي ما زال علماء العالم وعلى رأسهم العلماء المصريون يعملون جاهدين لحل لغز تكوينها.

كذلك المنخفضات الصغرى فقد بلغت كثافتها في جنوب أفريقيا إلى أكثر من 100 حوض لكل 100كم^2 بينما لم تصل في ناميبيا إلى واحد لكل 100كم^2 (Goudie, 1991). وللمزيد عن توزيع المنخفضات الصحراوية يمكن مراجعة (Goudie and Wells, 1995).

قابلية التكوين :

لتكون المنخفضات في الصحاري لا بد من توفر الظروف الجغرافية المناسبة لتكوينها وأهم هذه الظروف بشكل عام هي :

1. الجفاف: يتمثل في النطاق الصحراوي.
2. أن تكون مواد السطح عندها قابلية الحركة أو الإزالة بواسطة عامل جيومورفولوجي.
3. توفر العامل الجيومورفولوجي الذي يستطيع تفريغ أية منطقة من تكويناتها الصخرية المفككة.
4. نشاط عمليات التجوية التي تؤدي في النهاية إلى تفكك وتكسير التكوينات الصخرية الصلبة مما يجعل منها مواد هشة قابلة للحركة.
5. تلعب العوامل الجيومورفولوجية الموروثة من الماضي (وقد تنشط في أي زمن مثل عمليات التحلل الكارستى، وفعل الأنهار) في تكوين أساس المنخفضات، ومن ثم تتشكل بفعل الرياح.

أسباب تكوين المنخفضات :

تظهر معظم الكتب الجيومورفولوجية الدراسية أن الرياح هي المسئولة عن تفريغ محتويات المنخفضات من التكوينات الصخرية بواسطة عملية السفي ، ومن ثم تكوين المنخفضات الصحراوية، إلا أن هذا القول ربما أصبح الآن غير مقبول بالذات بعد أن زادت الأبحاث الميدانية المتعلقة بالمنخفضات علي اختلاف أحجامها في العالم، يمكن الرجوع إلي طه جاد (1991).

ويمكن إجمال أسباب تكوين المنخفضات فيما يلي :

أولاً : المنخفضات الصغرى :

1- أرجع كثير من الباحثين أن المنخفضات الصغرى المتكونة فوق صخور جيرية إلى فعل الإذابة السطحية أو تحت السطحية، حيث يؤدي توفر المياه إلى زيادة فعل عمليات التجوية الكيميائية بسبب زيادة حامض الكربونيك، وأشارت تلك الدراسات إلى أن هذه المنخفضات تتسع مساحتها باندماجها مع بعضها البعض (نبيل إمبابي وأحمد عبد السلام، 1991؛ طه جاد، 1991؛ محمد رمضان، 1993؛ محمد تراب، 1997؛ محمد طه، 2000) .

2- حفر التذرية : تعتبر الرياح العامل الأول والمسئول عن تكوينها واتساعها، وقد وصل طولها في الصحراء المغربية إلى 20كم (Smith, 1970)، لكن تلعب عمليات التجوية دوراً بالغ الأهمية في تجهيز التكوين الصخري ليسهل نقله من مكانه إلى مكان آخر بفعل الرياح، وهنا تضع الرياح اللمسات الأخيرة لتكوين الحفر مثل الخبارى المنتشرة في شمال السعودية في هضبة الحجر النوبي التي عزاها براون لفعل نحت الرياح (صلاح البحيري، 1979). كذلك أرجعها Bryan (1923) في هضبة كابيتو في اريزونا إلى فعل تذرية الرياح (Cook and Warren, 1973)، وهذا ما أكدته النظرية القديمة التي جاء بها مجموعة من الكتاب أمثال Gilbert (1895) حيث أشاروا إلي أن التذرية مسئولة عن تكوين المنخفضات في تكوينات الطفل في حوض نهر أركانساس، وجاء بعد ذلك كل من Woodward (1897)، و Jutson (1934) في استراليا فأشارا إلى دور التجوية الملحية في إعداد مواد قابلة للنقل بواسطة السفي، وأيد ذلك في

جنوب أفريقيا Du Toit (1906) (Smith,1970; Goudie, 1991)، وقد أكدت دراسة Carlisle and Marrs (1982) علي الدور الذي تلعبه الرياح في تكوين ونشأة وتشكيل المنخفضات الصغيرة .

3- العوامل البنيوية: أكد محمد طه (2000) علي الدور البارز الذي تلعبه العوامل البنيوية متمثلة في خطوط الانكسارات، والفواصل، والشقوق، والطيات المحلية في بداية تكوين المنخفضات، إذ تعتبر هذه الأماكن نقاط ضعف جيولوجي يسهل على عمليات التجوية إضعاف التكوينات الصخرية ثم إزالتها بأي عامل جيومورفولوجي سواء أكان ذلك بالرياح أو المياه الجارية.

يمكن القول أن لكل حالة وضعاً خاصاً، فقد يتكون المنخفض بواسطة الإذابة أي العامل الكارستي أو بسفي الرياح أو بالعوامل التكتونية، أو قد يشترك عاملان أو كل العوامل السابقة في تكوين منخفض واحد، لذلك لا نستطيع الجزم بأن كل المنخفضات الموجودة حالياً في الصحاري هي من فعل الرياح لوحدها بل ربما أنها تكونت في ظروف أكثر رطوبة من الآن وتشترك مجموعة من العوامل في تكوينها.

ثانياً : المنخفضات الكبرى :

إذا كان بالإمكان وضع نظريات منطقية لتفسير نشأة المنخفضات الصغرى، فإن الأمر مختلف تماماً مع المنخفضات الكبرى، إذ لم يتفق الباحثون حتى الآن على طريقة أو أسلوب قد تكون مقبولة لتفسير أي من الأحواض الكبرى إلا في حالات نادرة، وهي تلك التي قد ترجع إلى فعل تكتوني مثل حوضي نهر الأردن والبحر الميت، وبشكل عام ما زالت الأمور فيها صعوبة، ولكن هذا لا يغلق الباب أمام الباحثين من إجراء بحوث تجريبية، ومحاولة وضع نظريات قد تنجح جزئياً في حل الغموض الذي يكتنف نشأة المنخفضات الكبرى، والمتفق عليه أن عوامل نشأتها مركبة، بمعنى أن يشترك أكثر من عامل واحد في تكوين أي منها، وهناك إجماع حول الدور البارز الذي تلعبه تذرية الرياح في تكوين المنخفضات، وهذا ما تراه وتكتبه معظم كتب الجيومورفولوجيا الجامعية، ويمكن إلقاء الضوء على أشهر النظريات والمحاولات التي قيلت لتفسير نشأة المنخفضات الكبرى بما يلي:

1- البنية :

أثبتت الدراسات الميدانية أن عناصر البنية من تصدع وطي مسئولة عن نشأة أحواض كبرى مثل حوض وادي الأردن والبحر الميت (صلاح البحيري، 1979)، وبحيرة إير، وبحيرة تورنز، وبحيرة فروم في أستراليا (Twidale, 1976)، كذلك توصل جودة حسنين جودة (1988) إلى أن حوض أوباري ومرزق بإقليم فزان في ليبيا تكون بسبب عمليات تحطيم تكتونية، بالالتواء والانكسار ثم أعقبها عمليات تشكيل وتعديل بواسطة المياه الجارية ثم الرياح، وهذا ما أكده طه جاد (1991) علي أهمية الدور الذي تلعبه العوامل التكتونية المتمثل في الدور التمهيدي بصورة عامة فيما يتعلق بتكوين

المنخفضات الكبرى، ومن المؤيدين للدور الجيولوجي بفاننشتيل إذ أشار إلي أن المنخفضات في صحراء مصر الغربية تقع في مناطق الحدود الفاصلة بين التكوينات الجيولوجية المختلفة، وأيده كل من كنتش ويللوز وهذه مناطق ضعف جيولوجية، بناءاً علي ذلك فان العوامل التكتونية مهدت الطريق أمام عمليات الحت الخارجية للقيام بدورها في الحفر والتشكيل (محمد صبري محسوب 1998ب).

