2. 1 مقدمة

الهندسة الزلزالية (Earthquake Engineering) فرع حديث من الهندسة يهتم بدراسة تأثير الزلازل على الناس والبيئة المحيطة مع التركيز على طرق تخفيف الأضرار الزلزالية عن طريق تصميم المنشآت لمقاومة الزلازل.

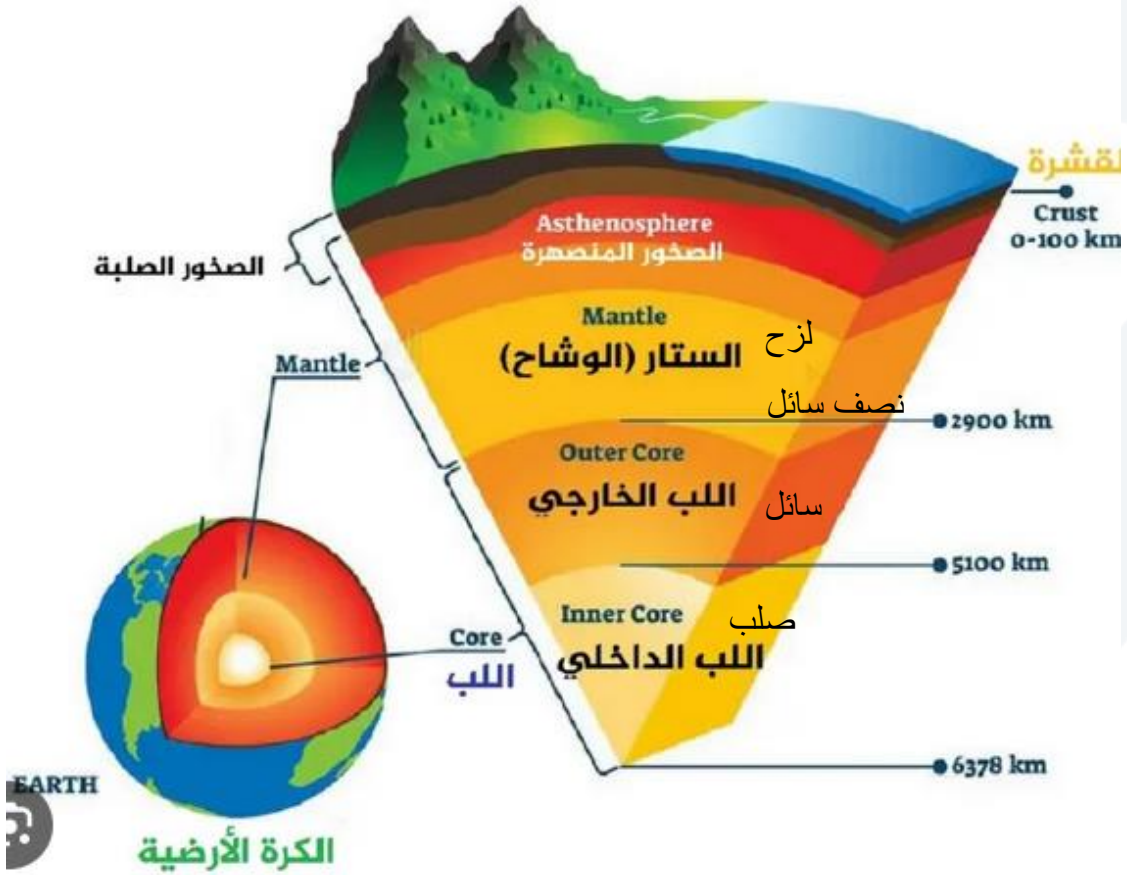
2.2 أسباب حدوث الزلزال

أ- التركيب الداخلي للأرض

من أجل فهم أسباب حدوث الزلازل لا بد أولاً من فهم التركيب الداخلي للأرض .

الأرض كروية تقريباً حيث يبلغ قطرها الاستوائي 12740 km وقطرها القطبي 12700 km، يتكون باطن الأرض من الطبقات التالية :

- القشرة الأرضية (The Crust) :
- المانتل (The Mantle)
- النواة الخارجية (The Outer Core)
- النواة الداخلية (The Inner Core)



- **القشرة الأرضية (The Crust) :**

وهي الطبقة الخارجية من الأرض التي يعيش عليها الإنسان، وتصل سماكتها إلى حوالي 100km، تركيبها معقد ولكن يمكن تمثيله بطبقة من الصخور البازلتية تعلوها طبقة من الغرانيت في أماكن اليابسة. بما أن القشرة الأرضية معرضة للمحيطات أو للغلاف الجوي فهي أكثر برودة من الطبقات التي تحتها.

- **المانتل (The Mantle)**

تقع تحت القشرة وسماكتها حوالي 2800 km. يمكن تقسيمها إلى طبقتين: المانتل العلوي التي لا تتجاوز سماكتها 650 km والمانتل السفلي التي لم يسجل فيها أي زلزال حتى الوقت الحالي. تجدر الإشارة إلى أن المانتل العلوي أكثر برودة من المانتل السفلي ولكن درجة حرارة المانتل الوسطية تبقى بحدود 4000 فهرنهايت (يعادل حوالي 2200 درجة مئوية). بالنتيجة، المانتل في حالة لزوجة وحالة نصف سائلة ووزنها النوعي 4–5.

- **النواة الخارجية (The Outer Core)**

تدعى أيضاً بالنواة السائلة، سماكتها حوالي 2200 km. بما أنها سائلة فهي لا تنقل الأمواج القاصة، أي أن سرعة الأمواج القاصة تنخفض إلى الصفر على السطح الفاصل بين المانتل والنواة الخارجية، كما أن سرعة الأمواج الطولية تنخفض بشكل كبير ضمن هذه الطبقة. يتراوح الوزن النوعي للنواة الخارجية بين 9–12 وتتكون بشكل أساسي من الحديد المنصهر.

- **النواة الداخلية (The Inner Core)**

تدعى أيضاً بالنواة الصلبة، سماكتها حوالي 1300 km، وزنها النوعي حوالي 15، تتكون من النيكل والحديد الصلب وحرارتها حوالي 5000 فهرنهايت (يعادل حوالي 2700 درجة مئوية).

