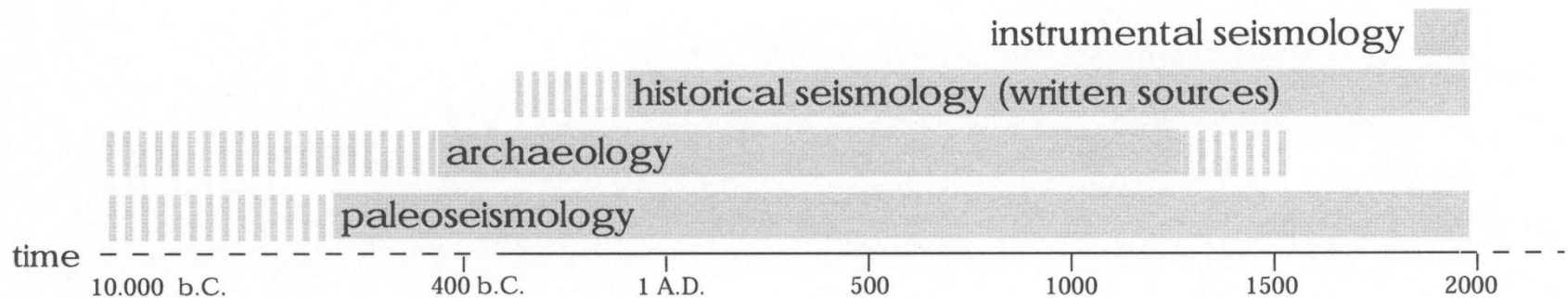


SEISMOLOGIE A SEISMOTEKTONIKA

část 7.: Neinstrumentální data a doprovodné jevy

Zemětřesení se vyskytují v celé historii Země. Výzkum různě starých zdrojů je založen na různých metodách.



Zemětřesení se vyskytují v celé historii Země. Výzkum různě starých zdrojů je založen na různých metodách.



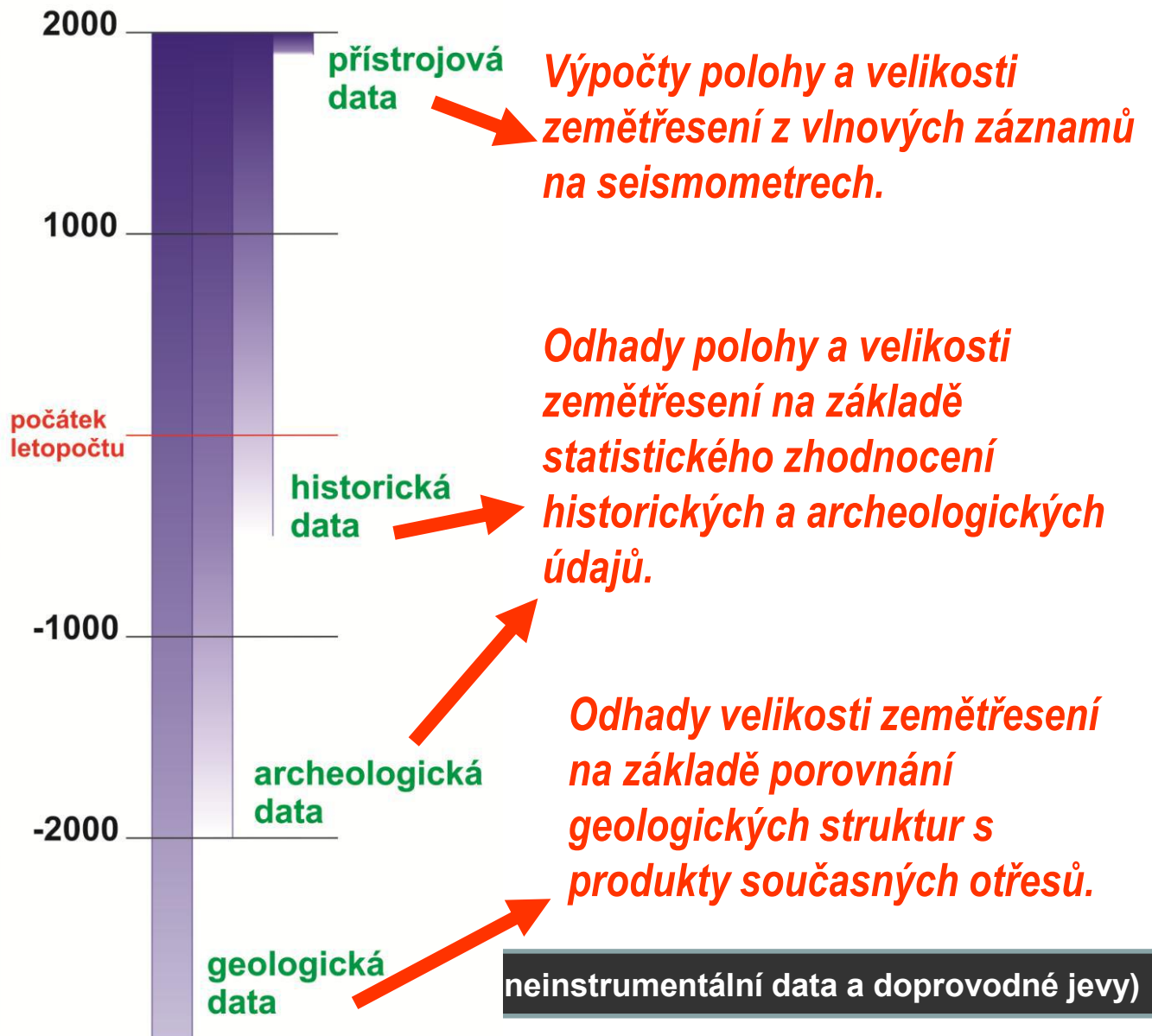
Spolehlivost určení parametrů zdroje zemětřesení závisí na charakteru dostupných dat.

presné údaje,
spolehlivý přehled
i o slabých jevech

přibližné údaje
(spolehlivý čas,
přibližná poloha,
odhadnutá velikost),
dobrý přehled
jen o silných jevech

odhadnuté údaje
(přibližný čas a poloha,
odhadnutá velikost),
neúplný přehled
i o silných jevech

hrubě odhadnuté údaje
(jen rámcový čas,
neznámá poloha,
odhadnutá velikost),
špatný přehled
i o silných jevech



7.1: Makroseismická data

Makroseismická data:

A. Pohyby na zlomu

B. Pohyby mimo zlom

C. Průvodní jevy

A. Pohyby na zlomu

Poruchy na zlomové ploše propagující až k povrchu.



El Centro, Kalifornie, 1979.

B. Pohyby mimo zlom

Kmitavé pohyby v regionu kolem epicentra:

- kmitání zemského povrchu pocítené lidmi
- pohyby předmětů v důsledku kmitání zemského povrchu
- ničivé účinky

Izmit, Turecko, 1999.



C. Průvodní jevy

- zvukové jevy
- světelné efekty
- kolísání hladiny spodních vod
- zvláštní chování zvířat

Makroseismický dotazník

Strukturovaný dotazník s cílenými dotazy na hlavní prvky makroseismického pozorování:

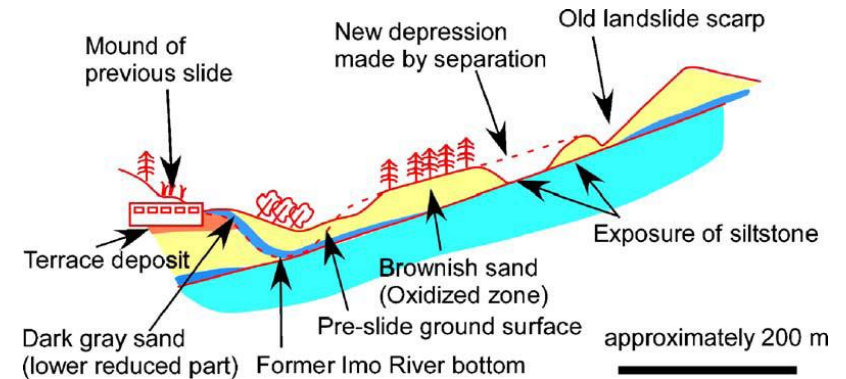
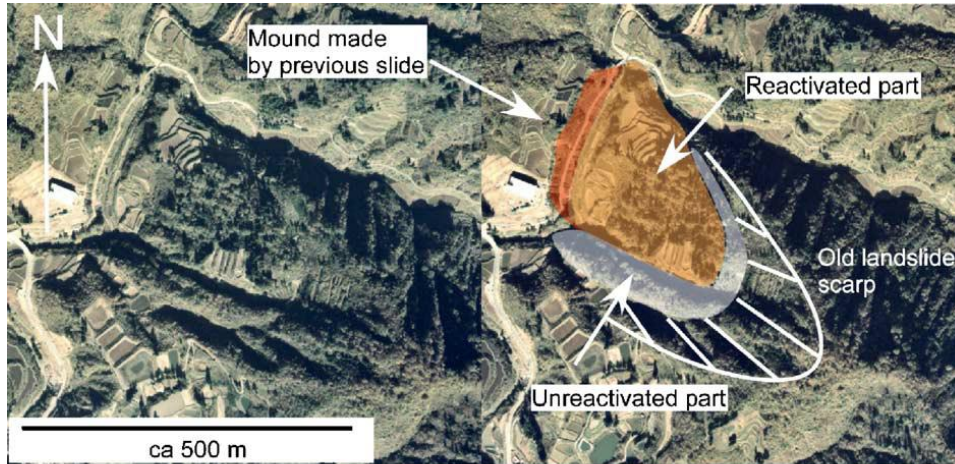
- Popis pozorovaných otřesů (pohyby půdy, zvukové efekty)
- Popis účinku na člověka
- Popis účinků na předměty a přírodu
- Popis škod na budovách

<http://www.ig.cas.cz/makroseismicky-dotaznik/>

Seismický jev může být impulsem pro některé procesy. Některé z nich představují vysoké riziko a jsou předmětem samostatných pozorování a výzkumů.

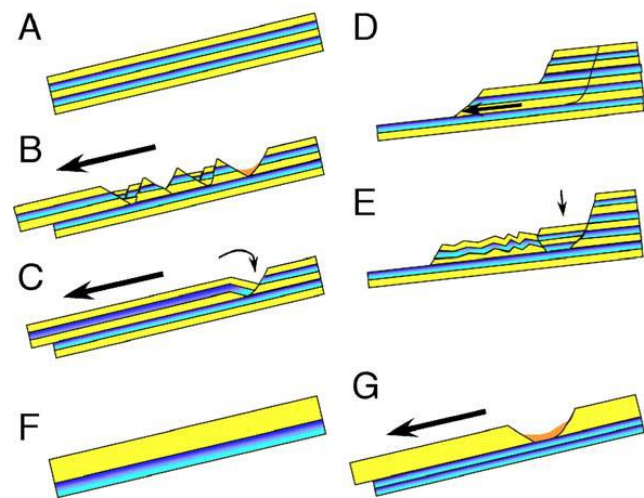
7.2: Doprovodné jevy - sesuvy

Sesuvy patří ke klasickým fenoménům doprovázejícím zemětřesení.



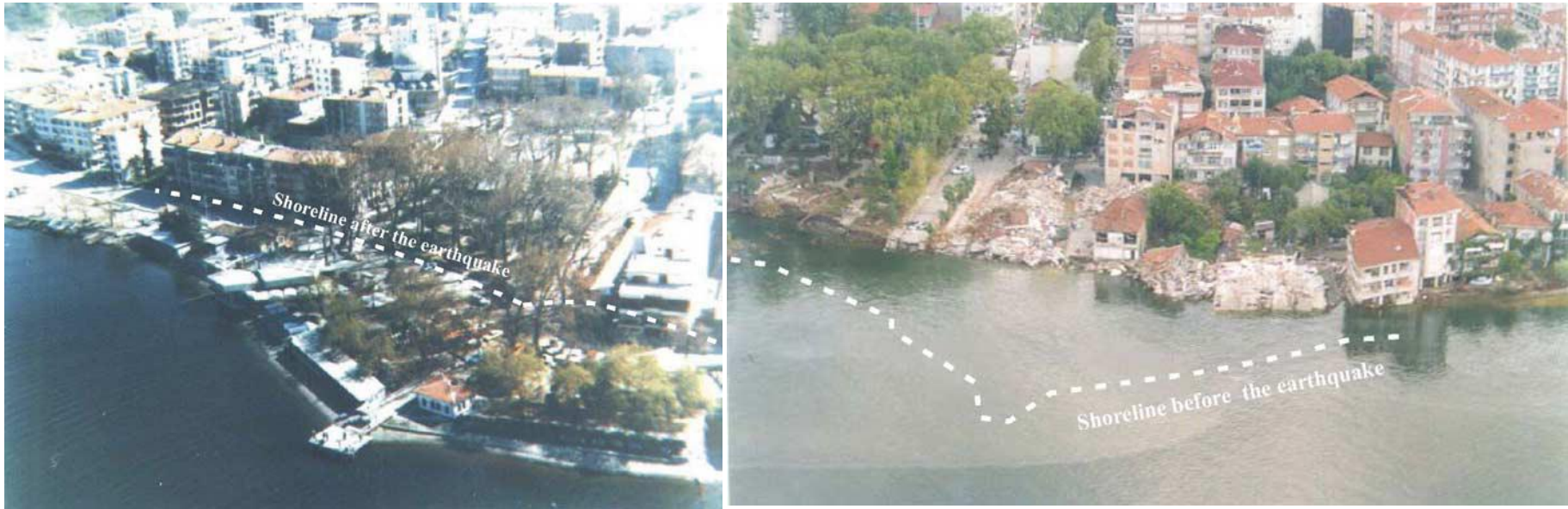
Příklad sesuvu trigrovaného zemětřesením (Chigira, Yagi 2006)

V jednotlivých částech tělesa sesuvu probíhají různé typy deformace.



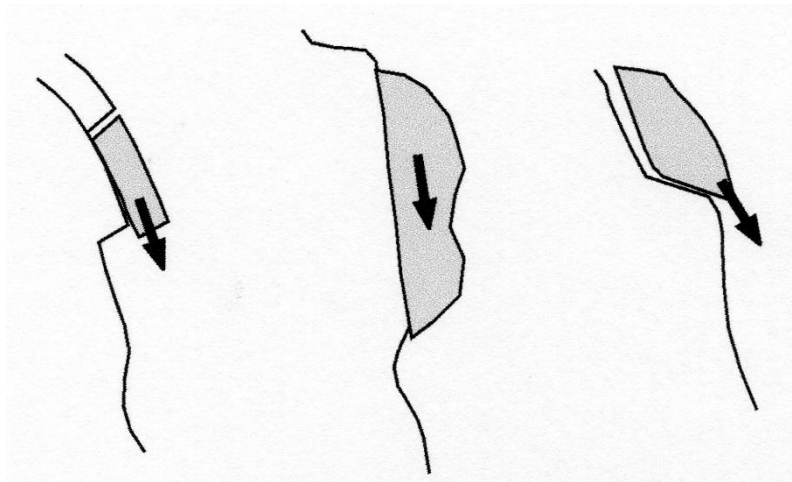
Příklad sesuvu trigrovaného zemětřesením a různé mechanismy deformace v tělese sesuvu (Chigira, Yagi 2006)

Sesuvy mohou být generovány také pod vodní hladinou.

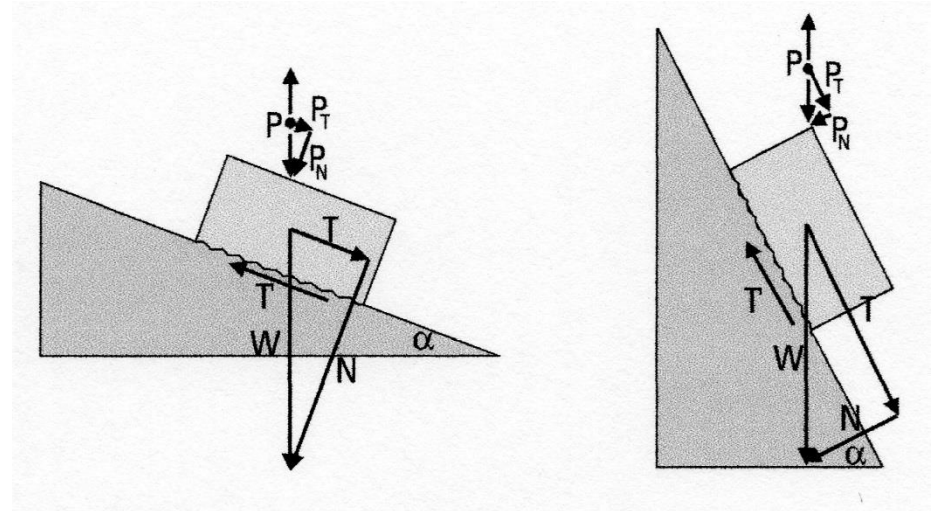


Pobřežní čára před (vlevo) a po (vpravo) zemětřesení z roku 1999 (Koaceli, Turecko) s $M_w=7.4$ – příklad podmořského sesuvu trigrovaného zemětřesením (Cetin et al. 2004)

Hlavní silou působící při skalním řícení a sesuvech je gravitace. Zemětřesení ke vzniku fenoménu přispívá narušením pevnosti diskontinuit a působením dodatečné síly (související s kmitáním částic kontinua), která vede k překonání tření.

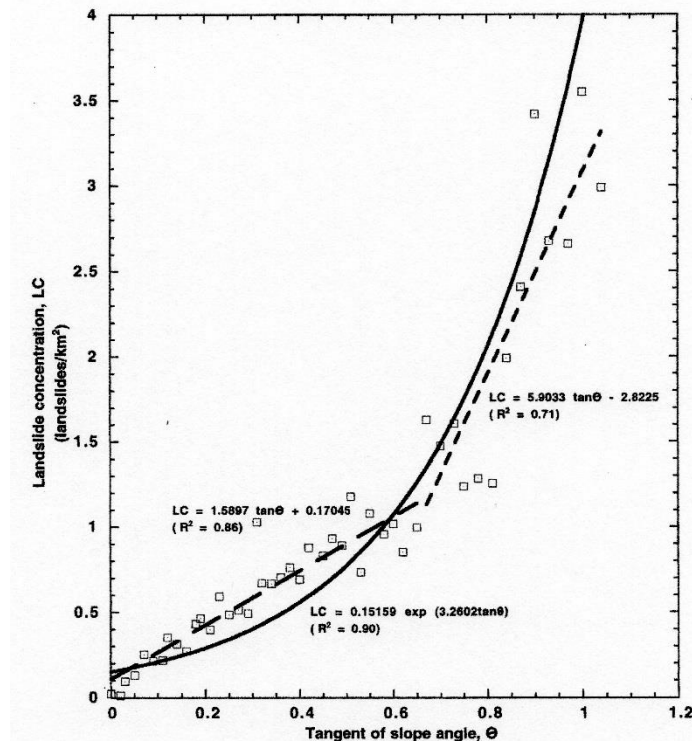
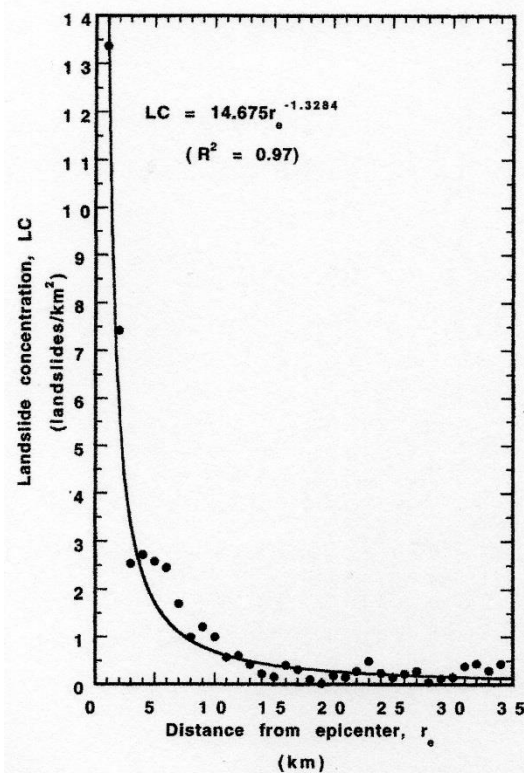


*Různé typy skalního řícení
(Vidrih et al. 2001).*



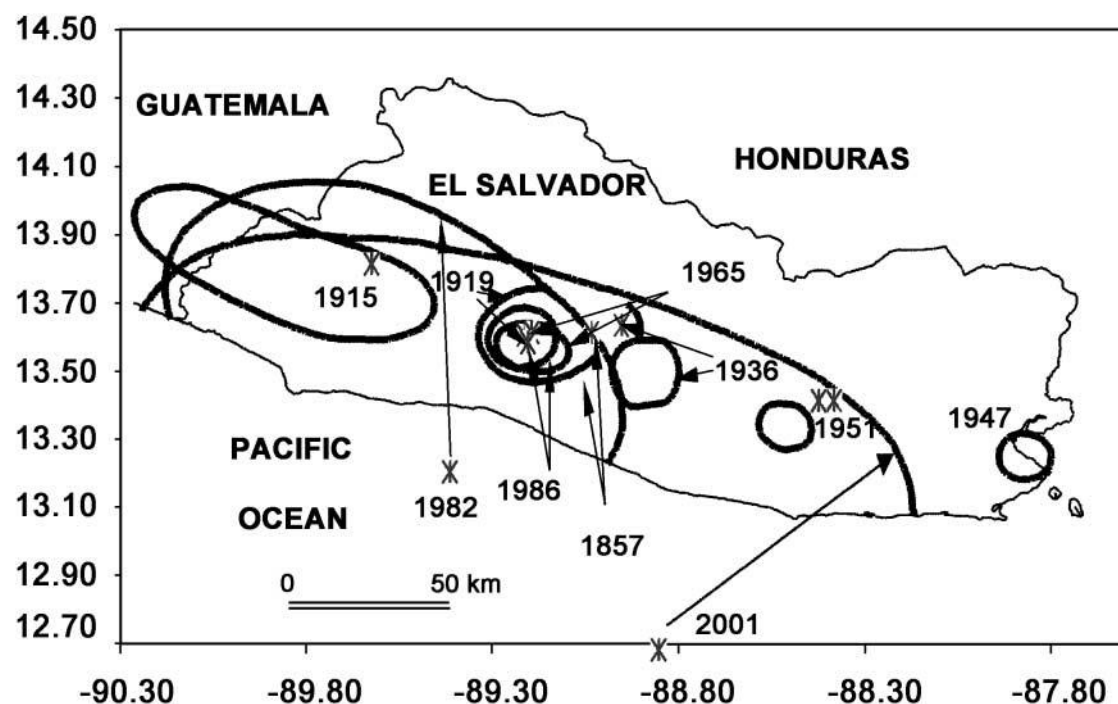
*Mechanismus vzniku sesuvu vlivem
dodatečné síly působící při zemětřesení
(Vidrih et al. 2001)*

Četnost sesuvů generovaných zemětřesením závisí na epicentrální vzdálenosti a na sklonu odlučných ploch.



