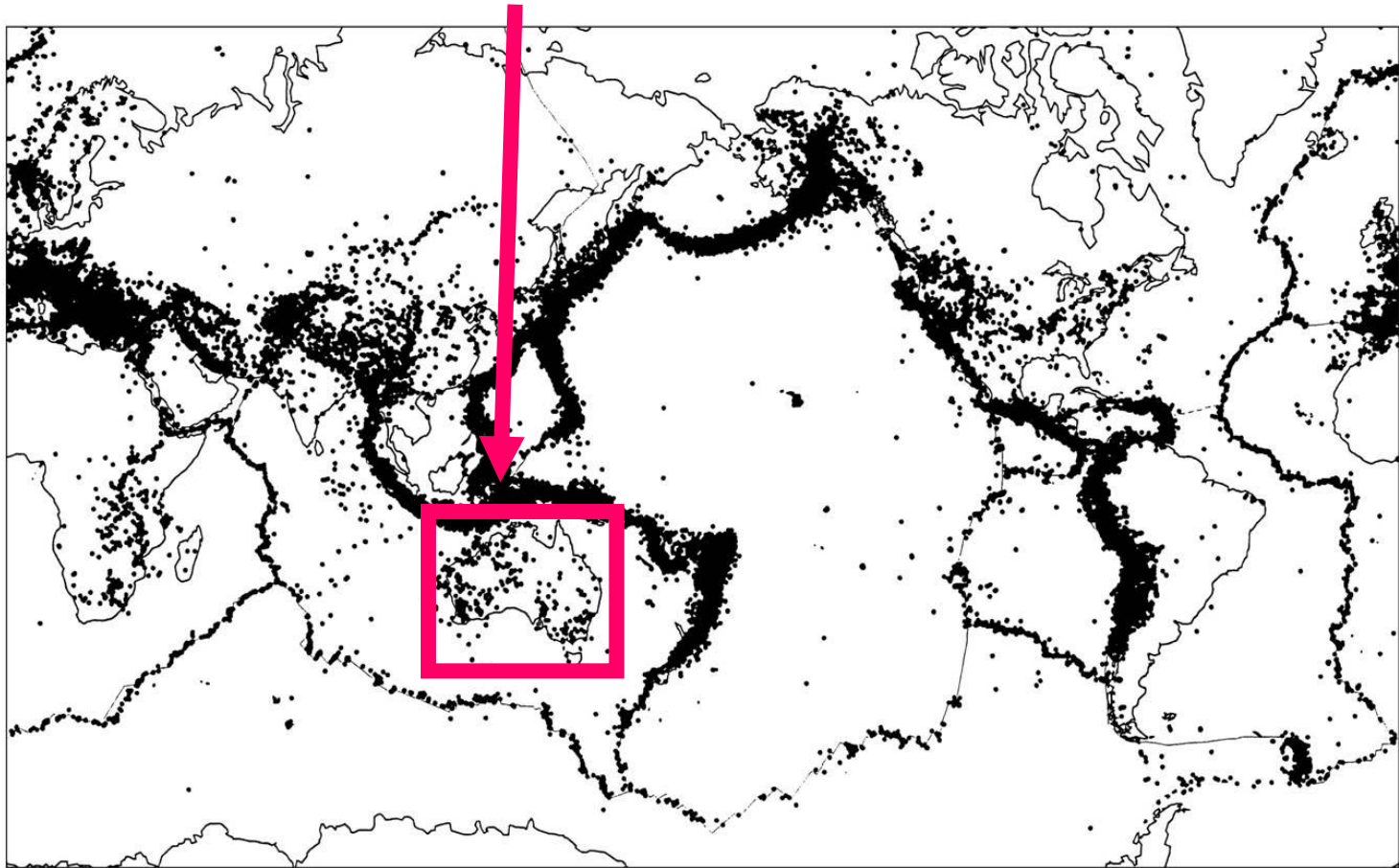


# **SEISMOLOGIE A SEISMOTEKTONIKA**

## **část 10.: Vnitrodesková seismicita**

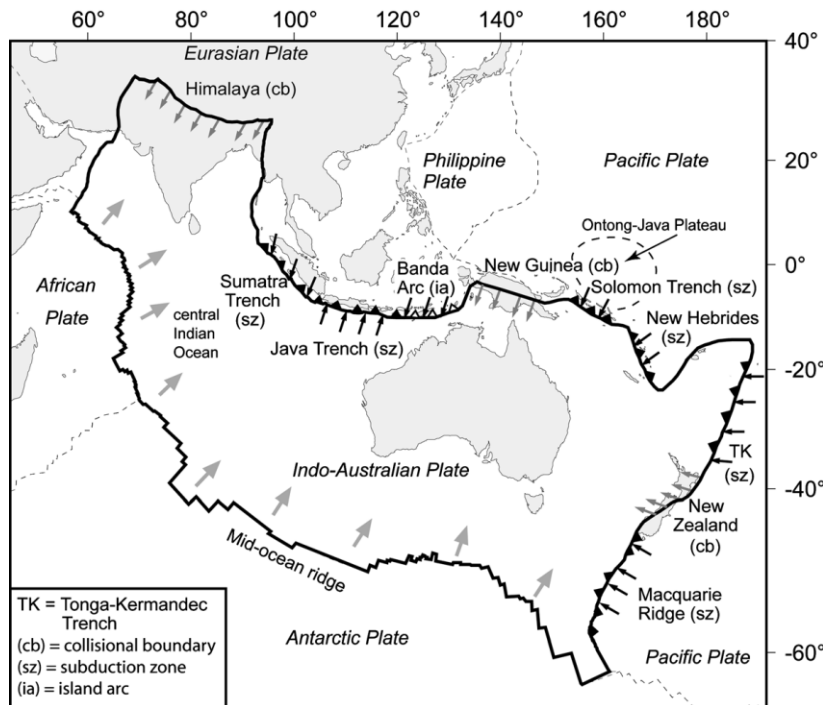
Významná zemětřesení se mohou vyskytovat také na dislokacích uvnitř desek, bez vazby na deskové rozhraní. Těmto zemětřesením říkáme **vnitrodesková zemětřesení**. Jejich procentuální zastoupení je ve srovnání s otřesy na deskových rozhraních výrazně menší.

Také vnitrodesková seismicita může být na některých místech velmi významná.



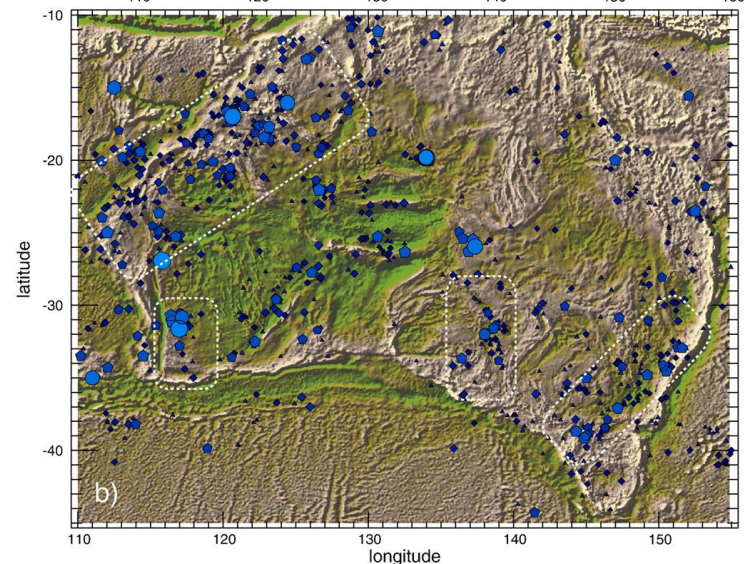
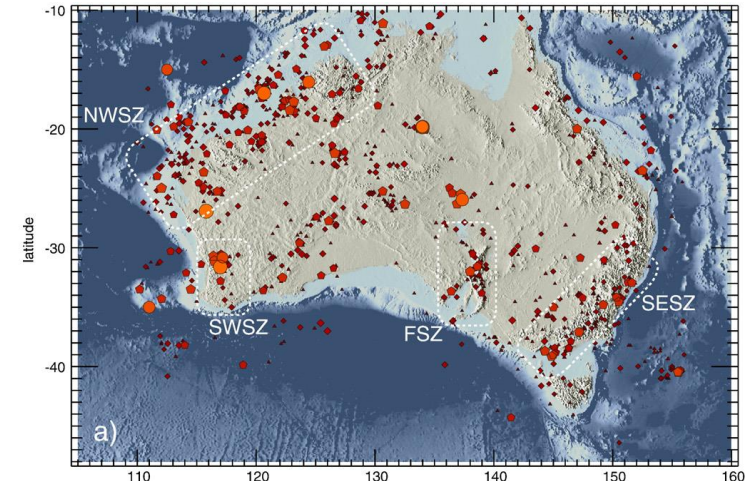
*Distribuce zemětřesení s  $m_b > 5$  v letech 1964-1997 (Stein, Wysession 2003)*

Četné příklady relativně výrazné vnitrodeskové seismicity lze pozorovat v prostoru Austrálie.



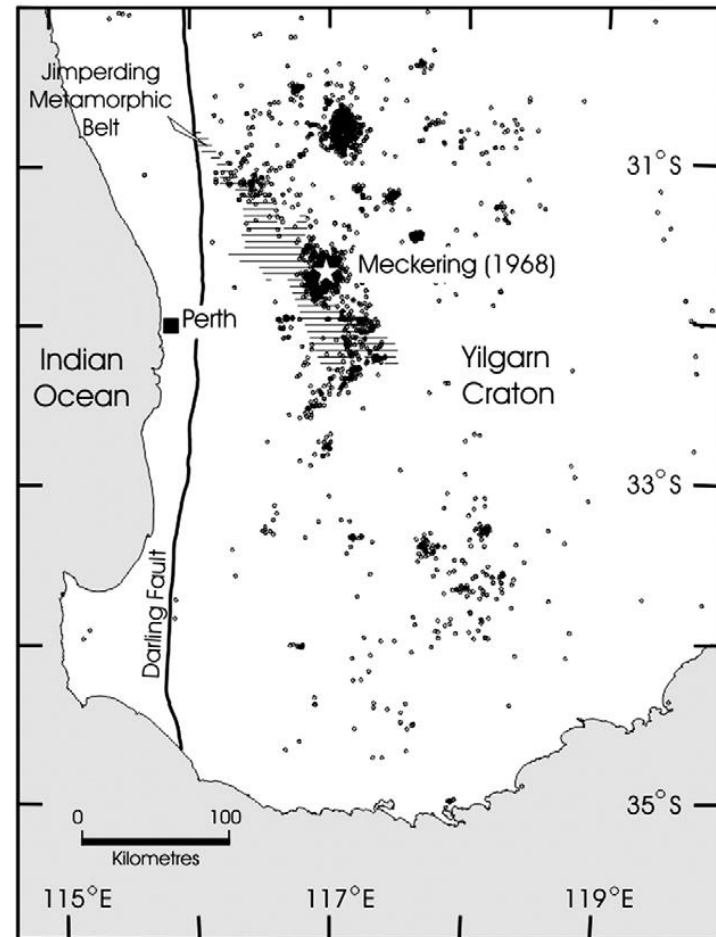
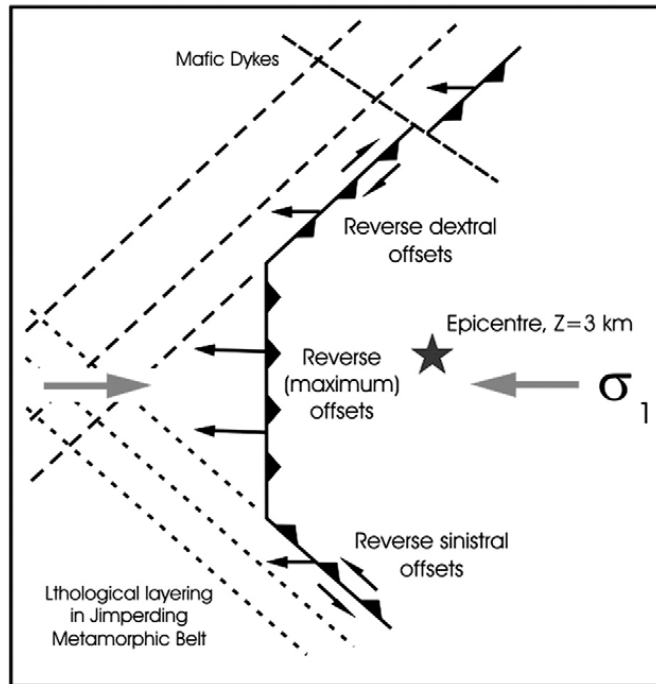
*(Hillis et al. 2008)*

*(Sandiford, Ekholm 2008)*





K nejsilnějším vnitrodeskovým otřesům v prostoru Austrálie patří jev z roku 1968 z regionu Meckering.



***Zemětřesení v regionu Meckering (Southwest Seismic Zone), 1968,  $M_s=6.8$  (Dentith et al. 2009)***

# 10.1: Seismotektonika vnitrodeskových tektonických zón

Charakter vnitrodeskové seismicity se obecně liší od seismicity deskových rozhraní.

Obecně je delší průměrný časový interval mezi jednotlivými otřesy v případě vnitrodeskové seismicity.

Maximální magnituda vnitrodeskových zemětřesení dosahují menších hodnot.

Průměrná doba opakování seismických jevů (recurrence time) podle Scholze (1986):

Mezideskové jevy

Rychlost posunutí  $> 1$  cm/rok, Doba opakování  $\sim 10^2$  let

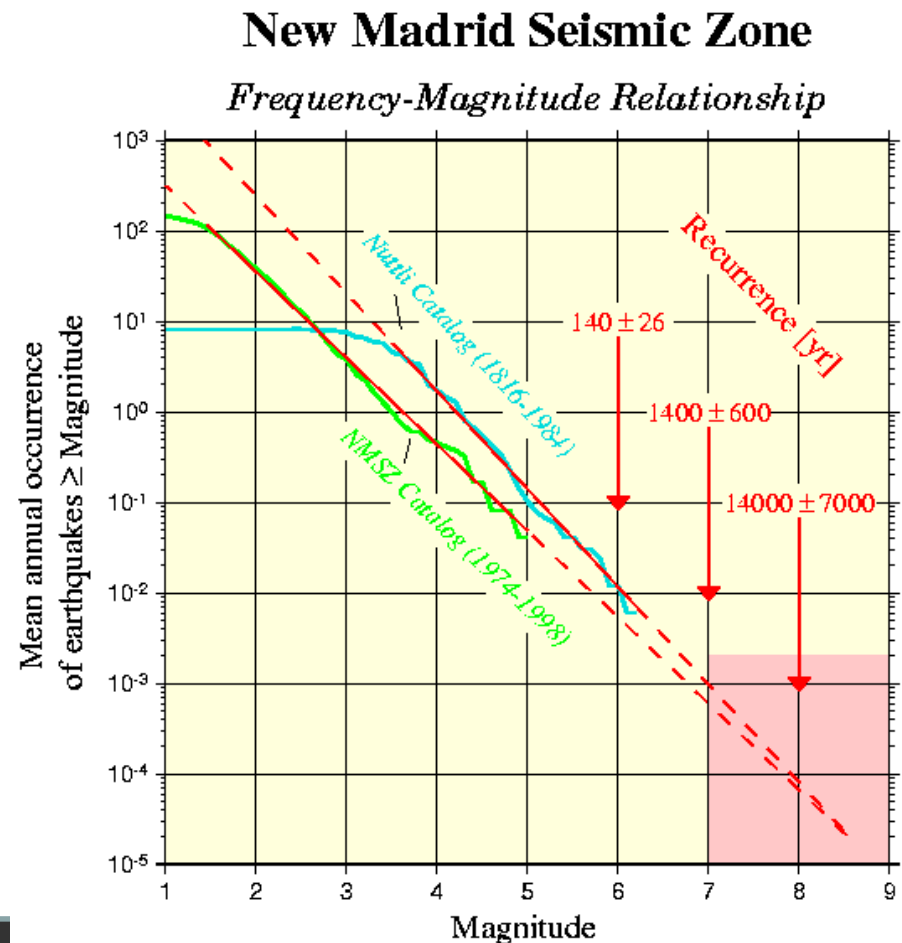
Vnitrodeskové jevy se vztahem k deskovým okrajům

Rychlost posunutí  $< 1$  cm/rok, Doba opakování  $\sim 10^3 - 10^4$  let

Vnitrodeskové jevy (bez vztahu k deskovým okrajům)

Rychlost posunutí  $< 0.01$  cm/rok, Doba opakování  $\sim 10^4$  let

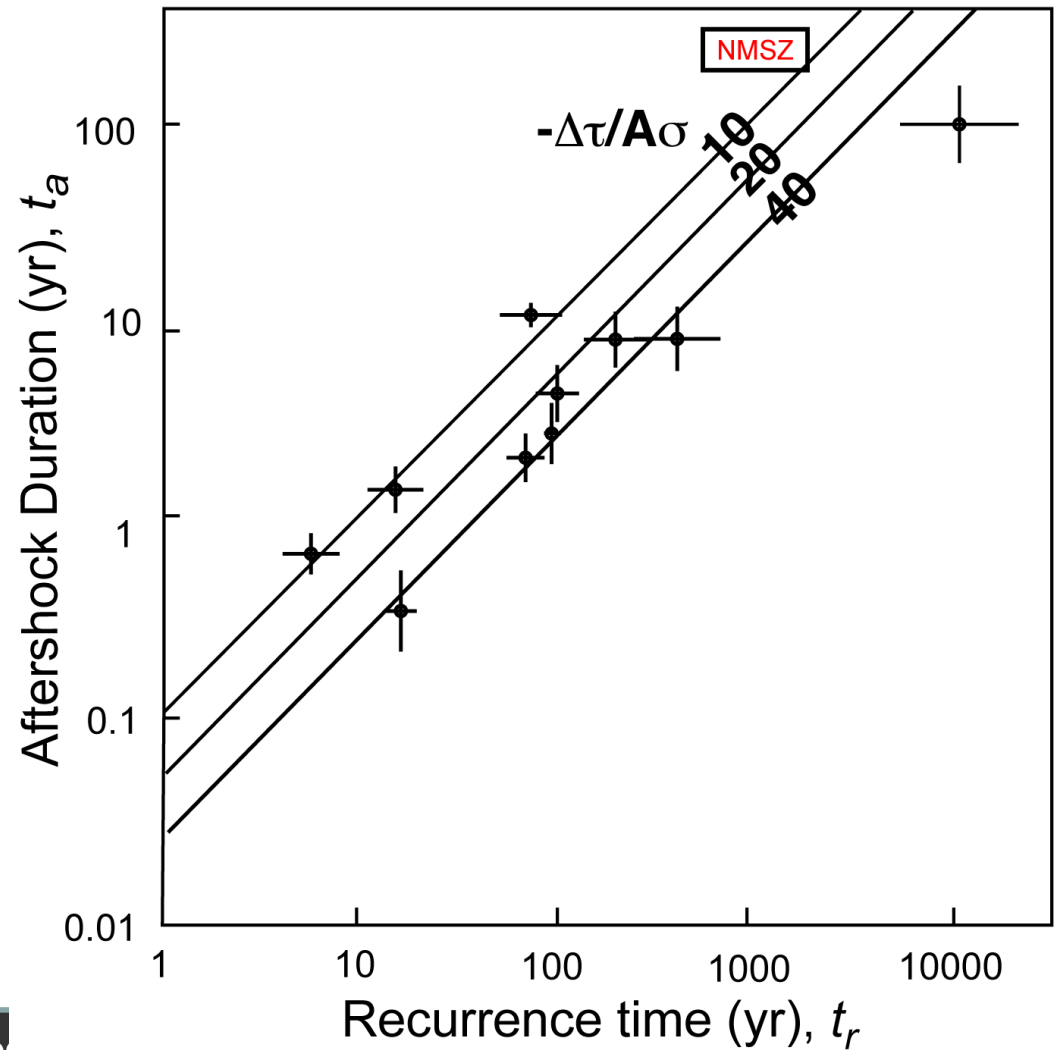
Příklad z New Madrid Zone: Jestliže předpokládáme opakování silných zemětřesení s periodou cca 500 až 1000 let, pak magnitudo takových zemětřesení nepřesáhne hodnotu 7!



Stein - presentace



Pro vnitrodeskovou seismicitu jsou obvyklé časově dlouhé sekvence dotřesů.



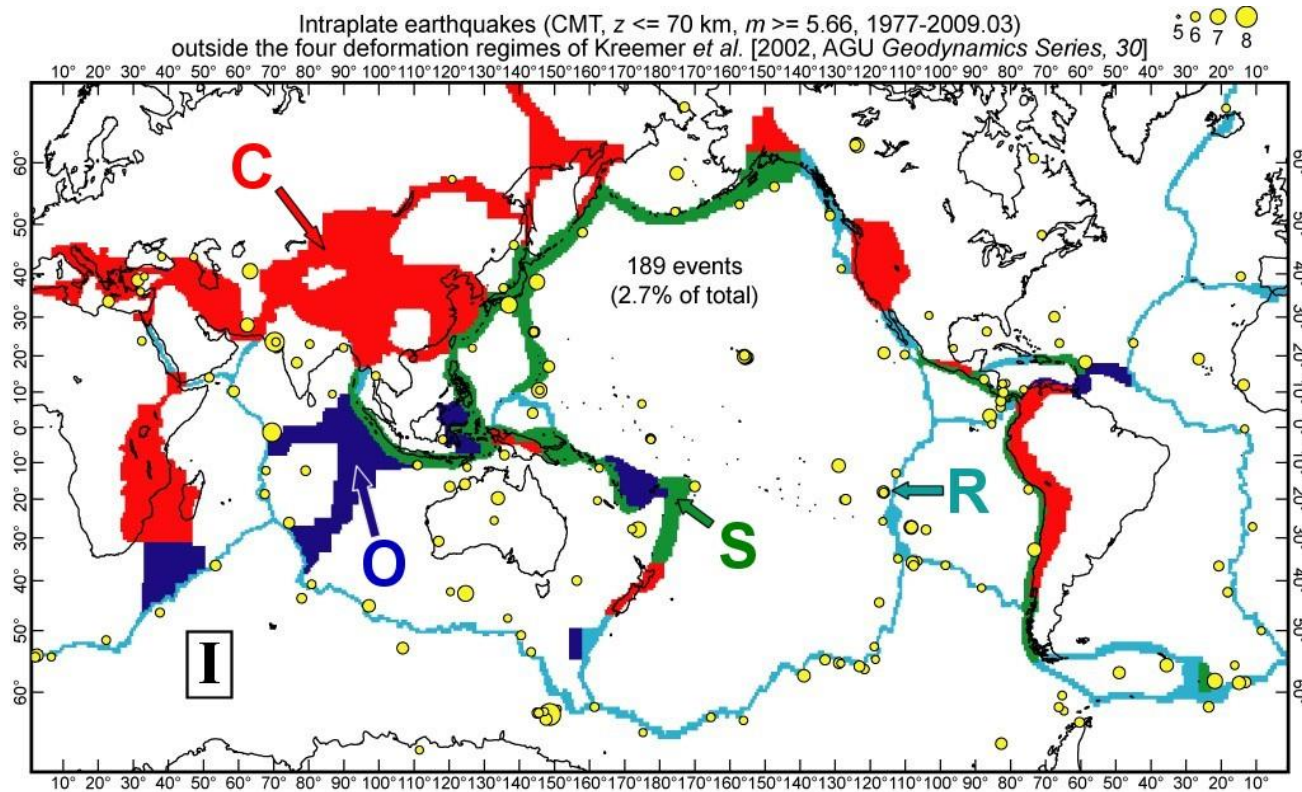
*Stein - presentace*

Charakter vnitrodeskové seismicity je často komplikovaný. Navíc je obecně obtížnější sledovat charakter vnitrodeskové seismicity než charakter seismicity deskových rozhraní - vzhledem k dlouhým časovým intervalům mezi významnějšími otřesy je pro konkrétní epicentrální oblast znám jen relativně malý počet opakování seismické aktivity.

Recentní pohyby na zlomech spjatých s vnitrodeskovou seismicitou nejsou často pozorovatelné na povrchu. K vlastním recentním pohybům dochází v hloubkách řádově několik km (někdy přes 10 km) a jejich kumulativní offset je vzhledem k dlouhým intervalům mezi otřesy malý (na povrchu se pak významně neprojevuje).

# 10.1.a: Difuzivní rozhraní

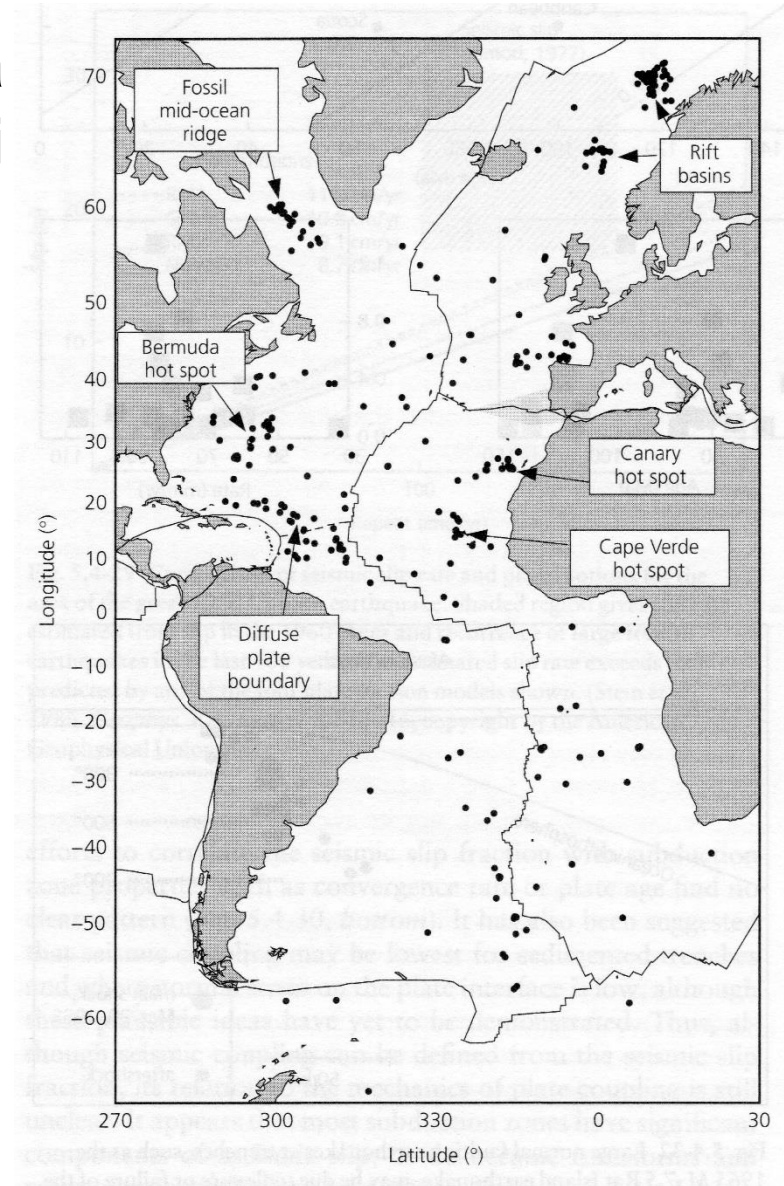
Na některých deskových rozhraních mají vzájemné pohyby extrémně malé relativní rychlosti.



