



**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA**  
**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**  
**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**TESE DE MESTRADO**

***ANALISE DO REGISTRO SEDIMENTAR MESOZOICO-CENOZOICO  
DA “WEDGE-TOP DEPOZONE” DA BACIA DE  
ANTEPAIS ANDINO AMAZONICO DO NORTE DO PERU***

AREA DE CONCENTRAÇÃO: GEOLOGIA REGIONAL

**Alumno:** CHRISTIAN AUGUSTO HURTADO ENRIQUEZ

**Orientador:** Prof. Dr. Roberto Ventura Santos

**BRASILIA- DF**  
**2017**



**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA**  
**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**  
**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

***ANALISE DO REGISTRO SEDIMENTAR MESOZOICO-CENOZOICO  
DA “WEDGE-TOP DEPOZONE” DA BACIA DE  
ANTEPAIS ANDINO AMAZONICO DO NORTE DO PERU***

CHRISTIAN AUGUSTO HURTADO ENRIQUEZ

Dissertação de Mestrado N° 398

**Orientador:** Prof. Dr. Roberto Ventura Santos (UNB)

**Comissão Examinadora:**

**Prof.** Dr. Roberto Ventura Santos (IG/UNB)  
Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira (UFPA)  
Prof. Dr. Lucieth Cruz Vieira (IG/UnB)

**BRASÍLIA- DF**  
**Julho 2017**

*Na memória de meu avô Juan Enríquez Salas e meu pai Augusto Hurtado*

## ***Agradecimentos***

Foram 2 anos de intenso aprendizagem e trabalho em Brasília.

- Eu gostaria de agradecer primeiro a Deus por dar-me a fortaleza para cumprir com meus objetivos.
- Um agradecimento para a Universidade de Brasília por aceitar-me dentro do programa de Pós-graduação
- Gostaria de agradecer a CAPES pela bolsa de mestrado
- Ao professor Roberto Ventura pela confiança e empenho na realização deste trabalho.
- Aos meus co-orientadores, Dr. Patrice Baby e Dr Martin Roddaz pelas sugestões e conhecimento para fornecer o projeto de teses.
- A tudo o equipo que trabalha no Laboratório de Geocronologia em especial ao Dr. Elton Dantas por todas as facilidades para efetuar os análises de proveniencia.
- Ao acordo IRD-PERUPETRO por me ajudar no campo. Em especial a Ysabel Calderón pela confiança e sugestões.
- Gostaria de agradecer a toda minha família pela confiança, apoio e preocupação estando muito longe de casa. Em especial, agradeço a minha mãe Luisa e irmão Michael!
- A meu amor Sandy Vásquez por ser uma pessoa maravilhosa e ajudar-me a nunca me render em este trabalho. Te amo muitoooooooo!!!



## **Resumo**

A margem ocidental de América do Sul é comumente considerada como um exemplo de margem oceano - continental convergente, constituindo a antigo Oeste do Gondwana antes de sua dispersão no Cretáceo. O segmento norte de América do Sul experimentou mudanças drásticas desde o desenvolvimento como bacia de trás-arco no Triássico-Jurássico até formar uma retro-bacia de ante-país no contexto atual andino. Uma maneira para determinar essas mudanças nos eventos geodinâmicos que afetam o segmento norte da América do Sul é estudando a proveniência das rochas sedimentares e reconstruir a evolução do paleodrenagem. Este estudo analisa a proveniência das rochas sedimentares que compõem o intervalo Triássico-Mioceno depositados na Bacia do Huallaga. Foram utilizados os métodos de U-Pb em zircão detrítico e isotopia de Nd-Sr. Os resultados mostram quatro mudanças da proveniência associados a eventos locais e regionais que afetam a bacia de ante-país do norte de Peru. As rochas sedimentares do Triássico-Jurássico foram depositadas em um contexto de bacia de back-arc. Os valores de  $\epsilon_{Nd}(0)$  são de -7,9 a -10 associada com um arco juvenil junto com idades U-Pb em zircão detrítico que representam as províncias de Greenville-Sunsás (1.3-0.9 Ga), Brasiliano (0.5-0.7 Ga) e Maroni-Itacaiúnas (2-2.2 Ga). Estes resultados sugerem uma fonte de proveniência mista vindo do Arco Vulcânico Mesozoico (Arco Misahuallí-Colán) e rochas Pré-cambrianas da Cordilheira Oriental do Peru e Cordilheira Real do Equador. As rochas sedimentares do Cretáceo (Albiano-Maastrichtiano) têm valores de  $\epsilon_{Nd}(0)$  entre -16 a -18 com picos de idades U-Pb em zircão detrítico representando as províncias de Rondônia-San Ignacio (1.3-1.54 Ga), Rio Negro-Juruena (1.54-1.82 Ga) e Ventuari-Tapajós (1.82-2 Ga). Estes resultados sugerem uma fonte das áreas do Cráton Amazonico onde o transporte de sedimentos foi realizado no sentido Oeste para Leste durante o Albiano-Maastrichtiano e dominou todo o segmento norte de América do Sul. As rochas sedimentares do Paleoceno Inferior- Eoceno têm valores  $\epsilon_{Nd}(0)$  de -5,58 a -10,35 com picos de idades U-Pb em zircão detrítico que representam as províncias de Greenville-Sunsás (1.3-0.9 Ga), Brasiliano (0.5-0.7 Ga) e Rio Negro-Juruena (1.54-1.82 Ga) junto com as primeiras populações de zircões com idades mais jovens que 120 Ma. Essas idades representam os primeiros zircões da região dos Andes e corresponde ao segmento da Cordilheira Ocidental. As rochas sedimentares do Oligoceno têm valores de  $\epsilon_{Nd}(0)$  entre -7,7 a -9,9 junto com um

pico principal de idades U-Pb entre 23-29 Ma (Oligoceno). Estes resultados mostram uma predominância de fonte de arco vulcânico Paleógeno-Neógeno (Arco Vulcânico Calipuy-Saraguro) que se desenvolve na Cordilheira Ocidental do Equador e do Peru. As rochas sedimentares do Miocene apresentam valores de  $\epsilon\text{Nd}$  (0) entre -5,8 a -12,6 junto com idades U-Pb em zircão detritico principais pertencem às províncias Greenville-Sunsás (1.3-0.9 Ga), Brasileiro (0.5-0.7 Ga), Arco Magmático Paleozóico (0.4-0.26 Ga) e Rift Permo-Triassico (0.25-0.15 Ga). Estas rochas apresentam uma fonte mista vindo dos segmentos da Cordilheira Ocidental e Oriental dos Andes Centrais. O desenvolvimento da Cordilheira Oriental gera uma barreira evita o transporte dos sedimentos que veim da Cordilheira Ocidental.

## ***Abstract***

The Andean margin of South America is considered as the type example of an ocean - continental convergent margin, located along the west margin of Gondwana prior to its dispersion during to Cretaceous. The north segment of South America undergoes severe changes from the passage of a back-arc basin during the Triassic-Jurassic to a retro-foreland basin in the current Andean context. One way to constraint the changes of these geodynamical processes and the way it affected the northern part of South America is to study the sedimentary provenance and reconstruct its paleodrainage evolution. This study analyzes the sedimentary rocks of the Triassic-Miocene interval deposited in the Huallaga basin that has part of the northern Peruvian Amazonian basin. We performed sedimentary analyzes using the methods of, U-Pb in detrital zircon and Sr-Nd isotopes. The results show 4 changes in provenance associated with regional and local events that affect the northern Peruvian Amazonian basin. The Triassic-Jurassic is characterized by deposition of sediments in back-arc basin context. The Triassic-Jurassic sediments present  $\epsilon\text{Nd}(0)$  values of -7.9 to -10 associated with a young arc along with zircon population age from the representing the provinces of Greenville-Sunsás (1.3-0.9 Ga), Brasiliano (0.5-0.7 Ga) e Maroni-Itacaiúnas (2-2.2 Ga). These results suggest a mixed source between volcanic arc (Misahuallí-Colán Arc) and Pre-cambrian rocks of the Eastern Cordillera of Peru and Cordillera Real of Ecuador. The sedimentary rocks of the Cretaceous (Albian-Maastrichtian) present  $\epsilon\text{Nd}(0)$  values of -16 to -18 along with zircon population age from the representing the provinces of Rondonia-San Ignacio (1.3-1.54 Ga), Rio Negro-Juruena (1.54-1.82 Ga) e Ventuari-Tapajós (1.82-2 Ga). These results suggest a source of Amazon Craton, where the transport of sediments developed westward from the drainage systems during the Albian-Maastrichtian and dominated the entire northern segment of South America. The Early Paleocene to Eocene sedimentary rocks presents  $\epsilon\text{Nd}(0)$  values of -5.58 to -10.35 with zircon population age from the representing the provinces of Greenville-Sunsás (1.3-0.9 Ga), Brasiliano (0.5-0.7 Ga) e Rio Negro-Juruena (1.54-1.82 Ga) with population age younger than 120 Ma. These ages represent the first zircons from the Andean mountains and correspond to the segment of the Western Cordillera. The Oligocene sedimentary rocks present  $\epsilon\text{Nd}(0)$  values of -7.7 to -9.9 with a main peak of zircon population ages between 23-29 Ma (Oligocene). These results

show a predominance of the Paleogene-Neogene volcanic arc (Calipuy-Saraguro Volcanic Arc) source that is developed in the Western Cordillera of Peru and Ecuador. The Miocene sediments present  $\epsilon\text{Nd} (0)$  values of -5.8 to -12.6 located in the sediments area of the Altiplano-Eastern Cordillera associated to a mixture sources of volcanic arc and recycled sediments of Phanerozoic and Pre-cambrian rocks. The main peaks of U-Pb ages belong to the Greenville-Sunsás (1.3-0.9 Ga), Brasiliano (0.5-0.7 Ga), Arco Magmático Paleozóico (0.4-0.26 Ga) e Rift Permo-Triassico (0.25-0.15 Ga). These sediments present a mixed source from the segments of the Western and Eastern Cordillera of the Central Andes. The uplift of the Eastern Cordillera generates a barrier that avoids the transportation of the sediment that comes from the Western Cordillera.

## ***Resumen***

El margen occidental andino sudamericano es comúnmente considerado como un ejemplo de margen océano - continental convergente, constituyendo el antiguo margen Oeste de Gondwana antes a su dispersión en el Cretáceo. El segmento norte de América del Sur experimenta cambios desde el desarrollo de una cuenca de tras-arco durante el Triásico-Jurásico hasta formar una retro-cuenca de ante-país en el actual contexto andino. Una manera para determinar estos cambios en la geodinámica que afectan el segmento norte de Sudamérica es estudiando la procedencia de los sedimentos y reconstruir la evolución de paleodrenaje. El presente estudio de procedencia analiza las rocas sedimentarias que componen el intervalo Triásico-Mioceno depositado en la Cuenca Huallaga que forma parte de la Cuenca Amazónica Norte del Perú. Para este estudio fueron utilizados dataciones U-Pb en circón detrítico e isotopia de Sr-Nd. Los resultados muestran cuatro cambios de procedencia asociados con eventos regionales y locales que afectan la retro-cuenca de ante-país al norte de Perú. Las rocas sedimentarias del Triásico-Jurásico fueron depositadas en un contexto de cuenca tras-arco. Los valores de  $\epsilon Nd(0)$  oscilan entre - 7.9 a -10 asociados a un arco juvenil junto con edades principales de U-Pb que representan las provincias Greenville-Sunsás (1.3-0.9 Ga), Brasiliano (0.5-0.7 Ga) e Maroni-Itacaiúnas (2-2.2 Ga). Estos resultados sugieren una fuente mixta entre arco volcánico (Arco Misahuallí-Colán) y rocas Precambrianas de la Cordillera Oriental de Perú y Cordillera Real de Ecuador. Las rocas sedimentarias del Cretáceo Superior (Albiano-Maastrichtiano) presentan valores de  $\epsilon Nd(0)$  entre -16 a -18 junto con picos de edades U-Pb que representan las provincias de Rondônia-San Ignacio (1.3-1.54 Ga), Rio Negro-Juruena (1.54-1.82 Ga) e Ventuari-Tapajós (1.82-2 Ga). Estos resultados sugieren una fuente de Cratón Amazónico donde el transporte de sedimentos se desarrolló en dirección Este para el Oeste durante el Albiano-Maastrichtiano y dominó todo el segmento norte de América del Sur. Las rocas sedimentarias del Paleoceno Temprano-Eoceno presentan valores de  $\epsilon Nd(0)$  entre - 5.58 a -10.35 con principales edades U-Pb que representan las provincias Greenville-Sunsás (1.3-0.9 Ga), Brasiliano (0.5-0.7 Ga) e Rio Negro-Juruena (1.54-1.82 Ga) junto con las primeras poblaciones de edades menores a 120 Ma. Estas edades representan los primeros circones procedentes de la zona andina y corresponde al segmento de la Cordillera Occidental. Las rocas sedimentarias del Oligoceno

son caracterizados por presentar valores  $\epsilon\text{Nd} (0)$  entre -7.7 a -9.9 junto con un pico principal de edades de U-Pb entre 23-29 Ma (Oligoceno). Estos resultados muestran un predominio de fuente de arco volcánico Paleógeno-Neógeno (Arco Volcánico Calpiuy-Saraguro) que se desarrolla en la Cordillera Occidental de Perú y Ecuador. Las rocas sedimentarias del Mioceno presentan valores  $\epsilon\text{Nd} (0)$  entre -5.8 a -12.6 junto con edades U-Pb principales que pertenecen a las provincias Greenville-Sunsás (1.3-0.9 Ga), Brasiliano (0.5-0.7 Ga), Arco Magmático Paleozóico (0.4-0.26 Ga) e Rift Permo-Triassico (0.25-0.15 Ga). Estos sedimentos presentan una fuente mixta procedente de los segmentos de la Cordillera Occidental y Cordillera Oriental de los Andes Centrales. Durante el desarrollo de la Cordillera Oriental genera una barrera que impide el transporte de sedimentos procedentes de la Cordillera Occidental

## SUMARIO

<i>Agradecimentos</i> .....	- 4 -
<i>Resumo</i> .....	- 5 -
<i>Abstract</i> .....	- 7 -
<i>Resumen</i> .....	- 9 -
<b>1. INTRODUÇÃO</b> .....	<b>17</b>
1.1. <i>Justificativa</i> .....	20
1.1. <i>Objetivo Principal</i> .....	21
1.2. <i>Objetivo Especifico</i> .....	21
1.3. <i>Estrutura da dissertação</i> .....	22
<b>2. CONCEITUAÇÃO TEORICA</b> .....	<b>23</b>
2.1. <i>Contexto Goedinâmico dos Andes Centrais</i> .....	23
2.2. <i>Geologia do segmento Norte dos Andes Centrais</i> .....	27
2.3. <i>Sistema de bacia de ante-pais</i> .....	32
2.3.1. <i>Segmentação da Bacia de Ante-pais</i> .....	32
2.3.2. <i>Áreas de depósito</i> .....	33
2.4. <i>Contexto Geológico da Bacia Huallaga e Marañon</i> .....	38
2.4.1. <i>Estratigrafia</i> .....	40
2.4.2. <i>Marco Estrutural - Seção Estrutural Balanceada da bacia Huallaga-Marañon</i> .....	46
2.5. <i>Proveniência sedimentar da bacia de ante-pais</i> .....	49
2.5.1. <i>Hipoteses de proveniência da Retrobacia de ante-pais Andino Amazônia</i> .....	51
<b>3. AMOSTRAGEM E MÉTODOS</b> .....	<b>57</b>
3.1. <i>Controle de amostragem</i> .....	57
3.1.1. <i>Estrategia de Amostragem</i> .....	57
3.1.2. <i>Localização e Coleta de Amostras</i> .....	62
3.2. <i>Metodologia</i> .....	65
3.2.1. <i>Controle Bioestratigráfico</i> .....	65
3.2.2. <i>U-Pb via LA-ICP-MS em zircão detrítico</i> .....	65
3.2.3. <i>Método Sm-Nd</i> .....	66
3.2.4. <i>Método <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr</i> .....	67
<b>4. RESULTADOS</b> .....	<b>69</b>
4.1. <i>Cronoestratigrafia- novos dados bioestratigráficos</i> .....	69
4.2. <i>U-PB via LA-ICP-MS em zircão detrítico</i> .....	72

4.3. <i>Metodo Sr-Nd</i> .....	73
5. <i>PAPER:</i> .....	76
1. Introduction.....	78
2. Geological Settings .....	80
2.2 Source characteristics.....	82
3. Sampling and Analytical Methods.....	83
4. Results .....	84
5. Provenance interpretation and Triassic–Eocene reconstruction of the Western Amazon Paleodrainage .....	86
6. Conclusions.....	91
References .....	93
6. <i>DISCUSSÕES</i> .....	118
6.1. <i>Proveniência sedimentar do Cenozóico na bacia Huallaga</i> .....	118
<i>CONCLUSÕES</i> .....	129
<i>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</i> .....	131



## ***Lista de Figuras***

### **CAPITULO 1**

**Figura 1. 1** Localização da área de estudo (bacia de Huallaga, delimitada pela área vermelha) no contexto da Cordilheira Andina, e America do Sul

**Figura 1.2** DEM (Modelo Digital de Terreno) representando as principais morfoestructuras que limitam a bacia Huallaga.

### **CAPITULO 2**

**Figura 2.1** Segmentação dos Andes em America do Sul. Delimitação dos Andes Centrais Norte pôr as deflexões de Huacabamba e Abancay. (Modificado de Sempere et al., 2002 e Eude; 2014).

**Figura 2.2** (A) DEM (NASA SRTM Gtopo 30) da margem ocidental da Placa Sul-americana com a subdivisão dos Andes e a presença das Dorsais Oceânicas. (B) Contexto geodinâmico da placa de Nazca junto com as dorsais assísmicas. Os triângulos vermelhos representam as zonas de vulcanismo andesítico. A subducção das dorsais de Nazca e Juan Fernandez limitam o segmento de “flat slab” (FS). EFSA: Empurrão frontal subandino. (C) Secao A-A’ mostrando a geometria do plano de Watadi-Benioff do segmento dos Andes Centrais Norte onde desenvolve-se a subducção do tipo Flat Slab. (Modificado de Espurt, 2008).

**Figura 2.3** Imagen DEM do segmento dos Andes Centrais Norte e Bacia Hidrográfica de *Amazônas*. Som representadas as grandes unidades *morfotectônicas* junto com a seção regional B-B’. Modificado de Espurt et al. (2008).

**Figura 2.4** Seção B-B’ do segmento dos Andes Centrais Norte com a presença das unidades morfotectônicas e área de estudo. Compilado dos trabalhos de Eude et al. (2015); Prudhomme et al. (2016) e Calderon et al. (2017).

**Figura 2.5** Sistema da bacia de ante-país, localização dos diferentes tipos de bacia em uma zona de convergência (modificado de Catuneanu et al., 1977, em Christophoul, 1999).

**Figura 2.6** Seção esquemática mostrando a organização morfo-estrutural das zonas de deposição do sistema de ante-país (modificado de DeCelles & Giles, 1996).

**Figura 2.7** Configuração do sistema de ante-país (foreland) durante um período de sobrecarga da litosfera em função da intensidade da sobrecarga lateral (Catuneanu et al. 2000, em Gil, 2001).

**Figura 2. 8** Evolução da flexão do perfil topográfico em função de uma sobrecarga da litosfera o de um reajuste isostático (Catuneanu et al., 2000, em Gil, 2001).

**Figura 2.9** Mapa geológico 1: 1 000 000 (INGEMMET) da área de estudo. A localização da seção estrutural balanceada é indicada por uma linha preta. As linhas vermelhas indicam a localização das seções sísmicas interpretadas e os itens azuis indicam a localização dos resultados de termocrnologia (Tomado de Eude et al., 2015).

**Figura 2.10** Carta estratigráfica e sistemas de petróleo ao longo da bacia Huallaga e Marañon. Os nomes de ciclos orogênicos são aqueles comumente usados nos Andes (ver Ramos, 1988; Caputo, 2014; Chew et al., 2016). (Tomado de Calderón et al., 2017a).

**Figura 2.11** Seções sísmicas 91MPH-23 (A-bacia Huallaga) e BP-19 (B-bacia Marañon), mostrando os diferentes estilos estruturais. A localização fica no mapa geológico da Figura 2.11. (Tomado de Calderón et al., 2017a).

**Figura 2.12** Seção regional estrutural balanceada modificada de Eude et al (2015) e Calderón et al (2017) localizada na Figura 2.12. A seção foi balanceada ao nível da discordância da base do Cretáceo (Albiano-Aptiano) e o controle de dados de termocronologia são representados pelos itens azuis.

**Figura 2.13** Modelo esquemático da sedimentação tipo “normal unroofing sequence” associado com o desenvolvimento de um orógeno. O tempo é representado pelo T1, T2 e T3 onde se tem diferentes estágios de deformação e deposição de sedimentos.

**Figura 2.14** Mapa do Sul-América ilustrando as principais províncias orogênicas (modificado de Restrepo-Pace et al., 1997; Ramos, 2000; Tassinari et al., 2000; Loewy et al., 2004; Bahlburg et al., 2006; Chew et al., 2007; Rino et al., 2008; Santos et al., 2008, Bahlburg et al., 2011, Spikings et al., 2016).

**Figura 2.15** Mapa Geológico do Perú (1:1000000) ilustrando o controle das idades geocronológicas obtidas do site GEOCATMIN do Servicio Geológico do Perú (INGEMMET).

**Figura 2.16** Mapa do Perú e Equador ilustrando as principais áreas fonte por período de tempo do segmento dos Andes Centrais gerado dos trabalhos de (Mukasa et al., 1986; Chew et al., 2007- 2008-2016; Navarro et al., 2010; Boekhout et al., 2012; Casquet et al., 2013) junto com os dados recopilados pelo INGEMMET.

### **CAPITULO 3**

**Figura 3.1** Mapa geológico da área de estudo (1:100000) ilustrando as seções de trabalho junto com a localização dos poços de petróleo adjacentes Ponasillo 1-X e Loreto 1-X.

**Figura 3.2** Mapa geológico das diferentes seções de trabalho onde foram coletadas as amostras. A: Tabalosos-Pacaysapa; B: Tarapoto-Shanusi, Chazuta-Shapaja-Juan Guerra C: Juan Guerra – Picota e D: Bellavista – Juanjui.

**Figura 3.3** Fotografias dos afloramentos onde foram coletadas as amostras de U-Pb. A= Formação Nia Inferior (Jurássico – Triássico), B= Formação Sarayaquillo (Jurássico), C= Formação Cushabatay (Albiano), D= Formação Vivian (Mastrichtiano), E= Formação Yahuarango (Paleoceno), F-G= Formação Yahuarango (Paleoceno – Eoceno?), H-I= Formação Chambira (Oligoceno-Mioceno), J-K-L= Formação Ipururo (Mioceno). As localizações das amostras ficam nos mapas geológicos (Figura 3.2) e coluna estratigráfica generalizada (Figura 3.6).

**Figura 3.7** Coluna estratigráfica generalizada com a ubicações do controle de amostragem.

## **CAPITULO 4**

**Figura 4.1** Histogramas representativos das amostras U-Pb. As populações são representadas na Tabela 4.2.

## **CAPITULO 5**

**Figura 5.1.** Geological map of the studied area modified from the INGEMMET Geological Map of Peru available at <http://geocatmin.ingemmet.gob.pe/geocatmin/>. The black rectangles denote the location of road and rivers transects where analyzed samples were collected in the Huallaga basin. The locations of the Ponasillo and Loreto wells where biostratigraphic datings have been performed (Parsep; 2001; Corela, 2012) are also indicated.

**Figura 5.2.** Jurassic–Eocene representative sedimentary log of the Huallaga basin. The analyzed samples for Sr-Nd isotopic compositions and U-Pb dating on zircons are replaced on the section based on available biostratigraphic data (Parsep, 2001; Corelab, 2012; this study).

**Figura 5.3.** Map of the northern part of South America illustrating the major tectonic provinces and the ages of their most recent metamorphic events. Modified and adapted from Cordani et al. (2000), Chew et al. (2007, 2008), Bahlburg et al. (2009, 2011), and Spikings et al. (2016).

**Figura 5.4.** Stratigraphic evolution of U-Pb datings on zircon grains,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  isotopic compositions, and  $\epsilon\text{Nd}(0)$  values of analyzed samples.

**Figura 5.5.**  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $\epsilon\text{Nd}(0)$  values of analyzed sediment compared with data obtained from various areas of the Andes and the Amazonian basin. Data sources: A: Quaternary Ecuadorian lavas from (Barragán et al., 1998); Madeira and Solimões suspended sediments from Viers et al. (2008). Tapajos, Negro, Urucara, and Trompetas suspended sediments from Allègre et al. (1996); Mesozoic and Neogene volcanic rocks from Rogers and Hawkesworth (1989) and from Kay et al. (1994). Data for Cenozoic sedimentary rocks of the Central Depression, Altiplano, Oriental Cordillera, and Subandean Zone from Pinto (2003). Nd-Sr isotopic composition of the Brazilian craton from Roddaz et al. (2005).

**Figura 5.6.** Schematic cross section summarizing the geodynamic context and paleogeographic maps construct based on sample provenance interpretations for A) the Triassic–Jurassic interval, B) the late Cretaceous interval and C) the early Paleocene–Eocene interval; see text for details.

## **CAPITULO 6**

**Figura 6.1** Diagrama  $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$  vs  $\epsilon\text{Nd} (0)$ , os valores de sedimentos Paleoceno-Plioceno comparados com os de várias áreas dos Andes Centrais. As fontes de dados: A: lavas equatorianas do Quaternário (Barragan et al., 1998). Rios Madeira e Solimões de Viers et al. (2008). Rochas vulcânicas do Neogeno e Mesozoico de Rogers e Hawkesworth (1989) em Kay et al. (1994). Rochas sedimentares Cenozóicos da Depressão Central, Altiplano, Cordillera Oriental, Zona subandina de Pinto (2003).

**Figura 6.2** Funções de densidade de probabilidade (curvas vermelhas) dos zircões detrítico. As idades dos Andes foram adquiridas de Mukasa et al., 1986; Chew et al., 2007-2008-2016; Navarro et al., 2010; Boekhout et al., 2012; Spikings et al., 2016.

**Figura 6.3** Funções de densidade de probabilidade (curvas vermelhas) dos zircões detrítico. As idades dos Andes foram adquiridas de Mukasa et al., 1986; Chew et al., 2007-2008-2016; Navarro et al., 2010; Boekhout et al., 2012; Spikings et al., 2016.

**Figura 6. 4- A** Mapa paleogeografico e corte ilustrativo do estágio Paleoceno-Eoceno baseado na interpretação da proveniencia

**Figura 6. 4- B** Mapa paleogeografico e corte ilustrativo do estágio Oligoceno baseado na interpretação da proveniencia

**Figura 6. 4- C** Mapa paleogeografico e corte ilustrativo do estágio Mioceno baseado na interpretação da proveniencia

## ***Lista de Tabelas***

### **CAPITULO 4**

**Tabela 4.1** Dados bioestratigráficos coletados dos trabalhos de CORELAB (1), INGEMMET (2) e os novos dados coletados de P. O. Antoine (3).

**Tabela 4.2** Control de dados de U-Pb representados em percentagens (tomado de Reimman et al. 2010). Os números em azul representam os maiores percentagens

### **CAPITULO 5**

**Table 5.1.** Samples locations for this study.

**Table 5.2.** Detailed stratigraphic constraints from Paleontology, Palynology and microfossil study. Ref 1= CORELAB data of Ponasillo 1X and Loreto 1X wells. Ref 2= Data of Geological Boletín of INGEMMET. Ref 3= new data interpreted by Pierre Olivier Antoine (University of Montpellier).

**Table 5.3.** Control of percentages of the U-Pb ages.

**Table 5.4.** Control of  $Sr^{87}/Sr^{86}$  and ENd values.

# ***CAPÍTULO 1***

## ***1. INTRODUÇÃO***

O segmento ocidental do Gondwana representa o atual margen dos Andes em América do Sul e experimenta mudanças drásticas na geodinâmica desde a mudança de uma bacia de retro-arco durante o Triássico-Jurássico para uma retro-bacia de ante-país no contexto atual. Uma maneira para determinar esses eventos geodinâmicos que afetam o segmento norte da América do Sul é estudando a proveniência das rochas sedimentares que fazem parte do preenchimento da Bacia de ante-país Amazônica.

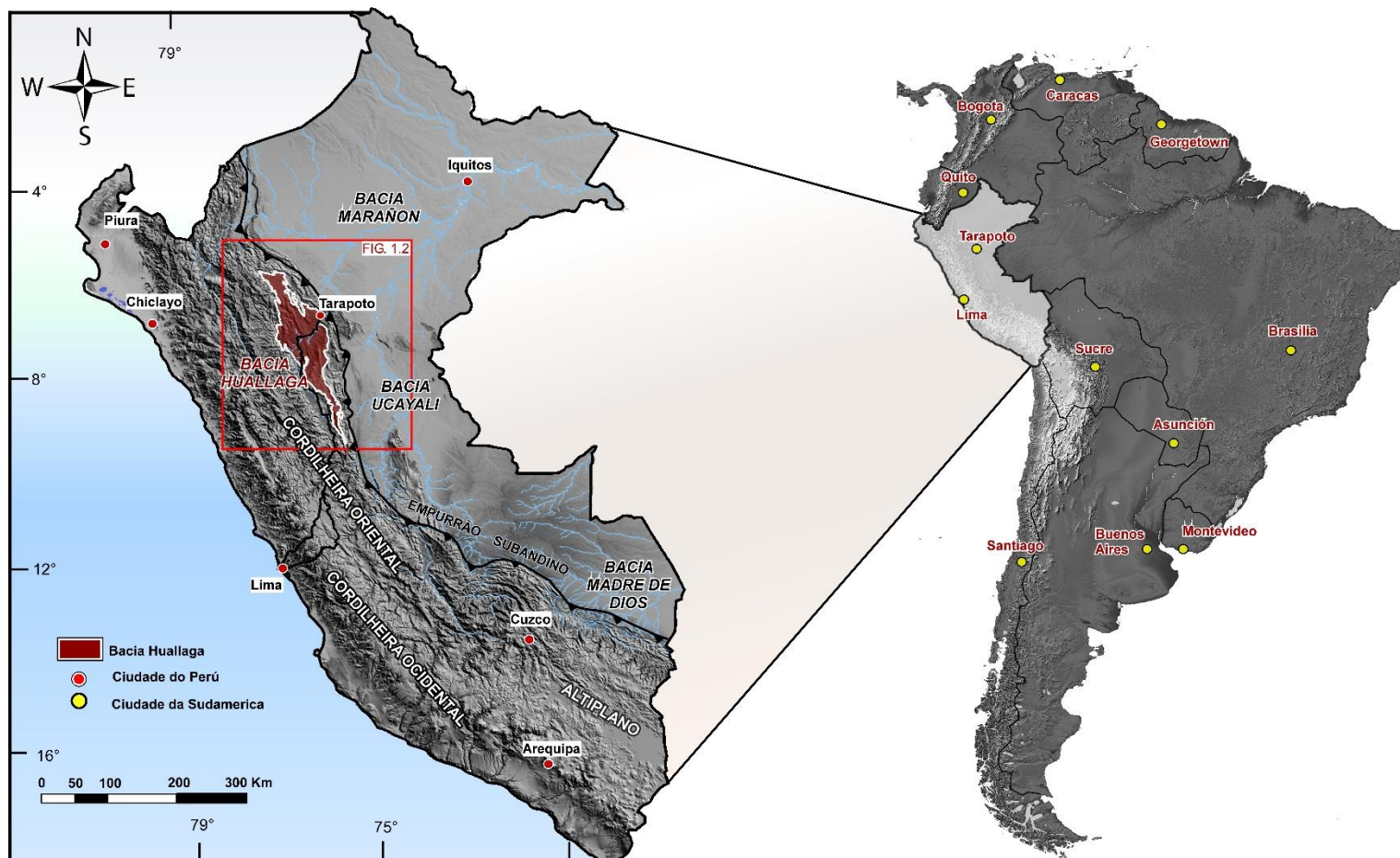
Na margem convergente da América do Sul, os processos tectônicos associados aos movimentos horizontais da litosfera produziram mudanças significativas na crosta continental que incluem aumento da espessura e da elevação da faixa orogênica dos Andes, flexura da crosta e depressão chamada bacia de ante-país (Foreland Basin). Para o Perú, a área mais ocidental da bacia ante-país é exemplificada pela Bacia de Huallaga onde são depositados os sedimentos produto da erosão das rochas que foram soerguidas pela orogênese andina. Como parte de uma bacia de ante-país o preenchimento sedimentar é sintectônico, elas constituem um importante registro da história da deformação do orógeno [Jordan, 1995; DeCelles e Giles, 1996], registro esse que pode ser recuperado por meio de estudos estratigráficos associados à análise da proveniência sedimentar. A ferramenta da proveniência sedimentar permite assim, compreender a evolução do orógeno associado ao preenchimento sedimentar [DeCelles et al., 1983; Graham et al., 1986; DeCelles et al., 1991; em Caballero, 2010].

A Bacia de Huallaga está localizada na região de San Martín, nos arredores da cidade de Tarapoto, a cerca de 960 km ao nordeste de Lima (entre 5° - 9° S e 75° - 77° W). Ela se localiza na zona de transição Andes-Amazônia do norte de Perú (Figura 1.1) e apresenta uma orientação principal NW-SE, com mais de 400 km de extensão por 130 km de largura. Do ponto de vista geológico, a bacia de Huallaga é parte do segmento ocidental da bacia de ante-país dos Andes Centrais que corresponde a uma região deformada denominada zona

Subandina [Hermoza et al., 2005]. Essa bacia é parte da retro- bacia do ante-país amazônica norte [Espurt et al., 2007, 2011; Roddaz et al., 2005], que é subdividida em quatro zonas de deposição por Decelles e Giles (1996). De acordo com essa divisão, a bacia Huallaga corresponde à zona de deposição "wedge-top" [Hermoza et al., 2005; Roddaz et al., 2005].

A Bacia do Huallaga é parte de um conjunto de bacias subandinas de ante-país que ocorrem na Amazônia peruana. Estas bacias são agrupadas em função de suas propriedades estruturais e sedimentares, e se desenvolvem a partir da zona de *wedge-top* em direção à parte oriental do ante-país. Os limites destas bacias subandinas são geralmente definidos por elementos estruturais tais como: falhas, altos estruturais, lineamentos, etc. [Hermoza et al., 2005]. A Bacia do Huallaga é delimitada ao norte pela Bacia Santiago, e ao sul, seu fechamento estrutural corresponde ao Subandino interno da Sub-bacia Pachitea. A leste, a Bacia de Huallaga é limitada pelo Alto Cushabatay, que a separa da bacia do Marañón. O limite oeste da bacia é a Cordilheira Oriental (Figura 1.2).

A Bacia Huallaga é caracterizada pelo preenchimento de rochas sedimentares paleozóicas, mesozóicas e cenozóicas depositados sobre um embasamento pré-cambriano [Kummel, 1946; Jaillard et al, 1990; Sanchez et al, 1997; Alvarez & Calderón, 1999]. Sua evolução é marcada por uma tectônica rúptil registrada por meio de níveis de empurrão que controlam sua complexa história de sedimentação e erosão [Hermoza et al., 2005]. Embora estudos prévios definiram sua estratigrafia [Hermoza et al., 2005; Roddaz et al., 2010], mecanismos de deformação [Hermoza et al., 2005; Eude et al., 2015; Calderon et al., 2017] e potencial petrolífero [Calderón et al., 2017a], mais ainda é incipiente a história de preenchimento sedimentar antes e durante sua configuração como bacia de ante-país.



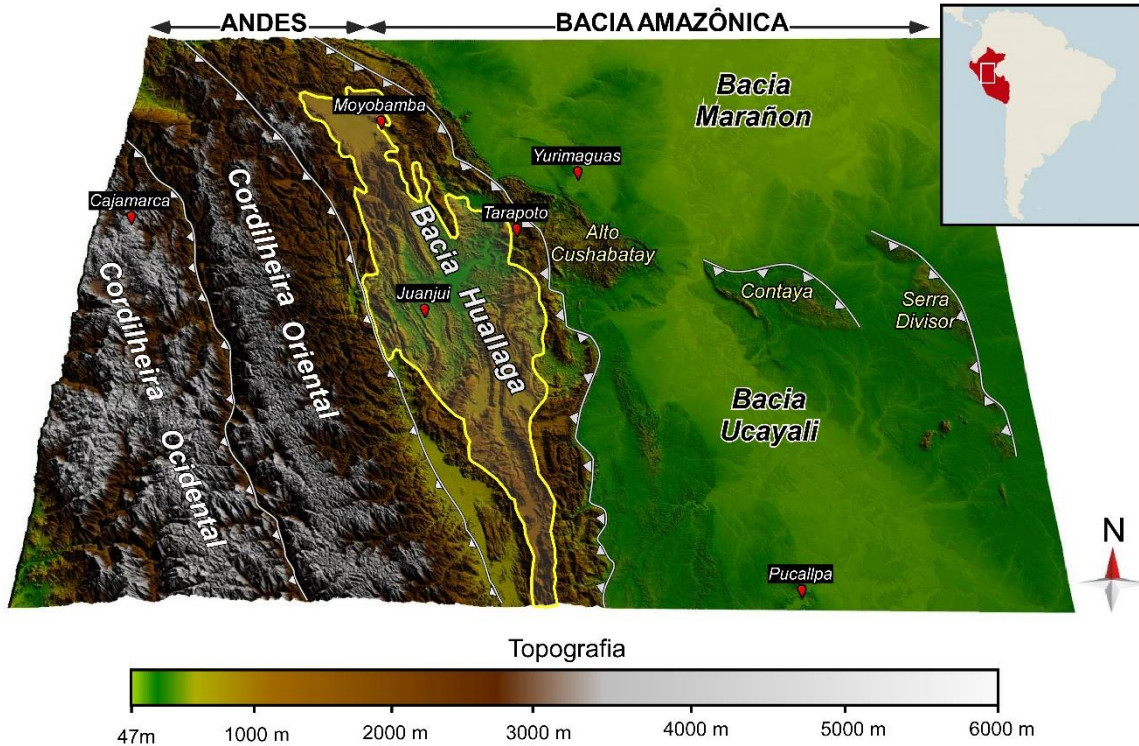
*Figura 1. 2* Localização da área de estudo (bacia de Huallaga, delineada pela área vermelha) no contexto da Cordilheira Andina, e America do Sul

### 1.1. *Justificativa*

A retro-bacia dos Andes Centrais, no lado amazônico dessa faixa dobrada, é considerada um exemplo típico de um sistema da bacia de ante-país (Horton e Decelles, 1997). A evolução dessas bacias e suas relações com o desenvolvimento da cadeia andina durante o Meso-Cenozóico é tema de intenso debate científico. Para alguns autores, a bacia do Ante-país Amazônica foi formada durante o Cretáceo Superior e Paleoceno Inferior [Sempere et al., 1997; Horton et al., 2001; DeCelles e Horton, 2003; Martin-Gombajav e Winkler, 2008; Roddaz et al., 2010; Louterbach et al., no prelo], enquanto outros propõem início da formação da bacia do ante-país durante o Eoceno Inferior [Viramonte et al., 1999] ou após esse período [Jordan et al., 2001, 2010]. Deixando um intervalo de idade imprecisa em relação ao passo de uma bacia de tras-arco para uma bacia de ante-país. A ferramenta de proveniência sedimentar permitirá obter o primer registro de fonte dos Andes.

A geometria atual da deformação da frente orogênica andino-amazônica está bem definida, mas a história da deformação é imprecisa. Por exemplo, não se sabe se a propagação da deformação subandina foi de forma contínua ou em várias etapas. Os estudos de termocronologia feitos pelo grupo GET da Universidade de Toulouse através do acordo IRD-Perupetro, registraram datações das últimas fases da deformação subandina [Espurt et al., 2011; Gautheron et al., 2013; Eude et al. 2015; Louterbach, 2014; Hurtado et al. 2016, Calderón et al., 2017a]. Para complementar este tipo de reconstituição é necessário estudar a história do preenchimento sedimentar Mesozoico e Cenozoico, que pode ser realizado por meio da análise de proveniência sedimentar com objetivo de relacionar os processos tectônicos e sedimentares ao longo do tempo. Além desses processos, esse tipo de abordagem permite esclarecer a complexa sucessão de ambientes sedimentares (continentais vs marinha) que caracteriza a história da bacia amazônica ocidental [Roddaz et al., 2010]. Esses resultados são também indispensáveis para a modelagem do sistema petrolífero da bacia Huallaga, que é considerada uma das bacias subandinas peruanas com alto potencial de petróleo.





*Figura 1. 3 .- DEM (Modelo Digital de Terreno) representando as principais morfoestruturas que limitam a bacía Huallaga.*

### **1.1. Objetivo Principal**

- Estudar a proveniência sedimentar do intervalo Mesozoico-Cenozoico da Bacía Huallaga;
- Definir os processos geodinâmicos que afetaram as mudanças de proveniência sedimentar.

### **1.2. Objetivo Específico**

- Determinar o início da compressão da cadeia orogênica dos Andes em relacion ao passo de uma bacía de back-arc para uma bacía de foreland;
- Compreender a evolução dos diferentes segmentos da cadeia dos Andes em relacion com a mudança da proveniência do intervalo Paleogeno-Neogeno.

### **1.3. Estrutura da dissertação**

**Capítulo 1** – apresenta a introdução, localização, justificativa e os objetivos da dissertação, além de fornecer breve contextualização dos assuntos abrangidos em cada capítulo.

**Capítulo 2** - inclui conceituação teórica relacionado com a descrição da Cordilheira dos Andes Centrais, a bacia do ante-país, tectônica andina, contexto geológico da bacia do Huallaga e hipóteses da proveniência no contexto de bacia de ante-país.

**Capítulo 3** - apresenta a metodologia e controle de amostragem dos dados adquiridos em campo juntamente com procedimentos analíticos feitos no laboratório.

**Capítulo 4** - apresenta todos os novos resultados obtidos para esta tese.

**Capítulo 5** - contempla o artigo com título: *“Late Cretaceous-Early Paleocene drainage reversals of the Amazonian rivers driven by Equatorial Atlantic ocean opening and Andean uplift”*.

**Capítulo 6-** apresenta a análise da proveniência dos sedimentos do Paleogeno-Neogeno (Cenozoico) da Bacia de Huallaga.

**Capítulo 7-** conclusões

## ***CAPÍTULO 2***

### ***2. CONCEITUAÇÃO TEORICA***

#### ***2.1. Contexto Geodinâmico dos Andes Centrais***

A Cordilheira dos Andes desenvolveu-se ao longo da margem ocidental do continente Sul-americano (Figura 2.1) e representa um dos mais importantes sistemas de montanhas do mundo. Estende-se por mais de 8000 km, situando-se entre o Mar do Caribe ao Norte e o Mar de Scotia ao Sul. Os Andes é um típico exemplo de margem continental ativa que resulta da subducção da Placa Oceânica Nazca / Antártica ao longo da placa continental Sul-americana [Dewey et al., 1970; James, 1971; Hermoza, 2004; Ramos, 2009]. A formação dos Andes ocorreu diante de um complexo cenário geológico onde os processos tectônicos, magmáticos e sedimentares ao longo do tempo e espaço, condicionaram as características de suas principais províncias morfoestruturais [Ramos, 2009a]. De Norte a Sul, os Andes são caracterizados por variações geométricas e morfológicas importantes. Estas variações têm sido correlacionadas com a evolução dos parâmetros da subducção, especificamente a velocidade e ângulo a placa subductante. Gansser et al. (1973) e Jordan et al. (1983) dividem os Andes em três segmentos: Andes Setentrionais, Andes Centrais e Andes Austrais (Figura 2.1).

- 1) Os Andes Setentrionais se estendem do norte da Venezuela (12° de latitude Norte) ao norte do Peru (4° de latitude Sul). Sua formação tem relação com a interação das placas do Caribe, Cocos, Nazca e Panamá, e sua estruturação está relacionada a processos de acreção dos fragmentos da crosta oceânica e dos arcos insulares durante o Mesozoico e Cenozoico;
- 2) Os Andes Centrais estendem-se do Norte Peru (4° latitude Sul) à Argentina (40° latitude Sul). O desenvolvimento dessa parte dos Andes resulta da subducção da Placa de Nazca sob o continente Sul-Americano,

- 3) O Andes Austrais ou Meridionais, desenvolve-se entre 40° e 55° de latitude Sul. Este segmento dos Andes é interpretado como o resultado de subducção das placas oceânicas Nazca, Antártica e Scotia,



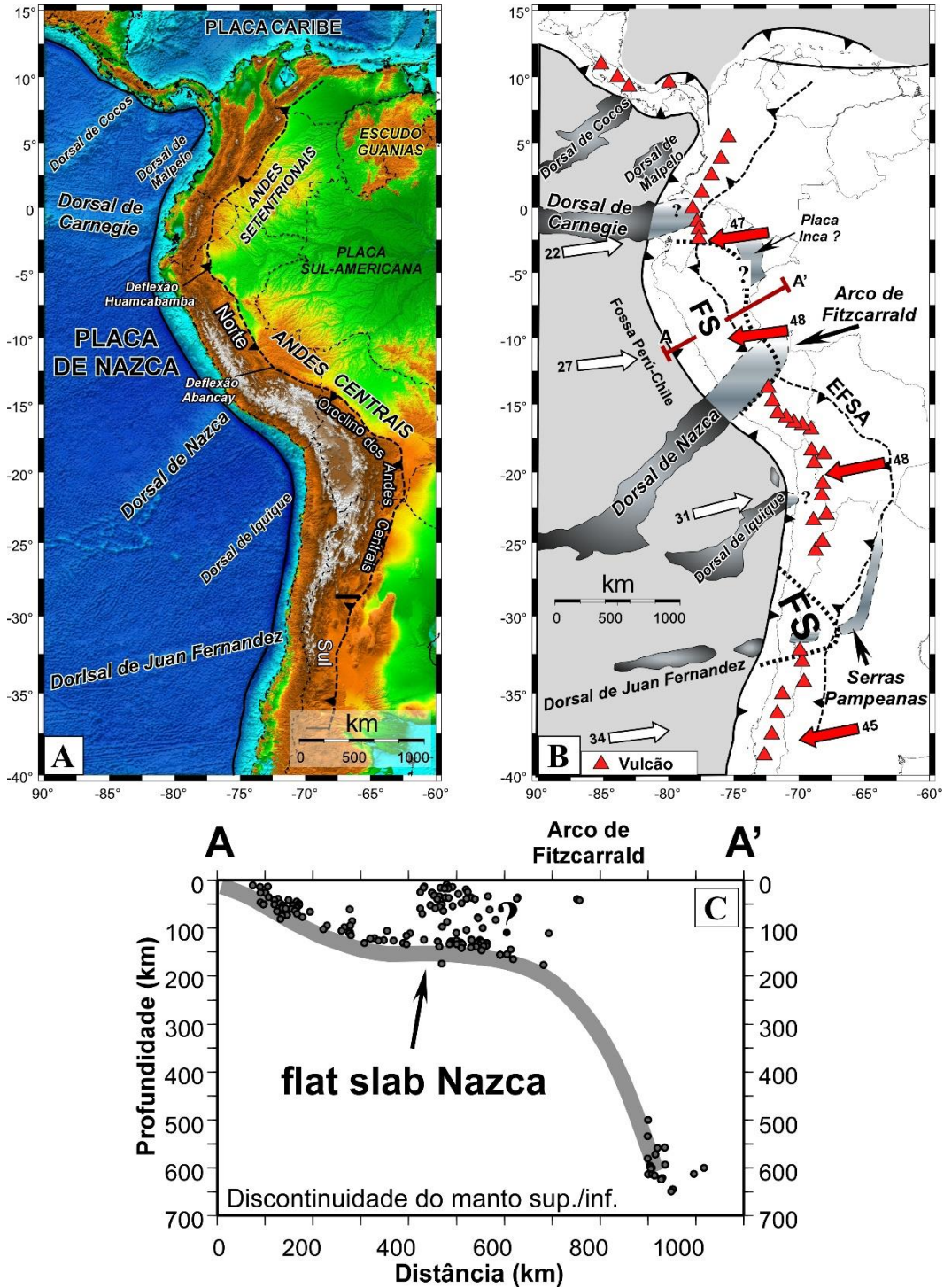
**Figura 2. 1** Segmentação dos Andes em America do Sul. Delimitação dos Andes Centrais Norte pôr as deflexões de Huacabamba e Abancay. (Modificado de Sempere et al., 2002 e Eude; 2014).