ب- الأسباب المحتملة لحدوث الزلازل

a) **نظرية حركة الصفائح التكتونية (Plate Tectonics theory)**

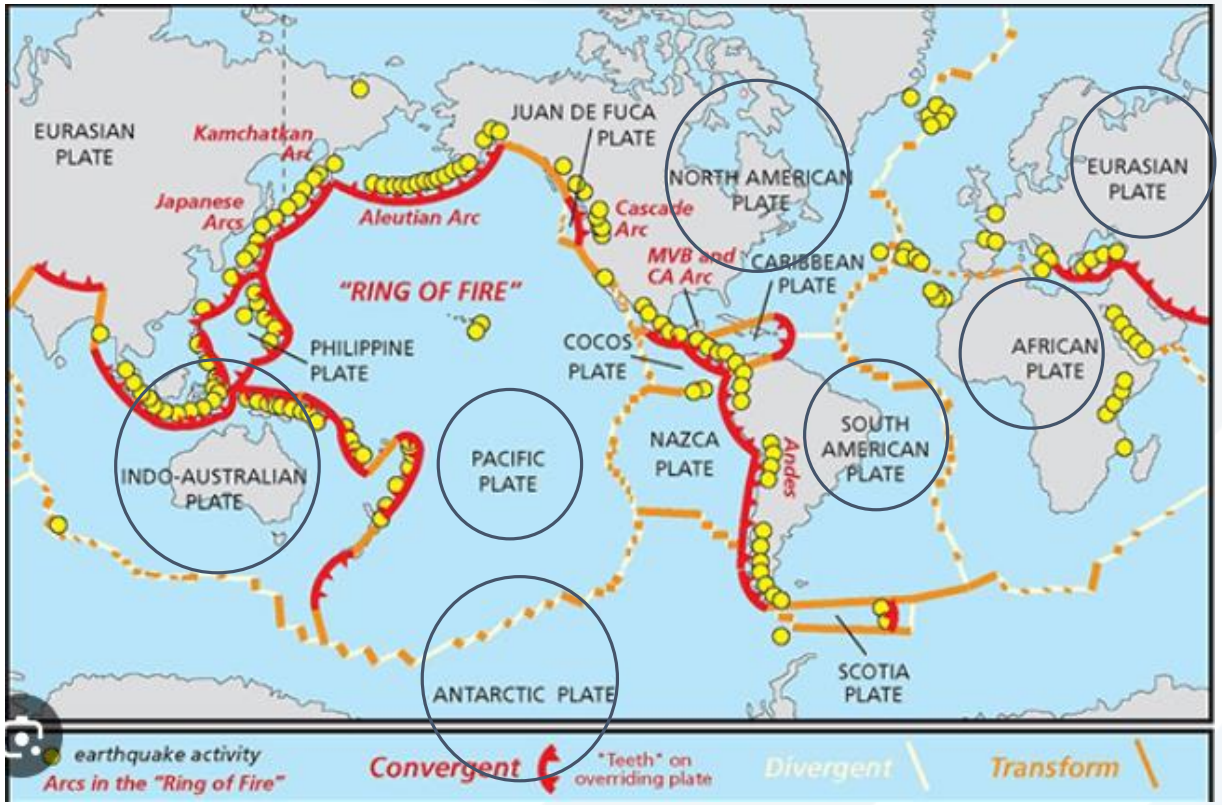
b) **النشاطات البركانية :** يمكن للبراكين أن تسبب زلازلاً سطحية نتيجة للحركة المفاجئة للماغما.

c) **التفجيرات التحت أرضية:** يمكن أن تنتج الزلازل أيضاً عن التفجيرات التحت أرضية المختلفة كالتفجيرات النووية

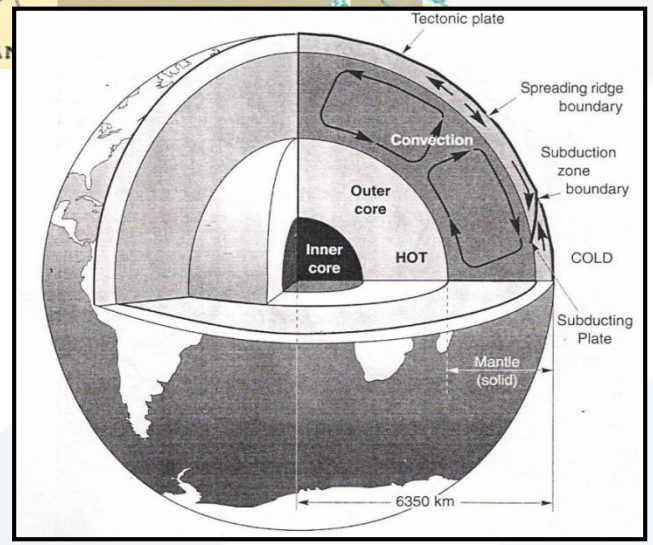
d) **السدود : إن** الملء المفاجئ للسدود قد يؤدي إلى زيادة كبيرة لضغط الماء المسامي الذي يتحرك كنبضة بعيداً عن السد مما قد يؤدي إلى انخفاض مقاومة الصخور إلى المستوى الذي قد يؤدي إلى انهيارها (زلزال).

نظرية حركة الصفائح التكتونية (Plate Tectonics theory)

- منذ 200 مليون سنة كانت الأرض مكونة من قارة واحدة ضخمة، ثم تصدعت إلى أجزاء وتبعثرت بشكل بطيء لتأخذ شكلها الحالي.
- تنقسم القشرة الأرضية إلى 7 صفائح أساسية قارية + عدد من الصفائح الصغيرة



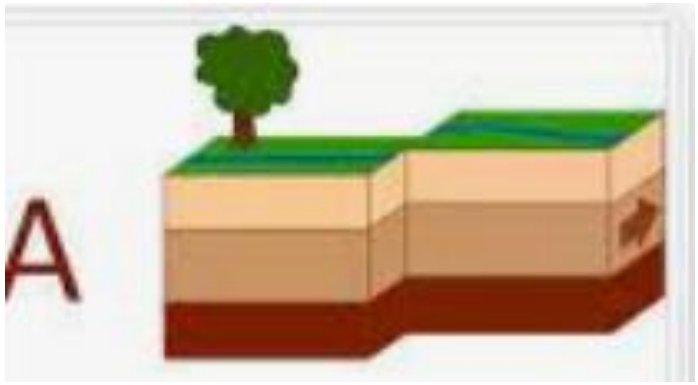
اسم الصفيحة	المساحة 10^{6}* كيلومتر مربع
الصفيحة الأوراسية	67.8
الصفيحة الأفريقية	78
صفيحة أمريكا الجنوبية	43.6
صفيحة أمريكا الشمالية	75.9
صفيحة المحيط الهادى	103.3
صفيحة القارة القطبية الجنوبية	60.9
الصفيحة الاسترالية	47.2

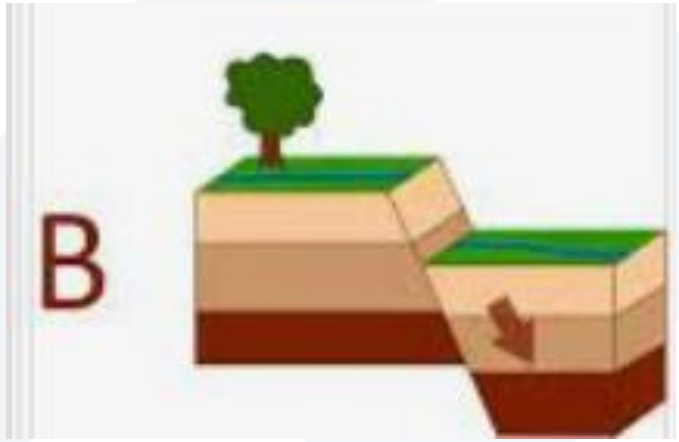


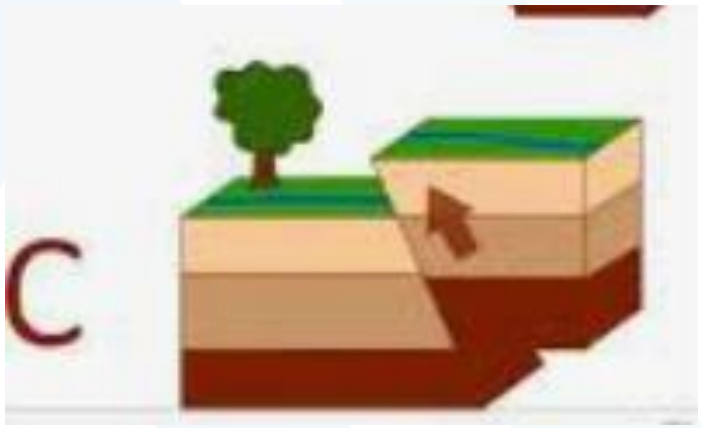
تتحرك الصفائح القارية باستمرار فيما بينها وسبب هذه الحركة يعود إلى مبدأ التوازن الترموديناميكي لمواد الأرض. إن المانتل العلوي على تماس مع القشرة الأرضية الباردة نسبياً بينما المانتل السفلي على تماس مع النواة الخارجية الحارة. أي أنه بوضوح هناك فرق في الحرارة(داخل المانتل. يؤدي تغير كثافة المانتل مع الحرارة إلى خلق حالة عدم استقرار لمادة أكبر كثافة (أبرد) تستند على مادة أقل كثافة (أسخن). من المحتمل أن تبدأ المادة الأكثر كثافة (الأبرد) بالنزول بينما تبدأ المادة الأقل كثافة (الأسخن) بالصعود، بعد ذلك تسخن المادة النازلة تدريجياً فتصبح أقل كثافة ومن المحتمل أن تتحرك جانبياً ثم تبدأ بالصعود. وبالنتيجة تبدأ المادة الأقل سخونة بالنزول ثانية، وتتكرر هذه العملية باستمرار. تدعى هذه الظاهرة بالحمل الحراري (convection)(الشكل).