2- التجوية والتحلل الكارستي :

أشارت كثير من الدراسات إلى الدور الأساسي الذي تلعبه عمليات التجوية بأنواعها المختلفة في تكوين البدايات الأولى للمنخفضات الكبرى، والتي أرجعتها في الغالب إلى عصور سابقة للعصر الحالي، كانت فيها الأمطار أكثر غزارة في مناطق الصحاري الحالية التي تزخر بالمنخفضات، بمعنى أن الصحاري الحالية كانت رطبة، وربما تكونت بها مجموعة من البحيرات المتسعة، وأدى ذلك إلى نشاط عمليات التجوية والتحلل الكارستي في مناطق الصخور الجيرية في أماكن تلك البحيرات، وهكذا تكونت بداية بعض المنخفضات، وعندما حل الجفاف، بدأت عمليات التعرية المائية، والانزلاقات المختلفة في تقطيع الحافات المشرفة مباشرة على الأحواض، وهذا بدوره أدى إلى تراجعها، ومن ثم اتساع مساحة الأحواض وهذا ما ذهب أليه البرتون وزملاءه في أن بداية تكوين منخفض القطارة في صحراء مصر الغربية، يرجع إلي العمل الكارستي الذي أدى إلي تكوين المنخفض قبل أن يبدأ النظام النهري في التكوين بعدها بدا التشكيل الحالي بفعل سفي الرمال Albritton et al.(1990).

والآن تلعب الرياح دوراً مهماً في تعميق هذه الأحواض، إذ أن الجفاف والتجوية الملحية تؤديان إلى تفكك المكونات السطحية لقيعان تلك المنخفضات، مما يُسهل فعل السفي في تعميقها، وهذا متفق عليه من قبل كثير من الباحثين (Haynes, 1982).

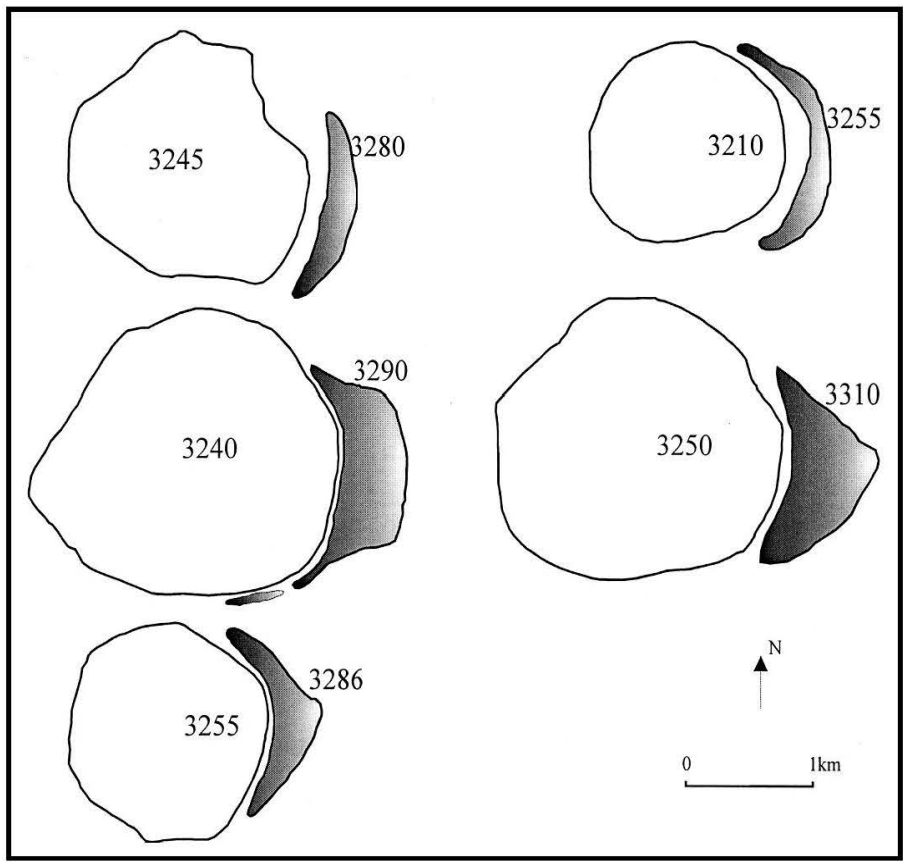
3- السفي:

سبقت الإشارة إلى أن معظم كتب الجيومورفولوجيا الدراسية ترجع تكوين المنخفضات الكبرى إلى فعل السفي، و قد عزز الرأي بمجموعة من الدراسات الميدانية خاصة فيما يتصل بمنخفضات صحراء مصر الغربية أمثال Hobbs, (1917); Bryan, (1923); Ball, (1927); Said, (1962); Smith, (1970)، وهذا ما يلاحظ حالياً من أن عملية السفي هي السائدة في الوقت الحاضر، وتؤدي إلى تكوين ظاهرات جيومورفولوجية مختلفة سواء أكان ذلك في قيعان المنخفضات، أو على جوانبها، بالإضافة إلى أن كثيراً من المنخفضات تكونت في صخور رملية بالدرجة الأولى، وتوجد على جانب منصرف الرياح (Lee) الحواجز الرملية القمرية (شكل 5) وتباين تركيب الحواجز القمرية بين الطين (Edward,1984)، والرمل (Lancster ,1978)، والجيرية (Goudie and Thomas, 1986)، ويمتد الكبير منها لبضعة كيلومترات بارتفاع يصل إلي 60م ويشير موقعها إلي أن موادها اشتقت من المنخفضات ونقلت بواسطة عملية السفي (Goudie and Wells, 1995).

فعلى سبيل المثال يستبعد جودة حسنين جودة (1988) أن يكون هناك دور للعمليات التكتونية في تكوين منخفض مراده في ليبيا، لكنه لا يهمل العامل الجيولوجي، ويرى أن العوامل المسئولة عن

تكوينه في رواسب بُحيرية بالإضافة إلى أن تكوينات الميوسين هي فعل التعرية النهرية وفعل الرياح، ويرى أن الرياح هي الأنشط الآن، ويؤكد مجموعة من الباحثين على دور الرياح في توسيع المنخفضات في العصر الحالي أمثال Reeves (1966); DnToit; (1906); Woodward (1897)، رجح Beadnell فعل احتكاك الرياح في الصخور اللينة عند دراسته للواحة الداخلة والفرافرة (1901) والخارجة (1909)، (حسن أبو العينين، 1976)، أما Bloom (1978) فقد أرجعها إلى فعل السفي في الزمن الرابع، والأدلة الميدانية كثيرة في عالم اليوم على الدور الذي تلعبه الرياح في سفي الرمال، ومكونات قيعان المنخفضات، وخير دليل على ذلك ما أظهرته صور الأقمار الصناعية من مدى مساهمة تلك الأحواض في تكوين العواصف الترابية، وهذا ما أكدته دراسات Kolm, (1982) في حوض لارامي Laramie، ودراسات Dawson and Morwits, (1982) في حوض ويمنج Wyoming، وملاحظات طه جاد (1991) على المنخفضات في صحراء مصر العربية. وقد قدرت ما تحمله الرياح من (غبار) حمولة سنوية من الغرب الأمريكي بحوالي 850 طن سنوياً وتنقله لحوالي 2400 كم، ويشار أن العاصفة الكبرى التي سجلت في 1895 أنها ترسبت بمعدل 4-10 طن/اكر في إنديانا لوحدها (Twidale, 1976).

