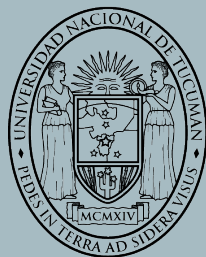


Análisis neotectónico y lito-tefroestratigráfico de los grandes movimientos en masa asociados al fallamiento activo de la cuenca intermontana Quito-Guayllabamba, Ecuador

Neotectonic and litho-tephrostratigraphic analysis of large mass movements associated with active faulting in the Quito-Guayllabamba intermontane basin, Ecuador



Jiménez Álvaro, Eliana
Tesis Doctoral 2023



UNIVERSIDAD NACIONAL DE TUCUMÁN
Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo (Argentina)

PROGRAMA BINACIONAL DE
DOCTORADO EN RIESGOS NATURALES
Y ESTUDIOS GEOLÓGICOS DE CAMPO



UNIVERSIDAD DE POTSDAM
Facultad de Ciencias Naturales y Matemáticas (Alemania)



Programa Binacional de Doctorado en Riesgos Naturales y
Estudios Geológicos de Campo



UNIVERSIDAD NACIONAL DE TUCUMÁN

Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo
Argentina

UNIVERSIDAD DE POTSDAM

Facultad de Ciencias Naturales y Matemáticas
Alemania

Tesis presentada para optar al título de

Doctor en Riesgos Naturales y Estudios Geológicos de Campo
Dr. Rec. Nat.

**Análisis neotectónico y lito-tefroestratigráfico de los grandes
movimientos en masa asociados al fallamiento activo de la
cuenca intermontana Quito-Guayllabamba, Ecuador**

*Neotectonic and litho-tephrostratigraphic analysis of large mass
movements associated with active faulting in the
Quito-Guayllabamba intermontane basin, Ecuador*

Eliana JIMÉNEZ ÁLVARO

Director: Dr. Adolfo Antonio Gutiérrez

Co-director: Dr. Manfred Strecker

Co-directora: Dra. Carolina Bernal

2023

*“Análisis neotectónico y lito-tefroestratigráfico de los grandes movimientos en masa
asociados al fallamiento activo de la cuenca intermontana Quito-Guayllabamba”.*
Tesis Doctoral Eliana Jiménez Álvaro, 2023

This work is protected by copyright and/or related rights. You are free to use this work in any way that is permitted by the copyright and related rights legislation that applies to your use. For other uses you need to obtain permission from the rights-holder(s).
<https://rightsstatements.org/page/InC/1.0/?language=en>

Published online on the
Publication Server of the University of Potsdam:
<https://doi.org/10.25932/publishup-62220>
<https://nbn-resolving.org/urn:nbn:de:kobv:517-opus4-622209>



ÍNDICE

RESUMEN.....	1
ABSTRACT.....	3
ZUSAMMENFASSUNG.....	5
CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN.....	7
1.1 Antecedentes de la investigación.....	7
1.2 Hipótesis y preguntas de la investigación.....	8
1.3 Objetivos de la investigación.....	9
1.3.1 Objetivo general.....	9
1.3.2 Objetivos específicos.....	9
1.4 Movimientos en masa en sistemas montañosos.....	9
1.4.1 Mecanismos generadores de los grandes movimientos en masa.....	13
1.5 Contexto geográfico de la zona de estudio.....	14
1.6 Movimientos en masa en el contexto geodinámico del Ecuador: Estado del Arte.....	15
1.6.1 Movimientos en masa, sismicidad y vulcanismo.....	17
1.6.2 Movimientos en masa y condiciones climáticas.....	20
1.6.3 Movimientos en masa en las cuencas intermontanas.....	21
CAPÍTULO II: CONTEXTO GEOLÓGICO.....	23
2.1 Geología Regional del Ecuador.....	23
2.1.1 Marco tectónico actual.....	25
2.1.2 La Cordillera Occidental y la Cordillera Oriental o Real.....	26
2.1.3 El Valle o Depresión Interandina y las cuencas intermontanas.....	28
2.2 Geología de la cuenca intermontana Quito-Guayllabamba.....	31
2.2.1 Neotectónica de la cuenca.....	31
2.2.2 Características morfoestructurales.....	35
2.2.3 Estratigrafía Plio-Cuaternaria.....	37
2.2.4 Vulcanismo cuaternario.....	50
CAPÍTULO III: METODOLOGÍAS Y LINEAMIENTOS DE LA INVESTIGACIÓN.....	55
3.1 Estudio neotectónico.....	55
3.1.1 Estudio geomorfológico en modelos digitales de terreno.....	55
3.1.2 Estudio morfotectónico.....	58
3.1.3 Análisis cuantitativo con índices geomorfológicos en perfiles longitudinales de ríos.....	59



3.2 Estudio litológico y tefroestratigráfico	63
3.2.1 <i>Estudio petrográfico</i>	64
3.2.2 <i>Estudio geoquímico</i>	66
3.2.3 <i>Datación radiométrica ¹⁴C de paleosuelos</i>	68
3.2.4 <i>Construcción de esquemas cronoestratigráficos y mecanismos causales o de disparo</i>	68
CAPÍTULO IV: RESULTADOS DEL ESTUDIO NEOTECTÓNICO Y LITO- TEFROESTRATIGRÁFICO	70
4.1 Introducción	70
4.2 Estudio neotectónico	70
4.2.1 <i>Geomorfología de los grandes movimientos en masa</i>	70
4.2.2 <i>Caracterización morfotectónica de los anticlinales</i>	91
4.2.3 <i>Resultados de la valoración de los índices geomorfológicos y knickpoints en perfiles longitudinales de ríos en zonas de movimientos en masa</i>	97
4.3 Estudio litológico y tefroestratigráfico	106
4.3.1 <i>Unidades litológicas asociadas a los depósitos de colapso y zonas de escarpe de los movimientos en masa</i>	106
4.3.2 <i>Distribución temporal de los depósitos de colapso de los movimientos en masa en función del análisis geoquímico</i>	109
4.3.3 <i>Distribución espacial de los depósitos de colapso de los movimientos en masa en función del análisis petrográfico</i>	116
4.4 Dinámica actual de los movimientos en masa en la cuenca Quito-Guayllabamba	124
4.4.1 <i>Estudio de susceptibilidad a movimientos en masa</i>	124
4.4.2 <i>Movimientos en masa disparados por sismos en la cuenca</i>	127
4.4.3 <i>Movimientos en masa como eventos morfoclimáticos disparados por lluvias y su relación con el factor antrópico</i>	131
CAPÍTULO V: MECANISMOS GENERADORES DE LOS GRANDES MOVIMIENTOS EN MASA EN LA CUENCA QUITO-GUAYLLABAMBA	137
5.1 Interpretación de los mecanismos de generación de los movimientos en masa	137
5.1.1 <i>Movimiento en masa Guayllabamba (MM-5)</i>	138
5.1.2 <i>Movimiento en masa Batán (MM-2)</i>	141
5.1.3 <i>Movimientos en masa Oyacoto (MM-3) y San Francisco (MM-4)</i>	143
5.1.4 <i>Movimiento en masa Conocoto (MM-1)</i>	147
5.2 El cambio climático durante el Holoceno en las zonas tropicales del hemisferio sur y su relación con la ocurrencia de movimientos en masa	150
5.3 Los grandes movimientos en masa en el contexto evolutivo de la cuenca intermontana Quito-Guayllabamba	151



CAPÍTULO VI: DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES	159
6.1 Discusión de los resultados principales de la investigación	159
<i>6.1.1 Discusión de los resultados del estudio neotectónico</i>	159
<i>6.1.2 Discusión de los resultados del estudio litológico y tefro-estratigráfico</i>	166
<i>6.1.3 Discusión sobre los mecanismos físicos de disparo de los grandes movimientos en masa</i>	169
<i>6.1.4 Discusión de los resultados sobre la dinámica actual de los movimientos en masa</i>	170
6.2 Conclusiones	174
AGRADECIMIENTOS	178
BIBLIOGRAFÍA	180

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla I. Movimientos en masa históricos en Ecuador (tomada de INIGEMM: Proyecto de Zonificación de Susceptibilidad y Peligros/Amenazas por procesos de Movimientos en Masa en el Territorio Ecuatoriano, octubre 2013)	16
Tabla II. Síntesis de las grandes erupciones holocénicas y pleistocénicas encontradas en la cuenca Quito-Guayllabamba (tomado y modificado de Hall y Mothes 1994)	54
Tabla III. Parámetros morfométricos de los movimientos en masa en estudio. EP escarpe principal, volumen A y volumen B en millones de metros cúbicos.	89
Tabla IV. Clasificación y tipología de los movimientos en masa de acuerdo con Hungr et al. (2014) y Suárez (2009).	90
Tabla V. Resultado del cálculo del factor de asimetría, FA, para 3 subcuencas y 3 microcuencas hidrográficas de la cuenca intermontana Quito-Guayllabamba.	104
Tabla VI. Síntesis de las unidades litoestratigráficas encontradas en el escarpe de ruptura y en los depósitos coluviales de remoción de los grandes movimientos en masa de la cuenca Quito-Guayllabamba.	107
Tabla VII. Resultado del análisis geoquímico para elementos mayores de 36 muestras de cenizas volcánicas recolectadas en la cuenca. Estudio realizado en el laboratorio EIMiE Lab - GFZ German Research Centre for Geosciences (Alemania)	109
Tabla VIII. Edad cronoestratigráfica asignada a las cenizas volcánicas intercaladas en las formaciones Cangahua y Mojanda.	115
Tabla IX. Edad radiométrica ¹⁴ C de las muestras de paleosuelo ubicadas bajo la avalancha de escombros del movimiento en masa MM-1 Conocoto y bajo el estrato del Lahar del Valle de los Chillos de 4500 años AP.	119



Tabla X. Edad radiométrica ^{14}C de muestras de paleosuelo sobre depósitos coluviales ubicados entre los ríos Guayllabamba y Pisque.....	123
Tabla XI. Características de la litología y aspectos morfométricos de los niveles de susceptibilidad media, alta y muy alta en el Distrito Metropolitano de Quito.....	126
Tabla XII. Registro de los movimientos en masa disparados por eventos sísmicos históricos y recientes en la cuenca Quito-Guayllabamba.....	129
Tabla XIII. Condición de la red de drenaje de las microcuencas de los ríos Machángara y Monjas (tomado de Taípe 2022 y Espinosa 2022).....	136

ANEXOS

Anexo 1. Mapa Geológico de la cuenca Quito-Guayllabamba.

Anexo 2. Esquemas cronoestratigráficos de los grandes movimientos en masa de la cuenca intermontana Quito-Guayllabamba.

Anexo 3. Bases de datos de los estudios petrográficos, geoquímicos e informe de datación radiométrica ^{14}C en paleosuelos.



RESUMEN

Dentro de la cuenca intermontana de Quito-Guayllabamba de Ecuador, se han identificado y analizado en este estudio, cinco depósitos coluviales inusualmente grandes de antiguos deslizamientos. El gran deslizamiento rotacional MM-5 Guayllabamba es el más extenso, con un volumen de 1183 millones de m³. Las mega avalanchas de escombros MM-1 Conocoto, MM-3 Oyacoto, y MM-4 San Francisco fueron desencadenadas originalmente por una ruptura inicial que estuvo asociada a un deslizamiento rotacional, los depósitos correspondientes tienen volúmenes entre 399 a 317 millones de m³. Finalmente, el depósito de menor volumen, el deslizamiento rotacional y caída de detritos MM-2 Batán, tiene un volumen de 8,7 millones de m³. En esta tesis, se realizó un estudio detallado de estos grandes movimientos en masa utilizando métodos neotectónicos y lito-tefrostratigráficos para comprender las condiciones geológicas y geomorfológicas de contorno que podrían ser relevantes para desencadenar estos movimientos en masa. La parte neotectónica del estudio se basó en el análisis geomorfológico cualitativo y cuantitativo de estos grandes depósitos de movimientos en masa, a través de la caracterización estructural de anticlinales ubicados al este de la subcuenca de Quito y sus flancos colapsados que constituyen las áreas de ruptura. Esta parte del análisis fue además apoyada por la aplicación de diferentes índices morfométricos para revelar procesos de evolución del paisaje forzados tectónicamente que pueden haber contribuido a la generación de movimientos en masa. La parte lito-tefrostratigráfica del estudio se basó en el análisis de las características petrográficas, geoquímicas y geocronológicas de los horizontes del suelo y de las cenizas volcánicas intercaladas, con el objetivo de restringir la cronología de los eventos individuales de movimientos en masa y su posible de correlación. Los resultados se integraron en esquemas cronoestratigráficos utilizando superficies de ruptura, relaciones transversales y de superposición de depósitos de deslizamiento y estratos posteriores para comprender los movimientos en masa en el contexto tectónico y temporal del entorno de la cuenca intermontana, así como para identificar los mecanismos desencadenantes de cada evento. El movimiento en masa MM-5 Guayllabamba es el resultado del colapso de la ladera suroeste del volcán Mojanda y fue desencadenado por la interacción de condiciones geológicas y morfológicas hace aproximadamente 0,81 Ma. El primer episodio de avalancha de escombros de los movimientos en masa MM-3 Oyacoto y MM-4 San Francisco podría estar relacionado con condiciones tanto geológicas como morfológicas, dadas las rocas altamente fracturadas y el levantamiento del anticlinal Bellavista-Catequilla que posteriormente fue inciso al pie de la ladera por la erosión fluvial. Este primer episodio de colapso probablemente ocurrió alrededor



de los 0,8 Ma. El movimiento en masa MM-2 Batán posiblemente también fue desencadenado por una combinación de condiciones geológicas y morfológicas, asociadas a una reducción de los esfuerzos litostáticos que afectaron a las formaciones Chiche y Machángara y a un aumento de los esfuerzos de cizalla durante procesos de socavación fluvial lateral en los flancos de las áreas de origen. Esto apunta a un proceso vinculado entre la erosión fluvial y los procesos de levantamiento asociados a la evolución del anticlinal El Batán-La Bota que podría haber ocurrido entre 0,5 y 0,25 Ma. La voluminosa avalancha de escombros MM-1 Conocoto, así como el segundo episodio de avalancha de escombros que generó los movimientos en masa MM-3 Oyacoto y MM-4 San Francisco, fueron provocados por el colapso gravitacional de las formaciones Mojanda y Cangahua que se caracterizan por la intercalación de cenizas volcánicas. La falla del flanco oriental de los anticlinales probablemente estuvo asociada al incremento de la humedad disponible relacionada con las variaciones climáticas regionales del Holoceno. Los resultados de la cronología de los paleosuelos combinados con los datos cronoestratigráficos y paleoclimáticos regionales sugieren que estas avalanchas de escombros se desencadenaron entre 5 y 4 ka.

La tectónica activa ha modelado los rasgos morfológicos de la cuenca intermontana Quito-Guayllabamba. El desencadenamiento de movimientos en masa en este ambiente está asociado a rupturas en litologías del Pleistoceno (sedimentos lacustres, depósitos aluviales y volcánicos) sometidas a procesos de deformación, actividad sísmica y episodios superpuestos de variabilidad climática. El Distrito Metropolitano de Quito es parte integral de este complejo entorno y de las condiciones geológicas, climáticas y topográficas que continúan influyendo en el espacio geográfico urbano dentro de esta cuenca intermontana. La ciudad de Quito comprende el área de mayor consolidación urbana incluyendo las subcuencas de Quito y San Antonio, con una población de 2,872 millones de habitantes, lo que refleja la importancia del estudio de las amenazas geológicas y climáticas inherentes a esta región.

Palabras clave: Grandes movimientos en masa, cuenca intermontana, fallamiento activo, mecanismos de disparo, clima.



ABSTRACT

Within the Quito-Guayllabamba intermontane basin of Ecuador, five unusually large colluvial deposits of ancient landslides have been identified and analyzed in this study. The voluminous rotational MM-5 Guayllabamba landslide is the largest one, with a volume of 1183 million m³. The mega debris-avalanches MM-1 Conocoto, MM-3 Oyacoto, and MM-4 San Francisco were originally triggered by an initial rupture that was associated with a rotational landslide, the corresponding deposits have volumes between 399 to 317 million m³. Finally, the deposit with the smallest volume, the MM-2 Batán rotational landslide and debris fall, has a volume of 8,7 million m³. In this thesis, a detailed study of these large mass movements was carried out using neotectonic and litho-tephrostratigraphic methods to understand the geological and geomorphological boundary conditions that might have been relevant for triggering such mass movements. The neotectonic part of the study was based on the qualitative and quantitative geomorphic analysis of these large mass-movement deposits through the structural characterization of anticlines located east of the Quito sub-basin and their collapsed flanks that constitute the break-off areas. This part of the analysis was furthermore supported by the application of different morphometric indices to reveal tectonically forced landscape evolution processes that may have aided mass-movement generation. The litho-tephrostratigraphic part of the study was based on the analysis of petrographic, geochemical, and geochronological characteristics of soil horizons and intercalated volcanic ashes with the aim to constrain the timing of individual mass-movement events and their potential correlation. The results were integrated into chronostratigraphic schemes using break-off surfaces, cross-cutting and superposition relationships of landslide deposits and subsequently deposited strata to understand the mass movements in the tectonic and temporal context of the intermontane basin setting, as well as to identify the triggering mechanisms for each event. The MM-5 Guayllabamba mass movement is the result of the collapse of the southwestern slope of the Mojanda volcano and was triggered by the interaction of geologic and morphologic conditions approximately 0,81 Ma. The first debris-avalanche episode of the MM-3 Oyacoto and MM-4 San Francisco mass movements could be related to both geological and morphological conditions, given the highly fractured rocks and uplift of the Bellavista-Catequilla anticline that was subsequently incised at the foot of the slope by fluvial erosion. This first episode of collapse most likely occurred around 0,8 Ma. The MM-2 Batán mass movement was possibly also facilitated by a combination of geological and morphological conditions, most likely associated with a reduction in the lithostatic stresses affecting the Chiche and Machángara



formations and an increase of shear stresses during lateral fluvial scouring processes at the flanks of the source areas. This points to a linked process between river erosion and uplift processes associated with the evolution of the El Batán-La Bota anticline that could have occurred between 0,5 and 0,25 Ma. The voluminous MM-1 Conocoto debris avalanche, as well as the second debris avalanche episode that generated the MM-3 Oyacoto and MM-4 San Francisco mass movements, were caused by the gravitational collapse of the Mojanda and Cangahua formations that are characterized by the intercalation of volcanic ashes. The failure of the eastern flank of the anticlines probably was associated with increased available humidity related to regional Holocene climatic variations. The results of paleosol chronology combined with regional chronostratigraphic and paleoclimate data suggests that these debris avalanches were triggered between 5 and 4 ka.

Active tectonics has shaped the morphological features of the Quito-Guayllabamba intermontane basin. The triggering of mass movements in this environment is associated with failure of Pleistocene lithologies (lake sediments, alluvial and volcanic deposits) subjected to ongoing deformation processes, seismic activity, and superposed episodes of climate variability. The Metropolitan District of Quito is an integral part of this complex environment and the geological, climatic, and topographic conditions that continue to influence the urban geographic space within this intermontane basin. The city of Quito comprises the area with the largest urban consolidation including the sub-basins of Quito and San Antonio, with a population of 2,872 million inhabitants, reflecting the importance of studying the inherent geological and climatic hazards that this region is confronted with.

Keywords: Large mass movements, intermontane basin, active faulting, trigger mechanism, climate.



ZUSAMMENFASSUNG

Innerhalb des intermontanen Beckens von Quito-Guayllabamba in Ecuador wurden fünf ungewöhnlich große alte Erdrutschablagerungen identifiziert und in dieser Studie analysiert. Die voluminöse, mit einer Rotationsbewegung verbundene Ablagerung MM-5 von Guayllabamba ist mit einem Volumen von 1183 Mio. m³ die größte dieser Massenbewegungsablagerungen. Die Megaschuttlawinen MM-1 von Conocoto, MM-3 Oyacoto und MM-4 von San Francisco wurden ursprünglich durch eine Ruptur an den oberen Hängen ausgelöst, die ebenfalls mit Rotationsbewegungen verbunden waren, die entsprechenden Ablagerungen haben ein Volumen zwischen 399 und 317 Mio. m³. Die kleinste Ablagerung, die Ablagerung MM-2 von Batán, hat ein Volumen von 8,7 Mio. m³. In dieser Arbeit wurde eine detaillierte Untersuchung dieser großen Massenbewegungen mit neotektonischen, litho-tephrostratigraphischen und geomorphologischen Methoden durchgeführt, um die geologischen und geomorphologischen Randbedingungen zu verstehen, die für die Auslösung solcher Massenbewegungen relevant gewesen sein könnten. Der neotektonische Teil der Studie basierte auf der qualitativen und quantitativen geomorphologischen Analyse dieser voluminösen Ablagerungen über eine strukturelle Charakterisierung der Antiklinalen und ihrer kollabierten Flanken östlich des Quito-Subbeckens, die Abrisszonen bilden. Dieser Teil der Analyse wurde durch die Anwendung verschiedener morphometrischer Indizes unterstützt, um tektonisch bedingte Landschaftsentwicklungsprozesse aufzuzeigen, welche die Entstehung der Massenbewegungen begünstigt haben könnten. Der litho-tephrostratigraphische Teil der Studie basierte auf der Analyse petrographischer, geochemischer und geochronologischer Merkmale von Paläo-Bodenhorizonten und zwischengeschalteten vulkanischen Aschen mit dem Ziel, die Chronologie einzelner Massenbewegungsereignisse zunächst einzugrenzen und Ablagerungen eventuell miteinander zu korrelieren. Die Ergebnisse wurden in chronostratigraphische Schemata integriert, die Abrisskanten, Aufschlüsse und stratigraphische Überlappingsbeziehungen von Erdrutschablagerungen und später abgelagerten Schichten verwenden, um die Massenbewegungen im tektonischen und zeitlichen Kontext der intermontanen, sowie die Auslösemechanismen der einzelnen Ereignisse zu identifizieren.

Die Massenbewegung MM-5 von Guayllabamba ist das Ergebnis des Kollapses des Südwesthangs des Vulkans Mojanda und wurde durch das Zusammenspiel geologischer und morphologischer Bedingungen vor etwa 0,81 Ma ausgelöst. Die erste Schuttlawinen-Episode



MM-3 Oyacoto und MM-4 San Francisco könnte sowohl mit den geologischen als auch mit den morphologischen Bedingungen zusammenhängen, da das Gestein stark zerklüftet ist und die Bellavista-Catequilla-Antiklinale angehoben wurde, die anschließend am Fuß des Hanges durch fluviale Erosion eingeschnitten wurde. Höchstwahrscheinlich ereignete sich diese erste Massenbewegungsphase um 0,8 Ma. Die Massenbewegung der Ablagerung von MM-2 Batán wurde möglicherweise auch durch eine Kombination von geologischen und morphologischen Bedingungen begünstigt, die vermutlich mit einer Verringerung des lithostatischen Druckes in den Formationen Chiche und Machángara sowie einer Zunahme der Scherspannungen im Zuge der seitlichen fluvialen Kolkprozesse an den Flanken der Abrissregionen verbunden waren. Dies deutet auf einen verknüpften Prozess zwischen fluvialer Erosion und Hebungsprozessen im Zusammenhang mit der Entwicklung der El Batán-La Bota-Antiklinale hin, der zwischen 0,5 und 0,25 Ma stattgefunden haben könnte. Die voluminöse Schuttlawine MM-1 von Conocoto sowie die zweite Schuttlawine, welche die Ablagerungen von MM-3 Oyacoto und MM-4 San Francisco generierte, wurden durch den gravitativen Kollaps der Mojanda- und Cangahua-Formationen ausgelöst, der durch die zwischengeschalteten vulkanischen Aschen begünstigt wurde. Das Versagen der Bergflanken war möglicherweise auch begünstigt durch die Zunahme der verfügbaren Feuchtigkeit und des erhöhten Porendruckes im Zusammenhang mit regionalen klimatischen Schwankungen während des Holozäns. Die Ergebnisse der Chronologie der Paläoböden in Verbindung mit regionalen chronostratigraphischen und paläoklimatischen Daten legen nahe, dass diese Schuttlawinen zwischen 5 und 4 ka ausgelöst wurden. Die aktive Tektonik hat die morphologischen Merkmale des intermontanen Quito-Guayllabamba-Beckens fundamental geprägt. Die Auslösung von Massenbewegungen in diesem Gebiet steht im Zusammenhang mit Verwerfungen in den pleistozänen Ablagerungen (lakustrische Sedimente, alluviale und vulkanische Ablagerungen), die laufenden Deformationsprozessen, seismischer Aktivität sowie überlagerten Episoden klimatischer Variabilität ausgesetzt sind. Der Stadtbezirk Quito ist ein integraler Bestandteil dieser komplexen Region und der geologischen, klimatischen und topografischen Bedingungen, die den städtischen Siedlungsraum in diesem intermontanen Becken weiterhin beeinflussen werden. Die Stadt Quito umfasst das Gebiet mit der größten urbanen Konsolidierung, einschließlich der Teileinzugsgebiete von Quito und San Antonio, mit einer Bevölkerung von 2,872 Millionen Einwohnern, was die Bedeutung der Untersuchung der inhärenten geologischen und klimatischen Gefahren widerspiegelt, mit denen diese Region konfrontiert ist.

CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN

1.1 Antecedentes de la investigación

La cuenca intermontana de Quito-Guayllabamba se caracteriza por la presencia de una serie de anticlinales que forman lomas alargadas que la cruzan en dirección NE y que son la expresión morfológica del empuje generado por el sistema de fallas inversas de Quito. Estos pliegues poseen una pendiente más pronunciada hacia el flanco oriental en el cual se han registrado colapsos gravitacionales (Villagómez 2003). Importantes rasgos morfológicos como escarpes de zonas de arranque y relieve de montículos de antiguos depósitos coluviales de remoción atestiguan la ocurrencia de grandes deslizamientos con volúmenes posiblemente mayores a 10^6m^3 (Fig. 1.1). Estos antiguos movimientos en masa, identificados originalmente en anteriores estudios de fotointerpretación, son profundos, presentan escarpes circulares de varios kilómetros y pudieron haberse generado por la interacción de condiciones geomorfológicas y climáticas o haber sido disparados por eventos sísmicos (Jaya y SSG-MDMQ 2013).



Fig. 1.1. Vista panorámica del gran movimiento en masa de Oyacoto ubicado en el flanco oriental del pliegue de Bellavista-Catequilla al norte de la cuenca intermontana Quito-Guayllabamba. El escarpe semicircular es el principal rasgo morfológico, bajo el cual se observan asentamientos urbanos.

De acuerdo con Soulas *et al.* (1991), en la zona urbana de Quito se han registrado innumerables rupturas gravitacionales de todas las escalas, especialmente en depósitos cuaternarios como la formación Cangahua (roca sedimentaria de origen volcánico, con textura porosa no foliada y



de grado variable de compactación), asociadas a relieves montañosos elevados por la actividad de las fallas inversas.

Sismos históricos ocurridos en la región Sierra del Ecuador han disparado grandes movimientos en masa en las laderas de volcanes y han desplomado lomas sobre antiguos poblados. Uno de estos eventos registrados fue el terremoto de Guayllabamba ocurrido en el año 1587 de intensidad VIII, el cual tuvo su origen posiblemente en el segmento norte de fallas activas de Quito (Beauval *et al.* 2010). Relatos históricos de este evento mencionan que se desplomó una montaña en las cercanías de Quito y ocurrieron grandes deslizamientos de cerros y enormes grietas en las zonas de Guayllabamba, Cotacollao y Pomasqui (Egred 2009a).

Ninguno de estos depósitos ha sido sistemáticamente estudiado, datado o interpretado en términos de los mecanismos que los promovieron y los procesos que finalmente movilizaron el material, existiendo una laguna en el conocimiento actual de las secuencias estratigráficas que fueron afectadas por estos procesos. Por lo tanto, este estudio doctoral se centra en investigar la relación de los múltiples factores geológicos, geomorfológicos y climáticos en la configuración de los mecanismos condicionantes y desencadenantes de los movimientos en masa, como un aporte en la evaluación de peligros en la zona urbana dentro del contexto de cuencas intermontanas tectónicamente activas.

1.2 Hipótesis y preguntas de la investigación

La caracterización, generación y dinámica de los grandes movimientos en masa, identificados en la cuenca intermontana, se podrán resolver a través de la interpretación de los resultados del estudio neotectónico y lito-tefroestratigráfico.

Preguntas de investigación:

- ¿Cuál es la relación entre los aspectos geomorfológicos, litológicos y estructurales con los mecanismos de generación de los movimientos en masa en el contexto de una cuenca intermontana tectónicamente activa?
- ¿Qué relación existe entre los períodos de variación climática y la sismicidad con el disparo de los grandes movimientos en masa en la cuenca intermontana?
- ¿Cuál es la dinámica actual de estos grandes movimientos en masa en un contexto multi-amenazas y el crecimiento urbano de la ciudad?



1.3 Objetivos de la investigación

1.3.1 *Objetivo general*

Caracterizar los grandes movimientos en masa en el contexto geológico de la cuenca intermontana Quito-Guayllabamba para interpretar los mecanismos de disparo más probables a través del estudio de los aspectos neotectónicos y lito-tefroestratigráficos.

1.3.2 *Objetivos específicos*

1. Analizar y sistematizar los datos geológicos disponibles sobre la ocurrencia de movimientos en masa en el contexto geológico y evolución de las cuencas intermontanas.
2. Mapear, caracterizar y tipificar los movimientos en masa en la cuenca intermontana.
3. Construir esquemas cronoestratigráficos de los movimientos en masa e interpretar los mecanismos de generación.
4. Analizar la dinámica actual de los grandes movimientos en masa en relación con la ocurrencia de sismos, lluvias y la actividad antrópica.

1.4 Movimientos en masa en sistemas montañosos

Los grandes movimientos en masa, a pesar de su relevancia dentro del estudio de las amenazas geológicas en el ámbito de la Ciencias de la Tierra, han sido poco estudiados en cuanto a su geomorfología, el rol de los factores geológicos, los mecanismos de ruptura, los depósitos de colapso y el tiempo de ocurrencia a lo largo del Cuaternario (Roberts y Evans 2013). En esta investigación doctoral se integra el análisis neotectónico y lito-tefroestratigráfico en la Sierra Andina del Ecuador, como herramienta para comprender la evolución espacio-temporal de los grandes movimientos en masa en una cuenca intermontana tectónicamente activa e interpretar los mecanismos genéticos que intervinieron en los colapsos ocurridos durante el Pleistoceno-Holoceno.

Los movimientos en masa son reconocidos como uno de los principales mecanismos modeladores en los procesos de evolución del paisaje (*e.g.* Egholm *et al.* 2013). En el estudio de Korup *et al.* (2007) se establece que casi dos tercios de los 300 más grandes deslizamientos catastróficos del mundo, con volúmenes mayores a 10^8m^3 han ocurrido en zonas muy escarpadas de valles profundamente incisos, en cinturones orogénicos tectónicamente activos



y arcos volcánicos. Estas zonas se caracterizan por la fuerte pendiente de las laderas, donde la inclinación crítica reduce la resistencia y la influencia de la gravedad favorece la ruptura de los suelos y rocas, movilizándolos ladera abajo (Korup *et al.* 2007).

Los depósitos de movimientos en masa con volúmenes mayores a $5 \times 10^6 \text{ m}^3$ son catalogados como extremadamente grandes (Fell 1994). Algunos muy rápidos se clasifican como avalanchas de rocas (*sturzstroms*) descritos e introducidos a la literatura científica por primera vez por Albert Heim en su libro “Los desprendimientos de tierra y la vida humana” (Heim 1932). El interés por este tipo de movimientos en masa y sus depósitos llevó a Hsu (1975) a identificar en Marte depósitos de movimientos en masa similares a los terrestres. Los lugares donde han ocurrido estos eventos se caracterizan por mostrar escarpes de ruptura, bancos, grietas profundas, protuberancias y cambios abruptos de pendiente, mientras que sus depósitos se caracterizan por una estratificación invertida y un relieve compuesto por montículos (Hungry *et al.* 2014). Los movimientos en masa de gran volumen son frecuentes en los frentes de montaña y regiones de alto relieve sísmicamente activas (Keefer 1984, Hermanns y Strecker 1999, Strecker y Marrett 1999) en los que la estratificación interna, grietas y fracturas en las rocas expuestas a procesos climáticos y tectónicos puede generar rupturas. Un ejemplo de estos grandes deslizamientos de tierra es la avalancha de rocas de Saidmarreh en el suroeste de Irán, considerada el mayor movimiento de tierra subaéreo no volcánico del mundo ($20\text{-}30 \text{ km}^3$) y que fue desencadenada por un terremoto asociado al cinturón de pliegues de Zagros entre 8710 a 9800 años AP (Roberts y Evans 2013).

En zonas montañosas muy escarpadas también son comunes las avalanchas de escombros o detritos (*debris avalanche*) en las cuales la nieve y el deshielo pueden contribuir al movimiento ladera abajo y desencadenar flujos de detritos transportando bloques de tamaño decamétrico, estos eventos también pueden estar asociados a la actividad volcánica donde el ascenso del magma puede desestabilizar el flanco del volcán (Dethier y Reneau 1996, Highland y Bobrowsky 2008). En relación con las tasas mínimas de erosión del relieve, cerca del 40% de los grandes movimientos de ladera investigados por Korup *et al.* (2007), ocurrieron entre el Pleistoceno tardío y el Holoceno, como el deslizamiento rotacional de Chuquibamba-Perú, cuyo mayor colapso gravitacional ocurrió hace $\sim 102 \text{ ka}$ durante el fenómeno húmedo climático de Ouki identificado en el Altiplano (Margirier *et al.* 2015).

En cadenas montañosas tectónicamente activas, el levantamiento topográfico y la incisión fluvial se conjugan en la evolución del relieve, donde la acción de las fuerzas gravitacionales hace que las laderas colapsen para reducir la pendiente (Egholm *et al.* 2013, Broeckx *et al.*

2020). De acuerdo con estas investigaciones, estos procesos pueden verse favorecidos por el efecto de los terremotos o condiciones climáticas húmedas que pueden incrementar los esfuerzos cortantes y reducir la fricción a lo largo de potenciales planos de ruptura en laderas empinadas que terminarán colapsando.

Los Andes conformados en un límite de placas convergentes, constituyen una zona orogénica tectónicamente activa, con permanentes eventos sísmicos y volcánicos, una topografía accidentada y fuertes procesos de meteorización que reducen la resistencia mecánica de las rocas, favoreciendo una alta tasa de movimientos en masa (PMA:GCA 2007). En la actualidad, el acelerado crecimiento demográfico ocupa cada vez más zonas de alta montaña, lo que ha provocado frecuentes desastres como las avalanchas de rocas y hielo del Nevado Huascarán Perú en 1962 y 1970 (Fig. 1.2) descritas como un movimiento en masa complejo asociado al derretimiento de nieve que aportó a la generación de flujos muy rápidos (PMA: GCA 2007).