- تتجمع الطاقة في السرير الصخري وعندما يتم الوصول إلى حد المرونة في بعض النقاط تنشأ تشققات تتجلى بفوالق
- مع استمرار الحركة النسبية للصفائح تزداد الاجهادات القاصة وتتجمع الطاقة مجدداً على مستويات الفوالق الموجودة سابقاً عند حدود الصفائح، وعندما تبلغ تلك الاجهادات مقاومة الصخر على القص على طول الفالق فإن الصخر سوف ينهار وتتحرر طاقة التشوه المتراكمة
- إذا كان الصخر قوياً وسريع الانكسار فإن الانهيار سوف يكون فجائياً وطاقة التشوه المخزنة سوف تتفرغ بشكل انفجاري محدثة ما يدعى بالزلزال

- توجد آليات مختلفة للانهيار الفالقي تعتمد على كيفية حركة الصفائح بالنسبة لبعضها البعض







منزلقة
عبر حدودها

متباعدة
عن بعضها

الأرض
الصفائح التكتونية
مصطدمة
مع بعضها

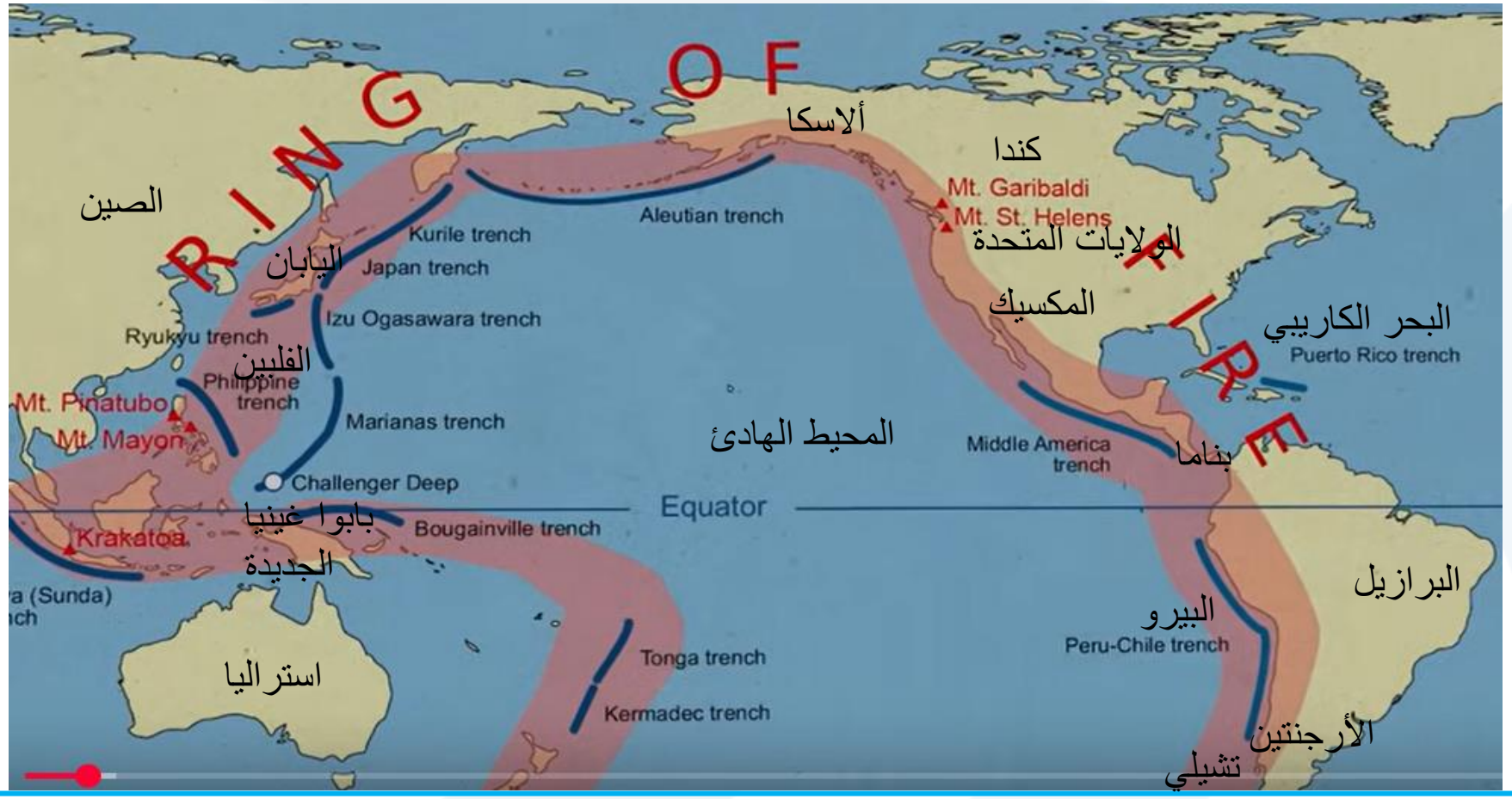
2. 3 الأحزمة الزلزالية

أ- الحزام الناري

450 بركان

80% من الزلازل الهامة

40 ألف كيلومتر



الدول الواقعة على خط الحزام الناري

تشيلي – الأرجنتين – بيرو – بوليفيا – الإكوادور – كولومبيا – بنما – كوستاريكا – نيكاراغوا – هندوراس – غواتيمالا – المكسيك – الولايات المتحدة الأمريكية – كندا – اليابان – الفلبين – اندونيسيا – بابوا غينيا الجديدة – جزر سليمان – فانواتو – فيجي – نيوزيلاندا – وأجزاء من أقصى شرق روسيا

ب- الحزام الألبي

17% من الزلازل الهامة

15 ألف كيلومتر

الدول الواقعة على خط الحزام الألبي

تركيا، اليونان، روسيا، جورجيا، أذربيجان، أرمينيا، العراق، إيران، تركمانستان، أوزبكستان، كازاخستان، قيرغيزستان، طاجيكستان، أفغانستان، باكستان، الصين، الهند، نيبال، بوتان، بنغلادش، ميانمار، تايلاند، لاوس، كمبوديا، فيتنام، ماليزيا، إندونيسيا، الجزائر، تونس، البرتغال، إسبانيا، أندورا، فرنسا، موناكو، إيطاليا، سان مارينو، الفاتيكان، سويسرا، ألمانيا، ليختنشتاين، النمسا، سلوفينيا، التشيك، سلوفاكيا، بولندا، أوكرانيا، المجر، رومانيا، كرواتيا، البوسنة والهرسك، صربيا، كوسوفو، الجبل الأسود، مقدونيا الشمالية، بلغاريا. **سورية**

ت- حزام منتصف الأطلسي

2. 4 الأضرار السلبية الناتجة عن الزلازل

2. 4. 1 الأضرار المباشرة (Direct damages) : يدعى الضرر المتصل مباشرة بحركة الزلزال بالضرر المباشر ويمكن تصنيفه في مجموعتين:

