

Univerzita Karlova v Praze
Přírodovědecká fakulta
katedra fyzické geografie a geoekologie



Ondřej Masák

**GEOMORFOLOGICKÉ PROJEVY
NEOTEKTONICKÉ AKTIVITY PODÉL
ÚPATNÍHO ZLOMU POHOŘÍ CORDILLERA
BLANCA, PERU**

**GEOMORPHOLOGICAL EVIDENCE OF NEOTECTONIC
ACTIVITY ALONG CORDILLERA BLANCA FAULT
ZONE, PERU**

Diplomová práce

Praha 2012

Vedoucí diplomové práce: doc. RNDr. Vít Vilímek, CSc.

Prohlašuji, že jsem tuto diplomovou práci vypracoval samostatně a že jsem všechny použité prameny řádně citoval.

Jsem si vědom toho, že případné použití výsledků, získaných v této práci, mimo Univerzitu Karlovu v Praze je možné pouze po písemném souhlasu této univerzity.

Svoluji k zapůjčení této práce pro studijní účely a souhlasím s tím, aby byla řádně vedena v evidenci vypůjčovatelů.

V Karlových Varech dne 30. července 2012

.....
Ondřej Masák

Abstrakt

Jihozápadní úpatí masivu Cordillera Blanca v jihoamerických Andách patří mezi jedno z tektonicky neaktivnějších zlomových pásem. Základem této práce bylo vyhotovení geomorfologické mapy na základě družicových snímků za účelem analýz přímých a nepřímých projevů neotektoniky. Největší důraz byl při tvorbě mapy kladen na morfologické projevy tektonických pohybů, jimiž jsou facety zlomových svahů a vertikální zlomové stupně deformující ostatní tvary reliéfu – např. boční morény a dejekční kužely. Vertikální stupně dosahují - v závislosti na stáří tvaru - výšek pár metrů až desítky metrů (max. 60 m). Vyhodnocení měření deformometru z lokality Pitec dobře zachycuje hlavní trend pohybu – mírný výzdvih masivu, pozvolné rozevírání zlomu a zanedbatelný levostranný horizontální posun. Výpočet indexu sinuosity, jehož hodnoty byly shledány poměrně nízkými, potvrzuje vysokou tektonickou aktivitu zlomového pásma. Analýza podélných profilů toků neprokázala přítomnost knickpointů v místě křížení zlomového pásma. Vysvětlením může být skokový průběh pohybů na zlomu, jehož interval je odhadován na $1ka$ až $3ka$, přičemž posledních $2ka$ jsou ve znamení relativního tektonického klidu. Za tuto dobu byla schopna hloubkové eroze vodních toků setřít projevy tektonických pohybů.

Klíčová slova: Cordillera Blanca, neotektonika, geomorfologické mapování, index sinuosity, analýza podélných profilů toků

Abstract

Southwest base of Cordillera Blanca mts. in South American Andes belongs to the most tectonically active fault zones. The core of this thesis was making of a detailed geomorphological map based on remote sensing satellite images for the purpose of analysis of direct and indirect manifestations of neotectonics. The greatest emphasis was placed on morphological manifestations of tectonics movements which are fault scarps facets and vertical fault steps deforming other shapes of relief – e.g. lateral moraines, dejection cones. Vertical steps reach from a few meters to tens of meters (max. 60 m) according to the age of influenced landform. Evaluation of measurements from deformometr from locality Pitec shows main trends of movements - moderate rise of massif, slow opening of fault plane and negligible left-lateral slip. Calculation of mountain-front sinuosity index, whose values were found relatively low, confirms high tectonic activity of fault zone. Analysis of longitudinal stream profiles hasn't showed presence of knick-points in the place of crossing with fault zone. Non-continuous process of lifting movements, whose interval is estimated at 1ka to 3ka (while the very last 2ka has been in relative tectonic calm), could be a possible explanation. Deep erosion of water streams wiped the tectonics movements out during this period.

Key words: Cordillera Blanca mts., neotectonics, geomorphological mapping, mountain-front sinuosity index, longitudinal profiles analysis

Obsah

| | |
|---|-----------|
| Seznam obrázků, grafů, tabulek a příloh..... | 7 |
| 1 Úvod..... | 9 |
| 2 Metodika a výběr území..... | 11 |
| 2.1 Výběr a poloha zájmového území..... | 11 |
| 2.2 Mapové a datové podklady..... | 12 |
| 2.3 Chronologická souvislost seismické aktivity regionu a pohybů na zlomu | 13 |
| 2.4 Geomorfologické mapování | 14 |
| 2.5 Index sinuosity..... | 15 |
| 2.6 Analýza podélných profilů toků..... | 17 |
| 2.7 Další metody | 18 |
| 3 Geologické poměry | 19 |
| 3.1 Geologické poměry And a subdukce desky Nazca..... | 19 |
| 3.2 Geologie severního Peru a oblasti Cordillera Blanca | 20 |
| <i>Batolit Cordillera Blanca.....</i> | <i>22</i> |
| 3.3 Zlomový systém a vulkanismus Cordillera Blanca..... | 23 |
| <i>Aktivita zlomového systému a sledování pohybů na zlomu CB.....</i> | <i>28</i> |
| <i>Deformometr TM-71</i> | <i>30</i> |
| <i>Chronologická souvislost seismické aktivity regionu a pohybů na zlomu v lokalitě Pitec</i> | <i>33</i> |
| 4 Geomorfologické poměry CB..... | 39 |
| 4.1 Tektonicky a glaciálně podmíněné rysy reliéfu CB..... | 40 |
| <i>Charakteristika průběhu zlomového pásma.....</i> | <i>42</i> |
| 4.2 Ostatní rysy reliéfu CB..... | 45 |

| | | |
|----------|---|-----------|
| 5 | Vlastní geomorfologické mapování..... | 47 |
| 5.1 | Popis mapovaných tvarů a pokryvných útvarů + galerie tvarů | 47 |
| 5.2 | Charakteristika prostorového rozložení a závislosti vzájemných poloh jednotlivých mapovaných tvarů..... | 59 |
| | <i>Tvary reliéfu podmíněné neotektonikou.....</i> | <i>61</i> |
| 6 | Další geomorfologické analýzy..... | 65 |
| 6.1 | Index sinuosity | 65 |
| 6.2 | Analýza podélných profilů toků..... | 68 |
| 7 | Diskuse a závěr | 77 |
| | Použitá literatura a zdroje..... | 82 |

Seznam obrázků, grafů, tabulek a příloh

| | |
|--|----|
| Obr. 1 Mapa znázorňující polohu mapovaného území v rámci Peru a CB..... | 10 |
| Obr. 2 Příklad použití metody indexu sinuosity (<i>Smf</i>) - Broumovsko, ČR..... | 14 |
| Obr. 3 Schematická mapa jihoamerického vulkanismu a subdukce | 18 |
| Obr. 4 Schematická geologická mapa regionu Ancash, Peru | 19 |
| Obr. 5 Geologický profil vedený kolmo na zlom CB 20 km severně od zájmové oblasti..... | 20 |
| Obr. 6 Mapa rozmístění epicenter mělkých zemětřesení ($h < 60\text{km}$) s magnitudem $M > 4,5$ mezi lety 1960-2002 | 24 |
| Obr. 7 Mapa rozmístění epicenter středně hlubokých a hlubokých zemětřesení ($60 < h < 300\text{km}$, $h > 300$) s magnitudem $M > 4,5$ mezi lety 1960-2002 | 25 |
| Obr. 8 Poloha a vzálenost otřesů uvedených v grafu č. 2 od TM-71 do roku 2011..... | 34 |
| Obr. 9 Poloha otřesů VII.-VIII. 2010 a II.- III. 2011 vůči TM-71 | 35 |
| Obr. 10 Schématická mapka vymezení jednotlivých segmentů průběhu zlomového pásma CB..... | 42 |
| Obr. 11 Povrchové projevy zlomu - a) zlom sečící boční morény; b) zlom sečící fluvioglaciální sedimenty | 46 |
| Obr. 12 Zlomový svah – odkrytý (horní část svahu) a zakrytý (spodní část svahu) | 47 |
| Obr. 13 Ledovcový kar s jezerem + ústupová moréna..... | 48 |
| Obr. 14 Boční + ústupová moréna, glacialakustinní sediment | 49 |
| Obr. 15 Fluvioglaciální sedimenty – a) starší; b) mladší | 51 |
| Obr. 16 Glacialakustrinní sediment..... | 52 |
| Obr. 17 Sedimentární výplň údolního dna | 52 |
| Obr. 18 Dejekční kužely (deformované vertikálním stupněm zlomu) | 53 |
| Obr. 19 Erozní zářezy..... | 54 |
| Obr. 20 Výrazná erozní hrana | 54 |
| Obr. 21 Erozní svah | 55 |
| Obr. 22 Sesuvy ve fluvioglaciálních sedimentech..... | 56 |

| | |
|--|----|
| Obr. 23 <i>Morfologicky výrazné hřbety (protáhlý útvar z levého dolního do pravé horního rohu – formace Calipuy skupiny Goyllarisquisga; kulovitý útvar v pravé části – formace Yungay)</i> | 56 |
| Obr. 24 <i>Výrazný stupeň v podélném profilu toku</i> | 55 |
| Obr. 25 <i>Podélný profil hřbetu boční morény u ústí údolí toku ID76</i> | 61 |
| Obr. 26 <i>Schematická mapka úpatní linie a rozdělení jednotlivých segmentů včetně vypočtených hodnot indexu sinuosity pro jednotlivé segmenty a celek</i> | 65 |
| Obr. 27 <i>Schematická mapka vodních toků v oblasti úpatí zlomového svahu CB..</i> | 61 |
| Obr. 28 <i>Podélný profil hřbetu boční morény u ústí údolí toku ID76</i> | 69 |
| Graf 1 <i>Výsledky přímého měření pohybů deform. TM-71 z lokality Pitec</i> | 30 |
| Graf 2 <i>Graf relativních pohybů na zlomové ploše v lokalitě Pitec s přidanými chronologicky odpovídajícími výraznými seismickými událostmi</i> | 33 |
| Graf 3 <i>série grafů a) – n) znázorňující podélné profily jednotlivých toků včetně polohy zlomu CB</i> | 75 |
| Tab. č. 1 <i>Doplňující informace k obr. č. 8</i> | 34 |
| Tab. č. 2 <i>Doplňující informace k obr. č. 9</i> | 35 |
| Tab. č. 3 <i>Seismické události bez chronologicky odpovídající odezvy v grafu č. 2 včetně doplňujících informací</i> | 36 |

Příloha č. 1 *Cordillera Blanca – Geomorfologie centrální části*

a) měřítko 1: 110 000

b) měřítko 1: 110 000 na podkladu družicového snímku

c) měřítko 1: 50 000 severní část

d) měřítko 1: 50 000 jižní část

1 Úvod

Základní příčné členění jihoamerických And je nejčastěji na Severní, Střední a Jižní Andy (Kay et. al. 2005), přičemž nejrozsáhlejší Střední Andy lze dále dělit na severní, střední a jižní sektor (Ramos 1999). Přesná poloha jižní hranice jižního sektoru Středních And se však podle jednotlivých autorů liší. Kay (et al. 2005) považuje za jižní sektor pouze *Chilský segment mírného sklonu*, kdežto Ramos (1999) i *Jižní vulkanickou zónu*. Cordillera Blanca (dále jen CB) je nejvyšší horský masiv Peru a podle tohoto členění se nachází v severním sektoru horského systému Středních And (Ramos 1999, Vilímek 2002). Podélným členěním se v rámci Severních, Středních a Jižních Andy dále vymezují menší paralelně probíhající hřbety přibližně poledníkového směru (Chalupa a kol. 2001). Tímto dílčím členěním vznikají Cordillera Occidental (Západní Kordilér), Cordillera Central (Střední Kordiléra) a Cordillera Oriental (Východní Kordiléra) (Chalupa a kol. 2001). Podle toho dělení spadá CB, společně se západněji položeným pohořím Cordillera Negra a pobřežním batolitem, do horského systému Cordillera Occidental (Vilímek, Zapata 1998; Chalupa a kol. 2001). Obě pohoří mají velice podobnou orientaci, která má více méně JV-SZ průběh. Pohoří jsou vzájemně oddělena údolím řeky Rio Santa. Nejvyšším vrcholem Cordillera Blanca je Nev. Huascarán s nadmořskou výškou 6 768 m n. m., který leží mírně severozápadně od středu pohoří. Vzhledem ke své výšce je CB z velké části zaledněna, avšak i zde dochází vzhledem ke globálním změnám klimatu k postupné deglaciaci. Podle studie z roku 2008 došlo mezi lety 1970 a 2003 ke zmenšení zaledněné plochy z 723km² na necelých 570 km² (Racoviteanu et al. 2008)

Téma diplomové práce navazuje na dosavadní výzkum v pohoří CB v regionu Ancash v Peru. Tato oblast je tektonicky aktivní a vyskytují se zde recentní pohyby, které výrazně ovlivnily vývoji georeliéfu. Tamní reliéf je především interferencí orogenetických a klimatomorfogenetických procesů. Tektonicky aktivní jsou především zlomy při úpatí severozápadních svahů pohoří CB. Probíhá tudy cca 200 km dlouhý složitý zlomový systém, jehož geomorfologické projevy jsou jedním z pilířů této práce. Zájmové území pro geomorfologické mapování a další analýzy bylo vybráno s ohledem na polohu již zmíněného zlomového systému a dále v prostorové návaznosti na již zmapované území. Podrobné geomorfologické mapování provedli (Vilímek, Zapata

1998) a bylo publikováno v knize *Geomorphological Hazards in High Mountain Areas* (Vilímek, Zapata 1998). Jímí zmapovaný prostor o rozloze cca 5x3km leží jihovýchodně od mého zájmového území a nachází se v něm deformometr TM-71. Ten zde byl instalován v roce 1997 za účelem měření současných tektonických pohybů (Vilímek, Zapata 1996) – více viz kapitola 3.3, podkapitola *Aktivita a sledování pohybů na zlomu CB*.

Hlavním cílem práce byl zhodnocení přímých a nepřímých projevů neotektonických na reliéfu jihozápadního úpatí CB. Předpokladem pro tuto analýzu byla tvorba geomorfologické mapy předem vybrané území v pásu zlomového systému, což byl také jeden z vedlejších cílů a zároveň jedna z použitých metod. Dalším cílem byla aplikace vybraných geomorfologických metod (viz následující kapitola) na studovaný prostor za účelem zjištění, na kolik je zlomový systém Cordillera Blanca aktivní a jakou měrou ovlivňuje tamní reliéf.

Hlavním cílem mé práce bylo:

- analýza přímých a nepřímých projevů zlomového pásma v reliéfu

Vedlejší cíle:

- vytvoření geomorfologické mapy vybraného území jako výsledek geomorfologického mapování na základě dálkového průzkumu Země
- geomorfologické analýzy aktivity zlomového pásma Cordillera Blanca
- vyhodnocení měření deformometru TM-71
- rešerše dosavadních informací o zlomovém systému, jeho recentní aktivitě a jeho projevech v reliéfu

2 Metodika a výběr území

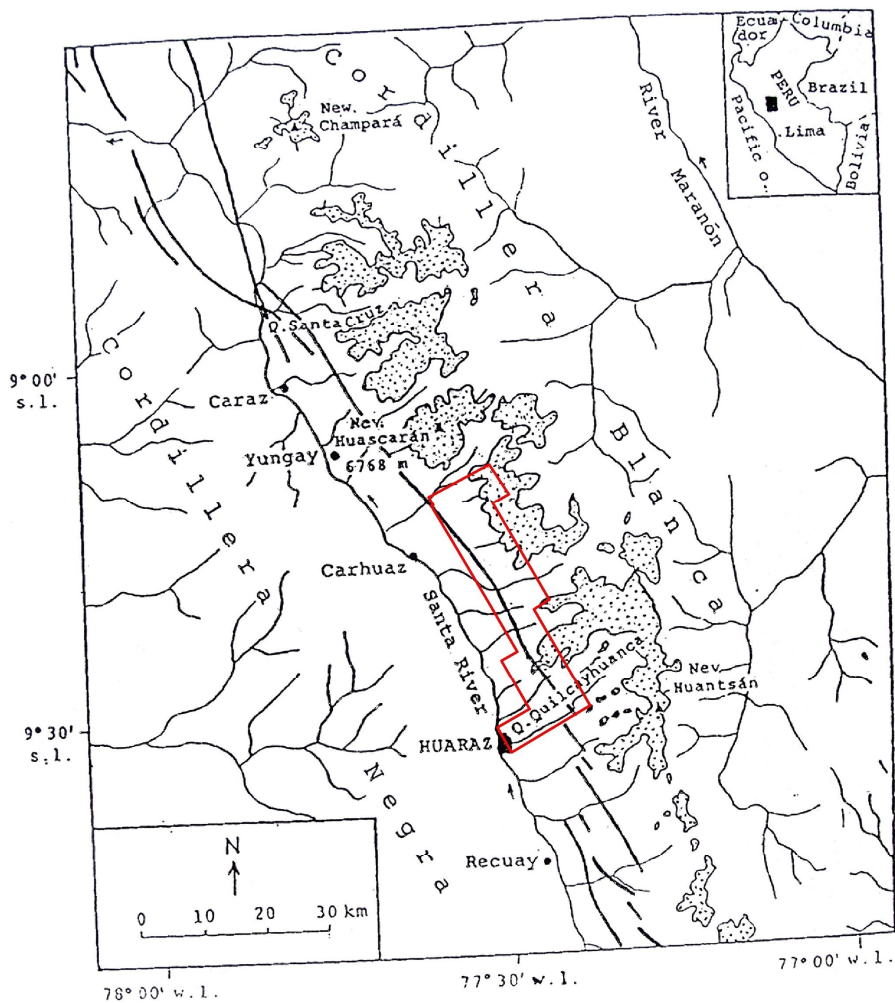
Před začátkem vlastního výzkumu byly prostudovány některé dosavadní práce týkající se studia geologie, tektoniky, seismologie a geomorfologie oblasti CB. Na základě této literatury byla vytvořena rešerše, která je první částí mojí práce. Tato rešerše se zaměřuje především na geologické poměry pohoří CB, důkazy tektonické aktivity západních svahů CB a její projevy v reliéfu.

Pro dosažení předem stanovených cílů této práce bylo použito následujících metod. Prvním krokem byl výběr vhodného území pro geomorfologické mapování a další morfologické analýzy – například analýzu podélných profilů toků křižujících zájmový zlom nebo výpočet indexu sinuosity úpatí zlomových svahů zájmové oblasti – více o jednotlivých metodách uvádím v následujících podkapitolách. Vzhledem ke vzdálenosti od místa studia a také rozsahu zájmového území bylo provedeno geomorfologické mapování na základě dálkového průzkumu Země, konkrétně ze satelitních snímků získaných pomocí aplikace Google Earth.

2.1 Výběr a poloha zájmového území

Vybrané území je protažený mnohoúhelník, jehož délka je 38 km a šířka v rozmezí 5-10 km. Poloha vybraného území kopíruje pás zlomového systému na západním úpatí CB a navazuje na již zmapované jihovýchodně položené území. Podrobné geomorfologické mapování tohoto území provedli v roce 1998 doc. V. Vilímkem s M. L. Zapatou a bylo publikováno v knize *Geomorphological Hazards in High Mountain Areas* (Vilímek, Zapata 1998). V jimi mapované oblasti o ploše cca 5x3km se nachází deformometr TM-71 (Vilímek, Zapata 1996).

Mnou mapované území se nachází mezi městy Huaraz na jihovýchodě a Carhuaz na severozápadě. Přesněji mezi údolím řeky Cojup a Ulta. Severní okraj se nachází na 9°11' j. š. a jižní okraj na 9°30' j. š. - přesný tvar, poloha a rozměry zájmového území jsou zřejmé z obr. č. 1. Nepravidelnost konečného tvaru území je výsledkem spojení snímků uložených z aplikace Google Earth a je dána hlavně tím, že z počátku nebyla známá přesná poloha všech pro mou práci důležitých elementů a po provedení mapování, již byla dle mého názoru škoda ořezávat území a ztratit tím již získané informace.



Obr. č. 1 Mapa znázorňující polohu mapovaného území v rámci Peru a CB [červená kontura] (upraveno podle Vilímek, Zapata 1998)

2.2 Mapové a datové podklady

Při zhotovování této práce byly použity mapové podklady a data z několika různých zdrojů. Pro samotné geomorfologické mapování byly použity satelitní snímky stažené z aplikace Google Earth společnosti Google, Inc.

Dalším velice důležitým podkladem pro mou práci byly geologické mapy oblasti. Geologické mapy mají copyright Institutu geologického, báňského a metalurgického (Instituto geológico minero y metalurgico – INGEMMET) Peruánského ministerstva energie a těžby. Použité geologické mapy byly jak digitální (stažené se stránek INGEMMETu), tak klasické papírové zapůjčené od mého vedoucího doc. V. Vilímka.

Pro vytvoření podélných profilů některých toků byly použity také topografické mapy v měřítku 1:25 000 vytvořené peruánským ministerstvem zemědělství, které byly zapůjčeny ze soukromého archivu RNDr. Jana Klimeše, Ph.D. z Ústavu struktury a mechaniky hornin AV ČR.

Všechna data a podklady byly zpracovávány v programu ArcMap prostředí ArcGIS 9.3 firmy ESRI.

Digitální model reliéfu (dále jen DEM - *digital elevation model*) byl vytvořen na základě vrstvy vrstevnic se základním intervalem 50 metrů vytvořených peruánským národním geografickým institutem (Instituto Geográfico Nacional Peruano). Dále jsem pro své mapování použil vrstvy vodních toků a měst z téhož zdroje.

2.3 Chronologická souvislost seismické aktivity regionu a pohybů na zlomu

Analýza časové souvislosti seismické aktivity a pohybů na zlomu v lokalitě Pitec byla založena na seismologických datech z Peruánský geofyzikální ústav (Instituto Geofísico del Perú – dále jen IGP) a Geologická služba Spojených států (United States Geological Survey – dále jen USGS). Při pokusu o nalezení chronologicky odpovídajících otřesů k jednotlivým výkyvům na grafu naměřených dat, byla vyhledána zemětřesení časově odpovídající úseku mezi dvěma měřeními nebo bezprostředně po nich, kde došlo k významnějším (nejčastěji více než 0,1 mm) pohybům aspoň na jedné z os. Vzhledem k nedostatku podrobných dat do roku 2010, bylo vyhledávání do tohoto roku omezeno jen na historicky významné události (USGS), nejčastěji s magnitudem větším než 5 ($M > 5$).

Od roku 2010 začal IGP vydávat podrobné seismické bulletiny o všech obyvateli pocítěných zemětřeseních, tj. přibližně magnitudo větší než 3 ($M > 3$) (IGP). Takových zemětřesení bylo v registrováno 138 v roce 2010, 150 v roce 2011 a prozatím 37 v roce 2012 (stav ke 14.3.2012) (IGP) a o každém byla vydána samostatná zpráva, obsahující naměřené parametry, přesnou polohu epicentra a hypocentra a další souvislosti (IGP). Všechny tyto otřesy byly vzaty v úvahu při hledání chronologických souvislostí.

2.4 Geomorfologické mapování

Jednou z hlavních metod, která byla podkladem pro další analýzy týkající se hodnocení projevů neotektoniky na reliéf CB, bylo (v rámci podrobnosti zdrojových dat) co nejpodrobnější geomorfologické mapování vybraného území (cca 130 km²). Výstupem tohoto mapování je obecná geomorfologická mapa, ve které je primárně kladen důraz na tvary spojené s tektonickým vývojem oblasti - především na průběh zlomů a vymezení zlomových svahů (facet). Geomorfologická mapa, která je z naprosté většiny mým vlastním autorským dílem (kromě části vrstvy vodních toků a vrstvy měst - Huaraz). Tyto vrstvy byly převzaty od peruánského národního geografického institutu (IGNP) (Instituto Geográfico Nacional Peruano). Obrazovým podkladem pro proces mapování byly družicové snímky z aplikace Google Earth, které byly následně propojeny a podle orientačních bodů georeferencovány do souřadnicového systému WGS-84 v programu ArcGIS 9.3. Identifikace jednotlivých tvarů byla založena především na vizuálním projevu v reliéfu - primárně podle rozdílnosti povrchového vzhledu (barvy, textury). Dále bylo díky dostupnosti 3D pohledu na terén v aplikaci Google Earth možné kombinovat čistě vizuální půdorysný pohled s jiným úhlem pohledu na tvary reliéfu, což odhalilo vertikální projevy tvarů v reliéfu. To umožnilo spolehlivěji definovat kontury jednotlivých tvarů. Výsledky vizuální identifikace jsem samozřejmě konzultoval s geologickými mapami dané lokality a se zapojením individuálních tvarů do kontextu okolního georeliéfu. Mapování samo o sobě není samostatnou metodou podávající důkazy o tektonické aktivitě, ale pouze podkladem pro další interpretace.

Další metodou, která poskytuje přímé důkazy tektonického zdvihu, je zhodnocení povrchového projevu zlomu v místech, kde protíná různorodé geomorfologické tvary (převážně akumulace glaciálního, glaciofluviálního a fluviálního původu). V místě tohoto křížení zlomu a dotyčného tvaru reliéfu, dochází při pohybu na tomto zlomu k jeho stříhu a deformaci, která je jasným důkazem aktivního pohybu na zlomové linii. Podle Kellera (1986) napomáhá hodnocení mnohanásobným posuven zasažených tvarů odpovědět na základní otázky spojené s aktivní tektonikou, jakými jsou například: „Je rychlost pohybů konstantní v čase? Jaké zlomové svahy jsou schopny produkovat nejsilnější zemětřesení? Jsou pohyby na zlomu dlouhodobého či náhlého jednorázového charakteru?“ (Keller 1986). Zmapování a analýza takovýchto tvarů je jedním ze základních pilířů dalších částí práce.

2.5 Index sinuosity

Indexem sinuosity (*mountain front sinuosity index – Smf*) lze vyjádřit míru přímosti průběhu úpatí sledovaného svahu (Bull 2007). Vzhledem k faktu, že úpatí tektonicky aktivních zlomových svahů mívají poměrně přímočarý průběh, lze na základě této metody poměrně spolehlivě odlišit zlomové svahy vázané na aktivní tektonický zlom od ostatních svahů. Index sinuosity se vypočítá jako

$$Smf = Lmf/Ls$$

, kde *Lmf* je vzdálenost dvou míst na úpatí měřená podél úpatí daného svahu a *Ls* je přímá vzdálenost těchto dvou míst vzdušnou čarou (Keller 1986).

Je tedy zřejmé, že přímější úpatí mají hodnoty *Smf* blíží se hodnotě 1. Podle Bulla (2007) odpovídají různé rychlosti pohybu různým hodnotám *Smf* podle jednotlivých klimatických a litologických podmínek. Obecně však platí – vysoce aktivní úpatí vykazují hodnoty 1,0 až 1,5; mírně aktivní úpatí hodnoty v rozsahu 1,5 – 3,0 a neaktivní úpatí hodnoty vyšší než 3 (Bull 2007). Tyto hodnoty však nezcela odpovídají hodnotám, publikovaných Stejskalem (et al. 2006). V tomto článku se tvrdí, že úpatí spojená s aktivním tektonickým zdvihem mají poměrně přímý průběh a hodnota jejich *Smf* se blíží hodnotě 1, zatímco hodnoty *Smf* slabě tektonicky aktivních nebo neaktivních pohoří se blíží číslu 2 a více (Stejskal et al. 2006). Podle Burbanka a Andersona (2001, cit. ve Stejskal et al., 2006, str. 21) dosahují regiony s výraznými tektonickými pohyby dokonce hodnot *Smf* 1,05 a nižších, což také neodpovídá hodnotám Bulla (2007), jehož publikace *Tectonics Geomorphology* z roku 1977 je při definování *Smf* indexu citována mnoha autory (Stejskal et al. 2006, Keller 1986, Cuong, Zuchiewicz 2001).