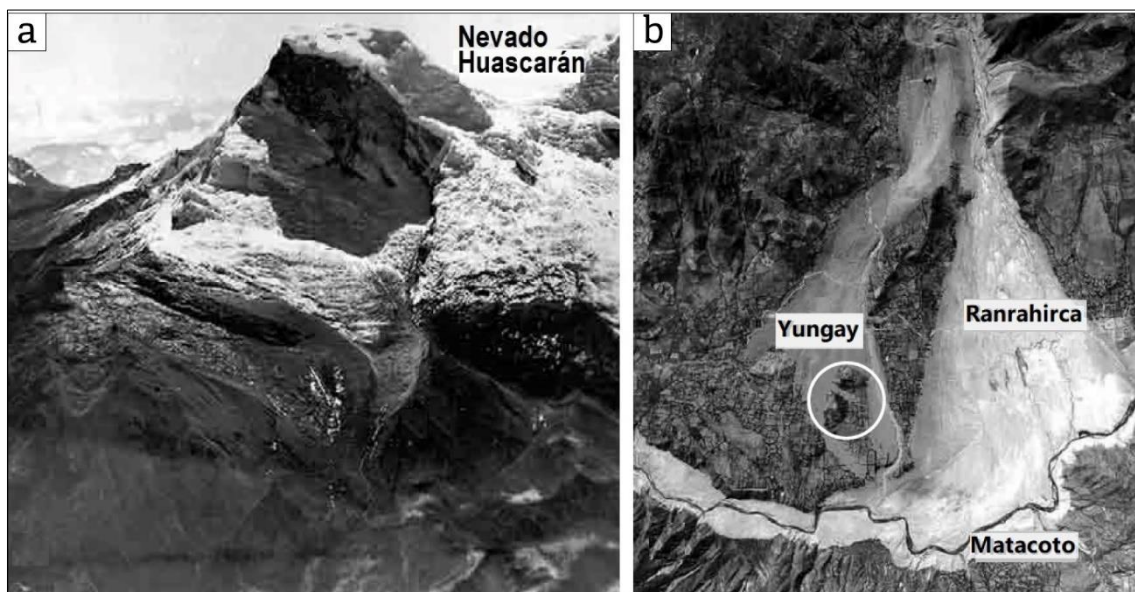


Fig. 1.2. a) Fotografía aérea del pico norte del Nevado Huascarán y el circo del Glaciar 511 antes de las avalanchas de 1962 y 1970 las cuales ocurrieron por la ruptura del flanco occidental, b) Fotografía aérea del depósito de la avalancha de detritos de 1970 que impactó los poblados de Yungay, Ranrahirca y Matacoto, la circunferencia muestra la colina donde estaba ubicado el cementerio (tomada de Evans 2006 en PMA: GCA. 2007)

Otro ejemplo mencionado es este estudio, es el flujo de lodo y detritos que impactó las costas de Vargas, Miranda y Falcón en Venezuela en 1999, ambos sucesos provocaron un elevado número de víctimas e impactos en las infraestructuras.



Los movimientos en masa pueden ocurrir por la interacción de varios factores de disparo como lluvias intensas con condiciones de humedad prolongada en zonas de alta sismicidad, erupciones volcánicas con expulsión de cenizas que incrementan la carga en las laderas de las montañas o lahares que erosionan los cauces de los ríos que los transportan y en la actualidad, actividades humanas que pueden crear nuevas condiciones agravantes (Highland y Bobrowsky 2008). Según el informe técnico de revisión y definición de amenazas “*Hazard definition and classification review*” (UNDRR / ISC SENDAI 2020), solamente en el año 2019, los eventos hidrometeorológicos han causado el mayor número de impactos en todo el mundo con la ocurrencia de 120 eventos. Esto destaca la importancia de la variabilidad climática, los cambios en los patrones de precipitación y la cantidad de lluvia a nivel global. Según la base de datos que mantiene el Centro de Investigación sobre la Epidemiología de las Catástrofes, *Centre for Research on the Epidemiology of Disasters*, (CRED 2006) en el último siglo, Asia sufrió el mayor número de movimientos en masa con un total de 220 eventos. No obstante, se menciona que los grandes movimientos en masa en América del Norte, Central y del Sur causaron el mayor número de víctimas, ascendiendo a más de 25 000 personas, mientras que en Europa estos eventos causaron daños en la infraestructura por cerca de 23 millones de dólares.

En los sistemas montañosos, los movimientos en masa son parte de los procesos geológicos exógenos que moldean la superficie, donde el grado de estabilidad de las laderas depende del balance entre los factores condicionantes y los factores desencadenantes (Suárez 1998). Los factores condicionantes son inherentes a las unidades de rocas y suelos y están dados por la litología o formación geológica, la geomorfología (pendiente y relieve), la microestructura, la estructura geológica y características de la vegetación (Suárez 2009). Dentro de los factores condicionantes existen también procesos que reducen la resistencia mecánica de los suelos y rocas como la meteorización, la hidrología y fluctuaciones del clima. Los factores desencadenantes están relacionados con el incremento de los esfuerzos cortantes que pueden producirse por la ocurrencia de eventos sísmicos, lluvias intensas, sobrecarga y erosión fluvial (Suárez 2009). En la actualidad es importante integrar la actividad antrópica tanto como un factor que reduce la resistencia mecánica o como un factor desencadenante.

El estudio de la interacción entre factores condicionantes y desencadenantes es esencial para comprender la dinámica actual de los grandes movimientos en masa, especialmente en zonas pobladas, que pueden ser afectadas por la reactivación de antiguos depósitos de remoción de masa o coluviales. De este modo, la caracterización geológica y el estudio de la tectónica activa de la zona donde han ocurrido estos eventos geológicos pueden proporcionar pistas



fundamentales para la comprensión de los mecanismos de ruptura y colapso como una contribución a la evaluación de peligros.

1.4.1 Mecanismos generadores de los grandes movimientos en masa

En zonas de tectónica activa, la forma del terreno se encuentra en permanente cambio por la interacción entre fuerzas endógenas que generan grandes cadenas montañosas y las fuerzas exógenas que moldean el relieve a través de procesos de meteorización, erosión, transporte y sedimentación de materiales (Gutiérrez Elorza 2008). Los movimientos en masa pueden considerarse como sistemas físicos que cambian a través del tiempo (Hungry *et al.* 2014) formando parte de los procesos de transformación y modelado del relieve.

Estos cambios están determinados por una serie de mecanismos o causales de disparo que pueden también reactivar movimientos en masa que han permanecido inactivos en largos períodos de tiempo. En el estudio de los mecanismos o causas que producen los movimientos en masa, Varnes (1978) determinó tres tipos de procesos: los que contribuyen a una baja resistencia y que están determinados por las características intrínsecas (génesis) de los materiales como suelos y rocas, los que reducen la resistencia del material como procesos de meteorización relacionados al clima o variaciones bruscas de temperatura y los que incrementan las tensiones de cizallamiento como lluvias intensas, sismos, erupciones y erosión del pie del talud. De acuerdo con Cruden y Varnes (1996) estos procesos causales de movimientos en masa se pueden agrupar en mecanismos geológicos, morfológicos y físicos. Aunque los factores condicionantes y desencadenantes permiten evaluar el nivel de estabilidad de una ladera, en zonas tectónicamente activas es importante comprender los mecanismos morfológicos que explican los cambios en el relieve.

- Los mecanismos geológicos están determinados por: materiales de baja cohesión y fricción, sensibles (arcillas), meteorizados, cizallados, fisurados, rocas con una desfavorable posición de las discontinuidades (esquistosidad, estratificación) en el mismo sentido de la pendiente topográfica de la ladera, lo que favorece condiciones de inestabilidad. También se pueden tener rocas con una desfavorable orientación de discontinuidades estructurales (fallas, contactos), contraste de permeabilidad entre estratos de suelo-roca o en el mismo nivel de suelo, contraste de rigidez (material rígido sobre material plástico) y eliminación de la vegetación (incendios, sequías). Estos mecanismos están englobados en los factores condicionantes o inherentes de las rocas.



- ↪ Los mecanismos morfológicos están dados por: levantamiento tectónico o volcánico, reducción de esfuerzos litostáticos rebote glacial, erosión (fluvial, marina, glacial) del pie del talud, erosión lateral, erosión subterránea, e incremento del peso en la pendiente de la ladera. Todos los procesos erosivos incrementan las tensiones de cizallamiento por lo cual actúan como un factor desencadenante.
- ↪ Los mecanismos físicos corresponden a: lluvias intensas, rápido deshielo, lluvias excepcionales y prolongadas, reducción rápida del nivel del agua, sismos, erupciones volcánicas, meteorización por congelamiento y descongelamiento, o por expansión y contracción del material con cambios drásticos de temperatura. Todos estos mecanismos constituyen factores desencadenantes de movimientos en masa.

1.5 Contexto geográfico de la zona de estudio

Ecuador está ubicado en los Andes del norte o septentrionales, región caracterizada por la convergencia entre las placas Sudamericana y de Nazca que genera una zona orogénica tectónicamente activa con intensa deformación continental (Nocquet *et al.* 2014, Alvarado *et al.* 2016). La subducción de la dorsal asísmica de Carnegie generó un incremento en el acoplamiento entre las placas y la consecuente deformación de intraplaca (Yepes *et al.* 2016). Estas características geodinámicas determinan cinco regiones fisiográficas (Fig. 1.3): la Costa, la Cordillera Occidental, el Valle o Depresión Interandina, la Cordillera Oriental o Real y la Cuenca Oriente con la zona Subandina (Vallejo *et al.* 2019).

La cuenca Quito-Guayllabamba, se encuentra en la parte centro norte del Valle Interandino, el cual consiste en una depresión tectónica intra-cordillerana Plio-Cuaternaria, rellena principalmente por depósitos volcánicos y volcano-clásticos (Lavenu *et al.* 1996). Esta cuenca se ubica entre los 0,2°N y 0,6°S de latitud y es el espacio geográfico donde se asienta el Distrito Metropolitano de Quito, capital del Ecuador. Está limitada al norte por los volcanes Mojanda y Cusín y hacia el sur por los volcanes Rumiñahui, Paschoa y Cotopaxi (Fig. 1.3).

La cuenca Quito-Guayllabamba se encuentra atravesada por dos sistemas de fallas activas de dirección NE-SO. Estas fallas han deformado y plegado los rellenos volcánicos, controlando la configuración del drenaje de los ríos principales, como el San Pedro (RSP) y Guayllabamba (RG), que fluyen de sur a norte y el río Pisque (RP) que desciende de la Cordillera Oriental y se une con el Guayllabamba en el límite norte de la cuenca (Fig. 1.3).

En cuanto a la topografía, la cuenca tiene rangos de altura desde los 490 msnm en la parte noroeste hasta los 5700 msnm en las cimas de los volcanes de la Cordillera Oriental. Esto determina la existencia de varios tipos de climas desde tropical megatérmico húmedo en la zona ecológica de tierras bajas, al ecuatorial de alta montaña en la zona de páramos, así como una amplia diversidad de especies de flora y fauna (SSG-MDMQ 2015). De acuerdo con Young KR, en el libro “Biota Máxima, Ecuador Biodiverso” (Dangles *et al.* 2009), “en las laderas de los Andes, la frecuente ocurrencia de deslizamientos de tierra incrementa la dinámica de la sucesión de vegetación y consecuentemente la diversidad de algunas áreas”, lo que muestra la importancia de los movimientos en masa también en el contexto de la riqueza biológica de la cuenca.

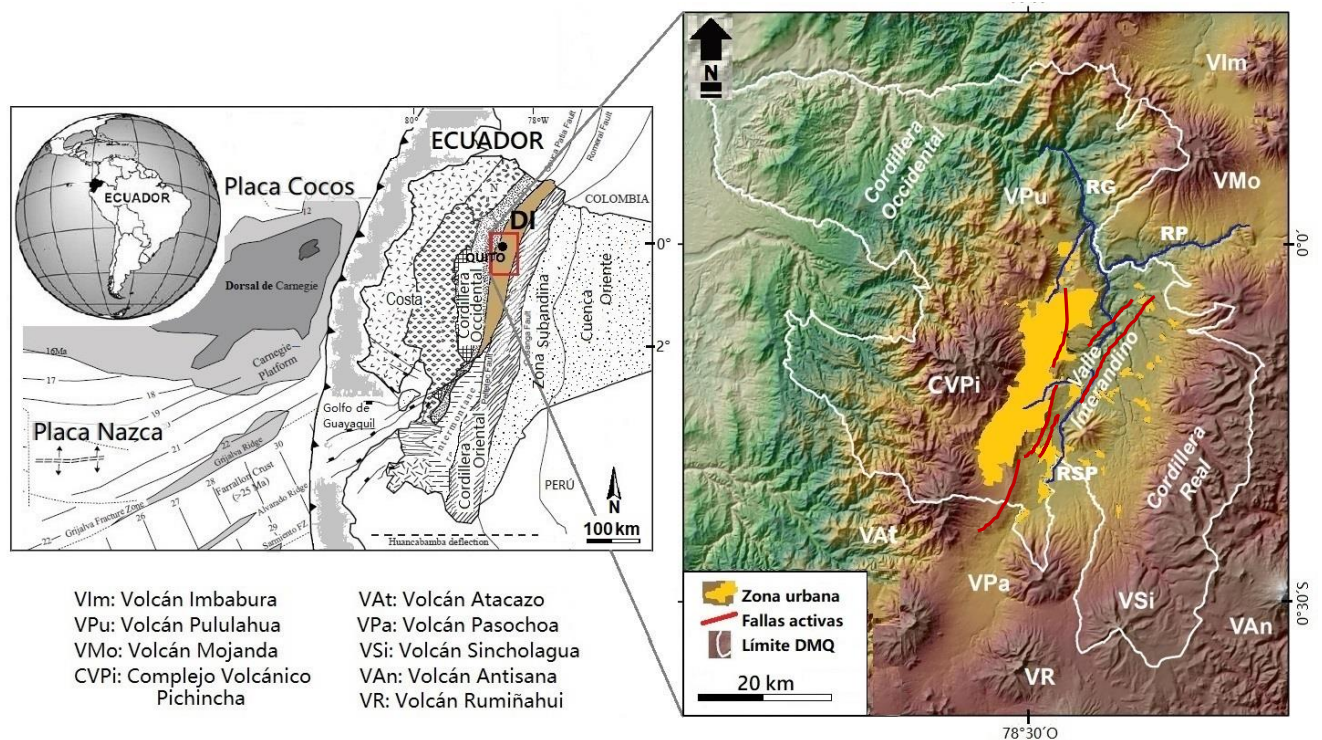


Fig. 1.3. Izquierda: ubicación del Ecuador en el contexto geodinámico de noroeste Sudamericano, se resalta la franja de la región fisiográfica del Valle o Depresión Interandina (DI) el rectángulo indica la localización de la zona de estudio que comprende la cuenca Quito-Guayllabamba (tomada de Vallejo 2007). Derecha: Cuenca Quito-Guayllabamba con el sistema de fallas activas en trazo rojo, los ríos principales y volcanes que la rodean, se muestra el límite geográfico del Distrito Metropolitano de Quito (DMQ) y la zona urbana (tomada y modificada de SSG-MDMQ 2015)

1.6 Movimientos en masa en el contexto geodinámico del Ecuador: Estado del Arte

En el Ecuador, durante el período comprendido entre 1900 a 2013, se han registrado 3947 movimientos en masa, catalogados como importantes por su tamaño de decenas de millones de



m³ e impacto. Estos eventos han ocurrido especialmente en la región de la Sierra ecuatoriana ubicada a lo largo de la Depresión Interandina entre las Cordilleras Occidental y Oriental, donde interactúan factores topográficos, litológicos, sísmicos y climáticos (Eras 2014).

Dentro del proyecto de Zonificación de Susceptibilidad y Peligros/Amenazas por Movimientos en Masa en el Territorio Ecuatoriano (escala 1:50 000), desarrollado por el Instituto Nacional de Investigación Geológica Minero Metalúrgica del Ecuador (INIGEMM 2013), se realizó una compilación de los principales movimientos en masa históricos registrados en Ecuador que se resumen en la tabla I.

TIPO	FECHA	UTM	ÁREA	VOLUMEN
Deslizamiento de Cacha	04/02/1797	755828.16 / 9809833.15	> 5km ²	~ 1335x10 ⁶ m ³
Deslizamiento de El Tambo	—	728800.00 / 9723390.00	~ 4km ²	—
Deslizamiento de Guarumales	—	778000.00 / 9715800.00	~ 5km ²	50 a 100x10 ⁶ m ³
Avalancha de Detritos de Las Moras	28/06/1985	739513.00 / 9758442.00	< 1km ²	2x10 ⁶ m ³
Deslizamientos del Sector Volcán Reventador	05/03/1987	873677.54 / 9983793.11 (Pto. referencial)	—	110 a 120x10 ⁶ m ³
Deslizamiento y Represamiento Río Pisque	02/01/1990	796603.24 / 9997788.56	0.12km ²	3.6x10 ⁶ m ³
Deslizamiento y Represamiento de La Josefina	29/03/1993	739633.70 / 9685227.28	—	20x10 ⁶ m ³
Deslizamiento de Nambija	09/05/1993	745673.00 / 9549677.00	—	~ 15x10 ³ m ³
Deslizamiento Sector Río Chanchán	abril/1999	741913.97 / 9760752.37	—	2.5x10 ⁶ m ³
Deslizamiento de Guasuntos	03/02/2000	743429.05 / 9752822.11	~ 0.3km ²	1.8x10 ⁶ m ³
Deslizamiento de Pacha Achupallas	junio/2004	748513.49 / 9749979.84	~ 0.8km ²	~ 72x10 ³ m ³

Tabla I. Movimientos en masa históricos en Ecuador (tomada de INIGEMM: Proyecto de Zonificación de Susceptibilidad y Peligros/Amenazas por procesos de Movimientos en Masa en el Territorio Ecuatoriano, octubre 2013)

Tanto el deslizamiento de Cacha (1797) como los deslizamientos de tierra del volcán Reventador (1987), fueron disparados por importantes eventos sísmicos. En la ocurrencia del movimiento de masa de Guarumales, un mega deslizamiento posiblemente reactivado durante la ejecución del Proyecto Hidroeléctrico Paute y en el caso del gran colapso de la Josefina (1993), se combinaron varios factores como lluvias intensas, condiciones litológicas desfavorables y actividades antrópicas agravantes.

El mega movimiento en masa de Guarumales (Tabla I), ubicado en la provincia del Azuay, es un deslizamiento complejo producto de la fuerte meteorización del macizo rocoso con extensos depósitos coluviales de remoción y flujos de escombros de un paleo deslizamiento ubicado en

la ribera sur del río Paute (Viteri 2017). Este evento tiene un volumen de 50 a 100 millones de m^3 que lo cataloga dentro de los eventos extremadamente grandes, actualmente está siendo monitoreado pues se encuentra frente a la Central Hidroeléctrica Paute (Plaza y Vinueza 1991). El gran movimiento en masa de la Josefina (Tabla I) (Fig. 1.4) está ubicado en el borde oriental de la cuenca intermontana de Cuenca, al sur del Ecuador. Este antiguo deslizamiento, se reactivó en marzo de 1993 en la ladera sur del cerro Parquiloma, provocando su colapso con un volumen de 19,5 millones de m^3 que represó el río Paute, inundó la central termoeléctrica El Descanso, provocó daños en la vía Panamericana, 30 km de la línea de ferrocarril, decenas de casas y tierras de cultivo (Plaza 1996). Los factores condicionantes estuvieron determinados por una pendiente alta, rocas sedimentarias y volcánicas muy fracturadas, con planos desfavorables en la ladera de la loma, así como depósitos coluviales antiguos, en tanto que los factores desencadenantes estuvieron relacionados a periodos previos de lluvias intensas y a las excavaciones al pie de la ladera en canteras para la extracción de áridos (PMA:GCA 2007).



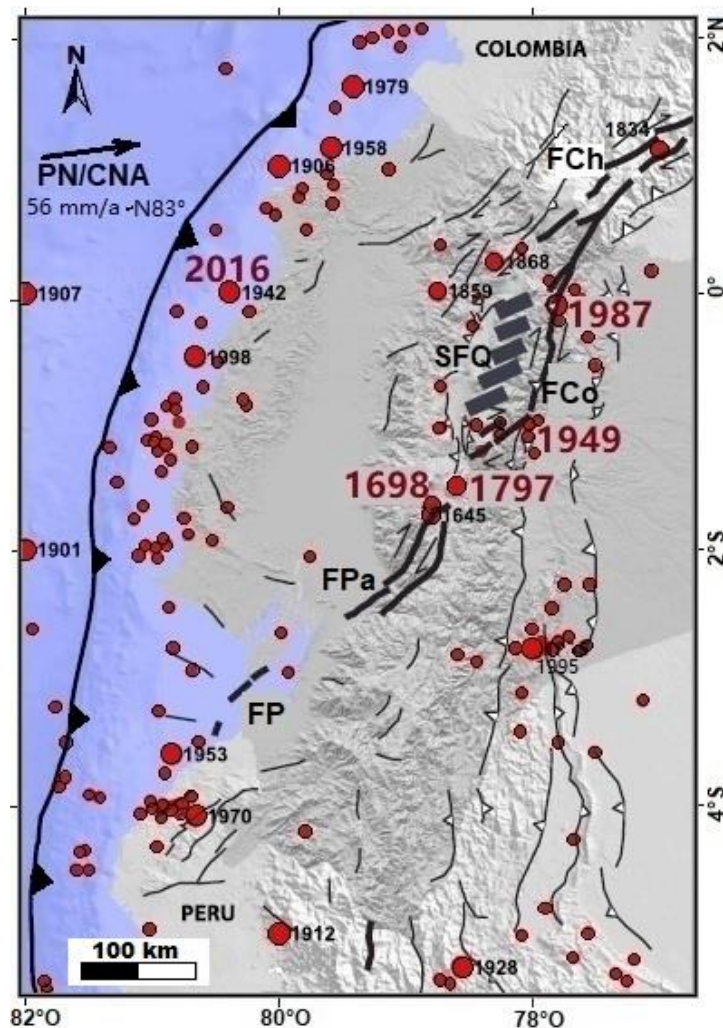
Fig. 1.4. a) Deslizamiento y represamiento de La Josefina en 1993: E escarpe, C1 y C2 indican la dirección de los depósitos del primer y segundo colapsos, D1 y D2 muestran los embalses, b) Inundación de los poblados y la central termoeléctrica (en recuadro) a 2 km aguas arriba del represamiento (tomada de PMA: GCA. 2007)

1.6.1 Movimientos en masa, sismicidad y vulcanismo

En el territorio ecuatoriano se han generado además importantes movimientos en masa disparados por sismos y erupciones volcánicas en un contexto geodinámico de subducción. El terremoto de Riobamba ocurrido en febrero de 1797 (Fig. 1.5), con intensidad XI, es considerado como el más destructivo en nuestro territorio, provocando incluso cambios en la topografía. Este sismo tuvo como probable fuente una ruptura en la falla de Pallatanga cuyo trazo pasa cerca de la laguna de Colta, en la provincia de Chimborazo (Rivadeneira *et al.* 2007).

El terremoto afectó a ciudades como Riobamba, Latacunga, Cajabamba, Chunchi, Guaranda, Pallatanga, Patate entre las principales, generando colapsos de los cerros cercanos como el Cushca que soterraron una parte del antiguo asentamiento de Riobamba, hoy Cajabamba y generando grandes avalanchas como la de Cacha, así como deslizamientos menores que represaron varios ríos (INIGEMM 2013).

El terremoto de Ambato-Pelileo ocurrido en agosto de 1949, con intensidad máxima de X, afectó gravemente las provincias de Tungurahua, Cotopaxi y Chimborazo, siendo uno de los



sismos más desastrosos del siglo, con un epicentro localizado en las cercanías del nido sísmico de Pisayambo (Fig. 1.5) (Rivadeneira *et al.* 2007). Este evento produjo derrumbes que cambiaron el curso de los ríos Patate y Ambato movilizand o millones de metros cúbicos, así como el desmoronamiento de un cerro que destruyó la ciudad de Pelileo (Baize *et al.* 2015).

Fig. 1.5. Sismicidad instrumental e histórica somera (>40 km) del Ecuador. En círculos pequeños magnitudes entre 5 a 7 y círculos grandes >7. Rectángulos en gris, micro bloque sísmico Quito-Latacunga y Sistema de Fallas de Quito, SFQ (tomada y modificada de Alvarado *et al.* 2016)

Dos eventos sísmicos de magnitudes 6,9 y 6,1 ocurridos en marzo de 1987 localizados en la zona del volcán Reventador (Cordillera Oriental) al este de Quito (Fig. 1.5), provocaron un gran número de deslizamientos que se relacionaron con los planos de inclinación y orientación de los sistemas de fallas holocénicas de la zona (Tibaldi *et al.* 1995). Estos eventos tuvieron como epicentro uno de los ramales del inicio del sistema de fallas de Chingual, FCh (Fig. 1.5) (Rivadeneira *et al.* 2007). Estos sismos dispararon una serie de movimientos en masa de cerca

de 120 millones de m³ de material que afectaron un tramo del Oleoducto Transecuatoriano con una pérdida de cerca de 800 millones de dólares, el fallecimiento de alrededor de 1000 personas, aislamiento de poblaciones y daños en la red vial hacia el oriente ecuatoriano (INIGEMM 2013).

En el estudio de movimientos en masa y su relación con sismos y actividad volcánica se deben mencionar los devastadores flujos de lodo que se originaron en el volcán Carihuayrazo (Cordillera Occidental) disparados por un sismo tectónico en junio de 1698 (Fig. 1.5). Los flujos descendieron por los flancos nororientales del volcán y se desplazaron a través de varias quebradas dejando taludes de hasta 45 m de profundidad. El material, con volumen entre 84 a 87 millones de m³ recorrió 54 km llegando al valle del río Ambato, arrasando con parte de la ciudad y dejando en su conjunto un total de 6000 víctimas por ambos procesos (Vásconez *et al.* 2009).

El gran movimiento en masa de Yacupungo es un paleo deslizamiento holocénico cuya ocurrencia está relacionada con la acumulación de potentes capas de cenizas volcánicas de erupciones de la serie F del Cotopaxi entre 9000 y 4000 años AP, sobre las laderas inclinadas entre 20° a 30° de la parte occidental del volcán (Hall *et al.* 2017) (Fig. 1.6).



Fig. 1.6. a) Capas de tefras volcánicas del Cotopaxi disturbadas y falladas en la Cantera cerca de Cuilche, b) Capas de tefras volcánicas plegadas por el movimiento gravitacional del movimiento de Yacupungo en la Panamericana Norte cerca del pueblo de Lasso (tomada de Hall *et al.* 2017)

En la zona de Yacupungo, las rocas volcánicas de grano grueso presentan una notable deformación con paquetes deslizados cientos de metros ladera abajo, los cuales se muestran plegados y fallados (Hall *et al.* 2017). En este estudio se menciona que algunos de estos

paquetes recorrieron distancias entre 1 a 7 km adicionales desde el pie del monte, la edad asignada para este evento es entre 800 a 1000 años AP.

El sismo de subducción destructivo (M_w 7,8) que impactó la región costera ecuatoriana el 16 de abril de 2016, dejó como saldo 663 personas fallecidas, 80 000 personas desplazadas y 4000 millones de dólares en pérdidas económicas (SENPLADES 2016). Este evento disparó un sin número de deslizamientos en la zona montañosa costera, donde se inventariaron 59 movimientos en masa solamente en las ciudades de Bahía de Caráquez, San Vicente, San Isidro y San Clemente, a través de trabajo de campo de un grupo de profesores del Departamento de Geología de la Escuela Politécnica Nacional DG-EPN (Fig. 1.7). El 90% de los 59 movimientos en masa ocurrieron en laderas de acantilados de borde de playa y, costa adentro, en las laderas de los cerros con pendientes mayores a 40° (Villares *et al.* 2016).



Fig. 1.7. a) Las flechas muestran las zonas afectadas por una serie de derrumbes en las laderas de los cerros costeros vía a San Clemente, b) daños en la red vial en la zona de San Isidro (fotografías Departamento de Geología, Villares *et al.* 2016)

1.6.2 Movimientos en masa y condiciones climáticas

Las condiciones tectónicas y geomorfológicas del Ecuador se conjugan con los fenómenos oceánicos y atmosféricos propios de la región del Pacífico Tropical Oriental que determinan su clima. Los patrones espacio-temporales de precipitación en Ecuador, están regulados por El Niño-Oscilación del Sur (ENOS) y la Zona de Convergencia Intertropical o ecuatorial del



Pacífico (ZCIT) responsable de importantes tormentas y el frente ecuatorial que es una zona de transición entre la corriente de Humboldt y la corriente ecuatorial del sur (Espinoza 1996). Este contexto climático establece que las zonas montañosas tropicales tengan una alta susceptibilidad a sufrir movimientos en masa debido a que interactúan cuatro procesos que los favorecen como el crecimiento topográfico, la meteorización, lluvias intensas y sismicidad (Suárez 1998).

En cuanto a movimientos en masa disparados en años afectados por el ENOS, el Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología del Ecuador, INAHMI, en un informe del año 2000, señala que los años de 1983 y 1998 fueron calificados como los más extremos del siglo pasado, con temperaturas superiores a los 35° y precipitaciones anuales mayores a 2630 mm. En 1998 las precipitaciones provocaron extensas inundaciones y más de 100 movimientos en masa que dejaron 103 personas fallecidas, más de 20 mil afectados, 7675 personas evacuadas y cuantiosas pérdidas económicas a nivel de las provincias de la región costera (Zevallos 1999). En ese mismo año, en el mes de agosto, se produjo un terremoto de Mw 7,1 que afectó gravemente la provincia costera de Manabí y la zona oeste de la ciudad de Bahía de Caráquez. Este terremoto disparó y produjo la reactivación de antiguos movimientos en masa en laderas agrietadas y saturadas por las lluvias intensas del fenómeno del Niño. El colapso de las laderas provocó la pérdida de vidas, viviendas y afectación severa de infraestructura. Este es un ejemplo de la combinación de factores (lluvias-sismos) en un mismo espacio físico (Plaza 2000).

1.6.3 Movimientos en masa en las cuencas intermontanas

Las cuencas intermontanas de la Depresión Interandina están sometidas desde el Pleistoceno Medio, a un régimen de esfuerzos compresivos que han generado estructuras asociadas como pliegues y fallas inversas (Lavenu *et al.* 1995). Las estructuras plegadas y los escarpes asociados a fallas inversas en las cuencas generan un incremento de la pendiente que las hace susceptibles a colapsos como un proceso natural de alivio topográfico. Según Korup *et al.* (2007), en zonas de cinturones de montaña tectónicamente activos el incremento de la pendiente llega a una condición de umbral en la cual las laderas alcanzan una inclinación y altura críticas en la que colapsan, aumentando la tasa de movimientos en masa.

En las cuencas intermontanas de la Depresión Interandina, se tiene un registro histórico de la ocurrencia de importantes movimientos en masa relacionados a colapsos gravitacionales de las estructuras de plegamiento o disparados por eventos sísmicos relacionados con las fallas

activas que cruzan o limitan estas cuencas. Evidencias morfológicas de la ruptura de la falla Pallatanga, en la zona de Riobamba, donde ocurrió el sismo de 1797 (ver la Fig. 1.5), así como relatos históricos, señalan la destrucción de una cuarta parte de la ciudad (Egred 2004, Winter *et al.* 1993) que fue enterrada por el colapso de parte de la loma Cushca o Cullca (Fig. 1.8a) donde ahora se encuentra el poblado de Cajabamba (Baize *et al.* 2015). En la cuenca Latacunga-Ambato localizada al norte de la cuenca de Riobamba, se observan importantes flexuras como las de Patain y Yanayacu de orientación N-S a NE-SO, escarpas de 300 m de altura y fuerte pendiente (40%) (Fig. 1.8b), a lo largo de 25 km, a las que están asociados grandes deslizamientos de roca como el de Bellavista (Lavenu *et al.* 1995).

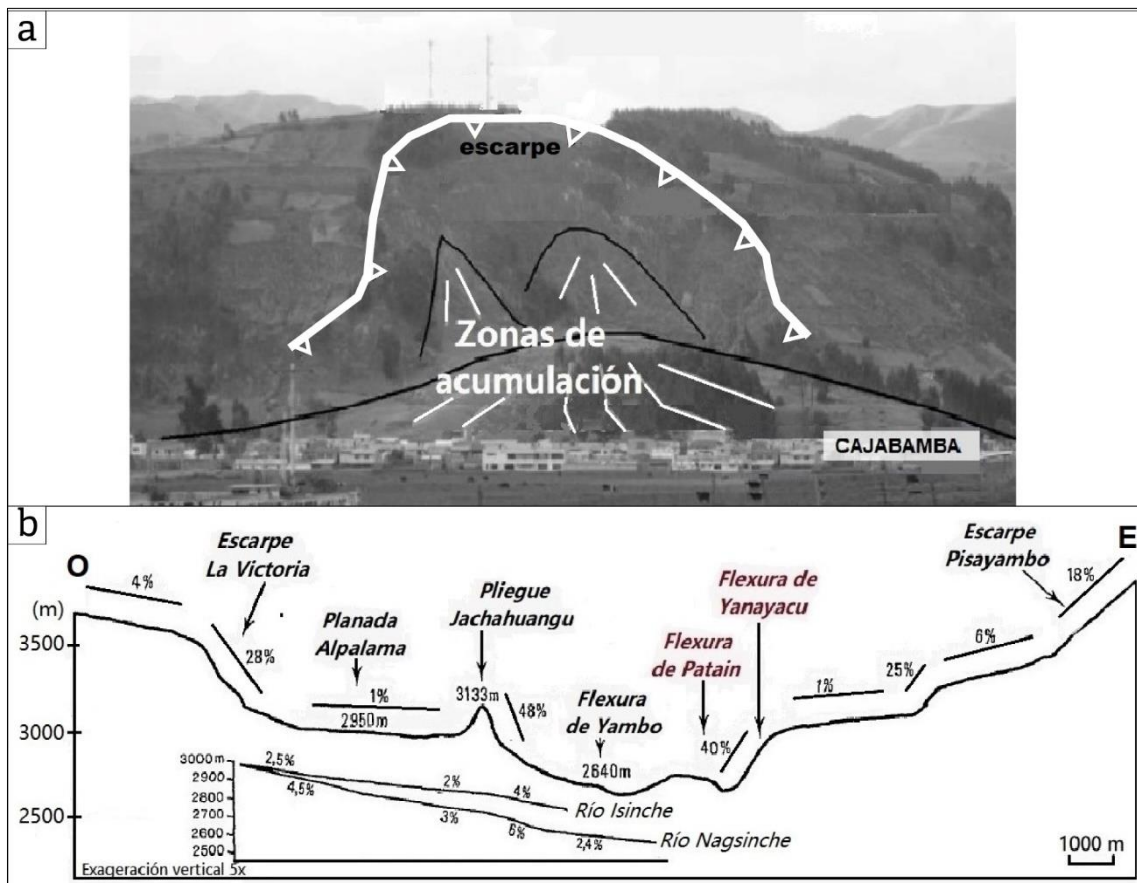


Fig. 1.8. a) Deslizamiento de Cajabamba o Cacha producido por el colapso de la loma Cushca durante el sismo de Riobamba de 1797 (tomada de Baize *et al.* 2015). b) Perfil topográfico de la cuenca Ambato-Latacunga mostrando pendientes asociadas a los escarpes de las fallas La Victoria y Pisayambo (Lavenu *et al.* 1995)



CAPÍTULO II: CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1 Geología Regional del Ecuador

El margen activo del Ecuador ubicado al noroccidente de América del Sur entre las latitudes 3°N a 3,5°S, es el resultado de un proceso continuo de subducción de la placa Farallón que comenzó hace ~189 Ma con un magmatismo de arco continental el cual fue interrumpido por sucesivos eventos de acreción de un plateau oceánico y un arco de islas desarrollado hacia el oeste (Spikings *et al.* 2015). Durante el Campaniano Tardío al Paleoceno entre los 75 y 58 Ma, los terrenos oceánicos provenientes de esta extensa provincia ígnea, la meseta oceánica Caribe y terrenos de arco insular, se acrecionaron al margen continental (Spikings *et al.* 2001, Luzieux *et al.* 2006, Jaillard *et al.* 2009, Vallejo *et al.* 2009). A inicios del Mioceno, hace 23 Ma, se produce la fragmentación de la placa Farallón que da origen a las actuales placas de Nazca y Cocos (Fig. 2.1), separadas por el ridge oceánico de las Galápagos (Lonsdale 2005). Los procesos volcano-tectónicos de los Andes del Ecuador, su crecimiento cenozoico y morfología están estrechamente ligados con la dinámica de subducción de la placa de Nazca por debajo de la placa continental de Sudamérica (Margirier *et al.* 2022). Desde el Mioceno temprano, la subducción de la placa oceánica de Nazca tiene una dirección oblicua N83°E y sentido de convergencia hacia el este, con una velocidad actual de 56 mm/a (Kendrick *et al.* 2003). Estudios termocronológicos han registrado varias fases de enfriamiento y exhumación en las Cordilleras Oriental y Costera de los Andes entre los 15,9 y 6 Ma, sincrónicas con los sub-Andes del norte de Perú (Margirier *et al.* 2022).

