مجلة الجامعة الإسلامية (سلسلة الدراسات الإنسانية) المجلد الثاني عشر ، العدد الثاني ، ص:59-87، يونيو 2004م

مورفولوجية المنحدرات في الجزء الأعلى من حوض الرميمين وحوض تكالا دراسة في الجيومورفولوجية المناخية

صبري محمد التوم

قسم الجغرافيا – الجامعة ألا سلامية – غزة – فلسطين

بريد إلكتروني Saltoum@mail.iugaza.edu

ملخص: تعد المنحدرات من أهم الأنظمة الجيومورفولوجية لأنها النظام الأكثر حساسية لأي تغيرات بيئية، وتعكس الخصائص الجيولوجية والعوامل المناخية والمائية، لذا تناقش هذه الدراسة خصائص المنحدرات المورفولوجية وتطورها في إقليمين مناخيين مختلفين.

تم مسح اثني عشرة قطاع انحدار في الحقل بواسطة جهازي ابني ليفل وتيديوليت، وشواخص وبوصلة وشريط قياس، بواقع ستة قطاعات لكل من حوض الرميمين وحوض تكالا، وأخذت القياسات (مسافة ودرجة انحدار) عند الانقطاعات المورفولوجية وتم تحليل زوايا الانحدار ودرجات التقوس وتوفيق المنحنيات وتطور المنحدرات.

أظهرت الدراسة انعكاس الظروف المناخية على سير العمليات الجيومورفولوجية ومن ثم على أشكال المنحدرات في الحوضين،متل سيادة الانحدارات الشديدة في حوض تكالا (المتوسط ˚26.53) وميلها إلى التجانس، بينما الانحدارات الخفيفة هي السائدة في حوض الرميمين (المتوسط ˚10.33) وتبتعد عن التجانس، وتنحصر زوايا الانحدار في الرميمين في الفئات من ˚4 إلى ˚18 بينما تنحصر معظم زوايا الانحدار في حوض تكالا في الفئات من ˚18 –˚30 .

تشكل العناصر المحدبة أكثر من 80% و 40% من إجمالي أطوال القطاعات في حوضي تكالا و الرميمين على التوالي، وتتزايد نسبة العناصر المقعرة في الرميمين لتشكل حوالي40%. وترتفع درجات التقو س (محدب ، مقعر) في حوض تكالا (33.7% من أطوال القطاعات) بينما تسود درجات التقوس الخفيف في حوض الرميمين (63.9% من أطوال القطاعات). وقد أمكن تصنيف قطاعات الانحدار في حوض تكالا إلى مجموعتين، بينما قسمت المنحدرات في حوض الرميمين إلى ثلاثة مجموعات كل منهما تتميز بخصائص مورفولوجية خاصة. ودلت نتائج التحليل والدراسة على أن المنحدرات في الحوضين تتطور طبقا لنظرية التراجع المتوازي.

Hillslope Morphology in the Upper Part of the Rumeimine and Tekala Catchment : A study in the Climatic Geomorphology

Abstract: The hillslopes may be considered as one of the most important geomorphological systems because they are very sensitive to any environmental change and reflect the geological, climatic and hydrological characteristics. Therefore, this study discusses the properties of such morphological hillslopes and their development in two different climatic territories (regional).

Twelve slope profiles were surveyed by Abney level, and Theodolite apparatus, Markers, tape and Prismatic compass. The twelve profiles are divided

equally by the Rumeimine and Takala. Measurements were taken (distance and angle) at the morphological interruption. The slope angles were also analyzed. Moreover, the curve angles, curve fitting and the slope development were also analyzed.

The study shows how the climatic circumstances can affect the geomorphological processes and the hillslopes forms in the aforementioned catchments, such as the steep slopes in Tekala (average: 26.53 °) and the moderate slopes in the Rumeimine (average 10.33 °). The slopes angles rotate between 4 ° to 18 ° in the Rumeinine but they rotate between 18 ° to 30 ° in Tekala.

The convex elements constitute more than 80% and 40% from the total lengths of the profiles in both Tekala and the Rumeimine respectively. The concave elements increase in the Rumeimine forming about 40%. The curvature angles (convex, concave) also increase in Tekala (33.7 % from the lengths of the profiles). The gentle degrees of curvature dominate in the Rumeimine (63.9% from the lengths of the profiles). The slopes profiles could be classified in Tekala into two groups whereas the hillslopes in the Rumeimine were divided into three groups. Each of these groups has its specific morphological properties. The results of the study and analysis evidently suggest that the slopes in the two catchments develop according to the parallel retreat theory.

مقدمة

تعد دراسة المنحدرات من حيث أهميتها وشكلها وتقييمها موضوعاً له أهميته الخاصة في الدراسات الجيومورفولوجية، سواء كانت منحدرات طبيعية المنشأ أو صناعية لأنها منتشرة في جميع بقاع الأرض، إذ لا تكاد تخلو منطقة معينة من أي شكل من أشكال المنحدرات، وتكمن أهمية دراسة منحدرات جوانب الأودية في أنها الأكثر حساسية لأي تغيرات تحدث في أحواض الأنهر، وتشكل نسبة كبيرة من المنحدرات، وتعطي الخصائص والملامح الأساسية لأي إقليم جيورمو فولوجي .

تعتبر المنحدرات نتاجاً طبيعياً من تداخل مجموعة من العناصر البيئية المختلفة، وقد حدد Shumm (1966) خمسة عوامل أساسية تتحكم في شكل المنحدرات وهي التضاريس،و المناخ، و الوضع الجيولوجي،و التربة،و العمليات الجيومورفولوجية، ويضاف إليها الغطاء النباتي، وتختلف درجة تأثير كل من العناصر الستة السابقة على المنحدرات، ويرى سلامة (1987) أن المنحدرات من أكثر العوامل/الظاهرا ت الجيومورفولوجية استجابة للتغيرات التي تحدث في أي نظام جيومور فولوجي ، وقد أشار Bryan (1940) إلى أن درجات انحدار المنحدرات تعكس الوضع المناخي والجيولوجي، وتبعة Sugden (1973) فأكد على دور كل من المناخ والجيولوجيا كعاملين أساسيين يؤثران على طبيعة العلاقة بين الأشكال الأرضية والعمليات الجيومورفولوجية على

سطح الأرض، لذا نؤكد على أهمية المناخ والجيولوجيا كأهم عاملين مستقلين يؤثران في تعرية التربة التي تعد واحدة من أهم وأخطر العمليات الجيومورفولوجية التي تشكل المنحدرات، ويؤكد أهمية عامل المناخ بروزه في معظم النماذج الرياضية التي تستخدم لتقدير معدلات الحت والانجراف مثل معادلة Zing (1940) ، و Wischmeier & Smith (1978)، و Meyer (1981) ، إلا أ ن دور المناخ يقترن مباشرة مع عنصر الانحدار، فاتساع نطاق الحت يتزايد مع زيادة درجة الانحدار لما يفرضه ذلك من قلة التسرب واحتباس المياه ومن ثم زيادة كمية وسرعة الجريان السطحي، التي تؤد ي إلى سرعة تطور شكل المنحدرات وتراجعها.

بالإضافة إلى ذلك يعكس شكل المنحدرات العلاقة بين معدل تحطيم صخور الأساس بواسطة التجوية بنوعيها، ومعدل إزالة أو حركة تلك النواتج بواسطة أي عامل جيمورفولوجي.

وا ٍذا كان دور العامل الجيولوجي وتأثيره على شكل المنحدرات قد غدا متعار ف عليه، وموجود في دراسات سابقة كثيرة، فالأمر مختلف بالنسبة لدور المناخ وتأثيره على شكل المنحدرات (ما زال محل نقاش)، وقد لعب كل من Savigear (1952)، و Young (1964) ، و Pitty (1966)، و Tricart & Caillenx (1972) الدور البارز في دراسة العلاقة بين المنحدرات والمناخ، إلا أن معظم هذه الدراسات كانت تقتصر على منطقة مناخية واحدة (بمعني أن كل دراسة أجريت في إقليم مناخي خاص) ثم تبعهم مجموعة من أمثال Swan (1972)، و Morgan (1973) ، و Selby (1974) ، و Toy (1977) ، و Dunkerley (1980) ، و Kumar (1981) ، و Goudie (1990)، و Allison and Munro-Perry (1990) ، وفرحان (1982) و سلامه (1985). ربما يعتبر Savigear (1952) بدراسته لتطور المنحدرات في جنوب ويلز ببريطانيا رائد فكرة دراسة المنحدرات بواسطة قراءة مسافات وزوايا انحدار عند نقاط الانقطاع المورفولوجي، وتبعه في ذلك Pitty (1968) و Young (1964; 1972) و Demirmen (1975) وباللغة العربية جاءت دراسات إمبابي (1970) ، والحسيني (1978)، وفرحان (1982)، وسلامة (1985)، و دسوقي، (1990) ،و التوم (1990).

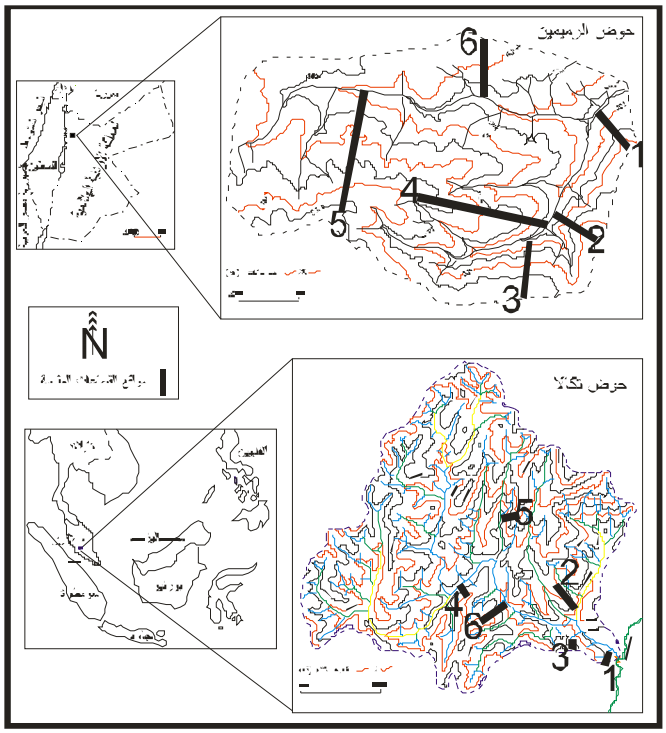
يبقى السؤال هل المنحدرات تعكس الظروف المناخية، وتتخذ شكل معين في ظل ظرو ف مناخية خاصة؟ لهذا كان الهدف الأساسي للدراسة متمثل في:

- التعرف على الخصائص والملامح الجيومورفولوجية لمنحدرات الحوضين (الجزء الأعلى من حوض الرميمين وحوض تكالا) .
- محاولة الربط بين أشكال السفوح والعوامل التي أدت إلى تكوين تلك الأشكال.
- إجراء مقارنة بين سفوح الحوضين ودراسة أثر المناخ على ذلك .

