

Univerzita Karlova
Přírodovědecká fakulta

Studijní program: Geologie
Studijní obor: Aplikovaná geologie



Bc. Lisseth del Pilar Sánchez Valdiviezo

Recentní pohyby na zlomu Cordillera Blanca (Peru)
Recent movements on the Cordillera Blanca fault (Peru)

Diplomová práce

Vedoucí diplomové práce: prof. RNDr. Tomáš Fischer, Ph.D.

Praha 2017

Prohlášení

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracovala samostatně a že jsem uvedla všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze dne 14. srpna 2017

.....

podpis

Poděkování

Na tomto místě bych velmi ráda poděkovala Prof. RNDr. Tomášovi Fischerovi, PhD. za jeho pomoc při psaní této práce. Velký dík mu patří nejen za poskytování studijních materiálů, literatury ale také za jeho trpělivost a vstřícný přístup. Velké poděkování taktéž patří mým konzultantům RNDr. J. Klimešovi, Ph.D.; Mgr. J. Valentovi, PhD. a Prof. RNDr. V. Vilímkovi, CSc. Nesmím zapomenout ani na svoji rodinu, bez jejíž pomoci a podpory během celé doby studia bych se neobešla.

Abstrakt

Studovaná oblast leží v centrálním Peru v pohoří Cordillera Blanca. Toto pohoří je na západním úpatí lemováno zlomovým systémem o délce 210 km nesoucím totožný název. Právě na tomto systému probíhá monitorování recentních pohybů s pomocí 3D dilatometru. Pohyby na zlomu jsou analyzovány s ohledem na získané změny statického napětí vyvolané zemětřesením. Dále je prezentováno zpracování a interpretace dat z ERT měření uskutečněného přes studovaný zlom na lokalitě Pitec (10 km od města Huaraz).

Z výsledného geoelektrického řezu z měření prováděného v červenci 2016 na zmíněné lokalitě lze vyvodit, že oblast je tvořena horninami s velmi vysokými měrnými odpory, což je důsledkem přítomnosti morénových uloženin o mocnosti 7 až 12 m a podloží svahovin tvořeného z granitů a granodioritů. Sklon zlomu na tomto místě je cca 70°.

Výsledky monitorování pohybů na zlomu dilatometrem TM-71 na lokalitě Pitec naznačují, že zvolené místo měření je všeobecně velice stabilní. Dilatometr je v provozu od roku 1997 a měří pohyby na zlomu Cordillera Blanca ve třech směrech (kolmý ke zlomu - rozevírání, podél zlomu v horizontální rovině, podél zlomu ve svislé rovině). V rámci této práce byly dále vyhledávány největší registrované posuny, k nimž byla následně přiřazována geograficky blízká zemětřesení, jež nastala během intervalu mezi jednotlivými odečty.

Program Coulomb byl použit pro ověření možné spojitosti mezi zaznamenanými posuny a zemětřeseními. Vypočteny byly změny napětí střížného, normálového a Coulombova dvou zemětřesení v roce 2007 a 2010. Zemětřesení z roku 2007 způsobilo na povrchu v oblasti studovaného zlomu záporné změny napětí dosahující -0,01 až -0,03 MPa na rozdíl od zemětřesení z roku 2010, které vyvolalo kladné změny napětí (20 až 100 Pa). Toto do jisté míry vypovídá o možné souvislosti mezi zemětřeseními a pohyby na studovaném zlomu.

Abstract

The studied area is located the Cordillera Blanca range (central Peru). This mountain range is, at its western foot, bordered by a 210 km long fault system bearing the same name. It is on this fault system where 3D monitoring of recent movements with the use of dilatometer TM-71 takes place. Displacements along this fault are analyzed with regard to the static stress changes caused by earthquakes. Moreover, processing and interpretation of data from ERT measurement performed across the investigated fault at Pitec locality (10 km from Huaraz) are presented.

The resulting geoelectrical models of the measurement carried out in July 2016 at the mentioned locality indicate that this area is formed by rocks with very high resistivity values. It is a consequence of the presence of the moraine material (7 to 12 m thick) and of the base of the colluvial deposits composed of granites and granodiorites. At this site the fault has a dip angle of 70°.

The 3D displacement monitoring results of the studied fault at the Pitec locality indicate that the selected site is generally very stable. The dilatometer TM-71 has been in operation since 1997 and has been measuring movements on the Cordillera Blanca fault in all the three dimensions (perpendicular to the fault - opening, along the fault in horizontal plane, along the fault in vertical plane). In this work, the most significant slips were searched and to them were subsequently assigned geographically close earthquakes that occurred during the interval between individual registrations.

Coulomb software was used to check a possible relation between recorded displacements and earthquakes. Shear, normal and Coulomb stress changes due to 2007 and 2010 earthquakes were calculated. The 2007 earthquake produced negative stress changes of -0,01 to -0,03 MPa at the surface in the area of the investigated fault, in contrast to the 2010 earthquake which gave rise to positive stress changes (20 to 100 Pa). This to a certain extent gives an evidence of the possible connection between earthquakes and movements on the investigated fault.

OBSAH

1. ÚVOD	- 1 -
2. ZEMĚTŘESEŇÍ	- 2 -
2.1. Vznik tektonických zemětřesení	- 2 -
2.2. Definice a typologie zlomů	- 2 -
2.3. Mechanismus ohniska zemětřesení	- 3 -
2.4. Seismický moment a pokles napětí	- 5 -
2.5. Změny Coulombova napětí	- 6 -
2.5.1. Coulombova teorie porušení a Coulombovo napětí	- 7 -
2.5.2. Změny statického napětí a předvídání zemětřesení.....	- 8 -
3. CHARAKTERISTIKA ZKOUMANÉHO ÚZEMÍ	- 10 -
3.1. Geografická charakteristika studované oblasti.....	- 10 -
3.2. Geologická charakteristika studované oblasti	- 11 -
3.3. Geomorfologická charakteristika studované oblasti	- 12 -
3.4. Geotektonická charakteristika studované oblasti	- 13 -
4. SEISMICITA ZKOUMANÉHO ÚZEMÍ	- 16 -
4.1. Zdrojové oblasti seismicity	- 16 -
4.2. Subdukce desky Nazca.....	- 16 -
4.2.1. Subdukce ve studované oblasti	- 18 -
4.3. Vývoj seismicity.....	- 19 -
4.3.1. Historická seismicita	- 19 -
4.3.2. Současná (instrumentální) seismicita	- 21 -
4.4. Seismicita vázaná na zlomový systém Cordillera Blanca	- 22 -
5. METODIKA MĚŘENÍ A ZPRACOVÁNÍ DAT	- 24 -
5.1. Elektrická odporová tomografie.....	- 24 -
5.1.1. Popis metody.....	- 24 -
5.1.2. Terénní měření (lokalita Pitec).....	- 25 -
5.1.3. Software RES2DINV	- 26 -
5.1.4. Zpracování naměřených ERT dat.....	- 26 -
5.2. Dilatometr TM-71	- 28 -
5.2.1. Popis přístroje.....	- 28 -
5.2.2. Instalace dilatometru TM-71 a následné zpracování záznamů.....	- 29 -
5.3. Program Coulomb 3.3	- 32 -
5.3.1. Popis programu	- 32 -
5.3.2. Výběr okolní seismické aktivity z katalogu a výpočet Coulombova napětí.....	- 32 -

5.3.3. Testovací výpočet.....	- 33 -
6. VÝSLEDKY A INTERPRETACE	- 35 -
6.1. Projev zlomu v ERT řezu	- 35 -
6.2. Interpretace záznamu z dilatometru	- 36 -
6.3. Mapa Coulombova napětí na zlomu pro vybrané zemětřesení	- 37 -
7. DISKUZE A DOPORUČENÍ.....	- 41 -
8. ZÁVĚR.....	- 43 -
9. LITERATURA	- 44 -

1. ÚVOD

Předkládaná diplomová práce je zaměřena na výzkum recentní tektonické aktivity na zlomovém systému Cordillera Blanca nacházejícím se v jihoamerickém Peru. Právě na tomto zlomovém systému probíhá od roku 1997 monitorování recentních pohybů za pomoci 3D dilatometru. V rámci této práce je tak srovnávána seismická aktivita v oblasti studovaného zlomu. Zpracovaná data zahrnují jak seismické katalogy, tak i fokální mechanismy zemětřesení analyzované s ohledem na změny napětí na zkoumaném zlomu. Mikropohyby na zlomu jsou pak interpretovány právě z hlediska získaných změn napětí. Dále bylo uskutečněno měření geofyzikálního profilu přes sledovaný zlom, konkrétně na lokalitě Pitec. Došlo tedy ke zpracování naměřených dat a následně interpretaci získaného geoelektrického řezu. Komparovány také byly posuny na zlomu zaznamenané dilatometrem s proběhlými zemětřeseními a následně byla zjišťována možná vzájemná souvislost těchto událostí.

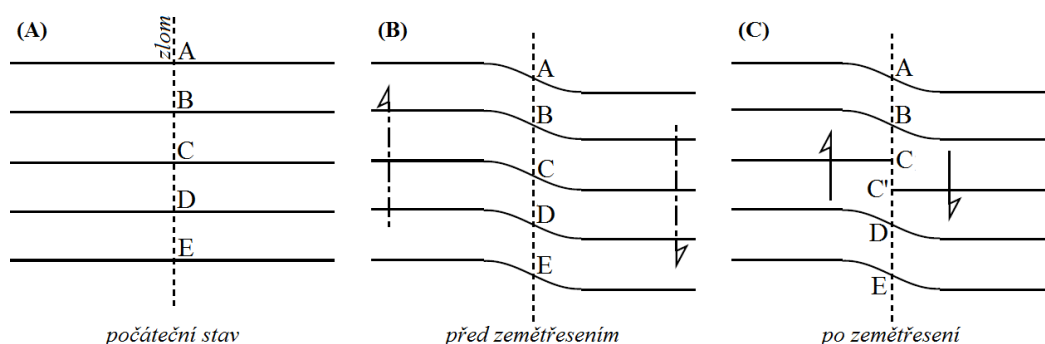
Samotné Peru leží v seismicky velmi aktivní oblasti. Západní pobřeží náleží do tzv. ohnivého kruhu, jenž se podílí až 80% na největších světových zemětřeseních. Výzkum zemětřesení a jejich příčin, či možná predikce dalších má tak dalekosáhlý význam pro tuto zemi a to nejen z důvodu, že většina populace žije v zemětřesením ohrožených regionech. Studovaná oblast leží v departamentu Ancash v pohoří Cordillera Blanca. Zlomový systém nesoucí též jméno Cordillera Blanca, jenž je hlavním předmětem výzkumu této práce, je výrazný jak svojí velikostí, tak i celkovou délkou 210 km. Severní část je prezentována jediným zlomem o délce 80 km a výškou facet okolo 1 000 m. Jižní části tvoří řada dílčích zlomů se strukturami en échelon.

Při samotném výzkumu bylo využito elektrické odporové tomografie (ERT), a to pro vymezení zlomové struktury. Software RES2DINV následně posloužil k vyhodnocování dat získaných z těchto terénních měření. Výsledkem ERT jsou v této práci prezentované geoelektrickými řezy udávajícími hodnoty měrných odporů, z nichž lze usuzovat o horninové skladbě. Stěžejní data poskytl dilatometr TM-71, jenž je speciálním zařízením sloužícím k dlouhodobému měření mikropohybů mezi dvěma skalními bloky. Instalace dilatometru proběhla na lokalitě Pitec už na jaře roku 1997, od té doby dochází k zápisu hodnot a zpracování záznamů. V této práci je uvedeno zpracování a interpretace záznamů poskytnutých prof. V. Vilímkem a ÚSMH AV ČR. Soubor dat obsahoval údaje v rozmezí od 5. května 1997 do 10. června 2016. Nezbytným nástrojem při tvorbě této práce byl program Coulomb 3.3 určený právě ke studiu změn střížného, normálového a Coulombova napětí na zlomech. Díky tomuto programu můžeme pozorovat změny napětí vyvolané v důsledku zemětřesení na různých místech zlomů a zjistit potenciaální souvislost mezi těmito změnami a pohyby na zlomu a jak konkrétní zemětřesení zvyšuje náchylnost zlomu k porušení a tím nepřímo spouští další zemětřesení.

2. ZEMĚTŘESENÍ

2.1. Vznik tektonických zemětřesení

Při globálním pohledu lze říci, že nejčastější a nejnebezpečnější jsou zemětřesení tektonického původu. H. F. Reid vyslovil myšlenku vzniku tektonického zemětřesení, jež se opírá se o tzv. *elastického uvolnění* (obr. 1). Tento koncept platí do dnešních dob. Drtivá většina zemětřesení je spojována s geologickými zlomy větších rozměrů a puklinami vyskytujícími se ve svrchním plášti či zemské kůře. Primárně nastává deformace skalního masivu, jejímž následkem je akumulace elastické energie. Tento stav trvá do doby, kdy třecí síly mají schopnost zabránit pohybu na zlomu. Při překročení těchto třecích sil dochází k prasknutí zlomu a uvolnění deformační energie a následnému posunu horninových bloků utvářejících zlom. Místo, kde se toto odehraje, nazýváme *hypocentrum* (ohnisko zemětřesení); (Kvasnička 1997). V určité části případů dochází k postupnému uvolňování energie ve formě tzv. předtřesů, jež jsou následovány hlavním, výrazně silnějším otřesem, kdy dojde k uvolnění většiny energie. Relativně často, hlavně u velmi silných zemětřesení ovšem dochází i k tzv. dotřesům, které se mohou projevat týdny až měsíce po hlavním otřesu (Lowrie 2007).

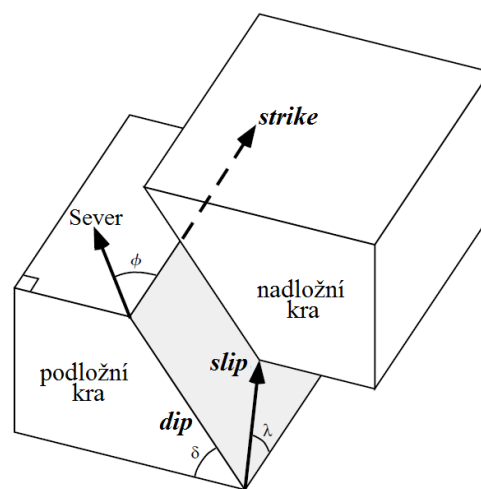


Obr. 1 Reidův model vzniku zemětřesení. **A)** Horninové bloky oddělené zlomovou strukturou při stavu bez deformace, **B)** deformace a akumulace energie podél oslabené zóny, **C)** náhle uvolnění akumulované energie (podle Lowrie 2007).

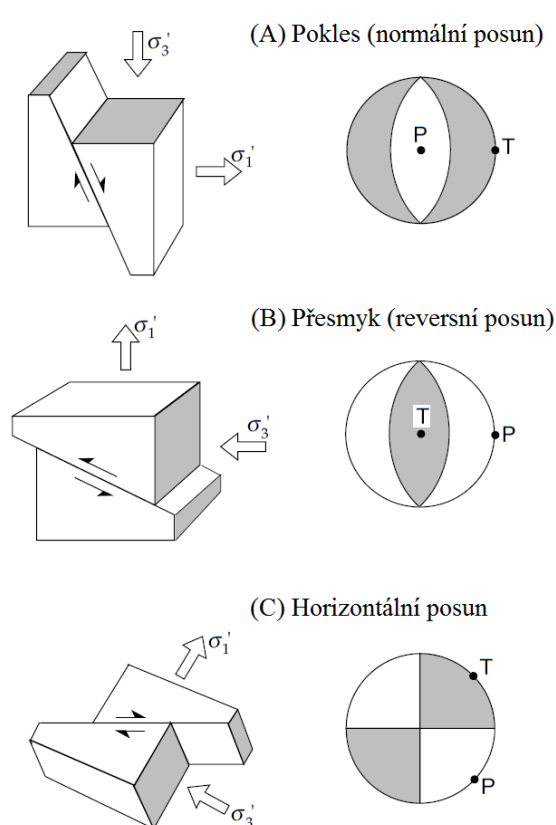
2.2. Definice a typologie zlomů

Zlomy – poruchy hornin v zemské kůře přerušující původně homogenně spojené struktury, jež vznikají posunutím sousedících bloků. Části navzájem od sebe odloučené označujeme jako *kry*. Terminologicky rozlišujeme *kry nadložní* (nad zlomovou plochou) a *kry podložní* (pod zlomovou plochou); (obr. 2). Zlomové plochy omezují stěny sousedících ker, jež jsou navzájem odloučeny tzv. zlomovou spárou.

Obr. 2 (vpravo) Schematické zobrazení nadložní a podložní kry se zlomovou plochou a úhly, jimiž jsou popisovány (podle Shearer 2009).



Samotné zlomové plochy, podél kterých dochází k posunům, se popisují za pomoci dvou úhlů: *strike* ϕ jež nabývá hodnot $0 \leq \phi < 360^\circ$ a *dip* δ s hodnotami v rozmezí $0 \leq \delta \leq 90^\circ$. Úhel *rake* λ nabývající hodnot $0 \leq \lambda < 360^\circ$ naproti tomu popisuje posuny kry nadložní oproti kře podložní v dané ploše (obr. 2). V případě že se nachází nadložní kra na pravé straně je *strike* definován jako azimut zlomové čáry, jehož hodnota je měřena v směru hodinových ručiček. *Dip* popisuje úhel mezi horizontální rovinou a zlomovou plochou, je to tedy sklon zlomu. *Rake* je úhel, který je měřen v ploše zlomu mezi zlomovou čarou a vektorem posunutí (slip); (Shearer 2009).



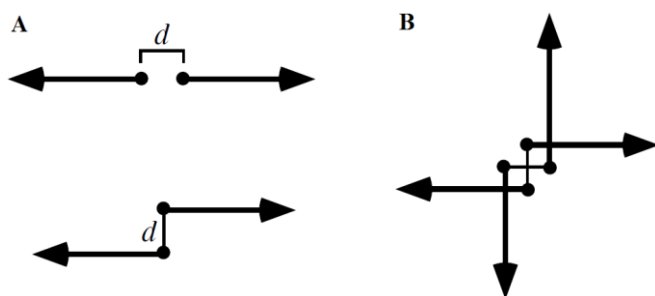
Obr. 3 Schematické vyobrazení jednotlivých typů zlomů se svými ohniskovými mechanismy a jejich souvislosti s hlavními napětí (podle Lowrie 2007).

Rozlišujeme tři základní typy zlomů (obr. 3), jimiž jsou *přesmyky*, *poklesy* a *horizontální posuny*, navzájem je odlišuje pohyb jednotlivých ker po zlomové ploše. Prvně jmenovaný typ zlomu - *přesmyk* ($\lambda > 0^\circ$) je charakteristický tím, že nadložní kra se posouvá vůči podložní, směrem nahoru. Prostředí, ve kterém dochází k jeho vzniku, je označován jako kompresní napěťový režim. Druhý – označován jako *pokles* ($\lambda < 0^\circ$) se projevuje přemísťováním nadložní kry vzhledem k podložní směrem dolů. Tento typ zlomu je spojený se systémem relativní extenze zemské kůry. Pro poslední typ nazývaný *horizontální posun* je typická převaha horizontální složky pohybu. V tomto případě nastávají dvě možnosti relativního pohybu jednotlivých bloků. Pokud dochází k pohybu proti směru hodinových ručiček (pozorováno z jedné kry vůči druhé) přidává se k termínu horizontální posun přidavné jméno *levostranný* (sinistrální). Při opačném pohybu bloků se označuje jako *pravostranný* (dextrální) horizontální posun. V případě nadložní kry po pravé ruce je udáván úhel pro levostranný horizontální posun $\lambda = 0^\circ$, $\lambda = 180^\circ$ platí pro pravostranný horizontální posun (Shearer 2009).

2.3. Mechanismus ohniska zemětřesení

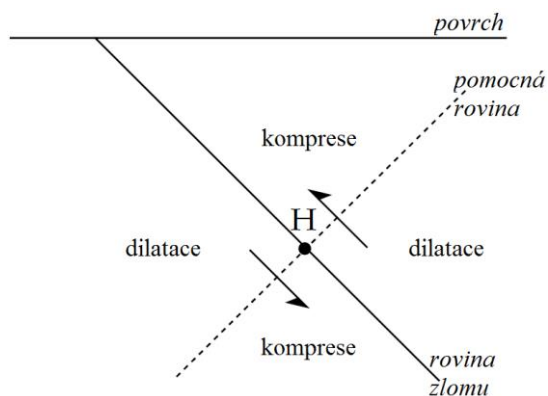
Mechanismus dvojice opačně orientovaných sil nejuvěstižněji popisuje rozprostření napětí a následné vyzařování seismických vln v důsledku zemětřesení. Právě z tohoto důvodu je nezbytné zjistit hodnoty sil, jejichž působení dává totožné záznamy seismických vln jako při zemětřesení. Nejjednodušeji tak lze reprezentovat zdroj zemětřesení silovým dipólem (obr. 4a), jež odpovídá silám, které posun zapříčinily. I když tato dvojice sil odpovídá amplitudám P-vln,

způsobuje vznik točivého momentu, který ovšem není během zemětřesení pozorován. Veškerá zemětřesení způsobená pouze vnitřním zdrojem bez zapojení sil externích, se projevují nulovým točivým momentem a nelze je tedy popsat jednoduchým dipólem. Proto byl navrhnout dvojitý dipól (dvě dvojice sil, obr. 4b), který zmíněný točivý moment nedoprovází. Dvojitý dipól má stejnou vyzařovací charakteristiku P-vln ale jinou vyzařovací charakteristiku S-vln v porovnání se silovým dipólem. Vyjadřujeme ho pomocí čtyř sil ve směru osy tahu a osy tlaku. Tyto osy odpovídají směrům komprese a dilatace v ohnisku zemětřesení. Souvisejí tedy s hlavními směry napětí a jsou přímým původcem posunu na zlomu (Lowrie 2007).

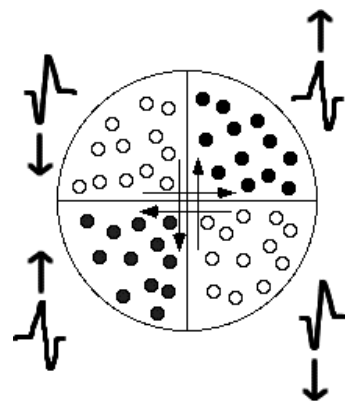


Obr. 4 A) Dvojice sil – *dipól*, B) Dvě dvojice sil – *dvojitý dipól* (Shearer 2009).

Mechanismus konkrétního zemětřesení popisující směr vzájemného posunu bloků v hypocentru je možné stanovit na základě znamének prvních nasazení P-vln. Jak lze vidět na obr. 5, v případě kdy se blok pohybuje nad zlomem nahoru, či pod zlomem dolů, dochází ke vzniku oblasti komprese nad ohniskem v místech, kam se blok pohybuje a oblast dilatace v místech odkud se pohybuje. V součtu tedy dochází vlivem zemětřesení k vytvoření dvou oblastí komprese a dvou oblastí dilatace v okolí ohniska. Na povrchové části značené termínem komprese je zřetelné, že první pohyb částice při příchodu nejrychlejší P-vlny směřuje nahoru – pohyb od ohniska. V partiích označených jako dilatace nastává primární pohyb dolů – pohyb k ohnisku (obr. 5, obr. 6); (Lowrie 2007). Pro zobrazení zemětřesných mechanismů seismologie využívá stereografické zobrazení spodní polokoule, v kterém je zanesena i polarita prvních nasazení P-vln jež je vyznačena u kladných polarit šrafy. Výsledkem je diagram nazvaný „beach ball“. Uprostřed části s kladným znaménkem (oblast komprese) se nalézá osa tahu: T-osa, v centru části se záporným znaménkem (oblast dilatace) se nalézá osa tlaku: P-osa (Shearer 2009). Fokální mechanismus se v případě poklesu (obr. 3a) projevuje v centru zónami dilatace a na okrajích zónami komprese z toho vyplývá že T-osa je vodorovná a P-osa svislá. Přesmyky (obr. 3b) se projevují přesně opačně, střed je zóna komprese a kraje tedy zóny dilatace. Stejně tak T-osa je svislá a P-osa vodorovná. Pro horizontální posun (obr. 3c) je charakteristické, že obě osy (T a P) leží ve vodorovné rovině a mechanismus ohniska odhaluje jak dva kvadranty s kompresí tak i dva s dilatací (Lowrie 2007).