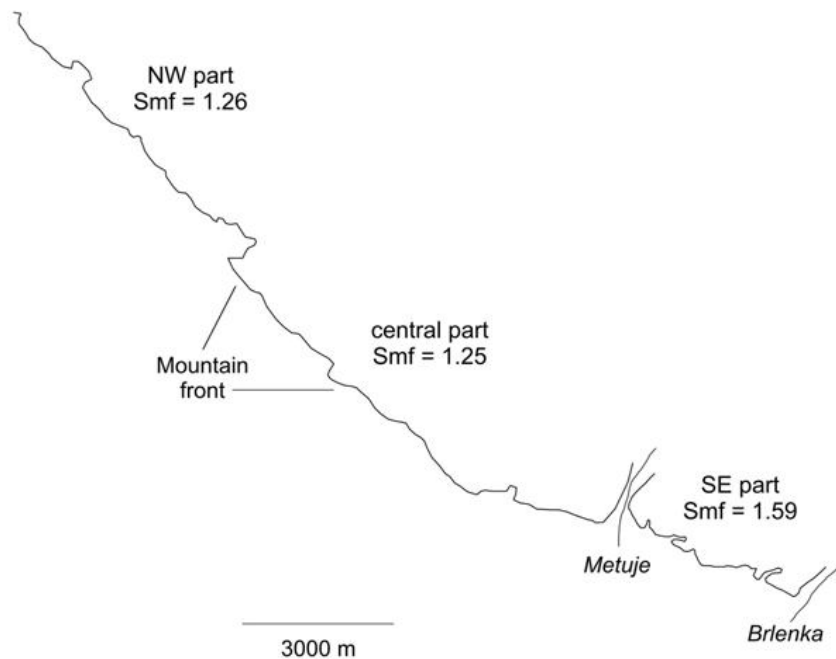
Hodnotu *Smf* je možné počítat pro úpatí celého sledovaného území dohromady nebo pro jednotlivé dílčí segmenty. U dílčích segmentů by měl být v tomto případě prokázán nebo aspoň domnělý částečně nezávislý tektonický vývoj na okolních segmentech. Tento nehomogenní vývoj může být ve většině případů způsoben přítomností zlomů v přibližně kolmém směru na hlavní zlomový systém. Na těchto zlomech může docházet k horizontálním pohybům nebo rotacím jednotlivých segmentů, které následně výrazně narušují přímý průběh úpatí sledovaného zlomového svahu a zvýší výslednou hodnotu sinuosity.

Dalším faktorem ovlivňujícím výsledné hodnoty *Smf* je volba podkladových materiálů a jejich měřítka pro určení úpatní linie svahů (Bull 2007). Použití

topografického podkladu v měřítku 1:25 000 a základním intervalem vrstevnic 5-10 metrů může být podle Bulla (2007) již dostatečně přesné. I při této podrobnosti však mohou být např. aluviální kužely a jiné akumulární tvaru nesprávně identifikovány jako součást zlomového svahu, což ve výsledku zvýší hodnoty Smf (Bull 2007). Vhodnější jsou proto pro tento účel družicové snímky nebo podrobné snímky SRTM radaru, které obsahují detailní informace o nadmořských výškách (Bull 2007). Já jsem pro ve své práci pro tento účel použil kombinaci vrstevnicového modelu se základním intervalem vrstevnic 50 metrů a velice podrobných družicových snímků aplikace Google Earth.

Na obr. č. 2 je ukázka grafického znázornění výsledků indexu sinuosity pro tři jednotlivé segmenty jihozápadního úpatí Jestřebích hor na Hronovsko-poříčském zlomu (Stejskal et al. 2006). Hodnoty v rozsahu 1,25 – 1,55 podle Stejskala (et al. 2006) nedokazují současnou tektonickou aktivitu zlomu.

Tato metoda podává ovšem také jen nepřímé důkazy tektonických pohybů (Stejskal et al. 2006).



Obr. č. 2 Příklad použití metody indexu sinuosity (Smf) - Broumovsko, ČR (Stejskal et al. 2006)

2.6 Analýza podélných profilů toků

Analýza podélných profilů toků patří mezi velice silné nástroje studia kvartérní tektoniky (Vilímek 2004). Jelikož veškeré toky mají tendenci vyrovnávat svou spádovou křivku, každá tektonická či jiná perturbace narušuje kontinuální průběh dospívání k rovnovážnému stavu toku (Bull 2007). Výzdvihem horního úseku toku a pohybem exitujících erozních bází či vznikem nových místních erozních bází dochází k iniciaci fluvialně-erozních procesů vedoucích k nastolení rovnovážných podmínek.

Oblast zlomového pásma CB se vyznačuje poměrně komplikovanou geologickou a litologickou stavbu, jelikož se jedná o zlomové pásmo oddělující dva litologicky naprosto odlišné celky - granodioritový batolit a příkopová propadlina vyplněná převážně druhohorními metasedimentárními horninami (viz kap. 3.2). Pro vytvoření profilů bylo nutné vybrat vhodné dostatečně dlouhé toky, které křížují polohu předpokládaného nebo doloženého zlomu. Nejprve byly vytvořeny profily toků nacházejících se v mapované území v prostředí ArcGIS z digitálního modelu terénu, jehož základem byla vrstva vrstevnic se základním intervalem 50 metrů. Soubor s podrobnějšími vrstevnicemi nebo podrobnější DEM bohužel není pro území Cordillera Blanca dostupný. V prostředí ArcGIS bylo pomocí DEM vytvořeno celkem 10 podélných profilů vybraných toků.

Dále bylo na základě podkladových topografických map v měřítku 1:25 000 se základním intervalem vrstevnic 25 metrů vytvořeno šest podélných profilů vodních toků, z nichž tři se překrývají s profily vytvořenými pomocí DEM v prostředí ArcGIS a je tedy možné porovnat přesnost a detailnost jednotlivých metod.

Při analýze podélného profilu toku je sledován průběh profilu toku vzhledem k poloze zlomu a snaha identifikovat tzv. knickpointy a breakpointy, což jsou místa prudkých změn spádu toku (Stejskal et. al. 2006). Knickpointem označujeme místo přechodné anomálie ve sklonu toku, po které následuje sklon totožný s předchozím úsekem, kdežto breakpoint je místem, kde se mění generální sklon toku až k místu dalšího breakpointu. Knickpointy mohou být velice často způsobeny právě přítomností aktivní tektoniky, která narušuje dlouhodobý vývoj spádové křivky toku. Vždy je ovšem nezbytné vyloučit jiné možné původy těchto nepravidelností v podélném profilu - například přechod toku mezi dvěma geologicky různě odolnými prostředími (Stejskal et. al. 2006) nebo vlna zpětné eroze postupující proti proudu toku při poklesu erozní

báze (Hartvich 2005). Tato metoda však poskytuje pouze nepřímé důkazy ukazující na tektonickou aktivitu oblasti a je nutno ji interpretovat vždy s ohledem na další souvislosti (Stejskal et. al. 2006).

2.7 Další metody

Jednou z metod, která je hojně využívána při výzkumu tektonicky aktivních oblastí - ale je spíše technická než geomorfologická - je měření relativních pohybů na zlomové ploše mezi nadložní krou (*hanging wall*) a podložní krou (*foot wall*). V oblasti Cordillera Blanca je pro tyto účely nainstalován deformometr TM-71, který zaznamenává vzájemný pohyb bloků v trojrozměrném prostoru pomocí tří vzájemně kolmých rovin (Vilímek, Zapata 1996). Princip tohoto zařízení je založen na metodě *moiré* – interferenci světla na optických mřížkách (Vilímek, Zapata 1996). Více o poloze deformometru a výsledcích měření v kapitole 3.3 *Aktivita a sledování pohybů na zlomu CB*.

Dále jsem během práce v geoinformačním systému provedl výpočet sklonu facet v prostoru zájmového území pro porovnání s hodnotami, které byly uváděny ve studované literatuře, a sklonem původní zlomové plochy. Podkladem pro tento výpočet byl také již zmíněný DEM.

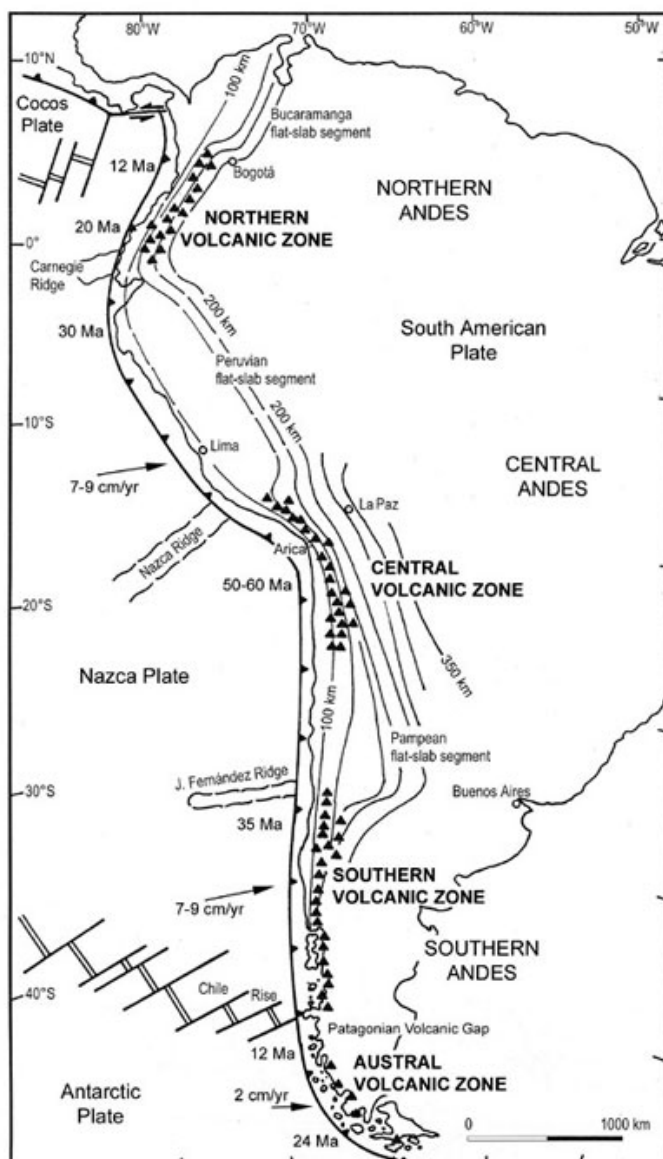
Některé metody, které jsou používány pro účel určení míry tektonické podmíněnosti reliéfu a aktivity zlomu, nemohly být vzhledem ke způsobu mapování a podrobnosti DEM vůbec aplikovány. Metodami, které nemohly být z jakýchkoliv důvodů použity, jsou například: analýza perturbací fluvialních teras, analýza příčných profilů údolí křížících daný zlom, výpočet poměru šířky údolního dna a výšky úbočí (*ratio valley-floor width to valley height*), index sklonu toku (*stream-gradient index*) (Keller, 1986).

3 Geologické poměry

3.1 Geologické poměry And a subdukce desky Nazca

Jihoamerické Andy jsou nejdelším souvislým horským pásmem světa a jsou součástí tzv. Ohnivého pásu (Pacific Ring of Fire). Andy jsou geologicky velice složitým komplexem, jehož vývoj lze rozdělit do dvou hlavních fází - před-Andská a Andská fáze (Vilímek 2002). Před-Andská fáze se podílela na vzniku současných horských systémů pouze nastavením výchozích geologických podmínek a nemá tudíž přímý vliv na recentní orogenezi. Budu se zde tedy dále zabývat pouze Andskou fází, která je spojena čistě s orogenezí způsobenou subdukcí na konvergentním rozhraní mezi oceánskou deskou Nazca a pevninskou Jihoamerickou deskou (James 1977). Tato subdukce byla započata zřejmě ve svrchním Triasu nebo v Křídě a trvá s různou intenzitou až do dnešní doby, což mimo jiné dokazuje i současná aktivita mnohých tamních vulkánů (Kay et. al. 2005). V průběhu vývoje docházelo ke změnám rychlosti pohybu subdukované desky. Podle Rea (1977, cit. ve Vilímek 2002, str. 8) byla rychlost rozpínání oceánské kůry ve východních Pacifiku v posledních 2 mil. let v průměru 87 mm/rok směrem k východu – viz obr. č. 3, kdežto odhadovaná rychlost v období 3,32 - 2,43 Ma BP (mladší pliocén) byla dokonce dvakrát větší (176 mm/rok). Rychlost subdukce je i v současnosti v různých oblastech různá (Vilímek 2002)

Morfologie a geologie současných And je nejvíce ovlivněna stářím, geometrií a morfologií subdukující oceánské desky (Kay et. al. 2005). Subdukce desky Nazca probíhá v různých regionech pod různým sklonem (Vilímek 2002) - viz obr. č. 3. Tento rozdílný sklon je zásadní pro přítomnost nebo naopak absenci činného vulkanismu v daném regionu. Centrální Andy lze podle tohoto kritéria rozdělit do tří regionů: 1) *Peruánský segment mírného sklonu* ~ 3 - 15° j.š.; 2) *Centrální vulkanická zóna/segment náhorní plošiny Altiplano-Puna* ~ 15 – 28° j.š.; 3) *Chilský (Pampean) segment mírného sklonu* ~ 28 – 33° j.š. (Kay et. al. 2005).



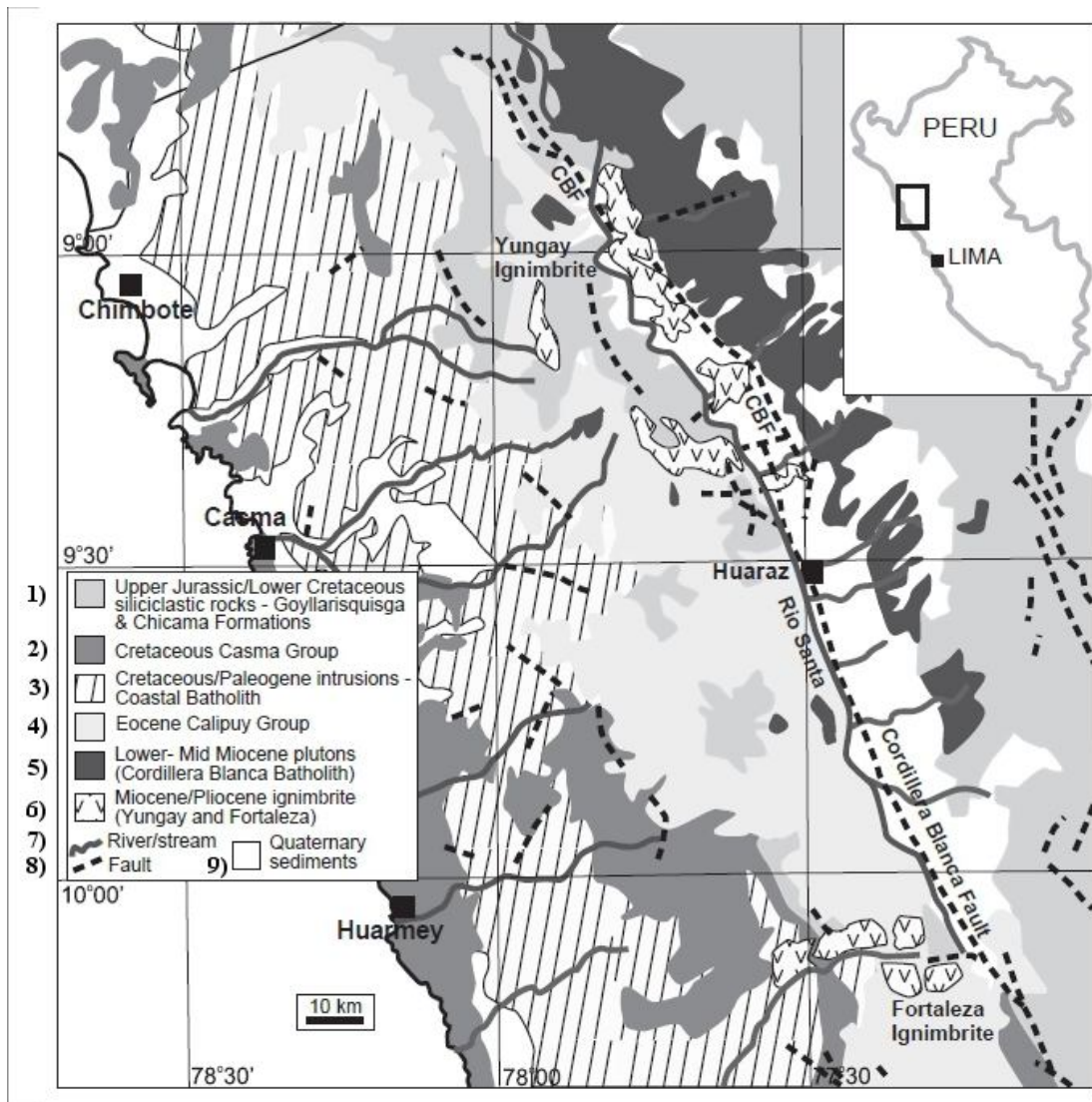
Obr. č. 3 Schematická mapa jihoamerického vulkanismu a subdukce (Stern 2004)

Pozn.: vysvětlivky obsahu mapy

Mapa zobrazuje čtyři vulkanicky aktivní oblasti (severní, centrální, jižní a australskou zónu); dále jsou zde izolinie indikující hloubku Benioffovi zóny v kilometrech; čísla se šipkami představují rychlost v cm/rok a směr subdukce oceánské desky; čísla u linie subdukce znamenají stáří oceánské kůry v mil. let

3.2 Geologie severního Peru a oblasti Cordillera Blanca

Oblast CB se nachází v severní části prvního z výše zmíněných segmentů, pro který je typická subdukce desky Nazca pod Jihoamerickou desku pod velmi malým úhlem od 5° do 15° (Barazangi, Isacks 1976, cit. in Ramos 1999, str. 185; James 1977). Vzhledem k tomuto faktu se zde poslední vulkanická aktivita vyskytovala před cca 3 - 4 mil. let (Kay et. al. 2005). Oproti tomu okolní oblasti s větším sklonem subdukované desky vykazují současnou vulkanickou aktivitu (James 1977).

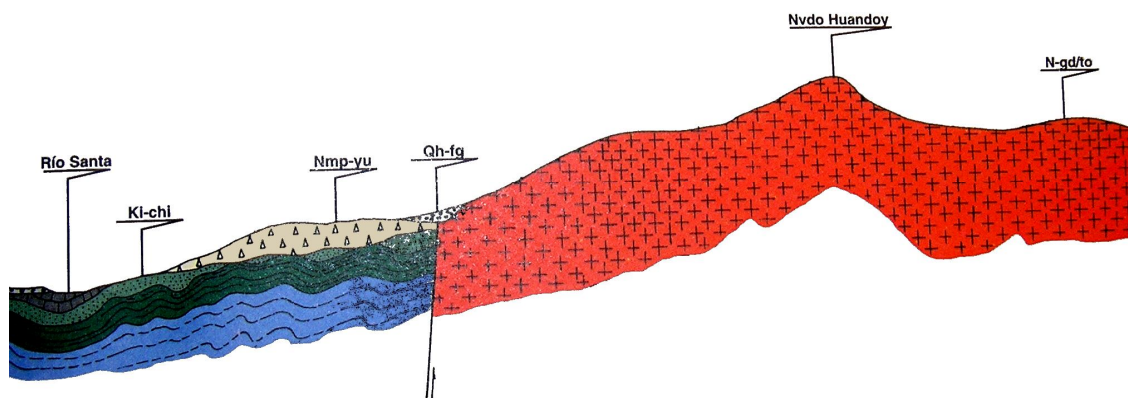


Obr. č. 4 Schematická geologická mapa regionu Ancash, Peru (Clemens et al. 2011; INGEMMET 2000)

Pozn.: překlad legendy

1. svrchně jurské/spodně křídové silikátové klastické horniny - formace Goyllarisquisga a Chicama; 2. křídová skupina Casma; 3. křídové/paleogenní intruze – pobřežní batolit; 4. eocenní skupina Calipuy; 5. spodně-středně miocenní plutony (Cordillera Blanca batolit); 6. miocenní/pliocenní ignimbrity (formace Yungay a Fortaleza); 7. řeka; 8. zlom; 9. kvartérní sedimenty

V severní části oblasti Cordillera Central došlo v průběhu dlouhodobé orogeneze ke změně sklonu subdukce ze 30° na 5° , což způsobilo posun místa tavení subdukované desky a s tím spojeného vulkanismu od okraje kontinentální desky směrem na východ



Obr. č. 5 Geologický profil vedený kolmo na zlom CB 20 km severně od zájmové oblasti (INGEMMET 2000)

Pozn.: vysvětlení zkratk

Río Santa – poloha řeky Río Santa; *Ki-chi* – křídová formace Chimú, *Nmp-yu* – neogenní (miocén/pliocén) formace Yungay; *Qh-fg* – kvartérní fluvio-glaciální sedimenty; *Nvdo Huandoy* – hora Huandoy (6395 m n. m.); *N-gd/to* – neogenní intruze granodiorit/tonalit

do jejího nitra (Clemens et. al. 2011). Tento posun byl doprovázen také změnou horninového složení magmatu z původního bazalt-andezit-dacit-ryolit v oblasti pobřežního batolitu na horniny adakitického charakteru v oblasti Cordillera Blanca (Clemens et. al. 2011). Nejlépe je vše vidět na obrázku č. 4, kde je znázorněna geologie regionu Ancash. Zde je zřejmý posun od pobřežního batolitu, k jehož intruzi došlo v období křídy, přes eocenní vulkanickou skupinou Calipuy, tvořící svrchní vrstvu pohoří Cordillera Negra, až po vlastní miocenní intruzivní těleso batolitu CB (Clemens et. al. 2011; Weston 2008).

Východně od CB leží Cordillera Oriental (východní Kordiléra) tvořená před-druhohorními metamorfovanými horninami společně s méně významnými prvohorními a třetihorními intruzemi (Kay et. al. 2005).

Batolit Cordillera Blanca

Během vývoje studovaného regionu docházelo ke střídání kompresních a extenzních fází (Vilímek 2002). Pro kompresní etapy bylo charakteristické vrásnění mezozoických

vrstev, zatímco extenzní fáze se projevují extruzivním a intruzivním vulkanismem (Garay et. al. 1998). Vlastní masiv Cordillera Blanca je batolit o délce cca 200 km a šířce do 25 km (Weston 2008). K intruzi plutonického tělesa CB došlo během extenzního období ve středním až mladším Miocénu (Vilímek 2002). Podle všech studovaných zdrojů v rozmezí 5-12 Ma BP (Clemens et. al. 2011; Kay et. al. 2005; Vilímek 2002). Uvolnění okolních tlaků umožnilo vznik CB batolitu, který byl intrudován do prostředí tvořeného převážně jurskými a křídovými siliko-karbonátovými metasedimentárními horninami skupin Chicama a Goyllarisquisga (Clemens et. al. 2011).

Dosud však nebylo spolehlivě zjištěno, v jaké přesně době a v jaké hloubce pod povrchem došlo k intruzi tohoto tělesa a jeho zatuhnutí, s čímž úzce souvisí odhad celkového posunu a dlouhodobé rychlosti pohybu zlomového pásma CB. Odhady hloubka intruze batolitu se podle jednotlivých autorů pohybují mezi 3 km (Cobbing et al. 1981, cit. in Wise, Noble 2003, str. 58) a 24,5 km (Yonekura 1979, cit. in Wise, Noble 2003, str. 57). Podle Wise a Noble (2003) je však nejpravděpodobnější hodnota někde mezi 3–7 km, což by při sklonu zlomové plochy 40° a trvání exhumace 8,2-6 Ma odpovídalo rychlosti pohybu 2,1 až 5,3 mm/rok (Wise, Noble 2003).

Samotný batolit CB je tvořen adakitickými granodiority (Clemens et. al. 2011). Na obr. 5 je znázorněn geologický profil ilustrující situaci mezi batolitem CB a příkopovou propadlinou řeky Rio Santa.

3.3 Zlomový systém a vulkanismus Cordillera Blanca

Celý horský systém Cordillera Occidental je protkána mnoha zlomy, z nichž pouze malá část byla aktivní v období kvartéru nebo je aktivní dodnes. Prostor dřívější jursko-křídové pánve Chicama-Goyllarisquiza, který v současné době obsahuje pohorí Cordillera Negra a Cordillera Blanca a příkopovou propadlinu Callejon de Huaylas, která je odděluje, je protkána mnoha zlomy a zlomovými systémy (Romero 2008). Původní pánev Chicama-Goyllarisquiza je ohraničena zlomovým systémem Tapacocha na západě a zlomovým systémem Chonta na východě (Romero 2008). Tato pánev je uvnitř rozlámána dalšími třemi zlomovými systémy. Od západu k východu to jsou zlomové systémy Huacllan-Churín, Huaraz-Recuay a Cordillera Blanca (Romero 2008).

Během období extenze, kdy došlo k intruzi batolitu Cordillera Blanca, se na západě vytvořila příkopová propadlina Callejon de Huaylas (údolí řeky Rio Santa), jejíž výplň je tvořena horninami skupin Chicama a Goyllarisquisga, horninami vulkanické skupiny Calipuy (Giovanni et. al. 2005; Giovanni et. al. 2010). V severní části příkopové propadliny (cca severně od města Huaraz) doplňuje tyto horninové skupiny ještě ignimbrity formace Yungay (Giovanni et. al. 2005). Naopak v jižních partiích příkopové propadliny figuruje sedimentární formace Lloclla (Bonnot 1984, cit. in Wise, Noble 2003, str. 44). Tato formace je svrchně miocenního až pliocenního stáří a její mocnost dosahuje až 1300 metrů (Giovanni et. al. 2010). Příkopovou propadlinu Callejon de Huaylas a batolit CB odděluje zlomové pásmo, jehož délka je cca 210 km (Vilímek, Zapata 1996) a je paralelní s Peruánským příkopem (Giovanni et. al. 2005). Podle Bonnota (1984, cit. ve Vilímek, Zapata 1996, str. 52) je zlomové pásmo oddělující CB od propadliny aktivní ještě během kvartéru, kdežto zlom Huaraz-Recuay oddělující Cordillera Negra od téže propadliny již nikoliv.