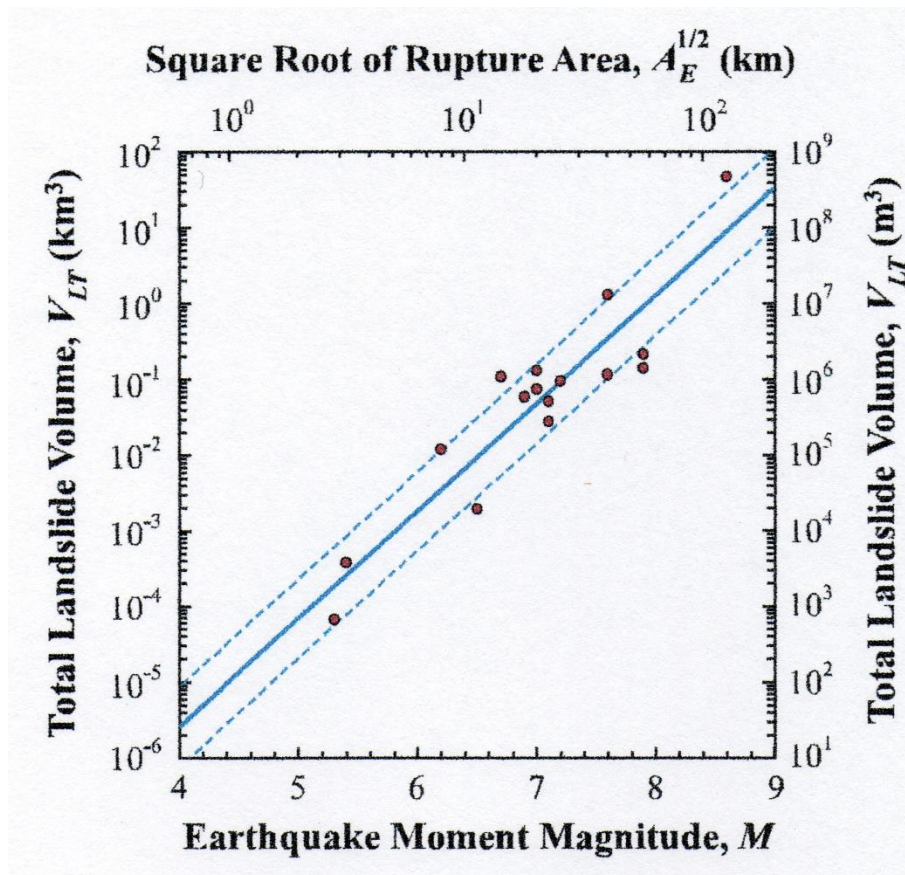
Závislost četnosti sesuvů na epicentrální vzdálenosti (vlevo) a na sklonu inklinace – studium z ep. oblasti Loma Prieta (1986), Kalifornie (Keefe 2000).

Oblast, ve které jsou seismickým jevem trigrovány sesuvy, může mít na délku stakilometrové rozměry.



Rozsah regionů, v nichž byly generovány sesuvy vybranými zemětřeseními ve střední Americe (Bommer, Rodriguez 2002).

Celkový rozsah sesuvů závisí na velikosti zemětřesení.



Celkový objem sesuvů jako funkce momentového magnituda (Malamud et al. 2004).

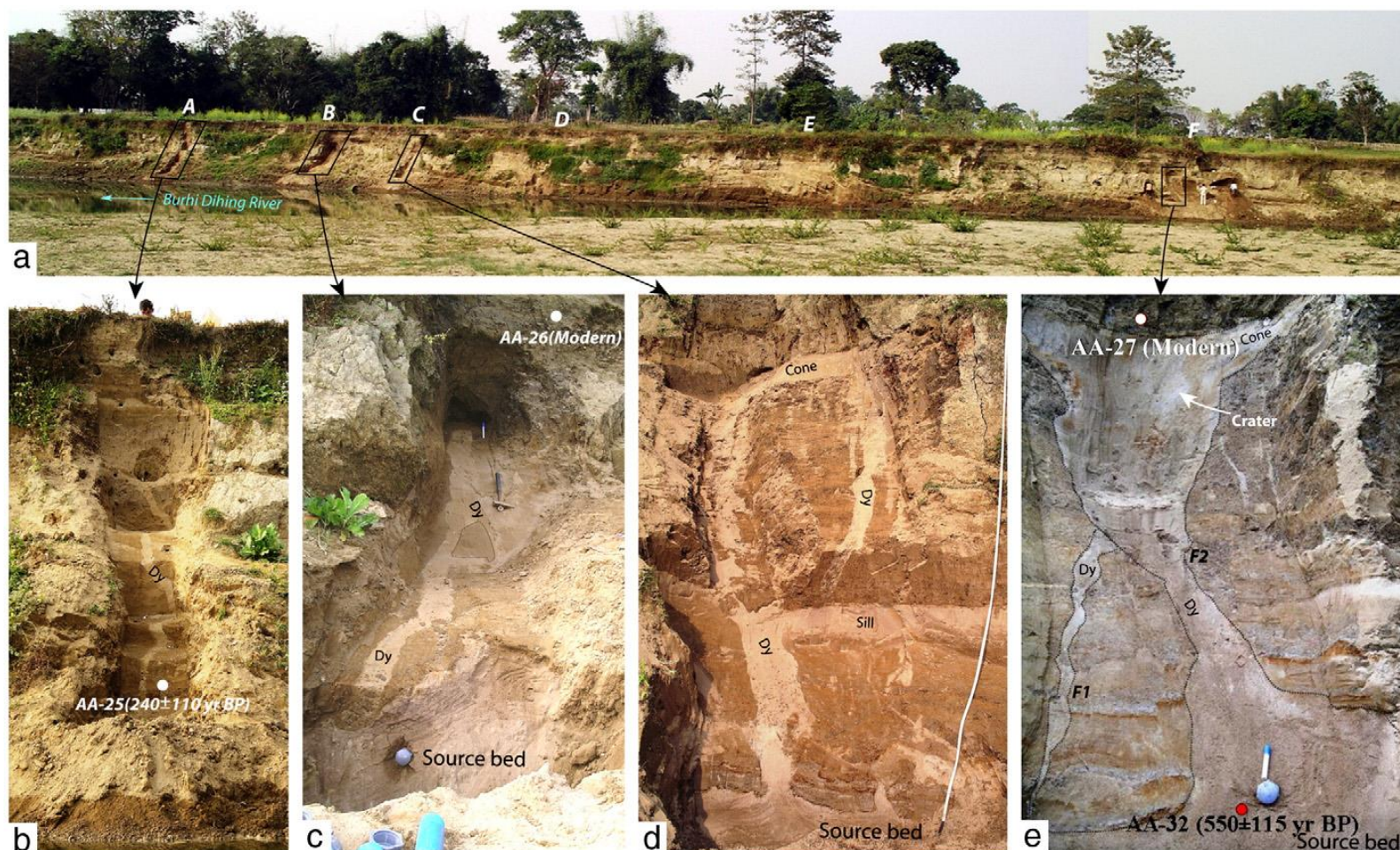
7.3: Doprovodné jevy – zkapalnění sedimentu

Kmitání částic v horninovém kontinuu může vést ke zvýšení tlaku fluid a ke změně konzistence (zkapalnění) některých klastických sedimentů (písky, štěrky).



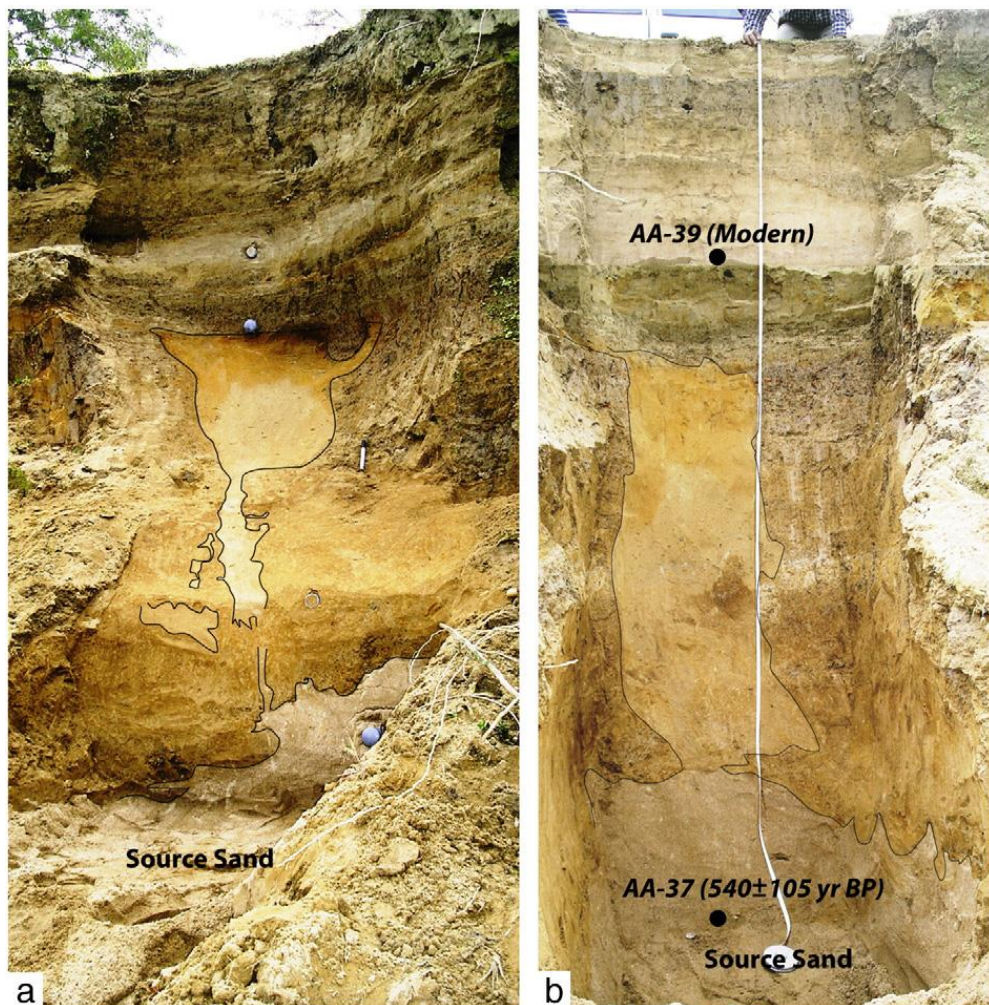
Příklad efektu zkapalnění sedimentu při zemětřesení v regionu Niigata (1964)

Zkapalněný materiál proniká do trhlin a vytváří sedimentární žíly.



Sedimentární žíly vzniklé při zemětřesení (Reddy et al. 2009).

Sedimentární žíly porušují nadložní vrstvy starší než otřes a umožňují tak lépe datovat seismický jev při paleoseismologických výzkumech.



Sedimentární žíly vzniklé při zemětřesení (Reddy et al. 2009).

Sedimentární žíly mohou vedle nadložních poloh pronikat také do podloží.



Sedimentární žíly vzniklé při zemětřesení, pronikající do nadloží (A) a do podloží (B a C) (Callot et al. 2008).

Různé typy zkapalněných sedimentů – objevují se polohy s promíchaným materiálem a s volně unášenými klasy (Callot et al. 2008).

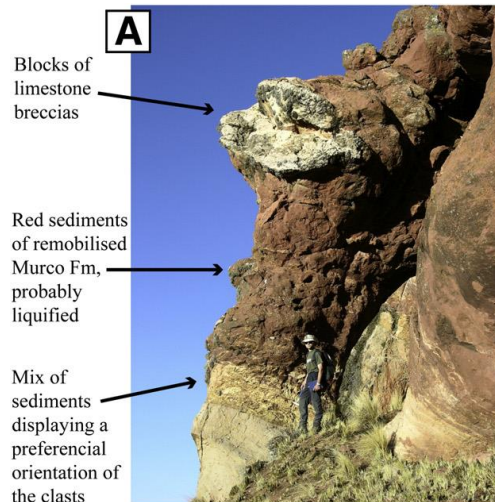
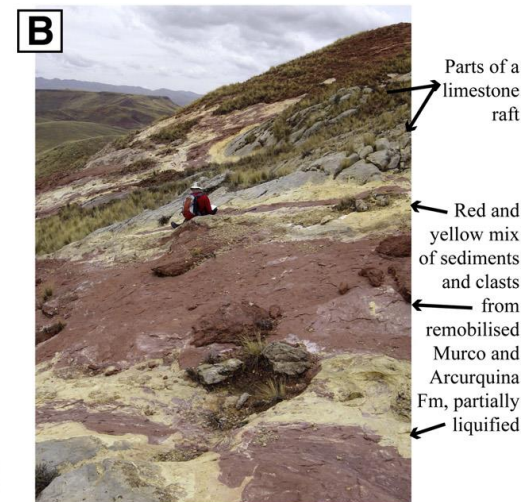
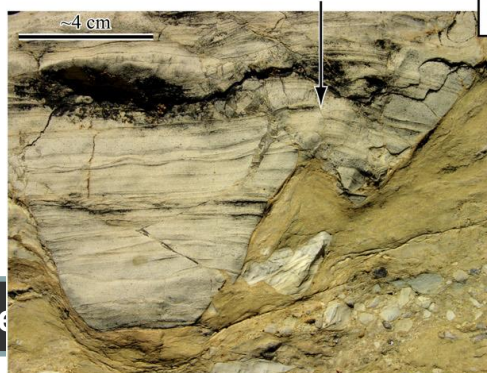
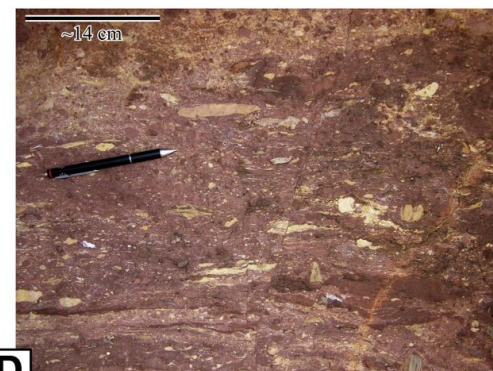


Fig. 7D

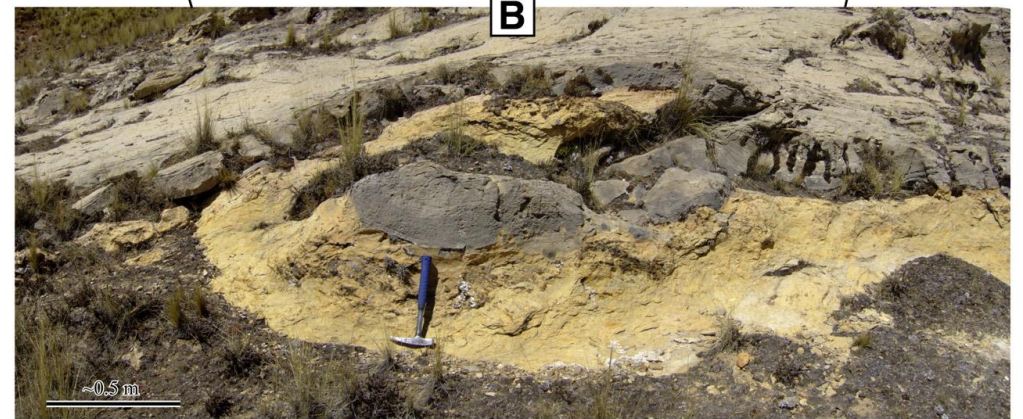
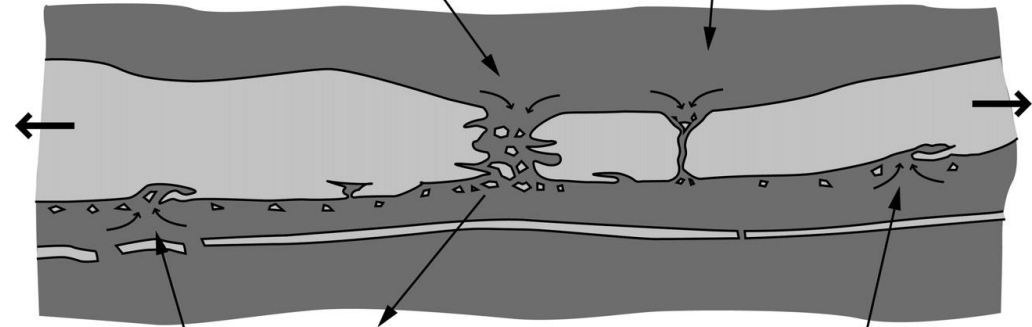
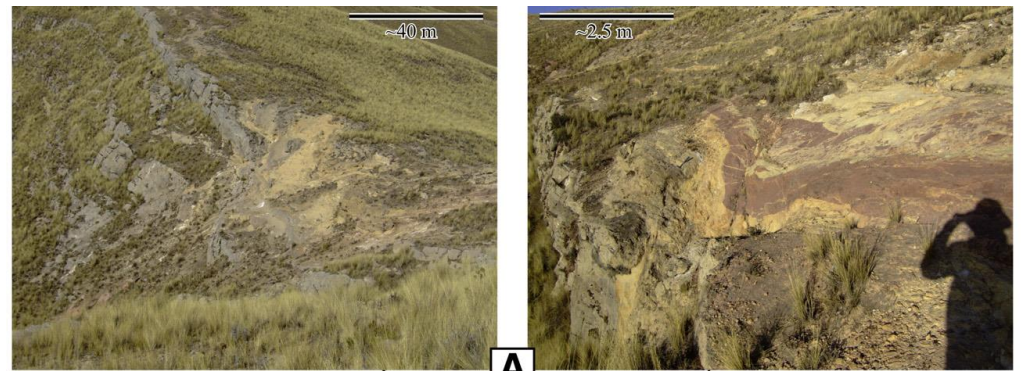


Limestone blocks



C D
E F

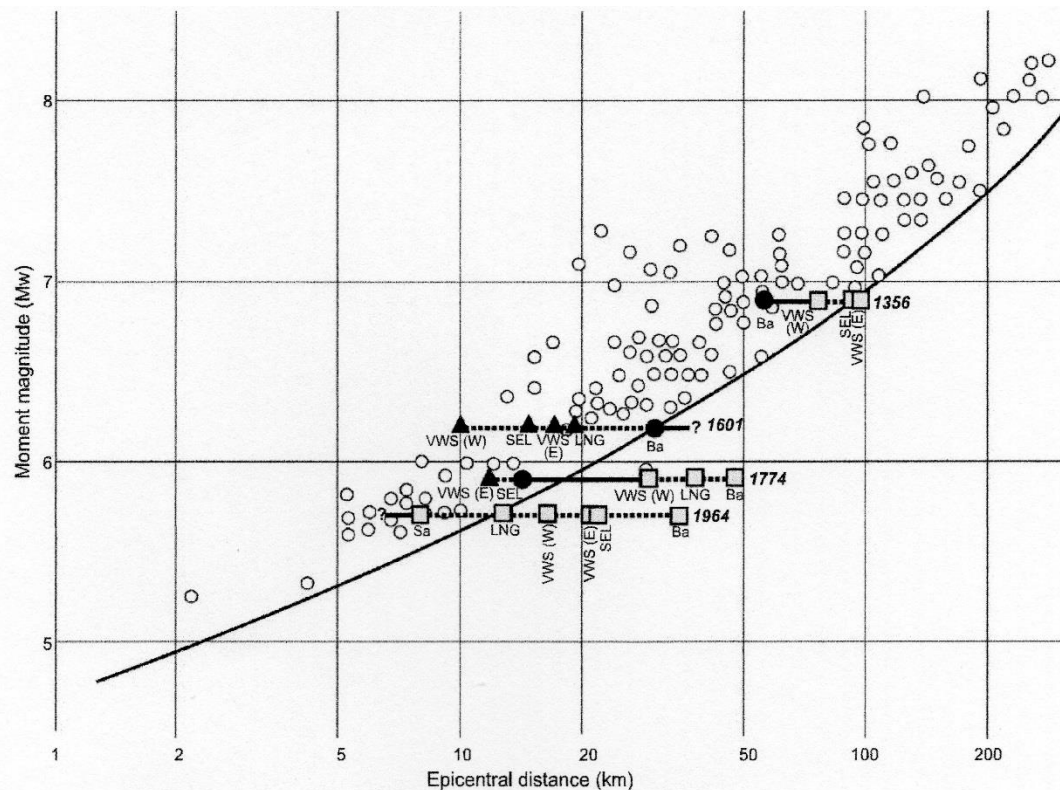




Pevnější karbonátové vrstvy tvořící překážku toku zkapalněných sedimentů (Callot et al. 2008).

Epicentrální vzdálenost, ve které se může projevit efekt zkapalnění, závisí na velikosti zemětřesení.

Dosah efektu zkapalnění v závislosti na magnitudu – podle studií jezerních sedimentů ve stř. Švýcarsku (Monecke et al. 2004).



- Farthest liquefaction effect with bound suggested by Ambraseys (1988) for earthquakes worldwide with focal depth < 50 km (after Obermeier, 1996)
- ▲ Slump and/ or rockfall deposit related to earthquakes of 1356 Basel, 1601 Unterwalden and 1774 Altdorf
- Liquefaction structure related to earthquakes of 1356 Basel, 1601 Unterwalden and 1774 Altdorf
- Lakes showing no deformation related to earthquakes of 1356 Basel, 1601 Unterwalden, 1774 Altdorf and 1964 Sarnen
- □ Uncertainty range of farthest liquefaction effect related to earthquakes of 1356 Basel, 1601 Unterwalden, 1774 Altdorf and 1964 Sarnen

Sa= Sarner See
 LNG= Lungerer See
 SEL= Seelisberg Seeli
 BA= Baldegger See
 VWS (W)= Vierwaldstätter See, Western basin (data after Schnellmann et al., 2002)
 VWS (E)= Vierwaldstätter See, Eastern basin (data after Siegenthaler & Sturm, 1991)

7.4: Doprovodné jevy – tsunami

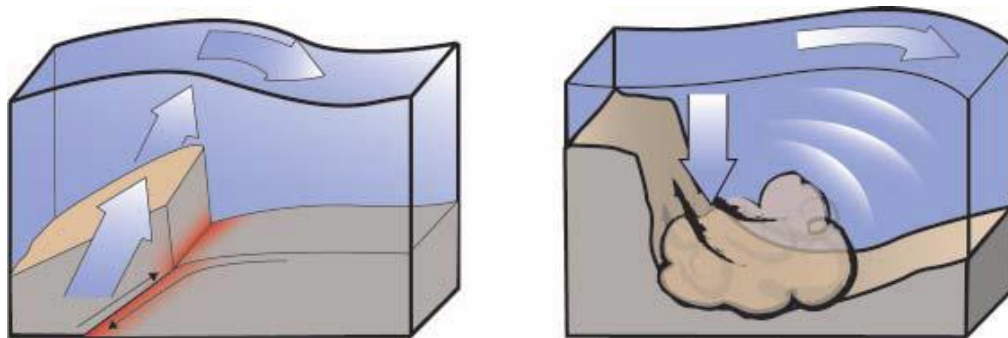
vlny tsunami - Jako vlny tsunami jsou označovány vlny o extrémně velké vlnové délce vzniklé masivním a impulsivním narušením výšky vodní hladiny.

Název tsunami byl přijat v roce 1963 a byl převzat z japonštiny

(津 „tsu“ = „přístav“,
波 nebo 浪 „nami“ = „vlna“).