La deformación transpresiva dextral ligada a la subducción oblicua de la placa de Nazca, provocó hace ~15 Ma la extrusión hacia el noreste del Bloque o Cuña Norandina, CNA (Fig. 2.2) o *North Andean Sliver*, (NAS por sus siglas en inglés), a lo largo de un gran sistema de fallas que atraviesan el país desde el Golfo de Guayaquil y se prolonga hasta el Caribe (Gutscher *et al.* 1999, Nocquet *et al.* 2014, Alvarado *et al.* 2016).

Posteriormente, la subducción continua de la placa Nazca generó la colisión, entre ~6-5 Ma, de la dorsal asísmica de Carnegie, la cual constituye un alto batimétrico lineal, marcando el inicio de una importante fase de deformación en la intra-placa continental (Margirier *et al.* 2022). La dinámica actual del proceso de subducción está controlada por dos importantes accidentes topográficos que dificultan la penetración de la placa de Nazca: la dorsal asísmica

de Carnegie y la Zona de Fractura de Grijalva (Fig. 2.1), que marca el contraste entre la placa más joven de Nazca y la corteza antigua de la placa Farallón (Yepes *et al.* 2016).

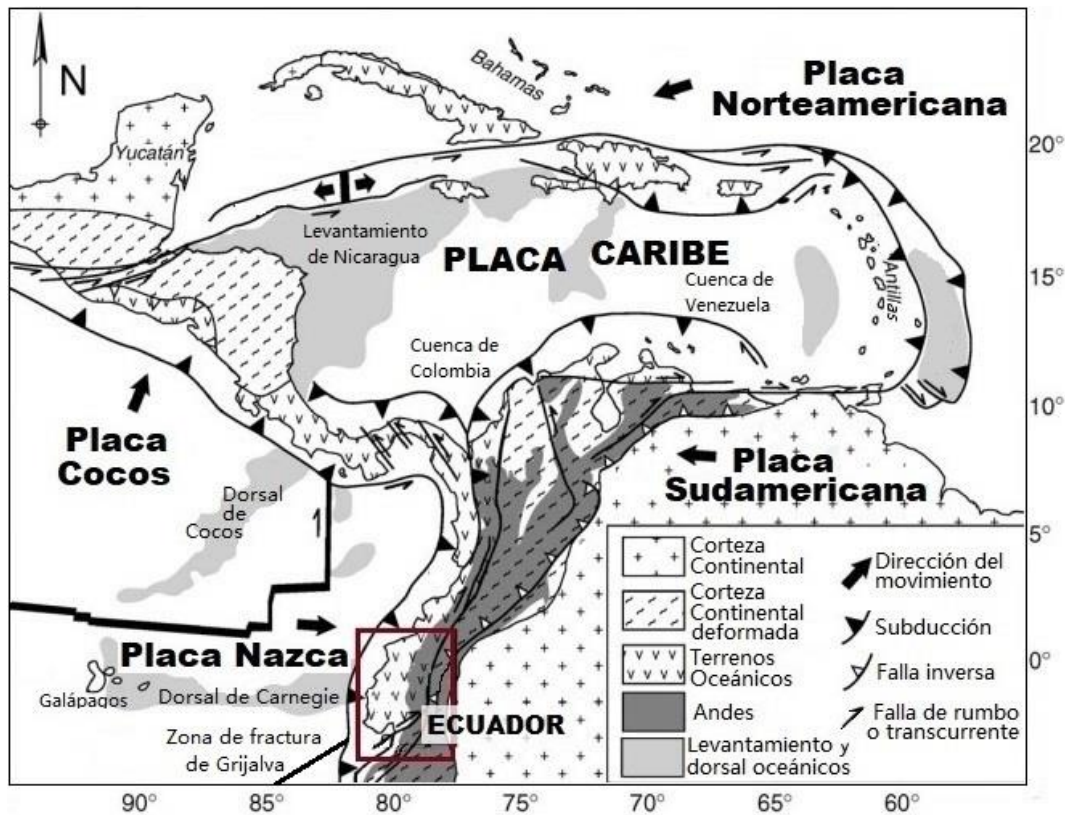


Fig. 2.1. Contexto geodinámico de la subducción en los Andes del Norte y la región del Caribe mostrando las zonas de acreción y la colisión de la dorsal asímica de Carnegie en el margen ecuatoriano (tomada y modificada de Luzieux *et al.* 2006)

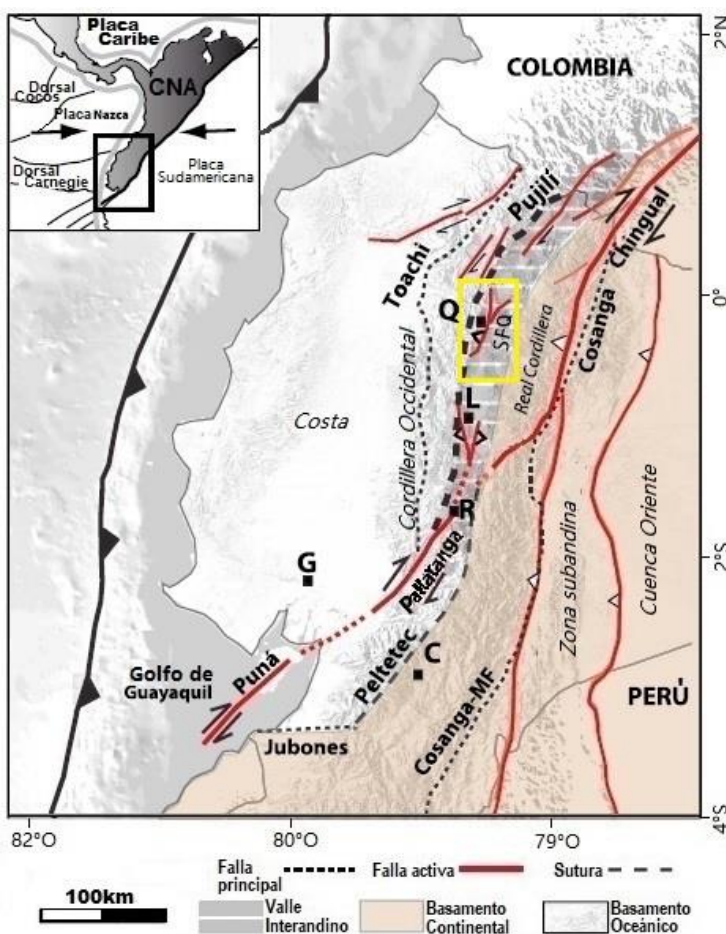
La evolución geodinámica del Ecuador ha resultado en el desarrollo de cinco regiones morfotectónicas con características geológicas particulares (Fig. 2.2): la Costa, la Cordillera Occidental, el Valle o Depresión Interandina, la Cordillera Oriental o Real y la Cuenca Oriente con la zona Subandina.

El basamento de la Costa, la Cordillera Occidental y el Valle o Depresión Interandina, está compuesto por rocas máficas de tipo plateau oceánico acrecionado al margen sudamericano durante el Cretácico-Paleógeno (Luzieux *et al.* 2006, Vallejo *et al.* 2009). La Cordillera Occidental se caracteriza por la presencia de rocas volcano-sedimentarias del Cretácico-Paleógeno y cuerpos intrusivos magmáticos del Oligo-Mioceno (Pratt *et al.* 2005). El Valle Interandino es una depresión inter-cordilleras de edad Plio-Cuaternaria que se ubica entre fallas inversas (Lavenu 2006). La Cordillera Oriental está compuesta principalmente de rocas ígneas y metasedimentarias del Paleozoico tardío y una cobertura sedimentaria cenozoica (Litherland

et al. 1994). Los terrenos metamórficos de esta cordillera son autóctonos y han sido intruídos por el granito triásico Tres Lagunas que ha generado el levantamiento y erosión del núcleo del Paleozoico (Litherland *et al.* 1994, Pratt *et al.* 2005). La Cuenca Oriente (Fig. 2.2) es una cuenca de antepaís de edad Cretácico Superior a Cuaternario, formada en el margen continental de la placa Sudamericana por la carga flexural producida por el levantamiento de la Cordillera Oriental (Tamay 2018).

2.1.1 Marco tectónico actual

La tectónica activa del Ecuador está marcada por una intensa deformación continental asociada tanto a la subducción oblicua de la placa Nazca, que provoca un desplazamiento de la Cuña Norandina (CNA) hacia el NE respecto a la placa de Sudamérica (Nocquet *et al.* 2014, Alvarado *et al.* 2016), como por un mayor acoplamiento E-O provocado por el ingreso de la dorsal asísmica de Carnegie de 200 km de ancho y un relieve de 2000 metros de altura (Yepes *et al.* 2016). Así, la deformación transpresiva dextral es el proceso geodinámico dominante en la tectónica activa de los Andes del Norte en Ecuador (Alvarado *et al.* 2016).



Esta dinámica ha generado en el último siglo seis grandes terremotos de subducción de Mw mayores a 7.8 (Gutscher *et al.* 1999) (ver sección 1.3.1 movimientos en masa, sismicidad y vulcanismo).

Fig. 2.2. Mapa tectónico del Ecuador que muestra la Cuña Norandina, CNA y su límite oriental con los principales segmentos de falla: Puná-Pallatanga-Cosanga-Chingual. Sistema de Fallas de Quito, SFQ. Ciudades: Quito Q, Latacunga L, Cuenca C, Riobamba R, Guayaquil G. La zona de estudio se muestra en el rectángulo amarillo (tomada y modificada de Alvarado *et al.* 2016)



El movimiento oblicuo del proceso de subducción provoca la expulsión de la Cuña Norandina hacia el NE con una velocidad entre 6 a 9 mm/a, a lo largo de un sistema principal de fallas que en Ecuador se conectan a lo largo de 800 km desde el Golfo de Guayaquil hasta el oeste de la Cordillera Oriental y continúan hacia Colombia (Fig. 2.2) desde el sistema de fallas de Chingual (Trenkamp *et al.* 2002, Segovia *et al.* 2009). Este sistema de fallas litosféricas que constituye el límite oriental de la Cuña Norandina se denomina Puná-Pallatanga-Cosanga-Chingual, divide al país en zonas tectono-estratigráficas paralelas a la Cordillera de los Andes, conectando tres sistemas menores de fallas de tipo transpresivo e inverso (Alvarado *et al.* 2016). Según Soulas *et al.* (1991), estos grandes sistemas de fallas que cruzan el Ecuador son de tipo transcurrente dextral con orientación NNE-SSO a NE-SO o de tipo inverso con orientación N-S e inducen fallas de menor extensión como son los sistemas inversos de la Depresión Interandina.

La Cuña Norandina se desplaza a lo largo de este límite de fallas activas donde la deformación transpresiva dextral se evidencia en la presencia de fajas de corrimiento, la variación espacial de procesos de exhumación, la reactivación de zonas de sutura hacia el este no asociadas a la antigua acreción y la evolución de este límite tectónico a un límite de placa continental que durante el Mio-Plioceno provocó la apertura del Golfo de Guayaquil como consecuencia de la aceleración del movimiento de la CNA hacia el norte (Fig. 2.2) (Deniaud *et al.* 1999, Alvarado *et al.* 2016). La historia de apertura y subsidencia del Golfo de Guayaquil es consistente con el inicio de la subducción de la dorsal asísmica de Carnegie a los 5 Ma (Margirier *et al.* 2022). En el Plio-Pleistoceno, la dinámica de deformación mostró diversos comportamientos: el bloque de la Costa es levantado y empujado hacia el norte, con una extensión N-S debido a la subducción de la dorsal de Carnegie, en tanto que la Depresión Interandina ubicada entre fallas de zócalo inversas y las Cordilleras están sometidas a una compresión E-O (Lavenu 2006).

2.1.2 La Cordillera Occidental y la Cordillera Oriental o Real

Las Cordilleras Occidental y Oriental que conforman los Andes del Ecuador son dos cadenas montañosas de orientación NNE, paralelas a la zona de subducción y separadas entre sí por el Valle o Depresión Interandina. El arco volcánico activo está relacionado con la dinámica del sistema de fallas litosféricas Puná-Pallatanga-Cosanga-Chingual y se ubica al norte de los $\sim 2^{\circ}\text{S}$ (Alvarado *et al.* 2016).

Los Andes ecuatorianos se extienden a lo largo de 600 km de longitud, con un ancho que varía entre 120 a 180 km (Coltorti y Ollier 2000), una altitud promedio de 4400 msnm, siendo el



Chimborazo la montaña más alta con 6263 msnm. El arco volcánico de Ecuador se divide en tres zonas: el frente volcánico de la Cordillera Occidental, el arco principal de la Cordillera Oriental y el tras arco de la zona Subandina (Fig. 2.2). Los volcanes de la Cordillera Occidental son de composición dacítica, mientras que en la Cordillera Oriental y el tras arco son principalmente andesíticos (Hall *et al.* 2008).

El basamento de la Cordillera Occidental está formado por rocas máficas y ultramáficas del plateau oceánico (Meseta Caribe) acrecionadas durante el Campaniano (~73 Ma), denominadas Unidad Pallatanga y Unidad San Juan, conformadas por los bloques Piñón, San Lorenzo y Pallatanga (Luzieux *et al.* 2006, Vallejo *et al.* 2009). Sobreyacen e intruyen al basamento rocas ígneas y volcano-sedimentarias de arco de isla intraoceánico (Granito de Pujilí y Grupo Río Cala), cuya actividad finalizó hace ~70 Ma, durante la colisión del Plateau del Caribe con la placa Sudamericana (Vallejo *et al.* 2009). Según Witt *et al.* (2019) la Cordillera Occidental, levantada durante múltiples eventos de acreción durante el Paleógeno, se convirtió en una barrera topográfica del material detrítico transportado desde la Cordillera Oriental o el Cratón Sudamericano e impidió la entrada del Océano Pacífico desde el oeste. Para el Eoceno se ha determinado un hiato en el registro estratigráfico de los bloques oceánicos acrecionados asignable a una rápida exhumación regional (>1km/Ma) en la Cordillera Oriental por el incremento de la tasa de convergencia de la placa Farallón debajo de la placa Sudamericana (Luzieux 2007). La dinámica de los sucesivos procesos de subducción-acreción ha provocado que las unidades tectono-estratigráficas de la Cordillera Occidental se encuentren alineadas y separadas por fallas N-S que se relacionan con importantes fases orogénicas (Vallejo *et al.* 2019). De acuerdo con Luzieux (2007) durante el Mioceno se produjo una deformación regional en la Costa por esfuerzos transcurrentes y una extensión localizada que generó la apertura de las cuencas del Progreso, Manabí y Borbón.

La Cordillera Oriental o Real está compuesta por rocas ígneas y metamórficas de arco continental calco-alcalino de tipo I del Paleozoico a Cretácico (Spikings *et al.* 2015). Estas rocas registran una transpresión dextral por los eventos de acreción que formaron la Cordillera Occidental en el Cretácico (Aspden y Litherland 1992, Litherland *et al.* 1994), los cuales provocaron la exhumación de la Cordillera Oriental y la formación de la Cuenca Oriente (Baby *et al.* 1997). La Cordillera Oriental se caracteriza por la presencia de suturas generadas por cuerpos plutónicos de tipo I y S (Pimampiro, Curiplaya, Tangula y Magtayán) que intruyeron la corteza continental, lo que apoya la existencia de un antiguo arco magmático en el Cretácico



Superior (Aspden y Litherland 1992, Pratt *et al.* 2005, Vallejo *et al.* 2019). Las rocas de la Cordillera Oriental registran altas tasas de enfriamiento y exhumación de ≥ 3 km/Ma durante los ~ 15 a 13 Ma (Spikings *et al.* 2010), sincrónica con una de las fases de deformación y levantamiento de los sub-Andes del norte del Perú ocurrida a los 13 Ma (Margirier *et al.* 2022). Al oeste de la Cordillera Oriental se encuentra la Falla Peltetec (Fig. 2.2) que la separa del Valle o Depresión Interandina y marca el límite de los terrenos oceánicos acrecionados con el paleo margen continental (Spikings y Simpson 2014). Hacia el este se encuentra limitada por la Falla Cosanga parte del límite tectónico de la Cuña Norandina (Alvarado *et al.* 2016). La falla Peltetec focalizó los esfuerzos de transpresión, provocando el desplazamiento del bloque de la Costa hacia el norte, a los 15 Ma, dando lugar a la apertura de las cuencas de Loja, Nabón y Cuenca hacia el sur de Ecuador, las cuales fueron posteriormente levantadas y exhumadas por erosión junto con la Cordillera Oriental (Hungerbühler *et al.* 2002).

2.1.3 El Valle o Depresión Interandina y las cuencas intermontanas

El Valle Interandino, es una depresión tectónica intermontana de dirección N-S a NE-SO que en Ecuador tiene aproximadamente 25 km de ancho, 300 km de longitud desde los $\sim 2^{\circ}30'S$ de latitud hasta la frontera con Colombia (Fig. 2.3) (Winkler *et al.* 2005). Se encuentra entre las Cordilleras Occidental y Oriental o Real, a una altura de entre 2000 a 3000 msnm y su relleno se compone de depósitos volcánicos, volcano-clásticos y depósitos de abanicos aluviales del Mio-Plioceno a Pleistoceno provenientes de la erosión de las dos cordilleras (Hall *et al.* 2008, Alvarado *et al.* 2016, Vallejo *et al.* 2019). La Depresión Interandina está formada por cuatro cuencas: Chota al norte, Quito-Guayllabamba en el centro norte, Latacunga-Ambato en el centro sur y Alausí-Riobamba al sur (Fig. 2.3). Cada una de estas cuencas registra una dinámica individual separadas por una serie de lomas que presentan evidencias de levantamiento continuo (Winkler *et al.* 2005).

Según Lavenu (2006) la formación de la Depresión Interandina comenzó en el Mioceno superior, de acuerdo con la presencia de sedimentos de esa edad en la parte meridional de la misma. La apertura de este valle tectónico entre 6 y 5,5 Ma, habría estado relacionada con la subducción de zonas de relieve prominente de la dorsal Carnegie que provocaron una extensión inter-cordilleras (Pedoja 2003). Este proceso se genera en un régimen transpresivo dextral por el corrimiento de franjas de terreno a lo largo del gran sistema de fallas Chingual-Cosanga-Pallatanga-Puná y promoviendo altas tasas de exhumación en ambas cordilleras (Winkler *et al.* 2005).

Durante el Plioceno se produjo un cambio en la dinámica de la deformación, favoreciendo el desarrollo de zonas de extensión E-O desde el norte de la Depresión Interandina en la cuenca del Chota, extendiéndose a las cuencas del sur (Winkler *et al.* 2002, 2005). En este período la Depresión Interandina fue rellenada por depósitos volcánicos, aluviales, fluviales y lacustres alcanzando un espesor máximo aproximado de entre 1200 a 1400 metros (Villagómez 2003).

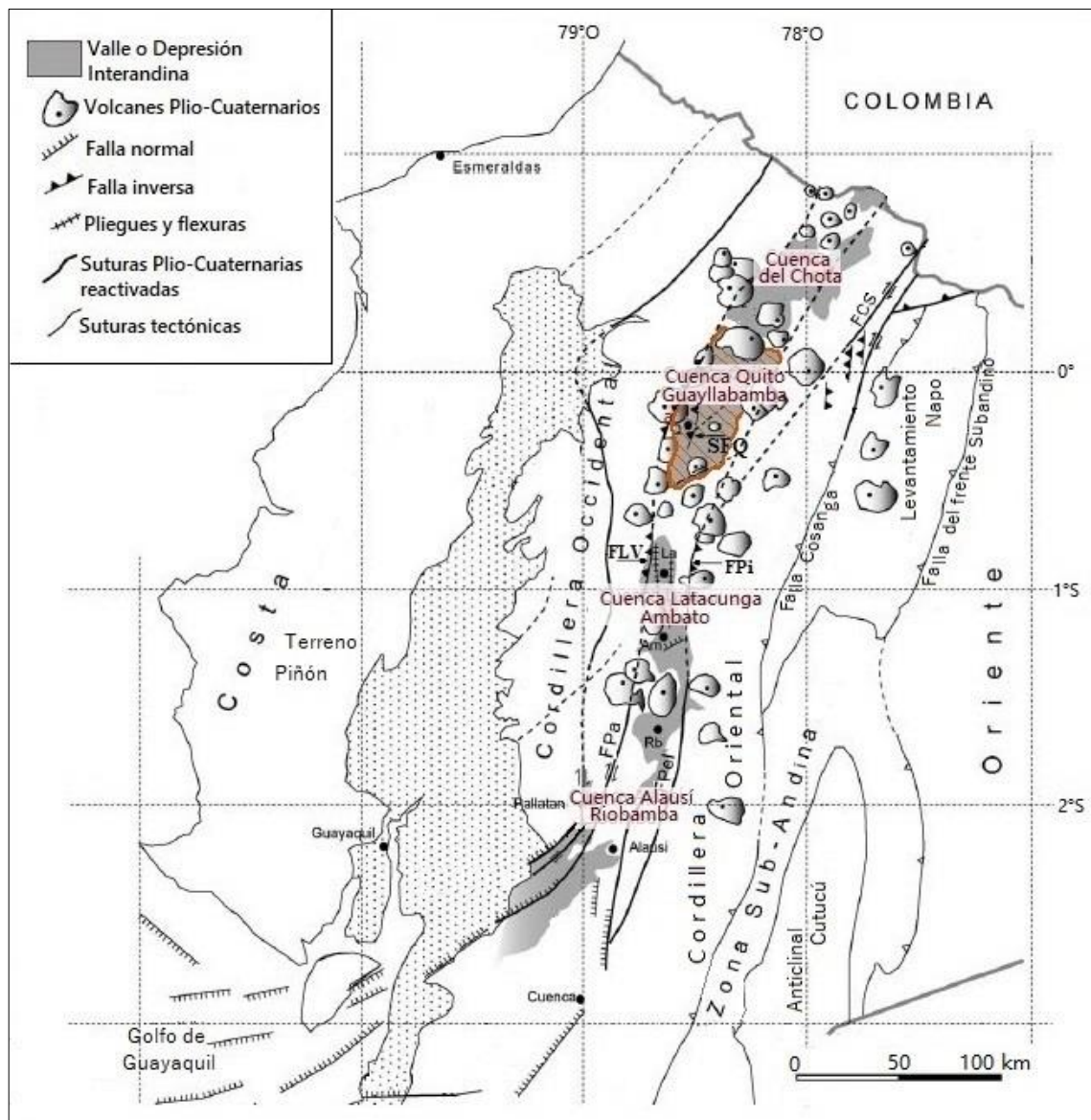


Fig. 2.3. Ubicación de las cuencas intermontanas en el Valle o Depresión Interandina en el contexto tectónico del Ecuador, se resalta en naranja la cuenca Quito-Guayllabamba, zona de estudio. Sistema Fallas de Quito SFQ, Falla La Victoria FLV, Falla Pisayambo FPi, Falla Pallatanga FPa, Falla Peltepec FPe, Falla Cosanga FCS, (tomada y modificada de Winkler *et al.* 2005)

Al sur, el sistema de fallas Calacalí-Pujilí-Pallatanga limita el borde occidental de la Depresión Interandina (Hughes y Pilatasig 2002), estando expuesto a lo largo del borde oriental de la



Cordillera Occidental, en concordancia con la sutura entre el paleo-margen continental, al este, y los bloques oceánicos acrecionados, al oeste (Aspden y Litherland 1992, Vallejo *et al.* 2009). Hacia el norte, la falla Peltetec se encuentra al oeste de la Cordillera Oriental y la separa de la Depresión Interandina, marcando también el límite de los terrenos oceánicos acrecionados (Spikings y Simpson 2014). La Depresión Interandina y la Cordillera Occidental terminan hacia los $\sim 2^\circ$ de latitud sur, en el límite de la falla Pallatanga (Ego *et al.* 1996). Al norte de este límite se desarrolla la actividad de volcanismo reciente en los Andes Ecuatorianos a partir del Plioceno-Cuaternario, la cual es simultánea con la evolución tectónica de las fallas de la Depresión Interandina (Barberi *et al.* 1988).

En el Cuaternario se produce un acortamiento importante con el desarrollo del límite de placa continental a través del gran sistema de fallas Puná-Pallatanga-Cosanga-Chingual (Benitez 1995) generando un proceso de deformación transpresivo el cual se propagó de sur a norte en las cuencas de la Depresión Interandina (Villagómez 2003). Este nuevo régimen tectónico se expresa a través de la dinámica de las fallas inversas que limitan las cuencas intermontanas, como las fallas de Pisayambo al este (buzamiento E) y La Victoria al oeste (buzamiento O) en la cuenca Latacunga-Ambato. Estas fallas provocaron una deformación E-O en una cuenca de rampa completa (*full-ramp basin*) con plegamientos e inconformidades estratigráficas durante 1,8 a 1,2 Ma (Villagómez 2003, Winkler *et al.* 2005). Esto se muestra también en las secuencias sedimentarias plegadas de la cuenca Quito-Guayllabamba, como se observa en las lomas de Bellavista y Catequilla asociadas a fallas inversas (Winkler *et al.* 2005).

El acortamiento E-O de la Depresión Interandina entre 2,6 a 1,4 Ma provocó la formación de pliegues y deformaciones en su centro que caracterizan una cuenca compresiva de tipo *push-down* (Lavenu 2006). Esto es consistente con el movimiento NE-SO transpresivo dextral a lo largo de la falla Pallatanga y estructuras de compresión como pliegues en el interior de la depresión (Lavenu *et al.* 1995), con estructuras de dirección N-S tipo *restraining bend* o zona relevo compresivo (Lavenu 2006, Alvarado *et al.* 2016).

En investigaciones recientes sobre la geodinámica de la Depresión Interandina, Alvarado *et al.* (2016) proponen la existencia del micro bloque Quito-Latacunga el cual está limitado al este por el sistema de fallas de Cosanga, al oeste por la falla inversa Quito-Latacunga que cruza la Depresión Interandina y al sur lo limita la falla de Pisayambo. En el estudio de Tamay (2018) se muestra una disminución de velocidades desde los Andes hacia la Cuenca Oriente (6,8 a 2,2 mm/a) (Fig. 2.4) que indica un acortamiento en el borde oriental de la Cordillera Oriental por

cinemática inversa y dextral de la falla Cosanga, lo que favorece el movimiento del microbloque hacia el NE.

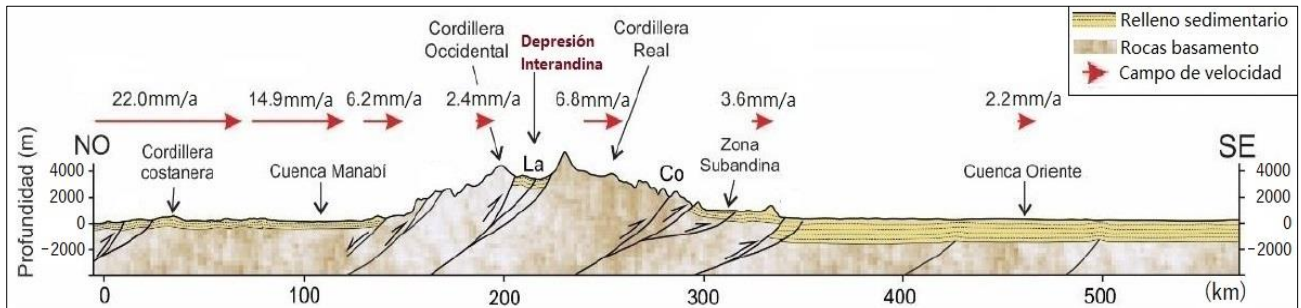


Fig. 2.4. Perfil general de las principales estructuras activas del Ecuador mostrando los campos de velocidad a partir de datos GPS. Falla Latacunga (La), Falla Consanga (Co) (tomada de Tamay 2018)

2.2 Geología de la cuenca intermontana Quito-Guayllabamba

La cuenca intermontana de Quito-Guayllabamba se encuentra en el segmento centro norte de la Depresión Interandina y está conformada a la vez por tres subcuencas: Quito, San Antonio y Guayllabamba. Las subcuencas de Quito y San Antonio están ubicadas en un banco estructural que se extiende en el borde oeste de la Depresión Interandina (Alvarado *et al.* 2014) y separadas de la subcuenca de Guayllabamba por una serie de lomas que corresponden a pliegues anticlinales asociados al sistema de fallas de Quito (Fig. 2.5).

2.2.1 Neotectónica de la cuenca

La tectónica activa de la cuenca está controlada por el sistema de fallas de Quito, un conjunto de fallas inversas ciegas que buzan $\sim 55^\circ$ al oeste (Alvarado *et al.* 2014), las cuales representan la prolongación hacia el norte del sistema de fallas de Ambato-Latacunga (Lavenu 2006) y se caracterizan por migrar progresivamente hacia el este. El rasgo morfológico principal del sistema de fallas de Quito es una serie de pliegues segmentados, dispuestos en *echelón*, que se extienden a lo largo de 60 km en sentido NNE-SSO (Fig. 2.5). El sistema de fallas inversas de Quito tiene actualmente una tasa de acortamiento horizontal este-oeste de entre 3 y 5 mm/a en función a mediciones geodésicas y de interferometría radar, interpretadas como el resultado de mecanismos de *creeping* sobre un nivel de despegue somero (1-3 km) (Espín 2019, Marinière *et al.* 2020).

En la parte central de la cuenca el sistema de fallas de Quito se conecta con el sistema de fallas de Guayllabamba, que consiste en un sistema de fallas de rumbo dextral (*dextral strike-slip*) con dirección NE-SO el cual transfiere el esfuerzo regional hacia la falla de Cosanga.

Estos dos sistemas de fallas activas desempeñan un papel importante en la deformación de la cuenca, afectando los depósitos volcano-clásticos del Cuaternario (Alvarado *et al.* 2014). Debido a que el régimen compresivo en esta cuenca comenzó en el Pleistoceno inferior, a los ~1,8 Ma, y a que las rocas volcano-clásticas son sincrónicas al fallamiento inverso, estas conservan el registro del plegamiento en la cuenca (Villagómez 2003).

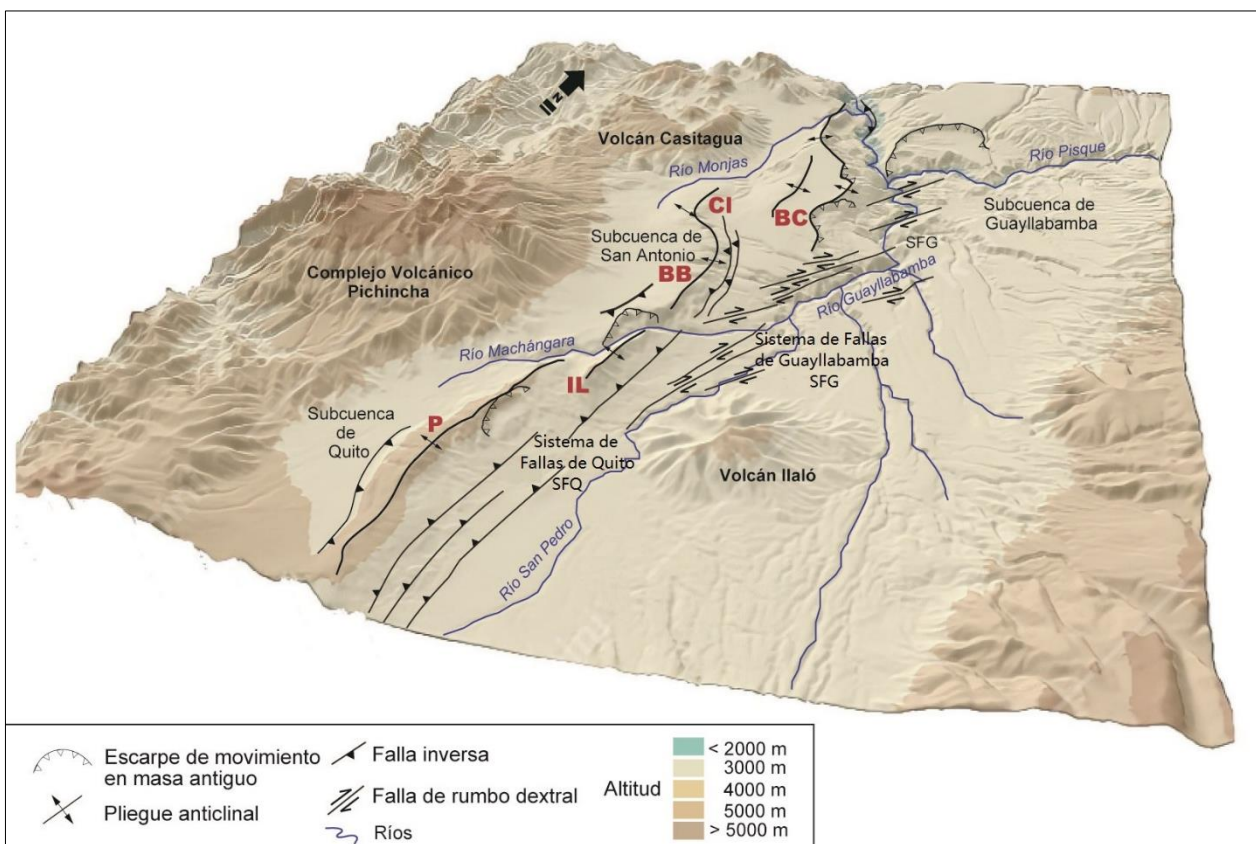


Fig. 2.5. Contexto neotectónico y morfológico de la cuenca intermontana Quito-Guayllabamba con las principales estructuras asociadas al fallamiento activo. Sistema de fallas inversas de Quito (SFQ), sistema de fallas de rumbo dextral de Guayllabamba (SFG), pliegue de Puengasí (P), pliegue de Ilumbisí (IL), pliegue El Batán-La Bota (BB), pliegue Carcelén-El Inca (CI), pliegue Bellavista-Catequilla (BC)

En el margen occidental de la cuenca, el sistema de fallas de Latacunga, que finaliza hacia el sur en la falla de Pallatanga (Baize *et al.* 2015) junto con el sistema de fallas de Quito tienen un rumbo medio N-S que cambia hacia el norte a una dirección a NNE-SSO, pudiendo estar arraigados a una zona de cizalla más profunda asociada a la Sutura de Pujilí (Alvarado *et al.* 2014). En el margen oriental de la cuenca se registra un hiato deposicional para las secuencias



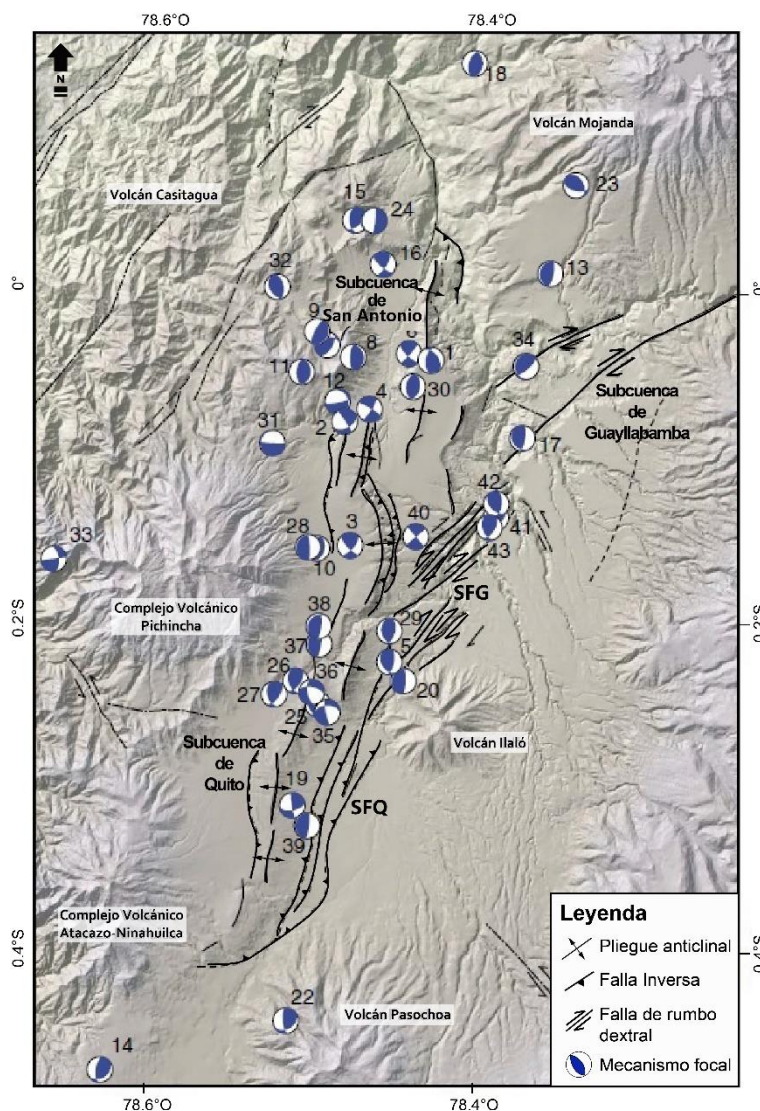
sedimentarias cuaternarias (Villagómez 2003), esto indicaría según Winkler *et al.* (2005) que en este margen no existieron fallas inversas activas durante su formación, haciendo de ésta una cuenca de media rampa (*half-ramp basin*) con una acumulación de sedimentos hacia la Cordillera Occidental la cual funcionó como una barrera topográfica.