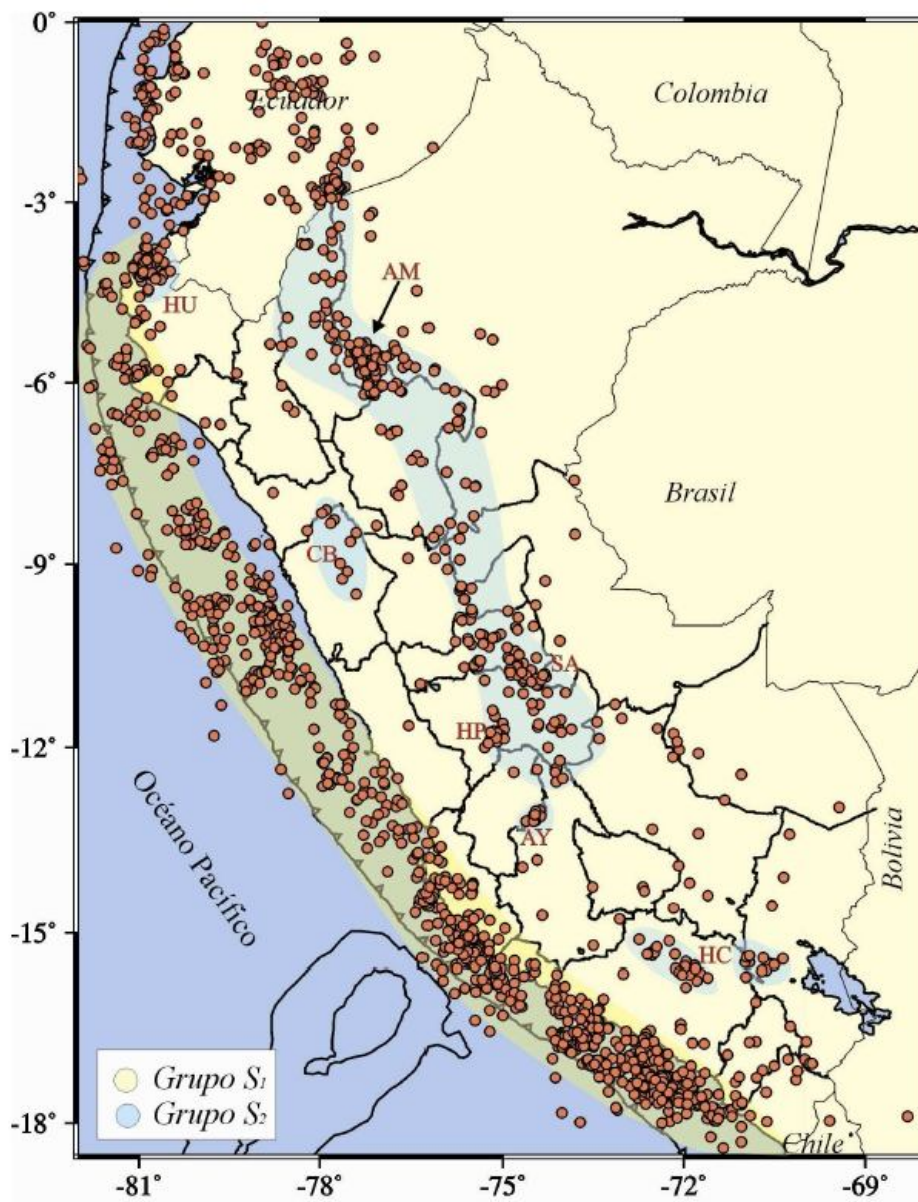
Zlom CB je (podle většiny autorů) tzv. normální zlom se směrem průběhu SSZ – JJV (330°) a s ZJZ sklonem (Clemens et. al. 2011; Vilímek, Zapata 1996; Vilímek, Zapata 1998). Ovšem během studia literatury týkající se tohoto tématu, jsem se setkal i s opačným názorem. Podle Romera (2008) byl zpočátku zlom CB normálním zlomem kvůli extenzní fázi vývoje. Později však došlo ke změně tlaků a vlivem komprese došlo k převrácení zlomu a tím se stal zlomem reverzním (Romero 2008). V současnosti však podle téhož autora vykazuje zlom CB pravostranný horizontální pohyb s normální komponentou pohybu (Romero 2008).

Směr úklonu zlomové plochy je podle většiny názorů ZJZ (Giovanni et. al. 2005; Vilímek, Zapata 1996). Ovšem v názoru na sklon této zlomové plochy se autoři poměrně rozcházejí. Podle Giovanni et al. (2010) je sklon zlomové plochy mírný v rozmezí $19 - 36^\circ$. Naopak podle Vilímka (2004) vykazuje zlomová plocha v místě instalace deformometru úhel kolem $50 - 70^\circ$. Tento rozdíl může být dán různými lokalitami nebo metodami výzkumu. Záleží na tom, zda byla odkryta zlomová plocha nebo zda je sklon usuzován pouze podle sklonu zlomových svahů a stupňů. Vilímkova varianta (2004) je ověřena výkopem při instalaci měřícího zařízení a odkrytím zlomové plochy. Dále tyto hodnoty podporuje i sklonu zlomových svahů nad tímto zlomem, který má hodnoty $30 - 45^\circ$ (Vilímek, Zapata 1996; Vilímek 2004). Přesná poloha a struktura zlomu pod povrchem není dostatečně prozkoumaná a zůstává neznámá. Více

informací lze zjistit pouze o povrchových projevech zlomu a poloze, kde protíná zlomová plocha různé tvary reliéfu. Tímto se budu zabývat více v kapitolách věnovaných geomorfologii a průběhu mého mapování.

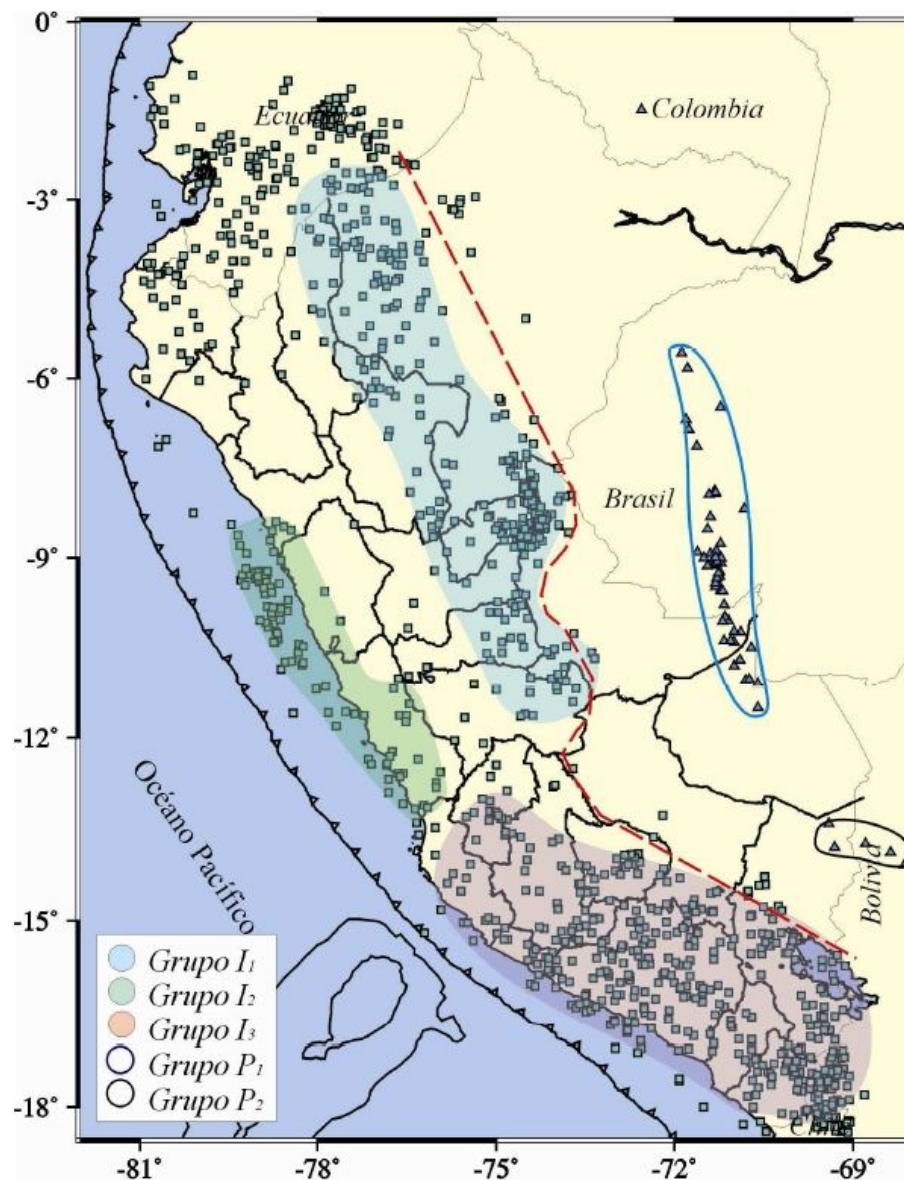
Se vznikem batolitu a zlomového systému CB během extenzní fáze je spojen i vznik formací Yungay a Fortaleza (Clemens et. al. 2011). Podle geologických studií došlo ke vzniku těchto formací Yungay až po exhumaci centrální části batolitu CB. Jelikož Petford a Atherton (1992, cit. v Clemens et. al. 2011, str. 274) dospěli pomocí datovací metody argon-argon k výsledku, že k této exhumaci došlo cca před 5,2Ma, jsou podle nich obě vulkanické formace mladší než 5,2 milionu let. Zároveň všechny výzkumy dokládají, že severnější formace Yungay je starší než Fortaleza (Clemens et. al. 2011). Vulkanity formace Yungay se nacházejí mezi městy Huaripampa (8°53' j. š.) a Jancas (9°23' j. š.), což zahrnuje severní dvě třetiny mého zájmového území. Tyto vulkanity zde tvoří nespojitě hřbety a vrcholy o maximální relativní výšce 950 m s celkovou odhadovanou kubaturou 216 km³ (Clemens et. al. 2011).

Severní část Peru (včetně pohoří Cordillera Blanca) nepatří mezi výrazně seizmicky aktivní oblasti, ve srovnání se ostatními částmi And (Cahill, Isack 1992). Je to způsobeno rozdílným sklonem subdukce desky Nazca, což bylo již zmiňováno výše (Cahill, Isack 1992). Přesto se v oblasti centrálních And vyskytuje seizmická aktivita s mělkými a středně hlubokými ohnisky ve dvou paralelních pásech – jedním je pobřežní pás a druhým horský pás probíhající systémem Cordillera Occidental (Bernal, Tavera 2002) - viz obrázky č. 6 a 7. Mezi těmito pásy se vyvinula relativně seizmicky klidná zóna (Bernal, Tavera 2002).



Obr. č. 6 Mapa rozmístění epicenter mělkých zemětřesení ($h < 60 \text{ km}$) s magnitudem $M > 4,5$ mezi lety 1960-2002 (Bernal, Tavera 2002)

Pozn.: CB – Cordillera Blanca, ostatní zkratky jsou zkratkami dalších geomorfologických celků



Obr. č. 7 Mapa rozmístění epicenter středně hlubokých a hlubokých zemětřesení ($60 < h < 300 \text{ km}$, $h > 300$) s magnitudem $M > 4,5$ mezi lety 1960-2002 (Bernal, Tavera 2002)

Pozn.: čtverec – epicentrum středně hlubokého zemětřesení; trojúhelník – epicentrum hlubokého zemětřesení; barevně vymezená území – areály koncentrace seismické činnosti; červená přerušovaná linie - maximální rozsah výskytu středně hlubokých zemětřesení

Podle paleoseismologických studií (Bonnot et al. 1988, Schwartz 1988, Silgado 1978, cit. in Siame 2006, str. 537) byl zlom za poslední tisíce let několikrát reaktivován silnými zemětřeseními v jeho širším okolí. Ačkoli však nebylo za poslední 2000 let zlomové pásmo CB místem epicentra žádné významnější zemětřesné události (Silgado

1978, cit. in Siame 2006, str. 537), je podle těchto studií schopno vyvolat zemětřesení o síle až $M = 7-7,5$ (Schwartz 1988, cit. in Siame 2006, str. 537).

Aktivita zlomového systému a sledování pohybů na zlomu CB

Zlomový systém CB je velice složitý a rozvětvený. Nachází se zde mnoho dílčích zlomů, z nichž některé jsou aktivní ještě dnes, některé byly aktivní v nedávné minulosti a některé jsou již dlouhou dobu pasivní a jsou dnes již jen relikty starších geologických struktur (Vilímek, Zapata 1996). Nejmladší aktivní zlomy, jež byly aktivní ještě během svrchního kvartéru, jsou často rozvětveny do dvou až tří dílčích paralelních zlomů (Vilímek, Zapata 1996) a tvoří v terénu často několik parciálních stupňů. Jejich recentní aktivita byla registrována mnoha autory za pomoci změření celkového relativního posunu odpovídajících souvrství obou stran zlomové plochy (Vilímek 2004) nebo měření povrchových terénních stupňů, které jsou zjevné na povrchu, jelikož podle Reada (1979, cit. ve Vilímek, Zapata 1996, str. 54) a Schwartz (1983, cit. ve Vilímek, Zapata 1996, str. 54) deformují kvartérní akumulací tvary – především dejekční kužely a morény. Tímto způsobem byla zjištěna celková míra pohybu od doby uložení příslušných sedimentů. Podle jednotlivých autorů (cit. in Vilímek 2004, str. 53) jsou dílčí vertikální hodnoty posunu v jednotlivých místech úpatního zlomu CB následující: Llibourty et. al (1977) 10 m; Read (1979) 6 m; Schwartz (1983) 2,5 m; Bonnot (1984) až 10 m. Místo instalace deformometru vykazuje podle Vilímka a Zapaty (1996) relativní vertikální posun bloků oddělených zlomovou plochou nejméně 6,5 m. Při porovnání s hodnotami naměřenými na morénách posledního glaciálního maxima (26 – 19 ka), které vykazují posun až 60 metrů (viz dále), je zjevné, že se jedná buďto o mladší horizonty nebo se lokality, kde probíhalo měření, nacházejí na okrajích masivu, kde je prokazatelně rychlost výzdvihu nižší (Farber et al. 2000, cit. in Montario 2000, Siama et al. 2006) – viz dále.

Současný pohyb je odhadován podle několika zdrojů (cit. in Vilímek 2004, str. 53) na: Yonekura et al. (1979) 2 až 3 mm/rok ; Schwartz (1983) 0,86 až 1,1 mm/rok a Bonnot (1984) 0,7 mm/rok. Podle souhrnné tabulky (Vilímek 2002, str. 14) je současná rychlost „tektonického creepu“ 0,77 až 1,3 mm/rok. Podle novějších výzkumů rychlosti recentních pohybů založených na měření hodnoty vertikálního posunu a stáří daného tvaru či horniny pomocí radiometrické datovací metody ^{10}Be , vychází rychlost ve střední části masivu $2,4 \pm 0,8$ mm/rok (Siame et al. 2006). Tato rychlost byla studována

na posunu boční morény i na výzdvihu samotné facety zlomového svahu (Siame et al. 2006). Podle Farbera (2000, cit. in Siame et al. 2006, str. 543) je však rychlost vertikální složky pohybu v jižní části masivu 1,3 – 1,8 mm/rok, což podporuje podle Siama et al. (2006) názor, že výzdvih centrální části CB je přibližně dvakrát rychlejší než částí okrajových. Výsledky, které jen podporují tato tvrzení, publikoval již Farber (et al. 2000, cit. in Montario 2000), který zjistil, že rychlost výzdvihu markantně roste od jihu k severu. V prostoru údolí Querococha 30 km JV od Huarazu se nachází říční terasa, jež byla datována na 19 ka a která byla sečena 15 m tektonickým stupněm, a dále mladší glacialakustrinní sedimenty, jejichž vertikální posun byl 7-8 metrů, z čehož byla vypočtena průměrná rychlost pohybů 0,86-1,36 mm/rok (Farber 2000, Schwartz 1988, cit. in Montario 2000). Dále na sever se rychlost výzdvihu zvyšuje. Na bočních morénách stejného stáří jako říční terasa (cca 19 ka) v údolí Cojup a Llaca na úrovni města Huaraz byla z 25-35 metrových stupňů vypočtena rychlost 1,3 – 1,8 mm/rok (Farber 2000, cit. in Siame et al. 2006). V centrální části dosahují podle Bonnota (et al. 1988, cit. in Siame et al. 2006, str. 539) vertikální stupně na bočních morénách v extrémních případech až 60 ± 10 metrů.

Rychlost aktuálních pohybů na zlomech může být sledována geodetickými měřeními, což je však v takto nedostupných terénech velice složité. Nehledě na to, že takováto měření jsou ovlivňována mnoha dalšími faktory, které je velice složité bez častého opakování měření spolehlivě odfiltrovat. Takovými faktory jsou například změna objemu sedimentů v důsledku nasycení vodou nebo erozní a akumulární procesy způsobující změny povrchu (Kalvoda, Zeman 1982, cit. ve Vilímek 2002, str. 51). Opakovaná geodetická měření jsou časově i finančně velice náročná.

Zatím zde byla však zmiňována pouze průměrná hodnota ročního pohybu. To ovšem neznamená, že se pohyby na zlomových plochách odehrávají neustále a navíc ještě rovnoměrnou rychlostí. Podle Schwartz (1988, cit. in Wise, Noble 2003) se zde jednou za delší časový úsek opakují výraznější vertikální pohyby. Konkrétně ve své práci Schwartz (1988, cit. in Montario 2000) uvádí, že vertikální profil na morénách v oblasti Querococha za posledních 15 ka indikuje 5 – 7 tektonických událostí s přibližným intervalem výskytu 1000 až 3000 let. Při každé z těchto událostí došlo k pohybu na zlomové ploše o 2-3 metry (Schwartz 1988, cit. in Montario 2000). Příkladem potvrzujícím v čase nerovnoměrný pohyb na zlomové ploše je fakt, že v severní části CB byly v před-incké době postaveny opěrné zdi, které v některých místech křížují

vertikální zlomový stupeň. Jelikož tyto zdi nejsou tektonickými pohyby porušeny, domnívá se Schwartz (1988, cit. in Siame et. al 2006, str. 538) na základě vztahu mezi nimi, zlomem a okolními porušenými tvary reliéfu, že byly postaveny nedlouho po poslední události (cca pře 1600 - 2200 lety). Zároveň Silgado (1978, cit. in Macharé et al. 2003) upozorňuje, že v historické době (cca od roku 1513 AD) nejsou žádné záznamy o události, během které by došlo k výraznému pohybu uvnitř zlomového pásma CB.

Deformometr TM-71

V moderní době se měření současných tektonických pohybů ubírá směrem technického zařízení, tzv. deformometru, který je schopen zaznamenávat pohyby v trojrozměrném prostoru s přesností 0,05 – 0,0125 mm na všech třech osách a rotaci dvou vzájemně kolmých rovin s přesností $3,2 \cdot 10^{-4}$ rad (Stemberk et. al. 2003).

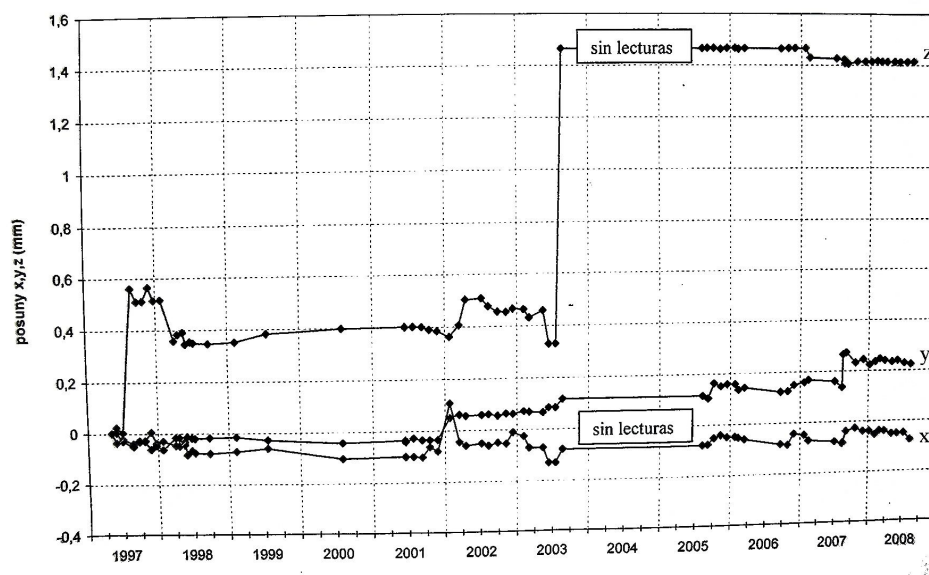
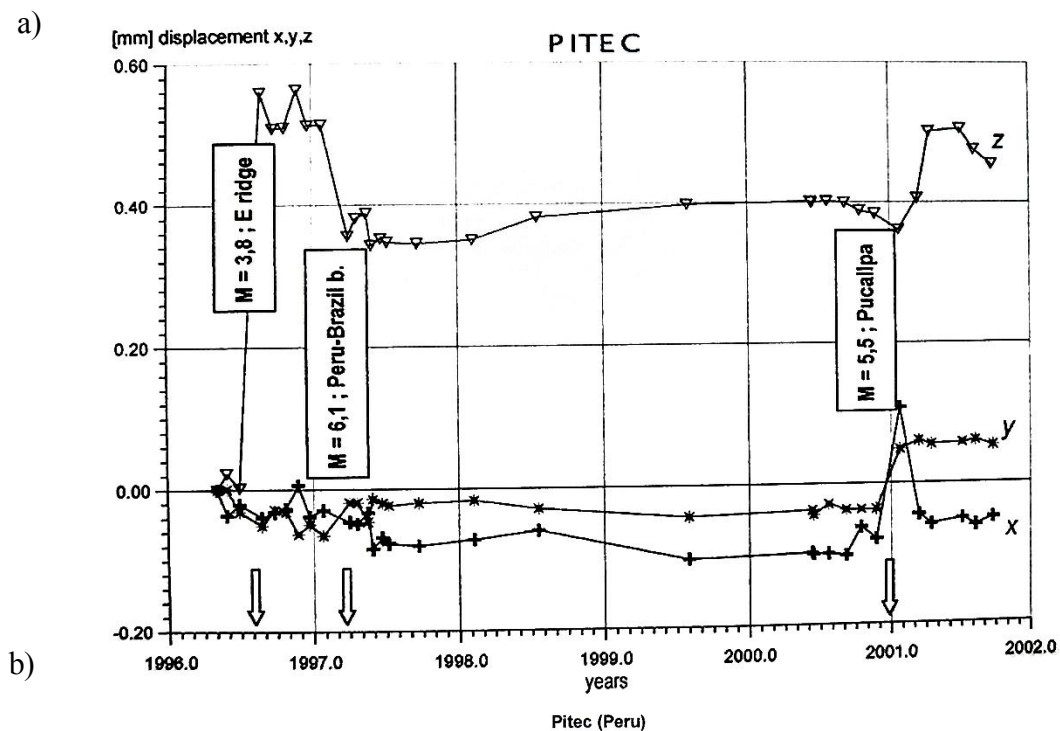
Deformometr TM-71, který začal měřit v roce 1997, byl instalován na pravém břehu údolí Churup v lokalitě Pitec - 10 km východně od města Huaraz (Stemberk et. al. 2003; Vilímek, Zapata 1996). Zde byla vtipována reprezentativní lokalita pro měření a současně vhodné podmínky pro instalaci zařízení (Vilímek, Zapata 1996). Jedním z cílů tohoto projektu je určit, do jaké míry způsobují pohyby na zlomové ploše náhlé události v podobě zemětřesení a do jaké míry je pohyb představován pomalými dlouhodobými posuvy (Vilímek 2004). Podle Košťáka (cit. ve Vilímek 2002, str. 51) mají výsledky větší váhu při sledování tendencí pohybů a odezvy masivu na jednotlivé události než jako hodnoty absolutního pohybu. Jelikož jsou kotvící betonové bloky deformometru uloženy ve fluvioglaciálních sedimentech, předpokládalo se, že potrvá nějaký čas, než se zařízení ustálí (ústní sdělení, Vilímek 2012). Vzhledem k charakteru lokality a umístění deformometru lze předpokládat, že naměřené hodnoty nejsou ovlivněny teplotními výkyvy, a tudíž lze data považovat za očištěné od teplotních vlivů (ústní sdělení, Vilímek 2012).

K prvnímu výraznějšímu pohybu došlo 3. měsíc po instalaci deformometru. Lze předpokládat, že v té době bylo již měřící zařízení stabilizované. Jak je patrné z grafu. č. 1a, největších pohybů dosáhl sledovaný zlom v obdobích výrazných seismických událostí v širším okolí deformometru v letech 1996, 1997 a 2001. Tyto otřesy jsou v grafu č. 1a poznamenány ve svislých boxech včetně jejich magnituda a polohy (Stemberk et al. 2003). K největšímu zaznamenanému zdvihu došlo v polovině roku

2003, kdy došlo na ose z k pohybu o cca 1,1 mm. Tento pohyb časově odpovídá silnému otřesu s epicentrem necelých 700 km SSV od místa měření. Poté bohužel následovalo období, ve kterém bylo měření dočasně přerušeno (*sin lectures*) - viz graf č. 1b a graf č. 2. Tento výpadek trval celé 2 roky a byl způsoben nefunkčností deformometru v důsledku vandalismu (ústní sdělení, Vilímek 2012).

Celkové období dosavadního měření je považováno za poměrně klidné (Vilímek 2004). Vzhledem k dvouletému výpadku měření nelze přesně kvantitativně zhodnotit pohyby na zlomu. Lze ovšem určit trend pohybu v jednotlivých směrech (na osách x, y, z). Na zlomu v lokalitě Pitec byl identifikován mírný vertikální pohyb a dále nevýrazný horizontální pohyb ve směru napříč zlomem, což ukazuje na mírné rozevírání trhliny, která je neustále zaplňována půdními splachy (Vilímek 2004). Kladné hodnoty naměřené na ose „y“ ukazují na horizontální laterální levostranný posuv (*left-lateral slip*). O této horizontální složce pohybu se zmiňoval již Bonnot (1988, cit. in Siame et al. 2006, str. 543). Tato složka pohybu však není natolik výrazná, aby byly její projevy patrné na mapovaných tvarech reliéfu, na což upozornil již Siame (et al. 2006) při studiu bočních morén v údolí Huaytapallana na úrovni města Yungay (jižní část segmentu „C“ – viz obr. č. 10).

Na základě dlouhodobých měření mikro-pohybů na zlomové ploše je možné dojít k širším regionálním souvislostem, které se týkají distribuce tlaku v zemské kůře a související geodynamické aktivity (Stemberk et al. 2010). Například zmíněná studie (Stemberk et al. 2010) porovnává naměřená data z několika lokalit střední a jižní Evropy a dává je do souvislostí s tektonickými událostmi širšího okolí a dochází dokonce k závěru, že „zaznamenané období geodynamické aktivity je zřejmě odrazem globální tektonické disturbance“ (Stemberk et al. 2010, str. 11). Aby bylo možné přesněji interpretovat výsledky získané měřením v lokalitě Pitec CB je nutné umístit v tomto regionu více takovýchto zařízení (ústní sdělení Vilímek 2012). V současnosti není s čím získaná data srovnávat a dávat do kontextu, a tudíž částečně ztrácejí svoji vypovídací hodnotu. Taktéž pravidelný a kratší krok měření by zlepšil jejich možnou interpretaci.