لذلك يمكن القول إن الرياح تلعب دوراً أساسياً الآن في تعميق وتوسيع المنخفضات الصحراوية لكن بدرجات متفاوتة، وعلى العكس من ذلك لا نستطيع الجزم بأنها لعبت نفس الدور سابقاً، لكن من المؤكد أنها لعبت دوراً ما في نشأة المنخفضات وتشكيلها بواسطة عمليات السفي وهذا ما رشحه مجموعة من الباحثين أمثال جودة حسنين جودة، (1988)؛ وطه جاد،(1991)؛ ومحمد طه،(2000)؛ و Bloom, (1978).



المصدر: Goudie, 1991

شكل (5) : الحدود العامة لمنخفضات صحراوية من سلفيرتون تكساس وتظهر الكثبان القمرية فى الجانب المعاكس لاتجاه الرياح.

نموذج لتكوين وتطور الأحواض :

ملاحظات عامة :

تتوزع معظم الأحواض على المناطق الجافة أو قليلة الأمطار، ومن ثم قلة الغطاء النباتي، الأمر الذي يؤدي إلى نشاط عمليات سفي الرمال. بالإضافة إلى أن كثيراً من الأحواض توجد بداخلها آثار بحيرة أو مستنقعات صغيرة تبخرت المياه منها، وبقيت الأملاح متجمعة في قيعانها، الأمر الذي يؤدي إلى إعاقة نمو النباتات (Tricart, 1953;1969) في النهاية تنشط عمليات السفي، وهذه أسماها بحفر تعرية الرياح Halo-Aeolian erosion. لتكون بدايات الأحواض، وظهور بوادر رطوبة بها، فتبدأ الحيوانات في التهافت إليها من أجل الماء فتساعد الحيوانات بنقل ما تستطيع نقله من التربة بأجسامها، أو تؤدي إلى تفكك التربة الناجم عن الرعي الزائد في منطقة تجمع الحيوانات أو عن طريق حوافرها، كل ذلك يؤدي إلى نشاط عمليات السفي، لا يستهان بفعل الحيوانات البرية إذا ما تصورنا عددها قبل أن تبدأ عمليات القنص والصيد الزائد عن الحد، وهذا ما أكدته دراسات قام بها

مجموعة من الباحثين أمثال Flint and Bond, (1968); Bloom, (1978) والتأكيد علي دور الجاموس الأمريكي في تكوين الحفر التي سميت باسمه بـ Buffalo wall (شكل 6).

كذلك تلعب التجوية الملحية دوراً بارزاً في عمليات التكوين، فبعد تبخر المياه يزداد الملح المتجمع في القيعان فيؤدي إلى تحطم الصخور، ويعني ذلك تجهيز مادة يسهل سفيها بواسطة الرياح، وهذا ما ذهب إلية Haynes, (1982) من اشتراك التجوية الملحية، والسفي في تعميق وتوسيع الأحواض في صحاري مصر، بالإضافة إلى تجارب Goudie and Watson, (1984) في تونس.

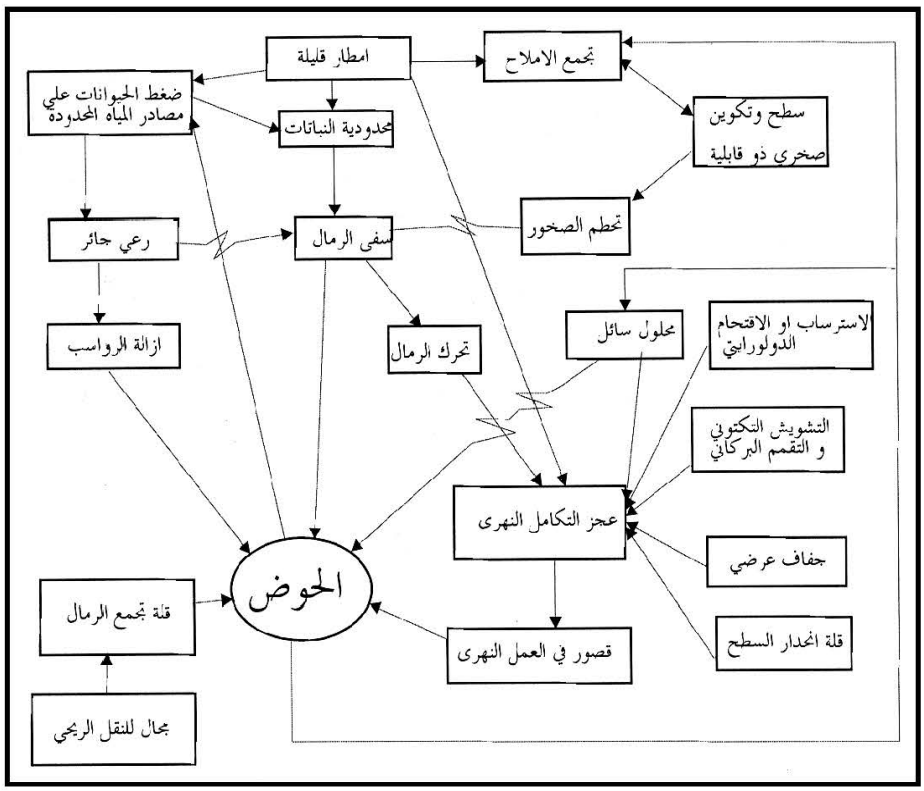
ومما يزيد على تأكيد دور السفي الشواهد الميدانية مثل الاتساع الدائم للأحواض واستطالتها في اتجاه الرياح، ووجود حافة في مقتبل الرياح Upwind side، بينما انحدار خفيف لدرجة أنه يصعب تحديد حدود الحوض في جهة منصرف الرياح Dawn wind side، بالإضافة إلى ما أظهرته الصور الفضائية من أن كثيراً من الأحواض تعد مصدراً للعواصف الترابية في عالم اليوم.

بالنسبة لدور الأنهار في تكوين الأحواض يكاد يكون متوقفاً تقريباً الآن، ويرجع ذلك إلى العديد من الأسباب:

1- قلة الغطاء النباتي الناجمة عن الجفاف، ومن ثم السرعة في تحرك الرمال التي تقف كسدود أمام نمو وتحرك أو تكوين أي نوع من أنواع الجريان السطحي، وهذا يؤدي إلى الإسراع في إعادة الدورة من جديد (تجمع مياه، جفاف، تركز وتجمع أملاح، تكسر صخور، نشاط حيواني وسفي رمال).