En cuanto a la cinemática del sistema de fallas de Quito, en el estudio de Soulas *et al.* (1991) se propuso una velocidad de desplazamiento discontinuo de 0,5 a 1 mm/a con un sismo máximo probable de 6,9 a 7,1 Mw. De acuerdo con Alvarado *et al.* (2014) el sistema de fallas de Quito tiene una tasa continua de acortamiento estimada en 4 a 5 mm/a, mientras que el sistema de fallas de Latacunga presenta una tasa menor con ~1 mm/a.

Fuentes sismogénicas: En el estudio realizado por Yepes *et al.* (2016) sobre el contexto geodinámico y sismotectónico del Ecuador, se ha definido un modelo de 19 fuentes sismogénicas relacionadas con el proceso de subducción y la deformación de las placas tectónicas. En este modelo, 3 fuentes sismogénicas corresponden a zona de la interfase, 6 a la placa oceánica, 9 a la corteza y 1 a la fosa exterior. Así, las fallas de la Cordillera Occidental, Romeral-Cauca-Patía, conforman 2 fuentes sismogénicas de corteza que son: El Angel y Quito-Latacunga (Yepes *et al.* 2016). El sistema de fallas de cabalgamiento Quito-Latacunga se encuentra conectado hacia el norte con el sistema de fallas de rumbo dextral de El Angel. El terremoto de Quito de 1859, con magnitud obtenida del centro de intensidades (MIC) de 7,2 tiene su origen en la fuente sismogénica de El Angel y es de tipo cortical, poco profundo y se asocia a la ruptura de lineamientos NE-SO al oeste de Quito (Yepes *et al.* 2016). Por otra parte, el terremoto histórico de 1587 de Guayllabamba de 6,4 MIC se habría generado en la terminación norte de la fuente sismogénica Quito-Latacunga (Beauval *et al.* 2010) y podría estar relacionado con el sistema de fallas de rumbo dextral de Guayllabamba. Otro conjunto de fallas de rumbo dextral, parte de esta misma fuente sismogénica y que atraviesan la parte sur de la cuenca Quito-Guayllabamba en dirección ENE-OSO, son el origen de los sismos históricos de 1914 y 1923 con magnitudes similares alrededor de 6,4 MIC (Yepes *et al.* 2016). El sistema de fallas inversas de Quito, también parte de la fuente sismogénica Quito-Latacunga, es una estructura compleja conformada por cinco subsegmentos que al romperse por partes o en un solo evento generaría un sismo de magnitud Mw entre 5,7 a 6,4 en función de la longitud de la superficie de ruptura (Alvarado *et al.* 2014). La longitud y el área de ruptura de cada subsegmento han sido determinadas en función de la distribución de los eventos sísmicos con una inclinación del plano de ruptura entre 40-50° (Alvarado *et al.* 2014). El mayor sismo

esperado estaría ubicado en el subsegmento de Puengasí, de magnitud $M_w = 6,4$ calculado para un área de ruptura de 259 km^2 y una longitud de ruptura de 22 km , con un período de recurrencia de 188 años. En el caso del subsegmento de Ilumbisí-La Bota, el mayor sismo esperado tiene una magnitud de $M_w = 6,2$, calculado para un área de ruptura de 176 km^2 y una longitud de ruptura de 15 km , el período de retorno esperado es de 138 años. Finalmente para el subsegmento Bellavista-Catequilla, la magnitud del mayor sismo esperado es $M_w = 6,3$ en un área de ruptura de 191 km^2 y longitud de ruptura de $17,5 \text{ km}$, para un período de recurrencia de 183 años (Alvarado *et al.* 2014).

Mecanismos focales: El estudio realizado por Alvarado *et al.* (2014) en la cuenca de Quito-



Guayllabamba brinda una visión de corto plazo de la deformación en base a 43 eventos sísmicos con epicentros ubicados entre 0 a 18 km de profundidad y magnitudes entre 2,7 a 5 M_w , los cuales en su mayoría muestran mecanismos de fallamiento inversos, así como mecanismos asociados a fallamiento de rumbo dextral localizados en el centro de la cuenca que se correlacionan al sistema de fallas de Guayllabamba (Fig. 2.6).

Fig. 2.6. Mecanismos focales de 43 eventos sísmicos seleccionados para la cuenca intermontana Quito-Guayllabamba. SFQ Sistema de Fallas de Quito, SFG Sistema de Fallas de Guayllabamba (tomada y modificada de Alvarado *et al.* 2014).

En este mismo estudio se ha determinado la existencia de planos conjugados al plano principal de la falla inversa, con dirección NO-SE e inclinación entre 30° - 50° O, así como mecanismos asociados a fallamiento normal en planos que se ubican entre los pliegues en echelón,

perpendiculares al sistema de fallas de Quito lo que concuerda con la segmentación observada en la serie de lomas.

2.2.2 Características morfoestructurales

Los rasgos morfológicos de la cuenca están fuertemente controlados por la tectónica activa, estando caracterizados por: un frente montañoso lineal, incisión activa de los ríos, abanicos aluviales de fuerte pendiente en la zona proximal y suaves en el piedemonte, así como formas tectónicas conservadas como lomas de presión, bancos tectónicos, y drenajes desplazados (Gutiérrez Elorza 2008). Estos rasgos geomorfológicos y estructurales se pueden identificar en cuatro unidades bien definidas (Fig. 2.7): zona de piedemonte, subcuencas en banco estructural, secuencia de lomas de plegamiento y la plataforma de Guayllabamba-Amaguaña.

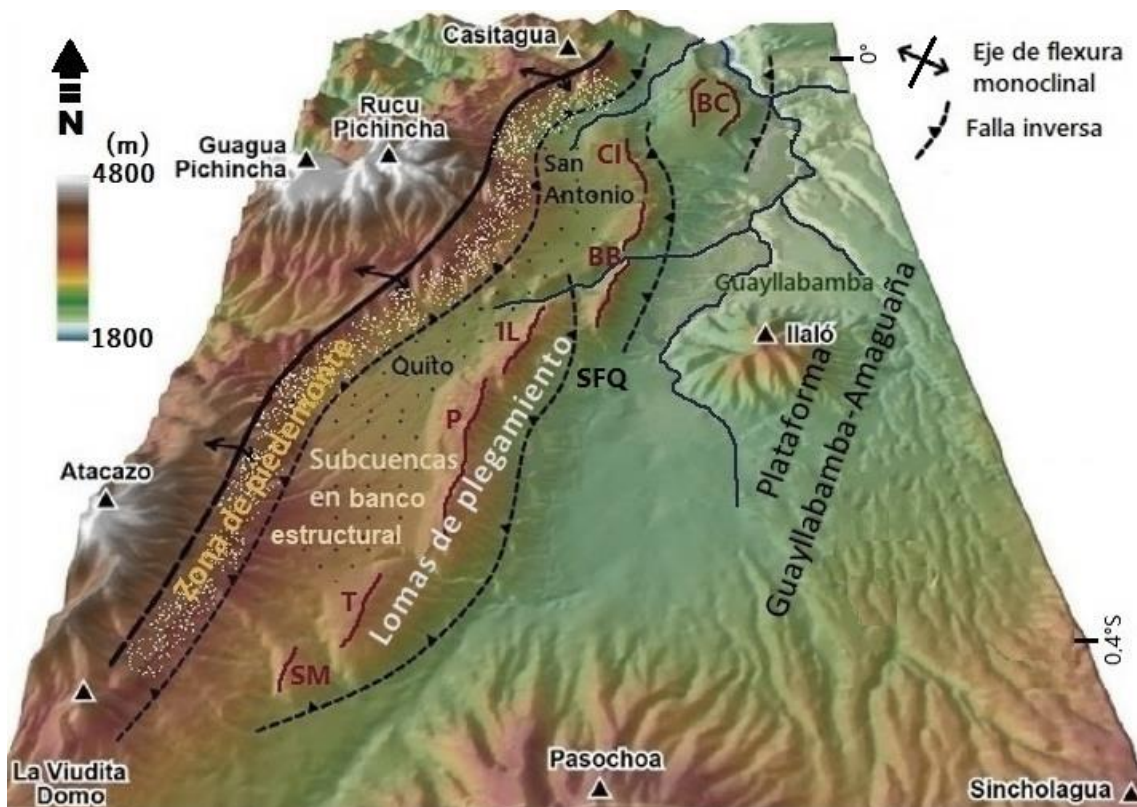


Fig. 2.7. Unidades morfoestructurales de la cuenca Quito-Guayllabamba: zona de piedemonte, subcuencas en meseta tectónica (Quito y San Antonio), secuencia de lomas de plegamiento: San Miguel (SM), Tablón (T), Puengasí (P), Ilumbisí (IL), El Batán-La Bota (BB), Carcelén-El Inca (CI), Bellavista-Catequilla (BC) y la plataforma Guayllabamba-Amaguaña. Se muestra el trazo del sistema de fallas inversas de Quito, SFQ y los ríos principales (tomada y modificada de Reyes et al. 2020)

Zona de piedemonte: está conformada por los sectores inferiores del frente montañoso oriental de la Cordillera Occidental con las vertientes del complejo volcánico Pichincha, Atacazo-



Ninahuilca y del volcán Casitagua (Fig. 2.7). Esta unidad se caracteriza por laderas empinadas con pendientes entre 16 a 42° y quebradas en V que descienden de los volcanes, relieve volcánico montañoso con depósitos coluvio-aluviales antiguos, flujos de lava y piroclásticos cubiertos por potentes estratos de hasta 60 m de la formación Cangahua (Villagómez 2003).

Subcuencas en banco estructural: corresponde a las subcuencas de Quito y San Antonio, caracterizadas como de tipo *piggy-back*, es decir, subcuencas formadas por encima de fajas de corrimiento (Villagómez 2003). Se ubican en una estructura elevada limitada al oeste por la zona del piedemonte oriental de la Cordillera Occidental y al este por el alineamiento de pliegues que las separa de la subcuenca de Guayllabamba (Alvarado 2012). Como particularidad se destaca que el relleno volcano-clástico Cuaternario de estas cuencas presenta niveles superiores de depósitos que proceden de la zona de piedemonte (depósitos fluviales y de abanico aluvial) de los volcanes Pichincha y Atacazo-Ninahuilca (Hidalgo *et al.* 2008). Hacia el Pleistoceno Superior se formaron dos paleo lagunas que dejaron importantes depósitos con facies aluviales y lacustres, al norte el miembro fluvial Quito (Alvarado 2012) y al sur el miembro fluvio-lacustre Pintado (Peñañiel 2009), que controlan el relieve mayormente plano de estas dos subcuencas.

Serie de lomas de plegamiento: corresponde a la expresión morfológica del transporte tectónico compresivo por encima de corrimientos inversos ciegos del sistema de fallas inversas de Quito. Esta serie de lomas de plegamiento está conformada por siete segmentos con pliegues asimétricos con flancos orientales generalmente más inclinados (>40° al este). Esta serie de lomas de sur a norte son denominadas: San Miguel, El Tablón, Puengasí, Ilumbisí, El Batán-La Bota, Carcelén-El Inca y Bellavista-Catequilla (Fig. 2.7) (Alvarado 2012). Según Villagómez (2003), la edad relativa del levantamiento de las lomas puede evidenciarse en su morfología, así los pliegues más antiguos Bellavista-Catequilla y Carcelén-El Inca, se muestran más degradados y afectados por erosión, en relación con los pliegues El Batán-La Bota, Ilumbisí y Puengasí. Los pliegues dispuestos en *echelón* tienen una dirección NNE-SSO y se presentan desplazados entre sí a través de lineamientos de dirección NO-SE en respuesta al régimen transpresivo dextral. Los pliegues de El Batán-La Bota e Ilumbisí se encuentran alineados en un solo anticlinal que ha sido cortado por la acción incisiva del río Machángara.

Plataforma de Guayllabamba-Amaguaña: corresponde a la zona oriental de la cuenca con planicies subhorizontales y zonas de bajo relieve con ondulación suave hacia el norte y sur del volcán Ilaló, con pendientes menores a 8° (Fig. 2.7). Esta unidad morfoestructural está limitada al oeste por la secuencia de pliegues y al este por el flanco occidental de la Cordillera Oriental



con un relieve controlado por depósitos de grandes flujos laharíticos (Winkler *et al.* 2005). Las plataformas están disectadas por el río San Pedro en la zona de Amaguaña y los ríos Guayllabamba y Pisque al norte, donde se observa una leve basculación al noreste de los estratos geológicos que afloran en los taludes compuestos por capas subhorizontales de tefras volcánicas y depósitos de un antiguo lago que se restringió a la zona de Guayllabamba hasta Catequilla (Bernardo Beate, com. pers. 2022). En la parte norte se encuentra la depresión de Guayllabamba, la cual presenta una morfología irregular con lomadas que presentan zonas de arranque o escarpes semi-circulares asociadas a grandes movimientos en masa.

En cuanto a la morfología del sistema hidrológico (Fig. 2.7), la cuenca está drenada desde el sur por el río San Pedro que nace en el volcán Illiniza. Este río se une al oeste con el río Machángara y hacia el este con el río Chiche que nace de las estribaciones del volcán Atacazo, para formar el río Guayllabamba de la cuenca alta. El río Machángara cruza la loma de Ilumbisí a través de una profunda quebrada que fue tallada durante el crecimiento del pliegue (Alvarado *et al.* 2014). El río Guayllabamba constituye el eje hidrográfico de la cuenca y la cruza longitudinalmente a través de valles profundos por la erosión fluvial en depósitos poco consolidados, especialmente al norte del volcán Ilaló. Los ríos Guayllabamba y San Pedro muestran una tendencia del curso hacia el NE, control ejercido principalmente por el sistema de fallas de Guayllabamba (Alvarado *et al.* 2014). Hacia el límite norte de la cuenca, en el flanco sur del volcán Mojanda, el río Guayllabamba se une con el río Pisque que fluye desde el noreste, para posteriormente recibir las aguas del río Monjas que nace en las estribaciones del volcán Casitagua y drena la cuenca de San Antonio. Desde ese punto el río Guayllabamba se abre paso a través de valles profundos drenando sus aguas hacia el oeste donde se forma un gran cañón que cruza la Cordillera Occidental para llegar al río Esmeraldas en la Costa.

2.2.3 Estratigrafía Plio-Cuaternaria

Los grandes movimientos en masa de la cuenca intermontana Quito-Guayllabamba han sido originados principalmente en las unidades volcánicas, sedimentarias y volcano-clásticas del Pleistoceno. Estos depósitos, que se encuentran dispuestos por encima del sustrato volcánico de la formación Pisque, presentan un bajo grado de consolidación (Fig. 2.8).

A continuación, se describen estas unidades en detalle para proporcionar un marco para la discusión de la ocurrencia de los diferentes movimientos en masa en el tiempo y el espacio. Hacia el oeste de la cuenca, el relleno volcano-sedimentario del Plioceno-Cuaternario se superpone a través de inconformidad basal (laguna en el registro geológico) por encima de

rocas del basamento oceánico acrecionado de la Unidad Pallatanga del Cretácico tardío, integrada por rocas de las formaciones Yungilla y Pilaló (Villagómez 2003, Winkler *et al.* 2005, Vallejo *et al.* 2009). Hacia el este de la cuenca, estos volcano-sedimentos se superponen a rocas volcánicas indiferenciados de la Cordillera Oriental o Real (Fig. 2.8).

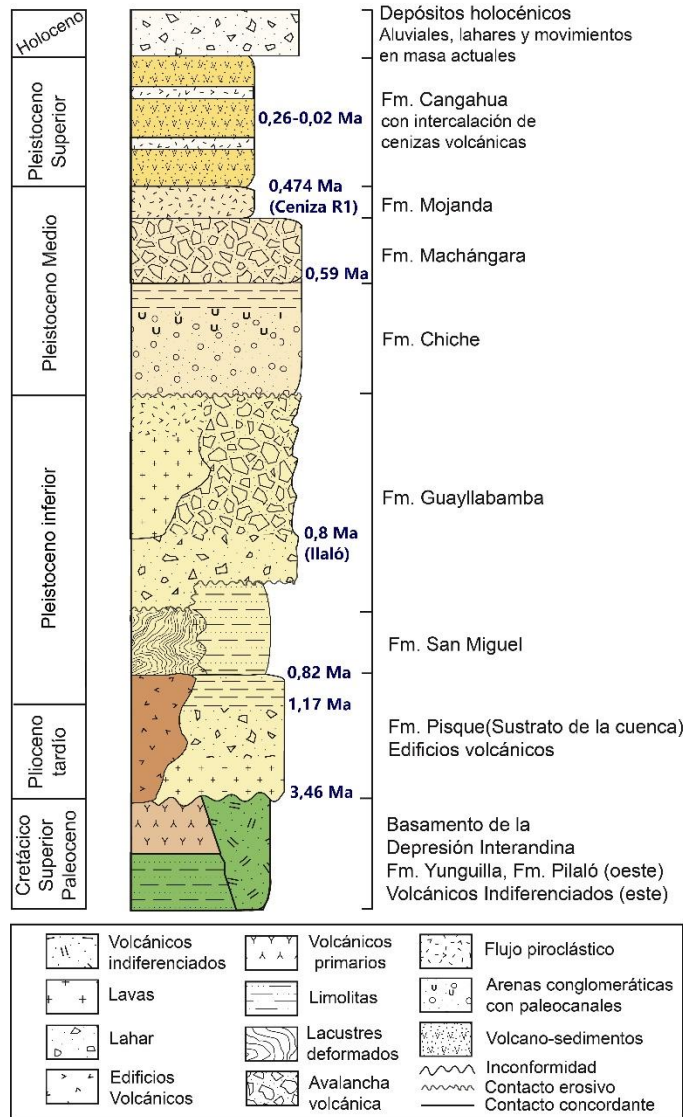


Fig. 2.8. Perfil lito-cronoestratigráfico general de la cuenca Quito-Guayllabamba (tomado y modificado de Winkler *et al.* 2005)

Durante el Plioceno-Pleistoceno inferior se depositaron las sucesiones volcánicas y volcanoclásticas de la formación Pisque, cuyos miembros inferiores constituye el sustrato neotectónico de la cuenca intermontana. Sobre ésta se sobrepone la formación volcano-lacustre San Miguel del Pleistoceno inferior, que a su vez es cubierta en contacto discordante por la formación Guayllabamba (tobas y lavas) del Pleistoceno inferior a medio (Villagómez 2003). Hacia el Pleistoceno Medio se encuentran las formaciones Chiche, Machángara y

Mojanda, sobre las cuales se dispone en contacto concordante la formación Cangahua del Pleistoceno Superior, compuesta por rocas sedimentarias de procedencia volcánica (SA-DMQ 2012). La secuencia cronoestratigráfica finaliza con depósitos del Holoceno que corresponden a conos aluviales, lahares y movimientos en masa recientes.

En la figura 2.9 se presenta el mapa geológico de la cuenca intermontana donde se han ubicado los puntos de afloramientos relevantes de cada formación acompañados de un registro fotográfico. A continuación, se realiza una descripción a detalle de cada formación.

Formación Pisque: Esta unidad constituye el sustrato de la cuenca Quito-Guayllabamba y aflora en la parte norte donde se encuentran importantes cortes en las quebradas por la incisión de los ríos Pisque y Guayllabamba (Fig. 2.10).

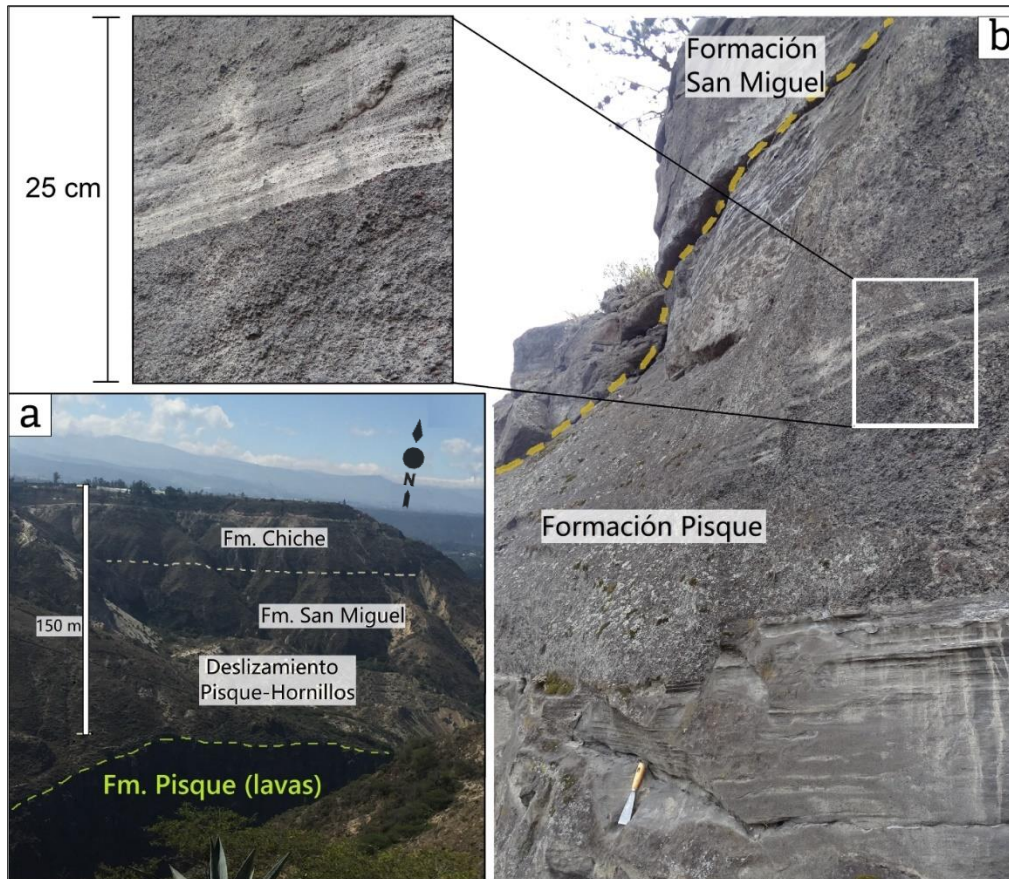


Fig. 2.10. a) Formación Pisque (Punto 1-Mapa geológico): afloramiento de lavas basales en la zona del deslizamiento Pisque-Hornillos ocurrido en enero 1990 (Mirador Pisque). b) Punto 2-Mapa geológico: miembro superior de la formación Pisque caracterizado por depósitos de frente distal de delta en transición a la formación lacustre San Miguel.

La formación Pisque está compuesta por intercalaciones de potentes bancos de lahares, con tobas, depósitos fluvio-aluviales y lavas, provenientes de los volcanes de la Cordillera Oriental como Pambamarca, Pisayambo y los volcánicos Mojanda, unidad MI, cuyos voluminosos depósitos de lahar con pómez dacítica se encuentran en los valles del río Pisque y Guayllabamba (Robin *et al.* 1997). Su espesor puede variar entre 150 m en el borde occidental de la cuenca hasta los 300 m hacia el este (Lavenu *et al.* 1996).

Villagómez (2003) propone que el miembro Lava Basal, parte inferior de la formación, está compuesto por las unidades Puente Viejo (lavas andesíticas, lavas basálticas y depósitos de lahares (Fig. 2.10a), y Tobas Doradas, (limolitas de color marrón claro intercaladas con bancos



de areniscas canalizadas (Martin-Merino *et al.* 2021). Este miembro ha sido correlacionado con lavas de los volcanes Cubilche, Chicaloma y Casitagua de edades K-Ar $2,6 \pm 0,06$ Ma, $3,46 \pm 0,1$ Ma y $2,25 \pm 0,25$ Ma, respectivamente (OLADE-INECEL 1980, citado en Alvarado 2012) lo que la ubica en el Plioceno tardío-Pleistoceno inferior. Lavas del tope de este miembro Lava Basal fueron datadas por el método K-Ar, dejando edades de $1,17 \pm 0,1$ Ma (Barberi *et al.* 1988), $1,32 \pm 0,13$ Ma (Lavenu *et al.* 1996) y $1,152 \pm 0,03$ Ma (Alvarado 2012), ubicándolo hacia el final del Pleistoceno inferior. Dentro de esta formación estaría también rocas del estratocono basal proto-Rucu Pichincha con dataciones 1,1 Ma en lavas de El Cinto realizadas por Geotermia Italiana (1989).

En la parte superior de la formación Pisque predominan las facies fluviales y de abanico aluvial (Fig. 2.10b) que dada su posición estratigráfica podrían pertenecer a la transición Pleistoceno inferior-Medio. En este miembro superior también aparecen lechos de conglomerados y areniscas masivas con espesores de hasta 75 m (Martin-Merino *et al.* 2021). El cambio de lavas y brechas andesíticas del miembro Lava Basal a sucesiones volcano-sedimentarias del miembro superior indica tanto un distinto origen de las fuentes de aporte, así como un cambio en el ambiente de depositación (Pacheco 2013). Los domos volcánicos Catequilla y Pacpo con edades K-Ar de $0,833 \pm 0,026$ Ma y $0,898 \pm 0,015$ Ma respectivamente, han sido agrupados también dentro de la formación Pisque (Alvarado 2012) ampliando el intervalo temporal superior de depositación hacia el final del Pleistoceno inferior.

Formación San Miguel: En contacto discordante erosivo sobre la formación Pisque se dispone la formación San Miguel, constituida por secuencias volcánicas ricas en tobas, depósitos deltaicos, flujos de tipo gravitacional y depósitos de ambiente lacustre (Lavenu *et al.* 1996, Villagómez 2003, Winkler *et al.* 2005) y que se caracteriza por la presencia de deslizamientos sin-sedimentarios (*slumps*) asociados a sedimentos fluvio-lacustres en el borde occidental de la cuenca y que muestran una dirección de transporte de sur a norte (Lavenu *et al.* 1996). Su espesor varía entre 200 m en la zona centro norte de la cuenca y 80 m hacia los bordes, las relaciones estratigráficas la ubicarían hacia el final del Pleistoceno inferior (Villagómez 2003). Una datación por el método K-Ar para plagioclasa determinó una edad preliminar de $0,82 \pm 0,024$ Ma para la base de la formación (Cassignol y Gillot 1982) lo que concuerda estratigráficamente ya que se encuentra sobre rocas del domo Catequilla en afloramientos de la subcuenca de San Antonio (Pacheco *et al.* 2014). Esto sugiere que este domo junto al de

Pacpo, que son parte de la formación Pisque, constituyeron el límite oeste de sedimentación del paleolago que constituyó a la formación San Miguel (Alvarado 2012).

Los depósitos lacustres del paleolago de la formación San Miguel en la subcuenca de Guayllabamba se superponen en concordancia sobre los depósitos fluviales de la parte superior de la formación Pisque, con registros de paleo corrientes que indican flujos de sedimentos provenientes del margen oriental desde la Cordillera Oriental, así como una interacción con los depósitos aluviales del margen occidental, lo que marca diferencias entre la composición de sedimentos de estos dos márgenes de la cuenca con distintos estilos deltáicos (Martin-Merino *et al.* 2021).

La secuencia volcano-sedimentaria y lacustre de la formación San Miguel, observada en los afloramientos de la parte norte de la cuenca, registra la ocurrencia de múltiples eventos de volcanismo explosivo integrado por material piroclástico y depósitos de caída de ceniza. Los sedimentos lacustres también muestran perturbación por actividad tectónica que provocó su subsidencia con cicatrices de deslizamientos y flujos gravitacionales (Martin-Merino *et al.* 2021) lo que atestigua una gran inestabilidad durante la sedimentación por el movimiento de los bordes de la cuenca (Lavenu *et al.* 1996).

Hacia el noreste de la cuenca, la formación San Miguel se encuentra subyacente a través de una disconformidad o discordancia angular a una sucesión de escorias de la actividad volcánica de Mojanda Fuya-Fuya (Fig. 2.11a) lo que indicaría un periodo importante de erosión y de no depositación (Pacheco *et al.* 2014).

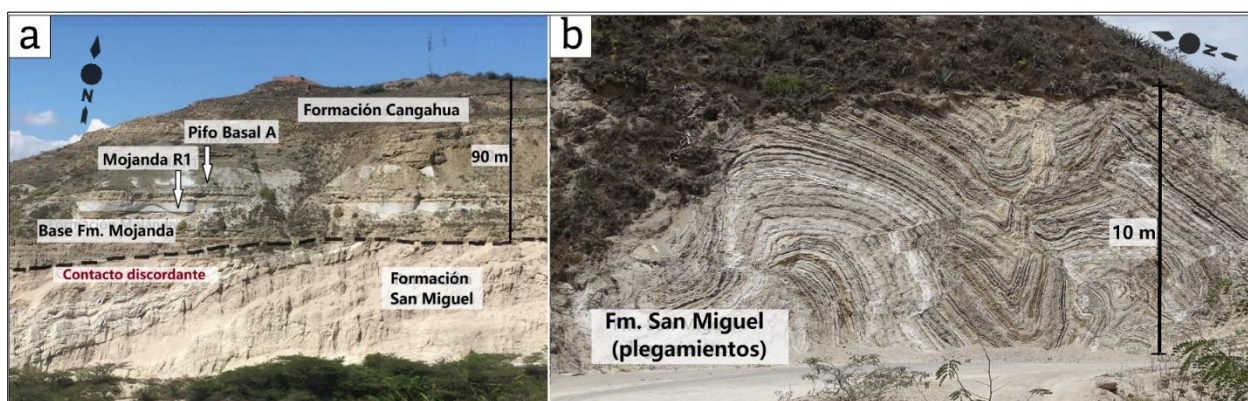


Fig. 2.11. a) Formación San Miguel (Punto 3-Mapa geológico): en contacto discordante (disconformidad) con las formaciones Mojanda y Cangahua, se señalan las tefras volcánicas guías Mojanda R1 y Pifo basal A. b) Punto 4-Mapa geológico: sedimentos lacustres plegados y deformados de la formación San Miguel por la intrusión de la formación Guayllabamba.



En la misma región los depósitos lacustres se muestran deformados, conformando flujos gravitatorios debido a la carga ejercida por el ingreso de grandes lahares de la formación Guayllabamba, así como procesos de origen freato-magmáticos por la intrusión de cuerpos volcánicos (Martin-Merino *et al.* 2021) (Fig. 2.11b).

Formación Guayllabamba: Las rocas de esta formación marcan la ocurrencia de eventos volcánicos y grandes lahares que cerraron la sedimentación del paleolago de la formación San Miguel (Villagómez 2003).

Esta formación se distingue por un período de intenso vulcanismo que al oeste y sur de la cuenca se caracteriza por la presencia de lavas, flujos piroclásticos y avalanchas. Al este se encuentra representada por depósitos de grandes flujos laharíticos provenientes de la Cordillera Oriental que colmataron el paleolago (Winkler *et al.* 2005). Los depósitos lacustres fueron intruídos por domos volcánicos de esta formación (Barberi *et al.* 1988), evidencia de esto se encuentra en afloramientos de peperitas, rocas formadas por el contacto de lavas con sedimentos lacustres húmedos, en quebradas que descienden al río Pisque al este de la cuenca (Bernardo Beate, com. pers. 2022).

Según Villagómez (2003) los depósitos de la formación Guayllabamba, que afloran en la parte sur y suroeste de la cuenca podrían sobrepasar los 200 m de espesor y se originaron de una intensa actividad volcánica proveniente de la Cordillera Occidental. El volcán Ilaló con edad $0,81 \pm 0,04$ Ma, por datación K-Ar (Barberi *et al.* 1988) y el cerro Ungüí de 0,81 Ma (Geotermia Italiana 1989), serían parte de esta formación que se ubicaría en la parte alta del Pleistoceno inferior. En el norte de la cuenca, depósitos de conglomerados provenientes de abanicos aluviales asociados a esta formación, pueden relacionarse con el crecimiento del pliegue Bellavista-Catequilla generado por el sistema de fallas inversas de Quito que se activó al final de su depositación y separó la subcuenca de San Antonio de la subcuenca de Guayllabamba (Winkler *et al.* 2005).

Formación Chiche: Esta unidad se encuentra sobre la formación Guayllabamba en contacto erosivo, está compuesta por depósitos areno-limosos pertenecientes a paleo-ambientes de canales y llanuras de inundación de baja energía, provenientes del sur de la cuenca (Winkler *et al.* 2005). Según Lavenu *et al.* (1996) los dientes de fósiles de *Glossotherium* encontrados al tope de esta formación, la ubican en el Pleistoceno Medio ($\sim 0,5$ Ma) en consonancia con dataciones K-Ar en lavas andesíticas del complejo volcánico Mojanda con edades $0,59 \pm 0,06$

Ma y $0,5 \pm 0,06$ Ma que se encuentran ubicadas al tope de la formación Chiche (Barberi *et al.* 1988).