Obr. 5 Svislý řez kolmý k rovině zlomu. Obrázek zobrazuje oblasti komprese a dilatace kolem ohniska navzájem oddělené rovinou zlomu a taktéž pomocnou rovinou, jež je kolmá k rovině zlomu (podle Lowrie 2007).



Obr. 6 Určení mechanismu zemětřesení. To zda dochází v daném místě ke kompresi či dilataci je možno určit podle znaménka prvního nasazení na seismogramu (USGS¹).

2.4. Seismický moment a pokles napětí

Seismický moment závisí na momentu dvojice sil působících při tektonických zemětřesení, jež mají schopnost způsobit stejné vlny jako trhlina, která se rozšiřuje na zlomové ploše. Seismický moment, který představuje elementární veličinu poskytující odhad síly zemětřesení, je definován takto:

$$M_0 = \mu \bar{D} A \quad (1),$$

kde μ je smykový modul, \bar{D} průměrná velikost nespojitosti posunutí na zlomu a A je plocha porušení části zlomu. Seismický moment se vyjadřuje v jednotkách Nm. Jak vyplývá z výše uvedeného vztahu, ze seismického momentu M_0 nelze rozpoznat, zda se jedná o zemětřesení s velkým skluzem na malém zlomu či naopak a to konkrétně v případě, kdy se hodnoty u veličin A a \bar{D} reversně obrátí. Nicméně změny napětí na zlomu vyvolané těmito zemětřeseními se mohou navzájem výrazně lišit. Zařadíme zde tedy pojem pokles napětí, který znázorňuje změnu střížného napětí na zlomu před a po zemětřesení. Vyjadřujeme jej tímto vztahem:

$$\Delta\sigma = C\mu \left[\frac{\bar{D}}{L} \right] \quad (2),$$

kde L je charakteristický délkový rozměr porušené části zlomu a C je bezrozměrná konstanta popisující geometrii trhliny. Změna střížného napětí je tedy úměrná poměru velikosti posunutí k velikosti porušené části zlomu. Velký skluz na malém zlomu tedy způsobí větší napětí než malý skluz na velkém zlomu. Tyto parametry představují pouze přibližný odhad poklesu napětí na skutečných zlomech. V reálném prostředí je nutno počítat s tím, že v okolí těchto zlomů dochází k různým elastickým změnám stejně jako ke změnám počátečních napětí (Shearer 2009).

Za využití vztahu určujícího seismický moment (rovnice 1) dostaneme pozměněný výraz:

$$\Delta\sigma = C \frac{M_0}{LA} \quad (3),$$

k výpočtu poklesu napětí je v tomto případě nezbytné znát seismický moment (M_0), plochu zlomu (A) a korektní charakteristický rozměr zlomu (L). I když volba L představuje určitý problém v interpretaci, největší obtíže v praxi a faktor nejvíce ovlivňující výpočet poklesu napětí je odhad plochy zlomu A (Ruff 1999). Pro kruhovou trhlinu bude vztah pro pokles napětí dán následující rovnicí:

$$\Delta\sigma = \frac{7\pi\mu\bar{D}}{16r} = \frac{7M_0}{16r^3} \quad (4),$$

kde r vyjadřuje poloměr trhliny. V případě obdélníkové trhliny platí rovnice:

$$\Delta\sigma = \frac{2\mu\bar{D}}{\pi w} = \frac{2M_0}{\pi w^2 L} \quad (5),$$

kde w je šířka obdélníkové trhliny ($w \ll L$).

Pokles napětí je v podstatě statické měření trvalých změn způsobených zemětřesením. Pro velká (zejména mělká) zemětřesení hodnoty poklesu napětí $\Delta\sigma$ dosahují 1 až 10 MPa a nezávisí na seismickém momentu. Mezidesková zemětřesení mají všeobecně nižší hodnoty poklesu napětí než zemětřesení vnitrodesková. Pro první jmenovaná dosahuje průměrná hodnota $\Delta\sigma$ okolo 3 MPa oproti hodnotě 6 MPa pro zemětřesení uvnitř desek. V případě malých zemětřesení není možný přímý odhad geometrie porušené části zlomu. Její rozměry tedy musí být odhadnuty na základě studia vyzařovaných seismických vln. V tomto případě je třeba dělat určité předpoklady o vlastnostech seismického zdroje. Metody pro odhad poklesu napětí malých zemětřesení obecně předpokládají, že rozměr seismického zdroje je úměrný šířce pulsu pozorované objemové vlny (Shearer 2009). Pokles napětí je důležitý při modelování zdroje zemětřesení, pro odhad pohybů půdy a také pro hodnocení seismického ohrožení. Proto vztah mezi poklesem napětí a rostoucím magnitudem zemětřesení je velmi diskutované téma mezi seismology (UM).

2.5. Změny Coulombova napětí

Podle mnoha autorů mají statické změny napěťového pole vyvolané v důsledku zemětřesení vliv na prostorové a časové rozložení následné regionální seismicity. *Změny Coulombova napětí* (ΔCFS) tak koreluje s rozložením zemětřesení vyvolaných dotřesů (70 až 80%) a zejména poskytují možnost krátkodobé předpovědi míst, kde může k dotřesům samotným dojít. V oblastech zvýšeného napětí pak přednostně dochází k zemětřesením, zatímco v oblastech se sníženými hodnotami napětí se snižuje i samotná seismicita. Výpočty napěťových změn vyvolaných v důsledku hlavního otřesu tedy mohou objasňovat spouštěcí mechanismy následných dotřesů. Z tohoto důvodu byly vyvinuty kvantitativní metody pro detekci změn v napěťovém poli a jejich vztahu ke spouštění zemětřesení. Tradiční metody pro studium časo-prostorového rozložení trhlin využívají teorie pružnosti (lineárně pružného

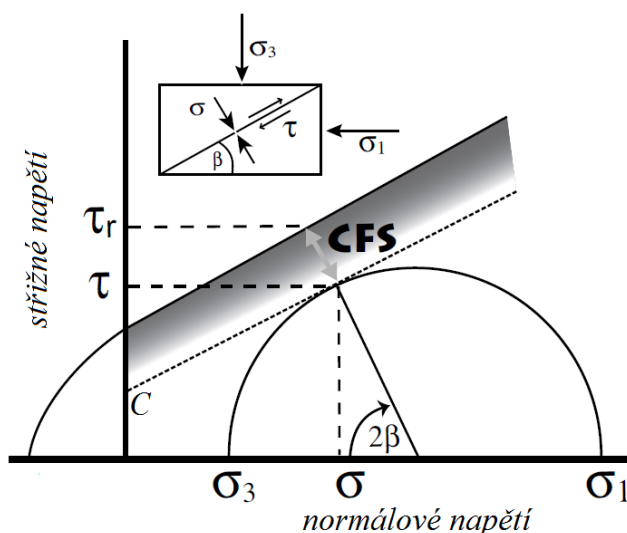
poloprostoru); (Anderson a Johnson 1999). V současné době je pro výpočet změn napětí široce využíváno Coulombova kritéria, jež ve výsledku může detekovat oblasti zlomů s nejvyšší náchylností k porušení, což je využitelné pro studium seismického ohrožení (Cheng a Meng 2016).

2.5.1. Coulombova teorie porušení a Coulombovo napětí

Coulombova kritéria porušení (obr. 7) se využívá pro popis porušení hornin části zlomové zóny. Při využívání tohoto kritéria je nutné, aby střížné i normálové napětí na vznikající zlomové ploše plnily podmínky srovnatelné s podmínkami panujícími při tření na ploše stávající (King et al. 1994). Podle Coulomba tedy dochází k porušení na smykové ploše v okamžiku kdy součet střížného a normálového napětí překoná soudržnost. Toto lze vyjádřit následujícím vztahem:

$$\tau - \mu\sigma \geq C \quad (6),$$

kde τ označuje *střížné napětí*, σ *napětí normálové* (kladné v případě komprese), μ *koeficient tření* a C značí *soudržnost* neboli kohezi (Harris a Simpson 1998).



Obr. 7 Grafické znázornění Coulombovy teorie porušení s vyznačeným Coulombovým napětím (*CFS*) pomocí Mohrova zobrazení. Napětí normálové (σ) působí kolmo k ploše zlomu, zatímco napětí střížné (τ) působí rovnoběžně s touto plochou. σ_1 vyjadřuje maximální a σ_3 minimální normálové napětí. τ_r označuje napětí potřebné k porušení zlomu. C značí soudržnost. β je úhel sevřený mezi smykovou plochou a hlavním napětím σ_1 . Porušení nastane v případě dotyku Mohrovy kružnice a obálky pevnosti (tečkovaná přímka); (podle Álvareze 2004).

Při implementaci tlaku kapaliny v pórech hornin p do výše zmíněného vztahu (rovnice 6), můžeme definovat *Coulombovo napětí* porušení (dále jen *CFS*) (obr. 7) takto:

$$CFS = \tau - \mu(\sigma - p) - C \quad (7),$$

Za předpokladu, že koeficient tření μ a soudržnost C jsou konstantní v čase a τ je promítnuto do očekávaného směru skluzu, lze změnu Coulombova napětí (dále jen delta ΔCFS) vyjádřit následující rovnicí:

$$\Delta CFS = \Delta\tau_s - \mu(\Delta\sigma - \Delta p) \quad (8),$$

kde $\Delta\tau_s$ představuje změnu smykového napětí ve směru skluzu (obr. 8a). Výhodou použití změn napětí je možnost snadno je spočítat na základě údajů o geometrii trhlin a směru skluzu podél zlomové plochy. Toto u absolutních hodnot napětí, které nejsou obvykle známé nelze (Harris 2000).

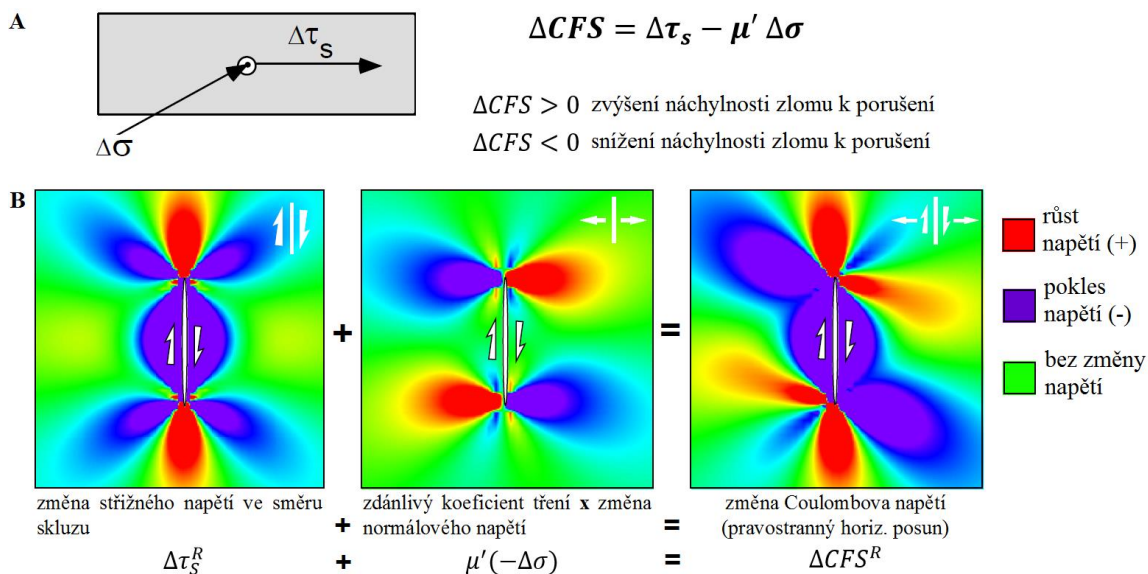
Pórový tlak je úzce spojený s procesem porušení zlomu. S cílem vyjádřit vliv pórového tlaku na změnu v CFS je nezbytné učinit určité úpravy tohoto vzorce. To učiníme položením změny pórového tlaku Δp do souvislosti se změnami normálového napětí $\Delta\sigma$ a zakomponováním Skemptonova koeficientu B' . Tento koeficient závisí na objemovém modulu přetvářnosti materiálu a části objemu, kterou kapalina zaujímá (mění se v rozmezí od 0 u suchých zemin až do 1 u stoprocentně nasycených zemin). Výsledná podoba rovnice po úpravách je následující:

$$\Delta CFS = \Delta\tau_s - \mu' \Delta\sigma \quad (9),$$

kde $\mu' = \mu(1 - B')$ označující tzv. zdánlivý koeficient tření, jež obsahuje Skemptonův koeficient B' . Upravená rovnice představuje běžně používaný vztah pro výpočet změny Coulombova napětí ΔCFS (Harris 2000). Aby bylo možné spočítat ΔCFS je nezbytné znát azimut a sklon zlomu stejně jako směr skluzu. Ke stanovení těchto parametrů se lze dopracovat různými způsoby. A to např. použitím údajů o orientaci nodálních ploch a skluzu z ohniskového mechanismu potenciálně spouštěného zemětřesení či předpokladem, že k zemětřesením s největší pravděpodobností dochází na optimálně orientovaných zlomech a směrech skluzu (Anderson a Johnson 1999).

2.5.2. Změny statického napětí a předvídání zemětřesení

Možné souvislosti mezi výskytem dotřesů a znaménkem změny Coulombova napětí ΔCFS (obr. 8a) vyvolané hlavním otřesem jsou stále předmětem zájmu mnoha autorů. Podle různých studií je v oblastech s kladnou změnou CFS oproti oblastem se změnou zápornou vyšší pravděpodobnost výskytu dotřesů (obr. 8b). Zvýšení napětí (kladná ΔCFS) tedy podporuje vznik zemětřesení. Oblasti zlomu s kladnou ΔCFS budou více náchylné k porušení v porovnání s oblastmi, kde jsou hodnoty ΔCFS záporné (Harris 2000). Toto ovšem neplatí ve všech případech a k dotřesům může docházet i v oblastech, kde jsou hodnoty ΔCFS záporné (Shearer 2009). Jistým nedostatkem je, že ze změn ΔCFS nelze vyvodit, kdy k dotřesům dojde. V případě následného zemětřesení v oblasti s kladnou hodnotou ΔCFS je velmi komplikované určit, zda došlo k zemětřesení nezávisle na změnách napětí či bylo vyvoláno dynamickými (příchodem seismické vlny) nebo statickými změnami napětíového pole (Harris a Simpson 1998).



Obr. 8 A) ΔCFS je zjištěný v rovině zlomu a ve směru skluzu druhého zemětřesení (v ohnisku druhého zemětřesení). $\Delta \tau_s$ je změna střížného napětí vyvolaná v důsledku prvního zemětřesení a zjištěná v směru skluzu druhého zemětřesení. $\Delta \sigma$ je změna normálového napětí vyvolaná v důsledku prvního zemětřesení, zjištěná ve směru kolmém k druhé rovině zlomu. Symbol μ' označuje zdánlivý koeficient tření (podle Harris 2000), **B)** Grafické zobrazení změny Coulombova napětí na specifickém typu zlomu, konkrétně pravostranného horizontálního posunu, se skluzem, který se snižuje směrem k okrajům zlomu (podle Kinga et al. 1994).

Z výše uvedeného vyplývá, že vznik hlavního zemětřesení způsobuje změny okolní seismicity. Zvýšení Coulombova napětí tak má za následek zkrácení časového intervalu do vzniku dalšího zemětřesení. Tento interval označovaný jako Δt představuje čas, který by byl potřebný k získání takové energie, jaká byla poskytnuta ze zemětřesení předcházejícího zemětřesení. Z prosté teorie elasticity lze odvodit Δt jako:

$$\Delta t = \frac{\Delta CFS}{\dot{\tau}} \quad (10),$$

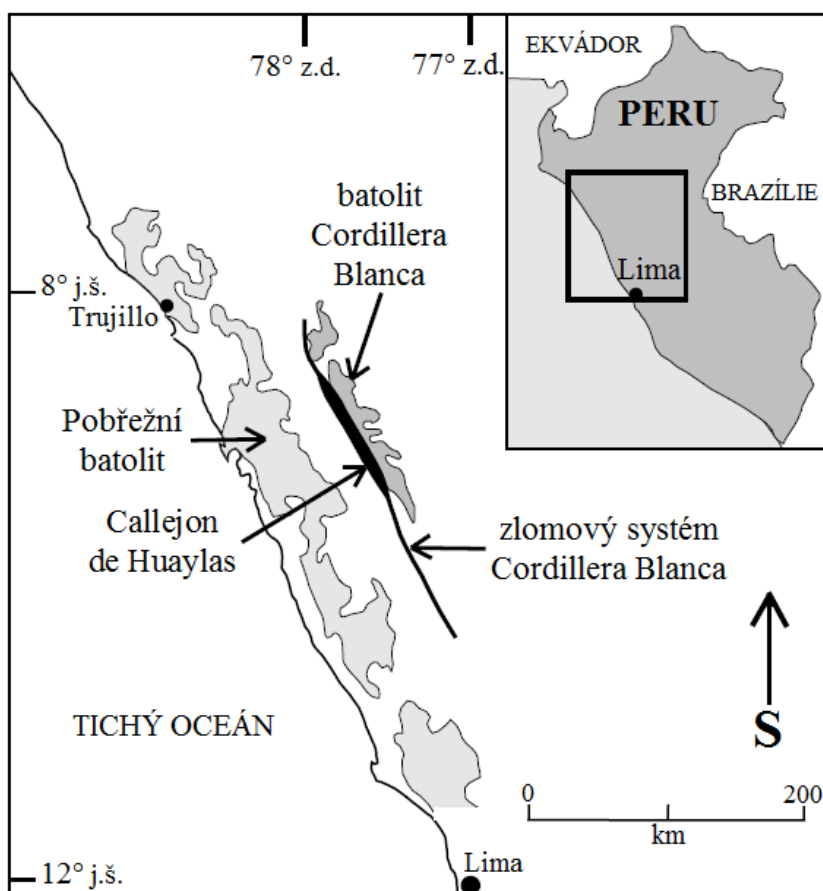
kde $\dot{\tau}$ je rychlost deformace. Stejně tak platí, že při snížení Coulombova napětí (záporná ΔCFS) lze spočítat čas nezbytný k návratu zlomu do svého původního napěťového stavu (stav před jeho uvolněním). Využíváme totožný vztah, jehož výsledkem je záporná Δt , kterou označujeme jako dobu zpoždění (Harris 2000).

Zdá se, že souvislost mezi změnami napětí a seismicitou je významná zejména v oblastech, kde je $\Delta CFS > 0,01$ MPa (Harris 2000). Podle Andersona a Johnsona (1999) dochází ke spouštění dotřesů při hodnotách ΔCFS převyšujících 0,01 až 0,03 MPa. Tato hodnota je velice nízká při porovnání s poklesem napětí při zemětřesení (1 až 10 MPa). Toto je jeden z důvodů proč kladné ΔCFS pouze přispívají k výskytu zemětřesení, ale samy jej negenerují. To, zda hodnota $\Delta CFS < 0,01$ MPa může ovlivňovat vznik zemětřesení, představuje nezodpovězenou otázku (Harris 2000).

3. CHARAKTERISTIKA ZKOUMANÉHO ÚZEMÍ

3.1. Geografická charakteristika studované oblasti

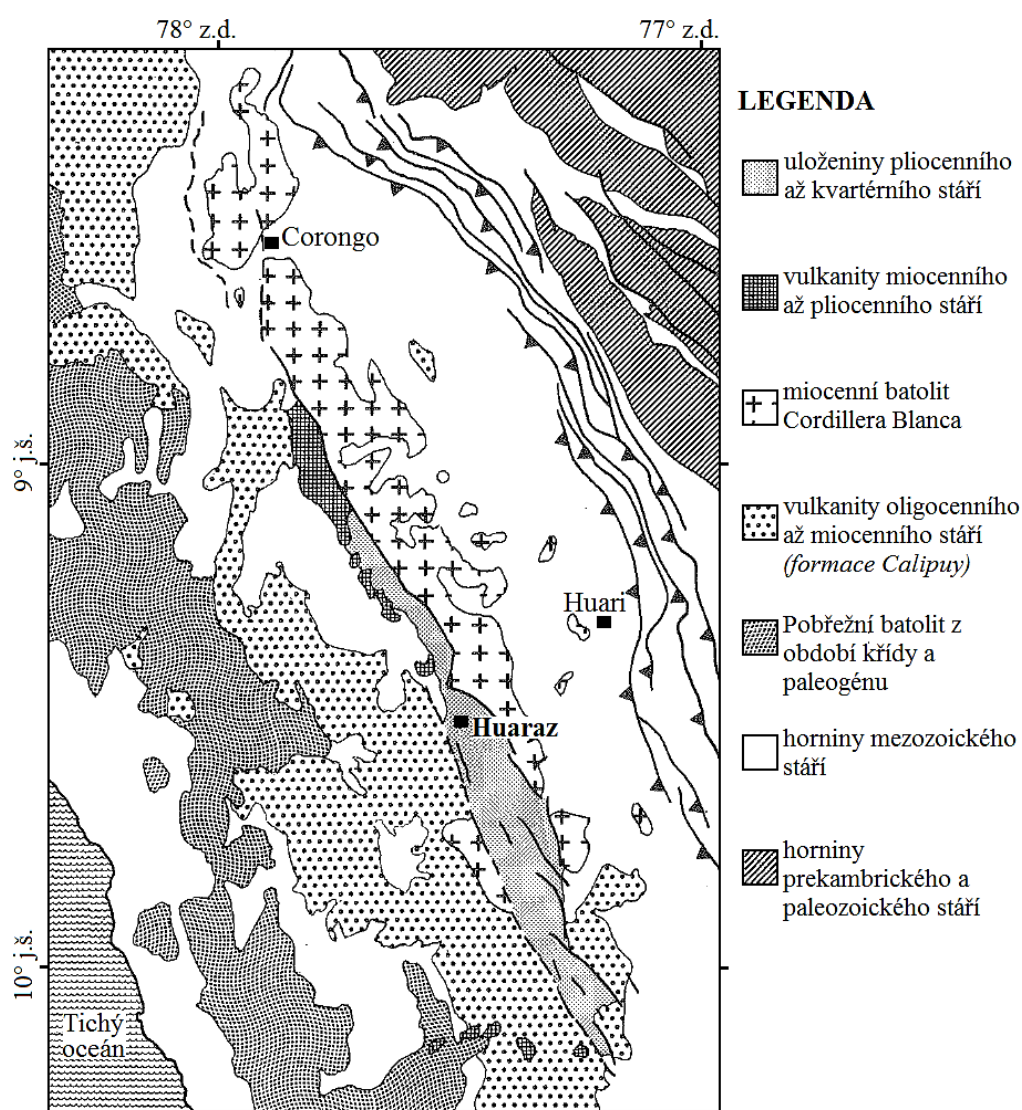
Studovaná oblast se nachází v jihoamerickém Peru, konkrétně v departamentu Ancash v pohoří Cordillera Blanca (obr. 9). Jedná se o centrální a západní část státu. Oblast tohoto departamentu zahrnuje část peruánské pobřežní pouště a zároveň část horského pásu And. Celkem 72% jeho území leží v horských oblastech, ke kterým patří zmíněné pohoří Cordillera Blanca (OGIE). Toto horské pásmo je součástí západní větve peruánských And neboli Cordillera Occidental (Chacón 1995). Cordillera Blanca je přibližně 200 km dlouhá a táhne se severozápadním směrem mezi 8°08' až 9°58' jižní šířky a 77°00' až 77°52' západní délky (USGS²). Je nejvyšším a nejvíce zaledněným tropickým pohořím světa, jeho nejvyšším vrcholem je Huascarán (nejvyšší hora Peru 6 768 m n. m.); (Siame et al. 2006). Z hydrologického hlediska představuje kontinentální předěl mezi Tichým a Atlantským oceánem. Západně od tohoto předělu leží tok řeky Santa, která ústí do Tichého oceánu, kdežto východně od něj se rozkládá povodí řeky Maraňón, která ústí do Atlantského oceánu (Zapata 2002, USGS¹). Toto pohoří je na jeho západním úpatí ohraničeno jedním z nejaktivnějších zlomových systémů v Peru, který se nazývá *zlomový systém Cordillera Blanca* (Siame et al. 2006). Právě ten je předmětem studia této diplomové práce. Studované území tak opisuje pás podél zlomového systému na západním úpatí Cordillera Blanca.