2- النشاط التكتوني في بعض المناطق يؤدي إلى تشويش في شبكات التصريف النهري كما أشار إلى ذلك Mayer (1973) في جنوب أفريقيا (Goudie and Wells, 1995).

عموماً لا يمكن تفسير تكوين الأحواض علي اختلاف أحجامها، إلا من خلال دراسة الأبعاد الجغرافية المختلفة وتشمل: دراسة التكوين الجيولوجي والبنية متمثلة في التشوهات التكتونية التي أصابت المنطقة المدروسة، والتغيرات والأحوال المناخية، وانعكاس ذلك على العوامل، والعمليات الجيومورفولوجية المترتبة عليها، لذلك فدراسة أصل تكوين المنخفضات تحتم دراسة واقع المنطقة في عصر البلايوستوبين، وربما أحتاج الأمر العودة إلى دراسة خواص عصور من أواخر الزمن الثالث.



شكل (6) : نموذج تطور الأحواض (عن Goudie, 1991).

الوجه ريحيات Ventifacts :

تعتبر إحدى الظاهرات الصحراوية المتأثرة بفعل الرياح، إلا أنها لم تحظ باهتمام الكتاب الجيومورفولوجيين العرب، وعلى العكس من ذلك نالت اهتماماً متميز من قبل الغربيين يرجع إلى منتصف القرن التاسع عشر عندما وصفها Blake (1855) في منطقة بحر سالتون في كاليفورنيا، وجاءت بعده دراسات عديدة واستطاع Bryan (1931) أن يجمع منها حوالي 258 دراسة خاصة بظاهرة الوجه ريحيات (الحصى المشطوف)، ناقشت الكثير من القضايا مثل خصائصها وطرق ومعدل وظروف تكوينها (Laity, 1994).

يختلف مفهوم الحصى المشطوف بين الجيومورفولوجيين، إلا أنه بشكل عام يستخدم ليصف الأشكال الحصوية مختلفة الأحجام، والأشكال الناجمة عن فعل بري الرياح، إذ إن أصل كلمة Ventifacts لاتيني تعني صنع أو عمل بواسطة الرياح، وقد أجمل تسميتها وخصائصها (Sharp and Malin, 1984) بأن أساسها له أسطح صغيرة Facets مصقولة. وبناء على ذلك جاء اختلاف الكلمات الأجنبية للدلالة عليها، فتستخدم كلمة Einkanter وترمز إلى الحصاة ذات الوجه الواحد المصقول، أما كلمة Zweikanter فتدل على الحصاة ذات الوجهين، والاسم الأكثر شهرة

Ventifacts فيستخدم للدلالة على الحصى المشطوف الأوجه، والحصى المنشوري أو الهرمي Dreikanter تشبه ثمرة البندق البرازيلي (صورة 5).

شاع استخدام الوجه ريحيات أو الحصى المشطوف أو الحصى الصحراوي Ventifacts للدلالة على مفهوم الحصى ذوات الأوجه الناجمة عن فعل الرياح عند الجيومورفولوجيين العرب.

بيئة وظروف تكوين الوجه ريحيات :

أشارت الدراسات الجيومورفولوجية الخاصة بالوجه ريحيات إلى إمكانية تواجدها وتكونها في ثلاث بيئات جغرافية: البيئة الصحراوية، والبيئة الساحلية، وحواشي الأقاليم الجليدية.

أولاً : الصحاري.

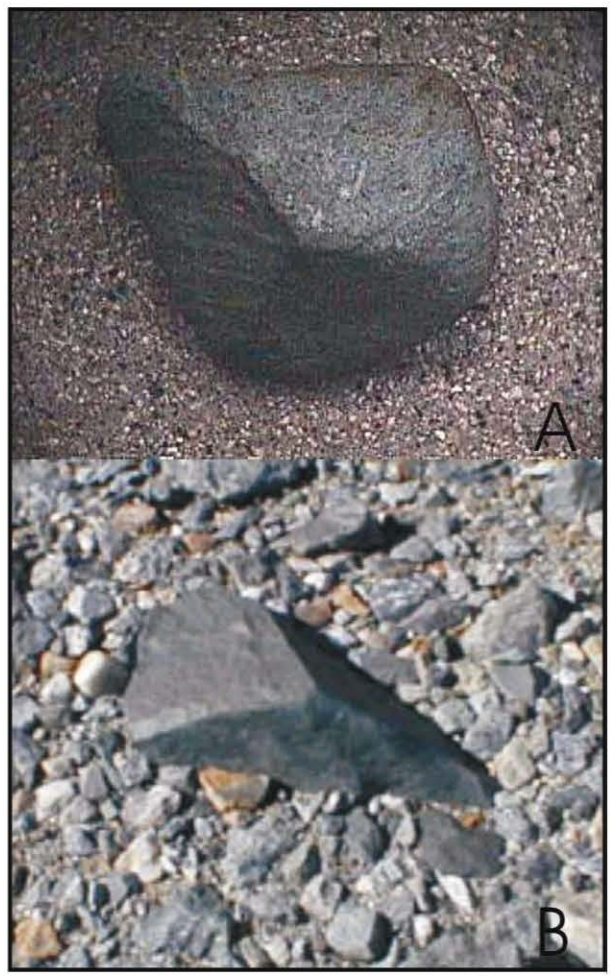
تتوزع الوجه ريحيات بشكل كبير في الصحاري الحارة، والمعتدلة والباردة، وتزخر الصحاري بأنواع وأشكال مختلفة منها، إلا أن الدراسات التفصيلية الحقلية قليلة جداً باستثناء بعض الدراسات الخاصة مثل دراسات Sharp (1964; 1980)، وربما يعزى ذلك إلى ظروف الصحاري القاسية وبعدها عن مراكز العمران، والزمن الطويل الذي تحتاجه كي تتكون، وتتشكل، بالإضافة إلى عدم وضوح هذه الحصى على صور الأقمار الصناعية، لأن دقة التصوير الفضائي لم تصل لتظهر هذه الحصى، ومن ثم عدم القدرة على تحديد ورسم خرائط لتوزيع الظاهرة، ومعظم المعلومات المتوفرة حول التوزيع الجغرافي مأخوذ من الباحثين الجيومورفولوجيين، والجيولوجيين، وزائري الصحاري، والمارين بها، والعسكريين، ويرى كثير من الباحثين أن سبب تكوينها في الصحاري يرجع إلى فعل الرياح القوية المحملة بالرمال (Sharp, 1964; Mabbutl, 1977) وقد سميت هذه العملية باسم السنفرة الطبيعية، (حسن أبو العينين، 1976؛ صلاح البحيري، 1979؛ جودة حسنين جودة، 1998)

ثانياً : بيئة حواشي أغطية الجليد .

نالت البيئة شبه الجليدية دراسات أكثر من أي نطاق آخر، وربما يرجع ذلك إلى أن الحصى يتكون قريباً من المراكز العمرانية، والأهم من ذلك أن الباحثين من نفس البيئة، فجاءت الدراسات من أماكن، وأقاليم مختلفة مثل شمال كندا Mckenna-Neuman and Gilbert, (1986)، ومن أيسلندا مثل Greeley and Iverson (1985) ، ومن القارة المتجمدة الجنوبية مثل Lindsay (1973)، و Miotke (1982)، وأشار محمد صبري محسوب (1982) إلى ظهور سطوح ملساء لم تتأثر كثيراً بالرياح، وقد يزداد البري بفعل الرمال المثارة في الشتاء بهبوب رياح شديدة البرودة محملة بالبرد الذي يبدو في صلابة الصخر، ويساعد الرياح علي البري في العروض العليا كما هو الحال في تكوينات الحجر الرملي بوادي فيكتوريا بانتاركتيكا

ثالثاً : البيئة الساحلية .