الأضرار الأولية (Primary damages) : هو الضرر الناتج مباشرة عن اهتزاز الأرض كانهيار الأبنية والبنى التحتية كتمديدات المياه والكهرباء والطرق

الأضرار الثانوية (Secondary damages) : تحدث كنتيجة للآثار الناتجة عن اهتزاز الأرض كانزلاقات التربة وتسيل التربة والتسونامي و الحرائق

2. 4. 2 الأضرار غير المباشرة (Indirect damages) : هي الأضرار التي تنتج بشكل غير مباشر عن الأضرار المباشرة

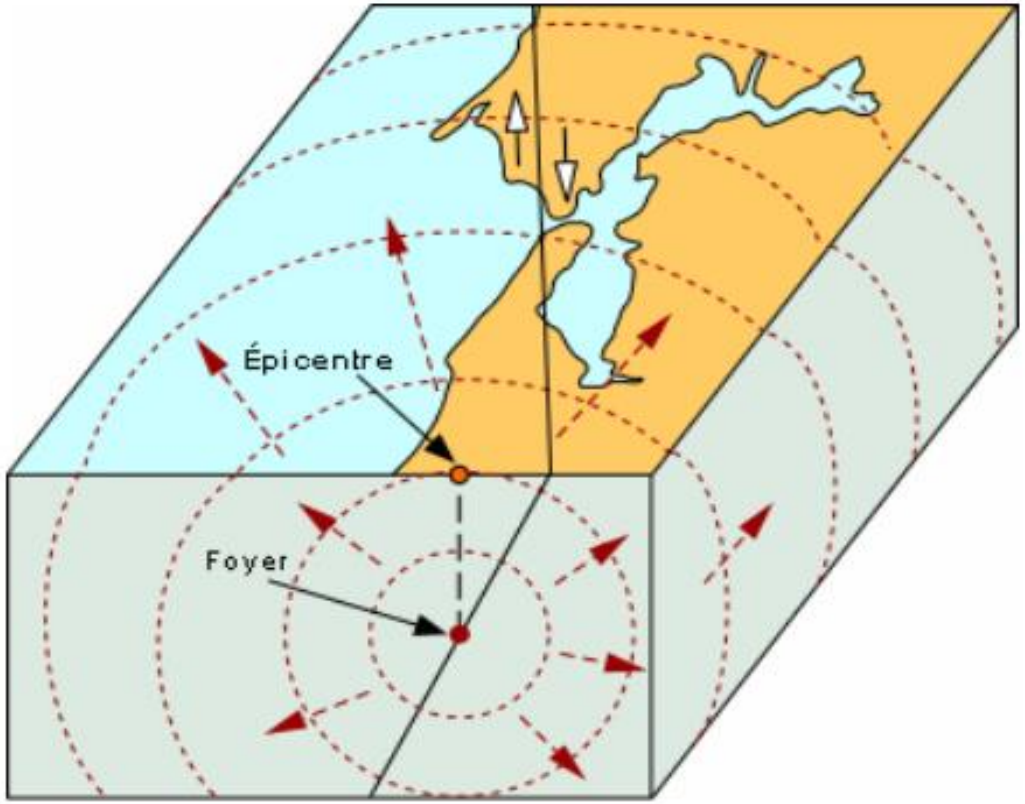
فقدان الخدمات (Loss of services) : فقدان العمل وتعطل الخدمات وفقدان للخدمات الأساسية كوسائل المواصلات وتمديدات المياه والطاقة

الأثر البيئي (Environmental impact) : تعطل نظام جمع النفايات والتخلص منها، والتلوث الناجم عن تصدع نظام الصرف الصحي، بالإضافة إلى التلوث الناتج عن الحرائق وتسرب المواد البترولية والكيميائية

2. 5 تعاريف أساسية في الهندسة الزلزالية

تعريف الزلزال

ظاهرة جيولوجية يحدث خلالها انهياراً ضمن الصخر في بقعة في باطن الأرض تدعى ببؤرة الزلزال (Focus) وذلك نتيجة للاجهادات المتراكمة على سطوح التماس بين الصفائح التكتونية. يؤدي هذا الانهيار إلى التحرير المفاجئ لطاقة التشوهات المتجمعة في القشرة الخارجية للأرض (Crust) أو في الطبقة التي تحتها، على شكل أمواج سيسمية تنتشر في كافة الاتجاهات، فيغوص قسم منها في باطن الأرض ويصعد قسم آخر إلى السطح بعد مجموعة من عمليات الانعكاس والانكسار على السطوح الفاصلة بين الطبقات والفوالق، تتسبب هذه الأمواج في حركة سطح الأرض التي هي مصدر الأضرار الناتجة عن الزلزال.



- زلازل سطحية: عمق البؤرة 0–70 km وتشكل 75% من مجموع الزلازل.
- زلازل متوسطة: عمق البؤرة 70–300 km وتشكل 22% من مجموع الزلازل.
- زلازل عميقة : عمق البؤرة 300–700 km وتشكل 3% من مجموع الزلازل.

أنواع الأمواج الزلزالية

1-الأمواج الطولانية (أمواج P) :

وهي أسرع الأمواج وتصل دوماً في المقدمة إلى سطح الأرض عند حدوث أية حركة اهتزازية، تنتقل جزيئات التربة أثناء انتشار هذه الأمواج في نفس مسار انتشار الأمواج (انظر الشكل المرفق). تتعلق سرعة انتشار هذه الأمواج بشكل أساسي بخواص الوسط (معامل المرونة ومعامل بواسون والكتلة الحجمية) وتعطى سرعتها بالعلاقة التالية :

$$V_p = \sqrt{\frac{(\lambda + 2G)}{\rho}}$$

$$\lambda = \frac{E \cdot \nu}{(1+\nu)(1-2\nu)}$$

$$G = \frac{E}{2(1+\nu)}$$

2-الأمواج العرضانية (أمواج S) :

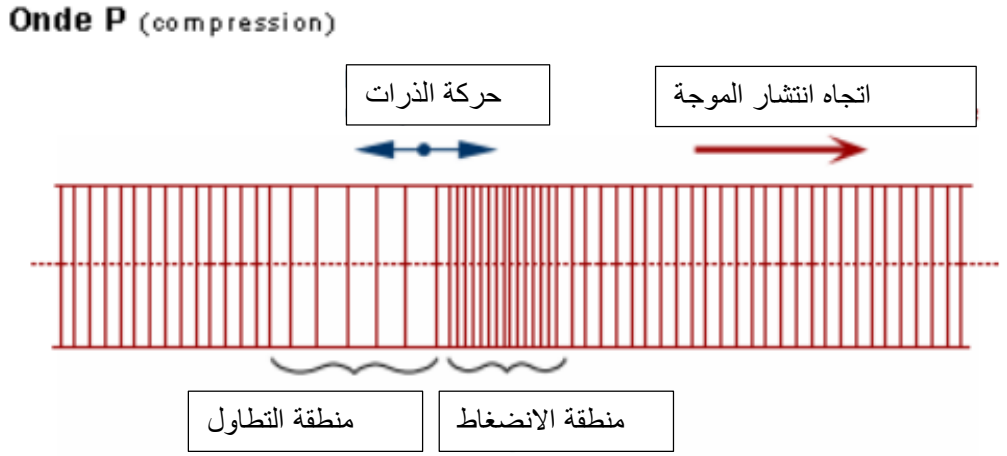
سرعتها أصغر من سرعة الأمواج الطولانية وتصل إلى سطح الأرض عند حدوث أية حركة اهتزازية بعد الأمواج الطولانية مباشرة (انظر الشكل المرفق). تنتقل جزيئات التربة أثناء انتشار هذه الأمواج في المستوي العمودي على مسار انتشار الأمواج وتتعلق سرعة الأمواج القاصة أيضاً بشكل أساسي بخواص الوسط (معامل المرونة ومعامل بواسون والكتلة الحجمية) وتعطى سرعتها بالعلاقة التالية :

$$V_s = \sqrt{\frac{G}{\rho}}$$

3-الأمواج السطحية : وهي أبطأ من الأمواج العرضانية، تتواجد عند الأسطح الفاصلة بين وسطين شديدي الاختلاف بالخواص المرنة ، وهي أمواج قاصة ، أشهره أنواعها أمواج ريليه وأمواج لوف.