- هل تعكس أشكال المنحدرات الظروف المناخية.

منطقتي الدراسة

اشتملت الدراسة على حوضي نهريين، الأول يشكل الأجزاء العليا لحوض واد ي الرميمين في وسط غرب الأردن، ويقع بين خطي طول ً20 ´42 ˚35 و ً30 ´46 ˚35 شرقاً ودرجتي عرض ً30.12 ´4 ˚32 و ً41.6 ´6 ˚32 شمالا ، ويتجه نظام التصريف من الغرب إلى الشرق ثم إلي الشمال، والثاني حوض نهر تكالا الذي يشكل أحد الروافد العليا لنظام نهر أولونجات Ulu Langat في ولاية سلانور بماليزيا المحصور بين خطي طول ً18.3 ´50 ˚101 و ً32.54 ´52 ˚101شرقاً ودرجتي عرض ً12.41 ´3 ˚3 و ً34.14 ´5 ˚3 شمالاً (شكل 1).



شكل (١): منطقتي الدراسة ومواقع القطاعات المقاسة في الحقل

الملامح البيئية لحوضي الدراسة

أولا : حوض وادي الرميمين

يشكل جزءاً من نظام نهري يعرف بحوض الزرقاء، وهو جزء من الهضبة الكلسية الصوانية ذات التصريف الغوري في وسط غرب الأردن، وأهم الوحدات الصخرية التي تتكشف في المنطقة الوحدة الكلسية العقدية التي ترسبت فوق صخور الحجر الرملي وتعود إلى السينوماني الأسفل (عابد، 1982)، وتنقسم إلى قسمين: تكوين ناعور (وحدة الحجر الطيني المارلي) ويتكون من تعاقب المارل والغضار مع الكلـ سـ الدولوميتي الرمادي مع وجود بعض الصوان، وتتميز بصلابتها وتشكل أحياناً جروف حادة، وتظهر على السطح في مناطق كثيرة، وتكوين الفحيص (وحدة الحجر الكلسي المارلي)، ترسبت فوق تكوين ناعور، وتظهر على السطح في بعض الأماكن، وترسبت الوحدة الكلسية الاكنودية فوق الوحدة العقدية السابقة، وترجع إلى السينوماني الأعلى (Bender, 1974) وتنقسم إلى تكوين الحمر الذي يرجع إلى السينوماني وترسب فوق تكوين الفحيص الذي يتكون من تعاقب طبقات الكلس والكلس الدولوميتي مع المارل، ويحتوي على طبقات من الصوان (خضر، 1988) ويظهر على شكل شريط ضيق في سفوح وادي الحرمية، يعلوه تكوين شعيب الذي يعود إلى التوروني (عابد، 1982) ويتكون من تعاقب مارل وطباشير يتخلله طبقات من الكلس العقدي وينتشر في وادي الحرمية. ترسبت صخور الوحدة الكلسية الكتلية فوق صخور الوحدة الاكنودية : وهي عبارة عن طبقات متتالية من الكلس الكتلي الصلب رقيق التطابق مع بعض عقيدات وطبقات من الصوان (عابد ، 1982)، وتعود إلى التوروني، وتظهر في أجزاء قليلة جداً من أعالي وادي الحرمية .

وأهم العمليات الجيومورفولوجية النشطة في الحوض :-

- نحت رأسي يؤدي إلى تعميق الأودية خاصة في فصل الشتاء .
- تعرية السفوح : إذ تنشط عمليات الغسيل السطحي، وفعل الجداول والمسيلات المائية الصغيرة في فصل الشتاء، بالإضافة إلى عمليات التقويض السفلي وما يتبعها من انهيارات أرضية، بالإضافة إلى التساقط الصخري على الحافات الصخرية .
- النحت التراجعي ويؤدي إلى استطالة الأحواض المائية.
- نشاط عمليات التجوية بأنواعها المختلفة خاصة على السفوح المكشوفة من غطاء التربة والحافات الصخرية.

أد ـ عدم استقرار غور وادي الأردن وتوالي عمليات الهبوط حتى البليستوسين الأعلى إلى تصابي الأنظمة النهرية ومنها حوض الرميمين فارتفع معدل التضرس، والتقطع، وعدم انتظام المقاطع الطولية والعرضية للأنهار (التوم ، 1990) بالإضافة إلى تكون الأودية الخانقية، ويظهر ذلك على قطاعات الانحدار المقاسة على السفوح الجانبية للأودية . تتباين معدلات الأمطار السنوية

في الحوض، وبلغ المعدل السنوي 500ملم في محطة أم جوزه الوحيدة في الحوض، وتتركز الأمطار في شهور الشتاء، وتسقط 85% منها في شهور كانون الأول وكانون الثاني وشباط وآذار، وتقل الأمطار بالاتجاه شرقاً .

نظراً لعدم وجود محطة في الحوض لقياس درجات الحرارة، أخذت قراءات محطة السلط الأقر ب للحوض ، وبناء ً على ذلك يصنف الحوض حسب تصنيف كوين المناخي متوسطي Cs سهب Bs صحراو ي Bw . تنتشر فيه تربة البحر المتوسط الحمراء والليثوسول المتطورة عن الصخور الكلسية والمارلية (Moorman, 1595) ولوحظ علاقة عكسية بين درجة الانحدار وسمك التربة باستثناء المناطق التي توجد بها الغابات، ونتيجة لقلة الغطاء النباتي العشبي تفتقر التربة إلى الأف ق A والمواد العضوية، وتنتشر التربة الفيضية في قيعان الأودية مثل وادي زي وبشكل عام ترتفع فيها نسبة الطين ويصل عمقها أحياناً إلى 3 م. تنتشر أشجار البلوط والصنوبريات والسنديان والبطم الفلسطيني في المناطق المرتفعة، وتختلط أشجار الصنوبر مع السنديان على ارتفاع 850 متر ا ً، وخط مطر 500ملم .

ثانياً : حوض نهر تكالا

يشكل جزء بسيط من نظام العر ف Range الجبلي الممتد في اتجاه شمال غربي إلى جنوب شرقي، والذي يعتبر العمود الفقري في شبه جزيرة الملايو، ويرجع إلى الترياسي و أوائل الجوراسي (Burton & Bignell, (1969، و(Gobbett and Hutchison, (1973)، و Tjia, (1978) ، ويعتقد أن هذا التكوين يشكل باثوليث ، ويتشكل معظمه من الصخور الجرانيتية. يقع حوض تكالا في الجزء الغربي من العرف حيث تسود صخور جرانيتية ترجع إلى الترياسي و الجوراسي، وتقع المنطقة ضمن تكوين جرانيت سمنيه Semenyih Granite (Shu ,1989) ويتميز بحبيباته الكبيرة (Roe, 1953) .

نتج عن الظروف المناخية الاستوائية في الحوض نشاط كبير لعمليات التعرية بأنواعها المختلفة المتمثلة في: النحت الرأسي والجانبي والخلفي التي أدت إلى تعميق المجاري المائية، وما يتبعها من انهيارا ت أرضية على جوانب الأودية، وزحف التربة،و الغسيل السطحيو استطالة الأودية.

ويصنف الحوض ضمن المناخ الاستوائي الموسمي، المتميز بمعدل سقوط أمطار عالية، له قمتان تتبع الأولى الرياح الموسمية الجنوبية الغربية من إبريل إلى سبتمبر، والثانية الرياح الموسمية الشمالية الشرقية من أكتوبر إلى مارس، ويتراوح معدل الأمطار في الحوض 2290– 2510ملم/سنة ،ومتوسط حرارة اليومي حوالي 32ْ م . وربما لم تحدث تغيرات جوهرية على المناخ

منذ حقبة الميزوزي، وعلى حسب تصنيف كوبن Afi . بناء على معيار السلطة الوطنية الماليزية لمسح التربة تصنف تر بة حوض تكالابأنها تربة الأراضي شديدة الانحدار المعروفة باسم رانجوم (Rangom) (Gopinahtan & Paramananthan 1979)، ويتباين سمك التربة من منطقة إلى أخرى،وتظهر الصخور مباشرة على سطح المنحدرات أحياناً ،وبشكل عام تكسو المنحدرات طبقة من التربة ، يصل سمكها إلى 6 أمتار، ويرجع ذلك إلى الظروف المناخية وما نتج عنها من غطاء نباتي كثيف (استوائي) أد د بدوره إلى تقليل ارتطام قطرات المطر على التربة، وتصنف التربة بالتربة الرملية الطينية الغرينية والرملية الطينية ومع العمق تتحول إلى طينية (Al Toum, 1997) . يقع الحوض ضمن الغابة الاستوائية، فلا تخلو أي بقعة من الأشجار، باستثناء مجاري الأنهار التي تغطيها الأغصان من أعلى، وعموما تتنوع النباتات تنوعاً كبيراً وكانت نتيجة المسح الميداني لقطاعات الانحدار الثلاثة الأولى (أرقام 1، 2، 3) برفقة خبير من قسم *غابات وسط سلانور* ظهور أكثر من خمسين نوع وتتباين ارتفاعاتها لتصل إلى أكثر من 50 متر وتصنف ب Hill Dipterocarp and Non- Diperocarp، (Al Toum, 1997) .

يلعب النبات دوراً هاماً في سير العمليات الجيومورفولوجية على المنحدرات سواء كان ذلك عن طريق عمليات التجوية أو تقليل تأثير ارتطام قطرا ت المطر على التربة وارتفاع معدل التسرب إلى داخل التربة وتقليل معدل جريانها السطحي.