سجلت حالات نادرة لوجود الوجه ريحيات في المناطق الساحلية، والتي تتميز بهبوب رياح قوية، وشواطئ رملية بشكل عام، فتؤدي الرياح المحملة بالرمال إلى سنفرة، وتشكيل الحصى مثل سواحل ماساتشوسيس Massachusetts، وسواحل نوفاسكوتشيا، وربما ترجع قلة الحالات المسجلة في هذه الأقاليم إلى سيادة تأثير عمليات التجوية بنوعيها الطبيعية، والكيميائية، بسبب توفر بخار الماء والأملاح المختلفة من مياه البحار، كذلك لاحظها King (1936) في سواحل مالبورو في نيوزيلندا.



المصدر : A, www.uwgb.edu/dutchs B, www.exploration.edu

صورة (5) : الوجه ريحيات.

تكوين الحصى :

ربما يعتبر Sharp (1964) أول من قام بدراسات حقلية خاصة بتكوين الوجه ريحيات، وإن تركزت دراسته حول الشكل الخارجي لها، فمازالت هي الأساسية حتى ألان. فدراسة كيفية تكون الوجه ريحيات وتطورها بالإضافة إلى معرفة معدل الحت ما زالت قليلة، ومع ذلك فهناك اتفاق عام بين

الباحثين في التعرية الريحية، وتكوين الوجه ريحيات على مجموعة العوامل المؤثرة، والتي يجب أن تتوفر حتى تتكون الوجه ريحيات وهي :

1- الرياح القوية: وتمثل العامل الجيومورفولوجي، ويتناسب معدل التكوين طردياً مع قوة الرياح، مع ثبات الاتجاه.

2- طبيعة الأحجار السطحية: ويشمل ارتفاعها عن السطح العام، وشكلها، وموقعها فوق تكوينات معينة، وانحدارها، واتجاه حافاتها بالنسبة لهبوب الرياح، والتكوين الصخري يشمل نوعه، ومعادنه.

3- الغطاء النباتي ويشمل قلة وجوده أو عدمه لأن وجود الغطاء النباتي جزئياً يؤثر سلباً على قوة، وسرعة الرياح، ومن ثم يقلل تأثيرها.

4- استواء السطح بما يسمح بهبوب الرياح بشكل مباشر، حتى لا تفقد قوتها من العوائق الطبغرافية.

5- الاستقرار الجيولوجي إذ يعتبر واحداً من أهم ركائز العمل الجيومورفولوجي خاصة في الصحاري، إذ تحتاج الوجه ريحيات إلى زمن طويل لتتكون.

التكوينات الصخرية وحجمها :

أشارت الدراسات الجيومورفولوجية المختلفة إلى إمكانية تشكيل الحصى الريحي من تكوينات صخرية متنوعة تراوحت فيما بين أقصى التكوينات الصخرية صلابة إلى أقلها مثل الحجر الجيري. وبالرغم من أن الحجر الجيري ضعيف جداً أمام المياه إذ إنها تذيبه بسرعة، إلا أنها تعتبر مقاومة لعمليات التعرية الريحية (طه جاد،1991)، ويظهر تأثير التكوينات الصخرية على تكون الحصى في أمرين :

1- معدل التكوين: فمن المعروف جيومورفولوجياً أن معدل تكوين أية ظاهرة جيومورفولوجية يتناسب عكسياً مع نوعية التكوين والبنية الجيولوجية، بمعنى أنه كلما زادت صلابة الصخور و قلت التشوهات في التكوينات الصخرية كلما قل معدل تكوين وبري الحصى، إضافة إلى أن بعض التكوينات الصخرية تتأثر بإحدى أنواع التجوية بسرعة، وخاصة عمليات التقشر الناجمة عن ارتفاع المدى الحراري اليومي في الصحاري، مما يؤثر سلباً على معدل تكوين الحصى، ومن ثم طمس معالم وآثار البري الريحي على الحصى المتكون.

2- اختلاف أشكال وأحجام الظواهر الجيومورفولوجية الصغيرة التي يمكن أن تلاحظ على الحصى من ندب وحزوز بأحجامها المختلفة والأسطح المصقولة، ويرى Lancaster (1984) أن الأشكال الخطية والأسطح المستوية المائلة يمكن أن تميز الحصى المتكون من الشيست أوالنايس، لكن تميل الحصى المتكونة عن صخور جرانيت إلى التشكيل الحبيبي.

يظهر أثر حجم التكوينات الصخرية على تكوين الحصى بشكل أكبر من تكوينها الصخري، يساعد حجم الفتات الصغير الرياح في عملية الصقل بسرعة ذلك لاتساع نسبة المساحات المعرضة لفعل الرياح، ومن ثم تظهر آثار الرياح على الحصى الصغير من ندب وتحززات وأسطح مصقولة Babikir and Jakson (1985); Whitney and Dietrich (1973)، بينما نجد أن التكوينات

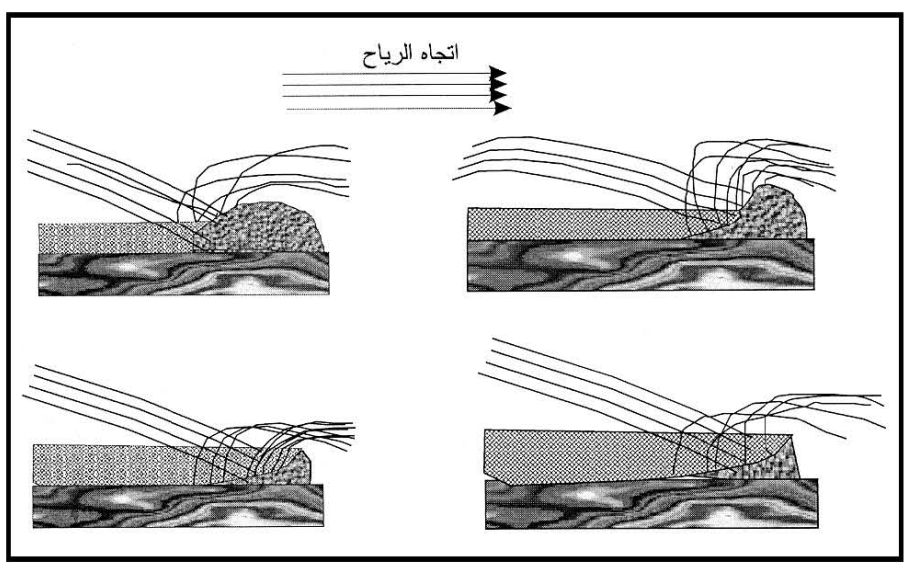
الصخرية الكبيرة يصعب على الرياح تحريكها أو حتى زحزحتها ومن ثم توجد آثار بري الرياح على الجوانب المواجه لها من ندب وتحززات (Sharp, 1964).