Obr. 9 Zjednodušená mapa zkoumané oblasti (podle McNultyho et al. 1998).

3.2. Geologická charakteristika studované oblasti

Cordillera Blanca je tvořena batolitem miocenního stáří táhnoucím se SSZ-JJV směrem, který je budován zejména granity a granodiority (obr. 10). Stáří intruzivních hornin se pohybuje v rozmezí od 9 do 12 mil. let, ale někteří autoři uvádějí širší časové rozpětí jejich vzniku (2,7 až 12 mil. let). Hlavní etapa intruze je jimi pak řazena do období před 9 až 11 mil. let (Vilímek 1998). Východní část batolitu je pokryta mezozoickými sedimentárními horninami zejména břidlicemi a pískovci, v miocénu proniknutými magmatem (Siame et al. 2006). Tyto sedimentární horniny prošly intenzivním zvrásněním a porušením během hlavní andské orogeneze ve středním a svrchním eocénu. Západní část pohoří je ohraničena zónou poklesových zlomů, které ho oddělují od deprese pliocenního až kvartérního stáří. Tato mezihorská deprese je nazývána Callejon de Huaylas a tvoří údolí řeky Santa (Vilímek 1998).



Obr. 10 Geologická mapa okolí pohoří Cordillera Blanca (podle Deverchère et al. 1989).

Callejon de Huaylas má průměrnou šířku 12 km, maximální šířky (18 km) dosahuje ve své jižní části, jež je vyplněna zejména pliocenními uloženinami. Mocnost uloženin této mezihorské deprese dosahuje až 2 km. Nadmořská výška se pohybuje v rozmezí 4 500 m na

jihu a 2 500 m na severu (Bonnot 1984, Deverchère et al. 1989). Pánev je na západě ohraničena pohořím Cordillera Negra s průměrnou výškou 4 500 m, jež je budováno převážně vulkanity oligomiocenního stáří, které jsou označovány jako formace Calipuy. Tato formace je pokryta diskordantně uloženou vrstvou sedimentů nazvanou Lloclla, která ve spodnějších partiích prokazuje sedimentaci podmíněnou tektonickými pohyby (Vilímek a Zapata 1998).

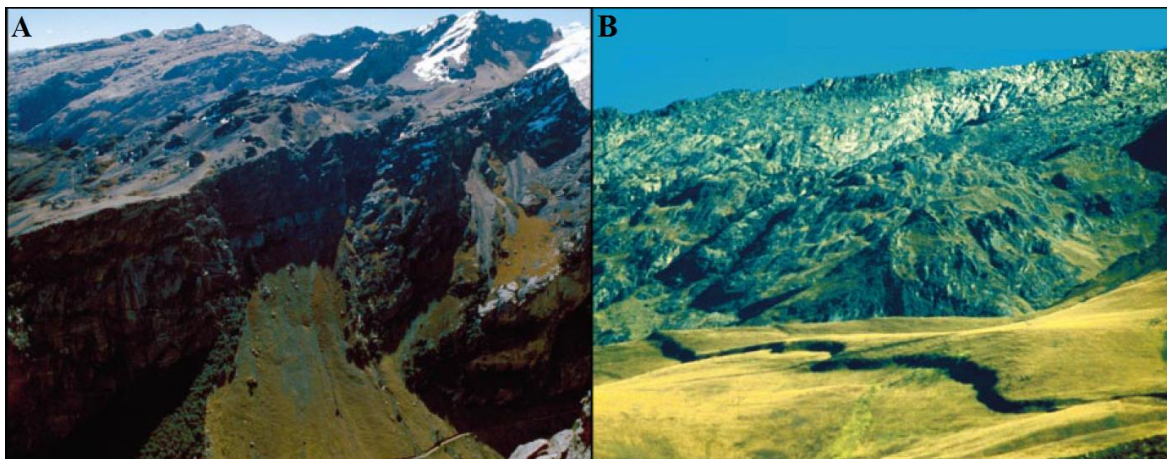
V oblasti Cordillera Blanca se nachází velké množství ložisek nerostných surovin, rudních i nerudních. Tyto ložiska jsou využívána již od koloniálních časů. Významná je například polymetalická zóna wolframu a molybdenu, která se nachází na kontaktu vyvřelých hornin batolitu a starších překryvných formací podél SZ zlomových svahů (Klimeš 2012). Taktéž je v této oblasti častý výskyt minerálních pramenů. Ty se nacházejí v linii, která je téměř rovnoběžná se zlomovými svahy. Leží v nižších nadmořských výškách blízko řeky Santa. Teplota vody je zde dosahuje rozmezí od 48 °C do 74 °C, což svědčí o jejich relativně hlubokém původu. Nejteplejší pramen se nachází v Chancos (70 – 74 °C) (10 km JV od města Carhuaz). Prameny jsou obohaceny sloučeninami síry s přísadami železa a chloridů (Vilímek a Zapata 1998).

3.3. Geomorfologická charakteristika studované oblasti

Zlomový svah je rozdělen příčnými údolními (vzhledem k toku řeky Santa) jež jsou ve spodních částech velmi úzká. Velká většina těchto údolí byla přetvořena kvarterními ledovcovými splazy. Tím došlo k rozčlenění JZ zlomových svahů do trojúhelníkových ploch (*facet*). V době posledního zalednění projevujícího se zejména v oblastech horských hřebenů došlo k odnosu kvartérních pokryvů, stále se zde vyskytují ale důkazy zalednění, jako jsou např. pozůstatky morénových valů a dalších struktur vytvořených ledovcovou činností. Stopy zalednění v pohoří Cordillera Blanca jsou čerstvé, a to zejména v koncových částech údolí na JZ svahu pohoří. Můžeme je najít podél spodního kraje zlomových svahů nebo v nižších nadmořských výškách. Ve vnitřních úsecích jednotlivých údolí se často vyskytují morény. Charakteristický profil tvaru písmene U ledovcových údolí je zastřen suťovými akumulacemi. Dochází také k místním projevům skalního říčení, což přispívá k polygenetickým akumulacím. Údolní dna jsou vyplněna fluviálními, glaci-fluviálními a jezerními sedimenty. Nejmladší morény často hradící jezera jsou dochována zejména ve vyšších částech údolí. Spodní části zlomových svahů podél Cordillera Blanca jsou překryty kvartérním pokryvem ve formách deluviálních sedimentů. Zlomové svahy byly na povrchu částečně utvářeny erozními procesy, nicméně, erozní brázdy a soutěsky nejsou nikterak časté ani hluboké, zasahují ale až do náplavových kuželů. Přestože jsou zde svahy relativně příkré, svahové deformace jsou na zdejších zlomových svazích vzácností. V úseku mezi úpatím svahů a dnem údolí řeky Santa (Callejon de Huaylas) se svahové deformace objevují častěji a to v důsledku intenzivní laterální a hloubkové eroze vodních toků v glaci-fluviálních a fluviálních sedimentech (Vilímek a Zapata 1998).

Vznik reliéfu JZ svahů podél zlomového systému v pohoří Cordillera Blanca (obr. 11) se tedy dá přisoudit dvěma hlavním procesům. Jednak neotektonickému vyzdvižení pohoří a také

kvartérnímu zalednění, které pokrývá rozsáhlou oblast, nicméně v současnosti výrazně ustupuje. Eroze a svahové procesy se projevují nevýrazně pouze jako sekundární procesy. Reliéf je charakterizován zlomovým svahem, který je rozvinutý na granodioritech (např. ruly); (Vilímek a Zapata 1998).

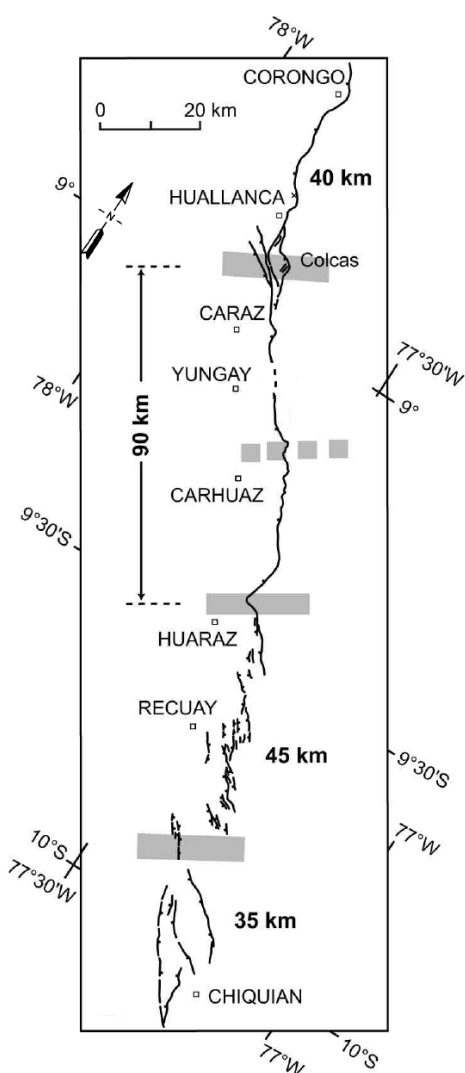


Obr. 11 Fotografie ze studovaného území. **A)** Pásmo mylonitové zóny podél oblasti zlomového systému Cordillera Blanca. Jako měřítko může sloužit silnice v pravém dolním rohu, **B)** Zlomový sráz s pokleslou zlomovou krou v popředí. Sráz je 10 až 20 m vysoký (McNulty a Farber 2002).

3.4. Geotektonická charakteristika studované oblasti

Zlomový systém Cordillera Blanca (s generálním směrem přibližně $S30^{\circ}Z$ a sklonem 20° až $45^{\circ}Z$) je výrazný svojí velikostí a délkou, což z něj v minulosti činilo a stále činí, častý předmět mnoha výzkumů (Deverchère et al. 1989; McNulty a Farber 2002). Další výzkumy v této lokalitě se věnují faktorům, při nichž dochází k ohrožení obyvatel povodněmi, lavinami či zemětřeseními, jež mají souvislost se zdejší tektonickou aktivitou. Zdejší tektonická aktivita se vyznačuje jak přímými změnami v reliéfu (vznik zlomových svahů) tak i akcelerací druhotných procesů (např. svahové pohyby); (Zavala a Barrantes, 2009). V severní části tohoto systému převládá jeden jediný zlom táhnoucí se nepřetržitě $S145^{\circ}V$ směrem s délkou 80 km a s výškou facet okolo 1 000 m. V jižní části je zlomový systém tvořen řadou dílčích zlomů s kulisovitou strukturou (*struktura en échelon*), jejichž délka nepřesahuje 15 km (Deverchère et al. 1989). Zóna poklesových zlomů podél oblasti pohoří Cordillera Blanca je tak celkově dlouhá 210 km a táhne se od města Chiquian ležící na jihu do města Corongo na severu (obr. 12). Tato zóna vykazuje kontinuální geomorfologické projevy opakovaných posunů z období mladšího pleistocénu a holocénu, historicky ale nebyla zdrojem zemětřesení. Studium zlomových srázů může poskytnout nové informace o možných výskytech zemětřesení v budoucnosti, rychlosti skluzů nebo nových informacích o andské neotektonice (Schwartz 1988). Geodynamický vývoj byl dominantní v pliocénu během prohlubování pánve a následného vyzdvižení pohoří (Vilímek a Zapata 1998). S ohledem na období pliocénu (7–2 mil. let) panuje všeobecná shoda v rozpoznání extenzního režimu (směr zhruba kolmý k průběhu pohoří Cordillera Blanca). Důkazem je vertikální posun okolo 3 500 m na zlomovém systému. Relativní zdvih batolitu stále pokračuje, což vede ke vzniku zlomových

srázů ve formě výše zmíněných trojúhelníkových ploch až 1 000 m vysokých. Pro období kvartéru existují dvě interpretace extenzního režimu, které jsou založeny na pozorování ohlazových ploch. První popisuje extenzi ve směru zhruba kolmém k pohoří během celé historie výzdvihu. Druhá rozlišuje dva hlavní směry extenze. Jeden normálový k pohoří během pliocénu a druhý v S-J směru od období kvartéru. Hranice mezi pávní Callejon de Huaylas a pohořím Cordillera Negra je prezentována zlomem jižně od města Huaraz, který poslední 2 mil. let nejevil žádné známky aktivity (Deverchère et al. 1989). Zlomový systém Cordillera Blanca je tak spojen s dlouhotrvajícím extenzním tektonickým režimem (McNulty a Farber 2002). Někteří autoři tvrdí, že tento systém zlomů byl vytvořen extenzí vyvolanou gravitačním kolapsem v důsledku ztluštění zemské kůry, Jiní však uvažují o extenzi vyvolané přítomností oceánského hřbetu Nazca pod touto oblastí (Wise a Noble 2003).



Obr. 12 Mapa zlomového systému Cordillera Blanca s vyznačenými čtyřmi segmenty (Siame et al. 2006).

Schwartz (1988) na základě geometrie zlomového systému a strukturálních tvarů reliéfu rozdělil tento zlomový systém na čtyři hlavní dílčí segmenty (obr. 12), jež jsou níže popsány ve sledu od severu k jihu. *První segment* představuje nejsevernější část zlomového systému. Na severu začíná 5 km severně od města Corongo. Jeho jižní konec je vytyčen 10 km jižně od osady Huallanca konkrétně v blízkosti zřícenin Colcas. Zlom je v této části dobře charakterizován západně orientovaným příkrým srázem. Stejně jako pro druhý segment i pro tento první platí, že mezihorské deprese, zpětně nakloněné roviny a protiklonné zlomové srázy se objevují často a tvoří tak zóny o rozsahu několik desítek až stovek metrů (obr. 13a). Společné prvním, druhému a také třetímu segmentu je i fakt, že procesy související se vznikem zlomu přemísťují materiál uložený na povrchu v podobě morén pocházejících z pozdního pleistocénu či glaciální a postglaciální jezerní a říční uloženiny, náplavové kužely a uloženiny ze suťových proudů (Siame et al. 2006, USGS²). Interval opakování seismických jevů v tomto segmentu se pohybuje od 1 500 do 3 000 let. Rychlost posunutí na zlomu se odhaduje na méně než 1 mm/rok. *Druhý segment* navazuje na první a je na svém jižním konci vymezen vesnicí Quillash nacházející se 10 km severně od města Huaraz. Tato část zlomu je dobře definována západně orientovaným srázem. Po celé délce jsou časté nízké zlomové srázy (obr. 13b). Interval opakování

seismických jevů je od 1 500 do 3 000 let. Rychlost posunutí na zlomu se pohybuje mezi 1 mm/rok až 5 mm/rok (USGS³). *Třetí segment* na severu navazuje na druhý a jeho jižní konec

leží přibližně v 20 km vzdálenosti od vesnice Recuay. Signifikantní je pro tento segment značná složitost zlomových srázů. Nejzápadnější zlomové srázy jsou typicky protiklonné k hlavnímu zlomovému pásmu. V této části se často vyskytují struktury en échelon. Přestože v tomto segmentu převládá zlom typu poklesu, vyskytují se zde i levostranný horizontální pohyb. Interval opakování seismických jevů v tomto segmentu je rozmezí $2\,440 \pm 1\,060$ let. Rychlost posunutí na zlomu se pohybuje mezi 1 mm/rok až 5 mm/rok. Čtvrtý a poslední segment opět navazuje na předchozí (třetí) a končí u města Chiquian což je tedy nejjižnější část zlomového systému. Zlomové srázy jsou dobře definované na náplavových kuzelech z dob pozdního pleistocénu a holocénu jakožto i na uloženinách suťových proudů. Přestože v tomto segmentu převládá zlom typu poklesu, vyskytují se zde i levostranný horizontální pohyb. Interval opakování seismických jevů se pohybuje od 1 000 do 3 000 let. Rychlost posunutí na zlomu je mezi 1 mm/rok až 5 mm/rok. Zachované stavby z předindického období (200 př. n. l. - 400 n. l.) v blízkosti lokality Quebrada Taco jsou důkazem, že nedošlo k porušení na zlomu v posledních 1 600 až 2 000 let (Schwartz 1988, USGS³). Zóna poklesových zlomů Cordillera Blanca je označována jako aktivní přestože neexistují záznamy o historických zemětřeseních (Margirier 2015).

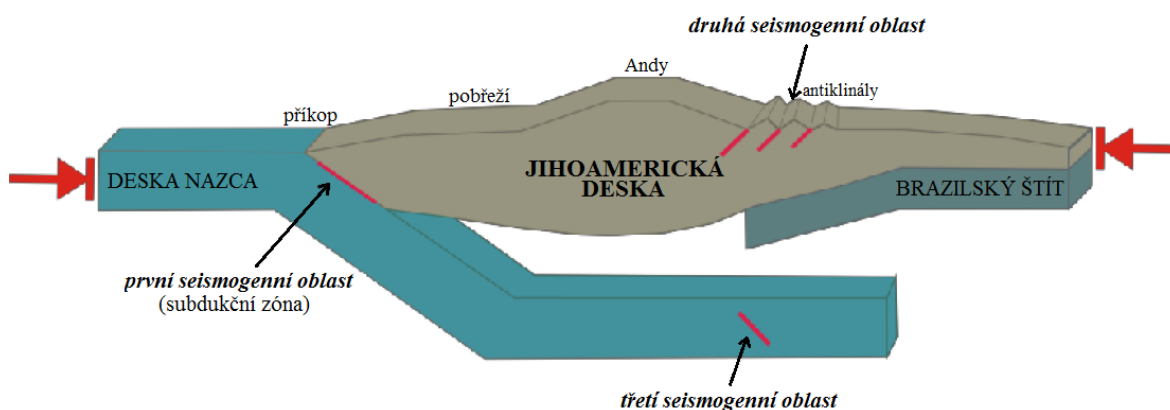


Obr. 13 Fotografie pocházející ze zlomové oblasti pohoří Cordillera Blanca. **A)** pohled na SZ podél zlomové plochy v prvním segmentu zobrazuje svah do výšky 1 500 m. Jako měřítko mohou posloužit domy v levém dolním rohu, **B)** JV pohled podél zlomové plochy v druhém segmentu. Černě čárkovaná čára značí zlom v střední části terénu. Bíle čárkovaná čára značí zlom v pozadí. Sklon zlomové plochy klesá v SV směru (Giovanni et al. 2010).

4. SEISMICITA ZKOUMANÉHO ÚZEMÍ

4.1. Zdrojové oblasti seismicity

Prostorové rozložení seismicity umožňuje vymezit přítomnost tří hlavních seismogenních oblastí (obr. 14). Podle Tavery (2014) *první* a nejvýznamnější *seismogenní oblast* představuje subdukce desky Nazca pod Jihoamerickou desku. Ta má za následek nejsilnější zemětřesení, co do rozsahu magnituda ($M_W > 8.0$) a intenzity otřesů půdy. Zemětřesení zde běžně vyvolávalo vlny tsunami, které způsobovaly významné škody na majetku i životech v pobřežních oblastech. Jako *druhá seismogenní oblast* je brána deformace kontinentální kůry v důsledku výskytu geologických poruch nejrůznějších tvarů a rozměrů. Tato oblast vykazuje zemětřesení o magnitudách až do $6.5 M_W$. *Třetí seismogenní oblast* zahrnuje zemětřesení způsobené vnitřní deformací desky Nazca pod andským pohořím v hloubkách okolo 100 km a více. Zde vznikají zemětřesení s magnitudy až do $7.0 M_W$ což má za následek ztekucení půd v Andských oblastech.



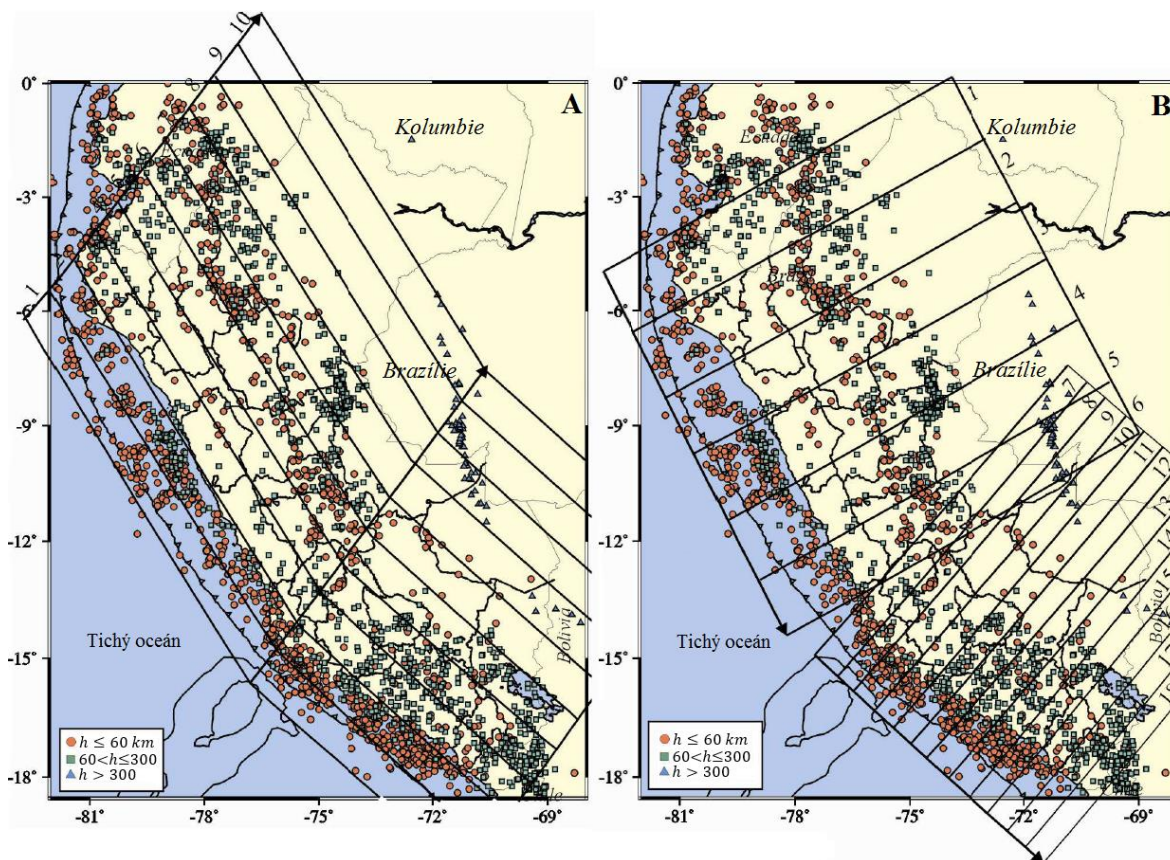
Obr. 14 Subdukce oceánské desky Nazca pod kontinentální Jihoamerickou v severní a centrální oblasti Peru (včetně Cordillera Blanca) s vyznačenou polohou hlavních seismogenních oblastí. Červené šipky ukazují směr pohybu desek (podle Tavery 2014).