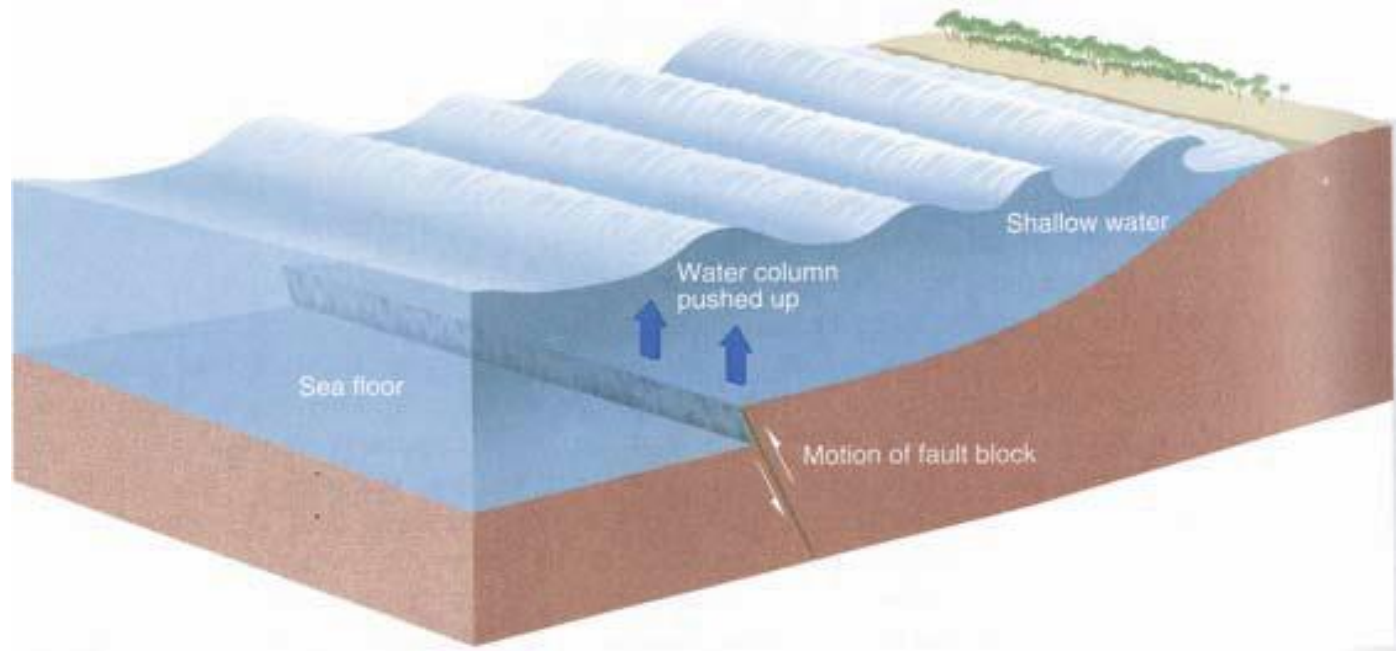


Nejčastěji jsou vlny tsunami generovány v souvislosti se zemětřeseními v oceánských a pobřežních oblastech, s velkými sesuvy materiálu do vodního bazénu a s vulkanickými erupcemi – teoreticky možný je také vznik tsunami při jaderné explozi a při dopadu mimozemského objektu (meteorit, asteroid, kometa).



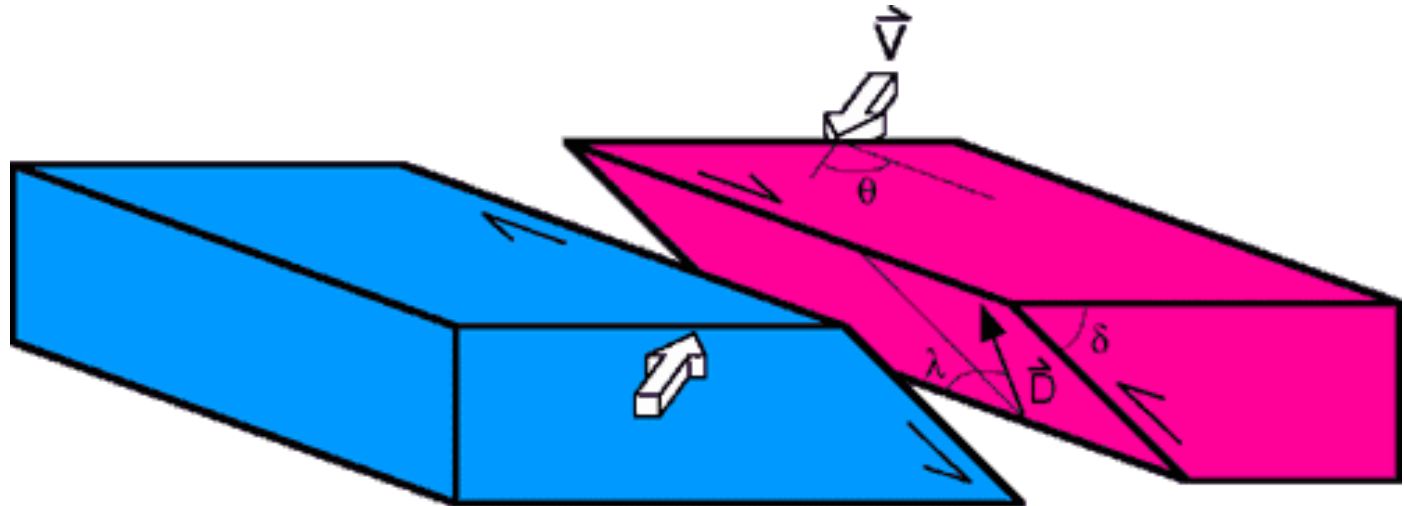
Mechanismus vzniku vlny tsunami při zemětřesení (vlevo) a podmořském sesuvu (vpravo).

Pro vznik tsunami vlivem zemětřesení je nutné, aby došlo k masivní a rychlé změně vodní hladiny. To je možné pouze při vertikálním pohybu na zlomu porušujícím zemský povrch.



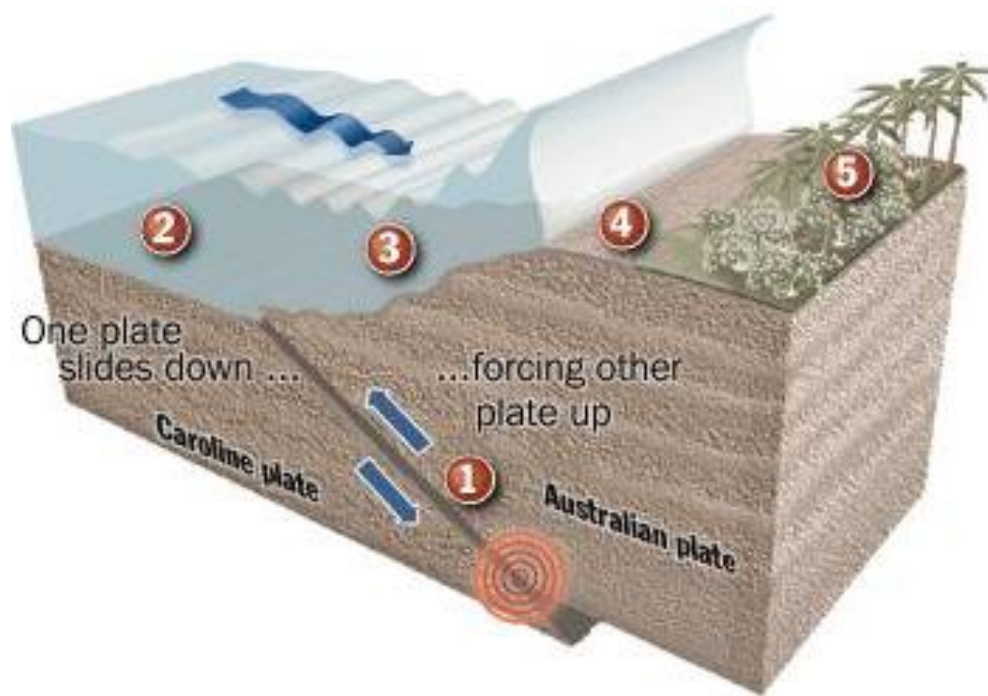
Zemětřesení tedy musí mít:

- významnou vertikální složku střížného pohybu podél zlomu

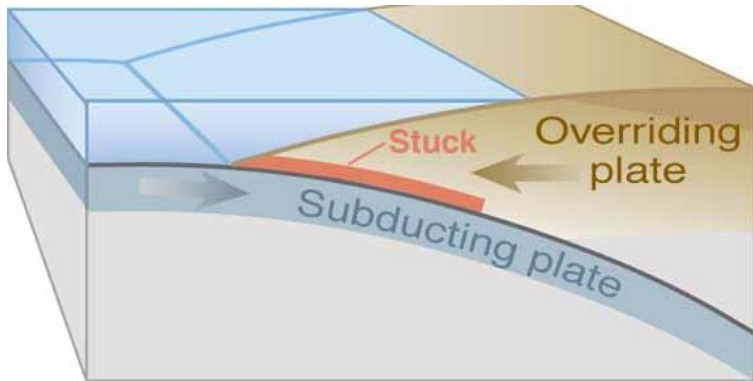


Při horizontálních posunech jsou vlny tsunami méně obvyklé (jen asi 15% vln tsunami bylo generováno v souvislosti s horizontálními posuny).

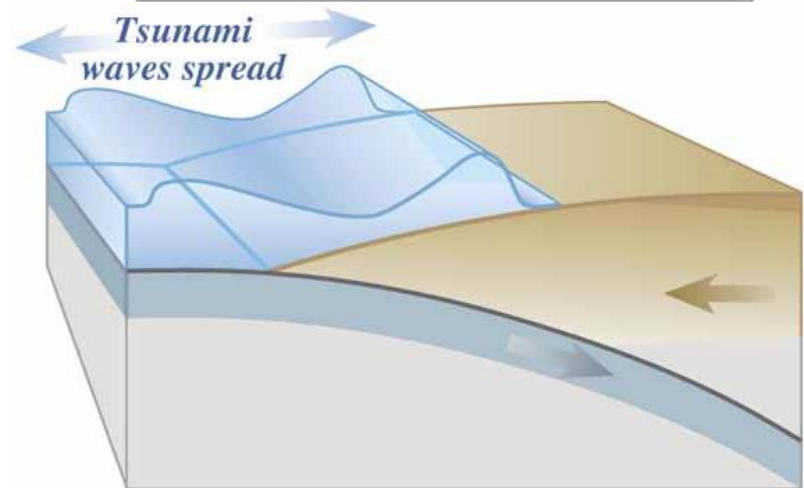
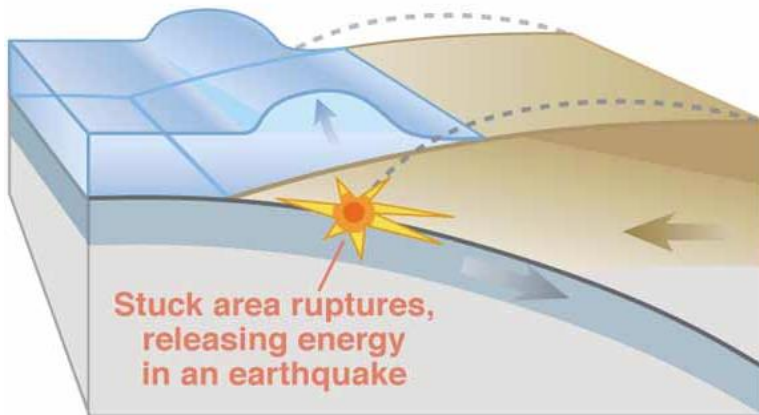
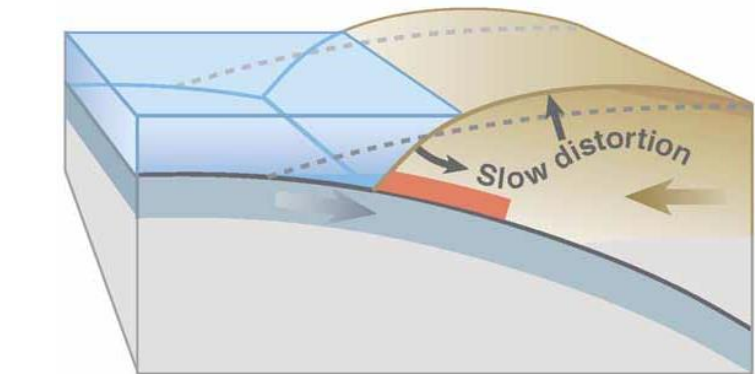
- musí být dostatečně silné a mělké, aby zlom porušil také zemský povrch (zemětřesení vznikají v hloubce, čím větší je hloubka, tím větší energie musí být uvolněna, aby došlo k propagaci ruptury až k povrchu)



Typické jsou vlny tsunami pro silná zemětřesení na subdukčních okrajích spojená s uvolněním elastické deformace v nadložní desce.



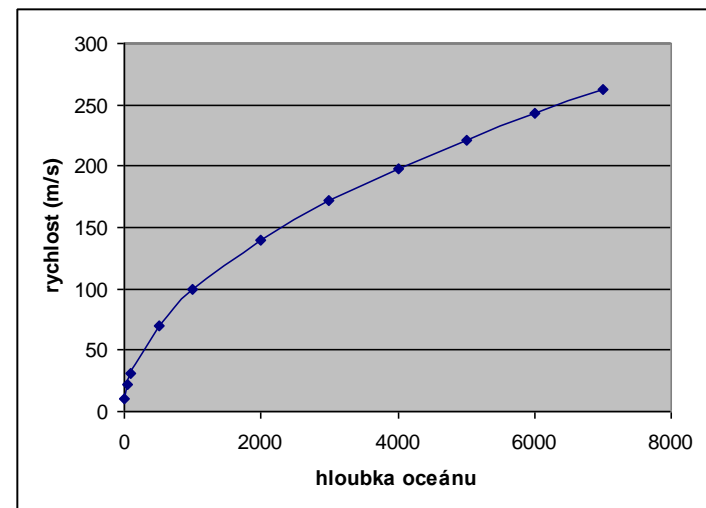
Earthquake starts tsunami



Vlny tsunami mají na volném moři vlnové délky řádově stovky kilometrů a periodu řádově od desítek minut do dvou hodin. Rychlost vlny tsunami závisí na hloubce bazénu (pro hloubku mnohem menší, než je vlnová délka vlny):

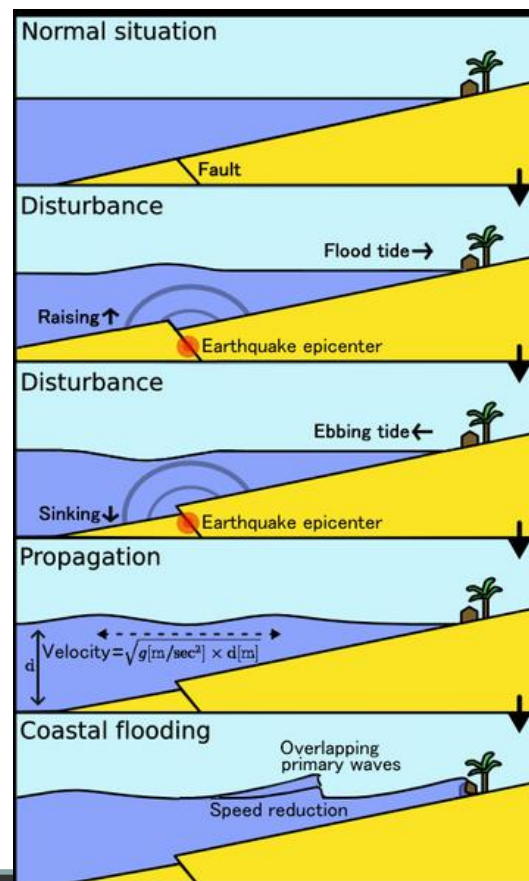
$$v = \sqrt{g \cdot d}$$

kde g je gravitační zrychlení a d je hloubka moře



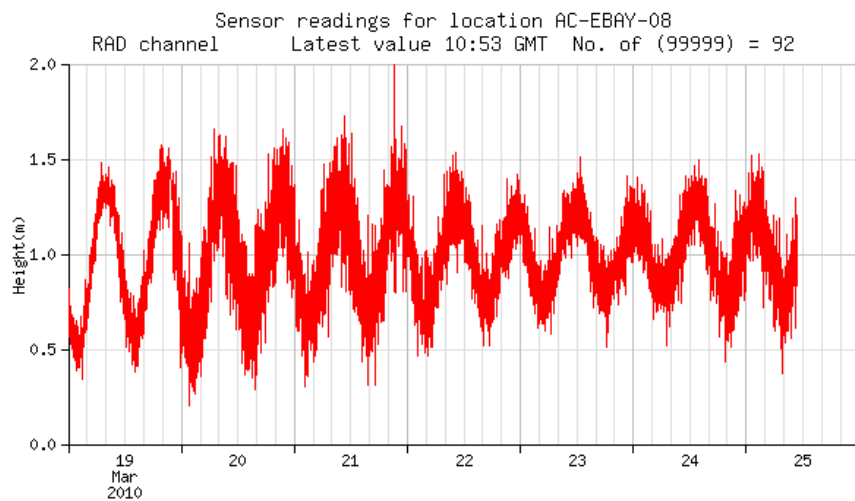
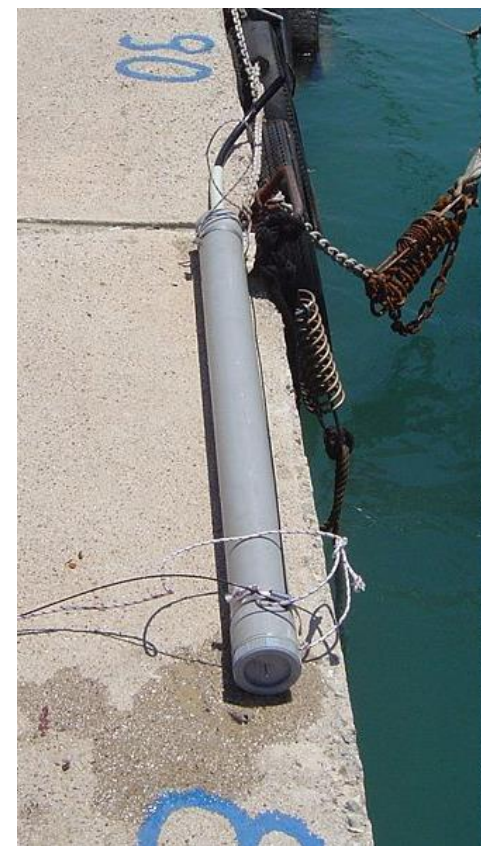
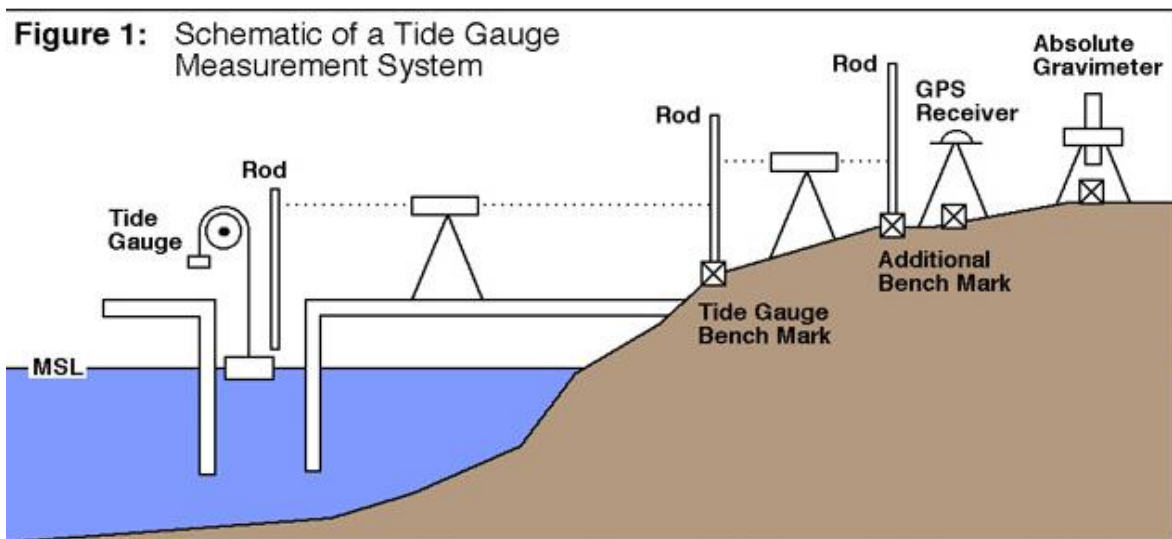
Prudký nárůst amplitudy při pobřeží je doprovázen zkrácením vlnové délky a snížením rychlosti. Velká kinetická energie umožňuje vlně tsunami pronikat relativně daleko do vnitrozemí.

hloubka (m)	rychlost (km/h)	vlnová délka (km)
7000	943	282
4000	713	213
2000	504	151
200	159	48
50	79	23
10	36	10.6



Amplitudu vlny tsunami lze měřit pomocí tzv. přílivoměrů.

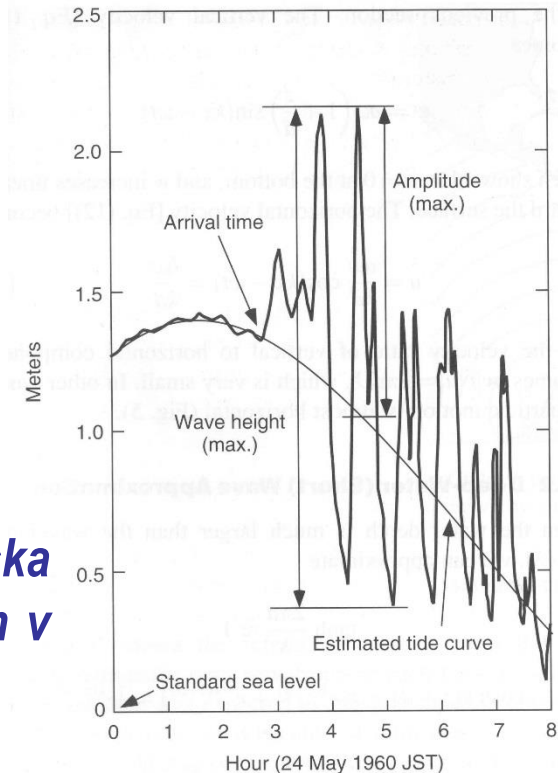
Figure 1: Schematic of a Tide Gauge Measurement System



Amplituda je měřena jako výška vlny od úrovně přílivové hladiny.

Na volném moři nepřesahuje amplituda vlny tsunami jeden metr (většinou se pohybuje v rozmezí 60-90 cm) a nebývá proto zaznamenána. Při pobřeží dochází vlivem nerovnosti dna ke změně rychlosti a k prudkému nárůstu amplitudy.

Záznam změn výšky hladiny na pobřeží Japonska (Miyako) při tsunami generované zemětřesením v roce 1960 s epicentrem při pobřeží Chile.

