

المظاهر الطبيعية

مايكل ج. كروزير، أولريك هاردن بيكر، وباسيل غوميز
الفصل السابع

ترجمة بتصرف
أ.د. مضر خليل عمر

مقدمة

المشهد الطبيعي هو إطار التلال والجبال والسهول والوديان والأنهار والسواحل ، وغيرها من معالم سطح الأرض التي يسكنها البشر اليوم ويكسبون رزقهم منها . يركز البحث في المشهد الطبيعي بشكل أساسي على تطور هذه التضاريس (أو مكونات المشهد الطبيعي)؛ وكيف تتغير بشكل طبيعي ونتيجة للنشاط البشري، ومعدل حدوث هذه التغيرات، والعوامل التي تتحكم فيها. قد تركز الدراسات على هندسة التضاريس نفسها ، والمواد التي تتكون منها ، و/أو العمليات التي تشكلها . وتتأثر العمليات المتضمنة في النهاية بقوى المناخ والقوى التكتونية . لكن هذه القوى الأساسية عادةً ما تُعدّل بعوامل (محلية) أخرى ، مثل الغطاء النباتي والنشاط البشري ، بحيث تحدث تغيرات في التضاريس بمعدلات مختلفة مكانياً وزمانياً .

قد تُوفّر الأدوات والملاحظات فهماً مباشراً لمعدل وسبب التغير الأخير، ولكن التغير طويل الأمد ، الذي يحدث على مدى قرون أو آلاف السنين ، يجب فهمه بشكل غير مباشر، من خلال تأريخ رواسب الرواسب أو أسطح التعرية ، أو من خلال استخلاص معلومات من نماذج تُصوّر مكونات المشهد الطبيعي والعمليات التي تُغيّرُها . وبسبب القلق بشأن كيفية تأثير الأنشطة البشرية على المناخ ، يتجه الاهتمام بشكل متزايد إلى التنبؤ بالتغيرات التي قد تطرأ على المشهد الطبيعي في المستقبل ، بالإضافة إلى فهم التغيرات التي حدثت في الماضي . ومع ذلك ، في كلتا الحالتين ، فإن معرفة العلاقات القائمة بين الشكل والعمليات ، والعوامل التي تُسبب اختلافهما ، أمرٌ مطلوب لتفسير كيفية تغير المشهد الطبيعي بمرور الوقت . باستخدام أمثلة مستمدة بشكل رئيسي من دراسات منحدرات التلال والأنهار، وهي سمات حاضرة في كل مكان في المشهد الطبيعي ، يُقدم هذا الفصل بعض المناهج والتقنيات للحصول على بيانات حول أشكال الأرض والعمليات التي تُكوّنُها وتحليلها .

أولاً ، تُناقش طرق تمثيل هندسة المشهد الطبيعي ، وأشكاله ، وسماته ، وأنماطه . ثم يُحدد بعض الفيزياء التي تدعم العمليات الجيومورفولوجية (الجيومورفولوجيا هي علم دراسة أشكال الأرض) . يُوفّر هذا دليلاً على المعايير التي يجب قياسها لفهم كيفية عمل مختلف العمليات الجيومورفولوجية في تكوين أشكال الأرض . سنرى أنه عند رصد هذه العمليات عبر الزمن ، غالباً ما تعمل بشكل متقطع حيث تتغلب على الحدود ، وتترك بصماتها على مكونات متنوعة من المشهد الطبيعي ، والتي ، على سبيل المثال ، تتراوح في نطاقها من نسيج الرواسب إلى أنظمة الأنهار بأكملها .

الشكل والنمط

في أبسط معانيه ، يمكن تمثيل المشهد الطبيعي كمياً من خلال معلمات أساسية مثل الارتفاع (يُشكل اختلاف الارتفاع عبر منطقة معينة تضاريس) ، وزاوية المنحدر وجانبه (الاتجاه الذي يواجهه المنحدر) ، وخط العرض . يُحدد الموقع على سطح الأرض بإحداثيات "x" (شمالاً أو خط العرض) ، و"y" (شرقاً أو

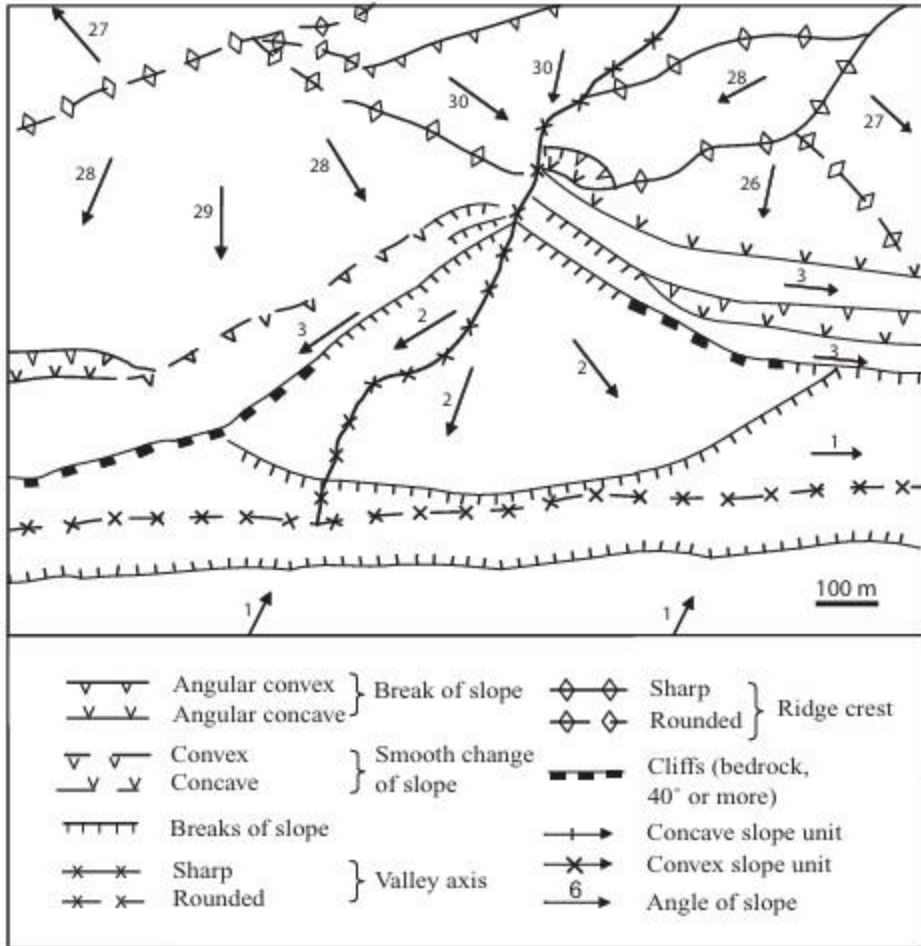
خط الطول) ، و"z" (الارتفاع) (ينظر الفصل 19) . واستنادًا إلى نطاق البحث والموارد المتاحة ، يمكن استخدام طرق مختلفة لجمع البيانات حول هذه المعلومات "الجيومكانية" الأساسية . وتشمل هذه الطرق "المسوحات الميدانية" التي تُجرى باستخدام ، على سبيل المثال ، جهاز المزواة ، أو جهاز قياس المسافة الإلكتروني (EDM) ، أو نظام تحديد المواقع العالمي (GPS) ، وتقنيات الاستشعار عن بُعد (ينظر الفصل 10) التي تتضمن الصور الجوية والصور الملتقطة عبر الأقمار الصناعية .

الخرائط الطبوغرافية ونماذج الارتفاعات الرقمية (DEMs) هي ملخصات أو تمثيلات للبيانات الجغرافية المكانية التي توفر المعلومات الأساسية اللازمة لتوصيف وتصنيف مورفولوجيا التضاريس الطبيعية في بُعدين أو ثلاثة أبعاد . يمكن استخدام المعلومات المستمدة من الخريطة الطبوغرافية أو نموذج الارتفاعات الرقمية لتحديد الأنماط التي يمكن استخدامها لتوصيف وتصنيف أنواع مختلفة من التضاريس ، وقد تكشف أيضًا عن العمليات المسؤولة عن إنشائها ، كما يتضح من الاستخدامات التي وُضعت لها بيانات الارتفاعات الرقمية المتسقة عالميًا ، التي جمعتها مهمة تضاريس رادار المكون (SRTM).

قد تستند تصنيفات التضاريس هذه إلى معلومات مفصلة حول السمات المميزة للتضاريس الطبيعية ، والتي تم الحصول عليها من خلال المسح الميداني (مثل الأنماط المتكررة للتضاريس والتربة والغطاء النباتي) ، ولكن في أغلب الأحيان ، تعتمد هذه الدراسات على معلومات مورفولوجية أساسية ، مثل ما إذا كان منحدر التل محدبًا أو مقعرًا أو مستقيمًا ، ومعدل تغير انحناء السطح أو المقطع . تُعد هذه السمات مهمة لأنها تتحكم في تركيز وانتشار الماء والرواسب عبر المشهد الطبيعي (على سبيل المثال ، يُفضل الشكل السطحي لمنحدرات التلال تقارب الماء والرواسب في التجاويف وتباعدها على النتوءات الصخرية) ، كما أنها تؤثر على العلاقة بين عمليات التعرية ، مثل الانهيارات الأرضية ، وتطور المشهد الطبيعي (مونتغمري وآخرون، 1998).