**Seismicita: S – subdukčních zón; R – riftů, C – kontinentálních deskových rozhraní; O – difuzivních deskových rozhraní**

**Příklad:** rozhraní severoamerické a jihoamerické desky, kde vzájemné rychlosti dosahují pouze hodnoty cca 1 mm/rok.

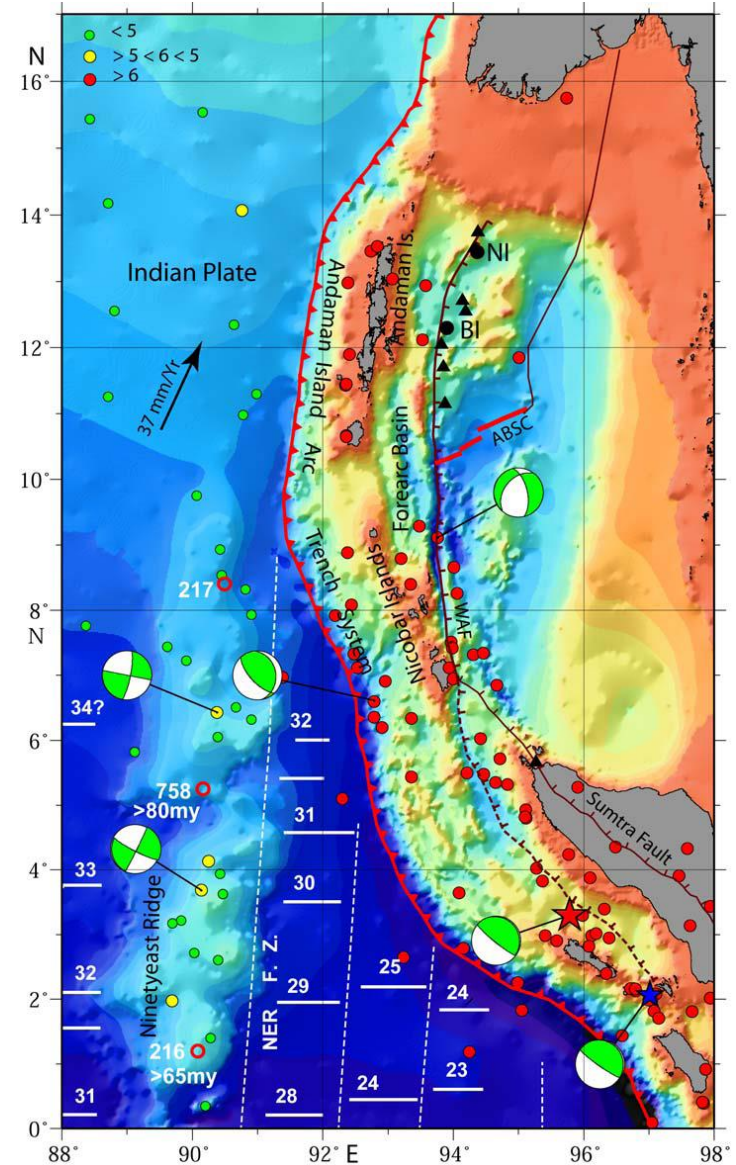
*(Stein, Wysession 2003)*





**Příklad:** Ninetyeast Ridge – struktura oddělující indickou a australskou desku.

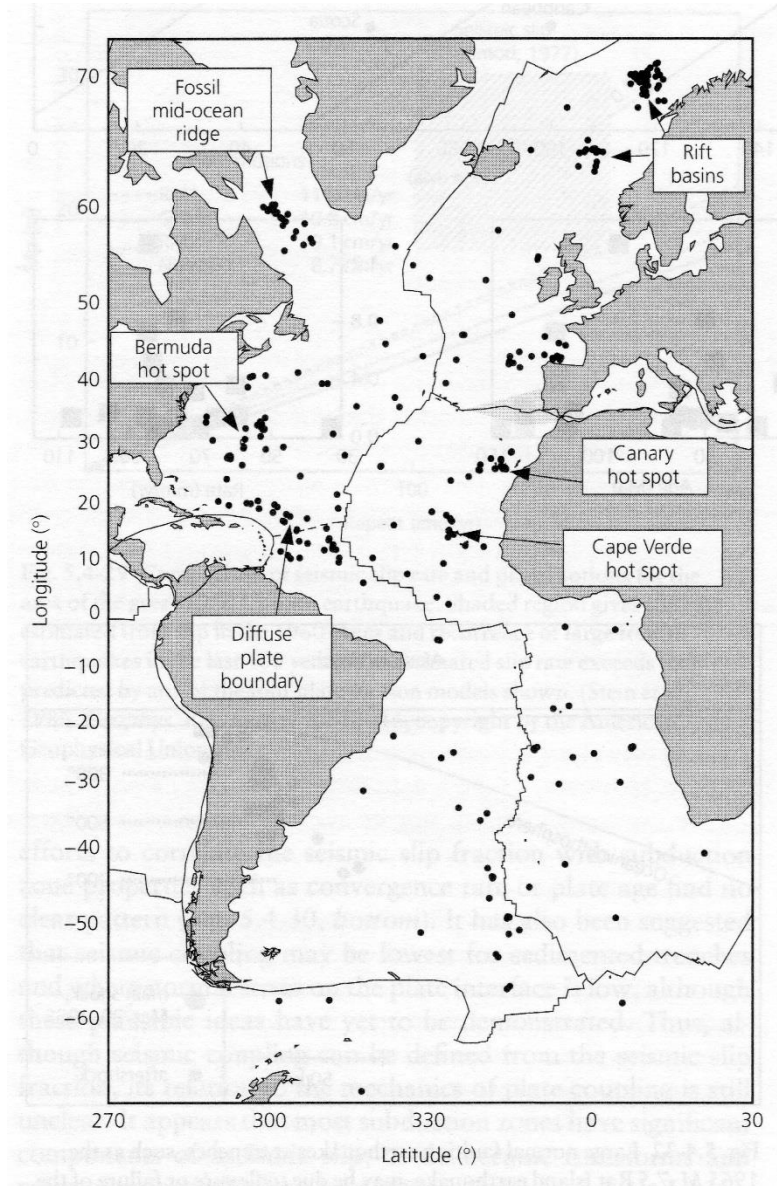
*(Subrahmanyam et al. 2008)*



Obecně je předpokládána limitní rychlost vzájemných pohybů desek přibližně 1-2 mm/rok, pod níž není energie dostatečná pro vývoj obvyklého typu deformace při okraji desek.

Pomalejší okraje desek se tak obecně vyvíjí podobně, jako vnitrodeskové struktury.

*(Stein, Wysession 2003)*

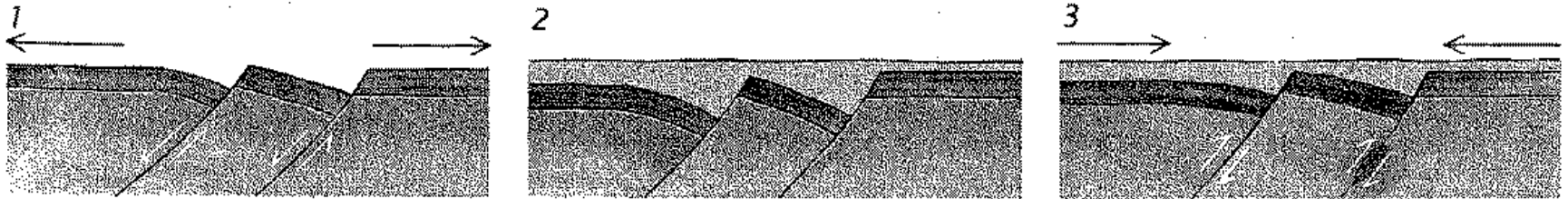


# 10.1.b: Některé zdroje vnitrodeskové seismicity

## Reaktivace starších struktur

Často jsou vnitrodesková zemětřesení vázána na starší zóny korového oslabení (sutury, paleorifty), jejichž křehké struktury mohou být reaktivovány.

Významným mechanismem vnitrodeskové seismicity je patrně reaktivace původně extenzních struktur.



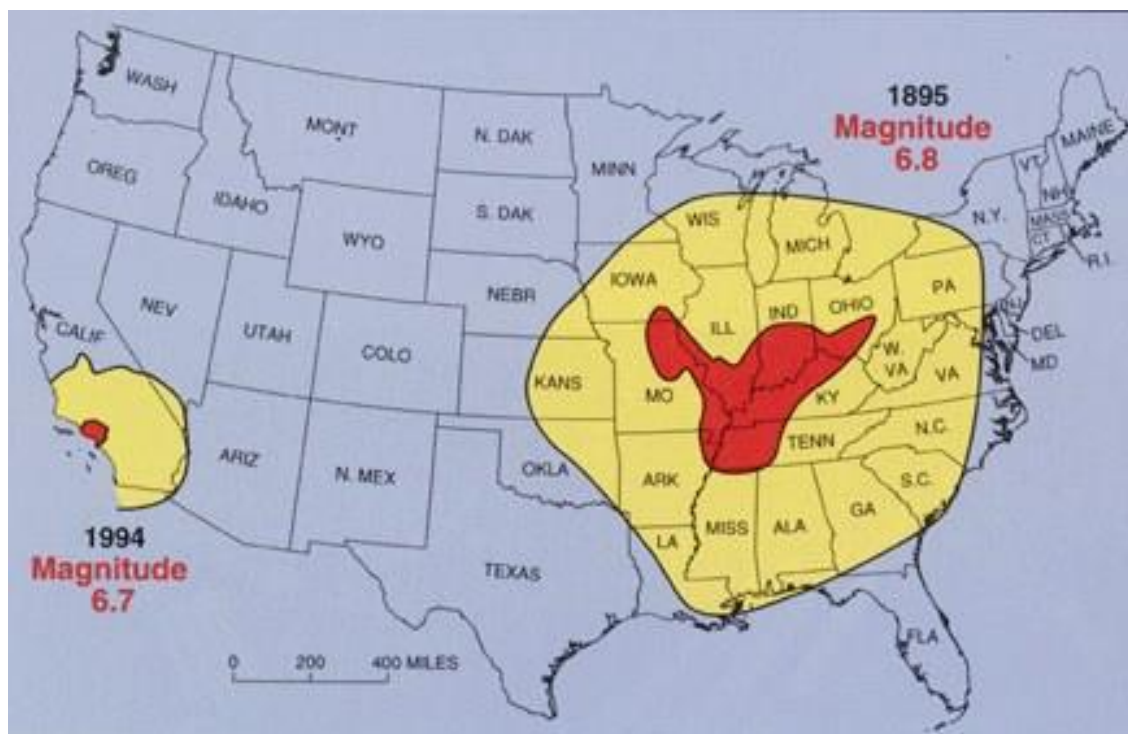
Johnston a Kanter (1990) uvádí, že 49% vnitrodeskové seismické aktivity je soustředěno do oblastí reaktivovaných riftů nebo původně poklesových zlomů pasivních kontinentálních okrajů. Tyto oblasti přitom představují jen 25% celkové rozlohy stabilní kontinentální kůry. V oblastech dříve postižených extenzí je pozorováno 60% vnitrodeskových otřesů s  $M_w > 6$  (a 100% těchto otřesů s  $M_w > 7$ ).



**Příklad vnitrodeskové seismicky aktivní tektonické zóny:**

## **New Madrid Seismic Zone**

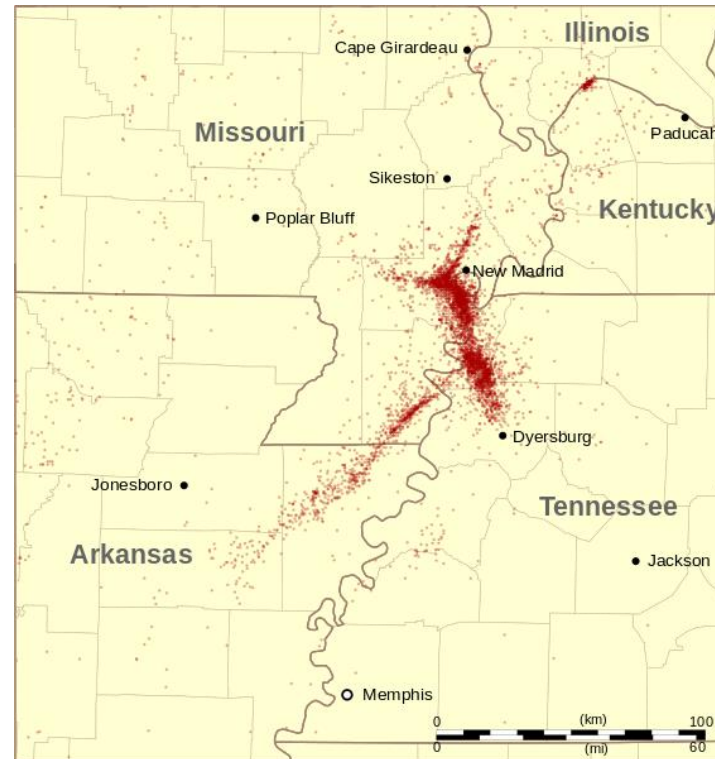
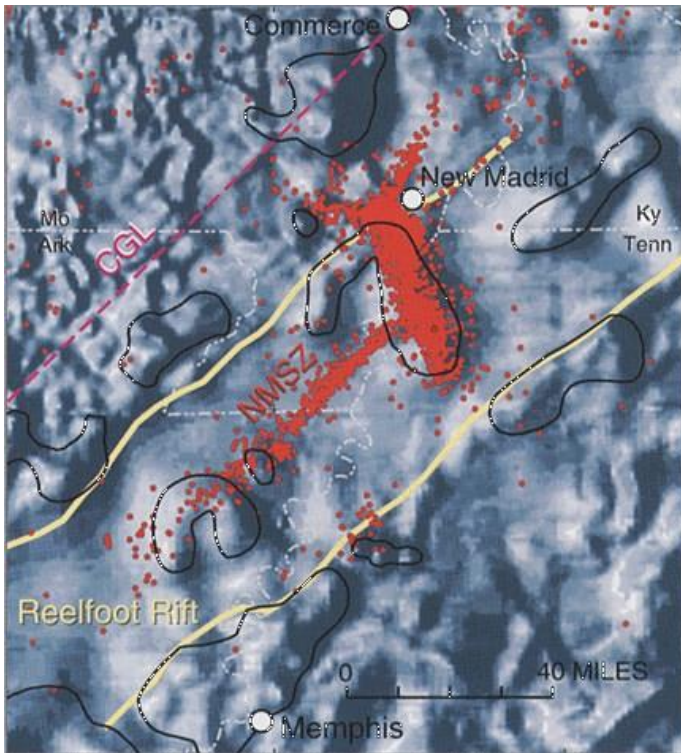
Nejsilnější registrovaný otřes: 31.10.1895, M=6.8



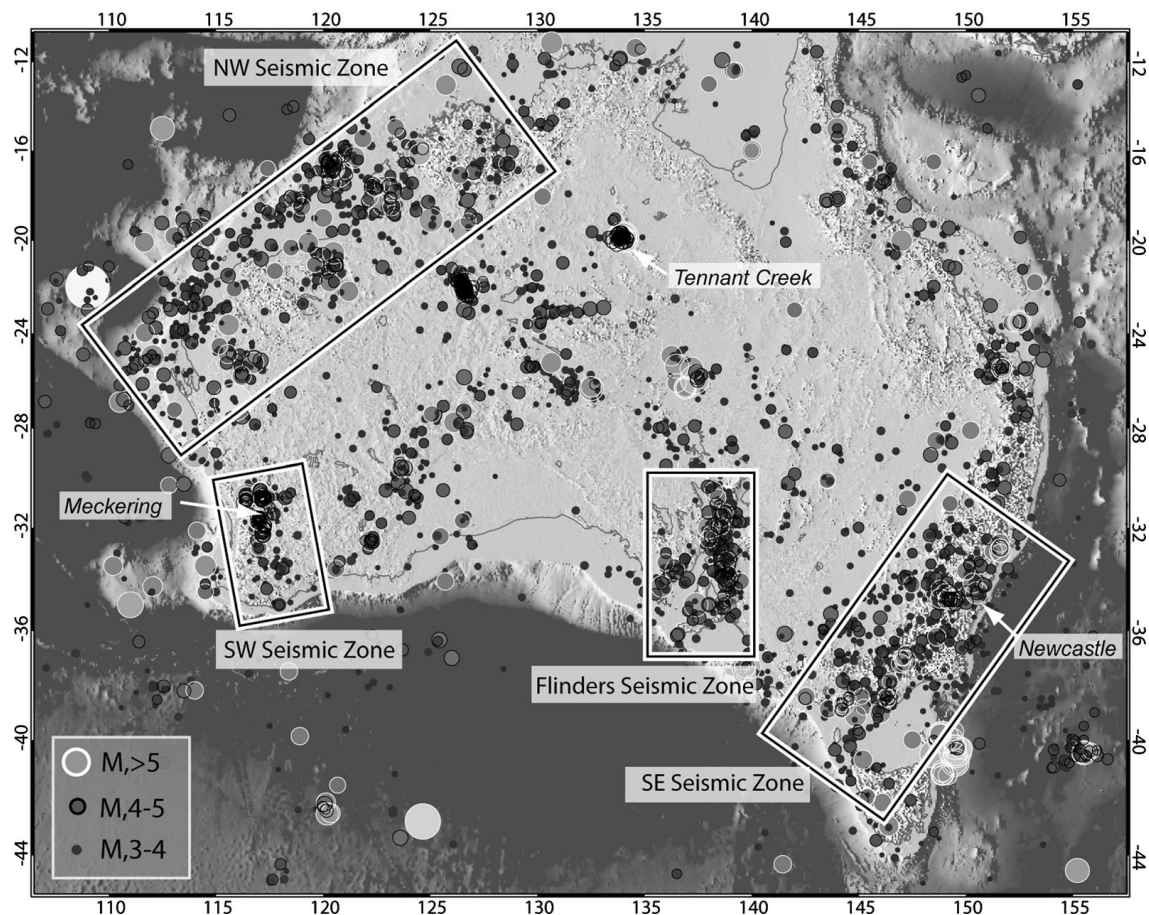
# New Madrid Seismic Zone

Reaktivace zlomů paleoriftové struktury.

Magnitudo nejsilnějších historických jevů dosahuje hodnoty 7 - 8.



# Příklad vnitrodeskové seismicky aktivní tektonické zóny: Seismotektonické zóny v regionu Austrálie



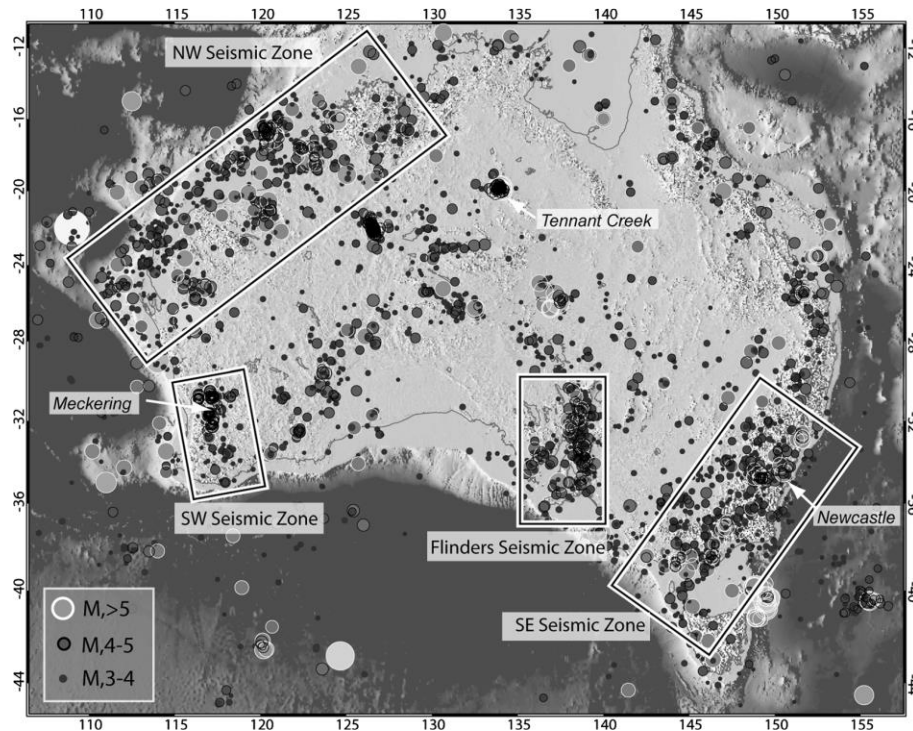
*(Hillis et al. 2008)*



## Seismotektonické zóny v regionu Austrálie

Magnitudo nejsilnějších historických jevů dosahuje hodnoty ~ 7.

Interval opakování otřesů s rupturami porušujícími povrch se pohybuje od 22 do 83 tisíc let.



*(Hillis et al. 2008)*

Pro vznik otřesu o magnitudu 6 může být dostatečný zlom o délce řádově desítky kilometrů.

M <sub>w</sub>	plocha zlomu (km <sup>2</sup> )	délka zlomu (km)
5	~ 5 - 10	~ 1 - 3
6	~ 70 - 110	~ 6 - 12
7	~ 630 - 1100	~ 45 - 60
8	~ 5.000 - 12.000	~ 250 - 330
9	~ 30.000 - 150.000	~ 1.250 - 2.400
10	~ 600.000 - 1.500.000	~ 6.000 - 17.000

*Hrubé odhady vztahu mezi momentovým magnitudem a velikostí porušené zóny (sumarizováno podle Abrahamson 2006, Bormann 2002 a Vakov 1996).*

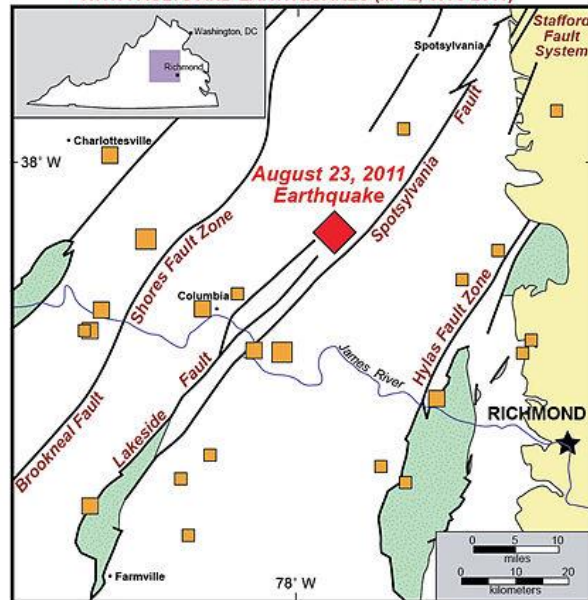


Mohou se tak objevit i zemětřesení, která jsou překvapivá svou lokací a/nebo svým magnitudem.