Los depósitos de la formación Chiche se encuentran en las subcuencas de Quito y Guayllabamba, limitados al noroeste por el plegamiento de las lomas de Bellavista-Catequilla, donde se acuña hacia la zona de Oyacoto con un espesor de apenas 10 m, observándose espesores entre 60 m en las zonas aledañas al volcán Ilaló a 100 m en la zona del río Chiche (Villagómez 2003). La formación Chiche fue afectada por la deformación compresiva provocada por la actividad en el segmento sur de la falla de Quito a los 0,5 Ma (Alvarado 2012) mostrando al tope de la secuencia una depositación sincrónica al levantamiento de la loma Ilumbisí-La Bota que se expresa en una discordancia angular con la suprayacente formación Machángara la cual es mayor en la parte norte de la loma (Villagómez 2003, Winkler *et al.* 2005). La formación Chiche muestra facies de conglomerados y arenas gruesas hacia el sur de la cuenca (Fig. 2.12b) que posiblemente llegaron en pulsos de mayor energía hacia el norte intercalándose y reemplazando la sedimentación de las facies fluvio-lacustres (Villagómez 2003).

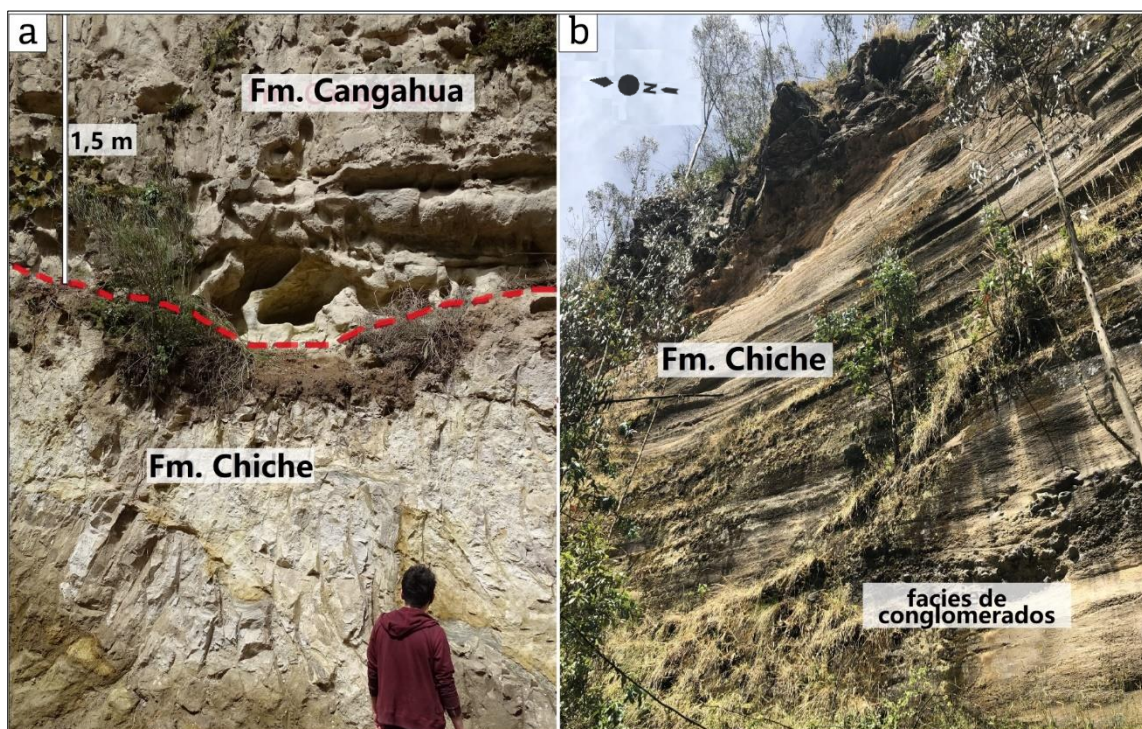


Fig. 2.12. a) Formación Chiche (Punto 5-Mapa geológico): afloramiento en quebrada del flanco norte del volcán Ilaló en contacto concordante con la Fm. Cangahua. Presenta lentes de tefras oxidados, bloques de andesitas y fragmentos de lacustre. b) Afloramiento al SE de la cuenca, al este del volcán Rumiñahui, se observan facies finas intercaladas con lentes de conglomerados.

Formación Machángara: Esta unidad corresponde a depósitos volcánicos primarios y de avalancha, flujos piroclásticos, lavas andesíticas y caídas de ceniza y pómez que afloran a lo largo del río Machángara y están restringidos a la subcuenca de Quito (Villagómez 2003). La fuente probable de estos materiales son los volcanes Pichincha y Atacazo (Alvarado *et al.* 2013) con espesores entre 70 a 100 m, observados principalmente en la quebrada del El Batán, hacia el borde este de la subcuenca de Quito y hasta 300 m en su depocentro (Villagómez 2003).

Esta formación se dispone en discordancia angular encima de la formación Chiche, contacto que ha sido observado en los pliegues Ilumbisí y El Batán-La Bota y que la ubicaría estratigráficamente en el Pleistoceno Medio (Villagómez 2003). El corte que hace el río Machángara en la parte norte del pliegue de Ilumbisí permite observar un depósito de avalancha con bloques de andesitas porfíricas a la base y lavas al tope, estos materiales constituyen el núcleo de las lomas del segmento sur del sistema de fallas de Quito (Fig. 2.13).

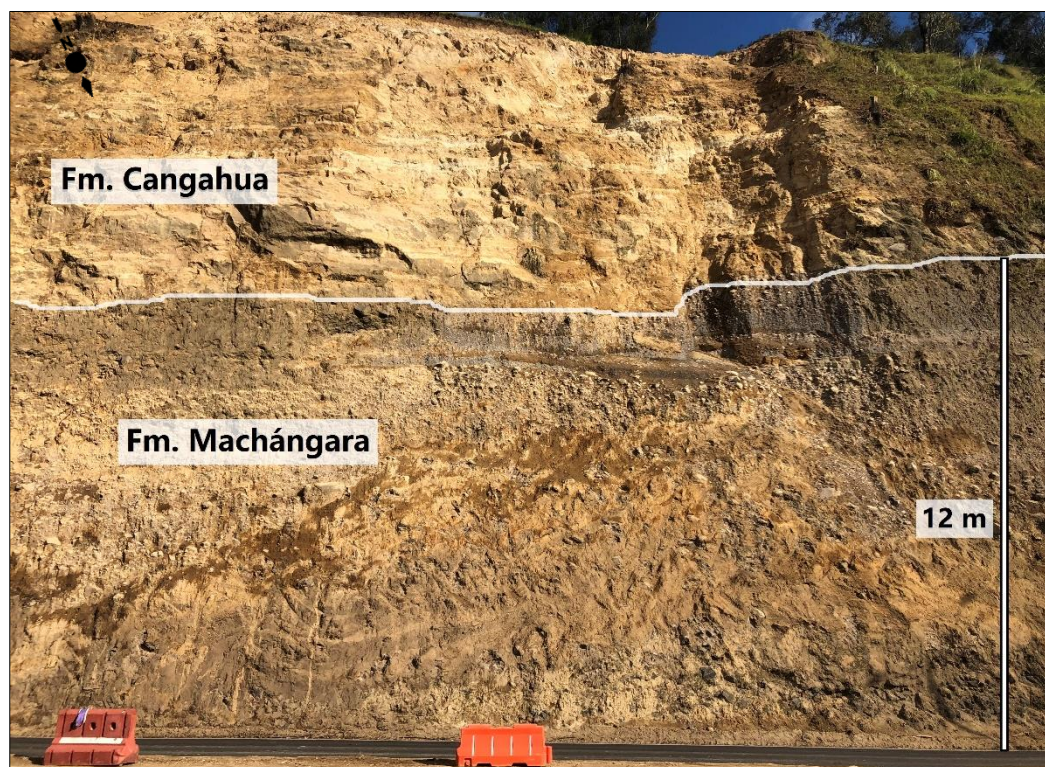


Fig. 2.13. Formación Machángara (Punto 6-Mapa geológico): afloramiento en el flanco occidental de pliegue anticlinal de Ilumbisí. La formación Cangahua se encuentra subyacente en contacto concordante erosivo.



Dataciones K-Ar en lavas andesíticas de esta formación han dado una edad de $0,5 \pm 0,03$ Ma (Geotermia Italiana 1989), citada en (Villagómez 2003). Una nueva datación K-Ar en el flujo de lava de la quebrada El Batán proveniente del volcán Pichincha, indicó una edad similar de $0,586 \pm 0,011$ Ma, además, se observó que presenta una inclinación tectónica de 12° al oeste posterior a su emplazamiento, lo que concuerda con la geometría del anticlinal (Fig. 2.13) (Alvarado *et al.* 2014). Al sur de la subcuenca se encuentra un gran depósito de bloque y ceniza (*block and ash*) que podría provenir del colapso del domo Gallo Cantana parte del complejo volcánico Atacazo-Ninahuilca de edad $0,41 \pm 0,07$ Ma (Hidalgo 2006). En la quebrada del Volcán al suroeste del pliegue de Ilumbisí se observan depósitos de avalancha clasto-soportadas y depósitos piroclásticos de color gris con fragmentos de andesitas que conformarían la parte superior de la formación (Alvarado 2012). Estos depósitos podrían ser parte del colapso del Rucu Pichincha superior hace ~ 250 ka asociado con el inicio de la actividad explosiva del volcán descrita en Robin *et al.* (2010).

Miembro Fluvial Quito y Fluvio-Lacustre Pintado: Estas unidades constituyen el miembro superior de la formación Machángara, se encuentran restringidas a la subcuenca de Quito y se localizan al norte (Miembro Fluvial Quito) y sur (Fluvio-Lacustre Pintado) del domo Panecillo. Están constituidas por sedimentos de ambiente fluvial con aporte volcánico intercalados con lahares con laminación paralela al tope de la secuencia hacia el centro de la subcuenca. Se estima que su espesor en el depocentro es de 300 m con materiales finos de arenas y limos, mostrando en la parte occidental potentes flujos de lodo que descienden de los flancos del volcán Pichincha y que forman grandes conos aluviales (Alvarado *et al.* 2013). Los depósitos estarían ligados a una intensa erosión del complejo volcánico Pichincha posiblemente relacionada con el levantamiento de la Cordillera Occidental, además, presentan importantes niveles de oxidación lo que indicaría un clima húmedo en la zona de Quito en el período de su depositación (Villagómez 2003). En el borde este de la subcuenca, las facies son de abanico aluvial, presentando en la parte central facies lacustres y palustres (Jiménez y Alvarado 2001). Estas unidades muestran cambios de facies y espesores en sentido O-E con depósitos grano y estrato decrecientes por el levantamiento del pliegue al este, con espesores que llegarían a los 100 m (Villagómez 2003).

Formación Mojanda-Fuya Fuya: Esta unidad es el equivalente en edad estratigráfica a la formación Machángara, pero localizada en la subcuenca de San Antonio. Está caracterizada por depósitos volcánicos producto de caídas de piroclastos, tobas, cenizas volcánicas y por

volcano-sedimentos provenientes del retrabajamiento fluvial y eólico de depósitos volcánicos primarios (Pacheco *et al.* 2014). Está compuesta también por depósitos laharíticos ricos en líticos andesíticos y escorias que le dan una tonalidad castaño-oscuro (Fig. 2.14). Se encuentra en contacto concordante sobre la formación Chiche al norte de la cuenca (Villagómez 2003). El complejo volcánico Mojanda, centro de emisión de las rocas de esta formación, está compuesto por materiales provenientes del volcán Mojanda, de composición andesítica y del volcán Fuya Fuya, de composición riolítica (Robin *et al.* 1997).

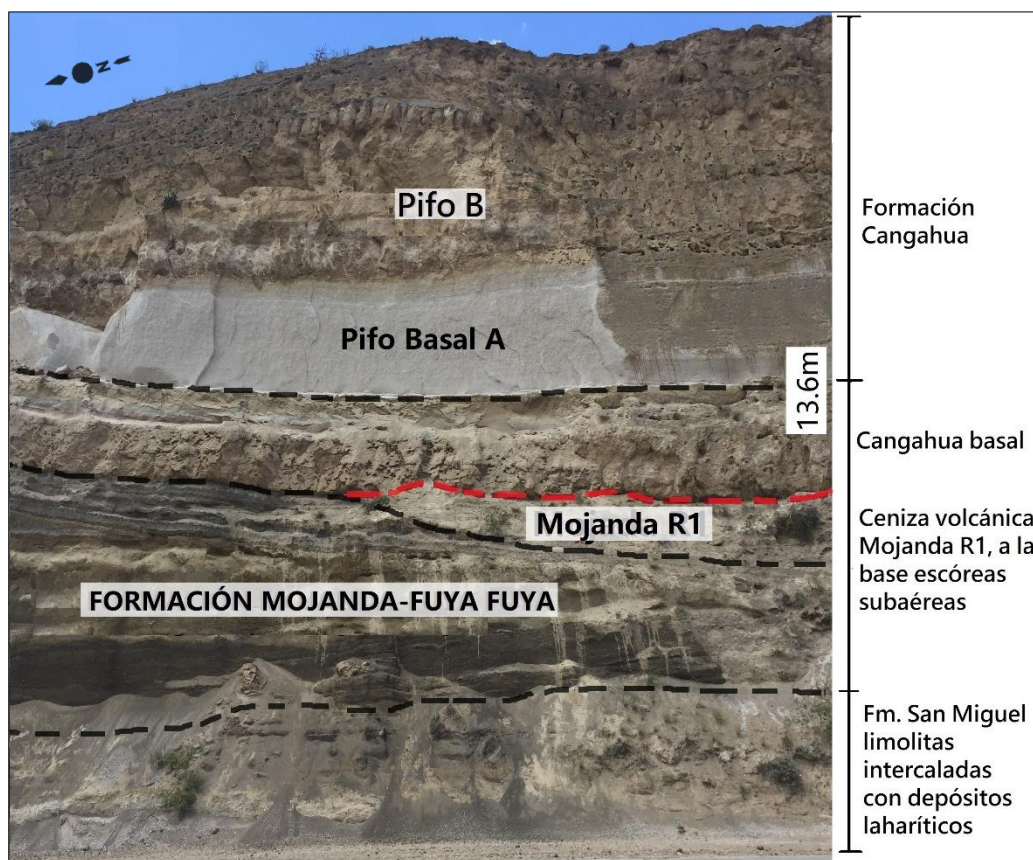


Fig. 2.14. Formación Mojanda (Punto 7-Mapa geológico): afloramiento en el borde noreste de la cuenca Quito-Guayllabamba en contacto discordante con la Fm. San Miguel que aparece a la base del afloramiento. Se observa la secuencia de escorias de tonalidad café oscuro que marcan el inicio de la formación Mojanda-Fuya Fuya y la ceniza volcánica guía Mojanda R1.

De acuerdo con Winkler *et al.* (2005), las rocas de esta formación están cubiertas por tobas no consolidadas, con intervalos de pedogénesis de la formación Cangahua. Una datación K-Ar en andesita de roca entera, realizada por Barberi *et al.* (1988), ha determinado una edad de $0,59 \pm 0,06$ Ma lo que la ubica en el Pleistoceno Medio. Uno de los depósitos de caída de piroclastos del inicio de la secuencia volcánica es la tefra volcánica Mojanda R1 (Robin *et al.* 1997) (Fig.



2.14), con una edad K-Ar de $0,474 \pm 0,017$ Ma datada en pómez del depósito (Pacheco 2013). Esta tefra volcánica constituye una importante capa guía y marca un hiato con la formación Cangahua en la parte norte de la cuenca Quito-Guayllabamba, subyaciéndola de forma irregular (Pacheco *et al.* 2014).

Formación Cangahua: Esta formación se encuentra extendida a lo largo de la Depresión Interandina, a alturas menores de los 3400 msnm (Jiménez y Alvarado, 2001). Consiste en una sucesión volcano-clástica, algunas veces tipo loess, característica de la zona andina del Ecuador, se estima que se depositó en condiciones periglaciales frías y secas entre los 100 y 13 ka (Clapperton y Vera 1986). Hall y Mothes (1997) han sugerido una edad para la formación Cangahua entre 260 a 20 ka en función de un flujo de ceniza de la zona del Cotopaxi datado en 211 ka. Estudios recientes de facies deposicionales y paleosuelos de la formación Cangahua indican que pudo haberse depositado en períodos interglaciares entre 140 a 24 ka (Sánchez *et al.* 2013) lo que la ubicaría en el Pleistoceno Superior.

En la parte superior de la formación Cangahua se han encontrado tres horizontes fosilíferos con restos de flora esteparia, gasterópodos terrestres, nidos fósiles de roedores (*cotrovinas*) y de anélidos, así como la presencia de megafauna pleistocénica de la Edad de Mamíferos Terrestres de América del Sur del Lujanense como restos de *Glossotherium* (Ficcarelli *et al.* 1992).

Una característica importante de la formación Cangahua en Ecuador es la presencia de bolas de fósiles de escarabajos peloteros descritas y nombradas por Sauer (1950) como (*Coprinisphaera Ecuadorensis*). Estas bolas fósiles se han encontrado en paleosuelos desarrollados en condiciones cálidas semiáridas o pastizales esteparios, parte de este grupo es la *Coprinisphaera kitu* encontrada en la zona de Quito, que se distingue porque las bolas provenientes de material de la formación Cangahua tienen una abertura semiesférica en la pared de un polo (Sánchez *et al.* 2013), su presencia en los afloramientos es un importante marcador estratigráfico (Fig. 2.15a).

La formación Cangahua es un depósito periclinal de manera que permite la reconstrucción de paleo relieves. Se presenta en secuencias homogéneas e isotrópicas, en algunos casos con estratificación interna no definida, con leves cambios verticales de coloración (Estrella *et al.* 1983). Ficcarelli *et al.* (1992) han propuesto que la formación Cangahua se depositó durante el cese de la actividad volcánica del Plio-Pleistoceno con secuencias de más de 50 m que cubrieron y suavizaron la morfología de las laderas y valles (Fig. 2.15b), presentado una intensa

erosión en la parte superior asociada a un período de gran humedad que marcó posiblemente el cambio del Pleistoceno al Holoceno temprano.

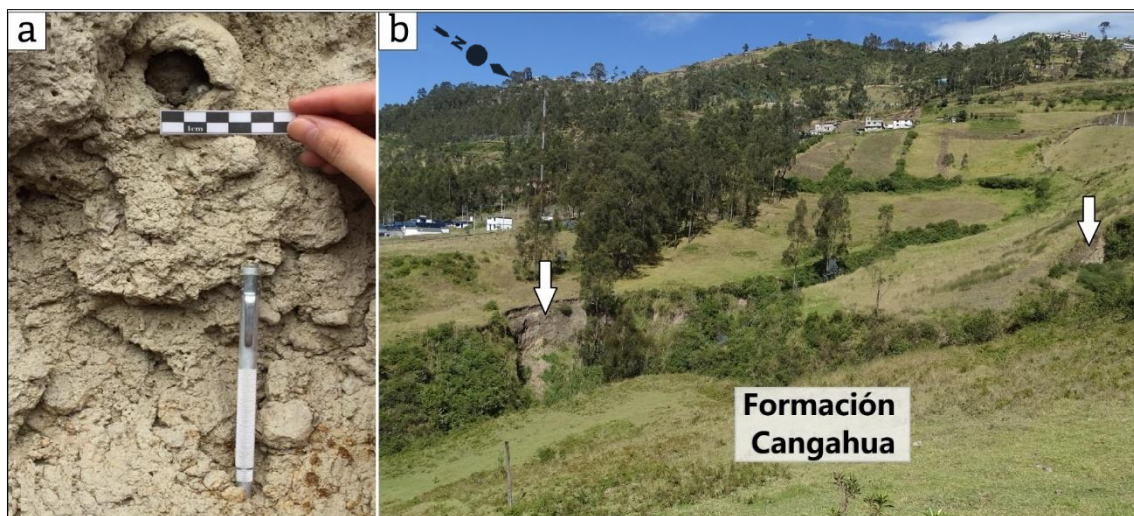


Fig. 2.15. a) Formación Cangahua (Punto 8-Mapa geológico): afloramiento de la formación Cangahua con bolas de *Coprinisphaera kitu* (ejemplar de ~5 cm de diámetro). b) Punto 9-Mapa geológico: depósito periclinal de la formación Cangahua que cubre la morfología del anticlinal de Puengasí. Se señala con las flechas las rocas que afloran en el cauce de las quebradas.

La secuencia de lomas de plegamiento a lo largo del sistema de fallas inversas de Quito en las cuales se han identificado rasgos morfológicos de grandes movimientos en masa se encuentra cubierta por depósitos de la formación Cangahua con espesores que varían entre 15 a 40 m, intercalados con varios niveles de cenizas volcánicas, algunos de los cuales constituyen importantes capas guías como la Pifo basal A y la coignimbrita Pifo B datadas en 180 ka y 165 ka respectivamente (Robin *et al.* 2010).

La formación Cangahua primaria es el resultado de procesos volcano-clásticos asociados a la erosión fluvio-glacial de cenizas y rocas volcánicas (Hall y Mothes 1997). Presenta intercalaciones de cenizas volcánicas con continuidad lateral y su color característico es el castaño claro a oscuro (Clapperton y Vera 1986). La formación Cangahua secundaria se presenta retrabajada con predominio de depósitos coluviales con lentes de arenas, líticos de pómez y episodios pedogenéticos, de color castaño oscuro (Ficcarelli *et al.* 1992).

Depósitos holocénicos: Están compuestos por los depósitos del volcán Pululahua en la subcuenca de San Antonio, depósitos palustres-lacustres en la subcuenca de Quito y terrazas fluvio-lacustres en la subcuenca de Guayllabamba (ver mapa geológico de Fig. 2.9). Sobreyacen a la formación Cangahua en contacto concordante erosivo o transicional.



Los depósitos del volcán Pululahua consisten en flujos piroclásticos, colapsos de domos, brechas, lahares y productos detríticos, con espesores de hasta 8 m, ubicados alrededor del edificio volcánico (Villagómez 2003). Se encuentran sobreyaciendo de forma concordante erosiva a la formación Cangahua mostrando hacia la base del depósito al miembro brechas dacíticas tipo bloque y ceniza. Encima se encuentra el miembro lacustre que consiste en una secuencia de cenizas finas intercaladas con lignito, de un ambiente lacustre, que estaría asociado al represamiento del actual río Monjas por el miembro de brechas dacíticas (Pacheco *et al.* 2014). Hacia el tope se encuentran flujos piroclásticos asociados al colapso explosivo de la caldera del volcán que involucró cinco etapas entre 2,6 a 2,2 ka (Pacheco *et al.* 2014).

Los depósitos holocénicos en la subcuenca de Quito se distribuyen al norte y sur del domo del Panecillo y corresponden a una alternancia de ambientes fluvial, palustre y lacustre, con intercalaciones de tefras volcánicas (Alvarado *et al.* 2013), así como depósitos laharíticos provenientes de los flancos del volcán Rucu Pichincha (Mothes *et al.* 2001). En los depocentros de la subcuenca existen paquetes con espesores de entre 14 a 20 m de arcillas, limos que gradan hasta arenas media y gruesas, intercalados con caídas de pómez (Jiménez y Alvarado 2001). Dataciones de estas cenizas volcánicas han arrojado edades de 6000 aAP (años antes del presente) (Alvarado 1996). Hacia el tope de la secuencia los sedimentos lacustres se interdigitan con niveles fluviales del sistema de quebradas del Pichincha y Atacazo, hasta el desecamiento de la laguna con niveles pantanosos localizados (Alvarado 1996). Se observan además suelos removilizados por técnicas agrícolas de asentamientos prehispánicos (Villagómez 2003).

Las terrazas fluvio-lacustres de la subcuenca de Guayllabamba afloran a lo largo de los ríos Guayllabamba y Pisque en cuyos cortes se observan depósitos lacustres sub horizontales constituidos por materiales retrabajados e intercalaciones de cenizas volcánicas depositados en un ambiente de baja energía, estos depósitos se ubican sobreyaciendo a la formación Cangahua (Núñez 1993). Tentativamente estos depósitos se podrían correlacionar temporalmente con los depósitos lacustres de la subcuenca de Quito (Villagómez 2003).

2.2.4 Vulcanismo cuaternario

El paisaje andino actual en el Ecuador ha sido modelado por procesos tectónicos, volcánicos y climáticos ocurridos durante el Plio-Cuaternario (Hall y Mothes 1997). En los Andes ecuatorianos el volcanismo desde el Plioceno tardío hasta la actualidad se expresa en cuatro zonas axiales caracterizadas por su morfología, mecanismo eruptivo, petrografía y geoquímica,

estas son: el frente volcánico de la Cordillera Occidental, el arco principal de la Cordillera Oriental, los volcanes del Valle Interandino y el tras arco de la zona Subandina (Hall *et al.* 2008) (Fig. 2.16).

La actividad de los volcanes de la Cordillera Occidental desde el Pleistoceno tardío a Holoceno se caracterizó por su composición andesítica baja en sílice a dacítica, lo que determinó la construcción de estratovolcanes con edificios entre 10 a 20 km de ancho, los depósitos volcánicos más jóvenes de este grupo tienen rangos de SiO₂ entre 60-66% y K₂O entre 0,9-1,5% (Hall *et al.* 2008).

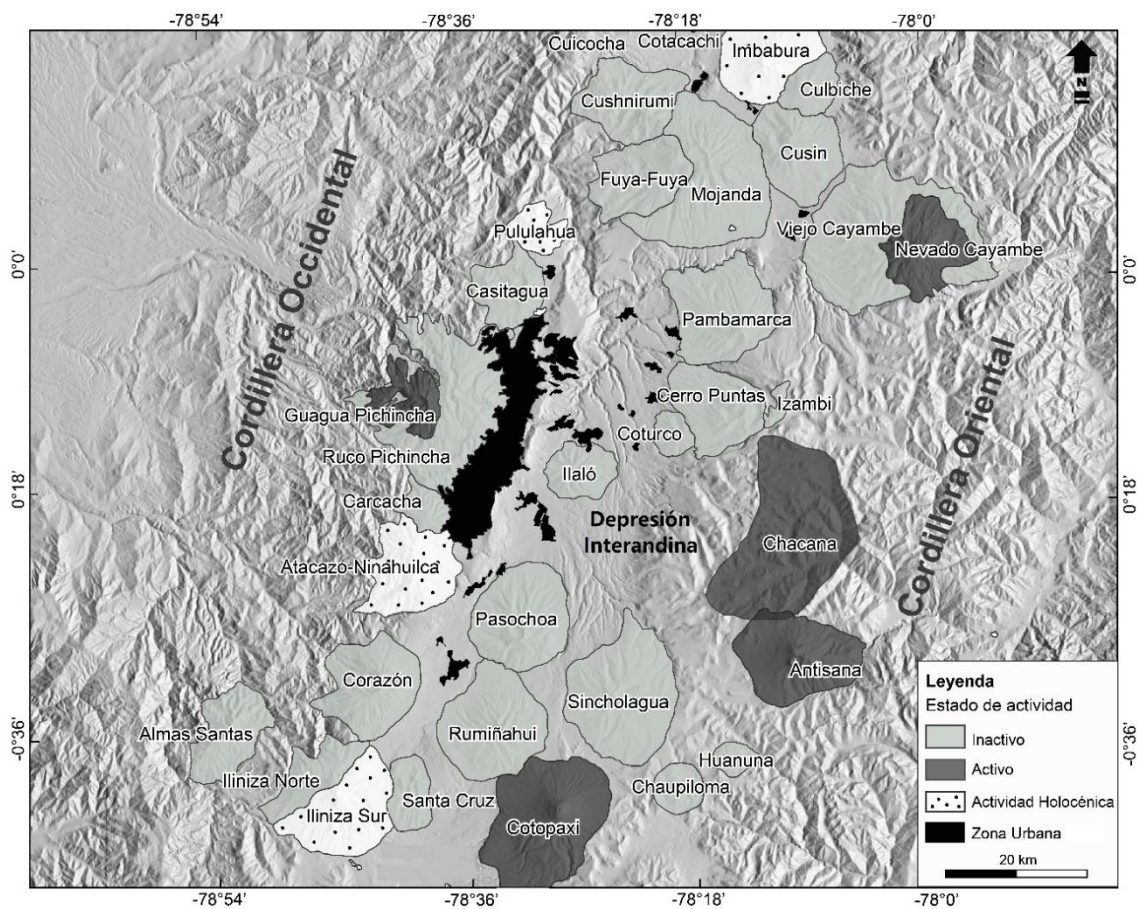


Fig. 2.16. Distribución de los volcanes en la cuenca Quito-Guayllabamba: el frente volcánico de la Cordillera Occidental, el arco principal de la Cordillera Oriental y los volcanes del Valle o Depresión Interandina. (Tomada y modificada de Hall *et al.* 2008)

Los principales volcanes de esta zona axial son: Cotacachi, Cuicocha, Pululahua, Casitagua, Complejo Volcánico Pichincha (Rucu y Guagua), Atacazo-Ninahuilca, Illinizas, Quilotoa y Chimborazo al extremo sur de la Cordillera (Hall y Mothes 1994). De acuerdo con Robin *et al.* (2010) las lavas basales del complejo volcánico Pichincha se formaron entre 1,1 a 0,9 Ma, sobreyaciendo el miembro inferior de la formación Pisque, mientras que el antiguo volcán



Rucu Pichincha tuvo su actividad eruptiva de tipo efusivo entre ~850 ka a 250 ka. Al final de esta actividad se produjo una avalancha de un sector de la caldera del volcán la cual rellenó la cuenca de Quito, en este período la actividad del volcán es de tipo explosivo y está registrada en una serie de capas de cenizas volcánicas con edades de ~200 ka asociadas a la etapa terminal del Rucu Pichincha y de 170 ka del cono terminal (Robin *et al.* 2010). En los estratos periclinales de la formación Cangahua hacia el sur de la cuenca se han encontrado capas de cenizas volcánicas intercaladas, que podrían asociarse a estos eventos.

Hall *et al.* (2008) señalan que los volcanes de la Cordillera Oriental o Real son estratovolcanes andesíticos con edificios de 15 a 20 km de ancho, los cuales se caracterizan por flujos de lava andesítica en sus flancos que han llegado a alcanzar hasta 50 km en los valles cercanos, así como flujos piroclásticos tipo escoria y grandes lahares asociados a sus cumbres nevadas. En la misma investigación se señala que los depósitos más jóvenes presentan andesitas con bajo a alto sílice de afinidad calco alcalina con rangos de SiO₂ entre 56-61% y K₂O entre 1-2%, sin embargo, las erupciones de Cayambe y Cotopaxi tienen importantes productos eruptivos de dacitas y riolitas. Los principales volcanes ubicados en esta zona son: Cayambe, Reventador, Chacana, Sincholagua, Antisana, Cotopaxi, Chalupas, Quilindaña, Tungurahua y Sangay. En la cuenca Quito Guayllabamba existen depósitos volcánicos provenientes de la Cordillera Oriental que constituyen importantes capas guías en la secuencia estratigráfica, uno es el gran flujo de ceniza y pómez que colmató el Valle Interandino, denominado Ignimbrita de Chalupas, con datación K-Ar 216 ± 5 ka (Beate 1989, Bablon *et al.* 2020). Así como dos horizontes de extensas caídas de pómez y flujos de ceniza provenientes del centro riolítico más grande del Pleistoceno-Holoceno llamado complejo Chacana (Hall y Mothes 1997, Bablon *et al.* 2020) denominadas Pifo basal A y coignimbrita Pifo B (Fig. 2.14), datadas en 180 ka y 165 ka respectivamente (Robin *et al.* 2010). En afloramientos ubicados en la plataforma Guayllabamba-Amaguaña se han observado estos importantes niveles de caídas de pómez intercalados en la formación Cangahua.

En la parte central del Valle o Depresión Interandina, se encuentran varios volcanes andesíticos extintos con calderas remanentes. En el límite norte de la cuenca de Quito-Guayllabamba se encuentran los volcanes Cusín y Mojanda-Fuya Fuya y en la parte sur, tres volcanes del Pleistoceno Medio: Ilaló, Pasochoa y Rumiñahui (Hall *et al.* 2008). Una importante capa guía en la cuenca de Quito-Guayllabamba es el depósito pliniano de pómez riolítica R1, de la fase II del Fuya Fuya, la cual contiene clastos juveniles derivados del Mojanda con una edad de ~510 ka (Robin *et al.* 1997) a 474 ka (Pacheco 2013). El volcán Imbabura ubicado en la cuenca



del Chota es el único del valle que presentó actividad eruptiva durante el Holoceno, sin embargo, se tienen depósitos de flujos de cenizas y avalanchas de escombros del Pleistoceno Superior, tanto del Imbabura como del Mojanda-Fuya Fuya; la geoquímica de los depósitos de este grupo corresponde a 57-60% de SiO_2 y 0,5-1% de K_2O (Hall *et al.* 2008).

Los volcanes del tras arco de la zona Subandina tienen afinidad alcalina, formados por basanitas y tefritas con 42-53% SiO_2 y 1-5% K_2O , en este grupo están los volcanes Reventador, Tungurahua, Yanahurco y Sumaco (Hall *et al.* 2008).

Durante el Holoceno cerca de 20 volcanes estuvieron activos generando varias unidades de cenizas que sirven como importantes capas guías en las secuencias estratigráficas (Tabla II) especialmente del Valle Interandino (Hall y Mothes 1994).

La erupción más reciente del Cotopaxi, el volcán activo más alto del mundo fue el 26 de junio de 1877. Se caracterizó por la presencia de lahares producto del derretimiento del glaciar que se dirigieron hacia el sur por el río Cutuchi, al este por el río Tambo y hacia el norte por los ríos Pita y San Pedro (Andrade *et al.* 2005).

Uno de los depósitos característicos de la cuenca y que constituye un marcador estratigráfico es el lahar del Valle de los Chillos que se formó a partir del colapso del flanco en el sector noroccidental del volcán Cotopaxi, con una edad estimada de 4500 años AP y un volumen de $3,8 \text{ km}^3$ (Mothes *et al.* 1998). El volcán Guagua Pichincha, parte del Complejo Volcánico Pichincha, tuvo uno de sus últimos episodios eruptivos entre los años 1999 a 2001, con productos volcánicos que se depositaron en las laderas occidentales hacia donde está abierto el cráter (Alvarado 2012)

Época	Capa guía del evento volcánico	Edad años AP
HOLOCENO	Guagua Pichincha (GPHL-1)	290
	Cayambe	400,700,900
	Quilotoa (Q1)	810
	Guagua Pichincha (GPHL-2)	980
	Guagua Pichincha (GPHL-3)	1400
	Pululahua (Unidad IV)	2240 ± 30
	Cotopaxi (Peñas Blancas)	2260
	Ninahuilca (N6)	2270
	Pululahua (Unidad III-E4)	2320 ± 30



	Pululahua (Unidad III-E2) (PUL1)	2420 ± 30
	Cuicocha (Fase B)	2990
	Cuicocha (Fase A)	3100
	Lahar Valle de los Chillos	4500
	Cotopaxi (Riolita Cañón Colorado)	4000-4600
	Ninahuilca (N5)	4600
	Cotopaxi (Series riolíticas F)	13000 a 5830
	Guagua Pichincha (GPHL-4)	8210
	Pululahua (PU3)	11350
	Guagua Pichincha (GPHL-5)	11800
	ULTIMO MÁXIMO GLACIAL	~11000
PLEISTOCENO Medio a Superior	Pifo B	~165 ka
	Pifo basal A	~180 ka
	Rucu Pichincha terminal	~200-170 ka
	Ignimbrita de Chalupas	216±5 ka
	Mojanda R1	~510 ka/474 ka

Tabla II. Síntesis de las grandes erupciones holocénicas y pleistocénicas encontradas en la cuenca Quito-Guayllabamba. Datos tomados de Hall y Mothes (1994)



CAPÍTULO III: METODOLOGÍAS Y LINEAMIENTOS DE LA INVESTIGACIÓN

El enfoque metodológico de la presente investigación se basa en el estudio de los mecanismos causales de la ocurrencia de los grandes movimientos en masa en función de los factores condicionantes y desencadenantes en el contexto de una cuenca tectónicamente activa, para determinar y comprender su evolución espacio-temporal durante el Cuaternario. De esta manera, se utilizaron herramientas de análisis de los factores geológicos para establecer la correlación de la neotectónica y la lito-tefroestratigrafía en la ocurrencia de estos grandes movimientos en masa que posiblemente afectaron depósitos volcano-sedimentarios relativamente no consolidados, que conforman la cuenca intermontana.