طريقة الدراسة

اعتمد البحث على العمل الميداني وفحص وتحليل الصور الجوية (1 : 25000) والخرائط الطبغرافية، وتم تحديد مواقع قطاعات الانحدار بناءً على توصيات (1966) Pitty، و Chorley and Kinnedy (1971) ، و(1972) Young ، وفرحان (1982) بالإضافة إلى إمكانية الوصول وقياس القطاعات في الحقل. يبدأ القياس لكل خط قطاع من النهر بخط مستقيم وعمودي عليه، وينتهي عند خط تقسيم المياه، وتؤخذ القراءات عند نقاط التغير في درجة الانحدار، واستخدم جهاز ابني ليفل Abney levelوشريط وشاخص في حوض الر ميمين، بينما استخدم الديتوليت Theodolite بدقة + − 20 ثانية مع الشريط والقامة في حوض تكالا، بالإضافة إلى استخدام البوصلة لتحديد الاتجاه، وقد تم تحديد وقياس ستة قطاعات من كل حوض (جدول 1، وشكل 1)، يشمل التحليل المورفولوجي لقطاعات الانحدار تقسيمها إلى أجزاء صغيرة تتميز كل منها بخصائص مور فولوجية خاصة،وقد اُتبع أسلوب Young (1964) في التحليل بشكل أساسي، بالإضافة إلى دراسات Savigear (1952; 1956) ، و Ahnert (1970)، و Blong (1975)،

و (1978) Parsons، وطبق نفس النظام فرحان (1982) في الأردن وبناءً على ذلك تم تقسيم كل خط انحدار إلى أجزاء صغيرة مختلفة في درجة ونوع التقوس (محدب، مستقيم، مقعر)، وكذلك زوايا الانحدار وتصنيفها ومعرفة سيادة كل نوع منها. وقد تم قياس درجة التقوس للنقاط والمسافات وتم تقسيم خط القطاع إلى وحدات و أجزاء وعناصر انحدارية، وحساب درجات الانحدار الجزئي والمتوسط العام (المتوسط الموزون) (Doornkamp & King , 1971 ؛ و Young ,1972 ؛ Parsons, 1978 وفرحان، 1982)

توفيق المنحنيات

تم إخضاع بيانات قطاعات الانحدار لتوفيق المنحنيات من أجل التعرف على طبيعة الانحدار العام للسفوح ومعرفة درجة انتظام خطوط القطاعات من خلال تحليل القيم المتبقية، وإيجاد أنسب المنحنيات الرياضية التي توافق أشكال المنحدرات في منطقتي الدراسة وبناءً على دراسات (Doornkamp & King (1971 ، و(Young (1972، و فرحان(1982)، والتوم (1990) وجد أن أنسب المنحنيات الرياضية التي توافق منطقتي الدراسة، وتحقق الأهداف أعلاه هي: معادلة الخط المستقيم، ومعادلة من الدرجة الثانية، وأخرى من الدرجة الثالثة.

الخصائص الانحدارية

يعتبر المنحدر من أهم عناصر الأنظمة الجيومورفولوجية (سلامة، 1987) لأنه الجزء الأكثر حساسية لأي تغيرات جيولوجية أو مناخية أو مائية، ويعتبر مرآة للظروف المناخية السابقة، لذلك فإن الخصائص الانحدارية للحوضين تمثل الاستجابة النهائية لمجموع المتغيرات البيئية.

الخصائص الكمية العامة للقطاعات

أطول القطاعات

ترجع زيادة أطول القطاعات في الرميمين عن تكالا (جدول 1) إلى تأثير عمليات انخفاض مستويات القاعدة متمثلة في غور الأردن، وحركة الرفع التي أدت إلى ارتفاع مستوى الهضبة (Burden, 1959)، مما أدى إلى زيادة معدلات النحت الرأسي خلال الفترات الرطبة التي استمرت منذ الميوسين إلى الحديث،وتكمن أهمية عمليات الهبوط في تغير مستويات القاعدة المحلية للأودية المختلفة بصورة مستمرة مما يودي إلى تصابي النشاط الحتي لها بحيث يتعمق منسوبها وتتراجع منحدراتها باستمرار إلى الوراء، إلا أن انتشار ظروف الجفاف الحالية أدت إلى ضعف كبير في العمليات الجيومورفولوجية سواء على السفوح، أو في الأودية، فبقيت بعض الأشكال الأرضية المتطورة خلال فترات سابقة شبه محنطة، وعلى العكس من ذلك نجد حاليا أ ن نشاط العمليات الجيومورفولوجية المختلفة كبير في حوض تكالا بسبب الظروف الاستوائية، مثل نشاط النحت الرأسي، والجانبي، والتراجعي في الأنهار،وزحف التربة، والغسيل السطحي، والانزلاقات على السفوح مما سيؤدي إلى إطالة واتساع المنحدرات وتراجعها إلى الوراء إذا ما استمرت الظروف المناخية على حالها.

درجة الانحدار

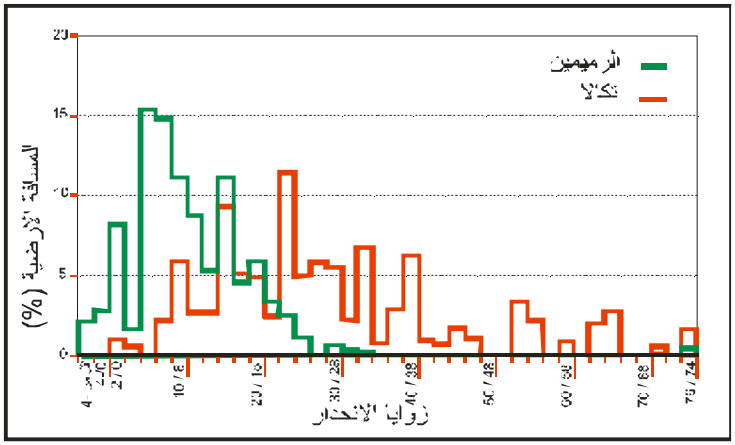
لمعرفة خصائص درجات الانحدار في الحوضين تم إنشاء مدرجات تكرارية كما في الشكل (2)تبين التوزيع التكرار ي لزوايا الانحدار ونسبة تواجدها ونسبة الأطوال الخاصة بها في كل حوض ، وتم اختيار درجتين لطول كل فئة كي تبين أي نوع من الذبذبات في القطاع (Pitty,1968 ؛ فرحان، 1982؛ سلامة، 1985)، ويمكن الخلوص إلى لنتائج التالية:-

- التباين الكبير في معدل درجات انحدار الحوضين (الرميمين 10.23° وتكالا 26.53°) ويرجع ذلك إلى نشاط عمليات الحت النهري في تكالا وما يتبع ذلك من انهيارات أرضية على جوانب الأنهار يقابل ذلك مناخ شبه جاف في الرميمين (جدول 1).

جدول (1) : بعض الخصائص الكمية العامة للمقاطع الانحدارية

رقم المقطع		طول المنحدر	**درجة الانحدار**	المتوسط الموزون *	معامل الاختلاف*	درجة الانحدار		نسبة التقوس*			الشكل العام**
						اعلي درجة	ادني درجة	المحدب	المقعر	المستقيم	
مقاطع تكلا	**1**	223.3	29.32	29.46	49.27	63	8	74.2	21.7	4.1	3.4
	2	243	36.50	36.53	44.65	64	7	67.0	33.0	0.0	2.0
	3	105	33.74	34.03	66.28	74.5	7	84.3	15.7	0.0	5.4
	4	131	20.93	21.03	50.78	44	13	77.5	1.5	21.0	50.8
	5	80.5	21.30	21.29	52.60	46	2.5	91.3	8.7	0.0	10.5
	6	247	16.84	16.83	43.87	39	8	76.1	23.9	00	3.2
المجموع		**1029.8م**									
المتوسط		**171.6**	**26.44**	**26.53**	**51.24**	**55.08**	**7.58**	**78.4**	**17.4**	**4.2**	**12.5**
مقاطع الرميمين	**1**	1025	12.48	12.47	60.84	24	1	47.8	46.0	6.2	1.0
	2	695	12.50	12.50	39.04	24	5.5	52.9	32.7	14.4	1.4
	3	1515	9.87	9.88	62.38	32	3.5	41.1	37.4	21.5	1.1
	4	1819	6.77	6.78	123.00	29.5	0	34.9	44.8	20.3	0.8
	5	1012	10.77	11.33	119.67	30	5	45.3	25.3	29.4	1.8
	6	801	8.98	9.00	71.71	23	5	48.9	34.8	16.3	1.4
		6867 م									
المتوسط		**1144.5**	**10.23**	**10.33**	**79.44**	**27.08**	**3.33**	**45.2**	**36.8**	**18**	**1.3**

Doornkamp & King (1971)** Young (1972) *



شكل (٢) : التوزيع التكراري لزوايا الانحدار في حوضي وادي الرميمين و وادي تكالا

- ارتفاع معامل الاختلاف لزوايا الانحدار في الرميمين (79.44%) عنه في تكالا (51.24%) (جدول 1)، ويفسر ذلك بأن المنحدرات في تكالا تمثل مرحلة الشباب ومن ثم تجانس درجات الانحدار ، وتختلف الظروف في حوض الرميمين بسبب اختلاف العمليات الجيومورفولوجية على المنحدرات المتمثل في نشاط الحت بالقرب من مجاري الأنهار وشبه سكون وتوقف في أعلى المنحدرات، ومعظم أجزاء المنحدرات في حوض تكالا تمثل جوانب الأودية، وتتأثر مباشرة بالأنهار، على العكس من ذلك منحدرات الرميمين فهناك السلاسل الانحدارية العليا التي تكاد تكون معزولة، وبعيدة جداً من تأثير الأنهار في الوقت الحاضر، وظهور المصاطب شبه المستوية والحافات الصخرية التي تكونت بفعل عمليات التصابي التي تعرض لها الحوض منذ الميوسين حتى الآن.
- سيادة زوايا الانحدار الخفيفة (صفر – 10˚) في حوض الرميمين (51.1% من جملة أطوال القطاعات) ونسبة بسيطة (13.5%) انحداراتها شديدة، وتتوزع الانحدارات الخفيفة إلى المتوسطة في الحوض على قيعان الأودية المتسعة أو سطوح التعرية في الوسط أو ذرى التعرية في أعلى المنحدرات، توافق ذلك مع دراسات أخرى مثل دراسة دسوقي (1990) في حوض وادي الرشراش (68.5%) ، ودراسة مصطفي (1987) في حوض وادي فيران (54.2%) ، ودراسة حسين (1988) في حوض وادي الطهناوي (61.7%)، وترتبط المنحدرات الشديدة بالحافات الصخرية أو الانزلاقات الأرضية ونجد العكس في تكالا، إذ ترتفع نسبة الانحدارات العالية بشكل عام من جملة أطوال القطاعات (جدول 2)، فحوالي 34.9% تصنف بأنها ذات انحدارات شديدة ، و 21.2% شديدة جداً ، وحوالي 14.6% حافات، وكما سبق التعليل أعلاه

يعزى ذلك النشاط للحت النهري الرأسي وما يتبعه من انهيارات أرضية ، فقد سجلت أعلى درجات انحدار في الحوض بجانب الأنهار مباشرة، ويمكن تفسير غياب الدرجات الانحدارية الشديدة جداً في الرميمين إلى سيادة الظروف شبه
الجافة التي أدت إلى نشاط عمليات التجوية خاصة في المناطق شديدة الانحدار وما تبع ذلك من تساقط صخري أدى إلى تقليل زوايا الانحدار عند طرفي الحافة العلوي والسفلي.