## Příklad:

USA, Virginia 23. 8. 2011, M=5.8

GENERALIZED GEOLOGIC MAP OF THE CENTRAL VIRGINIA PIEDMONT WITH FAULTS AND EARTHQUAKES (M > 2, 1973-2011)



### Earthquake Epicenters

- ◆ M > 5
- M = 4
- M = 3.0 - 3.9
- M = 2.0 - 2.9

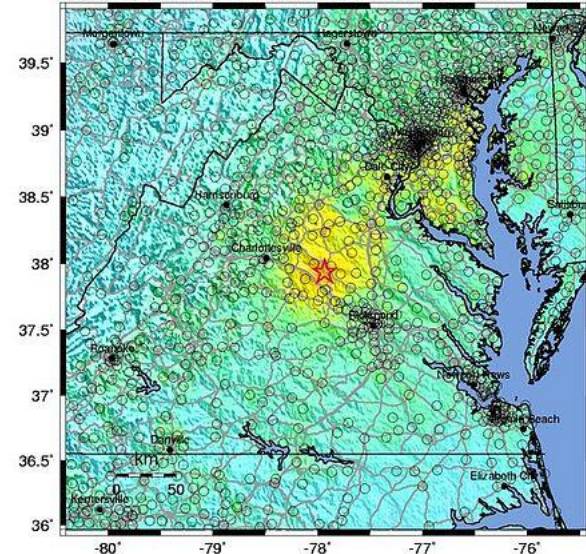
### Bedrock Geology

- Cenozoic sediments of the Coastal Plain sand, silt, clay, and shelly sand
  - Mesozoic sedimentary rocks arkose, sandstone, siltstone, shale, and coal
  - Proterozoic and Paleozoic rocks diverse array of igneous and metamorphic rocks
- data from: Virginia Division of Geology and Mineral Resources and more recent mapping by VDGMR and William & Mary geologists

data from: Virginia Tech Seismological Observatory and USGS National Earthquake Information Center

C. M. Bailey, College of William & Mary

USGS ShakeMap : VIRGINIA  
Tue Aug 23, 2011 17:51:04 GMT M 5.8 N37.94 W77.93 Depth: 6.0km ID:082311a



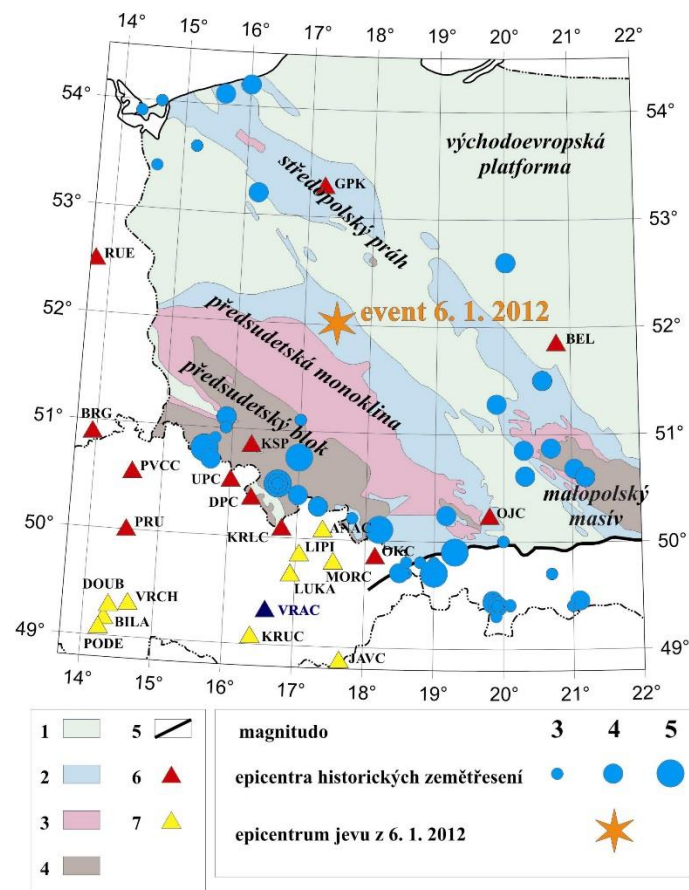
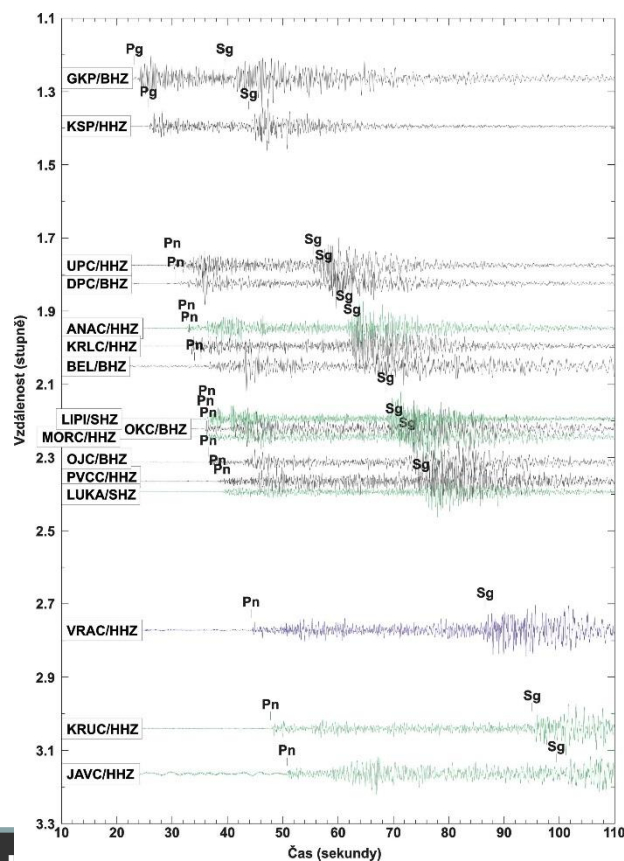
Map Version 8 Processed Tue Sep 20, 2011 03:29:33 PM MDT - NOT REVIEWED BY HUMAN

PERCEIVED SHAKING	Not felt	Weak	Light	Moderate	Strong	Very strong	Severe	Violent	Extreme
POTENTIAL DAMAGE	none	none	none	Very light	Light	Moderate	Moderate/Heavy	Heavy	Very Heavy
PEAK ACC.(%g)	<.17	.17-1.4	1.4-2.9	2.9-9.2	9.2-18	18-34	34-65	65-124	>124
PEAK VEL.(cm/s)	<0.1	0.1-1.1	1.1-3.4	3.4-8.1	8.1-16	16-31	31-60	60-116	>116
INSTRUMENTAL INTENSITY	I	II-III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X+

Středně silná zemětřesení se mohou objevit i v místech, kde nebyly dosud významnější projevy seismické aktivity známy.

## Příklady:

Polsko, Poznaň 6. 1. 2012, ML=3.6



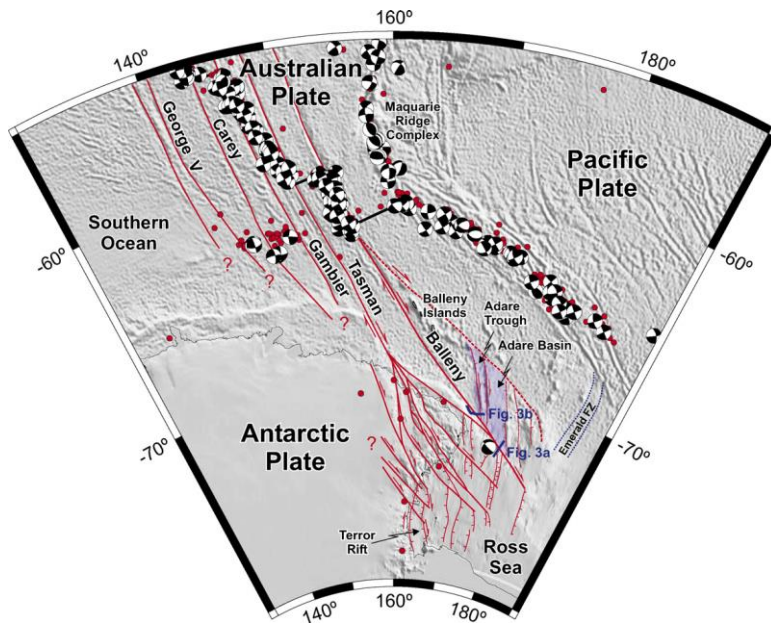
## **Zlomy zasahující do vnitrodeskové oblasti z prostoru deskových rozhraní**

Některé seismicky aktivní struktury uvnitř litosferických desek jsou spjaty se zlomy, které jsou součástí struktur na deskových rozhraních a propagují dále do vnitrodeskové oblasti.

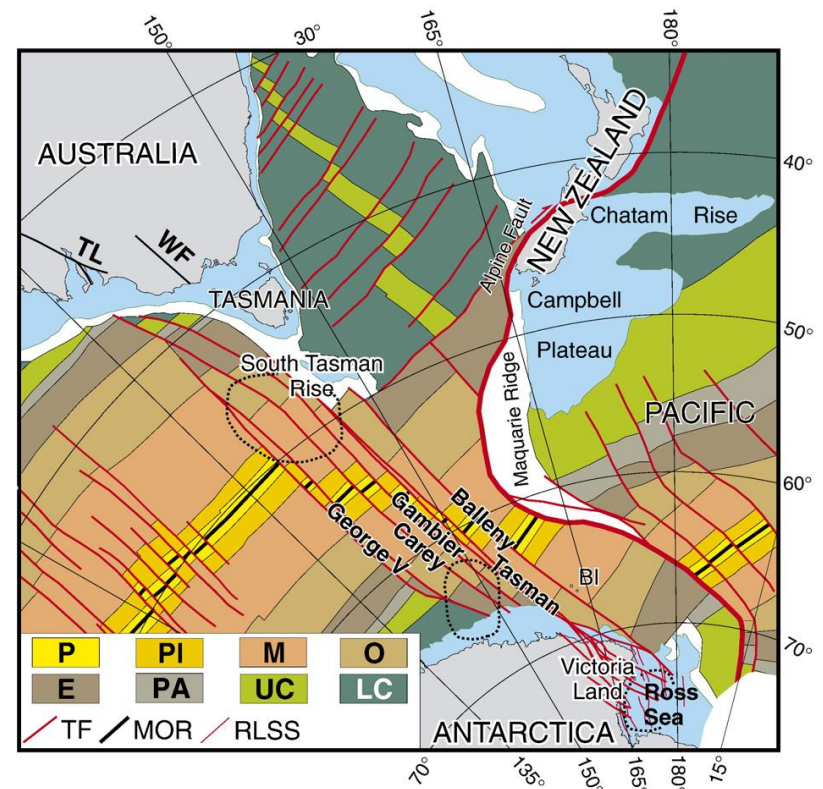


## Příklad:

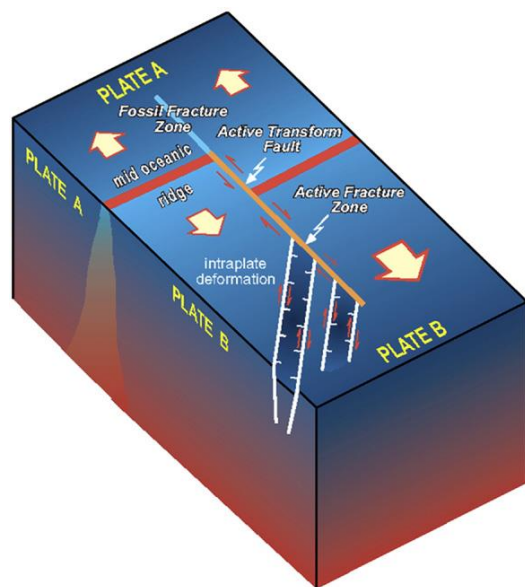
Seismicita spjata s pokračováním transformních zlomů v regionu Antarktidy a jejich křížením s dalšími (vnitrodeskovými) strukturami.



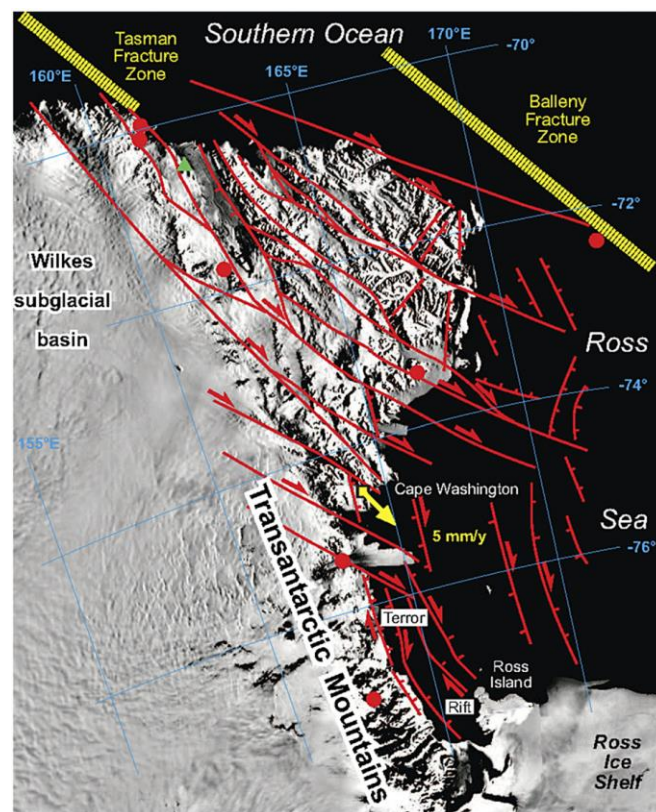
*(Storti et al. 2007) červená kolečka –  
zemětřesení  $M_w > 5$*



Zemětřesení jsou spjata s pohyby na kenozoických zlomech (geodetická měření ukazují pohyby o velikostech cca 5 mm/rok), přičemž některé tektonicky aktivní zóny jsou tvořeny pokračováním transformních zlomů.



*(Storti et al. 2007)*



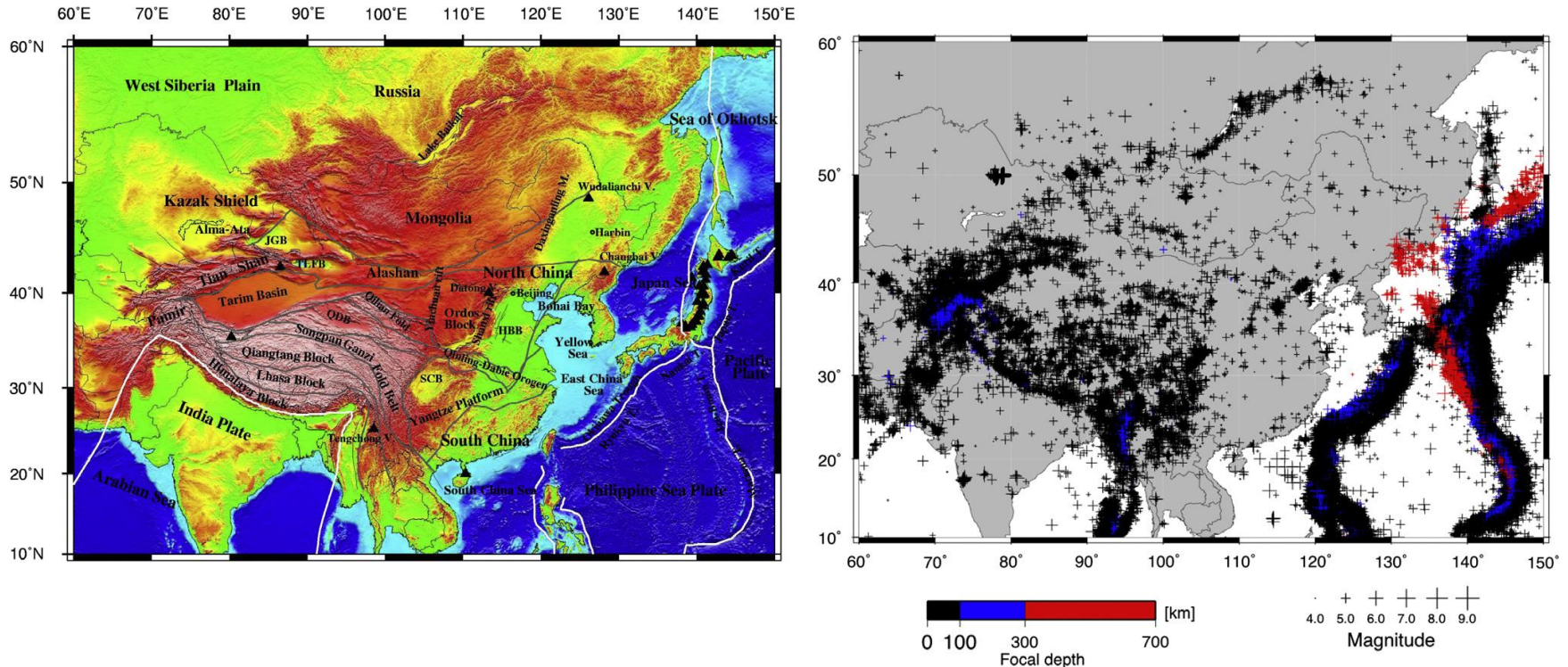
## **Vlivy subdukce zasahující do vnitrodeskové oblasti z prostoru deskových rozhraní**

Subdukovaná deska zasahuje ve svrchním plášti daleko pod nadložní desku, procesy v plášti ovlivněné subdukcí pak mohou mít výrazné projevy ve vnitrodeskové oblasti nadložní desky.



# Příklad:

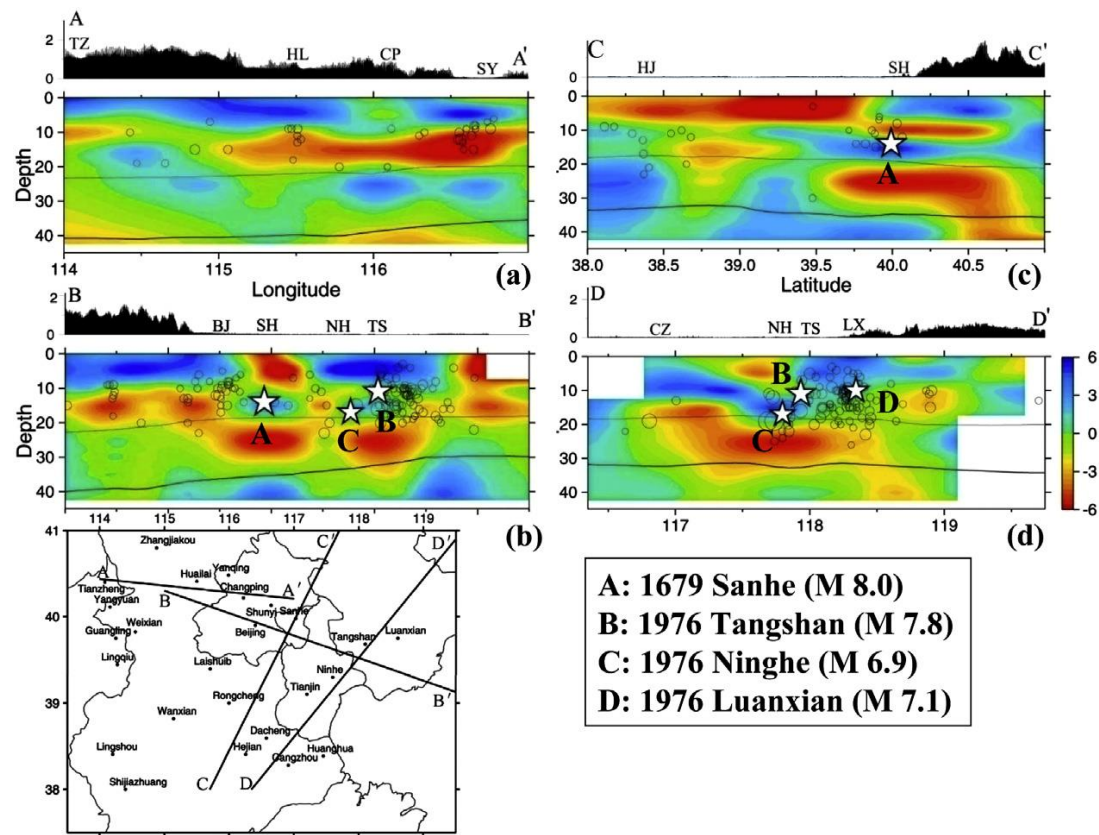
Seismicita a vulkanismus v jv. Asii (euroasijská deska).



*(Zhao et al. 2011)*

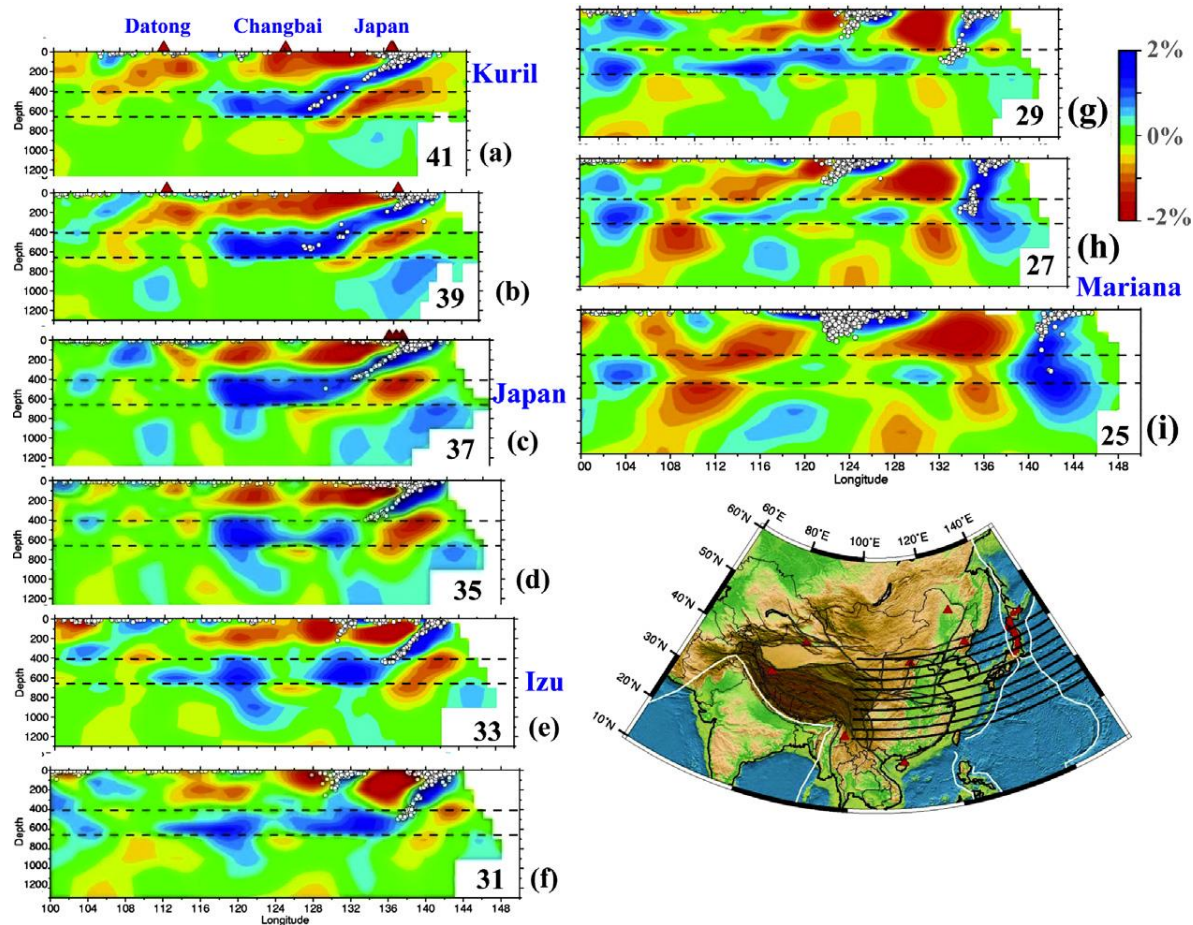


Seismická aktivita se vyznačuje četnými výskyty korových seismických jevů s magnitudem až 8 (1679 Sanhe, M=8.0; 1976 Tangshan, M=7.8)



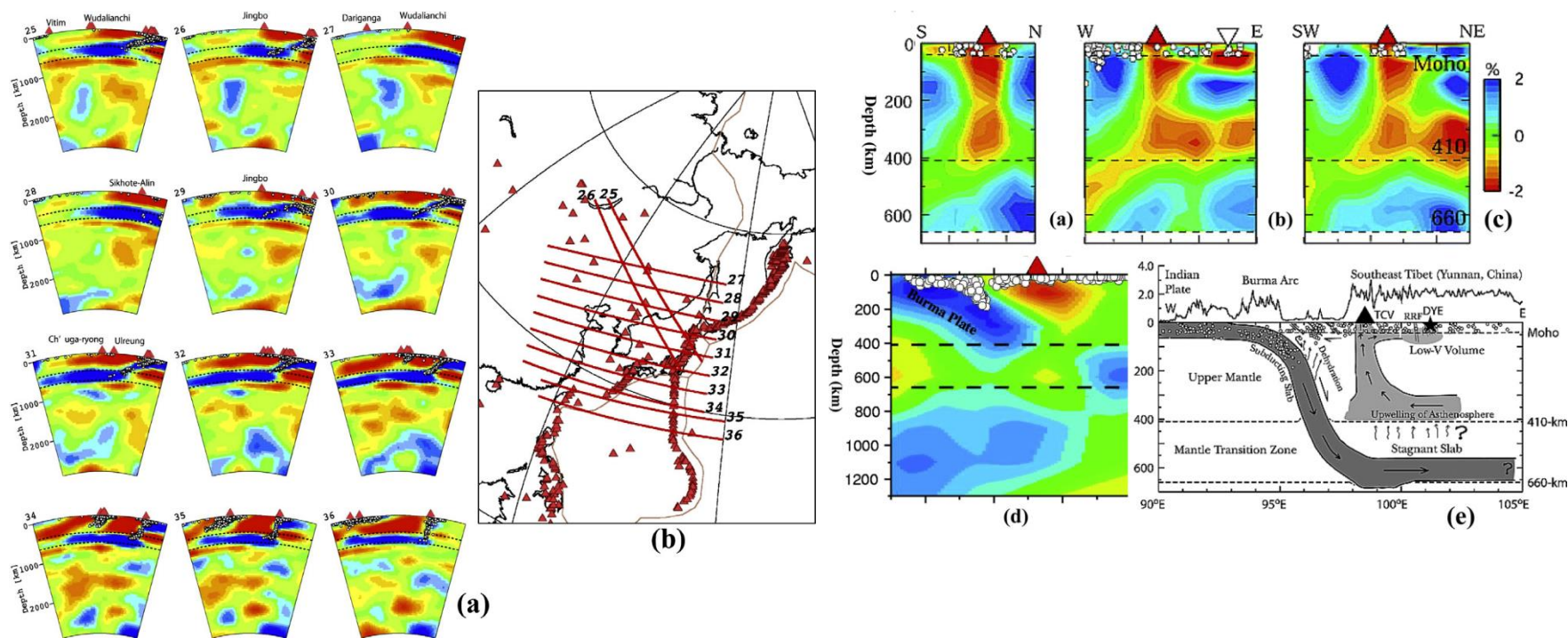
*(Zhao et al. 2011)*

Podsouváná pacifická deska je při rozhraní svrchního a spodního pláště sledovatelná na vzdálenost řádově tisíců kilometrů.



*(Zhao et al. 2011)*

Podsunutá pacifická deska je zdrojem procesů odrážejících se ve vulkanické aktivitě v nadložní euroasijské desce.