آلية التكوين :

يتفق معظم الكتاب على أن برى الرياح هو المسئول الأول عن عملية تكوين الحصى وتشكيلها، ويجمع أكثرهم أنه يجب أن تكون الرياح محملة بكمية كبيرة من الرمال الخشنة حتى تتم عملية البري، إذ تقوم الرياح بدور السنفرة الطبيعية (صلاح البحيري، 1979)، حيث تكشط الأجزاء المحدبة من الحبيبات الصخرية، وقد يكشط الحصى من جانب واحد، ومن ثم يتكون سطح مصقول واحد عريض منحدر في مواجهة الرياح الهابة في حالة ما يكون هبوب الرياح من جانب واحد (شكل 7)، أشار Scheme (1932) أن أقصى درجات بري الوجه الأول للحصى تحدث عندما تكون زاوية الانحدار المواجه لاتجاه هبوب الرياح فيما بين 30°–60° ، ويقل معدل البري خارج حدود هذه الدرجات، وأشار إلى أن السطح الموازي لاتجاه الرياح لا تحدث به عمليات بري تذكر إذا ما قورن بالسطح العمودي على اتجاه الرياح (Cook and Warren, 1973).

قد يكون وجهان مصقولان في حالة ما إذا كانت الرياح تهب سنوياً من اتجاهين، وقد تكون ثلاثة، أو أربعة أوجه، وهذا يعتمد على اتجاهات هبوب الرياح (Flint and Shinner, 1977).

ولا يعني تكون أوجه مختلفة للوجه ريحيات بالضرورة تغير اتجاه الرياح بل ربما ينتج عن تغير في وضع الحصوة نفسها لسبب أو لآخر، كأن تدور أو تنقلب بفعل هبوب الرياح القوية، وهذا مألوف (جودة حسنين جودة، 1998؛ Chorley et al., 1984)، إلا أن ذلك لم يتوافق مع نتائج دراسات بعض الباحثين من أمثال Sugden (1964) إذ رأى من دراسة للحصى في العراق أنه نتج بسبب عمليات التفلق والتكسر، أما Glennie (1970) في سلطنة عمان لم يجد اتجاهاً محدداً لأوجه الوجه ريحيات حادة الزوايا (Derbyshire et al., 1979).



شكل (7) : مراحل تشكيل الوجه ريحيات (عن محمد محسوب، 1998).

معدل التكوين :

اختلفت الآراء بين الباحثين في معدل تكوين الوجه ريحيات ، وهذا ليس غريباً ومرجع ذلك إلى اختلاف الظروف البيئية لكل حالة دراسية من رياح وتكوين صخري ونبات وخصائص السطح والاستقرار الجيولوجي، فنجد أن Cailleux (1942) رأي أن خمسة أيام تهب فيها رياح قوية كافية لتشكيل الحصى بشرط أن تكون الرياح محملة برمال خشنة، أما Nieter and Krinsley (1977) فقد أشارا إلى أن آثار بري الرياح تظهر على سطح الحصى بعد عدة ساعات، إذا كانت الرياح تهب بسرعة 16كم/ساعة، ويمكن أن يسوى سطح الأرض خلال عدة ساعات إذا كانت الرياح محملة بالرمال. وارتفع المعدل عند Hickox's (1959) فرأى أن تكوين الوجه ريحيات يحتاج إلى عشر سنوات في تكوينات حصوية متجانسة الصلابة. اختلف الرأي حول المدة الزمنية لتكوين هذه الظاهرة، فنجد أن Flint (1971) رأى أن الوجه ريحيات الناعمة تحتاج إلى 100 سنة ليتم تكوينها ، ورأى Kukal (1990) أن الحصى في الكويت والعراق تكون وتشكل خلال عشر سنوات، أما Kuenen (1960) فاقترح عشرات السنوات لتكوين الوجه ريحيات وتشكيلها تحت تأثير رياح متوسطة الكثافة، بينما يرى Verstappen and Van zuidam (1970) أن تكوين أوجه للحصى يحتاج هبوب الرياح لآلاف السنوات.

ونتيجة لدراساته الميدانية في وادي كوشيلا وجد Sharp (1964;1980) أن معدل تشكيل الحصى المشطوف Ventifact يحتاج إلى مئات السنوات، أما في صحراء ناميب Namib فتحتاج الحصى حتى تتشكل إلى آلاف السنين (Selby, 1977)، وأشار Emery (1969) أن سطح الهرم الأكبر يتعرض للحت بمعدل 0.2 ملم/سنوياً (Kukal, 1990)، وارتفع معدل الحت وبلغ ما بين 5-20 ملم/سنوياً نتيجة الدراسات المخبرية عند Miotke (1982).

عموماً يمكن القول بان تكوين الوجه ريحيات يرجع أساسا إلى عمليات تكسر وتفتت الصخور إلى أجزاء صغيرة، بواسطة عمليات التجوية المختلفة، وإذا ما تعرضت أجسام تلك الصخور المتكسرة (الفتات) لفعل هبوب الرياح، فان ذلك يؤدي حتماً إلي صقل بعض الأجزاء المواجهة لهبوب الرياح فإذا كان حجم الفتات صغيراً أدى ذلك إلي أن تصقل الرياح اكبر مساحة ممكنة من أوجه التكوينات الصخرية المتكسرة، بسبب سهولة دحرجة الحصي، ومن ثم تشكيله، أما إذا كان حجم المفتتات الصخرية كبيراً، سيؤدى ذلك إلى صعوبة دحرجة المفتتات، ومن ثم يتعرض سطح واحد للصقل وقد يأخذ السطح المصقول الشكل المحدب.

الأشكال التي تظهر على الوجه ريحيات Erosinal forms of the ventifacts :

جميع الأشكال الصغيرة الناجمة عن التعرية الريحية، والتي تشاهد على أي من الأسطح الصخرية، تظهر بوضوح على الوجه ريحيات بأشكال وأحجام مختلفة، وهذه الأشكال والمظاهر تتأثر بنوع وحجم الصخور واتجاه الرياح وقوتها وسرعتها، ومن هذه الأشكال نذكر الصقل، الأوجه الملساء، الندب، التحززات بأحجامها المختلفة.

الصقل Polishing :

نتيجة هبوب الرياح المحملة بالرمال مختلفة الأحجام، والغبار، واحتكاكها بالتكوينات الصخرية المتراصة، والمنتشرة في الصحاري فيؤدي إلى صقل تلك الحصى، وجعل ملمسها ناعماً بشكل كبير، وقد سماها صلاح البحيري بالسنفرة الطبيعية، أما باقي الظاهرات فقد نوقشت في الصفحات السابقة، وتختلف أشكالها وأحجامها باختلاف حجم الوجه ريحيات، وتكوينها الصخري.

فوائد الوجه ريحيات :

جيومورفولوجيا تكمن فائدتها في أنها مؤشر لظروف مناخية سابقة وحالية، فكما هي توجد اليوم في الأقاليم الجافة، فإنها كذلك مؤشر لمناطق وأقاليم ذات مناخات باردة وشبه جليدية (Laity, 1994).

يمكن تحديد اتجاه الرياح وقوتها ونوعها من خلال دراسة الأشكال الجيومورفولوجية المرسومة على تلك الحصى مثل الأوجه المصقولة، الندب، التحززات بنوعيها.