- يتميز التوزيع التكراري لزوايا الانحدار في الرميمين بأنه وحيد المنوال، وقريب من الشكل المعتدل،و هذا يتوافق مع ما توصل إليه فرحان (1982) ، ويرافق ذلك غياب بعض فئات زوايا الانحدار في الحوضين ويتفق مع نتائج دراسة عاشور (1979) ودسوقي (1990).
- تنحصر الزوايا الشائعة في الرميمين فيما بين 4° – 18° (68.4%من تكرارات زوايا الانحدار)، وتتركز القمم الأساسية لها في الفئات (6°–7°)، (7°–8°)، (10°–11°)، (14°–15°) ، بينما يرتفع مستوى زوايا الانحدارات الشائعة في تكالا فيما بين 18° – 46° لتشكل 56.9% من التكرارات.
- ترتبط الأجزاء القصوى في الرميمين (28° – 29°)، (30° – 31°)، (تظهر في الأجزاء الوسطى والسفلي من القطاعات) بالجروف الصخرية والانزلاقات الأرضية الناجمة عن الأمطار الشتوية (فرحان، 1986)، أما الأجزاء القصوى في تكالا (أكثر من 60°) فهي ترتبط بعمليات النحت الرأسي، وما يتبعه من انزلاقات بجوانب الأودية (أسفل خطوط الانحدار).
- تمثل الانحدارات الخفيفة أقل من 6° (15%من تكرارات عدد الزوايا) في الرميمين، و الأجزاء المستوية مرتبطة بالسهول الحتية، و المصاطب الصخرية، ومناطق ذرى التعرية، بينما تكاد تختفي هذه الدرجات في تكالا (2.6%)، وتظهر في مناطق ذرى التعرية فقط .
- تتميز قطاعات الانحدار في الرميمين بعدم التماثل على جانبي الأودية، ولا سيما في مناطق الثنيات النهرية (Twidale, 1976) ، ويرجع ذلك إلى التنوع الصخري واختلاف مدي مقاومته لعوامل التعرية، لكنها تميل إلى التوافق والتماثل في تكالا ويعز د إلى التوافق الصخري الذي يغطي الحوض والشكل المتوازي الذي تظهر به شبكة التصريف النهري المتأثر بالعيوب البنيوية.

وأخيراً تتميز زوايا الانحدار والتقوس بالارتفاع في حوض تكالا بينما هي بسيطة إلى متوسطة في حوض الرميمين ويرجع ذلك إلى المرحلة التطورية (الشباب) التي يمر بها تكالا، ومن ثم نشاط العمليات الجيومورفولوجية الناجمة عن وجود الطاقة العالية من مياه الأمطار الغزيرة والساقطة على مدار السنة بعكس الوضع المناخي في حوض الرميمين المتمتع حالياً بظروف شبه

جافة وما يتبع ذلك من نقص حاد في مياه الأمطار الهاطلة في فصل الشتاء، ولشهور قليلة (أربعة اشهر)، بالإضافة إلى عمليات الهبوط المتوالية في مستويات قاعدته، وما تبع ذلك من تحنط السلاسل الانحدارية الأولى المتكونة في أعالي القطاعات.

جدول (2) : نسب تواجد زوايا الانحدار والمسافات المقابلة لها

فئات درجات الانحدار	حوض وادي تكالا			حوض وادي الرميمين		
	العدد	النسبة		العدد	النسبة	
		الزوايا	الأطوال		الزوايا	الأطوال
$^{5}2 - 0$	1	1.3	1	9	4.8	8.3
$^{5}5 - 2$	1	1.3	0.6	11	5.9	11.5
$^{5}10 - 5$	8	10.4	8.1	50	26.7	31.3
18 – 10	12	15.6	19.7	71	38	29.7
$^{5}30 - 18$	27	35.1	34.9	31	16.6	13.5
$^{5}45 - 30$	16	20.8	21.2	4	2.1	0.6
اكثر من $^{5}45$	12	15.6	14.6	2	1	0.4
الزوايا العكسية						
صفر $^{5}2-$				5	2.7	2.3
اقل من $^{5}2-$				4	2.1	2.5

تقوس المنحدرات*

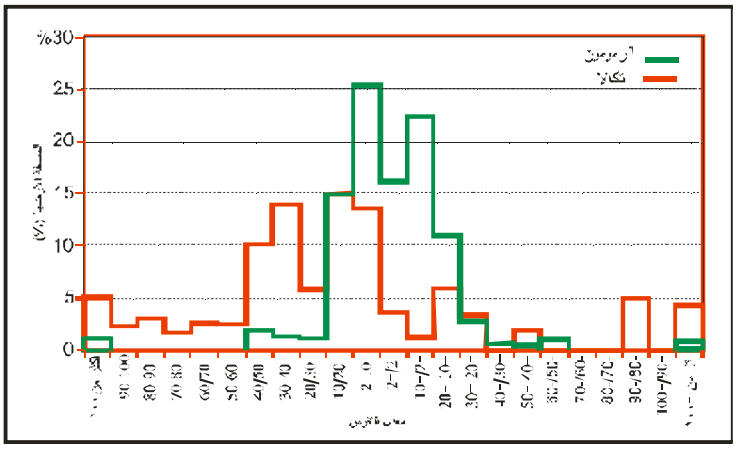
تحدد الأجزاء المنحدرة المتتابعة شكل العناصر الانحدارية وطول ومعدل تقوسها، فتشير القيم الموجبة إلى العناصر المحدبة (تزداد درجة الانحدار في اتجاه أسفل المنحدر)، والقيم السالبة إلى العناصر المقعرة (تقل درجة الانحدار باتجاه أسفل المنحدر)، وبدراسة الجدولين (1 ، 3) والشكل (3) يمكن ملاحظة النقاط التالية:

- تسود العناصر المحدبة في تكالا، إذ شكلت 78.4% من أطوال القطاعات، بينما شكلت نسبة العناصر المقعرة 17.4% ، واقتصرت العناصر المستقيمة على نسبة 4.2% من أطوال القطاعات، تركز حوالي 76.7% و 63.2% من أطوال العناصر المحدبة والمقعرة على التوالي في درجات تقوس محصورة في الفئات ($+-2^{\circ}$،100/50م) ، وترتفع نسبة الأجزاء المستقيمة إلى 18.2% إذا ما أضيف إليها الفئتان (محدب ومقعر $+-2^{\circ}$، 100/10م).

- ظهور العناصر شديدة التحدب والتقعر (تكالا) إذ شكلت حوالي 5.2% و 4.5% من أطوال القطاعات على التوالي، وترتبط هذه الأطوال بنقاط التقاء المنحدرات بالمجاري المائية في المناطق المتأثرة بالانهيارات الأرضية، بالإضافة إلى تجمع التربة المنقولة من أعلى المنحدرات إلى أسفلها (Carson & Petly, 1970) .
- اختلف الوضع في حوض الرميمين فانخفضت العناصر المحدبة (45.2%) وارتفعت العناصر المقعرة (36.8%) من أطوال القطاعات، وانحصرت معظم درجات التقوس فيما بين 20°، -20°/100م بمعنى أنها بسيطة التقوس (محدب أو مقعر) ، بينما استحوذت الثلاثة فئات المستقيمة والشبه مستقيمة (10° ، -10°/100م) على 63.9% من أطوال القطاعات، أما العناصر شديدة التقوس (محدب ، مقعر) فهي نادرة جداً ويرتبط وجودها بمناطق الحافات الصخرية أو الانزلاقات الأرضية. ونستنتج مما سبق:

جدول (3) : نسبة تواجد معدل التقوس والمسافات المقابلة له

فئات درجات التقوس درجة /100متر	حوض وادي تكالا			حوض وادي الرميمين		
	العدد	النسبة		العدد	النسبة	
		الزوايا	الأطوال		الزوايا	الأطوال
اكثر من 100/5م100	6	7.8	5.2	2	1.1	1
50 - 100	13	16.9	12.1			
10 - 50	33	42.8	44.8	36	19.3	18.3
2 / 10	9	11.7	13.6	37	19.8	25.5
2- / 2	2	2.6	3.6	31	16.6	16.1
10 - / 2-	1	1.3	1	40	21.4	22.3
50- / 10-	6	7.8	10.3	33	17.6	14.4
100- / 50-	2	2.5	5	5	2.7	1.1
اقل من 100-	5	6.5	4.5	3	1.6	0.8



شكل (٣) : التوزيع التكراري لمعدل التقوس في حوضي وادي الرميمين و وادي تكالا

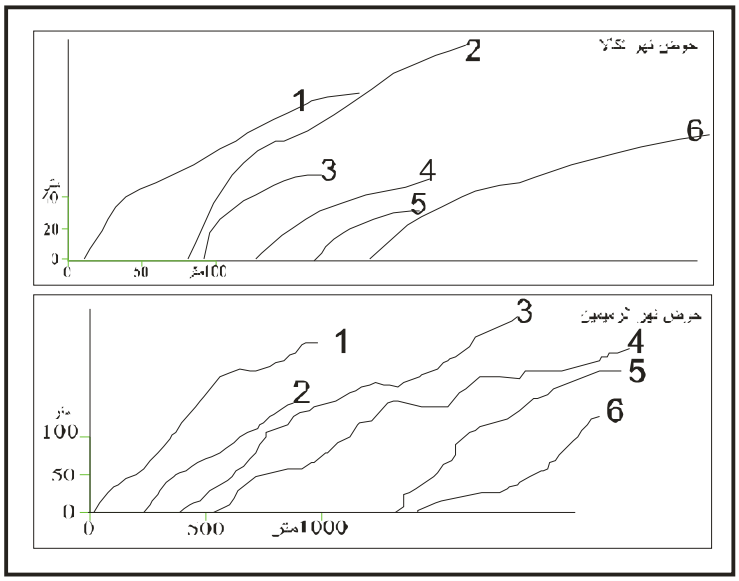
1. سيادة العناصر المحدبة في حوض تكالا، وقد توصل إلى نفس النتيجة من قبل كل من Nye (1954)، و Eyles (1968)، و Swan (1970) ، و Carson & Petly, (1970) ، وقد ارجع جميعهم ذلك إلى عمليات النحت الرأسي والجانبي بواسطة الأنهار وزحف التربة على السفوح.
2. ارتفاع درجة التقوس بنوعيه بشكل عام في حوض تكالا.
3. وعلى العكس من ذلك ففي حوض الرميمين ارتفعت نسبة العناصر المستقيمة والمقعرة وشبه اختفاء العناصر شديدة التقوس، يمكن تفسير ذلك بطول الفترة التي تعرض فيها حوض الرميمين لعمليات التعرية، وتوالي عمليات الهبوط في مستوى القاعدة، الأمر الذي أدى إلى تكوين سلاسل انحدارية عليا أصبحت اليوم بعيدة جداً عن تأثير الأنهار، وتتأثر بسقوط الأمطار الشتوية التي تؤدي على نقل المفتتات (الغسيل السطحي) من أعلى المنحدرات إلى الأجزاء الوسطى، والدنيا، ومن ثم تكوين عناصر محدبة في أعلى المنحدرات، ومقعرة في الأجزاء السفلى، والوسطى (Finlayson & Statham, 1981 ، و دسوقي ،1990).
4. تلعب عمليات التجوية دوراً بارزاً في تجهيز مواد الصخرية على المنحدرات ومن ثم يسهل نقلها وحركتها، بالإضافة إلى عمليات التساقط الصخري على الحافات لتتراكم أدنى الحافات مكونة سفوح الهشيم، فيؤدي ذلك إلى تقليل معدل التقوس في أعلى واسفل الحافات (10 ، – 100/10°م) ، وهذا ما ذهب أليه كل من دسوقي (1990) و سلامة (1985).