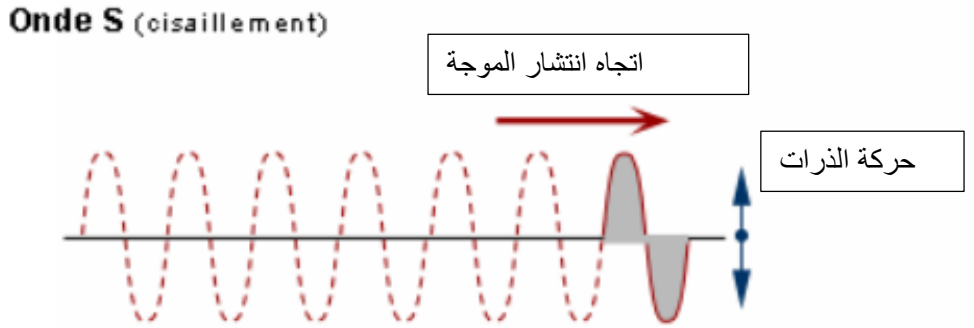
أ-أمواج ريليه :

تنشأ هذه الأمواج وتنتشر على السطح الحر (سطح الأرض) وتسبب حركة جزيئات التربة في المستوي الشاقولي وهذه الحركة شبيهة بحركة أمواج البحر .



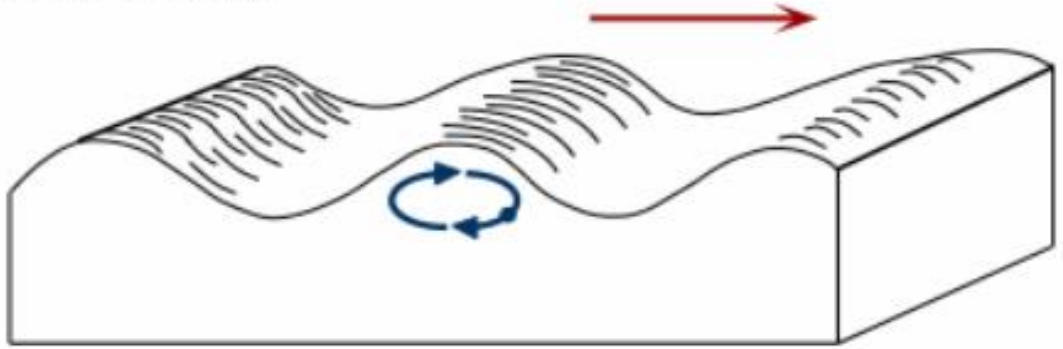
ب-أمواج لوف :

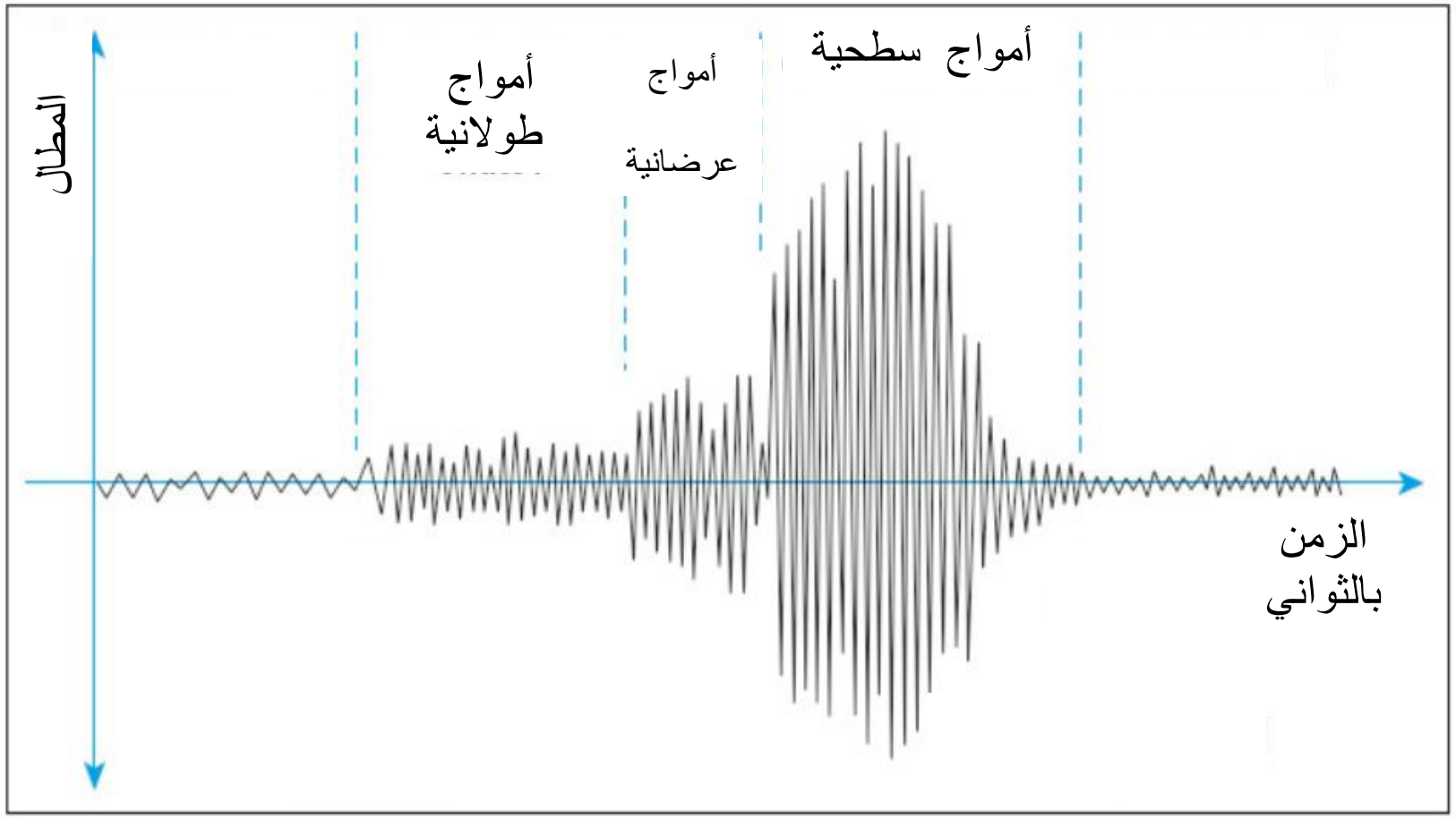
في بعض الأحيان تنشأ أمواج لوف التي تنتشر بموازاة سطح الأرض وتسبب حركة جزيئات التربة في المستوي الأفقي الموازي لسطح الأرض.



Onde L (de Love) (cisaillement)

Onde de Rayleigh





السجل الزمني الزلزالي

2. 6. 1 أنواع التخامد

يقسم التخامد بشكل عام إلى نوعين أساسيين:

التخامد الهندسي (Geometrical Damping) : يعود هذا التخامد إلى ازدياد جبهة الموجة أثناء انتشارها و بالتالي انتشار الطاقة على حجم أكبر وهذا التخامد مستقل عن خواص التربة.