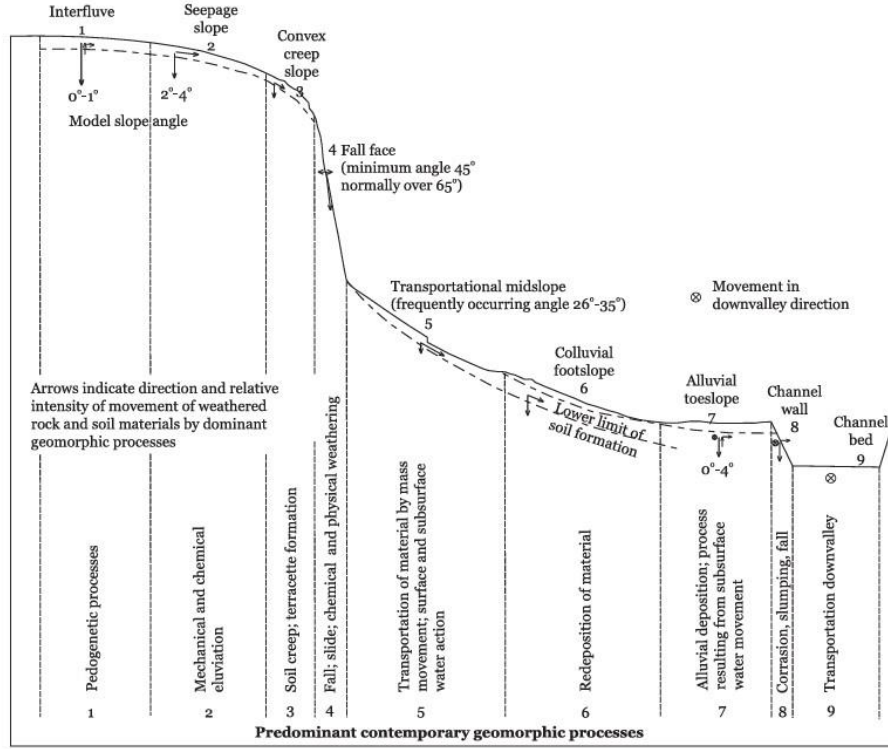
تشمل السمات الطبوغرافية الأخرى للمظاهر الطبيعية المهمة لحركة المياه وتوزيعها خصائص أساسية ، مثل منطقة مستجمعات المياه أو المنطقة المساهمة (المنطقة التي تتجمع فيها الأنهار والجداول وتنقل المياه إلى نقطة معينة) . تؤثر هذه السمات على حجم تدفق المياه (الجريان السطحي) من سطح الأرض ، ويمكن تمثيلها بمؤشرات ، مثل مؤشر الرطوبة الطبوغرافي $TWI = \ln(a / b \tan \beta)$ حيث $\ln$: هو اللوغاريتم الطبيعي؛ a هي منطقة المنحدر الصاعد المحلية المساهمة؛ b هو طول الكنتور الودودي؛ و β هو المنحدر، وهو مقياس لدرجة تراكم المياه في موقع ما ؛ والمواقع التي يكون فيها المؤشر أعلى ، بسبب منطقة مستجمعات المياه الكبيرة المحددة (a / b) أو المنحدر المنخفض، تكون أكثر عرضة للتشبع بالمياه من الجفاف.

توفر الخرائط الجيومورفولوجية تمثيلًا للميزات والأشكال التي تشكل المشهد الطبيعي . تُصمم معظم الخرائط الجيومورفولوجية لمساحات صغيرة بمقاييس كبيرة جدًا (عادةً ما بين 1: 5000 و 1: 50000) ، وتحتوي عادةً على معلومات حول ظروف التضاريس . يمكن استخدامها في تخطيط استخدام الأراضي أو لتقييم الأثر البيئي أو الموارد أو المخاطر الطبيعية . يُسجل شكل الأرض (المورفولوجيا) من خلال المسح الميداني ، والذي غالبًا ما يُستكمل بمعلومات مستمدة من الاستشعار عن بُعد (ينظر الفصل 10) ، ويُقسّم سطح الأرض إلى وحدات مستوية مُقسّمة بتغيرات تدريجية أو فواصل حادة في المنحدر، مُحَدَّدة بخطوط مُزخرفة ورموز أخرى . يمكن إثراء الخريطة المورفولوجية الأولية (ينظر الشكل 7.1) بمعلومات حول أصل وعمر كل شكل أرضي على حدة ، وطبيعة المواد التي تتكون منها والعمليات المؤثرة عليها ، بحيث يمكن أيضًا استخدام الخريطة الجيومورفولوجية الناتجة لتسجيل معلومات حول الموارد الطبيعية والمخاطر ونشأة الشكل الأرضي .



إحدى الطرق التي يمكن من خلالها القيام بذلك هي استخدام مخطط تفسيري يستخدم السمات الرئيسية للمظاهر الطبيعية للتنبؤ بالظروف والعمليات الأخرى . على سبيل المثال ، تربط نمذجة المظاهر الطبيعية

للتربة "سلسلة التربة" تسلسل أنواع التربة المختلفة التي تنشأ أسفل منحدر التل إلى شكل المنحدر ومساره ، بينما يربط "نموذج سطح الأرض ذي الوحدات التسع" الموقع الطبوغرافي لمختلف مكونات المشهد الطبيعي ، من فاصل الصرف إلى قاع النهر (ينظر الشكل 7.2) ، بالعمليات السائدة التي يُفترض أنها تعمل في تلك المواقع (دالريمبل وآخرون، 1968) . يمكن أيضًا تمييز مجالات العمليات التي تحدد المناطق التي يمكن أن تعمل فيها عمليات معينة بظروف التضاريس وتحديدًا باستخدام بيانات الارتفاع الرقمية (مونتغمري وديترش، 1992) .



العمليات

إذا كانت أشكال الأرض تمثل تشريح المشهد الطبيعي ، فإن العمليات تتوافق مع علم وظائف الأعضاء . يعتمد كل منهما على الآخر . العمليات التي تؤثر على المشهد الطبيعي هي داخلية وخارجية (مدفوعة بالطاقة من الداخل أو مستلمة على سطح الأرض ، الشكل 7.1 صورة وخريطة مورفولوجية لعناصر التضاريس ، وادي وايتاكي ، الجزيرة الجنوبية ، نيوزيلندا. يظهر في مقدمة الصورة مجمع من الوديان والمراوح الطميية . تُعامل مروحة الحصى الطميية الحديثة كعنصر واحد ، وتفصلها عن بقايا المروحة الأعلى فواصل في المنحدرات والمنحدرات . تُشكل بقايا المروحة الأعلى والأقدم مصاطب تفصلها روافد تُحددها فواصل مقعرة ومحدبة في المنحدر .

تُحدد وحدات المنحدرات الأكثر انحدارًا بتلال القمة والنتوءات الصخرية وفواصل مقعرة أو تغيرات في المنحدر عند قاعدتها . يُساعد رسم خرائط عناصر التضاريس بهذه الطريقة في تحديد تاريخ تطور التضاريس ، كما هو موضح ، على سبيل المثال ، من خلال بقايا المروحة ، مما يُشير إلى أن الظروف قد تناوبت عبر الزمن بين تلك التي تُساعد على تكوين المروحة وتلك التي تُساعد على التدهور . في هذا المثال ، يمكن ربط تدهور المروحة بكل من فترات الانخفاض في غطاء الغابات الناجم عن المناخ والارتفاع التكتوني

العرضي . الشكل 7.2: نموذج سطح الأرض المكون من تسع وحدات (بناءً على دالريمبل وآخرون، 1968) . يوضح الشكل النطاق الافتراضي لوحداث عمليات المنحدر وموقعها التسلسلي ضمن مخطط ارتفاع المنحدر . لا تُمثل جميع الوحدات في كل منطقة .

تتميز وحدات المنحدر بالعمليات السائدة ، وشكل واتجاه تدفق المياه والرواسب (سواءً داخل المنحدر ، أو أسفل المنحدر، أو على طول محور الوادي) ، ولأنها قابلة للتمييز أيضًا بناءً على زاوية المنحدر، فيمكن تمثيلها أيضًا على الخرائط المورفولوجية (على التوالي) . تُسبب العمليات الداخلية تشوّهًا واسع النطاق لقشرة الأرض من خلال تَكُون الجَبَل (بناء الجبال ، الذي يحدث بالتزامن مع التصدعات والطي والتحول والبلوتونية على طول حدود الصفائح التكتونية للأرض) والتَكُون التَحَوُّلي (ارتفاع أو انخفاض قشرة الأرض الذي يحدث في غياب الطي أو التصدع ، ويُنتج ، على سبيل المثال ، الهضاب وأحواض المحيطات) .

وبالاقتران مع التَكُون التَحَوُّلي والتَحَوُّلي (التغيرات الكيميائية أو الفيزيائية أو البيولوجية التي تمر بها الرواسب بعد الترسيب ، حيث يتم ضغطها وتحولها إلى صخور صلبة) ، تُنشئ هذه العمليات الإطار الجيولوجي الذي يقاوم العمليات الخارجية . تشمل العمليات الخارجية التجوية (الانهيار أو التفكك في الموقع للصخور من خلال العمليات الفيزيائية والكيميائية) ؛ حركات الكتلة الجاذبية (مثل الانهيارات الصخرية والانهيارات الأرضية والتدفقات الأرضية) وعمليات التعرية (التي تشمل جرّ المواد ونقلها بواسطة الرياح والماء السائل والجليد) التي تحدث في بيئات مختلفة (على سبيل المثال ، الساحلية ، والصحراوية ، والجليدية ، والجليدية المحيطة ، والنهرية) .

تُعدّ "فعالية" هذه العمليات (أي قدرتها على تشكيل يعتمد تجوية الصخور (أو ما يُعرف بالتجوية الطبيعية) على مقاومة الإطار الجيولوجي (كما عدّلته عوامل التجوية) و"قوة" الحدث المعني ، ويتحكم فيه مقدار المادة المتحركة (الحجم) ومعدل حدوث ذلك (التردد) . تتضمن التجوية نفسها تقنيات الصخور في الموقع من خلال عمليات ميكانيكية ، مثل نشاط التجميد والذوبان ، والترطيب والتجفيف ، والتسخين والتبريد ، ونمو القشرة الملحية (التجوية الفيزيائية) ، والتحلل الكيميائي ، الذي يتضمن تفاعلات كيميائية مثل المحاليل والأكسدة (التجوية الكيميائية) ، والنشاط البيولوجي الذي قد يكون ميكانيكيًا (مثل نمو الجذور) أو كيميائيًا (إنتاج الأحماض العضوية) في الطبيعة .

تُعدّ خصائص الصخور والمناخ من العوامل الرئيسية المؤثرة على التجوية ، التي تعمل على الأسطح المكشوفة لإنتاج حطام بجميع الأحجام ، من الصخور الكبيرة إلى الطين والمواد المذابة . تهيمن التجوية الفيزيائية والكيميائية على المناخات الباردة والدافئة والرطبة على التوالي . يمكن تحديد معدلات التجوية إما بقياس مقدار التغيير الذي حدث أو كمية المواد التي أُزيلت بفعل حركات الكتل وعمليات التعرية . ويمكن النظر إلى تطور المشهد الطبيعي من حيث ما إذا كان معدل التجوية يتجاوز معدل نقل المواد أم لا، أي ما إذا كان المعدل الإجمالي للتعرية بفعل العمليات التي تزيل التضاريس محدودًا بمعدل تجوية الصخور أو بمعدل إزالة المواد المجوّاة (حيث تتجاوز القدرة على إزالة المواد معدلات التجوية ، يُتوقع أن تسود الأسطح الصخرية العارية ، بينما في الحالة المعاكسة ، يمكن أن تتراكم المواد المجوّاة على منحدرات التلال ويمكن أن يحدث تكوين التربة) .

يتطلب تحريك المواد قوة دافعة ، سواءً كانت شظايا التربة والصخور التي تُغطي منحدرات التلال أو جزيئات الرواسب الفردية على قاع المجرى المائي . على منحدرات التلال ، تنجم هذه القوة ، أو "إجهاد القص" ، عن وزن المادة المتجهة لأسفل المنحدر، وهي حاصل ضرب كتلة المادة ، وتسارع الجاذبية ، وجيب زاوية الميل . لا تحدث أي حركة إلا بعد التغلب على المقاومة الناتجة عن المادة المعنية . على منحدرات التلال ، تتحدد مقاومة الحركة ، الممثلة بقوة قص المادة ، بزاوية الميل (وتزداد مع انخفاض زاوية الميل) ،

والتلامس بين الجسيمات (الاحتكاك) ، والتماسك (بسبب التجاذب الجزيئي) . تُسمى أقصى زاوية انحدار يمكن أن تصل إليها المادة غير المتماسكة مع بقائها مستقرة بزاوية السكون أو زاوية الاحتكاك ، والتي تتراوح ، حسب حجم وشكل وتماسك المادة المعنية ، بين 30 درجة و 35 درجة للرمل والحصى الجافين غير المتماسكين ، على التوالي .