يختلف الوضع في حوض تكالا، إذ أد ت الظروف المناخية الاستوائية من ارتفاع معدلات الأمطار والحرارة إلى زيادة معدلات النحت الر أسي للأنهار (Swan, 1972) ومن ثم الانزلاقات

الأرضية ، والتراجع الجانبي ، ويؤدي الغطاء النباتي (الغابة الاستوائية) إلى حماية التربة من الانجراف المباشر، لذلك تنشط عمليات التجوية، وقد بلغ سمك التربة أكثر من 6 أمتار، وتنشط عمليات زحف التربة والجريان تحت السطحي.

توفيق المنحنيات

تدل نتائج توفيق المنحنيات في الحوضين على أن خطوط الانحدار المستقيمة لا تمثل قطاعات الانحدار فيهما (شكل 4)، يرجع ذلك إلى تعدد السلاسل الانحدارية في حوض



شكل(٤) : المقاطع الانحدارية المقاسة في منطقتي الدراسة

الرميمين (من ثلاثة إلى أربعة) التي تمثل عدد الدورات الحتية الثانوية التي تعرض لها الحوض، وهذا متوافق مع فرحان (1982)، لكن في حوض تكالا ما زالت السلسلة الثانية في دور التكوين بالإضافة إلى ارتفاع نسبة التقوس المحدب في المنحدرات التي لم تكتمل السلسلة الانحدارية الواحدة فيها بعد، ومن مقارنة قيم معاملات الانحدار في الحوضين تبين أن المتوسط العام يرتفع في منحدرات حوض تكالا عن الرميمين، بسبب ارتفاع معدل درجات الانحدار العام في تكالا ، ولأن معادلة الخط المستقيم لا تصف بدقة طبيعة التغير الشكلي في خطوط قطاعات الانحدار ثم تطبيق معادلات المنحنيات من الدرجة الثانية والثالثة (جدول 4).

جدول (4) : نتائج منحنيات توفيق القطاعات المقاسة في الحقل

		الخط المستقيم ص = أ + ب س	$ر^2$	قيمة F	الدرجة الثانية ص = أ + $ب_1$س + $ب_2$$س^2$	$ر^2$	قيمة F	الدرجة الثالثة ص = أ + $ب_1$س + $ب_2$$س^2$+ $ب_3$$س^3$	$ر^2$	قيمة F
احواض الرميمين	1	ص = 13.4 + 0.23س	0.96	793	ص = −9.6 + 0.37س − 0.0001$س^2$	0.986	1036	ص = −0.01 + 0.25س + 0.00017$س^2$ − 0.0000002$س^3$	0.989	888
	2	ص = −72 + 4.86س	0.987	1947	ص = −25.2 + 3.32س2 + 0.009$س^2$	0.992	1685	ص = 30.5 −0.19س + 0.06$س^2$ −0.0002$س^3$	0.997	2843
	3	ص = 19.1 + 0.16س	0.961	986	ص = 0.34 + 0.24س − 0.00006$س^2$	0.978	896	ص = −16.4 +0.39س − 0.0003$س^2$ +1.07$س^3$	0.989	1127
	4	ص = 27 + 0.11س	0.937	526	ص = −0.24 + 0.2س − 0.00005$س^2$	0.978	753	ص = −2.87 + 0.21س − 0.00007$س^2$ +0.000000009$س^3$	0.978	494
	5	ص = 18.2 + 0.2س	0.953	424	ص = 2.3 + 0.33س − 0.00014$س^2$	0.99	998	ص = 1.57 + 0.34س − 0.00018$س^2$ + 0.00000002$س^3$	0.99	636
	6	ص = −16.2 + 0.15س	0.87	160	ص = 7.79 − 0.03س + 0.00023$س^2$	0.986	805	ص = 2.92 + 0.08س − 0.00014$س^2$ + 0.0000003$س^3$	0.993	1052
حوض تكالا	1	ص = 19.7 + 0.5س	0.97	555	ص = 11.6 + 0.8س − 0.0016$س^2$	0.99	838	ص 9.19 + 0.97س − 0.0038$س^2$ +0.000008$س^3$	0.99	591
	2	ص = 31.5 + 0.61س	0.95	287	ص = 18.5 + 1.02س − 0.002$س^2$	0.978	297	ص = 9.15 + 1.59س − 0.0095$س^2$ +0.000026$س^3$	0.987	321
	3	ص = 20.3 + 0.49س	0.91	70	ص = 12.4 + 1.08س − 0.007$س^2$	0.99	1090	ص = 11.6 +1.2س − 0.01$س^2$ + 0.000027 $س^3$	0.99	745
	4	ص = 8.4 + 0.41س	0.93	110	ص = 2.7 + 0.78س − 0.0032$س^2$	0.99	629	ص = 1.17 + 1.008س − 0.0087$س^2$ + 0.00003$س^3$	1	71080
	5	ص = 7.2 + 0.41س	0.93	97	ص = 1.14 + 0.91س − 0.0067$س^2$	0.99	1054	ص = 0.09 + 1.1س − 0.01$س^2$ +0.00006$س^3$	0.99	1446
	6	ص = 20.8 + 0.27س	0.97	459	ص = 12.5 +0.45س − 0.0007$س^2$	0.99	960	ص = 8.69 +0.59س − 0.002$س^2$ + 0.000004$س^3$	0.99	794

وترمز ص : إلى قيم ارتفاعات المنحدرات عن قواعدها(المسافة الراسية)

س : إلى قيم المسافات الأفقية للمنحدرات من نقطة البداية

أ : الجزء المقطوع من محور الصادات

ب : ميل الخط

القيم المتبقية

ثم تحليل القيم المتبقية لمنحنيات الدرجة الثانية كما اقترح Doornkamp & King (1971) وفرحان (1982)، وتمثل القيم الموجبة الأجزاء من القطاعات التي تقع أعلى من خط المنحنى، بينما القيم السالبة تمثل الأجزاء التي تقع أسفله، ومن خلال قراءة وتحليل القيم المتبقية في قطاعات الحوضين تبين ما يلي:

أولا : حوض تكالا:

- عدم انتظام قطاعات الانحدار رغم قصرها، وتكونت معظمها من سلسلة انحدارية واحدة (محدب، مستقيم، مقعر) مثل القطاعات 3 ، 4 ، 5 ولم تكتمل السلسلة الثانية، كما في القطاعات 1، 2 ، 6.
- تنتهي الأجزاء العليا من القطاعات بقيم موجبة، ويرجع ذلك إلى ظهور العناصر المحدبة في أعلى القطاعات، وأحياناً كل القطاع عناصر محدبة (القطاعات 3 ، 4 ، 5).
- تنتهي جميع القطاعات من أسفل بقيم متبقية سالبة دلالة على تكون العناصر المقعرة في أسفل القطاعات، ويرجع ظهورها إلى نشاط النحت الرأسي للأنهار، وما يتبع ذلك من إنزلاقات أرضية مفاجئة في أسفل المنحدرات، وترتفع درجات انحدار الأجزاء السفلى إلى 74° كما في القطاع رقم (1).
- زيادة أطوال الأجزاء الانحدارية المستقيمة في وسط المنحدرات لتشكل الطول الأساسي فيها.

وأخيراً لوحظ أن الشكل النموذجي للمنحدرات: أنها تتكون من ثلاثة عناصر محدب علوي، ومستقيم في الوسط، ومقعر في الأسفل، ولا يشذ عن هذه القاعدة إلا المنحدرات التي تشرف مباشرة على النهر فيظهر عنصر شديد التحدب ثم يتلوه من أسفل عنصر مقعر بسبب الانزلاقات الأرضية (Swan, 1970).

ثانيا : حوض الرميمين

- تزداد شدة عدم انتظام قطاعات الانحدار،ومن ثم تعدد الانقطاعات المور فولوجية المحدبة والمقعرة على طول كل منها من مرتين إلى أربع مرات، وتمثل تلك الانقطاعات المراحل المتعاقبة من النحت النهري، وتطور المنحدرات (فرحان، 1982).
- تنتهي معظم القطاعات بقيم موجبة في أعلى المنحدرات، وتنتهي من أسفل في أربع قطاعات بقيم سالبة، وهذا يعني سيادة العناصر المحدبة في أعلى المنحدرات، يرجع ذلك إلى سيادة عمليات الغسيل السطحي في الشتاء، والعناصر المقعرة في أسفل المنحدرات ترجع إلى تعميق الأودية لمجاريها، ومن ثم تشرف المنحدرات مباشرة على مجاري الأنهار وقد أرجع

فرحان (1982) وجود القيم الموجبة أسفل المنحدرات إلى تراكم مواد الانزلاقات الأرضية القديمة عند قواعد المنحدرات، وربما ينطبق الأمر على منحدرات الرميمين.