Os Andes Centrais constituem um segmento de cerca de 4,000 km de comprimento, que corresponde à parte mais longa da cadeia andina. Eles podem ser divididos em três partes: (i) a norte é circunscrita ao território peruano e tem seu limite Norte coincidente com a Deflexão de Huancabamba, e seu limite Sul com a Deflexão de Abancay; (ii) a intermediária que corresponde ao Oroclino Boliviano que se desenvolve entre o Sul do Peru e Norte da Argentina e; (iii) finalmente, a parte sul que se estende pelo território da Argentina e Chile (Figura 2.1 e 2.2).

O segmento dos Andes Centrais apresenta hoje dorsais assísmicas com mesetas oceânicas que são geradas pela subducção sob a placa Sul-americana, que se move para o Oeste a uma velocidade média de 48 mm/ano [Silver et al., 1998; Gripp e Gordon, 2002]. Estas estruturas são formadas de norte a sul pela Dorsal do Carnegie no Equador (~ 2° N), Dorsal Nazca no Peru (~ 15° S), Dorsal de Iquique ao Norte do Chile (~ 22° S) e finalmente, Dorsal Juan Fernandez no Chile central (33° S) (Figura 4). A subducção dessas dorsais tem implicações importantes para a deformação [Moretti, 1982; Moretti e Ngokwey, 1985; Cloos, 1992; Scholtz et Small, 1997; Dominguez et al., 1998; Gutscher et al., 2000; Ramos et al., 2002; Hampel et al., 2004], erosão [Clift et al., 2003; Wipf et al., 2008] e sedimentação [Hampel, 2002; Von Huene et al., 2004] das bacias pertencentes à litosfera continental.

A subducção das dorsais sob o continente sul-americano é caracterizada pela ausência da atividade vulcânica em algumas áreas [Nur e Ben-Avraham, 1981; McGeary et al., 1985] e a elevação de muitas centenas de metros da zona de ante-arco [Machare y Ortlieb, 1992; Von Huene et al., 2004; Gutscher et al., 1999; Le Roux et al., 2000; Hampel, 2002; Clift et al., 2007]. A subducção das dorsais Nazca, Carnegie e Justo Fernandez limitam um segmento de subducção horizontal conhecido como "Flat Slab" [Gutscher et al., 2000; Espurt et al., 2007] localizado na zona central do Peru e norte da Argentina. A distribuição da sismicidade e das imagens tomográficas têm sido usados para descrever a geometria adotada pelo plano Benioff-Wadati da Nazca abaixo do continente sul-americano [Espurt et al., 2007] (Figura 2.2).





**Figura 2. 2** (A) DEM (NASA SRTM Gtopo 30) da margem ocidental da Placa Sul-americana com a subdivisão dos Andes e a presença das Dorsais Oceânicas. (B) Contexto geodinâmico da placa de Nazca junto com as dorsais assísmicas. Os triângulos vermelhos representam as zonas de vulcanismo andesítico. A subducção das dorsais de Nazca e Juan Fernandez limitam o segmento de “flat slab” (FS). EFSA: Empurrão frontal subandino. (C) Secao A-A’ mostrando a geometria do plano de Watadi-Benioff do segmento dos Andes Centrais Norte onde desenvolve-se a subducção do tipo Flat Slab. (Modificado de Espurt, 2008).

Os dados sísmicos mostram que a litosfera oceânica começa com um ângulo de cerca de 30° a uma profundidade de 100-120 km, em seguida fica em posição horizontal abaixo dos Andes e da região Subandina, para depois aumentar a inclinação abaixo da Retro-bacia de Ante-país Amazônica chegando até 650 km de profundidade [Espurt et al., 2007; Ramos et al., 2009b] (Figura 2.2-C). Alguns estudos [DeCelles et al., 2009; Martinod et al., 2010, 2013] sugerem que o *Flat Slab* poderia controlar a propagação da cunha orogênica em direção a bacia de ante-país, sendo assim crucial no desenvolvimento de processos de erosão e sedimentação.

## 2.2. *Geologia do segmento Norte dos Andes Centrais*

A morfologia do Norte dos Andes Centrais está diretamente ligada ao espessamento da crosta terrestre, cujas estimativas variam entre 30 e 40 km [James, 1971; Beck et al., 1996]. O encurtamento horizontal do prisma orogênico nessa região é estimado em cerca de 220 km, sendo o mesmo dividido entre as duas principais cadeias de montanhas: a Cordilheira Oriental com encurtamento estimado em 142 km; e a Cordilheira Ocidental com encurtamento estimado em 78 km [Eude, 2014; Calderon et al., 2017a]. Os Andes Centrais Norte, onde se situa a área do presente estudo, são estruturados e diferenciados por grandes unidades morfotectônicas dispostas entre o Escudo Brasileiro ao Leste e Oceano Pacífico ao Oeste. De leste para oeste essa região pode ser subdividida em: Retro-bacia de Ante-país Amazônica, Cordilheira Oriental, Cordilheira Ocidental e a Bacia de Ante-arco (Figura 2.3 & Figura 2.4).

- i) O sistema de Retro-bacia de Ante-país é constituído pelas bacias de Huallaga (zona Subandina) e Marañón (zona foredeep) [Eude et al., 2015; Calderon et al., 2017b] (Figura 2.4). A série sedimentar dessas bacias correspondem a sequências de depósitos marinhos e continentais com idades variando entre o Paleozoico e o Cenozoico que recobrem um embasamento Pré-cambriano [Kummel, 1946; Jaillard et al., 1990; Sanchez et al., 1997; Alvarez & Calderon, 1999; Hermoza et al., 2005; Roddaz et al., 2010]. Esses sedimentos diminuem de espessura para

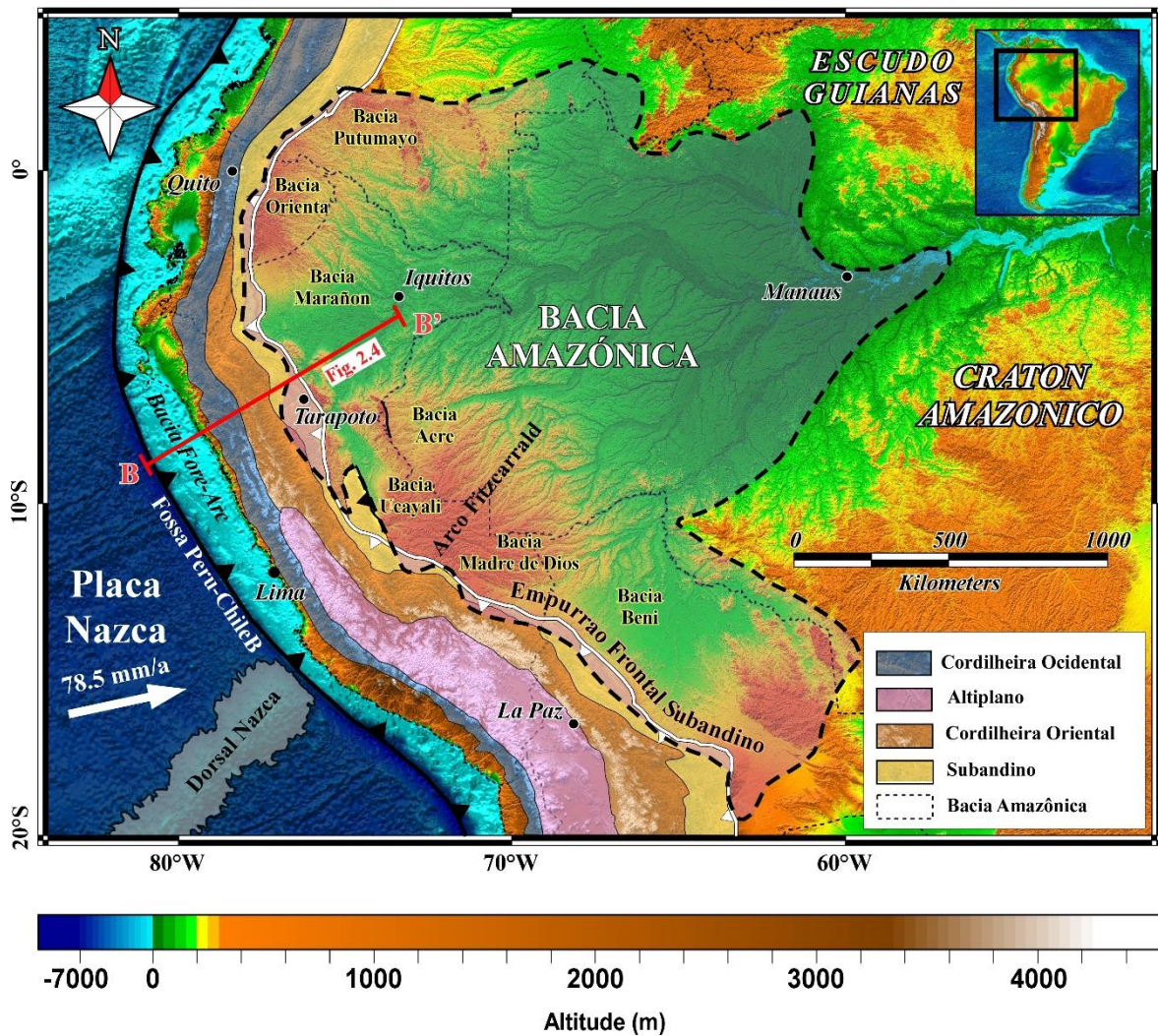
leste, em direção ao Escudo Brasileiro. A bacia Huallaga corresponde à zona subandina estruturada por um sistema de dobras produto dos empurrões de baixo ângulo (thin skin tectonics) nos níveis de evaporitos [Eude et al., 2015; Calderon et al., 2017a]. Esses empurrões têm vergência para Leste e são limitados pelo desenvolvimento de empurrões do embasamento com vergência Oeste que se encontram por baixo da bacia [Eude et al., 2015; Calderon et al., 2017a]. A bacia de foredeep Marañón apresenta uma deposição sedimentar sub-horizontal afetado pelo desenvolvimento de empurrões de alto ângulo (thick skin tectonics) caracterizadas por inverter falhas normais do embasamento [Eude et al., 2015].

- ii) A Cordilheira Oriental é composta essencialmente por rochas vulcânicas e sedimentares de idades Paleozoicas [Wilson e Reyes, 1964; Haeberlin et al., 2004] e Mesozoicas [MacLaughlin, 1924; Rosas et al., 2007] depositadas sobre um embasamento metamórfico Pré-cambriano conhecido como Complexo Marañón [Wilson e Reyes, 1964; Wilson, 1985; Sanchez, 1995; Chew et al., 2007; Cardona et al., 2009; Scherrenberg et al., 2012] que são intrudidos por plutons de idade Permo-Triássica associados com o Rift Mitu (Pfiffner e Gonzalez, 2013). Este segmento é caracterizado por apresentar falhas normais e falhas inversas do embasamento. Estas falhas normais estão relacionadas com a formação do Rift Permo-Triássico e as falhas inversas são formadas pela inversão de falhas normais durante o desenvolvimento da Tectônica Andina [Mégard, 1978; Wilson, 1985; Sempere et al., 2002; Rosas et al., 2007; Bump et al., 2008]. Para Oeste estes blocos invertidos correspondem ao "back-stop" que gera a deformação em direção à zona subandina [Eude et al., 2015; Calderon et al., 2017] (Figura 2.4).
- iii) A Cordilheira Ocidental é dividida em três segmentos: Faixa Dobrada de Marañón, a Bacia do Calipuy e o Batólito Costeiro. A Faixa Dobrada de Marañón [Mégard 1978; 1984; Janjou et al., 1981; Mourier, 1988] marca a fronteira entre as Cordilheiras Oriental e Ocidental (Figura 6). A estratigrafia dessa faixa dobrada corresponde a sequências de depósitos marinhos e continentais com

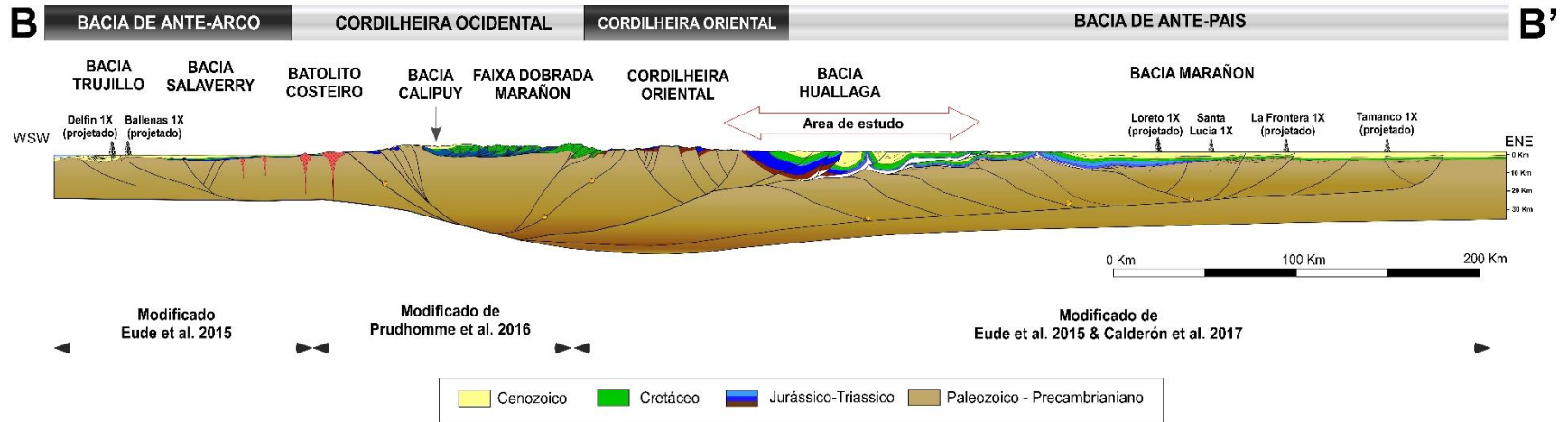


idades Mesozóica-Cenozóica depositados sobre o embasamento do Complexo Marañón. As rochas são afetadas por dobras relacionadas às falhas de inversão do Rift Permo-Triásico e a um sistema de dobras e imbrincações gerados por empurrões de baixo ângulo com vergência E-NE [Scherrenberg et al., 2012, 2014; Eude, 2014]. A bacia Calipuy está presente ao Norte da Cordilheira Ocidental (Cossio, 1964, Cobbing e Pitcher, 1972; Webb, 1976; Petford e Atherton, 1994] e é composta essencialmente por rochas vulcânicas de idade Eoceno-Mioceno [Noble et al., 1974-1979-1990; Reyes Rivera, 1980] em discordância com os sedimentos da Faixa Dobrada de Marañón e Batólito Costeiro. O Batólito Costeiro é um grande corpo plutônico que se formou durante o Cretáceo Superior-Eoceno ao longo da margem ocidental peruana [Litty et al., 2017].

- iv) As Bacias Trujillo e Salaverry fazem parte da bacia ante-arco peruana. Estas bacias têm sedimentos Mesozóico e Cenozóico [Vega Guzman, 2003] e repousam sobre um embasamento metamórfico Paleozoico-Precambriano com a presença de corpos intrusivos do Mesozóico [Wine, 2001]. A estruturação da bacia Trujillo apresenta um sistema extensivo que se desenvolveu de Leste para Oeste entre o Paleoceno-Eoceno e o Mioceno [Vega Guzman, 2003]. Durante o Paleoceno-Eoceno desenvolveu-se o sistema de falhas normais e no Oligoceno formou-se um prisma progradante gerado pelo desenvolvimento de falhas lítricas posteriormente revertidas durante o Mioceno [Vega Guzman, 2003]. A bacia Salaverry foi formada durante o Mioceno por meio da reativação das falhas da bacia Trujillo [Cossio, 1964, Cobbing e Pitcher, 1972. Webb, 1976; Petford e Atherton, 1994].



*Figura 2. 3 Imagen DEM do segmento dos Andes Centrais Norte e Bacia Hidrográfica de Amazônia. Som representadas as grandes unidades morfotectônicas junto com a seção regional B-B'. Modificado de Espurt et al. (2008)*



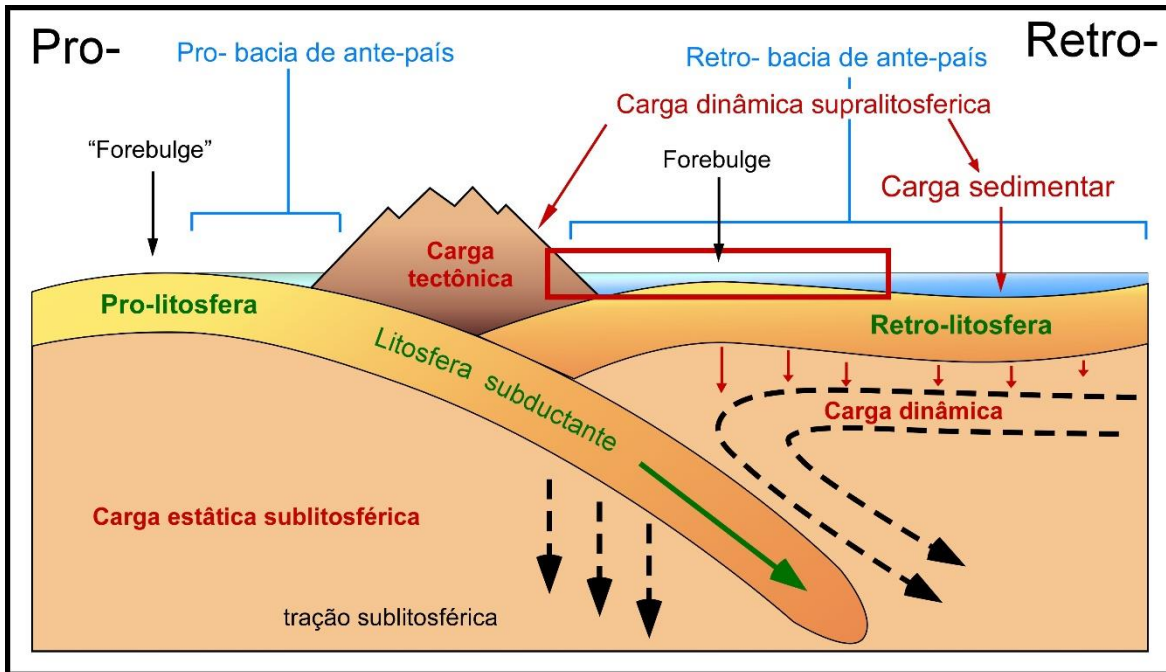
*Figura 2. 4 Seção B-B' do segmento dos Andes Centrais Norte com a presença das unidades morfotectónicas e área de estudo. Compilado dos trabalhos de Eude et al. (2015); Prudhomme et al. (2016) e Calderon et al. (2017)*

### 2.3. *Sistema de bacia de ante-país*

O termo bacia de ante-país é usado para descrever bacias subsidentes que são desenvolvidas em uma litosfera continental [Dickinson, 1974], e estão ligadas, as cadeias de subducção e as cadeias de colisão [Beaumont, 1981; Allen et al., 1986]. Uma bacia de ante-país é uma acumulação de sedimentos provenientes de um orógeno e depositados sobre uma região adjacente relativamente pouco deformada pela tectônica. As bacias de ante-país são formadas, paralelamente às bordas de placas convergentes. Eles podem ser desenvolvidas em uma litosfera continental em subducção e / ou uma litosfera de back-arc. No primeiro caso, onde a bacia está geneticamente ligada a uma litosfera em subducção, Catuneanu et al. (1997) introduziu o termo de bacia pró- antepaís ou pró-bacia de antepaís. No segundo caso, é usado o termo retro-bacia de ante-país (retroforeland basin) (Figura 2.5). Do ponto de vista da deformação, o encurtamento da cadeia é amortecido para a bacia de ante-país na forma de duplex, anticlinais de rampa, dobras pela propagação de falhas e zonas triangulares. Consequentemente, a bacia de ante-país foi deformada gradualmente e migra para a zona frontal da frente da deformação.

#### 2.3.1. *Segmentação da Bacia de Ante-país*

Bacias de ante-país são submetidas a uma flexão da litosfera em resposta à combinação das sobrecargas supra e sublitosféricas [Beaumont, 1981; Jordan & Fleming, 1991; Sinclair et al., 1991; Sinclair & Allen, 1992; Watts, 1992; Beaumont et al., 1993; DeCelles & Giles, 1996]. Essas estruturas são entidades geométricas complexas que são convenientemente melhor descritas como sistemas de ante-país [Decelles & Giles, 1996]. Dentro de um sistema ante-país, estes autores distinguem quatro zonas de deposição: *wedge-top*, *foredeep*, *forebulge* e *back-bulge* (Figura 2.6 e 2.7). Esta divisão resulta da resposta à sobrecarga desenvolvida no prisma orogênico de forma que a quantidade de deformação é proporcional à massa da carga e da sua distribuição, tal como sugerido pela Figura 2.8. A evolução da flexão e do perfil da superfície está ilustrada na Figura 2.7.



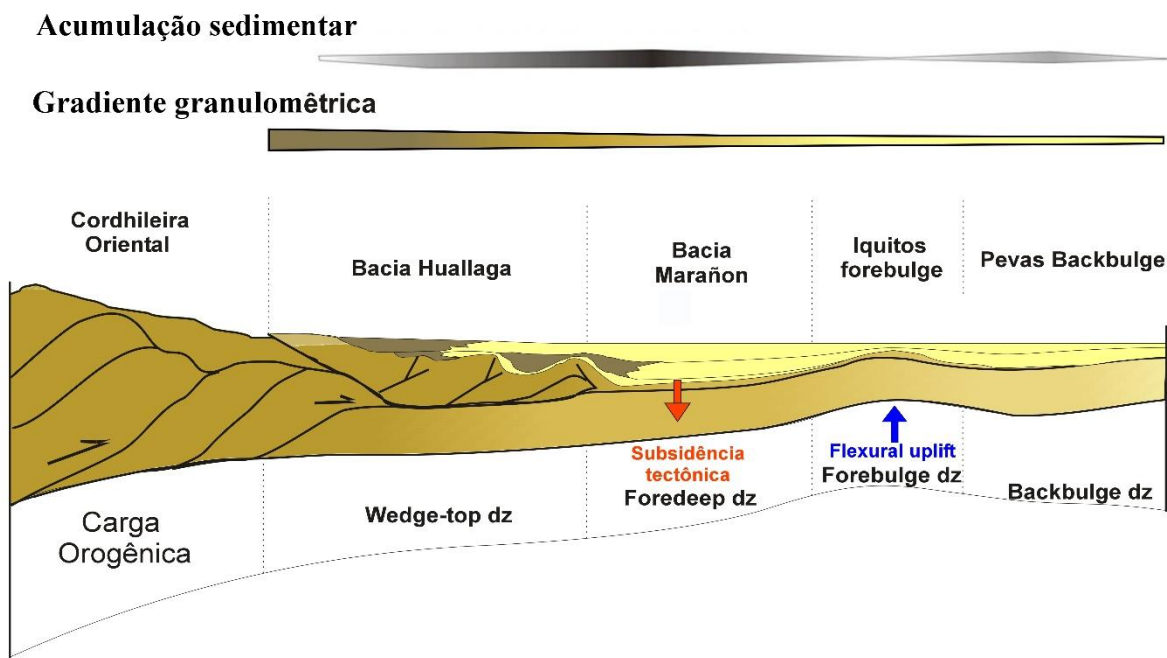
**Figura 2. 5** Sistema da bacia de ante-país, localização dos diferentes tipos de bacia em uma zona de convergência (modificado de Catuneanu et al., 1977, em Christophoul, 1999)

A curvatura da flexão é similar a uma curva sinuosa, onde a magnitude da curvatura diminui exponencialmente com o aumento da distância em relação a sobrecarga orogênica. Durante a sobrecarga da litosfera, as zonas correspondentes ao *foredeep* e ao *forebulge* migram para as extremidades do ponto de articulação da flexão (*flexural hinge line* Hf). Em resposta à flexão durante períodos de forte erosão do prisma orogênico que tipicamente foi manifestado durante estados de rejeição isostática (orogenic unloading) mostra uma evolução oposta aos períodos de carga litosférica (orogenic loading). Com efeito, como mostra a Figura 2.8, a zona de deposição que se desenvolve durante estas fases tem uma inclinação geral (*foreslope*) no sentido do depocentro principal da bacia (*foresag*).

### 2.3.2. Áreas de depósito

Em cada uma das zonas de deposição os parâmetros controladores de sedimentação (tectônica, eustasia, suprimento sedimentar) evoluindo de maneira diferente [Decelles & Giles, 1996].

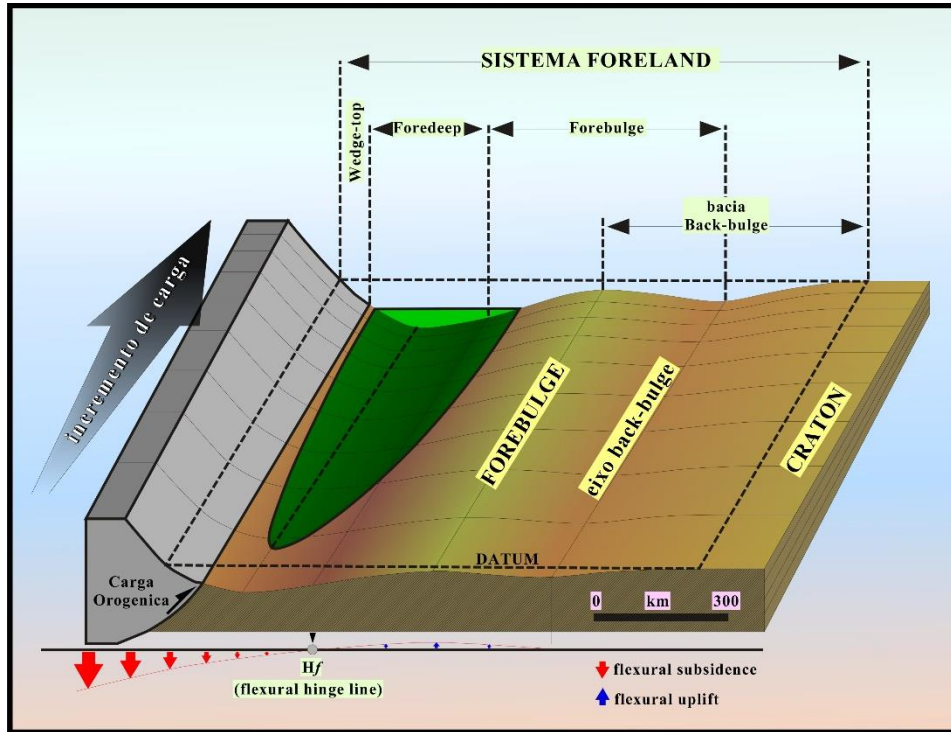




**Figura 2. 1** Seção esquemática mostrando a organização morfo-estrutural das zonas de deposição do sistema de ante-país (modificado de DeCelles & Giles, 1996).

### A- Zona de deposição de Wedge-top

A zona de “wedge-top” compreende massas de sedimentos que se acumulam na parte frontal do prisma orogênico. Isto corresponde a uma área onde a deformação é amortecida, em outras palavras, torna-se a margem ativa do sistema de ante-país onde se desenvolvem estruturas e empurrões (zonas triangulares e duplex), assim com bacias transportadas (bacia de *piggyback*). Esta zona de deposição, que por muito tempo foi considerada parte da cadeia, registra a evolução cinemática do prisma orogênico. A sucessão e propagação dos sistemas tipo CAS (Cavalgamento, Anticlinal – Sinclinal), são particularmente interessantes no sentido de que eles revelam o tipo de deformação (amortecimento de estruturas cavalgantes) e permitem calibrar a propagação da deformação no tempo. Do ponto de vista sedimentar, são comuns a presença de depósitos continentais, associados a conos aluviais, rio entrelaçados, e depósitos submarinos, como sedimentos finos carbonáticos (sedimentação normal) e depósitos turbidíticos gravitacionais. Estes depósitos sin-orogênicos são caracterizados também por o desenvolvimento de discordâncias progressivas [Dérmond et al., 1996].



**Figura 2. 7** Configuração do sistema de ante-país (foreland) durante um período de sobrecarga da litosfera em função da intensidade da sobrecarga lateral (Catuneanu et al. 2000, em Gil, 2001).

### B.- Zona de depósito Foredeep

Corresponde a uma bacia localizada entre a parte do frente orogênico e *forebulge* ou anel periférico, e forma um prisma sedimentar que diminui de espessura em direção ao cráton (Figura 2.6). Esse tipo de depozona recebe a maior acumulação de sedimentos derivados essencialmente a partir da erosão da estrutura da cadeia orogênica. Do ponto de vista sedimentar, é reconhecido ambientes aluviais e fluviais subaéreos que se sobrepõem a complexos conjuntos de turbiditos fluvio-deltaicos de ambiente marinho. A discordância progressiva pode ser encontrada perto do depósito de *wedge-top* mais desaparecem na medida em que se aproxima a parte axial do *foredeep*.

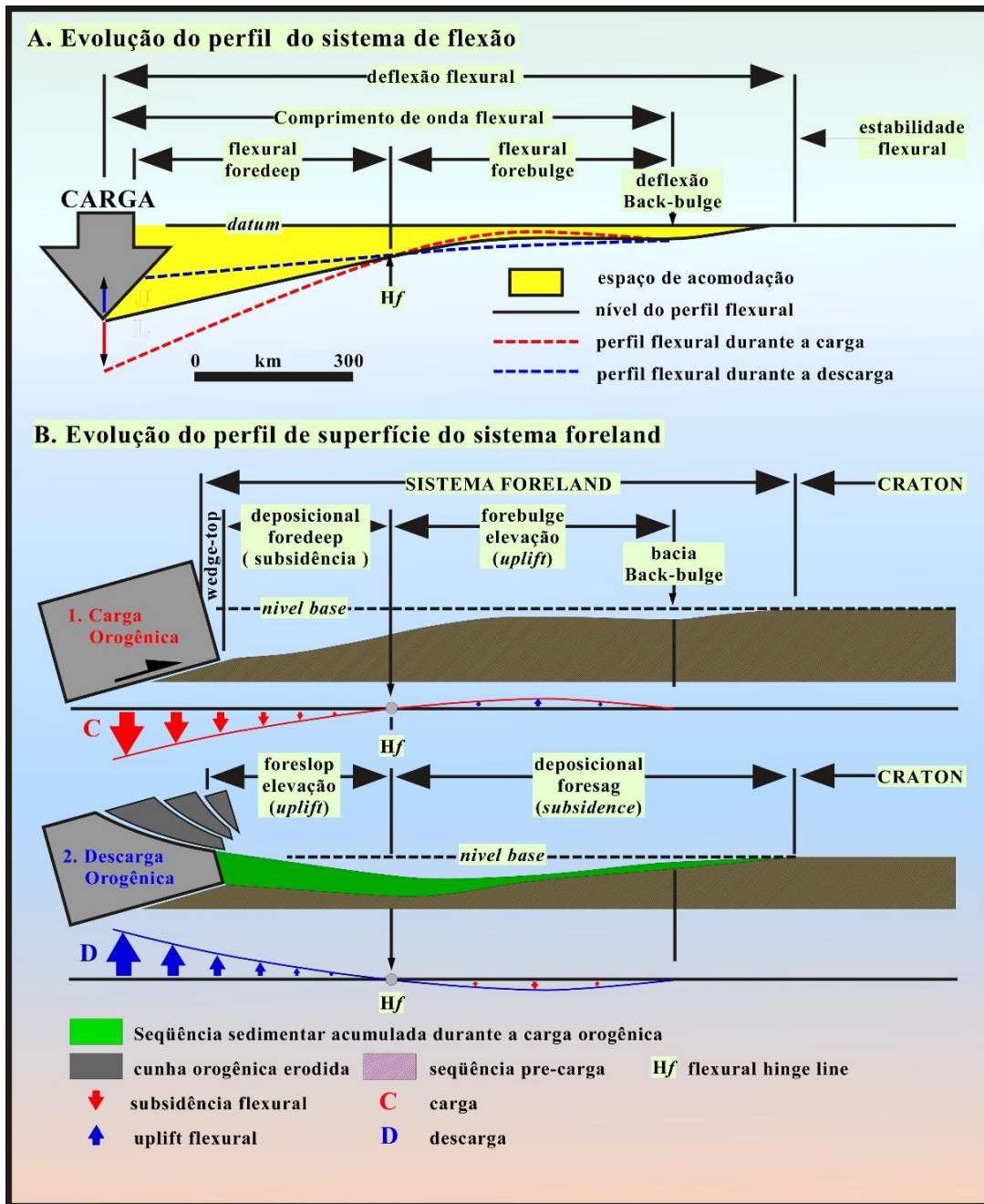


Figura 2. 8 Evolução da flexão do perfil topográfico em função de uma sobrecarga da litosfera o de um reajuste isostático (Catuneanu et al., 2000, em Gil, 2001).



**C.- Zona de depósito forebulge.**

Esta zona está localizada no anel periférico da flexão do embasamento da bacia. Comumente é difícil se identificar a zona de relevo positivo associado ao *forebulge*, que muitas vezes é submetido a erosões e pode migrar ao longo do tempo (Figura 2.6). Em situações em que essa estrutura é atenuada ou não preservada, denomina-se de “*missing-periferal bulge*”. Quando os sedimentos de *foredeep* chegam a progradar para a área forebulge, em geral são associados a fluviais ou eólicos, ou bem como plataformas carbonáticas marinhas locais.

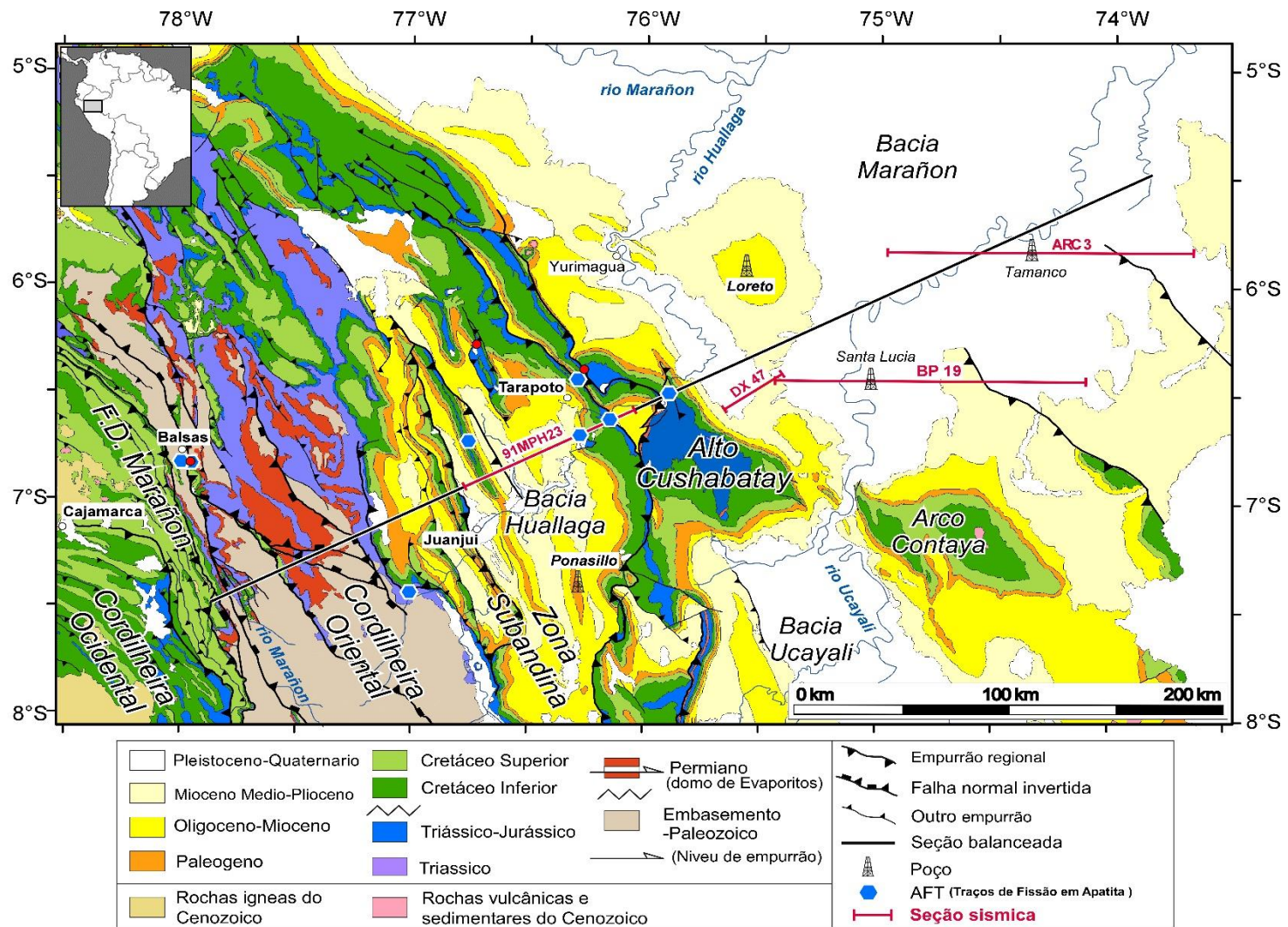
**D.- Zona de depósito back-bulge.**

Esta zona desenvolve-se entre o *forebulge* e o Cratón estável, e é caracterizada essencialmente por depósitos finos continentais ou marinhos rasos (plataformas carbonáticas). As sucessões sedimentares mais espessas podem ser provenientes do flanco de *forebulge* submetido à erosão.

#### 2.4. *Contexto Geológico da Bacia Huallaga e Marañon*

As bacias sub-andinas de Marañon e Huallaga, localizam-se na chamada zona andino-amazônica de transição de Bacia do Ante-país Amazônica Norte [Espurt et al., 2007 e 2011]. Estas sub-bacias são classicamente interpretadas como componentes de um sistema de bacia de ante-país, onde a zona subandina do Huallaga é correlacionada com a "wedge-top depozone" e a área de Marañon com a "foredeep depozone" [Hermoza et al., 2005; Roddaz et al., 2005] (Figura 2.6). O sistema de empurrão da bacia de Huallaga é caracterizado por um forte encurtamento horizontal a partir do desenvolvimento da Cordilheira Oriental formando um "backstop", produto da inversão do Rift Permo-Triássico [Rosas et al., 2007; Eude et al., 2015]. Há várias versões da seção estrutural balanceada do sistema da bacia de ante-país de Huallaga- Marañon [Gil, 2001; Hermoza et al., 2005 e Eude et al., 2015]. Elas mostram a importância da tectônica de "thin skin" controlada por um nível regional de evaporitos do Permiano [Calderón et al., 2017a]. Os autores estimam um encurtamento horizontal total em torno de 80 a 90 km.

A porção Leste da parte frontal do empurrão Huallaga e a porção sul da Bacia de Marañon são deformadas pela atividade tectônica de "thick skin", comportando-se como uma cunha superior em vez de uma área de "foredeep" da bacia de ante-país. Seções sísmicas mostram os empurrões do embasamento com vergência de leste para oeste, que se ramificam de uma falha de deslocamento em profundidade [Devlin et al., 2012; Eude et al., 2015]. Os empurrões com vergência oeste são herdados de empurrões do Permiano produto da Orogenia Gondwaniana [Calderón et al., 2017a]. O sistema do empurrão do embasamento afunda-se ao Oeste embaixo da Bacia de Huallaga e interfere com a deformação da cobertura sedimentar. O Alto de Cushabatay, na zona de transição Huallaga- Marañon, é a expressão geomórfologica de tais estruturas e a fronteira dessas duas bacias. A complexa cunha orogênica Huallaga-Marañon é ilustrada e descrita em uma seção estrutural balanceada atualizada (Figura 2.14).



**Figura 2. 9.-** Mapa geológico 1: 1 000 000 (INGEMMET) da área de estudo . A localização da seção estrutural balanceada é indicada por uma linha preta. As linhas vermelhas indicam a localização das seções sísmicas interpretadas (Tomado de Eude et al., 2015).

O limite norte das bacias Huallaga-Marañon é marcado pela bacia Oriente, que se estende até o Equador [Balkwill et al., 1995; Baby et al, 2013]. O limite sul dessas bacias é marcado pelo Alto de Contaya e pelo sistema de Faixa dobrada da bacia de Ucayali [PARSEP, 2001]. A Oeste são limitadas pela Cordilheira Oriental [Hermeza et al., 2005] e a Leste pela flexura crescente do Arco de Iquitos [Roddaz et al., 2005] (Figura 2.11).

#### **2.4.1. Estratigrafia**

A cobertura sedimentar envolvida na deformação do sistema da bacia de ante-país do Huallaga- Marañón consiste de uma série *Pré-Andina*, com uma discordância sobre uma cunha sedimentar marinha e continental do Cretáceo Superior, com uma diminuição de espessura para nordeste. Sobre essa sucessão depositam-se sedimentos cenozoicos de ambiente continental e marinho raso (Figura 2.11 e 2.12). A série Pré-Andina inclui depósitos clásticos e carbonáticos marinhos do Ordoviciano, Devoniano, Carbonífero e Permiano, parcialmente erodidas abaixo de uma discordância de fim do Permiano, que marcou o início de um longo período de *rifting* e *pós-rifting* de colapso regional [Rosas et al. 2007]. Essa discordância é coberta por uma camada regional de evaporitos, sempre considerada de idade Jurássica, apesar da ausência de datação [PARSEP, 2001; Moretti et al., 2013]. As revisões recentes da estratigrafia regional com base em correlações do subsolo, graças aos novos dados sísmicos (banco de dados da Perupetro S.A.) e novas observações de campo, permitiram reconsiderar uma posição estratigráfica permiana para as camadas regionais de evaporito, que atua como o nível de cavalgamento no sistema de empurrão de Huallaga [Hurtado et al, 2014; Baby et al, 2014; Calderon et al., 2017a]. Este nível aflora no Diápiro de Callanayacu, ao Leste do empurrão de Chazuta (empurrão frontal de Huallaga; ver Figura 2.11 e 2.14). Ao longo do Rio Huallaga, os evaporitos são cobertos por folhelhos pretos, calcários e dolomitos marinhos de idade desconhecida ou imprecisa. A correlações sísmicas Norte-Sul entre as bacias Marañon e Ucayali mostram que este nível de carbonato está relacionado com a Formação Shinai [Hurtado et al., 2014; Baby et al., 2014; Calderon et al., 2017a], datando-se a partir do final do Permiano na área de Camisea [Seminário et al., 2005]. Ao longo do Rio Huallaga, a Formação Shinai é coberta por cerca de 2.000 metros de arenitos e siltitos eólicos e fluviais, que podem ser correlacionados com a Formação Nia Inferior da

área de Camisea [Seminario et al., 2005], e a Formação Sarayaquillo [PARSEP, 2001]. Estas séries continentais são consideradas de idade Triássico e Jurássico [PARSEP, 2001; Seminario et al., 2005; CORELAB, 2012]. Ao Oeste, os arenitos eólicos gradam lateralmente para os depósitos de rift continental do Grupo Mitu e depósitos marinhos de pós-rift do Grupo Pucará presente na Cordilheira Oriental [Rosas et al., 2007]. Estas unidades se sobrepõem diretamente com um embasamento conhecido como Complexo Marañón [Wilson, 1985]. Esta mudança lateral que aparentemente ocorre na zona de transição entre a Bacia de Huallaga - Cordilheira Oriental, corresponde à fronteira oriental de Rift do Grupo Mitu. A inversão tectônica do Rift Mitu controlou a deformação e propagação da faixa dobrada e empurrão subandino. Após um importante hiato sedimentar (145-120 Ma.), foram depositadas as sequências do Cretáceo Superior [CORELAB, 2012]. Elas incluem unidades do Albiano ao Maastrichtiano, formadas por sequências fluviais que gradam para sequências marinhas profunda com arenitos, folhelhos, xistos e carbonatos (Cushabatay-Raya, Chonta-Agua Caliente; Vivian-Cachiyacu-Huchpayacu; ver Figura 2.12). As sequências a Leste foram depositadas na bacia de “*retroforeland*” andino-amazônico e controladas pelo carregamento tectônico incipiente da cunha orogênica andina. Hoje são reconhecidos como os sistemas principais de petróleo da província Oriente-Mendes [Marksteiner e Aleman, 1997; Barragan et al., 2008]. Os reservatórios são depósitos flúvio-deltáicos e estuarinos das formações Cushabatay, Agua Caliente e Vivian, enquanto que as rochas geradoras são compostas de folhelhos e calcários das formações Raya e Chonta [Mathalone e Montoya, 1995; PARSEP, 2001].