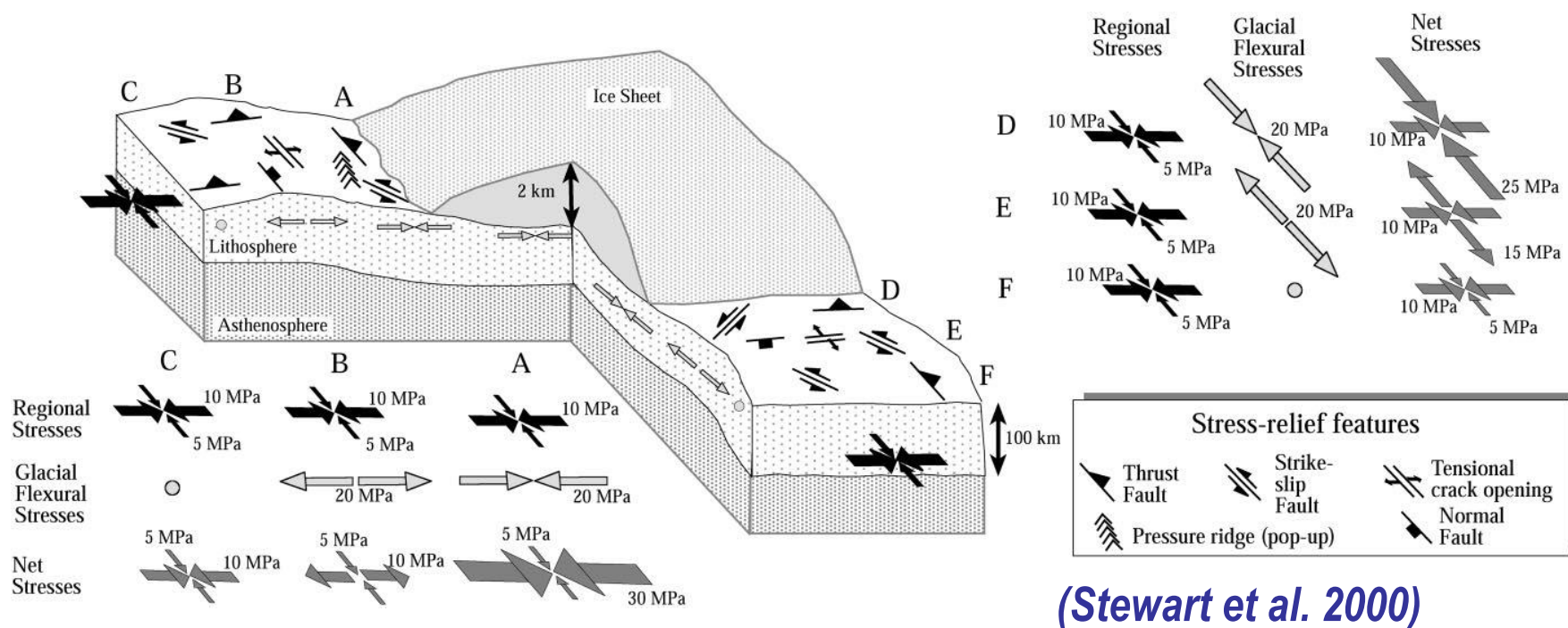
(Zhao et al. 2011)

## Odstranění zátěže po ústupu zalednění

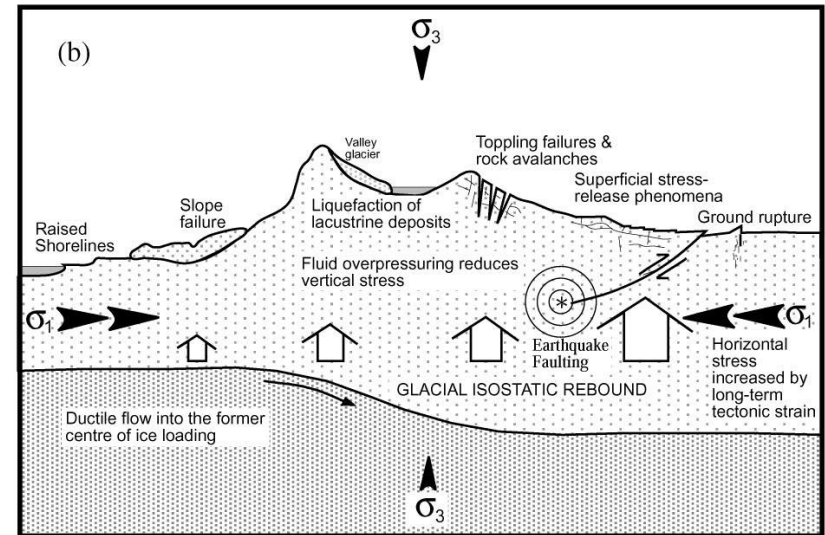
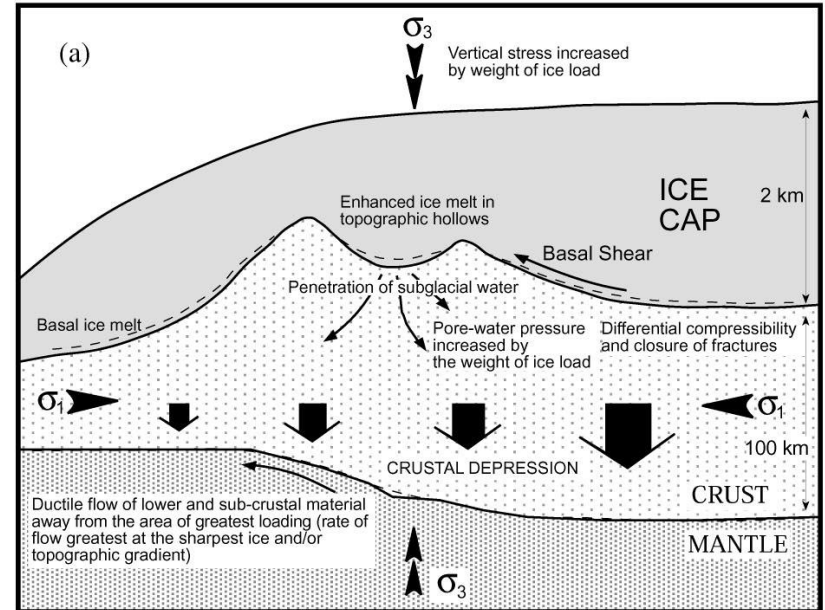
V případě odstranění zátěže po ústupu zalednění (deglaciace) se významně mění (klesá) hodnota vertikálního napětí. To vede k relativně „náhlým“ změnám napěťového pole, v němž se mohou některé (dříve stabilní) zlomy stát nestabilními - stávají se pak aktivními a mohou se projevit i seismickou aktivitou.



Zatížení vrstvou ledu se projeví různě v různých místech – poklesem v místě pod ledovcovou pokrývkou a naopak vyklenutím v blízkosti okraje ledovce. Napěťové pole vyvolané zatížením ledovcem je kombinováno s regionálním napětím.



Po ústupu ledovce dochází k opětovnému výzdvihu zakleslých částí.

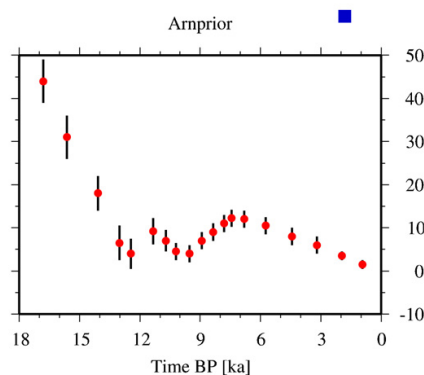
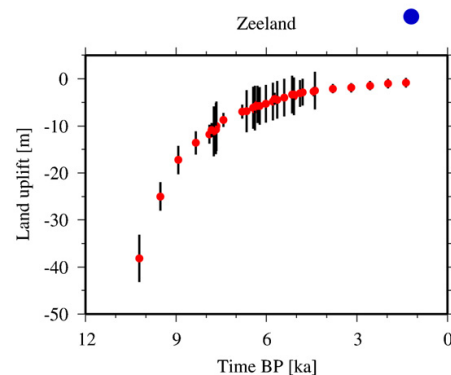
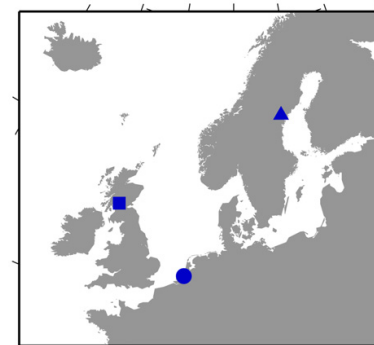
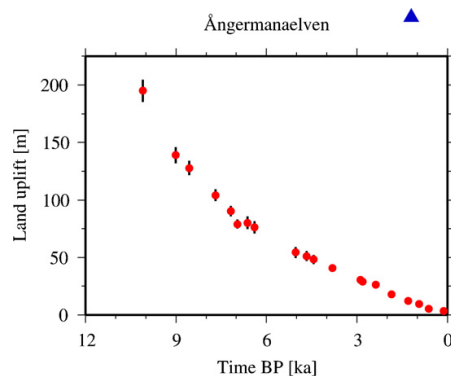
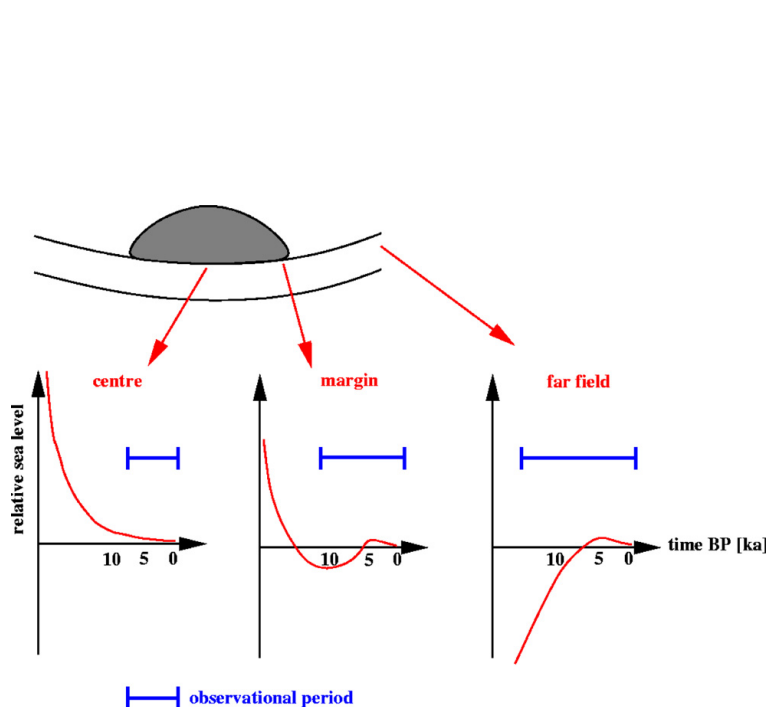


*(Stewart et al. 2000)*



Nestabilita zlomů (a tedy seismická aktivita) se může projevovat během celé doby, při níž dochází k postupným změnám napěťového pole (tj. až do doby, kdy dojde ke konečnému vyrovnání napětí a napěťové pole se dostane do souladu s regionálním napětím v okolních regionech).

Charakter pohybu je odlišný v závislosti na původní pozici vůči ledovci, tj. v závislosti na původním zatížení či naopak vyklenutí.

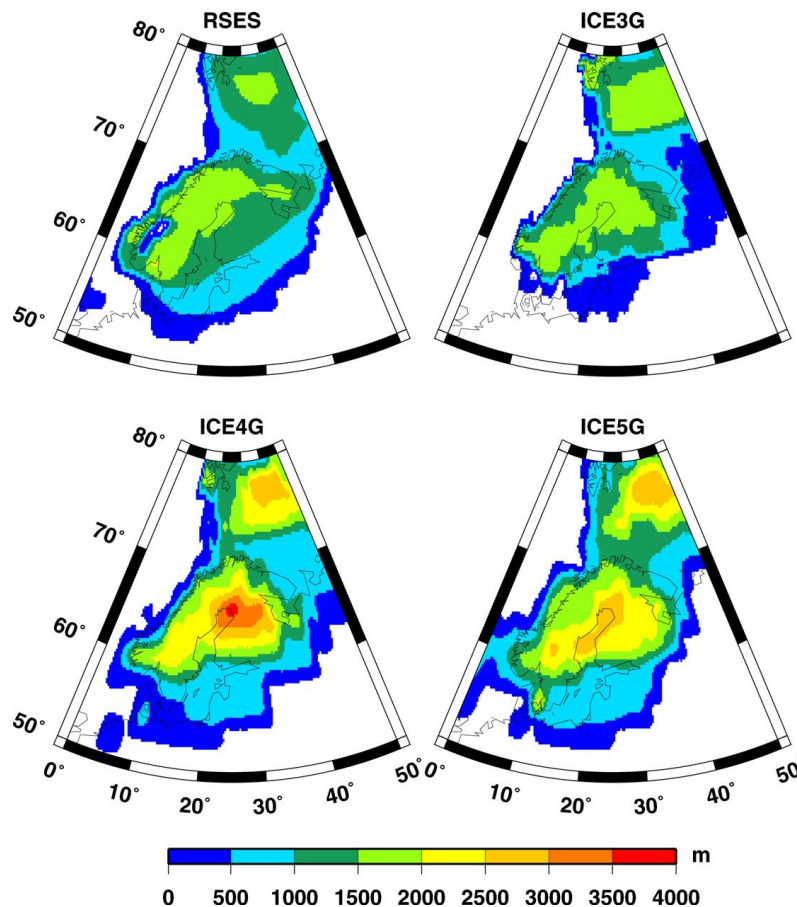


*Příklady změny hladiny moře po ústupu ledovce v Evropě (Steffen, Wu 2011).*

Typickým příkladem regionu se seismicitou spjatou s odlehčením po ústupu ledovce je oblast Skandinávie.

Mocnost ledovce dosahovala řádově několika kilometrů

*Mocnost kontinentálního ledovce ve Skandinávii během posledního maxima – různé modely (Steffen, Wu 2011).*



Typickým příkladem regionu se seismicitou spjatou s odlehčením po ústupu ledovce je oblast Skandinávie.

Od posledního ústupu ledovce uplynulo zhruba 10 000 let - po celou tuto dobu dochází vlivem odlehčení k postupné změně napětového pole, které se dosud nevyrovnalo s regionálním napětím v okolí Skandinávie.

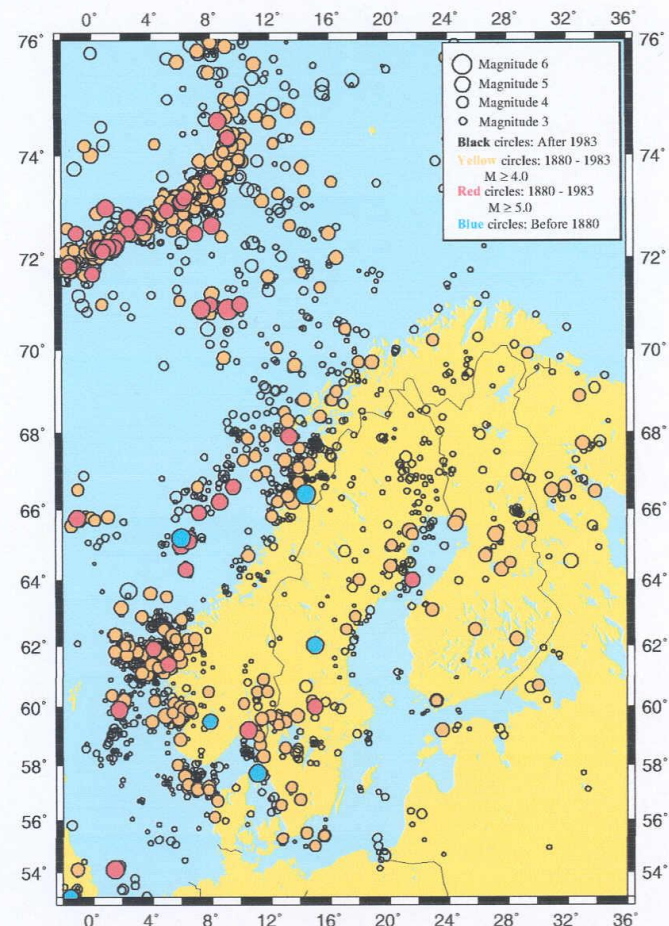
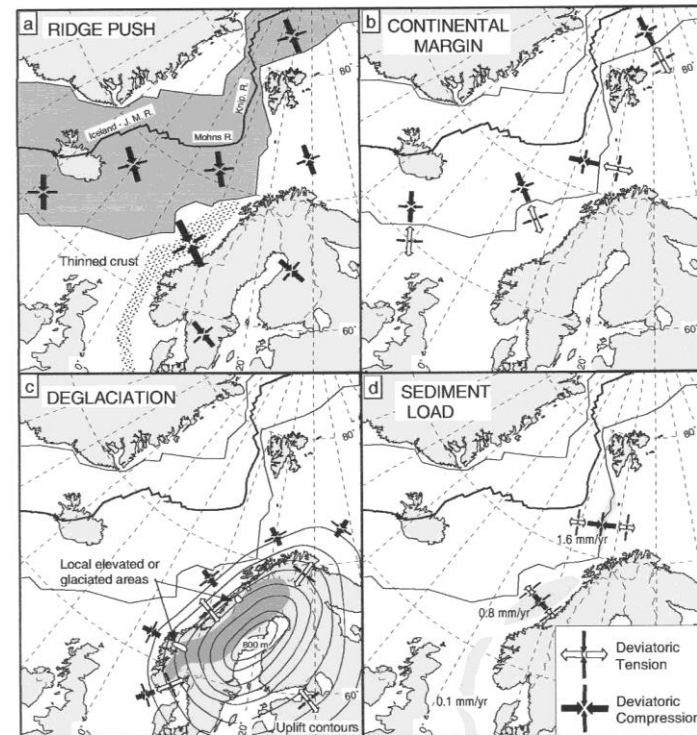
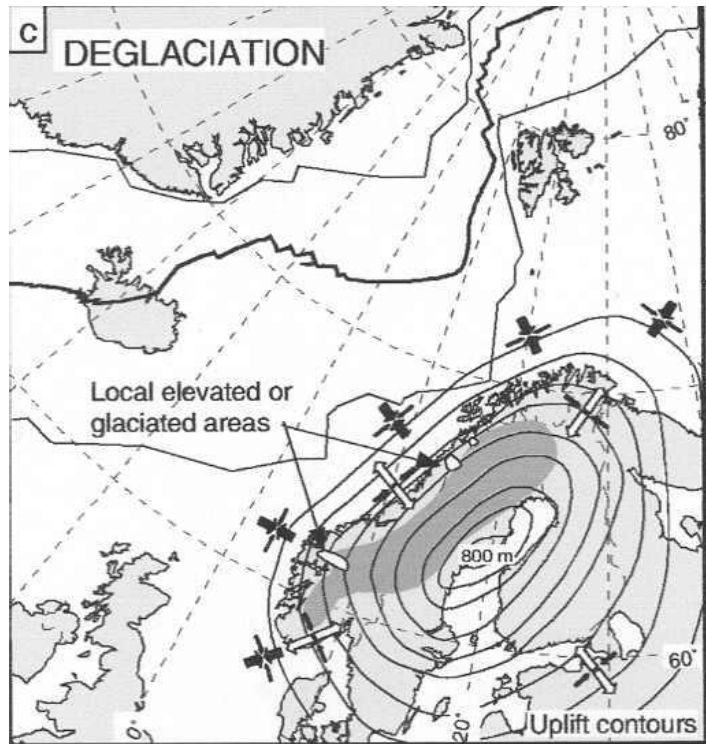


Fig.1. Earthquakes in and around Norway

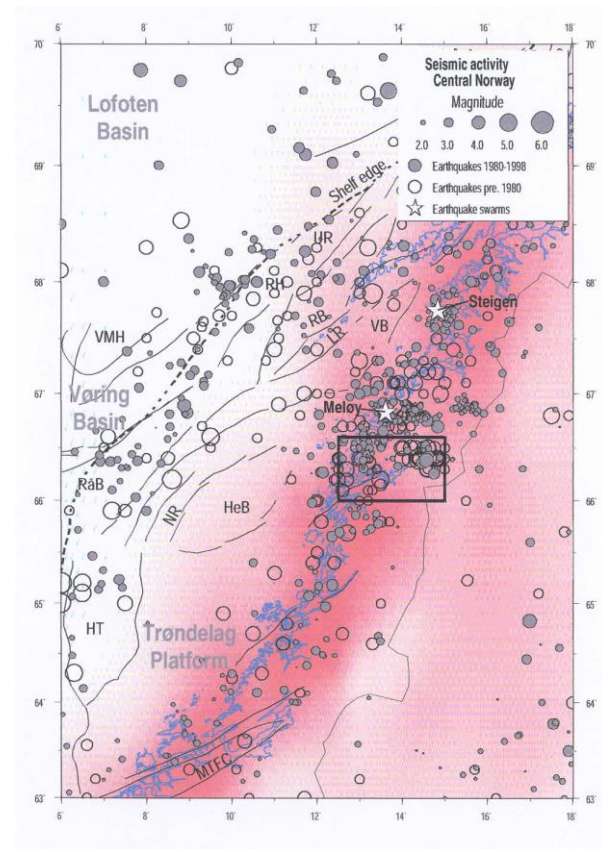
Deglaciace není jediným zdrojem sil, které mohou vést k seismickým projevům ve Skandinávii. Patří však v daném regionu k jednomu z nejvýznamnějších zdrojů působících sil.



REGIONAL STRESS GENERATING MECHANISMS ACTING IN THE NORWEGIAN AREA

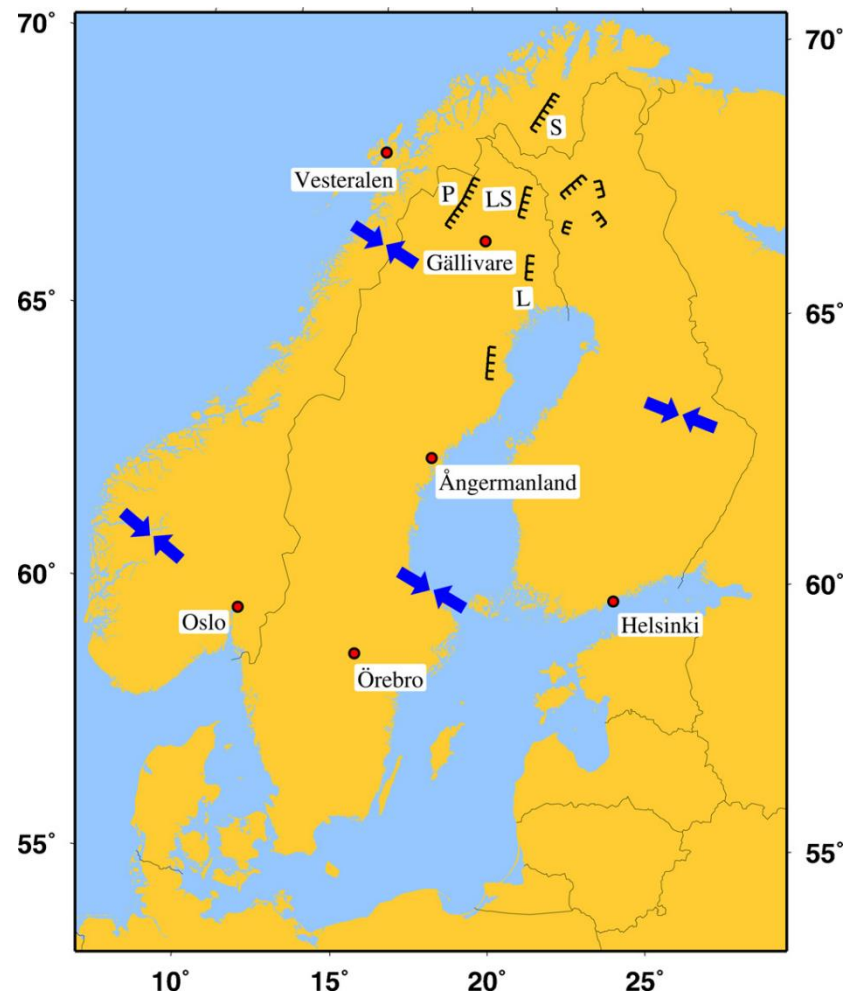
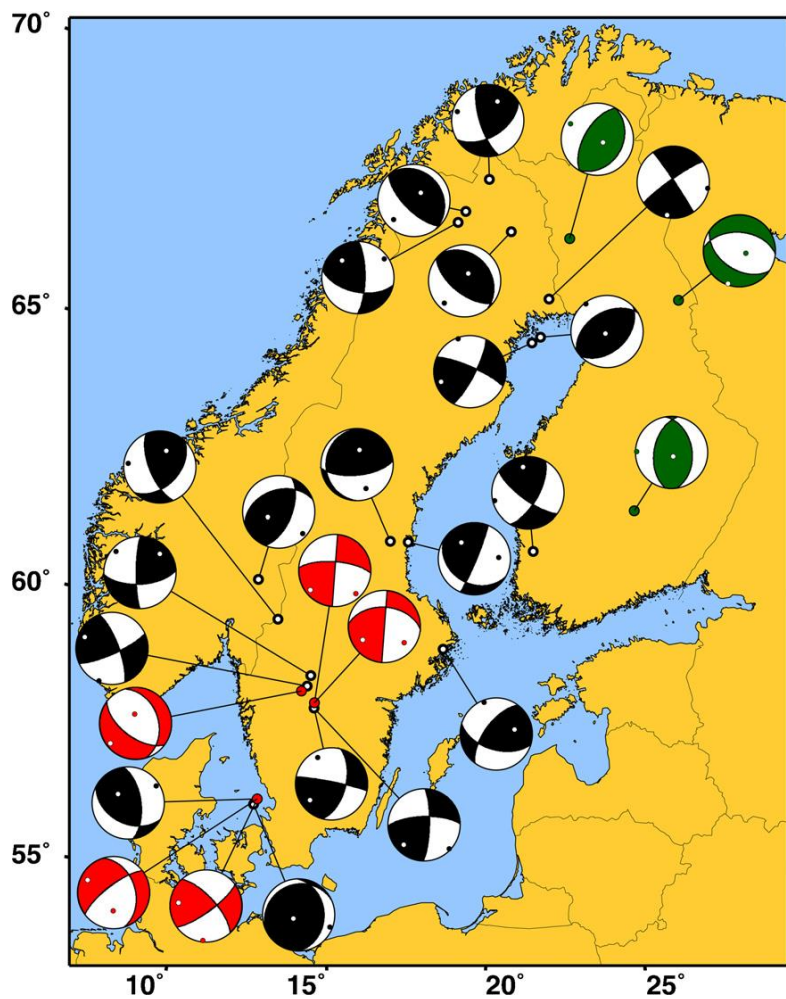


Rozložení epicenter zemětřesení dobře koreluje s místy nejrychlejšího výzdvihu (gradient výzdvihu je na obrázku znázorněn červenou barvou). Rychlost výzdvihu ve Skandinávii dosahuje hodnot až 9 mm/rok.





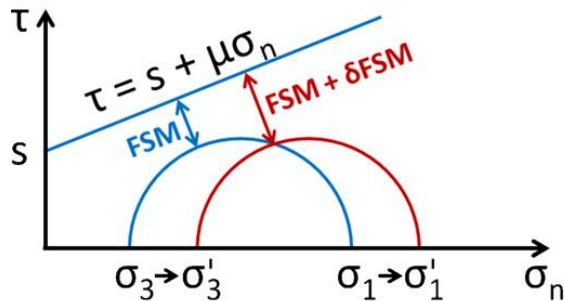
Fokální mechanismy ukazují na kompresní režim.