Graf č. 1 Výsledky přímého měření pohybů deform. TM-71 z lokality Pitec

a) od počátku měření (1997) do roku 2002 včetně vybraných seismických události (Stemberk et al. 2003)

b) od počátku měření (1997) do roku 2008 (archivní data Vilímek, Košťák)

Pozn.: E ridge – východní hřbet Kordiléry, Peru-Brazil b. – peruánsko-brazilská hranice, Pucallpa – město cca 350 km VSV od Huaraz; celý graf podrobněji viz Graf č. 2, str. 28

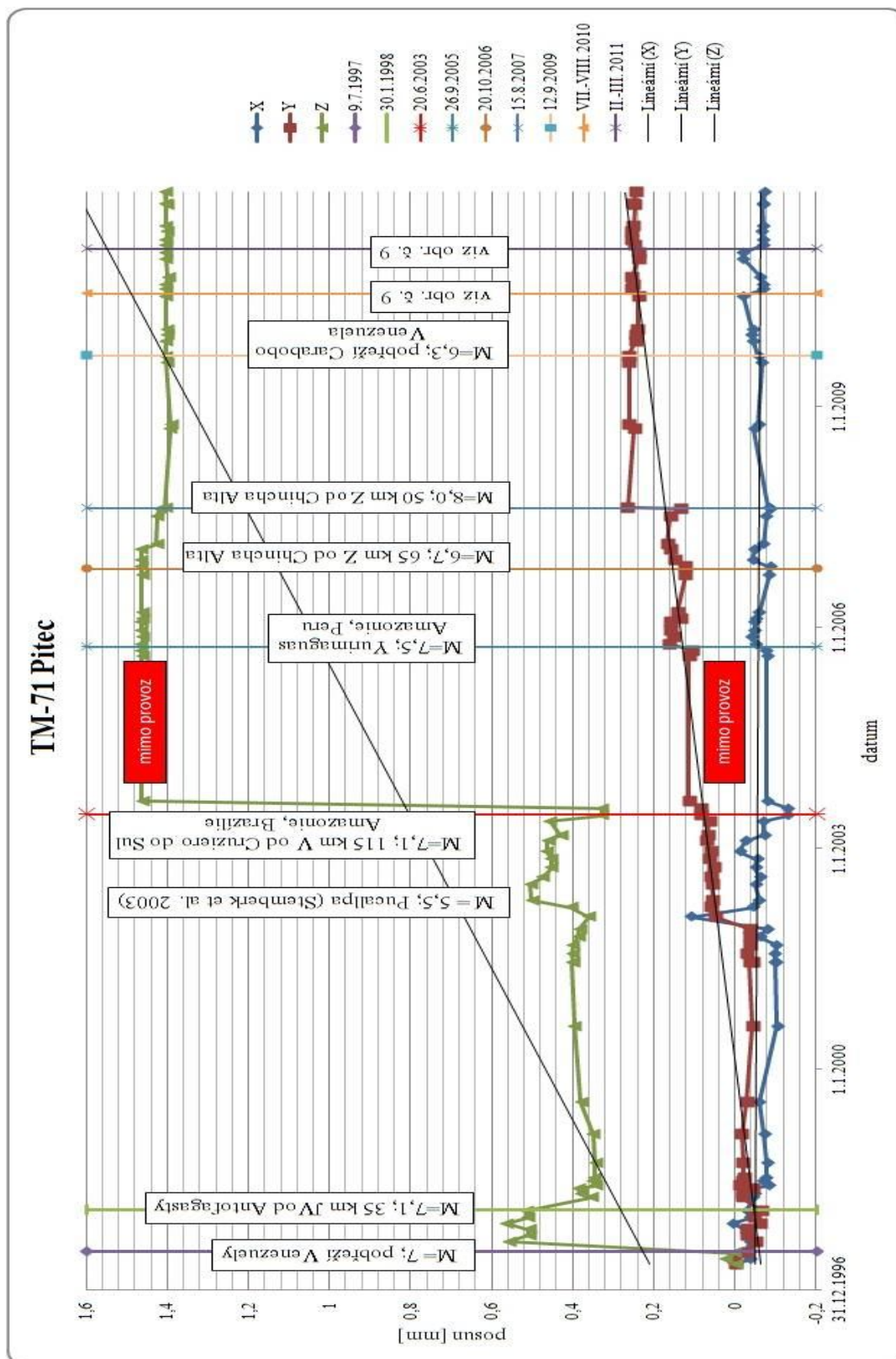
Chronologická souvislost seismické aktivity regionu a pohybů na zlomu v lokalitě Pitec

V rámci své práce jsem porovnal data naměřená deformometrem TM-71 umístěným v lokalitě Pitec na jihovýchodním úpatí CB se záznamy seismologickými událostí širšího okolí. Vzhledem k dlouhému časovému kroku měření deformometru, který je nejčastěji cca jeden měsíc (někdy však i více než jeden rok – viz graf. č. 2), nedostupnosti podrobné databáze slabších otřesů do roku 2010 (v tomto roce začal IGP vydávat podrobné bulletiny o seismické činnosti) a absenci podrobného geofyzikálního modelu zájmového regionu, není možné přesně určit, zda jsou udávané seismické události přímo spjaty s pohyby na zlomové ploše. Vzhledem k nedostupnosti podrobných dat do roku 2010, bylo vyhledávání do tohoto roku omezeno jen na historicky významné události z databáze USGS. Pro každé období mezi dvěma měřeními, kde došlo k výraznému pohybu, byla však i přes toto omezení nalezena časově odpovídající seismická událost – viz graf č. 2. Jednotlivá zemětřesení včetně přesného data, polohy a vzdálenosti epicentra od deformometru jsou uvedeny na obrázku č. 8. To ovšem neznamená, že by byly tyto konkrétní události prokazatelně přímo spojeny s tektonickými pohyby nebo dokonce jejich aktivací. Je možné, že pravou příčinou pohybů byly výrazně slabší události z bližšího okolí CB nebo naopak, že byly otřesy výsledkem změny tlakového pole celého regionu a následné zvýšené geodynamické aktivity zlomového pásma (Stemberk et al. 2010). Ty ovšem není možné z dostupných zdrojů přesněji určit.

Od roku 2010 byla brána v úvahu všechna zemětřesení z podrobné databáze IGP. Z grafu č. 2 je patrné, že po roce 2010 se v naměřených datech vyskytují dva výraznější výkyvy na ose „x“, což ukazuje na horizontální pohyby kolmo na průběh zlomu. Jelikož v obou případech došlo k opětovnému navrácení přibližně do předchozí polohy, lze se domnívat, že docházelo vždy nejprve k akumulaci tlaku na zlomové ploše a uzavírání zlomu a následně vlivem nějaké seismické události k uvolnění tlaku a opětovnému rozevření zlomu. Těmto dvěma pohybům chronologicky a prostorově nejvíce odpovídá pět seismických událostí – dvě prvnímu (VII.-VIII. 2010) a tři druhému výkyvu (II.- III. 2011) – viz obr. č. 9. Bohužel opět není vzhledem k podrobnosti měření a neznalosti tamního geofyzikálního modelu prostředí možné určit, která konkrétní událost měla souvislost s reaktivací zlomového systému – pokud vůbec existuje přímá souvislost mezi seismickou aktivitou a pohyby na zlomu CB, což se lze pouze domnívat.

Během období měření se samozřejmě vyskytlo v regionu jižní Ameriky a poblíž pacifického pobřeží mnoho dalších relativně silných otřesů, které se nikterak neprojeví v grafu relativních pohybů na zlomu CB. Celkem se nachází v databázi USGS patnáct takových událostí v době od začátku měření do konce první poloviny roku 2010 – viz tab. č. 3. Šest z těchto patnácti otřesů se odehrálo právě v době, kdy bylo měření dočasně přerušeno. Během období 7/2011 až 8/2012, kdy nebyly odečítány údaje z deformometru, byly zaznamenány čtyři z těchto šesti otřesů a došlo k minimálním pohybům na všech třech měřících osách. Dalších sedm otřesů nevykazuje žádnou chronologickou spojitost s pohyby na zlomové ploše CB, přestože v jejich době probíhalo kontinuální měření pohybu na zlomové ploše.

Poslední dva otřesy z patnácti zmiňovaných se nacházejí v místech, kde byl zaznamenán nějaký pohyb na aspoň jedné ze tří os. První z nich se ovšem časově přesně překrývá se silnějším a bližším otřesem východně od Cruziero do Sul (Brazílie). Druhá událost pak časově odpovídá minimální horizontální pravostranný pohyb na zlomu CB. Vzhledem ke vzdálenosti a hloubce hypocentra u pobřeží Venezuely od měřícího místa Pitec (CB) je velice nepravděpodobné, že by měla tato událost nějakou přímou souvislost se zmiňovaným mírným pohybem na zlomu CB.



Graf č. 2 Graf relativních pohybů na zlomové ploše v lokalitě Pitec s přidávanými chronologicky odpovídajícími výraznými seismickými událostmi (upraveno podle archivních dat Vilímek, Košťák; USGS; IGP)



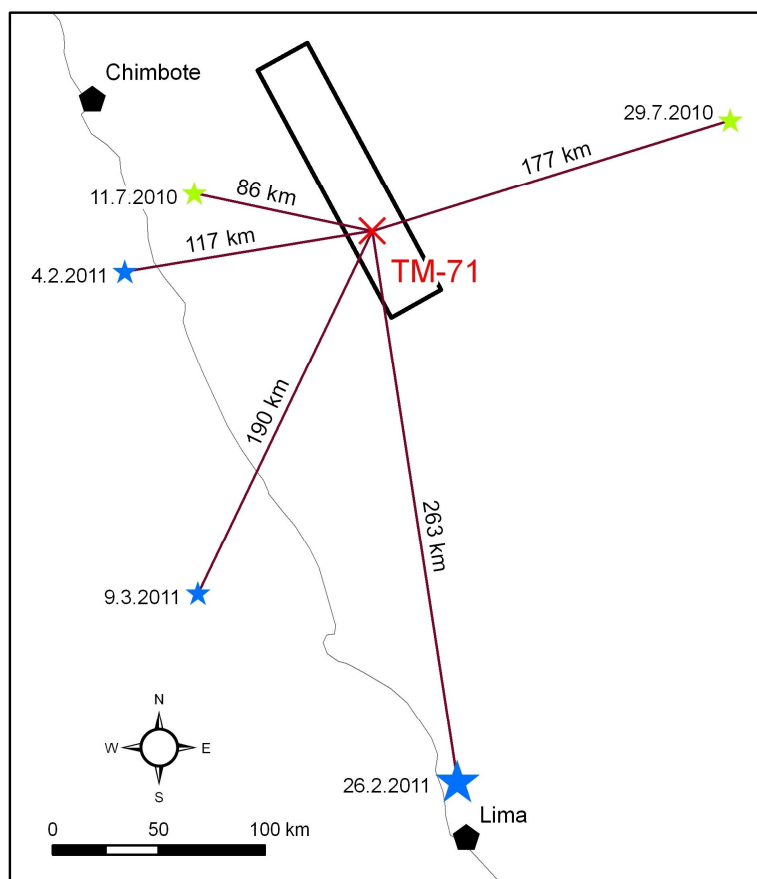
Obr. č. 8 Poloha a vzdálenost otřesů uvedených v grafu č. 2 od TM-71 do roku 2010

(upraveno podle ESRI; USGS; IGP)

Pozn.: červená hvězdička – epicentrum $M < 7,5$, žlutá hvězdička – epicentrum $M > 7,5$

Tab. č. 1 Doplnující informace k obr. č. 8

| lokality epicentra | datum otřesu | magnitudo | hloubka ohniska |
|---------------------------------------|--------------|-----------|-----------------|
| pobřeží Venezuely | 9.7.1997 | 7,0 | - |
| 35 JV od Antofagasty (Chile) | 30.1.1998 | 7,1 | 42,0 |
| pobřeží (na úrovni Arequipa) | 23.6.2001 | 8,4 | 33,0 |
| 115 km V od Cruziero do Sul, Brazílie | 20.6.2003 | 7,1 | 555,8 |
| Yurimaguas, Amazonie, Peru | 26.9.2005 | 7,5 | 127,4 |
| 65 km Z od Chincha Alta | 20.10.2006 | 6,7 | 32,2 |
| 50 km Z od Chincha Alta | 15.8.2007 | 8,0 | 29,0 |



Obr. č. 9 Poloha otřesů VII.-VIII. 2010 (zeleně) a II.- III. 2011 (modře) vůči TM-71 (upraveno podle ESRI; USGS; IGP)

Pozn.: černý obdelník – území výpočtu indexu sinuosity (viz kapitola 6.1)

Tab. č. 2 Doplňující informace k obr. č. 9

| vzdálenost od TM-71 | datum | magnitudo | hloubka |
|---------------------|-----------|-----------|---------|
| 85 km Z | 11.7.2010 | 4,2 | 85 |
| 176 km V | 29.7.2010 | 4,5 | 140 |
| 117 km Z | 4.2.2011 | 4,2 | 58 |
| 263 km J | 26.2.2011 | 5 | 70 |
| 190 km JJZ | 9.3.2011 | 4,2 | 58 |

| místo | datum | mag. [M] | hloubka ohniska [km] | poznámka |
|-------------------------------------|------------|----------|----------------------|---|
| poblíž pobřeží Ekvádoru | 4.8.1998 | 7,2 | 33,0 | bez odezvy |
| pobřeží (na úrovni Arequipa) | 23.6.2001 | 8,4 | 33,0 | bez odezvy |
| poblíž peruánsko-brazílské hranici | 12.10.2002 | 6,9 | 535,9 | bez odezvy - velmi hluboké |
| poblíž pobřeží středního Chile | 20.6.2003 | 6,8 | 12,8 | totžné s Cruziero do Sul, Brazílie - vzdálenost, síla X mělké |
| poblíž západního pobřeží Kolumbie | 15.11.2004 | 7,2 | 15 | vypadek měření 22.8.2003 - 9.8.2005 |
| Tarapaca, Chile | 13.6.2005 | 7,8 | 117,2 | vypadek měření 22.8.2003 - 9.8.2005 |
| Potosí, Bolívie | 17.11.2005 | 6,9 | 162,5 | bez odezvy - vzdálené, středně hluboké |
| Santiago del Estero, Argentina | 13.11.2006 | 6,8 | 547 | bez odezvy - vzdálené, velmi hluboké |
| Antofagasta, Chile | 14.11.2007 | 7,7 | 40 | chybějící data 13.8.2007 - 9.9.2008 |
| poblíž peruánsko-ekvádorské hranici | 16.11.2007 | 6,8 | 123 | chybějící data 13.8.2007 - 9.9.2008 |
| Antofagasta, Chile | 16.12.2007 | 6,7 | 57,8 | chybějící data 13.8.2007 - 9.9.2008 |
| Tarapaca, Chile | 4.2.2008 | 6,3 | 32,3 | chybějící data 13.8.2007 - 9.9.2008 |
| poblíž pobřeží Carabobo, Venezuela | 12.9.2009 | 6,3 | 10 | možná minimální odezva - vzdálené, slabé (right-lateral) |
| poblíž pobřeží Tarapaca, Chile | 13.11.2009 | 6,5 | 28 | bez odezvy |
| poblíž pobřeží Bio-Bio, Chile | 27.2.2010 | 8,8 | 35 | bez odezvy |

Tab. č. 3 Seismické události bez chronologicky odpovídající odezvy v grafu č. 2 včetně doplňujících informací

Pozn.: zeleně – bez odezvy, žlutě – chybějící data, modře – ostatní viz poznámka v tabulce

4 Geomorfologické poměry CB

Morfologie reliéfu Země je výsledkem proti sobě působících endogenních a exogenních procesů (Vilímek 1999). Při zkoumání míry vlivu tektonického působení na vzhled reliéfu je prvotním úkolem oddělení komplexu ostatních procesů od procesů endogenních způsobujících tektonické pohyby. Reliéf v sobě nese po určitou dobu záznam o spoluúčasti endogenních sil na svém vývoji. Otázkou je, s jakou přesností jsme schopni tento záznam s časovým odstupem správně identifikovat (Vilímek 1999). Exogenní procesy navíc nejsou v čase konstantní a mění se v závislosti na klimatických, horninových a dalších podmínkách (Vilímek 1999). Pokud se nám povede odfiltrovat veškeré exogenní procesy (včetně antropogenních) dosáhneme závěru, že zbylé tvary reliéfu souvisí s endogenní činností (Vilímek 1999).

Obecně lze říci, že reliéf oblasti CB je převážně výsledkem působení dvou souborů procesů. Těmi jsou orogenetické a glaciální procesy. Orogenetickými procesy je v tomto případě především tektonický zdvih masivu CB a subsidence přilehlé příkopové propadliny Callejon de Huaylas. Kvartérního zalednění sehrála při formování tamního reliéfu také velice významnou roli. Vzhledem k výraznému zalednění celého masivu během glaciálních fází pleistocénu, z něhož část přetrvala do dnes, se zde vyskytuje mnoho charakteristických glaciálních a periglaciálních tvarů. V současnosti zde dochází k ústupu ledovcového pokryvu (Vilímek, Zapata 1998).

Posledních 5-6 Ma dochází ke zdvihu batolitu CB a současně také k jeho exhumaci a následné erozi exogenními procesy (Clemens et. al. 2011). Během této doby se na jihozápadní straně CB vytvořili granodioritové zlomové svahy, jejichž relativní výška dosahuje až 1 000 metrů (Vilímek, Zapata 1996). Současně docházelo k subsidenci údolí toku Rio Santa, která byla doprovázena postupným ukládáním sedimentů o mocnosti až 2 000 metrů (Vilímek, Zapata 1996). Podle kompilační tabulky různých autorů publikované ve Vilímek (2002, str. 14) činí celkový výzdvih CB během kvartéru 1 – 2 km. Bonnot (1988, cit. in Siame et al. 2006, str. 538) došel podrobným zkoumáním sedimentů příkopové propadliny Callejon de Huaylas k závěru, že CB byla celkově vyzdvižena o 4 500 metrů, z čehož kvartéru připisuje posledních cca 1000 metrů.

Vlivem zdvihu masivu CB, subsidence příkopové propadliny Callejon de Huaylas a zařezávání údolí toku Rio Santa dochází stále ke zmlazování reliéfu a tím je udržován nerovnovážený stav. Tento stav podněcuje výrazné projevy eroze v okrajových částech masivu, odkud postupuje zpětná eroze směrem k ose masivu. Enormní eroze v jedné části má samozřejmě za následek zvýšenou míru akumulace materiálu v prostoru příkopové propadliny (údolí Rio Santa). Pro oblast úpatí a nižších poloh příkopové propadliny je charakteristické ukládání sedimentů, které jsou sem transportovány z vyšších partií. Rozsáhlá oblast je pokryta glaciálními a glaciofluviálními sedimenty (Vilímek, Zapata 1998). Jedním z typických akumulacích tvarů jsou dejekční kužely. Těmito dejekčními kužely v relativně zachovalém stavu je tvořena velká část povrchu nejjižnější části příkopové propadliny Callejon de Huaylas mezi jezerem Conococha a městem Recuay (Wise, Noble 2003). Jelikož se ve většině případů jedná o materiál fluvio-glaciální a jednotlivé výplavové kužely se místy spojují a vytvářejí v této oblasti rozsáhlé mírně ukloněné plochy, jedná se zde v některých případech - spíše než o typické dejekční kužely - o výplavové plošiny neboli sandry (Karásek 2001). Zachovalost těchto akumulací právě v nejjižnější části příkopové propadliny je dána tamním plochým reliéfem a nejmenší relativní výškou masivu (Wise, Noble 2003), kde boční přítoky řeky Rio Santa rychle ztrácí svojí unášecí schopnost. Erozní a svahové procesy však můžeme prohlásit pouze za sekundární činitele při formování tamního reliéfu (Vilímek, Zapata 1998).

Přestože celkově došlo k maximálnímu výzdvihu zřejmě v centrální části masivu CB - viz kapitola 3.3 (Siama et al. 2006), vykazuje místní reliéf největší relativní výšku vůči údolí řeky Rio Santa (4 500 m) v severní části mezi městem Yuramarca a vrcholem Nevado Champará (Wise, Noble 2003). Obecně lze říci, že se relativní výška hřbetu CB směrem k severu zvětšuje. Je to dáno výrazným snižováním výšky údolí řeky Rio Santa směrem na sever až do místa, kde změní směr svého toku na západ a protne pohoří Cordillera Negra. S tím úzce souvisí i klesající podélný profil úpatí zlomového svahu v severním směru (Wise, Noble 2003).

4.1 Tektonicky a glaciálně podmíněné rysy reliéfu CB

Hlavním tektonickým rysem reliéfu jihozápadního svahu CB jsou zlomové svahy, jež lze označit jako pozůstatky zlomové plochy, mají směr sklonu odpovídající zlomové ploše ovšem s tím rozdílem, že mají přibližně o 20° menší sklon (30 – 35°) (Vilímek

2004). Tento rozdíl je způsoben vlivem exogenních procesů, které mají tendenci reliéf zarovnávat. Při výzkumu sklonu facet, bylo vytvořeno několik profilů kolmých na jejich úpatí, čímž Wise a Noble (2002) zjistily, že facety severní část jihovýchodního úpatí CB jsou složeny ze dvou částí rozdílného sklonu. Sklon spodní partie facet je cca 35-37°, zatímco vyšší část vykazuje sklon pouze okolo 20° (Wise, Noble 2003). Tento fakt ukazuje na diskontinuální výzdvih této části masivu, kdy během jeho přerušení dochází k úbytku hmoty a snižování sklonu facety až k dosažení sklonu závislého na vlastnostech dané horniny (DePolo, Anderson 2000, cit. in Wise, Noble 2003, str. 51). Při opětovném započítí intenzivního výzdvihu dochází ke vzniku zlomového svahu o vyšším sklonu, než mají vyšší partie facety (Wise, Noble 2003). Tektonický výzdvih masivu měl podle Stainmanna a Trolle (1929, cit. ve Vilímek, 2002, str. 10) vliv na rozsah zalednění, jelikož se dostala větší část území nad tamní soudobou sněžnou čáru.

V úzkém pásu podél úpatí zlomových svahů se projevují nejmladší aktivní zlomy v podobě vertikálních stupňů, které sečou napříč různé akumulární tvary nacházející v tomto pásu. Více o podrobnostech průběhu zlomu viz další podkapitola.

Morfologicky nejvýraznějším projevem glaciální činnosti jsou ledovcová údolí, která, jak již bylo řečeno, protínají batolit CB do značné hloubky. Tato příčná údolí (vzhledem k hlavnímu údolí řeky Rio Santa) jsou velice úzká a rozčlenily zlomový svah jihovýchodní CB na mnoho jednotlivých facet trojúhelníkových tvarů, jejichž kontury jsou jasně patrné i z družicových snímků – viz příloha. Facety jsou jedním z přímých důkazů tektonického zdvihu.

Zahlubování údolí dalo vzniknout výrazným erozním svahům, které lemují údolí po obou stranách. Tato údolí jsou od posledního zalednění, jímž bylo zalednění časově odpovídající období alpského pozdně Würmského zalednění, přemodelovávány vodními toky napájenými z tajících ledovců vyšších poloh a svahovými procesy. Současná podoba erozních svahů je převážně výsledkem spolupůsobení svahových a fluviálních procesů.

Reliéf oblasti CB je jako většina vysokohorských oblastí spolutvořen mnoha glaciálními a periglaciálními tvary reliéfu. Ty se vyskytují od nejvyšších poloh až do nižších poloh sousedního příkopové propadliny Callejon de Huaylas. V nejvyšších partiích se vyskytují částečně vyvinuté kary a pozůstatky valů morén pokrývající na stranách zlomové svahy dokládají rozsah nejmladších stádií zalednění (Vilímek, Zapata

1998). Ledovce po sobě zanechaly mnoho glaciálních sedimentů akumulovaných převážně v podobě různých druhů morén. Při ústích příčných údolí na úrovni spodní hranice zlomových svahů a v nižších polohách jsou znatelné poměrně čerstvé valy bočních morén, které jsou datovány podle Clappertona (1972, cit. ve Vilímk 2002, str. 250) na období posledního stádia pleistocénního zalednění. To časově odpovídá alpskému pozdně Würmskému zalednění (Vilímk, Zapata 1998). Uvnitř údolí jsou glaciální akumulace nezřetelné z důvodu odnosu materiálu fluviálními procesy (Vilímk, Zapata 1998). Taktéž příčný profil těchto údolí místy nevykazuje charakter typického glaciálního údolí tvaru písmene „U“, což je způsobeno fluviálními akumulacemi dejekčních kuželů a svahovinovým osypem na úpatích erozních svahů ledovcových údolí. Tyto materiály spolu s fluviálními, glaciofluviálními a glacialakustinními sedimenty tvoří polygenetickou výplň údolního dna.

Charakteristika průběhu zlomového pásma

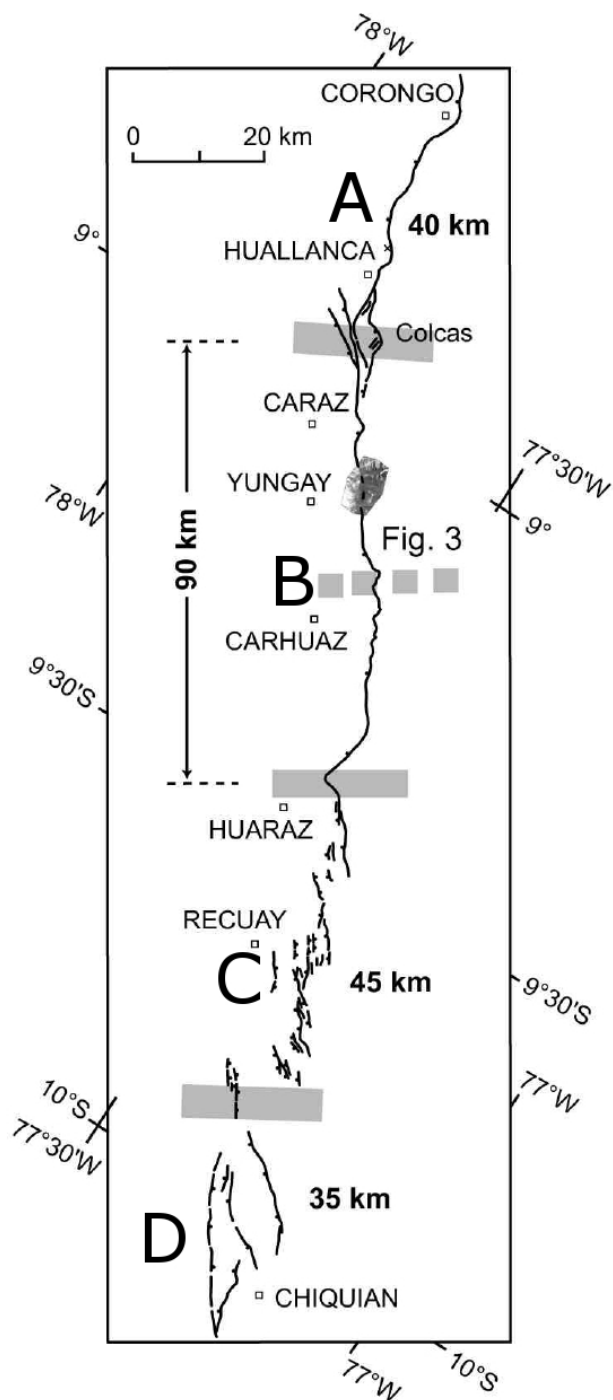
Charakter zlomového pásma CB, které ohraničuje jihozápadní úpatí pohoří, se v jednotlivých úsecích poměrně výrazně mění. Jak již bylo zmíněno, největší odhadovaná rychlost vertikálního pohybu zlomového pásma CB a s tím související maximální absolutní výška masivu byla identifikována v jeho střední části, přičemž směrem k okrajům masivu CB byla identifikována snižující se rychlost vertikálního posunu (Siama et al. 2006). S tímto faktem úzce souvisí také samotný charakter jednotlivých úseků zlomu. Průzkumem průběhu zlomu a jeho základní charakteristikou se zabýval Schwartz (1988, cit. in Siame 2006, str. 538). Ten rozdělil celou délku zlomového pásma (210 km) do čtyř (resp. pěti) úseků – viz obr. č. 10, a vytvořil stručnou individuální charakteristiku jednotlivých segmentů. Obecně je nejvýraznějším morfologickým projevem zlomového pásma vertikální zlomový stupeň nebo několik menších vertikálních stupňů při úpatí zlomového svahu. Existence zlomových stupňů je však spojena s přítomností doprovodných extenzních jevů jako jsou příkopy a povrchy ukloněné proti převládajícímu sklonu svahu, které se nachází v pásmu širokém od desítek do několika stovek metrů (Bonnot et al. 1988, Schwartz 1988, cit. in Macharé et al. 2003).

Zlomové pásmo v rámci segmentu „A“ má prakticky severojižní směr – viz obr. č. 10. Jeho délka je cca 40 km. Jsou zde dobře patrné západní zlomové svahy, které

v tomto místě dosahují maximálních relativních výšek celého masivu CB – facety zde dosahují relativní výšky až 2 600 metrů (Wise, Noble 2003).

Druhým a nejdelším segmentem je segment „B“, v jehož jižní polovině se nachází většina mého zájmového území, měří 76 km a táhne se od ruin Colcas (mezi městy Huallanca a Caraz) až po skalní výběžek 10 km severovýchodně od města Huaraz. Tento výběžek byl Bonnotem (1984, cit. in Wise, Noble 2003, str. 44) pojmenován jako „San Cristóbal turtleback“. V tomto místě dochází ke změně směru o téměř 90° a Bonnot (1984, cit. in Wise, Noble 2003, str. 44) se domnívá, že právě v tomto místě se dělí příkopová propadlina Callejon de Huaylas na dvě části s partikulárně odlišným vývojem, jak již bylo zmíněno v kapitole 3.3. Pro tento dlouhý úsek („B“) je charakteristický poměrně ucelený a jednotný průběh zlomu (Schwartz 1988, cit. in Siame et al. 2006, str. 539), který zde tvoří nejčastěji jeden poměrně výrazný vertikální stupeň. I zde je však morfologicky identifikovatelný úpatní zlom na několika místech rozvětven na dva až tři přibližně paralelní dílčí zlomy (Vilímek 2004), v tomto případě se jedná o několik menších vertikálních stupňů. S tímto segmentem, pro nějž je charakteristická ucelenost zlomového pásma, je spojena oblast nejvyšších absolutních výšek masivu CB. Vertikální stupně na morénách tohoto středního segmentu zlomového pásma CB datovaných na poslední glaciální maximum (26 – 19 ka) vykazují vertikální posun řádově 30 – 40 metrů, extrémní případy až 60 m (Bonnot 1988, cit. in Siame et al. 2006). V některých výše položených místech se zlom projevuje jako puklina v povrchu konsolidovaných granodioritových hornin masivu, jež může být pozůstatkem již neaktivního zlomu. Při detailním pohledu je zlom (resp. jeho povrchové projevy – vertikální stupeň) v tomto centrálním segmentu mírně zvlněný, což může být způsobeno hned několika příčinami – viz kapitola 5.2, podkapitola *Tvary reliéfu podmíněné neotektonikou*. Nejvíce jsou vertikálními pohyby na zlomech deformovány boční morény a glaciofluviální sedimenty deponované v různých geomorfologických tvarech – nejčastěji dejekčních kuzelech, jak již bylo zmíněné výše. Při ústí některých příčných údolí je v reliéfu jejich bočních svahů dobře patrný průběh zlomové plochy, jež je paralelní s úpatím zlomových svahů (Vilímek, Zapata 1998). Tento jev je výrazný například při ústí údolí toků Cojup a Llaca. V severních segmentech zlomového pásma („A“, „B“) se výše zmíněné doprovodné extenzní tvary koncentrují do poměrně úzkého pásu širokého desítky až první stovky metrů (Schwartz 1988, cit. in Macharé et al.