الخلاصة :

تمت بحمد الله وتوفيقه مناقشة الظاهرات الجيومورفولوجية الناجمة عن الحت الريحي من حيث التوزيع الجغرافي، والأشكال المختلفة التي تظهر بها الظاهرات الجيومورفولوجية، والعوامل الجغرافية المؤثرة في تكوينها، ثم النظريات المختلفة التي فسرت تكوينها والفوائد الجيومورفولوجية لها، وقد شملت الدراسة ظاهرات اليارادنج والمنخفضات الصحراوية، والوجه ريحيات، والصخور الارتكازية، والندب، والتحززات الأرضية على اختلاف أشكالها وأحجامها.

المراجـع

1. جودة حسنين جودة(1988) التطور الجيومورفولوجي لإقليم فزان، دار المعرفة الجامعية، الإسكندرية.
2. حسن رمضان سلامة (1982) الخصائص الشكلية ودلالاتها الجيومورفولوجية، الجمعية الجغرافية الكويتية، ع .43
3. حسن رمضان سلامة (1983) مظاهر الضعف الصخري و اثارها الجيومورفولوجية، الجمعية الجغرافية الكويتية، ع .53
4. حسن سيد أبو العينين (1976) أصول الجيومورفولوجيا، دراسة الأشكال التضاريسية لسطح الأرض، مؤسسة الثقافة الجامعية، الإسكندرية .
5. صلاح البحيري (1979) جغرافية الصحاري العربية، معهد البحوث والدراسات العربية، القاهرة.
6. صلاح بحيري ويحي الفرحان (1989) مورفولوجية نجاد الحافة الشرقية لوادي عربة الأدنى، في: دراسات في جيومورفولوجية جنوب الأردن ، تأليف : ويحي الفرحان وصلاح بحيري ومحمد أبو سفط، منشورات الجامعة الأردنية، عمان.
7. طه جاد (1991) أضواء على التطور الجيمرفلوجي لمنخفضات الهضبة الغربية بمصر، مجلة الجمعية الجغرافية المصرية، ع95:23-122.
8. عبد الله الغنيم (1984) منتخبات من المصطلحات العربية لأشكال الأرض، ط1، الكويت.
9. علي عبد الوهاب شاهين (1981) محاضرات في الجيومورفولوجيا، دار الجامعات المصرية، الإسكندرية.
10. محمد رمضان مصطفى (1993) هضبة الدفة – دراسة جيومورفولوجية، رسالة دكتوراه، كلية الآداب، جامعة عين شمس، غير منشورة .

11. محمد صبري محسوب (1982) العمليات الهوائية ودور التجارب المعملية والدراسات الحقلية في تفهمها، مجلة الجمعية الجغرافية المصرية، ع 14 :99-124.

12. محمد صبري محسوب (1998أ) جيومورفولوجية الأشكال الأرضية، دار الفكر العربي، القاهرة.

13. محمد صبري محسوب (1998ب) جغرافية مصر الطبيعية –الجوانب الجيومورفولوجية، دار الفكر العربي، القاهرة.

14. محمد صفي الدين(1991) جيومورفولوجية قشرة الأرض، دار النهضة العربية، بيروت.

15. محمد فائد حاج حسن (1998) النظم الهيدرولوجية الكارستية ونماذج العلاقة بين شبكات الأودية السطحية الجافة وبين المجاري الكارستية الباطنية، رسائل جغرافية، ع216، الجمعية الجغرافية الكويتية .

16. محمد مجدي تراب (1997) الخصائص الجيومورفولوجية لمنطقتي قارة أم الصغير ومنقار أبو دويس بالهوامش الشمالية الغربية لمنخفض القطارة، مجلة الجمعية الجغرافية المصرية، ع29، ج1: 95-122.

17. محمد محمود طه (2000) منخفضات الهضبة الجيرية فيما بين وادي النيل والخارجة، مجلة الجمعية الجغرافية المصرية ع36، ج2 :217-266 .

18. منى الكيالي (1996) الحفر الذوبانية في منطقة شمال غرب هضبة الصلب شرق المملكة السعودية، مجلة الجمعية الجغرافية المصرية 28 : 257-332 .

19. نبيل سيد إمبابي وأحمد عبد السلام (1990) جيومورفولوجية منخفضات شبه جزيرة قطر، كلية الإنسانيات والعلوم الاجتماعية، جامعة قطر، الدوحة، قطر.

20. **Albritton, C. C., Brooks, J. E., Issawi, B. and Swedan, S., (1990) origin of the qattara depression, Egypt, Bull. Geol. Soc. Am., 102:952-960.**

21. Anderson, R. S., (1986a) Erosion profiles due to particles entrained by wind: application of an eolian sediment transport model. Bull. Geol. Soc. Am., 97:1270-1278.

22. Babiker, A. A. A., and Jackson, C.C.E., (1985) Ventifact distribution in Qatar, Earth Surf. Proc. and Landforms, 10:3-16.

Bloom, A. L., (1978) Geomorphology: A systematic Analysis of late Cenozoic landforms, Prentice –Hall, Englewood Cliffs, NJ. 23.

Breed, C. S., McCauley, J.F., and Whitney, M. I., (1989) Winds erosion forms, 284-:In: Arid zone geomorphology, Thomas, D.S.G. (ed.) New York, Wiley 307. 24.

Carlisle, W.J., and Marrs, R.W., (1982) Eolian features of the southern High Plains and their relationship to windflow patterns, Bull. Geol. Soc. Am., Special paper, 192:89-105. 25.

Chepil, W.S., (1945a) Dynamics of wind erosion, I, Nature of movement of soil by wind, Soil Science, 60:305-320. 26.

Chepil, W.S., (1945c) Dynamics of wind erosion, III, The transport capacity of the wind, Soil Science, 60:475-480. 27.

Chepil, W. S., and Woodruff, N. P., (1963) The physics of wind erosion and its control, Advances in Agronomy, 15: 211-302. 28.

Chorley, R. J., Schema, S. A. and Sugden, D. E., (1984). Geomorphology, London: Methuen and Co, 605p. 29.

Cook, R. U., and Warren, A., (1973) Geomorphology in desert, London, Batsford. 30.

Dawson, P. J., and Marwitz, D., (1982) Wave structures and turbulent features of the winter airflow in southern Wyoming, Bull. Geol. Soc. Am., Special paper, 192:5563. 31.

El-Baz, F., Breed, C. S, Grolier, M. J., and McCauley, J. F., (1979) Eolian features in the Western desert of Egypt and some applications to Mars, J. geographical Research, 84:8205-21. 32.

Flint, R. F., (1971) Glacial and Pleistocene geology, New York, J. Wiley, 720p. 33.

Flint, R.F., and Bond, G., (1968) Pleistocene sand ridges and pans in western Rhodesia, Bull. Geol. Soc. Am., 79:299-314. 34.

Flint, R. F., and Skinner, B. J., (1977) Physical geology, 2nd, New York, J. Wiley, 594p. 35.

Goudie, A. S., (1984) The nature of the environment, Oxford, Basil Blackwell, 331p. 36.

Goudie, A. S., (1991) Pans, Progress in physical Geography, 15(3): 221-237. 37.

Goudie, A. S., (1995) The Changing Earth, Oxford, UK and Cambridge, USA: Blackwell. 38.

Goudie, A. S., and Watson, A., (1984) Rock block monitoring of rapid salt weathering in southern Tunisia, Earth Surf. Pros. and Landform, 9: 95-98. 39.