التخامد المادي (Material Damping) : عندما تعبر أية موجة أي وسط فإن طاقتها المرنة تمتص تدريجياً من قبل الوسط، حيث تتحول في النهاية إلى حرارة وهذا ناتج عن الاحتكاك وعن لزوجة الوسط.، وتدعى هذه الظاهرة بالتخامد المادي، وهو مسؤول عن تبدد طاقة الأمواج الاهتزازية وانتهاء اهتزاز الوسط بعد فترة من الاهتزاز.

2. 6. 2 العوامل المؤثرة على التخامد

- البعد عن مصدر الاهتزازات
- نوع التربة وتطبقاتها الجيولوجية
- تردد الاهتزاز

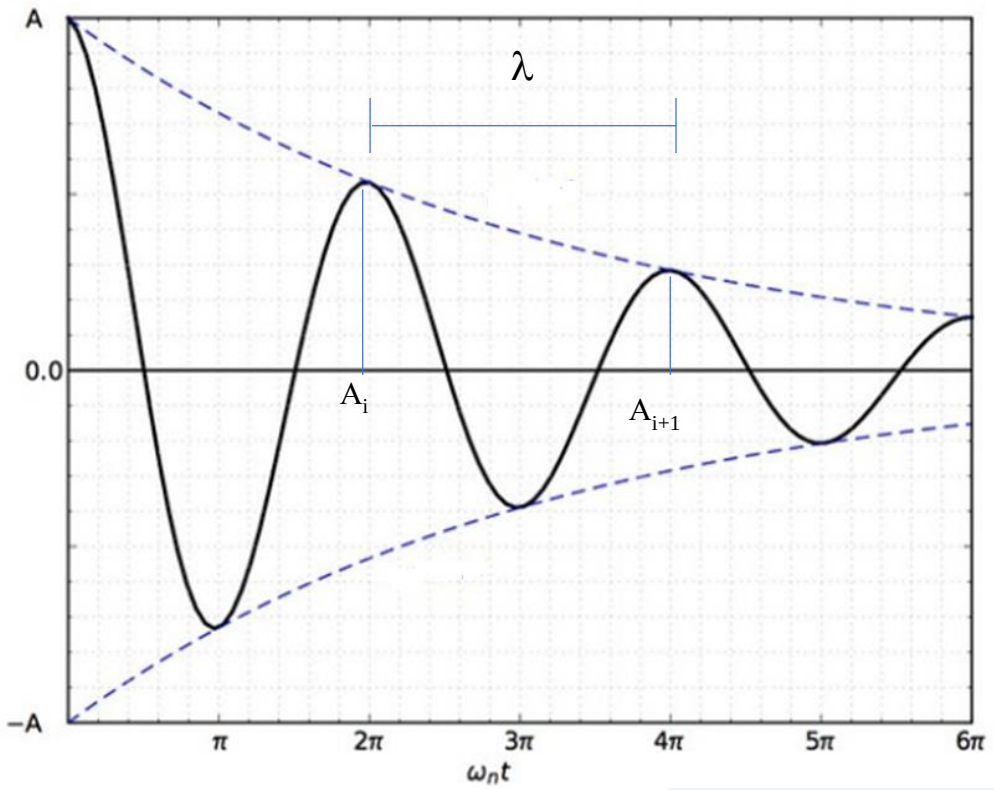
I. تأثير البعد عن مصدر الاهتزازات

ينخفض مطال الأمواج المرنة نتيجة للتخامد ضمن الصخور مع البعد عن مصدر الاهتزاز وفق تابع أسي بالعلاقة التالية :

$$A = A_0 . e^{-\eta x}$$

يمكن اعتبار مطال الأمواج الحجمية (P و S) يتناسب مع $1/r^2$ بالقرب من مصدر الاهتزاز ، ومع $1/r$ بعيداً عن مصدر الاهتزاز، حيث تمثل r البعد عن مصدر الاهتزاز. أما بالنسبة للأمواج السطحية فيمكن اعتبار مطالها يتناسب مع $1/\sqrt{r}$

هذا يفسر تخامد الأمواج الحجمية عند مسافات أقصر من الأمواج السطحية



يمكن قياس التخامد عن طريق قياس مطالي الاهتزاز في نقطتين بتباعد يساوي طول الموجة λ لحالة الاهتزاز الحر

$$\delta = \ln\left(\frac{A_i}{A_{i+1}}\right) = \eta . \lambda$$

II. تأثير نوع التربة وتردد الاهتزاز

لقد أثبتت بعض النتائج التجريبية أن التخامد يتناسب طرداً مع تردد الاهتزاز وهذا يفسر اختفاء الترددات المرتفعة تدريجياً كلما ابتعدنا عن مركز الزلزال، كما يتناسب التخامد عكساً مع صلابة التربة. لقد بينت التجارب أن قيمة عامل التخامد η لمختلف الترب $0.0003-0.03$ من أجل الترددات المنخفضة (حتى f=5Hz) و $0.03-0.3$ من أجل الترددات المرتفعة (حتى f=50Hz). يمكن اعتبار η تتزايد خطياً مع التردد، ويمكن كتابة : $\eta_2=\eta_1*f_2/f_1$ كما يمكن التعبير عن التخامد بعوامل كنسبة التخامد ، حيث :

$$\zeta=\frac{\delta}{2\pi}=\frac{\lambda}{2\pi}\eta\Rightarrow\boxed{\eta=\frac{2\pi}{\lambda}\zeta=\frac{\omega}{V}\zeta}$$

V سرعة انتشار الموجة الاهتزازية

وبالتالي يمكن كتابة علاقة التخامد في الصخور بدلالة نسبة التخامد ζ على الشكل التالي :

$$A=A_0.e^{-\frac{\omega}{V}\zeta x}$$

2. 7 حجم الزلزال (Size of earthquake)

يستخدم بارامترين لقياس حجم الزلزال وهذين البارامترين هما شدة الزلزال لميركالي **(Earthquake intensity)** وشدة الزلزال**لريختر (Earthquake magnitude)**. قبل تطور أجهزة القياس الزلزالي اقتصرت طرق قياس حجم الزلزال على التوصيف الكيفي للأضرار الناتجة عن الزلزال عن طريق تحديد شدة الزلزال لميركالي، أما بعد استخدام السيسموغرافات الحديثة فقد تم استخدام التوصيف الكمي بقياس شدة الزلزال، كما نلاحظ استخدام مفهوم الطاقة المتحررة من الزلزال بكثرة في المراجع الزلزالية الحديثة .

2. 7. 1 شدة الزلزال لميركالي (Earthquake intensity)

- توصيف نوعي لتأثير الزلزال على موقع ما اعتماداً على حجم الأضرار التي خلفها
- تتعلق شدة الزلزال لميركالي بشكل أساسي بقوة الزلزال وبالشروط الموضعية للموقع وبنظام البناء المعتمد في المنطقة التي حدث فيها الزلزال وبعمق بؤرة الزلزال وببعد الموقع عن مركز الزلزال.

شدة الزلزال وفق مقياس ميركالي	نتائج الزلزال
I	لا يتم الشعور بحدوثه
II - III	يندر الشعور بحدوثه ولكن مراكز الرصد تتمكن من تسجيله
IV - V	غالباً ما يتم الشعور بحدوثه ولكن لا يسبب أضرار
VI	يسبب حركة بعض أساسات المنزل دون حدوث اضرار هامة
VII	قد يسبب أضراراً طفيفة للمنشآت
VIII - IX	يمكن أن يسبب أضراراً هامة في المنشآت مع تشققات في التربة
X	دمار كبير للمنشآت
XI - XII	كوارث

مساوئ هذا المقياس

- لا يعبر دوماً عن قوة الزلزال، فقد يكون الزلزال ضعيفاً نسبياً والأبنية غير مصممة على الزلازل فتكون الأضرار كبيرة ويصنف الزلزال اعتماداً على الأثر على أنه قوي. بينما يمكن أن يكون الزلزال قوياً وتكون الأبنية مصممة على الزلازل فتكون الأضرار طفيفة ويصنف الزلزال على أنه ضعيف.