2003). Tyto tvary reliéfu nedosahují potřebných rozměrů, aby byly identifikovatelné či mapovatelné z dostupných družicových snímků.



Obr. č. 10 Schématická mapka vymezení jednotlivých segmentů průběhu zlomového pásma CB (Siame et. al 2006, upraveno podle Schwartz 1988)

Pozn.: délky uvedené v obrázku neodpovídají textu Schwartz (1988, cit. in Macharé et al. 2003)

Jižní segmenty („C“, „D“) jsou si navzájem v mnohém podobné. V těchto jižních segmentech je zlomové pásmo velice členité a v segmentu „C“ má zlom dokonce formu „en echelon“, což může být podle Wise a Noble (2003) důkazem, že se skutečně rychlost vertikálního pohybu na zlomu směrem k jeho jižnímu okraji snižuje. „En echelon“ je takové uspořádání, kdy jednotlivý dílčí zlomy leží blízko sebe v paralelní či subparalelní poloze, přičemž jsou uspořádány šikmo vzhledem k převládajícímu směru průběhu zlomového pásma. Dále vykazují oba jižní segmenty levostranný horizontální pohyb, který dokázal Bonnot (1984, cit. in Macharé et al. 2003) na základě směru striace zlomové plochy. Oba tyto segmenty, kde je zlomové pásmo členitější, současně vykazují lépe vyvinuté výše zmíněné extenzní rysy reliéfu (Siame et al. 2006). V segmentu „D“ jsou vertikálními stupni a jinými zlomovými poruchami zasaženy především rozsáhlé výplavové plošiny a dejekční kužely (Macharé et al. 2003), které zde – jak již bylo zmíněno – tvoří výrazný podíl povrchu.

Moje zájmové území, ve kterém bylo provedeno rovněž geomorfologické mapování, se nachází přibližně ze tří čtvrtin v jižní části segmentu „B“. Zbytek se pak nachází na severu segmentu „C“ - jižně od výběžku San Cristóbal. Z uvedených skutečností je zřejmé, že by měl být severnější úseky (A a B), kde je zlomové pásmo nejjednodušší a odhadovaná rychlost vertikálního pohybu největší, vhodnější pro mapování a analýzy na základě družicových snímků.

Na základě výzkumu zlomových vertikálních stupňů na různých tvarech reliéfu je možné dospět alespoň k částečné rekonstrukci procesů, které zde v minulosti probíhaly nebo dosud probíhají. Touto částečnou rekonstrukcí mám na mysli především možnost relativního datování jednotlivých tvarů na základě míry deformace tvaru vertikálním stupněm zlomu, v některých případech doplněnou o vzájemnou polohu jednotlivých tvarů.

4.2 Ostatní rysy reliéfu CB

Erozní a svahové procesy jsou, jak již bylo řečeno, pouze vedlejšími činiteli v utváření reliéfu CB (Vilímek, Zapata 1998). Erozní strže a rokly jsou v poměrně malé frekvenci i hloubce vyvinuty na zlomových svazích. Navzdory tomu, že jsou zlomové svahy charakteristické poměrně strmým sklonem, nejsou ani zde svahové pochody typickým jevem (Vilímek, Zapata 1998), jelikož se jedná převážně o velice stabilní konsolidované horniny granodioritového batolitu CB. Svahové procesy se uplatňují v

malé míře na bočních svazích ledovcových údolí např. v podobě skalních řící. V mnohem větší míře jsou svahové pohyby a fluviální procesy zastoupeny na tvarech složených ze sedimentů, jako jsou morény a glaciofluviální sedimenty uložené převážně od úpatí zlomového svahu směrem do nižších poloh příkopové propadliny Callejon de Huaylas. Více o poloze a rozmístění jednotlivých tvarů reliéfu naleznete v kapitole 5.2.

5 Vlastní geomorfologické mapování

Výsledná geomorfologická mapa tvoří přílohu této práce. Velikost nejmenších mapovaných útvarů je cca 200 metrů u lineárních prvků a rámcově 10 000 m² (~100x100 m) u plošných prvků. Detailnost se však různí v závislosti na druhu tvarů. Konkrétně tvary, které nesouvisí s projevy neotektoniky (jezera, erozní svahy atd.) jsou mapovány s menší podrobností. Naopak na přesnost identifikace a podrobnost mapování povrchových projevů zlomových struktur, svahových pohybů vázaných do pásma zlomů a sedimentárních tvarů přímo postižených deformací tektonickými pohyby byl při mapování kladen největší důraz. Veškeré mapované tvary jsou podrobně popsány včetně fotodokumentace v kapitole 5.1.

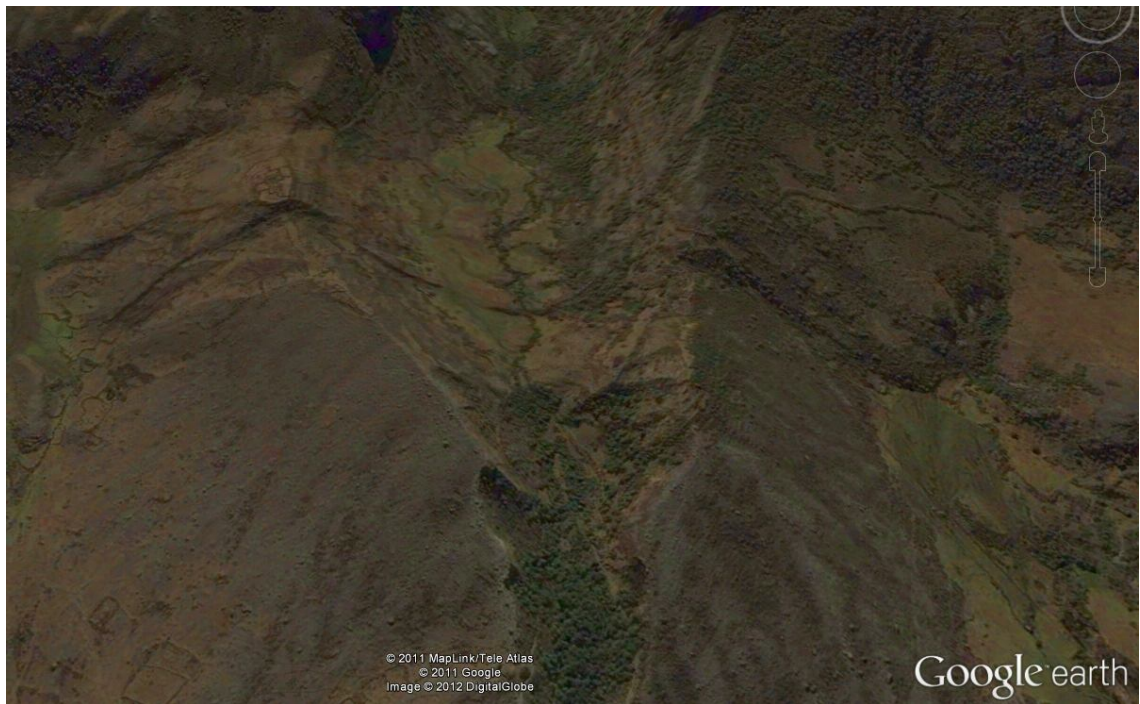
5.1 Popis mapovaných tvarů a pokryvných útvarů + galerie tvarů

Jedním z prvotních úkolů před procesem vlastního mapování (vektORIZACE v prostředí ArcGIS) byla inventarizace všech tvarů reliéfu v zájmovém prostoru, definování jejich projevů na družicových snímcích a aspoň základní popis jejich geneze.

zlom – prokázaný – obecně jsem zlomy zaznamenával převážně v místech, kde bylo zjevné porušení povrchových vrstev nebo tvarů reliéfu – viz obr. č. 11 a), b). Zlomy jsou na většině území mapované oblasti poměrně dobře identifikovatelné z leteckých snímků aplikace Google Earth. Projevují se jako liniové prvky přibližně kopírující úpatí zlomových svahů sečící ostatní tvary reliéfu, na kterých způsobují trhliny nebo dokonce vertikální stupně. Za prokázané zlomy považuji takové zlomy, které rámcově kopírují geologicky prokázané zlomy z použitých geologických map nebo zlomy, u kterých bylo z družicových snímků identifikováno, že tvoří výrazný stupeň na sedimentárních tvarech, které protínají. Pokud netvoří výrazný vertikální stupeň, byly zaznamenány jako prokázané, pouze pokud na výše zmíněné zlomy evidentně prostorově navazují.

zlom – předpokládaný – dtto, s tím rozdílem, že tyto zlomy nejsou registrovány v podkladových geologických mapách, ani výrazně nedeformují povrchové tvary. Na snímcích se však jeví morfologicky totožně jako ostatní (prokázané) zlomy. Většinou se však jedná o zlomy menšího měřítka nebo o zlomy s menším vertikálním posunem.

a)



b)



Obr. č. 11 *Povrchové projevy zlomu - a) zlom sečící boční morény; b) zlom sečící fluvio-glaciální sedimenty*

zlomový svah - odkrytý - svahy přímo vzniklé posunem bloků podél zlomové plochy. Vznikají v tektonicky aktivních oblastech a vyznačují se výskytem tzv. facet (více viz kapitola 4.1 *Tektonicky a glaciálně podmíněné rysy reliéfu CB*). Odkrytý zlomový svah je tvořen odhalenými horninami skalního podloží – viz obr. č. 12.

zlomový svah - zakrytý - stejný jako odkrytý s tím rozdílem, že je zakryt vrstvou sedimentárního pokryvu – viz obr. č. 12. Tím je v případě mapovaného území nejčastěji glaciální sediment nebo deluvium.



Obr. č. 12 Zlomový svah – odkrytý (horní část svahu) a zakrytý (spodní část svahu)

ledovcový kar - glaciální tvar amfiteátrového tvaru, který uzavírá ledovcové údolí [20]. Úpatní část karu je považována podle Karáska (2001) za sběrnou oblast horského ledovce [20]. Na leteckých snímcích jsou identifikovatelné jako závěry údolí půlkruhového tvaru, na jejichž dně se nezdá nacházet karové jezero, hrazené stupněm karu nebo ústupovou morénou (Křížek – učební text [online]) – viz obr. č. 13. Vzhledem k tomu, že mapované území neleží v nejvyšších nadmořských výškách pohoří, nachází se zde pouze méně vyvinuté kary.



Obr. č. 13 *Ledovcový kar s jezerem + ústupová moréna*

moréna - glaciální akumulace tvořená ledovcovým materiálem zvaným till. Podle jejich vzniku a vzájemné polohy s ledovcem rozdělujeme mnoho typů morén. Vzhledem k podkladům, ze kterých bylo mapování prováděno a měřítku mapování, bylo možné rozlišit jenom některé v reliéfu výrazné typy morén, které tvoří na snímcích patrné hřbety. Těmi v tomto případě jsou:

čelní (terminální) - moréna vytvořená na čele ledovce materiálem, který ledovec hrne před sebou. Má tvar valu a její poloha je k ledovci transverzální (Hugget 2007). Byla vytvořena v době největšího rozsahu ledovce, a tudíž se nachází nejdále od zdrojové oblasti. Tyto morény jsou v mapovaném území poměrně časté, ale většinou jsou již proerodovány tavnou vodou vytékající z tajícího ledovce. Mapované čelní morény byly těmito fluviálními procesy téměř úplně destruovány.

ústupová - jedná se v podstatě o čelní morénu, které byla vytvořena etapovitě ustupujícím ledovcem během krátkodobých fází postupu ledovce vpřed nebo během období jeho delší stagnace (Hugget 2007). Její poloha je obdobně jako u čelní morény transverzální (Hugget 2007) – viz obr. č. 14.

boční (laterální) - moréna nacházející se po stranách podél ledovcového splazu – leží tedy paralelně s ním (Hugget 2007) – viz obr. č. 14. Je tvořena materiálem pocházejícím z údolních svahů. Tento materiál je erodován buďto samotným ledovcem nebo mohou být jeho zdrojem jiné procesy nad úrovní ledovce. Materiál je posléze částečně transportován na okrajích ledovcového splazu. Když dojde k odtávání ledovce, zůstane till deponován v podobě podlouhlého hřbetu paralelně s ledovcovým údolím (Lemke 2010). Vzhledem k jeho poloze „nad“ ledovcem je uchráněn před erozí vodou z tajícího ledovce a je tudíž jedním z nejlépe zachovaných typů morén (Hugget 2007).

střední (nepravá) - tento typ morény vzniká spojením laterálních morén dvou sousedních horských ledovců v jeden geomorfologický tvar (Lemke 2010).

blíže nespecifikovaná - vzhledem k dosti omezující metodě mapování, jsem byl nucen tímto termínem označit morény, jejichž genezi nejsem schopen z použitých družicových snímků specifikovat.



Obr. č. 14 *Boční + ústupová moréna, glacilakustinní sediment*

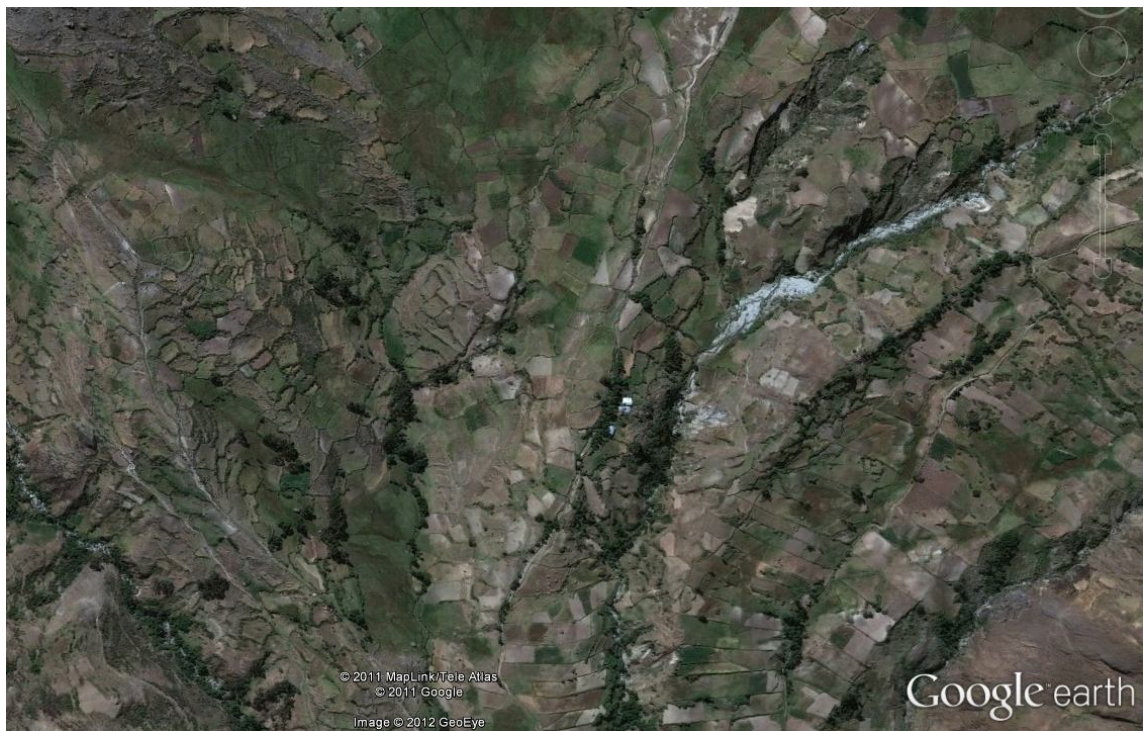
fluvioglaciální sediment - jedná se původem o glaciální sediment, který později prodělal fluviální transport. Tento materiál má v naší zájmové oblasti významné plošné zastoupení. Nachází se na téměř všech plochách s mírným sklonem v oblasti pod zlomovým svahem - viz obr. č. 15 a), b). Tento sediment zde tvoří mírně zvlněný a mírně členitý reliéf bez přítomnosti výrazných geomorfologických tvarů. Pouze občas se zde vyskytují erozní hrany, sesuvy, ploché dejekční kužely nebo trhliny a stupně v místě tektonického zlomu.

starší - fluvioglaciální sediment nacházející se zpravidla dále od úpatí zlomového svahu a tedy většinou i v nižších polohách. Není překryt materiálem pocházejícím nejmladšího glaciálního období. Je členitější a je protkán mnoha zahlubnými vodními toky - viz obr. č. 15 a). Vzhledem k faktu, že je rozsáhlá plocha tohoto sedimentu již pokryta vegetací nebo je dokonce hospodářsky využívána, lze usuzovat, že je zde již dostatečně vyvinut půdní pokryv umožňující růst některých druhů vegetace.

mladší - mladší fluvioglaciální sediment se nachází na většině plochy v těsné blízkosti úpatí zlomového svahu - viz obr. č. 15 b). Je tvořen nezpevněnými šterkopískovými naplaveninami pocházejícími z posledního glaciálního období, na nichž se ještě nestihl vytvořit dostatečný půdní kryt pro růst vegetace. Vzhledem ke své poloze a nezpevněnému stavu, je na nich velice patrný průběh zlomu a jsou také mnohem náchylnější k sesouvání.

glacilakustrinní sediment - sediment ledovcového původu, který je ukládán v prostředí stojatých vod. Toto prostředí způsobuje vznik zřetelně laminovaných sedimentárních vrstev tzv. varv. Glacilakustrinní sedimenty se vyskytují v plochých územích v prostoru, kde se v relativně nedávné minulosti nacházelo jezero - viz obr. č. 16.

a)



b)



Obr. č. 15 *Fluvioglaciální sedimenty – a) starší; b) mladší*



Obr. č. 16 *Glacilakustrinní sediment*

sedimentární výplň údolního dna (polygenetická) – jedná se o sediment, jenž byl na místo svého uložení (údolní dno) dopraven různými geomorfologickými pochody - viz obr. č. 17. Nejčastějšími původci jsou fluviální, svahové a glaciální procesy.



Obr. č. 17 *Sedimentární výplň údolního dna*

dejekční kužel (aluviální vějíř) – je sedimentární těleso vějířovitého tvaru, vznikající akumulací vodou transportovaného materiálu při snížení její unášecí schopnosti. Ta je většinou spojená se snížením gradientu toku. Ke vzniku dejekčního kužele dochází nejčastěji při ústí vedlejších toků (kaňonovitých údolí) do hlavního údolí s menším sklonem nebo při úpatí svahů se značným sklonem - – viz obr. č. 18.



Obr. č. 18 *Dejekční kužely (deformované vertikálním stupněm zlomu)*

erozní zářez – erozní tvar fluviálního původu nacházející se na svazích v linii největšího sklonu (spádnice) nebo v místech nejméně odolného materiálu (selektivní eroze) – viz obr. č. 19.



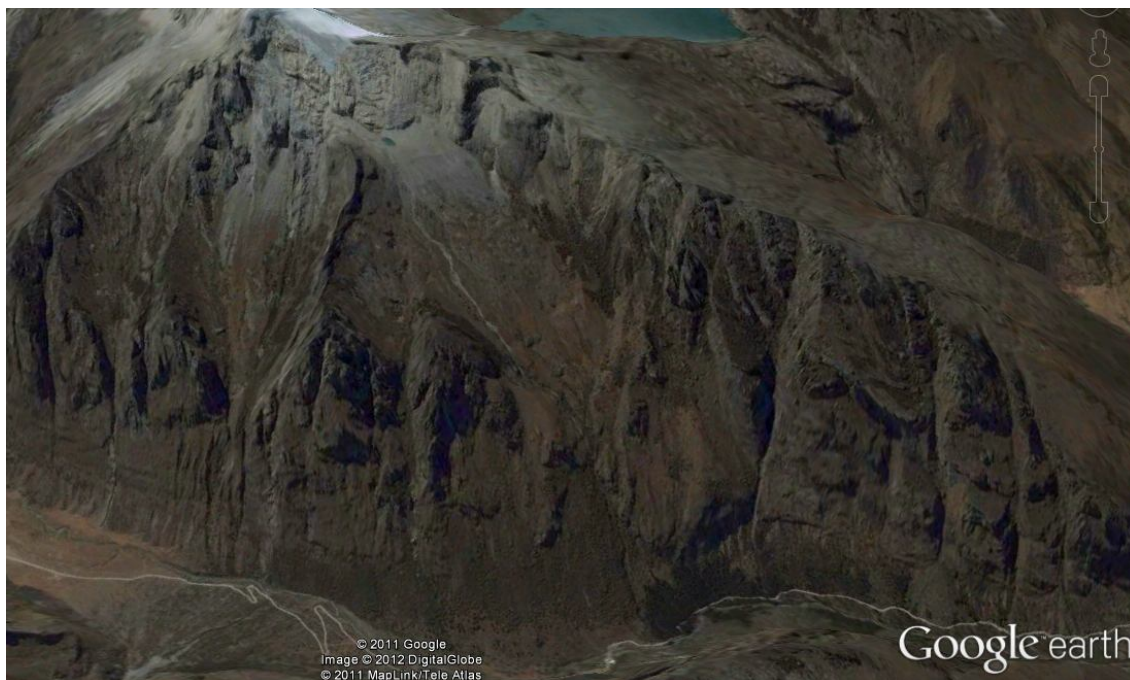
Obr. č. 19 *Erozní zářezy*

výrazná erozní hrana – hrana vytvořená převážně fluviálními procesy. V mapovaném území se vyskytují zejména na výsepních březích v nekonsolidovaných fluvioglaciálních sedimentech – viz obr. č. 20.



Obr. č. 20 *Výrazná erozní hrana*

erozní svah – svah tvořený různorodými erozními pochody. Nejčastěji jsou jimi v tomto případě glaciální a fluviální eroze. Tyto svahy tvoří úbočí transverzálních údolí, která se zařezávají do masivu CB - viz obr. 21.



Obr. č. 21 *Erozní svah*

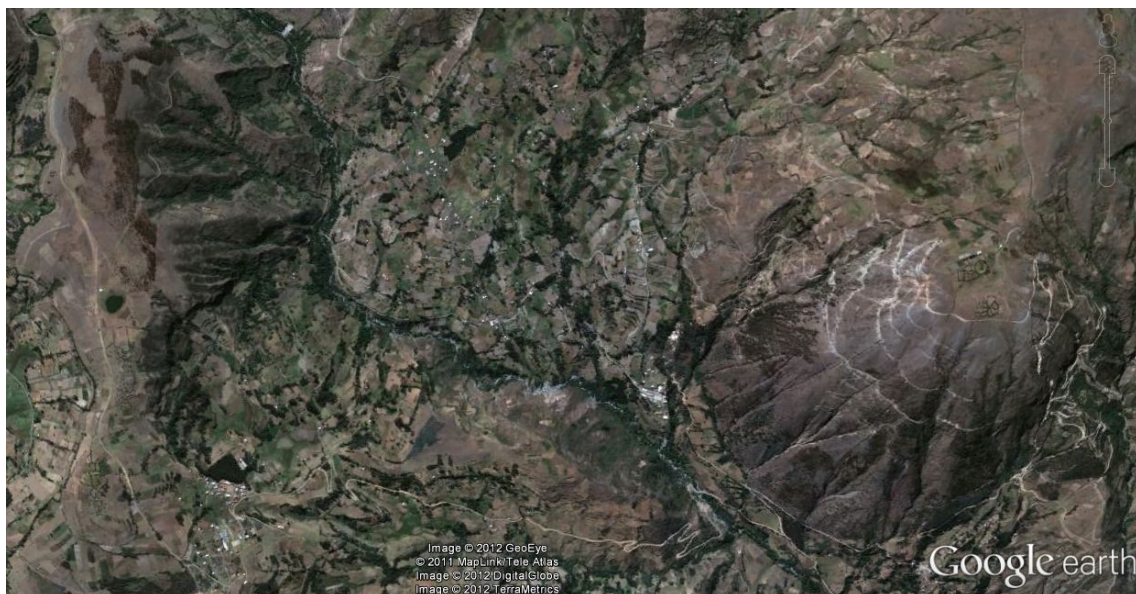
sesuv - hrana odlučné plochy – hrana odlučné plochy, podle níž se sesuv „odtrhl“. V mapovaném území se vyskytují hlavně sesuvy, u nichž se jedná o hranu smykové plochy. Hrana odlučné plochy tvoří v reliéfu výrazný prvek snadno rozpoznatelný na satelitních snímcích - viz obr. č. 22.

sesuv - akumulární oblast - oblast pod odlučnou plochou, kde dochází k akumulaci sesunutého materiálu. Tvoří většinou půlkruhovou oblast, kde je charakteristické chaotické uspořádání transportovaného materiálu - viz obr. č. 22.

morfologicky výrazný hřbet – v pojetí této práce se jedná o hřbety výrazně vystupující nad okolí jiného původu než granitický batolit Cordillera Blanca – viz obr. č. 23. Jsou tvořené buďto vulkanity formace Yungay nebo mírně zvrásněnými a erozí rozčleněnými křídovými sedimentárními horninami formace Carhuaz ze skupiny Goyllarisquizga (Weston 2008) - více viz kapitola 3.2.



Obr. č. 22 *Sesuvy ve fluvioglaciólních sedimentech*



Obr. č. 23 *Morfologicky výrazné hřbety (protáhlý útvar z levého dolního do pravé horního rohu – formace Calipuy skupiny Goyllarisquisga; kulovitý útvar v pravé části – formace Yungay)*

výrazný stupeň (v podélném profilu toku) – výrazný stupeň na spádové křivce toku – viz obr. 24. Tyto stupně bývají často geologicky predisponovány.



Obr. č. 24 *Výrazný stupeň v podélném profilu toku*

5.2 Charakteristika prostorového rozložení a závislosti vzájemných poloh jednotlivých mapovaných tvarů

V nejvyšších polohách horského masivu, které však leží již mimo území mapované oblasti, se nejčastěji vyskytují horské štíty s téměř kolmými skalními stěnami formované kryogenním ústupem zadních stěn ledovcových karů (Karásek 2001). V nižší úrovni pod horskými štíty se nachází vlastní značně vyvinuté kary a z nichž vytékají zbytky jednotlivých ledovcových splazů vyplňující nejvyšší partie ledovcových údolí. V této poloze nebyly identifikovány zlomové svahy.

Níže položené kary, které se nacházejí již na severovýchodním okraji mapovaného území, jsou menších rozměrů a ve většině případů jsou již deglaciované a jsou vyplněny karovými jezery a polygenetickými sedimenty pravděpodobně svahového a glaciálního původu – viz kapitola 5.1. Údolí, jejichž závěry jsou tvořeny těmito drobnými kary,

rozčleňují poměrně zachovalé zlomové svahy, jež jsou často formovány do tvarů jednotlivých facet.