4.2. Subdukce desky Nazca

Vzájemný kontakt desek Nazca a Jihoamerické je určujícím tektonickým procesem zásadně ovlivňující geodynamiku peruánského území. Východní část desky Nazca se zde podsouvá pod desku Jihoamerickou (Bernal a Tavera 2002). Rychlost posunu desky Nazca je $7,5 \pm 0,5$ cm/rok (Norabuena et al. 1998). Právě tento subdukční proces měl za následek vznik pásebného pohoří – And. Andy jsou typickým příkladem pohoří, jež lemuje okraj kontinentu. Je to tedy pohoří vyvinuté na subdukčním deskovém rozhraní (Suárez et al., 1983). Vznik peruánských And je úzce spjatý s dlouhotrvající subdukcí přítomnou podél západního okraje Peru. Rozdílný tvar reliéfu mezi severní a jižní částí peruánských And je dán polohou oceánské hřbetu Nazca, způsobem geometrie subdukčního procesu a také přítomností sopečné činnosti (Michalak et al. 2015).

Bernal a Tavera (2002) analyzovali seismické katalogy s cílem definovat geometrii subdukce desky Nazca a popsát plochu styku mezi ní a Jihoamerickou deskou pod peruánským územím.

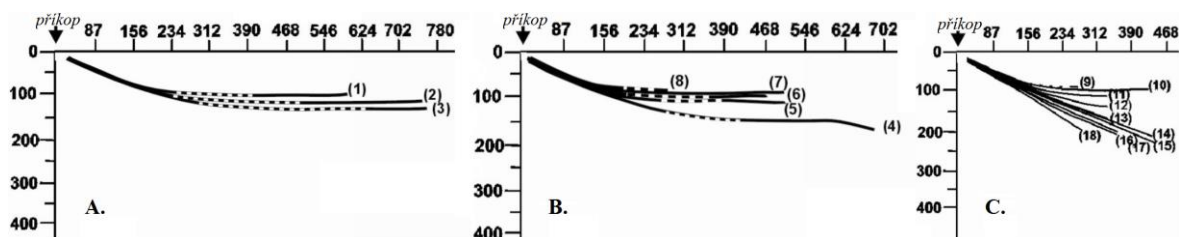
Následně vytyčili deset přibližně rovnoběžných řezů (obr. 15a) a osmnáct řezů kolmých k linii peruánsko-chilského příkopu (obr. 15b).



Obr. 15 Zemětřesení s magnitudem $m_b \geq 4.5$ proběhla v Peru od roku 1960 do roku 2002. A) Řezy rovnoběžné s linií příkopu, B) Řezy kolmé k linii příkopu; linie peruánsko-chilského příkopu leží v průměrné vzdálenosti 160 km východně od pobřeží Peru (podle Bernala a Tavery 2002).

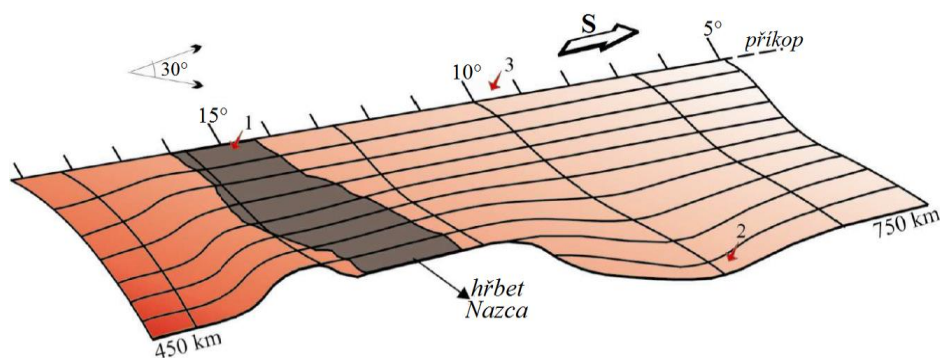
Pro jednotlivé oblasti Peru (severní, centrální a jižní) byly sestaveny grafy znázorňující průběh seismicity (obr. 16). V severní (obr. 16a) a v centrální (obr. 16b) části Peru jsou si průměrné trendy seismicity velmi podobné. Oba trendy naznačují, že deska Nazca se podsouvá pod úhlem 25° až 30° do hloubky 100 až 150 km. V této hloubce dochází k jejímu vodorovnému pohybu a to až do vzdálenosti 750 km v severní oblasti a 500 km v centrální oblasti (od linie peruánsko-chilského příkopu), hovoří se tedy o *subdukci subhorizontální*. V jižní části Peru (obr. 16c) lze, podle trendu seismicity pozorovat způsob, jakým se od severu na jih mění plocha styku mezi konvergujícími deskami a také jak se mění samotná geometrie desky Nazca. Podle průběhu křivek 9 a 10 (obr. 16c) vztahujících se k řezu 9 a 10 (obr. 15b) je subdukční proces podobný jako pro severní a centrální části Peru. S postupně se zvyšující hloubkou seismické trendy (křivky 10 až 14) ukazují, že dochází ke změně geometrie desky. Ze seismických trendů (křivky 14 až 18) lze odvodit, že deska Nazca subdukuje pod úhlem 30° až do hloubky přibližně 250 km a do vzdálenosti 450 km od linie příkopu – *subdukce normální*. V Peru se tedy uplatňují dva způsoby subdukce (subdukce subhorizontální a subdukce normální). V severním a centrálním Peru se uplatňuje subdukce subhorizontální. Pro jižní oblast je typický z důvodu odlišného typu subdukce velký počet sopek, jež představují

další nebezpečí pro tyto části země. Zde se uplatňuje subdukce normální (Bernal a Tavera 2002).



Obr. 16 Průměrné trendy seismicity pro severní (A), centrální (B) a jižní (C) část Peru. Na vodorovných osách je vzdálenost (v km) a na svislých osách hloubka (v km). V zónách s absencí seismicity byl průměrný trend extrapolován (přerušované čáry). Uvedené křivky odpovídají číselně shodně označeným řezům u obr. 15b (podle Bernala a Tavery 2002).

Níže zobrazené 3D schéma desky Nazca (obr. 17) bylo vytvořeno pomocí informací získaných z průměrných trendů seismicity. Je patrné, že subhorizontální subdukce je přítomná mezi 3° a 15° j. š. (severní a centrální Peru) a normální subdukce od 15° j. š. (jižní Peru); (Bernal a Tavera 2002).



Obr. 17 3D schéma geometrie desky Nazca pod Jihoamerickou. Body 1, 2, 3 představují oblasti s velkými deformacemi vzniklými vlivem častého výskytu zemětřesení. V oblasti označené číslem 1 je seismicita vztahována k přítomnosti oceánského hřbetu Nazca, u čísla 2 souvisí s propadnutím desky Nazca a u čísla 3 s přítomností zlomu pojmenovaného Mendaña (podle Bernala a Tavery 2002).

4.2.1. Subdukce ve studované oblasti

Zkoumaná zlomová zóna se nachází v oblasti subdukce *subhorizontálního* typu (obr. 14) a proto ji bude věnován největší prostor. Různí autoři zkoumali důvod výskytu tohoto způsobu subdukce podél severní a centrální části Peru. Baranzagi a Isacks (1979) tvrdí, že tento způsob subdukce je příčinou chybějícího vulkanismu v oblasti. Tím se liší od jižní části Peru, kde je výskyt vulkanismu velmi častý. Možný důvod, proč k této geometrii dochází, je stáří desky Nazca. Východní část této desky je relativně mladá (zhruba 50 mil. let) a proto je tenčí a více nadlehčená než starší západní Pacifická deska (okolo 100 mil. let). Na zanořující se desku Nazca tak působí menší gravitační síla než na starší taktéž se zanořující desky. Faktem je, že pokud je oblast mezi konvergujícími deskami úzká a mění se s hloubkou, vznikají hydrodynamické síly, které mohou překonat síly gravitační působící na podsouvající se desku. Z tohoto důvodu má podsouvající se deska tendenci podsouvat se paralelně k desce nadložní.

K tomuto způsobu subdukčního procesu mohou přispívat další dva faktory. Jednak to, že celkový pohyb Jihoamerické desky je v západním směru (směrem k peruánsko-chilskému příkopu). A za druhé, že tato sub-horizontální geometrie může být důsledkem subdukce aseismických tektonických útvarů podél desky Nazca (oceánský hřbet Nazca). Ty mají tendenci snížit průměrnou hustotu podsouvající se desky. Důsledek toho je, že vztahové síly mají tendenci snížit úhel subdukce podsouvající se desky (Baranzagi a Isacks 1979). Subhorizontální subdukce a nepřítomnost vulkanismu jsou spojeny s nízkým tepelným tokem (okolo 30 mW/m^2) naměřeným nad oblastmi s nepřítomností sopečné činnosti (oblasti subhorizontální subdukce). Tepelný tok měřený nad oblastmi s normální subdukcí dosahuje hodnot 60 mW/m^2 což představuje až dvojnásobné hodnoty oproti lokalitám se subhorizontální subdukcí. To souhlasí s výsledky studia anelasticity, které udává hodnotu faktoru kvality $Q = 1\,000$ podél subdukující desky a $Q = 500$ v zemské kůře a svrchním plášti. Vysoké hodnoty Q (tj. nízká absorpce seismické energie) vylučuje přítomnost astenosférického materiálu mezi subdukující a kontinentální litosférou (Norabuena et al. 1994).

4.3. Vývoj seismicity

Západní pobřeží Peru je zahrnováno do tzv. ohnivého kruhu, kde se odehrálo kolem 80% nejničivějších světových zemětřesení. V oblasti Peru se tedy zemětřesení vyskytují ve velké míře. Každý rok je v průměru zaznamenáno Geofyzikálním ústavem Peru (Instituto Geofísico del Perú) mezi 150 až 200 zemětřeseními pocíťovanými obyvateli s magnitudy M_L vyššími než 4.0 (Tavera 2014). Tato část práce bude věnována jak historické tak současné seismicitě postihující studovanou oblast.

4.3.1. Historická seismicita

Následující kapitola bude věnována významným historickým zemětřesením proběhlým na území departamentu Ancash. Makroseismická pozorování se začala v Peru zaznamenávat po pádu Incké říše způsobeném španělskými conquistadory. Informace o historických zemětřeseních byly zaznamenávány zejména v neověřených spisech, rukopisech, kronikách, administrativních zprávách či pouze v ústních sděleních. Tato suma informací má tedy mnoho různých autorů, jedním z nich je např. Silgado (1978). Ten se zabývá popisem a hlavními charakteristikami historických zemětřesení na území Peru. Silgado (1978) odvozoval magnitudo některých historických zemětřesení podle intenzity popisované v historických pramenech. Takto získané magnitudo nazval „*magnitudo Silgado*“, jež následně porovnával s mladšími zemětřeseními proběhlými po roce 1960, kdy byla instalována globální seismická síť. Na jeho práci v roce 1990 navázal Dorbath et al. (1990), který se svým týmem provedl detailní přezkum velkých historických zemětřesení. Cílem bylo zejména získání kvantitativních odhadů délky aktivované části zlomu či velikosti momentového magnituda (Bernal a Tavera 2002). Na následující straně je uveden výčet významných historických zemětřesení:

- **1725 (6. leden, 23:25)**

Ničivé zemětřesení citelné v severo-centrální části Peru, jež způsobilo v oblasti Cordillera Blanca utrnutí kusu ledovce, vylití ledovcové laguny, což mělo za následek devastaci vesnice v blízkosti města Yungay. Tato událost měla za následek smrt víc než 1 500 lidí (Silgado 1978).

- **1747 (14. březen, 13:30)**

Relativně silné zemětřesení poblíž měst Tauca a Conchucos, kdy přišlo o život několik obyvatel. Vážné škody napáchalo i v městě Corongo (Silgado 1978), které leží v severní části studovaného zlomového systému.

- **1935 (5. březen, 17:35)**

Lokální otřes v osadě Ticapampa v Callejon de Huaylas, při kterém došlo ke zničení šesti budov, narušení stability dalších osmi a jedné ztrátě na životě (Silgado 1978).

- **1937 (21. červen, 10:13)**

Poměrně velké zemětřesení, které bylo vnímáno obyvateli žijícími na pobřeží od 5° do 11° j. š. Podle Silgada (1978) o magnitudu 6.75. Došlo k různým poškozením staveb, např. zborcení kostelní věže v Trujillu. Silné otřesy postihly také oblast Callejon de Huaylas a byly vnímatelné až ve vesnici Chiquian (Silgado 1978), která se nachází se v jižní části zkoumaného zlomového systému.

- **1940 (24. květen, 11:35)**

Zemětřesení o intenzitě VII až VIII MM v blízkosti Limě s epicentrem o souřadnicích 11.094° j. š. a 77.487° z. d. a hloubkou ohniska 45,0 km (USGS⁴). Toto zemětřesení mělo za následek 179 obětí a přes 3 500 zraněných. V oblasti Callejon de Huaylas dosáhlo intenzity VI MM (Silgado 1978).

- **1946 (10. listopad, 12:53)**

Velmi ničivé zemětřesení o magnitudu 7.25 podle Silgada (Tavera a Buforn ve své práci z let 1998 uvádí intenzitu X MM). Následkem tohoto zemětřesení přišlo o život 1 396 lidí, což vzhledem k tehdejší hustotě obyvatel žijících v této oblasti je velmi tragická bilance. Epicentrum se nacházelo 60 km severovýchodně od pohoří Cordillera Blanca (8°17' j. š. a 77°50' z. d.). Ohnisko tohoto zemětřesení leželo okolo 30 km pod zemským povrchem. V místech s největší intenzitou dosahovaly její hodnoty X-XI MM. V těchto místech byly následky zemětřesení nejničivější. Kromě destrukce budov docházelo k topografickým změnám, skalním řícení a sesuvům. Toto zemětřesení se zdá být spojeno s posunem přímo na zlomu (Silgado 1978).

- **1956 (18. únor, 12:49)**

Silný otřes, po němž následovala série menších otřesů v oblasti Callejon de Huaylas. Zejména v městě Carhuaz došlo k poškození na mnohých stavbách (Silgado 1978).

Výše uvedená historická zemětřesení nejsou dostatečně detailně popsána, kvalita a relevantnost získaných dat závisí na rozložení a hustotě obyvatelstva v postižených územích. Je tedy možné, že v rozsáhlých oblastech bez populace či v oblastech s nesnadnou komunikací probíhala silná nikým nezaznamenaná zemětřesení (Bernal a Tavera 2002).

4.3.2. Současná (instrumentální) seismicita

V níže uvedené kapitole bude věnován prostor instrumentálním zemětřesením v oblasti departamentu Ancash, jež byla významná pro oblast studia. Od roku 1960 se vedou záznamy o instrumentální seismicitě a to zejména z toho důvodu, že v tomto roce byla nainstalována Globální Seismická Síť WWSSN (World-Wide Standardized Seismograph Network). Z dat zaznamenaných z těchto měření bylo možno provést první přesné analýzy a zároveň sestavit hodnocení seismicity na peruánském území. Ve výsledku tak bylo možno vymezit zdrojové oblasti zemětřesení (Bernal a Tavera 2002).

- **1963 (24. září, 11:30)**

Poměrně silné zemětřesení v oblasti Cordillera Negra, které způsobilo množství velkých škod na obytných a liniových stavbách. Docházelo též k četným sesuvům a skalním řícením. Nejvýrazněji bylo citelné ve městě Huaraz (Silgado 1978).

- **1970 (31. květen, 15:23)**

Toto zemětřesení s magnitudem 7.9 M_W , epicentrem se souřadnicemi 9.183° j. š. a 78.737° z. d. a hloubkou ohniska ve 45 km je považováno za nejničivější, které kdy Peru postihlo (USGS⁵). Ohniskový mechanismus zemětřesení byl poklesového typu. Tato tragická událost měla za následek smrt více než 67 000 lidí, 180 000 zraněných a dalších 250 000 pohřešovaných (Tavera a Buforn 1998). Toto velké množství obětí nastalo zejména v důsledku sesuvu v pohoří Cordillera Blanca východně od města Yungay. Otřes způsobil utržení části severní stěny Huascaránu. Uvolněná masa materiálu obsahující led a kamení následně pohřbila zmíněné město Yungay, kde zemřela naprostá většina obyvatel. Vážné škody byly hlášeny po celém Callejon de Huaylas, hlavně ve městě Huaraz (Silgado 1978).

- **1971 (5. květen, 12:28)**

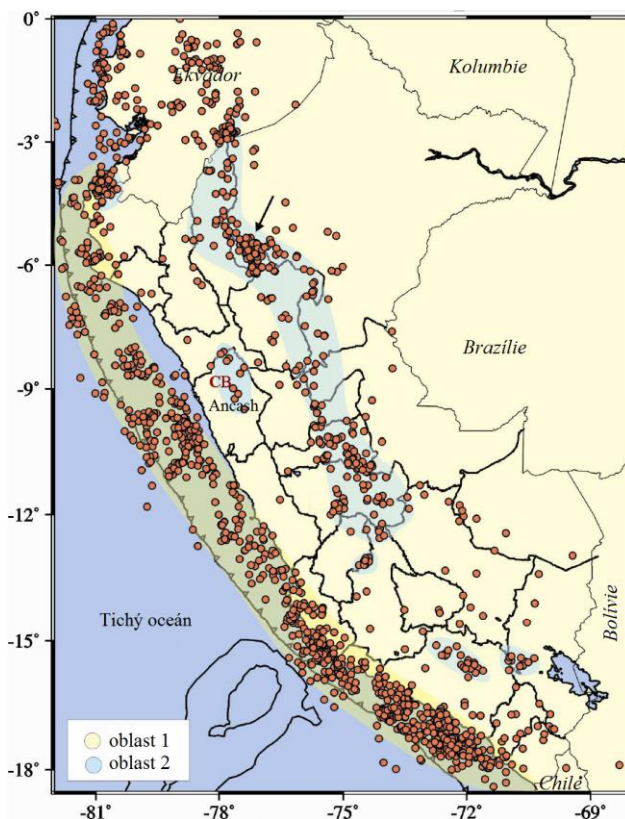
Relativně silný otřes v lokalitě Sihuas (departament Ancash) nacházející se přibližně 40 až 50 km od zlomové zóny Cordillera Blanca. V souvislosti s tímto zemětřesením zemřelo 5 lidí a dalších 30 bylo zraněno. Při následných sesuvech a skalních říceních došlo k přerušení mnoha cest do postižené oblasti. Ohnisko tohoto zemětřesení se nacházelo v blízkosti ohniska historického zemětřesení z roku 1946 (Silgado 1978).

- **2010 (3. leden, 15:39:12.26)**

Otřes s magnitudem 5.7 M_W . Epicentrum bylo 75 km SSZ od města Huaraz (8.87° j. š. a 77.69° z. d.), hloubka ohniska byla 105 km. Zdrojem byla vnitřní deformace desky Nazca pod Andským pohořím. Mechanismus zemětřesení byl typu přesmyku. Výsledný otřes

nezpůsobil žádné významné poškození staveb ani změny v morfologii zasažené oblasti (Tavera et al. 2010).

Severní a centrální část Peru vykazuje menší seismicitu v porovnání s jižními částmi země, což může být způsobeno rozdílnou geometrií subdukčního procesu v oblasti. Naprostá většina seismické aktivity se vyskytuje mezi peruánsko-chilským příkopem a pobřežní linií (oblast 1, obr. 18). Zbytek seismické aktivity připadá na část uvnitř kontinentu (oblast 2, obr. 18). Zemětřesení v příbřežní oblasti mají ve většině případů mělkou hloubku ohniska ($h \leq 60$ km). V okolí studovaného území se vyskytují jak mělká, tak středně hluboká ($60 < h \leq 300$) km zemětřesení. Mělká zemětřesení jsou častější a na rozdíl od středně hlubokých nejsou asymetricky rozložena. Mělká zemětřesení jsou uspořádána do dvou pásem (obr. 18). Jednak se vyskytují podél pobřežního pásu a také se nacházejí přibližně od severu k jihu rovnoběžně se západními peruánskými Andami. Část rovnoběžná se západními Andami vznikla v důsledku přítomnosti zlomů (Bernal a Tavera 2002). Tyto pásy vzájemně odděluje seismicky nepřítliš aktivní zóna. Paleoseismické průzkumy podél zlomového systému Cordillera Blanca naznačují, že v posledních tisících let byl tento systém aktivován několika zemětřeseními. Ačkoliv zlomový systém Cordillera Blanca nebyl příčinou žádného významného zemětřesení za poslední 2 000 let, byl by schopný vyvolat zemětřesení o magnitudu 7 až 7.5 (Siame et al. 2006).

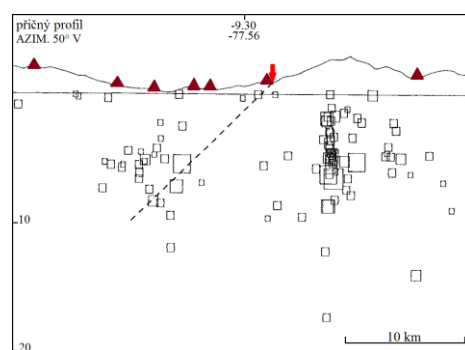
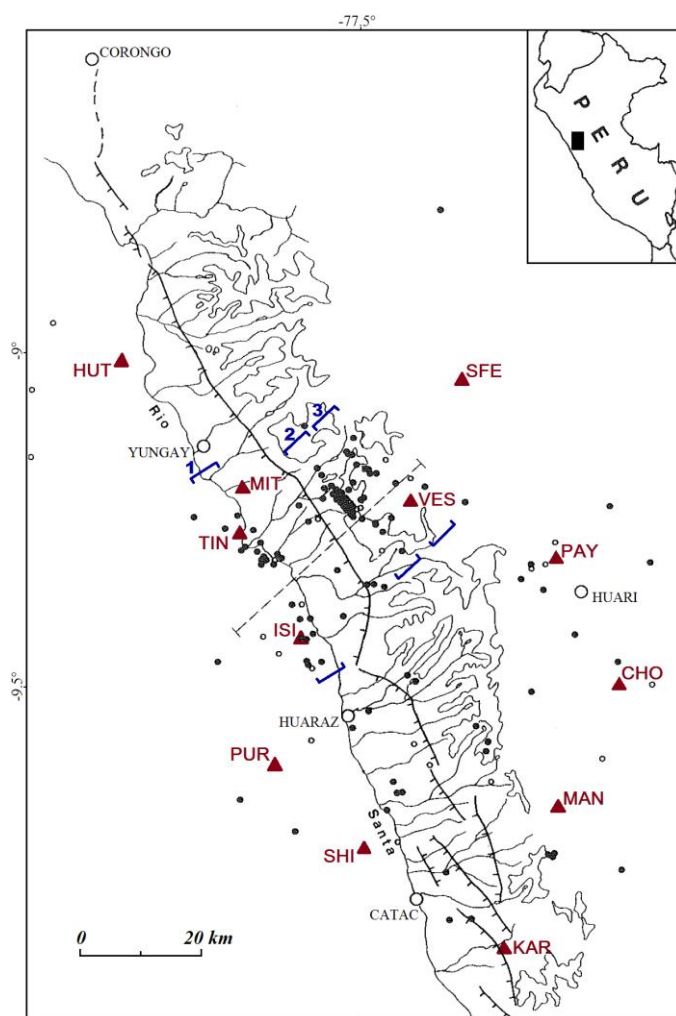


Obr. 18 Na této mapě jsou vyznačena mělká zemětřesení ($m_b \geq 4.5$), která proběhla od roku 1960 do roku 2002. Je patrné, že okolo 90% veškeré seismické aktivity je rozloženo mezi peruánsko-chilským příkopem a pobřežní linií (podle Bernala a Tavery 2002).