A série de Cenozóica apresenta significativas variações laterais na zona de wedge-top de Huallaga e na área de ante-país de Marañón. Isso foi bem descrito em termos do ambiente de ante-país controlado por um sistema de propagação de empurrão, pelo Hermoza et al. (2005) e Roddaz et al. (2010), mais existe um pobre controle bioestratigráfico e a maioria das idades são assumidas pela posição estratigráfica. A sequência do Paleoceno-Eoceno Inferior começa com arenitos fluviais e de marés da Formação Casa Blanca [Gil, 2001 e suas referências], comparável ao depósito, Vivian. Movendo-se gradualmente para siltitos vermelhos e folhelhos formando depósitos fluviais distais (Formação Yahuarango). A sequência do Eoceno-Oligoceno apresenta uma discordância erosiva regional, que se estende ao Norte do

Equador e Colômbia. Esta erosão tem sido interpretada como um período orogênico [Christophoul et al., 2002]. A Formação Pozo do Eoceno Médio-Superior, é desenvolvida em ambiente marinho raso, sobrepõe-se com siltitos e arenitos do ambiente fluvial do Oligoceno da Formação Chambira [Eude et al., 2015]. A sequência do Neógeno marca início do desenvolvimento do moderno sistema de Huallaga “depozona de wedgetop” e uma forte subsidência, com um ambiente deltáico gradualmente evoluindo para um ambiente de sistema aluvial chamado Formação Ipururo-Juanjui [Hermoza et al., 2005]. Esta sequência do Neógeno corresponde à carga principal dos sistemas petrolíferos (Figura 2.12).

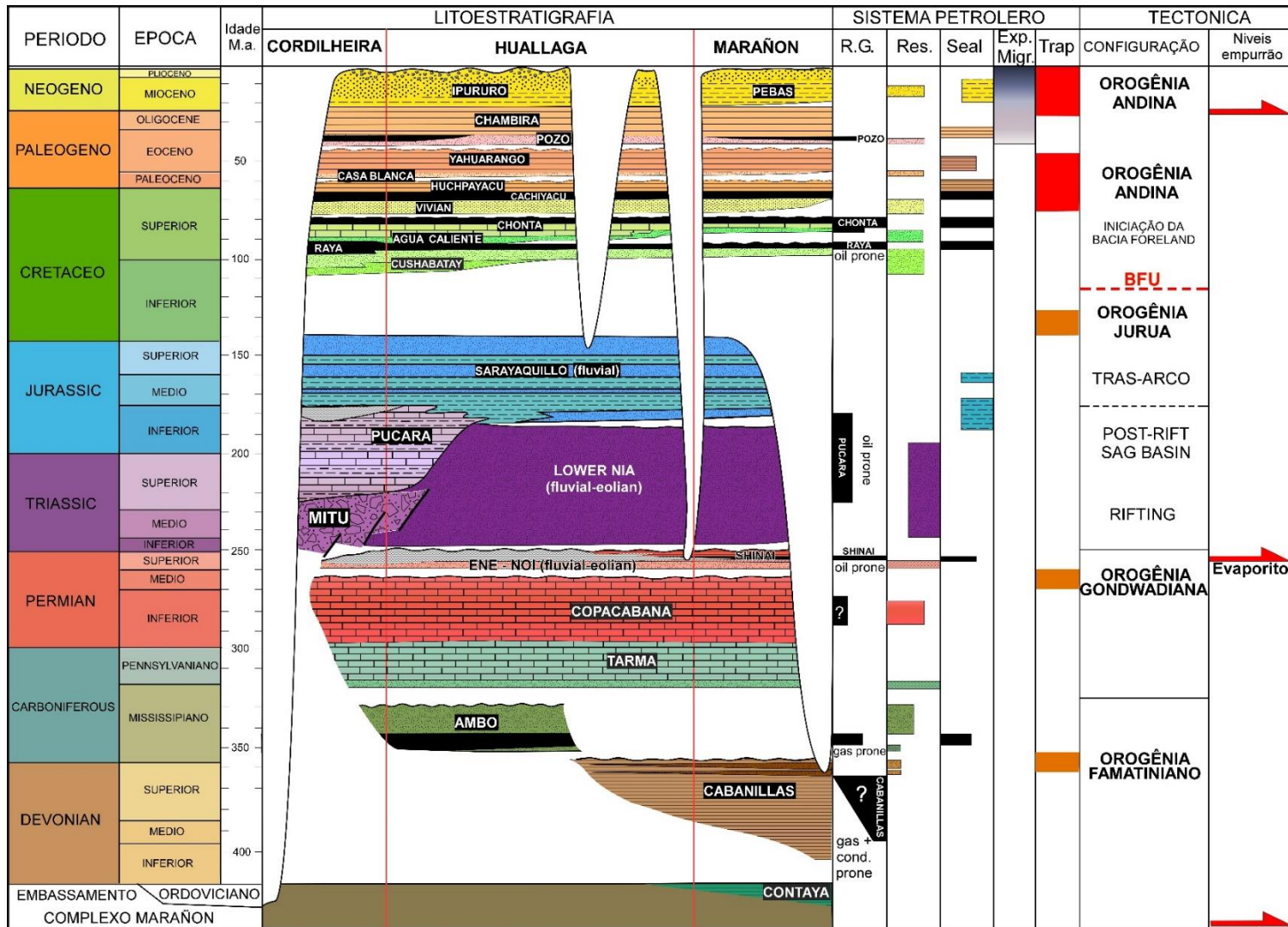
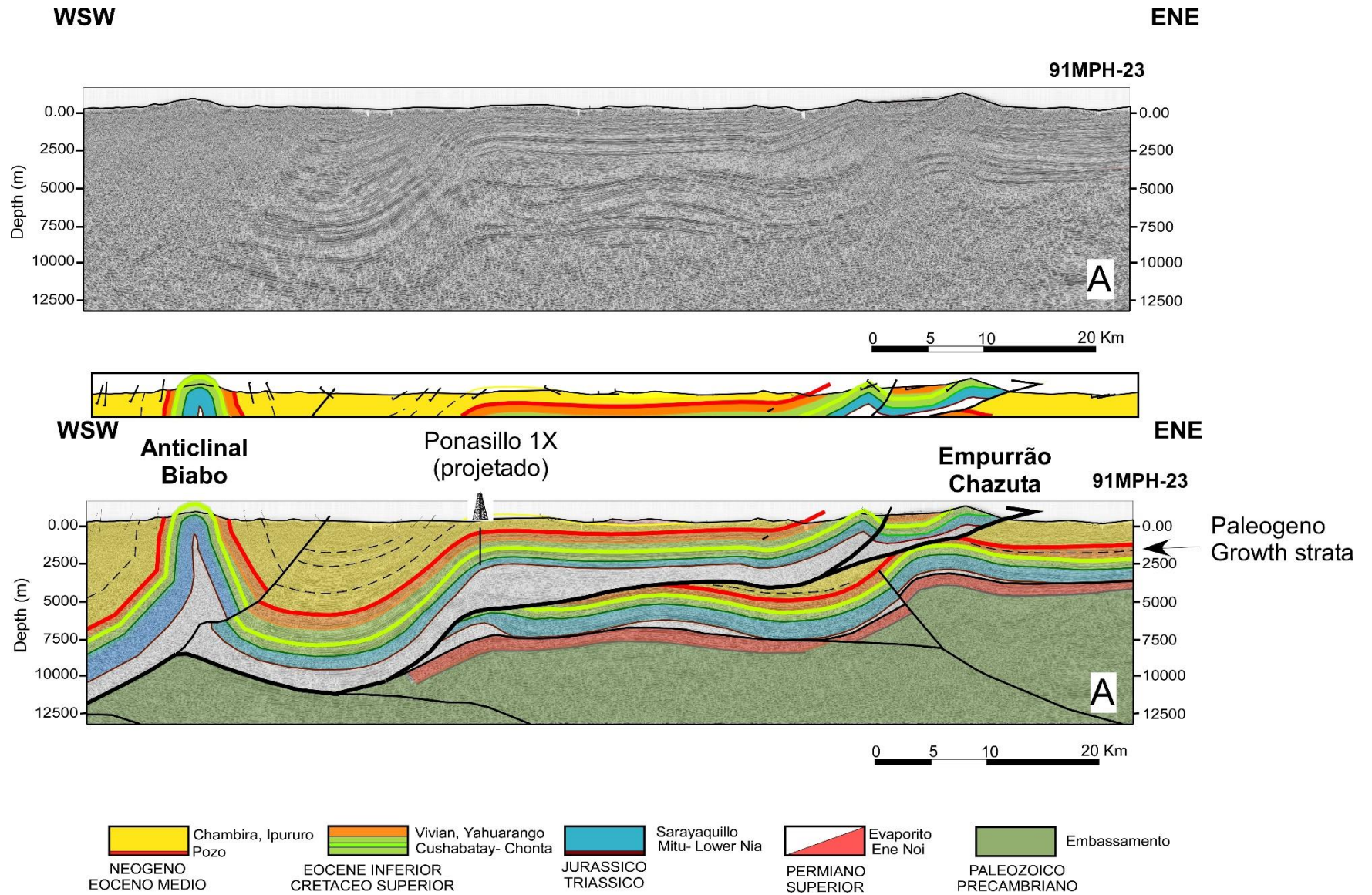
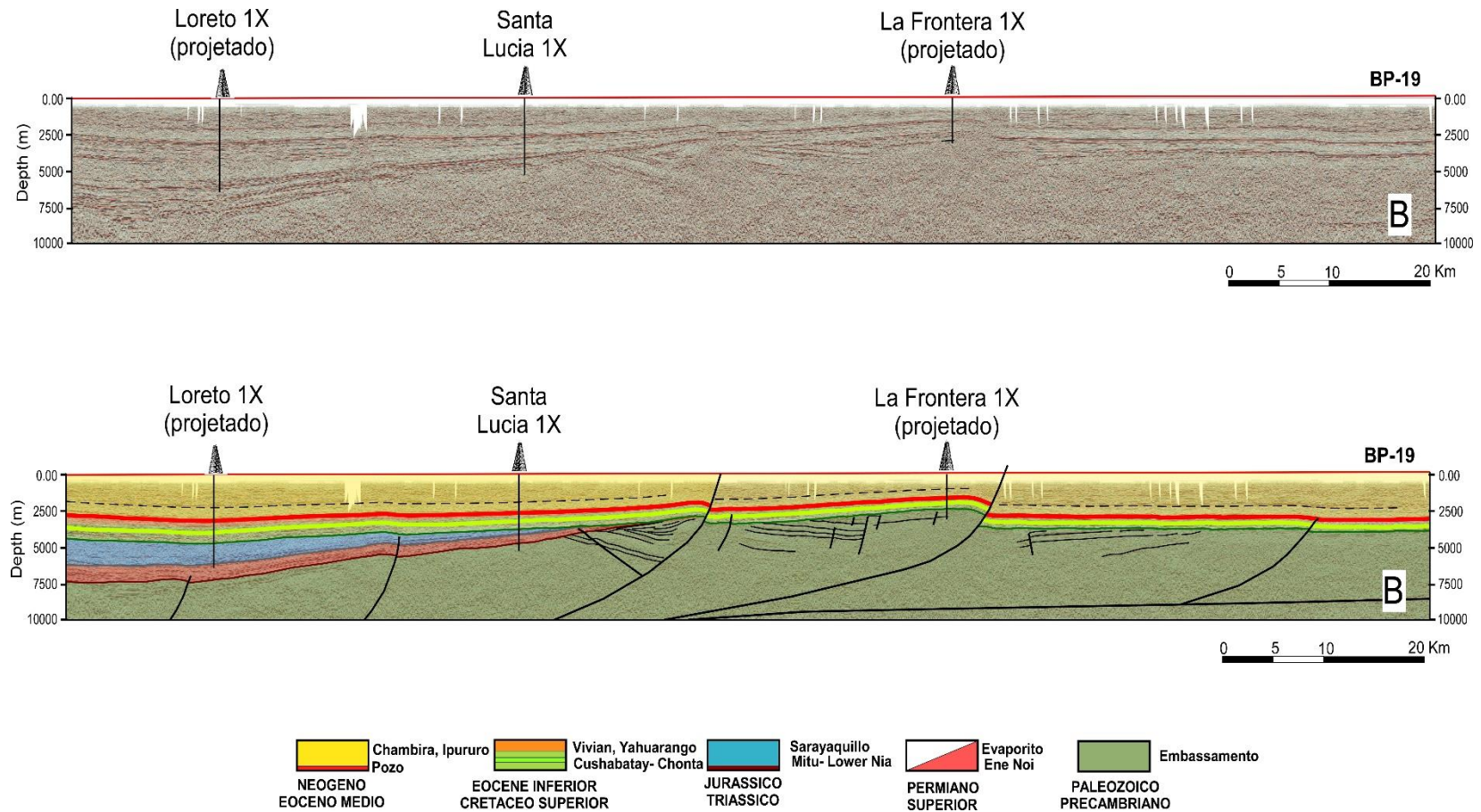


Figura 2. 10 Carta estratigráfico e sistemas de petróleo ao longo da bacia Huallaga e Marañon. Os nomes de ciclos orogênicos são aqueles comumente usados nos Andes (ver Ramos, 1988; Caputo, 2014; Chew et al., 2016). (Tomado de Calderón et al., 2017).









**Figura 2. 2** Seções sísmicas 91MPH-23 (A-bacia Huallaga) e BP-19 (B-bacia Marañon), mostrando os diferentes estilos estruturais. A localização fica no mapa geológico da Figura 2.11. (Tomado de Calderón et al., 2017).

#### **2.4.2. Marco Estrutural - Seção Estrutural Balanceada da bacia Huallaga-Marañon**

O Modelagem por seção balanceada é uma técnica bem estabelecida para restaurar uma ou mais das estruturas tectonicamente deformadas, e sua utilidade tem sido aplicada em muitas áreas de faixa dobrada para determinar os intervalos de encurtamento [por exemplo, Dahlstrom, 1969; Boyer e Elliott, 1982; Kley, 1996; Giambiagi e Ramos, 2002; Espurt et al., 2008]. A seção B-B' representa uma compilação dos trabalhos realizados por Eude et al. (2015) e Calderon et al. (2017). Com uma direção NE-SW e dispostas ortogonalmente ao eixo do dobramento, esta seção tem 470 km de comprimento e um encurtamento horizontal calculado de 80 Km. Ela começa na borda oriental da Cordilheira Ocidental, passa pela Cordilheira Oriental e termina na bacia de Marañon (Figura 2.14).

A seção balanceada foi construída de acordo com os conceitos da tectônica de dobramento [Dahlstrom, 1969; Boyer e Elliott, 1982]. A Cordilheira Oriental representa um anticlinal de rampa intra-crostral que em direção à margem nordeste inverte o Rift Pré-Andino [Rosas et al., 2007; Eude et al., 2015]. A estrutura interna apresenta falhas extensionais que incluem quatro falhas normais orientadas para o sudeste e duas falhas normais orientadas para nordeste (Figura 2.14). Aquelas falhas foram passivamente transportadas e em alguns casos revertidas. A seção equilibrada indica o encurtamento acomodado para a bacia da Cordilheira Oriental e em menor medida a propagação para oeste do dúplex de embasamento.

O sistema de empurrões da bacia Huallaga- Marañon é caracterizada pelas estruturas de tipo "*think skinned y thick skinned*". Seções de sísmica de reflexão, foram usadas para a construção da seção balanceada e são apresentadas em detalhe no trabalho de Eude et al. (2015) e Calderon et al. (2017) (Figura 2.12 e 2.13). Na bacia de Marañon, são reconhecidas falhas de embasamento com vergência leste (*thick skinned tectonics*) que deformam a série inteira do Neógeno (Figura 2.13). A estratigrafia e espessuras são limitadas por poços de sondagem: Ponasillo 1X, Loreto 1X, Santa Lucía 1X, Floresta 1X y Tamanco 1X (localização na Figura 2.12). A seção foi balanceada usando o software Midland Valley Move 2016, baseado no algoritmo do flexural-slip, que permite manter as camadas paralelas ao modelo tipo de camada (base do Neogeno) e a área da unidade retrodeformada. A seção transversal

foi restaurada na base da Formação Cushabatay, que selou uma discordância erosiva regional (Figura 2.14).

A oeste do poço Loreto 1 X, a sísmica de reflexão mostra que os empurrões do embasamento com vergência para o ocidente são herdados de uma faixa dobrada do Permiano [Calderón et al., 2017b] (Figura 2.14). Abaixo da bacia de Huallaga, este sistema de empurrões do embasamento reativado é evidente na seção sísmica (Figura 2.13) e pela atividade de sismos [Devlin et al., 2012]. A melhor expressão topográfica desta profunda deformação coincide com o Alto de Cushabatay, situado a leste do empurrão frontal da bacia de Huallaga (empurrão de Chazuta), onde ocorre a estrutura do *Diapiro Callanayacu* (Figura 2.14). A estrutura do *Callanayacu* é um diápiro de evaporito permiano deformado no topo do Alto de Cushabatay, que foi desenvolvido entre o empurrão intra-embasamento e o empurrão em evaporitos. Na bacia do Huallaga, a cobertura mesozóica e cenozóica é intensamente deformada pela tectônica de pele fina, com uma extensão sobre a camada espessa de evaporitos do permiano e contínua na parte superior dos empurrões de embasamento. A seção sísmica 91 23 MPH (Figura 2.13) mostra claramente o grande cavalgamento causado pelo empurrão de *Chazuta*, cujo deslocamento para o leste é de cerca de 40 km. Mais a oeste, o anticlinal Biabo é uma grande dobra pela propagação de falha, que desenvolveu o poderoso preenchimento de sedimentos Neógeno na “*wedge-top depozone*” do Huallaga. A zona de transição de Huallaga- Cordillera Oriental corresponde a um sinclinal transportado Neógeno, produto da inversão do Rift Triássico. Esta inversão é bem ilustrada pela restauração da seção estrutural balanceada (Figura 2.14)

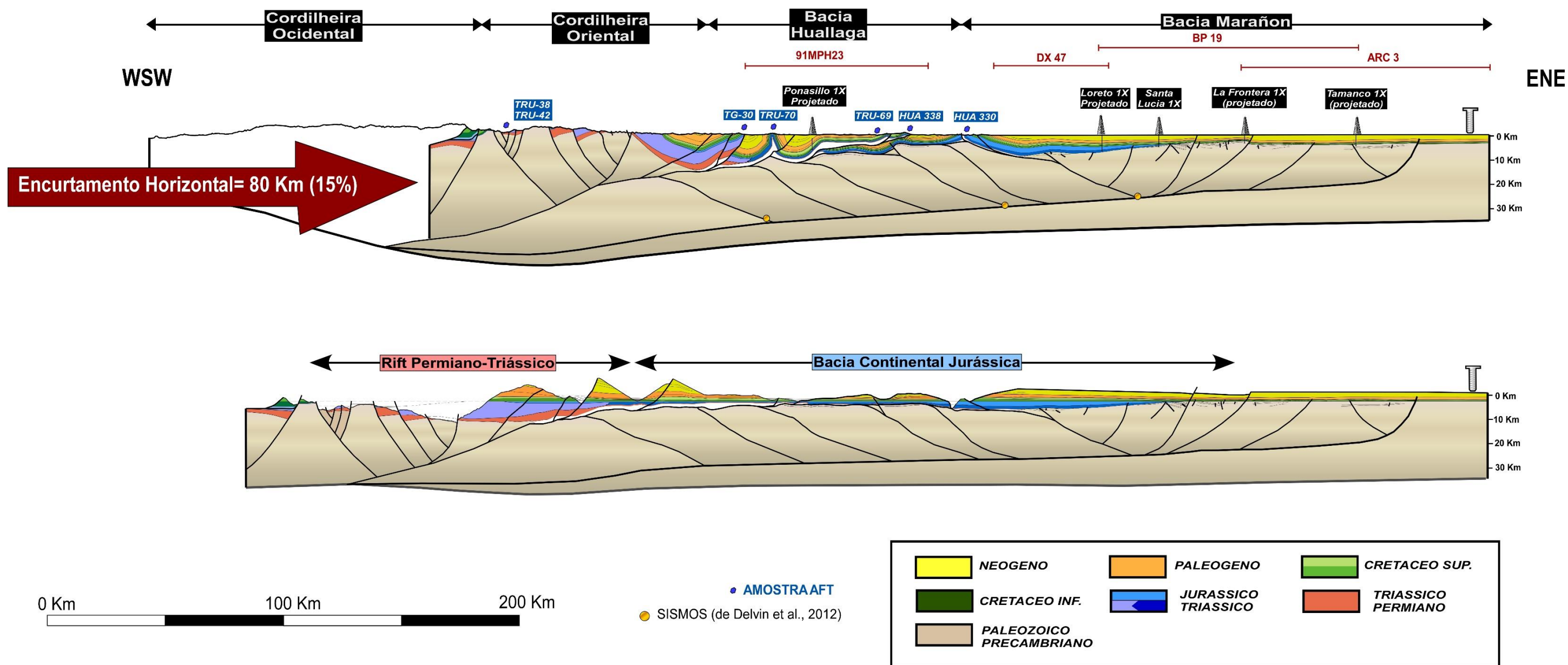


Figura 2. 12 Secção regional estrutural balanceada modificada de Eude et al (2015) e Calderón et al (2017) localizada na Figura 2.12. A seção foi balanceada ao nível da discordância da base do Cretáceo (Albiano-Aptiano).

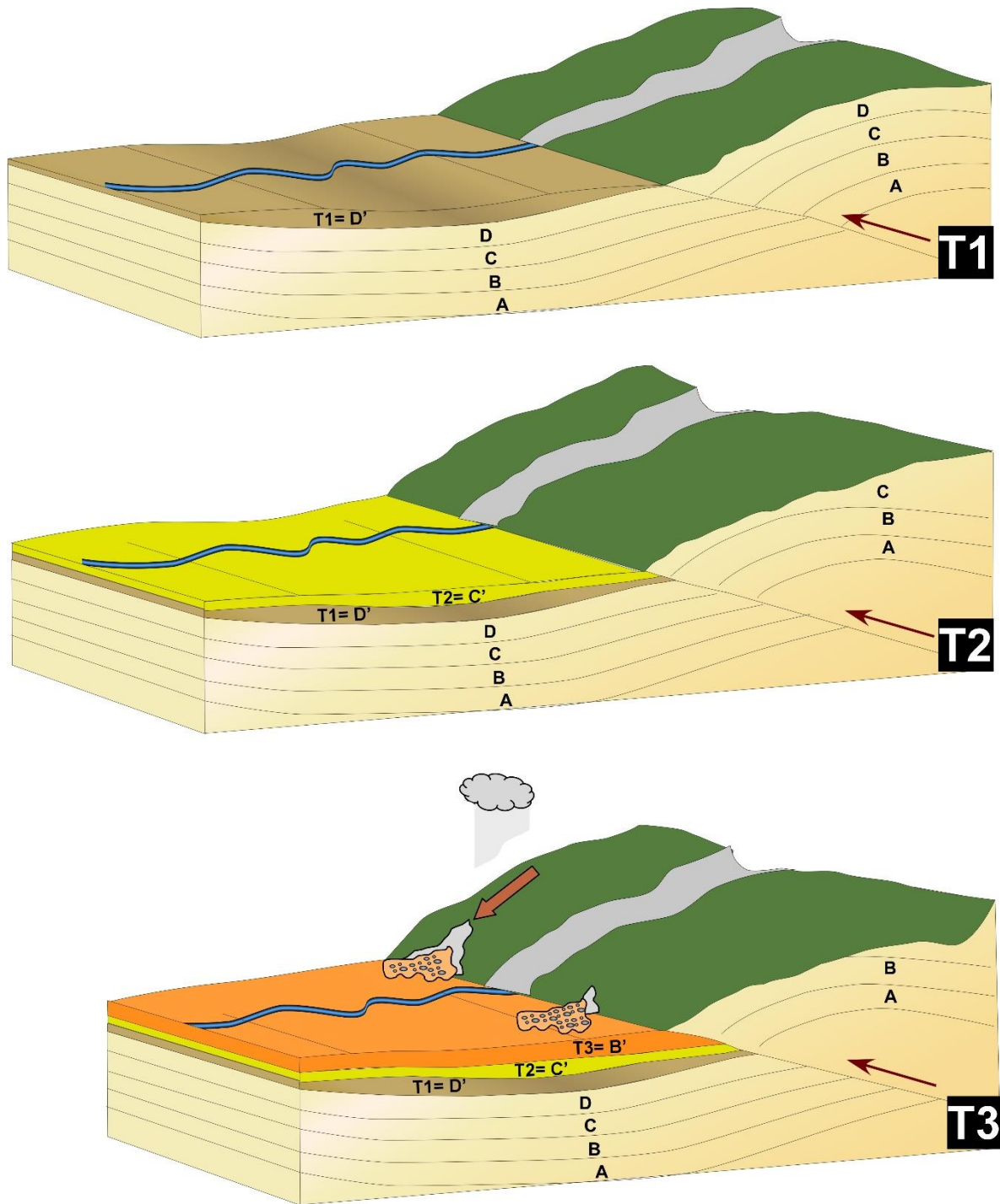
### 2.5. *Proveniência sedimentar da bacia de ante-país*

Os sedimentos derivados das cadeias orogênicas e cratôns adjacentes se acumulam nas bacias de ante-país desenvolvidas em resposta à carga tectônica causada por subducção, colisão continental e / ou acreção [Jordan, 1995; Decelles e Giles, 1996]. No caso dos sistemas orogênicos com fontes suficientes de sedimentos, variações espaciais e temporais podem fornecer informações importantes relacionadas com a cinemática da deformação, evolução do terreno e dispersão de sedimentos [Cawood e Nemchin, 2001; McLennan et al., 2001]. Em um preenchimento sedimentar sintectônico, a história de erosão das rochas mais resistentes do orógeno exumado é representado no registro sedimentar da bacia associada. A metodologia de proveniência sedimentar busca correlacionar a composição dos sedimentos deste registro com a área fonte.

A composição dos sedimentos que se acumulam em uma bacia de ante-país reflete a composição da fonte. A área fonte pode ser a faixa orogênica ou cratôn ou outro setor das margens ou do interior da bacia (Ex.: um paleoalto). A deposição destes sedimentos apresenta uma composição particular, que é evidência direta de que foram expostos ao intemperismo e erosão em algum lugar na possível área fonte. Para correlacionar os sedimentos da bacia de ante-país com a área fonte é importante conhecer a idade estratigráfica deste sedimento junto com a litologia, geocronologia, composição química e isotópica da potencial área fonte.

Durante uma orogenia, a erosão da cadeia de montanha à medida que evolui vai acumulando sedimentos na bacia adjacente. Estas bacias acumulam a composição da área fonte de forma inversa, sendo as unidades mais jovens as primeiras a serem erodidas e depositadas na bacia, assim se tem uma distribuição invertida da coluna estratigráfica em comparação com a área fonte que é chamada “normal unroofing sequence”. [Colombo, 1994]. (Figura 2.16). As rochas sedimentares passaram por diferentes processos de erosão e deposição e estão relacionadas a processos de intemperismo, diagênese, transporte e reciclagem de sedimentos. De fato, é importante fazer diferentes metodologias que complementam a interpretação em um modelo de proveniência sedimentar.





**Figura 2. 13** Modelo esquemático da sedimentação tipo “normal unroofing sequence” associado com o desenvolvimento de um orógeno. O tempo é representado pelo T1, T2 e T3 onde se tem diferentes estágios de deformação e deposição de sedimentos.

Nos últimos anos, a geocronologia U-Pb em zircão detrítico tornou-se uma das abordagens mais úteis para identificar fontes sedimentares das bacias e em alguns casos cronoestratigrafia [Gray e Zeitler de 1997, Decelles et al., 1998, 2004; Gehrels et al, 1999, 2000; DeGraaff Surpless et al, 2002; Dickinson e Gehrels, 2003; Amidon et al, 2005; Surpless et al, 2006]. Os zircões detríticos são altamente resistentes ao imterperismo químico e físico. Na proveniência, a idade de um único grão de zircão é interpretada como o tempo de cristalização de uma rocha. Um depósito sedimentar, provavelmente, contém vários componentes de múltiplos fontes cristalinas como resultado de múltiplos episódios magmáticos em uma localidade de justaposição tectônica de rochas de diferentes idades, misturado pela confluência de drenagem de múltiplas localidades e reciclagem de sedimentos antigos. Portanto, para caracterizar completamente todos os componentes de proveniência sedimentar, todas as idades dentro de uma população de zircões detríticos de uma amostra de arenito devem ser determinados e exibidos em um histograma [Gehrels et al., 2011]. Os estudos da geoquímica de sedimentos é particularmente apropriada no caso de sedimento de tamanho de partícula fina [siltito ou argila; McLennan et al, 1993]. Ele pode ajudar a controlar os processos sedimentares e composição da fonte a partir da composição geoquímica destes sedimentos. O uso de isótopos de Sm / Nd e  $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$  são particularmente úteis porque os sedimentos geralmente mantêm sua mesma assinatura isotópica de Nd-Sr ao longo dos processos de interperie, transporte, deposição e diagénese [De Paolo, 1981; Goldstein et al, 1984; Linn et al., 1992; Jones et al., 1994; Winter et al, 1997]

### ***2.5.1. Hipoteses de proveniência da Retrobacia de ante-país Andino Amazônia***

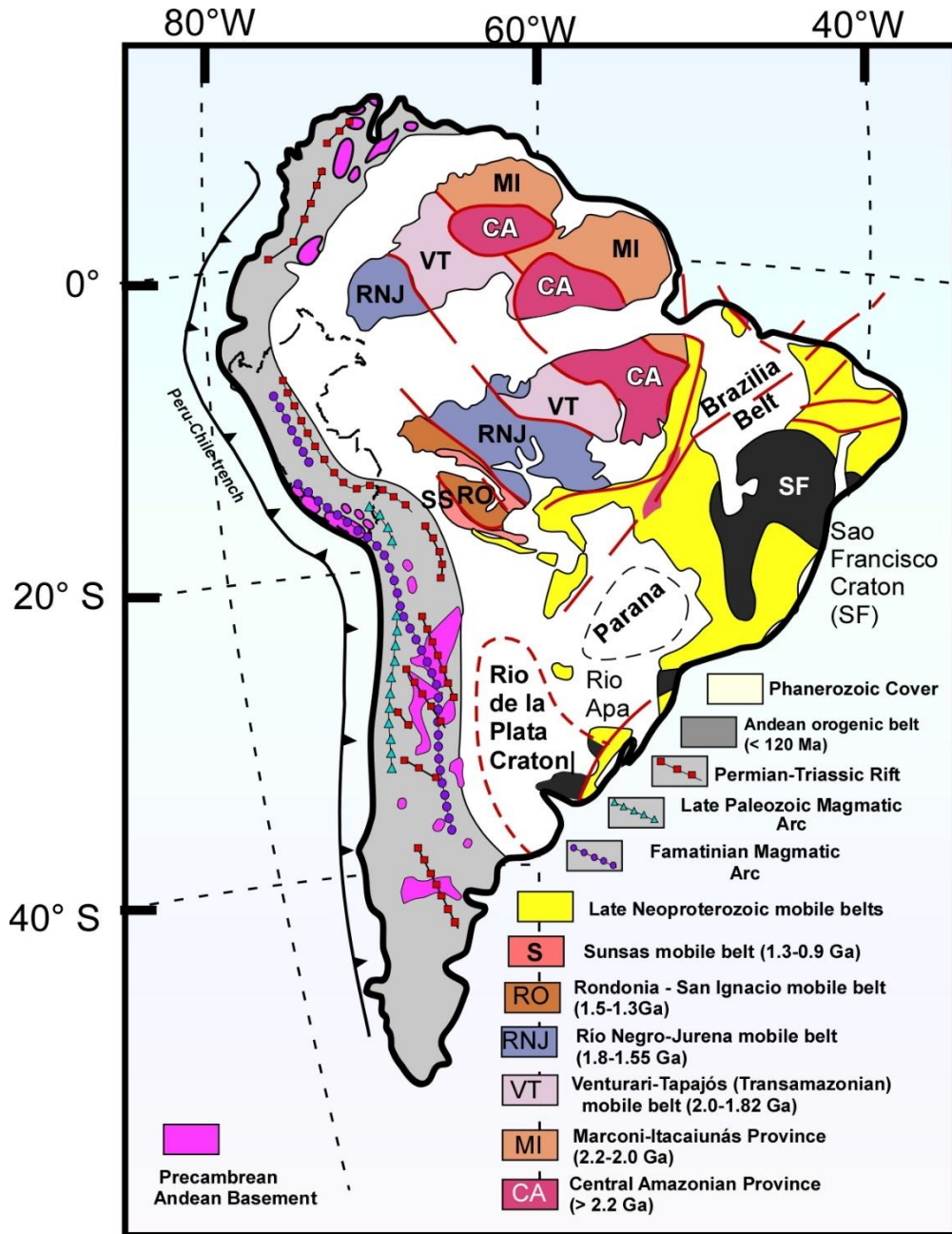
A Bacia Huallaga como parte do sistema da bacia de ante-país do norte da Amazônia tem limites estabelecidos. Para o Leste limita-se com o Cráton Amazônico e para Oeste com o segmento Norte da Cordilheira dos Andes Centrais. Contrastando histórias sobre a crosta continental cratônica, arco vulcânico-magmático andino e faixa dobrada poderíamos dizer que apresentam diferentes idades, litologias e composições químicas e isotópicas. Isso permite levantar suposições claras relacionadas ao preenchimento da retro-bacia de ante-país andino- amazônica. Aqui, descrevemos várias hipóteses específicas para as bacias formadas

entre os Andes e o Cráton Amazônico, ao norte da América do Sul. Neste estudo, cada hipótese enfatiza a análise U-Pb de zircão detrítico e relações isotópicas de Nd.

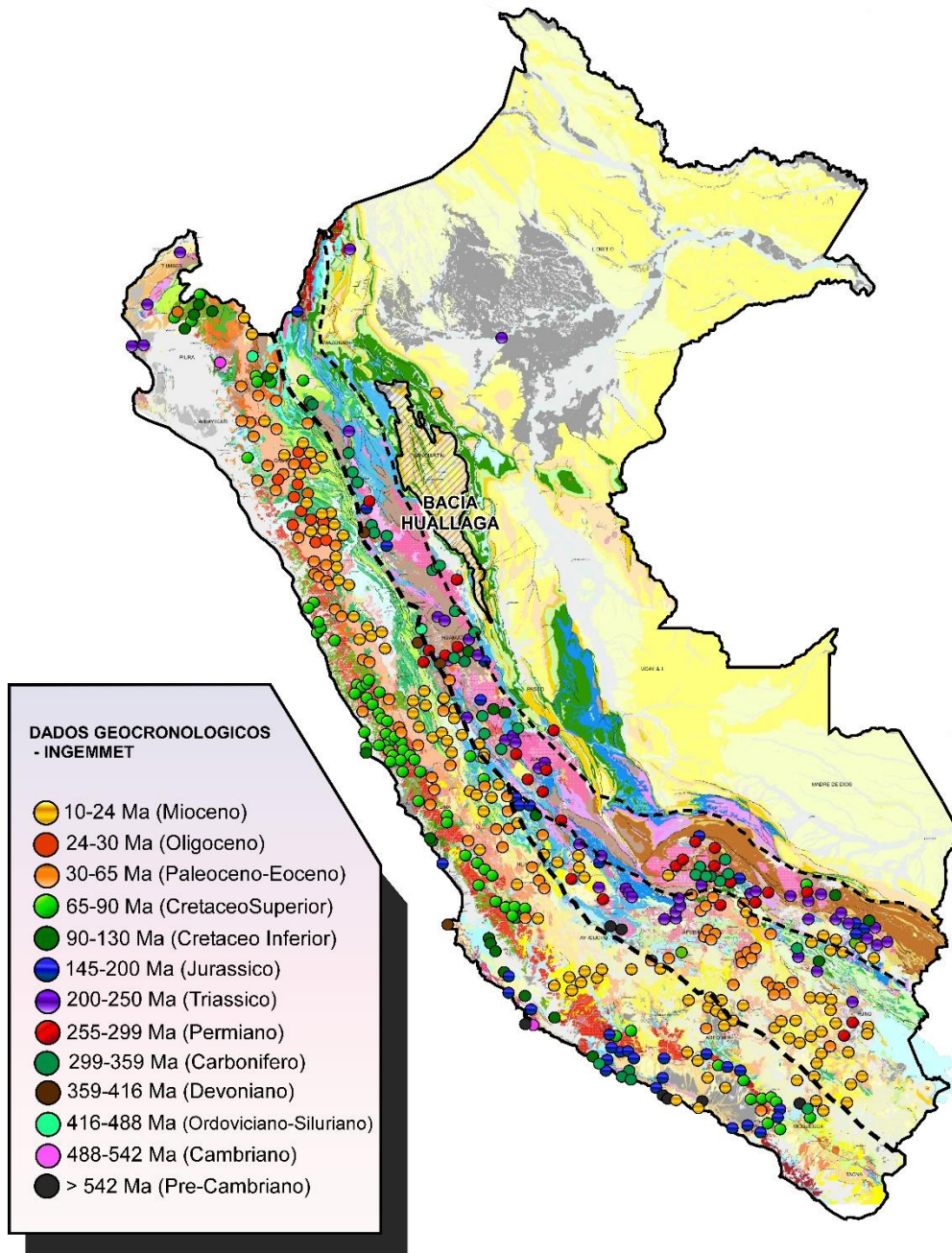
As fontes potenciais das rochas sedimentares estudadas incluem rochas pré-cambrianas do Craton Amazônico e rochas magmática e sedimentares fanerozóicas dos Andes Centrais Norte. Muitos estudos têm demonstrado que a composição isotópica de Nd dos sedimentos amazônicos pode ser utilizada para decifrar a fonte e reconstruir redes de paleodrenagens [por exemplo, Basu et al., 1990; Roddaz et al., 2005]. Sedimentos atuais dos rios das áreas cratônicas são caracterizados por uma composição isotópica de Nd com valores baixos  $\epsilon_{Nd}(0) < -15$  [Allègre et al., 1996, Bayon et al., 2015], enquanto o sedimento suspensão (SPM) de rio possui valores  $\epsilon_{Nd}(0) > -12,1$  [Viers et al., 2008]. Por exemplo dos rios que nascem das áreas dos Andes, os valores do SPM do rio Solimões têm  $\epsilon_{Nd}(0)$  (-8,9 a -9,9) eles ainda superam o rio Madeira (-10,8 a -12,1). Os sedimentos atuais do Delta do Amazonas têm valores  $\epsilon_{Nd}(0)$  entre -10,5 e -10,7 [Bayon et al., 2015]. Como Nd é um elemento de terra rara que não é fraccionado pelos processos sedimentares e pós-deposicionais [por exemplo, McLennan et al., 1993 e suas referências], estes resultados podem ser aplicados a sedimentos amazônicos anteriores. Com base nestes dados as rochas sedimentares derivadas das regiões do Craton têm valores  $\epsilon_{Nd}(0)$  entre -14,5 e -20 e as rochas derivadas dos Andes têm valores  $\epsilon_{Nd}(0) > -13,8$  [Figueiredo et al., 2009; Roddaz et al. 2005]. Na Colômbia, foi utilizado o valor limite de  $\epsilon_{Nd}(0)$  -12,7 para distinguir entre as rochas sedimentares derivados dos Andes e do cratôn [Nie et al., 2012].

Da mesma forma, as idades U-Pb zircão têm sido utilizados em estudos de proveniência de sedimentos amazônicos para decifrar as contribuições relativas das rochas de fonte andina e cratônica (Perez et al., 2016; Louterbach et al., no prelo) Os Andes e Craton Amazônico são caracterizados por apresentar terrenos de diferentes idades. O Craton Amazônico é caracterizado por idades U-Pb em zircão detrítico do Pré-cambriano ( $> 600$  Ma, principalmente a idade de Greenville e outras idades pré-cambriana de  $> 2200$ , 2200-2000, 2000-1820, 1820-1540, 1540-1300, 1300-900 Ma) [Priem et al., 1989; Teixeira et al., 1989; Goldstein et al., 1997; Restrepo-Pace et al., 1997; Cordani et al., 2000; Chew et al., 2007; Horton et al., 2010; Nie et al., 2012]. (Figura 2.17)





**Figura 2. 14** Mapa de America do Sul ilustrando as principais províncias orogênicas (modificado de Restrepo-Pace et al., 1997; Ramos, 2000; Tassinari et al., 2000; Loewy et al., 2004; Bahlburg et al., 2006; Chew et al., 2007; Rino Et al., 2008; Santos et al., 2008, Bahlburg et al., 2011, Spikings et al., 2016).

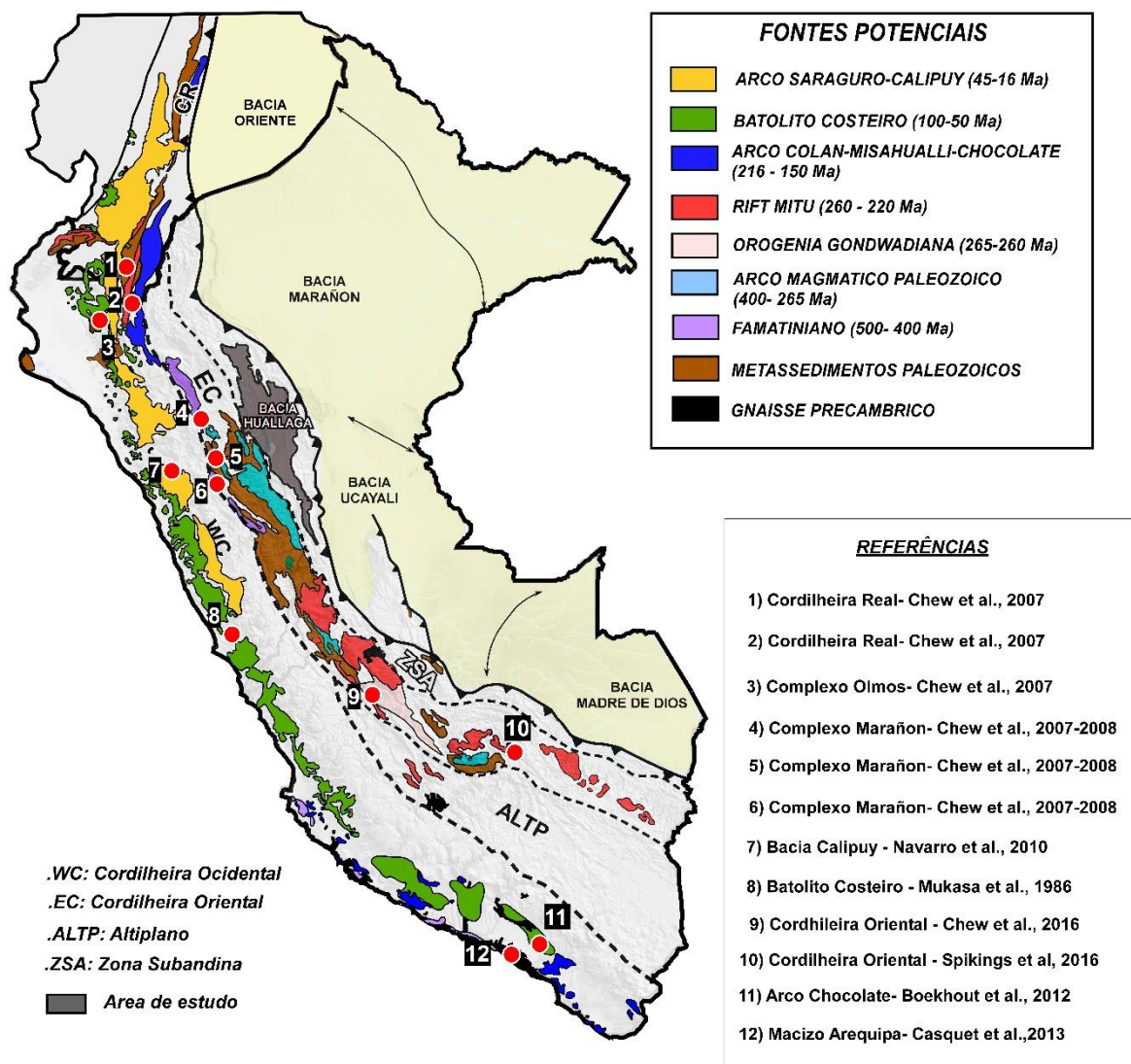


*Figura 2. 15 Mapa Geológico do Perú (1:1000000) ilustrando o controle das idades geocronológicas obtidas do site GEOCATMIN do Servicio Geológico do Perú (INGEMMET).*

Os Andes Centrais, são caracterizados por idades U-Pb em zircão detritico do Fanerozoico (<550 Ma, principalmente de idade Mesozóico-Cenozoico) [Martin-Gambojav y Winkler, 2008; DeCelles et al., 2011; Horton et al., 2015, 2016; Spikings et al., 2016], com a exceção de outros terrenos Pre-cambrianos junto com terrenos de metassedimentos com idades do Neoproterozoico (Complexo Marañon) que chegou a desenvolver-se na Cordilheira Oriental do Perú (Chew et al., 2007). Os dados geocronológicos do portal GEOCATMIN do Serviço Geológico do Perú (INGEMMET) contêm as idades U-Pb, Ar-Ar, K-Ar obtidas no território peruano. Estes dados são representados graficamente na Figura 2.18 foram definidas áreas representativas de acordo com a escala de tempo geológico e complementado com os histogramas de dados U-Pb de alguns autores (Chew et al., 2007-2008). Pode-se observar que cada área está localizada em um dos segmentos que compõem a Cordilheira dos Andes Centrais (Cordilheira Oriental e Ocidental) (Figura 2.19). Para o segmento da Cordilheira Ocidental, é possível observar as áreas que representam as idades do intervalo Pré-cambriano até Cenozóico. Para o Sul da Cordilheira Ocidental, se tem a presença de rochas metamórficas de idade Pré-cambriano correspondente ao embasamento andino associado com intrusões do Paleozóico chamado Macizo de Arequipa [Wasteneys et al, 1995; Loewy et al, 2004; Casquet et al., 2010]. Esta estrutura é adjacente à sucessão de lavas vulcânicas, brechas piroclásticas e sedimentos vulcânicos de composição basalto-riolítica com idade Triássico- Jurássico (216- 132 Ma) chamado Arco Chocolate [Boekhout et al., 2012] (Figura 2.19). Ao Norte estende-se um longo segmento de plutons com idade Cretáceo-Paleógeno (102-37 Ma) Chamado Batólito Costeiro [Mukasa et al., 1986, Litty et al., 2017]. Ao Norte da Cordilheira Ocidental é reconhecida a presença de depósitos vulcânicos de idade Cenozóica (40-10 Ma) associado com o desenvolvimento de Arco Calipuy [Navarro et al, 2010; Pajuelo et al, 2015]. Este arco vulcânico se prolonga para a Cordillera Ocidental do Equador gerando depósitos vulcânicos e sendo fonte dos sedimentos do Cenozoico da bacia Oriente [Hungerbühler et al, 2002; Gombojav e Winkler, 2008] (Figura 2.19).