- أنه يعتمد بشكل كبير على الملاحظة والتقدير لحجم الأضرار ولدرجة الإحساس بالزلزال واللذين يختلفان بدورهما مع اختلاف المسافة عن مركز الزلزال، لذلك يمكن القول أن مقياس ميركالي هو مقياس متغير جغرافياً ولهذا السبب لم يعد يستخدم حالياً وإنما كان يستخدم في الماضي نظراً لعدم توفر الوسائل اللازمة لوضع مقياس أكثر موضوعية آنذاك.

2. 7. 2 شدة الزلزال لريختر (Earthquake Magnitude)

شدة الزلزال لريختر مقدار لا بعدي (بدون واحدة) خاص بكل زلزال ، تقيس حجم الزلزال عند المصدر (البؤرة) يرمز لها بـ M ، **وهذه الشدة لا تتعلق بالمكان الذي تم فيه القياس**، ويتم قياس إما مطال أو مدة أمواج زلزالية ذات تردد محدد يولدها الزلزال أو الطاقة المتولدة عن الزلزال. تحسب الشدة انطلاقاً من أنواع مختلفة للأمواج الزلزالية مع الأخذ بعين الاعتبار عوامل مختلفة كبعد المركز السطحي للزلزال، عمق بؤرته، تردد الاهتزاز، نوع السيسموغراف المستخدم ..إلخ.

يمكن تمييز أنواع مختلفة للشدة كما يلي :

i. شدة المدة M_D (Duration magnitude)

ii. **الشدة الموضعية لريختر (Richter Local Magnitude) M_L**

iii. شدة الأمواج السطحية (Surface wave magnitude) M_S

iv. شدة الأمواج الطولانية (Longitudinal wave magnitude) M_B

v. **شدة العزم (Moment magnitude) M_w**

يستعمل مصطلح شدة الزلزال لريختر على نطاق واسع وقد اعتمد ريختر مقياس لوغاريتم الشدة عام 1930 من أجل قياس حجم الزلازل في جنوب كاليفورنيا باستخدام **تسجيلات الترددات المرتفعة بالقرب من محطات تسجيل الزلازل** وسميت الشدة ب ML. ، حيث تعني الدالة L الموضعي (Local) وهذا ما عرف لاحقاً بشدة الزلزال لريختر. بعد تركيب العديد من محطات الرصد الزلزالي حول العالم أصبح واضحاً أن الطريقة التي اعتمدها ريختر ليست صالحة إلا لبعض الترددات وبعض المسافات ولزلازل بأحجام محدودة. بشكل عام، لا يمكن لزلزال شدته أعلى من 6 درجات أن تكون هذه الشدة شدة ريختر وإنما هي شدة لمقاييس أخرى مثل (MB, MS, Mw)

الشدة الموضعية لريختر(Richter Local Magnitude) M_L

في عام 1935 عرف ريختر الشدة الموضعية للزلزال بعلاقة لوغارتمية بسيطة من الشكل:

$$M_L = \log_{10}\left[\frac{A}{A_0(D)}\right]$$

A المطال الأعظمي المقاس على المخطط السيسمي بالميكرون (الشكل التالي)

$A_0(D)$ ثابت معايرة يتعلق فقط ببعد محطة التسجيل الزلزالي عن مركز الزلزال D

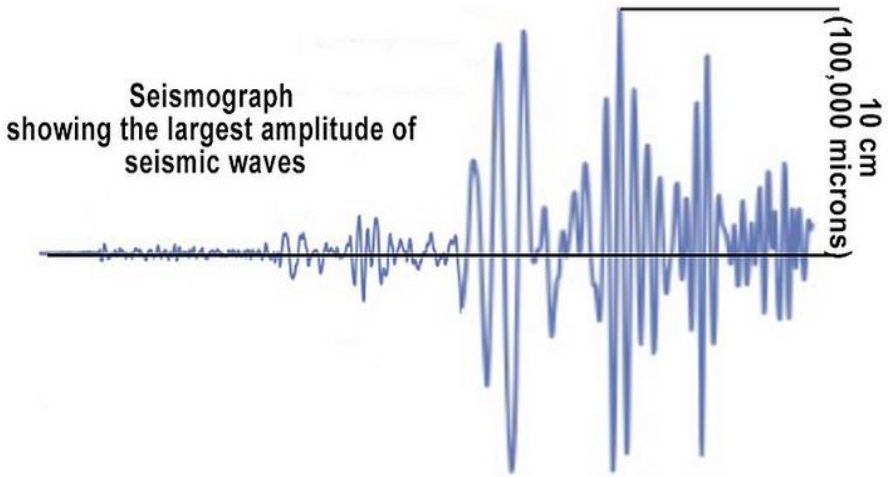
يتوفر العديد من العلاقات التجريبية لحساب شدة الزلزال، نذكر منها علاقات Lahr التجريبية التي تكتب كالتالي:

$$M_L = \log_{10}(A) + 1.6\log_{10}(D) - 0.15 \qquad for\ D < 200km$$

$$M_L = \log_{10}(A) + 3\log_{10}(D) - 3.38 \qquad for\ D = (200 - 600)km$$

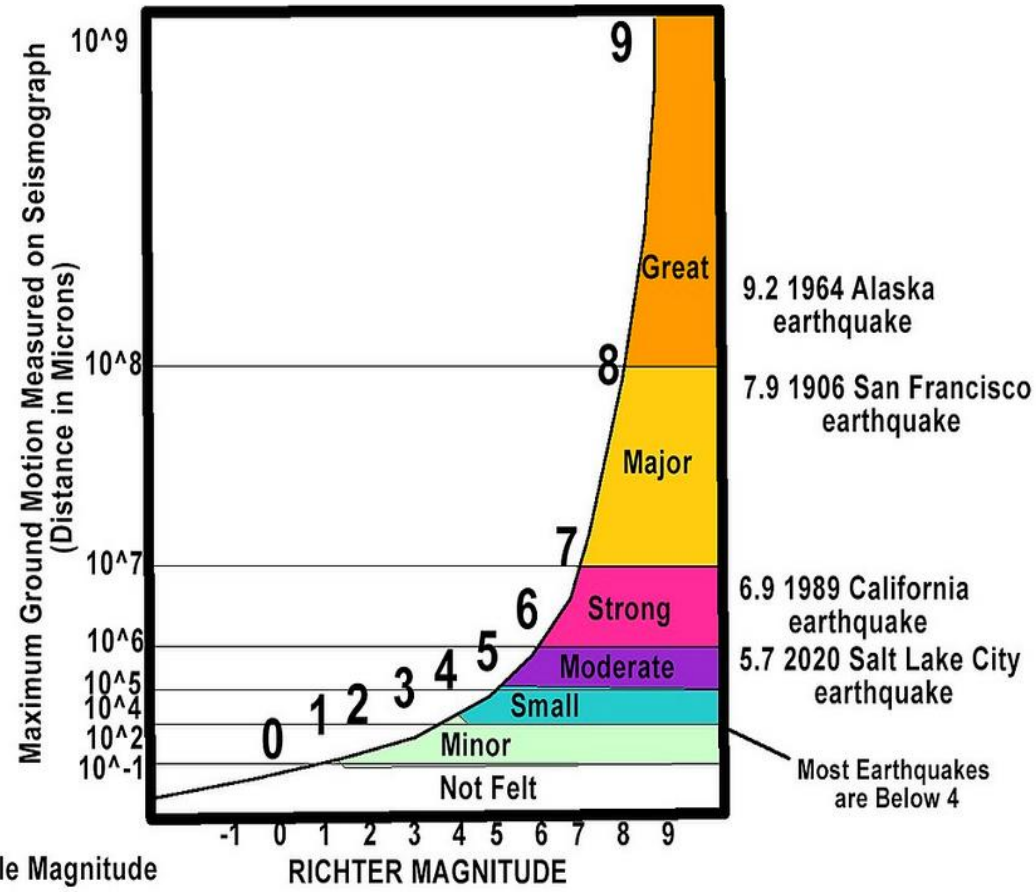
D البعد بين مركز الزلزال ومحطة التسجيل بالـ km