3.1 Estudio neotectónico

3.1.1 Estudio geomorfológico en modelos digitales de terreno

La geomorfología es una herramienta importante que permite el análisis de las estructuras geológicas asociadas a las distintas formas del terreno y depósitos para interpretar los procesos involucrados en la evolución del paisaje (Gutiérrez Elorza 2008, Burbank y Anderson 2009). El punto de partida de la investigación es realizar un análisis geomorfológico cualitativo y cuantitativo para determinar la ubicación y geometría de importantes movimientos en masa en la cuenca con volúmenes mayores a 10^6m^3 , que de acuerdo con la clasificación de Fell (1994) corresponden a eventos muy grandes a extremadamente grandes. Este enfoque también ayudará a identificar las condiciones topográficas y/o litológicas que favorecen la ocurrencia de movimientos en masa. El análisis geomorfológico cualitativo se realiza en base a formas del terreno que indiquen la existencia de grandes movimientos en masa (Fig. 3.1) como: extensos escarpes semicirculares (parte visible de la superficie de ruptura o zona de arranque), escarpes secundarios, depósitos coluviales de remoción con cambios abruptos de pendientes, zonas lobuladas, crestas transversales en la zona del pie, zonas de fractura, agrietamiento, discontinuidades y rasgos asociados como desplazamiento y depósitos de represamiento de ríos, que se observan en el trabajo de campo y pueden interpretarse a través de un modelo digital de elevación, MDE o DEM por sus siglas en inglés (*digital elevation model*) de la zona de estudio.

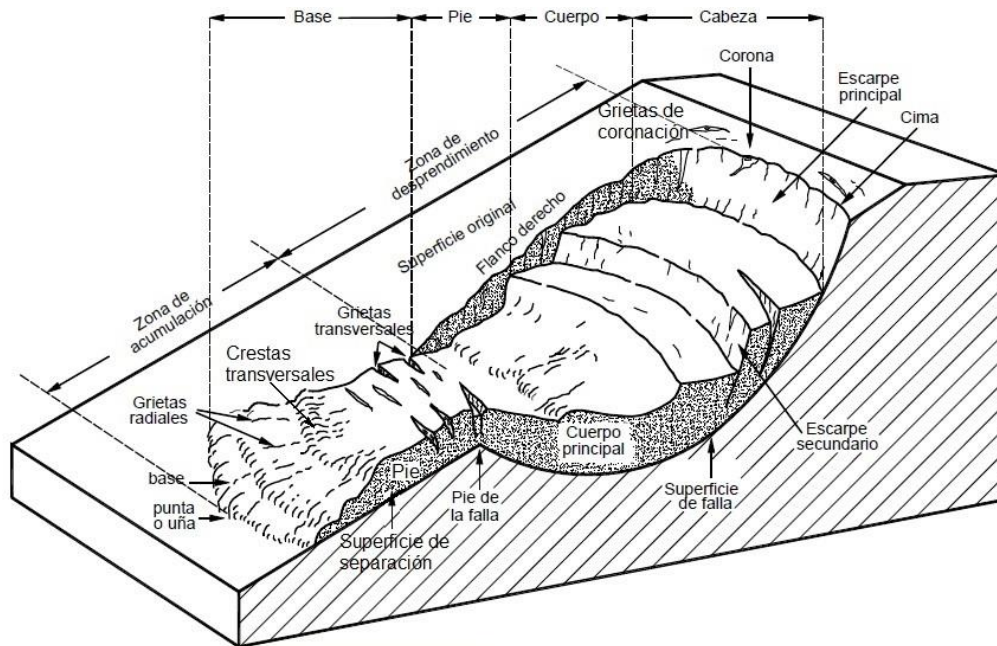


Fig. 3.1. Principales rasgos morfológicos de un movimiento en masa que permiten su análisis geomorfológico cualitativo (tomada de Suárez 2009)

Los MDE utilizados en esta investigación son:

- *Pleiades Digital Elevation Models of Quito v1.0*. 2020 del proyecto *Tomorrow's Cities* (tamaño píxel 2 m);
- Secretaría de Seguridad y Gobernabilidad Municipio del Distrito Metropolitano de Quito, *Quito 1k_tm* (tamaño píxel 1 m) SIRES_DMQ-Proyectado 2011 subcuenca de Quito;
- Secretaría de Ambiente Municipio del Distrito Metropolitano de Quito, CGIA-CATÁLOGO AMBIENTAL 2012, *dem_dmq_int1* (código 010504, fuente NASA, tamaño píxel 10 m) cuenca Quito-Guayllabamba.

Los rasgos morfológicos se resaltan mediante el uso de algoritmos de la caja de herramientas de QGIS a partir de los datos del MDE como el mapa de sombras (*Hillshade*) que calcula el sombreado de acuerdo con la posición del sol (azimut y elevación) y el mapa de relieve que crea una capa de relieve de sombras (Fig. 3.2).

Estos mapas se contrastan con los trazos de los sistemas de fallas, pliegues y estructuras ligadas a la tectónica activa de la zona interpretados por Alvarado (2012) y Alvarado *et al.* (2014) así como con datos de fotointerpretación de movimientos en masa de la Secretaría de Seguridad y Gobernabilidad del Municipio del Distrito Metropolitano de Quito (Jaya y SSG-MQDM 2013, Rivera y SSG-MDMQ, 2017).

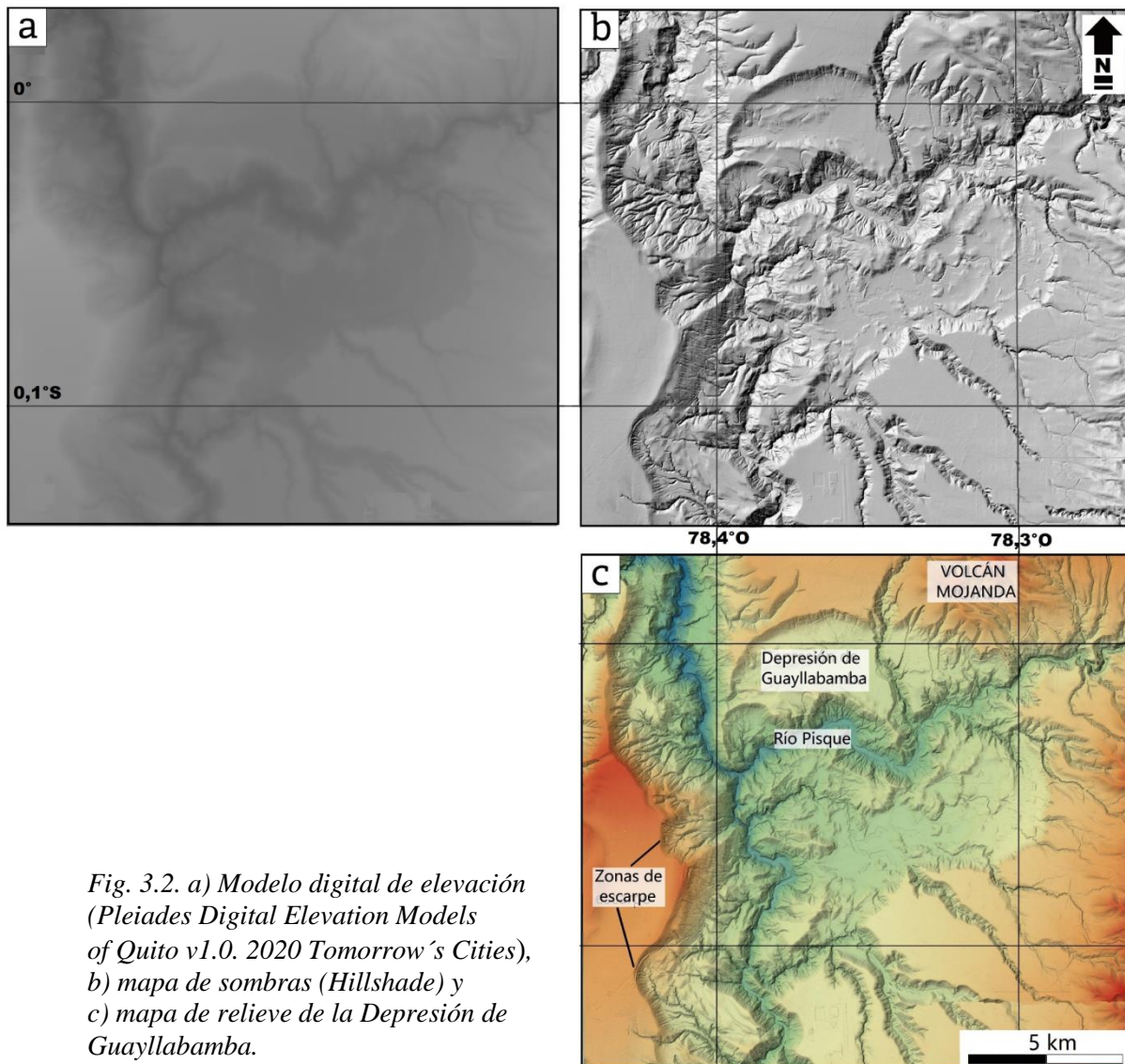


Fig. 3.2. a) Modelo digital de elevación (Pleiades Digital Elevation Models of Quito v1.0. 2020 Tomorrow's Cities), b) mapa de sombras (Hillshade) y c) mapa de relieve de la Depresión de Guayllabamba.

El análisis geomorfológico cuantitativo permite determinar los parámetros morfométricos de los movimientos en masa a través del cálculo de dimensiones, las cuales están dadas por la Comisión de Deslizamientos de Tierra de la Asociación Internacional de Ingeniería Geológica (IAEG *Commission on Landslides*) de 1990 (Suárez 2009) (Fig. 3.3). Estos parámetros se miden a partir de polígonos de áreas, perfiles topográficos longitudinales, elipses trazadas en el MDE para determinar la profundidad, largo y ancho de la superficie de ruptura.

Uno de los parámetros morfométricos de los movimientos en masa es el volumen, el cual está dado por la ecuación 3.1 (Suárez 2009):

$$Vol_{MM} = \left(\frac{1}{6}\pi \cdot Dr \cdot Wr \cdot Lr\right) \cdot F_{ex} \quad (\text{Ec. 3.1})$$

Donde Vol_{MM} es el volumen (en m^3) del movimiento en masa, Dr es la máxima profundidad de la superficie de ruptura que se mide perpendicularmente al plano formado por Wr (ancho de la superficie de ruptura) y Lr (longitud de la superficie de ruptura) (Fig. 3.3) y F_{ex} es el factor de expansión del suelo al ser perturbado con un valor entre 1,25 a 1,3. El valor de volumen obtenido será ajustado con el volumen calculado utilizando el MDE con la herramienta *Surface Difference* del programa QGIS, la cual realiza la comparación geométrica de dos superficies de entrada en este caso la superficie del polígono del movimiento en masa en dos dimensiones y la superficie real en tres dimensiones del MDE realizando una triangulación que determina el aporte en volumen entre superficies.

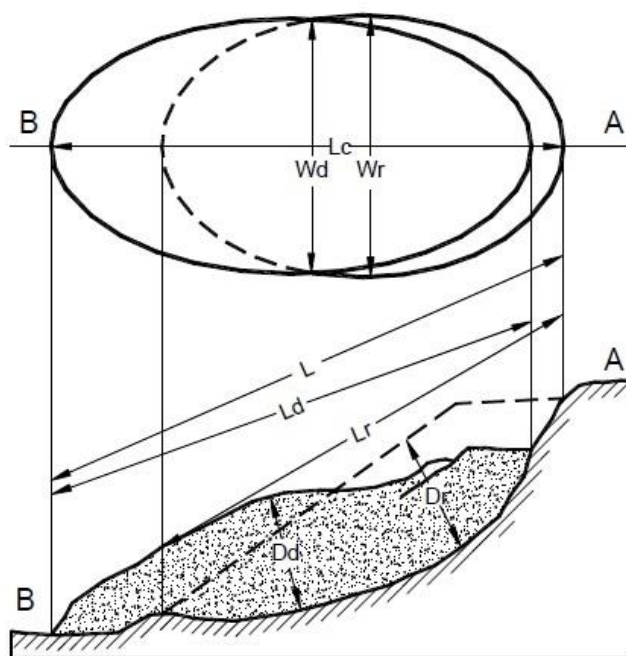


Fig. 3.3. Dimensiones de movimientos en masa para el cálculo del volumen. L_c longitud de la zona de desprendimiento, W_d ancho de la masa desplazada, W_r ancho de la superficie de ruptura, L longitud total del MM, L_d longitud de la masa desplazada, L_r longitud de la superficie de ruptura, D_d profundidad de la masa desplazada y D_r profundidad máxima de la superficie de ruptura (tomada de Suárez 2009)

3.1.2 Estudio morfotectónico

La dinámica de la cuenca intermontana Quito-Guayllabamba está controlada a gran escala por el proceso de deformación transpresiva dextral asociada con fallas inversas y de rumbo que determinan las estructuras de los Andes del Norte de Ecuador (Alvarado *et al.* 2016, Yepes *et al.* 2016). El sistema de fallas de Quito-Latacunga se configura dentro de este régimen de deformación compresiva y ha sido caracterizado como compuesto por fallas inversas ciegas (Yepes *et al.* 2016). El empuje generado por el segmento del sistema de fallas de Quito tiene su expresión morfológica en una serie de lomas anticlinales elongadas en sentido NNE-SSO con su flanco oriental más pronunciado en los cuales se han reconocido algunos grandes deslizamientos (Villagómez 2003) (ver secciones 2.2.1 y 2.2.2).



El estudio de la forma y la estructura de los pliegues y su relación con zonas de ruptura es relevante para evaluar el rol de la tectónica activa dentro de los mecanismos generadores de los movimientos en masa. El estudio morfotectónico se realiza con dos fuentes de datos estructurales y geomorfológicos levantados en el trabajo de campo, los cuales serán volcados en los esquemas topográficos de los anticlinales obtenidos del MDE de alta resolución para el análisis morfométrico. Además se cuenta con los resultados de estudios morfológicos en las zonas del anticlinal de informes técnicos como los de Rivera y SSG-MDMQ (2017).

Los datos estructurales de campo (inclinación de capas, planos de fracturas, fallas individuales, tendencias de lineamientos, zonas de cizalla) se levantan a escala de afloramiento (mesoscópica) en los pliegues asociados al fallamiento inverso donde afloran estratos deformados, así como en los depósitos de colapso (estructuras perturbadas) y en zonas con secuencias estratigráficas *in situ*.

3.1.3 Análisis cuantitativo con índices geomorfológicos en perfiles longitudinales de ríos

En el contexto tectónico de la cuenca Quito-Guayllabamba (ver sección 2.2.1) la deformación tectónica se puede analizar estudiando la respuesta de los ríos a los cambios en el relieve. En el estudio de la ocurrencia de grandes movimientos en masa en este trabajo se observa que los principales ríos que cruzan la cuenca de sur a norte son paralelos a la secuencia de plegamiento y atraviesan la zona de la base de los depósitos de colapso (Fig. 3.4).

La tectónica activa relativa puede ser evaluada con índices geomorfológicos, los cuales permiten medir los cambios en la morfología y la topografía (El Hamdouni *et al.* 2008). En esta investigación se utilizan tres índices geomorfológicos en los perfiles longitudinales de los ríos: el índice de Hack o de gradiente de la corriente a lo largo de la longitud del río, ***SL***; el factor de asimetría de cuenca hidrográfica, ***FA***; y knickpoints, ***Kp***, o puntos de cambio brusco de la pendiente en el perfil longitudinal de los tramos de los ríos. Estos índices se obtuvieron en la red principal de los ríos que atraviesan la cuenca intermontana y en sus respectivas cuencas hidrográficas.

El índice de Hack o de longitud de corriente-gradiente (SL) es uno de los índices geomorfológicos utilizado para analizar controles tectónicos (levantamiento o hundimiento diferencial), pero también variaciones atribuibles a cambios litológicos (rocas más o menos resistentes a la erosión) en el perfil longitudinal del río (Burbank y Anderson 2009).

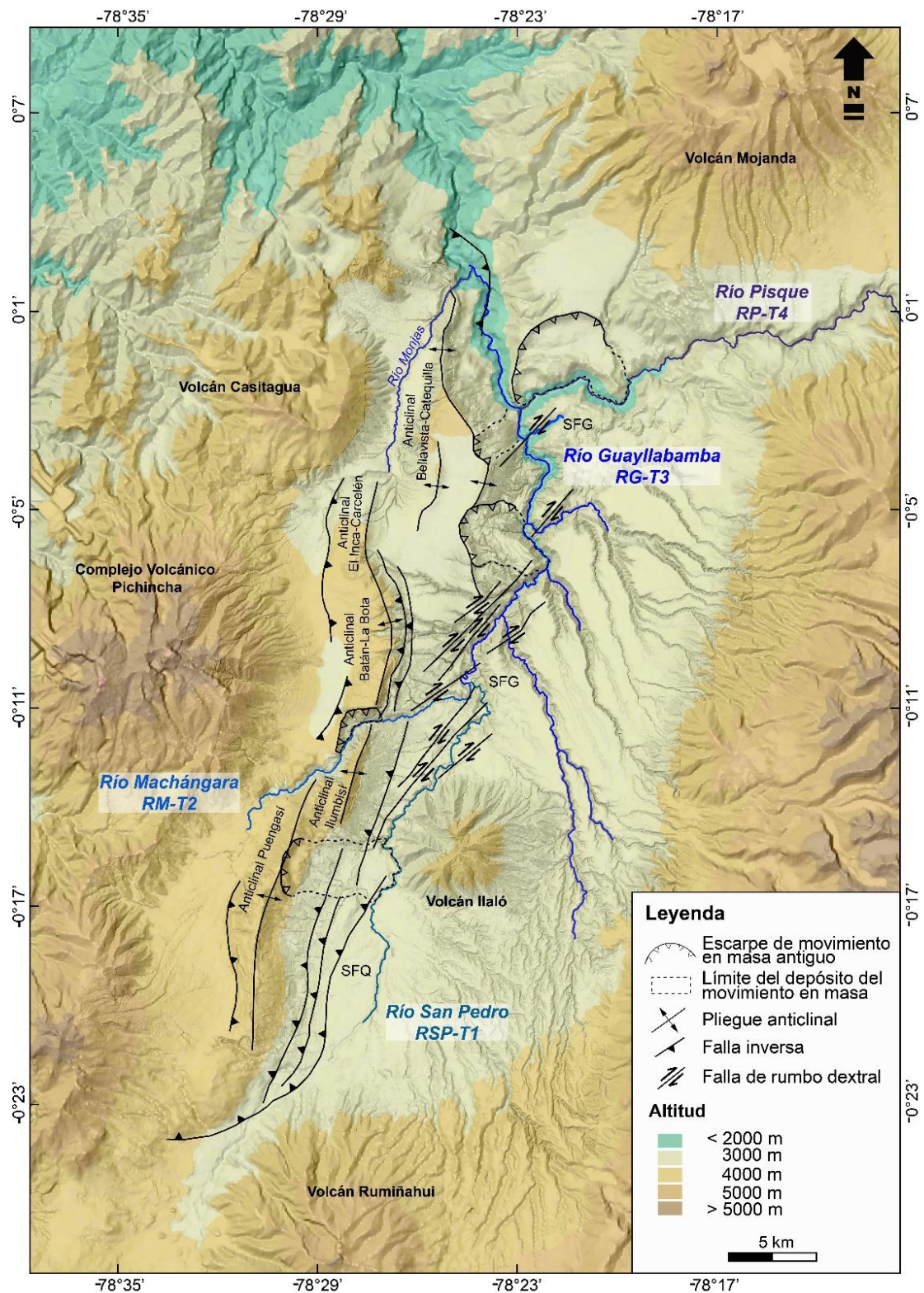


Fig. 3.4. Tramos de la red de drenaje de la cuenca con los principales ríos asociados a grandes movimientos en masa cuyos escarpes se muestran en la figura. RSP-T1 río San Pedro-Tramo 1, RM-T2 río Machángara-Tramo 2, RG-T3 río Guayllabamba-Tramo 3 y RP-T4 río Pisque-Tramo 4. SFQ Sistema de fallamiento inverso de Quito con sus pliegues asociados. SFG Sistema de fallas de Guayllabamba. dem_dmq_int., código 010504, fuente NASA, tamaño píxel 10 m (SA-MDMQ 2012)

De esta manera, este índice será utilizado tanto para determinar los posibles cambios provocados por la actividad tectónica como por la interacción del río con las distintas unidades litológicas incluidos los depósitos coluviales de remoción. Este índice está dado por la siguiente ecuación desarrollada por Hack en el año 1973:

$$SL = (\Delta H/\Delta L) *L \text{ (Ec. 3.2)}$$

Donde $\Delta H/\Delta L$ es la pendiente del tramo fluvial o su gradiente y L es la longitud total medida desde el punto medio de la sección hasta el punto más alto del río aguas arriba (Fig. 3.5) (Molano y Torres 2018). La evaluación del índice SL es de utilidad ya que es sensible a cambios en la gradiente del río y se puede correlacionar con la energía del flujo de agua (Gutiérrez Elorza 2008).

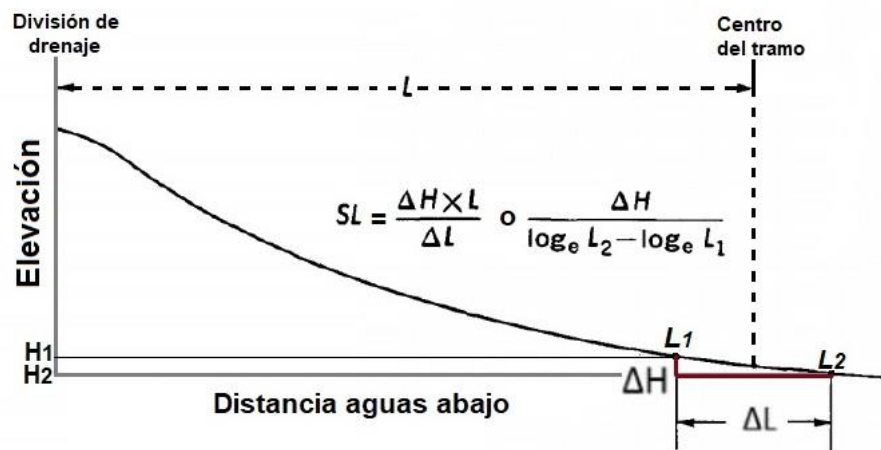


Fig. 3.5. Cálculo del índice de Hack, SL (tomada de Hack, 1973).

El índice de asimetría de la cuenca de drenaje o factor de asimetría (FA) permite inferir la deformación tectónica activa la cual genera una configuración y geometría diferente en una red de drenaje de la cuenca hidrográfica naturalmente simétrica (Gutiérrez Elorza 2008). El índice FA permite evaluar la simetría de una cuenca de tal manera que una cuenca sin perturbación mantendrá el flujo de su cauce principal por el centro o eje de simetría dividiendo la cuenca en dos partes iguales, de esta manera valores cercanos a 50 indican que la cuenca es simétrica, en tanto que valores mayores o menores indican basculamiento (Molano y Torres 2018). Este factor está dado por la ecuación 3.3:

$$FA = 100 (A_r/A_t) \text{ (Ec. 3.3)}$$

Donde A_r es el área de la derecha del tronco principal de la cuenca aguas abajo y A_t es el área total de la cuenca de drenaje. Los datos de las cuencas hidrográficas se tomaron de la Secretaría de Ambiente del Municipio del Distrito Metropolitano de Quito CGIA-CATÁLOGO

AMBIENTAL (2012): *Red Hídrica_Doble_Geo* (código FS: 010102, fuente IGM-EPMAPS.SA); *Subcuenca_Hid_Geo* (código FS: 100402, fuente EPN, escala 50.000) y *Microcuencas_Hid_Geo* (código FS: 100403, fuente EPN, escala 50.000).

Puntos de quiebre o Knickpoints (Kp) permiten determinar cambios importantes, como zonas abruptas, en la pendiente del perfil longitudinal del río, las cuales pueden estar relacionadas con la presencia de afloramientos de rocas duras o con actividad tectónica reciente (Gutiérrez Elorza 2008). Según Burbank y Anderson (2009) los ríos que no tienen perturbación tectónica tienen un perfil longitudinal cóncavo hacia arriba que cambia con suavidad, los cambios abruptos con respecto a esta forma suave y tramos convexos hacia arriba, pueden reflejar variaciones en el tectonismo, pero también cambios litológicos en el lecho del río ya que la fuerza de la corriente aumenta, así como la erosión en el lecho para ajustar el perfil longitudinal. En investigaciones recientes de la geomorfología de ríos se ha demostrado que la presencia de *knickpoints* es frecuente y está relacionada tanto a la tectónica como a procesos de erosión entre contactos litológicos o control local provocado por la estructura (*knickpoint* litológico-estructural) (Castillo y Lugo-Hubp 2011). Estos autores señalan que los *knickpoint* de tipo litológico-estructural muestran una tendencia cóncava hacia abajo y están relacionados a contactos litológicos donde se presenta una diferencia de dureza entre los materiales, o un control local por la presencia de una estructura (Fig. 3.6). Los *knickpoint* de tipo tectónico tienen una tendencia convexa que obedece al desplazamiento de fallas o al incremento de la tasa de levantamiento y caída del nivel de base (Castillo y Lugo-Hubp 2011).

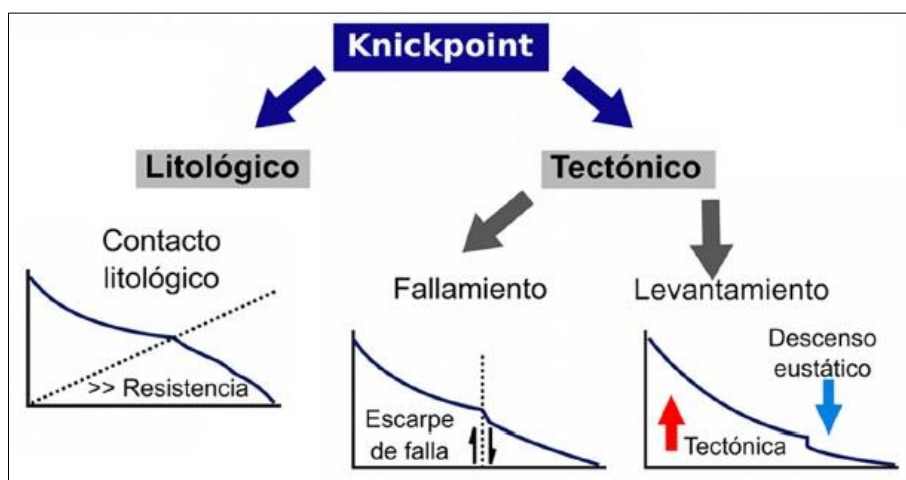


Fig. 3.6. Geoformas de los knickpoints de tipo litológico y tectónico (tomada y modificada de Castillo y Lugo-Hubp 2011)



3.2 Estudio litológico y tefroestratigráfico

El estudio litológico y tefroestratigráfico se basa en los datos recolectados de afloramientos a lo largo de la cuenca y en su integración con la información recolectada de estudios anteriores, que se sintetizó en el mapa geológico de la cuenca Quito-Guayllabamba (sección 2.2.3, Fig. 2.9). La información base utilizada para la elaboración del mapa geológico ha sido la que se detalla a continuación:

- Secretaría de Ambiente del Municipio del Distrito Metropolitano de Quito CGIA-CATÁLOGO AMBIENTAL (2012): Formaciones_Geológicas_DMQ_Geo (código FS: 030201, fuente MAGAP, escala 1:50.000); Fallas_Geológicas_DMQ_Geo (código FS: 030301, fuente MAGAP, escala 1:50.000);
- Secretaría de Seguridad y Gobernabilidad del Municipio del Distrito Metropolitano de Quito (2012): GeologiaUnion ESRI Shapefile, 2012;
- Datos geológicos de: Villagómez (2003), Alvarado *et al.* (2014), Vallejo *et al.* (2019) y Reyes *et al.* (2020).

La información de campo ha sido registrada en libretas de campo a través de esquemas de columnas litoestratigráficas con la ubicación de puntos de muestreo de tefras volcánicas intercaladas, así como niveles de paleosuelos y datos morfoestructurales para el análisis neotectónico. Todos los datos han sido debidamente georeferenciados mediante GPS. En el trabajo de campo se han registrado además aquellas características litológicas y estructurales de las formaciones relevantes para caracterizar la susceptibilidad a inestabilidades como presencia de alteración/meteorización, estratificación, diaclasamiento, foliación, niveles de saturación, etc. (Suárez 2009).

Trabajos preliminares de campo permitieron identificar la presencia de importantes niveles guía de tefras o cenizas volcánicas intercaladas en diversas unidades litológicas, así como en zonas de escarpe/arranque de las formaciones Mojanda del Pleistoceno Medio y Cangahua del Pleistoceno Superior. Durante el trabajo de campo se observaron niveles similares a las capas guías encontradas en el escarpe, pero fragmentadas y en forma de lentes discontinuos dentro de depósitos coluviales de remoción (Fig. 3.7b).

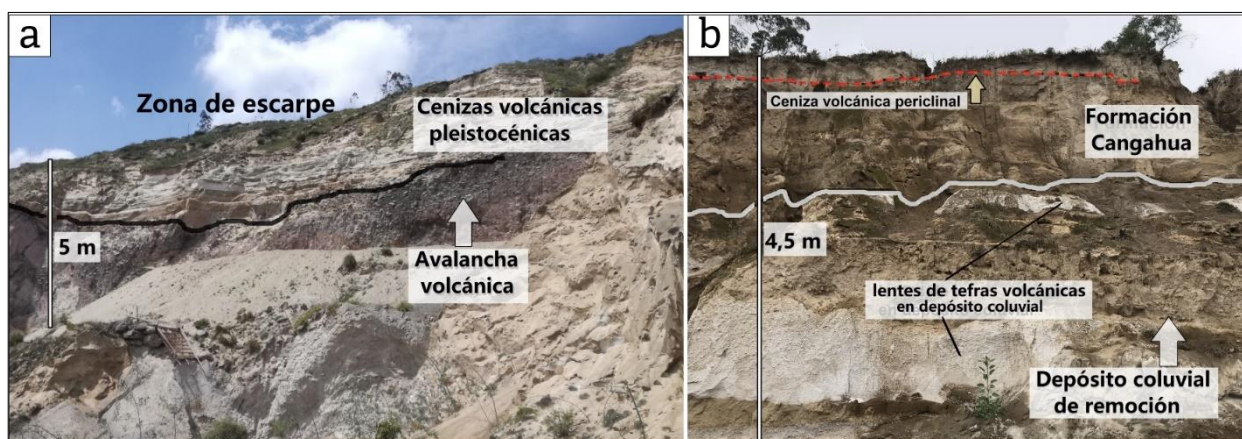


Fig. 3.7. a) Secuencia de cenizas volcánicas en zona de escarpe, *in situ*, intercaladas en las formaciones Mojanda y Cangahua que sobreyacen a una avalancha volcánica en el plegamiento de Bellavista-Catequilla. b) Depósito coluvial de remoción en el plegamiento de Bellavista-Catequilla con fragmentos o lentes de tefras volcánicas y capa periclinal de ceniza volcánica holocénica al tope del afloramiento señalada con la flecha.

El estudio de las tefras o cenizas volcánicas, dada su génesis relacionada con nubes piroclásticas de material fragmentado que cubren amplias zonas, es de suma utilidad ya que sus rasgos mineralógicos y geoquímicos permiten su utilización como capas guía y llevar a cabo análisis de cronoestratigrafía, geomorfología, historia glacial, paleosismología y de correlación de eventos geológicos (Hall y Mothes 1994, Lowe 2011). El método tefroestratigráfico se basa en el estudio de secuencias de capas de cenizas volcánicas y depósitos asociados, las relaciones estratigráficas, su distribución espacial y las edades relativas numéricas lo que implica su descripción, caracterización y datación con trabajos de campo y laboratorio (Lowe 2011, Weller *et al.* 2019). Así, la tefroestratigrafía es una herramienta útil para establecer correlaciones entre las capas guías de tefras volcánicas recolectadas *in situ* y los lentes de tefras volcánicas de los depósitos de colapso, mediante análisis litológicos, petrográficos, geoquímicos y de datación de minerales como circón que en su conjunto permiten interpretar la ocurrencia espacio-temporal de los movimientos en masa.

En esta investigación, los estudios petrográficos y preparación de muestras para análisis geoquímico fueron realizados en el laboratorio Geostrat S.A. Quito-Ecuador (<http://geostrats.com>).

3.2.1 Estudio petrográfico

El estudio petrográfico se enfoca en el análisis mineralógico modal en lámina delgada a través de microscopía óptica con luz polarizada. La comparación de los datos obtenidos de las



diferentes muestras de tefra permite correlacionar estadísticamente aquellas ubicadas *in situ* en el escarpe, con los lentes de tefras de los depósitos coluviales de remoción. De esta manera los resultados obtenidos permiten determinar la distribución espacial en los depósitos de colapso de las tefras volcánicas del escarpe. El estudio petrográfico parte de un análisis macroscópico de la muestra de ceniza volcánica ya que de numerosos estudios de los volcanes de Ecuador se conoce que los minerales presentes en las cenizas, su abundancia relativa, los tamaños de los fenocristales, la presencia de biotita, hornblenda y piroxeno permiten discriminar una tefra de otra (Hall y Mothes 1994).

Las muestras de tefra recolectadas en afloramientos representativos son llevadas a laboratorio para lavarlas en agua, remover el material arcilloso y materia orgánica, luego se secan en horno. Posteriormente, se toma una porción representativa que incluye pómez, fenocristales y matriz, se tritura en mortero, se pasan por dos tamices entre 250 μ m y 45 μ m para obtener el tamaño de ceniza media a fina. Del material que se retiene en el tamiz de 45 μ m se obtiene una muestra por cuarteo la cual se monta en resina y luego del secado se corta y pule para la elaboración de la lámina delgada, la cual tendrá una distribución y tamaño de grano homogéneos.

El análisis modal permite obtener la cantidad relativa de los minerales componentes del depósito y expresar en porcentaje para su clasificación, comparación o establecer una valoración de contenido de un mineral en muestras individuales o rocas provenientes de un mismo proceso genético (MacKenzie *et al.* 1996). El conteo en lámina delgada se realiza con un micrómetro o grilla que desplaza la lámina delgada en los ejes *x*, *y* punto a punto con un mínimo de 300 (Ingersoll *et al.* 1984), el número de puntos indica la abundancia relativa en porcentaje para un total de 100% de los componentes principales de la ceniza volcánica que son los minerales principales, secundarios, el vidrio y los líticos.

La correlación estadística de los resultados del análisis modal de las tefras volcánicas se realiza a través del coeficiente de correlación de Pearson para datos paramétricos el cual determina el grado de asociación lineal entre dos variables aleatorias cuantitativas y continuas (Dagnino 2014). Según este autor, el coeficiente de correlación está dado por la fórmula expresada en la figura 3.8, donde *R* es una cantidad negativa o positiva entre 0 a -1 o 0 a 1, el cero indica ausencia de relación, siendo mayor la fuerza de asociación entre dos variables cuando los valores son cercanos a -1 o 1, lo que indicaría que dos tefras volcánicas son correlacionables. De acuerdo con Brown y Nash (2014) los análisis estadísticos proporcionan la confianza de

que dos o más unidades pueden ser compatibles cuando las correlaciones son coherentes con la información estratigráfica disponible.