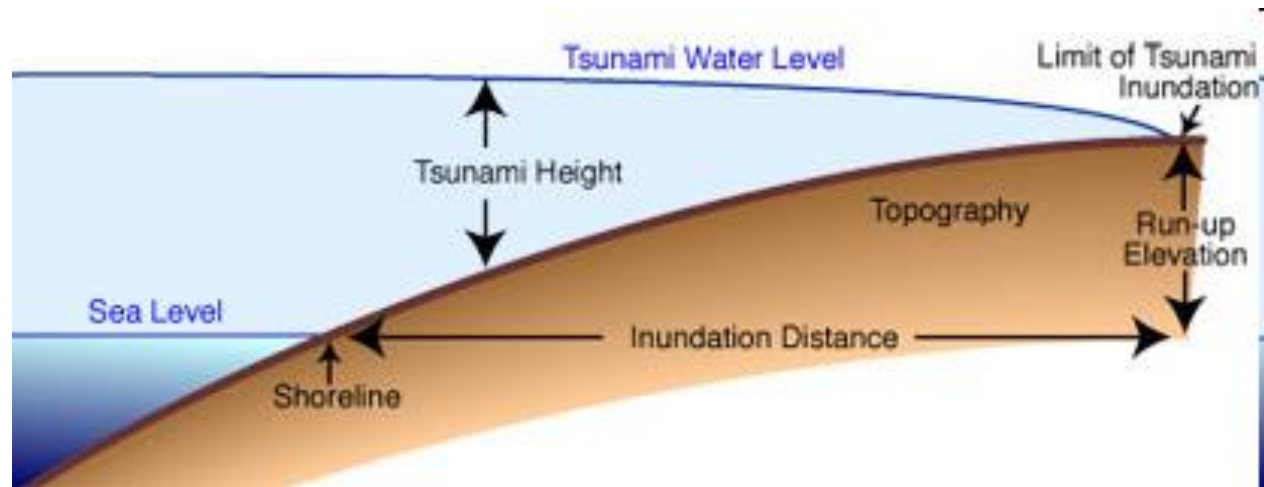


Není-li k dispozici záznam přílivoměru, určuje se výška vlny na základě pozorování v terénu.

Výška záplavy (inundation height) je výška vlny tsunami v okamžiku příchodu na pobřeží.

Délka záplavy (inundation distance) je vzdálenost, do které vlna tsunami pronikla.

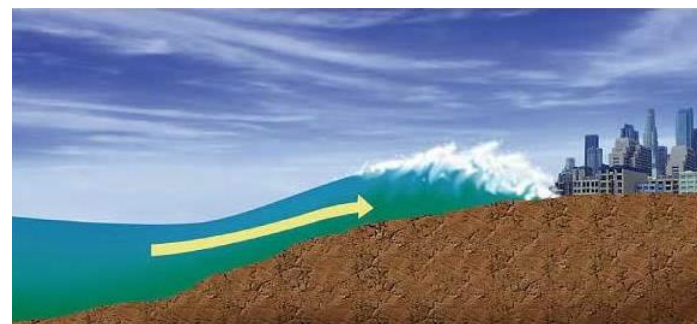
"Run-up" je nadmořská výška, do které vlna tsunami vystoupala.



Výška vln může u tsunami generovaných vzdáleným zemětřesením překročit 15 m, v případě vln tsunami generovaných zemětřesením s malou epicentrální vzdáleností může výška vln překročit 30 m.

Šíří-li se první vlna s negativní amplitudou, projeví se příchod vlny tsunami na pobřeží nejprve masivním ústupem vodní hladiny.

Šíří-li se první vlna s pozitivní amplitudou, projeví se příchod vlny tsunami na pobřeží nejprve masivním vzestupem vodní hladiny.



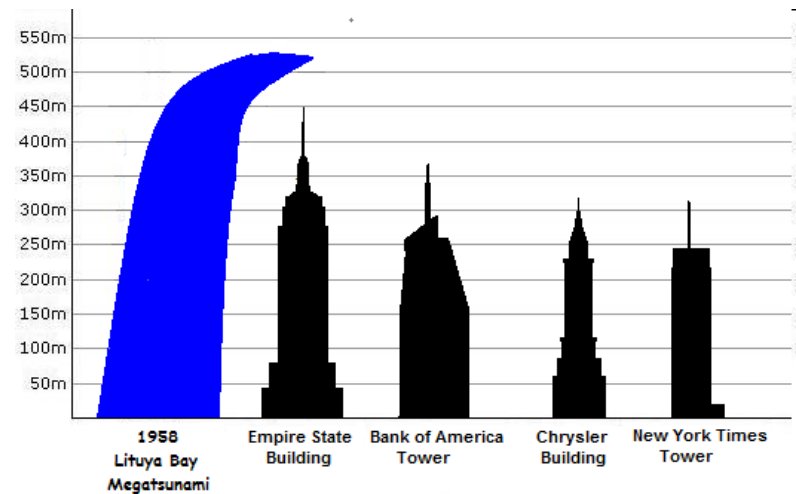
Ústup hladiny před první vlnou tsunami (Thajsko, 2004)

Megatsunami

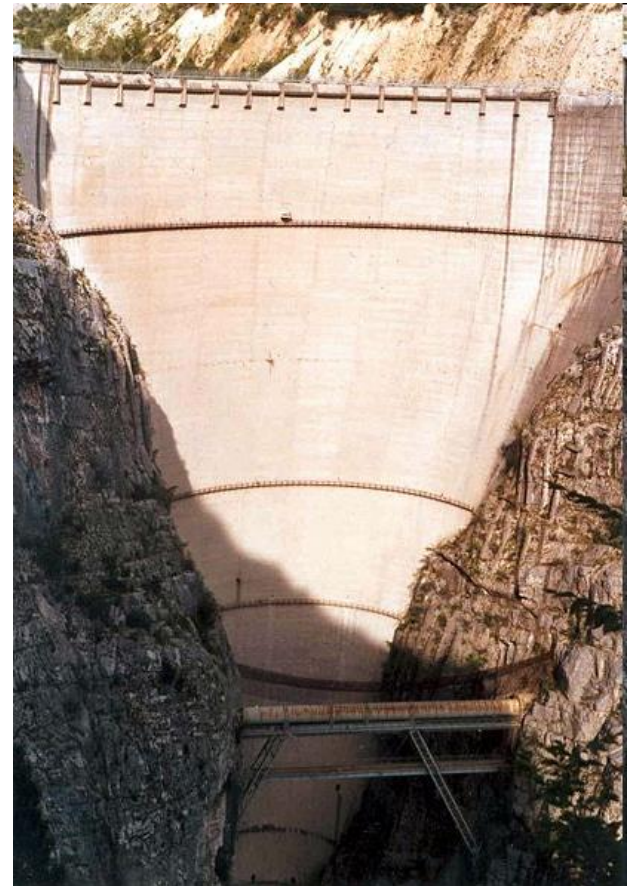
Vlny tsunami mohou lokálně dosahovat extrémních velikostí - tzv. megatsunami, obvykle v souvislosti s vlnami generovanými rozsáhlými svahovými sesuvy nebo propadem rozsáhlých prostor při vulkanické erupci.

Megatsunami jsou definovány jako vlny tsunami s výškou přesahující 100 metrů.

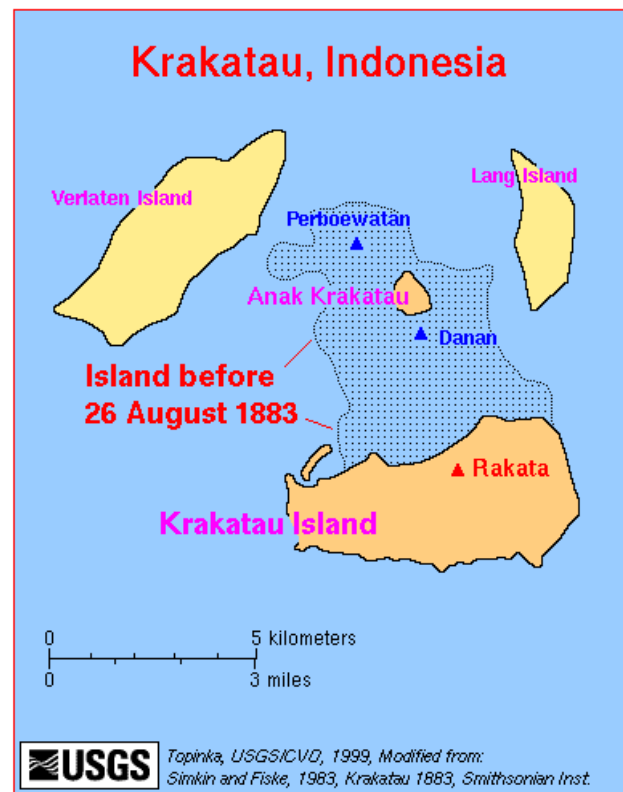
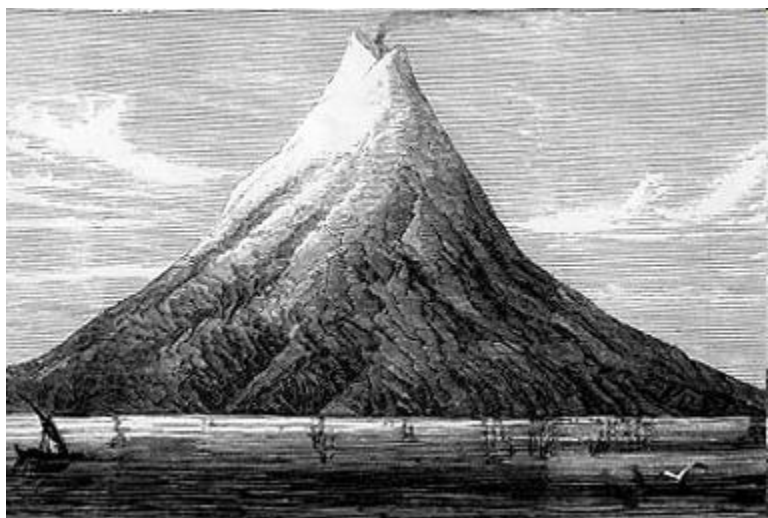
Při sesuvu v Lituya Bay (Aljaška) v roce 1958 byla generována vlna dosahující amplitudy 525 metrů. K sesuvu došlo v souvislosti se zemětřesením o magnitudu 7.7.



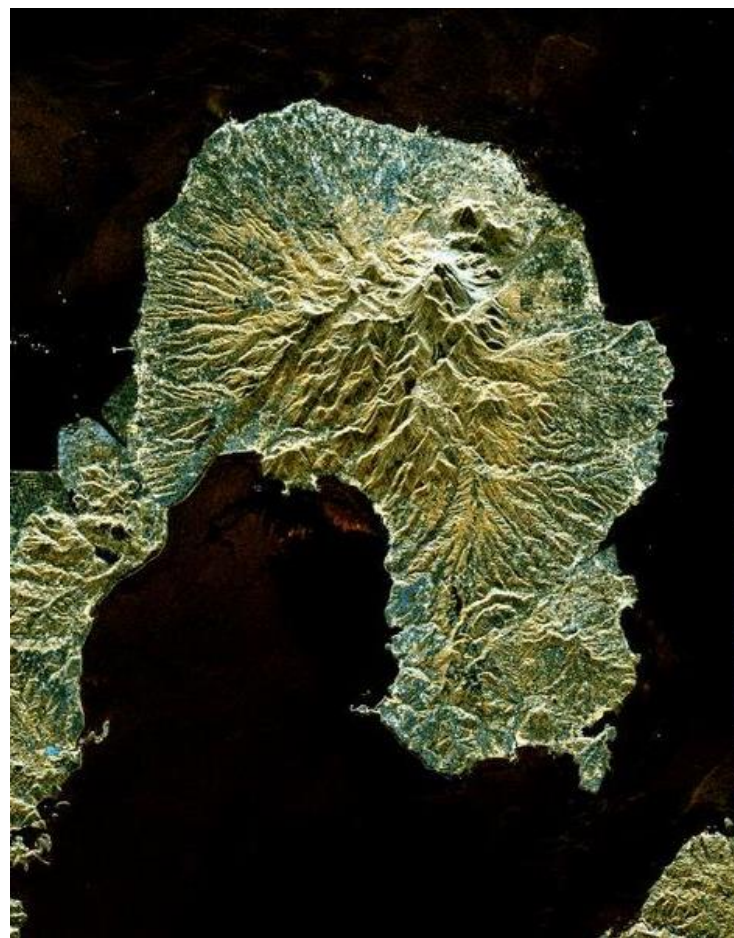
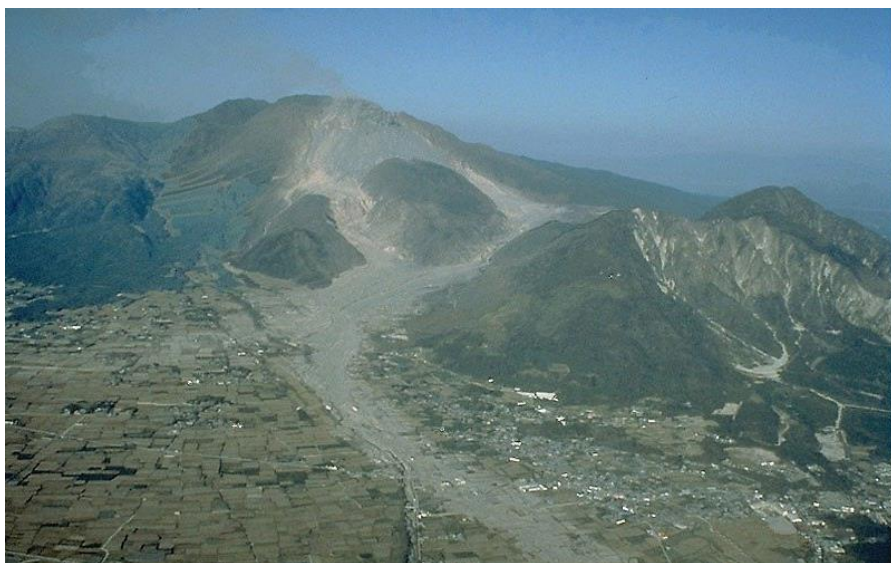
Zvláštním případem megatsunami byla událost spjatá s rozsáhlým sesuvem do přehradní nádrže Vajont Dam (Itálie) v roce 1963 - byla generována vlna vysoká cca 250 metrů.



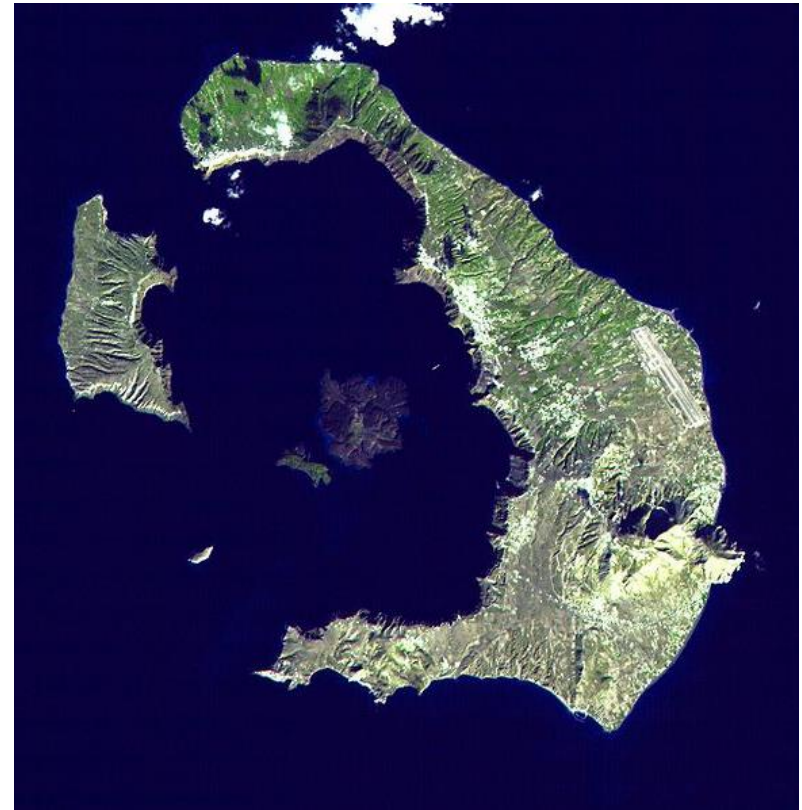
Známým příkladem vlny tsunami generované propadem do volných prostor při vulkanické erupci je erupce vulkánu Krakatoa v roce 1883, při které byla generována vlna o výšce cca 45 metrů.



Megatsunami s výškou vlny dosahující až 100 metrů je dokumentována v případě erupce vulkánu Unzen (Japonsko) v roce 1792.

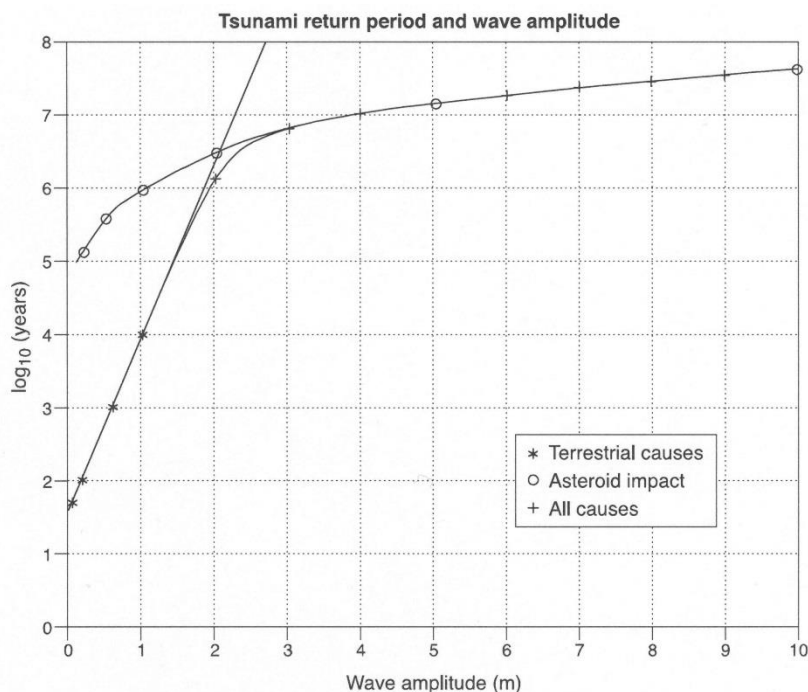


Ve středozeří se předpokládá projev megatsunami v souvislosti s erupcí na ostrově Santorini (Thera) někdy v době 1613-1660 př. n. l., která je pokládána za příčinu zániku minojské kultury Geologické doklady ukazují, že generovaná vlna tsunami mohla mít výšku 35 až 150 metrů.

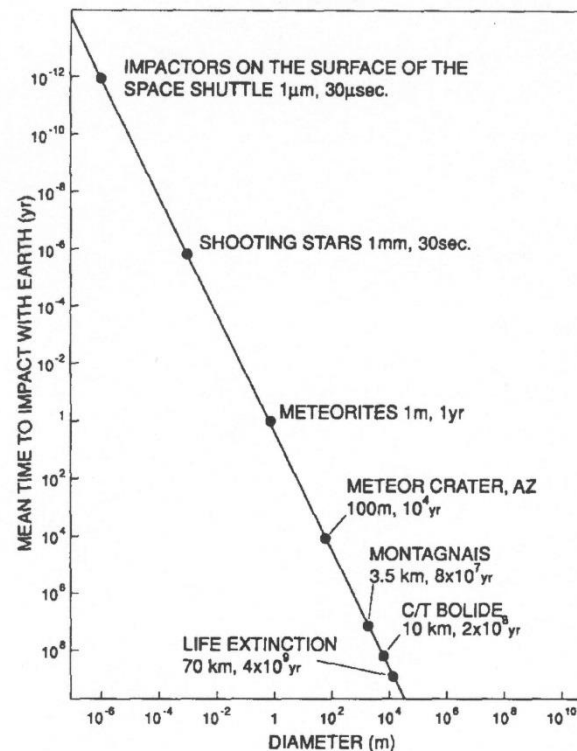


Tsunami generovaná impakty

Časově méně častou, ale rozsahem významnou událostí mohou být vlny tsunami generované impaktem kosmických těles.

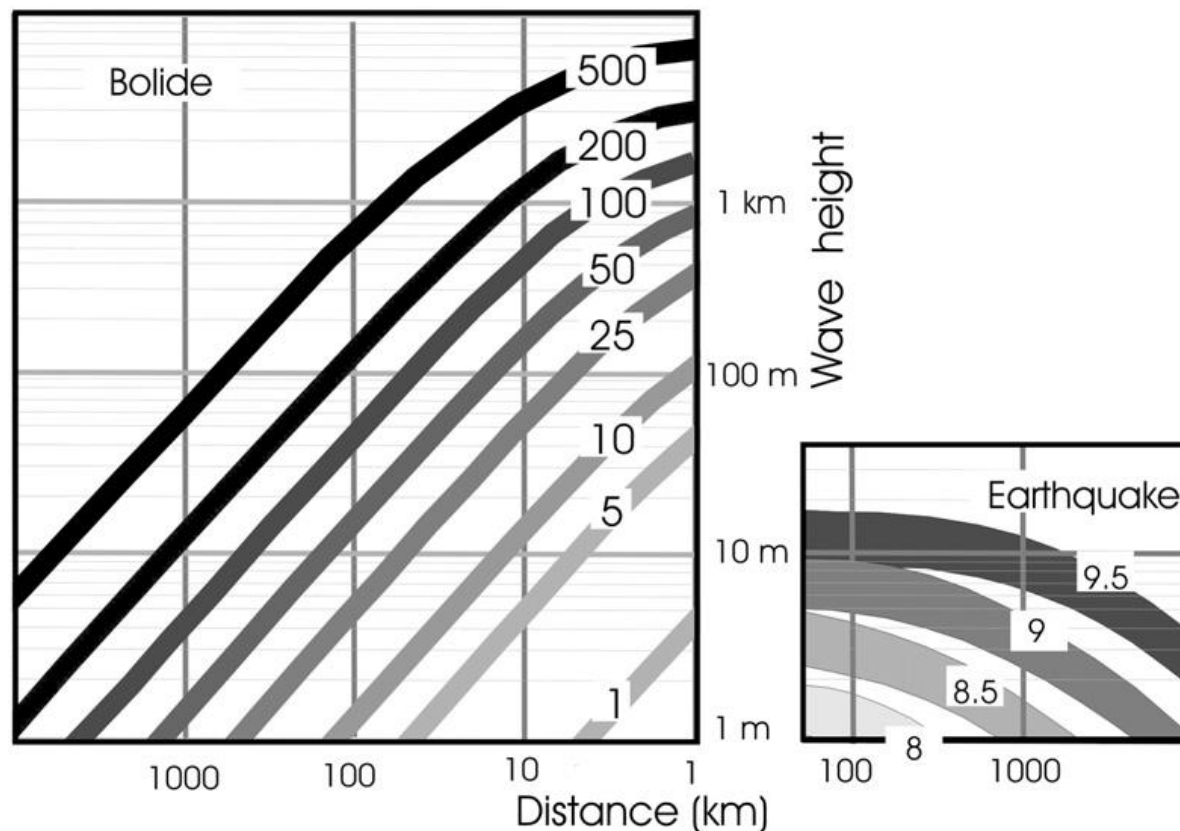


Hypotetická četnost vln tsunami při pobřeží Evropy v závislosti na jejich velikosti (Dawson et al. 2004).