Facety jsou převážně trojúhelníkových tvarů a jejich kontury jsou dobře patrné z družicových snímků. Průměrný úhel sklonu facet v mapované oblasti se podle mého výpočtu z DEM pohybuje do 30°. Některé facety jsou (hlavně ve svých spodních částech) pokryty glaciálními sedimenty, jež zde po sobě zanechaly fjeldové ledovce z doby posledního glaciálního maxima, které zde probíhalo ve dvou oddělených fázích okolo 29 ka a 16,5 ka BP (Farber 2005). Sedimentární pokryv se na zlomových svazích vyskytuje buďto v podobě souvislé vrstvy ve spodních partiích svahu nebo ve formě protáhlých akumulací po krajích jednotlivých facet v jejich spodní polovině – viz viz kapitola 5.1. Tento pokryv je často tvořen směsí glaciálních a svahových sedimentů (Vilímek, Zapata 1998).

Různé druhy morén jsou charakteristické pro nižší polohy CB a přilehlou část propadliny. Plošný rozsah výskytu morén dokazuje význam glaciální činnosti při formování reliéfu CB. Zachovalost tvaru některých akumulací ukazuje na jejich relativně nedávný vznik. Vyskytují se zde však morény různého stáří (Farber 2005), což dokazuje periodicky se opakující fáze zalednění a deglaciace. Relativní stáří morén lze odhadnout například podle zachovalosti jejich tvarů nebo míry rozrušení fluvialní erozí. Boční morény se při ústích glaciálních údolí poměrně často překrývají a je zde proto možné použít princip superpozice při určování vzhledu různě starých akumulací. Důkazem postupného ústupu ledovců je častý výskyt ústupových morén, které nezdědky kdy zadržují morénou hrazená jezera. Po těchto jezerech v některých případech zůstaly již jen pozůstatky v podobě výplní glacialakustrinních sedimentů.

Při úpatí zlomových svahů (v místech kde nevystupují morény) je zjevná poměrně mocná vrstva převážně fluvio-glaciálních sedimentů. Vrstva těchto sedimentů je patrná i na profilech z použitých geologických map – viz obr. č. 5. Tato vrstva je protnuta údolními toků vytékajících z glaciálních údolí. V nehlubších částech údolí vystupují na povrch horniny formace Lloclla (Bonnot 1984, cit. in Vilímek, Zapata 1998, str. 247). Reliéf fluvio-glaciálních sedimentů je mírně zvlňný, postižený nehlubokými erozními zářezy nebo drobnými sesuvy. Tyto tvary (pokud dosahovaly minimální velikosti pro mapování) jsou samozřejmě v mapě zaznamenány.

Poměrně plošně významnými tvary, které jsou formovány fluvio-glaciálními akumulacemi v prostoru úpatí, jsou ploché dejekční kužely. Rozměry největšího mnou zmapovaného kužele jsou téměř 1 km na délku a 0,5 km na šířku. Vzhledem k tomu, že se vyskytují v místech výrazného zmírnění sklonu svahu – tedy u úpatí zlomového svahu – jsou velice často deformovány povrchovými stupni zlomu – viz kapitola 5.1.

Dalšími – v reliéfu dosti výraznými tvary – jsou elevace v podobě hřbetů nebo jednotlivých vrcholů. Tyto elevace se nacházejí od zlomu směrem do příkopové propadliny Callejon de Huaylas a vystupují i více než 500 metrů nad okolní reliéf, který je tvořen převážně různě starými fluvio-glaciálními sedimenty. Zmíněné elevace jsou tvořeny jinými horninami než samotný batolit CB. V této oblasti se jedná především o výchozy vulkanických hornin (ignimbitů) formace Yungay a dále o zvrásněné druhohorní sedimentární horniny formace Carhuaz skupiny Goyllarisquisga. Výskyt těchto hornin je však v mapované oblasti omezen na několik málo jednotlivých elevací.

Méně prostorově výrazným, avšak z hlediska mého výzkumu velice významným jevem, jsou svahové pohyby. Já jsem ve své práci kladl důraz především na pohyby v okolí zlomu a na fluvio-glaciálních sedimentech, kde se jednalo převážně o sesuvy. Ve vrcholových partiích a v prostoru erozních svahů glaciálních údolí se vyskytují vzhledem k reliéfu i další typy svahových pohybů – skalní řízení a pomalé pohyby svahovin. Tvary způsobené těmito procesy však nenabývaly rozměrů minimální velikosti pro mapování nebo se vyskytovaly mimo zájmovou oblast. Více o sesuvech v oblasti zlomu v následující kapitole.

Tvary reliéfu podmíněné neotektonikou

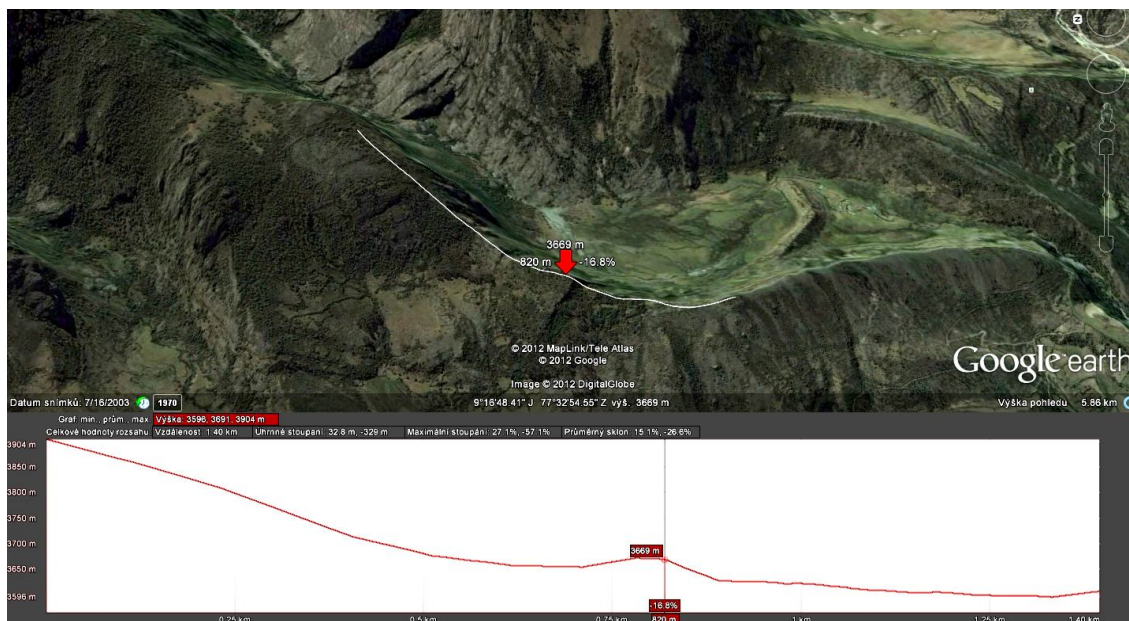
Při nejširším pohledu na věc by se dalo například konstatovat, že vznik veškerých glaciálních tvarů reliéfu, které se vyskytují v oblasti CB, jsou ve své podstatě nepřímo podmíněny neotektonikou. Vzhledem k tomu, že neotektonické pohyby vyzdvihly rozsáhlá území CB nad úroveň sněžné čáry, čímž spoluvytvořily podmínky pro rozsáhlé zalednění masivu, jsou nepřímo zodpovědné i za glaciální tvary. Takto vzdálenými souvislostmi se však dále zabývat nebudu.

Jedním z vlivů, který má tento zdvih bezesporu na geomorfologické pochody, je zesílení eroze a následných projevů akumulace v pohoří CB v jeho sedimentárním prostoru (na západě je tímto prostorem příkopová propadlina Callejon de Huaylas).

Tento proces je zodpovědný za vznik dejekčních kuželů, na kterých lze následně pozorovat přímé projevy pohybů na zlomech, viz dále.

V reliéfu nejvýraznějšími tektonicky přímo podmíněnými tvary reliéfu jsou bezpochyby zlomové svahy a jimi tvořené facety. Zlomové svahy jsou - jak již bylo zmíněno – přímé pozůstatky zlomové plochy, podél níž došlo k výzdvihu masivu CB (resp. poklesu přilehlé příkopové propadliny). Zlomové svahy vznikaly podle Bonnota (1984, cit. ve Vilímek, Zapata 1998, s. 249) již od pliocénu a do dnešní doby došlo k výzdvihu o 4 500 metrů, z čehož cca 1 000 metrů připadá na období kvartéru. Současné zlomové svahy dosahují relativní výšky do 1 000 metrů (Vilímek, Zapata 1998). Vyskytují se v různé míře zachovalosti a dosahují různé relativní výška podél celé délky mapovaného zlomového pásu. O jejich charakteristice jsem se zmiňoval již v předchozích kapitolách.

Dalším tvarem, jehož vznik je přímo podmíněn pohyby podél zlomové plochy, je vertikální stupeň. Tento tvar je povrchoým projevem zlomové plochy deformující ostatní tvary reliéfu, kterými prochází. Tento vertikální stupeň je na rozdíl od zlomových svahů dílem nejmladších pohybů na zlomové ploše, ke kterým docházelo až po vzniku samotných deformovaných tvarů. Jelikož jsou tímto jevem zasaženy převážně nejmladší glaciální a fluvioglaciální akumulace deponované během posledního glaciálního maxima (29 ka a 16,5 ka BP) (Farber 2005) nebo později (týká se fluvioglaciálních akumulací) je zřejmé, že k tomuto posunu došlo za toto poměrně krátké období. Vertikální rozdíl povrchu dotčených tvarů nebo odpovídajících si souvrství je 2,5 až 60 metrů v závislosti na stáří a lokalitě výskytu zasaženého tvaru či vrstvy – více viz kapitola 3.3 - *Aktivita a sledování pohybů na zlomu CB*. Nejčastěji postiženými tvary jsou boční morény, dejekční kužely nebo ostatní akumulace fluvioglaciálních či polygenetických sedimentů. Hodnoty vertikálního posunu není bohužel možné z dostupných družicových snímků ani DEM kvůli jejich nedostatečné podrobnosti určit, a tudíž mohou vycházet pouze z měření a hodnot uváděných v prostudované literatuře. Přesto jsem se pokusil o rámcové změřeni nejvýraznějších vertikálních stupňů na bočních morénách dvou údolí nacházejících se přibližně ve středu segmentu „E“ – viz obr. č. 26. Výsledky ukazují na vertikální posun morén v rámcové hodnotě 20 – 30 metrů. Podélný profil hřbetu morény sečené vertikálním stupněm zlomu je na obr. č. 25.



Obr. č. 25 Podélný profil hřbetu boční morény u ústí údolí toku ID76 (viz kapitola 6.2)

Zlom s v prostoru úpatí zlomových svahů velice často rozděljuje do dvou nebo tří přibližně dílčích paralelních zlomů, které jednotlivě vykazují menší vertikální rozdíly – v některých případech sotva identifikovatelné na použitých družicových snímcích. V případě, že je zlom v nezpevněných materiálech jednotný, bývá téměř vždy mírně zvlněný. Toto zvlnění může být mimo jiné způsobeno zvlněním samotné zlomové plochy, promítnutím zlomové plochy do nestejně zpevněných a homogenních sedimentů nebo také mnoha drobnými sesuvy nezpevněných sedimentů na nově vzniklém relativně příkrém svahu vertikálního stupně.

Tím se dostávám k dalším tvarům, které mohou být v některých případech – byť jen nepřímo – způsobeny tektonickými pohyby. Těmi jsou výsledné tvary svahových pohybů. Na těchto zlomech se jedná konkrétně o projevy sesuvů. Mapovány byly hrany odlučných ploch a akumulační oblasti jednotlivých sesuvů. Sesuvy se vyskytují na ne zcela zpevněných sedimentech jakéhokoli původu – zde nejčastěji na glaciálních a fluvioglaciálních. Některé sesuvy se vyskytují přímo na zlomu a jsou způsobeny výrazným zvýšením sklonu nezpevněného materiálu, jimž se tento svah dostane do nestabilního stavu (Karásek 2001). Jiné se naopak nacházejí na sedimentech zcela z dosahu činnosti tektoniky a jsou způsobeny jinými procesy – např. snížením koheze materiálu z důvodu extrémního provlhčení nebo podemletí svahů boční erozí vodních toků. Tvary vzniklé boční erozí vodních toků jsou v mapě zaznamenány pod položkou

„výrazná erozní hrana“ – viz kapitola 5.1. Nejrozsáhlejší mapované sesuvy mají délku odlučné plochy více než 500 metrů a nejmenší kolem 300 metrů. Délka transportu u těchto sesuvů však není nijak velká a zpravidla nepřesahuje jejich šířku. Z dostupných snímků nebylo možné rozlišit, zda se jedná konkrétně o rotační či translační sesuvy, a tudíž zůstanou blíže nespecifikované.

Výše popisované prostorové uspořádání jednotlivých tvarů reliéfu je doloženo vlastní geomorfologickou mapou vybrané části pohoří CB v příloze na konci práce.

6 Další geomorfologické analýzy

6.1 Index sinuosity

Další částí práce byl výpočet indexu sinuosity pro jihozápadní úpatí masivu CB. Tato metoda byla již vysvětlena v kapitole 2.4. Nejprve byla na základě družicových snímků z aplikace Google Earth a DEM vymezena úpatní linie zlomového svahu. Úpatí, pro něž byl vypočítán index sinuosity Smf , má skutečnou celkovou délku 140 km (vzdušnou čarou 117 km) a nachází se mezi údolím Quitaracsa 30 km severně od města Caraz a údolím s jezerem Querococha 13 km východně od města Racuay – viz obr. č. 26. Výsledná hodnota indexu Smf pro celé úpatí byla 1,197. Tato hodnota spadá do nejnižšího intervalu hodnot 1,0 – 1,5 pro vysoce aktivní úpatí (Bull 2007), což ukazuje na aktivní tektoniku zlomového systému CB.

Jelikož byla hodnota indexu Smf neúměrně zvýšena vlivem několika málo výrazně zakřivených úseků úpatí, rozhodl jsem se - z důvodu snahy o věrohodnější výsledky - spočítat hodnoty pro jednotlivé segmenty pohoří CB. V žádné literatuře jsem však nenašel vymezení jednotlivých segmentů CB na tektonickém nebo jiném geologickém podkladě. Rozdělil jsem tedy masiv CB na jednotlivé segmenty podle vizuální morfologie údolí, která rozčleňují jihozápadní svah. Rozhodující byla hloubka a délka zaklesnutí údolí do masivu, což je patrné z družicového snímku na obr. č. 26. U ústí nejvýrazněji zaříznutých údolí byly stanoveny hranice dílčích segmentů a vypočten index Smf pro jejich úpatní linii.

Na tomto základě bylo stanoveno 8 segmentů o délce úpatí 9,3 – 27,2 km. Výsledné hodnoty indexu Smf se nacházejí v rozmezí 1,08 – 1,33. Nejvýrazněji zakřivený úsek úpatí se nachází v prostoru segmentu „F“, u něhož byla vypočtena hodnota Smf 1,33 a výrazně tak vybočuje prostorově i hodnotou indexu – viz obr. č. 26. Poměrně nízké výsledné hodnoty všech segmentů odpovídají předpokladům a jsou dalším – tentokrát nepřímým - důkazem aktivní tektoniky na zlomovém systému CB.

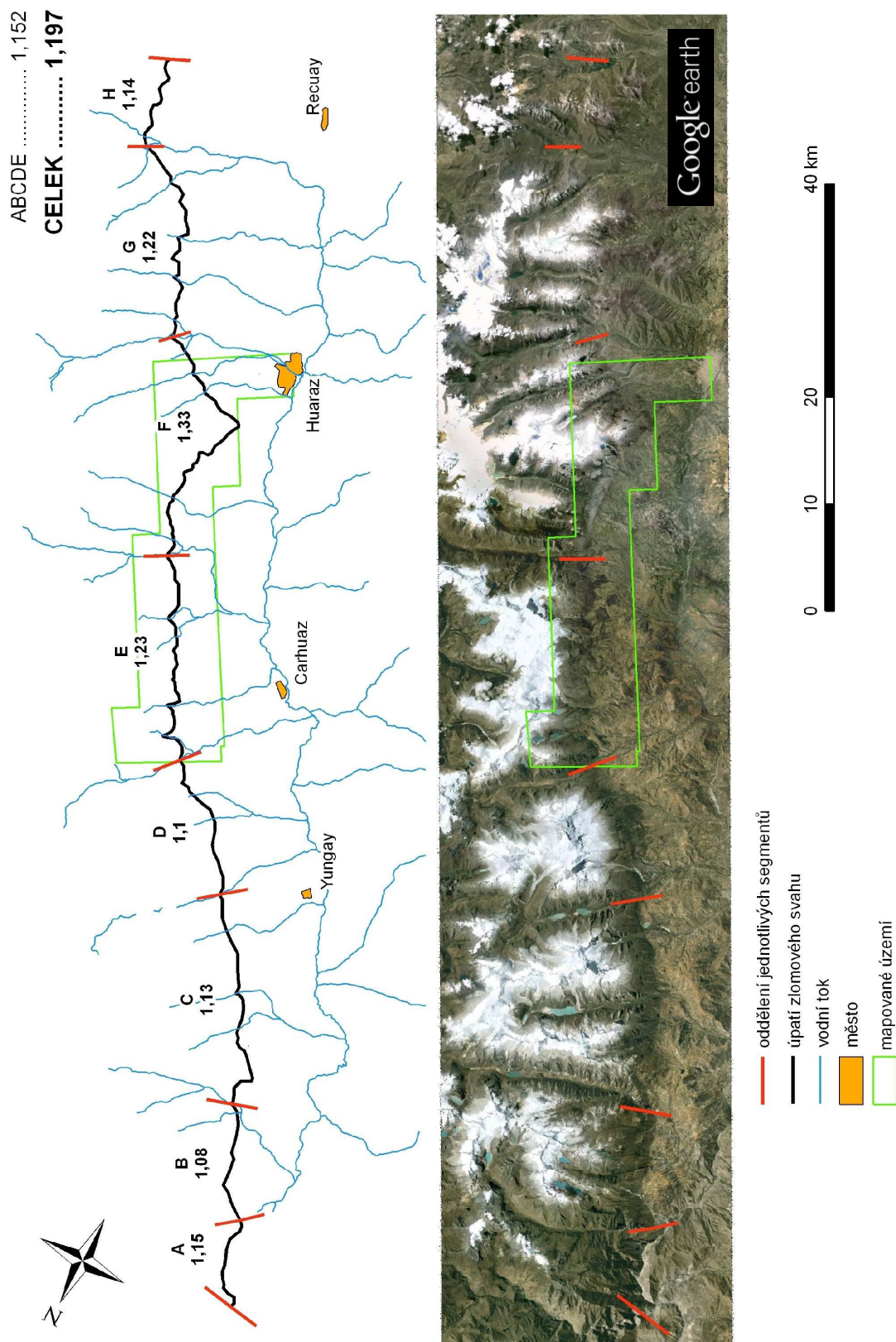
Přesto, že má segment „F“ podle dostupných geologických map (INGEMMET) stejnou litologii jako zbytek masivu CB, zjevně z něj horizontálně vystupuje na jihozápad – viz obr. č. 26. Tento segment je omezen na severu údolím Vicos a na jihu údolím Churup. Z výsledků výpočtu indexu sinuosity kombinovaných s vizuálním

pohledem na družicové snímky Google Earth předpokládám, že pokud se v CB vyskytnou transverzální zlomy kolmé na úpatní zlomový systém, byly nebo stále jsou nejaktivnější právě ve zmíněných údolích Vicos a Churup.

Při porovnání průběhu úpatí zlomového svahu se zakrytou geologickou mapou (INGEMMET) je zjevné, že celá úpatní linie téměř přesně kopíruje hranici mezi kvartérním sedimentárním tělesem příkopové propadliny a odkrytým granodioritovým batolitem CB.

Následně jsem porovnal své výsledné hodnoty Smf s výsledky dalších autorů z jiných lokalit světa - konkrétně s řeckou a vietnamskou studií (Zovoili et al. 2004, Cuong, Zuchiewicz 2001). Hodnoty indexu Smf pro úpatí svahů podél zlomů Kompotades a Nea Anchialos ve střední části východního pobřeží Řecka, které byly pomocí této a několika dalších metod označeny za vysoce aktivní, nabývaly hodnot 1,1 až 1,6 (Zovoili et al. 2004). Výsledné hodnoty Smf studie zlomu Lo u města Tam Dao v severním Vietnamu se pohybují dokonce v rozmezí 1,04 – 1,16 (Cuong, Zuchiewicz 2001).

Rozdíly ve výsledných hodnotách mohou být dány jedním rozdílným klimatem a litologií oblasti (Bull 2007) a také různou přesností mapování, eventuelně různými podklady pro tato mapování.



Obr. č. 26 Schematická mapa úpatní linie a rozdělení jednotlivých segmentů včetně vypočtených hodnot indexu sinuosity pro jednotlivé segmenty a celek (upraveno podle Instituto Geográfico Nacional Peruano; Google Earth)

6.2 Analýza podélných profilů toků

Celkem bylo vybráno 13 vodních toků křižujících zlomové pásmo CB v prostoru zájmového území, pro něž byly již zmíněnými metodami (kap. 2.4) vytvořeny podélné profily. Poloha všech vytvořených profilů v rámci zájmového území je znázorněna na obr. č. 27.

Ve všech třinácti podélných profilech bylo možno nalézt několik hlavních typů spádových křivek podle jejich celkového tvaru – viz grafy č. 3 a) - n):

- lineární podélný profil - viz toky graf č. 3 n)
- převážně konvexní podélný profil – viz toky graf č. 3 a) Ulta; l) Shallap; m) Pariac
- podélný profil se strmým koncem (*Steep-end-profile*) – viz toky graf č. 3 b),c) Catay; e), f) Chucchun; g) ID 76; h, i) Lejia Mayo; k) ID 44
- lineární profil s breakpointem (*Pointed curve*) – viz tok graf č. 3 j) ID 61

Pozn.: *charakteristiky a názvy jednotlivých typů spádových křivek pro jejich určení a pojmenování byly převzaty z (Hartvich 2005)*

Hodnocení příslušnosti jednotlivých toků do určitého typu spádové křivky bylo učiněno zcela subjektivně na základě mého vlastního úsudku a nebyla zde provedena žádná analýza na základě objektivních kritérií. U delších toků bylo vzhledem k nedostatku dat a neúplných mapových podkladů nemožné vytvořit podélný profil celého toku.

V posledním grafu (graf č. 3 n) jsou vykresleny podélné profily toků, které při dané metodě získání dat ve sledovaném úseku vykazovaly lineární průběh bez jakýchkoliv anomálií. Je však možné, že je tento výsledek do jisté míry způsoben nedostatečnou podrobností podkladových dat. V tomto případě se jednalo o DEM vytvořený z vrstevnicové vrstvy o základním intervalu 50 m, což zcela jistě znemožňuje vykreslení menších anomálií a nuancí v průběhu spádové křivky těchto mírně ukloněných toků.

Dalších skupinou jsou takové toky, jejichž podélný profil je v celém sledovaném úseku mírně konvexní – vyjma pramenné oblasti, kde všechny tyto toky vykazují konkávní úsek. V těchto dvou případech (lineární a konvexní průběh podélného profilu) se jedná o toky, jejichž údolí jsou výrazně zaříznuta do masivu směrem ke kontinentálnímu rozvodí. Toto hlavní rozvodí se nachází východně od většiny

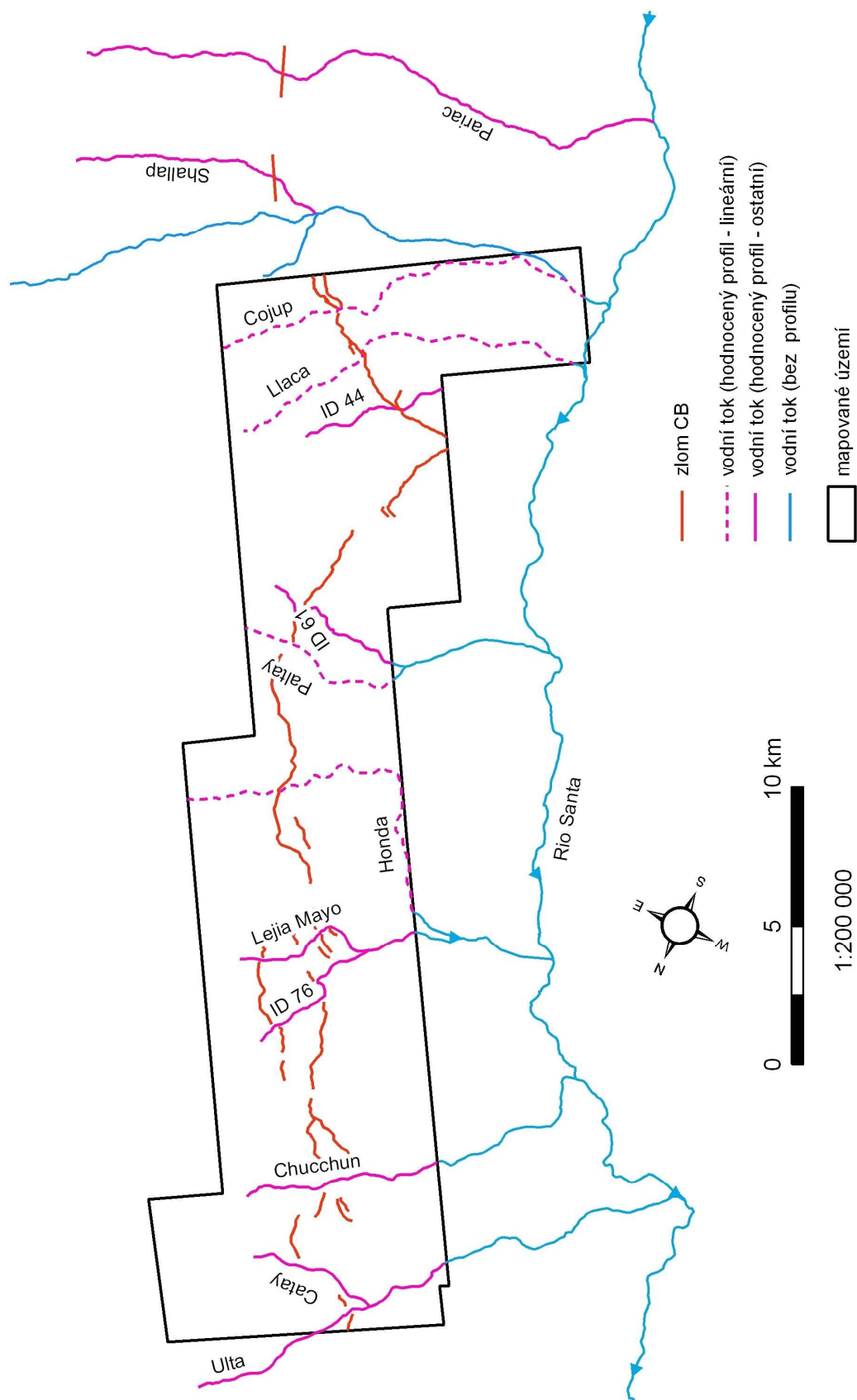
nejvyšších vrcholů masivu CB (Wise, Noble 2003). Údolí většiny těchto toků byla vzhledem ke svému morfologickému projevu uvažována při vymezení segmentů pro výpočet indexu sinuosity (viz kap. 6.1). Vzhledem k výrazné hloubce zmíněných údolí, značně uzavřeným a strmým svahům jejich ústí, průběhu jejich podílného profilu, který odhaluje poměrně malý sklon a absenci výraznějších anomálií sklonu toku, je nasnadě se domnívat, že mohou být tato údolí tektonicky podmíněná. Mírný sklon tektonicky podmíněné části toku bez výraznějších anomálií ukazuje na poměrně vyrovnanou spádovou křivku toku, což může být podle mého názoru důsledek relativně dlouhé doby, po kterou se údolí utvářelo, a zároveň známkou tektonického narušení kompaktnosti masivu CB, čímž dochází ke snížení jeho odolnosti vůči erozi. Sklon těchto toků se pohybuje v rozmezí od 2,8° (Pariac – graf č. 3 m) až cca 6° (Llaca – graf č. 3 n).