4.4. Seismicita vázaná na zlomový systém Cordillera Blanca

Seismická aktivita zlomového systému Cordillera Blanca byla detailně studována Deverchèrem et al. (1989). Byla nainstalována dočasná regionální síť pokrývající rozsáhlou oblast tak, aby umožnila získat přesný obraz seismické aktivity oblasti v mělkých hloubkách. Seismicita byla nepřetržitě sledována po dobu 34 dnů a to pomocí 11 přenosných přístrojů. Tyto přístroje byly instalovány v průměrné vzdálenosti 20 km a to jak v území Cordillera Blanca tak i v jejím okolí (obr. 19). Seismická aktivita je soustředěna hlavně do okolí severní poloviny zlomu a tvoří tři úzké pásy 30 km dlouhé a několik km široké ve směru přibližně

rovnoběžném s průběhem zlomu (obr. 19). První pás seismicity (úsek 1 na obr. 19) se táhne podél západní strany zlomu Cordillera Blanca mezi stanicemi MIT a ISI. Naproti tomu další dva zbývající pásy probíhají podél východní části téhož zlomu. Druhý pás (úsek 2 na obr. 19) vykazuje největší seismicitou aktivitu. Z obrázku lze vyvodit, že seismicita těchto tří pásů výrazně klesá se změnou směru zlomu Cordillera Blanca. Popsaný model seismicity počítá s tím, že tato geometrická charakteristika zlomu (ohnutí k jihu) představuje překážku pro častější vznik větších zemětřesení. Z profilu kolmého k průběhu zlomu (obr. 20) je vidět, že většina hloubek ohnisek zemětřesení se pohybuje v rozmezí 5 až 10 km. Je také patrné, že pod depresí Callejon de Huaylas platí minimálně pro první dva kilometry hloubky to, že jsou aseismické (oblast pliocenních sedimentů). Červená šipka na obr. 20 ukazuje výchoz zlomu na povrchu. Z řezu je vidět, že ohniska zemětřesení pro první pás seismicity se vyskytují častěji nad přerušovanou čarou představující prodloužení zlomové linie do hloubky. Jak bylo zmíněno výše, neaktivnější částí je druhé pásmo seismicity (okolo 10 km východně od zlomové linie pod nejvyššími vrcholy). Hloubky ohnisek těchto zemětřesení se většinou pohybují mezi 5 ± 2 km. V jižní části Cordillera Blanca je seismicita méně častá a prostorově více rozptýlená. V severní části zlomového systému v části od Yungay do 9° j. š. je seismicita velmi slabá nebo zcela chybí (Deverchère et al. 1989).



Obr. 19 (vlevo) Mapa lokální seismicity v okolí studovaného zlomu zobrazující celkem 150 otřesů o magnitudách 0.5 až 3.2. Prázdné body označují jevy s menší přesností lokace na rozdíl od plných. Čísla 1, 2, 3 označují jednotlivé pásy seismicity. Trojúhelníky značí polohu měřících stanic. Přerušovaná čára označuje umístění příčného profilu (podle Deverchère et al. 1989).

Obr. 20 (nahore) Profil kolmý k jednotlivým pásmům seismicity v zájmové zóně. Zobrazeno je 109 seismicických jevů. Velikost čtverců je přímo úměrná magnitudu zemětřesení. Trojúhelníky označují seismicické stanice (podle Deverchère et al. 1989).

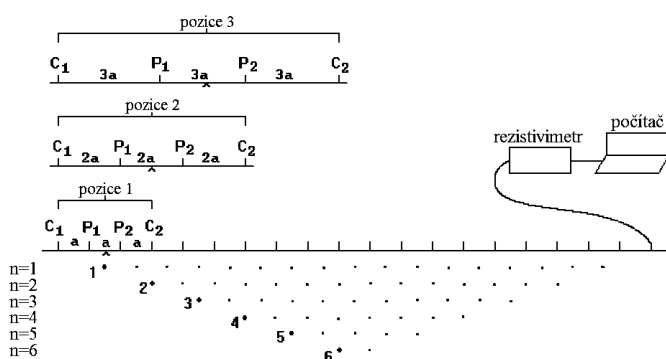
5. METODIKA MĚŘENÍ A ZPRACOVÁNÍ DAT

5.1. Elektrická odporová tomografie

5.1.1. Popis metody

Elektrická odporová tomografie (dále jen ERT) je zařazena do skupiny geoelektrických stejnosměrných odporových metod. K určení geologické stavby využívá tato aktivní geofyzikální metoda rozdílů měrných odporů mezi jednotlivými oblastmi pod zemským povrchem (Tábořík a Pánek 2010). Hodnota měrného odporu jednotlivých minerálů je velice proměnlivá, dosahuje rozdílů až dvaceti řádů. Měrný odpor běžných horninotvorných minerálů je obecně vysoký (s výjimkou jílových minerálů) a běžně horninotvorné minerály je možno považovat za elektrické izolanty. Celkový měrný odpor horniny je však velmi výrazně závislý na pórovitosti a porušení horniny a měrném odporu fluid vyplňujících pukliny a póry. S narůstajícím porušením měrný odpor obecně velmi rychle klesá. Lze konstatovat, že měrný odpor je nejvyšší u magmatických hornin, nižší u metamorfovaných a nejnižších hodnot dosahuje u hornin sedimentárních. Jedním z možných využití této metody, jež je zásadní pro tuto práci, je identifikace zlomových struktur. Ty se jeví snížením měrného odporu hornin, k tomu dochází zejména v důsledku zvýšení pórovitosti, přítomnosti pórové minerální vody a zvýšeným stupněm zvětrání (Karous 1989, Gaždová et al. 2015).

ERT je realizováno jako sondážně-profilové měření (obr. 21). Výsledkem je zobrazení rozložení měrného odporu v podloží ve 2D či 3D geoelektrických řezech. ERT vznikla jako kombinace dvou metod: metody odporového profilování (OP) a metody vertikálního elektrického sondování (VES) (Tábořík 2012). Pro první zmíněnou metodu (OP) je charakteristická neměnnost rozestupu elektrod, jež se po profilu pohybují současně v určitém uspořádání a tím identifikují rozdíly ve zdánlivých měrných odporech ve vodorovném směru. Druhá metoda (VES) se vyznačuje tím, že střed uspořádání elektrod je statický a postupem měření dochází ke vzdalování ostatních proudových elektrod symetricky od něj. Tato metoda je určena pro zjišťování odporových změn ve vertikálním směru (Karous 1989). ERT tedy ve výsledku dovoluje sledovat horizontální i vertikální změny měrného odporu, čehož je dosaženo díky kombinaci výhod výše uvedených metod. Principem je měření elektrického potenciálu mezi párem elektrod, jež je zapříčiněn průtokem stejnosměrného proudu (Tábořík 2012). Průběh měření, jehož výsledky jsou prezentované v této práci, je uveden v následující podkapitole.



Obr. 21 2D ERT měření při Wennerově uspořádání (C1, C2 – proudové elektrody; P1, P2 – měřicí elektrody; a – rozteč o konstantních hodnotách mezi jednotlivými elektrodami); (podle Loke 2004).

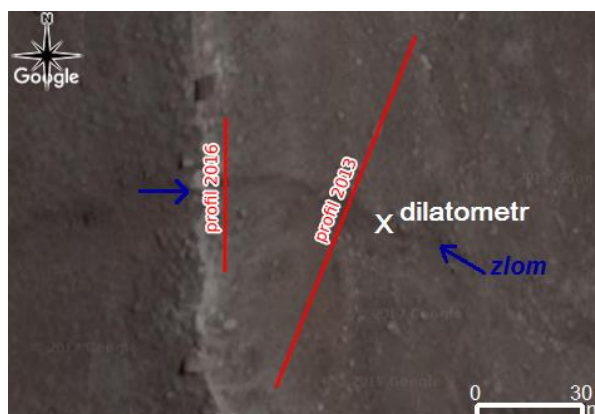
5.1.2. Terénní měření (lokalita Pitec)

Vlastní terénní měření bylo prováděno v červenci 2016 v oblasti studovaného zlomového systému, konkrétně 10 km severovýchodně od města Huaraz (lokalita Pitec v blízkosti laguny Churup). Geologickou stavbu lokality tvoří v nižších polohách morénové uloženiny naproti polohám vyšším tvořeným zejména granodioritickým batolitem Cordillera Blanca (HiMAP). Značné komplikace způsobovala špatná přístupnost lokality a velmi těžký terén, který v kombinaci s vysokou nadmořskou výškou (4 050 m) neumožnil změřit více než jeden profil. K vlastnímu měření byl použit přístroj 4point light 10w od firmy Lippmann (obr. 22). Prvním krokem bylo vymezení profilu (profil 2016 na obr. 23) následované natažením pásma, podle nějž byly uzemněny elektrody. Celkem jich bylo rozmístěno 23 s konstantními rozestupy 2 m. Ty následně byly propojeny speciálním multielektrodovým kabelem připojeným k měřicí aparatuře. Tato aparatura postupně zapojovala jednotlivé elektrody o různé vzdálenosti, čímž bylo dosaženo detailního zjištění odporových poměrů v hloubkách pod vytyčeným profilem. Použitá aparatura automaticky na základě hodnot elektrického napětí, proudu a konstanty uspořádání vypočítala zdánlivý měrný odpor vyšetřovaného území. Tyto hodnoty jsou následně zpracovány pomocí programu RES2DINV do forem odporových řezů (Loke a Barker 1996). Při měření bylo využito Schlumbergerovo uspořádání elektrod. Toto uspořádání elektrod je charakteristické malou vzdáleností mezi měřicími elektrodami oproti velké vzdálenosti u elektrod proudových. Tato konfigurace elektrod je vhodná pro sledování horizontálních i vertikálních struktur. Hloubkový dosah je přibližně 1/4 – 1/5 vzdálenosti mezi proudovými elektrodami. Výhodou je vyšší rozlišení, nedostatkem pak nižší odolnost proti rušení v porovnání s uspořádáním Wennerovým (Tábořík 2012).



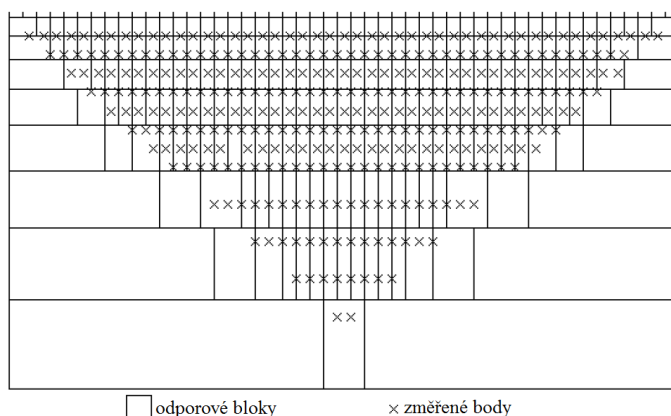
Obr. 22 (nahore) přístroj 4point light 10w použitý k ERT měření.

Obr. 23 (vpravo nahore) umístění profilů pro ERT měření a umístění přístroje TM-71 na lokalitě Pitec; (vpravo dole) okolí oblasti, kde probíhalo ERT měření.



5.1.3. Software RES2DINV

Program RES2DINV, produkt společnosti Geotomo Software používaný v této práci sloužící k vyhodnocování surových dat získaných z terénních měření pracuje s inverzí dat na principu zhlazení pomocí Gauss-Newtonovy metody nejmenších čtverců (smoothness-constrained Gauss-Newton least-squares method). Je naprogramován pro inverzi velkých datových souborů a disponuje různými nástroji využitelnými při modelování topografie terénu (Geotomo Software). Předností programu je i manuální revize dat, která umožňuje odstranit či pozměnit chybně změřené body. Dalším krokem před samotnou inverzí je definice hodnot parametrů pro jednotlivé datové soubory. Program automaticky vybere optimální hodnoty, takto zvolené parametry jsou ve většině případů korektní. Existuje ovšem možnost modifikovat je manuálně podle požadavků každého uživatele. Dalším krokem je diskretizace modelu, jenž probíhá v malých blocích, jejichž velikost se se zvyšující hloubkou zvětšuje (důvodem je rychlý pokles rozlišovacích schopností metody s hloubkou); (obr. 24). Následně program vygeneruje odporově homogenní model sestavený na základě teoreticky vypočtených hodnot, jež porovnává s modelem sestaveným na základě reálně naměřených hodnot. Pro výpočet přímé úlohy (rozložení elektrického potenciálu v modelu) program využívá metodu konečných prvků nebo konečných diferencí. Další fází je iterační proces, na jehož konec by měl být model skutečných měrných odporů, kde je dosaženo požadované nejlepší shody mezi teoretickými spočtenými a skutečně naměřenými daty. Konec iteračního procesu nastává při dosažení předdefinované RMS chyby (střední kvadratická chyba) či po dosažení nastaveného maximálního počtu iterací (Loke 2004). Celkovým výsledkem tedy je model rozložení skutečných měrných odporů, jež zobrazuje partie se zvýšeným a sníženým měrným odporem stejně jako jejich přechodné oblasti v závislosti na hloubce a horizontální vzdálenosti (Tábořík a Pánek 2010).

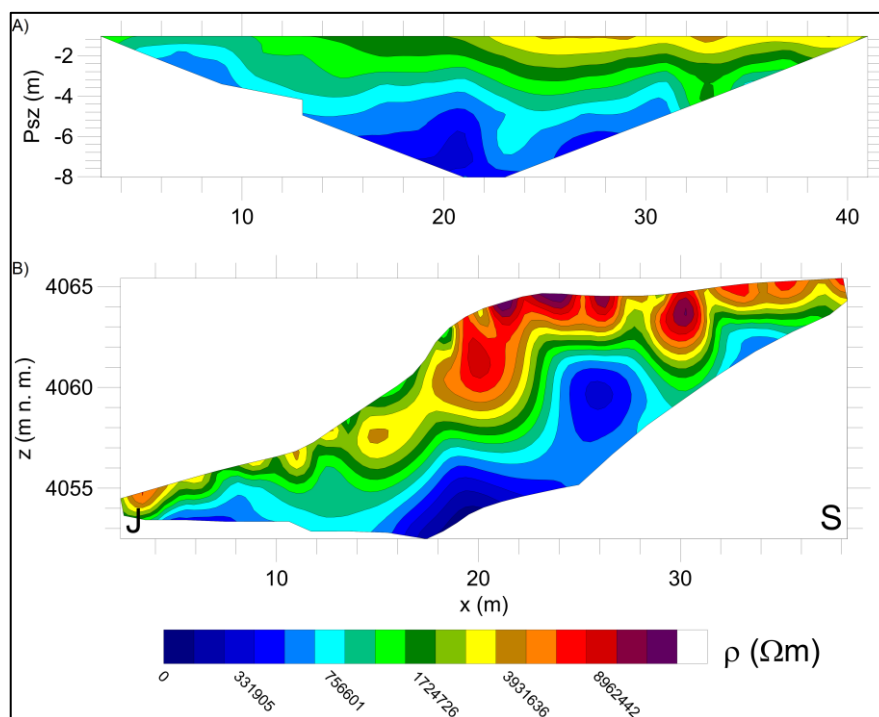


Obr. 24 Schématický princip inverze ERT dat. Podpovrchová zóna je rozdělena do malých pravoúhlých bloků, jejichž hustota klesá se zvyšující se hloubkou (podle Loke 2004).

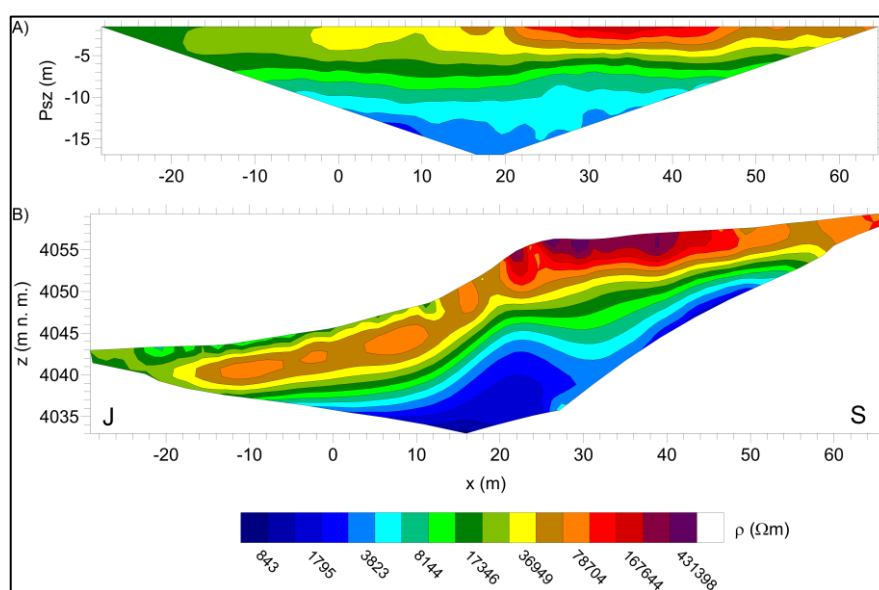
5.1.4. Zpracování naměřených ERT dat

Zpracování dat z ERT měření bylo prováděno ve výše popsaném programu (RES2DINV verze 3.54.44). Použit byl *standardní způsob inverze (norma L2)*. Pro grafický výstup byla využita pátá iterace s dosaženou RMS chybou 8,2% (obr. 25). Kromě zpracování dat z vlastního

terénního měření jsem také zpracovala data z měření uskutečněného v roce 2013 Dr. J. Klimešem a Ústavem struktury a mechaniky hornin AV ČR (ÚSMH) v poměrně blízké vzdálenosti mnou vyšetřované oblasti zlomu; (profil 2013 na obr. 23). Při tomto měření bylo celkem rozmístěno 35 elektrod s konstantními rozestupy 3 m a to za využití uspořádání typu Wenner alpha. K jeho vyhodnocení byl opět použit *standardní způsob inverze (norma L2)*; (obr. 26). Dosažená RMS chyba byla 4,9%. Při interpretaci byly v obou případech implementovány i údaje o topografii terénu.



Obr. 25 Zpracování ERT dat naměřených v roce 2016. **A)** Zobrazení změřených zdánlivých měrných odporů v pseudořezu, **B)** Výsledný model rozložení skutečných měrných odporů s topografií.



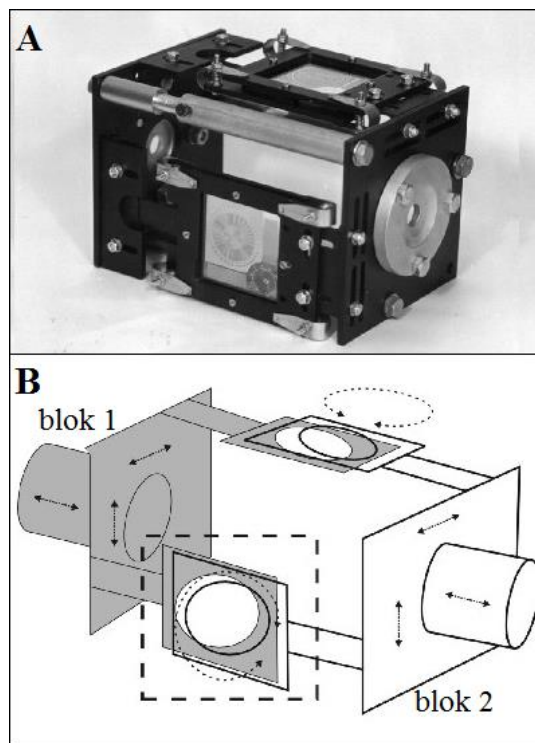
Obr. 26 Zpracování ERT dat naměřených v roce 2013. **A)** Zobrazení změřených zdánlivých měrných odporů v pseudořezu, **B)** Výsledný model rozložení skutečných měrných odporů s topografií.

5.2. Dilatometr TM-71

5.2.1. Popis přístroje

Dilatometr TM-71 (obr. 27a) je speciálním zařízením sloužícím k dlouhodobému relativnímu měření velmi malých pohybů mezi dvěma skalními bloky. Toto terčové měřidlo vyvinuté Československou akademií věd pracuje na principu optické interference (konkrétně efektu moaré) (Košťák et al. 2002). Což znamená, že dochází k vytvoření obrazce vlivem vzájemného posunutí dvou jemných spirál vyrytých ve skleněných destičkách (obr. 27b). Výsledný obrazec bývá zaznamenán pomocí digitálního fotoaparátu, či je zanesen přímo na fotopapír prosvícením obrazce fotobleskem. Obrazec lze následně pomocí matematických operací přepočítat na velikost a směr pohybu horninových bloků (ÚSMH¹). Interference se projevují vznikem černých a bílých pruhů způsobených průchodem světla přes překrývající se spirály. Relativní změny ve vzorech moaré umožňují určit velikost posunu a to ve třech rovinách, které jsou na

sebe kolmé (toho je dosaženo díky kombinaci dvou dvojic sklíčků, z nichž každé měří relativní pohyb ve 2D). Dilatometr se většinou umísťuje v pevných horninách a je složen ze dvou částí, z nichž každá je připevněna na protilehlé horninové bloky, mezi kterými je relativní pohyb měřen. Vzdálenost mezi měřenými bloky by měla být menší než 4 m. Důležitá pro správné měření je důslednost v kotvení do skalních bloků, kde je posun měřen. Platí tedy, že čím lepší uchycení dilatometru, tím spolehlivější je registrace relativních posunů (Vilímek a Zapata 1996). Přístroj kromě zachycování posunů ve všech třech prostorových souřadnicích zaznamenává i uhlová pootočení (Košťák et al. 2002). Výsledkem jsou tedy vektory posunutí v dvou navzájem kolmých rovinách a uhlové deviace. Přesnost měření relativních posunů je 0,05 až 0,0125 mm ve všech třech souřadnicích, úhlové odchylky ve dvou navzájem kolmých rovinách zaznamenává od hodnot $3,2 \cdot 10^{-4}$ rad (Stemberk et al. 2003). Data z dilatometru na lokalitě Pitec se obvykle získávají jednou za měsíc, to stačí k zachycení hlavních trendů tektonických mikropohybů. Přístroj nevyžaduje použití elektrického zdroje a je dlouhodobě stabilní (ÚSMH¹). Může tedy vydržet roky v těžkých venkovních podmínkách s minimální údržbou (čištění od prachu a jiných nečistot). Je také navržen tak aby odolal silným seismickým jevům a zaznamenal trvalé deformace během nich proběhlé. Jeho jednoduchost ho předurčuje k použití v odlehlých a těžko přístupných místech s předpokladem seismické aktivity. Pro analýzu a kontrolní sledování mikroposunů na vybraných zlomových strukturách

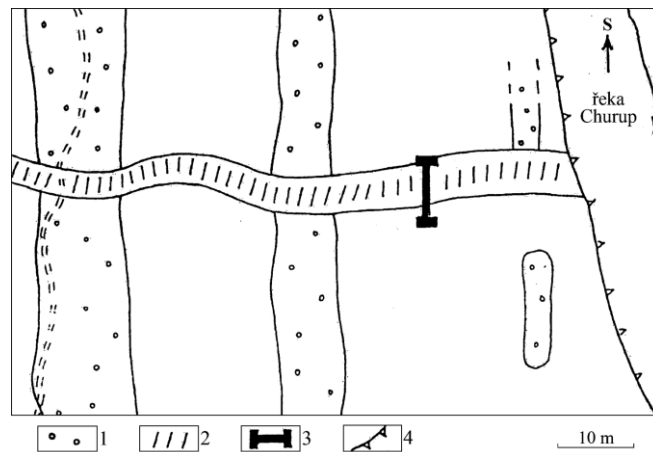


Obr. 27 A) Dilatometr TM-71, B) Schematické zobrazení v řezu, na němž lze vidět dvojice překrývající se skel se spirálkami (ÚSMH²).

je ale nezbytné počítat s řadou faktorů, které mohou měření ovlivňovat. Mezi čtyři nejdůležitější patří: teplotní změny (zejména sezónní), srážkový režim (maximální a minimální srážkové úhrny), svahové pohyby (nestability, jež mohou vést k ploužení nebo k sesuvům) a seismická zájmová oblast. Zejména první dva zmíněné mohou způsobit jevy, jež by se daly chybně interpretovat jako tektonické (Košťák et al. 2002).