O segmento que corresponde à Cordilheira Oriental é composto de áreas que representam as idades Mesozóico, Paleozóico e Pré-cambriano (Figura 2.19). O embasamento andino está composto de rochas metamórficas e metassedimentos do chamado Complexo Marañon. Esta unidade é caracterizada por apresentar principalmente idades do Famatiniano (500-400 Ma), idades do Brasileiro (700-500 Ma) e idades do Greenville- Sunsas (1300-900 Ma) [Chew et

al., 2007-2008]. Ao Sul do Complexo Marañon foram reconhecidas idades U-Pb de 315-260 Ma associados com eventos magmáticos e metamórficos relacionados com a fase Gondwadiana [Chew et al., 2016]. Estas rochas metamórficas estão sobrepostas por níveis de rochas vulcânicas e sedimentos composto por lavas do tipo andesítico-basáltico do chamado Grupo Mitu relacionado com o desenvolvimento do rifting continental [Reitsma et al., 2010]. O Rift Mitu estende-se ao longo do segmento da Cordilheira Oriental e apresenta idades entre 240-217 Ma [Spikings et al., 2016].



**Figura 2. 16** Mapa do Perú e Equador ilustrando as principais áreas fonte por período de tempo do segmento dos Andes Centrais gerado dos trabalhos de (Mukasa et al., 1986; Chew et al., 2007-2008-2016; Navarro et al., 2010; Boekhout et al., 2012; Casquet et al., 2013) junto com os dados recopilados pelo INGEMMET.

## ***CAPÍTULO 3***

### ***3. AMOSTRAGEM E MÉTODOS***

#### ***3.1. Controle de amostragem***

##### ***3.1.1. Estrategia de Amostragem***

Foi feito o trabalho de campo com o objetivo de coletar amostras e adquirir dados das rochas sedimentares do intervalo Triássico-Neógeno da Bacia de Huallaga. Foram feitas 5 transectas de campo ao longo da Rodovia Fernando Belaunde Terry (região San Martin) (Figura 3.1 e 3.2):

- ❖ Tabalosos-Pacaysapa (A)
- ❖ Tarapoto-Shanusi (B)
- ❖ Chazuta-Shapaja-Juan Guerra (B)
- ❖ Juan Guerra – Picota (C)
- ❖ Bellavista – Juanjui (D)

Os resultados do trabalho de campo permitem a obtenção de dados relacionados com: levantamento de colunas estratigráficas e aquisição de amostras para a análise de proveniência.



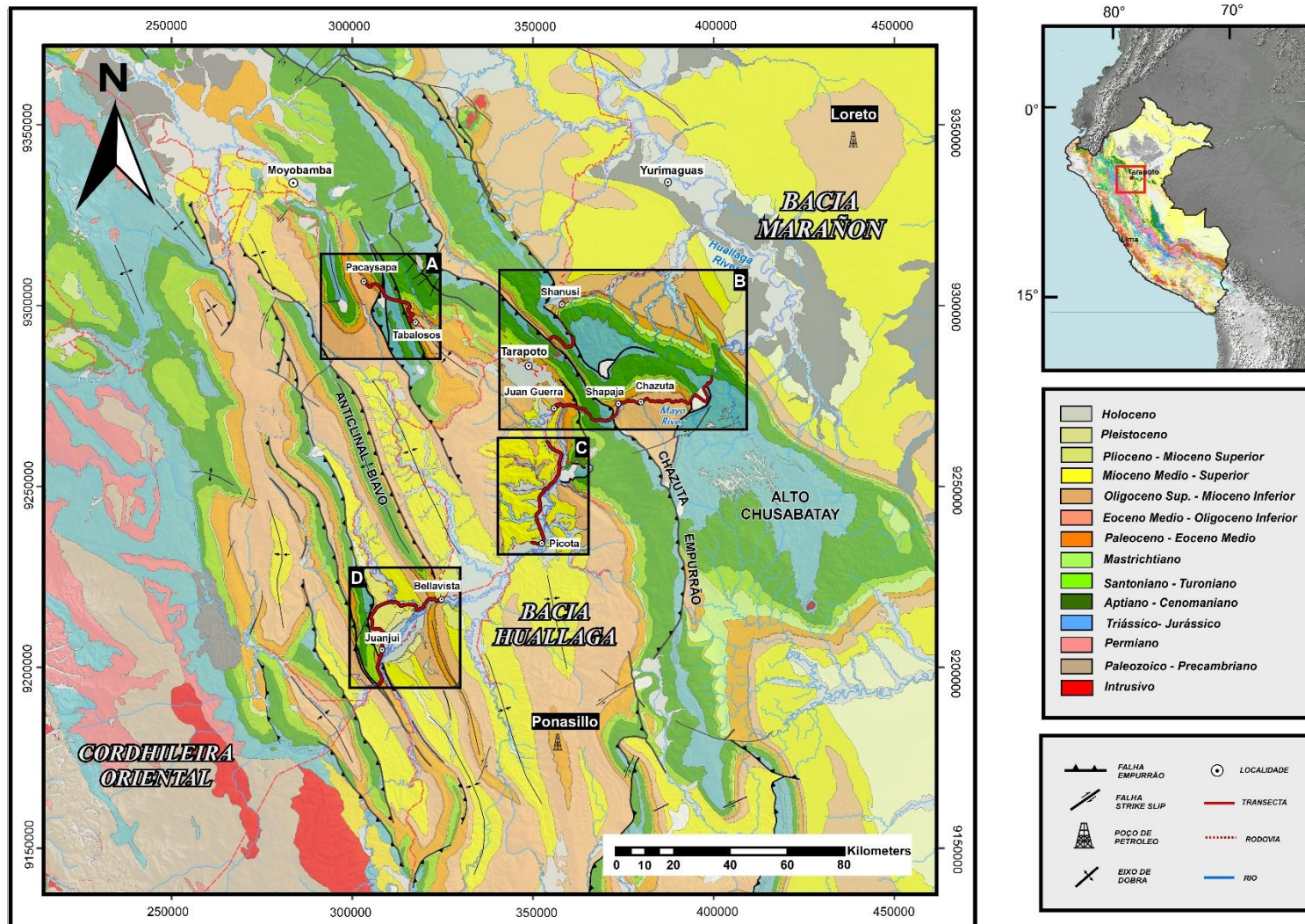
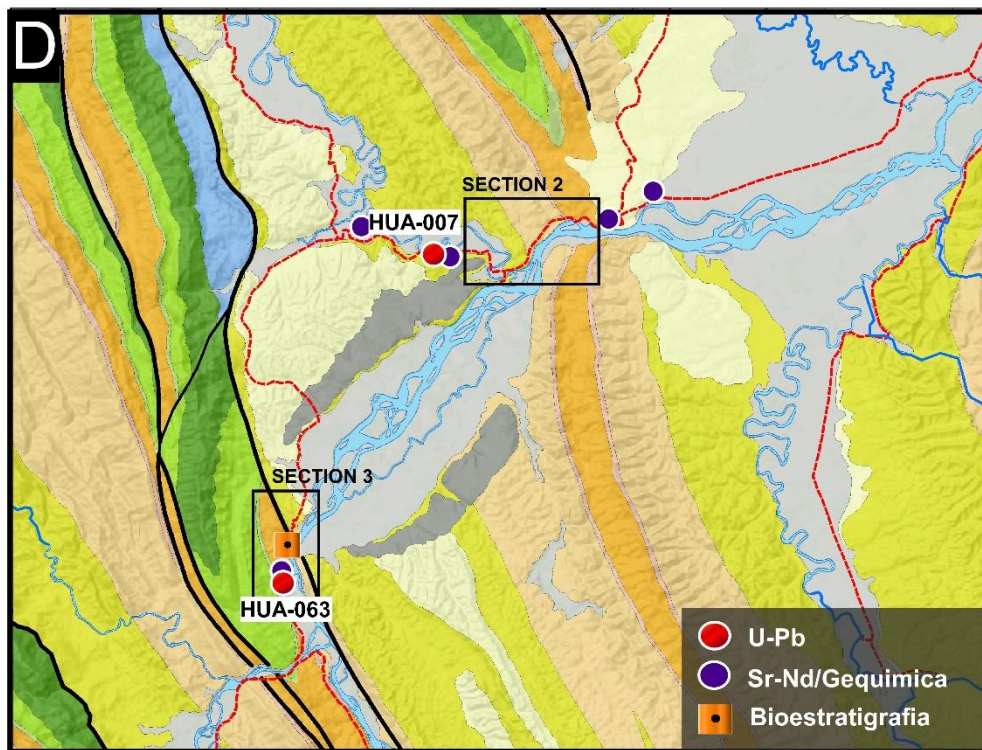
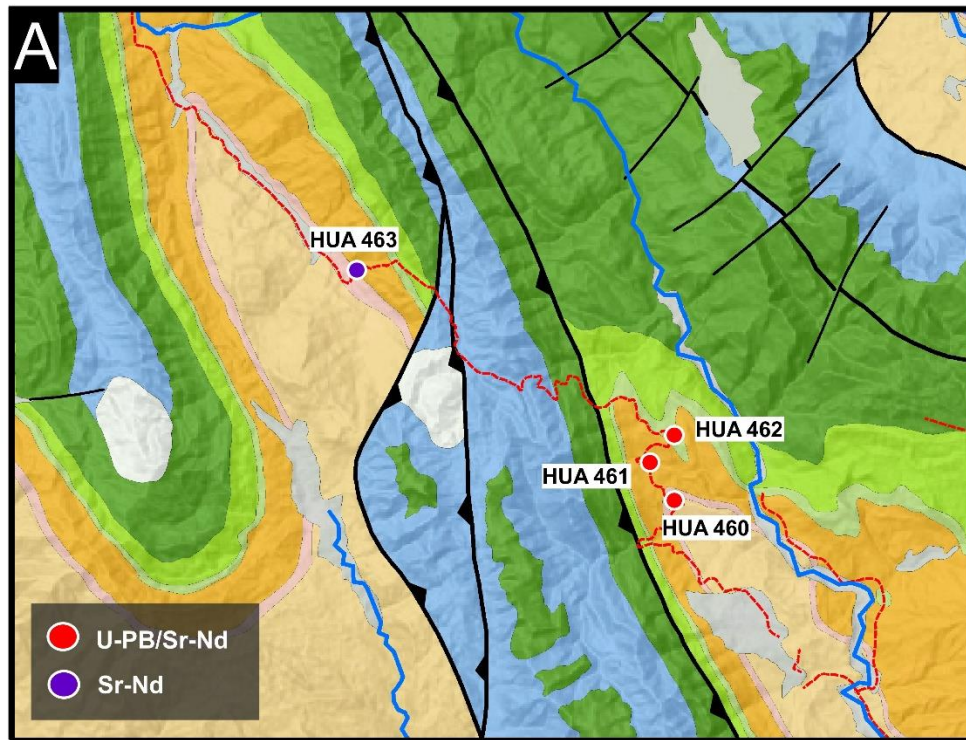
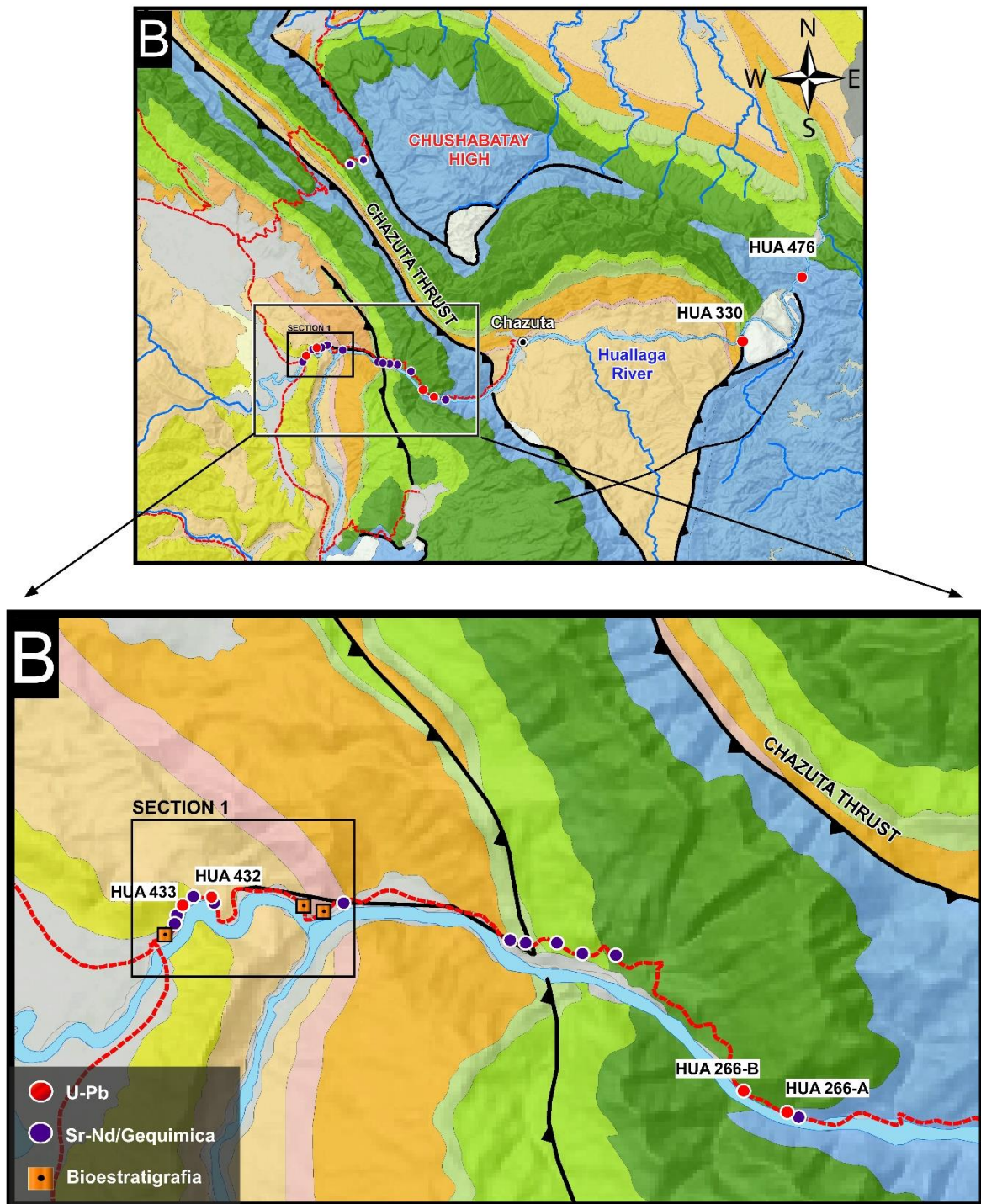


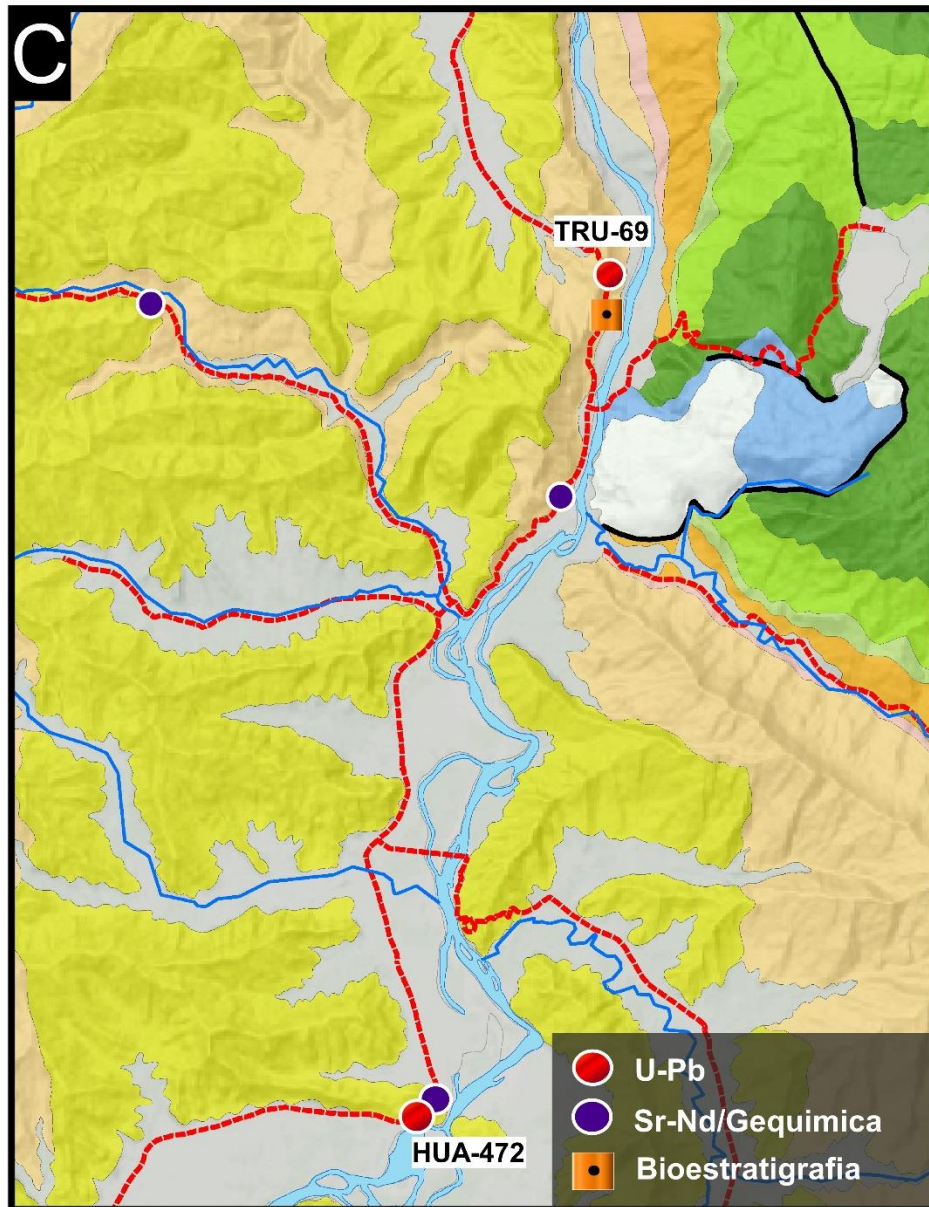
Figure 3. 1 Mapa geológico da área de estudo (1:100000) ilustrando as secões de trabalho junto com a localização dos poços de petróleo adjacentes Pomasillo 1-X e Loreto 1-X.











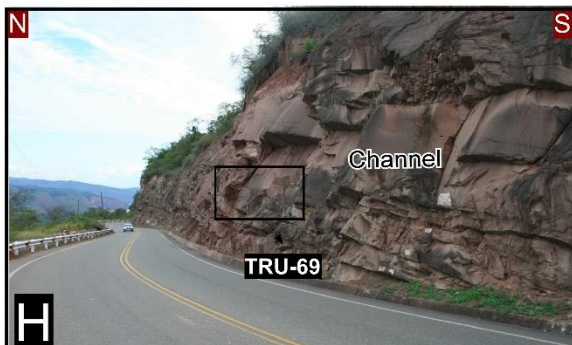
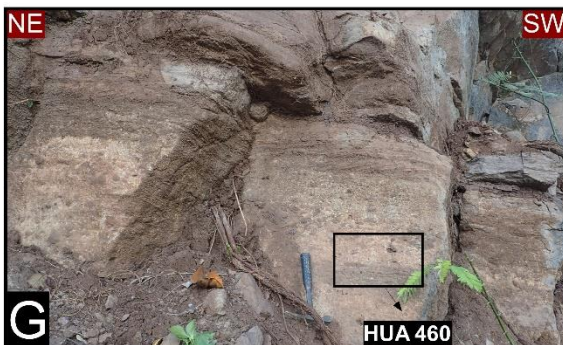
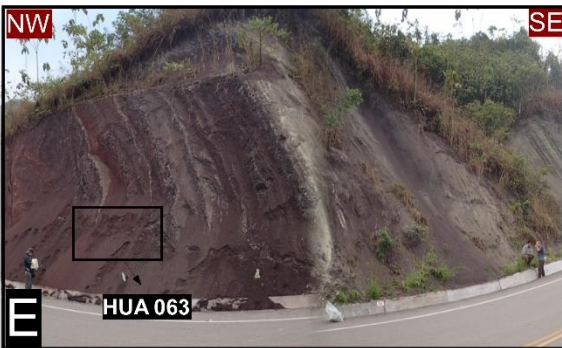
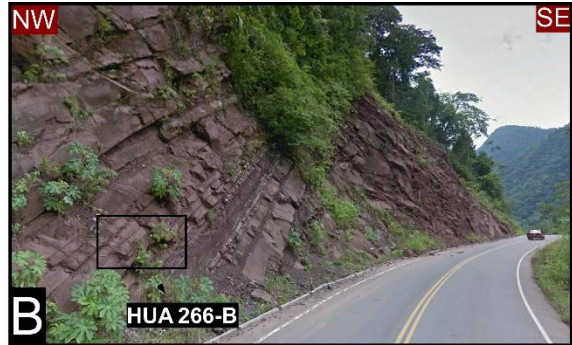
**Figure 3. 2** Mapa geológico das diferentes seções de trabalho onde foram coletadas as amostras. A: Tabalosos-Pacaysapa; B: Tarapoto-Shanusi, Chazuta-Shapaja-Juan Guerra C: Juan Guerra – Picota e D: Bellavista – Juanjui

### **3.1.2. Localização e Coleta de Amostras**

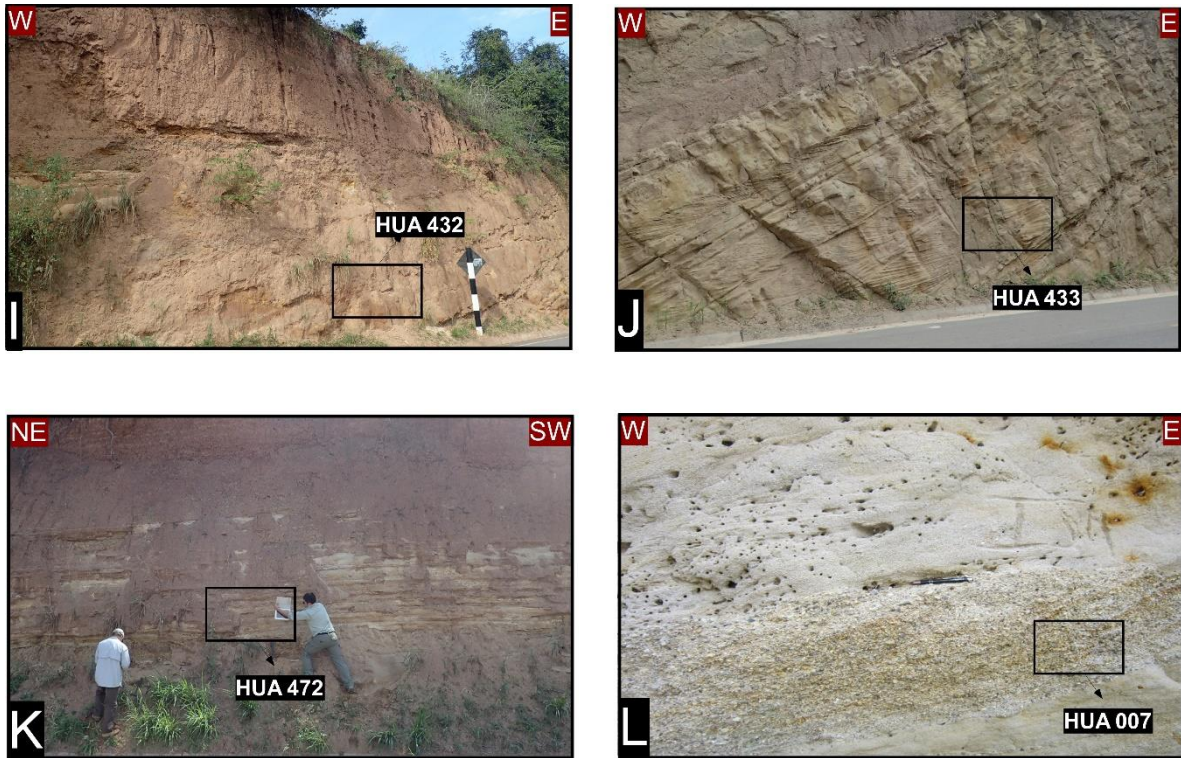
As amostras foram coletadas no intervalo sedimentar Triássico-Neógeno, aflorante ao longo das transectas e representados na Tabela 3.1 (anexos), Figura 3.2 e Figura 3.6. De acordo com os métodos de análise, as amostras foram obtidas como segue:

- Análise de U-Pb em zircão detrítico, foram obtidas 12 amostras de arenitos pesando 9 a 14 Kg por amostra (localização de amostras na Figura 3.6 e fotos na Figura 3.3).
- Análise de Sr-Nd, foram obtidas 32 amostras rochas sedimentares finas com um peso aproximado de 500 gr a 1 Kg por amostra (localização de amostras na Figura 3.6).
- As colecta de amostras foram complementadas com datações bioestratigráficas feitas por CORELAB (2012) nos poços de Loreto 1-X e Ponasillo 1-X principalmente do intervalo Cretáceo-Triassico. As datações bioestratigráficas obtidas do trabalho dos Paleontólogos da Universidade de Montpellier (2016) foram feitas do intervalo Cenozoico.









**Figure 3.3** Fotografias dos afloramentos onde foram coletadas as amostras de U-Pb. A= Formação Nia Inferior (Jurássico – Triássico), B= Formação Sarayaquillo (Jurássico), C= Formação Cushabatay (Albiano), D= Formação Vivian (Mastrichtiano), E= Formação Yahuarango (Paleoceno), F-G= Formação Yahuarango (Paleoceno – Eoceno?), H-I= Formação Chambira (Oligoceno-Mioceno), J-K-L= Formação Ipururo (Mioceno). As localizações das amostras ficam nos mapas geológicos (Figura 3.2) e coluna estratigráfica generalizada (Figura 3.6).

## 3.2. *Metodologia*

### 3.2.1. *Controle Bioestratigráfico*

O controle bioestratigráfico está baseado na recompilação da informação obtida dos relatórios apresentado por INGEMMET (1997) e CORELAB (2012). Os dados de INGEMMET pertencem a informação bioestratigráfica de superfície recompilada para o BOLETIN N°94 (Sanchez et al., 1997). O controle bioestratigráfico feito por CORELAB foi efetuado nos poços LORETO 1-X y PONASILLO 1-X localizados dentro da área de estudo (Figura 3.1). Os dados recompilados foram complementados com novos dados obtidos por Pierre Olivier Antoine (Universidade de Montpellier) no intervalo Paleógeno-Neógeno localizados dentro das transectas desenvolvidas (Figura 3.2) e representado na coluna estratigráfica generalizada (Figura 3.6).

### 3.2.2. *U-Pb via LA-ICP-MS em zircão detrítico*

As amostras coletadas são localizadas na coluna estratigráfica generalizada (Figura 3.6), foram analisadas no Laboratório de Geocronologia da UNB. A separação de concentrados de zircão foi realizada conforme o procedimento padrão do laboratório, no qual a amostra é reduzida e extraída a fração inferior a 500  $\mu\text{m}$ . A partir do material recolhido são concentrados é passado pelo separador isodinâmico Frantz e finalmente o zircão são separados em lupa binocular. Para a confecção dos montagens não foi realizado nenhum processo de seleção dos zircões, visando uma amostragem randômica das populações existentes nas rochas sedimentares. Os montagens foram confeccionados com resina epóxi (a frio), desgastados e polidos para exposição do interior dos grãos.

As determinações realizadas no LAM-ICP-MS seguiram o procedimento apresentado por Buhn et al (2008). As análises isotópicas foram realizadas no LAM-MC-ICP-MS Neptune (Thermo-Finnigan) acoplado ao Nd-YAG (= 213

mn) Laser Ablation System (New Wave Research, USA). A ablação dos grãos foi realizada em spots de 25-40  $\mu\text{m}$ , em modo raster, com frequência de 9-13 Hz e intensidade de 0.19 a 1.02 J/cm<sup>2</sup>. O material pulverizado foi carregado por um fluxo de He (~0.40 L/min) e Ar (~0.90 L/min). Em todas as análises foi utilizado o padrão internacional GJ-1 para a correção da deriva do equipamento, assim como o fracionamento entre isótopos de U e Pb.

Os dados foram adquiridos em 40 ciclos de 1 segundo. O procedimento de coleta de dados seguiu a sequência de leitura: 1 branco, 1 padrão, 7 amostras, 1 branco e 1 padrão. Em cada leitura são determinadas as intensidades das massas <sup>202</sup>Hg, <sup>204</sup>(Pb+Hg), <sup>206</sup>Pb, <sup>207</sup>Pb, <sup>208</sup>Pb e <sup>238</sup>U. A redução dos dados brutos, que inclui as correções para branco, deriva do equipamento e Pb comum, foram realizadas em planilla EXCEL, (Chronus feito por Felipe Valença) confeccionada no próprio laboratório. As incertezas associadas as razões apresentadas nas tabelas são de 1 $\sigma$ , em porcentagem. As idades foram calculadas utilizando o Chronus e os histogramas foram feitos usando o ISOPLOT 4.1.

### 3.2.3. Método Sm-Nd

As análises isotópicas de Sm-Nd seguiram o método descrito por Gioia & Pimentel (2000). Neste procedimento cerca de 50 mg de amostra pulverizada é misturada 3.2 a uma solução traçadora de <sup>149</sup>Sm e <sup>150</sup>Nd. A amostra é dissolvida em cápsulas de Savillex por meio de sucessivos ataques ácidos em HF, HNO<sub>3</sub> e HCl. Os conteúdos de Sm e Nd são extraídos através de colunas de trocas catiônicas, confeccionadas em Teflon e preenchidas com resina LN-Spec. Os sais de Sm e Nd são depositados em filamentos de rênio com ácido nítrico e evaporados. As leituras das razões foram realizadas no espectrômetro de massas multicolector, modelo Finnigan MAT 262 em modo estático. As incertezas para as razões de Sm/Nd e <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd são inferiores a +- 0.5% (2 $\sigma$ ) e +- 0.005% (2 $\sigma$ ), respectivamente, baseados em repetidas análises nos padrões internacionais BHVO-1 e BCR-1. A razão <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd foi normalizada em função da razão <sup>146</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd de 0,7219.

#### **3.2.4. Método $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$**

Para a determinação da razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  foi seguido procedimento apresentado por Gioia et al. (1999), no qual cerca de 50 mg de rocha total pulverizada é pesada e adicionado 1 ml de ácido acético (0,5 N). Este material é centrifugado e o sobrenadante evaporado. O resíduo é dissolvido em 1 ml de HCl (6N) e a solução passa por coluna de troca catiônica para a extração do Sr. A coluna é preenchida pela resina Sr-spec (Dt Bu CH18-C6 em 1-octanol). O sal de Sr é depositado em filamento e as leituras realizadas em processo idêntico ao método Sm-Nd, descrito acima.

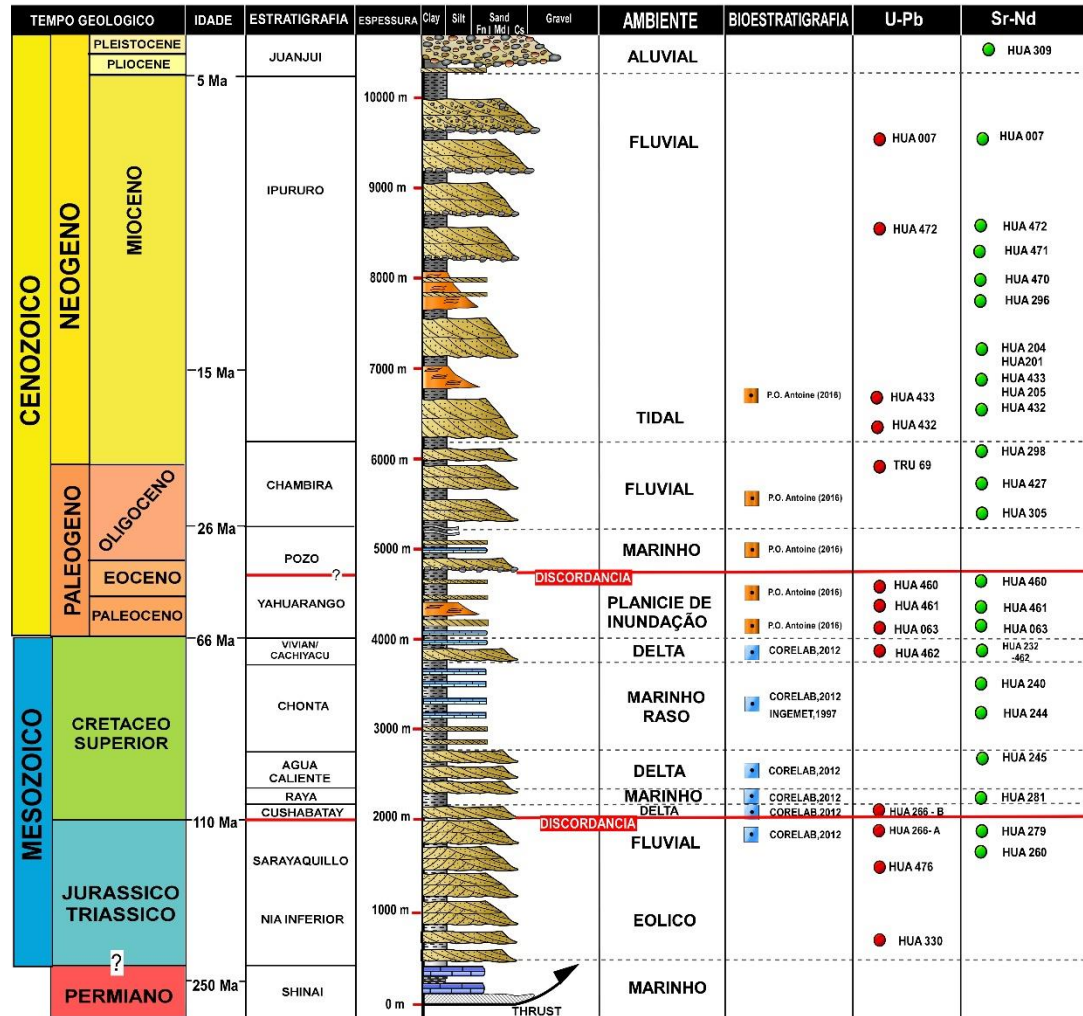


Figure 3. 4 Coluna estatigráfica composta com o controle de amostragem



# CAPÍTULO 4

## 4. RESULTADOS

### 4.1. *Cronoestratigrafia- novos dados bioestratigráficos*

O controle bioestratigráfico foi bem estudado por CORELAB nos poços adjacentes (Loreto 1-X y Ponasillo 1-X) para o intervalo Triássico- Cretáceo (Tabela 4.1). Novos estudos feitos por Pierre Olivier Antoine (Universidad de Montpellier) nas rochas sedimentares que compõem o intervalo Paleoceno-Mioceno ajudam a obter a idade estratigráfica das amostras estudadas para proveniência a partir da identificação de microfósseis e macrofósseis (Tabela 4.1). Este estudo foi feito nas transectas mencionadas na Figura 3.2 e localizado na coluna estratigráfica generalizada (Figura 3.6). Para o transecto de Juanjui (Figura 3.2 e Figura A-3) foram adquiridas amostras de fósseis do intervalo Paleoceno-Eoceno, que corresponde à Formação Yahuarango no qual foi recolhida também a amostra de U-Pb “HUA-063”. Este intervalo foi reconhecido como a "Zona de Sphaerochara", tal como foi definido nos Andes peruanos e Amazônia (Contamana), o desenvolvimento da biozona representa uma idade do Daniano – Paleoceno Inferior (Antoine et al., 2016; Jaillard et al., 1994). Neste segmento a co-ocorrência de “*Grambastichara*” *subcylindrica* (Paleoceno-Eocene Inferior; Mourier et al., 1988), *Sphaerochara inconspicua* (Cretáceo-Paleoceno; Feist & Brouwers, 1990), *Sphaerochara huaruensis* (Paleoceno-Eoceno Inferior; Mourier et al., 1988), *Brevichara* sp? e *Platychara* cf. *perlata*? (Paleoceno; Louterbach et al., 2014) com várias outras espécies de *Sphaerochara* (Paleoceno Inferior), permitem apoiar esta hipótese (Tabela 4.1).

Na transecta de Chazuta- Shapaja (Figura 3.2 e Figura A-1) foram reconhecidos os membros que compõem a Formação Pozo. A base desta unidade corresponde às barras de arenitos intercaladas com níveis de folhelho e siltito que representam um

ambiente fluvial e é chamado de Membro Pozo Sand. Para o topo muda para facies de folhelhos junto com níveis de carbonatos chamado de Membro Pozo Shale.

Este intervalo foi determinado como ambiente estuarino – marinho raso de idade Oligoceno Inferior- Eoceno Superior. Foi reconhecida a ocorrência de Rodenta Caviomorpha, Actinopterygii, Chondrichthyes, Eusuchia, Pyrotheria y Osteichthyes. Estas mesmas espécies foram reconhecidas em Contamana (Antoine et al., 2016) e representam um ambiente marinho raso que dominava esta parte da Amazônia. Este evento marinho está relacionado com a transgressão do “Mar de Pozo” e corresponde a um período de descarga orogênica onde o tectonismo era mínimo (Hermoza et al., 2004; Roddaz et al., 2010).

Neste mesmo segmento os níveis superiores correspondem a um aumento das camadas de arenitos de ambiente de maré. A altura das amostras de U-Pb HUA 433 e HUA 432 (Figura 3.6 e Figura A-1) foi identificado a ocorrência de dentes *Purussaurus* representando uma idade Mioceno Médio a Superior e à transição de sedimentos das formações Ipururo e Chambira. No transecto Juan Guerra – Picota corresponde ao segmento de Abra de Machungo onde se reconhece a presença de grandes canais fluviais que são intercalados por níveis de paleossolos que em alguns casos contêm grandes quantidades de gipsita e é chamado Formação Chambira. Nestes canais foi obtido amostra U-Pb TRU-69 (Eude, 2014) e nos níveis de paleossolo foi identificados resíduos de mamíferos do tipo *Notoungulate* e *Astrapothera* que fizeram parte da fauna no Oligoceno (Figura A-4 e Tabela 4.1).

**Tabela 4.1** Dados bioestratigráficos coletados dos trabalhos de CORELAB (1), INGEMMET (2) e os novos dados coletados de P. O. Antoine (U. Montpellier) (3).

UNIDADE ESTRATIGRAFICA	PALYNOLOGIA	MICROFOSSIL	MACROFOSSIL	DESCRIÇÃO	IDADE	PALEOAMBIENTE	
Formação Sarayaquillo	x x x			Classopollis classoides (Late Trias.- Ely. Cret.) Dicheiropollis etruscus Callialasporites trilobatus	Triassico Superior- Jurassico Superior	Foodplain-Fluviai	1
Formação Cushabatay	x x x			Corollina classoides (Late Trias.-Ely. Cret.) Dicheiropollis etruscus (Valanginian) Stellatopollis boghoormi (Middle Albian)	Albiano Medio	Transitional/braid delta	1
Formação Raya	x x x x x x x x x			Elaterocolpites pentharetus Steevesipollenites dayani Elaterosporites klaszii Elaterosporites verrucatus Steevesipollenites alatiformis Stellatopollis barghoormii Elaterosporites protensus (Late Aptian - Late Albian) Gemmatriletes clavatus Elaterosporites pentapsis Elaterosporites galeocornea	Albiano Medio a Superior	Marino Raso	1
Formação Agua Caliente	x x x x			Ephidripites-Elatero flora. Indicates arid climate from Peru, across Brazil to Africa in Albian-Cenomanian. Gnetaceapollenites diversus Elaterosporites pseudoklaszii Steevesipollenites binodosus Elaterocolpites castellaini	Cenomaniano Medio a Superior	Transitional/braid delta	1
Formação Chonta			x	AMMONITE Tissotia singewaldi KNECHTEL/ Coniacian	Coniaciano Turoniano	Marino Raso	2
			x	AMMONITE Tissotia steinmanni LISSON/ Coniacian			
			x	AMMONITE Coelopoceras sp/ Turonian-Coniacian			
			x	BIVALVO Ostrea nicaisae coq./ Coniacian			
			x	BIVALVO Ostrea, Nucula Turritella			
			x	BIVALVO Cardun sp.			
			x	GASTROPODOS Tylostoma cf T. aequiaxis COQ./ Coniacian to Turonian			
			x	GASTROPODOS Fasciolaria bleichert COQ./ Coniacian to Turonian			
	x			Incapollis enricii, Cupaneidites reticularis, Tricolpites giganteus			1
	x			Psilabrevitricolpites fidelii, Syncolpites chontae, Oligosphaeridium pulcherrimum			
	x			Droseridites senonicus, Cretacaiporites muelleri/ Santonian	Santoniano		
Formação Vivian	x x			Butinia andreewii Ariadnaesporites spinosus	Mastrichtiano	Delta-estuarina a Marino Raso	1
Formação Cachiyacu	x x			Haplophragmoides ponasilloensis & Ammobaculites	Mastrichtiano Superior	Marino Raso	1
Formação Yahuarango		x x x x x x		"Grambastichara" subcilindrica , Sphaerochara inconspicua. Sphaerochara huarensis Brevichara sp? Porochara gidemeisteri Rabdochara rollyi & Tectochara cilindrata	Paleoceno Eoceno Inferior	Estuarino a Foodplain	3
Formação Pozo		x x x x x x		Rodentia Caviomorpha Actinopterygii Characiformes Chondrichthyes Myliobatiformes Eusuchia Gavialoidea Potamotrygonid selachians Dipnoans Pyrotheria	Eoceno Superior Oligoceno Inferior	Marino Raso	3
Formação Chambira			x	Notoungulate/astropothere	Oligoceno Superior	Fluviai	3
Formação Ipururo			x	Purussaurus tooth	Mioceno Medio a Superior	Estuarino a Fluviai	3

1 CORELAB      2 INGEMMET      3 P.O. ANTOINE (U. MONTPELLIER)

#### 4.2. *U-Pb* *vía* *LA-ICP-MS* *em* *zircão* *destruído*

As amostras de U-Pb estão localizadas na coluna estratigráfica generalizada e as idades de zircão foram representadas em porcentagens. Os intervalos das idades correspondem à províncias tectônicas conhecidas no Cátron Amazonico e regiões adjacentes sendo representados no histograma generalizado (Figura 4.3) e na Tabela 4.2 (modificado de Restrepo-Pace et al., 1997; Ramos, 2000; Tassinari et al., 2000; Loewy et al., 2004; Bahlburg et al., 2006; Chew et al., 2007; Rino et al., 2008; Santos et al., 2008; Reimann et al., 2010). O intervalo Triássico-Jurássico não apresenta idades de zircões menores que 260 Ma. Os picos principais ocorrem entre 0.9 -1.3 Ga (30%), 0.5-0.7 Ga (27 %) y > 2.2 Ga (16 %) juntamente com picos menores entre 1.3-1.54 (7 %), 1.9-2.2 (6%), 0.7-0.9 (5%), 0.26-0.4 (5%), 1.54-1.82 (4%), 1.82-1.9 (2%), 0.4-0.5 (2%) y 0.22-0.26 (1%). O intervalo Cretáceo (Albiano –Mastrichtiano), não apresenta idades de zircões menores que 253 Ma. Os picos principais ocorrem entre 0.9 -1.3 Ga (26%), 1.54-1.82 (24%), 1.3-1.54 (15 %), 1.82-1.9 (10%) y 1.9-2.2 (9%) juntamente com picos menores entre 0.5-0.7 Ga (5 %), 0.7-0.9 (3%), > 2.2 (3%), 0.4-0.5 (2%), 0.26-0.4 (2%) y 0.22-0.26 (1%).