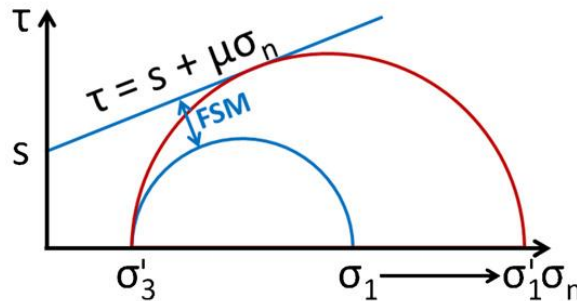
Při kompresním regionálním režimu klesá stabilita zlomu při deglaciaci výrazněji.

### Inside ice margin

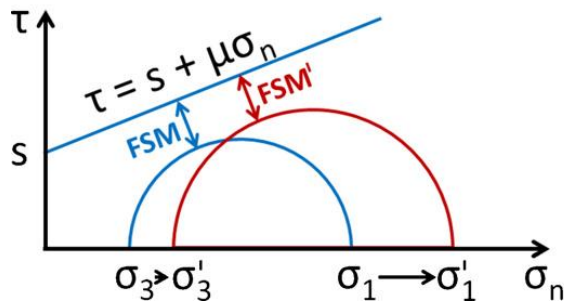
a) Fault stability margin increases during glacial loading



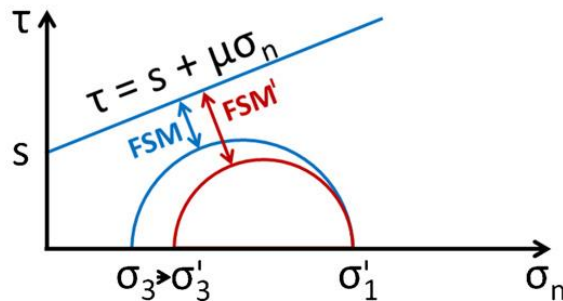
b) Fault stability margin decreases after deglaciation in Thrust Regime



c) Fault stability margin decreases after deglaciation in Strike-Slip Regime

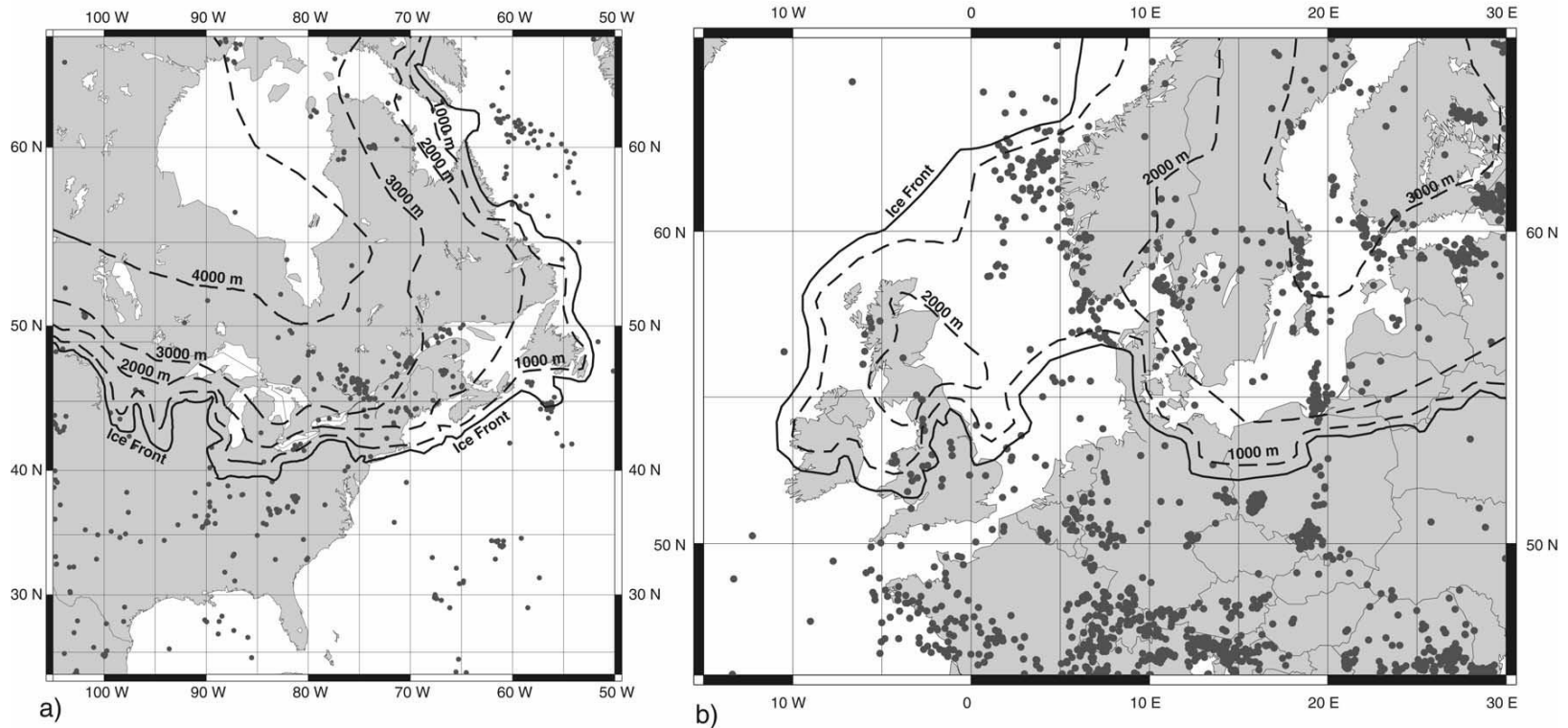


d) Fault stability margin decreases after deglaciation in Normal Regime



(Steffen, Wu 2011)

Vedle regionu severní Evropy je seismicita spjata s deglaciací typická pro region severní Ameriky.



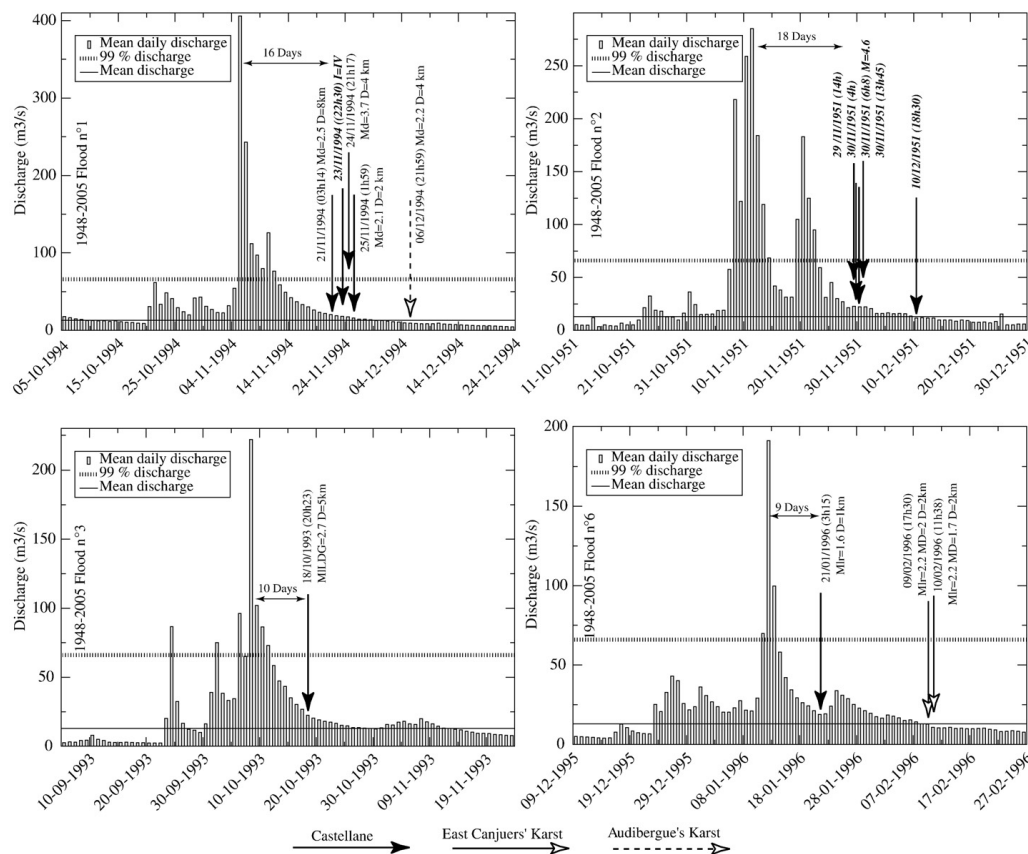
*(Zoback, Grollimund 2001)*

## Hydrologické vlivy

Seismické jevy mohou být trigrovány změnami v lokálním stavu napjatosti v souvislosti s hydrologickými procesy.

Typickým příkladem je seismicity indukovaná zatížením vodním bazénem.

Přirozené hydrologické příčiny - příklad z regionu Castellane (Francie) ukazuje nenáhodnou korelaci mezi mělkou seismicitou a extrémními průtoky řeky Verdon (Bollinger et al. 2010):



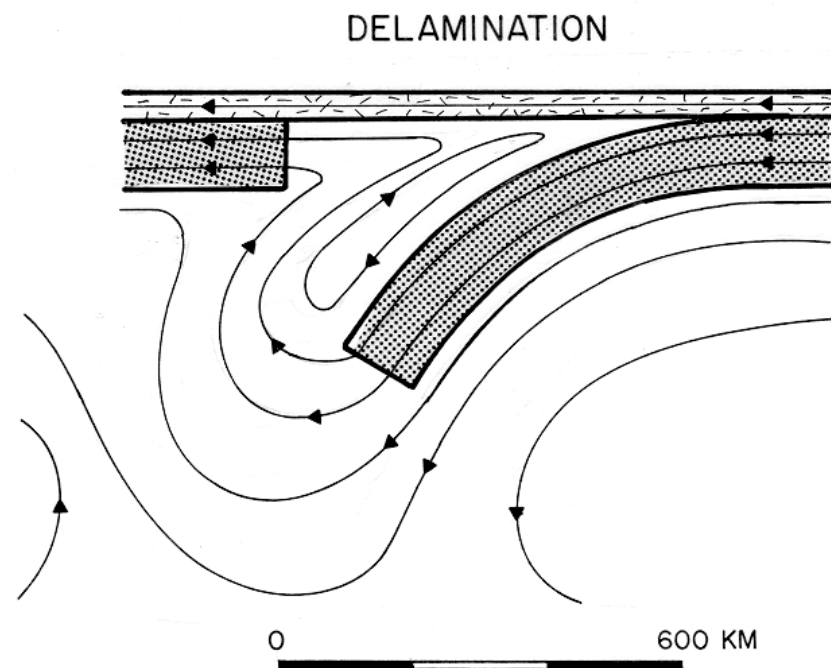
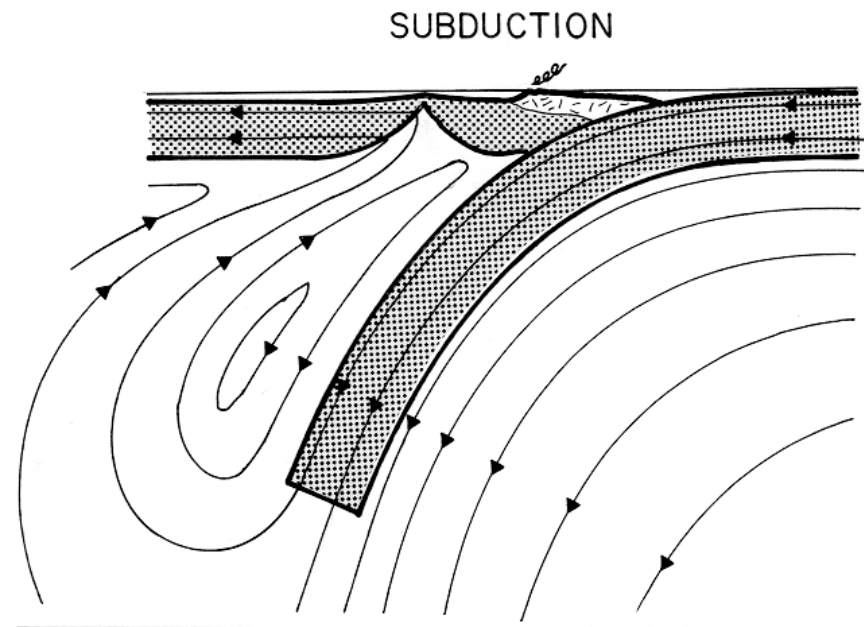
*Průtoky řeky Verdon v době extrémních záplav a následné seismické otřesy (Bollinger et al. 2010).*

# 10.1.c: Delaminace spodní kůry



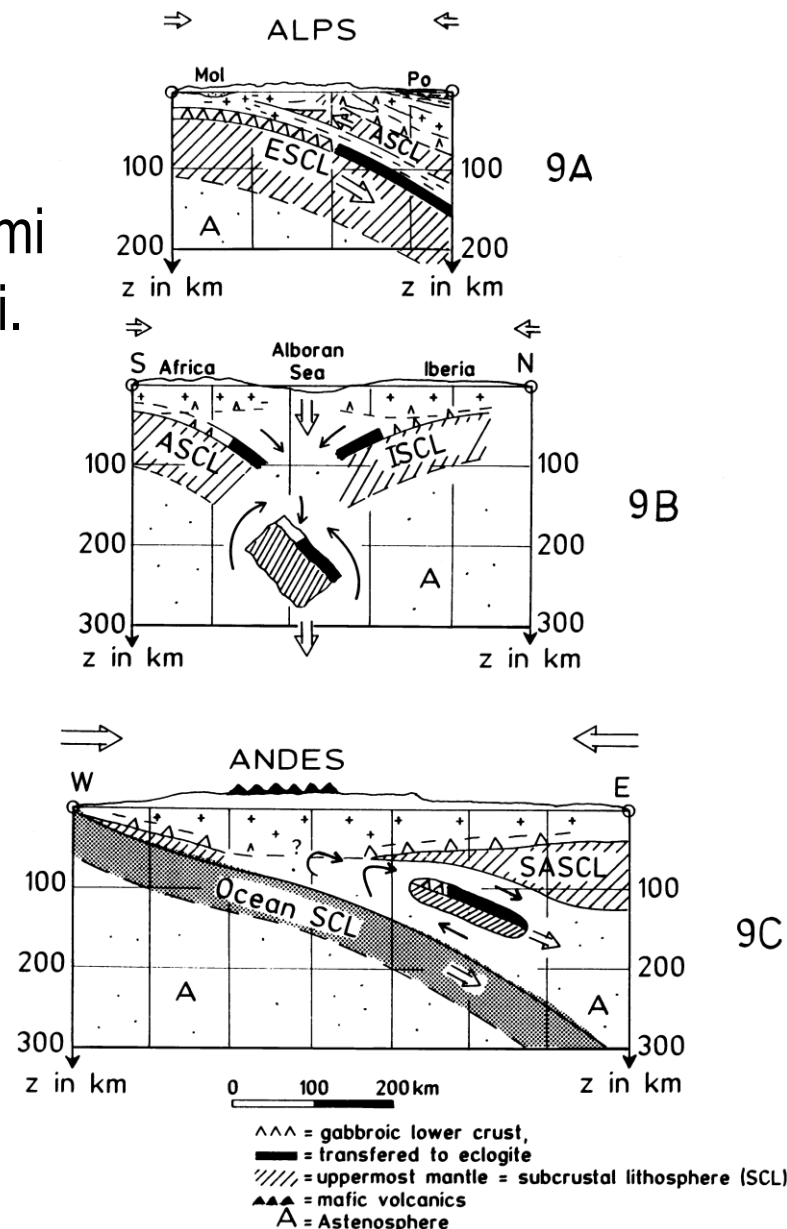
## Delaminace hlubších partií kůry

Vlivem delaminace může dojít k zanoření korového materiálu do pláště i mimo desková rozhraní (mimo subdukční zóny).



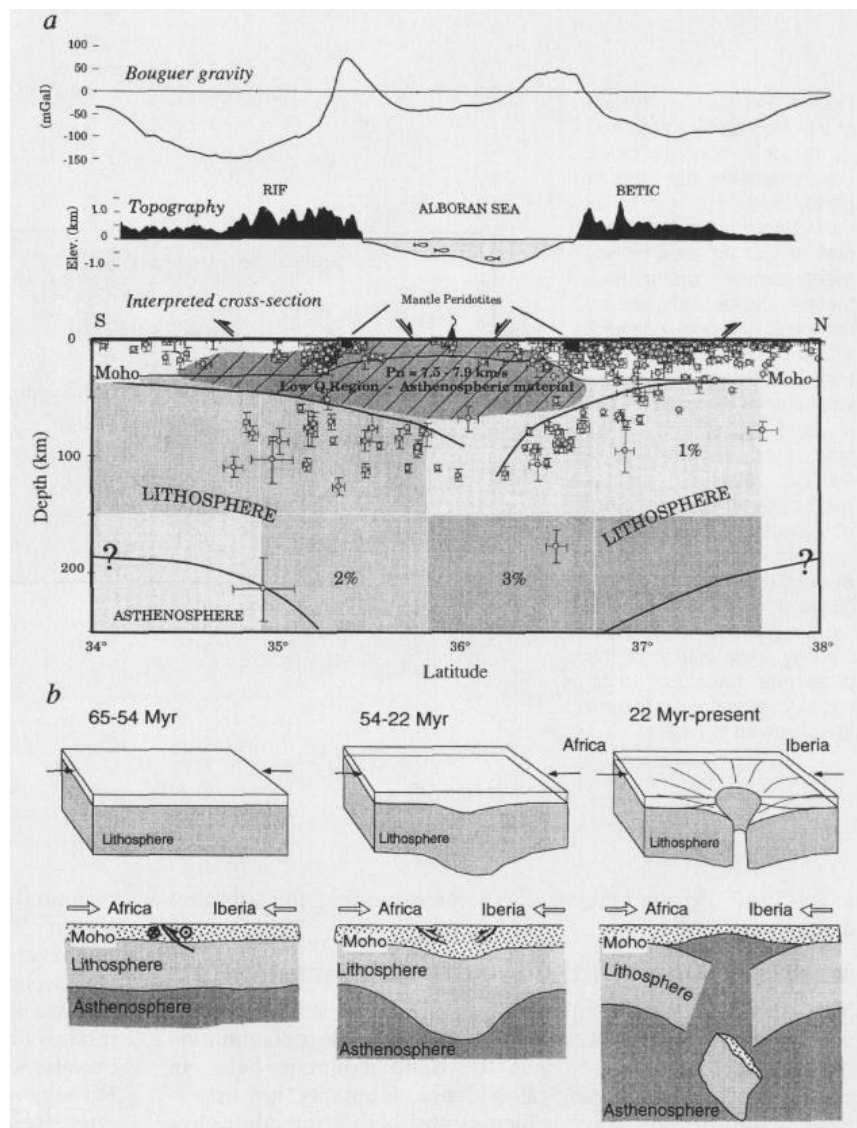
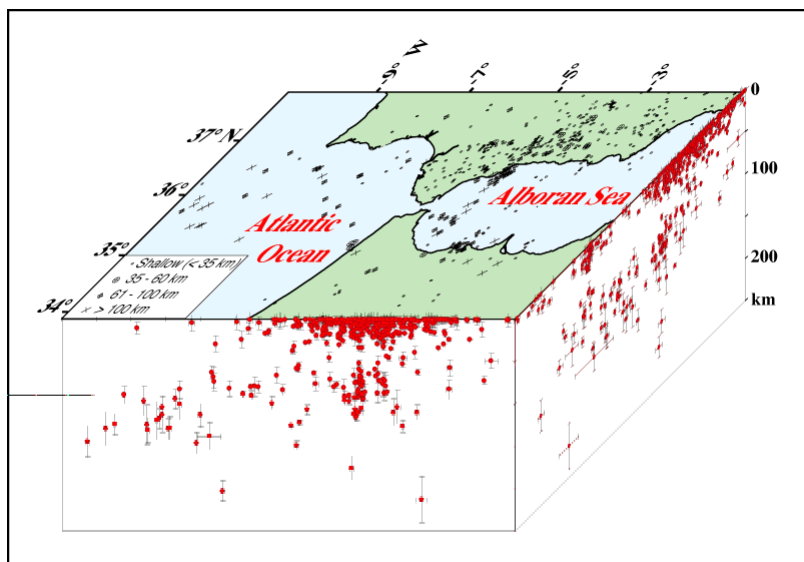
*(Bird 1979)*

Příčiny delaminace mohou být různorodé.  
 Často mohou souviset s deformacemi  
 souvisejícími s procesy při kolizi či subdukcí.



(Meissner, Mooney 1998)

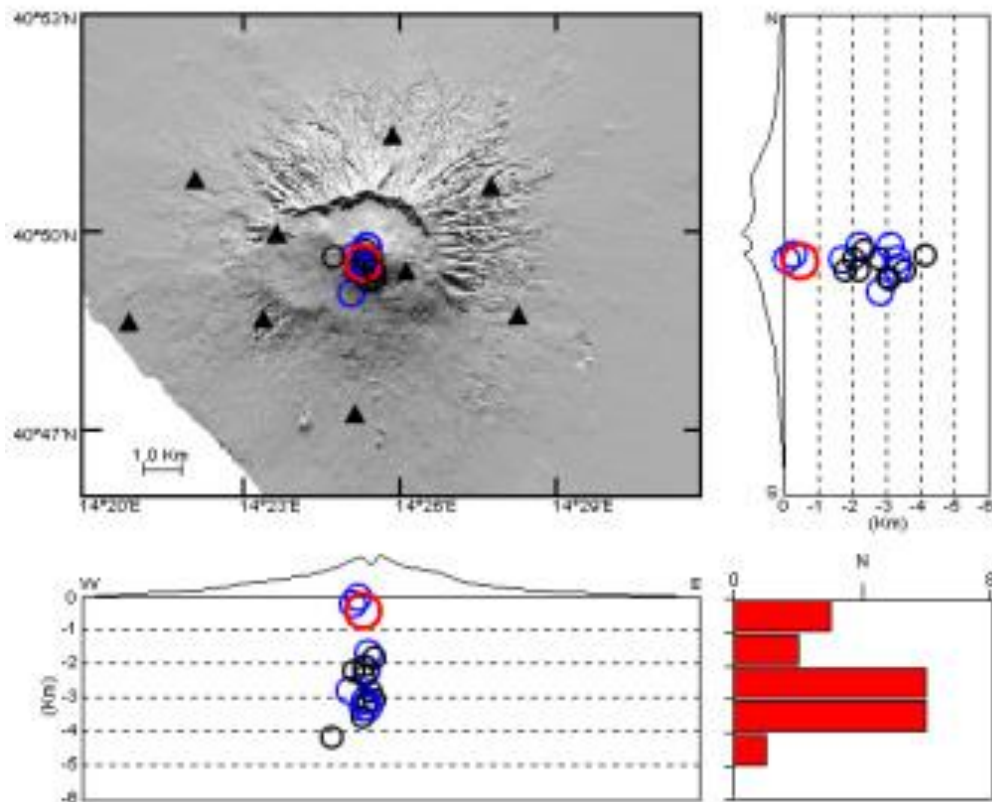
**Příklad** – model hlubokých zemětřesení v západní části regionu Středozemního moře.



*(Seber et al. 1996)*

# 10.2: Vulkanická zemětřesení

Vulkanická zemětřesení jsou prostorově úzce vázána na tělesa vulkánů a jejich přívodní dráhy.

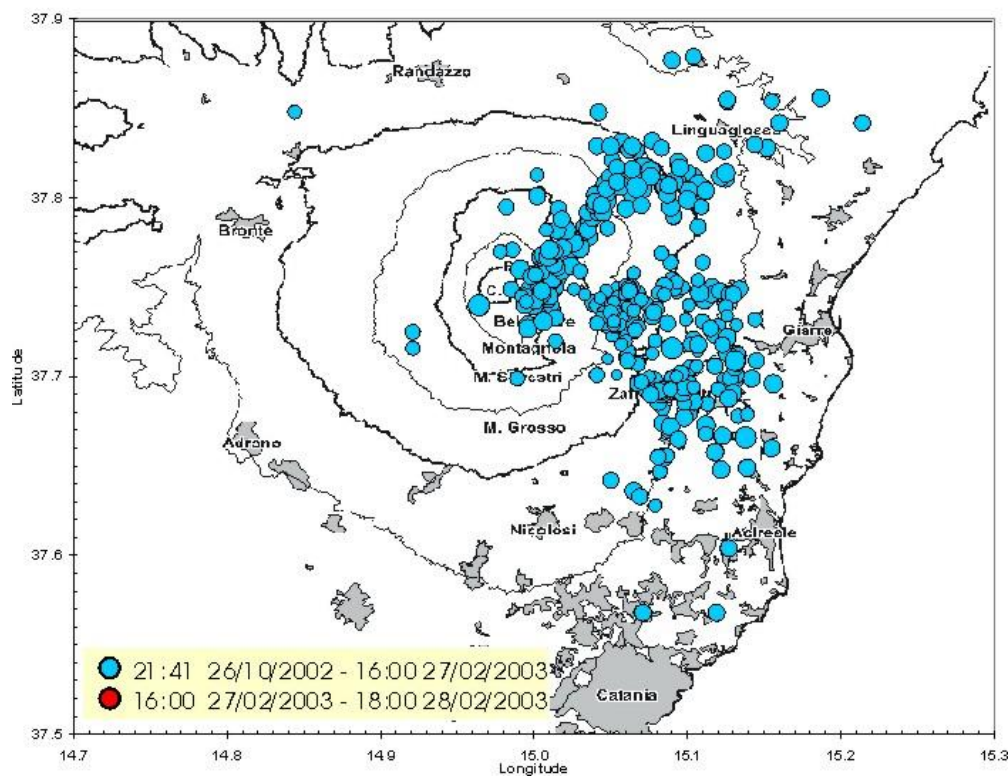


***Příklad 1: seismicita svázaná s vulkanickým tělesem Vesuvu.***

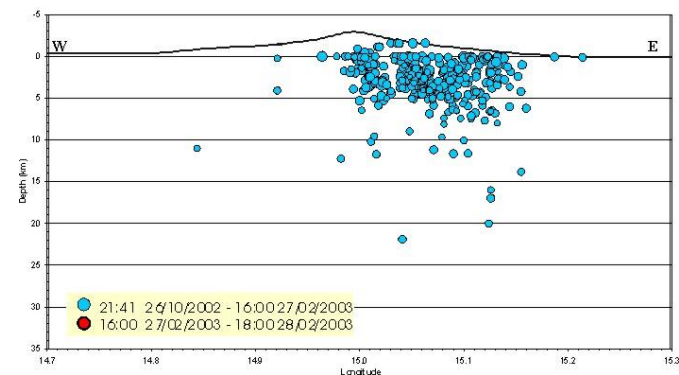


Vulkanická zemětřesení jsou prostorově úzce vázána na tělesa vulkánů a jejich přívodní dráhy.