Pro ostatní typy toků – vyjma dvou výše zmiňovaných – je charakteristické, že se sklon jejich spádové křivky v místě hranice masivu a příkopové propadliny výrazně snižuje. Hojně zastoupeným typem je typ spádové křivky „*Steep-end-profile*“, kde po strmém horním úseku toku, dochází v blízkosti úpatí zlomového svahu k rapidnímu poklesu spádu a v dalším úseku následně k opětovnému zvýšení spádu před soutokem s (ve většině případů) vodnějším tokem (Hartvich 2005). Takový typ toku má tedy dva tzv. *breakpointy* (místa prudké změny sklonu toku). Ukázkovým může být příklad toku Catay, jež je levým přítokem vodnějšiho toku Ulta – viz graf č. 3 d). Zvýšení sklonu spádové křivky v závěrečném segmentu toku je způsobeno postupující zpětnou erozí od místní erozní báze ležící v soutoku obou toků. Jelikož je intenzita hloubkové a zpětné eroze u vodnějši toků větší, dochází ke kontinuálnímu snižování místní erozní báze všech přítoků a jejich spádové křivky jsou tudíž značně nevyrovnané (Kunský 1935, cit. in Hartvich 2005, str. 4). Ke snížení spádu při úpatí, dochází u většiny takto zasažených toků přibližně 500 metrů proti proudu od místa předpokládaného křížení koryta toku se zlomovým pásmem. Tento posun je způsoben jak hloubkovou erozí současného toku, tak i hloubkovou erozní činností (například exarací a detrakcí) tehdejších ledovcových splazů. V prostoru bezprostředně pod prvním *breakpointem*, kde dochází ke snížení sklonu toku, se velice často nacházejí glacialakustrinní sedimentární výplně bývalých progaliálních jezer hrazených čelní a boční morénou - viz vlastní geomorfologická mapa vybrané části pohoří CB v příloze na konci práce. Tato proglaciální jezera plnila až do doby proerodování čelní morény funkci dočasných místních erozních bází.

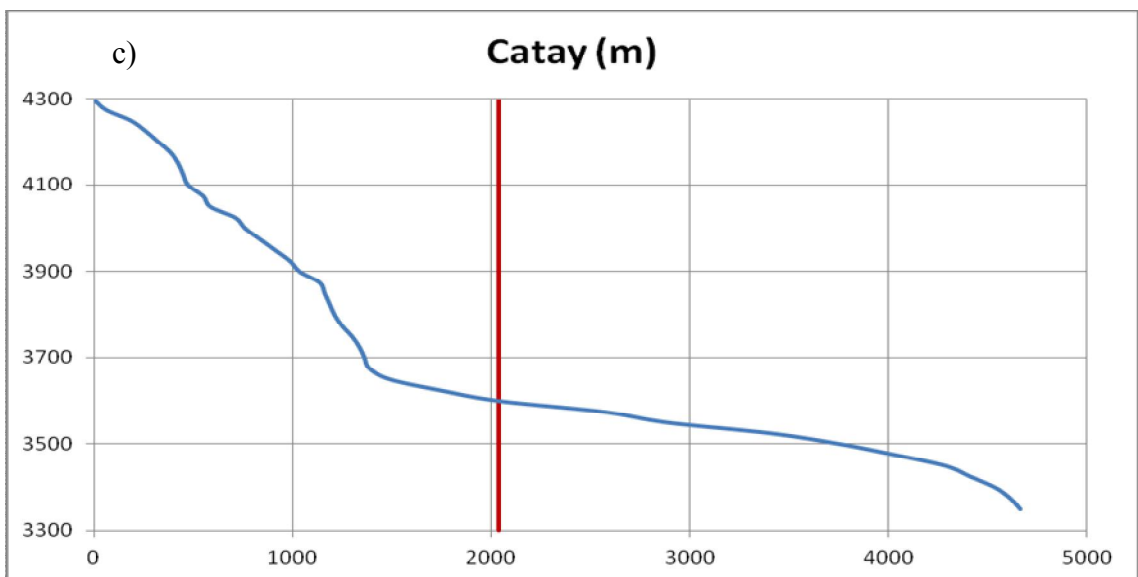
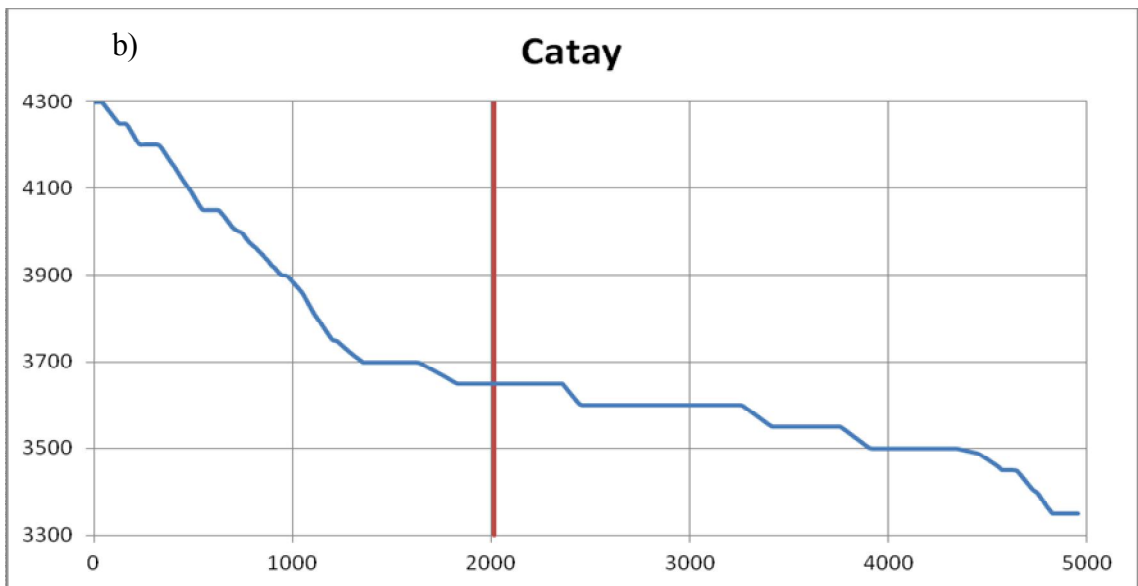
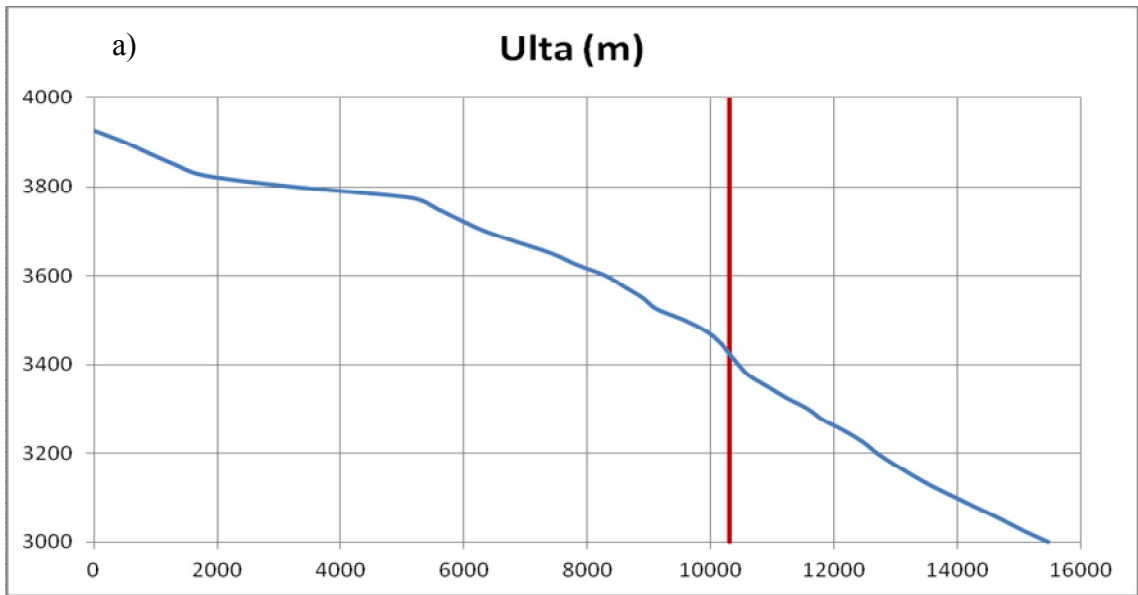
V místě křížení koryta toku s úpatím zlomového svahu by teoreticky měl být v podélném profilu toků viditelný knickpoint způsobený vertikálním zlomovým stupněm, podobně jako je tomu u bočních morén, výplavových kuželů a povrchů pokrytých glaci-fluviálními sedimenty. Tento jev však není patrný ani na jednom z grafů, což může být na jednu stranu způsobeno nedostatečnou podrobností dat pro jejich tvorbu. Ovšem ani při bližším pohledu na družicové snímky, není v předpokládaném místě křížení toku se zlomovým pásmem prokazatelný vertikální stupeň a to ani v místě křížení toku se zlomem, jehož průběh je v okolním reliéfu morfologicky velice výrazný.

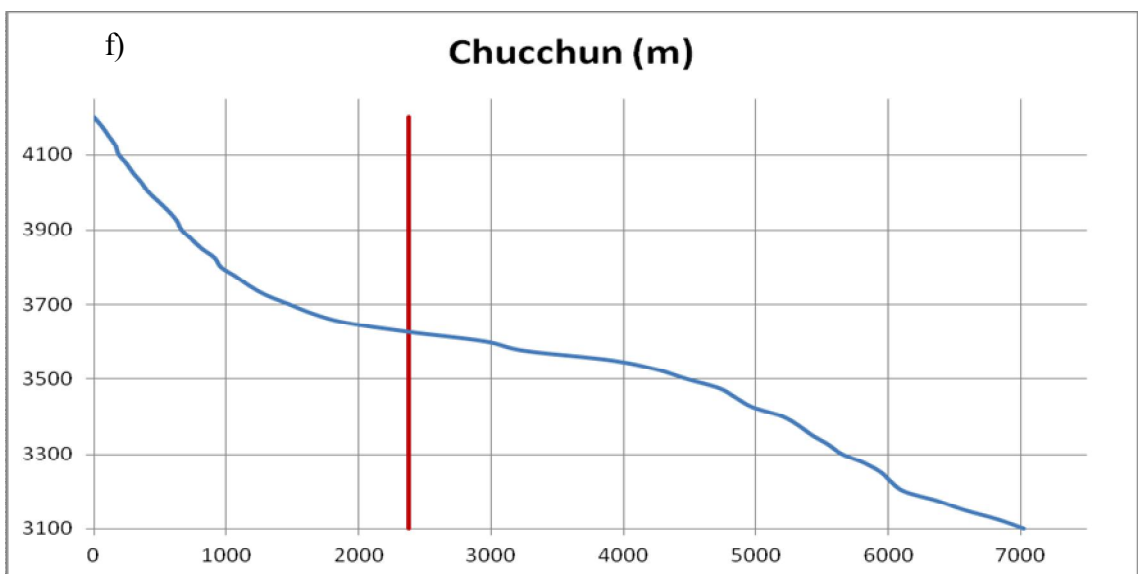
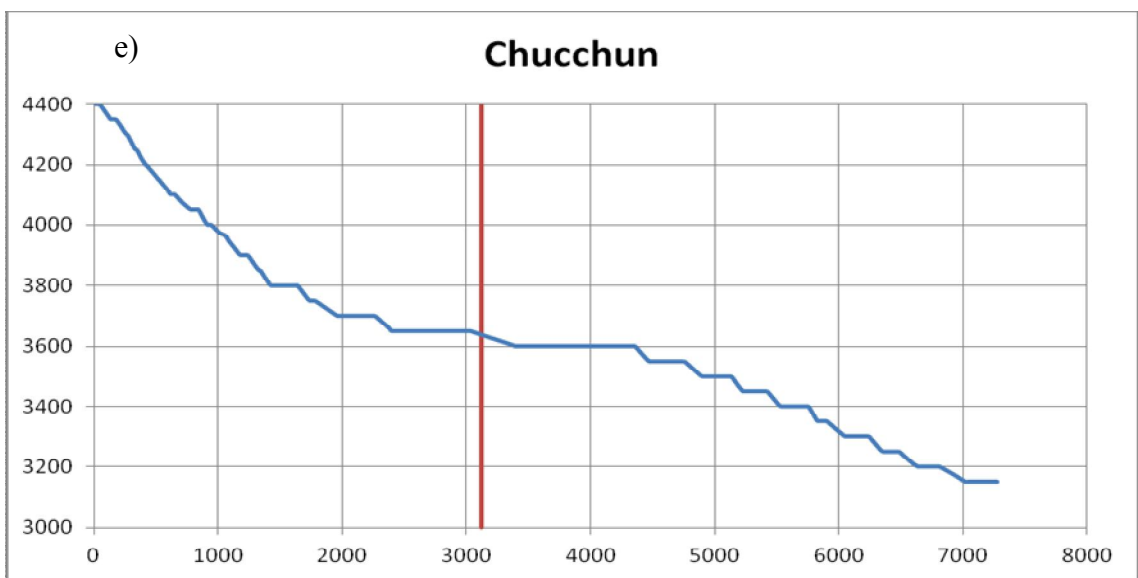
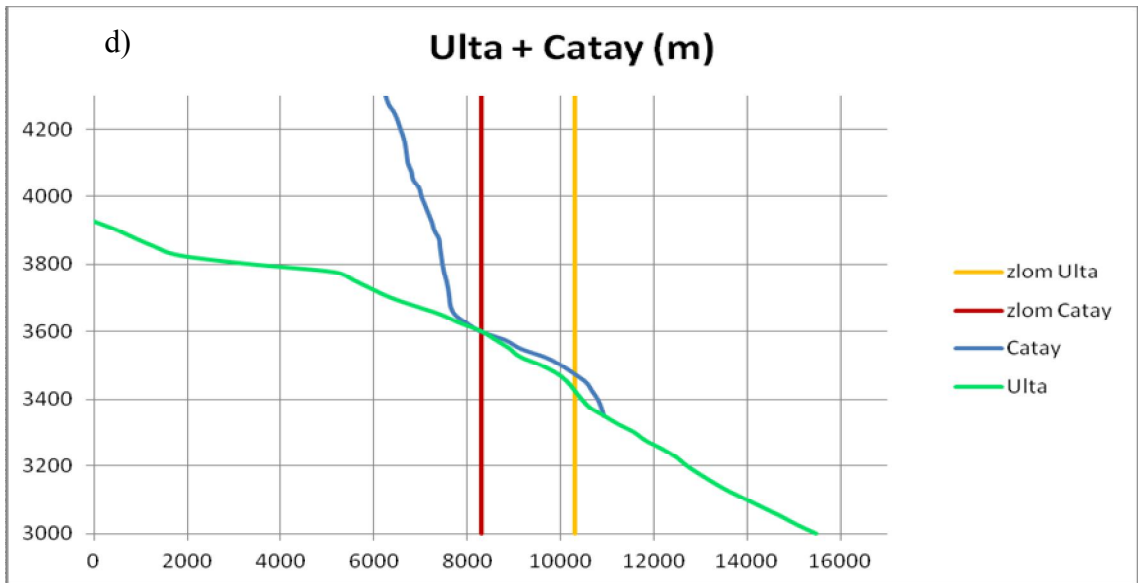
U méně vodných toků je tento fakt podle mého názoru dán značnou intenzitou erozně-akumulačních procesů, jež v závislosti na vodnosti průběžně stírají povrchové projevy tektonických pohybů v místě snížené spádu toku.

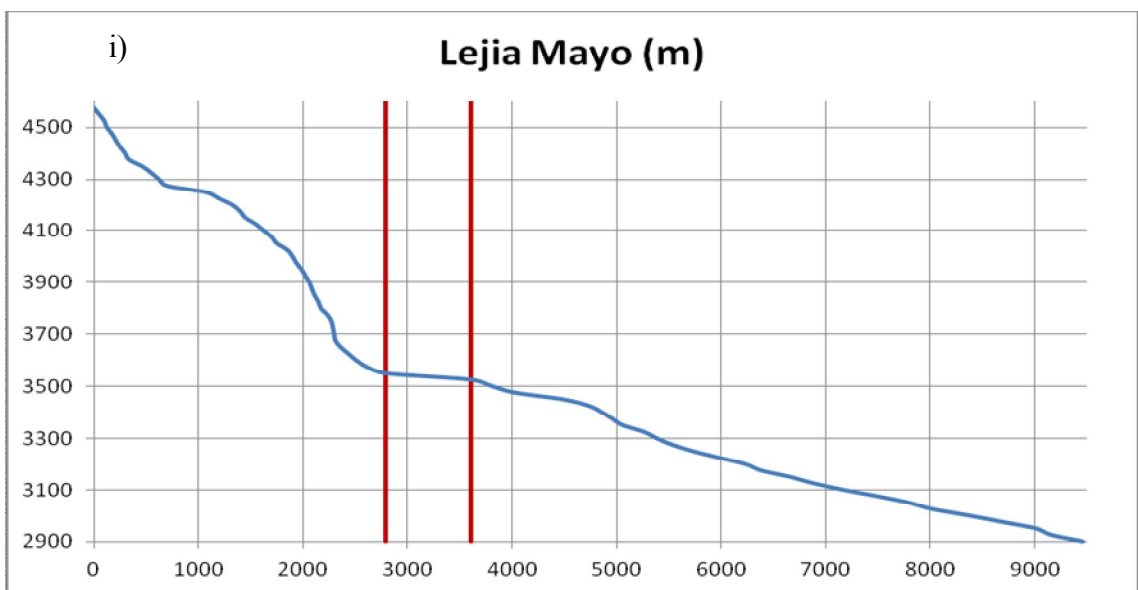
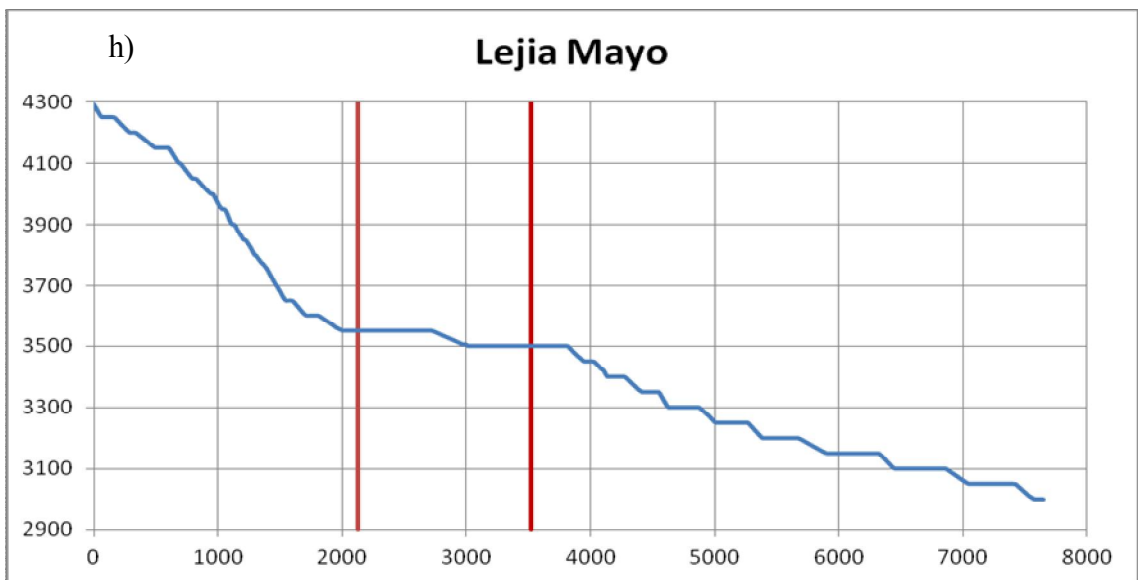
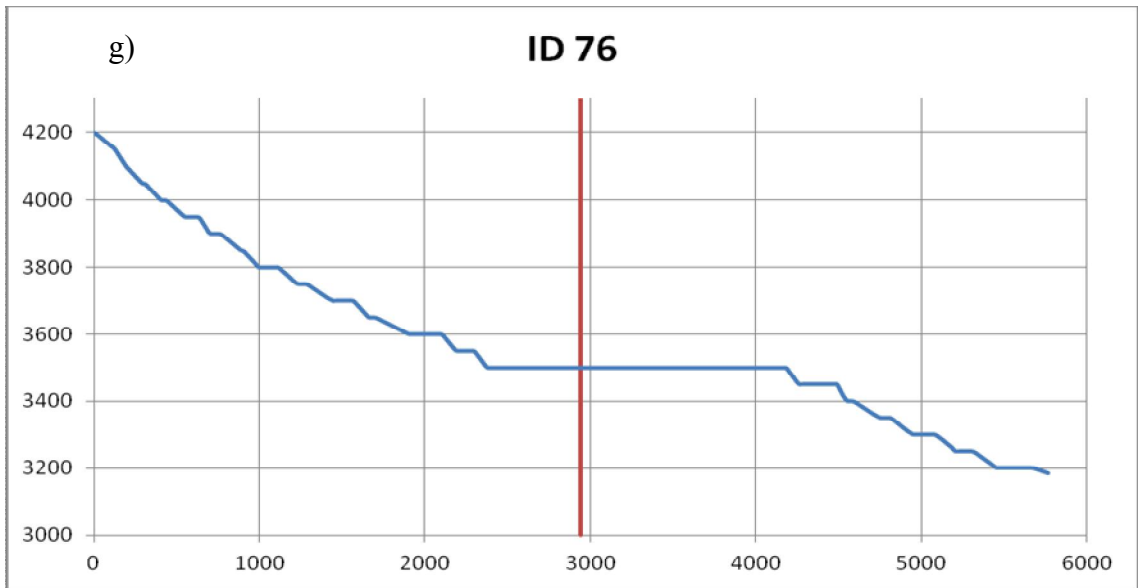
V případě toků s lineárním podélným profilem se jedná většinou o vodnější toky. U těchto toků lze předpokládat, že dokážou svojí erozní činností kompenzovat tektonický zdvih. Při této úvaze vycházím z předpokladu, že erozní síla vodnějších toků je za stejných podmínek větší než síla méně vodných toků (Bull 2007). Míra jejich hloubkové eroze může být v některých případech ještě umocněna tektonickým založením údolí. Podle Bull (2007) jsou perenní toky v některých méně odolných horninách kompenzovat tektonický výzdvih až do rychlosti 5 mm/rok. V případě masivu CB se sice jedná o poměrně odolné horniny, nicméně k pohybům dochází podle všech dosavadních výzkumů (Schwartz 1988, Bonnot 1988, cit. in Siame 2006) s největší pravděpodobností skokově s intervalem 1ka až 3ka let, přičemž za posledních 2 ka zřejmě k žádným výraznějším pohybům nedošlo – viz kapitola 3.3, podkapitola *Aktivita zlomového systému a sledování pohybů na zlomu CB*. Relativně dlouhá doba od poslední tektonické události by mohla být důvodem, proč jsou již morfologické projevy v současnosti neznatelné. Příklad - pokud došlo před cca 2 ka k vertikálnímu pohybu na zlomové ploše o 2 m - což je velikost pohybu odhadovaná Schwartzem (1988, cit. in Montario 2000) za interval 1 až 3 ka - rychlost eroze toku by musela být 1 mm/rok, aby byla schopna kompenzovat tuto událost do dnešní doby. Taková rychlost eroze není zdaleka nereálná (Bull 2007).

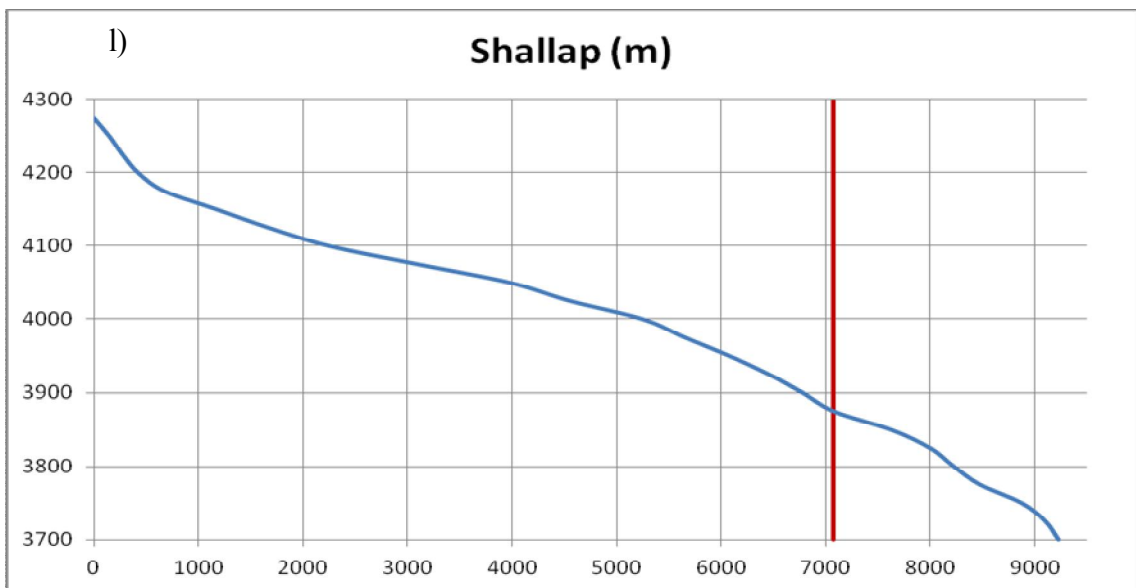
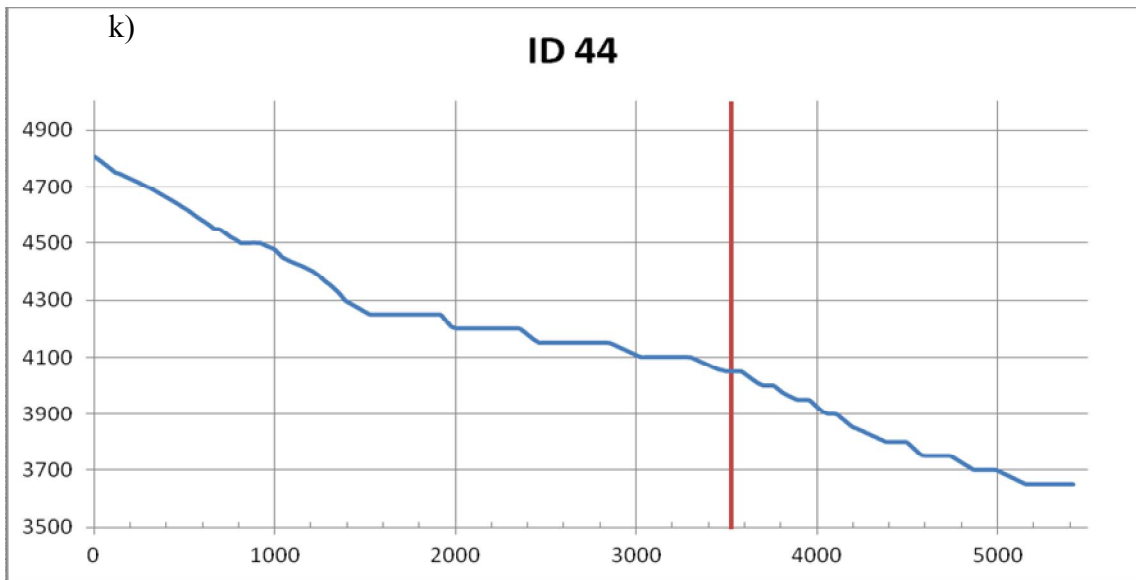
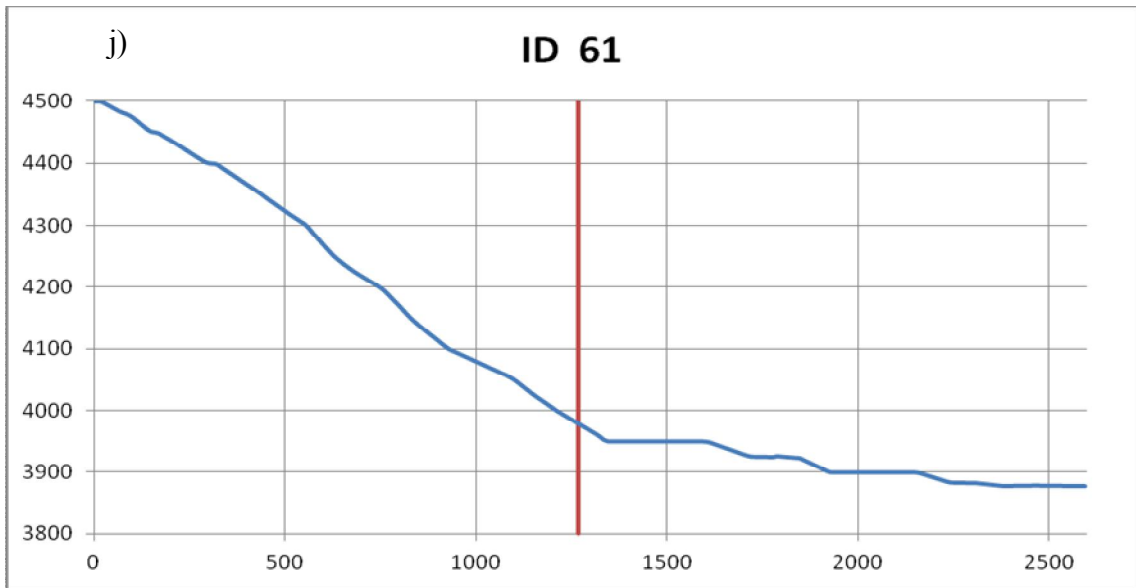