La correlación de Pearson ha sido realizada en grupos de lentes de tefras de los depósitos coluviales de remoción con las tefras volcánicas de las capas guías pleistocénicas encontradas en las zonas de arranque, que conforman el escarpe de los movimientos en masa, para conocer la distribución espacial de estos depósitos gravitacionales. Del mismo modo, ha sido aplicada la correlación entre capas de cenizas del Holoceno que se encuentran depositadas de forma periclinal sobre los depósitos coluviales de remoción y presentan una continuidad lateral que permite correlacionar la estratigrafía en la cuenca.

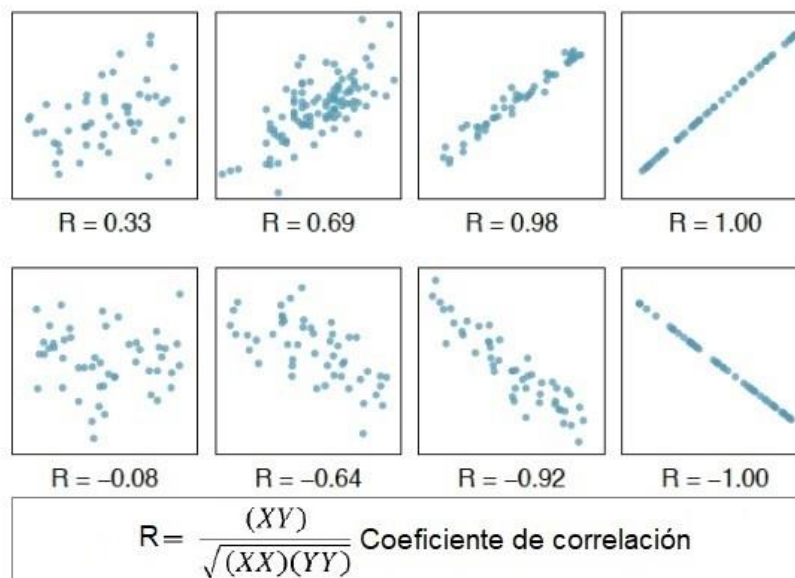


Fig. 3.8 Tipos de gráficos de los valores obtenidos al comparar dos variables paramétricas donde se muestra la fuerza de su asociación (tomada de Dagnino 2014 y <https://rpubs.com/>)

3.2.2 Estudio geoquímico

El análisis geoquímico ha sido realizado únicamente en las muestras de tefras volcánicas de los afloramientos *in situ* de las formaciones Cangahua y Mojanda para determinar la fuente del depósito volcánico y así de manera indirecta la edad estratigráfica general al comparar con datos de geoquímica de elementos mayores y traza de estudios anteriores. Los lentes de tefras volcánicas encontrados en depósitos coluviales de remoción se encuentran perturbados y retrabajados por lo cual no permiten definir una isócrona o plano temporal (Blegen *et al.* 2015). Las muestras de tefras volcánicas preparadas para el análisis geoquímico, luego del lavado y secado al horno, se toman de una porción representativa que incluye pómez, fenocristales y



matriz. Luego se tritura en mortero, se pasan por el tamiz de 45 μ m para obtener ceniza fina y obtener una muestra de 50 g que es empacada y etiquetada para su análisis geoquímico en roca total para elementos mayores y trazas. La geoquímica se realizó en el laboratorio *ELMiE Lab - GFZ German Research Centre for Geosciences* (Alemania), utilizando el método de grano fundido analizado con un espectrómetro XRF avanzado *AXIOS (Malvern Panalytical)*. El nivel de cuantificación (QL) para el rango de % en peso fue de 0,02 % en peso y 10 ppm para los elementos traza.

La identificación de los volcanes padre o fuente de las cenizas volcánicas recolectadas en las formaciones pleistocénicas Mojanda y Cangahua ha sido realizada mediante la correlación de los datos geoquímicos de esta investigación con los datos de estudios anteriores de volcanes de la cuenca intermontana como:

- Mojanda R1 (Robin *et al.* 2009),
- Ignimbrita Chalupas (Bablon *et al.* 2020) y
- Complejo Volcánico Pichincha: Rucu Pichincha Terminal, Rucu Pichincha Cono Terminal y Guagua Pichincha Basal (Jaya 2009).

Los datos geoquímicos de cenizas volcánicas del Holoceno que cubren periclinamente las unidades más antiguas corresponden al estudio que Vallejo Vargas (2011) efectuó sobre los volcanes Cuicocha, Pululahua, Guagua Pichincha, Ninahuilca, Cotopaxi y Quilotoa, cuyos índices de explosividad volcánica VEI (*Volcanic Explosivity Index*) alcanzaron valores altos, entre 3 y 5, lo que se traduce en áreas de depositación representativas.

Previo al análisis de los datos geoquímicos a través de diagramas, éstos se normalizan a una base anhidra sin el valor del LOI (*loss on ignition*-pérdida al fuego), valor que indica la presencia de volátiles, materia orgánica o carbonatos presentes en la muestra, con valores generalmente altos en cenizas ácidas (Robles 2013). Los resultados entregados por el laboratorio para este estudio se representan en el diagrama de clasificación TAS (*Total Alkali Silica-Álcali Sílica Total*) con datos normalizados al 100% en muestras de roca total (Bas *et al.* 1986). Este diagrama permite definir el tipo de roca volcánica al expresar el contenido de los minerales alcalinos ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) y el contenido de los silicatos (SiO_2), ambos en porcentaje en peso, *wt%*. La comparación entre la geoquímica de cenizas volcánicas de estudios anteriores y los resultados de este estudio se realiza a través de la representación de los datos en el diagrama SiO_2 vs. K_2O de Peccerillo y Taylor (1976) para definir el contenido potásico de las muestras para discriminar grupos de tefras volcánicas que provengan de un mismo volcán padre.



Además, han sido utilizados diagramas de multielementos para determinar anomalías negativas de Nb, Ta y Ti y positivas de Pb las cuales son típicas en magmas de arcos volcánicos orogénicos y muestran las mismas tendencias en tefras volcánicas que tienen la misma procedencia (Del Carlo *et al.* 2018). Los diagramas de elementos inmóviles como el Ti, V, Zr, Y, proporcionan información adicional de la ceniza volcánica ya que son elementos que no se afectan ni alteran por condiciones de meteorización de las tefras ni por la hidratación postdeposicional que si afectan al Si, Na y K (Blegen *et al.* 2015).

Finalmente, se efectuó un análisis estadístico a través del cálculo del coeficiente de similitud para óxidos elementales, TiO₂, Al₂O₃, FeO, MnO, MgO y CaO, entre los datos geoquímicos de cenizas volcánicas de esta investigación y los datos de estudios anteriores para las cuales se conocen rangos de edad y así encontrar valores estadísticos mayores o iguales a 0,9 que indican que dos tefras son similares en su fuente de procedencia y edad cronoestratigráfica (Blegen *et al.* 2015).

3.2.3 Datación radiométrica ¹⁴C de paleosuelos

Los movimientos en masa, por lo general, se forman a partir de un evento instantáneo y es frecuente que contengan restos de material orgánico, ubicado en cualquier lugar dentro del depósito coluvial resultante, el cual es susceptible de ser datado por radiocarbono (Burbank y Anderson 2009). En este estudio se ha realizado la datación radiométrica por ¹⁴C-AMS en muestras de material vegetal y paleosuelos encontrados en el contacto entre los estratos de las formaciones subyacentes y los depósitos coluviales de remoción. Los fragmentos de carbón se remueven del depósito con una pinza y se colocan en un frasco de muestra mineral, en tanto que la muestra de paleosuelo debe contener por lo menos 600 g de material, indicándose con precisión el lugar del muestreo dentro del horizonte.

Las muestras recolectadas se analizaron en el laboratorio de radiocarbono de Poznan-Polonia donde la edad radiométrica de ¹⁴C se convierte a una edad cronológica de ¹⁴C utilizando el software Calib 7.1 (Stuiver y Reimer 1993) con la curva de calibración SHCal 13 (Hogg *et al.* 2013).

3.2.4 Construcción de esquemas cronoestratigráficos y mecanismos causales o de disparo

Los esquemas cronoestratigráficos se construyen a lo largo de cortes transversales a cada movimiento en masa y en ellos se integran los resultados de los datos geológicos obtenidos en campo, laboratorio y procesados a través de las diferentes metodologías, para su interpretación



y representación a través de un modelo geológico conceptual. De esta forma es posible describir, analizar y comprender la relación entre los aspectos neotectónicos y lito-
tetroestratigráficos y su potencial influencia sobre los posibles mecanismos causales o de
disparo.

Además, se elaboran columnas cronoestratigráficas representativas de cada una de las zonas de
ocurrencia de los movimientos en masa, para comprender su evolución en el contexto tectónico
de la cuenca y ubicarlos en el tiempo y espacio.

La simbología utilizada tanto en el mapa geológico como en los esquemas cronoestratigráficos
de los movimientos en masa ha sido tomada del documento de Estándares de Nomenclatura,
Estratigrafía, Simbolización y Abreviaturas para la Cartografía Geológica, versión 2.0, de la
Dirección de Transferencia Tecnológica e Incubación (Cordovez e IIGE 2019).



CAPÍTULO IV: RESULTADOS DEL ESTUDIO NEOTECTÓNICO Y LITO-TEFROESTRATIGRÁFICO

4.1 Introducción

Los datos neotectónicos y lito-tefroestratigráficos que se presentan en este capítulo fueron levantados durante trabajos de campo realizados entre octubre 2019 a febrero 2020 y agosto 2020 a septiembre 2021. Las actividades de laboratorio se realizaron entre julio 2020 a abril 2021. En este capítulo además se presenta una sistematización de los datos disponibles de estudios anteriores sobre la evolución de la cuenca intermontana Quito-Guayllabamba en relación con la ocurrencia de movimientos en masa.

A lo largo de la cuenca intermontana Quito Guayllabamba se recogieron datos geológicos en 116 afloramientos cuya ubicación se muestra en la figura 4.1. En los afloramientos se tomaron tanto datos estructurales como lito-tefroestratigráficos, se realizó el muestreo de 92 tefras volcánicas y 7 muestras de paleosuelos para datación por radiocarbono. A través del procesamiento en laboratorio de las cenizas volcánicas se obtuvieron 36 muestras para análisis geoquímico, las cuales corresponden a depósitos volcánicos no disturbados, *in situ*, en zonas de escarpe, afloramientos fuera del límite del depósito de colapso y cenizas volcánicas depositadas en forma periclinal sobre las crestas transversales de los movimientos en masa. Además, se prepararon 84 láminas delgadas para estudio petrográfico, correspondientes a muestras de cenizas volcánicas encontradas en afloramientos de las zonas de arranque (escarpe) y depósitos coluviales de remoción para realizar su correlación espacial.

4.2 Estudio neotectónico

4.2.1 Geomorfología de los grandes movimientos en masa

Los rasgos morfológicos más importantes que han sido observados en campo y sobresalen en los modelos digitales de elevación, MDE, son las extensas zonas o escarpes de arranque y los depósitos coluviales de colapso asociados a grandes movimientos en masa, los cuales se encuentran preferencialmente ubicados en el flanco oriental de la secuencia de anticlinales asociados al sistema de fallas inversas de Quito y en el flanco suroccidental del volcán Mojanda.

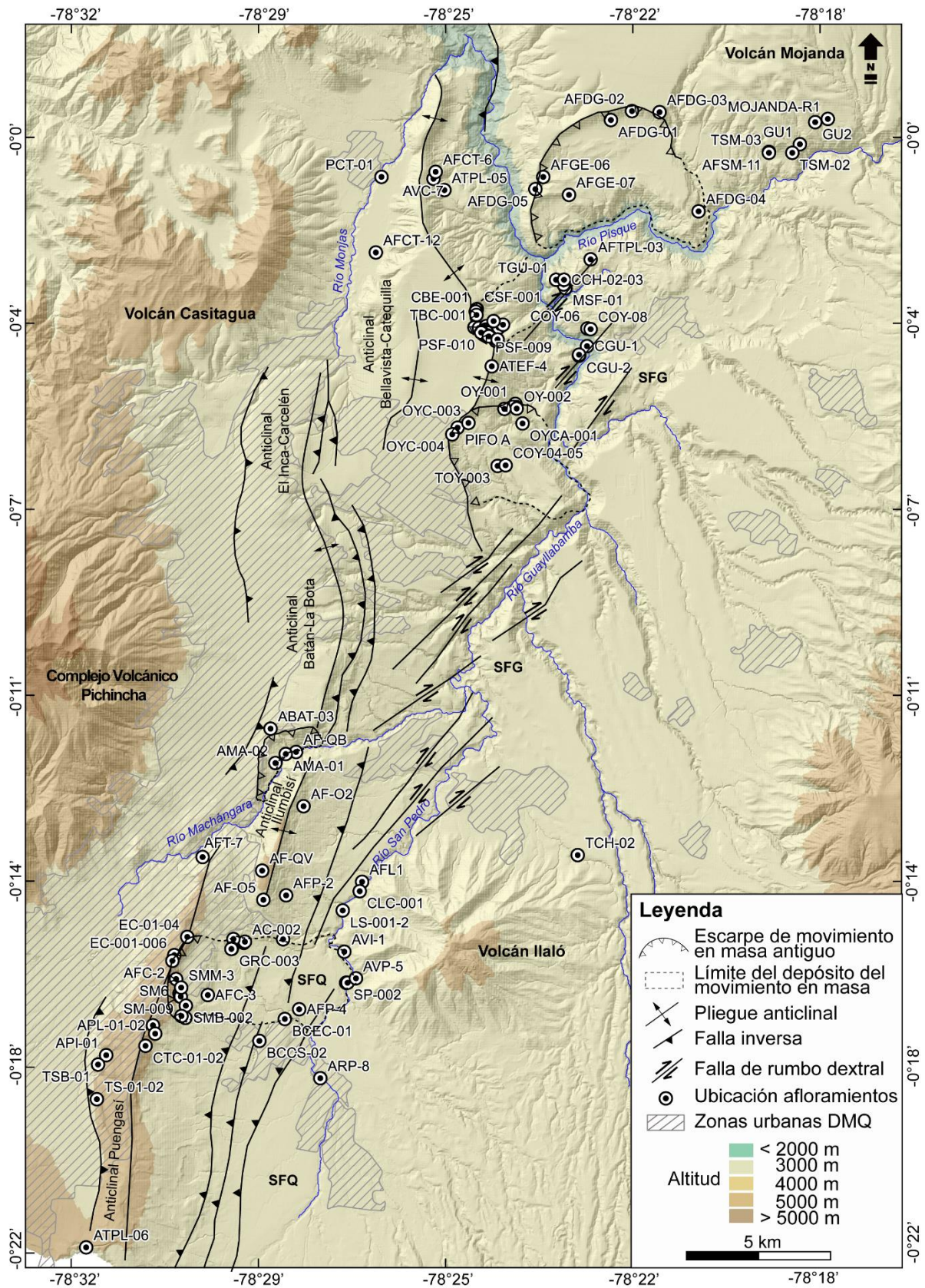


Fig. 4.1. Ubicación de los 116 afloramientos en los cuales se levantaron los datos geológicos para el estudio neotectónico y lito-tefroestratigráfico. dem_dmq_int1 (código 010504, fuente NASA, tamaño píxel 10m) cuenca Quito-Guayllabamba.



El mecanismo de plegamiento que ha generado la serie de lomas anticlinales ha sido estudiado en la investigación doctoral de Alvarado (2012), publicada parcialmente en el artículo científico Alvarado *et al.* (2014) mediante análisis de geomorfología cuantitativa, datos de sismicidad y de posicionamiento global GPS basado en estaciones de medición del Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional, IG-EPN.

En el flanco oriental del anticlinal de Puengasí se localiza el escarpe de MM-1 Conocoto, en el borde sur del anticlinal El Batán-La Bota se ubica el escarpe del MM-2 Batán y en el norte de la cuenca en el anticlinal de Bellavista-Catequilla se observa el rasgo morfológico de los escarpes de los MM-3 Oyacoto y MM-4 San Francisco (Fig. 4.2). El movimiento en masa MM-5 Guayllabamba se ubica en la parte NE de la cuenca en las laderas suroccidentales del volcán Mojanda (Fig. 4.2), el cual es el límite norte de la unidad morfoestructural de la plataforma Guayllabamba-Amaguaña (ver sección 2.2.2).

El análisis geomorfológico cualitativo se enfocó en caracterizar y mapear los rasgos principales de los grandes movimientos en masa como: superficie de ruptura del escarpe principal, escarpes secundarios, delimitación de los depósitos coluviales que forman las crestas transversales, zonas de fractura, discontinuidades en el terreno y zonas de empuje al pie de los movimientos en masa.

El análisis geomorfológico cuantitativo permitió establecer parámetros morfométricos para caracterizar el tipo de movimiento en masa, dimensiones del escarpe, longitud-ancho-espesor del plano de ruptura a través de interpretación geométrica y el volumen de material desplazado. En la figura 4.2 se muestra la ubicación de los 5 grandes movimientos en masa a lo largo de la cuenca intermontana.

El *movimiento en masa de Conocoto (MM-1)*: Se encuentra ubicado en el flanco oriental del anticlinal de Puengasí donde se observa la huella de un gran escarpe de ruptura (Fig. 4.3). El escarpe principal de forma semicircular o en herradura posee 3787 m de longitud y presenta pendientes abruptas de entre 30-42°. Hacia la parte media alta del cuerpo del deslizamiento se identifican cuatro escarpes secundarios en depósitos coluvio-aluviales con longitudes de entre 780 a 1440 m y pendientes de entre 16° y 30°.

Hacia el flanco occidental del anticlinal se resaltan huellas de escarpes que corresponden a movimientos en masa medianos con áreas menores a 0,5 km².

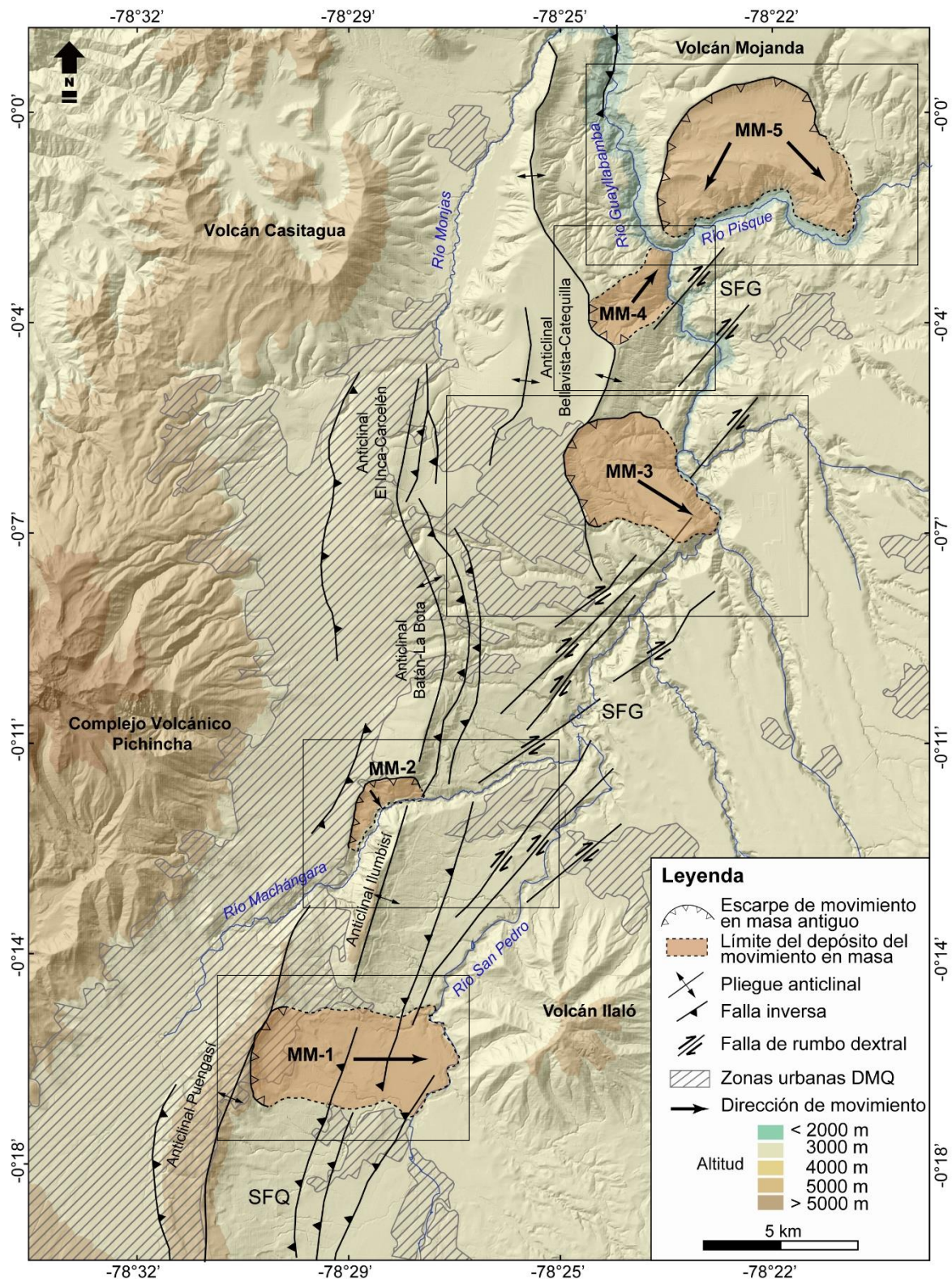


Fig. 4.2. Ubicación de los grandes movimientos en masa a lo largo de la cuenca intermontana Quito-Guayllabamba, en recuadro la zona del estudio geomorfológico individual: MM-1 Conocoto, MM-2 Batán, MM-3 Oyacoto, MM-4 San Francisco y MM-5 Guayllabamba. Se muestran las principales estructuras tectónicas y los sistemas de fallas activas, SFQ sistema de fallas inversas de Quito y SFG sistema de fallas de rumbo dextral de Guayllabamba (Alvarado et al. 2014)

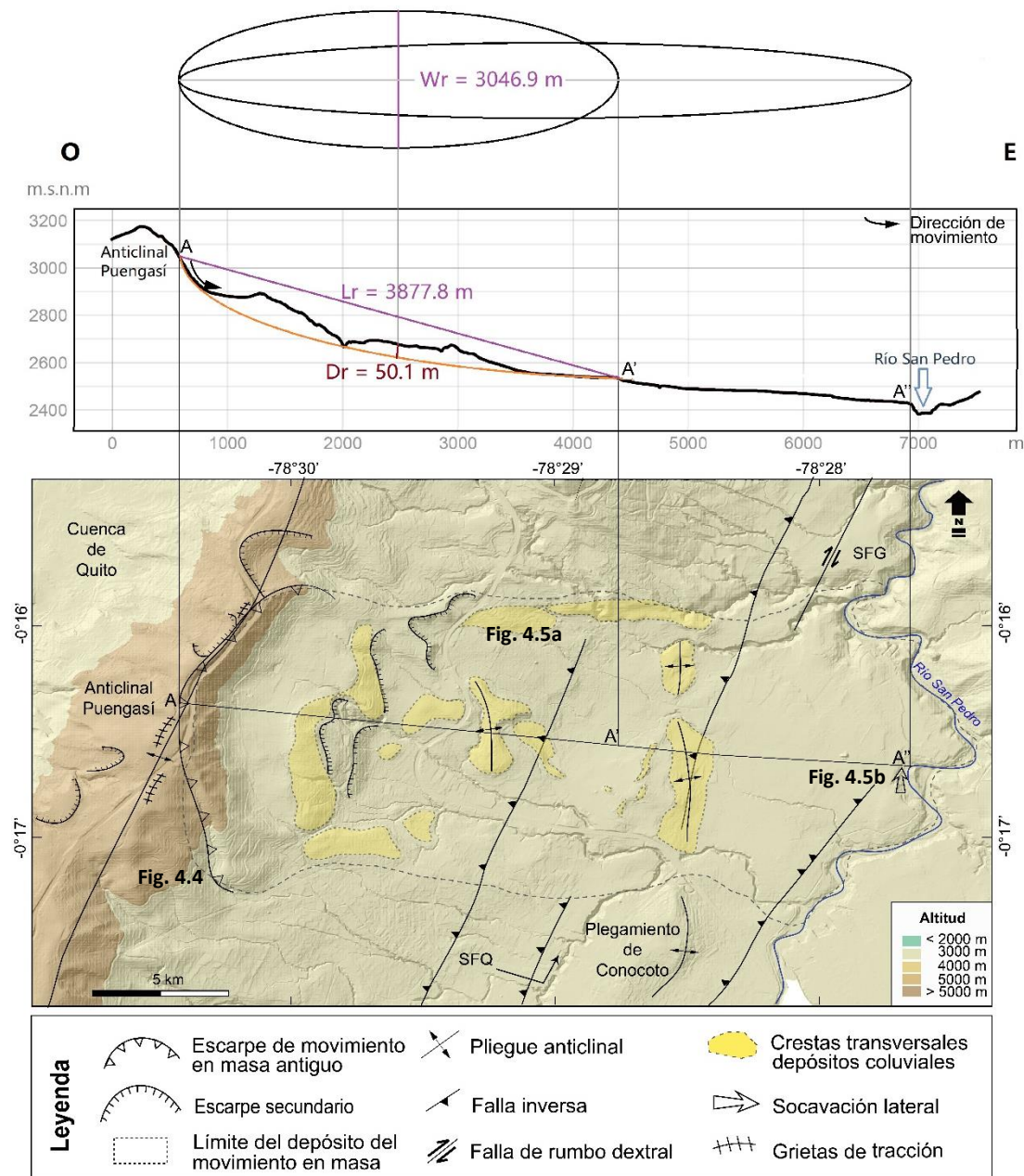


Fig. 4.3. Análisis geomorfológico cuantitativo y cualitativo del movimiento en masa MM-1 Conocoto. MDE: Quito 1k_tm (tamaño píxel 1m) SIREs_DMQ-Proyectado 2011. SFQ Sistema de fallas de Quito, SFG Sistema de fallas de Guayllabamba.

En la zona media del cuerpo del movimiento en masa se encuentran un sinnúmero de crestas transversales conformadas por material coluvial de remoción, compuesto de bloques y fragmentos de rocas de la formación Cangahua con intercalaciones de lentes de tefras volcánicas. En la zona central del deslizamiento resaltan en el MDE dos crestas deformadas por acción del empuje de los segmentos del sistema de fallas de Quito que cruzan en dirección NE-SO y que generan pequeños pliegues anticlinales (Fig.4.3).

La longitud total del movimiento en masa desde la corona a la punta es de 6516 m, con una variación de altura de ~700 m, observándose en la base del deslizamiento dos zonas de empuje que han desviado el cauce del río San Pedro, entre las cuales se ha generado un área de socavación.

El conjunto de rasgos morfológicos de este movimiento en masa permiten clasificarlo como un movimiento complejo ya que implica la combinación dos o más tipos de eventos (Suárez 1998). El tipo de movimiento inicial es un deslizamiento rotacional (*rotational slide*) con un escarpe de ruptura profundo de altura promedio de 237 m de forma semicircular (Fig. 4.4), que corta varios niveles de la formación Cangahua hasta llegar a la formación Machángara subyacente, con grietas de tensión en la corona. Siguiendo la geometría curva del escarpe se tiene una superficie de ruptura inferida a una profundidad máxima de 50,1 m y longitud de 3877,8 m (Fig. 4.3) que forma la zona de desprendimiento.



Fig. 4.4. Vista panorámica del escarpe circular del movimiento en masa MM-1 Conocoto. Fotografía tomada con dron proyecto *Tomorrow's Cities 2020*.

Posteriormente, el material desplazado conforma la zona de acumulación con crestas transversales (Fig. 4.5a) y rasgos morfológicos característicos de una avalancha de escombros (*debris avalanche*). En el trabajo de campo se ha encontrado este depósito coluvial de remoción a 7 km de distancia desde la zona de arranque (escarpe), al otro lado del cauce del río San Pedro, en las laderas occidentales del volcán Ilaló. La avalancha de escombros corresponde a un flujo superficial no canalizado (*open-slope*) poco profundo con material parcial o totalmente

saturado, pero con menor grado de saturación que los flujos de detritos, cuya velocidad de desplazamiento se caracteriza por ser de rápida a extremadamente rápida (Hungry *et al.* 2014). La avalancha de escombros también corresponde a un flujo turbulento de granos donde el movimiento se produce por la transferencia de *momentum* por la colisión de los escombros y bloques del material deslizado (PMA:GCA 2007, Suárez 2009). Esto se observa en afloramientos de la base del movimiento en masa, donde se puede observar el contacto erosivo entre el depósito coluvial de avalancha sobre la preexistente formación Cangahua la cual presenta al tope un nivel de paleosuelo que ha sido deformado en la zona de la superficie de separación (ver Fig. 3.1) por el empuje de la masa de la avalancha (Fig. 4.5b).

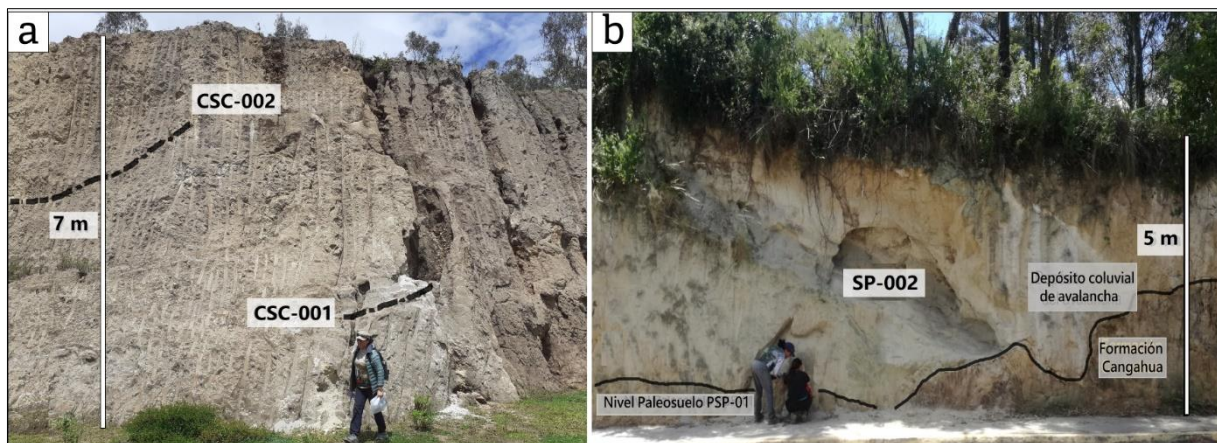


Fig. 4.5. a) Afloramiento de cresta transversal formada por material coluvial en el límite norte del movimiento de masa de Conocoto. Se pueden observar dos lentes de tefras volcánicas CSC-001 y CSC-002 junto a fragmentos de rocas incorporados dentro de bloques de la Fm. Cangahua. b) Depósito coluvial de avalancha en la zona del pie del movimiento en masa sobre rocas preexistentes de la formación Cangahua con nivel superior de paleosuelo y lente de ceniza volcánica SP-002.

El movimiento en masa del Batán (MM-2): Se encuentra ubicado entre los anticlinales El Batán-La Bota e Ilumbisí (Fig. 4.6). Su escarpe principal de 4828 m de longitud tiene forma semicircular y está dividido en dos segmentos separados por la quebrada El Batán que fluye desde el oeste y se conecta con el río Machángara, en una zona de pendiente abrupta de entre 30° y 42°.

En la corona resaltan dos escarpes secundarios con pendiente de entre 8° y 16° ubicados en el talud norte de la quebrada El Batán, con una longitud promedio de 600 m que marcan un desnivel de ~25 m con la cuenca de Quito. Este movimiento en masa se ubica en el cañón profundo del río Machángara con vertientes abruptas excavadas por el río con taludes mayores a 42° que han erosionado el anticlinal para mantener el cauce original del río como respuesta

al levantamiento (Alvarado 2012) provocando socavación aguas abajo y la generación de movimientos en masa menores en los taludes del río (Fig. 4.7a).

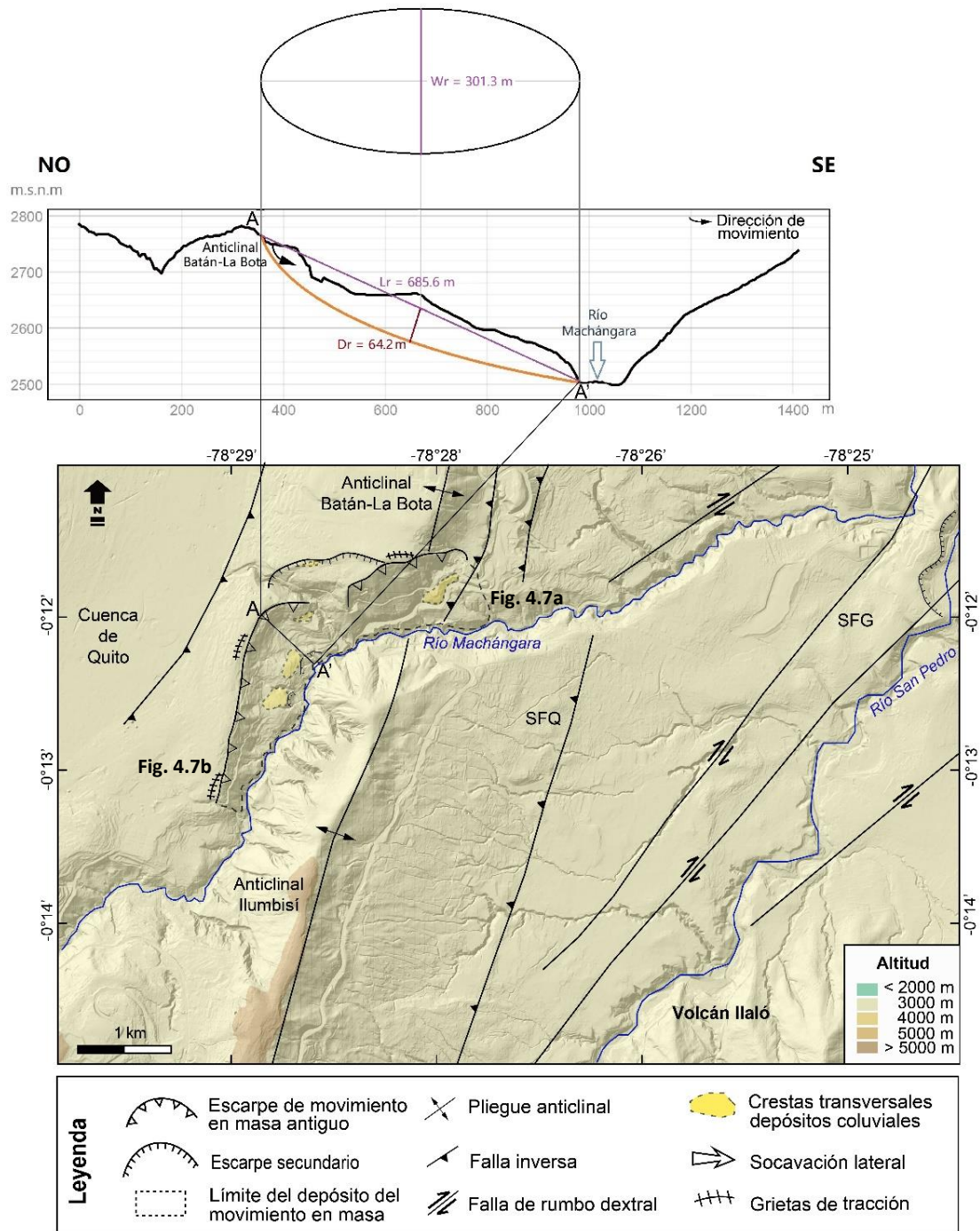


Fig. 4.6. Análisis geomorfológico cuantitativo y cualitativo del movimiento en masa MM-2 Batán. MDE: Quito 1k_m (tamaño píxel 1m) SIRES_DMQ-Proyectado 2011. SFQ Sistema de fallas de Quito, SFG Sistema de fallas de Guayllabamba.