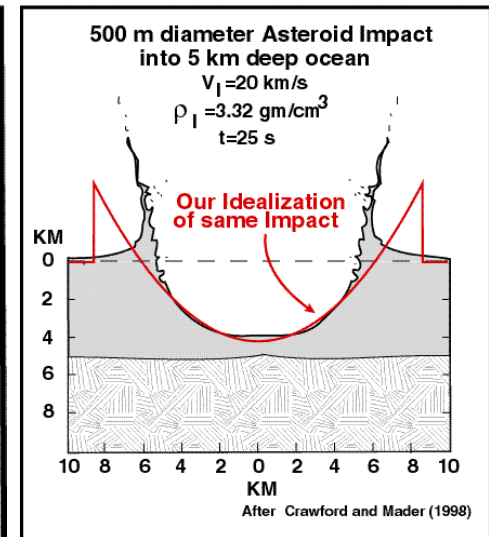
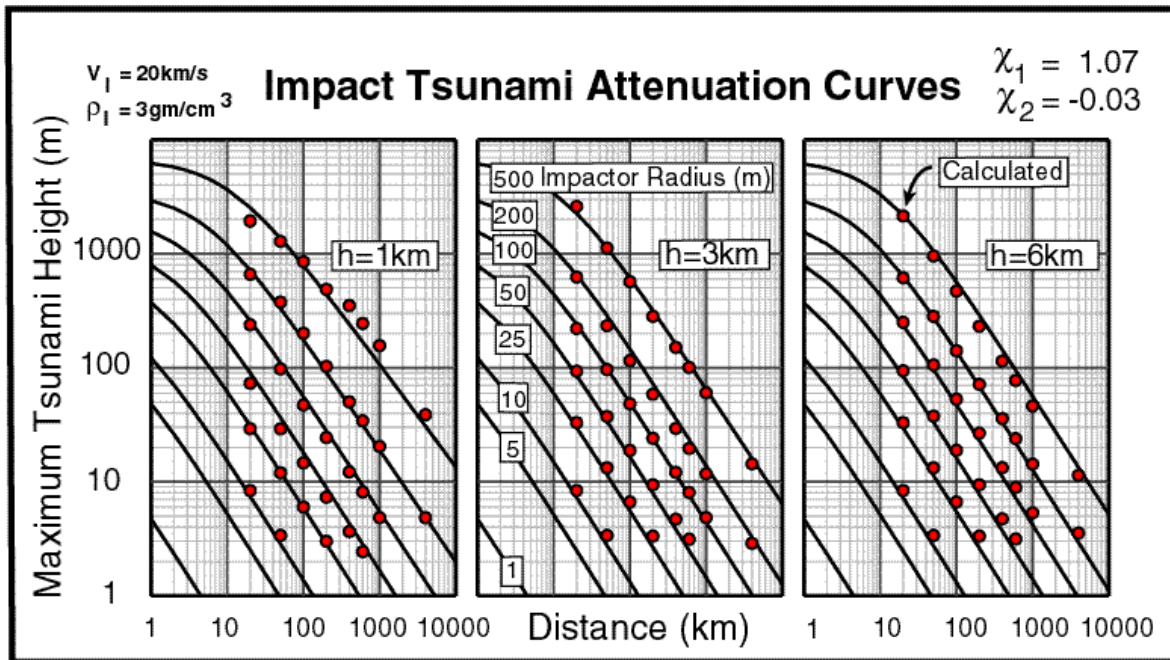
Četnost impaktů v závislosti na velikosti těles (Jansa 1993).

Výška vlny tsunami generované dopadem mimozemského tělesa může být extrémní.



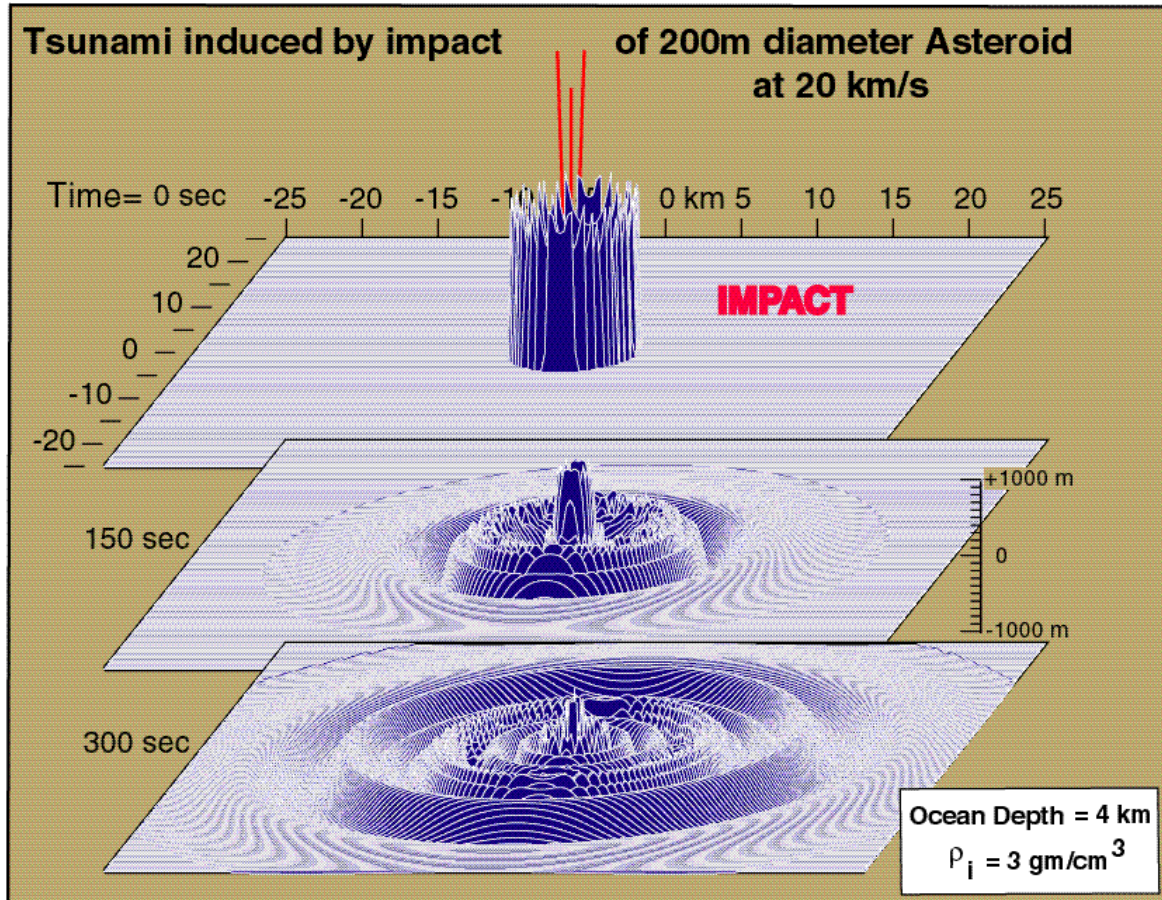
Porovnání výšky vlny tsunami generované dopadem bolidu (vlevo) a zemětřesením (vpravo) (Dawson, Stewart 2007).

Výška vlny tsunami závisí nejen na velikosti dopadajícího tělesa, ale také na vzdálenosti a na hloubce vodního bazénu.



Teoretické výšky vlny tsunami generované dopadem bolidu při hloubkách oceánu 1, 3 a 6 km (Ward, Asphaug 1999).

Extrémní výška vlny je generována v místě dopadu.

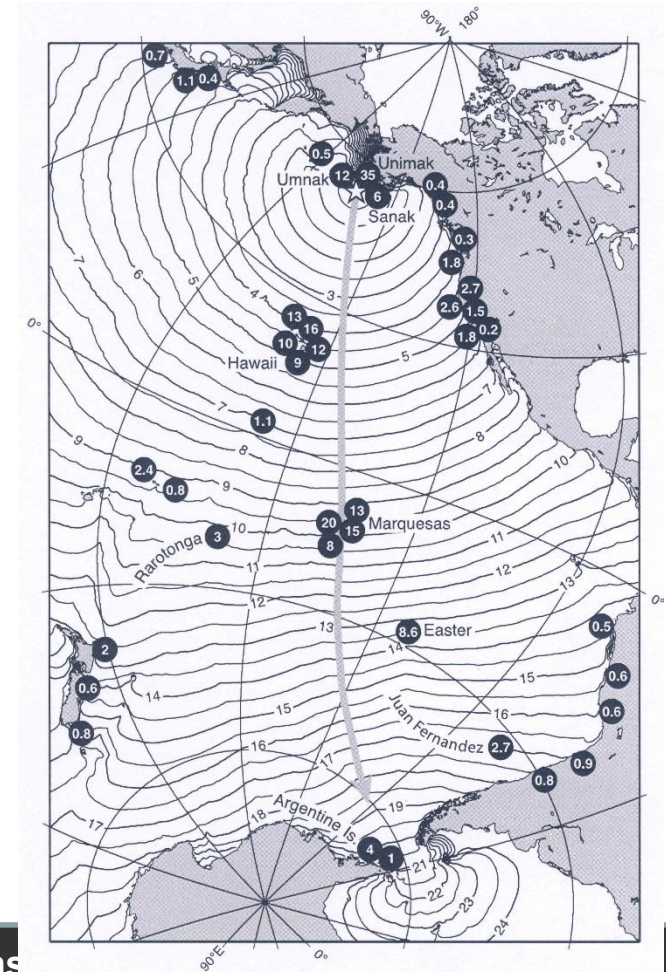


Model šíření vlny tsunami generované dopadem bolidu do oceánského bazénu o hloubce 4 km (Ward, Asphaug 1999).

Charakteristika vln tsunami

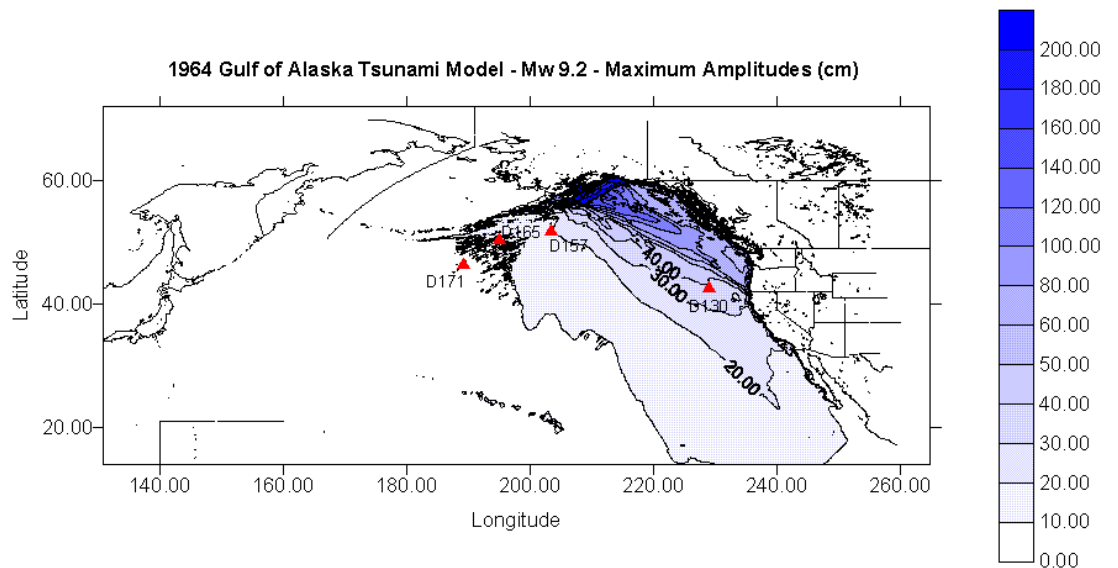
Výška vlny tsunami při dopadu na pobřeží závisí na více parametrech. Je závislá také na vzdálenosti a na směru šíření vlny atd.

Časy šíření a výšky "run-up" vlny tsunami generované zemětřesením a sesuvem na Aleutách v roce 1946 (Fryer et al. 2004).



Při známých zdrojových parametrech zemětřesení a při známé charakteristice pobřeží lze modelovat pravděpodobné výšky vlny tsunami.

Strike	Dip	Slip	Length (km)	Width (km)	Epicentral Depth (km)	Moment (dyne-cm)	Epicenter
226	8	80	620	210	1	7.5E29	60.0N 144.0W



Model výšky vlny tsunami generované hypotetickým zemětřesením.

Pro kvantifikaci velikosti vln tsunami se používá veličina magnitudo vlny tsunami M_t .

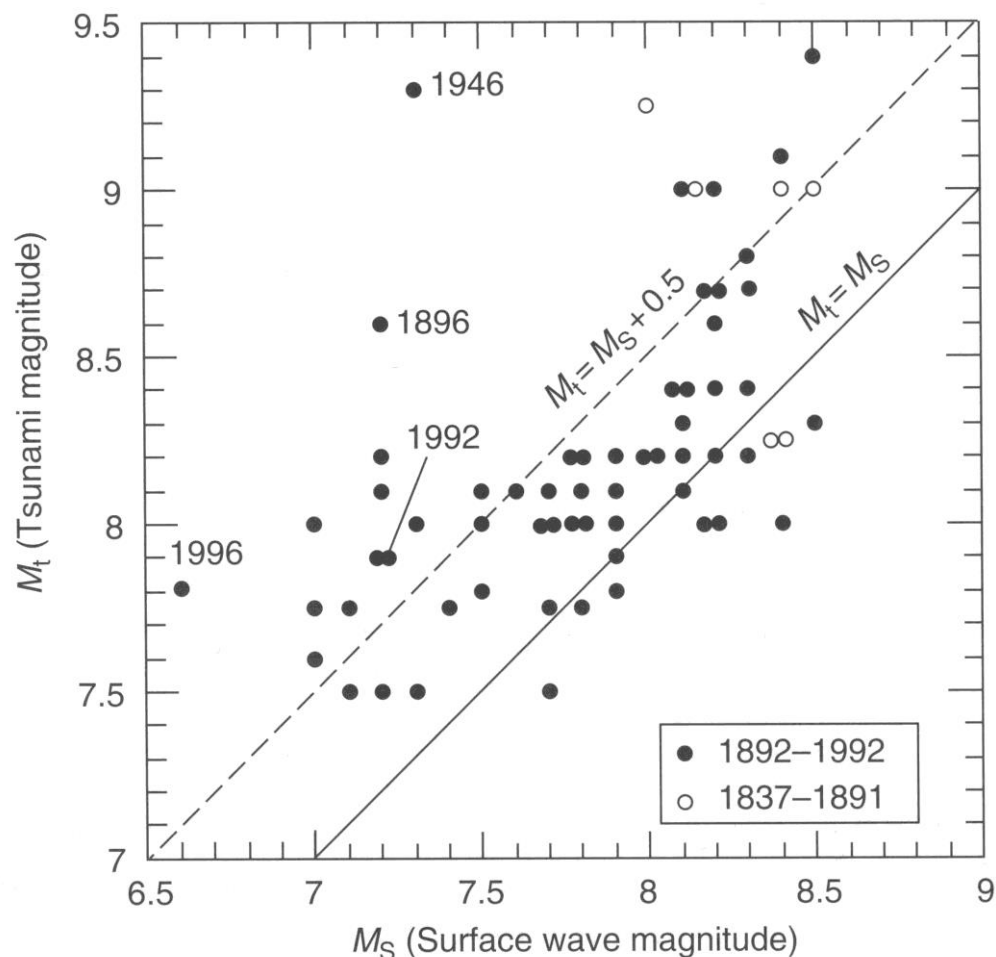
Pro trans-pacifická tsunami (Abe 1979): $M_t = \log H + C + 9.1$

Pro regionální tsunami ($100 \text{ km} < D < 3500 \text{ km}$) (Abe 1981):

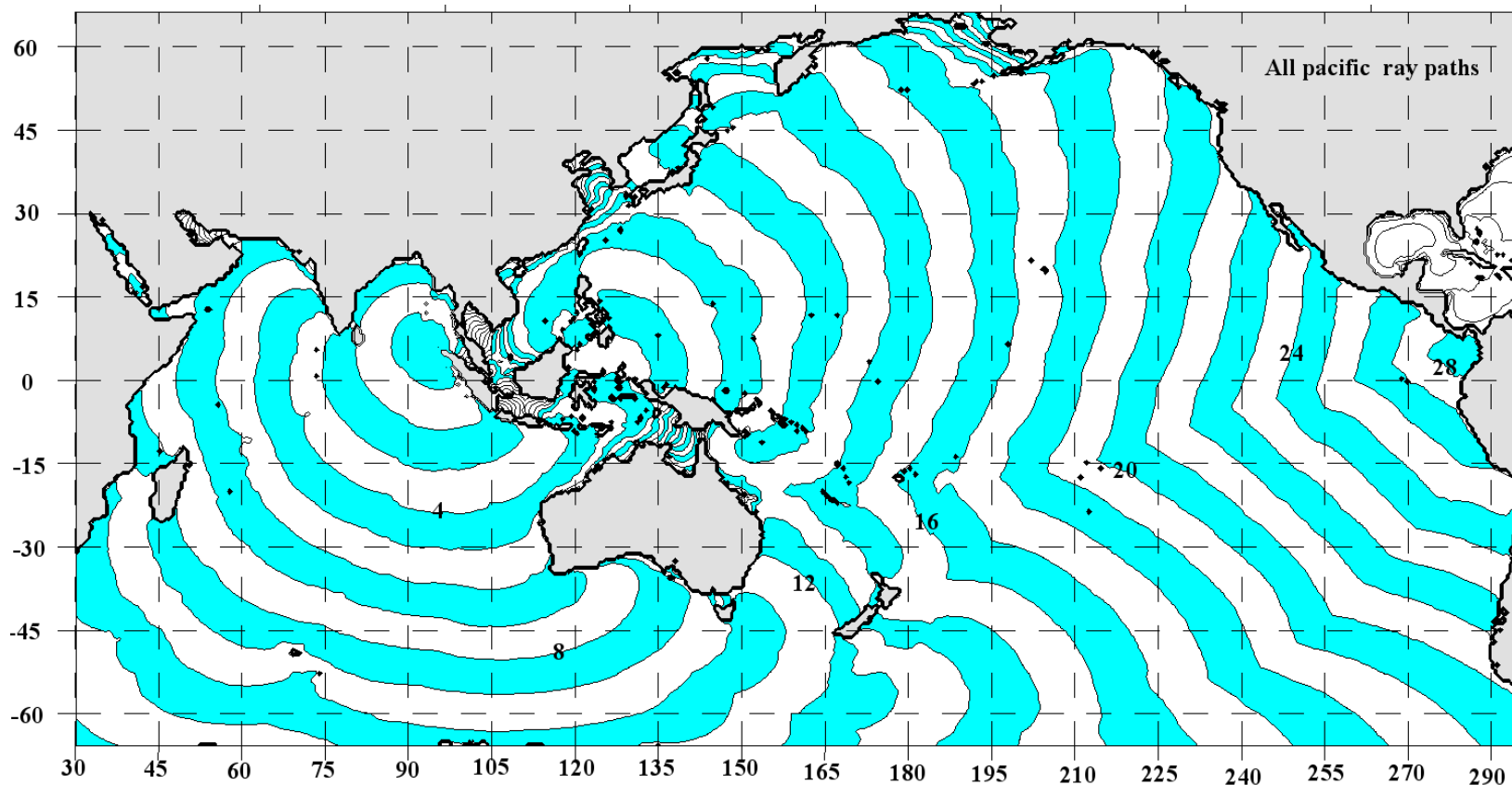
$$M_t = \log H + \log \Delta + 5.8$$

Kde H je maximální amplituda na přílivoměru, C je faktor vzdálenosti a D je vzdálenost v kilometrech.

Magnitudo vlny tsunami je definováno tak, aby korespondovalo s momentovým magnitudem otřesů, které vlnu tsunami generovaly.



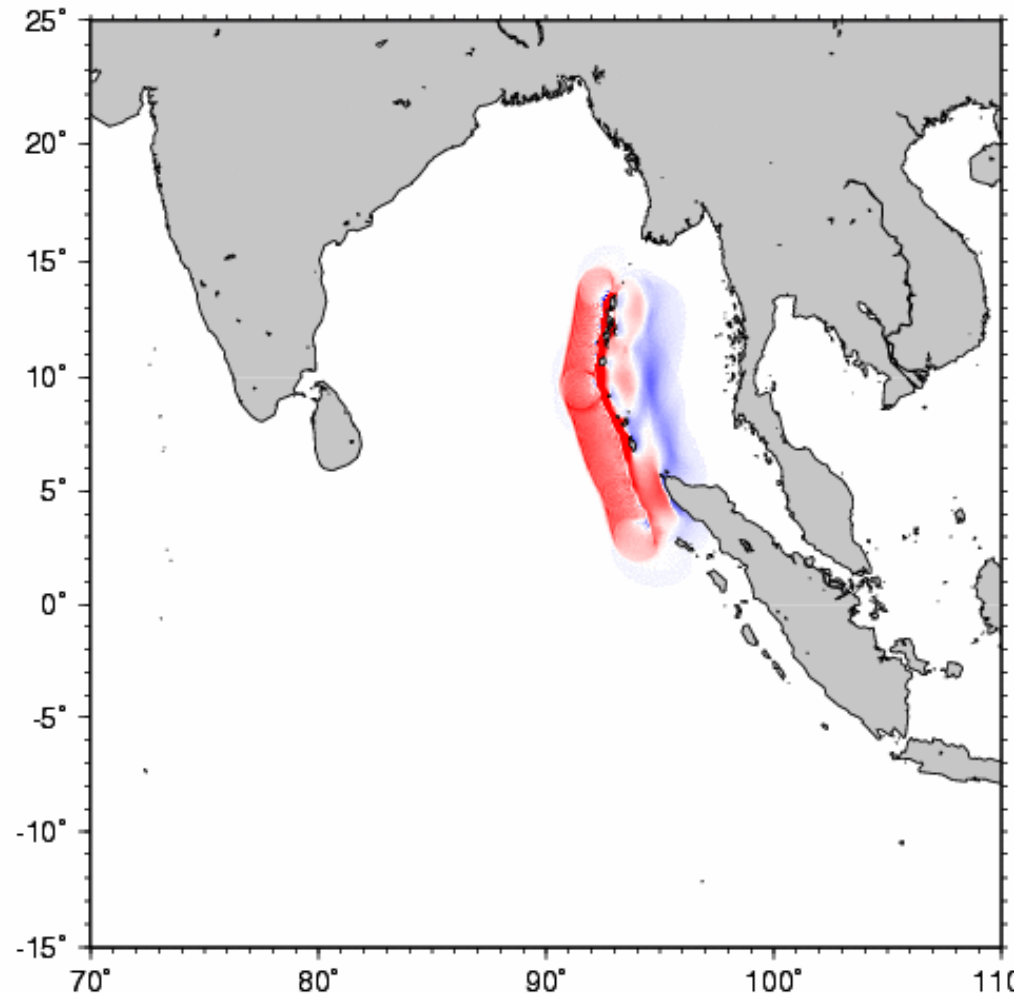
Vzhledem k vysoké rychlosti překonávají vlny tsunami během několika hodin značné vzdálenosti.



Dochází také k odrazům vln od pobřeží.