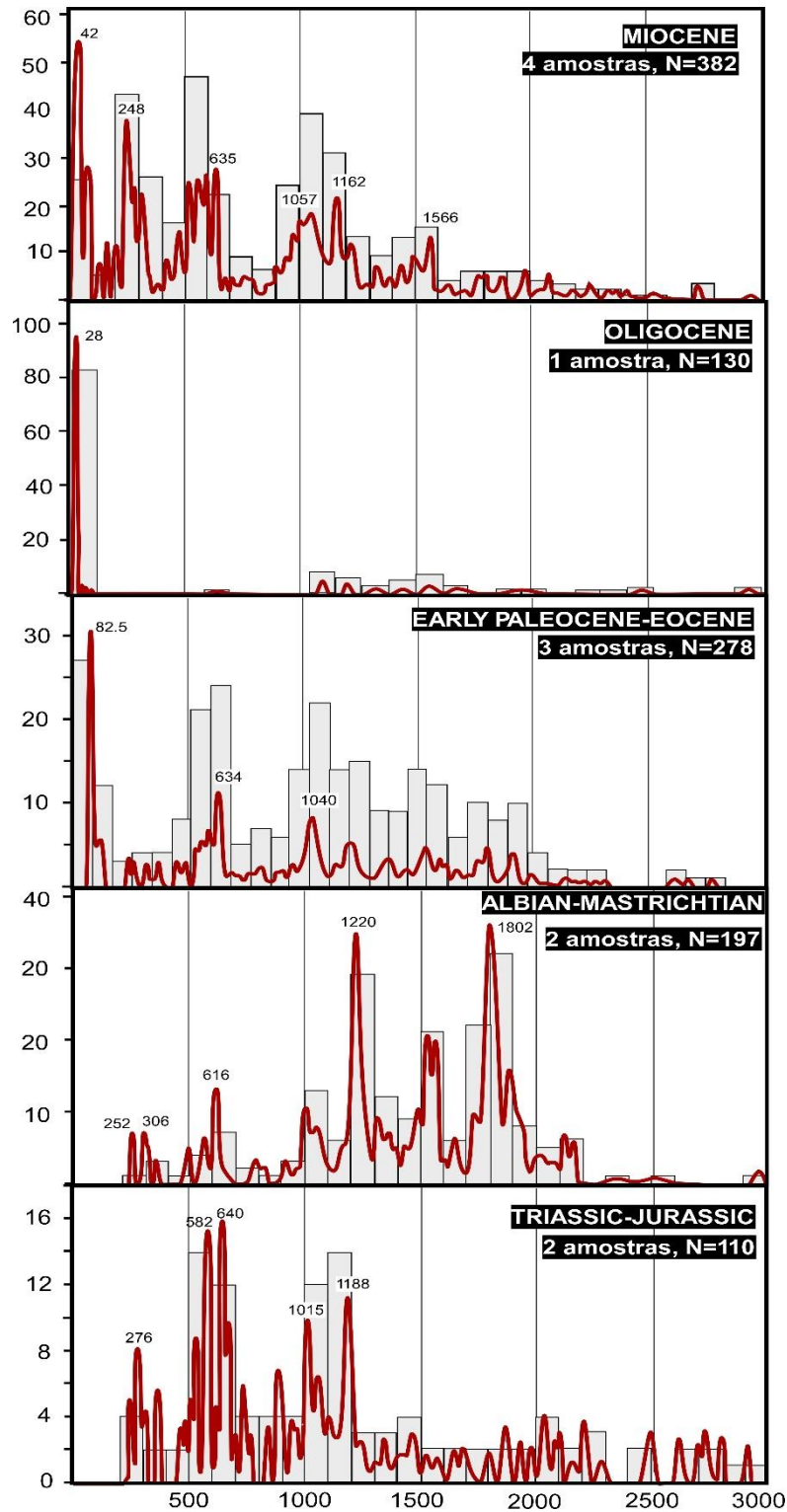
O intervalo Paleoceno-Eoceno não apresenta idades de zircões menores que 65 Ma. Os picos principais ocorrem entre 0.9 -1.3 Ga (26%), < 0.22 (17%), 0.5-0.7 Ga (16 %) y 1.54-1.82 (12%) juntamente com picos menores entre 1.3-1.54 (9 %), 0.7-0.9 (7%), 1.9-2.2 (4%), 0.4-0.5 (3%), 1.82-1.9 (2%), 0.26-0.4 (2%), 0.22-0.26 (1%) y > 2.2 (1%). O Oligoceno não apresenta idades de zircões menores que 23 Ma. Este intervalo tem a particularidade de apresentar um pico com idades entre 24 –63 Ma (65%) juntamente com picos menores entre > 2.2 (10%), 0.9 -1.3 Ga (8%), 1.3-1.54 (6 %), 1.54-1.82 (6%), 1.82-1.9 (2%), 1.82-1.9 (2%) e 0.5-0.7 Ga (1%). O intervalo Mioceno não apresenta idades de zircões menores que 19 Ma. Os picos principais ocorrem entre 0.9 -1.3 Ga (27%), 0.5-0.7 Ga (17 %), 0.26-0.4 (11%) y < 0.22 (8%) juntamente com picos menores entre 0.22-0.26 (7%), 1.3-1.54 (7 %), 0.4-0.5 (5%), 0.7-0.9 (5%), 1.54-1.82 (5%), 1.9-2.2 (3%), > 2.2 (1%) e 1.82-1.9 (1%).

### 4.3. *Metodo Sr-Nd*

As concentrações de Sr e Nd e as composições isotópicas do intervalo Jurássico - Neógeno dos sedimentos da bacia Huallaga estão representados na Tabela 4.3 e os resultados estão representados no gráfico,  $\epsilon\text{Nd}(0)$  vs  $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$  (Figura 5.3 e 6.2). As rochas sedimentares do Triássico-Jurássico apresentam uma gama de valores de  $\epsilon\text{Nd}(0)$  entre -7.9 a -10 com uma composição isotópica de  $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$  entre 0.720302-0.718028. O intervalo Cretácico (Albiano-Mastrichtiano), apresenta uma gama de valores de  $\epsilon\text{Nd}(0)$  entre -18.59 a -16.81 com uma composição isotópica de  $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$  entre 0.79582- 0.71455. Para o Paleoceno-Eoceno se têm uma gama de valores de  $\epsilon\text{Nd}(0)$  entre -5.59 y -11.95 com uma composição isotópica de  $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$  entre 0.723330-0.707630. As rochas sedimentares do Oligoceno apresentam uma gama de valores de  $\epsilon\text{Nd}(0)$  entre -7.7 a -9.95 com uma composição isotópica de  $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$  entre 0.716640-0.710520. O Mioceno apresenta valores de  $\epsilon\text{Nd}(0)$  entre - 5.89 a -12.66 com uma composição isotópica de  $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$  entre 0.717450-0.708309. Finalmente, a rocha sedimentar do Plioceno-Pleistoceno apresenta valor de  $\epsilon\text{Nd}(0)$  de -8.41 com uma composição isotópica de  $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$  de 0.719001.

Intervalo de Tempo (Ga)	Evento	JURASSICO-TRIASSICO		CRETACEO		PALEOCENO-EOCENO			OLIGOCENO	MIOCENO			
		HUA 476 n= 58	HUA 266A n= 52	HUA 266B n= 113	HUA 462 n= 84	HUA 063 n= 113	HUA 461 n= 61	HUA 460 n= 103	TRU 69 n= 130	HUA 432 n= 87	HUA 433 n= 96	HUA 472 n= 91	HUA 007 n= 108
< 0.22	Orogenia Andina	0	0	0	0	14	16	16	65	5	11	13	5
0.26-0.22	Rift Permiano-Triassico	2	0	0	1	1	0	1	0	7	7	6	9
0.4-0.26	Arco Magmatico Paleozoico	5	4	2	0	5	0	3	0	3	7	13	19
0.5-0.4	Famatiniiano	3	0	2	1	5	3	1	0	7	2	7	4
0.7-0.5	Brasiliano	28	27	8	2	21	13	11	1	21	19	20	11
0.9-0.7		5	4	3	5	6	8	5	0	2	5	3	6
1.3-0.9	Grenville Sunsas	31	29	39	10	15	31	30	8	28	32	17	31
1.54-1.3	Rondonia San Ignacio	7	8	16	14	9	3	6	6	14	3	4	8
1.82-1.54	Rio Negro-Jurena	2	6	16	35	14	18	18	6	6	5	7	4
1.9-1.82	Ventuari-Tapajos	0	4	3	20	3	3	5	2	2	2	2	1
2. 2-1.9	Marconi-Icatunas	7	6	9	10	4	3	3	2	5	3	4	0
> 2.2	Central Amazonian	10	12	2	2	3	2	1	10	0	4	4	2

*Tabela 4.2* Control de dados de U-Pb representados em percentagens (tomado de Reimman et al. 2010). Os números em azul representam os maiores percentagens



*Figura 4. 1* Histogramas representativos das amostras U-Pb. As populações são representadas na Tabela 4.2

## ***CAPÍTULO 5***

### **5. *PAPER:***

#### **Late Cretaceous-Early Paleocene drainage reversals of the Amazonian rivers driven by Equatorial Atlantic ocean opening and Andean uplift**

**Christian Hurtado<sup>1</sup>, Martin Roddaz<sup>1,2</sup>, Roberto Ventura Santos<sup>1</sup>, Patrice Baby<sup>2</sup>, Pierre-Olivier Antoine<sup>3</sup> and Elton Dantas<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> Laboratório de Geocronologia, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, DF 70910-000, Brazil

<sup>2</sup> Géosciences-Environnement Toulouse, Université de Toulouse; UPS (SVT-OMP); CNRS; IRD; 14 Avenue Édouard Belin, F-31400 Toulouse, France

<sup>3</sup> Institut des Sciences de l'Évolution de Montpellier (ISE-M, UMR 5554, CNRS/UM/IRD/EPHE), c.c. 64, Université de Montpellier, Place Eugène Bataillon, F-34095 Montpellier Cedex 05, France



**Abstract**

The northern part of South America has experienced several major changes since the Triassic-Jurassic from a rift setting to a retroforeland setting in its Andean margin and margin extension and continental uplift following the breakup between Africa and South America. So far it is unclear when and how these geodynamical events have affected the paleo Amazonian drainage. We have studied the provenance of Triassic–Eocene sedimentary rocks deposited in the northern Peruvian Amazonian basin, based on their Sr-Nd isotopic composition and on U-Pb datings on zircon. The Triassic–Jurassic samples have  $\epsilon\text{Nd}(0)$  values ranging from -7.9 to -10.0 and main U-Pb zircon peaks at 0.9–1.3 Ga (31-33%) and 0.5-0.7 Ga (21-28%) that suggest a mixed contribution from the Western and Eastern Cordillera within a back-arc setting. Samples from the Albian–Maastrichtian interval reveal much lower  $\epsilon\text{Nd}(0)$  values (-16.8 to -18.6) and a dominance of zircon grains derived from easternmost Brazilian shield terranes (Ventuari-Tapajos (2.0–1.82 Ga), Rio Negro-Jurena (1.82–1.54 Ga) and Rondonia San Ignacio (1.54–1.3 Ga), thus indicating a cratonic source for these sedimentary rocks. Finally, the Early Paleocene–Eocene sedimentary rocks recorded the first arrival of Andean detritus in the Amazonian retroarc foreland as indicated by the  $\epsilon\text{Nd}(0)$  values ranging between -5.6 to -12.0 and up to 16% of the zircon grains younger than 120 Ma. These provenance data document for the first time the existence of a long-lived Aptian–Maastrichtian continental wide cratonic drainage in the northern part of South America. The Late Maastrichtian–Early Paleocene Andean mountain building in the Peruvian Andes recorded by the onset of the Andean orogenic provenance provoked a reversal of the Amazon drainage. The first Andean-Amazonian rivers hence are no younger than Late Maastrichtian-Early Paleocene.

## 1. Introduction

The formation and breakup of supercontinents is accompanied by vertical movements that can cause drainage reorganization at continental scale. The Amazon drainage basin of northern South America has experienced such reorganization since the Cretaceous (Potter, 1997). Most of the studies, however, have focused on the Neogene configuration of the basin (see (Hoorn et al., 2010) and references therein) and, in particular, on the timing of the development of the Amazon transcontinentalization (Figueiredo et al., 2009; Gorini et al., 2014; Hoorn et al., 2017; van Soelen et al., 2017). A lot of attention has also been given to the geodynamic mechanisms (Andean uplift, flat-slab subduction or dynamic topography) that may have driven this transcontinentalization process (Eakin et al., 2014; Sacek, 2014; Shephard et al., 2010). On the other hand and despite recent studies (e.g. (Stewart et al., 2016), the pre-Neogene configuration of the Amazon basin has received far less attention because the sedimentary archive of the Amazon drainage basin is mostly stored in the Andean retroarc foreland basins, which are difficult to access and, generally, lack precise stratigraphic dating (Roddaz et al., 2009). Recent studies show that since at least the Neogene, the history of the Amazon drainage system is linked with the Andean growth (Hoorn et al., 2017; van Soelen et al., 2017). Nevertheless, it is unclear whether a similar link existed in pre-Neogene times or not.

The Andean cycle has started at the beginning of the Jurassic after a gap in subduction activity occurred between the late Permian and late Triassic. Since then, the oceanic subduction has been an prevalent tectonic process on western South America (Ramos and Aleman, 2000). Available studies indicate that between the Jurassic and the early Cretaceous the Andean margin has experimented essentially arc and back arc extension (e.g., (Jaillard and Soler,

1996; Mpodozis and Ramos, 1990). Later on, during late Cretaceous or early Paleogene times, the onset of compression in the Andean belt has led to the formation of adjacent Andean retroarc basins (DeCelles et al., 2011; DeCelles and Horton, 2003; Giulio et al., 2012; Horton et al., 2001; Louterbach et al., n.d.; Nie et al., 2010; Parra et al., 2012; Roddaz et al., 2009; Sempere et al., 1997). So far it is unclear how and when this Late Cretaceous-Paleocene onset of Andean compression has affected the Amazonian paleodrainage system.

At the same time, eastern South America was also experiencing vertical tectonic movements related to the Early Cretaceous and Late Albian onset of the South and Equatorial Atlantic Ocean opening (Flicoteaux et al., 1988; Förster, 1978; Moulin et al., 2010). For instance, (Harman et al., 1998) used fission track data to document a dominant period of uplift of the eastern Central Brazilian between ca 130 and 60 Ma. Based on thermochronological studies, (Morais Neto et al., 2009) concluded that the Borborema plateau (Northeastern Brazil) also experienced Late Cretaceous (between 100 and 90 Ma) uplift and denudation as a result of thickening of the hinterland continental crust and magmatic underplating related to the Saint Helena and Ascension plumes that followed the breakup between South America and Africa. Other studies have also mentioned Cretaceous uplift of the southeastern part of the Amazonian craton and Guyana Highlands ((Potter, 1997; Zonneveld, 1985), as well as of the West African craton (e.g. Murlot et al., submitted), thus indicating that these geodynamical mechanisms might have promoted major drainage reorganization in northern South America.

The present study aims to reconstruct the Trias-Jurassic to Eocene paleodrainage evolution of the Western part of the Amazon basin based on new biostratigraphic constraints, U-Pb dating of detrital zircons, and Sr-Nd isotopic composition of sedimentary rocks from the Amazonian Peruvian retroarc foreland basin in order to evaluate geodynamical processes that

may have controlled the evolution of the Amazon drainage basin from the Trias-Jurassic to the Eocene.

## 2. Geological Settings

### 2.1 Structure and stratigraphy of the Huallaga basin

The western margin of South America is considered as a type example of ocean-continent convergent margin that has been the site of almost continuous subduction since at least the Cambrian (Ramos and Aleman, 2000). The Huallaga basin is one of the North Amazonian foreland basins (Espurt et al., 2007; Roddaz et al., 2005) that is located in *the Sub-Andean Zone (SAZ, Figure 1)*. *To the east, the basin is limited from the Marañón basin by the Chazuta thrust that corresponds to the frontal thrust of the SAZ (Figure 5.1)*. To the West, the Huallaga basin is limited by the Eastern Cordillera (Figure 5.1). Sequential restoration involving low temperature thermochronology dating and balanced cross section suggest that the Eastern Cordillera started to uplift between ca 30 and 24 Ma (Eude et al., 2015). The Eastern Cordillera corresponds to the tectonic inversion of the Pre-Andean Triassic Rift (Calderón et al., 2017; Eude et al., 2015; Rosas et al., 2007). The Huallaga basin deformation is characterized by interference of thick-skinned and thin-skinned tectonics controlled by the propagation of a regional detachment level located in late Permian evaporates (Calderón et al., 2017)

The Mesozoic–early Cenozoic sedimentary series within the Huallaga basin are about 3–4 km thick and include the Sarayaquillo, Cushabatay, Raya, Agua Caliente, Chonta, Vivian, Cachiyacu, Casa Blanca, Huchpayacu and Yahuarango formations (Kummel, 1948; Pardo and Zúñiga, 1976; Rodriguez and Chalco, 1975; Seminario and Guizado, 1976) (Figure 5.2). The stratigraphic ages for these units are generally based on macrofossils, microfossils, and

among them, palynomorphs (Corelab, 2012; Sanchez et al., 1997) obtained from outcrops and adjacent wells (Ponasillo 1-X and Loreto1-X wells).

The Triassic–Jurassic sedimentary rocks of the Huallaga basin are grouped into the 2,000 m thick Sarayaquillo-Lower Nia formations (Calderón et al., 2017; Corelab, 2012; PARSEP, 2001). These units consist of Eolian and fluvial reddish sandstones occasionally interbedded with shales and siltstone that are exposed along the Huallaga River (eastern flank of the basin) (Rodríguez and Chalco, 1975). To the west, the Sarayaquillo-Lower Nia sandstones laterally grade to the continental Mitu rift and marine Pucara post-rift deposits that crop out in the Eastern Cordillera (Rosas et al., 2007). The Cretaceous sedimentary rocks are separated from the Jurassic sedimentary rocks by an erosional unconformity corresponding to a major sedimentary hiatus within the basin (145–120 Ma). The oldest Cretaceous sedimentary rocks are the deposits of the Aptian-Albian Cushabatay formation in which the monocot palynomorph *Stellatopollis barghoornii* has been reported (Corelab, 2012) (Table 5.2). This ~350 m thick formation is characterized by quartz-rich sandstones interbedded with shales and silts interpreted as fluvial-deltaic deposits (Rodríguez and Chalco, 1975; Sanchez et al., 1997; PARSEP 2001). The 180 m thick middle–upper Albian Raya Formation consists of shallow marine shales, siltstone and occasional calcareous layers deposited in a shallow marine setting (Rodríguez and Chalco, 1975; Sanchez et al., 1997). The Cenomanian Agua Caliente formation, 350 m in thickness, is made of fluvio-deltaic quartz-rich sandstones interbedded with shales and siltstones (Corelab, 2012; Rodríguez and Chalco, 1975; Sanchez et al., 1997). The Coniacian-Turonian Chonta formation is characterized by ~ 750 m of marine shales, marls, mudstones and limestones. The Maastrichtian Vivian formation is ~120 m thick and it consists of fluvial-coastal quartz-rich sandstones (Corelab, 2012; Kummel, 1948; Pardo and Zúñiga, 1976; Seminario and Guizado, 1976). Laterally, this unit may grade

into the Cachiyacu Formation (up to 80m thick), which is made of marine black shales. The Upper Cretaceous-Paleogene sedimentary rocks are made by intercalations of red and green siltstone with quartz-rich sandstones ascribed to the Huchpayacu-Casa Blanca formations (Hermoza et al., 2005; Kummel, 1948; Pardo and Zúñiga, 1976). Finally, the Paleogene Yahuarango formation consists of 500-1000 m thick fluvial and lacustrine siltstones as well as reddish mudstone interbedded with sandstones (Gutiérrez, 1982; Hermoza et al., 2005; Kummel, 1948; Roddaz et al., 2009). The age of the Yahuarango formation is poorly constrained in the Huallaga basin (for the adjacent Ucayali basin, see Antoine et al., 2016).

## 2.2 Source characteristics

Potential sources for the studied sedimentary rocks include Precambrian rocks of the Amazon craton (Brazilian-Guyana shield) and the Phanerozoic magmatic and sedimentary rocks of Peruvian Andes.

Many studies have shown that Nd isotopic composition of the Amazonian sediments can be used to decipher their provenance and reconstruct paleodrainage networks (e.g. (Basu et al., 1990; Roddaz et al., 2005). Present-day cratonic-derived river sediments are characterized by low radiogenic Nd isotopic composition with  $\epsilon\text{Nd}(0)$  values  $< -15$  (Allègre et al., 1996; Bayon et al., 2015) whereas Amazon Andean derived river Suspended Particulate Material (SPM) have  $\epsilon\text{Nd}(0)$  values  $> -12.1$  (Viers et al., 2008). For instance, the Solimões river SPM  $\epsilon\text{Nd}(0)$  values are higher (-8.9 to -9.9) than those of the Madeira river (-10.8 to -12.1). Present day sediments of the Amazon delta have  $\epsilon\text{Nd}(0)$  values between -10.5 and -10.7 (Bayon et al., 2015). As the Nd is a rare earth element that is not fractionated by sedimentary and post-depositional processes ((McLennan et al., 1993) and references therein), the Nd isotopic composition of past sediments can be used to trace their provenance. Past cratonic derived

sedimentary rocks have  $\epsilon\text{Nd}(0)$  values between -14.5 and -20 and Andean-derived sediments have  $\epsilon\text{Nd}(0)$  values  $> -13.8$  (Figueiredo et al., 2009; Horbe et al., 2013; Roddaz et al., 2005). In Colombia, the  $\epsilon\text{Nd}(0)$  cutoff value of -12.7 has been used to distinguish between Andean and cratonic derived sedimentary rocks (Nie et al., 2012).

Similarly, zircon U-Pb ages have been used in provenance studies of Amazonian sediments to decipher the relative contributions of Andean and Cratonic source rocks (Louterbach et al., n.d.; Perez et al., 2016) because the Andes and the Amazon craton are characterized by terranes of different ages. The Amazon craton is characterized by Precambrian zircon U-Pb ages ( $>600$  Ma, Figure 3,) (Bahlburg et al., 2009; Chew et al., 2007, 2008; Cordani et al., 2000; Priem et al., 1989; Restrepo-Pace et al., 1997; Teixeira et al., 1989).

The Andes are characterized by Phanerozoic zircon U-Pb ages ( $<550$  Ma, mainly Mesozoic-Cenozoic ages, Figure 5.3) (DeCelles et al., 2011; Horton et al., 2015, 2016; Martin-Gombojav and Winkler, 2008; Nie et al., 2012; Spikings et al., 2016) with the exception of the Marañón Complex which crops out in the Peruvian Eastern Cordillera. The Marañón complex is made of metamorphic and plutonic rocks Precambrian in age (Chew et al., 2007; Ramos, 2009).

### **3. Sampling and Analytical Methods**

Twenty-one sedimentary rocks were sampled across the Mesozoic-early Cenozoic succession cropping out in the Huallaga basin (Figure 5.2). Among these samples, seven sandstones were used for zircon U-Pb dating and other 14 siltstones and mudstones were measured for their whole rock Sr-Nd isotopic composition. The age and stratigraphic position of these samples were defined based on fossil assemblages retrieved in the same levels or formation (Table 5.2) with the exception of one sample HUA 63. HUA 63 was sampled

between two fossiliferous beds (TAR-29, below and TAR-30 above, P-O Antoine personal communication). TAR-30 yield Ceratodontidae, Potobatis and Gymnuridae macrofossils that are characteristic of Danian-Selandian age (Pierre-Olivier Antoine personal communication). Because HUA 63 is below TAR-30, we ascribed an early Paleocene (Danian) age to HUA 63.

The U-Pb isotopic analyses on zircon by LA-MC-ICP-MS were conducted at the Geochronology Laboratory of the University of Brasília (Universidade de Brasília - UnB) following the procedures of (Bühn et al., 2009). Details regarding the analytical procedure can be found in the supplementary dataset. Individual zircon ages obtained by LA-MC-ICP-MS are available in the supplementary dataset (Tables S1 to S7)

Among the samples analyzed for Sr and Nd isotopes, five were analyzed at the Geochronology Laboratory of the University of Brasília (GLUB) and nine at the Geosciences Environment Toulouse (GET) in France. Details regarding the analytical procedures used at GLUB and at GET (Toulouse) can be found in the supplementary dataset.

The measured  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  ratios are presented as fractional deviation in parts per  $10^4$  (units) from  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  in a Chondritic Uniform Reservoir (CHUR) as measured today:  $\epsilon_{\text{Nd}}(0) = [(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{s}} / \text{ICHUR}(0)] * 10^4$  where  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{s}}$  is the ratio measured in the sample today and  $\text{ICHUR}(0)$  is the  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  in the CHUR reference reservoir today ( $\text{ICHUR}(0) = 0.512638$ ) (Jacobsen and Wasserburg, 1980).

#### 4. Results

The Sr and Nd isotope data throughout the Mesozoic–early Cenozoic section of Huallaga basin are presented in table 5.3 and figure 5.4. The data reveal a large increase in  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios in the late Cretaceous samples if compared both to the Triassic-Jurassic and



Early Paleocene–Eocene intervals. While the Triassic–Jurassic Sr isotopic ratios range from 0.718028–0.72030, the late Cretaceous Sr isotope ratios range between 0.714550–0.795820 (mean  $\sim$ 0.740784), thus indicating a highly radiogenic sedimentary source. Between the late Cretaceous and the Eocene there is a gradual decrease in the Sr isotopic ratios, thus indicating an input of less radiogenic sedimentary sources.

The Nd data present also present a major isotopic shift around the Jurassic–Cretaceous and the Cretaceous–Paleogene transitions. In contrast to the Sr data, the Nd isotopic compositions of the late Cretaceous samples are fairly constant for this time interval, only varying between -16.8 and -18.6. When compared with the late Cretaceous  $\epsilon_{Nd(0)}$  values, the Jurassic–Triassic and early Cenozoic samples have  $\epsilon_{Nd(0)}$  values higher than -12.0 thus indicating the input of more radiogenic Nd sources for these time intervals.

The spectrum of zircon ages across the Mesozoic–early Cenozoic section of the Huallaga basin is presented in figure 4 and in Table 4. The data allow separating the samples into three main groups that correspond to those related to the Triassic–Jurassic, the late Cretaceous and the Early Paleocene–Eocene. A pronounced population of Neoproterozoic and Grenville zircon grains characterizes the Triassic–Jurassic samples. The main zircon peak ages of these samples occur at 0.9–1.3 Ga (31–33%) and 0.5–0.7 Ga (21–28%). Other noticeable minor intervals are at  $> 2.2$  Ga (8–10%) 1.3–1.54 Ga (6–7%), 2–2.2 Ga (7–8%) and 0.26–0.4 Ga (4–7%).

The main age peak ages Albian (HUA 266B) and Maastrichtian (HUA 462) samples occur at 0.9–1.3 Ga (40% and 12% respectively), 1.3–1.54 Ga (20% and 15% respectively), 1.54–1.82 Ga (12% and 42% respectively), 1.82–2.0 Ga (5% and 20% respectively). Minor peaks occur at 0.5–0.7 Ga (9% and 1%), and 0.4–0.26 Ga (3% and 1%). In contrast to

Triassic–Jurassic and Early Paleocene–Eocene samples, significant changes have seemingly occurred in zircon provenance between the Albian and the Maastrichtian. For example, the younger sample has a less pronounced population of Greenville-Sunsas zircons if compared to the older sample.

A third pattern of zircon population is observed in samples from the Early Paleocene–Eocene. They are characterized by the first appearance of zircon-aged population younger than 120 Ma (up to 16%). Other main peaks occur at 0.9–1.3 Ga (16-31%), 0.5–0.7 Ga (14-22%), with minor peaks at 1.54–1.82 Ga (3-20%), 1.3–1.54 Ga (3-19%), 1.82–2 Ga (5-7%), 0.9–0.7 Ga (3-4%), 0.5–0.4 Ga (0-4%), 0.26–0.4 Ga (0-6%) and > 2.2 Ga (0-3%).

## **5. Provenance interpretation and Triassic–Eocene reconstruction of the Western Amazon Paleodrainage**

When plotted a  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs.  $\epsilon\text{Nd}(0)$  diagram (Figure 5.5) and compared with several relevant source fields, including Andean volcanic and sedimentary rocks (Barragan et al., 1998; Kay et al., 1994; Roddaz et al., 2005; Rogers and Hawkesworth, 1989), and SPM from the Solimões, Madeira and Amazon rivers (Allegre et al., 1996; Viers et al., 2008), the Triassic–Jurassic sedimentary rocks have Sr and Nd isotopic compositions comparable to those of Cenozoic sediments of the Altiplano basin and SPM from the Solimões River. Therefore, the Triassic–Jurassic sedimentary rocks are likely to have been sourced by mixed young volcanic arc and old sedimentary and cratonic sources. However, there is no evidence of the presence of a Triassic or Jurassic volcanic source when analyzing the distribution of U–Pb zircon ages. Indeed, the main peak are represented by Greenville-Sunsas (0.9–1.3 Ga) and Brazilian (0.5–0.7 Ga) age intervals. Zircon grains from younger and older sources also occur, but they seem

to have played a minor role as source areas. Zircon grains related to the Greenville-Sunsas peak (0.9–1.3 Ga) were probably derived from Precambrian terrains located in the Eastern Cordillera of Peru and Ecuador, west to the studied area (Marañón Complex, Olmos Complex and Cordillera Real) (Chew et al., 2007, 2008) or in the Brazilian and Guianan shields, east to the studied area. The Brazilian zircon grains (0.5–0.7 Ga) were probably derived from Neoproterozoic mobile belts associated to Gondwana assemblage. Previous studies that have discussed the presence of Neoproterozoic Brazilian zircons in Proto-Andean rocks suggest that these grains may have been derived from the Brasília belt or from a Late Neoproterozoic magmatic belt buried beneath the present-day Andean belt or Amazon Basin during the Eocene–Oligocene (Chew et al. 2008). Alternatively, the Paraguay belt may also be a notable source of Neoproterozoic zircon grains (Geraldes et al., 2008). The absence of Triassic or Jurassic zircon grains does not exclude a contribution from a volcanic arc source since basic effusive/basaltic volcanism usually has very low Zr content. Hence contribution from Triassic or Jurassic basaltic rocks could account for the  $\epsilon\text{Nd}(0)$  values and the absence of Triassic-Jurassic zircons in the sedimentary rocks. If correct, the best candidate could be the Colan-Misahualli volcanic series deposited in the northern part of Peru and Ecuador (Romeuf et al., 1995) that are characterized mainly by an effusive volcanism with the development of andesitic basalts lava flows (Romeuf et al., 1995). Hence the probable source for the Triassic-Jurassic sedimentary rock may be located in the current Western and Eastern Cordillera of northern Peru and Ecuador, which probably represented positive structures and experienced uplift and erosion in a rift setting (Figure 5.6). In this scenario, the Western and Eastern Cordillera would correspond to the Triassic rift shoulders.

The transition between the Triassic–Jurassic and the late Cretaceous in the Huallaga basin is marked by a major change in the source area of the sediments (Figures 4 and 5). In Figure 5, the Sr and Nd isotopic compositions of the late Cretaceous sedimentary rocks plot outside the hyperbolic relationship of the Andean volcanic arc and the upper continental crust of the Brazilian shield endmembers, suggesting that these late Cretaceous sedimentary rocks are not sourced by the Andes. These rocks have Sr and Nd isotopic compositions similar to sediments derived from cratonic areas, such as those of the White Sands formation (Roddaz et al., 2005) and present day river sediments derived from cratonic areas (Allègre et al., 1996; Bayon et al., 2015). The cratonic source is also supported by the zircon U-Pb spectra. Contrary to what was found for Triassic–Jurassic samples, there is a major contribution of zircon grains related to the Ventuari-Tapajos (2.0–1.82 Ga), Rio Negro-Jurena (1.82–1.54 Ga) and Rondonia San Ignacio (1.54–1.3 Ga) (Figure 4). Zircon grains from these terranes, which form the central part of the Brazilian Shield, account for ~37% and 77% of the zircon age distribution in the Albian and Maastrichtian respectively. We argue that the low  $\epsilon\text{Nd}$  (0) values (between -16.8 and -18.6) and the old zircon grains strongly suggest that the central part of the Brazilian shield was the dominant source for the late Cretaceous sedimentary rocks, thus indicating a major change in the regional paleogeography and drainage pattern during the late Cretaceous.

Recently, Louterbach et al. (2017) have also demonstrated that early Maastrichtian sedimentary rocks of the Amazonian Madre de Dios basin (Southern Peru) had a cratonic origin. These sedimentary rocks yield  $\epsilon\text{Nd}$  (0) values similar to those of the Huallaga basin (~-18) and they have ~61% of zircon population age also derived from the Central part of the Brazilian Shield (Louterbach et al., 2017). Dominant cratonic sources have also been reported

for the Albian-Maastrichtian sedimentary rocks of the Colombian Magdalena Valley (Nie et al., 2012) and for the Ecuadorian Oriente basin (Martin-Gambojav and Winkler, 2008). The wide distribution of cratonic-derived zircons in Albian–Maastrichtian rocks from western Amazonia suggests the existence of a major westwards drainage system during this time interval (Figure 5.6). It further suggests that the eastern border of northern South America was significantly uplifted relative to the western border of the landmass.

Evidence of this uplift during the late Cretaceous has been reported by various studies (Harman et al., 1998; Morais Neto et al., 2009; Peulvast and Bétard, 2015; Potter, 1997; Zonneveld, 1985). Uplift of the eastern Central Brazilian Shield is documented by fission track data which indicate that 3–7 km of denudation took place after mid-Paleozoic times with the dominant phase occurring from ~130–60 Ma (Harman et al., 1998). The Borborema plateau (Northeastern Brazil) could also be a potential source for the cratonic sedimentary rocks deposited in the Huallaga basin. This plateau experienced Late Cretaceous uplift and denudation, between 100–90 Ma, following fission track cooling ages (Morais Neto et al., 2009) as a result of thickening of the hinterland continental crust and magmatic underplating related to the Saint Helena and Ascension plumes that followed the breakup of Brazil and Africa (Morais Neto et al., 2009). Such uplift is further thought to have occurred somewhere between Cenomanian and early Cenozoic times because of the presence of Cenomanian marine deposits and the development of Paleogene laterites on the top of the Borborema Plateau (Peulvast and Bétard, 2015). Other studies also mentioned Cretaceous uplift of the southeastern part of the Amazonian craton and Guyana Highlands (Potter, 1997; Zonneveld, 1985), that might be related to the same geodynamic and magmatic processes proposed by (Morais Neto et al., 2009) to explain the uplift and erosion of the Borborema plateau. Taken

collectively, these and our provenance data suggest that a long-lived wide cratonic drainage existed in late Cretaceous times, likely driven by the Equatorial Atlantic Ocean opening.

In the Huallaga basin, early Paleocene rocks are marked by another major change in sedimentary provenance. The Sr-Nd isotopic composition of the Early Paleocene–Eocene samples plot within the hyperbolic relationship defined by the Andean volcanic rocks and Brazilian shield end members (Basu et al., 1990; Roddaz et al., 2005). They further show a remarkably similarity to the isotopic compositions of Andean sedimentary rocks such as the Cenozoic sedimentary rocks of the Altiplano (Pinto, 2003), the Late Paleocene sedimentary rocks of the Madre de Dios basin (Louterbach et al., 2017), and the SPM transported by the Solimões river (Viers et al., 2008). These suggest an Andean origin with a significant contribution of Andean volcanic arc rocks. The U-Pb zircon data also reveal a significant contribution of zircon grains younger than 120 My (up to 16%), which could be sourced by granites of the Coastal Batholith located in the Western Cordillera (Litty et al., 2017; Mukasa, 1986) (Figure 3). Other dominant zircon peak ages are Greenville-Sunsas (0.9–1.3 Ga) and Brazilian (0.5–0.7 Ga) that are derived from either the Precambrian basement or reworked older sedimentary rocks. The combination of Sr-Nd isotopic composition with the U-Pb age distribution suggests a dominant Andean orogenic source for the Early Paleocene–Eocene sedimentary rocks deposited in the Huallaga basin (Figures 5.4 and 5.6). An Andean orogenic provenance is also documented in the Madre de Dios basin for the Late Maastrichtian–Late Paleocene sedimentary rocks interpreted to document the first stage of the Andean erosion in the Southern Peruvian Amazon (Louterbach et al., 2017). In Colombia, the first arrival of Andean detritus in the Middle Magdalena Valley Basin occurred by Paleocene times (Lisama

Formation (Horton et al., 2015; Nie et al., 2012), thus reinforcing the fact that the Amazonian Andes experimented a significant period of mountain building during the Paleocene epoch.

## 6. Conclusions

The provenance of the Mesozoic–early Cenozoic sedimentary rocks from the Huallaga basin indicate that northern South America has undergone major changes in paleogeography and, consequently, in the drainage pattern from Triassic to Eocene times. The isotopic data point to three main sources of sediments along this time interval:

- The Triassic-Jurassic sedimentary rocks have  $\epsilon\text{Nd}(0)$  values (-7.9 to -10.0) similar to those of the SPM of the Solimões River and the Cenozoic sedimentary rocks of the Altiplano, indicating that they are likely to have been sourced by mixed young Volcanic Arc and old Cratonic sources. Zircon U-Pb ages indicate a dominant contribution from the Eastern Cordillera while the absence of Triassic-Jurassic zircon ages suggests that the Volcanic Arc contribution may have been sourced from the basaltic effusive series located in the Western Cordillera of Peru and Ecuador. This Western and Eastern Cordillera provenance is consistent with a rift setting;
- The Albian–Maastrichtian sedimentary rocks have  $\epsilon\text{Nd}(0)$  values (-16.8 to -18.6) consistent with a cratonic source and U-Pb zircon age distribution dominated by easternmost Brazilian shield terranes ages (Ventuari-Tapajos (2.0–1.8 Ga), Rio Negro-Jurena (1.8–1.54 Ga) and Rondonia San Ignacio (1.5–1.3 Ga). These data attest to the existence of a long-lived cratonic drainage system that originated in the Central-Eastern part of the Brazilian shield;
- The Early Paleocene–Eocene sedimentary rocks have  $\epsilon\text{Nd}(0)$  values consistent with an Andean provenance. U-Pb zircon ages are in agreement with this finding with 16%



of the zircon population age being younger than 120 Ma and sourced by Andean volcanic rocks. Other U-Pb age populations indicate contribution from metasediments of the Peruvian and Ecuadorian Precambrian basement. This orogenic source is characterized by the first arrival of Andean detritus in the Amazonian retroarc foreland basin.

Our data, together with recently published data highlight for the first time the existence of a long-lived Aptian–Maastrichtian continental wide cratonic drainage in the northern part of South America. This cratonic drainage originated in the Central to Eastern part of the Brazilian shield in response to uplift of the eastern South America during the opening of the Central Equatorial Atlantic Ocean. The late Maastrichtian–early Paleocene Andean mountain building in the Peruvian Andes recorded by the arrival of the Andean orogenic provenance in the Peruvian Amazon retroarc foreland provoked a reversal of the Amazon drainage. The first Andean Amazonian rivers hence are no younger than late Maastrichtian–early Paleocene.

## **Acknowledgements**

Many thanks to L. Marivaux and M. Boivin (ISEM, Montpellier, France), R. Salas-Gismondi, J. Tejada Lara, and A. Benites Palomino (MUSM, Lima, Peru), F. Pujos (IANIGLA, Mendoza, Argentina), G. Billet (MNHN, Paris, France), C. Martinez (Cornell University, USA), F. Moreno (University of Rochester, New York, USA), F. Parra (Paleosedes, Bogotá, Colombia and GET, France) and whoever helped us in the field and in the lab. This work was supported by the National Geographic Society (Grant #9679-15 to POA) and an “Investissements d’Avenir” grant managed by the “Agence Nationale de la Recherche” (CEBA, ANR-10-LABX-0025-01). This work was carried out in the frame of the ongoing

cooperation agreement between the Museo de Historia Natural de la Universidad Nacional Mayor San Marcos (Lima, Peru) and the Institut des Sciences de l'Evolution de Montpellier-Université de Montpellier, France.

## References

- Allègre, C.J., Dupré, B., Négrel, P., Gaillardet, J., 1996. Sr-Nd-Pb isotope systematics in Amazon and Congo River systems: constraints about erosion processes. *Chem. Geol.* 131, 93–112. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(96\)00028-9](https://doi.org/10.1016/0009-2541(96)00028-9)
- Antoine, P.-O., Abello, M.A., Adnet, S., Altamirano Sierra, A.J., Baby, P., Billet, G., Boivin, M., Calderón, Y., Candela, A., Chabain, J., Corfu, F., Croft, D.A., Ganerød, M., Jaramillo, C., Klaus, S., Marivaux, L., Navarrete, R.E., Orliac, M.J., Parra, F., Pérez, M.E., Pujos, F., Rage, J.-C., Ravel, A., Robinet, C., Roddaz, M., Tejada-Lara, J.V., Vélez-Juarbe, J., Wesselingh, F.P. & Salas-Gismondi, R., 2016. A 60-million year Cenozoic history of western Amazonian ecosystems in Contamana, Eastern Peru. *Gondwana Research*, 31, 30-59. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2015.11.001>
- Bahlburg, H., Vervoort, J.D., Du Frane, S.A., Bock, B., Augustsson, C., Reimann, C., 2009. Timing of crust formation and recycling in accretionary orogens: Insights learned from the western margin of South America. *Earth-Sci. Rev.* 97, 215–241. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2009.10.006>

- Barragan, R., Geist, D., Hall, M., Larson, P., Kurz, M., 1998. Subduction controls on the compositions of lavas from the Ecuadorian Andes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 154, 153–166. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(97\)00141-6](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00141-6)
- Basu, A.R., Sharma, M., DeCelles, P.G., 1990. Nd, Sr-isotopic provenance and trace element geochemistry of Amazonian foreland basin fluvial sands, Bolivia and Peru: implications for ensialic Andean orogeny. *Earth Planet. Sci. Lett.* 100, 1–17. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(90\)90172-T](https://doi.org/10.1016/0012-821X(90)90172-T)
- Bayon, G., Toucanne, S., Skonieczny, C., André, L., Bermell, S., Cheron, S., Dennielou, B., Etoubleau, J., Freslon, N., Gauchery, T., Germain, Y., Jorry, S.J., Ménot, G., Monin, L., Ponzevera, E., Rouget, M.-L., Tachikawa, K., Barrat, J.A., 2015. Rare earth elements and neodymium isotopes in world river sediments revisited. *Geochim. Cosmochim. Acta* 170, 17–38. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2015.08.001>
- Bühn, B., Pimentel, M.M., Matteini, M., Dantas, E.L., 2009. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS). *An. Acad. Bras. Ciênc.* 81, 99–114. <https://doi.org/10.1590/S0001-37652009000100011>
- Calderón, Y., Baby, P., Hurtado, C., Brusset, S., 2017. Thrust tectonics in the Andean retro-foreland basin of northern Peru: Permian inheritances and petroleum implications. *Mar. Pet. Geol.* 82, 238–250. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2017.02.009>
- Chew, D.M., Magna, T., Kirkland, C.L., Mišković, A., Cardona, A., Spikings, R., Schaltegger, U., 2008. Detrital zircon fingerprint of the Proto-Andes: Evidence for a Neoproterozoic active margin? *Precambrian Res.* 167, 186–200. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2008.08.002>

- Chew, D.M., Schaltegger, U., Košler, J., Whitehouse, M.J., Gutjahr, M., Spikings, R.A., Miškovic, A., 2007. U-Pb geochronologic evidence for the evolution of the Gondwanan margin of the north-central Andes. *Geol. Soc. Am. Bull.* 119, 697–711.
- Cordani, U., Sato, K., Teixeira, W., Tassinari, C., Basei, M., 2000. Crustal evolution of the South American platform. *Tecton. Evol. S. Am. Rio Jan.* 19–40.
- Corelab, 2012. Perú Regional Reservoirs and Seals. (Technical Report.). Perupetro, Lima.
- DeCelles, P.G., Carrapa, B., Horton, B.K., Gehrels, G.E., 2011. Cenozoic foreland basin system in the central Andes of northwestern Argentina: Implications for Andean geodynamics and modes of deformation. *Tectonics* 30, TC6013.  
<https://doi.org/10.1029/2011TC002948>
- DeCelles, P.G., Horton, B.K., 2003. Early to middle Tertiary foreland basin development and the history of Andean crustal shortening in Bolivia. *Geol. Soc. Am. Bull.* 115, 58–77. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2003\)115<0058:ETMTFB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2003)115<0058:ETMTFB>2.0.CO;2)
- Eakin, C.M., Lithgow-Bertelloni, C., Dávila, F.M., 2014. Influence of Peruvian flat-subduction dynamics on the evolution of western Amazonia. *Earth Planet. Sci. Lett.* 404, 250–260. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.07.027>
- Espurt, N., Baby, P., Brusset, S., Roddaz, M., Hermoza, W., Regard, V., Antoine, P.-O., Salas-Gismondi, R., Bolaños, R., 2007. How does the Nazca Ridge subduction influence the modern Amazonian foreland basin? *Geology* 35, 515.  
<https://doi.org/10.1130/G23237A.1>
- Eude, A., Roddaz, M., Brichau, S., Brusset, S., Calderón, Y., Baby, P., Soula, J.-C., 2015. Controls on timing of exhumation and deformation in the northern Peruvian eastern Andean wedge as inferred from low-temperature thermochronology and balanced cross section. *Tectonics* 34, 2014TC003641. <https://doi.org/10.1002/2014TC003641>

- Figueiredo, J., Hoorn, C., Ven, P. van der, Soares, E., 2009. Late Miocene onset of the Amazon River and the Amazon deep-sea fan: Evidence from the Foz do Amazonas Basin. *Geology* 37, 619–622. <https://doi.org/10.1130/G25567A.1>
- Flicoteaux, R., Latil-Brun, M.-V., Michaud, L., 1988. Histoire de la subsidence post-rift du bassin côtier mauritano-sénégal-guinéen. Relation avec l'amincissement crustal pendant la période jurassique à Crétacé inférieur. Comparaison avec l'évolution des marges péri-atlantiques au niveau de l'Atlantique Central et Equatorial (côte est des U.S.A., Sud-Sahara, Côte d'Ivoire et Plateau du Demerara). *J. Afr. Earth Sci. Middle East, The West African connection: Evolution of the central atlantic ocean and its Continental Margins* 7, 345–359. [https://doi.org/10.1016/0899-5362\(88\)90079-6](https://doi.org/10.1016/0899-5362(88)90079-6)
- Förster, R., 1978. Evidence for an open seaway between northern and southern proto-Atlantic in Albian times. *Nature* 272, 272158a0. <https://doi.org/10.1038/272158a0>
- Geraldes, M.C., Tassinari, C.C.G., Babinski, M., Martinelli, C.D., Iyer, S.S., Barboza, E.S., Pinho, F.E.C., Onoe, A.T., 2008. Isotopic Evidence for the Late Brasiliano (500-550 Ma) Ore-Forming Mineralization of the Araés Gold Deposit, Brazil. *Int. Geol. Rev.* 50, 177–190. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.50.2.177>
- Giulio, A.D., Ronchi, A., Sanfilippo, A., Tiepolo, M., Pimentel, M., Ramos, V.A., 2012. Detrital zircon provenance from the Neuquén Basin (south-central Andes): Cretaceous geodynamic evolution and sedimentary response in a retroarc-foreland basin. *Geology* 40, 559–562. <https://doi.org/10.1130/G33052>
- Gorini, C., Haq, B.U., dos Reis, A.T., Silva, C.G., Cruz, A., Soares, E., Grangeon, D., 2014. Late Neogene sequence stratigraphic evolution of the Foz do Amazonas Basin, Brazil. *Terra Nova* 26, 179–185. <https://doi.org/10.1111/ter.12083>

- Gutiérrez, M., 1982. Zonación bioestratigráfica del intervalo Cretáceo superior–Terciario inferior. In: Evaluación del potencial de las Cuencas Huallaga, Ucayali y Madre de Dios. (Unpublished report). Perupetro, Lima.
- Harman, R., Gallagher, K., Brown, R., Raza, A., Bizzi, L., 1998. Accelerated denudation and tectonic/geomorphic reactivation of the cratons of northeastern Brazil during the Late Cretaceous. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 103, 27091–27105.  
<https://doi.org/10.1029/98JB02524>
- Hermoza, W., Brusset, S., Baby, P., Gil, W., Roddaz, M., Guerrero, N., Bolaños, R., 2005. The Huallaga foreland basin evolution: Thrust propagation in a deltaic environment, northern Peruvian Andes. *J. South Am. Earth Sci., Cenozoic Andean Basin Evolution* 19, 21–34. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2004.06.005>
- Horn, C., Bogotá-A, G.R., Romero-Baez, M., Lammertsma, E.I., Flantua, S.G.A., Dantas, E.L., Dino, R., do Carmo, D.A., Chemale Jr, F., 2017. The Amazon at sea: Onset and stages of the Amazon River from a marine record, with special reference to Neogene plant turnover in the drainage basin. *Glob. Planet. Change* 153, 51–65.  
<https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2017.02.005>
- Horn, C., Wesselingh, F.P., Steege, H. ter, Bermudez, M.A., Mora, A., Sevink, J., Sanmartín, I., Sanchez-Meseguer, A., Anderson, C.L., Figueiredo, J.P., Jaramillo, C., Riff, D., Negri, F.R., Hooghiemstra, H., Lundberg, J., Stadler, T., Särkinen, T., Antonelli, A., 2010. Amazonia Through Time: Andean Uplift, Climate Change, Landscape Evolution, and Biodiversity. *Science* 330, 927–931.  
<https://doi.org/10.1126/science.1194585>
- Horbe, A.M.C., Motta, M.B., de Almeida, C.M., Dantas, E.L., Vieira, L.C., 2013. Provenance of Pliocene and recent sedimentary deposits in western Amazônia,

- Brazil: Consequences for the paleodrainage of the Solimões-Amazonas River. *Sediment. Geol.* 296, 9–20. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2013.07.007>
- Horton, B.K., Anderson, V.J., Caballero, V., Saylor, J.E., Nie, J., Parra, M., Mora, A., 2015. Application of detrital zircon U-Pb geochronology to surface and subsurface correlations of provenance, paleodrainage, and tectonics of the Middle Magdalena Valley Basin of Colombia. *Geosphere* 11, 1790–1811. <https://doi.org/10.1130/GES01251.1>
- Horton, B.K., Fuentes, F., Boll, A., Starck, D., Ramirez, S.G., Stockli, D.F., 2016. Andean stratigraphic record of the transition from backarc extension to orogenic shortening: A case study from the northern Neuquén Basin, Argentina. *J. South Am. Earth Sci.* 71, 17–40. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.06.003>
- Horton, B.K., Hampton, B.A., Waanders, G.L., 2001. Paleogene synorogenic sedimentation in the Altiplano plateau and implications for initial mountain building in the central Andes. *GSA Bull.* 113, 1387–1400. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2001\)113<1387:PSSITA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2001)113<1387:PSSITA>2.0.CO;2)
- Jacobsen, S.B., Wasserburg, G.J., 1980. Sm-Nd isotopic evolution of chondrites. *Earth Planet. Sci. Lett.* 50, 139–155. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(80\)90125-9](https://doi.org/10.1016/0012-821X(80)90125-9)
- Jaillard, E., Soler, P., 1996. Cretaceous to early Paleogene tectonic evolution of the northern Central Andes (0–18°S) and its relations to geodynamics. *Tectonophysics, Geodynamics of The Andes* 259, 41–53. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(95\)00107-7](https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00107-7)
- Kay, S.M., Coira, B., Viramonte, J., 1994. Young mafic back arc volcanic rocks as indicators of continental lithospheric delamination beneath the Argentine Puna



Plateau, central Andes. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 99, 24323–24339.