5.2.2. Instalace dilatometru TM-71 a následné zpracování záznamů

Měření terčovým měřidlem TM-71 započalo na jaře roku 1997 přístrojem instalovaným na pravém břehu řeky Churup (osada Pitec, 10 km severovýchodně od Huaraz); (obr. 23 a obr. 28). Tato lokalita byla zvolena z důvodu výzkumu zdejších tektonických zlomů, kde byly dobře pozorovatelné zlomové stupně ve zdejším reliéfu (Košťák et al. 2002). Instalace tohoto terčového měřidla byla provedena na nejmladším ze zlomů celého zlomového pásma Cordillera Blanca. Měřicí zařízení bylo umístěno do morénových uloženin, jelikož granitoidní horniny neposkytovaly technicky příhodné oblasti. Přesná pozice dilatometru spočívá napříč zlomovou poruchou s výškou skoku přes 6,5 m. Měřicí přístroj byl tedy umístěn na mírně skloněném erozně-denudačním svahu (se sklonem okolo 5°), jež je pokryt nespojitou vrstvou morénového materiálu. Východně od výkopu, do něžž byl vložen měřicí přístroj, se nacházejí dva rovnoběžné valy bočních morén. Bližší kamenný val je vysoký 1 m, vzdálenější dosahuje výšky až 15 m. Samotná moréna, v níž byl přístroj nainstalován, se skládá z větších žulových balvanů dosahujících velikosti až 2,5 m a písčité matrix. Obě zmíněné morény jsou viditelně deformovány zlomovým stupněm. Povrchové projevy zlomu jsou prezentovány stupněm vysokým 4 až 5 m a úklonem 35° až 45°. Výkop pro instalaci dilatometru byl založen ve výše zmíněném prudkém zlomovém stupni po odkopu strmé části zlomového svahu (výška odkopu dosahuje až 6 m; výška výkopu, v němž je přístroj uložen dosahuje 1 m). Měřidlo je umístěno přesně ve středu výkopu nad rovinou zlomu. Ocelové tyče byly instalovány po obou stranách zařízení a jejich konce byly upevněny v masivních betonových blocích. Tyto bloky umístěné na obou koncích výkopu zde byly rozšířené, aby bylo zabráněno jejich případným pohybům v podélném směru. Azimut zlomu na zvolené lokalitě je 272°, úklon zlomu okolo 70° a je tedy výrazně větší než úklon zlomu měřený na povrchu před výkopovou prací. Je tedy zjevné, že exogenní procesy částečně přeměnily původní sklon zlomu a to tak, že jej snížily (Vilímek a Zapata 1996). Sezónní teplotní změny ve studované oblasti jsou mírné a dosahují maximálně 20 °C s minimem v krátkém suchém období, jež připadá na červenec a srpen. Při zápisu dat z měření se zapisuje i teplota měřená v místě přístroje. Od září do května se teplota pohybuje od +10 do +16 °C, nejnižší zaznamenaná teplota byla +7 °C. Období dešťů začíná na konci října a končí na konci března. Svahové pohyby nebyly zaznamenány a nejsou ani předpokládány z důvodu místní geomorfologie. Seismická v této oblasti je nízká a zemětřesení se zde vyskytující jsou často důsledkem subdukce (Košťák et al. 2002).



Obr. 28 Místo instalace dilatometru TM-71. 1 - boční moréna, 2 - zlomový sráz, 3 – výkop pro instalaci měřicího přístroje, 4 – erozní břeh řeky Churup (podle Košťáka et al. 2002).

V této práci je uvedeno zpracování a interpretace záznamů z výše popsaného dilatometru, které byly poskytnuty prof. V. Vilímkem a ÚSMH AV ČR. Soubor dat obsahoval údaje od 05. května 1997 do 10. června 2016 (celkem 106 odečtů). Ze shromážděných dat je patrné, že odečet údajů neprobíhá v pravidelných časových intervalech. K odečtům dochází průměrně 5 krát ročně. Pro zobrazení získaných dat byl vytvořen skript v programu MATLAB (T. Fischer, ústní sdělení 2017), který využívá stereografickou projekci k zobrazení vektorů pohybů na zlomu. Tento skript umožňuje zobrazit naměřené hodnoty z dilatometru jak pro data udávaná ve směru a sklonu zlomu v místě instalace (obr. 29), tak pro data rotovaná do směru geografických souřadnic (obr. 30). Výše popsaný dilatometr měří pohyby ve třech směrech na zlomu, jejichž vzájemný vztah ke zkoumané diskontinuitě definujeme následujícím způsobem:

- **souřadnice x**

Tato souřadnice je spojena s pohybem kolmým ke zlomu. Kladné hodnoty pohybu zaznamenané na této ose tak znamenají, že došlo k rozevírání diskontinuity, záporné hodnoty ukazují na zúžení zájmové diskontinuity.

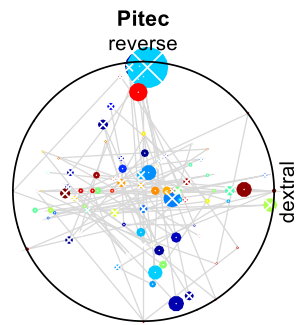
- **souřadnice y**

Pohyb podél této osy je vztažen k horizontálnímu posunu na zkoumané diskontinuitě. Hodnoty zaznamenané na této ose budou kladné, pokud při pohledu do svahu došlo k posunu spodního bloku směrem doprava (pravostranný pohyb).

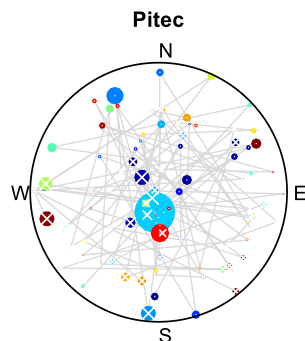
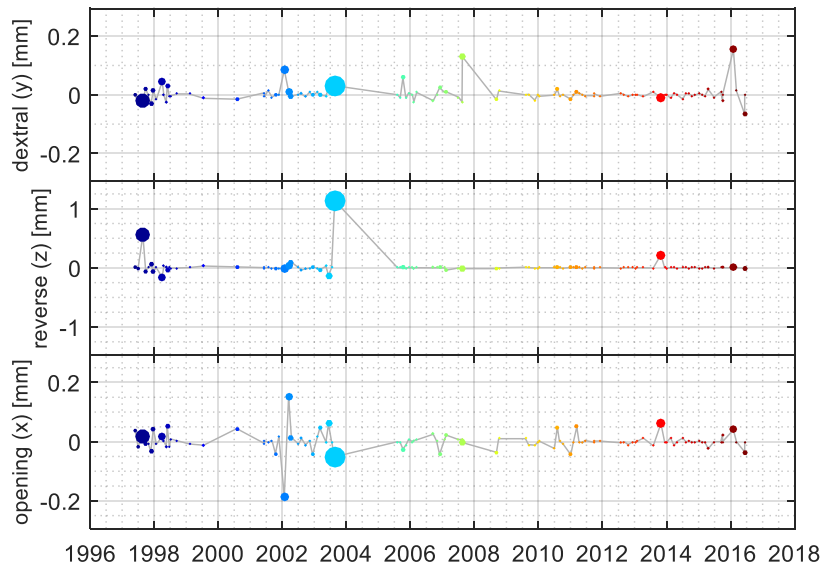
- **souřadnice z**

Tato osa představuje směr podél zlomu ve vertikální rovině. Kladné hodnoty dostaneme v případě, že se spodní blok posune směrem dolů (reverzní pohyb).

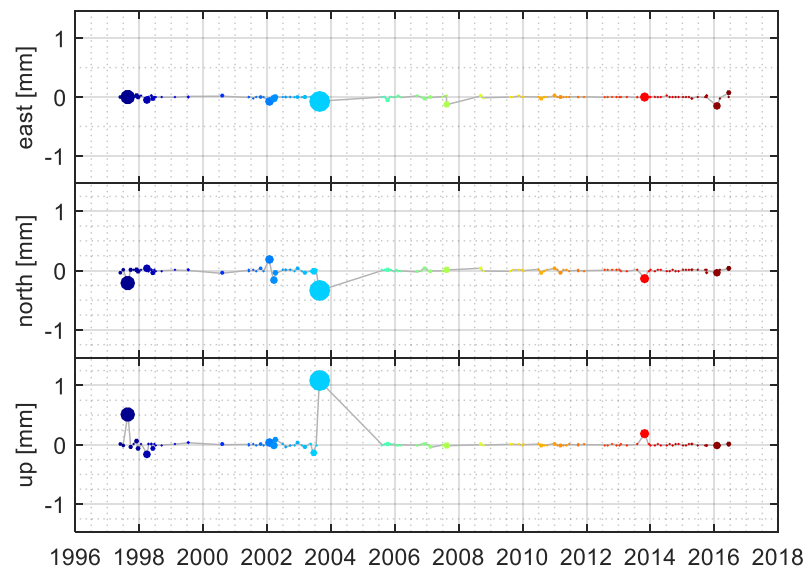
Na následující straně jsou zobrazena data z monitorování mikropohybů na lokalitě Pitec (obr. 29 a 30). Jelikož zobrazení dat udávaných ve směru a sklonu zlomu je z hlediska interpretace pro tuto práci výhodnější než data rotovaná, bude tedy v kapitole 6.2 interpretováno pouze toto zobrazení.



Obr. 29 (vlevo) zobrazení dat ve stereografické projekci; (dole) zobrazení v jednotlivých kartézských souřadnicích. Vertikální osa zobrazuje pohyby ve třech směrech: *pravostranný* (souřadnice y), *reverzní* (souřadnice z) a *kolmý* - rozevírání (souřadnice x). V obou zobrazeních rozměry jednotlivých bodů odpovídají velikosti zaznamenaného pohybu.



Obr. 30 (vlevo) zobrazení dat rotovaných do směru geografických souřadnic ve stereografické projekci; (dole) zobrazení v jednotlivých kartézských souřadnicích. Vertikální osa zobrazuje pohyby ve třech směrech: na *východ*, na *sever* a *nahoru*. V obou zobrazeních rozměry jednotlivých bodů odpovídají velikosti zaznamenaného pohybu.



5.3. Program Coulomb 3.3

5.3.1. Popis programu

Program Coulomb je určen ke studiu změn Coulombova napětí na zlomech. Během zemětřesení dochází k distribuci napětí v délce zlomu. Program tedy pomáhá řešit otázku, zda může konkrétní zemětřesení zvýšit náchylnost zlomu k porušení a tím tedy fungovat jako spouštěcí mechanismus zemětřesení nového (Toda et al. 2011).

Potřebným softwarem k jeho fungování je MATLAB (ve verzi 7.4 nebo novější). Tento program je založen na Coulombově kritériu porušení a využívá rovnici pro změny Coulombova napětí vyvolané skluzem na zlomu (viz kapitola 2.5, rovnice 9). Program na základě znalosti orientace plochy zlomu, mechanismu zemětřesení (*strike*, *dip*, *rake*) a délky porušené části vypočte změny Coulombova napětí včetně normálového i střížného. Výpočty jsou prováděny v homogenním pružném poloprostoru. Hlavní výhody programu spočívají ve snadném vkládání dat, možnosti interaktivních úprav a přehledné vizualizaci výsledků. Tyto výsledky mohou být následně exportovány např. do programu Google Earth (Toda et al. 2011).

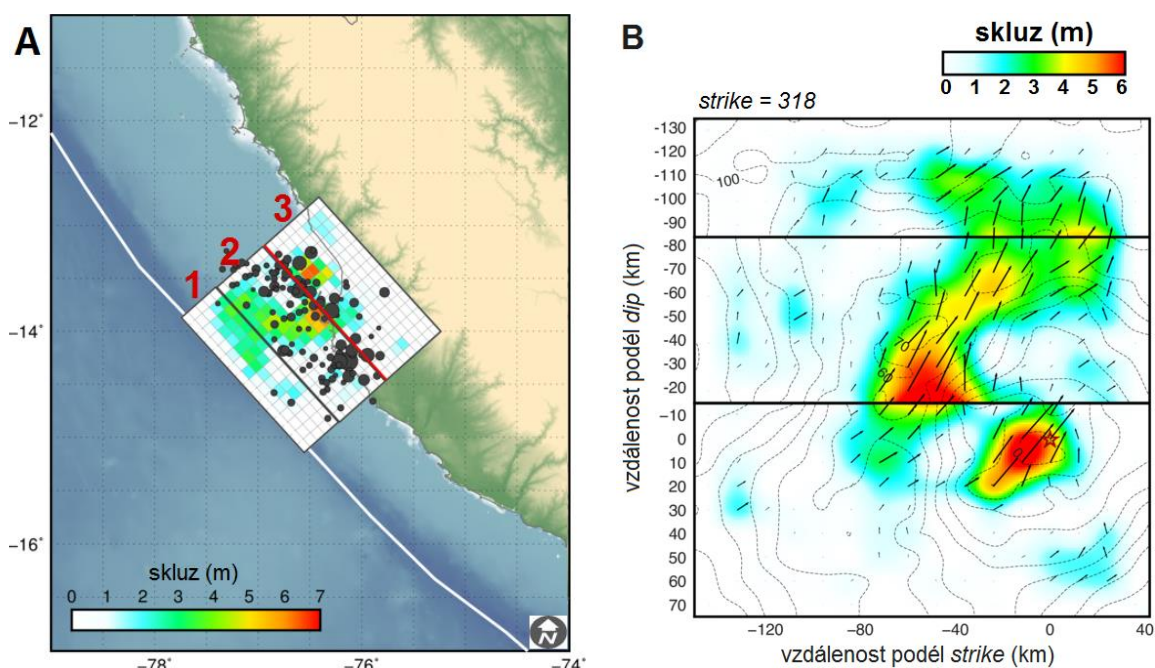
5.3.2. Výběr okolní seismické aktivity z katalogu a výpočet Coulombova napětí

S cílem zhodnotit vliv změn napětí na sledovaný zlom jsem vybrala dvě zemětřesení ze seismického katalogu (USGS^{6,7}). Pro porovnání s daty získanými z dilatometru TM-71 proběhl kromě samotného výpočtu ΔCFS také výpočet změn normálového a střížného napětí. Původní idea spočívala ve zhodnocení vlivu všech zemětřesení popsanych v tabulce 2 (pravděpodobně související se záznamem z dilatometru) na studovaný zlom. Bohužel ale nebylo možno vytvořit vstupní soubory pro všechna zemětřesení a to z důvodu chybějících informací o ohniskových mechanismech. První zemětřesení (č. 4 na obr. 37) bylo silné nicméně velmi vzdálené od zkoumaného zlomu, zatímco druhé (č. 5 na obr. 37) bylo slabší ale výrazně bližší. Ohniskový mechanismus obou zemětřesení byl typu přesmyku. Pro jednotlivá zemětřesení musel být vytvořen vstupní soubor potřebný pro další práci v programu Coulomb. Ke tvorbě tohoto souboru je nezbytné zadat geometrii zlomové plochy, její koncové body, úhel *rake*, úhel *dip* a velikost skluzu. Tyto parametry (tab. 1) nelze interaktivně upravovat během výpočtu. Dále se do vstupního souboru zadávají informace o elastických parametrech, jako jsou Youngův modul a Poissonův poměr, koeficient tření, regionální napětí a také informace o parametrech použité mřížky pro kreslení a zobrazení výpočtů. Ty lze interaktivně upravovat přímo v programu během jeho používání.

zemětřesení	segment	úhly (°)			velikost (km)	velikost skluzu (m)	hloubka (km)	
		strike	dip	rake			top	bottom
2007	1	318	6	74	25x100	1,5	3,70	6,31
	2	318	20	65	70x100	3,0	6,31	30,25
	3	318	30	56	35x100	2,5	30,25	47,75
2010	1	158	58	41	5x6	0,5	128,88	133,12
horiz. posun	1	0	90	0	5x6	0,5	128,50	133,50

Tabulka 1: Parametry zdroje zemětřesení potřebné k tvorbě vstupního souboru programu Coulomb.

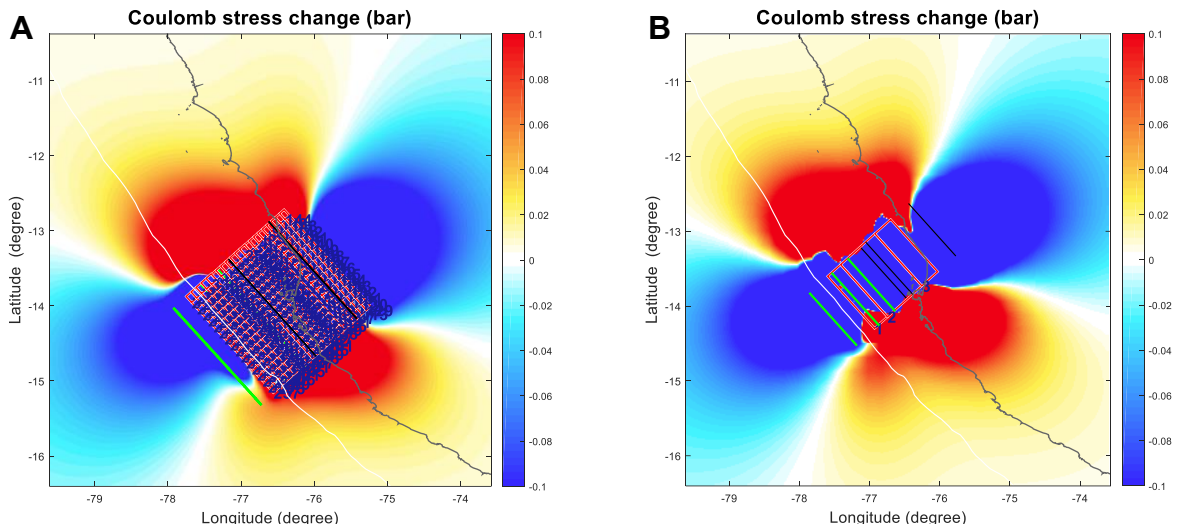
Pomocí informací z katalogu USGS byl zdroj zemětřesení nastalého v roce 2007 rozdělen na tři části s variabilními velikostmi skluzu (obr. 32). Vstupní soubor tohoto zemětřesení, na rozdíl od zemětřesení z roku 2010 obsahuje tři dílčí zdroje, pro každý segment jsou definovány příslušné koncové body, úhel *rake* a *dip*. Data ze zemětřesení 2007 navíc sloužila k testovacímu výpočtu v programu Coulomb. Pro toto konkrétní zemětřesení byl totiž k dispozici ke stažení (USGS⁶) již hotový vstupní soubor potřebný pro následné výpočty v programu Coulomb.



Obr. 32 Zemětřesení z roku 2007. **A)** Zdroj zemětřesení s vyznačenými třemi segmenty, **B)** Rozložení skluzu na zlomové ploše. Hvězdička představuje ohnisko zemětřesení, šipkami je znázorněn směr pohybu nadložní kry vůči podložní (úhel *rake*). Šedé izolinie ukazují rozložení skluzu v čase (sekundách) po prasknutí trhliny (podle USGS⁶).

5.3.3. Testovací výpočet

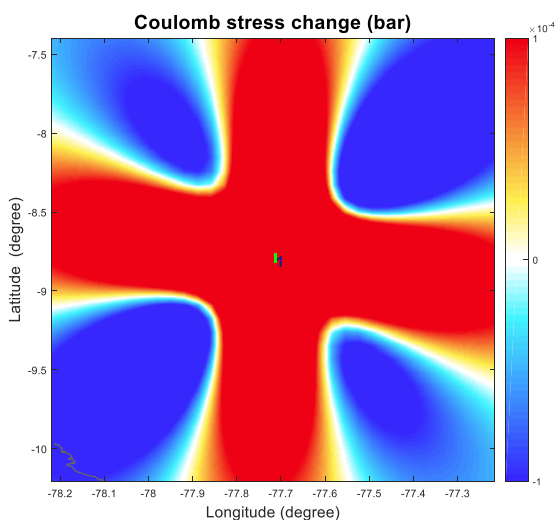
Za účelem ověření správného nastavení a funkčnosti programu Coulomb byla použita jednak zemětřesení z roku 2007 a taktéž zemětřesení s mechanismem typu horizontálního posunu (viz tab. 1). V případě prvně zmíněného zemětřesení jsem porovnávala výsledky ze vstupního souboru staženého z katalogu USGS (obr. 33a) a výsledky vstupního souboru, který jsem vytvořila pro účely této práce (obr. 33b). Na základě hodnot seismického momentu vybraných zemětřesení byla odhadnuta přibližná velikost zdroje a průměrná velikost skluzu. Poté díky znalosti velikosti zdroje a úhlů *strike* a *dip*, byly za použití goniometrických vztahů definovány koncové body zdroje stejně jako jeho horní a spodní hloubka (tzv. *top* a *bottom*).



Obr. 33 Výpočet ΔCFS pro zemětřesení z roku 2007 **A)** ΔCFS za použití vstupního souboru staženého z katalogu USGS, **B)** ΔCFS za použití vstupního souboru vytvořeného pro účely této práce. ΔCFS byl vypočten pro geometrii zdrojového zlomu, v hloubce 20 km, při použití koeficientu tření o hodnotě 0,4.

Stažený vstupní soubor, jak vyplývá z obr. 33, je datově obsáhlejší a je tvořen z 336 částí s variabilními skluzu. Zatímco soubor vytvořený pro účely této práce obsahuje pouze 3 části zahrnující pravou část 3 segmentů na obr. 33b s významnou velikostí skluzu. Nevýhoda použití první zmíněného vstupního souboru spočívá v tom, že výpočty změn napětí probíhají velice dlouho v porovnání s variantou druhou. Oba obrázky jsou si i přesto velmi podobné a nepatrné rozdíly v oblasti okolo zdroje mohou být způsobeny právě kvalitou a objemem dat použitých pro vytvoření příslušného vstupního souboru. Výsledky tedy celkově naznačují, že tvorba vlastního vstupního souboru byla provedena korektně. Tento postup tak lze dále využívat jako vzor pro tvorbu dalších vstupních souborů.

Rozložení Coulombova napětí podél zlomu, na němž došlo při zemětřesení s ohniskovým mechanismem typu horizontálního posunu ke skluzu, je znázorněno na obr. 34. V tomto případě lze dobře pozorovat charakteristický tvar laloků. Červené laloky ukazují oblasti, kde došlo ke zvýšení napětí, zatímco modré oblasti ukazují snížení napětí v důsledku posunu na zlomu.