تحدث حركات الكتلة عندما يكون المنحدر شديد الانحدار بحيث لا تستطيع المادة الموجودة عليه مقاومة قوة الجاذبية . عادةً ، لا يحدث هذا بسبب تغير زاوية المنحدر ، بل بسبب تأثير مقاومة المادة للحركة ، على سبيل المثال ، بتدهور قوة الجذور الذي يحدث بعد تدمير النباتات من قبل البشر أو حرائق الغابات ، أو زيادة نسبة الرطوبة التي تحدث أثناء العواصف الممطرة الشديدة . في حالة تدفق المياه في المجاري المائية ، يمكن تمثيل القوة الدافعة إما بإجهاد القص الحدودي ، وهو حاصل ضرب كثافة الماء ، وتسارع الجاذبية ، وعمق الماء ، وميل سطح الماء ، أو "قوة التيار الوحدوي" (كمية الطاقة المبذولة لكل وحدة مساحة من قاع المجرى المائي) ، وهو حاصل ضرب إجهاد القص الحدودي وسرعة الماء . عادةً ما تكون المنحدرات صغيرة في الأنهار ، لذا فإن قوة المقاومة هي ببساطة دالة لوزن جسيمات الرمل أو الحصى والاحتكاك الناتج عن تلامس الجسيمات.

هناك تعبيرات مماثلة للقوة الدافعة الناتجة عن تدفق الجليد والرياح على سطح الأرض وحركة الأمواج على الشواطئ . يمكن استخلاص بعض المعلومات اللازمة لقياس القوى الدافعة والمقاومة من نماذج الارتفاع الرقمية عالية الدقة ، بينما يسهل قياس بعضها الآخر في "الحقل" ، حيث تُجمع البيانات . عادةً ما يتم جمع البيانات باستخدام إجراءات قياسية ، مثل تلك التي طورتها هيئة المسح الجيولوجي الأمريكية لقياس تصريف الأنهار أو من "عينات" تم تحليلها باستخدام إجراءات مختبرية وحسابية قياسية (ينظر المربع 7.1) . ومع ذلك ، يبقى أن هناك حاجة إلى بذل قدر كبير من الوقت والجهد للحصول على مثل هذه المعلومات ، ولهذا السبب ، لا تتوفر العديد من البيانات الأساسية إلا لنقاط محددة في المشهد الطبيعي .

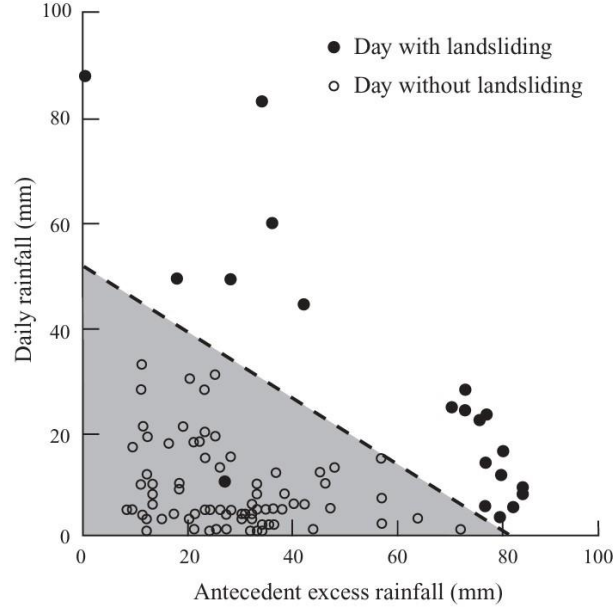
(http://pubs.usgs.gov/twri/twri3a8/pdf/TWRI_3-A8.pdf) ،

لتحديد التصريف (حجم المياه المتدفقة عبر موقع معين في نظام نهري في وقت معين) ، على سبيل المثال ، يجب إجراء قياسات لعرض المياه وعمقها وسرعتها في العديد من المواقع الأفقية والرأسية عبر النهر ، ولأن مستوى المياه (المرحلة) يتغير بمرور الوقت ، يجب قياس التصريف في العديد من المراحل المختلفة قبل إنشاء علاقة (منحنى تصنيف) بين المرحلة والتصريف تسمح بحساب التصريف في ذلك الموقع في أي وقت . يجب أيضًا تحديث منحنى التصنيف بشكل دوري لأنه مع تفاعل المياه المتدفقة مع المواد التي تشكل حدود القناة ، فإن التآكل وترسب الرواسب يغيران شكل القناة .

العتبات

يُعد البحث لتحديد القيم الحرجة (العتبات) للحركة أمرًا شائعًا في جميع دراسات العمليات على نطاق واسع من المقاييس ومستويات التجريد . على سبيل المثال ، يمكن تحليل شدة هطول الأمطار ومدته لتحديد القيم التي تُسبب الانهيارات الأرضية الضحلة على منحدرات التلال المغطاة بالتربة . قد يتطلب هذا بيانات تجريبية ، مثل معلومات حول وقت ومكان حدوث الانهيارات الأرضية وظروف هطول الأمطار في ذلك الوقت ، بحيث يمكن فصل الظروف التي لم تُسبب أي استجابة عن تلك التي تسببت في حدوث الانهيارات الأرضية (ينظر الشكل 7.3) . وبدلاً من ذلك ، يمكن استنتاج القوة اللازمة لبدء الحركة من المبادئ الفيزيائية . وهكذا ، على سبيل المثال ، يمكن تعديل مؤشر الرطوبة الطبوغرافية لتحديد التشبع النسبي لملف التربة

(نسبة سمك التربة المشبعة، h ، إلى السمك الإجمالي لملف التربة، z)، وهو دالة لهطول الأمطار في الحالة المستقرة (الثابتة) R ، ومنطقة مستجمعات المياه المحددة، ونفاذية التربة، T (معدل مرور الماء عبر التربة) ، والمنحدر المحلي، θ ، بحيث يكون $h/z = R a / b T \sin \theta$ (مونتغمري وآخرون، 1998). في حالة حدوث انهيارات انتقالية (انزلاقات) على طول مستوى واحد موازٍ لسطح التربة، حيث تكون نسبة عمق مستوى الانهيار أسفل سطح التربة إلى طوله صغيرة ($\geq 10\%$)، يكون معيار انهيار المنحدر هو $\rho_s g z$ $\sin \theta \cos \theta = C' + [\rho_s - (h/z) \rho_w] g z \cos 2 \theta \tan \phi$ حيث ρ_s هي كثافة التربة؛ C' هو تماسك التربة، بما في ذلك قوة الجذور؛ ρ_w كثافة الماء؛ و ϕ هي زاوية احتكاك التربة.



الشكل 7.3: حدوث الانهيارات الأرضية في ويلينغتون، نيوزيلندا، 1974.

يسمح الجمع وإعادة ترتيب التعبيرات الخاصة بالتنشيع النسبي لملف التربة ومعيار فشل المنحدر بتحديد هطول الأمطار الثابت الحرج R_{crit} ، المطلوب لبدء الانهيارات الأرضية: يُشار إلى هذه العتبات باسم "العتبات الخارجية"، أي أنها تنشأ عن تطبيق قوة خارجية. ومع ذلك، تجدر الإشارة إلى أنه نظرًا لعوامل (مثل الجيولوجيا المحلية) تؤثر على الانهيارات الأرضية التي لا تأخذها البيانات التجريبية ولا إطار النموذج في الحسبان، فإن الانهيارات الأرضية يمكن أن تحدث، بل تحدث بالفعل، في أوقات وأماكن لا ينبغي فيها عادةً تجاوز عتبة انهيار المنحدر، والعكس صحيح. قد ينشأ مثل هذا الموقف أيضًا بسبب تجاوز "عتبة جوهرية"، أي حدوث تغيير في الظاهرة محل الاهتمام في غياب أي تغيير في القوى الخارجية. هناك فئتان من العتبات الجوهرية. قد يتم تجاوز "عتبة داخلية" عندما، على سبيل المثال، مع ازدياد رطوبة المنحدر، قد يصبح محتوى الماء كافيًا لإحداث انهيارات أرضية (محتوى مائي حرج).

يفصل هذا الشكل محتوى الماء حسب المصدر - هطول الأمطار في يوم معين (المحور الصادي) والمياه المتراكمة في المنحدر خلال فترة زمنية سابقة (المحور السيني). في هذه الحالة، يُمثل الماء المتراكم بجمع هطول الأمطار الفعلي (هطول الأمطار ناقص التبخر) الذي حدث على مدى عشرة أيام قبل حدث هطول أمطار يومي (مُمثلًا كزيادة سابقة في هطول الأمطار). عندما يكون هطول الأمطار الزائد السابق

مرتفعًا ، تكون أحداث هطول الأمطار الصغيرة نسبيًا قادرة على إحداث انهيارات أرضية . إحدى القيم الشاذة على الرسم البياني هي استثناء للعتبة المميزة التي تفصل بين ظروف الانهيار الأرضي والظروف المستقرة ، وقد تمثل حالة ساهمت فيها أنابيب المياه المتسربة في محتوى الماء في المنحدر (بعد كروزير 1999).

في مرحلة ما ، يصبح المنحدر غير مستقر لأن التجوية قللت من قوة القص للمواد التي يتكون منها . بدلاً من ذلك ، يمكن تجاوز "عتبة جيومورفولوجية" إذا أدى تغيير في مورفولوجيا شكل الأرض إلى عدم الاستقرار . على سبيل المثال ، قد يبدأ انهيار المنحدر المقطوع عندما يقوض التآكل قاعدة جرف بحري أو ضفة نهر ، وينهار الجزء البارز . كما قد تؤدي الأنشطة البشرية ، مثل بناء الطرق والمباني ، إلى تقويض المنحدرات ، وكذلك تراجع الجليد الجليدي ، على مدى زمني أطول . من الممكن أيضًا تحديد العتبات بناءً على وقت وكيفية عمل العمليات (عتبة زمنية) ، مثل تحديد كمية الأمطار الحرجة اللازمة لبدء الانهيارات الأرضية ، أو مكان عمل العمليات ومكان استحالة عملها (عتبة مكانية) . وفي الحالة الأخيرة ، يمكن تحديد نطاق عمل العملية من خلال تحديد "الشروط المسبقة" .