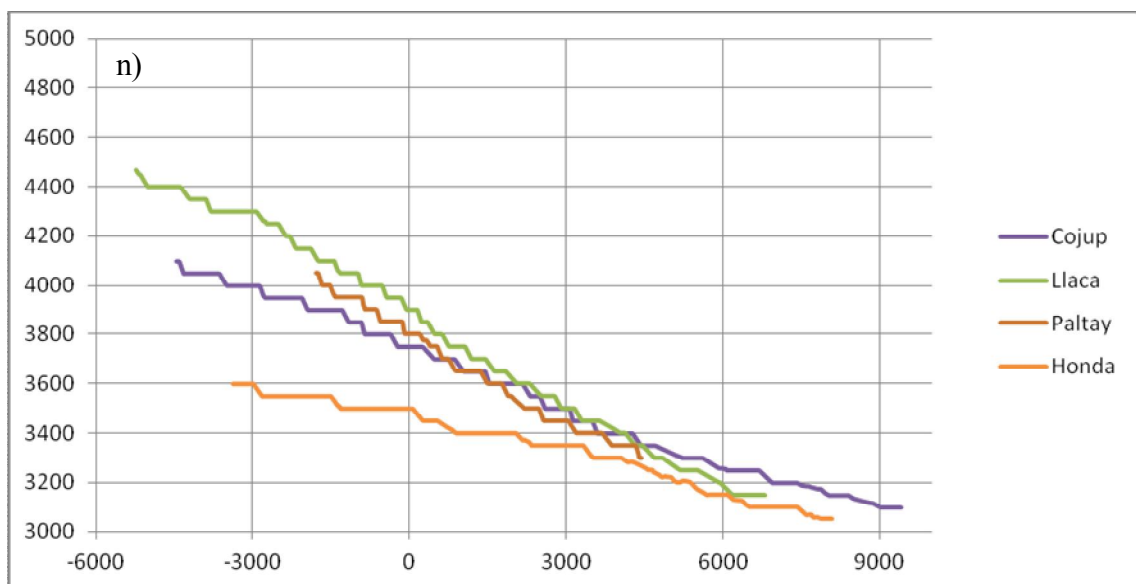
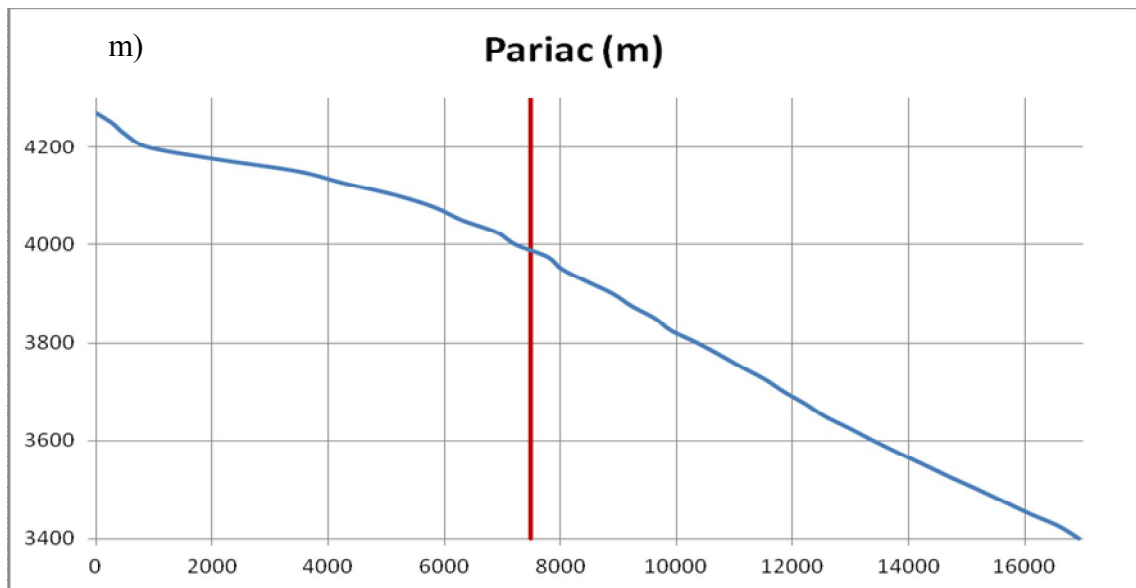
Obr. č. 27 Schematická mapka vodních toků v oblasti úpatí zlomového svahu CB (upraveno podle Instituto Geográfico Nacional Peruano)











Graf č. 3 - série grafů a) – n) znázorňující podélné profily jednotlivých toků včetně polohy zlomu CB

Pozn.: svislá červená čára – poloha povrchového projevu zlomu Cordillera Blanca; v grafu „n)“ jsou podélné profily zarovnány polohou povrchového projevu zlomu Cordillera Blanca k nule osy „x“; (m) za názvem grafu značí graf tvořený na základě analogové mapy – ostatní grafy jsou tvořeny na základě DEM

7 Diskuse a závěr

Po úvodních kapitolách - věnujících se rešerši dosavadních poznatků o geologických, tektonických a geomorfologických poměrech masivu Cordillera Blanca a jeho širšího okolí - se vlastní výzkum ubíral několika dílčími směry, které měly za cíl odhalit aktivitu zlomového pásma CB a její vliv na vzhled a utváření tamního reliéfu.

Mnoho autorů se zabývá a v minulosti zabývalo odhadováním rychlosti pohybů na zlomových plochách zlomového pásma Cordillera Blanca. Na toto téma dosud existuje mnoho názorů a doposud nebylo dosaženo konsenzu. Dá se však konstatovat, že obecná shoda panuje v názoru, že rychlosti výzdvihu střední části masivu CB je rychlejší než rychlost okrajových partií a že k pohybům dochází především skokově a nikoliv kontinuálně (Schwartz 1988, cit. in Montario 2000).

Interpretací dat pocházejících z deformometru TM-71 z lokality Pitec, lze určit trend pohybu v jednotlivých směrech (na osách x , y , z). Na zlomu v této lokalitě byl identifikován mírný vertikální pohyb a dále nevýrazný horizontální pohyb ve směru napříč zlomem, což ukazuje na mírné rozevírání trhliny. Kladné hodnoty naměřené na ose „ y “ ukazují na horizontální laterální levostranný posuv (*left-lateral slip*). O této horizontální složce pohybu se zmiňoval již Bonnot (1988, cit. in Siame et al. 2006, str. 543). Tato složka pohybu však není natolik výrazná, aby byly její projevy patrné na mapovaných tvarech reliéfu. Celkové období dosavadního měření je však považováno za poměrně klidné (Vilímek 2004). Aby bylo možné přesněji interpretovat výsledky získané měřením v lokalitě Pitec CB je nutné umístit v tomto regionu více takovýchto zařízení (ústní sdělení Vilímek 2012). V současnosti není s čím získaná data srovnávat a dávat do kontextu, a tudíž částečně ztrácejí svojí vypovídací hodnotu.

Následně byla porovnána chronologická souvislost mezi výraznými výkyvy na grafech z deformometru a seismologickými záznamy událostí širšího okolí. Pro každé období mezi dvěma měřeními, kde došlo k výraznému pohybu, byla z dostupných databází zemětřesení, nalezena časově odpovídající seismická událost. Není ovšem prokazatelné, že by byly tyto konkrétné události přímo spojeny s tektonickými pohyby nebo dokonce jejich aktivací. Je možné, že pravou příčinou pohybů byly výrazně slabší události z bližšího okolí CB nebo naopak, že byly otřesy výsledkem změny tlakového

pole celého regionu a následné zvýšené geodynamické aktivity zlomového pásma (Stemberk et al. 2010).

V mapované oblasti je zlomové pásmo nejjednodušší a předpokládaná rychlost výzdvihu je zde nejvyšší (Siame et al. 2006). V nejsevernějším segmentu má zlomové pásmo poměrně členité a ve dvou jižních segmentech přechází místy do formy „en echelon“ (Wise, Noble 2003). Směr i rychlost pohybu v jednotlivých segmentech se do jisté míry liší, vertikální složka pohybu je však v reliéfu patrná v každém z nich. Při vlastním geomorfologickém mapování byl - po úvodní inventarizaci všech významných tvarů reliéfu vyskytujících se v zájmové oblasti (viz kap. 5.1) - kladen důraz především na zmapování a popis tvarů přímo i nepřímě podmíněných neotektonikou – viz Vlastní geomorfologická mapa vybrané části pohoří CB v příloze. Byly zmapovány povrchové projevy průběhu dílčích zlomů zlomového pásma CB a některé výraznější projevy byly obrazově zdokumentovány v kapitolách 5.1 a 5.2.

Prostorově nejvýraznějšími projevy dlouhodobé tektonické činnosti jsou bezpochyby faceti zlomových svahů, které se vytvářejí po dobu 5-6 Ma (Clemens et. al. 2011) a dosahující v mapované oblasti relativní výšky cca 1000 metrů. Průměrného sklonu facet z DEM v mém zájmovém území byl vypočten na 30°, což je v souladu s výzkumy Wise a Nobla (2003), podle nichž je sklon spodní partie facet je cca 35-37°, zatímco vyšší část vykazuje sklon pouze okolo 20°.

Vertikální zlomové stupně vyskytující se na úpatí zlomových svahů jsou důkazem nejmladších tektonických zdvihů v prostoru zlomového pásma Cordillera Blanca. Tyto zlomové stupně velice často viditelně deformují jiné tvary reliéfu, kterými jsou především boční morény, akumulace glaciofluvialních sedimentů nebo dejekční kužely. Nejvyšší jsou zlomové stupně pochopitelně na relativně nejstarších tvarech reliéfu, jimiž jsou ledovcové morény, a menších výšek dosahují potom na mladších tvarech, jako jsou akumulace glaciofluvialních sedimentů a dejekční kužely. Podle Bonnota (1988, cit. in Siame et al. 2006) dosahují vertikální stupně maximálních výšek na bočních morénách středního segmentu zlomového pásma CB. Tyto morény, datované na poslední glaciální maximum (26 – 19 ka) vykazují vertikální posun řádově 30 – 40 metrů, v extrémních případech až 60 m (Bonnot 1988, cit. in Siame et al. 2006). Při vlastním měření výšky vertikálních stupňů na bočních morénách v segmentu „E“ (viz obr. č. 26) z DEM bylo dosaženo výsledku rámcově 20 – 30 m vertikálního posunu. Přestože na glacialakustrinních sedimentech nejsou z dostupných družicových snímků

patrné žádné viditelné deformace, Schwartz (1988, cit. in Montario 2000) se zmiňuje o vertikálním stupni 7,5 – 8,0 metrů na lakustrinních sedimentech v údolí Querococha v segmentu „C“ – viz obr. č. 26. Přítomnost zlomů v kolmém směru na hlavní zlomové pásmo není na základě dostupných metod možné potvrdit.

Dalšími tvary, které jsou však pouze nepřímo podmíněné neotektonickými pohyby, jsou výsledné tvary svahových pohybů - konkrétně sesuvů. Při geomorfologickém mapování byly zmapovány hrany odlučných ploch i akumulární oblasti sesuvů. Sesuvy menšího měřítka v glacifluviálních sedimentech lemují zlomový stupeň. V mapovaném území nebyly zaznamenány žádné svahové procesy větších rozměrů, jež by mohly být rizikové pro lidské osídlení či hospodaření.

Dále jsem se pomocí několika dalších metod pokusil určit míru současné tektonické aktivity zájmové části jihozápadního úpatí masivu CB.

Výpočet indexu sinuosity, jež je poměrně vhodnou metodou pro nepřímý důkaz tektonické aktivity zlomů, byl vypočten jak pro celé jihovýchodní úpatí masivu CB (140 km), tak pro jednotlivé segmenty tohoto masivu. Hodnota indexu sinuosity pro masiv jako celek byla 1,197, což spadá do kategorie vysoce aktivních úpatí, pro něž jsou charakteristické nízké hodnoty (interval 1,0 až 1,5) (Bull 2007). Osm jednotlivých segmentů o délce úpatí 9,3 – 27,2 km vykazuje výsledné hodnoty indexu sinuosity v rozmezí 1,08 – 1,33 (viz obr. č. 26), což taktéž odpovídá hodnotám pro vysoce aktivní úpatí. Nejvýrazněji zakřivený úsek úpatí se nachází v prostoru segmentu „F“, u něhož byla vypočtena hodnota S_{mf} 1,33 a výrazně tak vybočuje prostorově i hodnotou indexu. Při porovnání výsledků výpočtu indexu sinuosity a vizuálního pohledu na družicové snímky Google Earth lze předpokládat, že pokud se v CB vyskytují transversální zlomy kolmé na úpatní zlomový systém, nejaktivnější byly nebo stále jsou v údolích Vicos a Churup omezujících segment „F“ – viz obr. č. 26. Z porovnání geologické mapy s DEM je taktéž patrné, že celá úpatní linie téměř přesně kopíruje hranici mezi kvartérní sedimentární výplní příkopové propadliny a odkrytým granodioritovým batolitem CB.

Analýza podélných profilů toků patří mezi velice silné nástroje studia kvartérní tektoniky (Vilímek 2004). Všech 13 vodních toků, pro které byly vytvořeny podélné profily, lze na základě těchto profilů rozdělit do 4 skupin: *lineární podélný profil*, *převážně konvexní podélný profil*, *podélný profil se strmým koncem*, *lineární profil s breakpointem*.

Údolí toků s *lineárním* a *konvexním* průběhem podélného profilu jsou výrazně zaříznuta do masivu směrem ke kontinentálnímu rozvodí. Tato údolí byla vzhledem ke svému morfologickému projevu částečně uvažována při vymezování segmentů pro výpočet indexu sinuosity (viz kap. 6.1). Výrazná hloubka a uzavřenost ústí zmíněných údolí, průběhu jejich podélného profilu, který odhaluje poměrně malý sklon a absenci výraznějších anomálií ve sklonu toku, jsou indikátory možného tektonického založení těchto údolí. Mírný sklon tektonicky podmíněné části toku bez výraznějších anomálií značí poměrně vyrovnanou spádovou křivku toku, což může být podle mého názoru důsledek relativně dlouhé doby, po kterou se údolí utvářelo, a taktéž známkou tektonického narušení kompaktnosti masivu CB, čímž dochází ke snížení jeho odolnosti vůči erozi.

Toky s *podélným profilem se strmým koncem* a toky s *lineárním profilem s breakpointem* jsou charakteristické snížením sklonu spádové křivky většinou přibližně 500 metrů proti proudu od místa předpokládaného křížení koryta toku se zlomovým pásmem. V prostoru pod prvním breakpointem se často nacházejí glacilakustrinní sedimentární výplně bývalých proglačiálních jezer, která plnila až do doby proerodování své hráze funkci dočasných místních erozních bází. Toky s podélným profilem se strmým koncem, mají ve svém průběhu patrný ještě druhý breakpoint. V něm dochází k opětovnému zvýšení sklonu toku, jež je způsoben postupující zpětnou erozí od místní erozní báze ležící v soutoku sledovaného toku s vodnějším tokem, jehož erozní síla má větší intenzitu.

K relevantním pohybům zlomového systému CB dochází podle všech dosavadních výzkumů (Schwartz 1988, Bonnot 1988, cit. in Siame 2006) zřejmě skokově s intervalem 1ka až 3ka, přičemž za posledních 2 ka zřejmě nedošlo k žádným výraznějším pohybům. Tento relativně dlouhý interval od posledních tektonických pohybů je zřejmě důvodem, proč již nejsou v současnosti v korytech toků patrné morfologické projevy těchto pohybů. Za předpokladu, že došlo před cca 2 ka k vertikálnímu pohybu na zlomové ploše o cca 2 m - rychlost eroze toku by musela být 1 mm/rok, aby do dnešní doby kompenzovala tento pohyb. Taková rychlost eroze je, i přes relativně vysokou odolnost hornin masivu CB, celkem reálná (Bull 2007).

Na základě provedených analýz bylo přímo i nepřímo dokázáno, že zlomový systém Cordillera Blanca vykazuje výrazné znaky neotektonické aktivity, přestože posledních cca 2 ka je spíše ve znamení tektonického klidu.

Ze skutečností uvedených v kapitole 4.1, podkapitole *Charakteristika průběhu zlomového pásma* je zřejmé, že by měl být severnější úsek, kde je zlomové pásmo nejjednotnější a odhadovaná rychlost výzdvihu největší, vhodnější pro mapování a analýzy na základě družicových snímků než ostatní segmenty. Pro ně by bylo vhodnější, vzhledem k menšímu měřítku projevů neotektoniky, zvolit detailnější mapování přímo v terénu. Pro komplexnější výzkum oblasti pomocí dalších metod by byly zapotřebí podrobnější mapové podklady, detailnější výškový model reliéfu nebo podrobný terénní průzkum oblasti. Pro lepší pochopení geologických a tektonických pochodů v této oblasti je nutné vytvořit geofyzikální model oblasti a zavést více lokalit, ve kterých by probíhalo kontinuální měření tektonických pohybů.

Použitá literatura a zdroje

BERNAL, E., TAVERA, E. (2002): *Geodinamica, sismicidad y energie sismica en Peru*. Instituto Geofisico del Peru – Centro Nacional de Datos Geofisicos, Lima, 2002, 64 str.

BULL, W. B. (2007): *Tectonic Geomorphology of Mountains: A new approach to paleoseismology*. Blackwell Publishing, Oxford, 329 s.

CAHILL, T., ISACK, B. L. (1992): *Seismicity and Shape of the Subducted Nazca Plate*. Journal of geophysical research, 97, č. B12, str. 503-529.

CLEMENS, J., COLDWELL, B., PETFORD, N. (2011): *Deep crustal melting in the Peruvian Andes: Felsic magma generation during delamination and uplift*. Lithos, 125, 2011, s. 272–286.

CUONG, N. Q., ZUCHIEWICZ, W. A. (2001): *Morphotectonic properties of the Lo River Fault near Tam Dao in North Vietnam*. Natural Hazards and Earth System Sciences (2001) 1, European Geophysical Society, s. 15–22.

FARBER, D. L., HANCOCK, G. S., FINKEL, R. C., RODBELL, D. T. (2005): *The age and extent of tropical alpine glaciation in the Cordillera Blanca, Peru*. Journal of Quaternary science, 2005, 20 (7-8), str. 759-776.

GARAY, M. E., McEWAN, C. J. A., VOLKERT, D. F. (1998): *Pierna Au-Ag deposit, Cordillera Negra, north-central Peru*. In: Walton, G., Jambor, J.L. (Eds.): Pathways '98 Extended Abstracts Volume. British Columbia and Yukon Chamber of Mines - Society of Economic Geologists, Vancouver, Canada, s. 33–35.

GIOVANNI, M. K., HORTON, B. K., GARZIONE, 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*. Tectonics, 29, TC6007, 2010.

GIOVANNI, M., K., HORTON, B., K., PELTZER, G., GRAVE, M., McNULTY, B. (2005): *Tectonic geomorphology, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology, and sedimentology of the Cordillera Blanca normal fault, central Peruvian Andes*. 6th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2005, Barcelona), Extended Abstracts, s. 327-329.

GOOGLE EARTH - Google, Inc. (software).

Dostupné z WWW: < <http://www.google.com/intl/cs/earth/index.html>>

HARTVICH, F. (2005): *Analysis of the longitudinal profiles of selected rivers in the Šumava Mts., Southwest Bohemia* [online], cit. [2012-3-2]. Sborník ze semináře "Stav geologických a geomorfologických výzkumů Šumavy a přilehlých pohoří v roce 2005, Miscellanea Geographica 11, ZČU, Plzeň.

Dostupné z WWW: <<http://www.kge.zcu.cz/veda/misc/miscellanea11/hartvich.pdf>>

HUGGET, R. J. (2007): *Fundamentals of geomorphology*. Routledge, London, 458 s.

CHALUPA, P., VILÍMEK, V., VILÍMKOVÁ, O. (2001): *Minulost a přítomnost Mexika a Peru*. Masarykova univerzita v Brně, Pedagogická fakulta, Brno, 187 s.

INSTITUTO GEOFÍSICO DEL PERU - *Servicio Sismológico* [online], cit. [2012-02-06]. Dostupné z WWW: < www.igp.gob.pe>

INSTITUTO GEOLOGICO MINERO Y METALURGICO – INGEMMET [online], cit. [2011-11-12].

Dostupné z WWW: < <http://www.ingemmet.gob.pe/form/Inicio.aspx>>

INSTITUTO GEOGRÁFICO NACIONAL PERUANO [online], cit. [2012-03-16]. Dostupné z WWW: <www.ign.gob.pe>

JAMES, D. E. (1977): *Subduction of Nazca plate beneath central Peru*. *Geology*, 1978, v. 6 (3), s. 174-178.

KARÁSEK, J. (2001): *Základy obecné geomorfologie*. Masarykova univerzita v Brně, Přírodovědecká fakulta, katedra geografie, učební text, 216 s.

KAY, S. M., MPODOZIS, C., RAMOS, V. A. (2005): *Andes*. In: Selley, R. C. et. al. (eds.): *Encyclopedia of Geology*. Elsevier, 2005, Oxford, str. 118-132.

KELLER, E. A. (1986): *Investigation of Active Tectonics: Use of Surficial Earth Processes*. In: *Active Tectonics: Impact on Society (1986)*, Geophysics Study Committee, Geophysics Research Forum, National Research Council, National Academies Press, 1986, s. 136 – 147.

KŘÍŽEK, M.: *Glaciální a periglaciální prostředí (reliéf)* [online], cit. [2011-12-16]. Učební text – prezentace k přednášce.

Dostupné z WWW: <<http://botany.natur.cuni.cz/sklenar/Periglacial.ppt>>

LEMKE, K. A. (2010): *Illustrated Glossary of Alpine Glacial Landforms* [online], cit. [2012-01-20]. University of Wisconsin – Stevens Point. Dostupné z: <http://www4.uwsp.edu/geo/faculty/lemke/alpine_glacial_glossary/landforms/medial.html>

MACHARÉ, J., FENTON, C. H., MACHETTE, M. N., LAVENU, A., COSTA, C., DART, R. L. (2003): *Database and Map of Quaternary Faults and Folds in Perú and its Offshore Region* [online], cit. [2012-3-2]. U.S. Geological Survey. Dostupné z WWW: <<http://pubs.usgs.gov/of/2003/ofr-03-451/OFR-03-451-text.htm>>

MONTARIO, M. J. (2000): *Exhumation of the Cordillera Blanca, Northern Peru, based on apatite fission track analysis* [online], cit. [2012-4-2]. Union fission track lab, Geology Department, Union College, Schenectady N.Y.

Dostupné z WWW: <<http://idol.union.edu/garverj/FT/Montario/Montario.html>>

RACOVITEANU, A. E., ARNAUD, Y., WILLIAMS, M. W., ORDONEZ, J. (2008): *Decadal changes in glacier parameters in the Cordillera Blanca, Peru, derived from remote sensing*. *Journal of Glaciology*, Vol. 54, č. 186, 2008.

RAMOS, V. A. (1999): *Plate tectonic setting of the Andean Cordillera*. *Episodes – Journal of International Geosciences*, 22, č. 3, 1999, s. 183 – 190.

ROMERO, D. (2008): *The Cordillera Blanca fault system as structural control of the Jurassic-Cretaceous basin in central-northern Peru*. 7th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2008, Nice), Extended Abstracts, s. 465-468.

- SIAME, L., SÉBRIER, M., BELLIER, O., BOURLES, D. (2006): *Can cosmic ray exposure dating reveal the normal faulting activity of the Cordillera Blanca fault, Peru?* Revista de la Asociación Geológica Argentina 61 (4), s. 536-544.
- STEJSKAL, V., ŠTĚPANČÍKOVÁ, P., VILÍMEK, V. (2006): *Selected geomorphological methods assessing neotectonic evolution of the seismoactive Hronov-Poříčí fault zone.* Geomorphologia Slovaca, 6, 2006, 1, s. 14 - 22.
- STEMBERK, J., KOŠŤÁK, B., VILÍMEK, V. (2003): *3D monitoring of active tectonic structures.* Journal of Geodynamics, 36, 2003, s. 103-112.
- STEMBERK, J., KOŠŤÁK, B., CACÓN, S. (2010): *A tectonic pressure pulse and increased geodynamic activity recorded from the long-term monitoring of faults in Europe.* Tectonophysics, 487, 2010, str. 1-12.
- STERN, CH. R. (2004): *Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting.* Revista Geológica de Chile, Vol. 31, 2004, č. 2, s. 161-206. Dostupné z WWW: <http://www.scielo.cl/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0716-02082004000200001>
- U. S. GEOLOGICAL SURVEY – *Earthquake Hazards Program* [online], cit. [2012-05-23]. Dostupné z: <<http://earthquake.usgs.gov/>>
- VILÍMEK, V. (1999): *Sledování a měření současných tektonických pohybů.* Geografie XI, část B, svazek 145, Masarykova univerzita, Pedagogická fakulta, 1999, s. 290 - 299.
- VILÍMEK, V. (2002): *Paleogeographical evolution of Central Andes.* Acta Montana ÚSMH AV ČR, série A, 123, 19, s. 7 - 21.
- VILÍMEK, V. (2004): *Morphotectonic effects in fault zones.* Acta Universitatis Carolinae, 2004, Geographica, 1, s. 47-58.
- VILÍMEK, V., ZAPATA, M. L. (1996): *Installation of the deformometer TM 71 in the Peruvian Andes.* Acta Universitatis Carolinae, 1996, Geographica, 2, s. 51-62.
- VILÍMEK, V., ZAPATA, M. L. (1998): *Geomorphological response of neotectonic activity along the Cordillera Blanca fault zone, Peru.* In: Kalvoda, J., Rosenfeld, Ch. L. (eds.): *Geomorphological hazards in high mountains areas.* Kluwer Academic Publishers, s. 245-262.

WESTON, R. J. (2008): *Preliminary summary of the Pallcamachay property, Ancash, Peru*. Strait Gold Corporation, PALTechReport [online]. Dostupné z WWW: <<http://www.straitgold.com/pdf/PALTechReport.pdf>>

WISE, J. M., NOBLE, D. C. (2003): *Geomorphic evolution of the Cordillera Blanca, Northern Peru*. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, č. 96, str. 43 – 63.

ZOVOILI, E., KONSTANTINIDI, E., KOUKOUVELAS, I. K. (2004): *Tectonic geomorphology of escarpments: The cases of Kompotades and Nea Anchialos*. Bulletin of the Geological Society of Greece vol. XXXVI, 2004. Proceedings of the 10th International Congress, Thessaloniki, April 2004.