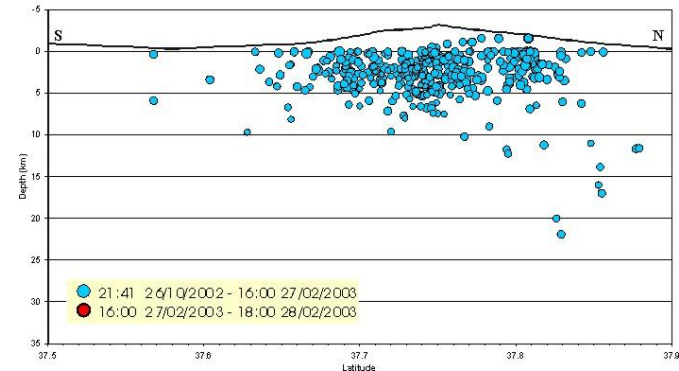
MAPPA EPICENTRALE DEGLI EVENTI LOCALIZZATI



PROFONDITA' DEGLI EVENTI - SEZIONE WE

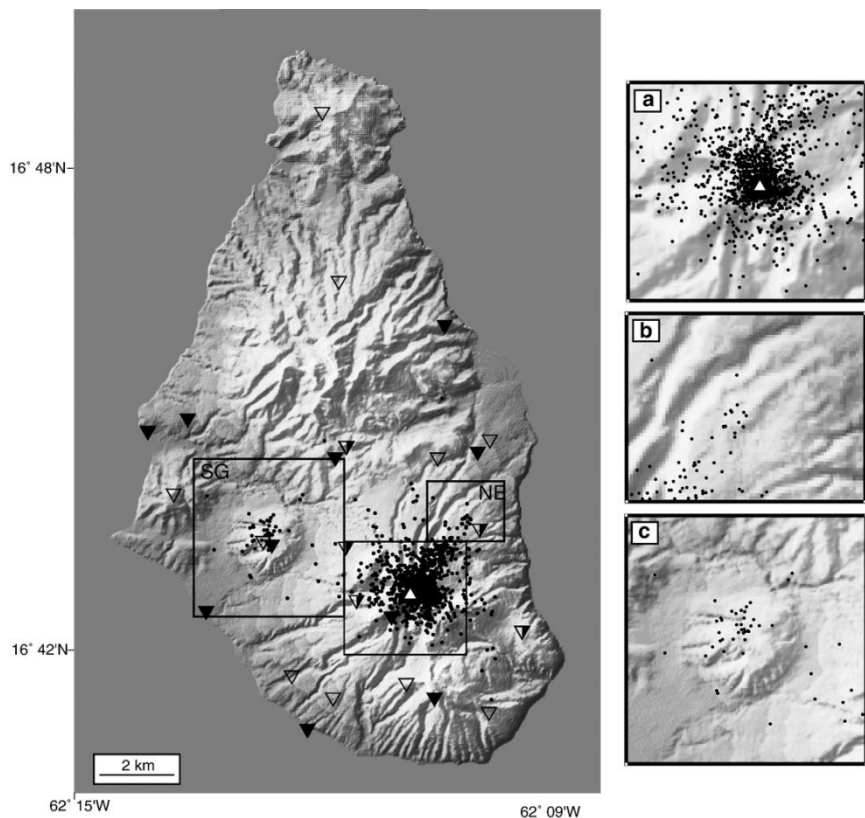


PROFONDITA' DEGLI EVENTI - SEZIONE NS



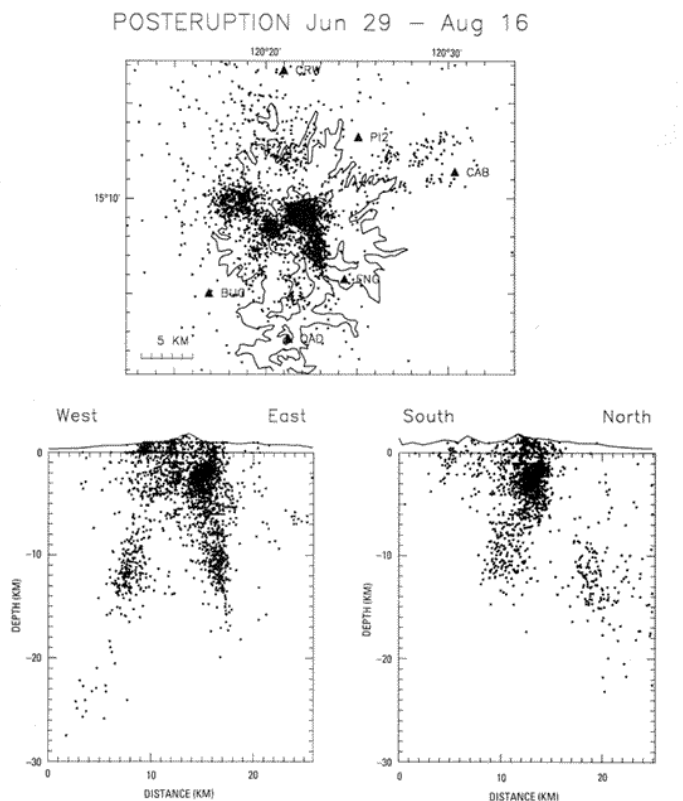
***Příklad 2: seismicita svázaná s vulkanickým tělesem Etny.***

Vulkanická zemětřesení jsou prostorově úzce vázána na tělesa vulkánů a jejich přívodní dráhy.



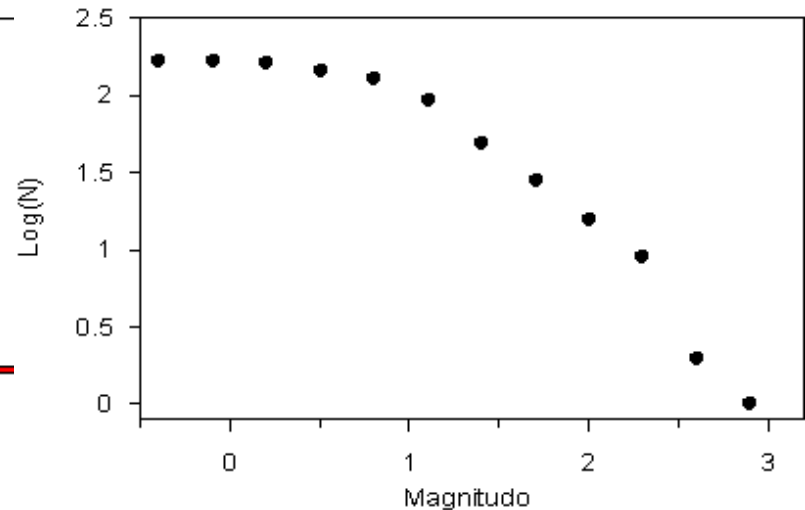
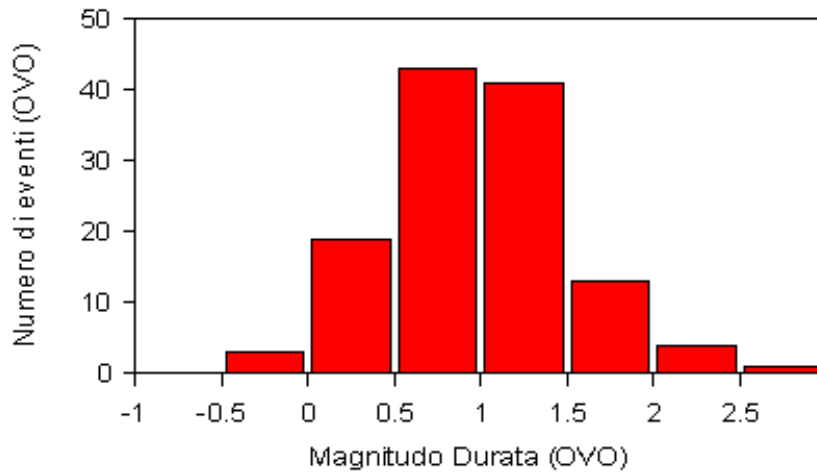
***Příklad 3: seismicita svázaná s vulkanickým tělesem Soufriere Hill, ostrov Montserrat, Karibské moře (Roman et al. 2008).***

Vulkanická zemětřesení jsou prostorově úzce vázána na tělesa vulkánů a jejich přívodní dráhy.



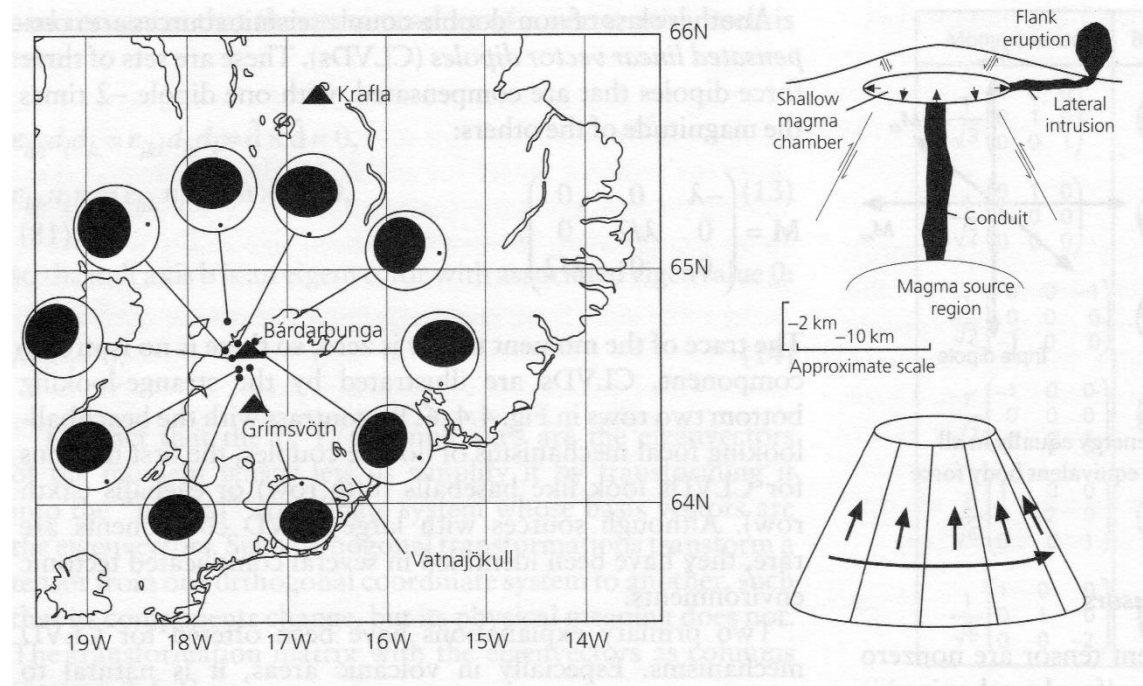
***Příklad 4: seismicita svázaná s vulkanickým tělesem Mount Pinatubo, Filipíny (Mori et al. 1996).***

Vulkanické otřesy jsou většinou poměrně slabé.



*Příklad magnitudo-četnostní distribuce vulkanických otřesů z regionu Vesuvu.*

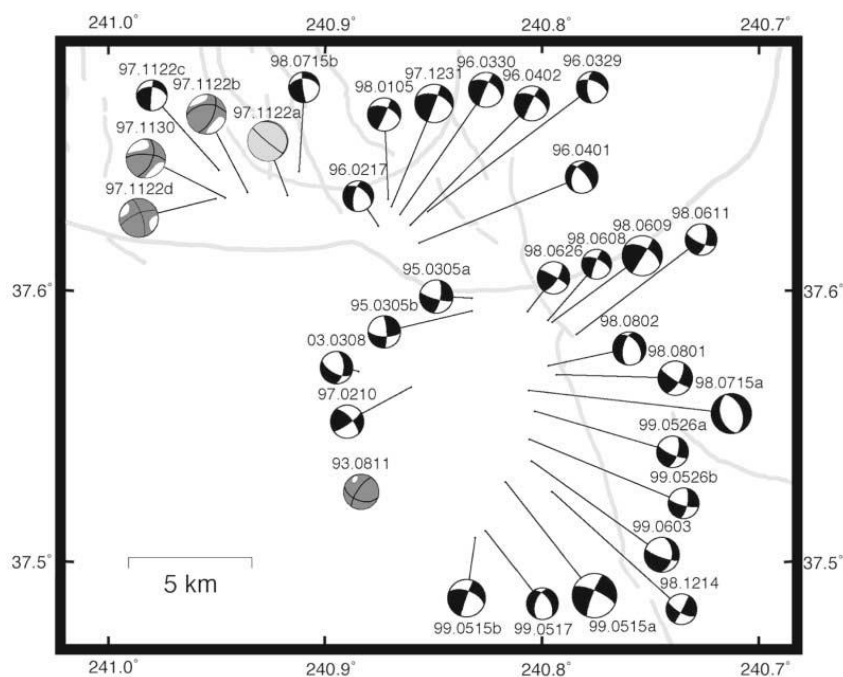
Studium mechanismů vulkanických otřesů ukazuje často existenci explozivní složky pohybu (kromě složky charakterizované skluzem podél zlomové plochy).



***Příklad zdrojových mechanismů otřesů při vulkánu Bardarbunga (Stein, Wyssession 2003)***

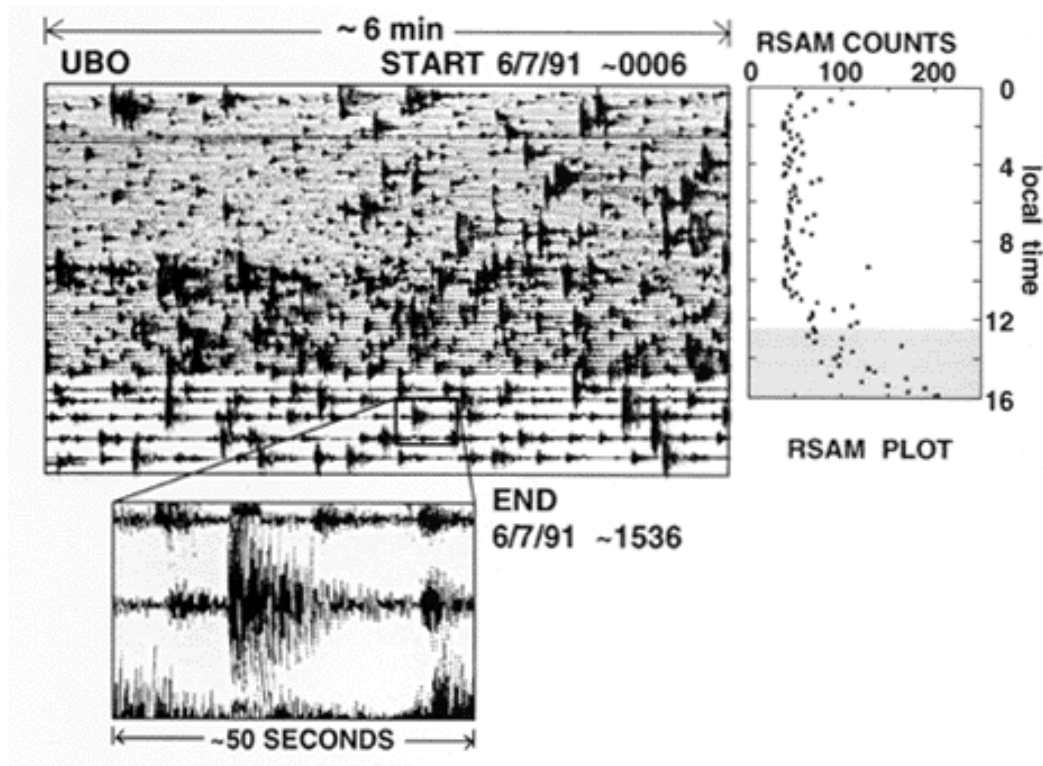


Ve vulkanických regionech tak můžeme pozorovat kombinaci tzv. double-couple DC (skluz podél zlomových ploc) a non-double-couple mechanismů NDC (exploze).



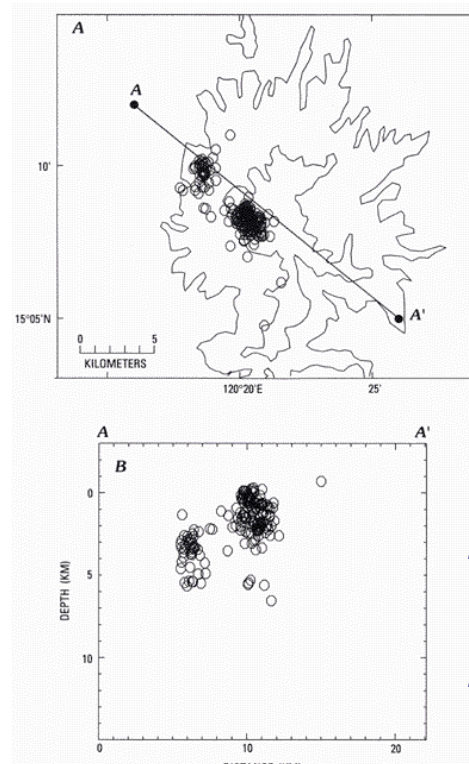
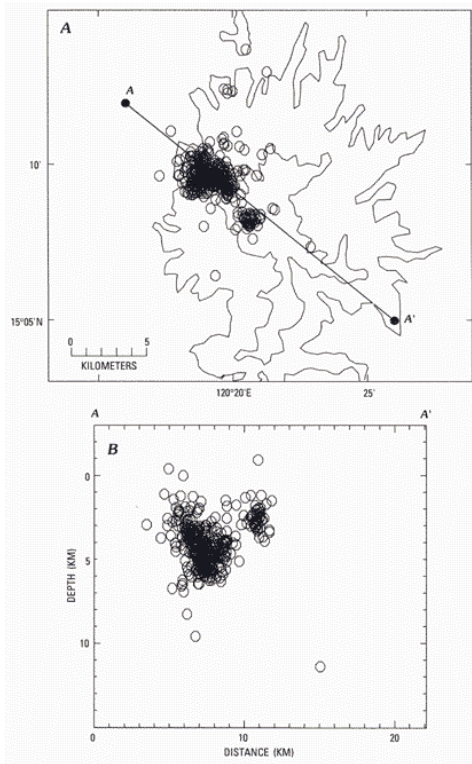
*Příklad zdrojových mechanismů otřesů v regionu Long Valley (Templeton, Dreger 2006)*

Pro vulkanickou seismicitu jsou charakteristické seismické roje.



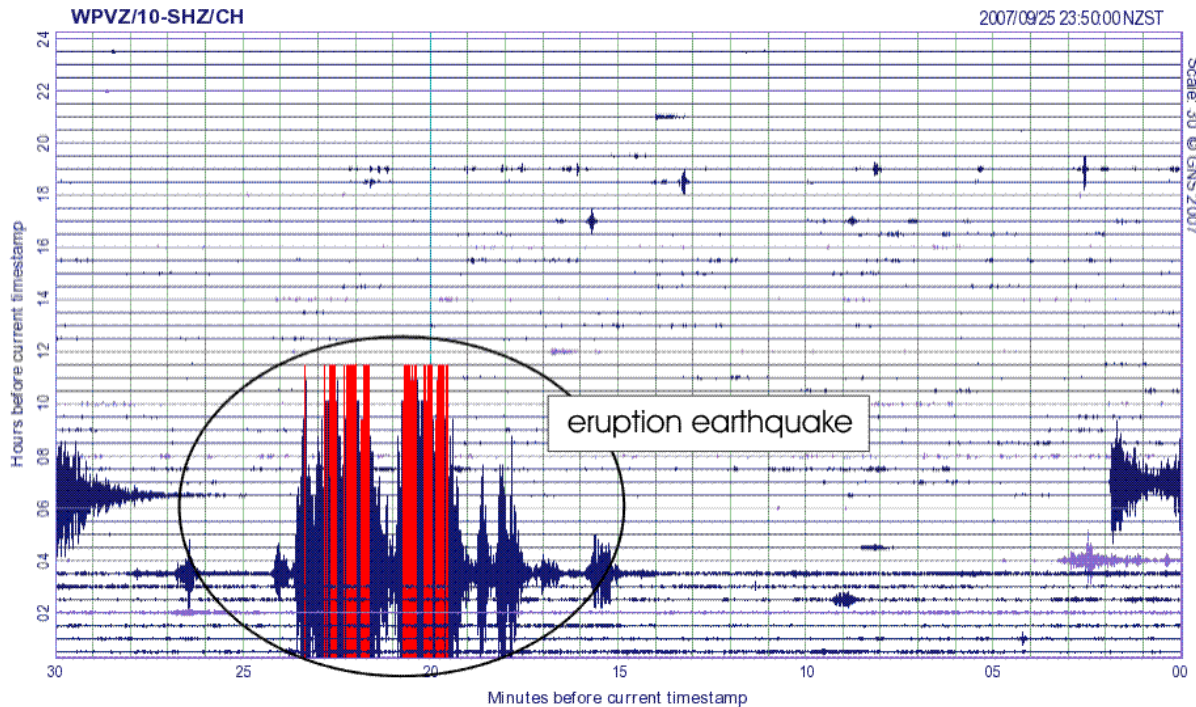
*Záznam vulkanických otřesů spjatých s vulkanickým tělesem Mount Pinatubo, Filipíny (Endo et al. 1996).*

Hypocentra vulkanických otřesů jsou často mělká, zejména v případě prekurzorů vulkanických erupcí.



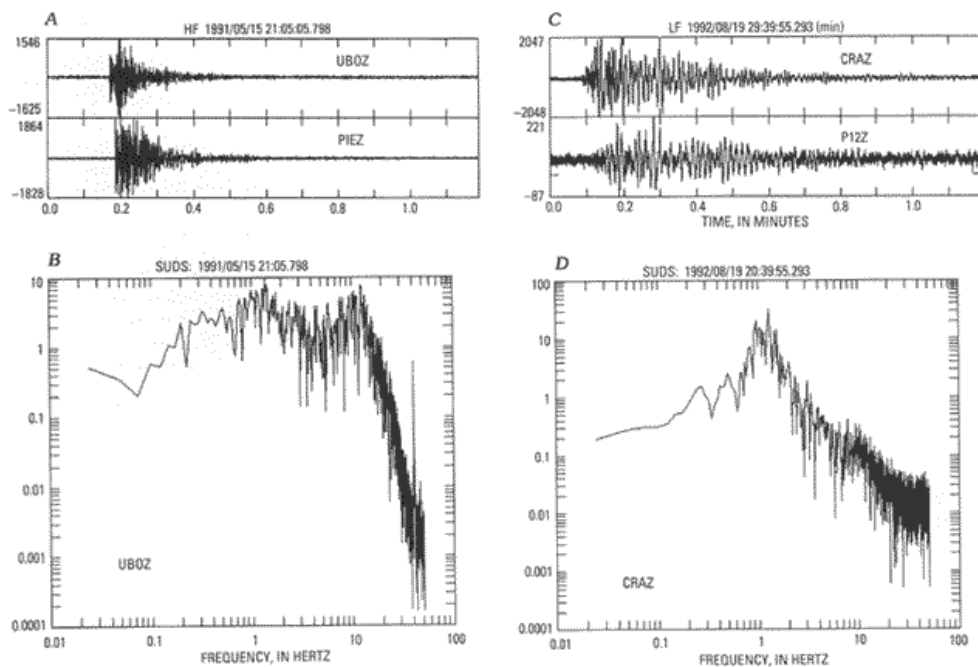
*Pozice epicenter a hypocenter vulkanických otřesů v regionu Mount Pinatoba (Filipíny) v době 6-31.5.1991 (vlevo) a 8-12.6.1991 (vpravo) – prekurzory erupce 15.6.1991 (Harlow et al. 1996).*

Na stanicích lokálních sítí se zřetelně projevují také seismické jevy spjaté s vlastní erupcí vulkánu.