<https://doi.org/10.1029/94JB00896>

Kummel, B., 1948. GEOLOGICAL RECONNAISSANCE OF THE CONTAMANA REGION, PERU. *GSA Bull.* 59, 1217–1266. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1948\)59\[1217:GROTCR\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1948)59[1217:GROTCR]2.0.CO;2)

Litty, C., Lanari, P., Burn, M., Schlunegger, F., 2017. Climate-controlled shifts in sediment provenance inferred from detrital zircon ages, western Peruvian Andes. *Geology* 45, 59–62. <https://doi.org/10.1130/G38371.1>

Louterbach, M., Roddaz, M., Antoine, P.-O., Marivaux, L., Adnet, S., Bailleul, J., Dantas, E., Santos, R.V., Chemale, F., Baby, P., Sanchez, C., Calderón, Y., n.d. Provenance record of late Maastrichtian–late Palaeocene Andean Mountain building in the Amazonian retroarc foreland basin (Madre de Dios basin, Peru). *Terra Nova* n/a-n/a. <https://doi.org/10.1111/ter.12303>

Martin-Gombojav, N., Winkler, W., 2008. Recycling of Proterozoic crust in the Andean Amazon foreland of Ecuador: implications for orogenic development of the Northern Andes. *Terra Nova* 20, 22–31. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2007.00782.x>

McLennan, S.M., Hemming, S., McDaniel, D.K., Hanson, G.N., 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics, in: *Geological Society of America Special Papers*. Geological Society of America, pp. 21–40. <https://doi.org/10.1130/SPE284-p21>

Morais Neto, J.M., Hegarty, K.A., Karner, G.D., Alkmim, F.F., 2009. Timing and mechanisms for the generation and modification of the anomalous topography of

- the Borborema Province, northeastern Brazil. *Mar. Pet. Geol.* 26, 1070–1086.  
<https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2008.07.002>
- Moulin, M., Aslanian, D., Unternehr, P., 2010. A new starting point for the South and Equatorial Atlantic Ocean. *Earth-Sci. Rev.* 98, 1–37.  
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2009.08.001>
- Mpodozis, C., Ramos, V., 1990. The Andes of Chile and Argentina.
- Mukasa, S.B., 1986. Common Pb isotopic compositions of the Lima, Arequipa and Toquepala segments in the Coastal batholith, Peru: Implications for magmagenesis. *Geochim. Cosmochim. Acta* 50, 771–782. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(86\)90353-4](https://doi.org/10.1016/0016-7037(86)90353-4)
- Nie, J., Horton, B.K., Mora, A., Saylor, J.E., Housh, T.B., Rubiano, J., Naranjo, J., 2010. Tracking exhumation of Andean ranges bounding the Middle Magdalena Valley Basin, Colombia. *Geology* 38, 451–454. <https://doi.org/10.1130/G30775.1>
- Nie, J., Horton, B.K., Saylor, J.E., Mora, A., Mange, M., Garzzone, C.N., Basu, A., Moreno, C.J., Caballero, V., Parra, M., 2012. Integrated provenance analysis of a convergent retroarc foreland system: U–Pb ages, heavy minerals, Nd isotopes, and sandstone compositions of the Middle Magdalena Valley basin, northern Andes, Colombia. *Earth-Sci. Rev.* 110, 111–126.  
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2011.11.002>
- Pardo, A., Zúñiga, F., 1976. Estratigrafía y evolución tectónica de la región de la selva del Perú. Presented at the II Congreso Latino Americano de Geología, pp. 569–608.
- Parra, M., Mora, A., Lopez, C., Rojas, L.E., Horton, B.K., 2012. Detecting earliest shortening and deformation advance in thrust belt hinterlands: Example from the Colombian Andes. *Geology* 40, 175–178. <https://doi.org/10.1130/G32519.1>

- PARSEP, 2001. Final Report on the Huallaga basin and adjacent area, the hydrocarbon potential of NE Peru Huallaga, Santiago and Marañón Basins Study: (Perupetro report). Lima.
- Perez, N.D., Horton, B.K., McQUARRIE, N., Stübner, K., Ehlers, T.A., 2016. Andean shortening, inversion and exhumation associated with thin- and thick-skinned deformation in southern Peru. *Geol. Mag.* 153, 1013–1041.  
<https://doi.org/10.1017/S0016756816000121>
- Peulvast, J.-P., Bétard, F., 2015. A history of basin inversion, scarp retreat and shallow denudation: The Araripe basin as a keystone for understanding long-term landscape evolution in NE Brazil. *Geomorphology, Patterns and rates of Cenozoic landscape change in orogenic and post-orogenic settings* 233, 20–40.  
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.10.009>
- Pinto, L., 2003. Traçage de l'érosion Cénozoïque des Andes Centrales à l'aide de la minéralogie et de la géochimie des sédiments (Nord du Chili et Nord-Ouest de la Bolivie), (Phd). Université Paul Sabatier Toulouse 3.
- Potter, P.E., 1997. The Mesozoic and Cenozoic paleodrainage of South America: a natural history. *J. South Am. Earth Sci.* 10, 331–344. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(97\)00031-X](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(97)00031-X)
- Priem, H.N.A., Kroonenberg, S.B., Boelrijk, N.A.I.M., Hebeda, E.H., 1989. Rb-Sr and K-Ar evidence for the presence of a 1.6 Ga basement underlying the 1.2 Ga Garzón-Santa Marta granulite belt in the Colombian Andes. *Precambrian Res., Precambrian Research Recent Advances of the Precambrian Geology of South and Central America and the Caribbean* 42, 315–324. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(89\)90016-8](https://doi.org/10.1016/0301-9268(89)90016-8)

- Ramos, V.A., 2009. Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle. *Geol. Soc. Am. Mem.* 204, 31–65.  
[https://doi.org/10.1130/2009.1204\(02\)](https://doi.org/10.1130/2009.1204(02))
- Ramos, V.A., Aleman, A., 2000. Tectonic evolution of the Andes. *Tecton. Evol. S. Am.* 31, 635–685.
- Restrepo-Pace, P.A., Ruiz, J., Gehrels, G., Cosca, M., 1997. Geochronology and Nd isotopic data of Grenville-age rocks in the Colombian Andes: new constraints for Late Proterozoic-Early Paleozoic paleocontinental reconstructions of the Americas. *Earth Planet. Sci. Lett.* 150, 427–441. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(97\)00091-5](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00091-5)
- Roddaz, M., Hermoza, W., Mora, A., Baby, P., Parra, M., Christophoul, F., Brusset, S., Espurt, N., 2009. Cenozoic Sedimentary Evolution of the Amazonian Foreland Basin System, in: Hoorn, C., Wesselingh, F.P. (Eds.), *Amazonia: Landscape and Species Evolution*. Wiley-Blackwell Publishing Ltd., pp. 61–88.  
<https://doi.org/10.1002/9781444306408.ch5>
- Roddaz, M., Viers, J., Brusset, S., Baby, P., Hérail, G., 2005. Sediment provenances and drainage evolution of the Neogene Amazonian foreland basin. *Earth Planet. Sci. Lett.* 239, 57–78. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.08.007>
- Rodriguez, A., Chalco, A., 1975. Cuenca Huallaga, Reseña geológica y posibilidades petrolíferas. *Bol Soc Geol Perú* 45, 187–212.
- Rogers, G., Hawkesworth, C.J., 1989. A geochemical traverse across the North Chilean Andes: evidence for crust generation from the mantle wedge. *Earth Planet. Sci. Lett.* 91, 271–285. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(89\)90003-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(89)90003-4)

- Romeuf, N., Aguirre, L., Soler, P., Feraud, G., Jaillard, E., Ruffet, G., 1995. Middle Jurassic volcanism in the Northern and Central Andes. *Andean Geol.* 22, 245–259. <https://doi.org/10.5027/andgeoV22n2-a08>
- Rosas, S., Fontboté, L., Tankard, A., 2007. Tectonic evolution and paleogeography of the Mesozoic Pucará Basin, central Peru. *J. South Am. Earth Sci.* 24, 1–24. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2007.03.002>
- Sacek, V., 2014. Drainage reversal of the Amazon River due to the coupling of surface and lithospheric processes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 401, 301–312. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.06.022>
- Sanchez, A., Chira, J., Valencia, M., 1997. Geología de los cuadrángulos de tarapoto (13-k), Papa Playa (13-l), Utcucarca (14-k) and Yanayacu (14-l)., Boletín, Serie A: Carta Geológica Nacional. INGEMMET, Lima.
- Seminario, F., Guizado, J., 1976. Síntesis Bioestratigráfica de la Región de la Selva Del Perú. Presented at the II Congreso Latino Americano de Geología, Caracas, Venezuela, pp. 881–898.
- Sempere, T., Butler, R.F., Richards, D.R., Marshall, L.G., Sharp, W., Swisher, C.C., 1997. Stratigraphy and chronology of Upper Cretaceous–lower Paleogene strata in Bolivia and northwest Argentina. *GSA Bull.* 109, 709–727. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1997\)109<0709:SACOUC>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1997)109<0709:SACOUC>2.3.CO;2)
- Shephard, G.E., Müller, R.D., Liu, L., Gurnis, M., 2010. Miocene drainage reversal of the Amazon River driven by plate–mantle interaction. *Nat. Geosci.* 3, ngeo1017. <https://doi.org/10.1038/ngeo1017>
- Spikings, R., Reitsma, M.J., Boekhout, F., Mišković, A., Ulianov, A., Chiaradia, M., Gerdes, A., Schaltegger, U., 2016. Characterisation of Triassic rifting in Peru and

- implications for the early disassembly of western Pangaea. *Gondwana Res.* 35, 124–143. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.02.008>
- Stewart, J.A., Gutjahr, M., James, R.H., Anand, P., Wilson, P.A., 2016. Influence of the Amazon River on the Nd isotope composition of deep water in the western equatorial Atlantic during the Oligocene–Miocene transition. *Earth Planet. Sci. Lett.* 454, 132–141. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.08.037>
- Teixeira, W., Tassinari, C.C.G., Cordani, U.G., Kawashita, K., 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: Tectonic implications. *Precambrian Res.*, *Precambrian Research Recent Advances of the Precambrian Geology of South and Central America and the Caribbean* 42, 213–227. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(89\)90012-0](https://doi.org/10.1016/0301-9268(89)90012-0)
- van Soelen, E.E., Kim, J.-H., Santos, R.V., Dantas, E.L., Vasconcelos de Almeida, F., Pires, J.P., Roddaz, M., Sinninghe Damsté, J.S., 2017. A 30 Ma history of the Amazon River inferred from terrigenous sediments and organic matter on the Ceará Rise. *Earth Planet. Sci. Lett.* 474, 40–48. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.06.025>
- Viers, J., Roddaz, M., Filizola, N., Guyot, J.-L., Sondag, F., Brunet, P., Zouiten, C., Boucayrand, C., Martin, F., Boaventura, G.R., 2008. Seasonal and provenance controls on Nd–Sr isotopic compositions of Amazon rivers suspended sediments and implications for Nd and Sr fluxes exported to the Atlantic Ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.* 274, 511–523. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.08.011>
- Zonneveld, J.I.S., 1985. Geomorphological notes on the continental border in the Guyanas (N. South America) in *Morphotectonics of passive continental margins*. *Z. Für Geomorphol. Suppl. Stuttg.* 54, 71–83.

## Figure captions

**Figure 5.1:** Geological map of the studied area modified from the INGEMMET Geological Map of Peru available at <http://geocatmin.ingemmet.gob.pe/geocatmin/>. The black rectangles denote the location of road and rivers transects where analyzed samples were collected in the Huallaga basin. The locations of the Ponasillo and Loreto wells where biostratigraphic datings have been performed (Parsep; 2001; Corela, 2012) are also indicated.

**Figure 5.2:** Jurassic–Eocene representative sedimentary log of the Huallaga basin. The analyzed samples for Sr-Nd isotopic compositions and U-Pb dating on zircons are replaced on the section based on available biostratigraphic data (Parsep, 2001; Corelab, 2012; this study).

**Figure 5.3:** Map of the northern part of South America illustrating the major tectonic provinces and the ages of their most recent metamorphic events. Modified and adapted from Cordani et al. (2000), Chew et al. (2007, 2008), Bahlburg et al. (2009, 2011), and Spikings et al. (2016).

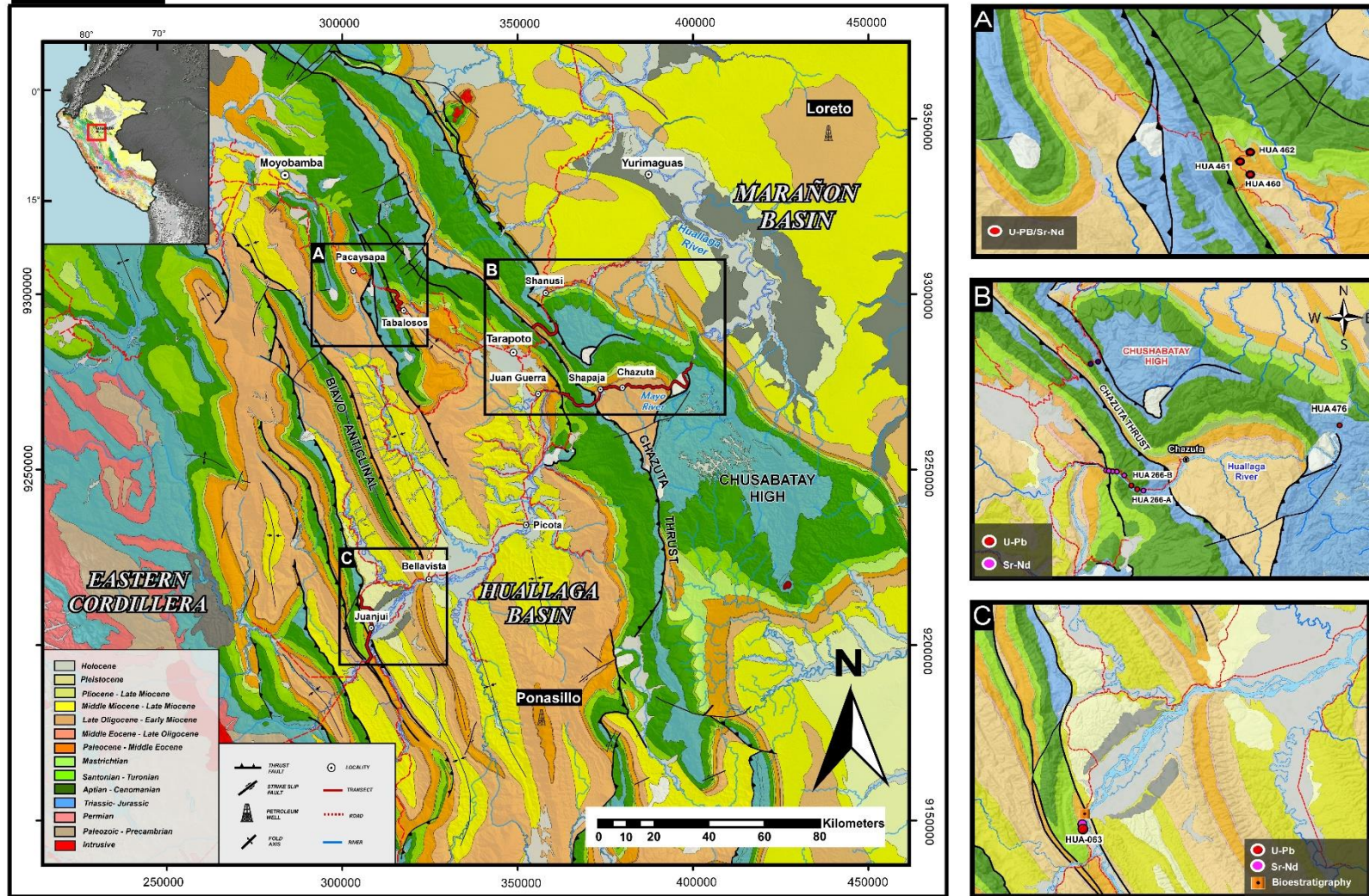
**Figure 5.4:** Stratigraphic evolution of U-Pb datings on zircon grains,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  isotopic compositions, and  $\epsilon\text{Nd}(0)$  values of analyzed samples.



**Figure 5.5:**  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $\epsilon\text{Nd}(0)$  values of analyzed sediment compared with data obtained from various areas of the Andes and the Amazonian basin. Data sources: A: Quaternary Ecuadorian lavas from (Barragán et al., 1998); Madeira and Solimões suspended sediments from Viers et al. (2008). Tapajos, Negro, Urucara, and Trompetas suspended sediments from Allègre et al. (1996); Mesozoic and Neogene volcanic rocks from Rogers and Hawkesworth (1989) and from Kay et al. (1994). Data for Cenozoic sedimentary rocks of the Central Depression, Altiplano, Oriental Cordillera, and Subandean Zone from Pinto (2003). Nd-Sr isotopic composition of the Brazilian craton from Roddaz et al. (2005).

**Figure 5.6:** Schematic cross section summarizing the geodynamic context and paleogeographic maps construct based on sample provenance interpretations for A) the Triassic–Jurassic interval, B) the late Cretaceous interval and C) the early Paleocene–Eocene interval; see text for details.

FIGURA 5.1



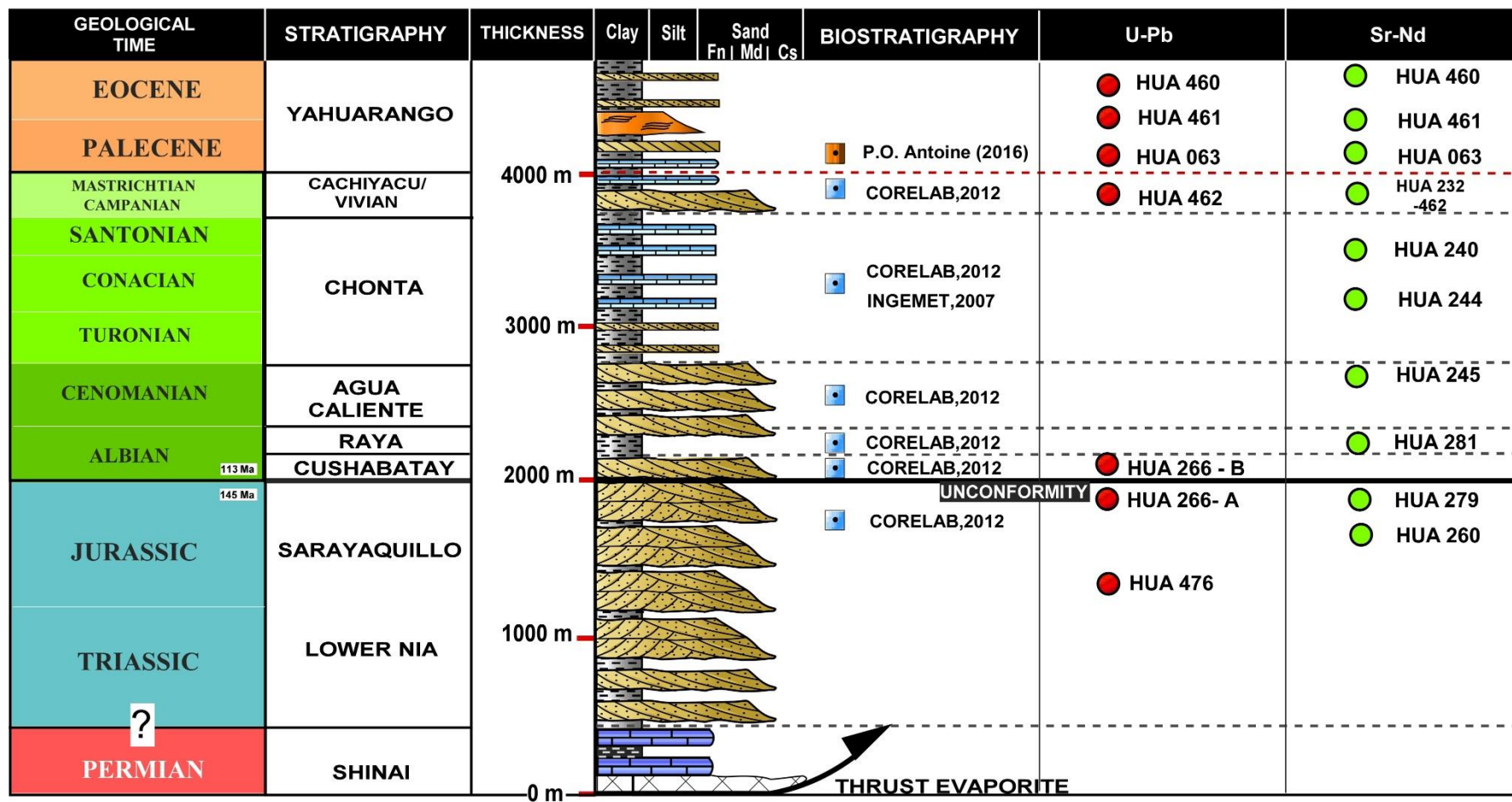


FIGURA 5.2

TABELA 5.1

	Amostra	AGE	X	Y
1	HUA266B	JURASICO	367067.40	9268429.36
2	HUA476A	JURASSICO-TRIASSICO	399608.91	9279960.48
3	HUA260	JURASSICO	369191.35	9268320.79
4	HUA279	JURASSICO	360698.14	9289045.63
5	HUA266B	CRETACEO	366276.55	9268788.23
6	HUA 252	CRETACEO	365396.40	9270169.86
7	HUA281	CRETACEO	359517.16	9288613.58
8	HUA281	CRETACEO	359517.16	9288613.58
9	HUA245	CRETACEO	364791.96	9271013.91
10	HUA234	CRETACEO	363022.27	9271601.41
11	HUA240	CRETACEO	364175.45	9271318.34
12	HUA244	CRETACEO	364710.12	9271334.70
13	HUA 234	CRETACEO	363026.84	9271588.84
14	HUA 462	CRETACEO	316252.12	9299906.99
15	HUA 232	CRETACEO	362230.96	9271758.79
16	HUA 063	PALEOCENO	307190.46	9199934.51
17	HUA 461	PALEOCENO-EOCENO	315447.85	9298830.79
18	HUA 460	PALEOCENO-EOCENO	316283.13	9296514.50



UNIDADE ESTRATIGRAFICA	PALYNLOGIA	MICROFOSSIL	MACROFOSSIL	DESCRIÇÃO	IDADE	PALEOBIOLOGIA	
Formação Sarayaquillo	x x x			Classopollis classoides (Late Trias.- Ely. Cret.) Dicheiropollis etruscus Callialasporites trilobatus	Triassico Superior- Jurassico Superior	Foodplain-Fluviai	1
Formação Cushabatay	x x x			Corollina classoides (Late Trias.-Ely. Cret.) Dicheiropollis etruscus (Valanginian) Stellatopollis boghoorni (Middle Albian)	Albiano Medio	Transitional/braid delta	1
Formação Raya	x x x x x x x x x x			Elaterocolpites pentharetus Steevesipollenites dayani Elaterosporites klaszii Elaterosporites verrucatus Steevesipollenites alatiformis Stellatopollis barghoornii Elaterosporites protensus (Late Aptian - Late Albian) Gemmastriles clavatus Elaterosporites pentapsis Elaterosporites galeocomea	Albiano Medio a Superior	Marino Raso	1
Formação Agua Caliente	x x x x			Ephidripites-Elatero flora. Indicates arid climate from Peru, across Brazil to Africa in Albian-Cenomanian. Gnetaceaepollenites diversus Elaterosporites pseudoklaszii Steevesipollenites binodosus Elaterocolpites castellaini	Cenomaniano Medio a Superior	Transitional/braid delta	1
Formação Chonta			x	Tissotia singewaldi KNECHTEL/ Coniacian Tissotia steinmanni LISSON/ Coniacian Coelopoceras sp/ Turonian-Coniacian  Ostrea nicaisae coq./ Coniacian Ostrea, Nucula Turritella Cardun sp.  Tylostoma cf T. aequiaxis COQ./ Coniacian to Turonian Fasciolaria bleichert COQ./ Coniacian to Turonian  Incapollis enricii, Cupaneidites reticularis, Tricolpites giganteus Pslabrevitricolpites fidelli, Syncolpites chontae, Oligosphaeridium pulcherrimum  Droseridites senonicus, Cretacaiporites muelleri/ Santonian	Coniaciano Turoniano	Marino Raso	2
			x				1
			x				Santoniano
Formação Vivian	x x			Butinia andreevii Ariadnaesporites spinosus	Mastrichtiano	Delta-estuarina a Marino Raso	1
Formação Cachiyacu	x x			Haplophragmoides ponasilloensis & Ammobaculites	Mastrichtiano Superior	Marino Raso	1
Formação Yahuarango		x x x x x x		"Grambastichara" subcylindrica , Sphaerochara inconspicua. Sphaerochara huaropensis Brevichara sp? Porochara gildemeisteri Rabdochara roily & Tectochara cilindrata	Paleoceno Eoceno Inferior	Estuarino a Foodplain	3

TABELA 5.2

TABELA 5.3

Time (Ga)	Event	JURASSIC-TRIASSIC		CRETACEOUS		PALEOCENE-EOCENE		
		HUA 476 n= 58	HUA 266A n= 52	HUA 266B n= 113	HUA 462 n= 84	HUA 063 n= 113	HUA 461 n= 61	HUA 460 n= 103
< 0.22	<i>Andean Arc</i>	0	0	0	0	<b>14</b>	<b>16</b>	<b>16</b>
0.26-0.22	<i>Permian Triassic Rift</i>	2	0	0	1	1	0	1
0.4-0.26	<i>Paleozoic Magmatic Arc</i>	5	4	2	0	5	0	3
0.5-0.4	<i>Famatinian</i>	3	0	2	1	5	3	1
0.7-0.5	<i>Brazilian</i>	<b>28</b>	<b>27</b>	8	2	<b>21</b>	<b>13</b>	<b>11</b>
0.9-0.7		5	4	3	5	6	8	5
1.3-0.9	<i>Grenville Sunsas</i>	<b>31</b>	<b>29</b>	<b>39</b>	10	<b>15</b>	<b>31</b>	<b>30</b>
1.54-1.3	<i>Rondonia San Ignácio</i>	7	8	<b>16</b>	<b>14</b>	9	3	6
1.82-1.54	<i>Rio Negro-Juruena</i>	2	6	<b>16</b>	<b>35</b>	<b>14</b>	<b>18</b>	<b>18</b>
1.9-1.82	<i>Ventuari-Tapajós</i>	0	4	3	<b>20</b>	3	3	5
2. 2-1.9	<i>Maroni-Itacaiunas</i>	7	6	<b>9</b>	<b>10</b>	4	3	3
> 2.2	<i>Central Amazon</i>	<b>10</b>	<b>12</b>	2	2	3	2	1

Amostra	AGE	X	Y	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ $\pm 2\text{SE}$	$\pm 2\sigma$	$\epsilon\text{Nd}(0)$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$
HUA279	JURASSICO	360698.14	9289045.63	3.99	19.83	0.512124	190.00	-10.03	0.718028	7
HUA260	JURASSICO	369191.35	9268320.79	3.12	14.82	0.512233	11.00	-7.90	0.720302	8
HUA281	CRETACEO	359517.16	9288613.58	11.92	63.76				0.740591	39
HUA281	CRETACEO	359517.16	9288613.58	11.92	63.76	0.511754	11.00	-17.24	0.738550	13
HUA245	CRETACEO	364791.96	9271013.91	10.14	53.19	0.511759	12.00	-17.15	0.744522	8
HUA234	CRETACEO	363022.27	9271601.41	2.635	16.01	0.511685	10.00	-18.59	0.795820	12
HUA240	CRETACEO	364175.45	9271318.34	15.27	73.35				0.731918	49
HUA244	CRETACEO	364710.12	9271334.70	7.25	51.05	0.511758	21.00	-17.17	0.731701	16
HUA 462	CRETACEO	316252.12	9299906.99		9.766	0.511695	8	-18.40	0.714550	8
HUA 232	CRETACEO	362230.96	9271758.79	7.73	44.04	0.511776	20.00	-16.81	0.726218	15
HUA 063	PALEOCENO	307190.46	9199934.51	7.077	34.628	0.512099	12	-10.51	0.723330	3
HUA 461-B	PALEOCENO-EOCENO	315447.85	9298830.79	3.878	18.840	0.512108	8	-10.35	0.708700	10
HUA 461-C	PALEOCENO-EOCENO	315447.85	9298830.79	5.209	23.306	0.512025	10	-11.95	0.710030	5
HUA 460	PALEOCENO-EOCENO	316283.13	9296514.50	5.054	15.747	0.512352	8	-5.58	0.707630	4

TABELA 5.4



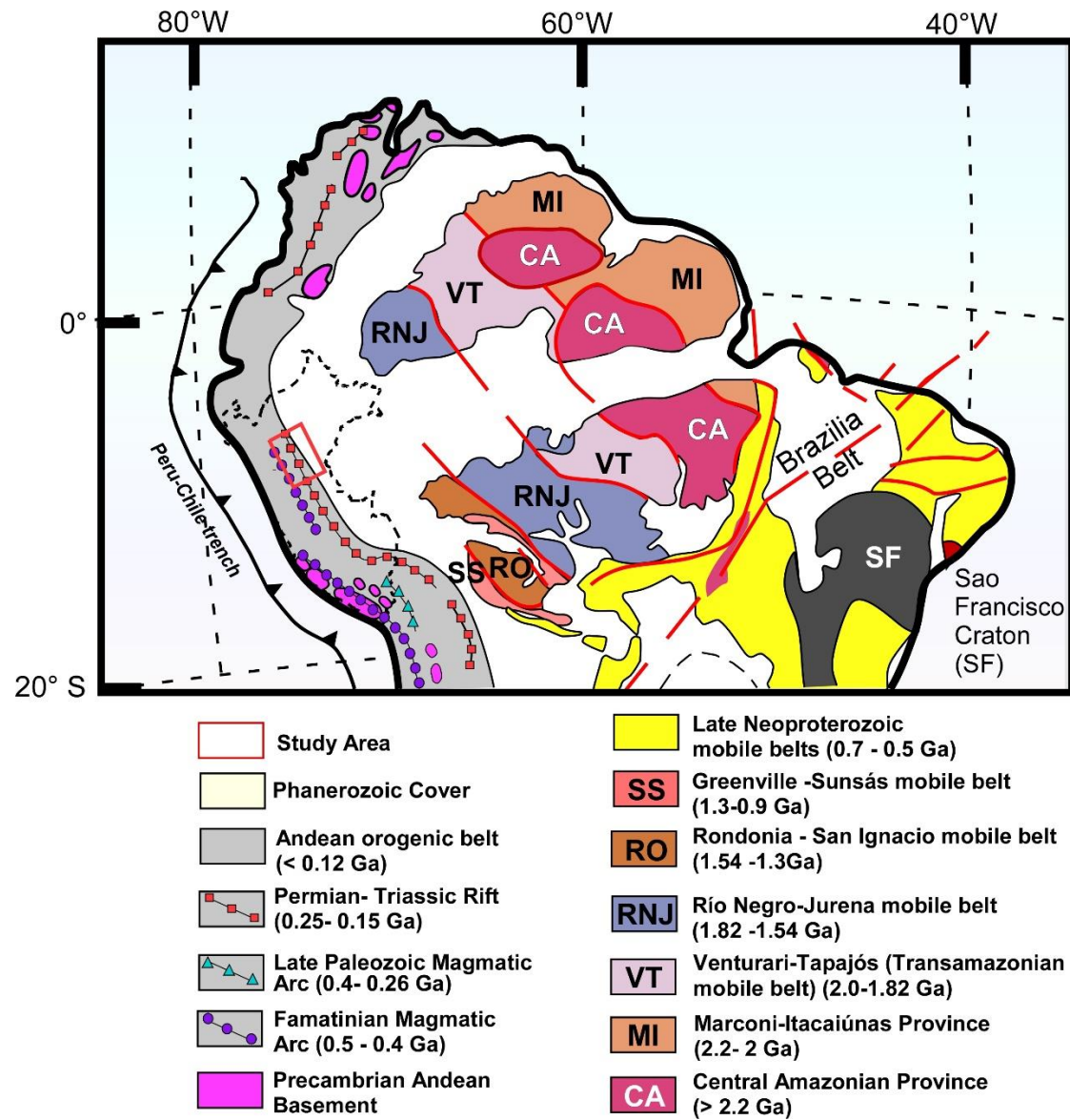
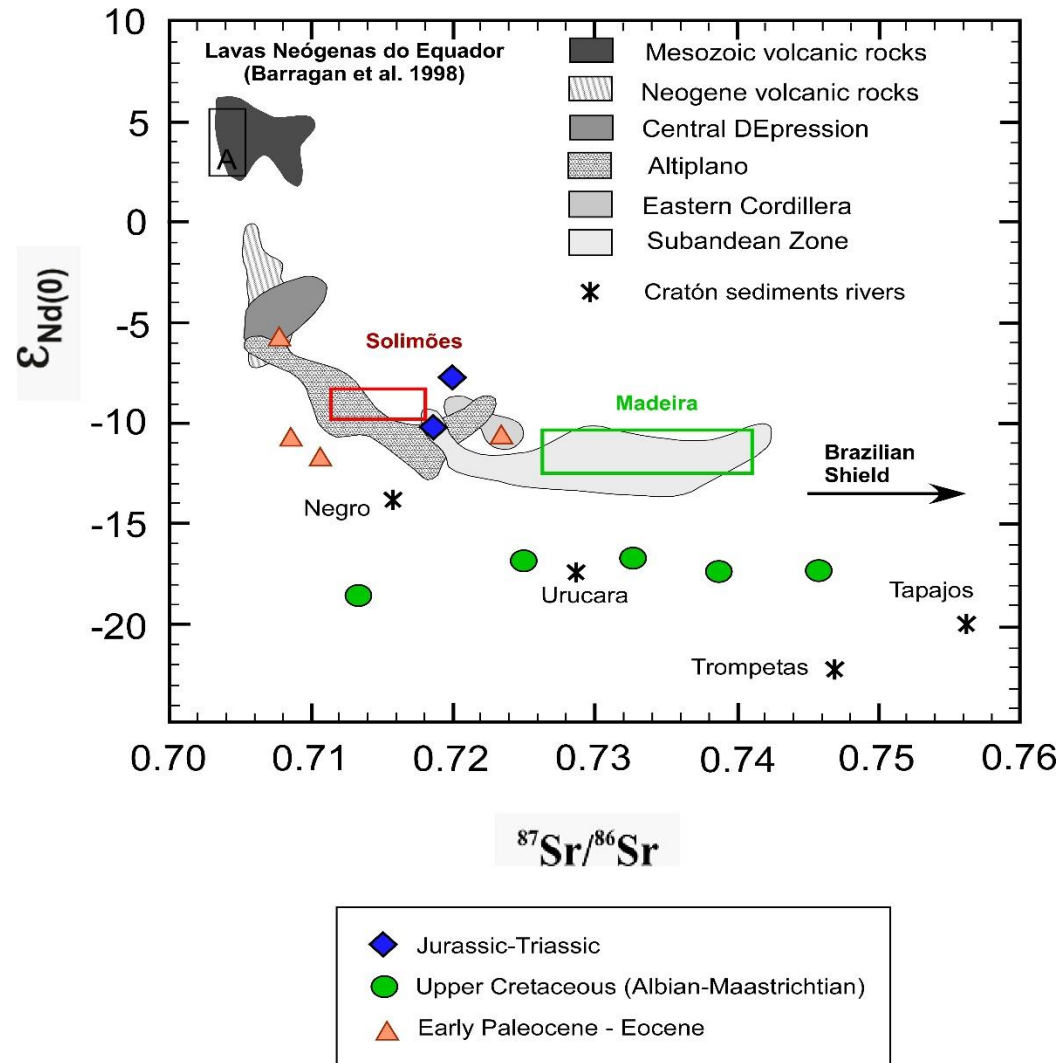


FIGURA 5.3

FIGURA 5.4



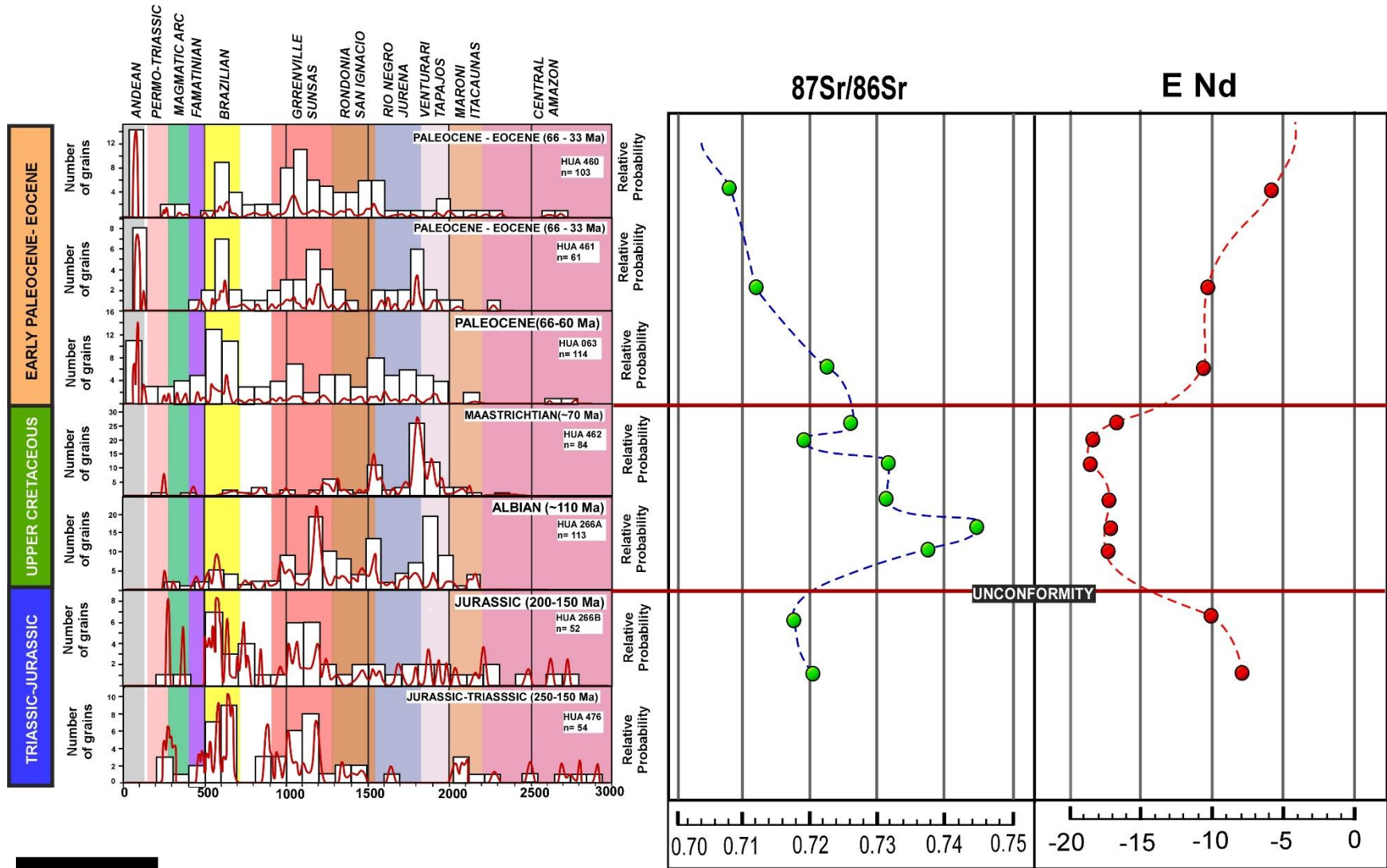
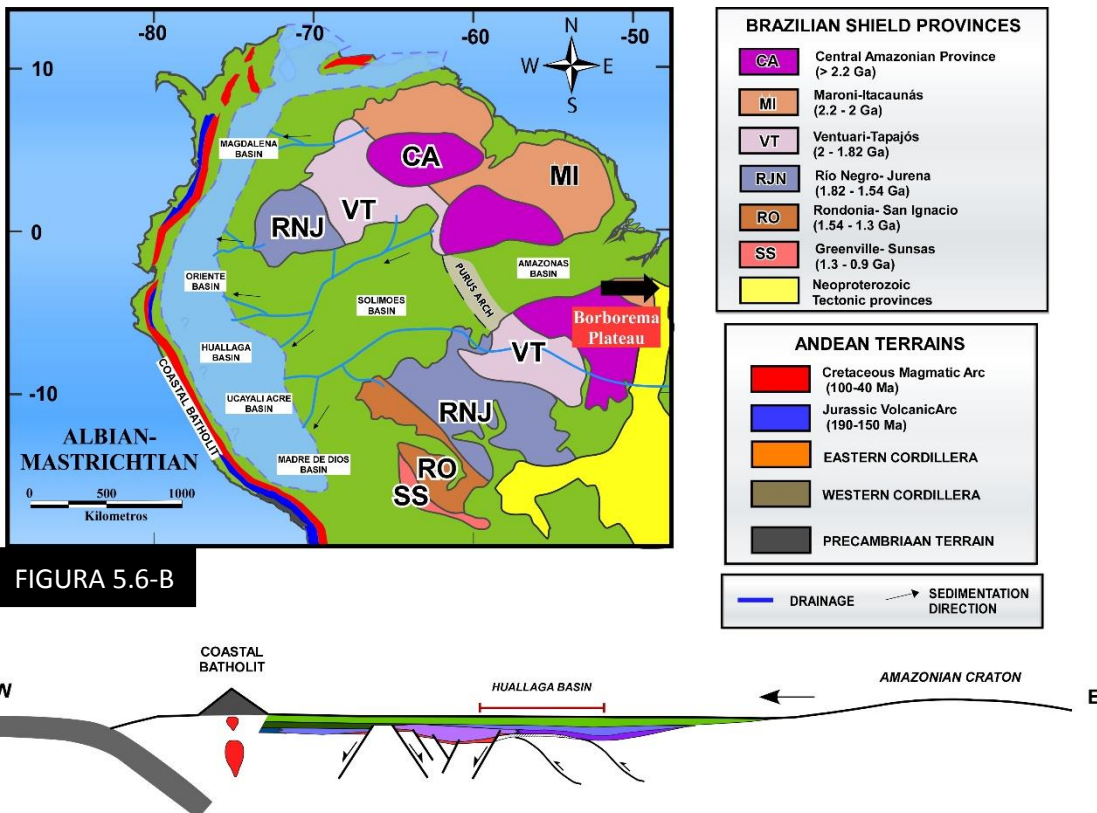
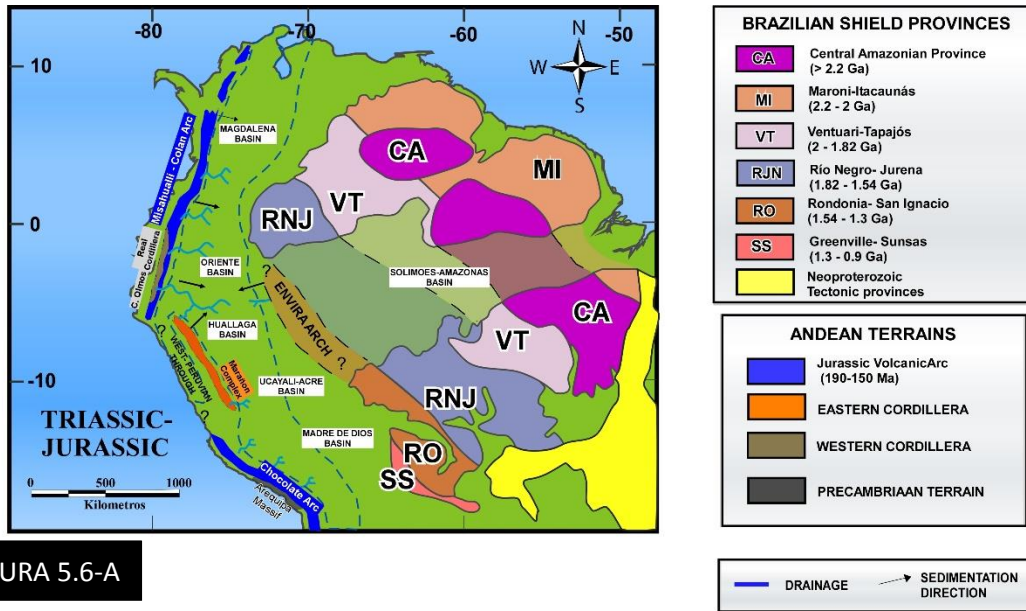
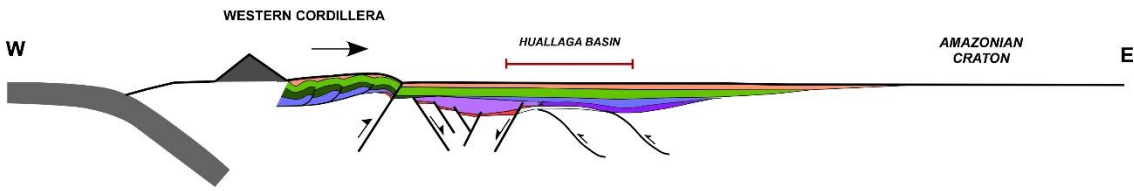
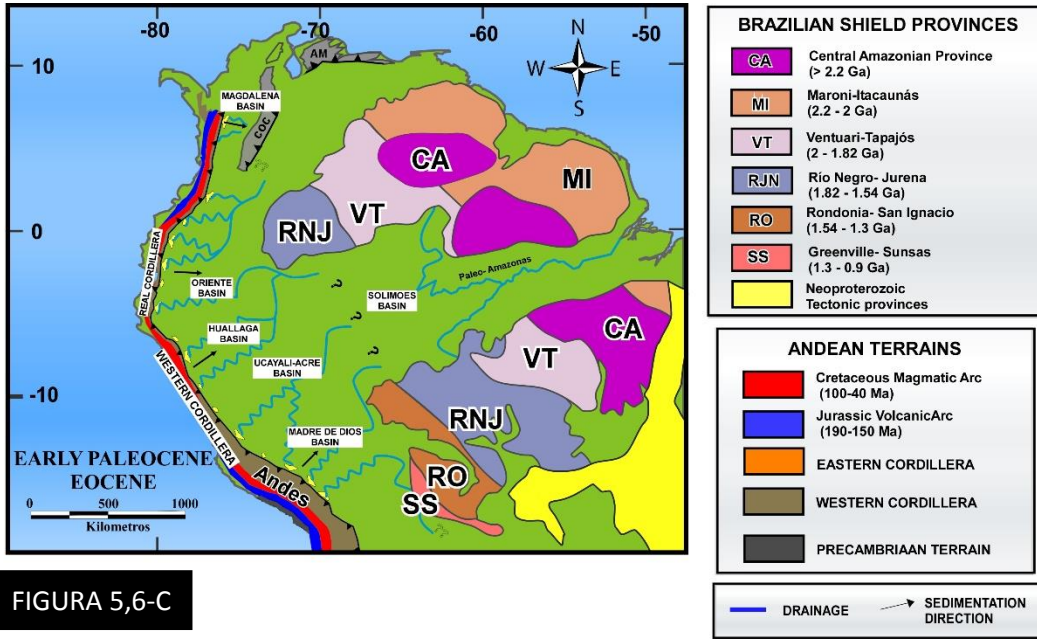