على سبيل المثال ، يمكن عد منحدر التل غير مستقر إذا كان $\tan \theta \geq \tan \phi = [C' / (\rho s g z \cos 2 \theta)] + [(1 - (\rho w / \rho s)) \tan \phi]$ ومستقرًا إذا كان $\tan \theta < \tan \phi$. ϕ . يوضح مونتغمري وآخرون (1998) كيفية حساب هطول الأمطار الحرج للمواقع ذات المنحدرات بين هذين الشرطين المحددين باستخدام البيانات الطبوغرافية المشتقة من نماذج الارتفاعات الرقمية وقياسات خصائص التربة الميدانية الخاصة بالموقع (يمكن الاطلاع على وصف لنموذج التضاريس الرقمي القائم على الفيزيائية على الرابط <http://calm.geo.berkeley.edu/geomorph/shalstab/index.htm>).

يمكن أيضًا تحديد الشروط المسبقة بمقارنة توزيع الانهيارات الأرضية المرسومة على الخرائط مع توزيع عوامل أخرى ، مثل زاوية المنحدر أو خصائص الصخور ، التي تعكس القوى المؤثرة على المظهر الطبيعي أو مقاومته ، كما تُعرف العتبات المكانية للتآكل النهري . على سبيل المثال ، أظهر مونتغمري وديتريش (1992) أن قنوات المجاري المائية عادةً ما تتشكل فقط على سفوح التلال عند استيفاء تركيبات معينة من مساحة الصرف وطول انحدار الوادي (كلما صغرت مساحة الصرف ، ازداد انحدار الوادي لإنشاء قناة مائية) ، وبالتالي ، توجد عتبة طبوغرافية بين المناطق ذات القنوات وغير ذات القنوات في المشهد الطبيعي.

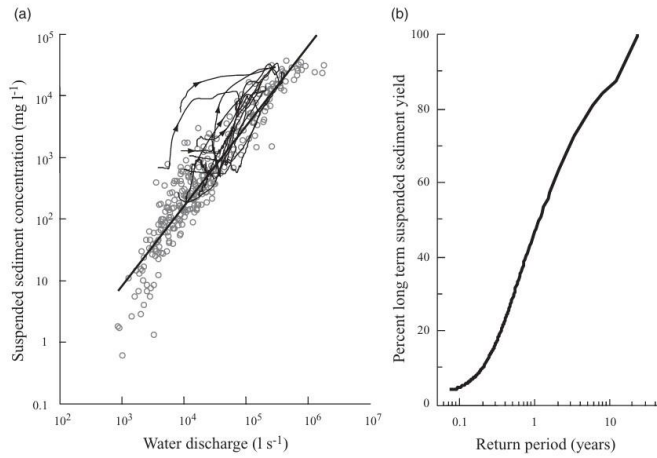
لقد رأينا بالفعل كيف يمكن أن يتأثر تطوير المشهد الطبيعي بمعدل التجوية . في الأنهار ، توجد أيضًا شروط مسبقة لنقل الرواسب ، والتي تُحدد بحجم وكمية الرواسب المتاحة للنقل . في معظم الأنهار ، على سبيل المثال ، فقط أثناء الفيضانات الكبيرة ، تتحرك جميع أحجام الجسيمات وتُنقل وفقًا لنسبتها النسبية على قاع النهر (لاحظ أن مصطلح "فيضان" يُستخدم عادةً للإشارة إلى أي ذروة ناتجة عن عاصفة في تصريف النهر ، وقد لا يشمل دائمًا التدفق فوق الضفاف) . خلال الظواهر الأصغر ، وبفضل وزنها الأكبر ، قد تبقى الجسيمات الكبيرة مستقرة وتحجب الجسيمات الصغيرة عن التدفق ، بحيث يعتمد معدل نقل الرواسب على حجم الجسيمات المطلق والنسبي .

في العديد من الأنهار ، يحدّ إمداد الرواسب المتاحة للنقل أيضًا من معدل نقل الرواسب . ونتيجةً لذلك ، لا يمكن ربط كمية الرواسب الخشنة التي تتحرك بالقفز أو الجر (كحمل قاع) ارتباطًا مباشرًا بطاقة التيار المتاحة إلا في حالة عدم وجود قيود على إمداد الرواسب أو كميتها المتاحة في القناة . كما يؤثر الإمداد تأثيرًا قويًا على كمية الرواسب الدقيقة التي تنقلها الأنهار في حالة التعليق . يُحدّد تركيز الرواسب العالقة (كتلة الرواسب لكل وحدة حجم من الماء) أساسًا من خلال قدرة النهر على تشتيت الرواسب عبر الاضطرابات

وسرعة ترسيب الرواسب (والتي ، بالنسبة لمياه ذات كثافة ولزوجة محددتين ، تعتمد على حجم الجسيمات وشكلها) . غالبًا ما يُحدَّد تركيز الرواسب العالقة من خلال قياسات الرواسب التي تُجرى في نفس الموقع (محطة القياس) الذي يُقاس فيه تصريف المياه ، باستخدام جهاز أخذ عينات يُنزل من سطح الماء إلى القاع ثم يعود إلى السطح (يمكن الاطلاع على أوصاف أجهزة أخذ العينات المختلفة على الرابط

http://pubs.usgs.gov/of/2005/1087/pdf/OFR_2005-1087.pdf .)

للحصول على تصريف الرواسب العالقة ، يُضرب تركيز الرواسب التي جمعتها أداة أخذ العينات (والذي يُحدد بترشيح الرواسب من الماء ، وقياس حجم الأولى وكتلة الثانية) في تصريف المياه . ويمكن التعبير عن تركيز الرواسب العالقة كدالة مستمرة لتصريف المياه باستخدام قياسات متزامنة لتركيز الرواسب العالقة وتصريف المياه ، تُجرى على مدى عدد من السنوات ، لاستخلاص تصنيف للرواسب ، والذي يُمكن استخدامه ، عند دمج مع سجل تصريف المياه ، لتحديد إنتاج الرواسب العالقة على المدى الطويل في النهر . كما هو الحال مع العلاقات الأخرى التي تتضمن نطاقات متغيرة كبيرة ، يُشتق التصنيف عادةً من خلال رسم قياسات متزامنة لتركيز الرواسب العالقة ، C_s ، مقابل تصريف المياه ، Q ، على رسم بياني لوغاريتمي (ينظر الشكل 7.4) ، وغالبًا ما تُظهر العلاقة الأساسية صيغة قوة بسيطة $C_s = aQ^b$ ؛ حيث a و b معاملان تجريبيان).



التشتت في البيانات متجانس التباين (أي أنه مستقل عن التصريف) وهو ناتج عن تغيرات في إمدادات الرواسب ، والتي قد تُعزى على المدى القصير ، على سبيل المثال ، إلى اختلافات في معدل تصريف الرواسب . الشكل 7.4 (أ) العلاقة بين تركيز الرواسب العالقة وتصريف المياه في نهر وايوا ، نيوزيلندا . الدوائر المفتوحة هي قياسات فردية تم الحصول عليها على مدى 40 عامًا ، والخط المتصل السميك هو نموذج تصنيفي بصيغة القوة البسيطة $C_s = 0.001 Q^{1.3}$ ، بينما تتبع الخطوط المتصلة الرفيعة العلاقة من خلال أحداث الجريان السطحي الفردية . (ب) العلاقة بين العائد التراكمي طويل الأجل للرواسب العالقة وتواتر الفيضانات .

جُمعت البيانات لفترة تسجيل مدتها 23 عامًا . يُنقل حوالي 50% من حمولة الرواسب العالقة في نهر وايوا عن طريق الفيضانات التي تتكرر مرة واحدة على الأقل سنويًا ، ويُنقل 86% منها خلال الفيضانات التي تقل فترة عودتها عن 10 سنوات (بعد هيكس وآخرون ، 2004) . تُنتج الرواسب العالقة على منحدرات التلال وتُنقل إلى مجاري الأنهار أثناء الفيضانات أو على مدار العام ، وعلى المدى الطويل ، تُعزى إلى

تغيرات المناخ والتكتونيات . وبالتالي ، فإن العلاقات المستمرة بين الرواسب العالقة وتصريف المياه في كل فيضانات على حدة شديدة التباين ، وغالبًا ما تتميز بالتباطؤ (أي أن قيمتين أو أكثر من تركيز الرواسب العالقة ترتبط بتصريف مُحدد يُقاس خلال مرحلتين ارتفاع وانخفاض الفيضان ، على التوالي). يُمكن الاطلاع على مناقشة للعلاقة بين الرواسب العالقة وتصريف المياه والطرق المُستخدمة لتوصيفها على الرابط http://water.usgs.gov/osw/techniques/OFR_87_218.pdf.

الحجم والتردد

كما هو الحال مع معظم العمليات الجيومورفولوجية الأخرى ، فإن العمليات التي تُنتج الرواسب على منحدرات التلال وتُنقلها إلى مجاري الأنهار (بما في ذلك تآكل الصفائح ووضفاف الأنهار والانزلاقات الأرضية) لا تعمل بشكل مستمر . وبدلاً من ذلك ، فإنها تعمل بشكل عرضي عندما تحدث ظروف معينة و/أو يتم تجاوز الحدود ، وترتبط بأحداث ذات طبيعة محددة . الحجم والتكرار ، على سبيل المثال ، يُعدّ الانهيار الأرضي عمليةً منقطعةً للغاية ومنقطعةً بطبيعتها ، وعادةً ما تحدث فقط خلال العواصف المطرية الكبيرة (عالية الشدة) والنادرة نسبياً (منخفضة التردد). على النقيض من ذلك ، عادةً ما يُسهم تآكل الصفائح ووضفاف الأنهار في ترسب الرواسب في قنوات الأنهار خلال العواصف المطرية بجميع تواترها وشدتها (عواصف مطرية صغيرة ، عادية ، وكذلك كبيرة ، وغير نمطية) ، وبالتالي يبدو أن عمليات التآكل المنتشرة هذه تعمل بشكل أكثر استمرارية.

يمكن تقييم فعالية حدث ما ، أو سلسلة من الأحداث ، ليس فقط من حيث مقدار التغيير ، ولكن أيضاً من حيث مقدار العمل المنجز . على المدى الطويل ، فإن مقدار العمل الذي تقوم به سلسلة من الأحداث ذات حجم معين هو نتاج تأثير حدث منفصل بهذا الحجم على المشهد الطبيعي و تكراره . لنأخذ ، على سبيل المثال ، مقدار العمل الذي ينجزه نهرٌ ما بنقل الرواسب العالقة . تذكر أنه يمكن التعبير عن تركيز الرواسب العالقة كدالة مستمرة لتصريف المياه ، ويُستخدم لتحديد إنتاجية الرواسب العالقة طويلة الأجل للنهر ، ومن خلال دمج منحني تصنيف الرواسب العالقة مع تصريف المياه أثناء الفيضانات الفردية ، يتم تحديد إنتاجية الرواسب العالقة . بهذه الطريقة ، وعلى مدى فترة زمنية محددة ، يمكن ، على سبيل المثال ، حساب كمية الرواسب العالقة المنقولة بواسطة فيضانات ذات مقدار أو فترة عودة معينة كنسبة مئوية من إنتاجية الرواسب العالقة طويلة الأجل (ينظر الشكل 7.4 ب).