المظاهر المور فولوجية والجيومورفولوجية

بناءً على الملاحظات الحقلية وتحليل الأشكال البيانية والإحصائية (توفيق المنحنيات) للقطاعات أمكن التعرف على المظاهر المور فولوجية والجيومورفولوجية التالية في الحوضين مثل:

- زيادة عدد السلاسل الانحدارية في الرميمين عنها في تكالا، ويعزى ذلك إلى عمليات الهبوط المتكرر في مستوى القاعدة للهضبة الكلسية المتمثل في غور الأردن.
- تفاوت أطوال السلاسل الانحدارية، وعناصرها المختلفة (محدب، مستقيم، مقعر) في الرميمين، ويزداد أطوالها بالاتجاه نحو أعالي القطاعات، يرجع ذلك إلى اختلاف مواقع القطاعات واختلاف التكوين الصخري ويعكس طول فترات الاستقرار في المراحل التطورية القديمة.
- زيادة درجات انحدار الأجزاء الانحدارية بالقرب من الأجزاء الدنيا في القطاعات (بالقرب من المجاري المائية) في الحوضين، يرجع ذلك إلى نشاط عمليات تراجع السفوح بسبب الانزلاقات الناجمة عن تعميق الأنهار لمجاريها، وسيادة عمليات زحف التربة في الأجزاء العليا في حوض تكالا نفس الشيء في حوض الرميمين لكن بمستويات أقل كثيراً نظراً للظروف شبه الجافة التي يمر بها الحوض.
- تؤدي عمليات زحف التربة، والغسيل السطحي، وتساقط الصخور، والتجوية، و طول مدة تعرض السلاسل الأقدم لعوامل التعرية المختلفة إلى تقليل حدة زوايا الانحدار، بعكس السلاسل الانحدارية الحديثة حيث تسود معاملات التقوس الخفيفة إلى المستقيمة في الرميمين، وبينما تزداد حدة التقوس في تكالا ويرجع ذلك إلى نفس العوامل الموضحة أعلاه.
- اختفاء غطاء التربة في الرميمين إلا من المناطق المستوية التي تشكل مصاطب أو سهول فيضية أو قيعان الأودية، ويرجع ذلك إلى نشاط عمليات الغسيل السطحي في الحوض خلال فصل الشتاء، وعدم وجود غطاء نباتي يسمح بالاحتفاظ بغطاء التربةوا إن وجدت (التربة) يغلب عليها التكوينات الحجرية ويزداد بها نسبة الطين لتشكل أكثر من 50% (أبو سمور، 1987) بينما يزداد سمك التربة على المنحدرات في تكالا ليصل سمكها إلى أكثر من ستة أمتار، ويغلب عليها التكوينات الرملية التي تشكل حوالي 60% (Al Toum, 1997) يرجع ذلك إلى الظروف المناخية التي أدت إلى انتشار الغطاء النباتي الكثيف (الغابة الاستوائية)،

بالإضافة على نشاط عمليات التجوية المختلفة التي أدت إلى تجوية الصخور الجرانيتية الصلبة والمحافظة على نواتج التجوية من الانجراف بواسطة الغطاء النباتي الذي أدى إلى تقليل كثافة الأمطار، إذ تشكل نسبة الاعتراض من 10% إلى 60% (Manokaran, 1979 ، و Vis, 1986) من ثم انتشار عمليات زحف التربة، وقلة عمليات الغسيل السطحي التي تعد دوراً كبيراً في إزالة التربة من المنحدرات المكشوفة.

- تنتهي القطاعات في الرميمين من أعلى بمناطق شبه مستوية (ذرى التعرية)، وقد يصل طولها إلى أكثر من 180 متر، على العكس من ذلك تتميز بصغرها وقصرها في تكالا، وتظهر أحياناً على شكل أعراف حادة، يتوافق ذلك مع نتائج دراسة Swan (1972) ، ولا يزيد اتساعها عن 50متر، ويمكن إرجاع ذلك إلى الظروف المناخية الحالية، فبينما تقف ذرى التعرية في الرميمين بعيدة عن تأثير الأنهار وبقيت محنطة منذ بداية الظروف المناخية شبه الجافة الحالية، نجد في تكالا ظروف مناخية استوائية ، كما سبقت الإشارة والنحت النهري المتسارع في كل الاتجاهات وما يتبع ذلك من تراجع للسفوح على حساب أراضي ما بين الأنهار.

تصنيف قطاعات الانحدار في حوضي الدراسة

بناءا على الدراسة الميدانية والتحليل البياني للقطاعات المرسومة (شكل 4) أمكن تصنيف قطاعات الانحدار في الحوضين كما يلي:

أولاً – قسمت المنحدرات في حوض تكالا إلى مجموعتين أساسيتين:

- الأولى تتكون من ثلاثة قطاعات (3، 4، 5) تتميز بقصر طولها (المتوسط 105.5م) وتزداد درجات انحدارها كلما اتجهنا من أعلى المنحدر إلى أسفله، لتشرف أعلى الدرجات على النهر مباشرة ، وتسود في هذه المجموعة العناصر الانحدارية المحدبة وتشكل اكثر من 90% من أجمالي أطوال القطاعات، ويتباين مقدار التقوس من ˚25 –˚70 /100م.
- الثانية تشمل ثلاثة قطاعات (1، 2، 6) يزداد أطوال قطاعاتها عن أطوال قطاعات المجموعة الأولى (241م) وتظهر العناصر الانحدارية المحدبة في أعلى القطاعات بتقوس بسيط (˚5 ، ˚50 /100م)، يتلوه العناصر الانحدارية المقعرة بطول حوالي 50م وبمعامل تقوس بسيط (–˚5، –˚40 /100م)، يتبعها عناصر انحدارية محدبة شديدة التقوس (˚50 ، ˚120 /100م)، وتتميز بشدة انحدارها (˚20 إلى ˚60) وتشرف مباشرة على النهر، وترتفع نسبة العناصر الانحدارية المقعرة (22 إلى 33% من أجمالي أطوال القطاعات).

ثانياً – قسمت قطاعات الانحدار في حوض الرميمين إلى ثلاث مجموعات كل منها له خصائصه الخاصة وهي :

- الأولى تشمل ثلاثة قطاعات (1، 2، 3) وتتميز بشدة انحدارها العام (11^{5}) وينحصر 55% من أطوالها بين درجتي انحدار 10 ^{5} و 30 ^{5} ، تزداد درجة الانحدار كلما اقتربنا من المجري المائي، ويتكون القطاع من ثلاث سلاسل انحدارية، تتكون كل سلسلة من 100 – 600م وبمعامل تقوس لا يزيد عن 25^{5} /100م وعنصر مستقيم بطول حوالي 140م وبدرجة انحدار من 12 ^{5} – 18 ^{5} ويليه عنصر مقعر لا يتجاوز طوله 60م ومعامل تقوسه لا يتجاوز _20^{5} /100م. تشكل العناصر الانحدارية المحدبة حوالي 47% من أطوال القطاعات.
- الثانية تتميز قطاعات هذه المجموعة المكونة من قطاعين (4 ، 5) بعدم انتظامها وبزيادة طولها وقلة انحدارها وتظهر بها مناطق شبه مستوية إلا أنها تحتوي على حافات شديدة الانحدار أرجعها فرحان (1982) في وادي شعيب إلى فعل الانزلاقات المختلفة، وتنتهي هذه القطاعات من أعلى بمناطق شبه مستوية يصل اتساعها إلى 180م، وتنتشر فيها المصاطب الفيضية والصخرية ويتراوح عرضها بين 30 – 150م ، ويقل معدل التقوس بشكل عام إلا من العناصر الانحدارية المجاورة للحافات فيرتفع معامل تقوسها بسبب التغير الفجائي في الانحدار.
- الثالثة تتكون من قطاع واحد (رقم 6) ويتألف من سلسلة انحدارية واحدة والثانية لم تكتمل بعد وتنتهي إلى النهر مباشر ة ، وتتألف السلسلة من عنصر محدب بطول 100م وتقوس 39˚ /100م عند ذري التعرية، ثم يتلوه عنصر مستقيم بطول 400م بدرجات انحدار اقل من 10˚ ، ويعقبه العنصر المقعر بطول 200م وبمعامل تقوس اقل من –20˚ /100م .

تطور المنحدرات

شغلت قضية تطور المنحدرات (تغير أشكالها مع الزمن) كثيراً من الباحثين، فكانت الدراسات النظرية والتجريبية (الحقلية)، فأثمرت الدراسات النظرية نظريات تحاكي وتصف تطور المنحدرات، وهي نظرية كنج (King, 1962) التراجع المتوازي Parallel ، والتراجع بالهبوط Decline لدافز (Davis, 1889) ، ونظرية بنك (Penck, 1924) التراجع بالإحلال Replacement، وما يمكن أن يؤخذ على الدراسات النظرية في دراسة تطور المنحدرات أنها لا تصف بدقة دور العمليات الجيومورفولوجية وتاريخها مثل معدل تكوين التربة ، ومعدل النحت الراسي أو الجانبي و متي تنشط بعض العمليات وفي أي الأوقات يقل نشاطها .

كثرت الدراسات الميدانية التي درست تطور المنحدرات في أحواض نهرية مختلفة مثل فرحان (1983)، وسلامه (1985)، ودسوقي (1990)، و Swan (1972) ، و Cunningham and Griba (1973) ، و Selby (1974) ، و Kumar (1981)، و Munro- Perry (1990) ، إلا أن هناك فرقاً كبيراً بين الأفكار النظرية والتجريبية في تفسير تطور المنحدرات، ويرجع ذلك إلى أن النظريات تفترض أن السفوح كانت عبارة عن أجزاء مستقيمة،و عدم القدرة على تحديد الظروف المناخية بدقة في المراحل الزمنية السابقة، ومن ثم عدم تحديد العمليات الجيومورفولوجية، وقوة تواجدها في كل مرحلة زمنية، الأمر الذي يؤدي إلى تخمين النتائج المترتبة على كل مرحلة، وعليه لا يوجد نموذج أو إطار نظري يمكن أن يكون مقبولاً تماماً يحاكي ميكانيكية تطور المنحدرات خاصة وأن التطور يعتمد على مجموعة متشابكة من المتغيرات مثل التكوين الصخري والبنية و الظروف المناخية ،وطبيعة انحدار السطح الأصلي وظهوره لا ول مرة، و العمليات الجيومورفولوجية.