FIGURA 5.5







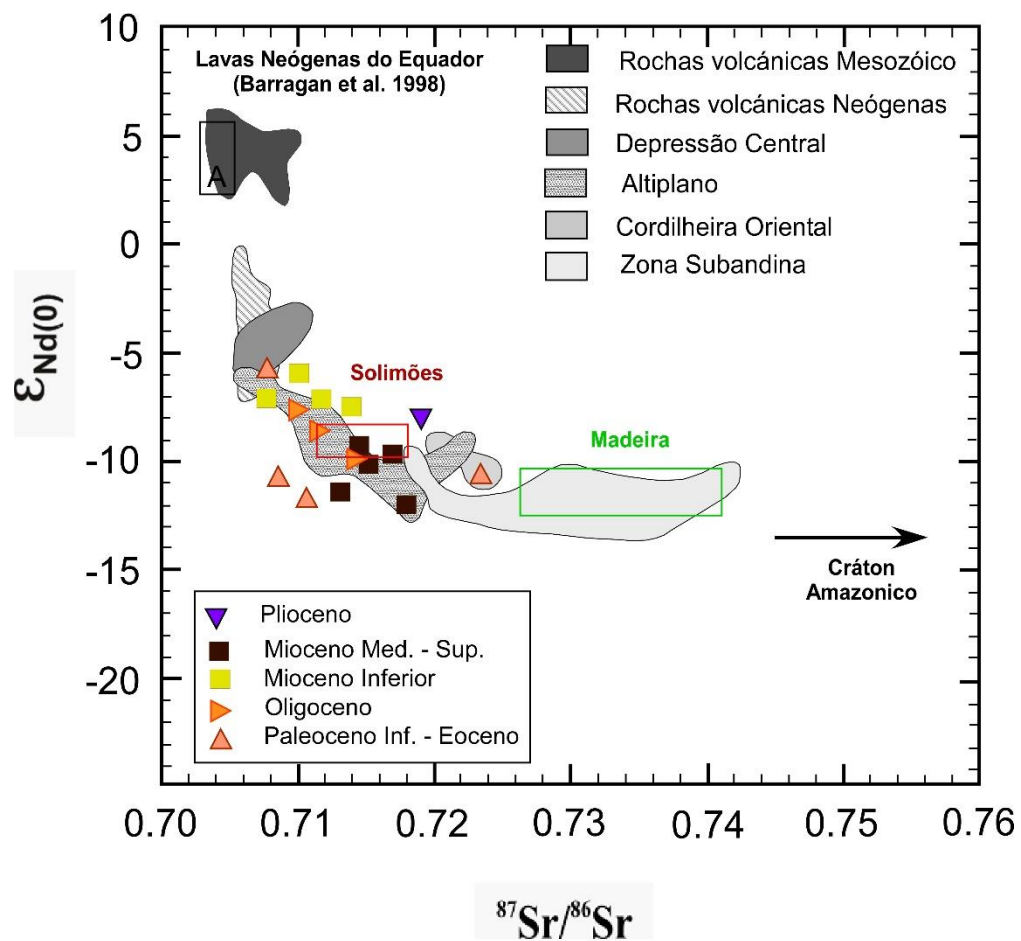
# CAPÍTULO 6

## 6. DISCUSSÕES

### 6.1. *Proveniência sedimentar do Cenozóico na bacia Huallaga*

O controle da proveniência do intervalo Triássico – Paleoceno foi descrito no capítulo anterior, para o caso do intervalo Cenozóico registra o desenvolvimento dos diversos segmentos que compõem a Cordilheira dos Andes Centrais (Ocidental e Oriental). Os dados foram plotados no diagrama de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs.  $\epsilon\text{Nd}(0)$  (Figure 6.1) e comparado com áreas fonte representativas dos Andes [Barragan et al., 1998; Kay et al., 1994; Rogers and Hawkesworth, 1989; Pinto, 2003] juntamente com sedimentos recentes em suspensão dos rios Solimões e Madeira [Viers et al., 2008]. Os histogramas de U-Pb (Figure 6.2 e 6.3) foram representados graficamente em duas gamas. O primeiro corresponde a uma gama de idades entre 0 e 3 Ga, onde representa as províncias do Craton Amazonico com outras regiões adjacentes (Figure 6.2). O segundo intervalo corresponde entre 0 a 500 Ma, onde foi possível identificar as diversas fontes reconhecidas nos segmentos que conformam os Andes Centrais (Figure 6.3).

Do capítulo anterior é possível dizer que as rochas sedimentares do Paleoceno – Eoceno (Formação Yahuarango) apresentam uma fonte mista de arco magmático-vulcânico andino junto com metassedimentos correspondentes ao embasamento andino. Os picos principais são representados pelas idades Greenville-Sunsas (0.9-1.3 Ga), idades Brasileiro (0.5-0.7 Ga) e idades Rio Negro-Jurena (1.54-1.82) que possam representar rochas metamórficas e metassedimentos do embasamento pré-cambriano no Peru e no Equador (Complexo Marañon, Complexo Olmos e Cordilheira Real) [Chew et al., 2007-2008]. Na bacia Oriente (Equador), os detritos das rochas metamórficas pré-cambrianas da Cordilheira Real foram documentados como a fonte da Formação Tena (Mastrichtiano-Paleoceno) [Martin-Gambojav and Winkler, 2008]. A contribuição de idades do arco vulcânico - magmático andino (< 0.22 Ga) poderia representar rochas intrusivas que compõem o Batólito Costeiro localizado no segmento da Cordilheira Ocidental.



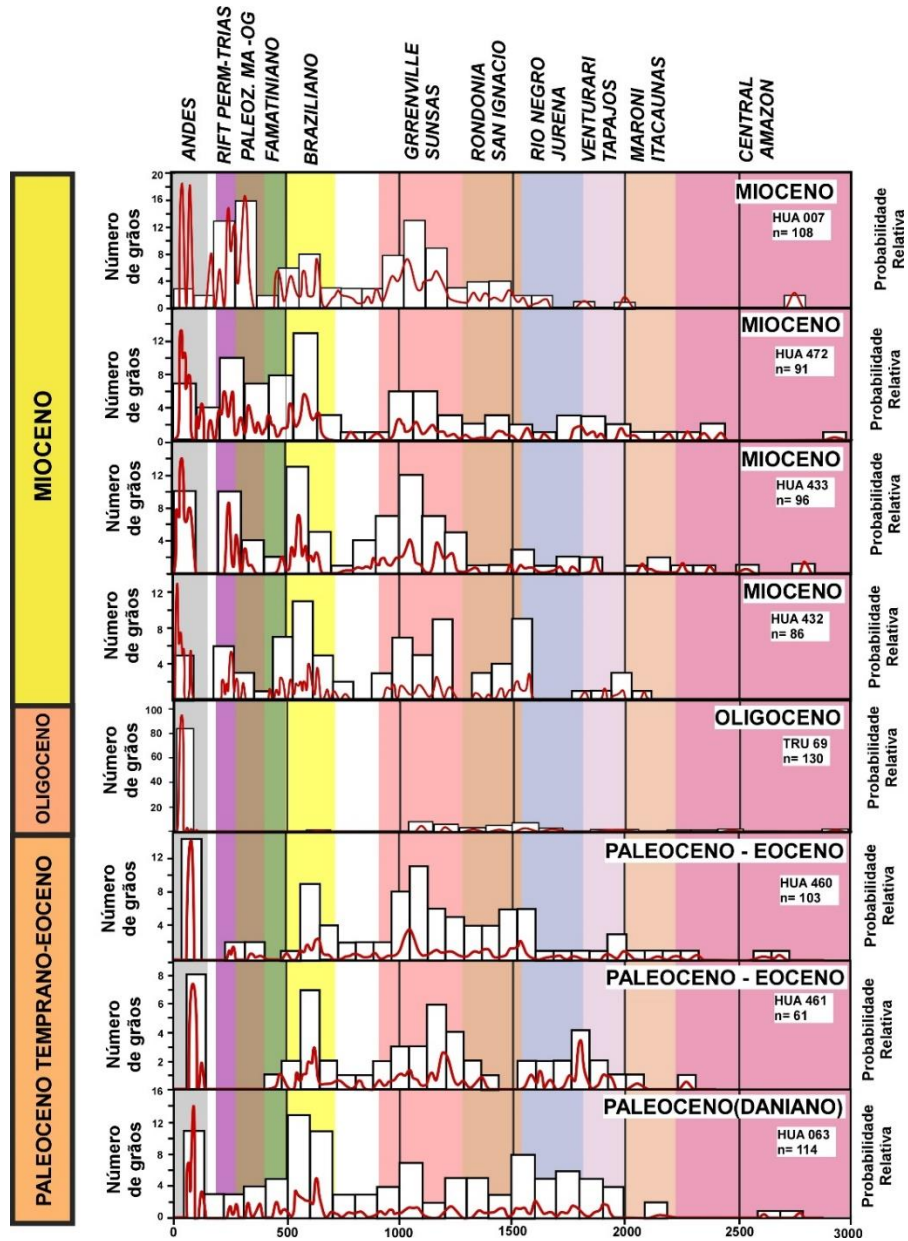
**Figura 6. 1** Diagrama  $^{87}Sr / ^{86}Sr$  Vs  $\epsilon Nd (0)$ , os valores de sedimentos Paleoceno-Plioceno comparados com os de várias áreas dos Andes Centrais. As fontes de dados: A: lavas equatorianas do Quaternário (Barragan et al., 1998). Rios Madeira e Solimões de Viers et al. (2008). Rochas vulcânicas do Neogeno e Mesozoico de Rogers e Hawkesworth (1989) em Kay et al. (1994). Rochas sedimentares Cenozóicas da Depressão Central, Altiplano, Cordillera Oriental, Zona subandina de Pinto (2003).



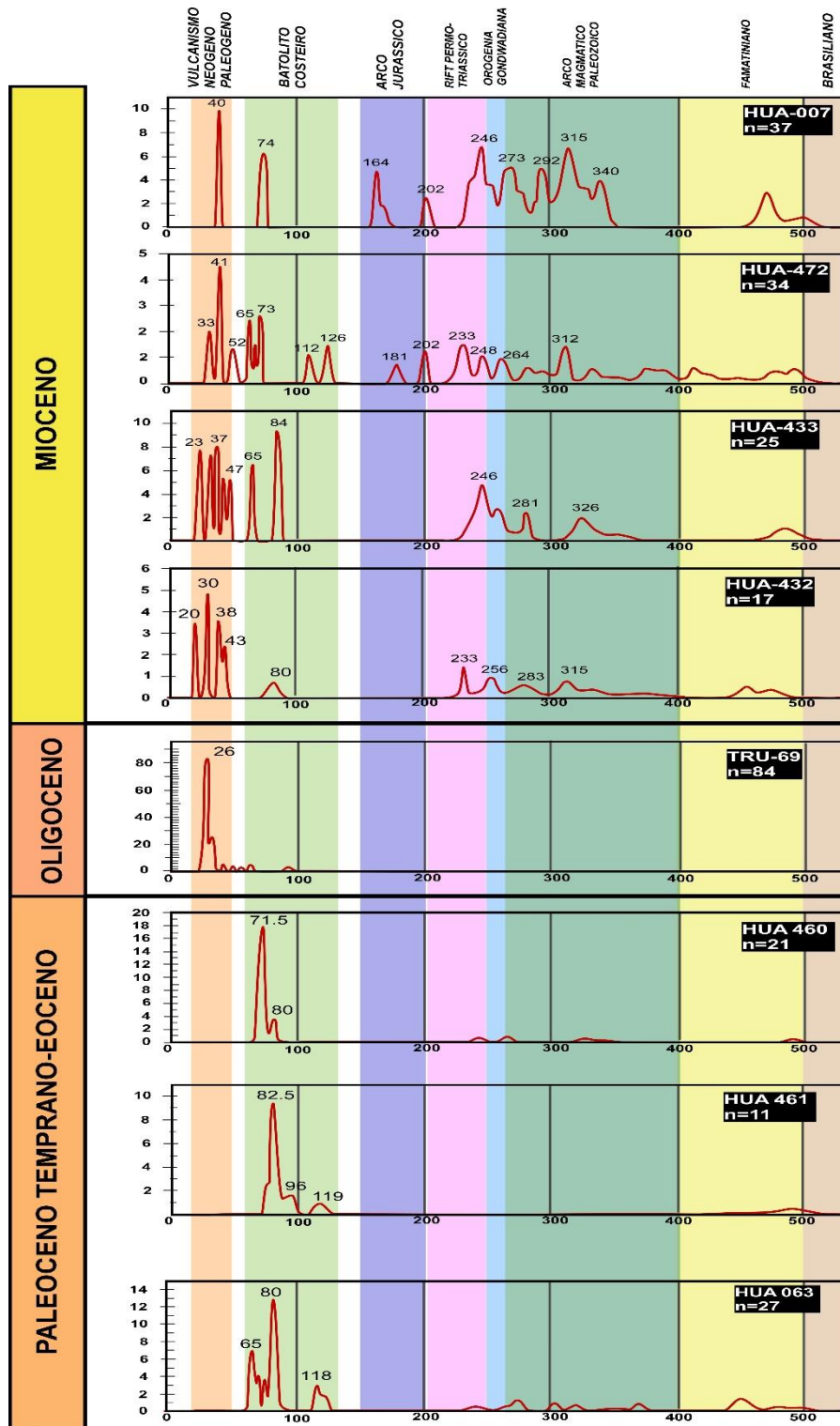
Esta estrutura se estende ao longo do ocidente peruano e representa grandes corpos plutônicos com idades entre 65- 100 Ma [Mukasa et al., 1986, Litty et al., 2017]. A composição isotópica de Sr-Nd das rochas sedimentares do Paleoceno-Eoceno (Figura 6.1) foram plotadas em áreas que representam a Depressão Central, Altiplano e Cordilheira Oriental [Pinto et al., 2004] que são relacionadas com uma influencia de fontes de reciclagem sedimentar e vulcanismo. Para o topo da Formação Yahuarango mostra uma alteração no valor de  $\epsilon\text{Nd}(0)$  que muda de -11 a -5, que indicaria um possível maior contribuição do arco vulcânica. Neste período poderia ser relacionado com o vulcanismo Eoceno-Mioceno que se localiza no segmento da Cordilheira Ocidental ao norte do Perú [Navarro et al., 2010].

As rochas sedimentares do Paleoceno-Eoceno na bacia Huallaga junto com as rochas sedimentares do Paleoceno Superior da bacia Madre de Dios [Louterbach et al., no prelo] representam a área onde se localizam os atuais sedimentos do material em suspensão (SPM) transportados pelo río Solimões [Viers et al., 2008]. Este período marca o início da influência dos Andes produto da inversão da bacia de back-arc devido ao desenvolvimento da tectônica andina. Para o segmento de bacias subandinas ao norte da América do Sul (as bacias Valle Medio de Magdalena- Colombia, bacia Oriente- Ecuador, bacia Huallaga- norte do Perú e bacia de Madre de Dios- Sul do Perú) se registra a presença destes primeiros sedimentos procedentes dos Andes durante o Paleoceno [Nie et al., 2012; Horton et al., 2015; Martin-Gambojav and Winkler, 2008; Louterbach et al., no prelo]. Pode-se dizer que durante este período mostrou um drenagem com um transporte procedente do segmento ocidental possivelmente limitado a leste pelo Arco de Purus na zona Amazônica Central [Caputo, 2016] (Figure 6.4). De acordo com o modelo de segmentação da bacia de ante-pais, durante este período o segmento da Cordilheira Ocidental representava a depozona de wedge-top e a atual zona subandina foi parte da depozona de foredeep. As rochas sedimentares do intervalo Eoceno-Oligoceno Inferior correspondem à Formação Pozo, que não apresenta um controle de amostragem da proveniência muito detalhado em comparação das outras unidades. A presença de Actinopterygii, Chondrichthyes, Eusuchia, Pyrotheria e Osteichthyes no membro Pozo Shale indica um ambiente marinho raso-estuarino. A pouca espessura nesta unidade é relacionada com uma baixa acumulação de sedimentos que é correlacionável com o período de descarga orogênica (Hermeza et al., 2005). Esta quiescência tectônica resulta com o

desenvolvimento de um sistema transgressivo que afeta a todo o segmento norte da América do Sul [Roddaz et al., 2010]. Os dados de paleocorrentes indicam um aporte de sedimentos da zona ocidental ao norte do Perú e Equador.



**Figura 6. 2** Histogramas das idades U-Pb (barras brancas) e as funções de densidade de probabilidade (curvas vermelhas) dos zircões detriticos. As idades do Craton e os Andes foram tomadas de Chew et al., (2007-2008), Bahlburg et al., (2009).



**Figura 6. 3** Funções de densidade de probabilidade (curvas vermelhas) dos zircões detritico. As idades dos Andes foram adquiridas de Mukasa et al., 1986; Chew et al., 2007-2008-2016; Navarro et al., 2010; Boekhout et al., 2012; Spikings et al., 2016.

As rochas sedimentares do Oligoceno Superior são representadas pela Formação Chambira. Esta unidade estratigráfica ocorre em um contexto continental com o desenvolvimento de canais fluviais em larga escala dominados por uma migração de norte para sul intercalados com níveis de paleossolos. As análises de U-Pb mostram uma única fonte de arco vulcânico, o maior pico é representado pela idade variando de 24 a 29 Ma juntamente com picos menores entre as idades de 30-100 Ma. Estas idades representam rochas sedimentares, vulcânicas e ígneas do Grupo Calipuy [Navarro et al., 2010] e Batólito Costeiro [Mukasa et al., 1986, Litty et al., 2017]. Os dados de paleocorrentes indicam uma proveniência da zona ocidental ao norte do Perú e Equador. As composições isotópicas de Sr-Nd das rochas sedimentares do Oligoceno Superior plotam na área do Altiplano que apresenta uma grande influência de vulcanismo Andino. Na bacia Oriente os sedimentos que representam a Formação Chalcana (Oligoceno) têm zircão de idade Oligoceno [Martin-Gambojav and Winkler, 2008] e a composição isotópica de Sr-Nd se localiza na área de sedimentos do Altiplano (Roddaz et al., 2012) corroborando a contribuição de arco vulcânico andino durante este período. Isto também implica que durante o Oligoceno, o segmento da Cordilheira Ocidental foi deformado e as rochas vulcânicas e sedimentares do Cretáceo-Oligoceno geraram os detritos para bacia Amazônica no Perú e Equador [Christophoul et al., 2002; Martin-Gombojav, Winkler, 2008; Roddaz et al., 2012 y Eude et al., 2014]. A proveniência sedimentar para bacia Oriente foi representada por uma fonte mista e possivelmente muda para uma fonte única vulcânica na Bacia Huallaga devido à falta de relevo na zona da Cordilheira Oriental. Pode-se dizer que durante o Oligoceno a drenagem teve um transporte do segmento norte ocidental com a migração do canal para o sul, onde a zona subandina representava a área de depozona de foredeep (Figure 6.4).

O período Mioceno foi controlado por processos de eustasia e subsidência flexural que produziram eventos transgressivos e regressivos (Mar de Pebas). As rochas sedimentares do Mioceno são representadas pela Formação Ipururo. Esta unidade é caracterizada por bancos de arenitos de maré na base e muda a sedimentos continentais fluviais e aluviais para o topo. As análises indicam uma fonte mista entre arco vulcânico-magmático do Mesozóico-Cenozóico que fazem parte da Cordilheira Ocidental e rochas Paleozóicas, Mesozóicas e Precambrianas que fazem parte da Cordilheira Oriental. De fato, os maiores picos são

representados pelas idades Greenville-Sunsas (0.9-1.3 Ga), idades Brasileiro (0.5-0.7 Ga), idades do arco magmático Paleozóico (0.26-0.4 Ga) e idades do Rift permo-triássico (0.15-0.15 Ga) poderiam representar os metassedimentos do embasamento pré-cambriano no Peru (Marañon Complex) [Chew et al., 2007-2008] junto com idades de rochas intrusivas e sedimentos do Rift Mitu localizado na Cordilheira Oriental [Spikings, 2016]. A contribuição de idades do arco vulcânico- magmático andino (< 0.22 Ga) poderia representar rochas intrusivas que compõem o Batólito Costeiro [Mukasa et al., 1986, Litty et al., 2017] e as rochas vulcânicas que compõem os sedimentos do Grupo Calipuy [Navarro et al., 2010]. As composições isotópicas de Sr-Nd das rochas sedimentares do Mioceno foram plotadas e subdivididas em dois grupos. O primeiro grupo representa os sedimentos da base da Formação Ipururo e plotam na área do Altiplano tendência para a área de rochas vulcânicas do Neógeno dando a conhecer uma fonte do arco vulcânico predominante. O segundo grupo representado pelos sedimentos do nível médio e topo da Formação Ipururo potam nas áreas de Altiplano e Cordilheira Oriental derivado essencialmente de uma fonte de rochas metamórficas / plutônicas da Cordilheira Oriental. As rochas sedimentares da Formação Chambira (Mioceno) na bacia Oriente junto com os sedimentos da Formação Ipururo (Mioceno) na bacia de Madre de Dios (hacia la zona del Pongo de Coñec) apresentam uma assinatura isotópica similar. Estes sedimentos estão localizados na área que representa os sedimentos atuais de material em suspensão (SPM) transportados pelo Rio Solimões [Viers et al., 2008]. Durante o Mioceno Inferior a Médio a drenagem provenía da zona ocidental onde foi desenvolvida a atividade vulcânica da Cordilheira Ocidental junto com o surgimento da Cordilheira Oriental (Figure 6.4). Os sedimentos foram depositados a Leste onde foi coberta pelo mar de Pebas. Naquela época, a bacia Oriente equatoriano e a bacia peruana Huallaga representou a depozona foredeep (ou seja, a depozona com mais subsidência; da bacia de ante-país amazónica) para o leste foi desenvolvido o arco de Iquitos que representa a depozona de forebulge. O trabalho feito por Roddaz et al (2005) mostra que, durante este período os sedimentos do foredeep e forebulge não estavam influenciados por uma mesma drenagem.

Durante o Mioceno-Plioceno foram desenvolvidos o sistema de empurrões na bacia Huallaga produto de um período de máximo encurtamento (Calderon et al., 2017). Devido a esta

migração da frente orogénica foi produzida a progradação dos sedimentos que conformam as fácies fluviais e aluviais. Os sedimentos que fazem parte desta gama são representados pelas formações Ipururo e Juanjuí que são controlados por uma mudança local da proveniência. Estas unidades têm níveis de conglomerados com composições litológicas variáveis. Os conglomerados da Formação Ipururo são representados pela fonte das rochas metamórficas e intrusivas da Cordilheira Oriental. No entanto, a composição de conglomerados da Formação Junajui representa erosão dos empurrões adjacentes produzindo o aumento de clastos das rochas sedimentares. Cabe ressaltar que estes depósitos aluviais da Formação Juanjuí são mapeados na borda dos empurrões. Durante este período em direção para a zona oriental, os sedimentos que fazem parte do Arco de Iquitos (Formação Amazonas) apresentam a mesma assinatura isotópica que a Formação Juanjuí mostrando o predomínio da drenagem proveniente dos Andes. Em direção a bacia do arco de Guara foi reduzida a isostasia gerando um nível da erosão durante o Tortoniano (Mioceno Superior), permitindo a transferência de um grande volume de sedimentos procedentes dos Andes em direção as áreas cratônicas e as bacias adjacentes brasileiras chegando até as regiões marinhas da Foz do Amazonas [Caputo et al., 2016]. Pode-se dizer que este período de máximo encurtamento produto do levantamento da Cordilheira Oriental tem relação com a grande influência de sedimentos dos Andes e o desenvolvimento da atual drenagem da bacia Amazônica.

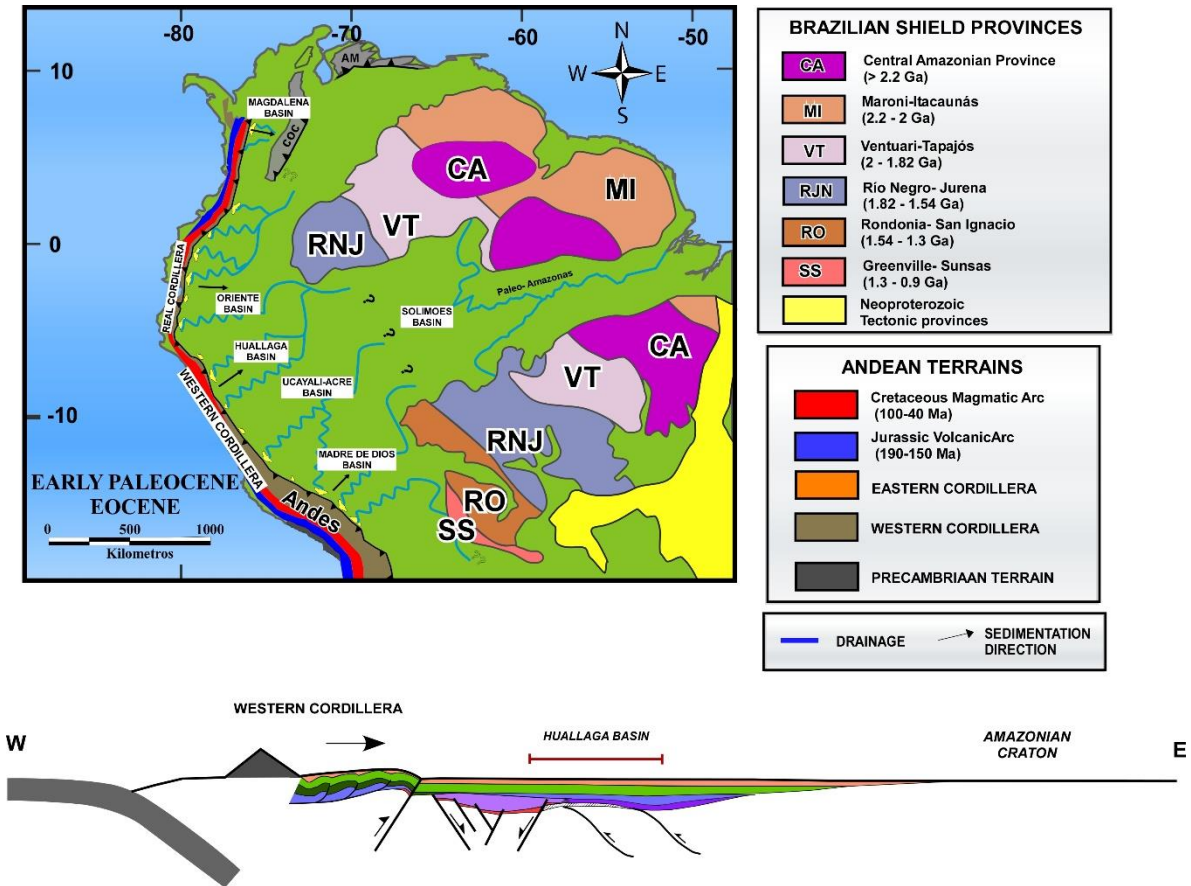


Figura 6. 4- A Mapa paleogeografico e corte ilustrativo do estágio Paleoceno-Eoceno baseado na interpretação da proveniência



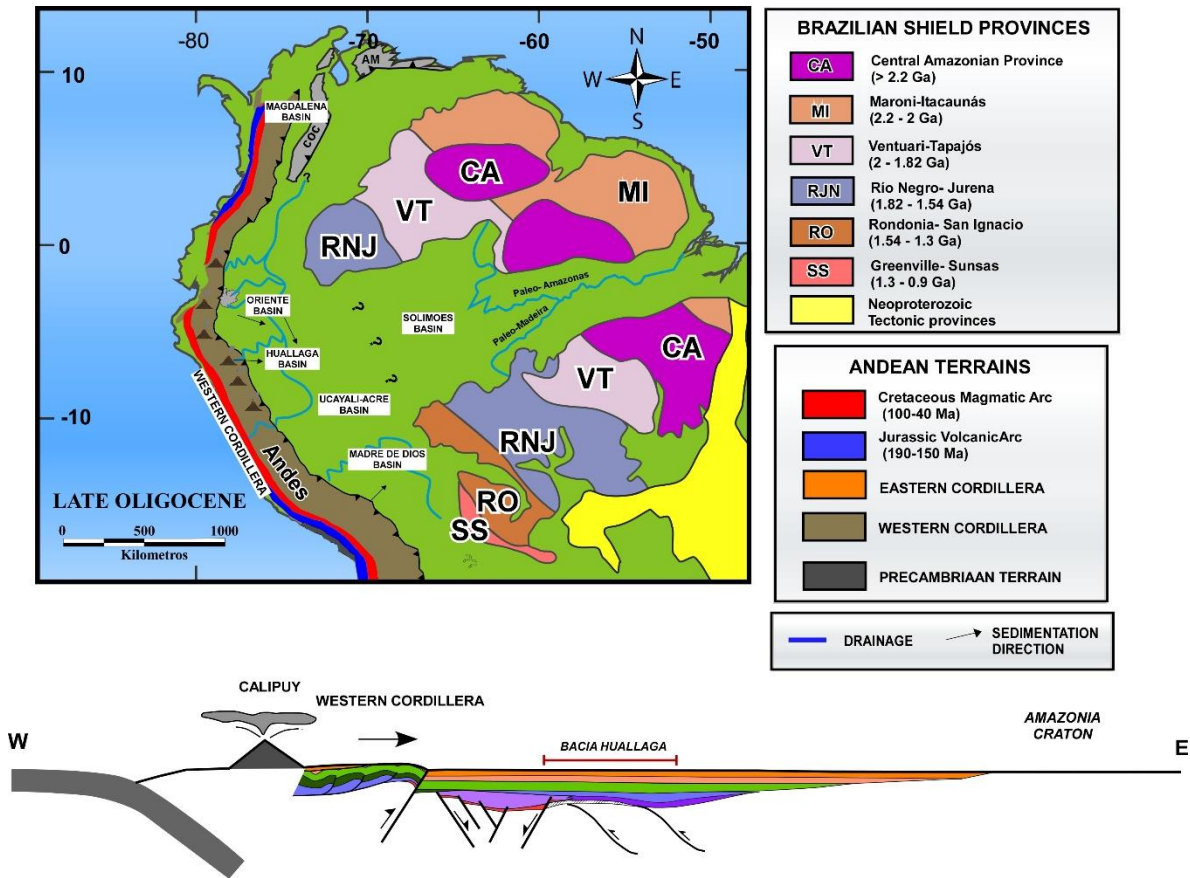


Figura 6.4-B Mapa paleogeográfico e corte ilustrativo do estágio Oligoceno baseado na interpretação da proveniência

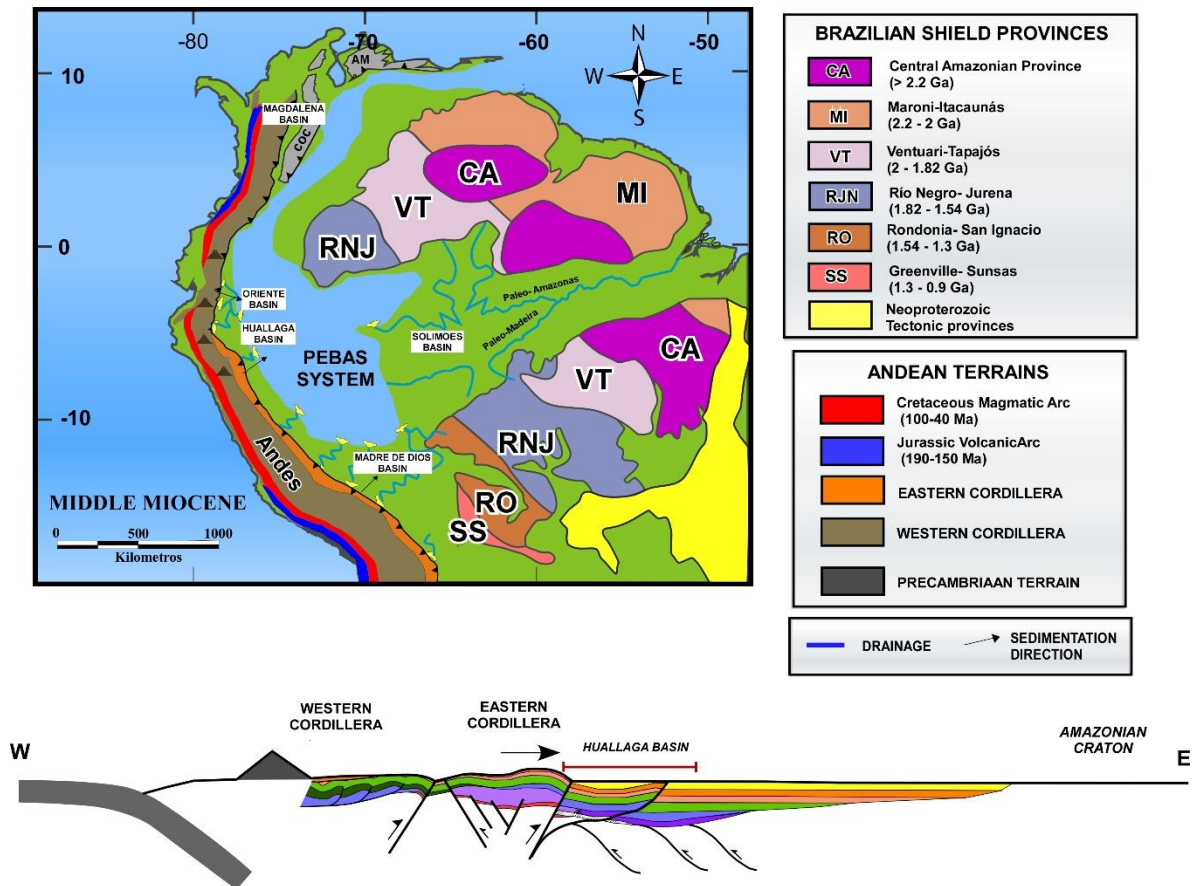


Figura 6. 4 C Mapa paleogeografico e corte ilustrativo do estágio Mioceno baseado na interpretação da proveniencia

## ***CAPÍTULO 7***

### ***CONCLUSÕES***

O estudo do intervalo Triássico – Plioceno das rochas sedimentares da bacia de Huallaga (norte do Perú) mostram as seguintes características em relação a suas variações de proveniência:

- As rochas sedimentares do Triássico-Jurássico têm valores de  $\epsilon\text{Nd}(0)$  de (-7.9 a -10) similar aos SPM do rio Solimoes e das rochas cenozóicas do Altiplano. Estes valores indicariam uma fonte sedimentar mista entre um terreno de Arco Vulcânico e um terreno de crosta continental velha. As idades U-Pb em zircão mostram uma contribuição de terreno crustal velho possivelmente relacionado com as rochas metamórficas e metassedimentos da Cordilheira Oriental. O sentido da drenagem poderia ser em direção de Oeste para Leste. A ausência de idades de zircão provenientes do Arco Vulcânico Jurássico é devido ao tipo de vulcanismo basáltico efusivo que não gera uma alta quantidade de zircão. Outra possibilidade é a posição distal da Bacia de Huallaga junto com o desenvolvimento do Alto de Marañón. Esta proveniência mista de zona ocidental e oriental tem relacionamento com o contexto de bacia de tras-arco que dominava esse período.
  
- As rochas sedimentares do Albiano-Mastrichtiano têm valores de  $\epsilon\text{Nd}(0)$  de (-16 a -18) relacionado com os atuais valores das drenagens que veem do Cráton Amazônico. As idades U-Pb em zircão mostram uma contribuição da zona oriental do Cráton Amazônico (Ventuari-Tapajos (2.0-1.8 Ga), Rio Negro-Jurena (1.8-1.54 Ga) e Rondonia San Ignacio (1.5-1.3 Ga). Estes dados mostram um período dominado por uma drenagem cratônica originada na zona oriental e central do Escudo Brasileiro e marca uma mudança de sentido da drenagem com uma direção de Leste para Oeste.

- As rochas sedimentares do Paleoceno-Eoceno têm valores de  $\epsilon\text{Nd}(0)$  relacionados com proveniência das áreas dos Andes. As idades U-Pb em zircão mostram população com 14 % de idades menores que 120 Ma relacionadas com as rochas vulcano-magmáticas dos Andes. Outras idades U-Pb indicam uma contribuição dos metassedimentos das rochas de embasamento do Equador e Perú. Esta fonte orogênica é caracterizada como o primeiro registro dos detritos andinos na retro-bracia de ante-pais Amazônica. O desenvolvimento dos Andes gera uma mudança do sentido da drenagem com direção de Oeste para Leste mais e possível que em áreas pertas do Cratón poderia existir a influencia de este tipo de fonte.
  
- As rochas sedimentares do Oligoceno têm valores de  $\epsilon\text{Nd}(0)$  de (-7.7 a -9.9) similar aos SPM do Rio Solimões e das rochas cenozóicas do Altiplano. As idades U-Pb em zircão mostram uma contribuição principal de arco vulcânico com uma população entre 23-29 Ma. Os sedimentos veem de este tipo de vulcanismo desenvolvido na Cordilheira Ocidental do Equador (Saraguro) e Perú (Calipuy) durante o Eoceno-Mioceno. A ausência de reciclagem poderia marcar um período de ausência de tectonismo mais se precisa um maior control de amostragem.
  
- As rochas sedimentares do Mioceno têm valores de  $\epsilon\text{Nd}(0)$  de (-5.8 a -12.6). Os valores estão divididos em dois grupos, o primeiro grupo representa os sedimentos basais e têm valores mais positivos de  $\epsilon\text{Nd}(0)$  e o segundo grupo representa os sedimentos do topo e têm valores mais negativos de  $\epsilon\text{Nd}(0)$ . Estes valores indicariam uma fonte sedimentar mista entre um terreno de arco vulcânico inicial que vai migrar para uma fonte de crosta continental velha a reciclagem. As idades U-Pb em zircão mostram uma contribuição da Cordilheira Ocidental e da Cordilheira Oriental. As rochas sedimentares da base têm influência do vulcanismo que aconteceu na Cordilheira Ocidental (Calipuy-Saraguro). Posteriormente o levantamento da Cordilheira Oriental gera uma mudança da proveniência nos sedimentos ao topo da coluna e produce uma barrera que impede o passo de sedimentos que veim da zona ocidental.

## CAPÍTULO 8

### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

#### A

Allègre, C. J., Dupré, B., Négrel, P., & Gaillardet, J. (1996). Sr □ Nd □ Pb isotope systematics in Amazon and Congo River systems: constraints about erosion processes. *Chemical Geology*, 131(1-4), 93-112.

Allen P. A., Homewood P. & Williamw G. D. (1986). Foreland basins: an introduction. In: Allen P. A. & Homewood P. Eds., Special Publication, IAS, 8, pp. 3-12.

Antoine, P. O., Abello, M. A., Adnet, S., Sierra, A. J. A., Baby, P., Billet, G.; & Corfu, F. (2016). A 60-million-year Cenozoic history of western Amazonian ecosystems in Contamana, eastern Peru. *Gondwana Research*, 31, 30-59.

Alvarez-Calderón, E., (1999). Changes observed in the reservoir characteristics of Cretaceous sediments across the Chazuta thrust fault, Huallaga basin, Peru. INGEPET' 99 Expr -1-EA- 10, Lima, 15 pp.

#### B

Baby, P., Rochat, P., Mascle, G., Hérail, G. (1997) Neogene shortening contribution to crustal thickening in the back arc of the Central Andes. *Geology* 25, 883–886.

Baby, P., M. Rivadeneira, R. Barragán, and F. Christophoul, (2013). Thick-skinned tectonics in the Oriente foreland basin of Ecuador: Geological Society, London, Special Publications, v. 377, no. 1, p.59–76, doi:10.1144/sp377.1.

Baby, P., Y. Calderon, 496 M. Louterbach, A. Eude, N. Espurt, S. Brusset, M. Roddaz, S. Brichau, G. Calves, C. Hurtado, L. Ramirez, A. Quispe and R. Bolaños, (2014). Thrusts propagation and new geochronologic constraints in the Peruvian Subandean fold and thrust belt: VIII INGEPET 2014 (GEO-EX-PB-10-N).

Bahlburg, H., Vervoort, J.D., DuFrane, S.A., Carlotto, V., 2008. Provenance of the Early Paleozoic Ollantaytambo Formation, southern Peru: the U–Pb and Hf isotope evidence of detrital zircons. XIII Congreso Latinoamericano de Geología, Lima, Peru, abstracts.

Barragan, R., Baby, P., Duncan, R. (2005) Cretaceous alkaline intraplate magmatism in the Ecuadorian Oriente Basin: Geochemical, geochronological and tectonic evidence. *Earth Planet Sci Lett* 236, 670–690.

Basu, A. R., Sharma, M., & DeCelles, P. G. (1990). Nd, Sr-isotopic provenance and trace element geochemistry of Amazonian foreland basin fluvial sands, Bolivia and Peru: implications for ensialic Andean orogeny. *Earth and Planetary Science Letters*, 100(1-3), 1-17.

Bayon, G., Toucanne, S., Skonieczny, C., André, L., Bermell, S., Cheron, S. & Germain, Y. (2015). Rare earth elements and neodymium isotopes in world river sediments revisited. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 170, 17-38.

Bayona, G., Cortes, M., Jaramillo, C., Ojeda, G., Aristizabal, J.J., Reyes- Harker, A. (2006b) Distinguishing tectonic versus eustatic surfaces in the Llanos Basin of Colombia, and implications for stratigraphic correlations. Extended abstracts, IX Simposio Bolivariano de Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas, Cartagena de Indias, Colombia.

Beaumont C., Quinlan G. M. & Stockmal G. S. 1993: The evolution of the Western Interior Basin: causes, consequences and unsolved problems. In: Caldwell W. G. E., Kauffman E. G. (Eds), *Evolution of the Western Interior Basin: Geological Association of Canada, Special Paper 39*, pp. 97-117.

Beaumont, C. (1981). Foreland basins. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 65(2), 291-329.

Beck, S. L., Zandt, G., Myers, S. C., Wallace, T. C., Silver, P. G., & Drake, L. (1996). Crustal-thickness variations in the central Andes. *Geology*, 24(5), 407-410.

Boekhout, F., Spikings, R., Sempere, T., Chiaradia, M., Ulianov, A., & Schaltegger, U. (2012). Mesozoic arc magmatism along the southern Peruvian margin during Gondwana breakup and dispersal. *Lithos*, 146, 48-64.