*Záznam erupce vulkánu Ruapehu (www-stránky GeoNet).*

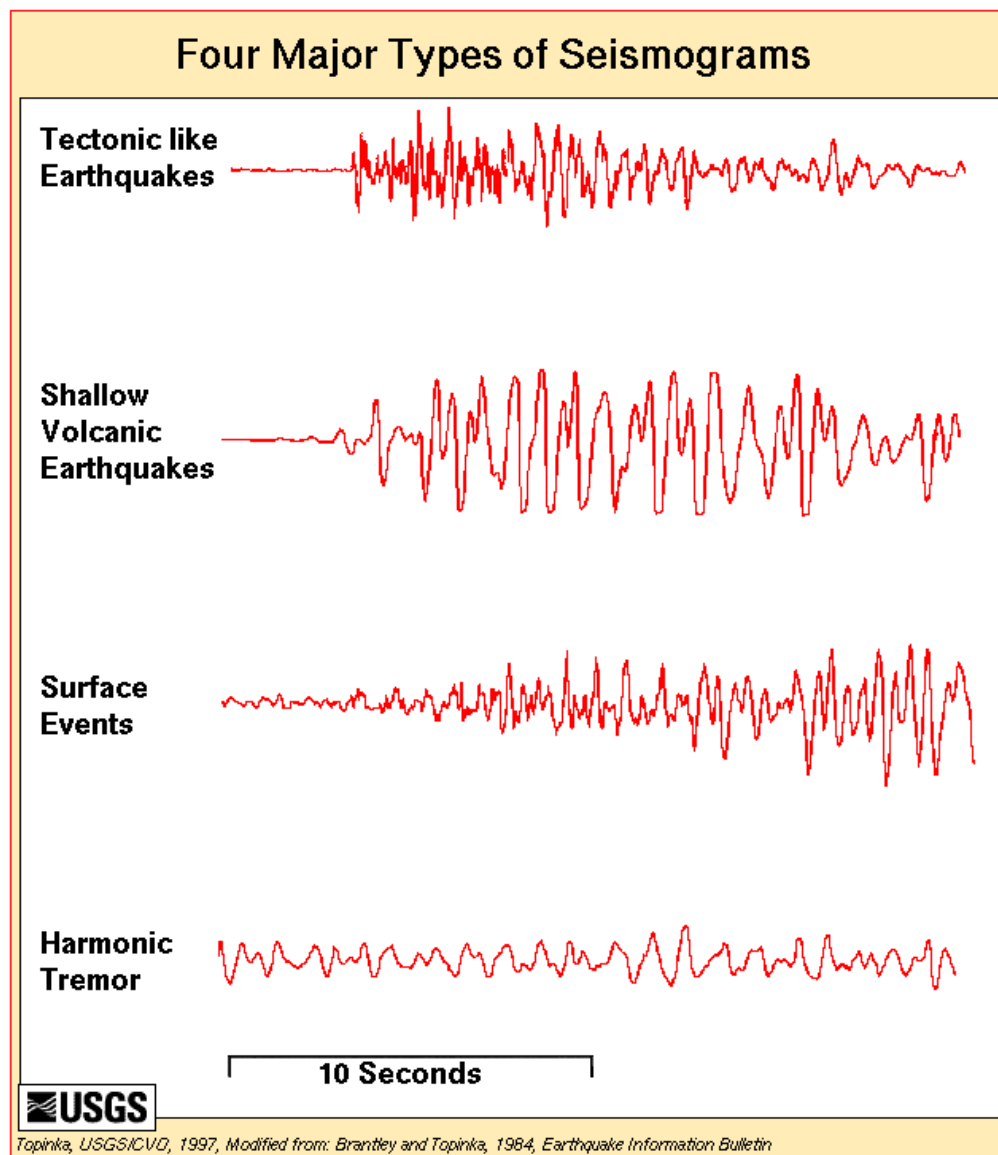
Kromě vysokofrekvenčních jevů spojených s prokluzy na zlomových plochách jsou pro vulkanickou seismicitu charakteristické nízkofrekvenční jevy svázané s pohybem magmatu.



*Příklad typického vysokofrekvenčního (vlevo) a nízkofrekvenčního (vpravo) vulkanického seismického jevů, Mount Pinatubo, Filipíny (Ramos et al. 1996).*

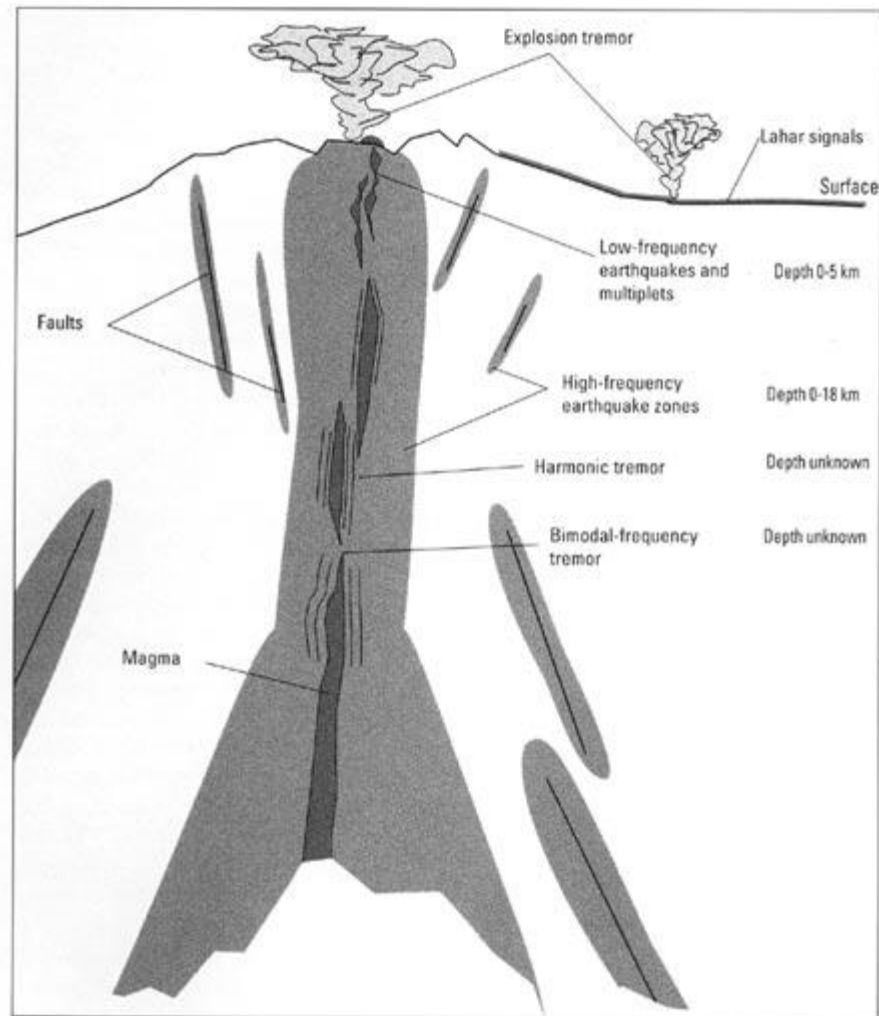


Záznamy vulkanických seismických jevů jsou tak typické svou variabilitou, lze rozlišit více typů seismických jevů lišících se svou frekvenční charakteristikou.



Vulkanická seismicita je tak komplexní jev, jehož charakteristika v různých místech vulkanického tělesa a jeho okolí závisí na konkrétních vulkanických procesech.

*Schema prostorové distribuce seismicity a vulkanických procesů, Mount Pinatubo, Filipíny (Ramos et al. 1996).*

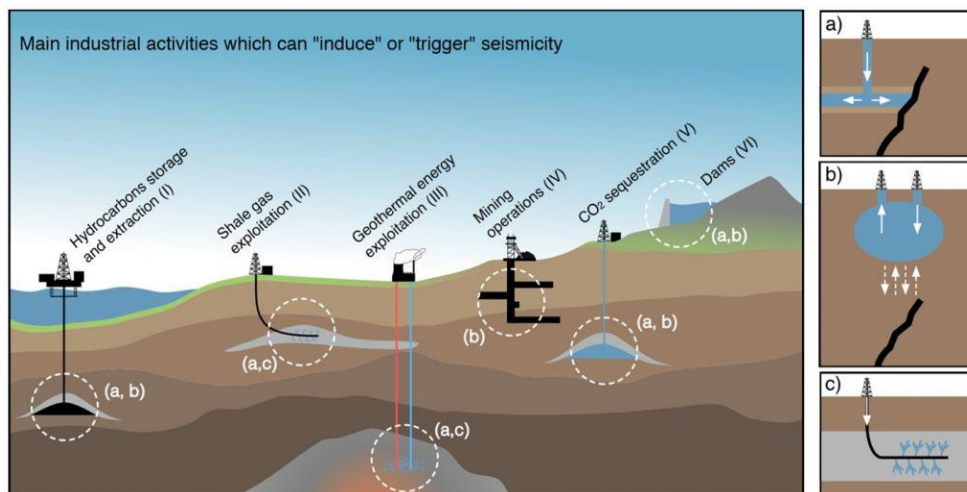


# 10.3: Indukovaná seismicita

# Indukovaná seismicita je seismicita způsobená lidskou činností

$$T_{celkové} = T_{gravitace} + T_{tektonické} + T_{fluid} + T_{termální} + T_{antropogenní} + T_{diagenéze} + \dots$$

Napěťové pole může být významně ovlivněno lidskou činností. Typicky je významná změna napětí spojena např. s důlní činností a s vodními nádržemi.

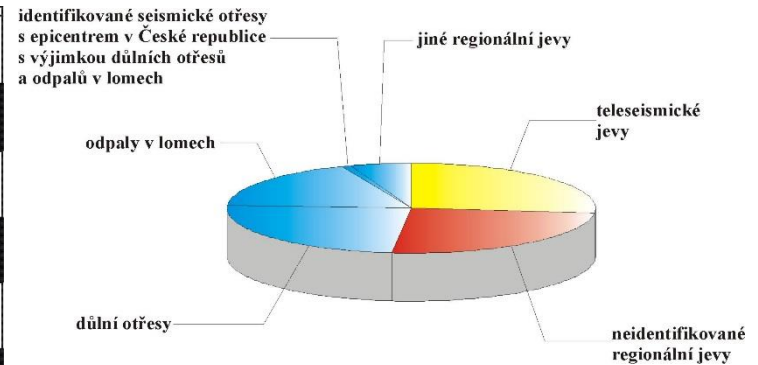
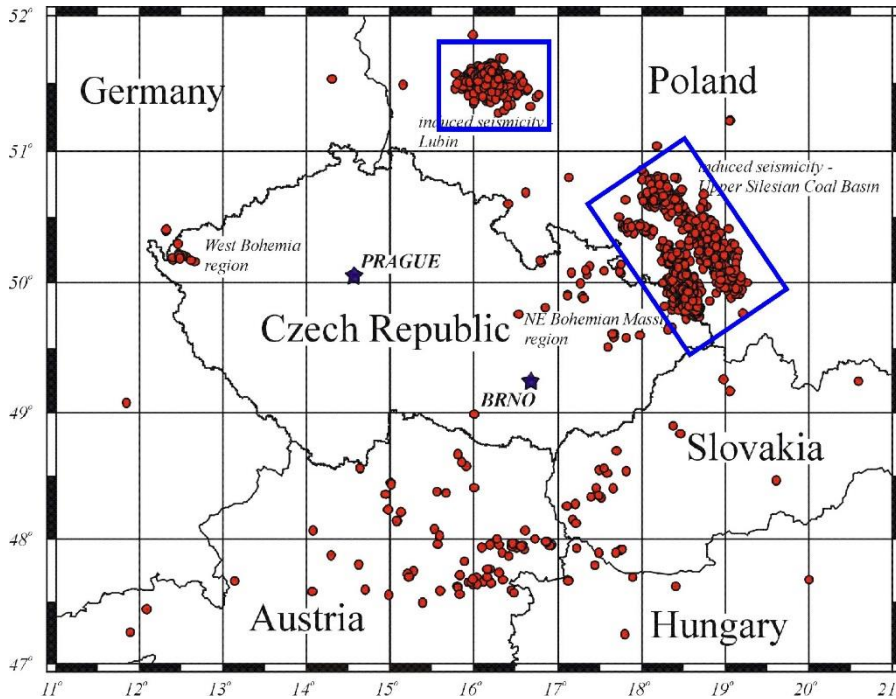


# 10.3.a: Indukované jevy v důlních oblastech

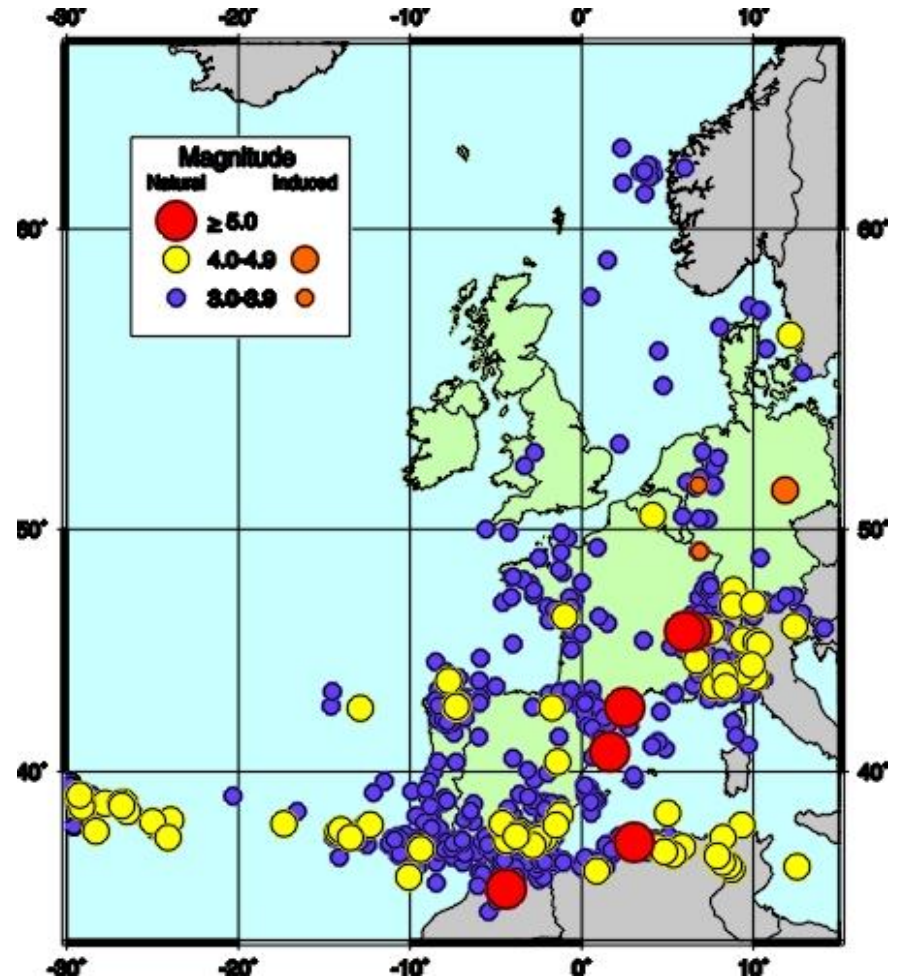
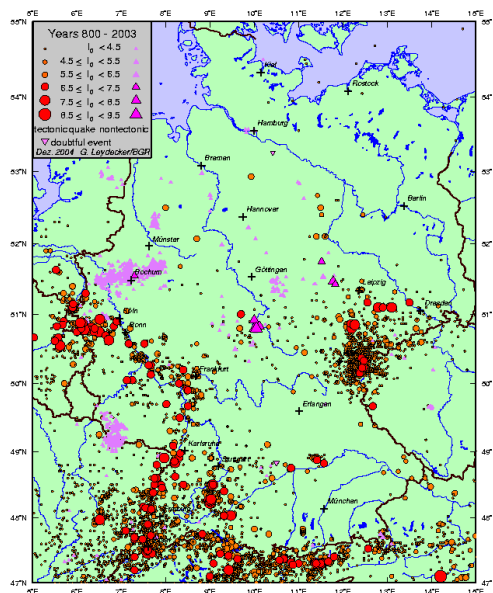


V regionu Evropy lze vyčlenit několik regionů, kde je známa relativně významná seismická aktivita spojená s lidskou činností – především s těžbou nerostných surovin (s důlní činností). Vzhledem k vysoké stabilitě (nízké přirozené seismické aktivitě) evropské platformy před čelem alpské fronty je pak tato diskutovaná seismicita způsobená lidskou činností regionálně velmi významná – v daných regionech představuje nejvýznamnější část seismické aktivity.

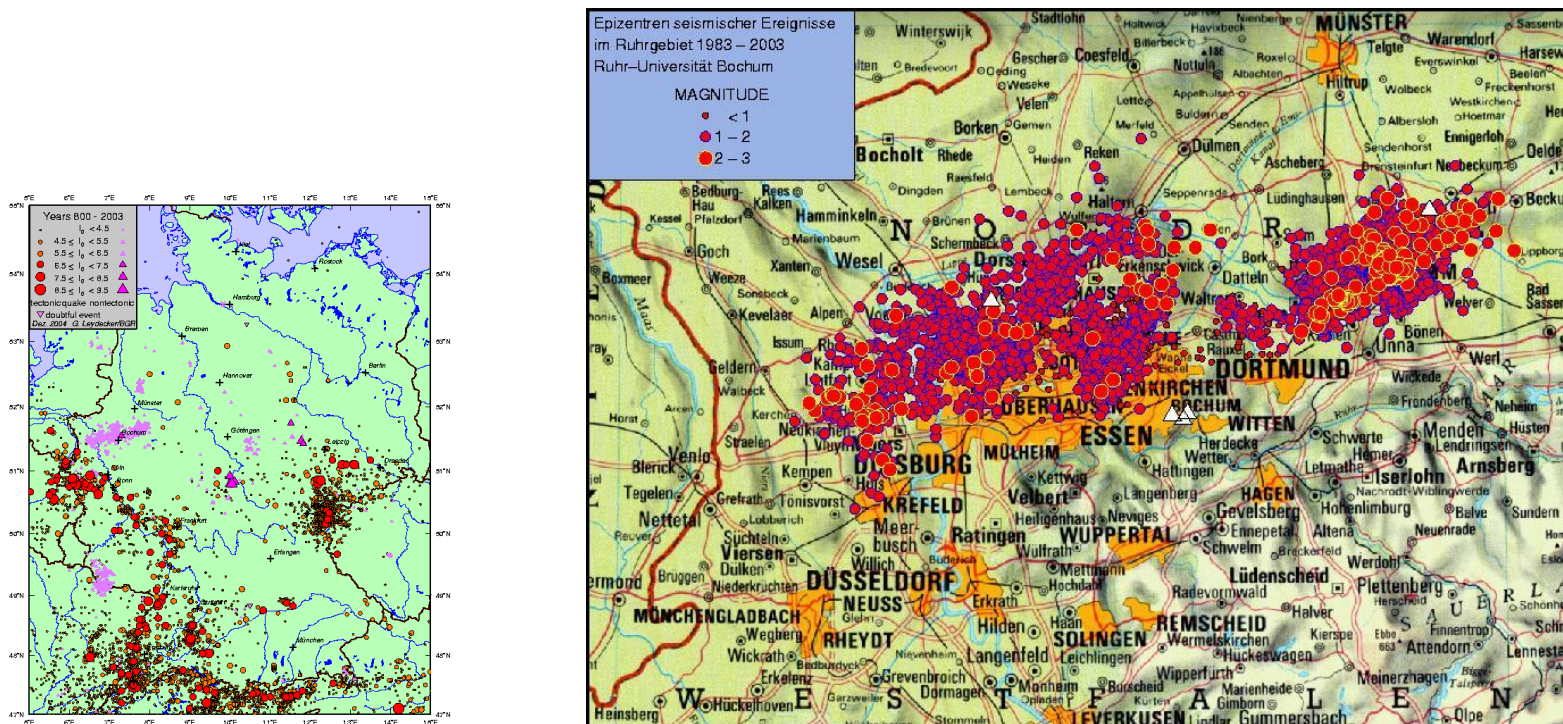
Z hlediska České republiky je nejvýznamnější seismicita spojená s těžbou nerostných surovin v hornoslezské pánvi (uhlí) a u polského města Lubin (měď).



Významná indukovaná seismická aktivita je známa z území Německa.

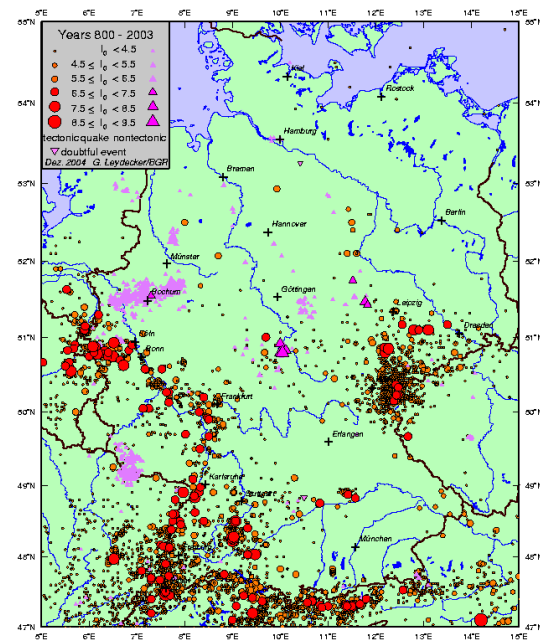


Velmi četné jsou indukované otřesy spjaté s těžbou uhlí v regionech Sárska a Porúří.





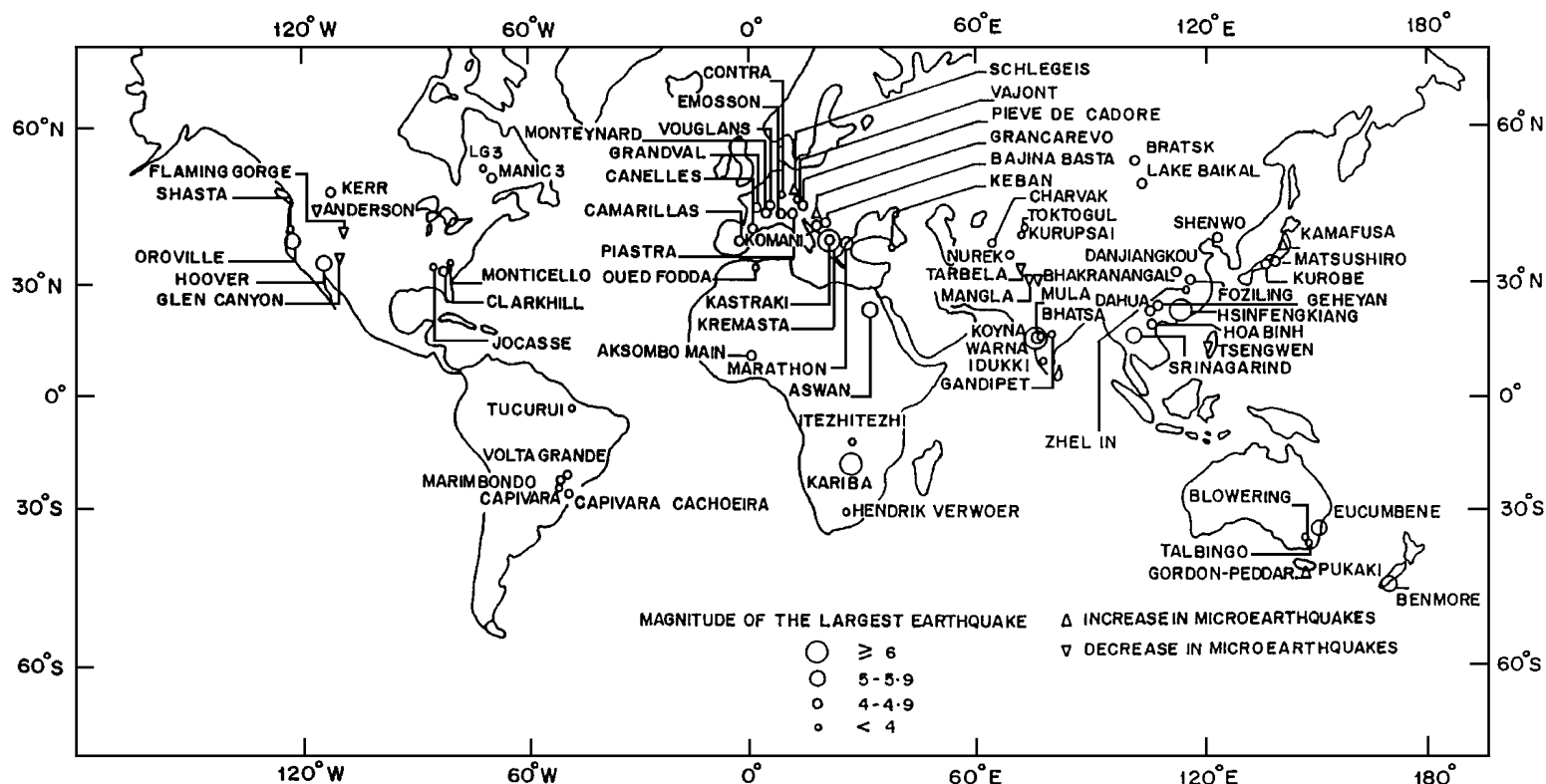
Méně časté jsou indukované otřesy spjaté s těžbou potaše, které ale bývají silné. Nejsilnější indukovaný otřes na území Německa (13.3.1989) byl spjat právě s kolapsem dolu určeného k těžbě potaše, jeho magnitudo ML bylo 5.6 a otřes byl makroseismicky pocítěn ve vzdálenosti 140 km.





## 10.3.b: Indukované jevy v blízkosti vodních nádrží

Zemětřesení spjatá s vodními nádržemi patří k nejrozšířenějším indukovaným seismickým jevům.

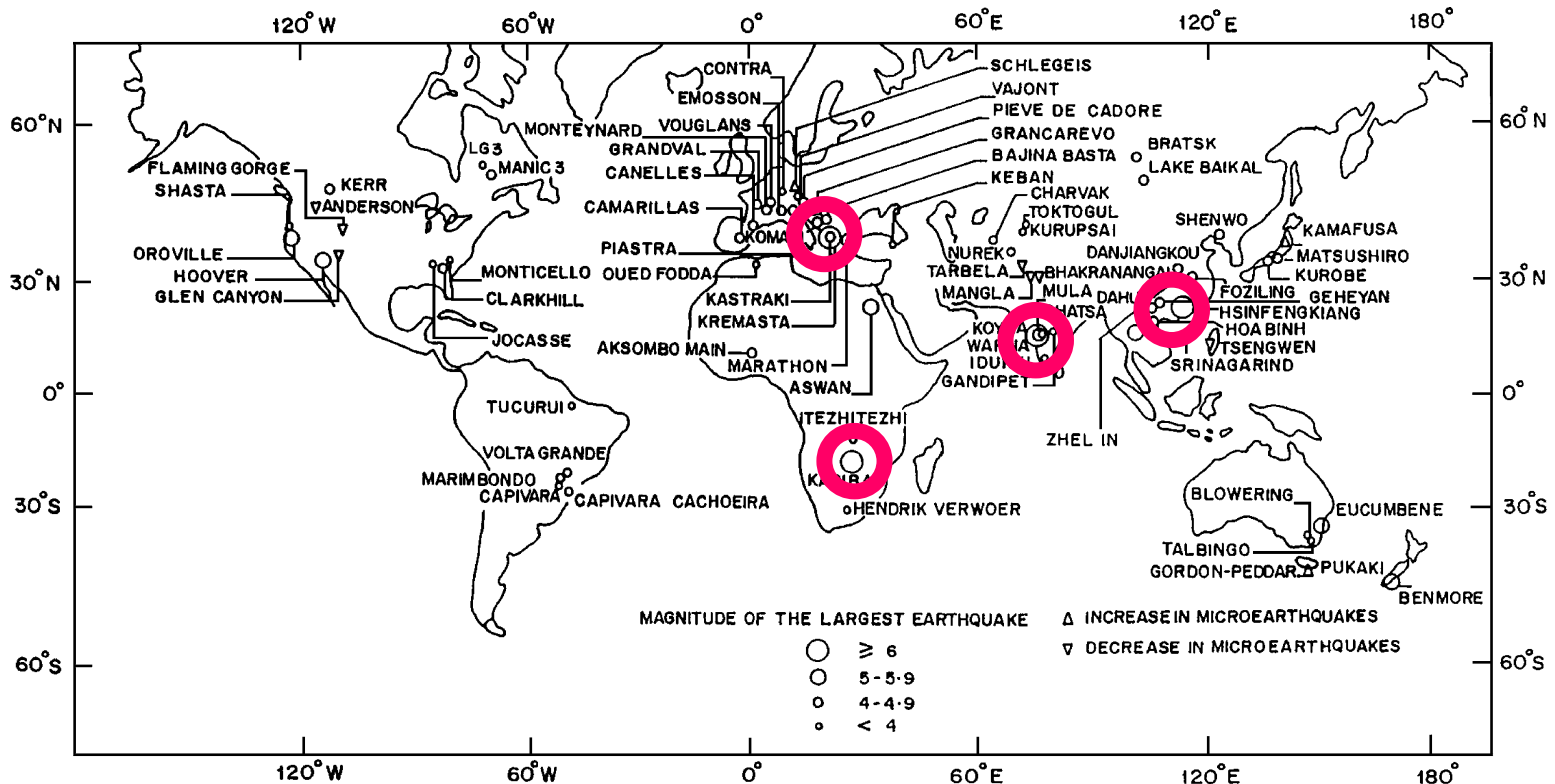


*(Gupta 2002)*

První projev indukované seismicity spjaté s vodními nádržemi byl popsán z nádrže Oued Fodda (Alžírsko) v roce 1932.