تشير الأبحاث المتعلقة بالأنهار إلى أن الفيضانات الكبيرة لا تنقل سوى نسبة ضئيلة من حمولة الرواسب العالقة السنوية ، وأن معظم العمل يُنجز من خلال عمليات تصريف متوسطة (مقدار) متكررة نسبياً تحدث في فترات عودة تقل عن خمس سنوات (ينظر الملحق 7.2) . في المقابل ، يتميز التصريف الأكثر فعالية ، أي التصريف الذي ينقل على مدى سنوات أكبر جزء من الحمولة السنوية للرواسب العالقة ، بفترة تكرار قصيرة نسبياً (1.2 إلى 2.0) سنة ، وهو أيضاً التدفق المسؤول عن تحديد حجم وشكل (مورفولوجيا) قنوات الأنهار . قد لا يكون هذا هو الحال دائماً في الحالات التي يجب فيها تجاوز عتبة معينة قبل إطلاق الرواسب ، على سبيل المثال ، عن طريق الانهيارات الأرضية من منحدرات التلال وتوصيلها إلى قنوات الجداول ، أو في قنوات الجداول عالية السعة التي تحتوي على وفرة زائدة من الرواسب العالقة.

بالإضافة إلى استخدام السجلات الرصدية ، يمكن أيضاً تقييم سلوك المقدار والتردد من خلال جرد الأحداث ، مثل الانهيارات الأرضية ، المُجمّعة من الصور الجوية ، أو سجل تآكل منحدرات التلال والأحداث ذات المقدار الكبير المحفوظة في راسب الرواسب . الدراسات التي أُجريت باستخدام هذه البيانات ، والتي

تمتد لفترات زمنية أطول من السجل الآلي وتتضمن أحداثاً أكثر بكثير ، تُعزز فكرة أن الأنظمة الكبيرة متعددة المكونات قد تتطور إلى حالة حرجية مستقرة ، حيث تُسبب الاضطرابات الطفيفة أحداثاً من جميع الأحجام . يحدث التطور إلى الحالة الحرجية فقط بسبب التفاعلات الديناميكية الداخلية بين مكونات النظام الفردية ؛ أي أن الحالة الحرجية ذاتية التنظيم (يمكن النظر إلى النظام على أنه مجموعة منظمة من الأشياء و/أو السمات ، على سبيل المثال ، يُعد منحدر التل جسماً ومنحدر التل سمة) . المثال الكلاسيكي على ذلك هو كومة الرمل ، التي تحافظ على زاوية استقرار حرجية ، والتي تحدث عليها انهيارات جليدية (أحداث) من جميع الأحجام . بالنسبة للأنظمة في حالة حرجية ذاتية التنظيم ، تتنبأ حسابات النموذج بسلوك قانون القوة . تتميز منطقة الانهيارات الأرضية المرسومة من الصور الجوية بتوزيع أسّي للمقدار مقابل التردد ، وكذلك توزيعات المقدار والتردد للرواسب البحرية المنسوبة إلى الانهيارات الأرضية والرواسب العكرة (رواسب ناتجة عن الانهيارات الجليدية تحت الماء) التي ترسبت على مدى آلاف وملايين السنين ، على التوالي . تُعد الحرجية ذاتية التنظيم إطاراً مرجعياً جذاباً ، لأنه لكي تتطور الأنظمة إلى حالة ديناميكية حرجية ذاتية التنظيم ، قد يكون هناك فصلٌ للمقاييس الزمنية (العملية الخارجية المسؤولة عن تحريك النظام أبداً بالضرورة من عملية الاسترخاء الداخلي)، وهو متطلبٌ يفترض وجود عتبة ، كزاوية سكون كومة الرمل ، على سبيل المثال . كما يمكن استخدام أطر مرجعية أخرى لوصف السلوك المعقد في الأنظمة التي لا تتناسب فيها المخرجات مع المدخلات عبر النطاق الكامل للمدخلات . وتشمل هذه الأطر مفهوم الاستجابة المعقدة ونظرية الفوضى ؛ ففي الحالة الأولى ، قد يؤدي الحافز إلى نتائج متعددة ، وفي الحالة الثانية ، تميل الاختلافات الأولية أو الاضطرابات الطفيفة إلى الاستمرار والنمو بمرور الوقت . في بعض الأنظمة المعقدة ، تتطور ظروف أولية مختلفة إلى نقاط نهاية متشابهة (حالات متساوية أو جاذبة) . يشمل مصدر هذه اللاخطية عناصر التحكم والعلاقات ، مثل تأثيرات العتبات والتباطؤ ، والتي يمكن ملاحظتها بسهولة (فيليبس 2003) . العلاقات بين شكل (مورفولوجيا) المشهد الطبيعي والعمليات التي شكّلتها معقدة حتماً ، لأن أشكال الأرض التي يتألف منها تعكس بصمة العمليات التي تعمل على نطاق واسع من المقاييس المكانية والزمانية.

وهكذا ، على سبيل المثال ، ربط تشيرش وسليميكر (1989) زيادة إنتاج الرواسب العالقة في أحواض الصرف التي تصل مساحتها إلى 3×104 كيلومتر مربع في كولومبيا البريطانية بإعادة حركة الرواسب المترسبة خلال العصر الرباعي (الفترة الزمنية التي تغطي التجلدات الحديثة على الأرض). وهذا يتناقض مع انخفاض إنتاج الرواسب العالقة الذي يُلاحظ عادةً مع زيادة مساحة الحوض وانخفاض التضاريس ، التي تُحدد معدل التعرية الإجمالي . لا يمكن للدراسات التاريخية التي تُركز على التغيرات في خصائص التضاريس على مر الزمن ، والتي تمتد لآلاف إلى ملايين السنين ، أن تعتمد على القياس المباشر للعمليات التي تُنتج التغيرات ، بل تسعى بدلاً من ذلك إلى إعادة بناء أو التنبؤ بالأشكال الماضية من أجل تحديد كيفية حدوث التغير ومعدله . في بعض الحالات ، يمكن استخلاص تتابع الأشكال التي يتطور من خلالها المشهد الطبيعي من تسلسل إرجوديكي ، حيث تُرتب التضاريس ذات الأعمار المختلفة الموجودة في مواقع مختلفة ترتيباً زمنياً لإنشاء سلسلة زمنية (أو طبوغرافية) . ومع ذلك ، يجب توخي الحذر عند استخدام هذا النهج لأنه يفترض أن الاختلافات في الشكل هي ببساطة دالة زمنية . في الفترة الزمنية المُمثلة ، قد تكون هناك تغييرات كبيرة في واحد أو أكثر من المتغيرات المتحكممة ؛ أي في المناخ ، والتكتونيات ، ومستوى سطح البحر ، إلخ . تعتمد الطريقة التي تؤثر بها العمليات على المشهد الطبيعي بمرور الوقت على درجة استقرار (توازن) النظام ، وبالتالي يمكن افتراض أن العمليات والأشكال التي تُنتجها في حالة توازن ، أو أنها ليست كذلك . منحدر التل المتوازن ، على سبيل المثال ، هو منحدر تعوض فيه القوى الدافعة والمقاومة المؤثرة عليه بعضها البعض ، كما هو الحال عندما تتساوى زاوية المنحدر مع زاوية السكون ، أو "قوة كتلة الصخور" ، للمادة

التي يتكون منها المنحدر . في الحالة الأولى، يمكن إقامة علاقات (حيث تتزايد التغيرات في الأنماط والعمليات المعنية أحياناً مع الاختلافات في الحجم ، أي أنها "علاقات متباينة") بين خصائص التضاريس المعاصرة في مواقع مختلفة ، مما قد يساعد في تفسير التغيرات التي تحدث بمرور الوقت . في حين أن الملاحظات الميدانية في الحالة الأخيرة تسمح بتحديد مراحل "تطورية" مختلفة ، وترتيب أشكال أرضية متشابهة من عصور مختلفة تحدث في مواقع مختلفة حسب الترتيب الزمني ؛ ومن الأمثلة على ذلك التسلسل الزمني لتطور أشكال الأرض (الدورة الجغرافية) الذي استنتجه ويليام موريس ديفيس (1850-1934) . على الرغم من أنه كما رأينا في الفصل 3 ، يجب توخي الحذر لضمان تقييم الملاحظات بدقة وعدم تفسيرها ببساطة بطريقة مصممة لدعم نظرية موجودة مسبقاً.

تُعد العمليات التكتونية ، التي تعمل على مدى ملايين السنين ، مسؤولة عن إنشاء مجموعة واسعة من التضاريس ، بما في ذلك تضاريس مميزة جداً مثل سلاسل الجبال المطوية التي تطورت استجابة للحركة الأفقية (الضاغطة) بين صفيحتين تكتونيتين متجاورتين وزيادة سماكة قشرة الأرض ؛ والتي يتم تحديد ارتفاعها من خلال مبدأ التوازن (الطفو) من خلال سمك وصلابة القشرة ، بالإضافة إلى الاختلافات المكانية في عمليات التعرية ، مثل الشق النهري والانزلاق الأرضي . غالباً ما يبدو أن معدل رفع الصخور متوازن بمعدل الشق ، مما ينظم بالتالي التضاريس ؛ في حين أن زوايا منحدرات التلال قد تكون متناسبة مع معدل شق النهر (معدلات الشق الأعلى تؤدي إلى منحدرات تلال أكثر انحداراً) ، أو تحافظ على زاوية عتبة استقرار وتكون مستقلة عن معدل شق النهر (بوربانك وآخرون، 1996).

في الحالة الأخيرة ، قد تؤدي المعدلات العالية والمستدامة للنشاط التكتوني (لاحظ أن معدل رفع الصخور ببضعة ملليمترات سنوياً يُترجم إلى إزاحة رأسية تبلغ عدة كيلومترات لكل مليون سنة) إلى تضاريس متوازنة ديناميكياً ؛ أي حالة يظل فيها التضاريس الكلي ثابتاً بشكل أساسي بمرور الوقت ، على الرغم من أن التضاريس المحلية قد تتزايد أو تتناقص . ويحدث هذا لأن معدلات التعرية تزداد مع زيادة الارتفاع ، بحيث يتباطأ الارتفاع الكلي لسلسلة الجبال بمرور الوقت إلى الحد الذي يتطابق فيه معدل شق النهر على المدى الطويل (أو التعرية الجليدية) مع معدل رفع الصخور .