How the Richter Magnitude Scale is determined

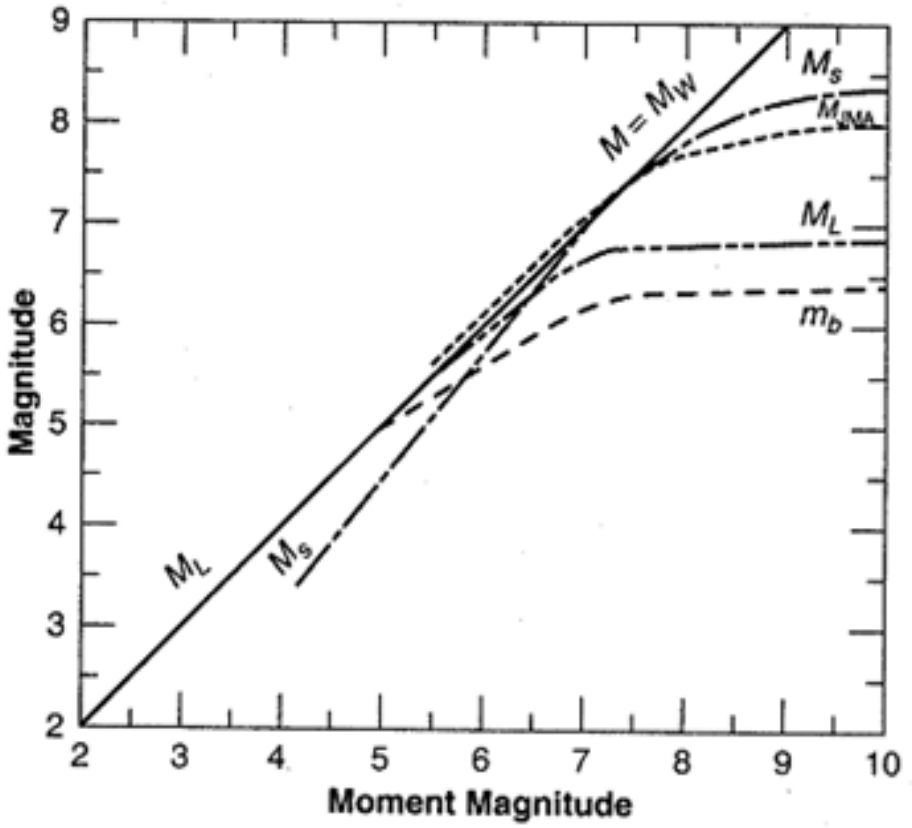


log(100,000) = 5

Richter Scale Magnitude



شدة العزم لريختر Mw (Moment magnitude)



في حالة الزلازل القوية، تصبح خصائص اهتزاز الأرض قليلة التأثر بحجم الزلزال وبالتالي يحدث تشبع لمقاييس الشدة السابقة (الوصول إلى الحد الأقصى). يتشبع مقياسا شدة الأمواج الحجمية والشدة الموضعية لريختر عند الشدة 6 حتى 7 درجات، ويتشبع مقياس شدة الأمواج السطحية عند شدة حوالي 8 درجات.

إن مقياس الشدة الوحيد غير المعرض للتشبع هو مقياس شدة العزم الذي يتصل مباشرة بالعزم الزلزالي، حيث يعتمد على القياس المباشر للعزم المسبب للانهيار على طول الفالق ويستخدم من أجل الزلازل القوية (M_w>7.5) التي تعطي فيها M_S و M_L قيماً أقل من الواقع للطاقة المحررة . على عكس المقاييس السابقة، لا يرتبط مقياس شدة العزم بأطوال الموجات وإنما **يتعلق بآلية وميكانيزم القص الذي يحدث عند المصدر الزلزالي وبالتالي يعبر هذا المقياس بشكل أفضل عن حركة سطح الارض**. يعرف هذا المقياس كتابع للعزم الزلزالي M_0 الذي يعبر عن محتوى التشوهات عند المصدر الزلزالي ويعطى بالعلاقة :

هناك العديد من العلاقات التي تسمح بحساب شدة العزم Mw للزلزال بدلالة العزم السيسمي M_0، نذكر منها العلاقة التالية :

$$M_w = \frac{2}{3}\log_{10}(M_0) - 6 \Rightarrow \boxed{M_0 = 10^{\frac{3}{2}(M_w+6)}}$$

M_0 العزم السيسمي مقدراً بالجول (1جول=1N.m)

كما يمكن ربط العزم السيسمي M_0 بطاقة الزلزال ، ونذكر من العلاقة المستخدمة :

$$\boxed{E_s = 10^{-4.2} M_0}$$

Es الطاقة المتحررة على شكل أمواج سيسمية

يمكن حساب العزم السيسمي بالعلاقة التالية :

$$M_0 = G.S.\Delta u$$

G : معامل القص للصخر المشكل للفالق بواحدة (N/m^2)، وقيمته بحدود 30 GPa بالقشرة الأرضية ويبلغ 70 GPa في المانتل

S: مساحة الانهيار الفالقي بالـ (m^2)

Δu الانزياح الوسطي بين جانبي الفالق بالـ (m) الذي يمكن أن يبلغ عشرات الأمتار في حالة الزلازل الكبيرة .

علاقة شدة الزلزال Mw بالطاقة المتحررة Es

من العلاقات السابقة نحصل على

$$M_0 = 10^{4.2} E_s \Rightarrow M_w = \frac{2}{3}\log_{10}(10^{4.2} E_s) - 6$$

$$M_w = \frac{2}{3}\log_{10}(10^{4.2} E_s) - 6 = \frac{2}{3}\log_{10}(10^{4.2}) + \frac{2}{3}\log_{10}(E_s) - 6$$

$$M_w = \frac{2}{3}\log_{10}(E_s) - 3.2 \Rightarrow E_s = 10^{\frac{3}{2}(M_w + 3.2)}$$

$$M_w = \frac{2}{3}\log_{10}(E_s) - 3.2 \Rightarrow E_s = 10^{\frac{3}{2}(M_w + 3.2)}$$

ذا فرضنا زلزالين، الأول شدته $M_{w,1}$ والثاني شدته $M_{w,2}$ يكون لدينا :

$$\frac{M_{0,2}}{M_{0,1}} = \frac{10^{\frac{3}{2}(M_{w,2}+6)}}{10^{\frac{3}{2}(M_{w,1}+6)}} = 10^{\frac{3}{2}(M_{w,2}-M_{w,1})}$$

$$\frac{E_{s,2}}{E_{s,1}} = \frac{10^{\frac{3}{2}(M_{w,2}+3.2)}}{10^{\frac{3}{2}(M_{w,1}+3.2)}} = 10^{\frac{3}{2}(M_{w,2}-M_{w,1})}$$