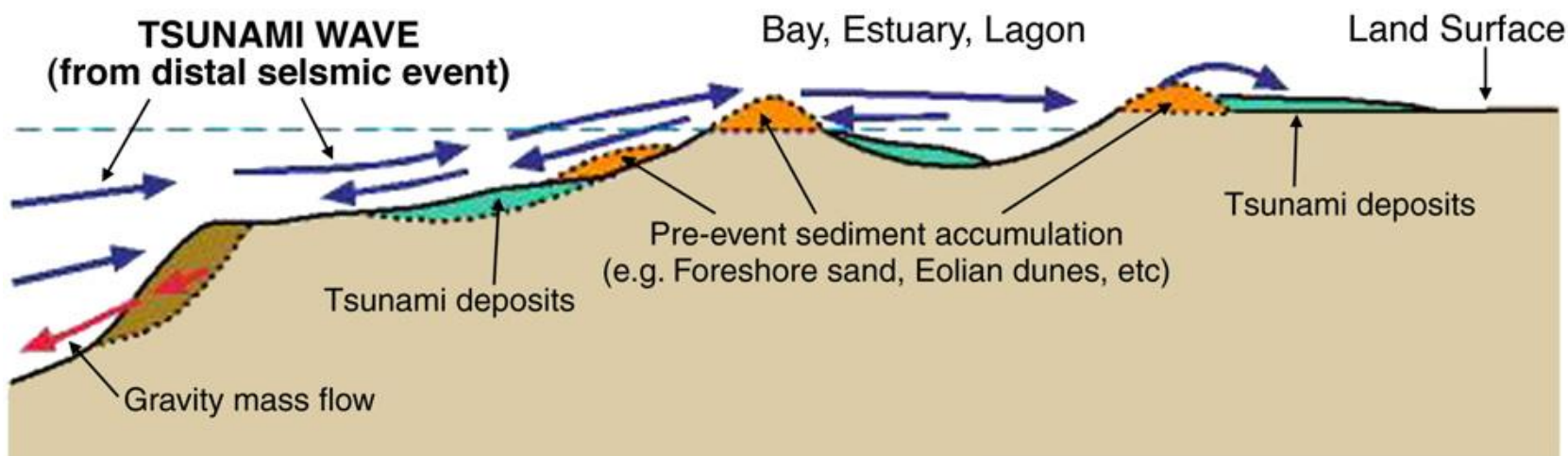
Model šíření vln tsunami generovaných zemětřesením na Sumatře (2004)

2004 Sumatra Earthquake 010 min

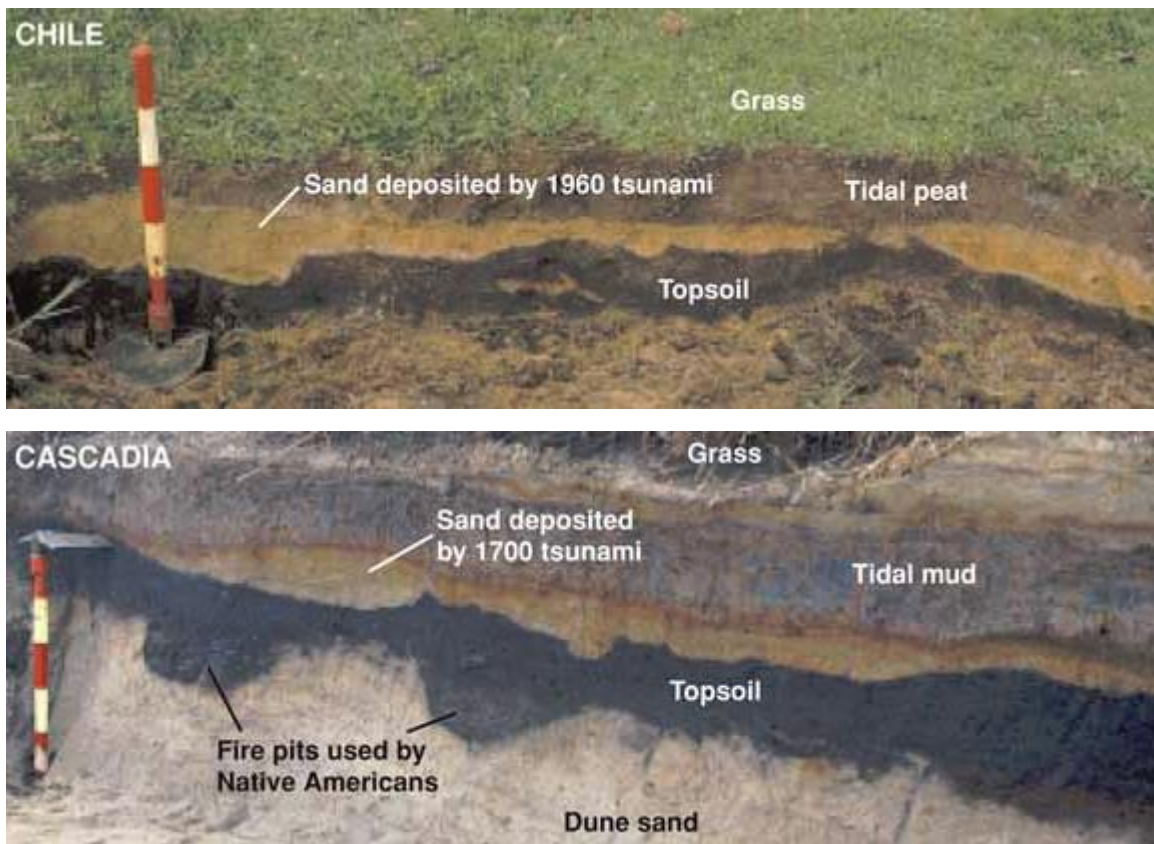


Projevy tsunami v sedimentárním záznamu

Historické vlny tsunami lze sledovat také na základě studia sedimentů uložených na pobřeží.

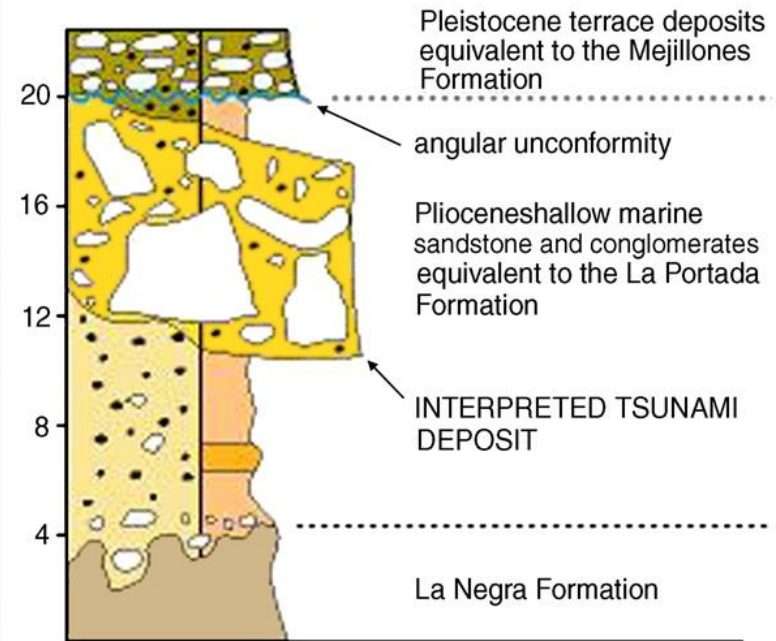


Historické vlny tsunami lze sledovat také na základě studia sedimentů uložených na pobřeží.



Písčité polohy uložené vlnou tsunami.

Historické vlny tsunami lze sledovat také na základě studia sedimentů uložených na pobřeží.



Útržky korálových útesů přinesené na pobřeží vlnou tsunami - Pakarang Beach, Thajsko, 2004 (vlevo) a schéma ekvivalentního fenoménu pozorovaného v sedimentárním záznamu pliocenních vrstev (vpravo) (Dawson, Stewart 2007).

Statistika vln tsunami

Vlny tsunami působí v pobřežních oblastech značné škody a jsou příčinou velkých ztrát na životech.

<i>Rok</i>	<i>datum</i>	<i>oběti</i>	<i>Region</i>
<i>1600 př.n.l.</i>		<i>tisíce ?</i>	<i>Santorini (pravděpodobně zánik mykénské kultury)</i>
<i>365</i>		<i>tisíce</i>	<i>Alexandrie</i>
<i>1755</i>	<i>1.11.</i>	<i>70.000</i>	<i>Portugalsko, Lisabon</i>
<i>1883</i>	<i>26.8.</i>	<i>36.000</i>	<i>Indonésie, Krakatau</i>
<i>1896</i>	<i>15.6.</i>	<i>27.000</i>	<i>Japonsko, Sanriku</i>
<i>1908</i>	<i>28.12.</i>	<i>72.000</i>	<i>Itálie, Mesinský průliv</i>
<i>2004</i>	<i>26.12.</i>	<i>227.898</i>	<i>Sumatra</i>

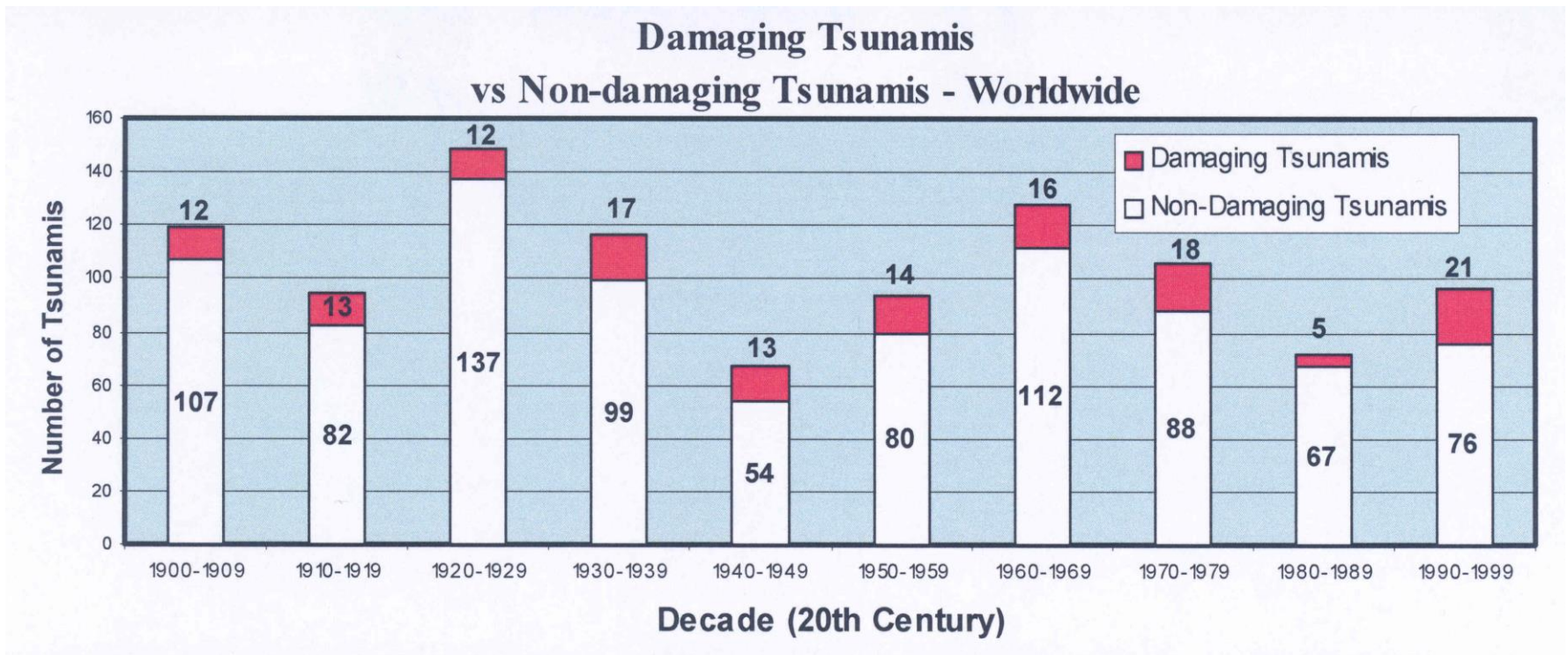
Tabulka nejznámějších a nejničivějších vln tsunami do roku 2004.

Průměrně se během roku vyskytnou na Zemi jedna až dvě události doprovázené vlnami tsunami způsobujícími škody a ztráty na životech.

Datum	Magnitudo	Maximální výška vlny	Oběti (tsunami)	Oběti (celkem)	Region
26.12.2004	9.0	50.90	226.898	227.898	Sumatra, Indonesia
1.4.2007	8.1	12.10	52	54	Šalamounovy ostrovy
18.8.2007	8.0	10.05	-	514	Peru
29.9.2009	8.0	22.35	192	192	Samoa
12.1.2010	7.0	3	7	316.000	Haiti
27.2.2010	8.8	29	156	521	Chile
11.3.2011	9.0	38.9	17.128	20.319	Japonsko, Tohoku
6.2.2013	7.9	?	10	10	Šalamounovy ostrovy, Santa Cruz

Tabulka posledních ničivých vln tsunami podle NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration USA).

Počet tsunami v čase celosvětově kolísá.



Histogram počtu vln tsunami v jednotlivých dekádách 20.století (podle NOAA).

Rychlost vln tsunami (od vzniku vlny tsunami do jejího příchodu k pobřeží zbývají obvykle řádově hodiny) dává možnost ochránit lidské životy při včasném varování.

Včasné varování umožňují varovné systémy.



Televizní varování před vlnou tsunami, Japonsko 2004

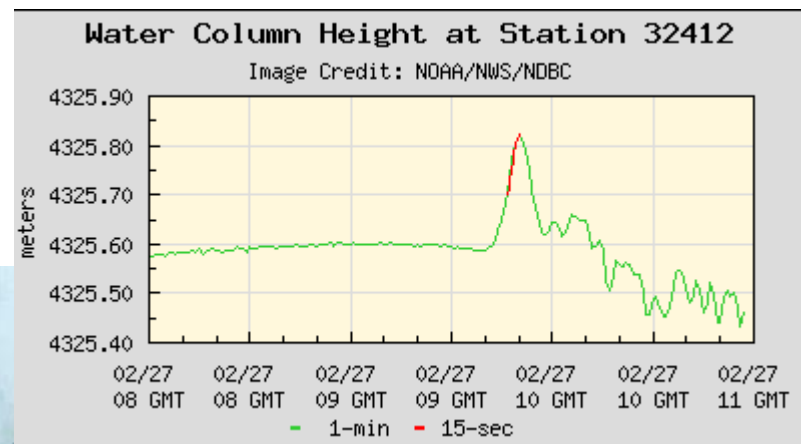
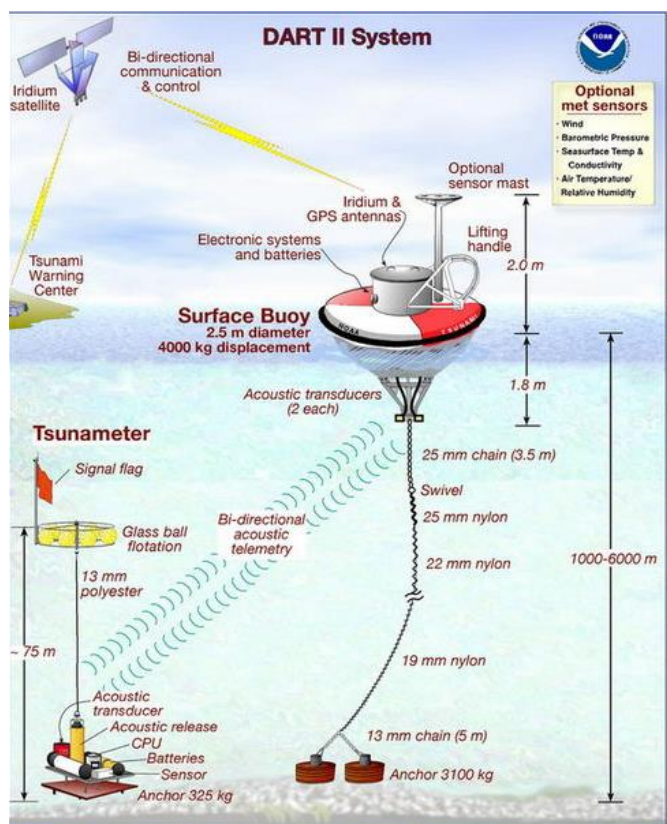
Pacific Tsunami Warning Center

Založeno v roce 1949 jako reakce na mimořádnou vlnu tsunami generovanou zemětřesením a sesuvem na souostroví Aleuty v r. 1946.

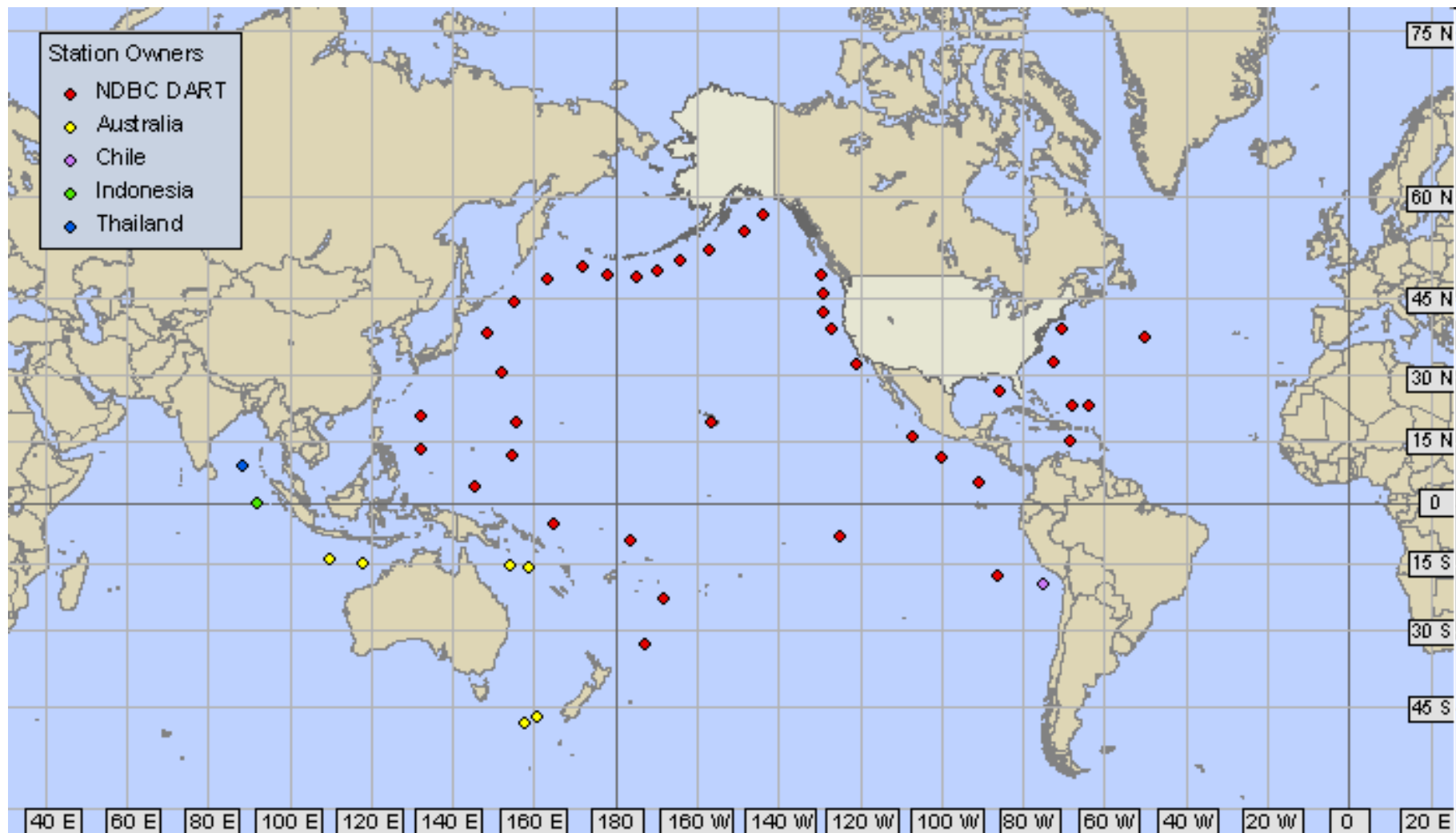
Indian Ocean Tsunami Warning System

Budováno jako reakce na vlnu tsunami generovanou zemětřesením na Sumatře v roce 2004, v provozu je od roku 2006.

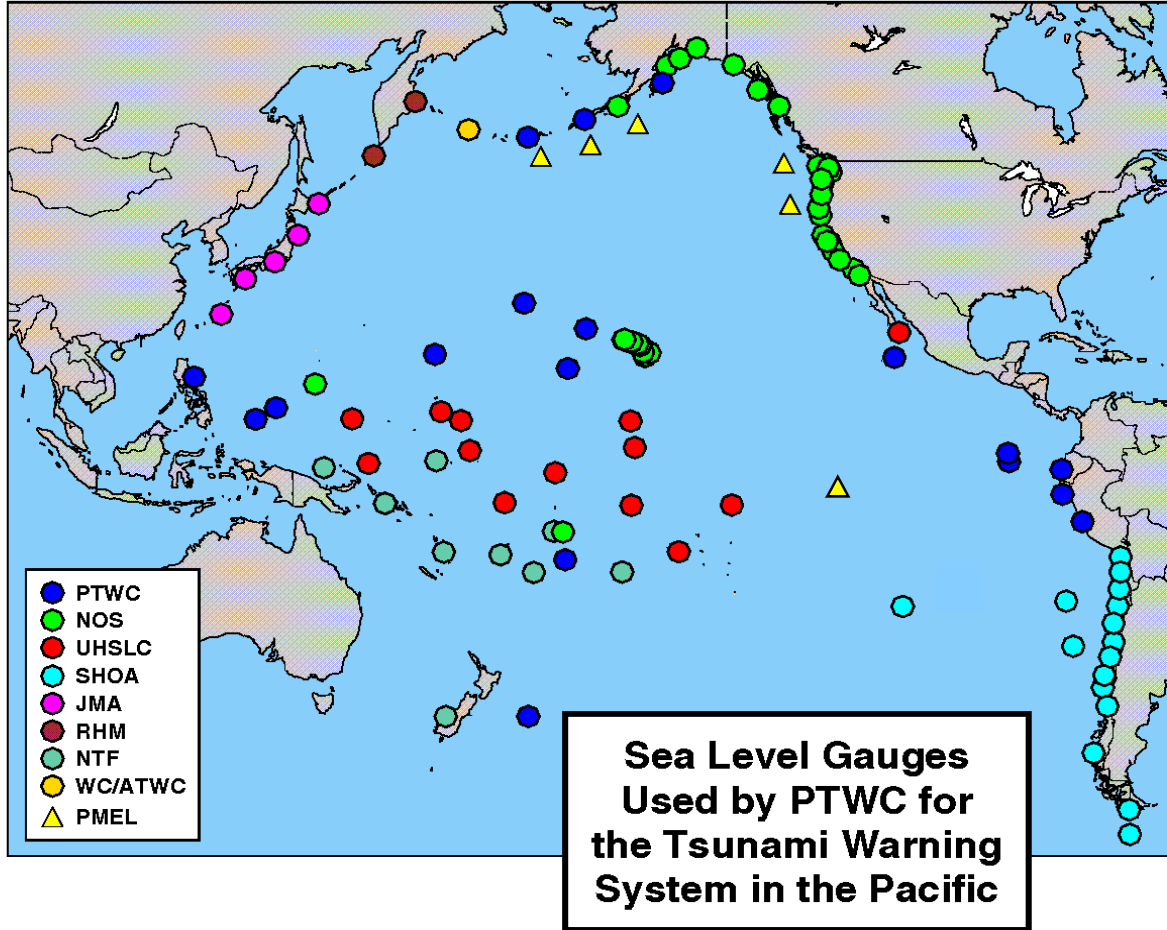
Varovné systémy využívají jednak záznamů a vyhodnocení seismických sítí (detekce a lokace zemětřesení, vyhodnocení jevu z hlediska možnosti generování vlny tsunami) a jednak měřicí stanice sledující náhlé změny výšky hladiny moře.