على نطاق أصغر نوعاً ما ، تُعدّ الوديان الخطية الطويلة (الخدائق) المحاطة بسلاسل جبلية (هورست) والتي تُشكّل تضاريس مقاطعة الحوض والسلسلة الجبلية في جنوب غرب الولايات المتحدة ، مثل وديان الصدع ، نتاجاً لتمدد القشرة الأرضية وترققها وتصدّعها (ينشأ الهورست والخدائق عن طريق الصدوع المتوازية ، بينما ينشأ نصف الخنادق عن طريق الحركة الرأسية على طول صدع واحد) . تصدّعت الأحواض مع ارتفاع السلاسل الجبلية ، وتآكلت مع ارتفاعها . تُبدّد الأنهار الرواسب التي تتراكم في الوديان المجاورة بسبب نمط الصرف الداخلي المغلق . والنتيجة النهائية هي سلسلة من الجبال الصغيرة المعزولة (الجبال الداخلية) التي ترتفع فجأة من سهل محيط شبه مستوٍ.

يتأثر المناخ أيضاً بالعمليات التكتونية . على سبيل المثال ، يُعتقد أن ارتفاع جبال الهيمالايا وهضبة التبت قد تسبب في تطور الرياح الموسمية الهندية والآسيوية منذ حوالي 8 أو 9 ملايين سنة ، وقد يتسبب هطول الأمطار الجبلي في ارتفاع معدلات التعرية على الجانب المواجه للرياح من السلاسل الجبلية . ومن الممكن أيضاً أن تؤدي المعدلات العالية لهطول الأمطار والتعرية إلى حدوث تصدعات نشطة في السلاسل الجبلية المطوية ، بحيث يؤثر المناخ أيضاً على التكتونيات (ووبس وآخرون، 2005) . لهذا السبب ، ليس من الواضح دائماً ما إذا كانت التكتونيات أم المناخ هي التي تنظم معدلات التعرية على المدى الطويل . ومع ذلك ، في آخر 2 إلى 4 ملايين سنة ، ومع تغير المناخ من وضع غير دوري إلى وضع دوري يتميز بتذبذبات

سريعة بين الظروف الجليدية وبين الجليدية ، يبدو أن معدل الترسيب العالمي (الذي يمثل معدل التعرية) قد زاد . ربما كان للتغيرات المناخية السريعة (الرباعية) التي حدثت على مدى بضع مئات الآلاف من السنين تأثير كبير على المظاهر الطبيعية غير الجليدية . ففي المناطق التي تشهد ارتفاعاً نشطاً ، يبدو أن التضاريس تعكس المناخ الحالي ، وتتميز أي آثار بأشد الظروف رطوبةً التي شهدتها المنطقة سابقاً ، بينما في المناطق المستقرة ، من المحتمل أن يؤثر النمط العام لتغير المناخ على الجيومورفولوجيا المعاصرة (رينالدو وآخرون، 1995).

وفي أماكن أخرى ، كان للتجلد تأثير كبير على التضاريس . فقد تشكلت مظاهر طبيعية بأكملها بفعل الترسيبات الجليدية وتصريفات المياه الضخمة ، والتي ربما أثرت أيضاً على المناخ من خلال تغيير... الدورة الحرارية الملحية ، المدفوعة بكثافة المحيطات العميقة ، بين أوضاعها الجليدية وبين الجليدية . كما تُعد الأنهار الجليدية عوامل تآكلية عالية الكفاءة ، لدرجة أنها قد تُمارس السيطرة المطلقة على ارتفاع السلاسل الجبلية النشطة تكتونياً ؛ أي أنها تعمل كـ "منشار كهربائي" ، بحيث يُوازي ارتفاع خط التوازن (خط الثلج) في العديد من السلاسل الجبلية الجليدية ارتفاعات قممها ، بغض النظر عن معدل ارتفاع الصخور، ويبدو المشهد العام متماثلاً . من المرجح أن يعتمد التأثير المستقبلي للعوامل الرئيسية للتآكل (المناخ والنشاط البشري) على ظروف التضاريس ومدى فعاليتها ، ولكن توجد بالفعل أدلة دامغة على أن النشاط البشري ، على نطاق عالمي وعلى مدى فترات زمنية طويلة ، قد تسبب في زيادة حادة في التآكل من معدل طبيعي طويل الأمد قدره 16 جيجا طن سنوياً خلال عصر البليوسين إلى خسائر حالية قدرها 75 جيجا طن سنوياً من الأراضي الزراعية (ويلكينسون وماكلروي 2007) ، وأن تراكم الطمي بعد الاستيطان على السهول الفيضية الكبيرة يمثل أكبر تغيير جيومورفولوجي يشهده العالم حالياً (يتجاوز بكثير المدخلات السابقة من التجلد في العصر البليستوسيني أو من التآكل الجلي الحالي).

من الواضح إذن أن المشهد الطبيعي في طور التكيف مع التغيرات الكبيرة الناجمة عن الأنشطة البشرية في القوى والحوافز التي تتحكم في عملية وشكل التضاريس . لدراسة ونمذجة تفاعلات العمليات والشكل على مدى فترات زمنية (جيولوجية) طويلة ، يلزم الجمع بين معلومات العمر المستمدة من مجموعة متنوعة من طرق التأريخ المختلفة (ينظر الملحق 7.3)، والمعلومات الطبوغرافية المستمدة من نماذج الارتفاعات الرقمية ، ومعلومات حول معدلات انتقال رواسب سطح الأرض المستمدة من النظرية أو الملاحظة . وتُعدّ الملاحظات المخبرية والميدانية مهمة ، ليس فقط لأنها توفر معلومات أساسية يمكن استخدامها لاستنتاج "قوانين التدفق" التي تضع حدوداً لكمية المواد المتدفقة عبر وحدة مساحة في وقت معين ، ويمكن دمجها في النماذج العددية لتطور المظاهر الطبيعية ، ولكن أيضاً لأنها توفر الأساس لربط العملية والشكل في العالم الحديث .

فإذا كانت فترات الاسترخاء قصيرة ، فقد تتجلى الروابط بين العملية والشكل من خلال علاقة مورفولوجية ، مثل العلاقة بين منحدر وحجم الحطام الذي يتكون منه . كما أن تأثير بعض العمليات يُنشئ تضاريس مميزة ؛ على سبيل المثال ، في التضاريس الجبلية ، يُنتج التعرية النهرية والجليدية ودياناً على شكل حرفي V و U على التوالي . والأكثر شيوعاً ، كما نوقش سابقاً ، هو التعامل مع العمليات على أنها إجهاد قص يؤثر على مختلف مواد الأرض ، وعندما تتجاوز القوة الناتجة القوة المقاومة ، فإنها تُعزز التعرية والنقل والترسيب . بعبارة أخرى ، يستخدم علماء الجيومورفولوجيا الفيزياء النيوتونية لوصف سلوك المواد على سطح الأرض ؛ كما يُقرّون بأنه ، كما تُشير قوانين الديناميكا الحرارية ، تستخدم العمليات الجيومورفولوجية وتحول الطاقة (المحفوظة) وتتطور التضاريس نحو حالة توازن . ويتجلى هذا النهج في توصيف العلاقات

بين العملية والشكل في أعمال جروف كارل جيلبرت (1834-1918)، وآرثر ن. ستراهلر (1918-2002) . على سبيل المثال ، قبل قرن من الزمان ، أظهر ج. ك. جيلبرت كيف يعكس الشكل المحدب-المقعر لمنحدرات التلال (ينظر الشكل 7.1) التحول التدريجي في هيمنة العملية (من زحف التربة إلى غسل التربة) مع زيادة المسافة من خط تقسيم الصرف ، وبعد حوالي 40 عامًا ، أوضح أ. ن. ستراهلر كيف حافظت منحدرات التلال ، في منطقة ذات مناخ وجيولوجيا وغطاء نباتي موحد ، على متوسط زاوية قصوى مميزة (شكل مستقل عن الزمن) تم تكييفه للحفاظ على عمليات التعرية والنقل في حالة مستقرة.

كما سمح افتراض أن العملية والشكل في حالة توازن بالعلاقات بين الجوانب المختلفة لشكل النهر (مثل العرض والعمق) وكمية المياه أو كمية ونوع الرواسب التي تنقلها القناة . مُعرّف ، على سبيل المثال، في الأنهار الطميية ، التي يُحكم شكلها بحجم وكمية المواد التي تنقلها ، تصف علاقات "الهندسة الهيدروليكية" كيفية تغير الخصائص المميزة للقناة والتدفق مع زيادة التصريف في اتجاه مجرى النهر (عادةً ، يزداد عرض القناة وعمقها بينما تبقى السرعة ثابتة أو تنخفض). تكمن جاذبية هذه العلاقات ، التي غالبًا ما تُظهر اتساقًا ملحوظًا على نطاق عالمي ، في إمكانية استخدامها لتوصيف التعديلات التي تحدث من حيث دوال (القوة) البسيطة التي ، بقدر اعتمادها على بدائل للعملية (مثل التصريف) ، تُعد تقريبًا ملائمة لواقع أكثر تعقيدًا بكثير . في الواقع ، أدى الطابع العالمي الواضح لبعض العلاقات التجريبية إلى اعتمادها كـ "قوانين" تحكم طريقة تطور المشهد الطبيعي . من الأمثلة على ذلك "قانون هاك" ، وهو العلاقة بين طول القناة الرئيسية ، L ، ومساحة حوض الصرف ، A (في هذه الحالة ، تُستخدم المساحة كبديل للتصريف) ، $L \propto A h$ حيث : يتراوح الأس h بين 0.5 و 0.6 (مونتغمري وديتريش 1992).

الخلاصة

الشرطان الأساسيان لفهم المشهد الطبيعي هما : القدرة على تحليل وتمثيل أشكاله وسماته المتنوعة ؛ ومنهجية لقياس وتسجيل وتحليل سلوك عمليات تشكيل الأرض . يساعدنا البحث في العلاقات الزمنية والمكانية بين الشكل والعملية على فهم العوامل التي تتحكم في نظام المشهد الطبيعي ، وكيفية عمله ، وكيفية تطوره . قد تُمكننا هذه المعرفة ، بدورها ، من نمذجة سلوك العمليات واستجابة المشهد الطبيعي للتغيرات البيئية التي حدثت في الماضي والتي قد تحدث في المستقبل ، والتنبؤ بها ، بما في ذلك التغيرات المصاحبة للتغيرات العالمية السريعة في الضغوط السكانية والمناخ . كما يُتيح لنا نقل هذه المعرفة إلى بيانات أخرى فهم كيفية تطور "المظاهر الطبيعية" ، على سبيل المثال ، في قاع البحر أو المريخ (بيرون وآخرون، ٢٠٠٣؛ ستراب وآخرون، ٢٠٠٧).

الملحق 7.1

تحليل حجم الجسيمات

يُعد الحجم خاصية فيزيائية أساسية للرواسب ، ويُستخدم لوصف أنواع مختلفة من الجسيمات ، ومقارنتها ، أو تفسيرها ، على سبيل المثال ، تعتمد تسمية نسيج التربة على حجم الجسيمات وتعتمد التقنيات المستخدمة في تحليل حجم الجسيمات على نوع المادة المراد تحليلها ؛ فعلى سبيل المثال ، يُمكن تحديد حجم جسيمات الحصى الخشنة بالقياس المباشر، وحجم جسيمات الحصى الناعم والرمل بالغربة الجافة، وحجم الطمي والطين بتحليل الترسيب.