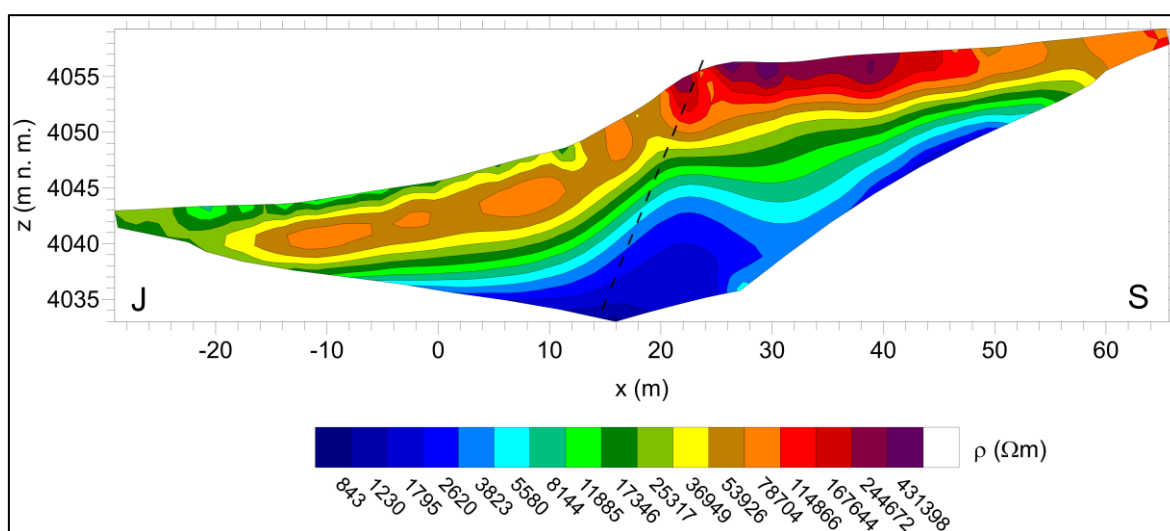
Obr. 34 (vlevo) Zemětřesení typu horizontálního posunu. ΔCFS byl vypočten pro geometrii zdrojového zlomu, v hloubce 65 km, při použití koeficientu tření o hodnotě 0,4.

Cílem této části práce bylo ověřit postupy při vytvoření vstupního souboru implantovaného do programu Coulomb. Z podobnosti obrázků 33a a 33b a z obrázku 34, lze dovodit, že zvolené postupy byly správné a je možno je následně využít pro vytvoření vstupních souborů pro jiná zemětřesení řešená v této práci.

6. VÝSLEDKY A INTERPRETACE

6.1. Projev zlomu v ERT řezu

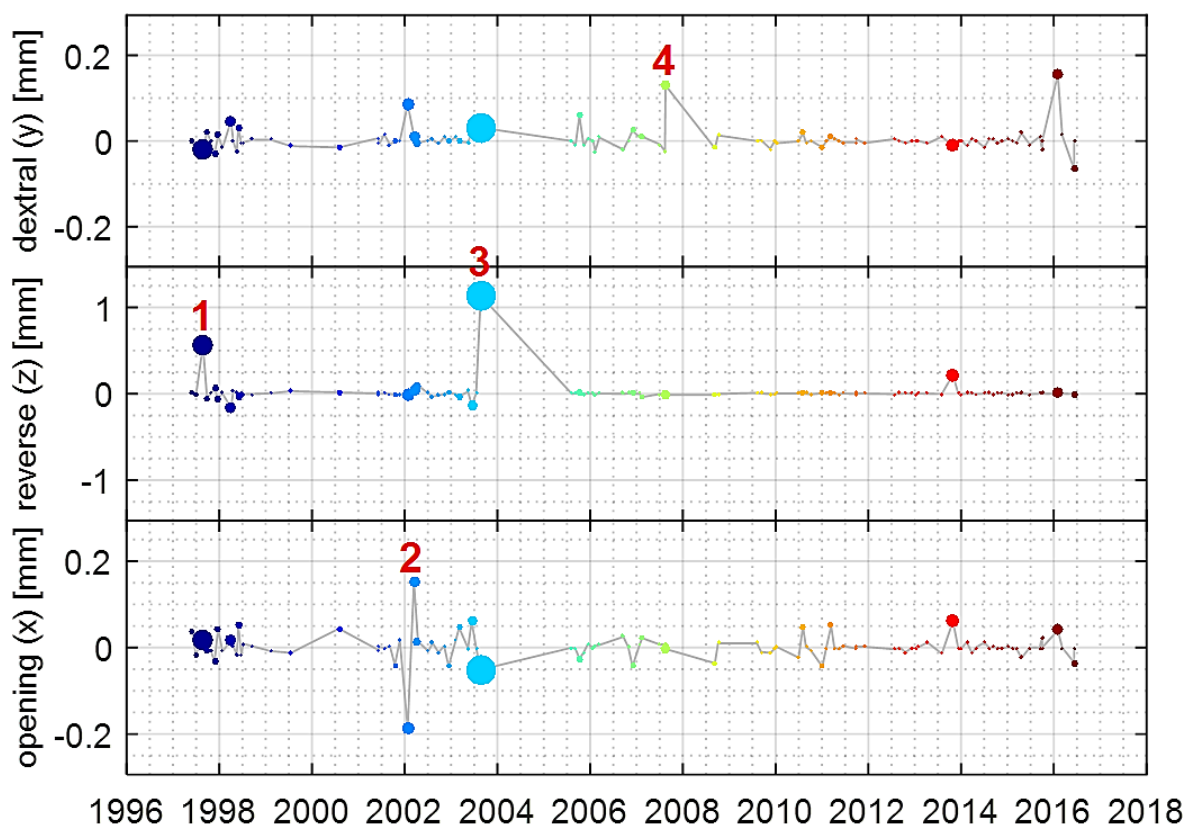
Z výsledného geoelektrického řezu zobrazeného na obr. 35 lze konstatovat, že získané hodnoty měrného odporu hornin jsou obecně vysoké (v rozpětí 800 až 450 000 Ωm), což se vzhledem ke geologické stavbě zkoumané lokality dalo očekávat. Měrné odpory klesají se zvyšující se hloubkou měření. Dosažené hodnoty měrného odporu naznačují přítomnost morénových uloženin, suchých, mechanicky rozrušených hornin či sutě bez významnější přítomnosti jílových minerálů. Dále je patrný výskyt anomálie s velmi vysokými hodnotami měrného odporu v přípoверхové pravé části profilu. Tato anomálie je pravděpodobně důsledkem většího vysušení rozpukané přípoверхové vrstvy, která je drénována zlomovým svahem. Hodnoty měrných odporů nad cca 20 000 Ωm (v obou částech profilu) indikují průběh zmíněné štěrkovité a rozpukané vrstvy. Zvýšená mocnost této vrstvy jižně od zlomu je pravděpodobně způsobena přítomností většího množství svahovin u úpatí zlomového svahu. Podloží svahovin je pravděpodobně tvořeno granity a granodiority, snížení měrných odporů je s velkou pravděpodobností způsobeno větším množstvím vody v puklinách a pórech ve větších hloubkách. Obě měření ukazují podobné výsledky. Výsledný geoelektrický řez z měření provedeného roku 2016 vykazuje celkově větší hodnoty měrných odporů. Řádové rozdíly v pozorovaných hodnotách měrných odporů jsou pravděpodobně způsobeny aktuálními klimatickými podmínkami, rozdílným způsobem uspořádání elektrod případně jejich špatným uzemněním. Při zpracování naměřených dat se však neobjevily významnější odlehle hodnoty, které by ukazovaly, že měření bylo prováděno chybně.



Obr. 35 Výsledný inverzní model měrných odporů pro měření z roku 2013. Čárkovaná čára značí přibližnou polohu zlomu se sklonem 70°.

6.2. Interpretace záznamu z dilatometru

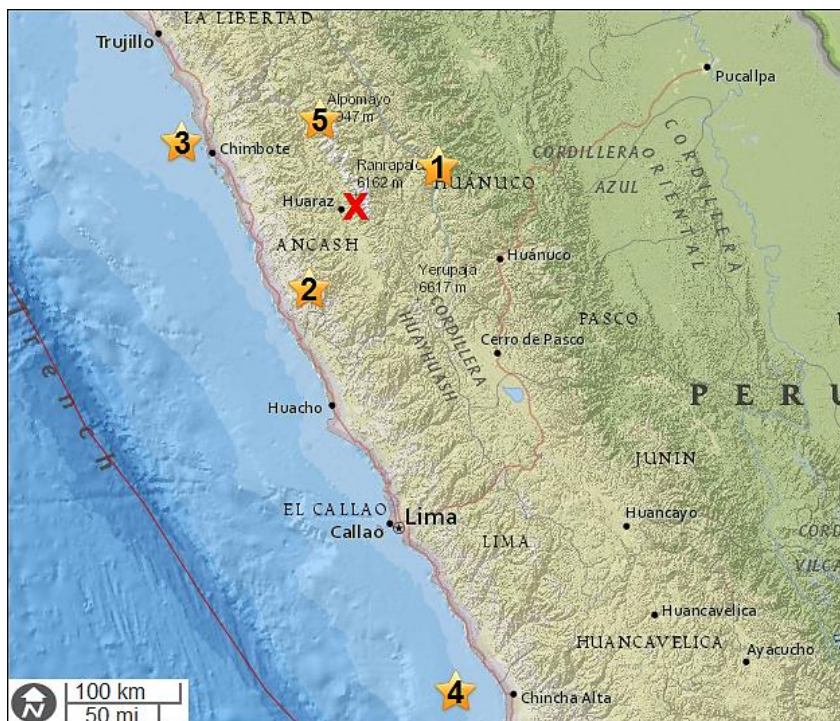
Zaznamenané pohyby z monitorování pomocí dilatometru TM-71 (obr. 36) v lokalitě Pitec ukazují na výraznou stabilitu zvoleného místa. Pohyby ve směru souřadnic x a y všeobecně vykazují mírnou a nevýraznou aktivitu. Největší registrovaný posun kolmý ke zlomu činil 0,186 mm, v případě pohybu podél zlomu v horizontální rovině byl největší posun 0,154 mm.



Obr. 36 Zobrazení zaznamenaných dat v jednotlivých kartézských souřadnicích s vyznačením největších pohybů (viz tabulka č. 2). Ty číselně odpovídají zemětřesením na obr. 37. Vertikální osa zobrazuje pohyby ve třech směrech: *pravostranný* (souřadnice y), *reverzní* (souřadnice z) a *kolmý - rozevírání* (souřadnice x).

Jak vyplývá z obr. 36, došlo po roce 1998 ke snížení frekvence odečítání naměřených hodnot. Mezi roky 2003 a 2005 bylo měření přerušeno z důvodu poničení přístroje. V posledních letech je registrace hodnot opět častější. Získaný, zde prezentovaný průběh posunutí je tak velice zjednodušený v porovnání s obdobími předchozími. Záznam ukazuje několik vyšších hodnot posunutí – anomálií. Tři měsíce po spuštění měření (25.08.1997) byl zaznamenán podél zlomu ve svislé rovině náhlý posun (č. 1 na obr. 36). Deset dní před touto anomálií došlo ke vzniku zemětřesení cca 80 km východně od místa uložení přístroje (zemětřesení 1 na obr. 37). Tento přesmyk tedy mohl být důsledkem nastalého zemětřesení. Dále lze pozorovat významný pohyb kolmý ke zlomu (č. 2 na obr. 36) počátkem roku 2002. Toto období bylo charakterizováno výskytem nejrůznějších seismických jevů poblíž zkoumaného zlomu. Zaznamenan byl například otřes s epicentrem cca 90 km jihozápadně od místa měření (zemětřesení 2 na obr. 37). K dalšímu významnému pohybu došlo v srpnu 2003 (č. 3 na obr. 36). Vliv na tento reverzní pohyb mohlo mít zemětřesení označené na obr. 37 číslem 3,

vzhledem k velikosti magnituda a vzdálenosti od zlomu, jež činí přes 150 km, není ale souvislost těchto jevů příliš pravděpodobná. V srpnu 2007 byl zaznamenán výrazný pohyb podél zlomu v horizontální rovině (č. 4 na obr. 36). Tento pravostranný pohyb může nejspíše souviset se silným mělkým zemětřesením poblíž Limy (zemětřesení 4 na obr. 37).



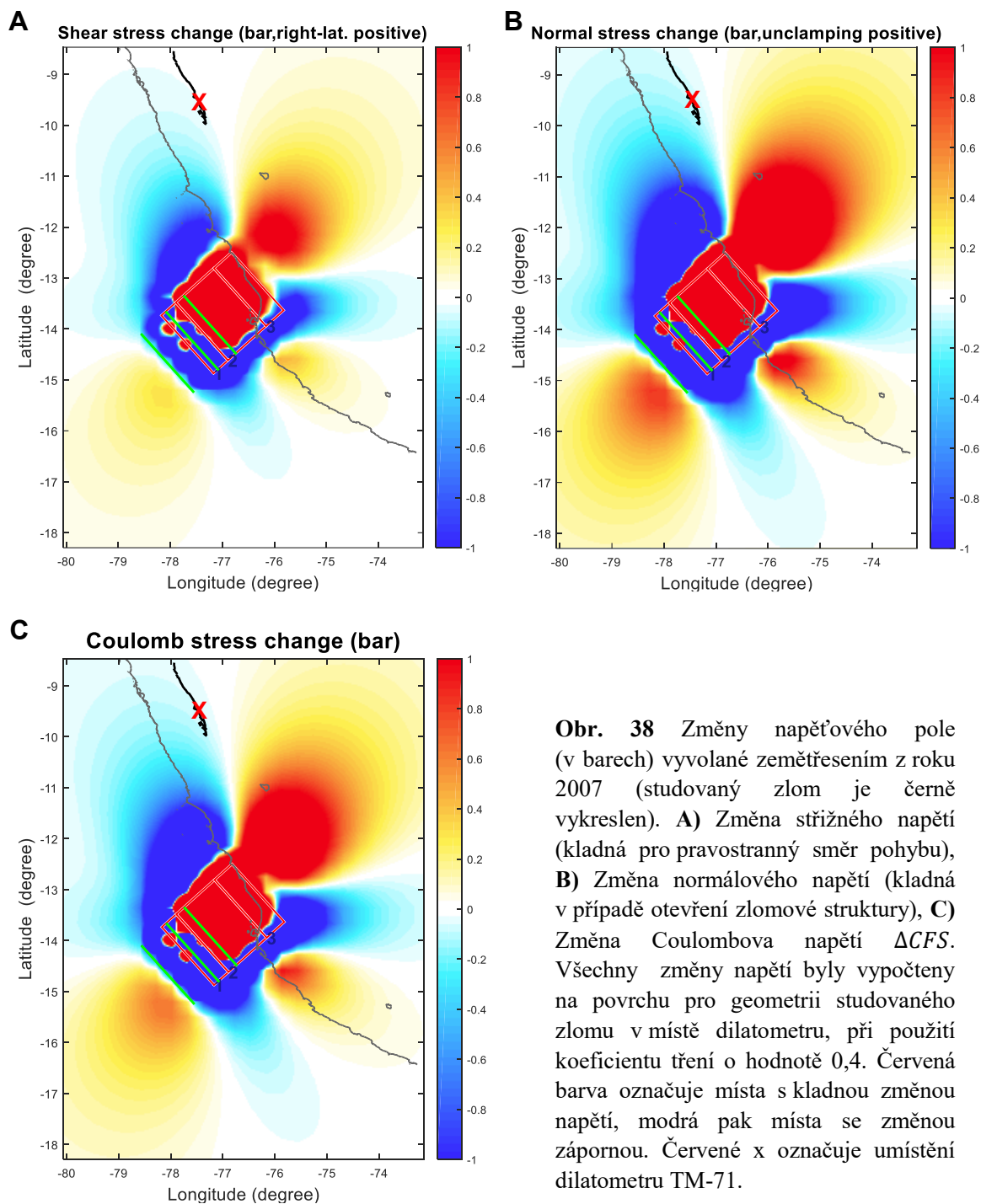
Obr. 37 Zemětřesení, která by mohla mít souvislost s pohyby na zlomu. Jednotlivá zemětřesení číselně odpovídají tabulce 2 (podle USGS⁶⁻¹⁰). Červený x označuje umístění přístroje TM-71.

zemětřesení/ anomálie	datum zemětřesení	mag.	hloubka (km)	datum odečtu anomálie	velikost anomálie (mm)
1	15.8.1997	4.3 m _b	100	25.8.1997	z = 0,557
2	1.12.2001	4.4 m _b	33	24.1.2002	x = 0,186
3	4.8.2003	3.8 m _b	33	22.8.2003	z = 1,134
4	15.8.2007	8.0 M _w	39	17.8.2007	y = 0,130
5	3.1.2010	5.7 m _b	130		

Tabulka 2: Základní informace o uváděných zemětřeseních na obr. 37 a s nimi souvisejícími největšími posuny na zlomu - anomáliemi.

6.3. Mapa Coulombova napětí na zlomu pro vybrané zemětřesení

Pro ověření možnosti vztahu mezi měřenými posuny na zlomu a zemětřeseními byla vypočtena změna napětí sřizného, normálového a taktéž napětí Coulombova. Tyto napěťové změny byly vypočteny jak pro zemětřesení z roku 2007 (označené č. 4 na obr. 37) tak pro zemětřesení z roku 2010 (označené č. 5 na obr. 37). Zemětřesení z roku 2007 bylo důsledkem konvergence desky Nazca a Jihoamerické desky, změny napětí vyvolané tímto silným otřesem jsou prezentovány níže (obr. 38).

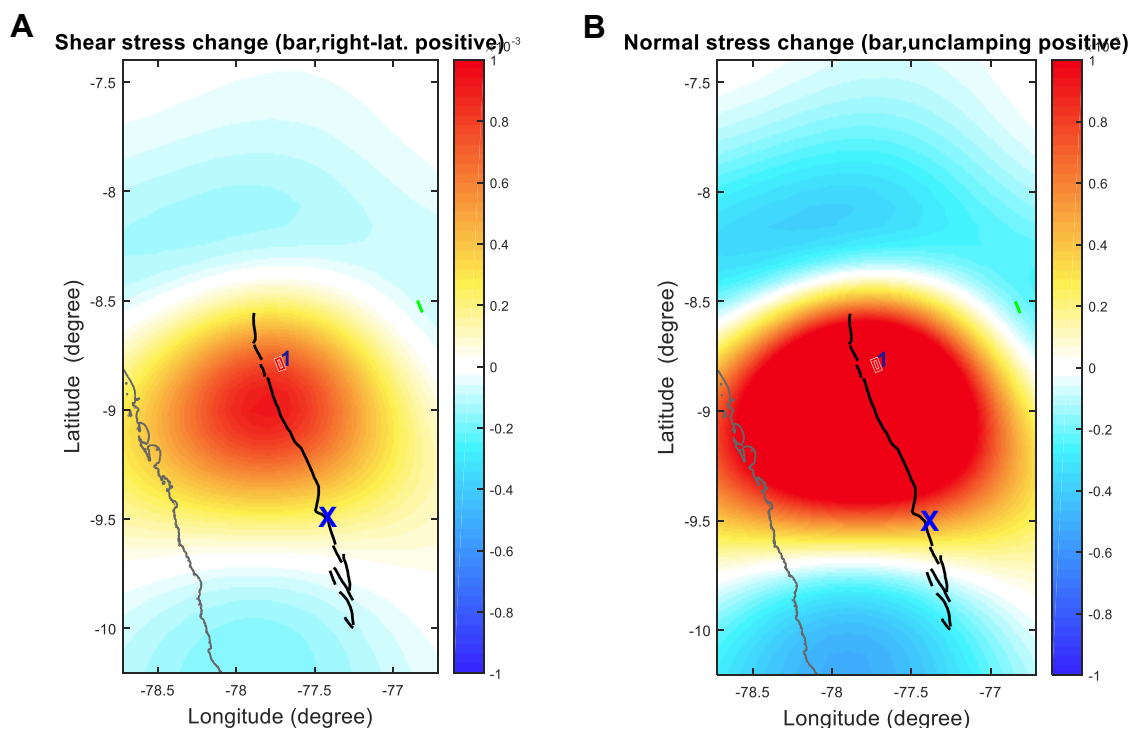


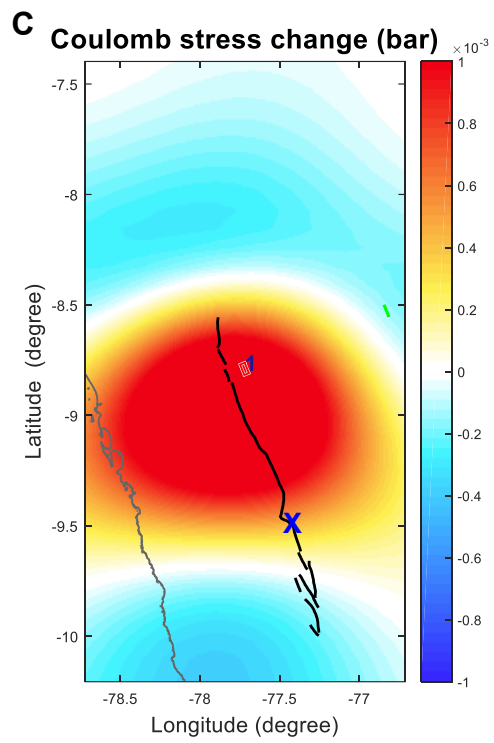
Obr. 38 Změny napětového pole (v barech) vyvolané zemětřesením z roku 2007 (studovaný zlom je černě vykreslen). **A**) Změna sřížného napětí (kladná pro pravostranný směr pohybu), **B**) Změna normálového napětí (kladná v případě otevření zlomové struktury), **C**) Změna Coulombova napětí ΔCFS . Všechny změny napětí byly vypočteny na povrchu pro geometrii studovaného zlomu v místě dilatometru, při použití koeficientu tření o hodnotě 0,4. Červená barva označuje místa s kladnou změnou napětí, modrá pak místa se změnou zápornou. Červené x označuje umístění dilatometru TM-71.

Z obr. 38, lze vyvodit, že vlivem zemětřesení z roku 2007 ($M_w = 8.0$) nastaly v oblasti studovaného zlomu záporné změny všech tří typů napětí (sřížného, normálového, Coulombova). Tyto změny dosahovaly hodnot cca -0,1 barů až -0,3 barů (-0,01 až -0,03 MPa). K největší změně napětí došlo při povrchu v oblasti epicentra zemětřesení a severovýchodně od něj. To ve výsledku znamená kladné hodnoty změn napětí (0,02 až 0,1 MPa). Podle seismické zprávy publikované Geofyzikálním Ústavem Peru bylo důsledkem zmíněného zemětřesení 3 060 dotřesů proběhlých do dvanáctého dne od hlavního otřesu, ze kterých však pouze 18 bylo vnímaných lidmi. Velká většina těchto dotřesů nastala v oblastech

s kladnými změnami Coulombova napětí (IGP¹). Ve vesnicích nacházejících se v okolí studovaného zlomu bylo zmíněné zemětřesení vnímáno lidmi, ale nezpůsobilo výraznější poškození budov. Záporné změny Coulombova napětí podél studovaného zlomu naznačují, že vlivem zemětřesení z roku 2007 došlo ke snižování tendence zlomu k porušení a tím k prodloužení časového intervalu do vzniku dalšího zemětřesení. Zaznamenaná anomálie přístrojem TM-71 (č. 4 na obr. 36) tedy mohla souviset s tímto zemětřesením, jeho dotřesy a značným seismickým neklidem během tohoto období. Přesto ovšem vykazuje opačnou polaritu (pravostranný posun). Naproti tomu změny střížného napětí τ vycházejí záporné (levostranný posun, obr. 38a). Problém může být v tom, že poloha zlomu je v místě téměř nulových změn napětí, kde se mění se polarita, takže malá nepřesnost ve výpočtu povede ke změně polarity CFS.