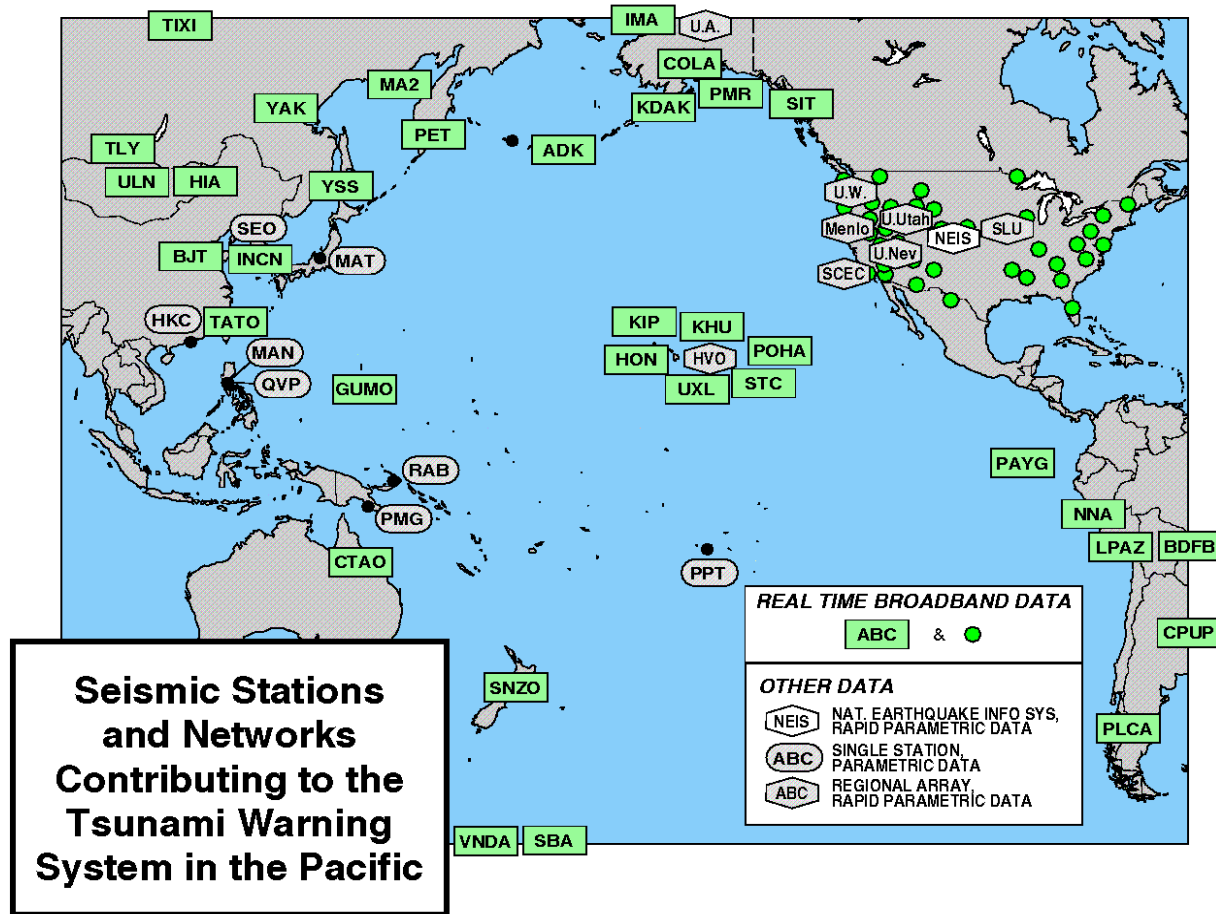
Záznam změny hladiny vlivem průchodu vlny tsunami generované zemětřesením u pobřeží Chile (2010).



Umístění DART systémů (podle NDBC) pro účely monitorování vln tsunami.



Umístění všech snímačů monitorujících změny hladiny moře pro účely PTWC (převzato z presentace Kong 2005).



Distribuce seismických stanic využívaných pro účely PTWC (převzato z presentace Kong 2005).

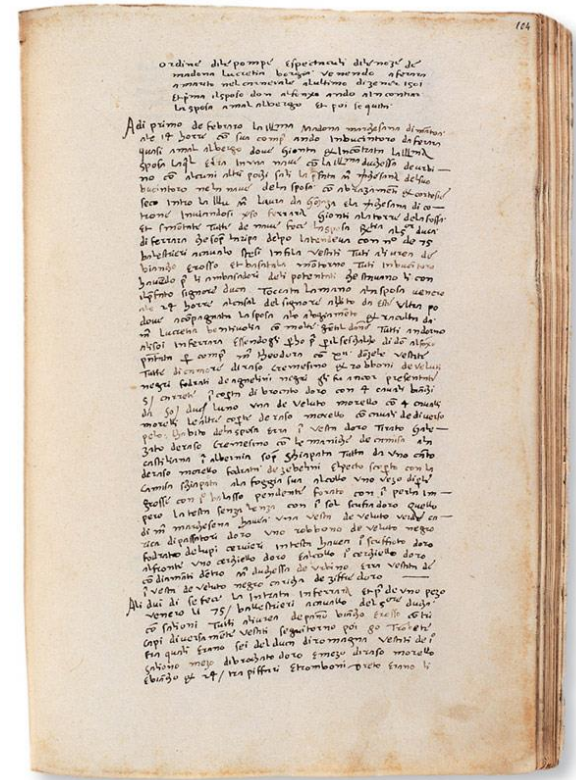
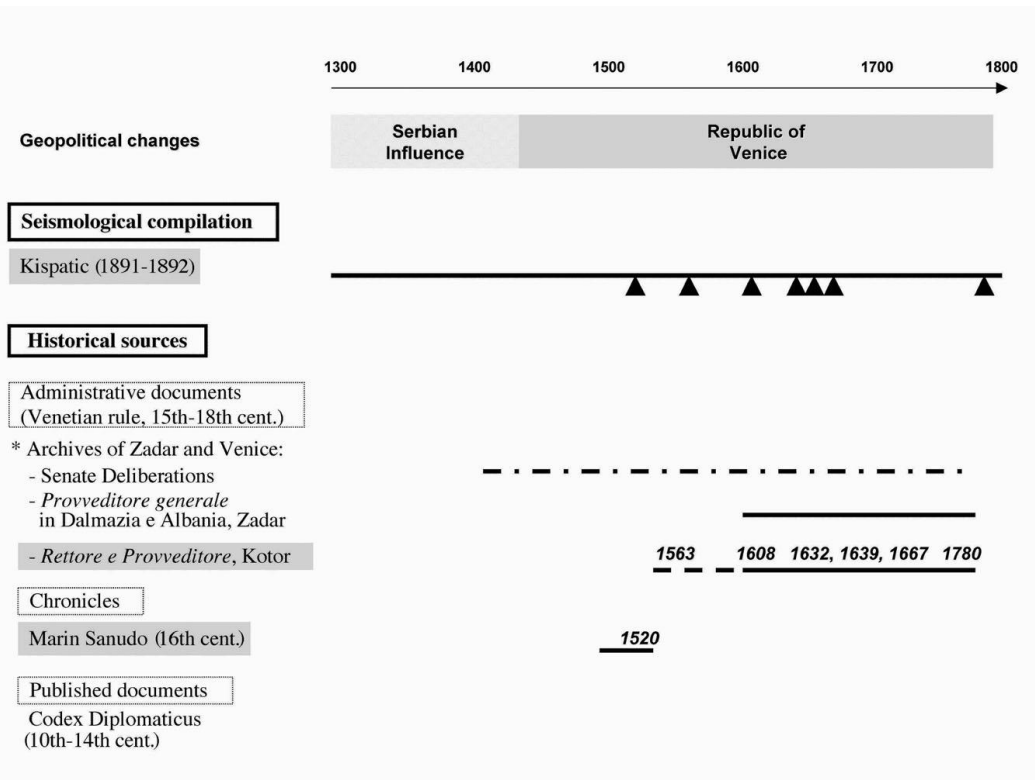
7.5: Historická zemětřesení

Výzkum historických zemětřesení se široce opírá o historické texty a archeologické výzkumy.

Popis makroseismických účinků vztažených k různým místům umožňuje rekonstruovat:

- polohu epicentra
- epicentrální intenzitu (odhad magnituda)

Použitelné historické texty mohou mít různý charakter (administrativní dokumenty, kroniky, soukromé dopisy atd.).



Historické písemné zdroje ke středověkým zemětřesením v regionu Kotoru (Albini 2004).

Stránka z díla benátského historika Marina Sanuta z 16.století.

Nejstarší zemětřesení zaznamenané v historických textech:

Zemětřesení v Číně (Mount Tai), ke kterému došlo v 7. roce vlády krále Fa (dynastie Xia - 2205-1600 př.n.l.).

Zemětřesení je datováno do 19. či 18. století př.n.l.

Je zmíněno v tzv. "bambusových análech (knihách)" - soubor historických textů psaných na bambusových listech popisujících historii Číny do období cca 3. až 5. st. př.n.l..

Historické texty lze u silných zemětřesení kombinovat s archeologickými doklady, přímých archeologických dokladů ale s rostoucím stářím ubývá.



Sloupy popadané v důsledku zemětřesení z r.749 n.l. (vlevo Hippos-Sussita, vpravo Scythopolis).

Velikost zemětřesení lze odhadnout na základě účinků.



Dobové zobrazení zemětřesení ve Vídni (1590) - otřes s epicentrem u Neulengbachu (z. od Vídně), magnitudo cca 5.5-6.0, epicentrální intenzita IX škály EMS.

Na základě makroseismických účinků lze odhadnout epicentrální intenzitu I_0 . Empiricky pak lze určit vztah mezi epicentrální intenzitou a magnitudem.

Např. pro Český masiv a Západní Karpaty (Kárník et al. 1984):

$$M = 0.55 \times I_0 + 0.95$$

nebo:

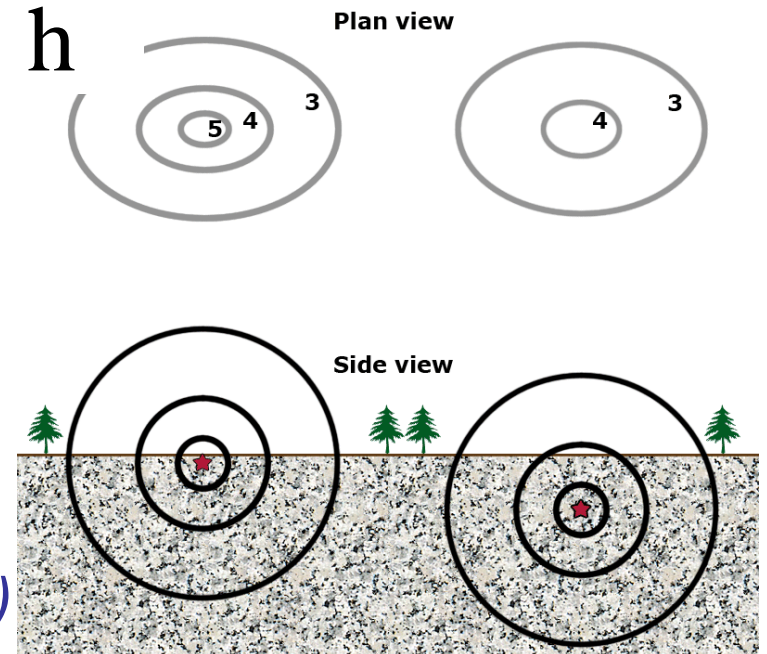
$$M = 0.55 \times I_0 + 0.93 \times \log(h) + 0.14$$

Současně lze z poměrné velikosti ploch omezených isoseistami odhadnout hloubku hypocentra.

Např. pro Český masiv a Západní Karpaty uvádí Kárník et al. (1978) vztah:

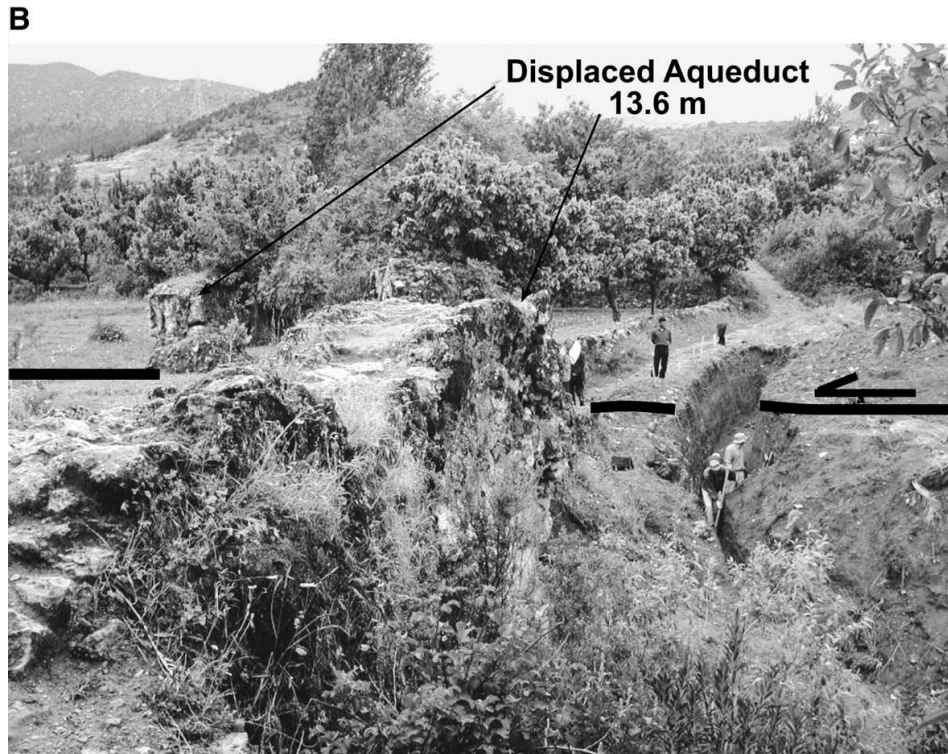
$$I_0 - I_n = k \cdot \log \frac{D_n}{h}$$

kde I_n je n-tá seismická intenzita,
 D_n je poloměr isoseisty n-té intensity,
 h je hloubka a k je konstanta
charakterizující prostředí varíující
v rozmezí 3 až 6 (pro Evropu $k=4.5$)



(obrázek podle Musson - Jiménez 2008)

Velikost zemětřesení lze odhadnout na základě účinků.

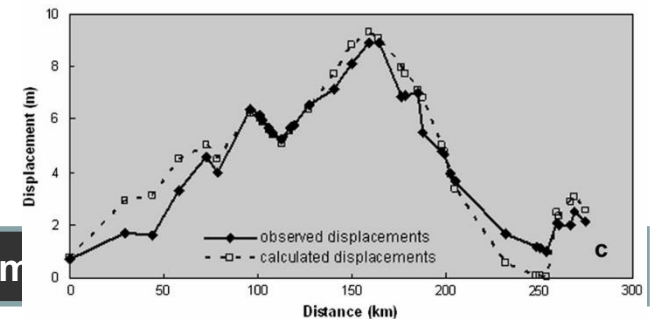
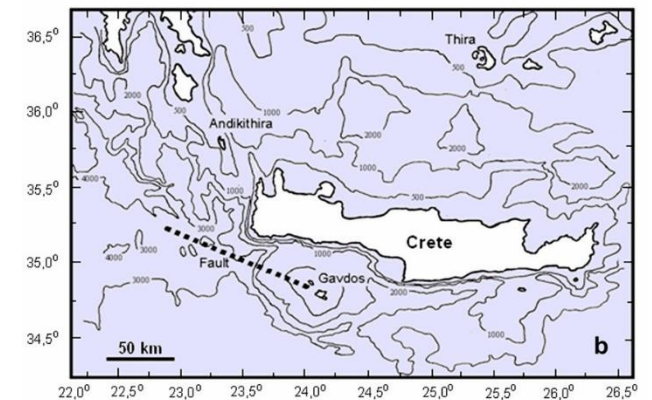
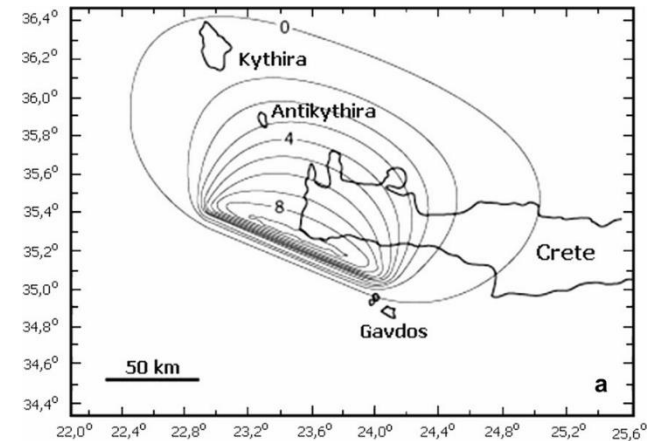


Posun akvaduktu o 13.6 metru v důsledku zemětřesení - kumulované posunutí, zjištěny nejméně tři různé seismické jevy (jev X: 100-750, patrně historické zemětřesení z r. 115; jev Y: 700-1030; jev Z: 990-1210, patrně historické zemětřesení z r. 1170) (Maghraoui et al. 2003).

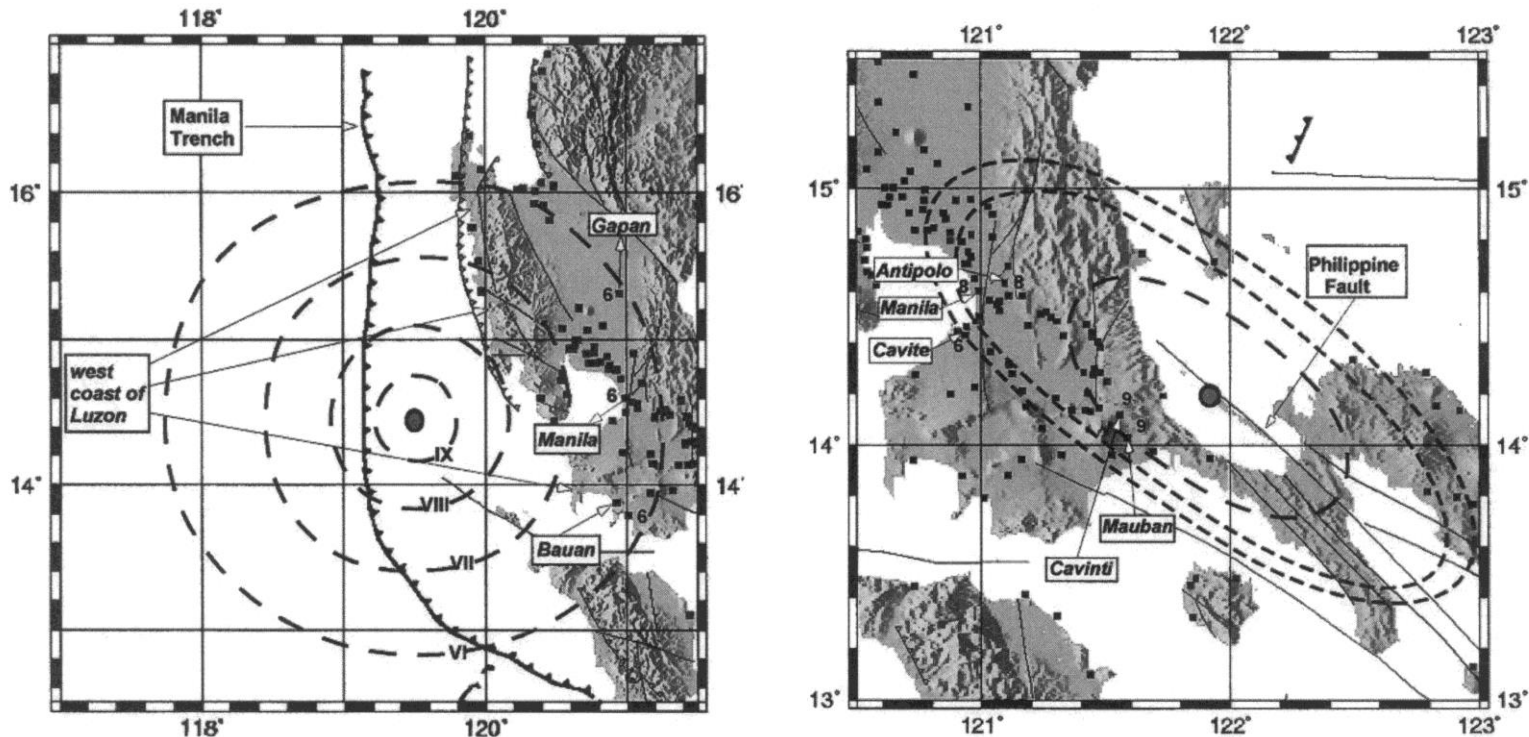
Morfologické změny související se zemětřesením:

*Výzdvih v západní části Kréty související s
přesmykovou složkou pohybu při zemětřesení v
r. 365 př.n.l. (magnitudo 8.5+).*

(Stiros 2010)



Polohu epicentra lze určit na základě distribuce pozorovaných hodnot seismické intenzity.



Izoseisty a z nich určené polohy epicentra (vlevo - 7.12.1677, vpravo - 26.10.1824) - příklad z Filipín (Bautista, Oike 2000).

Katalogy historických zemětřesení

shrnují základní údaje (poloha, velikost, zdroj) o známých historických zemětřeseních z daného regionu.

Důležité pro seismotektonické studie a pro studie seismického ohrožení.

Katalogy historických zemětřesení:

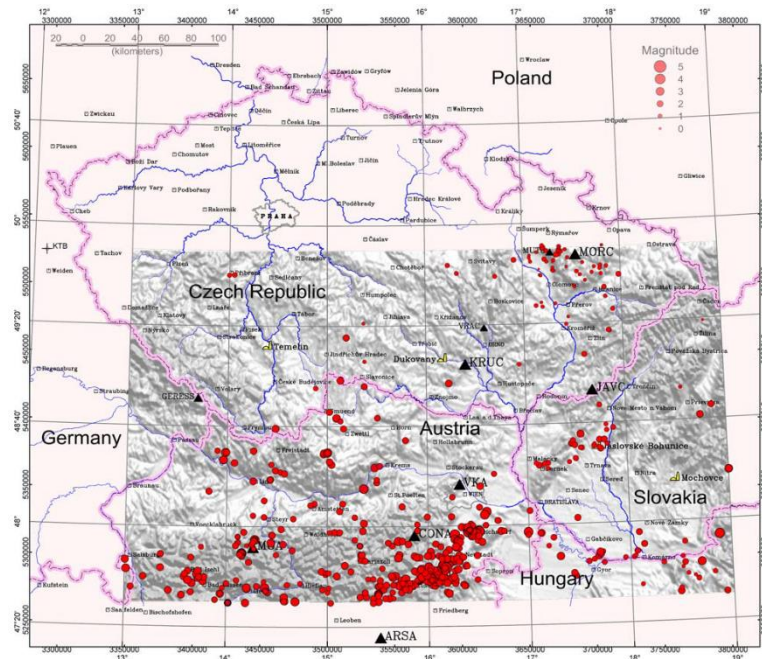
Starší katalogy např. u nás:

Kárník et al. (1957): Erdbebenkatalog der Tschechoslowakei bis zum Jahre 1956	460 - 1957
Kárník (1996): Seismicity of Europe and the Mediterranean	1800 - 1990
Zsíros et al (1988): Hungarian earthquake catalogue (456-1986)	456 - 1986

Novější katalogy pro Český masiv:

Katalog ACORN (Alpine-Carpathian-Bohemian Massif region)

Pokrývá data od roku 1267 do současnosti, je zaměřen ale jen na menší region styku Českého masivu, Východních Alp a Západních Karpat (do roku 2004 obsahuje 1968 jevů).