Goudie, A. S., and Wells, G. L., (1995) The nature, distribution and formation of pans in arid zones, Earth-Sci. Rev., 38:1-69. 40.

Greeley, R., and Iversen, J. D., (1985) Wind as a geological process. Cambridge university press 41.

Grolier, M. J., McCauley, J. F., Breed, C. S., and Embabi, N. S., (1980) Yardangs of the western Desert, Geographical J., 146(1): 191-212 42.

Halimov, M., and Fezer, F., (1989) Eight yardang types in central Asia, Z. Geomorph. NF, 33:205-217. 43.

Haynes, C. V., (1982) The darb El-Arba in desert: a product of Quaternary climatic change, In: Desert landforms of southwest Egypt: abasis for comparison with Mars, El-Baz. F., and Maxwell, T. A., (ed.), Washington D.C., NASA, Contractor report 3611: 91-117. 44.

Kolm, K.K., (1982) predicting the surface wind characteristics of the southern Wyoming from remote sensing, Bull. Geol. Soc. Am., Special paper, 192: 19-23. 45.

Kuenen, Ph. H. (1960) experimental abrasion 4: Eolian action, J. Geology, 68:427-449. 46.

47. Kukal, L., (1990) The rate of geological processes, Earth–sci. rev. special issue, 28:1-284,
48. Lancaster, N., (1984) Characteristics and occurrence of wind erosion features in the Namib Desert, Earth Surf. Pros. and Landform, 9: 469-478.
49. Laity, J. E., (1994) Landforms of a eolian erosion, In: Geomorphology of Desert Environment, ed. Abraham, A. D., and Parsons, A. J., Champan and hall: 506-535.
50. Lindsay J.F. (1973) Ventifact evolution in Wright Valley, Antarctica, Bull. Geol. Soc. Am., 84:1791-1798.
51. McCauley J. F., Grolier, M. J., and Breed, C. S., (1977b) Yardangs, In Geomorphology in arid regions, ed. Doehring, D. O., 8th Annual geomorphology Symposium, Binghamton, New York, Allen and Unwin, Boston: 233-269.
52. McKenna Neuman, C. and Gilbert, R., (1986) Aeolian processes and landforms in glaciofluvial environments of southeastern Baffin Island, N.W.T., In: Aeolian geomorphology, (Ed.) Nickling. W. G., Proceedings of the 17th Annual Binghampton Symposium Geomorphology, Allen and Unwin, London: 213-235.
53. Miotke, F. D., (1982b) Formation and rate of formation of Ventifacts in Victoria Land, Antarctica, Polar Geology and geophysics, 6: 98-113.
54. Nero, R. W., (1988) The ventifacts of the Athabasca sand duns, The Musk Ox, 36:44-50.
55. **Niter, W. M., and Krinsley, D. H., (1977) The production and recognition of Eileen features on sand grins by silt abrasion, Sedimentology, 23: 713-720.**
56. Scattergood, R. O., and Routbort, J. L., (1983) Velocity exponent in solid particle erosion, J. Am. Ceramic Soc., 66: C184-C186.
57. Selby, M. J., (1977c) Palaeowind directions in the central Namib Desert as indicated by ventifacts, Madoqua, 10: 195 -198.
58. Selby, M. J., (1985) Earth's Changing Surface, An Introduction to Geomorphology, Oxford, Clarendon Press.
59. Sharp, R. P., and Malin, M. C., (1984) Surface geology from Viking landers on Mars: a second look, Bull. Geol. Soc. Am., 95:1398-1412.
60. Sharp, R. P., (1964) Wind-driven sand in the Coachella valley, California, Bull. Geol. Soc. Am., 75:785-804
61. Sharp, R. P., (1980a) Wind-driven sand in the Coachella valley, California: Further data, Bull. Geol. Soc. Am., 90:908-916.
62. Smith , H. T. U., (1970) Playas and Related phenomena in the Saharan region, In: Playa lake symposium, ed. Reeves, C.C., TTU: 63-88.
63. Thomas, D.S.G., (ed.) (1989) Arid zone geomorphology, New York, Wiley.
64. Tremblay, L. P., (1961) Wind striations in northern Alberta and Saskatchewan, Canada, Bull. Geol. Soc. Am., 72:1561-1564.
65. Twidale, C. R. (1976) Analysis of Landforms, Sydney, John Wiley and Sons.
66. Ward, A. W., and Greeley, R., (1984) Evolution of the Yardangs at Rogers Lake, California, Bull. Geol. Soc. Am., 95:829-837.
67. Whitney, M. I., (1978) The role of vorticity in developing lineation by wind erosion, Bull. Geol. Soc. Am., 89:1-18.
68. Whitney, M. I., (1979a) Electron microgaphy of mineral surfaces subject to windblast erosion, Bull. Geol. Soc. Am., 90:917-934.
69. Whitney, M. I., and Dietrich, R. V., (1973) Ventifact sculpture by wind-blown dust, Bull. Geol. Soc. Am., 84:2561-82.

Worral, G. A., (1974) observation of some wind-formed features in the southern Sahara, Z. geomorph. NF, 18(3): 291-302. 70.

* * *

صناعة حفظ وتجفيف الخضر والفاكهة فى مركز أجا

" دراسة في الجغرافيا الاقتصادية "

د. المتولى السعيد أحمد أحمد*

مقدمة :

تعد الصناعات الغذائية نقطة ارتكاز مهمة للتنمية الصناعية فى أغلب الدول النامية من حيث المساهمة فى الناتج والدخل القومى وتوظيف العمالة مع إمكانات التصدير الخارجى[1] وتعتبر أيضاً ركناً أساسياً لتحقيق الاكتفاء الذاتى من حيث الكم أو النوع، ولذلك يجب تنميتها من خلال التوسع فى توفير خاماتها لتلبية احتياجات التصنيع من جهة وتوفير الغذاء للأعداد المتزايدة من السكان من جهة أخرى[2].

وتعتبر صناعة حفظ وتجفيف الخضر والفاكهة إحدى الصناعات الغذائية التى يمكن أن تلعب دوراً مهماً فى التنمية الاقتصادية والاجتماعية فى مصر ، ويعتبر النهوض بها وتطويرها ضرورة اقتصادية لرفع مستوى المعيشة خصوصاً فى فترة يعد فيها التصنيع ركيزة التنمية[3]، كما تتيح فى الوقت الحاضر فرص التوسع فى التصدير إلى الأسواق الخارجية مما يؤدى إلى كسب العملة وزيادة دخل البلاد، هذا بالإضافة إلى دورها فى إنماء المناطق الريفية وتحقيق مبدأ النمو الإقليمى المتوازن[4].

---

* مدرس بقسم الجغرافيا – كلية الآداب – جامعة أسيوط .

(1) Hartshorn, I.A., & Alexander, J.W., Economic Geography, India Private Limited, 3rd ed., 1988, P. 195.

(2) عبيد سرور العتيبى: الصناعات الغذائية فى أقطار مجلس التعاون لدول الخليج العربى، معهد البحوث والدراسات العربية، سلسلة الدراسات الخاصة، العدد (62) القاهرة، 1996، ص 7 .

(3) هدى محمد صالح : الصناعات الغذائية فى مصر وطاقاتها الإنتاجية، دراسة عن صلصة الطماطم، معهد التخطيط القومى، القاهرة، 1971، ص 1 .