Boekhout, F., Spikings, R., Sempere, T., Chiaradia, M., Ulianov, A., & Schaltegger, U. (2012). Mesozoic arc magmatism along the southern Peruvian margin during Gondwana breakup and dispersal. *Lithos*, 146, 48-64.

Boyer, S. E., & Elliott, D. (1982). Thrust systems. *AAPG Bulletin*, 66(9), 1196-1230.

Bump, A., Kennan, L., and Fallon, J., (2008), Structural history of the Andean foreland, Peru, and its relation to subduction zone dynamics, in *American Association of Petroleum Geologists Annual Convention and Exhibition: San Antonio, Texas, American Association of Petroleum Geologists, search and discovery article 30062*.

Burtner, R.L., Nigrini, A., and Donelick, R.A., (1994), Thermochronology of lower Cretaceous source rocks in the Idaho-Wyoming thrust belt: *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 78, p. 1613–1636.

## C

Caballero, V., Parra, M., & Mora Bohorquez, A. R. (2010). Late Eocene-early Oligocene initial uplift of the Oriental Cordillera of Colombia: sedimentary provenance on the Nuevo Mundo Sincline, Mifflé Magdalena Basin. *Boletín de Geología*, 32(1), 45-77.

- Calderon, Y., P. Baby, C. Hurtado, and S. Brusset, (2017a), Thrust tectonics in the Andean retroforeland basin of northern Peru: Permian inheritances and petroleum implications: v. 82, p. 238–250, doi:10.1016/j.marpetgeo.2017.02.009.
- Calderon Y., P. Baby, Y. Vela, C. Hurtado, A. Eude, M. Roddaz, S. Brusset, G. Calvès and R. Bolaños, (2017b), Petroleum systems restoration of the Huallaga-Marañon Andean retroforeland basin, Peru: In Mahdi A. AbuAli, Isabelle Moretti, and Hege M. Nordgård Bolås, eds., *Petroleum Systems Analysis: AAPG Memoir 114*, p. 91–112.
- Caputo, M. V., 2014, Juruá Orogeny: Brazil and Andean Countries: *Brazilian Journal of Geology*.
- Caputo, M. V., & Soares, E. A. A. (2016). Eustatic and tectonic change effects in the reversion of the transcontinental Amazon River drainage system. *Brazilian Journal of Geology*, 46(2), 301-328.
- Cardona, A., Cordani, U. G., Ruiz, J., Valencia, V. A., Armstrong, R., Chew, D., & Sanchez, A. W. (2009). U-Pb zircon geochronology and Nd isotopic signatures of the pre-Mesozoic metamorphic basement of the eastern Peruvian Andes: growth and provenance of a Late Neoproterozoic to Carboniferous accretionary orogen on the northwest margin of Gondwana. *The journal of Geology*, 117(3), 285-305.
- Casquet, C., Fanning, C. M., Galindo, C., Pankhurst, R. J., Rapela, C. W., & Torres, P. (2010). The Arequipa Massif of Peru: New SHRIMP and isotope constraints on a Paleoproterozoic inlier in the Grenvillian orogen. *Journal of South American Earth Sciences*, 29(1), 128-142.
- Catuneanu, O., Beaumont, C., & Waschbusch, P. (1997). Interplay of static loads and subduction dynamics in foreland basins: Reciprocal stratigraphies and the “missing” peripheral bulge. *Geology*, 25(12), 1087-1090.
- Cawood, P. A., Nemchin, A. A., Smith, M., & Loewy, S. (2003). Source of the Dalradian Supergroup constrained by U–Pb dating of detrital zircon and implications for the East Laurentian margin. *Journal of the Geological Society*, 160(2), 231-246.
- Cediel, F., Shaw, R., Cáceres, C. (2003) Tectonic assembly of the northern Andean Block. In: Bartolini, C., Buffler, R.T., Blickwede, J. (eds) *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon Habitats, Basin Formation and Plate Tectonics*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 79, 815–848.
- Chew, D. M., Schaltegger, U., Košler, J., Whitehouse, M. J., Gutjahr, M., Spikings, R. A., & Mišković, A. (2007). U-Pb geochronologic evidence for the evolution of the Gondwanan margin of the north-central Andes. *Geological Society of America Bulletin*, 119(5-6), 697-711.
- Chew, D. M., Magna, T., Kirkland, C. L., Mišković, A., Cardona, A., Spikings, R., & Schaltegger, U. (2008). Detrital zircon fingerprint of the Proto-Andes: Evidence for a Neoproterozoic active margin? *Precambrian research*, 167(1), 186-200.
- Chew, D. M., Pedemonte, G., & Corbett, E. (2016). Proto-Andean evolution of the Eastern Cordillera of Peru. *Gondwana Research*, 35, 59-78.
- Christophoul F., P. Baby, C. Davila, 2002, Stratigraphic responses to a major tectonic event in a foreland basin: the Ecuadorian Oriente Basin from Eocene to Oligocene times: *Tectonophysics*, 345(1-4), 281-298.



Clift, P. D., & Hartley, A. J. (2007). Slow rates of subduction erosion and coastal underplating along the Andean margin of Chile and Peru. *Geology*, 35(6), 503-506.

Clift, P. D., Schouten, H., & Draut, A. E. (2003). A general model of arc-continent collision and subduction polarity reversal from Taiwan and the Irish Caledonides. Geological Society, London, Special Publications, 219(1), 81-98.

Cloos, M. (1992). Thrust-type subduction-zone earthquakes and seamount asperities: A physical model for seismic rupture. *Geology*, 20(7), 601-604.

Cobbing, E. J., & Pitcher, W. S. (1972). The coastal batholith of central Peru. *Journal of the Geological Society*, 128(5), 421-454.

Colombo, F. (1994). Normal and reverse unroofing sequences in syntectonic conglomerates as evidence of progressive basinward deformation. *Geology*, 22(3), 235-238.

Cordani, U. G., D'Agrella-Filho, M. S., Brito-Neves, B. D., & Trindade, R. I. F. (2003). Tearing up Rodinia: the Neoproterozoic palaeogeography of South American cratonic fragments. *Terra Nova*, 15(5), 350-359.

Corelab (2012) Perú Regional Reservoirs and Seals. Technical Report.

Cossío Navarro, A. (1964). Geología de los cuadrángulos de Santiago de Chuco y Santa Rosa (Hojas 17-gy 18-g)-[Boletín A 8].

## D

Dahlstrom, C. D. A. (1969). Balanced cross sections. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 6(4), 743-757.

DeCelles P. et Giles K. (1996): Foreland basin Systems. *Basin Research*, 8, pp. 105-123.

DeCelles P. G., Langford, R. P., y Schwartz, R. K., 1983; Two new methods of paleocurrent determination from through cross-stratification: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 53, no. 2, p. 629-642.

DeCelles, P. G., Carrapa, B., Horton, B. K., & Gehrels, G. E. (2011). Cenozoic foreland basin system in the central Andes of northwestern Argentina: Implications for Andean geodynamics and modes of deformation. *Tectonics*, 30(6).

DeCelles, P. G., Ducea, M. N., Kapp, P., & Zandt, G. (2009). Cyclicity in Cordilleran orogenic systems. *Nature Geoscience*, 2(4), 251-257.

DeCelles, P. G., Gehrels, G. E., Najman, Y., Martin, A. J., Carter, A., & Garzanti, E. (2004). Detrital geochronology and geochemistry of Cretaceous–Early Miocene strata of Nepal: implications for timing and diachroneity of initial Himalayan orogenesis. *Earth and Planetary Science Letters*, 227(3), 313-330.

DeCelles, P. G., Gehrels, G. E., Quade, J., Ojha, T. P., Kapp, P. A., & Upreti, B. N. (1998). Neogene foreland basin deposits, erosional unroofing, and the kinematic history of the Himalayan fold-thrust belt, western Nepal. *Geological Society of America Bulletin*, 110(1), 2-21.

DeCelles, P. G., Gray, M. B., Ridgway, K. D., Cole, R. B., Srivastara, P., Pequera, N., y Pivnik, D. A., 1991, Kinematic history of foreland uplift from Paleocene synorogenic conglomerates, Beartooth Range, Wyoming and Montana: *Geological Society of America Bulletin*, v. 103, no. 11, p. 1458-1475.

DeCelles, P.G. and Horton, B.K., 2003. Early to middle Tertiary foreland basin development and the history of Andean crustal shortening in Bolivia. *Geological Society of America Bulletin*, 115(1): 58-77.

DeGraaff-Surpluss, K., Graham, S. A., Wooden, J. L., & McWilliams, M. O. (2002). Detrital zircon provenance analysis of the Great Valley Group, California: Evolution of an arc-forearc system. *Geological Society of America Bulletin*, 114(12), 1564-1580.

Déramond J., Delcaillau B., Souquet P., Angelier J., Chu H. T., Lee J. F., Lee T. Q., Liew P. M., Lin T. S., & Teng L. 1996 : Signatures de la surrection et de la subsidence dans les bassins d'avant-chaîne actifs : Les Foothills de Taiwan (de 8 Ma à l'Actuel), *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 167, 1, pp. 111-123.

Devlin, S., B. L. Isacks, M. E. Pritchard, W. D. Barnhart, and R. B. Lohman, 2012, Depths and focal mechanisms of crustal earthquakes in the central Andes determined from teleseismic waveform analysis and InSAR: *Tectonics*, v. 31, no. 2, p. 1–33, doi:10.1029/2011TC002914.

Dewey J. F. y Bird (1970). Mountain belts and the new global tectonics, *J. Geophys. Res.*, 75, p.2625-2647.

Dickinson, W. R. (1976). Sedimentary basins developed during evolution of Mesozoic–Cenozoic arc–trench system in western North America. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 13(9), 1268-1287.

Dickinson, W. R., & Gehrels, G. E. (2003). U–Pb ages of detrital zircons from Permian and Jurassic eolian sandstones of the Colorado Plateau, USA: paleogeographic implications. *Sedimentary Geology*, 163(1), 29-66.

Dominguez, S., Lallemand, S. E., Malavieille, J., & von Huene, R. (1998). Upper plate deformation associated with seamount subduction. *Tectonophysics*, 293(3), 207-224.

Echavarría, L., Hernández, R., Allmendinger, R., Reynolds, J. (2003) Subandean thrust and fold belt of northwestern Argentina: geometry and timing of the Andean evolution. *AAPG Bulletin* 87, 965–985.

## *E*

Ehlers, T.A., and Poulsen, C.J., 2009, Influence of Andean uplift on climate and paleoaltimetry estimates: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 281, p. 238–248, doi: 10.1016/j.epsl.2009.02.026.

Erslev, E.A. (1986) Basement balancing of Rocky Mountain foreland uplifts. *Geology* 14, 259–262.

Espurt, N., Baby, P., Brusset, S., Roddaz, M., Hermoza, W., Regard, V., Antoine, P.O., Salas Gismondi, R., Bolaños, R., 2007. InfluenceControl of the Nazca Ridge subduction on the modern Amazonian retro-foreland basin. *Geology* 35 (6), 515e518.

Espurt, N., Baby, P., Brusset, S., Roddaz, M., Hermoza, W., Regard, V. & Bolaños, R. (2007). How does the Nazca Ridge subduction influence the modern Amazonian foreland basin?. *Geology*, 35(6), 515-518.

Espurt, N., Barbarand, J., Roddaz, M., Brusset, S., Baby, P., Saillard, M., Hermoza, W., 2011. A scenario for late Neogene Andean shortening transfer in the Camisea Subandean zone (Peru, 12\_S): implications for growth of the northern Andean Plateau. *Geol. Soc. Am. Bull.* 123 (9-10), 2050e2068. <http://dx.doi.org/10.1130/B30165.1>.

Espurt, N., Brusset, S., Baby, P., Hermoza, W., Bolaños, R., Uyen, D., & Déramond, J. (2008). Paleozoic structural controls on shortening transfer in the Subandean foreland thrust system, Ene and southern Ucayali basins, Peru. *Tectonics*, 27(3).

Espurt, N., J. Barbarand, M. Roddaz, S. Brusset, P. Baby, M. Saillard, and W. Hermoza, 2011, A scenario for late Neogene Andean shortening transfer in the Camisea Subandean zone (Peru, 12°S): Implications for growth of the northern Andean Plateau: *Bulletin of the Geological Society of America*, v.123, no. 9–10, doi:10.1130/B30165.1.

Eude, A. (2014). La croissance des Andes centrales du nord du Pérou (5-9° S): Propagation d'un prisme orogénique dans un contexte d'héritage tectonique et de subduction plane (Doctoral dissertation, Université Toulouse III Paul Sabatier).

Eude, A., M. Roddaz, S. Brichau, S. Brusset, Y. Calderon, P. Baby, and J.-C. Soula, 2015, Controls on timing of exhumation and deformation in the northern Peruvian eastern Andean wedge as inferred from low-temperature thermochronology and balanced cross section: *Tectonics*, v. 34, no. 4, doi:10.1002/2014TC003641.

## **F**

Feist, M., & Brouwers, E. M. (1991). *A new Tolypella from the Ocean Point dinosaur locality, North Slope, Alaska, and the Late Cretaceous to Paleocene nitelloid charophytes* (No. 1990). US Department of the Interior, US Geological Survey.

Figueiredo, J. J. J. P., Hoorn, C., Van der Ven, P., & Soares, E. (2009). Late Miocene onset of the Amazon River and the Amazon deep-sea fan: Evidence from the Foz do Amazonas Basin. *Geology*, 37(7), 619-622.

Fitzgerald, P. G., Sorkhabi, R. B., Redfield, T. F., & Stump, E. (1995). Uplift and denudation of the central Alaska Range: A case study in the use of apatite fission track thermochronology to determine absolute uplift parameters. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B10), 20175-20191.

Fontbote, L., & Gorzawski, H. (1990). Genesis of the mississippi valley-type Zn-Pb deposit of San Vicente, central Peru; geologic and isotopic (Sr, O, C, S, Pb) evidence. *Economic Geology*, 85(7), 1402-1437.

## G

- Gansser A. 1973. Facts and theories on the Andes. *Journal geological Society London*, 129, 93-131.
- Gautheron, C., N. Espurt, J. Barbarand, M. Roddaz, P. Baby, S. Brusset, L. Tassan-Got, and E. Douville, 2013, Direct dating of thick- and thin-skin thrusts in the Peruvian Subandean zone through apatite (U-Th)/He and fission track thermochronometry: *Basin Research*, v. 25, no. 4, doi:10.1111/bre.12012.
- Gehrels, G., Kapp, P., DeCelles, P., Pullen, A., Blakey, R., Weis. & Yin, A. (2011). Detrital zircon geochronology of pre-Tertiary strata in the Tibetan-Himalayan orogen. *Tectonics*, 30(5).
- Giambiagi, L. B., & Ramos, V. A. (2002). Structural evolution of the Andes in a transitional zone between flat and normal subduction (33° 30'–33° 45' S), Argentina and Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(1), 101-116.
- Gil W., 2001. Evolution latérale de la déformation d'un front orogénique: Exemple des bassins subandins entre 0° et 16°S. Phd Thesis, Université Paul Sabatier, Toulouse, 150 pp.
- Goldstein, S. L., Arndt, N. T., & Stallard, R. F. (1997). The history of a continent from U-Pb ages of zircons from Orinoco River sand and Sm-Nd isotopes in Orinoco basin river sediments. *Chemical Geology*, 139(1-4), 271-286.
- Gioia, S. M. C. L., & Pimentel, M. M. (2000). The Sm-Nd isotopic method in the Geochronology Laboratory of the University of Brasília. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 72(2), 219-245.
- Goldstein, S. L., O'Nions, R. K., & Hamilton, P. J. (1984). A Sm-Nd isotopic study of atmospheric dusts and particulates from major river systems. *Earth and planetary Science letters*, 70(2), 221-236.
- Gómez, E., Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Cardozo, N. (2005) Development of the Colombian foreland-basin system as a consequence of the diachronous exhumation of the northern Andes. *Geol Soc Am Bull* 117, 1272–1292.
- Graham, S. A., Tolson, R. B., DeCelles, P. G., Ingersoll, R. V., Bargar, E., Caldwell, L. M., Cavazza, W., Edwards, D. P., Follo, M. F. Handschy, J. F., Lemke, L., Moxon, I., Rice, R., Smith, G. A., and With, J., 1986. Provenance modeling as a technique for analyzing source terrane evolution and controls on foreland sedimentation: *Special Publication of the International Association of Sedimentologists*, v. 8, p. 425-436.
- Gray, M. B., & Zeitler, P. K. (1997). Comparison of clastic wedge provenance in the Appalachian foreland using U/Pb ages of detrital zircons. *Tectonics*, 16(1), 151-160.
- Green, P. F., Duddy, I. R., Laslett, G. M., Hegarty, K. A., Gleadow, A. W., & Lovering, J. F. (1989). Thermal annealing of fission tracks in apatite 4. Quantitative modelling techniques and extension to geological timescales. *Chemical Geology: Isotope Geoscience Section*, 79(2), 155-182.
- Gripp, A. E., & Gordon, R. G. (2002). Young tracks of hotspots and current plate velocities. *Geophysical Journal International*, 150(2), 321-361.

Gutscher, M. A., Malavielle, J., Lallemand, S., & Collot, J. Y. (1999). Tectonic segmentation of the North Andean margin: impact of the Carnegie Ridge collision. *Earth and Planetary Science Letters*, 168(3), 255-270.

Gutscher, M. A., Maury, R., Eissen, J. P., & Bourdon, E. (2000). Can slab melting be caused by flat subduction?. *Geology*, 28(6), 535-538.

Gutscher, M. A., Maury, R., Eissen, J. P., & Bourdon, E. (2000). Can slab melting be caused by flat subduction?. *Geology*, 28(6), 535-538.

Haeberlin, Y., Moritz, R., Fontboté, L., & Cosca, M. (2004). Carboniferous orogenic gold deposits at Pataz, eastern Andean Cordillera, Peru: geological and structural framework, paragenesis, alteration, and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology. *Economic Geology*, 99(1), 73-112.

## H

Hampel, A. (2002). The migration history of the Nazca Ridge along the Peruvian active margin: a re-evaluation. *Earth and Planetary Science Letters*, 203(2), 665-679.

Hampel, A., Kukowski, N., Bialas, J., Huebscher, C., & Heinbockel, R. (2004). Ridge subduction at an erosive margin: The collision zone of the Nazca Ridge in southern Peru. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109(B2).

Hampel, A., 2002, The migration history of the Nazca Ridge along the Peruvian active margin: A re-evaluation: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 203 pp. 665-679 doi: 10.1016/S0012-821X(02)00859-2.

Harman, R., Gallagher, K., Brown, R., Raza, A., & Bizzi, L. (1998). Accelerated denudation and tectonic/geomorphic reactivation of the cratons of northeastern Brazil during the Late Cretaceous. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(B11), 27091-27105.

Hermoza, W., Brusset, S., Baby, P., Gil, W., Roddaz, M., Guerrero, N., Bolaños, M., 2005. The Huallaga foreland basin evolution: thrust propagation in a deltaic environment, Northern Peruvian Andes. *J. S. Am. Earth Sci.* 19 (1), 21e34. [http:// dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2004.06.005](http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2004.06.005).

Horton, B. K., Anderson, V. J., Caballero, V., Saylor, J. E., Nie, J., Parra, M., & Mora, A. (2015). Application of detrital zircon U-Pb geochronology to surface and subsurface correlations of provenance, paleodrainage, and tectonics of the Middle Magdalena Valley Basin of Colombia. *Geosphere*, 11(6), 1790-1811.

Horton, B. K., Fuentes, F., Boll, A., Starck, D., Ramirez, S. G., & Stockli, D. F. (2016). Andean stratigraphic record of the transition from backarc extension to orogenic shortening: A case study from the northern Neuquén Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 71, 17-40.

Horton, B. K., Saylor, J. E., Nie, J., Mora, A., Parra, M., Reyes-Harker, A., & Stockli, D. F. (2010). Linking sedimentation in the northern Andes to basement configuration, Mesozoic extension, and Cenozoic shortening: Evidence from detrital zircon U-Pb ages, Eastern Cordillera, Colombia. *Geological Society of America Bulletin*, 122(9-10), 1423-1442.

Horton, B.K. (2005) Revised deformation history of the central Andes: Inferences from Cenozoic foredeep and intramontane basins of the Eastern Cordillera, Bolivia. *Tectonics* 24; doi:10.1029/2003TC001619.

Horton, B.K., Hampton, B.A. and Waanders, G.L., 2001. Paleogene synorogenic sedimentation in the Altiplano plateau and implications for initial mountain building in the central Andes. *Geological Society of America Bulletin*, 113(11): 1387-1400.

Hungerbühler, D., Steinmann, M., Winkler, W., Seward, D., Egüez, A., Peterson, D. E., & Hammer, C. (2002). Neogene stratigraphy and Andean geodynamics of southern Ecuador. *Earth-Science Reviews*, 57(1), 75-124.

Hurtado, C., P. Baby, Y. Calderon, R. Bolaños, H. Pelliza and C. Monges, 2014, *Arquitectura estratigráfica y estructural con un nuevo sistema petrolero en la zona noroccidental de la cuenca Ucayali: VIII INGEPET (GEO-EX-CH-04-N)*.

Hurtado, C.; Baby, P.; Ventura, R.; Calderón, Y.; Monges, C.; Gobbo, E.; Bolaños, R.; Dantas, E.; Jacay, J., 2016, *Geometria e cinemática da deformação subandina durante o Cenozoico no sistema de Ante-pais Ucayali-Acre (Perú-Brasil): Novos dados de termocronologia e restauração sequencial*. 48° Congresso Brasileiro de Geologia.

## J

Jaillard, E., Soler, P., Carlier, G., & MOURIER, T. (1990). Geodynamic evolution of the northern and central Andes during early to middle Mesozoic times: a Tethyan model. *Journal of the Geological Society*, 147(6), 1009-1022.

Jaillard, E., Feist, M., Grambast-Fessard, N., & Carlotto, V. (1994). Senonian-Paleocene charophyte succession of the Peruvian Andes. *Cretaceous Research*, 15(4), 445-456.

James D. 1971. Andean Crustal and Upper Mantle Structure, *J. Geophys. Res.*, 76/14.

Jones, C. E., Halliday, A. N., Rea, D. K., & Owen, R. M. (1994). Neodymium isotopic variations in North Pacific modern silicate sediment and the insignificance of detrital REE contributions to seawater. *Earth and Planetary Science Letters*, 127(1-4), 55-66.

Jordan T. E. & Flemings P. B. 1991: Large-scale stratigraphic architecture, eustatic variation, and unsteady tectonism: a theoretical evaluation. *Journal of Geophysical Research* 96, pp. 6681-6699.

Jordan T., B. Isacks R. Allmendinger J. Brewer V. Ramos y Ando C. 1983. Andean tectonics related to geometry of the subducted Nazca plate, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94, 341-361, 1983.

Jordan, T.E., Burns, W.M., Veiga, R., Pángaro, F., Copeland, P., Kelley, S. and Mpodozis, C., 2001. Extension and basin formation in the southern Andes caused by increased convergence rate: A mid Cenozoic trigger for the Andes. *Tectonics*, 20(3): 308-324.

**K**

Kley, J. (1996) Transition from basement-involved to thin-skinned thrusting in the Cordillera Oriental of southern Bolivia. *Tectonics* 15, 763–775.

Kley, J. (1996). Transition from basement-involved to thin-skinned thrusting in the Cordillera Oriental of southern Bolivia. *Tectonics*, 15(4), 763-775.

Kummel B. 1948. Geological Reconnaissance of the Contamana Region Peru, Bull Geol. Soc. Am. Vol. 59.

**L**

Le Roux, J.P., Tavares Correa, C., and Alayza, F., 2000, Sedimentology of the Rimac-Chillon alluvial fan at Lima, Peru, as related to Plio-Pleistocene sea level changes, glacial cycles and tectonics: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 13 pp. 499-510 doi: 10.1016/S0895-9811(00)00044-4.

Litty, C., Lanari, P., Burn, M., & Schlunegger, F. (2017). Climate-controlled shifts in sediment provenance inferred from detrital zircon ages, western Peruvian Andes. *Geology*, 45(1), 59-62.

Loewy, S. L., Connelly, J. N., & Dalziel, I. W. (2004). An orphaned basement block: The Arequipa-Antofalla Basement of the central Andean margin of South America. *Geological Society of America Bulletin*, 116(1-2), 171-187.

Louterbach, M., 2014, Propagation du front orogénique Subandin et réponse sédimentaire associée dans le bassin d’avant-pays Amazonien (Madre de Dios, Pérou), PhD. Thesis, Université Toulouse III, 261 pp., <http://thesesups.ups-tlse.fr/2530/>

Louterbach, M., et al, 2014. Evidences for a late Paleocene marine incursion in Southern Amazonia (Madre de Dios Sub-Andean Zone, Peru). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 414, 451-471.

**M**

Macharé, J., & Ortlieb, L. (1992). Plio-Quaternary vertical motions and the subduction of the Nazca Ridge, central coast of Peru. *Tectonophysics*, 205(1-3), 97-108.

Maloney, K. T., Clarke, G. L., Klepeis, K. A., & Quevedo, L. (2013). The Late Jurassic to present evolution of the Andean margin: Drivers and the geological record. *Tectonics*, 32(5), 1049-1065.

Martin-Gombojav, N., Winkler, W., 2008. Recycling of Proterozoic crust in the Andean Amazon foreland of Ecuador: implications for orogenic development of the Northern Andes. *Terra Nova* 20 (1), 22-31.

Martinod, J., Guillaume, B., Espurt, N., Faccenna, C., Funicello, F., & Regard, V. (2013). Effect of aseismic ridge subduction on slab geometry and overriding plate deformation: Insights from analogue modeling. *Tectonophysics*, 588, 39-55.



- Martinod, J., Husson, L., Roperch, P., Guillaume, B., & Espurt, N. (2010). Horizontal subduction zones, convergence velocity and the building of the Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 299(3), 299-309.
- Mathalone, J. and M. Montoya, 1995, Petroleum Geology of the Sub-andean Basins of Peru, In: Tankard, A.J., Suarez, S.R. and H. J. Welsink (eds) *Petroleum Basins of South America*, AAPG Memoir, 62, p. 423-444.
- McGeary, S., Nur, A., & Ben-Avraham, Z. (1985). Spatial gaps in arc volcanism: The effect of collision or subduction of oceanic plateaus. *Tectonophysics*, 119(1-4), 195-221.
- McLaughlin, D. H. (1924). Geology and physiography of the Peruvian Cordillera, Departments of Junin and Lima. *Geological Society of America Bulletin*, 35(3), 591-632.
- McLennan, S. M. (2001). Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2(4).
- McLennan, S. M., Hemming, S., McDaniel, D. K., & Hanson, G. N. (1993). Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. *Geological Society of America Special Papers*, 284, 21-40.
- Mégard F. 1978. Estudio Geológico de los Andes del Perú Central. *Inst. Geol. Min. y Met. Bol. N° 8 Serie D. Estudios Especiales*.
- Mégard, F. (1984) The Andean orogenic period and its major structures in central and northern Peru. *J Geol Soc Lond* 141, 893–900.
- Menegazzo, M. C. (2016). Sedimentação da Bacia Bauru: cenário tectônico, idade dos depósitos e ambientes paleodeposicionais.
- Mora, A., P. Baby, M. Roddaz, M. Parra, S. Brusset, W. Hermoza, and N. Espurt, 2011, *Tectonic History of the Andes and Sub-Andean Zones: Implications for the Development of the Amazon Drainage Basin*: doi:10.1002/9781444306408.ch4.
- Mora, A., Parra, M., Strecker, M.R. (2006). The role of penetrative deformation in orogenic processes. An example from the Eastern Cordillera of Colombia. 11. Abstracts of Symposium Tektonik, Struktur- und Kristallingeologie.
- Moretti I. et Ngokwey J.; Aseismic ridge subduction and vertical motion of overriding plate. Technip (Ed.), *Geodynamic des Caraibes*, Technip, Paris (1985), pp. 245-254.
- Moretti, I., J.P. Callot, M. Principaud and D. Pillot, 2013, Salt pillows and localization of early structures: case study in the Ucayali Basin (Peru), In: Nemečok M., Mora A. R., Cosgrove J. W. (eds) *Thick-Skin-Dominated Orogens: From Initial Inversion to Full Accretion*, Geological Society, London, Special Publications, 377, doi 10.1144/SP377.8.
- Moretti, I., 1982. Subduction des rides assmiques. *The Doct. Univ., Univ. Paris XI, Orsay*, 107 pp.
- Mourier T., Bengtson P., Buge E., Capetta H., Crochet J. Y., Feist M., Hirsh K. F., Jaillard E., Laubacher G., Lefranc J. P., Moullade M., Noblet C., Pons D., Rey J., Gigé B., Tambareau Y. &

Taquet P. 1988 : Upper Cretaceous-Lower Tertiary marine to continental transition in the Bagua Basin, northern Peru. *Paleontology, biostratigraphy, radiometry, correlations. Newsl. Stratigr.*, 19(3), pp. 143-177.

Mukasa, S. B. (1986). Common Pb isotopic compositions of the Lima, Arequipa and Toquepala segments in the Coastal batholith, Peru: Implications for magmagenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50(5), 771-782.

## N

Navarro, L., Baby, P., Bolaños, R. (2005) Structural style and hydrocarbon potential of the Santiago basin. In: V International Seminar INGEPET, Lima, Peru, pp. 1–16.

Navarro, P.; Rivera, M. & Monge, R. (2010) - Geología y Metalogenia del Grupo Calipuy (Volcanismo Cenozoico) Segmento Santiago de Chuco, Norte del Perú. *INGEMMET, Boletín, Serie D: Estudios Regionales*, 28, 202 p.

Nie, J., Horton, B. K., Saylor, J. E., Mora, A., Mange, M., Garziona, C. N. & Parra, M. (2012). Integrated provenance analysis of a convergent retroarc foreland system: U–Pb ages, heavy minerals,

Nd isotopes and sandstone compositions of the Middle Magdalena Valley basin, northern Andes, Colombia. *Earth-Science Reviews*, 110(1), 111-126.

Noble, D. C., E. H. McKee, T. Mourier, and F. Megard (1990), Cenozoic Stratigraphy, Magmatic Activity, Compressive Deformation, and Uplift in Northern Peru, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 102, 1105-1113. doi: 10.1130/0016-7606(1990)102<1105:CSMACD>2.3.CO;2

Noble, D., McKee, E., Farrar, E., Petersen, U. (1974) Episodic Cenozoic volcanism and tectonism in the Andes of Peru. *Earth Planet Sci Lett* 21, 213–220.

Noble, D., Mégard, F., McKee, E. (1979). Early tertiary “incaic” tectonism, uplift and volcanic activity, Andes of Central Perú. *Geol Soc Am Bull* 90, 903–907.

Nur, A., & Ben-Avraham, Z. (1981). Volcanic gaps and the consumption of aseismic ridges in South America. *Geological Society of America Memoirs*, 154, 729-740.

## O

O’Sullivan, P.B., and Wallace, W.K., 2002, Out-of-sequence basement involved structures in the Sadlerochit Mountain region of the Arctic National Wildlife Refuge, Alaska: Evidence and implications from fission-track thermochronology: *Geological Society of America Bulletin*, v. 114, p. 1356–1378, doi: 10.1130/0016-7606 (2002)114<1356:OOSBIS>2.0.CO;2.

Oncken, O., Hindle, D., Kley, J. Elger, K., Victor, P., Schemmann, K. (2006) Deformation of the Central Andean Upper Plate System – facts, fiction, and constraints for plateau models. In: Oncken, O. et al. (eds) *The Andes – Active Subduction Orogeny*. Berlin: Springer- Verlag, pp. 3–27.

**P**

Parra, M., Mora, A., Jaramillo, C., Strecker, M.R., Sobel, E.R., Quiroz, L.I. et al. (2009a) Orogenic wedge advance in the northern Andes: Evidence from the Oligocene-Miocene sedimentary record of the Medina Basin, Eastern Cordillera, Colombia: *Geol Soc Am Bull* 121, 780–800.

Parra, M., Mora, A., Jaramillo, C., Veloza, G., Strecker, R. (2005) New stratigraphic data on the initiation of mountain building at the Eastern Front of the Colombian Eastern Cordillera. In: *International Symposium on Andean Geodynamics*, Barcelona.

Parra, M., Mora, A., Lopez, C., Rojas, L. E., & Horton, B. K. (2012). Detecting earliest shortening and deformation advance in thrust belt hinterlands: Example from the Colombian Andes. *Geology*, 40(2), 175-178.

Parra, M., Mora, A., Sobel, E.R., Strecker, M.R., González, R. (2009b) Episodic orogenic-front migration in the northern Andes: constraints from low-temperature thermochronology in the Eastern Cordillera, Colombia: *Tectonics* 28, TC4004.

PARSEP, 2001, Final Report on the Huallaga basin and adjacent area, the hydrocarbon potential of NE Peru Huallaga, Santiago and Marañon Basins Study: Perupetro report, 74 pp, Lima.

Petford, N., and M. P. Atherton (1994), Cretaceous-Tertiary volcanism and syn-subduction crustal extension in northern central Peru, *Geol. Soc. London. Spe. Pub.*, 81, 233-248. doi: 10.1144/GSL.SP.1994.081.01.13.

Peulvast, J. P., & Bétard, F. (2015). A history of basin inversion, scarp retreat and shallow denudation: The Araripe basin as a keystone for understanding long-term landscape evolution in NE Brazil. *Geomorphology*, 233, 20-40.

Pfiffner, O. A., & Gonzalez, L. (2013). Mesozoic–Cenozoic evolution of the western margin of South America: Case study of the Peruvian Andes. *Geosciences*, 3(2), 262-310.

Pinto, L., Herail, G., Moine, B., Fontan, F., Charrier, R., Dupre, B., 2004. Using geochemistry to establish the igneous provenances of the Neogene continental sedimentary rocks in the Central Depression and Altiplano, Central Andes. *Sedimentary Geology* 166 (1e2), 157e183.

Priem, H. N. A., Kroonenberg, S. B., Boelrijk, N. A. I. M., & Hebeda, E. H. (1989). Rb-Sr and K-Ar evidence for the presence of a 1.6 Ga basement underlying the 1.2 Ga Garzón-Santa Marta granulite belt in the Colombian Andes. *Precambrian research*, 42(3-4), 315-324.

**R**

Ramos, V. A. (2009a). Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle. *Geological Society of America Memoirs*, 204, 31-65.

Ramos, V. A., & Folguera, A. (2009b). Andean flat-slab subduction through time. *Geological Society, London, Special Publications*, 327(1), 31-54.

- Ramos, V. A., Cristallini, E. O., & Pérez, D. J. (2002). The Pampean flat-slab of the Central Andes. *Journal of South American earth sciences*, 15(1), 59-78.
- Reitsma, M., Schaltegger, U., Spikings, R., Winkler, W., & Carlotto, V. (2010, May). Constraining the age of the Mitu Group, South-East Peru: U-Pb ages of detrital and igneous zircons. In EGU General Assembly Conference Abstracts(Vol. 12, p. 4299).
- Restrepo-Pace, P.A., Colmenares, F., Higuera, C., Mayorga, M. (2004) A fold-and-thrust belt along the western flank of the Eastern Cordillera of Colombia. Style, kinematics, and timing constraints derived from seismic data and detailed surface mapping. In: McClay, K.R. (ed.) *Thrust Tectonics and Hydrocarbon Systems*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 82, pp. 598–613.
- Reimann, C. R., Bahlburg, H., Kooijman, E., Berndt, J., Gerdes, A., Carlotto, V., & Lopez, S. (2010). Geodynamic evolution of the early Paleozoic Western Gondwana margin 14–17 S reflected by the detritus of the Devonian and Ordovician basins of southern Peru and northern Bolivia. *Gondwana Research*, 18(2), 370-384.
- Reyes Rivera, L. (1980), Geología de los cuadrangulos de Cajamarca, San Marcos y Cajabamba, Bol. Inst. Geol. Miner. Metal., Ser. A: Carta Geológica Nacional, 31 INGEMMET, Lima, 67 pp.
- Rino, S., Kon, Y., Sato, W., Maruyama, S., Santosh, M., & Zhao, D. (2008). The Grenvillian and Pan-African orogens: world's largest orogenies through geologic time, and their implications on the origin of superplume. *Gondwana Research*, 14(1), 51-72.
- Rochat, P., Hérail, G., Baby, P., Mascle, G. (1999) Bilan crustale et contrôle de la dynamique sédimentaire sur les mécanismes de formation de l'Altiplano. *CR Acad Sci* 328, 189–195.
- Roddaz, M., Baby, P., Brusset, S., Hermoza, W., Darrozes, J., 2005. Forebulge Dyn. Environ. Control West. Amaz. Case Study Arch. Iquitos (Peru) Tectonophysics. 399, 87e108.
- Roddaz, M., Baby, P., Brusset, S., Hermoza, W., Darrozes, J.M. (2005) Forebulge dynamics and environmental control in Western Amazonia: The case study of the Arch of Iquitos (Peru). *Tectonophysics* 399, 87–108.
- Roddaz, M., Hermoza, W., Mora, A., Baby, P., Parra, M., Christophoul, F., Brusset, S., Espurt, N., 2010. Cenozoic Sedimentary Evolution of the Amazonian Foreland Basin System, Amazonia: Landscape and Species Evolution. Wiley-Blackwell Publishing Ltd, pp. 61-88.
- Romeuf, N., Aguirre, L., Soler, P., Feraud, G., Jaillard, E., & Ruffet, G. (1995). Middle Jurassic volcanism in the northern and central Andes. *Andean Geology*, 22(2), 245-259.
- Rosas, S., Fontboté, L., & Tankard, A. (2007). Tectonic evolution and paleogeography of the Mesozoic Pucará Basin, central Peru. *Journal of South American Earth Sciences*, 24(1), 1-24.
- Ruiz, G. M., Seward, D., & Winkler, W. (2007). Evolution of the Amazon Basin in Ecuador with special reference to hinterland tectonics: data from zircon fission-track and heavy mineral analysis. *Developments in Sedimentology*, 58, 907-934.

## S

Sanchez, A. (1995), Geología de los cuadrangulos de Bagua Grande, Jumbilla, Lonya Grande, Chachapoyas, Rioja, Leimebmba y Bolivar, Bol. Inst. Geol. Miner. Metal., Ser. A: Carta Geológica Nacional, 56 INGEMMET, Lima, 287 pp.

Sánchez Fernández, A. W., Chira Fernández, J. E., & Valencia Muñoz, M. M. (1997). Geología de los cuadrángulos de Tarapoto, Papa Playa, Utcucarca y Yanayacu 13-k, 13-l, 14-k, 14-l [Boletín A 94].

Santos, J. O. S., Rizzotto, G. J., Potter, P. E., McNaughton, N. J., Matos, R. S., Hartmann, L. A., & Quadros, M. E. S. (2008). Age and autochthonous evolution of the Sunsás Orogen in West Amazon Craton based on mapping and U–Pb geochronology. *Precambrian Research*, 165(3), 120-152.

Scherrenberg, A. F., Holcombe, R. J., & Rosenbaum, G. (2014). The persistence and role of basin structures on the 3D architecture of the Marañón Fold-Thrust Belt, Peru. *Journal of South American Earth Sciences*, 51, 45-58.

Scherrenberg, A. F., Jacay, J., Holcombe, R. J., & Rosenbaum, G. (2012). Stratigraphic variations across the Marañón Fold-Thrust Belt, Peru: implications for the basin architecture of the West Peruvian Trough. *Journal of South American Earth Sciences*, 38, 147-158.

Scherrenberg, A. F., Kohn, B. P., Holcombe, R. J., & Rosenbaum, G. (2016). Thermotectonic history of the Marañón Fold–Thrust Belt, Peru: Insights into mineralisation in an evolving orogen. *Tectonophysics*, 667, 16-36.

Scholz, C. H., & Small, C. (1997). The effect of seamount subduction on seismic coupling. *Geology*, 25(6), 487-490.

Seminario F., J. Luquez, S. Blanco, 2005, Las rocas reservorios del gran Camisea, Cuenca Ucayali-Peru: V INGEPET (EXPL-FS-208).

Sempéré, T., Butler, R.F., Richards, D.R., Marshall, L.G., Sharp, W. and Swisher, C.C., 1997. Stratigraphy and chronology of upper Cretaceous lower Paleogene strata in Bolivia and northwest Argentina. *Geological Society of America Bulletin*, 109(6): 709-727.

Sempere, T. et al., 2002, Late Permian-Middle Jurassic lithospheric thinning in Peru and Bolivia, and its bearing on Andean-age tectonics: *Tectonophysics*, v. 345, no. 1–4, p. 153–181, doi: 10.1016/S0040-1951(01)00211-6.

Silver, P. G., Russo, R. M., & Lithgow-Bertelloni, C. (1998). Coupling of South American and African plate motion and plate deformation. *Science*, 279(5347), 60-63.

Sinclair H. D. & Allen P. A. 1992: Vertical versus horizontal motions in the Alpine orogenic wedge: stratigraphic response in the foreland basin. *Basin Research*, 4, pp. 215-232.

Sinclair H. D., Coakley B. J., Allen P. A. & Watts A. B. 1991. Simulation of foreland basin stratigraphy using a diffusion model of mountain belt uplift and erosion: an example from the Central Alps, Switzerland. *Tectonics*, 10 (3), pp. 599-620.

Spikings, R. A., Crowhurst, P. V., Winkler, W., & Villagomez, D. (2010). Syn-and post-accretionary cooling history of the Ecuadorian Andes constrained by their in-situ and detrital thermochronometric record. *Journal of South American Earth Sciences*, 30(3), 121-133.

Spikings, R., Reitsma, M. J., Boekhout, F., Mišković, A., Ulianov, A., Chiaradia, M. & Schaltegger, U. (2016). Characterisation of Triassic rifting in Peru and implications for the early disassembly of western Pangaea. *Gondwana Research*, 35, 124-143.

Spikings, R.A., Seaward, D., Winkler, W., Ruiz, G. (2000) Lowtemperature thermochronology of the northern Cordillera Real, Ecuador: Tectonic insights from zircon and apatite fission track analysis. *Tectonics* 19, 649–668.

Spotila, J. A. (2005). Applications of low-temperature thermochronometry to quantification of recent exhumation in mountain belts. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 58(1), 449-466.

Surpless, K. D., Graham, S. A., Covault, J. A., & Wooden, J. L. (2006). Does the Great Valley Group contain Jurassic strata? Reevaluation of the age and early evolution of a classic forearc basin. *Geology*, 34(1), 21-24.

## T

Teixeira, W., Tassinari, C. C. G., Cordani, U. G., & Kawashita, K. (1989). A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications. *Precambrian Research*, 42(3-4), 213-227.

Tippett, J. M., & Kamp, P. J. (1995). Geomorphic evolution of the Southern Alps, New Zealand. *Earth Surface Processes and Landforms*, 20(2), 177-192.

Toro, J., Roure, F., Bordas-Le Floch, N., Le Cornec-Lance, S., Sassi, W. (2004) Thermal and kinematic evolution of the Eastern Cordillera fold-and-thrust belt, Colombia. *AAPG Hedberg Series* 1, 79–115. <http://www.aapg.org/pubs/aapgcopyright.cfm>. 44, no. 2, p. 181–190, doi: 10.5327/Z2317-4889201400020001.

## V

Vermeesch, P. (2004). How many grains are needed for a provenance study?. *Earth and Planetary Science Letters*, 224(3), 441-451.

Vega Guzmán, M. M. (2003), Analyse structurale et architecture stratigraphique du bassin d'avant-arc du nord du Pérou ("Bassin de Trujillo"), *Rapport de second cycle*, 34 pp, Université Paul Sabatier, Toulouse III, Toulouse.

Vicente, J. C. (2005). Dynamic paleogeography of the Jurassic Andean Basin: pattern of transgression and localisation of main straits through the magmatic arc. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60(1), 221-250.

Viramonte, J. G., Kay, S. M., Becchio, R., Escayola, M., & Novitski, I. (1999). Cretaceous rift related magmatism in central-western South America. *Journal of South American Earth Sciences*, 12(2), 109-121.

Viers, J., Roddaz, M., Filizola, N., Guyot, J. L., Sondag, F., Brunet, P., ... & Boaventura, G. R. (2008). Seasonal and provenance controls on Nd–Sr isotopic compositions of Amazon rivers suspended sediments and implications for Nd and Sr fluxes exported to the Atlantic Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 274(3), 511-523.

Villagómez, D., Spikings, R., Magna, T., Kammer, A., Winkler, W., & Beltrán, A. (2011). Geochronology, geochemistry and tectonic evolution of the Western and Central cordilleras of Colombia. *Lithos*, 125(3), 875-896.

Viramonte, J.G., Kay, S.M., Becchio, R., Escayola, M. and Novitski, I., 1999. Cretaceous rift related magmatism in central-western South America. *Journal of South American Earth Sciences*, 12(2): 109-121.

Von Huene, R., Ranero, C. R., & Vannucchi, P. (2004). Generic model of subduction erosion. *Geology*, 32(10), 913-916.

## W

Wasteneys, H. A., Clark, A. H., Farrar, E., & Langridge, R. J. (1995). Grenvillian granulite-facies metamorphism in the Arequipa Massif, Peru: a Laurentia-Gondwana link. *Earth and Planetary Science Letters*, 132(1-4), 63-73.

Watts A. B. 1992: The effective elastic thickness of the lithosphere and the evolution of foreland basins. *Basin Research*, 4, pp. 169-178.

Webb, S. E. (1976), The volcanic envelope of the Coastal Batholith in Lima and Ancash, Peru, PhD thesis, 352 pp, University of Liverpool, Liverpool.

Wilson J. y Reyes L. 1964: Geología del Cuadrángulo de Pataz. *Bol Com. Carta Geol. Nac.* 9-91.

Wilson, J. 1985. Geología de los cuadrangulos de Jayanca-Chepin. *Boletin no. 38*, Insituto Geologico Minero y Metalurgico, Lima.

Wine, G., J. Arcuri, E. Martinez, C. Monges, Y. Calderon, and C. Galdos (2001), Remaining Undiscovered Hydrocarbon Potential of the Trujillo Offshore Basin, Peru, *Parsep project*, 131 pp.

Winter, B. L., Johnson, C. M., & Clark, D. L. (1997). Strontium, neodymium, and lead isotope variations of authigenic and silicate sediment components from the Late Cenozoic Arctic Ocean: Implications for sediment provenance and the source of trace metals in seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(19), 4181-4200.

Wipf, M., Zeilinger, G., Seward, D., & Schlunegger, F. (2008). Focused subaerial erosion during ridge subduction: impact on the geomorphology in south-central Peru. *Terra Nova*, 20(1), 1-10.