<http://soils.usda.gov/technical/aids/institutes/texture/>.

تتضمن التقنية المطبقة عادةً على جزيئات الحصى قياس طول المحور الوسيط (b-) لما مجموعه 100 جسيم ، تُختار لأنها تقع أسفل تقاطعات شبكة أخذ العينات بمسافات ثابتة ، أو لأنها تلامس القدم عند كل خطوة في موقع أخذ العينات . يُعدّ الغرلة الجافة طريقة ميكانيكية شائعة لتحليل حجم الجسيمات ، حيث تُوضع عينة مُجففة بالهواء أو الفرن (يبلغ وزنها عادةً حوالي 2 كجم) على شبكة من غرابيل شبكية سلكية ، حيث تتناقص فتحاتها في الحجم من الأعلى إلى الأسفل ، مُكدسة فوق وعاء . يُحرّك هذا الوعاء في هزاز ميكانيكي لبضع دقائق ، ويُسجّل وزن الرواسب المُحتبسة على كل غربال وفي الوعاء . يتضمن تحليل الترسيب تحديد قطر الجسيم من سرعة ترسيبه (والتي تعتمد ، وفقًا لقانون ستوكس ، على كثافة الجسيم وقطره وكثافة السائل ولزوجته) في عمود مملوء بالماء .

تُعد "طريقة الماصة" طريقة غير مكلفة ولكنها تستغرق وقتًا طويلاً (لأن جسيمات الطين تستغرق عشرات الساعات لترسيبها) . عادةً ، يُعلق 20 غرامًا من الرواسب في 1000 مل من الماء المقطر ويُترك ليترسب في عمود . سيؤدي تكرار أخذ العينات على فترات زمنية محددة وعمق محدد تحت سطح الماء إلى احتجاز جسيمات أدق فأدق ، ويمكن تحديد قطرها من خلال التغيرات الزمنية في تركيز الجسيمات في العينات . يمكن تسريع العملية إذا أمكن رصد التغيرات في تركيز الرواسب العالقة على أعماق مختلفة أسفل العمود أثناء ترسب الجسيمات ، وهذا هو المبدأ الذي تستخدمه أجهزة مثل "SediGraph" يمكن الاطلاع على وصف مفصل للإجراءات المختبرية القياسية لتحليل حجم الجسيمات على الرابط

: http://pubs.usgs.gov/twri/twri5c1/pdf/TWRI_5 - C1.pdf.

يمكن تطبيق هذه التقنيات بشكل فردي أو بالتتابع بعد تقسيم العينة . وهي تُنتج معلومات حول حجم الجسيمات الفردية ، والتي يمكن من خلالها استخلاص إحصاءات ، مثل متوسط حجم الجسيمات ، التي تُميز العينة . يتم عرض بيانات حجم الجسيمات على شكل رسم بياني أو منحنى تردد تراكمي ، ويمكن تبسيط إنشائه إذا تم استخدام مقياس حجم متزايد متساوي ، مثل مقياس فاي، ϕ ، (حيث: $\phi = -\log 2 D$ (مم) $= 3.3219 - \log 10 D$ (مم)، و D هو قطر الجسيم المحدد) للمحور x .

الملحق 7.2:

تواتر واحتمالية حدوث الفيضانات

تُعدّ ملاحظات التصريف ضرورية لتقدير عدد مرات حدوث فيضانات الأنهار . لحساب فترة العودة السنوية للفيضان ، من الضروري التأكد من أكبر تصريف خلال سنة معينة . يمكن تقدير ذروة التصريف السنوية أو قياسها مباشرةً ، ولكن عادةً ما يتم الحصول عليها من خلال علاقة المرحلة بالتصريف (منحنى التصنيف) . ثم تُستخدم بيانات من سنوات عديدة من التسجيل (حيث تؤدي سجلات البيانات الأقصر إلى مزيد من عدم اليقين) لاشتقاق منحنى تواتر الفيضانات ، والذي يُبنى بترتيب ذروة التصريف تنازليًا حسب حجمها (يُعطى الترتيب 1 لأكبر تصريف) . فترة التكرار، T ، لتصريف ذروة معين هي $(n + 1) / m$: حيث n هو عدد سنوات الرصد، و m هو ترتيب حجم التصريف.

إذا افترضنا أن البيانات موزعة بشكل لوغاريتمي طبيعي (ينظر الفصلين 17 و 18) ، فيمكن رسم ذروة التصريف السنوية مقابل فترة تكرارها على ورق الرسم البياني اللوغاريتمي الطبيعي ، وإضافة خط اتجاه لتبسيط الضوء على العلاقة ، يمكن الاطلاع على التعليمات التفصيلية لإنتاج منحنيات تردد الفيضانات على الرابط

http://pubs.usgs.gov/twri/twri4a2/pdf/twri_4 - A2_a.pdf.

كما هو مُتوقع من خط الاتجاه ، يُمكن حساب مرحلة الفيضان بفترة تكرار مُحددة ، مثل "فيضان المائة عام" ، وهو مصطلح يُستخدم غالبًا من قِبل المُخططين وفي وسائل الإعلام ، من خلال علاقة المرحلة بالتصريف ، ويُحدد عمق الفيضان في سهل الفيضان بنقل بيانات الارتفاع إلى خريطة طبوغرافية أو نموذج الارتفاع الرقمي (DEM) يمكن إنشاء خريطة لمخاطر الفيضان عن طريق استيفاء ملف تعريف الفيضان بين محطات القياس).

كما يُمكن استخدام فترة تكرار الأحداث الماضية للتنبؤ باحتمالية وقوع حدث في المستقبل . الاحتمال، p ، لحدوث فيضان بتصريف مُحدد هو $T/1$ ؛ على سبيل المثال ، فإن احتمال حدوث فيضان بفواصل زمني قدره 100 عام هو 0.01 (1 من 100) أو 1% في أي سنة معينة ، واحتمالية تساوي أو تجاوز حدث ، P ، مرة واحدة على الأقل خلال n سنة قادمة ، هي $1 - p^n$ - ومع ذلك ، فإن احتمالية حدوث فيضان أو مساواته أو تجاوزه لا تعتمد على الأحداث الماضية ، وبالتالي لا تعني أن "فيضان المائة عام" سيحدث مرة واحدة فقط كل مائة عام ، أو أن مثل هذا الحدث "متأخر" إذا تم تجاوز فترة التكرار. وبينما هذه العبارة صحيحة من حيث المبدأ ، إلا أنها تستند إلى افتراض أن الظروف التي أنتجت السجل الحالي للفيضانات ستستمر في المستقبل . ومع ذلك ، في عالم يشهد تغيرات سريعة في الظروف البيئية ، بما في ذلك إزالة الغابات وتغير المناخ والتحضر، قد لا يكون لعلاقات التكرار بالحجم المستمدة من السجل التاريخي تأثير يُذكر على سلوك التكرار بالحجم في أنظمة العمليات مستقبلاً.

يمكن أيضًا تطبيق مفهوم فترة عودة الحدث واحتمالية حدوثه المرتبطة به على الزلازل ، والطقس القاسي ، وارتفاع الأمواج ، والجفاف ، وسرعة الرياح ، من بين العمليات الأخرى القائمة على الأحداث . تُشكل الزلازل استثناءً واحدًا لتحويل فترات العودة إلى احتمالات سنوية ثابتة . بالنسبة لأنواع معينة من الزلازل، يكون تحرير الضغط (حجم الزلزال) دالة للوقت منذ وقوع آخر زلزال . يتراكم الضغط بمرور الوقت ، وبالتالي ، يزداد الاحتمال السنوي لزلزال في فترة عودة مدتها مائة عام ، على سبيل المثال ، كل عام ، مع مرور الوقت منذ وقوع آخر حدث.

الملحق 7.3:

أساليب التحليل التاريخي

لفهم كيفية تطور المشهد الطبيعي ، يحتاج علماء مورفولوجيا الأرض إلى معلومات حول معدلات التعرية طويلة المدى أو توقيت وقوع الأحداث . يمكن استخدام النويدات الكونية الموضعية الأرضية ، بناءً على النوييدة المعنية ، لتحديد أعمار صخور الأساس والأسطح الرسوبية ، وتحديد معدلات التعرية على مدى فترات زمنية تتراوح بين 200 و8 ملايين سنة . تتشكل النويدات الكونية المنشأ من تفاعل الأشعة الكونية الصادرة عن الشمس مع نوى الذرات على سطح حبيبات المعادن في الصخور والرواسب المعرضة للغلاف الجوي . ينتج عن هذا التفاعل نويدات إما مستقرة (غازات نبيلة) أو غير مستقرة وعرضة للتحلل ، مثل ^{10}Be ، و ^{14}C ، و ^{26}Al ، و ^{36}Cl . تعتمد تقنيات التأريخ على معرفة معدلات تراكم النويدات وتحللها ، والتي تختلف باختلاف ارتفاع وخط عرض موقع أخذ العينات .

يمكن الاطلاع على معلومات حول المبادئ الأساسية المتبعة وأمثلة على كيفية استخدام النويدات الكونية لتأريخ الأسطح والرواسب وتحديد معدلات التعرية على الرابط التالي :

<http://cnf.earthsciences.dal.ca/NewFiles/tcnweb/index.html>

تتميز النويدات المشعة المتساقطة ، مثل Be-7 و Cs-137 و Pb-210 ، بأعمار نصف أقصر بكثير ، تتراوح بين 53 يومًا و 30 عامًا ، ويمكن استخدامها لتأريخ الرواسب وتحديد مصدرها ، وتحديد كميات عمليات نقلها على مدى فترات زمنية تتراوح بين مائة عام ومنتني عام . يتشكل نظير Be-7 نتيجة تشطي النيتروجين والأكسجين بفعل الأشعة الكونية داخل الغلاف الجوي للأرض ، ويندمج بسرعة في الرواسب بعد غسله من الغلاف الجوي وانتقاله إلى البيئة الأرضية .