Zemětřesení z roku 2010 ($m_b = 5.7$) souvisí s vnitřní deformací oceánské desky Nazca pod Andským pohořím (IGP²). Co se tohoto zemětřesení týče, vypočtené změny napětí (obr. 39) v severní a centrální části zlomu jsou ve všech případech kladné. Jižní část v oblastech s en échelon strukturami vykazuje buď nulové či záporné změny napětí. Žádné dotřesy zde nebyly zaznamenány. Platí, že kladné hodnoty Coulombova napětí v severní a centrální části zlomu by znamenaly zvýšení tendence zlomu k porušení. Dosažené hodnoty změn napětí $0,2 \times 10^{-3}$ až 1×10^{-3} barů (20 až 100 Pa) jsou ovšem příliš malé na to, abychom mohli mluvit o souvislosti mezi změnami napětí a seismicitou v oblasti studovaného zlomu. Tedy o tom, jestli toto zemětřesení může fungovat jako spouštěcí mechanismus dalších dotřesů. To by mohl být i důvod proč v době tohoto zemětřesení nebyly monitorovány žádné významné posuny přístrojem TM-71 na lokalitě Pitec, přestože se epicentrum zemětřesení nacházelo v relativní blízkosti zlomu a přístroje.





Obr. 39 Změny napětového pole (v barech) vyvolané zemětřesením z roku 2010 (studovaný zlom je černě vykreslen) Modré x označuje umístění dilatometru TM-71. Pro další popis viz obr. 38.

7. DISKUZE A DOPORUČENÍ

Systém poklesových zlomů Cordillera Blanca dosahuje celkové délky 210 km. V severní části převládá jeden jediný zlom, v jižní je zlomový systém tvořen strukturami en échelon. Na tomto systému jsou pozorovatelné geomorfologické projevy opakujících se posunů z mladšího pleistocénu a holocénu. Sám studovaný zlom však historicky nebyl přímo zdrojem zemětřesení (Schwartz 1988).

ERT měření, jež bylo prováděno na lokalitě Pitec, kde je taktéž nainstalováno terčové měřidlo TM-71 prokázalo, že zájmová oblast je tvořena horninami s velmi vysokými odpory. Měření prováděné pro potřeby této práce uskutečněné v červenci 2016 a měření ÚSMH AV ČR z roku 2013 dávají téměř totožné výsledky. Velikosti měrných odporů získaných měřeními vypovídají o výskytu uloženin morénového původu, suchých a rozpojených hornin či sutí neobsahující větší množství jílových minerálů. Podloží svahovin je s velkou pravděpodobností budováno granity a granodiority, což by odpovídalo geologické stavbě studované oblasti popisované v literatuře. Pro přesné vymezení zlomové struktury by však bylo vhodné mít hustší síť profilů a použít aparaturu s výkonnějším zdrojem proudu. Velmi užitečné by také bylo zapojení dalších geofyzikálních metod, např. mělké seismiky, která dobře odlišuje rozvolněné horniny od hornin kompaktních.

Výkop, v němž byl nainstalován dilatometr TM-71 je vybudovaný napříč zlomovou poruchou na lokalitě Pitec. Díky tomuto zařízení je možno zachycovat projevy pohybů v této části zlomového pásma ve třech směrech. Vybrané místo je značně stabilní a není vystaveno svahovým pohybům, což je klíčové z hlediska kvality dosažených výsledků (Košťák et al. 2002). Koincidence mezi největšími registrovanými posuny a výskytem zemětřesení (kap. 6.2) naznačuje, že zaznamenané anomálie by mohly být důsledkem zemětřesení vzniklých v intervalu mezi po sobě následujícími odečty. Tato myšlenka vypadá velmi zajímavě, nicméně pro ověření reálnosti zmíněných předpokladů by bylo třeba vzít v úvahu všechna zemětřesení v podobné vzdálenosti a zjistit, jak na ně zlom reagoval. Taktéž nelze nechat bez povšimnutí, že v nemalém počtu případů zůstal zlom bez odezvy na proběhlé výrazné seismické jevy. Vliv zemětřesení na pohyby na zlomu je tedy do jisté míry diskutabilní. Tyto pohyby mohou být vyvolané například pomalými dlouhotrvajícími posuny. Pro největší zaznamenané posuny byly za pomoci katalogu USGS vyhledávány časově příslušné otřesy (kap. 6.2 obr. 37). S vyšší pravděpodobností jsou ale zaznamenané pohyby důsledkem bližších a slabších seismických projevů v okolí zlomového systému či důsledkem dlouhodobých proměn v napětovém poli vyvolaných vzdálenějšími ale silnými zemětřesení podél západního pobřeží kontinentu. Problémem je zejména nemožnost zasazovat získaná data do celkové souvislosti, jelikož není s čím je přímo porovnávat. Z tohoto důvodu by bylo v této lokalitě vhodné umístit více dilatometrů. Přínosné by též bylo zkrátit intervaly mezi odečty jednotlivých posunů. Vidíme totiž pouze integrální hodnoty mezi dvěma po sobě následujícími odečty, nicméně mezi nimi mohlo dojít k výskytu několika významných zemětřesení. Vzhledem k výše uvedenému nemůžeme s jistotou tvrdit, zda pozorované seismické události přímo souvisí s pohyby na zlomu. Dostupné výsledky z měření prováděných v jiných geologických kontextech, například v Evropě či Asii naznačují, že tato data jsou vhodná pro

vymezení rychlosti deformace a pohybových charakteristik jednotlivých struktur v rámci aktivních tektonických prostředí (Stemberk et al. 2003). V této práci řešená lokalita tak může v dlouhodobém horizontu poskytnout klíčový komparační materiál poskytující informace o aktivních tektonických deformacích, jež jsou předmětem výzkumů jinde na světě.

Výsledky získané výpočtem v programu Coulomb ukazovaly, že silné zemětřesení ($M_w = 8.0$) z roku 2007 vyvolalo v oblasti studovaného zlomu záporné změny napětí (kap. 6.3 obr. 38), to by podle teorie vedlo ke snížení možnosti náchylnosti zlomu k porušení díky uvolnění napětí a prodloužení doby do vzniku zemětřesení dalšího. Zajímavé bylo, že epicentra následných vzniklých dotřesů souhlasila s geografickou pozicí oblastí s kladnými změnami napětí. Tento poznatek též souhlasí s teorií změn Coulombova napětí ΔCFS . Vyvolané změny napětí v oblasti studovaného zlomu způsobení zemětřesením z roku 2007 by mohly být příčinou anomálie zaznamenané přístrojem TM-71 (č. 4 na obr. 36). Nicméně výsledky vykazují opačné polarity. Kladná registrovaná anomálie podél zlomu v horizontální rovině vypovídá o pravostranném posunu, ale změny střížného napětí vycházejí záporné (levostranný posun, obr. 38a). Tento rozdíl může být způsoben polohou zlomu. Ta se totiž nachází v místě téměř nulových změn napětí, kde dochází ke změně polarity. Z toho vyplývá, že i drobná nepřesnost ve výpočtu vede ke změně polarity. U zemětřesení z roku 2010 ($m_b = 5.7$) nedaleko od zlomu vypočtené změny napětí byly kladné ale příliš malé na to, aby vyvolaly projev na povrchu. To by také mohl být důvod, proč nebyl zaznamenaný žádný pohyb terčovým měřidlem TM-71. Další problém je zapříčiněn chybou modelu. Získaná mapa změn napětí může být vychýlena, což způsobí, že pozice dilatometru vyjde v jiném místě CFS.

Ideální pro tuto práci by bylo porovnávat všechny hlavní anomálie registrované dilatometrem se všemi zemětřeseními, to ovšem nebylo možno kvůli nedostupnosti základních informací o parametrech zemětřesení potřebných k tvorbě vstupních souborů programu Coulomb. Coulombovo kritérium představuje výbornou možnost krátkodobé předpovědi míst výskytu dotřesů, což je velice důležité z hlediska hodnocení seismického ohrožení dané lokality. Kladné změny ΔCFS ovšem pouze akcelerují výskyt dotřesů ale negenerují je. Nevýhodou je nemožnost určit časový rámeček, kdy k samotným dotřesům dojde. Mezi další komplikace patří to, že k nim může dojít i v oblastech se zápornými změnami napětí. Zjištěné poznatky naznačují korelaci mezi změnami napětí a následnou seismicitou, představují tak dobrý způsob výzkumu možné role těchto změn jako spouštěcího mechanismu zemětřesení a studia jejich souvislosti s pohyby na zlomu. Rozšíření tohoto výzkumu by tedy zcela jistě vedlo k zajímavým a novým poznatkům.

8. ZÁVĚR

Předmětem této práce bylo studium seismicity v oblasti zlomového systému Cordillera Blanca nacházející se v centrální a západní části Peru. V rámci tohoto výzkumu byl také naměřen geofyzikální profil přes sledovaný zlom na lokalitě Pitec, kde od roku 1997 probíhá monitorování mikroposunů na zlomu ve třech směrech terčovým měřidlem TM-71. Zaznamenané pohyby tímto dilatometrem pak byly analyzovány s ohledem na získané změny napětí pomocí programu Coulomb.

Zpracování a interpretace dat z ERT měření ukázala, že sklon zlomu je 70° , mocnost morénových uloženin je cca 7 až 12m. Hodnota 12 m se vztahuje k patě zlomu, kde je kvůli akumulaci sutí mocnost výrazně větší. Zpracování a interpretace záznamu z dilatometru ukazuje na stabilitu místa, kde měření probíhá. Data z dilatometru jsou zobrazena jak pro směr a sklon zlomu v místě měření, tak i po rotaci podle směru geografických souřadnic. Nejzajímavější průběh zaznamenaných posunů vykazuje osa z, která představuje směr podél zlomu ve vertikální rovině. Posuny ve směru kolmém ke zlomu (osa x) a podél zlomu v horizontální rovině (osa y) jsou méně výrazné. Program Coulomb umožnil výpočet statických změn napěťového pole na studovaném zlomu vyvolaných dvěma vybranými zemětřeseními. Zemětřesení z roku 2007 vyvolalo na povrchu záporné změny napětí cca -0,01 až -0,03 MPa, přičemž právě v této době byl přístrojem TM-71 registrován pravostranný pohyb o hodnotě 0,130 mm. Po tomto zemětřesení následovalo velké množství menších otřesů, velká většina z nich vznikla právě v oblasti s kladnými změnami napětí. Výpočet změn pro zemětřesení z roku 2010 ukázalo, že vyvolané změny napěťového pole byly v oblasti zlomu kladné, změny však dosahovaly malých hodnot (20 až 100 Pa). Během tohoto období nebyly dilatometrem zaznamenány žádné změny. V těchto dvou případech by se dalo mluvit o souvislosti mezi změnami napětí a pohyby na zlomu. Tyto případy však nejsou dostatečně reprezentativní na to s jistotou usuzovat na přímou souvislost mezi měřením posunů dilatometrem a seismickou aktivitou v okolí.

9. LITERATURA

Anderson G., Johnson H., 1999. A new statistical test for static stress triggering: Application to the 1987 Superstition Hills earthquake sequence. *J. Geophys. Res.*, 104(B9): 20,153-20,168.

Álvarez G. J. A., 2004. Terremotos inducidos por transferencia cosísmica de esfuerzos: metodología casuística. Disertační práce, Departamento de Geodinámica – Facultad de Ciencias Geológicas UCM, Madrid, 77 str.

Baranzagi M., Isacks B. L., 1979. Subduction of the Nazca plate beneath Peru: evidence from spatial distribution of earthquakes. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 57: 537-555.

Bernal I., Tavera H., 2002. *Geodinámica, sismicidad y energía sísmica en Perú*. Instituto Geofísico del Perú, Lima, 64 str.

Bonnot D., 1984. Néotectonique et tectonique active de la Cordillère Blanche et du Callejon de Huaylas (Andes nord-péruviennes), Thèse de doctorat, Université Paris-Sud, Centre d'Orsay, Paris.

Deverchère J., Dorbath C., Dorbath L., 1989. Extensional related to a high topography: results from a microearthquake survey in the Andes of Peru and tectonic implications. *Geophys. J. Int.*, 98(2): 281-292.

Gaždová R., Kolínský R., Vilhelm J., Valenta J., 2015. Combining surface waves and common methods for shallow geophysical survey. *NSG*, 13: 19-32.

Giovanni M. K., Horton B. K., Garzzone C. N., McNulty B., Grove M., 2010. Extensional basin evolution in the Cordillera Blanca, Peru: Stratigraphic and isotopic records of detachment faulting and orogenic collapse in the Andean hinterland. *Tectonic*, 29(6): 1-21.

Harris R. A., 2000. Earthquake stress triggers, stress shadows, and seismic hazard. *Curr. Sci.*, 79(9): 1215-1225.

Harris R. A., Simpson R. W., 1998. Suppression of large earthquakes by stress shadows: A comparison of Coulomb and rate-and-state failure. *J. Geophys. Res.*, 103(B10): 24,439-24,451.

Chacón A. N., 1995. Geomorfología. In: *Geología del Perú*, INGEMMET, 1995, série A, 55: 7-14.

Cheng X., Meng G., 2016. Investigation of Coulomb stress changes in south Tibet (central Himalayas) due to the 25th April 2015 MW 7.8 Nepal earthquake using a Coulomb stress transfer model. *Earthq. Sc.*, 29(5): 271-279.

Karous M., 1989. *Geoelektrické metody průzkumu*. SNTL – Nakladatelství technické literatury, Praha, 423 str.

King G. C. P., Stein R. S., Lin J., 1994. Static stress changes and the triggering of earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 84(3): 935-953.

Klimeš J., 2012. Geomorphology and Natural Hazards of the Selected Glacial Valleys, Cordillera Blanca, Peru. *AUC Geographica*, 47(2): 25-31.

- Košťák B., Vilímek V., Zapata L. M., 2002. Registration of microdisplacements at a Cordillera Blanca fault scarp. *Acta Montana*, IRMS AS CR, 2002, série A, 19(123): 61-74.
- Kvasnička M., 1997. 4000 let seismologie (Hledání kořenů jedné vědecké disciplíny). *Pokroky matematiky, fyziky a astronomie*, 42(6): 324-331.
- Loke M. H., 2004. Manual for the RES2DINV ver. 3.54 – Rapid 2-D Resistivity & IP inversion using the least-squares method: Geoelectrical Imaging 2D & 3D – Geotomo Software, 133 str.
- Toda S., Stein R. S., Sevilgen V., Lin J., 2011. Manual for the Coulomb 3.3 – Graphic-Rich Deformation and Stress-Change Software for Earthquake, Tectonic, and Volcano Research and Teaching – USGS, 63 str.
- Loke M. H., Barker R. D., 1996. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method. *Geophys. Prospect.*, 44: 131-152.
- Lowrie W., 2007. *Fundamentals of Geophysics, Second Edition*. Cambridge University Press, New York, 381 str.
- Margirier A., Robert X., Schwartz S., Audin L., 2015. The Cordillera Blanca normal fault and its contribution to the Andean topographic evolution (northern Peru). In: *Geophys. Res. Abs.*, Vol. 17, EGU2015-11516. EGU General Assembly 2015, Vienna (Austria), April 12-17, 2015, str. 1.
- McNulty B., Farber D., 2002. Active detachment faulting above the Peruvian flat slab. *Geology*, 30(6): 567-570.
- McNulty B. A., Farber D. L., Wallace G. S., Lopez R., Palacios O., 1998. Role of plate kinematics and plate-slip-vector partitioning in continental magmatic arcs: Evidence from the Cordillera Blanca, Peru. *Geology*, 26(9): 827-830.
- Michalak M. J., Hall S. R., Farber D. L., Audin L., Hourigan J. K., 2015. (U-Th)/He thermochronology records late Miocene accelerated cooling in the north-central Peruvian Andes. *Lithosphere*, 8(2): 103-115. First published online December 2015, doi:10.1130/L485.1.
- Norabuena E., Leffler-Griffin L., Mao A., Dixon T., Stein S., Sacks I. S., Ocola L., Ellis M., 1998. Space Geodetic Observations of Nazca-South America Convergence Across The Central Andes. *Science*, 279(5349): 358-362.
- Norabuena E. O., Snoke J. A., James D. E., 1994. Structure of the subducting Nazca Plate beneath Peru. *J. Geophys. Res.*, 99(B5): 9215-9226.
- Ruff L. J., 1999. Dynamic Stress Drop of Recent Earthquakes: Variations within Subduction Zones. *Pure appl. geophys.*, 154: 409-431.
- Schwartz D. P., 1988. Paleoseismicity and Neotectonics of the Cordillera Blanca Fault Zone, Northern Peruvian Andes. *J. Geophys. Res.*, 93(B5): 4712-4730.

- Shearer P. M., 2009. *Introduction to Seismology, Second Edition*. Cambridge University Press, New York, 396 str.
- Siame L. L., Sébrier M., Bellier O., Bourles D., 2006. Can cosmic ray exposure dating reveal the normal faulting activity of the Cordillera Blanca fault, Peru?. *Rev. Asoc. Geol. Argent.*, 61(4): 536-544.
- Silgado F. E., 1978. *Historia de los sismos más notables ocurridos en el Perú (1513-1974)*. INGEOMIN, Lima, 130 str.
- Stemberk J., Kostak B., Vilimek V., 2003. 3D monitoring of active tectonic structures. *J. Geodyn.*, 36(1): 103-112.
- Suárez G., Molnar P., Burchfiel B. C., 1983. Seismicity, fault plane solutions, depth of faulting, and active tectonics of the Andes of Peru, Ecuador and Southern Colombia. *J. Geophys. Res.*, 88(B12): 10,403-10,428.
- Tábořík P., 2012. Možnosti využití elektrické odporové tomografie ve výzkumu horského reliéfu. Disertační práce, Katedra fyzické geografie a geoekologie PřF OU, Ostrava, 176 str.
- Tábořík P., Pánek T., 2010. Elektrická odporová tomografie ve výzkumu horského reliéfu – případové studie z flyšových Karpat. In: *Geografie pro život ve 21. století – Sborník příspěvků z XXII. sjezdu České geografické společnosti*, Ostrava, 31. srpna - 3. září, 2010, str. 74-81.
- Tavera H., 2014. *Evaluación del peligro asociado a los sismos y efectos secundarios en Perú*. Instituto Geofísico del Perú, Lima, 46 str.
- Tavera H., Bernal I., Torres L., 2010. *Sismo de Ancash del 3 de Enero de 2010 (5.7ML) Región Central del Perú*. Instituto Geofísico del Perú, Lima, 13 str.
- Tavera H., Buforn E., 1998. Sismicidad y sismotectónica de Perú. *Física de la Tierra*, 10: 187-219.
- Vilimek V., 1998. Neotectonic activities in the fault zone of the Cordillera Blanca Mountains. *AUC Geographica*, 33(1): 59-69.
- Vilimek V., Zapata L. M., 1996. Installation of the deformometer TM 71 in the Peruvian Andes. *AUC Geographica*, 31(2): 51-62.
- Vilimek V., Zapata L. M., 1998. Geomorphological response of neotectonic activity along the Cordillera Blanca fault zone, Peru. In: Kalvoda J., Rosenfeld Ch. (eds.). *Geomorphological Hazards in High Mountain Areas*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht Boston London, str. 245-262.
- Wise J. M., Noble D. C., 2003. Geomorphic evolution of the Cordillera Blanca. Northern Peru. *Bol. Soc. Geol. Peru*, 96: 65-85.
- Zapata L. M., 2002. La dinámica glaciaria en lagunas de la Cordillera Blanca. *Acta Montana, IRMS AS CR*, 2002, série A, 19(123): 37-60.
- Zavala C. B., Barrantes H. R., 2009. Contexto Geomorfológico. In: *Riesgos Geológicos en la Región Ancash*, INGEMMET, 2009, série C, 38: 45-60.

Internetové zdroje:

Geotomo Software [online]. RES2DINVx32/x64 - 2D resistivity & IP inversion software [Cit. 2017-03-01]. Dostupné z: <<http://www.geotomosoft.com/products.php#2D>>

HiMAP – The High Mountains Adaptation Partnership [online]. Cordillera Blanca Guide (Spanish). [Cit. 2017-03-01]. Dostupné z: <<http://www.highmountains.org/sites/default/files/Gu%C3%AD%20Cordillera%20Blanca.pdf>>

IGP¹ – *Instituto Geofísico del Perú* [online]. Informes sísmicos especiales 2007. [Cit. 2017-07-21]. Dostupné z: <http://portal.igp.gob.pe/sites/default/files/images/documents/sismos/ise-2007/pisco1_2007.pdf>

IGP² – *Instituto Geofísico del Perú* [online]. Informes sísmicos especiales 2010. [Cit. 2017-07-21]. Dostupné z: <http://portal.igp.gob.pe/sites/default/files/images/documents/sismos/ise-2010/ancash_2010.pdf>

OGIE – *Oficina de Gestión de la Información y Estadísticas* [online]. Carpeta Georeferencial Ancash. [Cit. 2016-11-13]. Dostupné z: <<http://www.congreso.gob.pe/Docs/DGP/GestionInformacionEstadistica/files/files/2014/2.trimestre.2.ancash.pdf>>

UM – *The University of Memphis* [online]. Stress drop. [Cit. 2017-04-80]. Dostupné z: <<http://www.ce.memphis.edu/7137/PDFs/Stress%20Drop.pdf>>

USGS¹ – *U.S. Geological Survey* [online]. Earthquake Glossary. [Cit. 2017-03-30]. Dostupné z: <<https://earthquake.usgs.gov/learn/glossary/?term=first%20motion>>

USGS² – *U.S. Geological Survey* [online]. Peruvian Cordilleras. [Cit. 2016-11-13]. Dostupné z: <<http://pubs.usgs.gov/pp/p1386i/peru/occident.html>>

USGS³ – *U.S. Geological Survey* [online]. Database and map of quaternary faults and folds in Peru and its offshore region. [Cit. 2016-11-28]. Dostupné z: <<https://pubs.usgs.gov/of/2003/ofr-03-451/OFR-03-451-text.htm>>

USGS⁴ – *U.S. Geological Survey* [online]. Earthquake Hazards Program. [Cit. 2017-01-13]. Dostupné z: <<http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/iscgem901374#origin>>

USGS⁵ – *U.S. Geological Survey* [online]. Earthquake Hazards Program. [Cit. 2017-01-16]. Dostupné z: <<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/iscgem796163#origin>>

USGS⁶ – *U.S. Geological Survey* [online]. Search Earthquake Catalog. [Cit. 2017-06-06]. Dostupné z: <<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/usp000fjta#executive>>

USGS⁷ – *U.S. Geological Survey* [online]. Search Earthquake Catalog. [Cit. 2017-06-06]. Dostupné z: <<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/usp000h5na#executive>>

USGS⁸ – *U.S. Geological Survey* [online]. Search Earthquake Catalog. [Cit. 2017-06-06]. Dostupné z: <<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/usp000868y#executive>>

USGS⁹ – *U.S. Geological Survey* [online]. Search Earthquake Catalog. [Cit. 2017-06-06].
Dostupné z: <<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/usp000attt#executive>>

USGS¹⁰ – *U.S. Geological Survey* [online]. Search Earthquake Catalog. [Cit. 2017-06-06].
Dostupné z: <<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/usp000c43s#executive>>

ÚSMH¹ – *Ústav struktury a mechaniky hornin AV ČR, v. v. i.* [online]. Monitoring tektonických mikropohybů pomocí přístroje TM-71. [Cit. 2017-03-07]. Dostupné z: <<http://cag.tecnet.cz/index.php?page=about>>

ÚSMH² – *Ústav struktury a mechaniky hornin AV ČR, v. v. i.* [online]. Měřidlo TM-71. [Cit. 2017-03-12].
Dostupné z: <https://www.irsm.cas.cz/ext/tecnet/index.php?page=about_obr&odkaz_about=1>