تعكس المنحدرات في الرميمين طبيعة العوامل التكتونية والبنية والتكوين الجيولوجي والظروف المناخية و الهيدرولوجية منذ نهاية الزمن الثالث حتى الوقت الحالي التي أدت إلى تشكيل المنحدرات حتى ظهرت بالشكل الحالي، إذ تعكس أولاً عمليات الهبوط المتكرر في مستويات القاعدة، وما يتبع ذلك من عمليات تصابي الأنهار، ويظهر ذلك على السلاسل الانحدارية التي تمثل كل منها مرحلة تصابي جديدة،ثم تغير ت الظروف المناخية، فقلتحدة الظاهرات الجيومورفولو جية المختلفة (درجة الانحدار، التقوس) بالابتعاد عن مجاري الأنهار في السلاسل الانحدارية الأقدم ويرجع ذلك إلى نشاط التجوية بنوعيها و زحف التربة، والغسيل السطحي، والتساقط الصخري، فتقل حدة ز وايا الانحدار، ومن ثم التقوس (Statham, 1973) ، والدليل على ذلك أن درجات انحدار الأجزاء القصوى في السلاسل الانحدارية ، تنحصر فيما بين ْ13 – ْ30 ، وتقل بالاتجاه نحو أعلى المنحدر ، أما الأجزاء التي تتجاوز ذلك فهي تشكل حالات خاصة ترجع إلى التكوين الجيولوجي والانزلاقات الأرضية .

ويؤكد ذلك عدم ظهور معدلات تقوس (محدب ، مقعر) عالية في السلاسل الانحدارية الأقدم وتنحصر المعدلات فيما بين + –ْ100/20م ، وتدل زيادة أطوال السلاسل الانحدارية القديمة عن الحديثة على نشاط عمليات الحت الناجمة عن الظروف المناخية الأكثر أمطاراً من الوقت الحالي، وطول فترات الاستقرار التي تكونت فيها تلك السلاسل.

وبناءً على ما سبق من تحليل زوايا الانحدار وتقوس المنحدرات وتوفيق المنحنيات وتحليل القيم المتبقية والملاحظات الحقلية وقياس بعض العلميات الجيومورفولوجية ومن ثم استخدم

الأسلوب الاستقرائي لدراسة تطور المنحدرات في منطقتي الدراسة مثل(1969) Harvey و Young (1970) و Dunkerley (1980) و Kumar (1981) وفرحان(1982) ، ربما بدأ النظام النهري في الرميمين يتكون ويتشكل في السطح الميوسيني الأعلى (Beheiry, 1971) إذ أد ت عمليات النحت النهري المتسارعة التي تتناسب مع كمية الأمطار إلى تكوين البدايات الأولى للسلسلة الانحدارية الأقدم بعنصر محدب علوي ثم جزء مستقيم بطول المنحدر نفسه وغالباً شديد الانحدار ويختفي تماماً العنصر المقعر ويؤدي استمرار النحت الرأسي إلى حدوث انزلاقات أرضية في الجزء الأدنى من المنحدرات،وبذلك يقل طول الجزء المستقيم المتأثر أصلاً بعمليات الغسيل السطحي، وزحف التربة، فيؤدي ذلك إلى إطالة العنصر المحدب العلوي ويقل طول الجزء المستقيم ، ويستمر التراجع المتوازي للمنحدر مع تناقص عام في درجات الانحدار إلى أن تتكون السلسلة الانحدارية الأولى (الأقدم) وتتشكل من عنصر علوي متوسط التحدب وجزء مستقيم طويل بانحدار متوسط وعنصر مقعر مرتفع في درجة تقوسه، يتغير الأمر في حالة ظهور التباين الصخري فتتكون حافات صخرية مع التكوينات الصلبة، وتنشط عندها عمليات التساقط الصخري، ولا تسمح درجة انحدار المنحدر بتجمع المواد المتساقطة ادني الحافة بل إلى النهر مباشرة، ومن ثم يرتفع معدل التقوس بنوعيه حول الحافة الصخرية وبذلك تتكون السلسلة الانحدارية الأولى، وكلما طال الاستقرار زاد طول السلسلة.

تؤدي عمليات الهبوط في مستوى القاعدة إلى تصابي الأنهار، ومن ثم زيادة معدل النحت الرأسي فيهجر النهر جوانبه الأولى، ويبدأ بتكوين سلسلة جديدة فتنشط الانزلاقات الأرضية بجوار النهر ومن ثم تسارع عمليات تراجع الأجزاء السفلى من المنحدر بمعدل أسرع من الأجزاء العليا ، وسرعان ما يتكون عنصر انحداري محدب لكنه قصير جداً ويزداد مع الزمن على أساس العنصر المقعر في السلسلة الأولى ثم يتشكل جزء مستقيم يختلف طوله باختلاف استجابة وسرعة عمليات النحت الرأسي. هكذا تتراجع السلسلة الثانية بنفس أسلوب تراجع وتشكل الأولى، لكن أثناء تكوين وتشكيل السلسلةالثانية تنشط عمليات جيومور فولوجية على سطح السلسلة الأولى بعيدة عن تأثير الأنهار مثل عمليات زحف التربة، والغسيل السطحي، والجريان التحت سطحي، والانزلاقات الأرضية بسبب سيادة التكوينات الجيرية في الحوض، وبتوالي عمليات التصابي للأنهار يتكرر تكوين السلاسل الانحدارية الجديدة بجوار الأنهار، ونظراً لأن الحوض يمر الآن بمرحلة شبه جافة فإن معدل العمليات الجيومورفولوجية يسير ببطيء، وتنشط عمليات الغسيل السطحي نظراً لانكشاف السطح مباشرة بسبب قلة الغطاء النباتي، وكذلك الانزلاقات الأرضية خاصة في أيام الشتاء الماطرة، يسهم ذلك في إطالة العناصر المحدبة بواسطة النحت، وكذلك العناصر المقعرة بسبب عمليات

الارساب، ومن ثم تقليل معدل التقوس إلى أن يتشكل قطاع شبه مستقيم ليحاكي خط القطاع ، وهذا ما توصل إليه فرحان (1982) من تطور منحدرات وادي شعيب والبحاث.

يختلف الأمر تماماً في تكالا فتمثل المنحدرات مرحلة تطورية واحدة ما زالت تتمتع بالمناخ الاستوائي، ونظام نهري متأثر بالعيوب الجيولوجية، انعكس ذلك على خصائص الشبكة النهرية مثل الانحدار الكبير للنهر الأساسي ورافده، وما نتج عن ذلك من تسارع لعمليات النحت النهري المختلفة (الرأسي، الجانبي، الخلفي) فتبع ذلك تعميق مجاري الأنهار، والانهيارات الأرضية التي ما زالت نشطة حتى اليوم وتلاحظ يومياً ، ومن ثم تكوين أعلى درجات انحدار وتقوس بالقرب من مجار ي الأنهار .يلعب الغطاء النباتي دوراً أساسياً في تقليل دور الأمطار على الأجزاء العليا من المنحدرات، إذ يزيد من مقدار التسرب و الجريان التحت سطحي، وتنشط عمليات زحف التربة، كل ذلك أدى إلى سيادة العناصر المحدبة في أعلى المنحدرات، ويزداد التقوس بالابتعاد عنها، وقد يمتد التقوس المحدب ليشكل كل قطاع المنحدر، ويعقبه جزء مستقيم صغير،وأحياناً لا يوجد،وأخيراً العنصر المقعر المرتبط بالمجاري المائية، ومن ثم يحدث التراجع بشكل عام من أسفل ومن أعلى المنحدر وا ٍن اختلفت المعدلات،أما في حالة ابتعاد المنحدرات عن المجاري يتكون الشكل النموذجي للمنحدر من عنصر علوي محدب تقوسه عالي ثم جز ء مستقيم وينتهي بعنصر سفلي مقعر درجة تقوسه متوسطة وقد توصل إلى هذه النتيجة مجموعة من الباحثين في الأقاليم الاستوائية أمثال Tricart (1972) ، و So (1976) ، و Kadomura (1977) .

نظراً لثبات الظروف المناخية في الحوض، والدراسة الميدانية المكثفة لبعض العمليات الجيومورفولوجية التي قام بها الباحث في فترة سابقة، يمكن وضع تصور حول تطور المنحدرات في الحوض، إذ بدأت بعيوب جيولوجية ذات انحدار ا ت شديدة، وبدأت الأنهار تشق مجاريها في تلك الشقوق، ونظراً للغطاء النباتي الكثيف، وقوة انحدار المجاري المائية، أد ى إلى تسارع في النحت الرأسي تبع ذلك انهيارات أرضية شديدة نجم عنهاتراجع المنحدر ا ت بشكل سريع، فقلت درجات انحدار جوانب الأودية، ونشطت عمليات زحف التربة فتكون عنصر محدب علوي ثم الأجزاء المستقيمة الوسطى والعناصر المقعر ة في أسفل القطاعات وا ٍذا ما استقر الوضع بهذا الشكل تتراجع كل أجزاء المنحدر بشكل شبه متساوي بطريقة التوازي، وأحياناً تؤدي الانزلاقات في الجزء السفلي من المنحدر ا ت إلى زيادة حدة التراجع من أسفل المنحدرات عن أعاليها إلى أن ينتهي تأثير الانزلاقات، يتوافق ذلك مع بعض الدراسات في المناطق الاستوائية مثل Swan (1972) ، و Kumar (1981)، و Savigear (1960) ، و Twidale (1962) ، و Thomas (1965) ،

لان قوة الأنهار في الأقاليم الاستوائية قادرة على نقل أي نوع من الرسوبيات تدخل مجرى النهر من السفوح المجاورة.

الخلاصة

أظهر ت الدراسة الحالية مجموعة من الحقائق متمثلة في اختلاف أطوال ودرجات انحدار ونوع ودرجات التقوس وتصنيف المنحدرات في الحوضين، فبينما ارتفع متوسط أطوال القطاعات في الرميمين الي1144.5م انخفض المتوسط في حوض تكالا إلى 171.6م، وعلى العكس من ذلك ارتفع متوسط درجات الانحدار في حوض تكالا إلى 26.53[5] انخفض في حوض الرميمين إلى 10.33[5]. ارتفع معدل درجات التقوس في حوض تكالا مع سيادة التقوس المحدب (80%) انخفض المعدل في حوض الرميمين وتغير النوع ليحل التقوس المقعر محل المحدب، وارتفع نصيب الأجزاء المستقيمة والشبه مستقية (مقعر ومحدب) ليشكل 63.9% من إجمالي أطوال القطاعات .وتعد معادلة الدرجة الثانية والثالثة أكثر تمثيلا لخطوط القطاعات المقاسة من معادلة الخط المستقيم لخطوط القطاعات في كلا الحوضينتنوعت أشكال المنحدرات في الحوضين، وبناءً على خصائصها الشكلية صنفت إلى خمسة مجموعات ، ثلاثة منها في حوض الرميمين واثنتان في حوض تكالا .وتوافقت طريقة تراجع وتطور المنحدرات في الحوضين لتخضع لنظرية التراجع المتوازي.