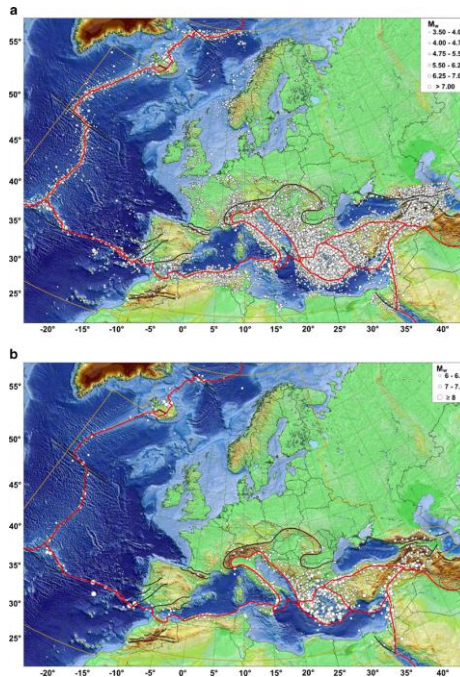
Novější katalogy pro region Evropy:

Katalog EMEC (European-Mediterranean Earthquake Catalogue)

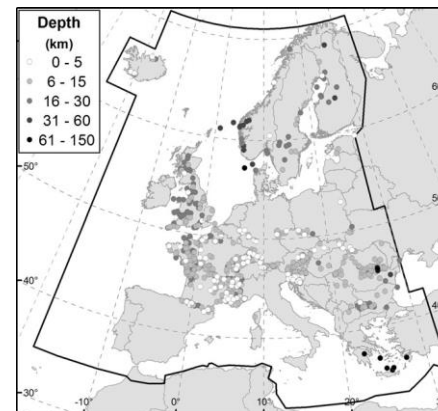
Pokrývá data od roku 1000 do roku 2006, obsahuje 45.000 jevů.

Katalog SHEEC (SHARE European Earthquake Catalogue)

Pokrývá data od roku 1000 do 1899, obsahuje 4722 jevů.



EMEC



SHEEC

Chyby katalogů historických zemětřesení:

- chyby v odhadu velikosti zemětřesení

- chyby v určení polohy ohniska

mohou být i zásadní chyby, např. "Ardabilské zemětřesení" v r. 893 (otřes ve skutečnosti v regionu města Dvin, Arménie ... arabskými historiky ve 14. a 15. století omylem lokalizován do regionu města Ardabil v dnešním Íránu, z důvodu záměny jmen "Dabil" = arabská forma jména Dvin, a "Ardabil")

- zdvojení záznamů

např. z důvodu chybného určení ohniska v některých pramenech

- neexistující zemětřesení

např. záměna jiného přírodního jevu (pád meteoritu, velká bouře atd.) za zemětřesení

Ničivá zemětřesení

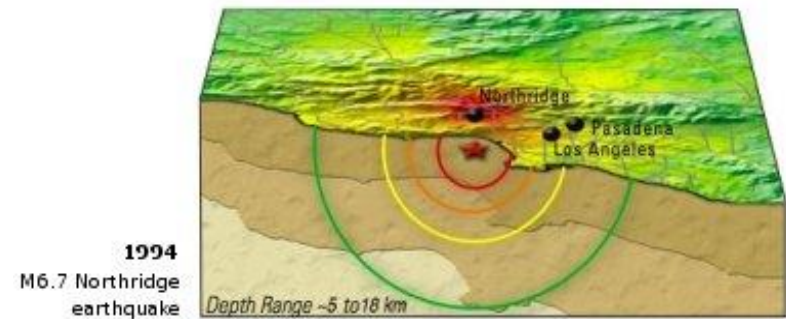
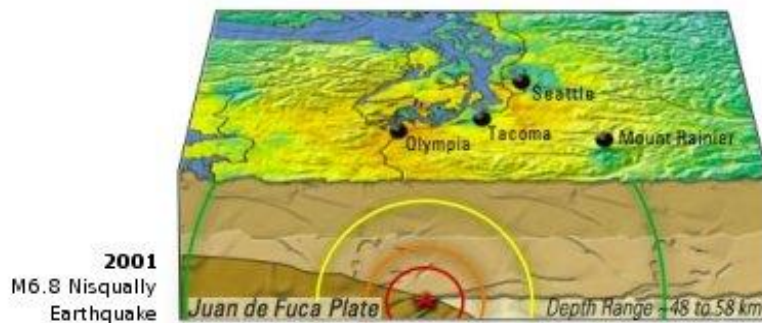
Silné otřesy a doprovodné jevy, které jsou s nimi spojeny, způsobují katastrofy, při nichž dochází k četným obětem na životech a nesmírných škodách.

Znalosti o ničivých zemětřeseních a dalších katastrofických projevech jsou v čase velmi nerovnoměrné – velmi spolehlivé záznamy jsou k dispozici z období posledních 100 let, starší záznamy jsou omezeny obvykle na historické zprávy a jsou proto velmi neúplné (historické zprávy se soustředí na významné události v obydlených oblastech – zemětřesení s malým ničivým dopadem a jevy v řídce obydlených nebo dokonce v neobydlených oblastech jsou z velké většiny nezaznamenány).

Rok	datum	Mw	oběti	Region
1556	23.1.	8	830.000	China, Shansi
2010	12.1.	7.0	316.000	Haiti
1976	27.7.	7.5	242.769 (oficiálně) 655.000 (odhad)	China, Tangshan
2004	26.12.	9.0	227.898	Off West Coast of Northern Sumatra (tsunami)
1138	9.8.		230.000	Syria, Aleppo
856	22.12.		200.000	Iran, Damghan
1920	16.12.	7.8	200.000	China, Gansu
893	23.3.		150.000	Iran, Ardabil
1923	1.9.	7.9	142.800	Japan, Kwanto
1948	5.10.	7.3	110.000	USSR, Turkmenistan, Asghabat

Tabulka nejničivějších zemětřesení.

Katastrofický dopad zemětřesení nezávisí pouze na jeho velikosti (na magnitudu), ale také na mnoha dalších faktorech (na pozici epicentra, na hloubce, na mechanismu, na četnosti osídlení v okolí epicentra, na pevnosti staveb, na charakteru podloží výstavby apod.).



Schematické znázornění rozdílných škod způsobených přibližně stejně silnými zemětřeseními u Nisqually (2001) a u Northridge (1994). Zemětřesení u Nisqually mělo hypocentrum hlouběji a dále od velkých sídel a způsobilo mnohem menší škody.

Nejsilnější zemětřesení

Rok	Datum	Mw	oběti	region
2004	26.12.	9,1	227 898	při západním pobřeží severní Sumatry
2011	11.3.	9,1	20 896	Japonsko, Tohoku
2010	27.2.	8,8	523	Chile, Bio-bio
2012	11.4.	8,6	10	při západním pobřeží severní Sumatry
2005	28.3.	8,6	1 000	severní Sumatra
2007	12.9.	8,4	25	jižní Sumatra
2001	23.6.	8,4	138	při pobřeží Peru
2015	16.9.	8,3	15	Chile
2013	24.5.	8,3	0	Ochotské moře
2006	15.11.	8,3	0	Kurilské ostrovy

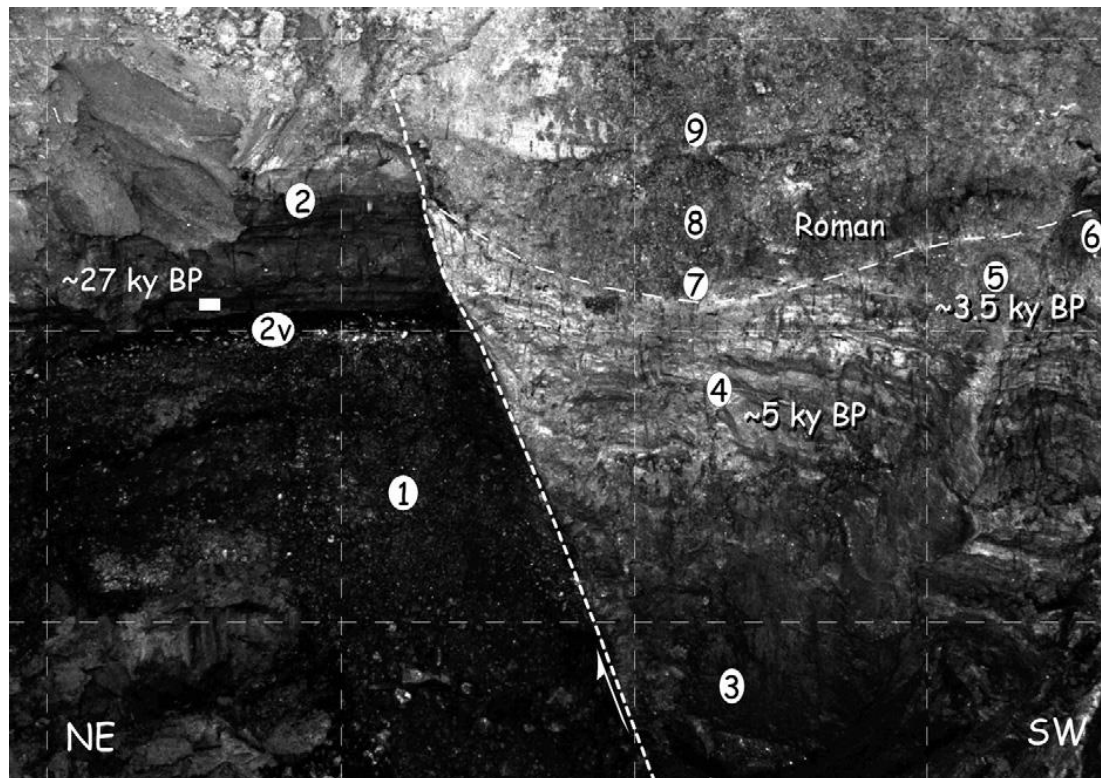
Nejničivější zemětřesení

Rok	Datum	Mw	oběti	region
2010	12.1.	7,0	316 000	Haiti
2004	26.12.	9,1	227 898	při západním pobřeží severní Sumatry
2008	12.5.	7,9	87 587	Čína S'čchuan
2005	8.10.	7,6	86 000	Pákistán, Kašmír
2003	26.12.	6,6	31 000	jižní Írán
2011	11.3.	9,1	20 896	Japonsko, Tohoku
2001	26.1.	7,7	20 085	Indie
2015	25.4.	7,8	8 669	Nepál
2006	26.5.	6,3	5 749	Indonésie, Jáva
2010	13.4.	6,9	2 968	Čína, Qinghai

Nejsilnější / nejničivější zemětřesení v letech 2000-2018 .

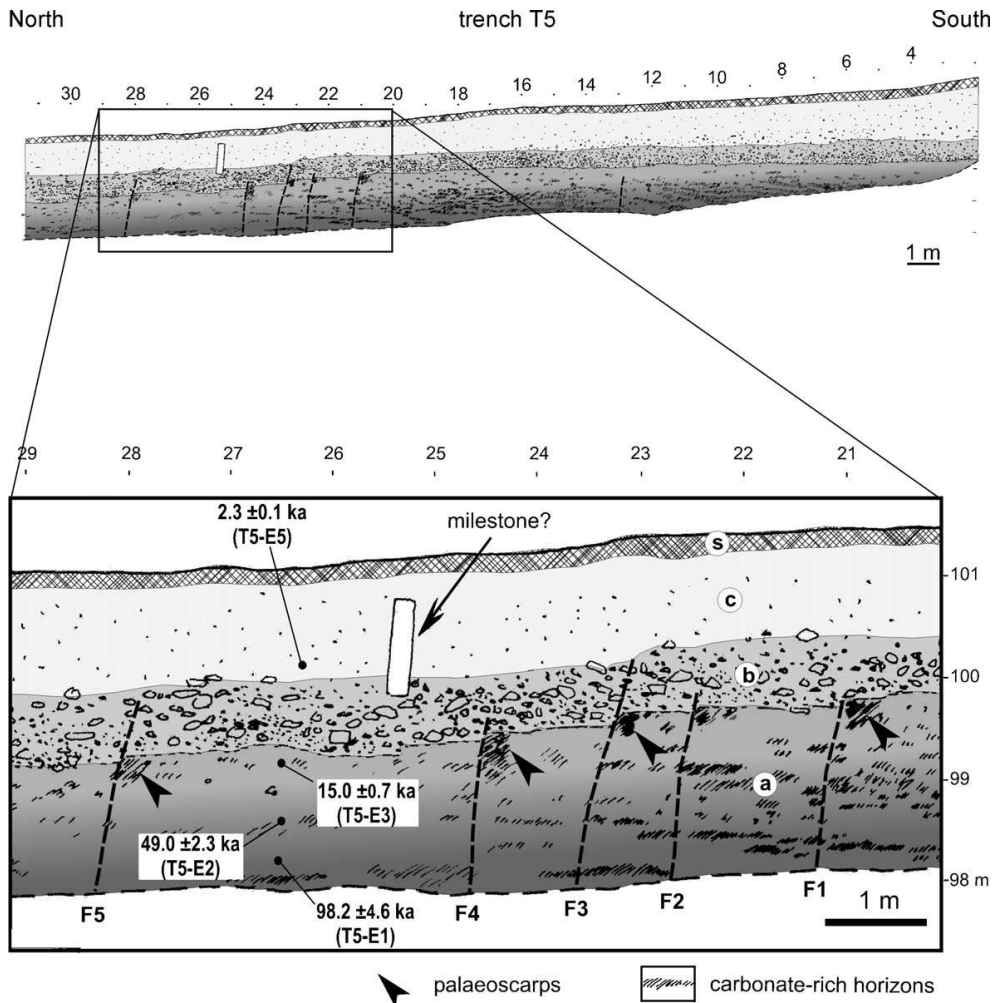
7.6: Paleoseismologie

Paleoseismologie: studium geologických projevů seismických jevů.



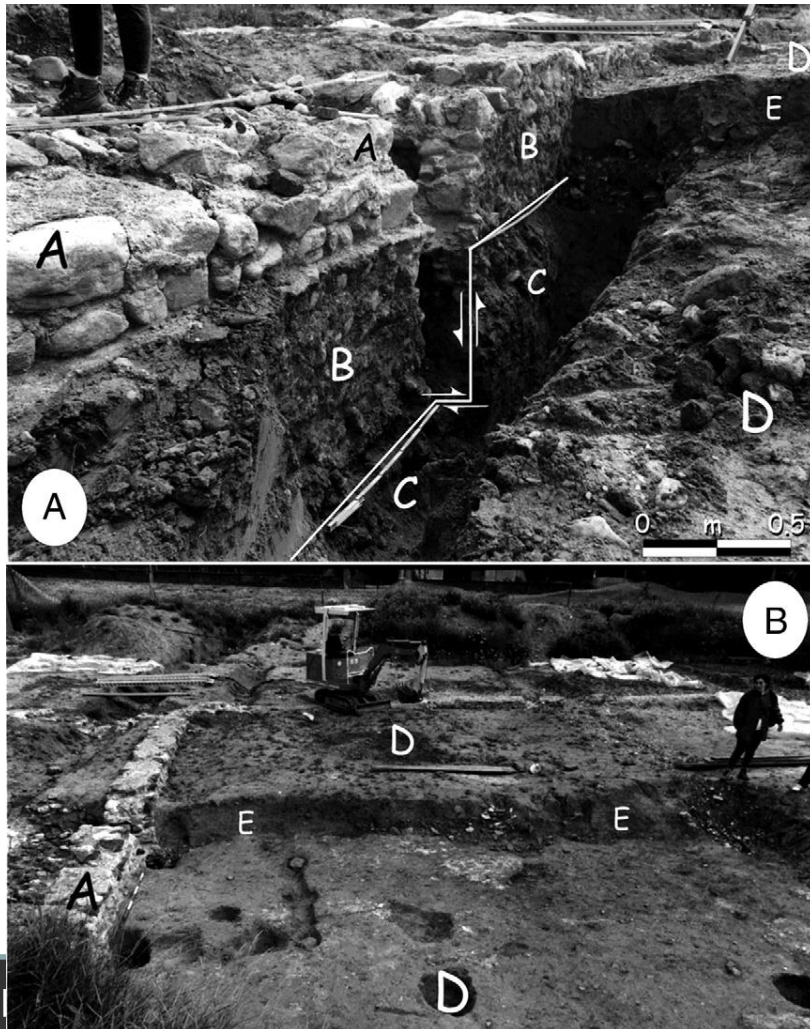
Galli et al. (2008)

Jednotlivé struktury lze datovat (stáří zemětřesení).



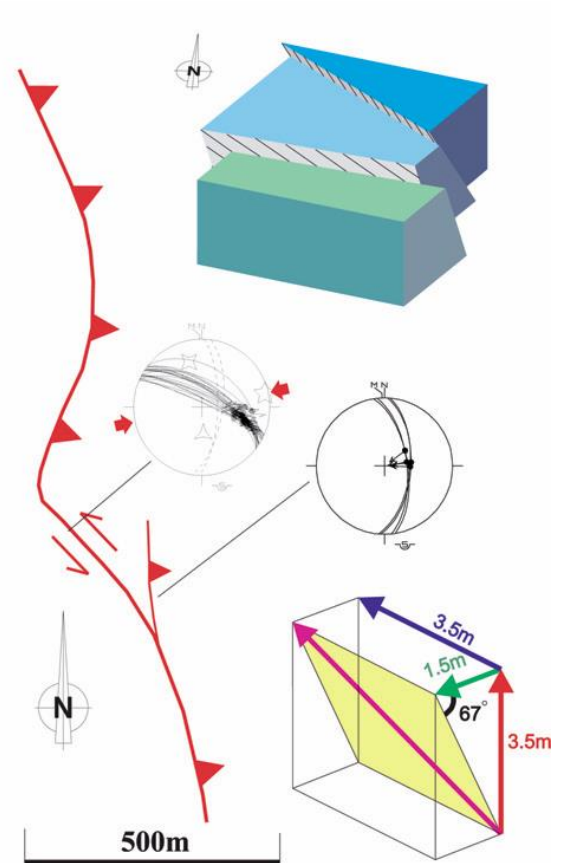
*geologicky dokumentované
svrchně pleistocenní až
holocenní úskoky na zlomech
(Caputo et al. 2004).*

Přesnější datování umožňují studie historických jevů za pomoci archeologických dokladů.



*zlomové porušení zdi vily z římské doby
(Galli et al. 2008).*

Některé struktury mají zřejmý vztah k známým seismickým událostem.



Odkrytá plocha zlomu se striacemi - Chi-Chi, Tchajwan, otřes z r. 1999, $M_w=7.6$ (Lee, Chan 2007).

Některé struktury mají zřejmý vztah k známým seismickým událostem.



Odkrytá plocha zlomu se striacemi - Wenchuan, Čína, otřes z r. 2008, $M_s=8.0$ (Liu-Zeng 2009 2007).

Některé struktury mají zřejmý vztah k známým seismickým událostem.



Posun na zlomu Nojima - Kobe, Japonsko, otřes z r. 1995, Mw=7.2.

Některé struktury mají zřejmý vztah k známým seismickým událostem.

*En-echelon tahové trhliny - Cariaco,
Venezuela, otřes z r. 1997, $M_s=6.8$
(Audemard 2006).*



Některé struktury mají zřejmý vztah k známým seismickým událostem.



Tahová trhlina spojená se střížnými pohyby na zlomu - Chuya, Horní Altaj, otřes z r. 2003, Ms=7.5 (Lunina et al. 2008).

Odhad magnituda se v rámci paleoseismologických studií odvíjí především od vztahů mezi magnitudem a velikostí posunutí nebo velikostí ruptury.

rovnice	typ skluzu	a	b	střední odchylna	korelační koeficient
$M=a+b*\log(AD)$	SS	7.04	0.89	0.28	0.89
	R	6.64	0.13	0.50	0.10
	N	6.78	0.65	0.33	0.64
	vše	6.93	0.82	0.39	0.75
$M=a+b*\log(MD)$	SS	6.81	0.78	0.29	0.90
	R	6.52	0.44	0.52	0.36
	N	6.61	0.71	0.34	0.80
	vše	6.69	0.74	0.40	0.78
$M=a+b*\log(SRL)$	SS	5.16	1.12	0.28	0.91
	R	5.00	1.22	0.28	0.88
	N	4.86	1.32	0.34	0.81
	vše	5.08	1.16	0.28	0.89

Vztahy mezi momentovým magnitudem a středním posunutím (AD), maximálním posunutím (MD) a povrchovou délkou ruptury (SRL) (Grant 2002).

Klasifikace paleoseismologických dat

A. Primární

způsobené tektonickou deformací

B. Sekundární

způsobené kmitáním zemského povrchu v důsledku seismických vln

A Primární data:

umístění: a) na zlomu

	koseismické	postseismické
projevy v geomorfologii	<ul style="list-style-type: none">- zlomové svahy- pukliny- vrásky	<ul style="list-style-type: none">- postskulzové pohyby na strukturách zmíněných vlevo- svahové pohyby
projevy ve stratigrafickém záznamu	<ul style="list-style-type: none">- zlomem porušené vrstvy- zvrásněné vrstvy- diskonformní průběh vrstev	<ul style="list-style-type: none">- svahové kužely a zářezy- výplně puklin

A Primární data:

umístění: b) mimo zlom

	koseismické	postseismické
projevy v geomorfologii	<ul style="list-style-type: none">- ukloněné povrchy- vyzvižené pobřežní linie- pokleslé pobřežní linie	<ul style="list-style-type: none">- tektonické aluviální terasy- postskulzové pohyby na strukturách zmíněných vlevo
projevy ve stratigrafickém záznamu	<ul style="list-style-type: none">- sedimenty uložené tsunami- eroze způsobené tsunami	<ul style="list-style-type: none">- eroze a uložení indukované výzdvihem, poklesem a úklonem

B Sekundární data:

umístění: a) na zlomu

	koseismické	postseismické
projevy v geomorfologii	<ul style="list-style-type: none">- písečné injektáže- sesuvy ve zlomové zóně- zlomové porušení stromů	<ul style="list-style-type: none">- následné sesuvy ve zlomové zóně
projevy ve stratigrafickém záznamu	<ul style="list-style-type: none">- sedimentární žíly- uloženiny sesuvů	<ul style="list-style-type: none">- uloženiny následných sesuvů

B Sekundární data:

umístění: b) mimo zlom

	koseismické	postseismické
projevy v geomorfologii	<ul style="list-style-type: none">- písečné injektáže- sesuvy mimo zlomovou zónu- zlomové porušení stromů- subsidence spojené s kompakcí	<ul style="list-style-type: none">- následné sesuvy mimo zlomovou zónu
projevy ve stratigrafickém záznamu	<ul style="list-style-type: none">- sedimentární žíly- uloženiny sesuvů- turbidity	<ul style="list-style-type: none">- uloženiny následných sesuvů