Magnitudo nejsilnějších indukovaných jevů spjatých s vodními nádržemi přesahuje hodnotu 6.



*(Gupta 2002)*

## Hsinfengkiang (Čína)

Výška hráze: 105 m

Objem nádrže: 13.896 m<sup>3</sup>

Rok napuštění: 1959

Rok výskytu zemětřesení: 1962

Magnitudo: 6.1





## Kariba (Zambie - Zimbabwe)

Výška hráze: 128 m

Objem nádrže: 175.000 m<sup>3</sup>

Rok napuštění: 1958

Rok výskytu zemětřesení: 1963

Magnitudo: 6.2



## Konya (Indie)

Výška hráze: 103 m

Objem nádrže: 2780 m<sup>3</sup>

Rok napuštění: 1962

Rok výskytu zemětřesení: 1967

Magnitudo: 6.3



## Kremasta (Řecko)

Výška hráze: 160 m

Objem nádrže: 4750 m<sup>3</sup>

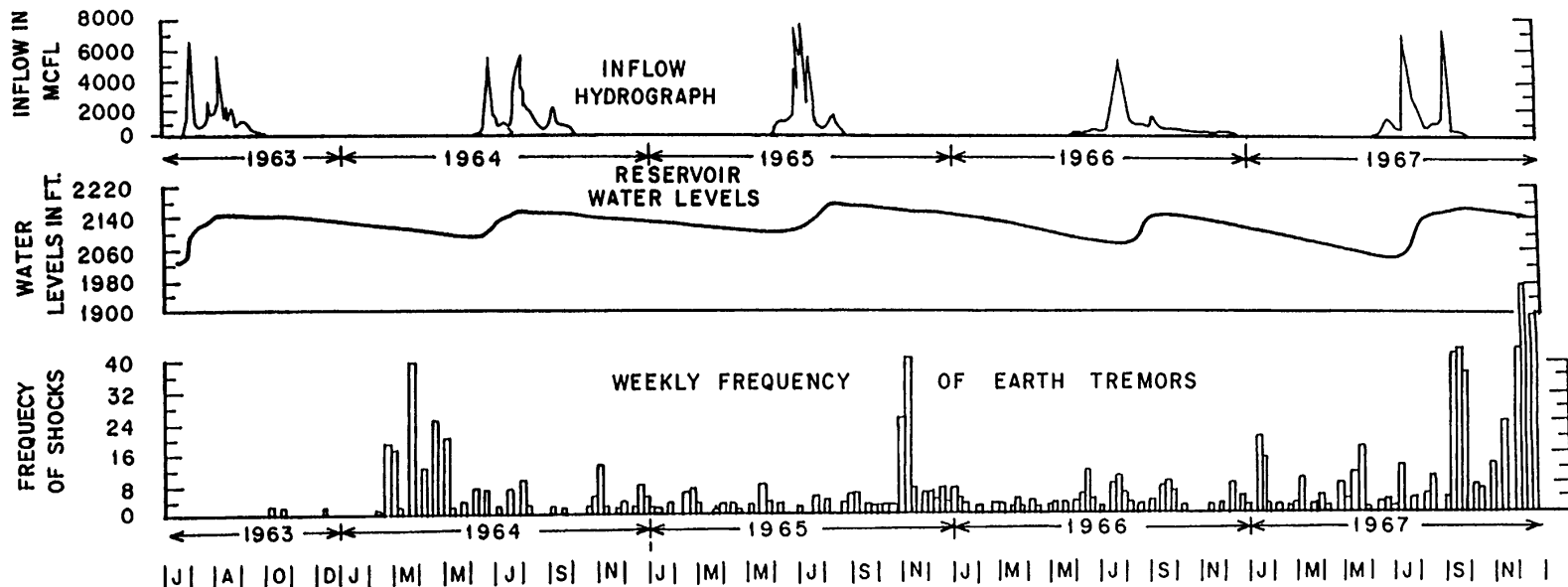
Rok napuštění: 1965

Rok výskytu zemětřesení: 1966

Magnitudo: 6.2

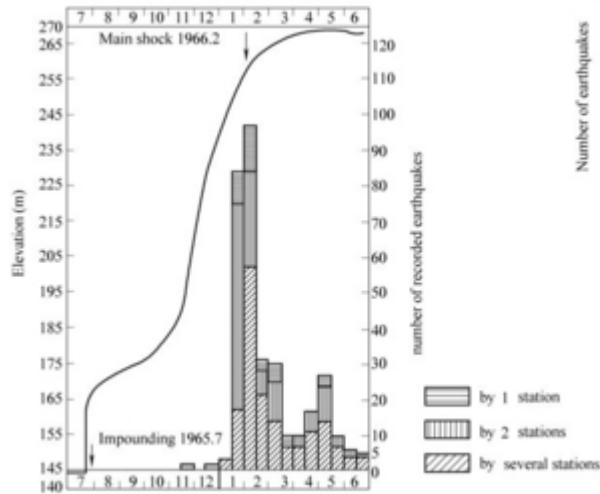


Indukované jevy mohou souviset se změnami hladiny vody v nádrži. Seismická aktivita tohoto typu se zpravidla objevuje v relativně krátké době po napuštění (respektive zvýšení hladiny) nádrže.

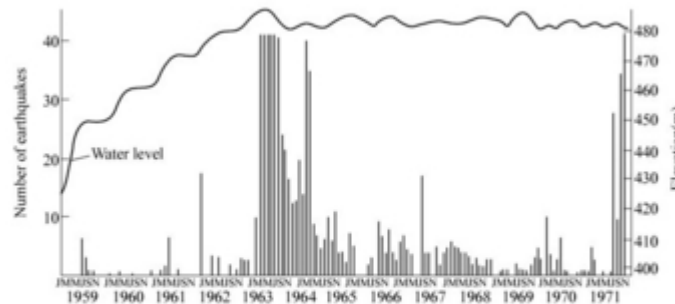


*Příklad vztahu úrovně hladiny a seismicity – nádrž Konya (Gupta 2002)*

Indukované jevy mohou souviset se změnami hladiny vody v nádrži. Seismická aktivita tohoto typu se zpravidla objevuje v relativně krátké době po napuštění (respektive zvýšení hladiny) nádrže.

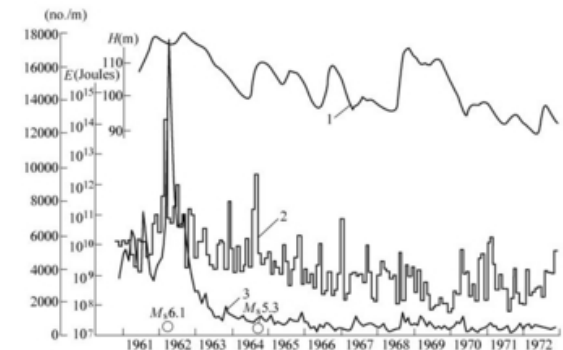


**Kemasta**



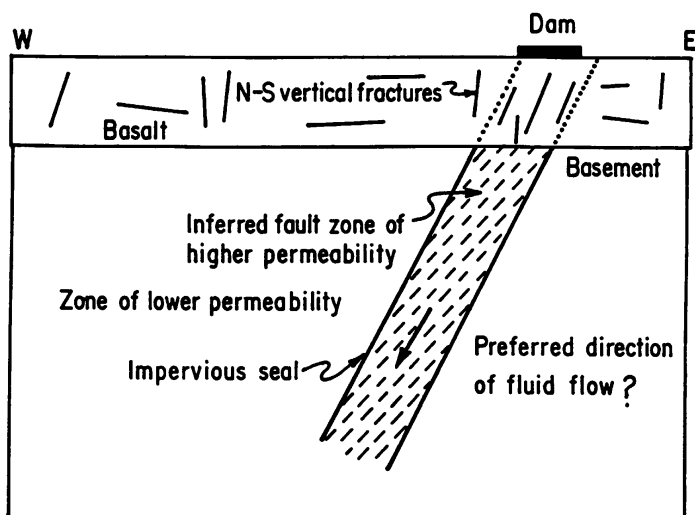
**Kariba**

**Hsinfengkiang**

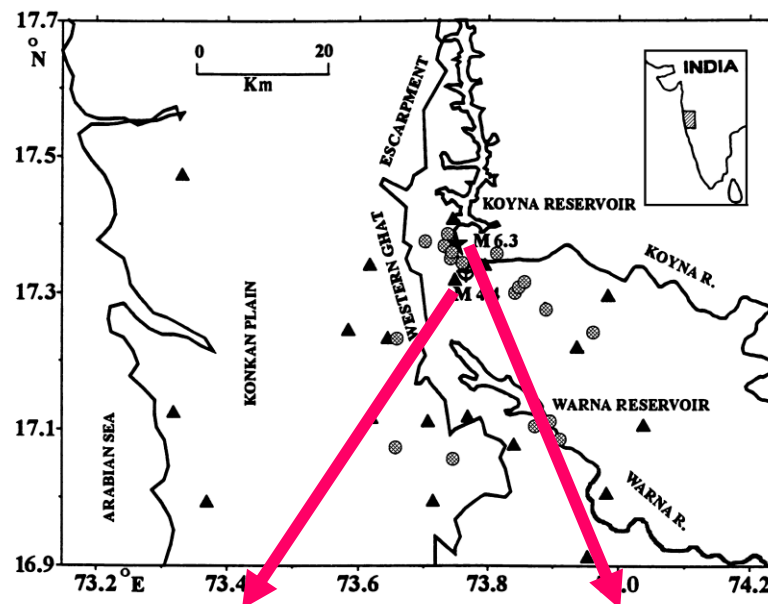




Indukované jevy mohou souviset také s prolínáním vody podél ukloněné tektonické zóny do hlubších partií pod nádrží. Seismická aktivita tohoto typu se zpravidla objevuje až s větším časovým odstupem po napuštění (respektive zvýšení hladiny) nádrže.



*(Gupta 2002)*

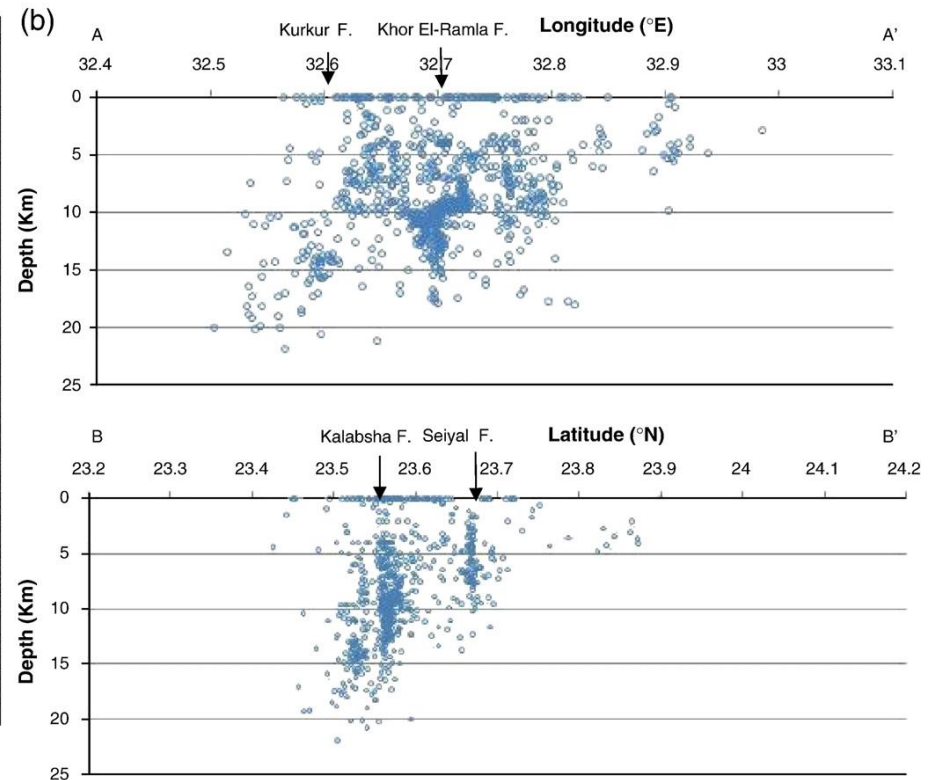
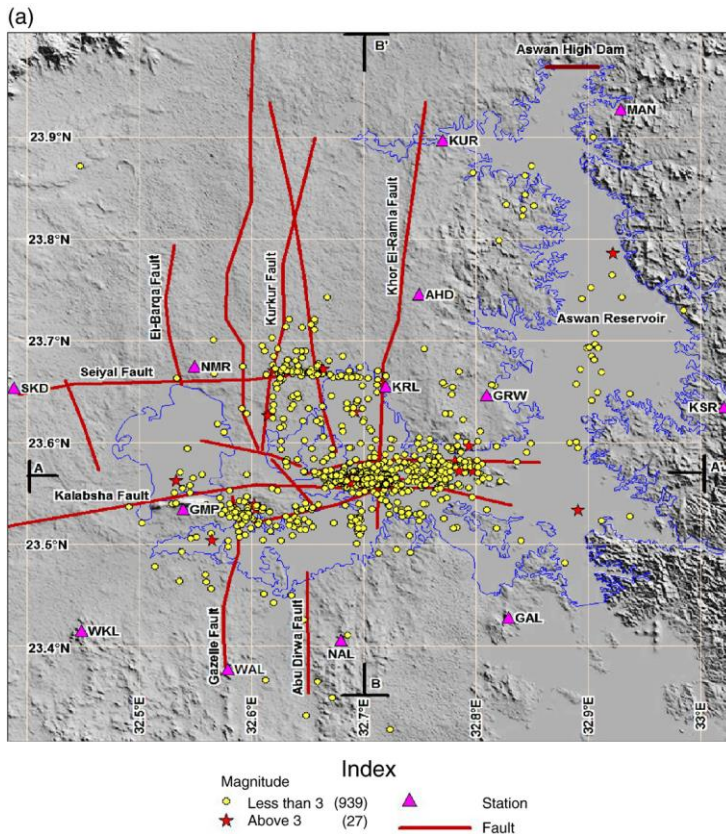


**M 4.4, 25.4.1997**

**M 6.3, 10.12.1967**

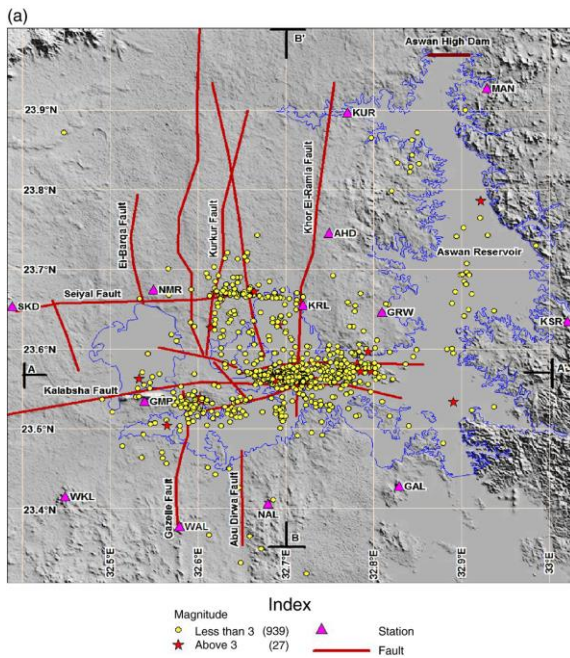
Indukovaná a přirozená seismická se může vzájemně prolínat.

**Příklad:** region nádrže Asuan (Egypt)

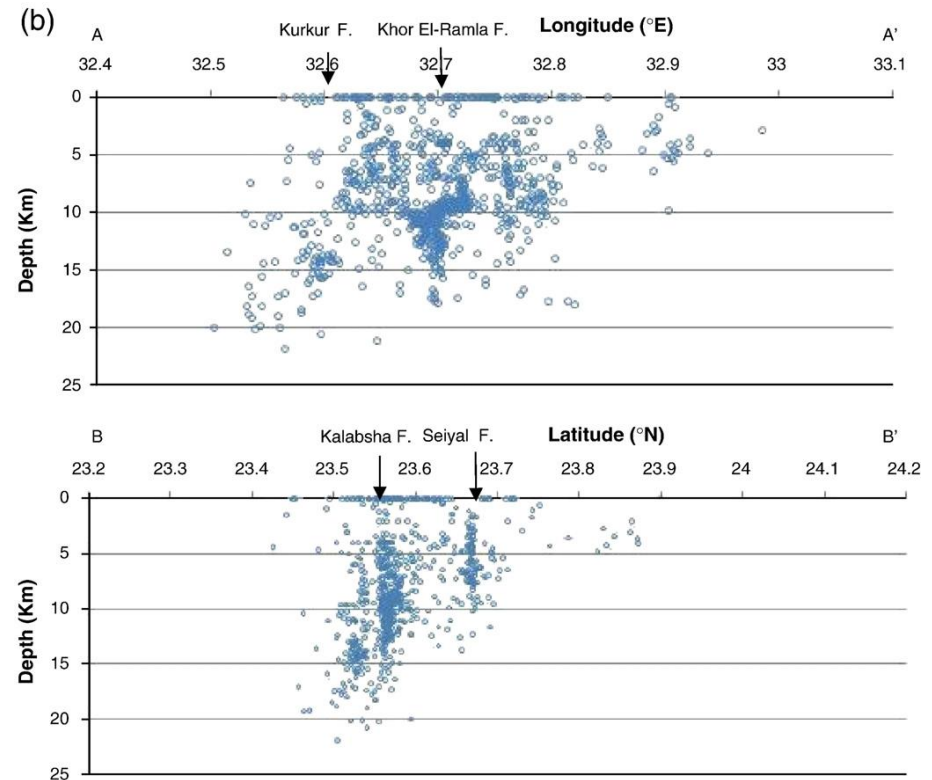


*(Haggag et al. 2009)*

- mělké jevy (do 5 km) jsou většinou spjaty s indukovanou seismicitou v prostoru nádrže
- hlubší jevy (10-15 km) jsou z velké části spjaty s přirozenou seismicitou



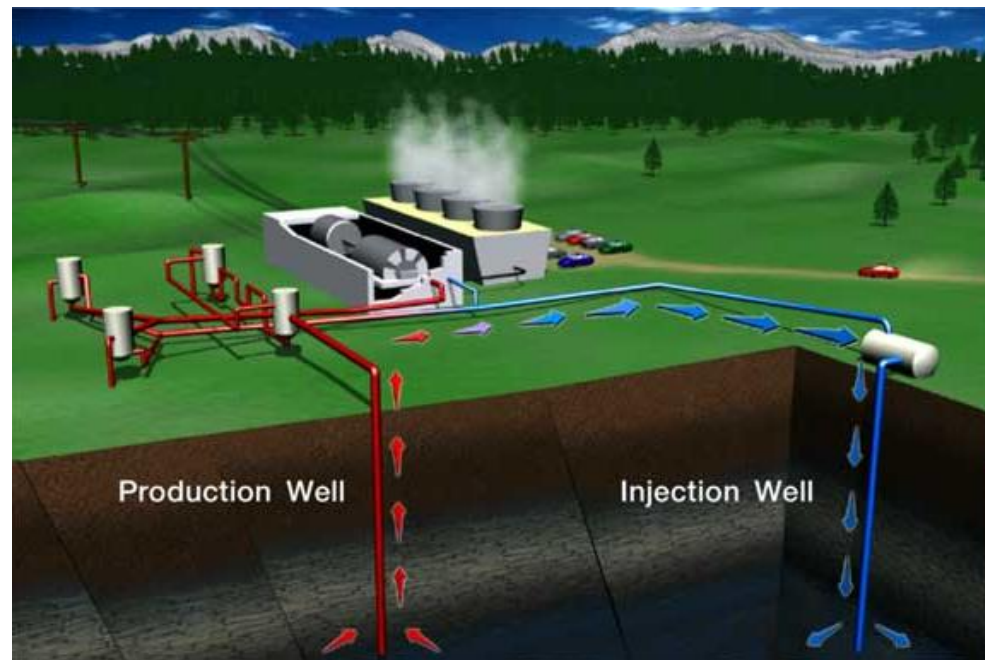
*(Haggag et al. 2009)*



## 10.3.c: Indukované jevy způsobované cílenou injektáží fluid ve vrtech

# Geotermální elektrárny typu EGS (Enhanced Geothermal System)

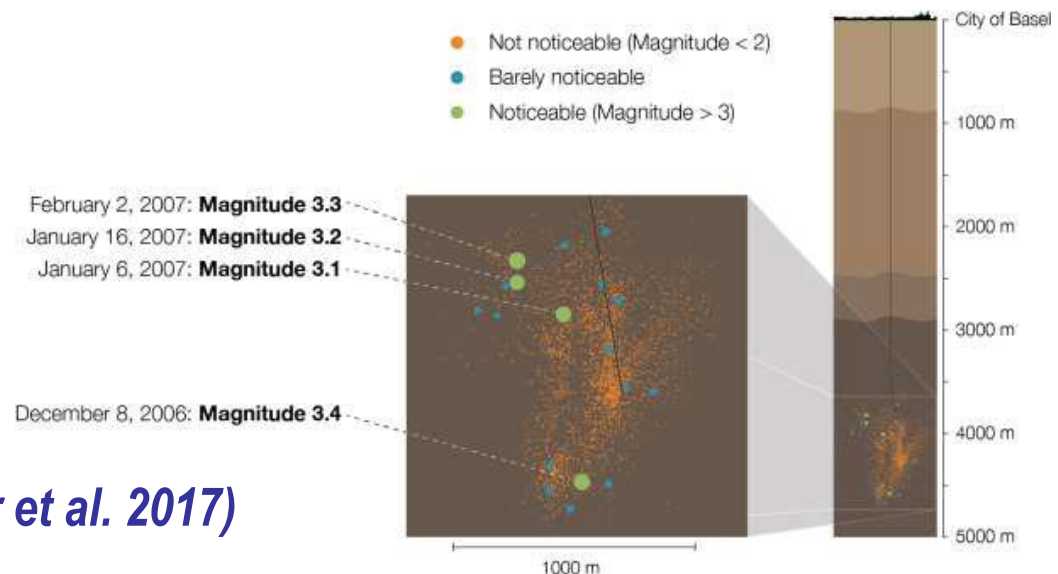
Principem je vtláčení fluida (vody) soustavou vrtů do horkého korového prostředí a zpětné čerpání ohřáté páry.





## Švýcarsko (Basilej):

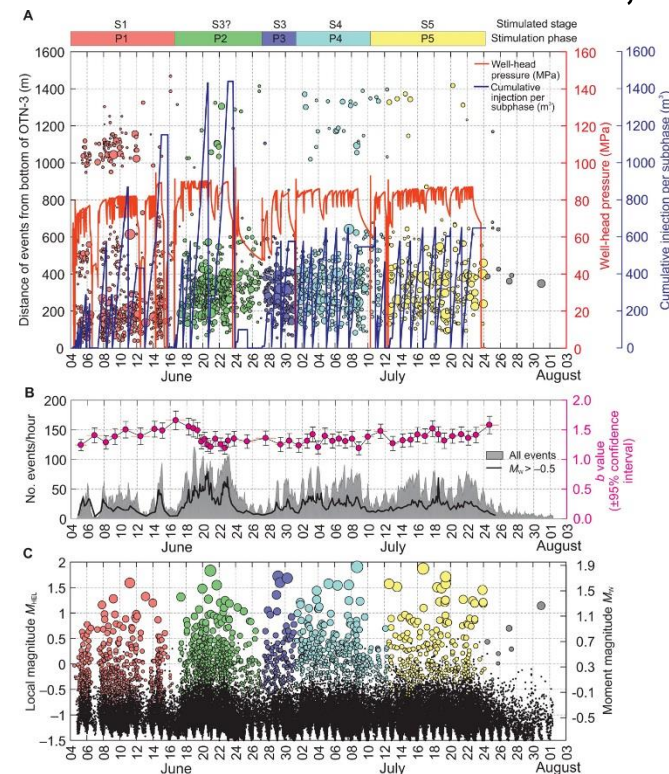
- vrty zajišťovaly oběh fluid do hloubky 5 km
- při zkušebním provozu v roce 2006 byla generována indukovaná zemětřesení o magnitudu až 3.4
- projekt byl následně v roce 2009 zastaven
- v roce 2013 následoval nový geotermální projekt v St. Gallen, indukován otřes o magnitudu 3.5



*(Wiemer et al. 2017)*

## Finsko (Helsinki):

- výzkumný vrt pro testování vlivu injektáže fluid do hloubky až 6,1 km
- při testech v roce 2018 byla generována indukovaná zemětřesení o magnitudu do 2.0 (test byl z bezpečnostních důvodů řízen tak, aby k silnějším otřesům nedocházelo)



*(Kwiatek et al. 2019)*