المراجع العربية والأجنبية

1- أبو سمور، حسن (1987) الطبقات النباتية المكونة للمجموعات النباتية في حوض وادي زي، *دراسات، العلوم*، م 14(12):15-37.

2- التوم، صبري محمد (1990) *حوض وادي الرميمين "دراسة جيومورفولوجية"*، رسالة ماجستير غير منشورة ، الجامعة الأردنية ، عمان.

3- امبابي، نبيل سيد (1972) أشكال السفوح ، *المجلة الجغرافية العربية* ، **5**: 74-95.

4- حسين، خالد كامل (1988) *حوض وادي الطهناو ي -الصحراء الشرقية " دراسة جيومورفولوجية"* رسالة ماجستير غير منشورة ، جامعة المنيا ، المنيا.

5- خضير، كمال محمد (1988) *جيولوجية عمان* ، شقير وعكشة للطباعة والنشر، عمان، 199ص

6- دسوقي، صابر أمين (1990) تحليل سفوح الجزء الأدنى من وادي الرشراش بالصحراء الشرقية، *المجلة الجغرافية العربية*، **22**: 191-219.

7- سلامه، حسن رمضان (1985) جيومورفولوجية الحافة الصدعية الشرقية لغور وادي الأردن ، *دراسات* ، **12(7)**: 33-64.

8- سلامه، حسن رمضان (1987) تقويم جيومورفولوجي للأراضي المنحدرة المطورة زراعيا في الأرد ن ، *دراسات* **14(1)**: 25-63.

9- عابد، عبد القادر (1985) *جيولوجية الأردن*، مكتبة النهضة الإسلامية، عمان، 232ص.

10- فرحان، يحي عيسي (1982) *مورفولوجية المنحدرات في مناطق مختارة من وسط الأردن*، جامعة اليرموك، اربد ، 131ص.

11- مصطفي، محمد رمضان (1987) *حوض وادي فيران –دراسة جيومورفولوجية*، رسالة ماجستير غير منشورة، جامعة عين شمس، القاهرة.

12- Ahnert, F. (1970) an approach towards a descriptive classification of slopes, In: Macar, P. (Ed) (1970). New Contribution to Slope Evolution, *Z. Geomorph. N. F. Supp. Band.*, **9**: 71-84.

13- Al-Toum, S. M. M. (1997) *Surface erosion study in the granite area of Hulu langat, Selangor D. E., Malaysia*, PH. D., UKM, MALAYSIA

14- Allison, R. J., & Goudie, A. S. (1990) Rock control and slope profiles in a tropical limestone environment: the Napier range of western Australia, *The geographical J.*, **156(2)**: 200-211.

15- Beheiry, S. A. (1971) Geomorphology of central east of Jordan, *Bull. Soc. Geog. D' Egypt*, **41**:1-22.

16- Bender, F. (1974) *Geology of Jordan*, Gebruder Borntraeeger, Berlin

17- Blong, R. J. (1975) Hillslope morphometry and Classification: a New Zealand example, *Z Geomorphic N F* **19 (4):** 405-429.

18- Blong, R. J. (1972) Methods of Slope Profile Measurement in the field. *Australian Geographical Studies* **10**: 182-192.

19- Bryan, K. (1940) The retreat of slopes, *Ann. Ass. Am. Geogr.*, **30(4):** 254-268

20- Burden, D. J. (1959) *Handbook of the geology of Jordan*, Benham & campany LTD, Clochester.

21- Burton, C. K. & Bignell, J. D. (1969) Cretaceous-Tertiary Events in Southeast Asia, *Geol. Soc. Am Bull.*, **80**: 681-688.

22- Calvo-Cases, A. & La Roca, N. (1988) Slope form and soil erosion on calcareous slopes (Serra Grossa,Valencia), *catena suppl.*, **12**: 103-112

23- Carson, M. A. & Petley, D. J. (1970) The existence of threshold hillslopes in the denudation of the landscape, *Trans. Inst. Br. Geogr.*, **49**: 71-95.
24- Chorley, R. J., &. Kennedy, B. A. (1971) *Physical geography, A system approach*, Prentice hill inter, London, 370p.
25- Cunningham, F. F. and. Griba, W. (1973) A model of Slope Development, and Its Application to the Grand Canyon, Arizona, U.S.A., *Z. Geomorph. N. F.*, **17 (1):** 43-77.
26- Demirmen, F. (1975) Profile analysis by analytical techniques: Anew approach, *Geog. Ann.*, **7**:245-266
27- Doornkamp, J. C. & King, C. A. M. (1971) *Numerical analysis in geomorphology an introduction*, Edward Arnold, London, 272p.
28- Dunkerley, D. L. (1980) The Study of The Evolution of Slope Form Over Long Periods of Time: A Review of Methodologies and some New Observational Data from Papua New Guinea, *Z. Geomorph. N. F.*, **24 (1):** 52-67.
29- Farhan, Y. (1983) Multivariate approach to hill slope forms classification: case study from Jordan, *Proc. First Jord. Geol. So.*, : 565-591.
30- Farhan, Y. (1986) Landslides in central Jordan with special reference to the march 1983 rainstorm, *Singapore J. Trop. Geog.*, **7(2):** 80-97.
31- Finlayson, B. & Statham, I. (1980) *Hillslope Analysis*, London: Butterworths (Sources and Methods in Geography), 230p.
32- Gobbett, D. J. and C. S. Hutchinson (1973). *Geology of the Malay Peninsula*. Wiley- Interscience. New York: John Wiley and Sons. 438p.
33- Gopinahtan, B. & Paramananthan, S. (1979) Steepland soils of peninsular Malaysia, In: *Malaysian Seminar on fertility and management of deforested land* : 61-67.
34- Harvey, D. (1969) *Explanation in geography*, Edward Arnold, London.
35- King, L. C. (1962) *The morphology of the earth*, Oliver & Boyd, Edinburgh
36- Kumar, A. (1981) The nature of slope profiles on some residual hills in the Jamalpur -kiul hills, Monghyr, India, *Z. geomorph, N. F.*, **25(4):** 391-399.
37- Manokaran, N. (1979) Stemflow, throughfall and rainfall interception in a lowland tropical rainfores in Peninsular Malaysia. *The Malaysian Forester*. **42**(3): 174-201.
38- Meyer, L d. (1981) How rain intensity affects interrill erosion,Trans. ASAE., 24:1472-1475.

39- Moorman, F. (1959) *Report to the government of Jordan on soil of east Jordan*, FAO, no 1132.
40- Morgan, R. P. C. (1973) Soil-slope relationships in the lowlands of Selangor and Negri Sembilan, West Malaysia. *Z. Geomorph. N. F.,* **17 (2):** 139-155.
41- Munro-Perry, P. N. (1990) Slope development in the Klekspruit valley, Orange free state, South Africa, *Z. Geomorph. N. F.,34(4): 409-421.*
42- Parsons, A. J. (1978) A technique for the classification of hill- slope forms, Trans. *Inst. Br. Geogr. N. S.,* **4**: 432-443.
43- Pitty, A. F. (1966) Some problems in the location and delimitation of slope-profiles. *Z. Geomorph. N. F. Bd* **10**: 454-461.
44- Pitty, A. F. (1968). Some comments on the scope of slope analysis based on frequency distribution. *Z. Geomorph. N. F.*, **12:** 350-355.
45- Roe, F. W. (1953) The Geology and Mineral Resources of the Neighbourhood of Kuala Selangor and Rasa-Selangor, Federation of Malaya, with an account of Geology of Batu Arang Coalfield. Geol. Sur. Dept. Memoir No. 7. New Series. Kuala Lumpur: Caxton Press.
46- Ruhe, R. V. (1975) Climatic geomorphology and fully developed slopes, *Catena* **2:** 309-320.
47- Saveigear, R. A. G. (1960) slopes and hills in West Africa, *Z. geomorph. supp.*, **1**:156-171.
48- Schumm, S. A. (1966) The development and evolution of hillslopes, *J Geol. Education,* **14(3):** 98-104.
49- Selby, M. J. (1974) Slope evolution in an Antarctic Oasis, *N. Z. Geogr.*, **30**: 18-34
50- Shu, Y.K. (1989) *The Geology and Mineral Resources of the Kuala Kelawang Area, Jelebu, Negri Sembilan District Memoir 20. Geol. Surv. Malaysia*. Ipoh: batan Percetakan Negara.
51- So, C. L. (1976) Some problems of slopes in Hong Kong, *Geogr. Ann.*, **58A(3):** 149-154.
52- Statham, I. (1973) Scree slope development under conditions of surface particle movement, *Trans. Inst. Br. Geogr.*, **59**:41-53
53- Sugden, D. (1973) *Geomorphology since the creationand the flood,* Geog. Mag., ***46(1)****: 34-40*
54- Swan, S. B. St. C. (1970) Analysis of residual terrain: Johor, Malaya, *Ann. Ass. Amer. Geogr.*, **60:** 124-133.
55- Thomas, M. F. (1965) Some aspects of the geomorphology of tors and domes in Nigeria, *Z. Geomorph. N. F.,* **9** : 63-81.

56- Tjia, H. D. (1978) Structural Geology of Peninsular Malaysia, *Third Regional conference on Geology and Mineral Resources of Southeast Asia, Bangkok, Thailand, 14-18 Nov 1978*: 673-682.
57- Toy, T. J. (1977) Hillslope from and climate . *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88:16-22.
58- Tricart, J. and Caileux, A. (1973) Morphogenic system and Morphoclimatic Regions. In: *Climatic Geomorphology*. Derbyshire (Ed.). London: Macmillan 228-268.
59- Tricart, J. (1972) *Landforms of Humid Tropics*, Forests and savannas, longman, London.
60- Twidale, C. R. (1962) Steepened margins of inselbergs from north western Eyre peninsula, South Australia, *Z. Geomorph. N. F.*, **6**:51-69.
61- Vis, M. (1986) Interception, drop size distributions and rainfall kinetic energy in four Colombian Forest Ecosystems. *Earth Surface Processes and Landform*.**11 :** 591-603.
62- Wischmeier, W. H. & Smith, D. D. (1978) *Predicting rainfall erosion lossess*, USDA Agr Res. Serv., Handbook 537**.**
63- Young, A. (1964) Slope profile analysis. *Z. Geomorph. Supp. Bd*., **5**: 17-27.
64- Young, A. (1972) *Slopes*. London: Longman
65- Zing, A. W. (1940) Degree and length of landslope as it affects soil loss in runoff, *Agricultural Engineering***, 21**: 59-64.
66- Zonnefield, J. I. S. (1975) Some problems of tropical geomorphology, *Z. Geomorph. N. F.*, **19**:377-392.