يُعد الرصاص 210 نظيرًا من سلسلة اليورانيوم 238 ، وهو مشتق من تحلل الرادون 222 (غاز ، وهو ناتج عن الرادون 226 ، ويوجد طبيعيًا في التربة) . يدخل إلى الغلاف الجوي عن طريق انتشار الرادون 222 من التربة . يُنتج التساقط الإشعاعي من الغلاف الجوي كمية زائدة أو "غير مدعومة" من الرصاص 210 ، والتي لا يمكن تفسيرها بتحلل الرادون 226 الأصلي في الموقع . يُعد السيزيوم 137 منتجًا ثانويًا نوويًا حراريًا . يستقر التساقط الإشعاعي من الغلاف الجوي في الأجزاء العليا من طبقة التربة ، وينتشر بفعل تآكل التربة . يمكن الاطلاع على معلومات حول استخدام قياسات النويدات المشعة المتساقطة على الرابط :

<http://www.fao.org/docrep/X5313E/x5313e00.htm#Contents>

يُعد التأريخ بالكربون المشع طريقة تأريخ معروفة وواسعة الاستخدام ، ويمكن تطبيقها على مدار ما يقرب من ستين ألف عام . في الغلاف الجوي العلوي للأرض ، يتعرض النيتروجين لقصف الإشعاع الكوني ، ويتحلل إلى نظير غير مستقر للكربون ، وهو الكربون 14 ؛ والذي عند انتقاله إلى سطح الأرض ، يتصرف مثل الكربون 12 والكربون 13 ، ويثبت في الغلاف الحيوي من خلال عملية التمثيل الضوئي . خلال عمر الكائن الحي ، تبقى نسبة الكربون 12 إلى الكربون 14 ثابتة ، ولكن عند موته ، تنخفض النسبة تدريجيًا (يبلغ عمر النصف للكربون 14 5730 عامًا) . تشمل الطرق المستخدمة لقياس نشاط الكربون 14 المتبقي عد الوميز النسبي للغازات والسوائل ، ومطياف الكتلة باستخدام المعجل:

<http://www.c14dating.com/meths.html>

التمرين 7.1

تحليل التكرار

يُستخدم تحليل التكرار لتقدير احتمال وقوع حدث معين ، مثل عاصفة مطرية أو فيضان . فترة التكرار (أو فترة العودة) هي احتمال أن يُعادل حدث معين أو يتجاوزه في أي سنة معينة . تُستخدم المعادلة أدناه لتحديد فترة التكرار (R i) عند وجود مقدار مرتبط بالبيانات (مثل تصريف فيضان نهري):

$$(7.2) \quad R = \frac{1}{n} \left(\sum_{i=1}^n \frac{1}{m_i} \right) \quad \text{حيث } n \text{ هو عدد سنوات التسجيل و } m \text{ هو ترتيب المقدار (يُحدد بترتيب سجل}$$

$$\text{التصريف تنازليًا). الاحتمال (P) لحدث ذي فترة تكرار (R_i) هو: (7.3) } P R_i = 1$$

والاحتمال (P T) بأن يُعادل حدث معين أو يتجاوزه مرة واحدة على الأقل خلال r - سنة قادمة هو:

$$(7.4) \quad P P_r T = -1$$

(يمكن التعبير عن الاحتمالات كنسبة مئوية، أو نسبة، أو كسر، أو عدد عشري.)

أنشئ منحنى تكرار الفيضانات باستخدام السجل الجدولي لذروة تصريف نهر وايوا، نيوزيلندا (الجدول 7.1) (ارسم نقاط البيانات على ورق الرسم البياني الخطي اللوغاريتمي ، ثم ارسم خط انحدار لها). استخدم العلاقة لتحديد، على سبيل المثال، ما يلي:

1) فترة عودة تصريف 1500 متر مكعب في الثانية - 1 و 3000 متر مكعب في الثانية - 1

- (2) التصريفات التي لها فترات عودة 5 سنوات و50 سنة.
- (3) فيضان 100 عام هو حدث يبلغ فيه التصريف الذروة في المتوسط مرة واحدة كل 100 عام. ما هو التصريف المرتبط بفيضان 100 عام في نهر وايپاوا؟
- (4) ما هي آثار استخدام هذه الطريقة لتحديد فترة تكرار فيضان 100 عام؟
- (5) احتمال حدوث مثل هذا الفيضان في العام القادم (أو أي عام) هو ١ من ١٠٠ أو ١٪، ولكن ما هو احتمال حدوث فيضان كل ١٠٠ عام خلال المئة عام القادمة؟
- (6) ما الذي لا يمكن تحديده بشأن الفيضان القادم كل ١٠٠ عام؟

Table 7.1 Annual maximum (peak) discharge ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ [cubic meters per second]) of the Waipaoa River, at Kanakanaia

	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1930									1,520	1,728
1940	814	580	758	1,430	2,240	386	1,280	1,210	3,600	1,161
1950	2,800	1,120	1,200	1,210	1,860	1,640	1,560	1,120	510	770
1960	2,410	1,140	1,270	440	430	1,500	890	670	980	480
1970	970	1,290	680	1,010	890	720	1,680	970	830	450
1980	2,580	870	2,240	530	1,830	1,490	1,080	1,100	4,000	1,210
1990	1,350	380	760	560	830	650	2,030	1,470	546	415
2000	621	565	1,872	811	747	3,446	1,245	317	1,596	1,606

التمرين ٧,٢:

هطول الأمطار المحفز للانهيّارات الأرضية

من خلال ربط المناخ وحدث الانهيّارات الأرضية ، يمكن تحديد الظروف التي أدت إلى حدوث الانهيّارات الأرضية وتلك التي لم تؤدي إلى ذلك . يُشار إلى العتبة التي تفصل بين هذه الظروف (الشكل ٧,٣) باسم "عتبة الاحتمالية القصوى" ، والتي تؤدي الأمطار التي تتجاوزها دائماً إلى حدوث انهيّارات أرضية . يُمثل المناخ بمعلمتين : هطول الأمطار الزائدة السابقة (AER) وهطول الأمطار اليومي (R) لحساب معدل التبخر والنتح (AER) والتميز بين الظروف التي تُسبب حدوث الانهيّارات الأرضية وتلك التي لا تُسببها ، نحتاج أيضاً إلى معرفة التبخر والنتح المحتمل (Ev) ، وأقصى كمية مياه يُمكن احتجازها في الريحوليث (120 ملم في ويلينغتون، نيوزيلندا) ، وكمية المياه في الريحوليث (M) ، ومعدل تصريف الفائض الأمطار (الذي يُفترض أنه ينخفض بشكل كبير عن قيمة 0.84). على أساس يومي، تكون كمية المياه في الريحوليث: $M R E v$ اليوم أمس اليوم اليوم () $- + = 7.5$

حيث يمكن أن تكون $R - E v$ إما سالبة) في هذه الحالة M اليوم M < أمس (أو موجبة) بحيث M اليوم M > أمس)، ولا يُمكن أن تتجاوز M أبداً، القيمة القصوى البالغة 120 ملم. معدل هطول الأمطار الفائض (ER) هو: $E R M R E$ اليوم أمس اليوم اليوم- () () $- + = 120 (7.6)$ القيم السالبة لا تُساهم في معدل هطول الأمطار السنوي (AER) ، والذي يُحسب بمجموع معدل هطول الأمطار الفائض (القيم الموجبة) مضروباً في معدل تصريف الفائض الأمطار في كل يوم من الأيام العشرة السابقة: حيث $E R 1 =$ أمس ، $E R 2 =$ أول أمس...

1- استخدم البيانات الواردة في الجدول 7.2 من محطة كيلبورن المناخية في ويلينغتون، نيوزيلندا، لتحديد معدل هطول الأمطار السنوي (AER) في الفترة من 4 إلى 9 يونيو 1996 (بلغت كمية المياه في الريحوليث في 24 مايو 117.7 ملم) - أدخل القيم المجدولة في جدول بيانات؛ أضف خمسة أعمدة إضافية) بعنوانين R - Ev ، M ، ER ، موجب، و (AER) واحسب R - Ev ، وما إلى ذلك لكل يوم من 25 مايو فصاعداً.

2- بناءً على الحد الموضح في الشكل 7.3، هل من المحتمل حدوث انهيارات أرضية في ويلينغتون في أي من الأيام الستة المعنية؟

Table 7.2 Precipitation and evapotranspiration at Kelburn, Wellington

Date	Rainfall (R, mm)	Evaporation (E, mm)
24-May-96		
25-May-96	0	1.1
26-May-96	26.3	3.2
27-May-96	1.0	2.2
28-May-96	0.8	0.6
29-May-96	0.4	1.3
30-May-96	0	1.3
31-May-96	0	2.0
1-Jun-96	0	1.9
2-Jun-96	26.3	0.7
3-Jun-96	1.8	0
4-Jun-96	0	0.5
5-Jun-96	0.9	0
6-Jun-96	0	1.2
7-Jun-96	0.4	0.1
8-Jun-96	0.2	0.6
9-Jun-96	6.3	0

يمكن أيضًا استخدام الشكل 7.3 لتحديد كمية الأمطار اللازمة لحدوث انهيارات أرضية في أي يوم . ينصف خط العتبة المحور الصادي عند حوالي ٥٠ مم والمحور السيني عند حوالي ٨٠ مم. وبالتالي ، يكون ميله ٨٠/٥٠ (٠,٦٢٥)، وبالتالي ، لأي معدل هطول مطري (AER) مُعطى ، تكون كمية الأمطار اللازمة لحدوث انهيارات أرضية (٨٠ - AER) * ٠,٦٢٥. يوضح الجدول ٧,٣ هطول الأمطار ، كمية الأمطار الزائدة السابقة وعدد الانهيارات الأرضية التي حدثت في ويلينغتون في يوليو 1996. انسخ هذه البيانات في جدول بيانات، واحسب كمية الأمطار اللازمة لبدء الانهيارات الأرضية في ويلينغتون في كل يوم من أيام يوليو 1996.

باستخدام الرسوم البيانية المناسبة لتوضيح إجابتك، ومع مراعاة دقة معلمات الإدخال، ما مدى دقة الشكل 7.3 في تحديد عتبة حدوث الانهيارات الأرضية في ويلينغتون؟ ما العوامل الأخرى التي قد تؤثر على حدوث الانهيارات الأرضية في مدينة ويلينغتون؟

Table 7.3 Precipitation at Kelburn, number of landslides in Wellington and antecedent excess rainfall

<i>Date</i>	<i>Rainfall (mm)</i>	<i>No. landslides</i>	<i>AER (mm)</i>
1-Jul-96	0.2	0	4.37
2-Jul-96	0	0	3.67
3-Jul-96	6.6	0	3.08
4-Jul-96	10.0	0	2.59
5-Jul-96	10.5	2	7.97
6-Jul-96	27.0	4	15.52
7-Jul-96	11.3	1	35.71
8-Jul-96	0.2	2	39.49
9-Jul-96	1.0	0	33.17
10-Jul-96	0	1	27.87
11-Jul-96	25.3	11	23.41
12-Jul-96	59.2	21	40.91
13-Jul-96	7.1	4	84.10
14-Jul-96	0	2	70.64
15-Jul-96	9.5	7	59.34
16-Jul-96	3.9	7	56.40
17-Jul-96	0	1	50.14
18-Jul-96	2.3	2	42.12
19-Jul-96	0.5	1	36.89
20-Jul-96	2.3	0	30.99
21-Jul-96	0.3	0	27.96
22-Jul-96	5.9	3	23.74
23-Jul-96	2.8	7	24.90
24-Jul-96	43.7	27	23.10
25-Jul-96	0	10	54.60
26-Jul-96	16.3	12	45.86
27-Jul-96	9.2	4	51.80
28-Jul-96	4.1	3	49.89
29-Jul-96	0	7	44.85
30-Jul-96	0.4	0	37.67
31-Jul-96	2.0	3	31.65