El cuerpo de este movimiento en masa está caracterizado por depósitos de escombros, observándose también escarpes secundarios menores en la zona de la base por la reactivación

de los depósitos que se encuentran en una pendiente de entre 16° y 30° . La longitud total del movimiento en masa desde la corona a la punta es de 685,6 m con una diferencia de altura de ~300 m hasta el cauce del río Machángara.

Este movimiento en masa se clasifica como un movimiento compuesto por la ocurrencia simultánea de varios tipos de movimientos (Suárez 1998). La ruptura inicial forma un escarpe semicircular de 150 m de altura promedio (Fig. 4.7b), donde afloran al tope estratos de la formación Cangahua sobreyaciendo rocas de las formaciones Machángara y Chiche, que constituyen el núcleo del anticlinal (ver Fig. 2.13). Esta ruptura profunda es característica de un deslizamiento rotacional (*rotational slide*). La superficie de ruptura inferida de este deslizamiento se encuentra a 64,2 m de profundidad máxima (Fig. 4.6) y llega hasta el cauce del río Machángara.



Fig. 4.7. a) Proceso de erosión y socavación de los taludes aguas abajo del río Machángara.
b) Escarpe semicircular en línea blanca del MM-2 Batán, foto tomada con dron, proyecto Tomorrow's Cities 2020.

Este movimiento en masa pudo tener varias superficies de ruptura que desprendieron las rocas a medida que el río erosionaba el pie del talud, desencadenando de manera simultánea procesos secundarios de caída de escombros (*debris fall*) con fragmentos y bloques de las formaciones Machángara y Chiche. Este material forma conos de detritos que de acuerdo con el estudio de Rivera y SSG-MDMQ (2017) corresponde a antiguos deslizamientos estabilizados. En taludes con pendientes menores a 45° los materiales tienden a rodar formando conos de escombros (o de deyección) ladera abajo (Suárez 2009). La caída de escombros (*debris fall*) corresponde a un proceso que conlleva desprendimiento del material, caída, rodamiento y rebote de fragmentos o bloques de suelo (Hungry *et al.* 2014). Los escarpes casi verticales característicos de los deslizamientos rotacionales facilitan la generación de rupturas retrogresivas en la zona de la corona (Suárez 2009) que han dado paso a la formación de escarpes secundarios



observados en la parte anterior del escarpe principal de este movimiento en masa (Fig. 4.6), los cuales han afectado a la suprayacente formación Cangahua.

El movimiento en masa de Oyacoto (MM-3): Se encuentra en la parte austral del flanco oriental del anticlinal de Bellavista-Catequilla donde sobresale un importante escarpe de ruptura (Fig. 4.8). El escarpe principal tiene forma de herradura con una longitud de 5155 m en una cornisa de laderas de fuerte pendiente, con rangos de entre 30° y 42°. El cuerpo principal y el flanco sur de este movimiento se encuentra constituido por crestas transversales de escombros cubiertos por la formación Cangahua, en pendientes suaves entre 8° a 16° las cuales son cortadas por profundas quebradas que fluyen hacia el río Guayllabamba con empinados taludes mayores a 42° y desarrollo de escarpes secundarios.

En la parte central del cuerpo de movimiento en masa, entre las crestas transversales se observan superficies estructurales fuertemente erosionadas por procesos aluviales relacionados con el desarrollo del sistema de drenaje que nace en el escarpe principal (Fig. 4.9). Estas unidades geomorfológicas han sido denominadas rampas de piedemonte por Rivera y SSG-MDMQ (2017). La longitud total del movimiento en masa desde la corona a la punta es de 5330,3 m, con un desnivel de ~600 m, observándose hacia la base una zona de acumulación que ha desplazado el cauce del río Guayllabamba.

Este movimiento en masa se clasifica como un movimiento complejo ya que se han observado rasgos morfológicos de la combinación de dos tipos de eventos y además sucesivo ya que se han observado dos episodios de colapso que se repiten sin compartir la misma superficie de ruptura (Suárez 1998). El escarpe de ruptura donde se originó el segundo episodio tiene forma de herradura con una altura promedio de 162 m en cuyo talud afloran las formaciones Cangahua y Mojanda, en contacto discordante sobre antiguas avalanchas de la formación Guayllabamba. Taludes verticales y profundos donde afloran varios niveles estratigráficos, son característicos de los deslizamientos rotacionales (*rotational slide*), el trazo geométrico de la superficie de ruptura inferida desde el escarpe se encuentra a una profundidad máxima de 47,4 m y tiene una longitud de 4544,3 m (Fig. 4.8). El material desprendido forma una zona de acumulación con rasgos morfológicos característicos de una avalancha de escombros (*debris avalanche*) que ladera abajo forma una serie de crestas transversales en el cuerpo del movimiento en masa.

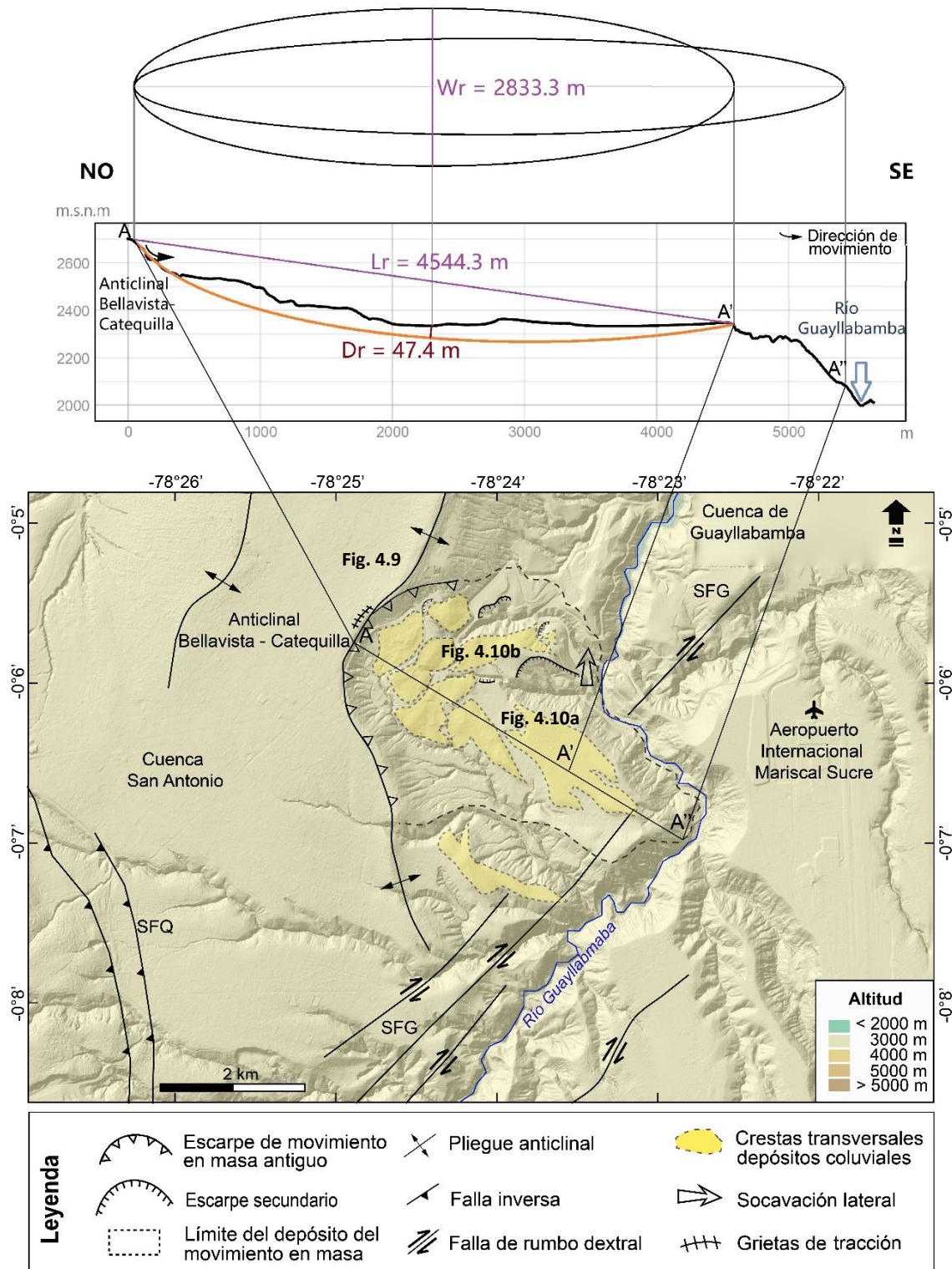


Fig. 4.8. Análisis geomorfológico cuantitativo y cualitativo del movimiento en masa MM-3 Oyacoto. MDE: Pleiades Digital Elevation Models of Quito v1.0. 2020, proyecto Tomorrow's Cities (tamaño píxel 2m). SFQ Sistema de fallas de Quito, SFG Sistema de fallas de Guayllabamba.

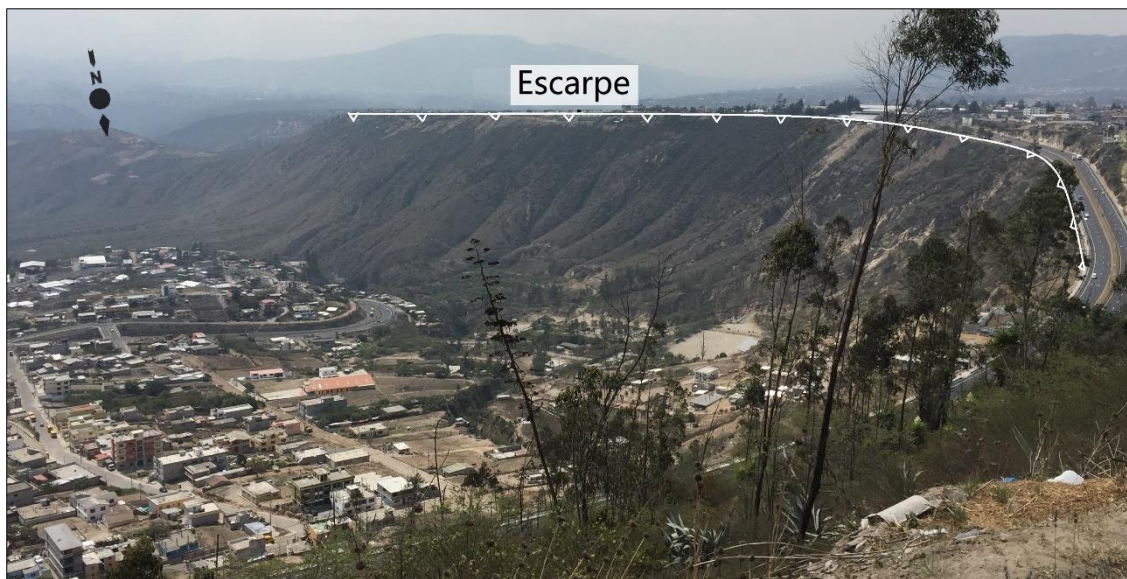


Fig. 4.9. Sistema de drenajes que nacen en el escarpe principal del MM-4 Oyacoto y erosionan las rampas de piedemonte del movimiento en masa.

El movimiento en masa de Oyacoto es además de tipo sucesivo debido a que presenta dos episodios de avalanchas de escombros con rasgos litológicos distintivos. El depósito de la avalancha de escombros del primer episodio de colapso aflora a lo largo de taludes de la vía principal Collas que atraviesa el cuerpo del deslizamiento, donde las crestas transversales de la zona de acumulación, que se extienden hasta el río Guayllabamba, están formadas por escombros de andesitas y dacitas de color rosáceo en una matriz piroclástica. Las crestas transversales se encuentran cubiertas de forma periclinal por niveles erosionados de la formación Mojanda y por la formación Cangahua (Fig. 4.10a). Estas rocas, parte de la formación Guayllabamba, tienen como posible fuente de origen la mega avalancha volcánica del estratocono basal del Rucu Pichincha (~850 ka) estudiada en Robin *et al.* (2010), la cual integró rocas volcánicas de antiguos flujos de bloques y cenizas (*block and ash flow*) del colapso de los domos Pacpo y Catequilla de la formación Pisque descritos en Pacheco (2013). Un segundo episodio de avalancha de escombros se observa en las rampas de piedemonte cercanas al escarpe principal donde se encuentran depósitos de bloques de la formación Cangahua con fragmentos angulosos de andesitas y dacitas (Fig. 4.10b). En los afloramientos se observan depósitos estratificados ubicados sobre los depósitos de avalancha de escombros, los cuales corresponden a secuencias volcano-clásticas y de volcano-sedimentos, producto del retrabajamiento de material de varias fuentes de aporte: formación Cangahua con sus

intercalaciones de cenizas volcánicas, lavas de la formación Guayllabamba y depósitos lacustres de la formación San Miguel (Fig. 4.10b).

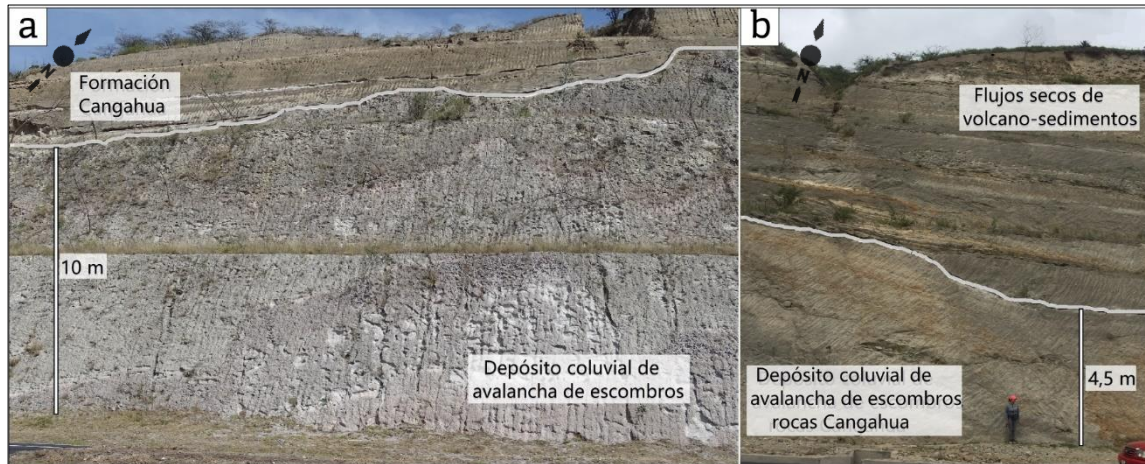


Fig. 4.10. a) Depósito de avalancha de escombros de rocas de la formación Guayllabamba correspondiente al primer episodio de colapso. b) Segundo episodio de avalancha de escombros de rocas de la formación Cangahua con depósitos de flujos secos al tope.

Estas secuencias holocénicas corresponden a flujos secos de sedimentos que se presentan estratificados, arrastrados desde la parte alta y depositados de forma periclinal en condiciones secas, por diferencia de pendiente. Hungr *et al.* (2014) señalan que estos flujos secos de escombros (*debris dry flow*) corresponden al movimiento lento de material granular suelto seco y a veces húmedo que se desliza por superficies planas de cizallamiento con un ángulo de inclinación de pocos grados mayor al de reposo, material que se convierte en flujo ladera abajo.

El movimiento en masa de San Francisco (MM-4): Se encuentra en la parte central del flanco oriental del anticlinal de Bellavista-Catequilla, donde sobresale la huella de un escarpe de ruptura en forma semicircular (Fig. 4.11). Este escarpe principal tiene una longitud de 2605 m y está formado por vertientes abruptas en laderas de fuerte pendiente de entre 30° y 42°, observándose huellas de agrietamiento y desplazamientos verticales en la ladera, hacia los extremos del escarpe, en el flanco del anticlinal (Fig.4.12a). El cuerpo principal del movimiento en masa está formado por vertientes y taludes pronunciados, en pendientes mayores a 35° donde se desarrolla un sistema de quebradas que escurren hacia el río Guayllabamba y generan procesos erosivos en los depósitos de conos de escombros.

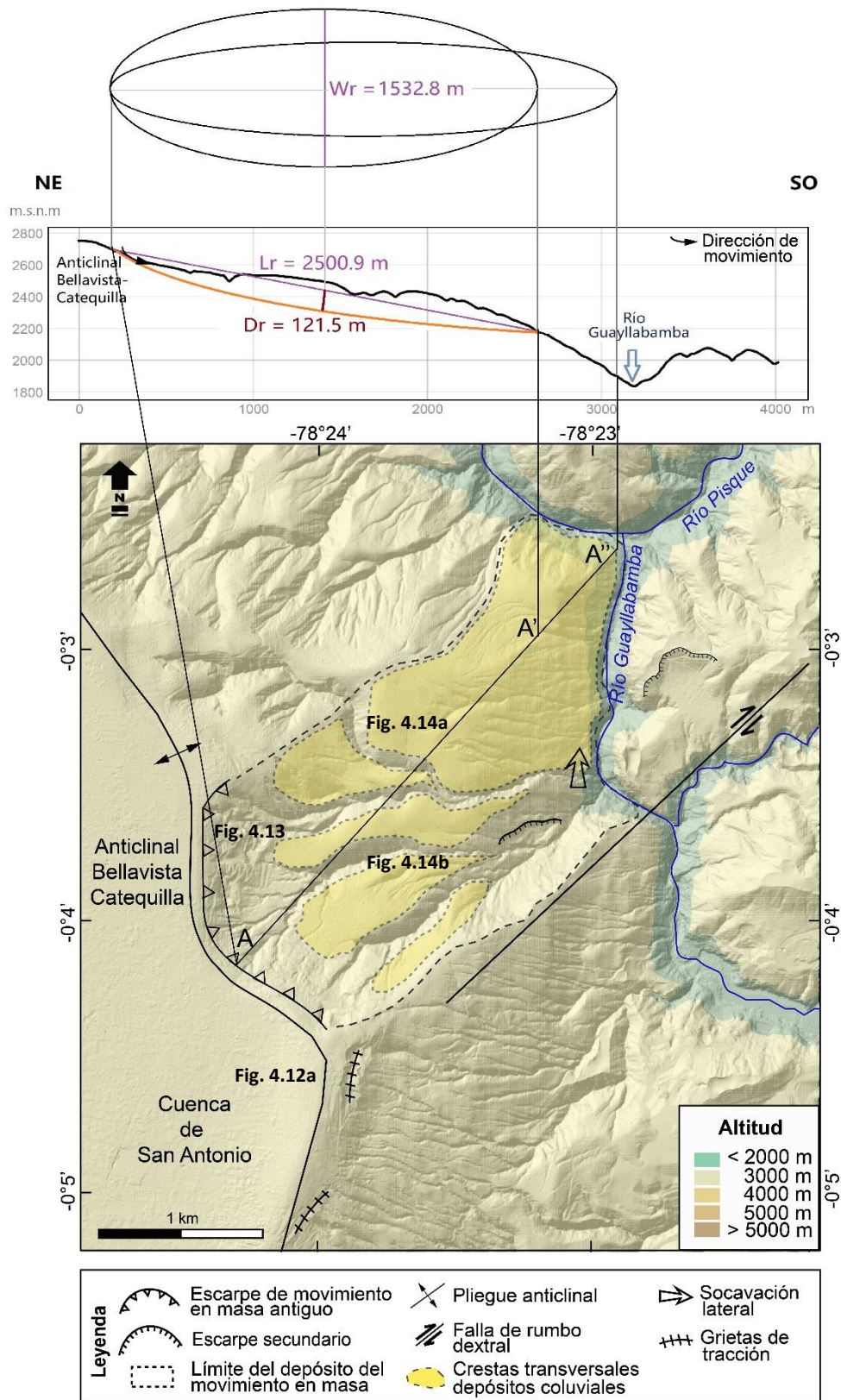


Fig. 4.11. Análisis geomorfológico cuantitativo y cualitativo del movimiento en masa MM-4 San Francisco. MDE: Pleiades Digital Elevation Models of Quito v1.0. 2020, proyecto Tomorrow's Cities (tamaño píxel 2m). SFQ Sistema de fallas de Quito, SFG Sistema de fallas de Guayllabamba.

Entre el drenaje se resalta la presencia de niveles de terrazas aluviales en plataformas de baja pendiente de entre 2° y 5° . La base del movimiento en masa presenta taludes con pendientes de entre 42° y 90° de inclinación donde el cauce del río Guayllabamba muestra un cañón ancho y profundo (Fig. 4.12b). Desde la corona a la punta, este movimiento en masa tiene una longitud de 3414 m, con un desnivel de ~ 900 m, observándose el empuje y desplazamiento del cauce del río Guayllabamba por el material de la zona de acumulación en la base del deslizamiento (Fig. 4.11).

El movimiento en masa San Francisco se clasifica como un movimiento complejo y sucesivo, similar al MM-3 Oyacoto. La zona de origen de la ruptura está caracterizada por un escarpe semicircular o en herradura, con una altura promedio de 159 m. En su talud afloran las formaciones Cangahua y Mojanda sobre avalanchas de la formación Guayllabamba en taludes verticales que forman el escarpe del deslizamiento rotacional (*rotational slide*) (Fig. 4.12a). La superficie geométrica de ruptura inferida se ubica a una profundidad promedio de 121,5 m y una longitud de 2500,9 m (Fig. 4.11). En afloramientos observados en el escarpe principal se encontró la mega avalancha del estratocono basal del Rucu Pichincha de la formación Guayllabamba con inyección de sedimentos lacustres de la formación San Miguel (Fig. 4.13) por su ingreso en el paleolago en el Pleistoceno inferior a Medio (Winkler *et al.* 2005). El cuerpo principal y la zona de acumulación muestran rasgos morfológicos de una avalancha de escombros (*debris avalanche*) con flujos no canalizados de escombros y bloques de material cuya secuencia completa aflora en las canteras de extracción de material ubicadas en la parte norte y sur del escarpe principal.

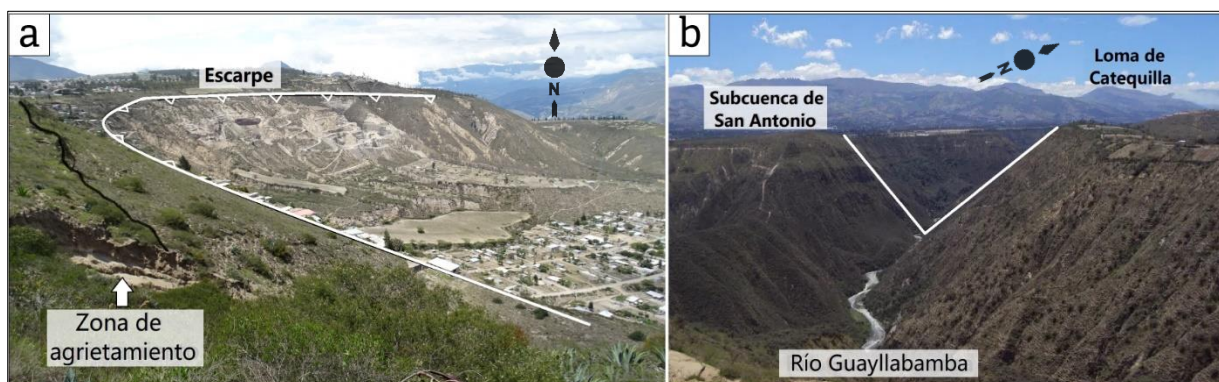


Fig. 4.12. a) Grietas y desplazamientos verticales (en línea negra) en laderas de pendiente fuerte al sur del escarpe principal del MM-4 San Francisco. b) Taludes con altas pendientes que conforman el cañón ancho y profundo en forma de V del río Guayllabamba (fotografía tomada de <https://brenp.com/rios-mas-importantes-del-ecuador/>)

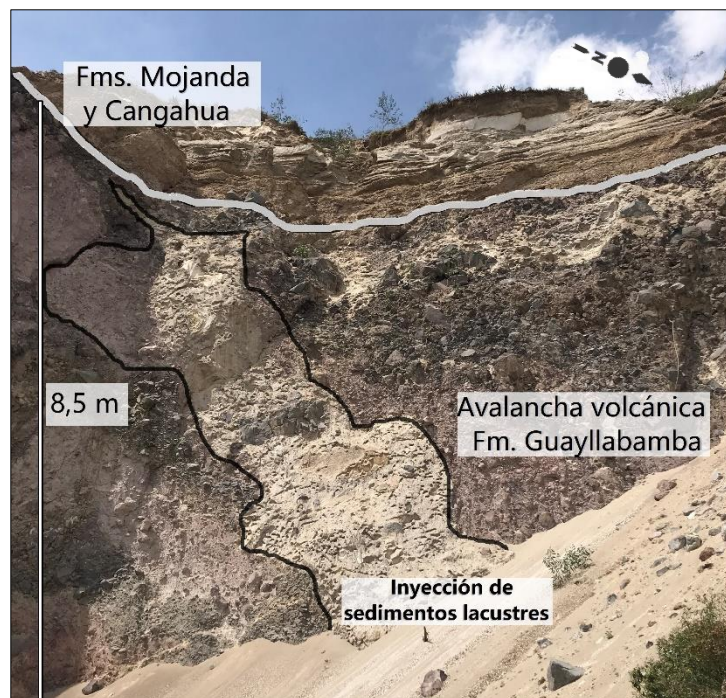


Fig. 4.13. Rocas de la avalancha volcánica de la formación Guayllabamba con inyección de sedimentos lacustres de la formación San Miguel en el escarpe del MM-4 San Francisco. Al tope del afloramiento las formaciones Mojanda y Cangahua con capas de tefras volcánicas guías.

Este movimiento en masa es, además, de tipo sucesivo ya que está conformado por dos eventos de avalancha de escombros con distintas características litológicas. El primer evento de avalancha de escombros aflora en los taludes de las quebradas que cortan las crestas transversales de la zona de acumulación (Fig. 4.14a), las mismas que se extienden hasta el río Guayllabamba.

En estos afloramientos se aprecian los depósitos de escombros provenientes de la antigua avalancha volcánica del estratocono basal del volcán Rucu Pichincha (Fm. Guayllabamba) compuesta por fragmentos de andesitas rosáceas, grises y dacitas, los cuales están cubiertos de forma periclinal por la formación Cangahua. El segundo evento de avalancha de escombros corresponde a depósitos de rocas de las formaciones Mojanda y Cangahua con lentes de tefras volcánicas fragmentadas de las cenizas guía Mojanda R1, Pifo Basal A, bloques de la formación Cangahua, así como bloques de rocas de la formación Guayllabamba (Fig. 4.14b).

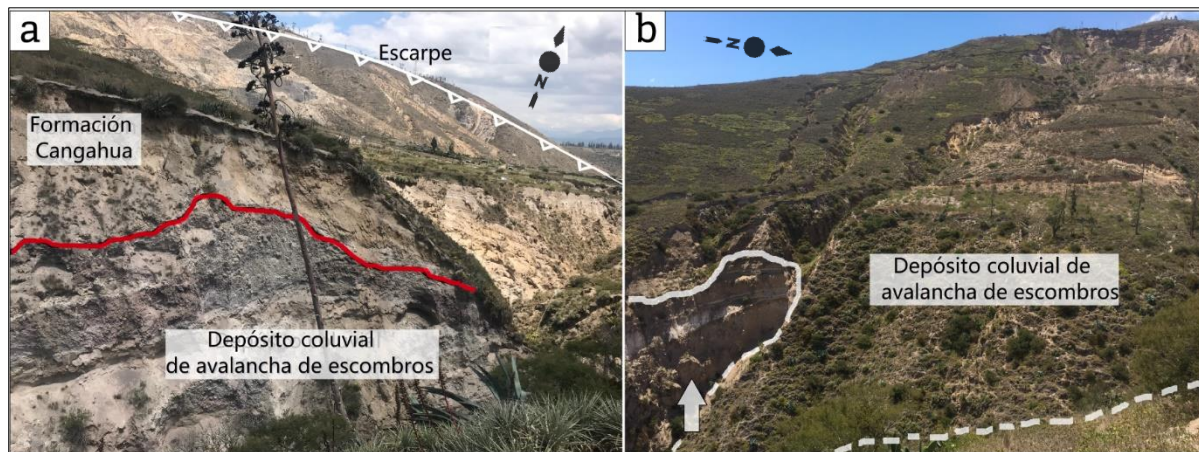


Fig. 4.14.a) Depósito coluvial del primer episodio de avalancha de escombros de rocas de la formación Guayllabamba, se observa la Fm. Cangahua sobreyacente de forma periclinal. b) Depósito coluvial del segundo episodio de avalancha de escombros de rocas de las formaciones Mojanda y Cangahua, la flecha muestra los estrados de las mismas formaciones in situ, subyacentes al nuevo depósito coluvial de remoción.

El movimiento en masa de Guayllabamba (MM-5): Este movimiento en masa a diferencia de los eventos anteriores, no se encuentra relacionado al plegamiento anticlinal a lo largo de la cuenca, localizándose en el borde norte de la misma, formando una depresión morfológica con una serie de escarpes casi circulares (Fig. 4.15).

El escarpe principal semicircular de ruptura, se ubica en las laderas suroccidentales del volcán Mojanda, tiene una longitud de 7949 m con geformas clasificadas como cornisas y vertientes abruptas de laderas (Rivera y SSG-MDMQ 2017) en pendientes de entre 30° y 42°. En el cuerpo del movimiento en masa existen dos escarpes adicionales de forma semicircular (Fig. 4.15), el escarpe ubicado al oeste, en la zona de confluencia de los ríos Pisque y Guayllabamba tiene una longitud de 4106 m y el segundo escarpe, ubicado al este, de 3967 m. El cuerpo principal del movimiento en masa se caracteriza por la presencia de una serie de crestas transversales conformadas por conos de escombros y bloques de la formación San Miguel cubiertos en forma periclinal por las formaciones Mojanda y Cangahua, así como plataformas horizontales entre 0° a 8° de depósitos de terrazas aluviales holocénicas.

En la zona del pie de este movimiento en masa se observan taludes verticales que forman gargantas encañonadas en el cauce del río Pisque que se profundizan hasta llegar a estratos de tobas del miembro superior de la formación Pisque, que constituye el basamento de la cuenca intermontana. Desde la corona del escarpe hasta la zona del pie, el movimiento en masa tiene una longitud total de 6500 m en un desnivel de ~500 m, observándose potentes depósitos

coluviales que han provocado el desplazamiento del río Pisque y zonas de socavación hacia el oeste, aguas abajo hasta la confluencia con el río Guayllabamba (Fig. 4.15).

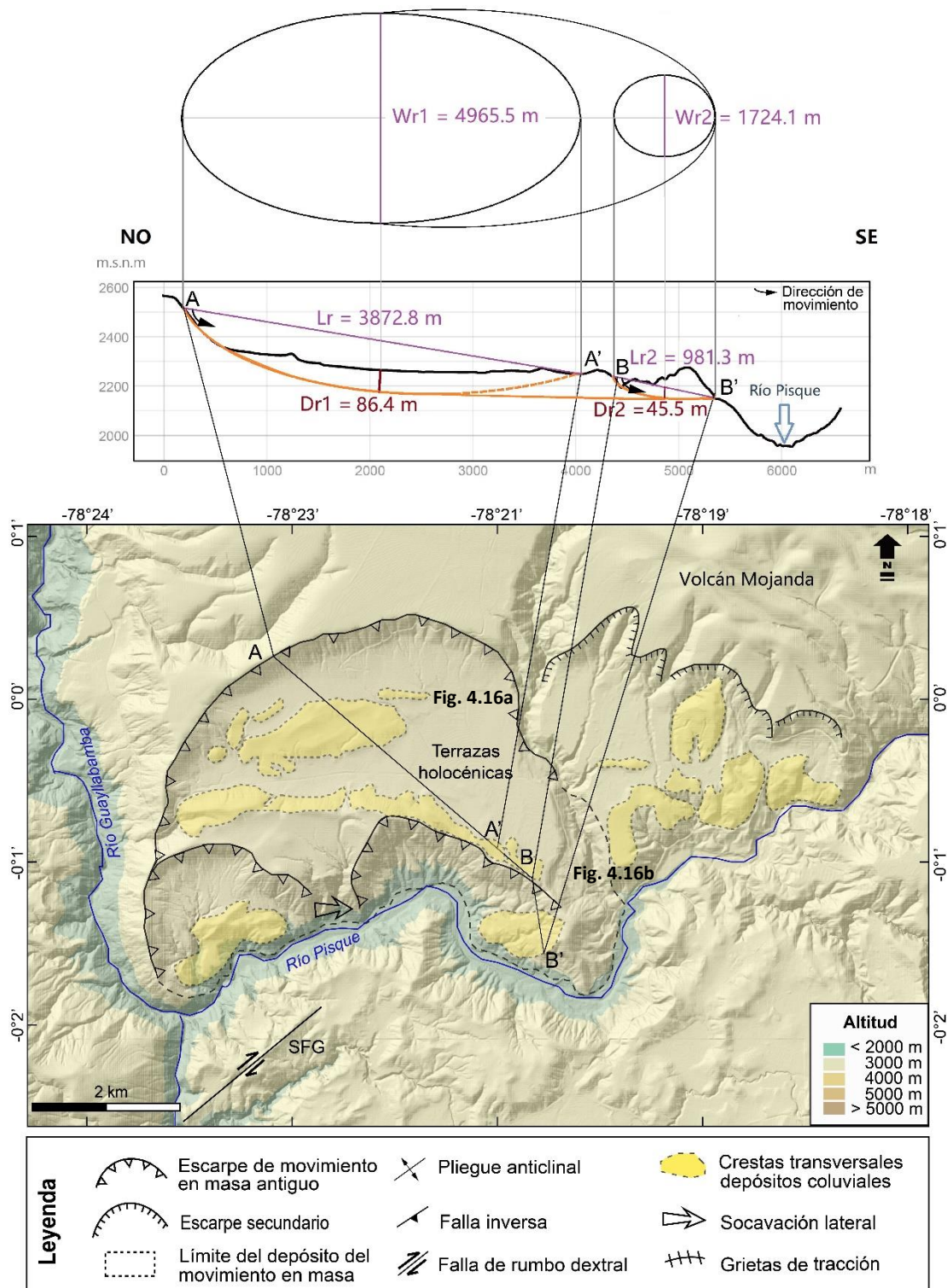


Fig. 4.15. Análisis geomorfológico cuantitativo y cualitativo del movimiento en masa MM-5 Guayllabamba. MDE: Pleiades Digital Elevation Models of Quito v1.0. 2020, proyecto Tomorrow's Cities (tamaño píxel 2m). SFG Sistema de fallas de Guayllabamba.

En función de las características observadas en campo y del estudio geomorfológico, el movimiento en masa de Guayllabamba se clasifica como un evento sucesivo con la ocurrencia de deslizamientos rotacionales que se repiten en diferentes superficies de ruptura (Suárez 1998). El escarpe principal de ruptura tiene una altura promedio de 300 m, en el talud afloran las formaciones Cangahua y Mojanda, las cuales se encuentran en contacto discordante sobre la formación San Miguel que aflora a la base con niveles lacustres deformados (Fig. 4.16a). Este gran escarpe semicircular es la evidencia de un mega deslizamiento rotacional que cortó tanto los depósitos lacustres de la formación San Miguel como volcánicos del miembro superior de la formación Pisque ubicada en la base de la secuencia lacustre (Fig. 4.16b).

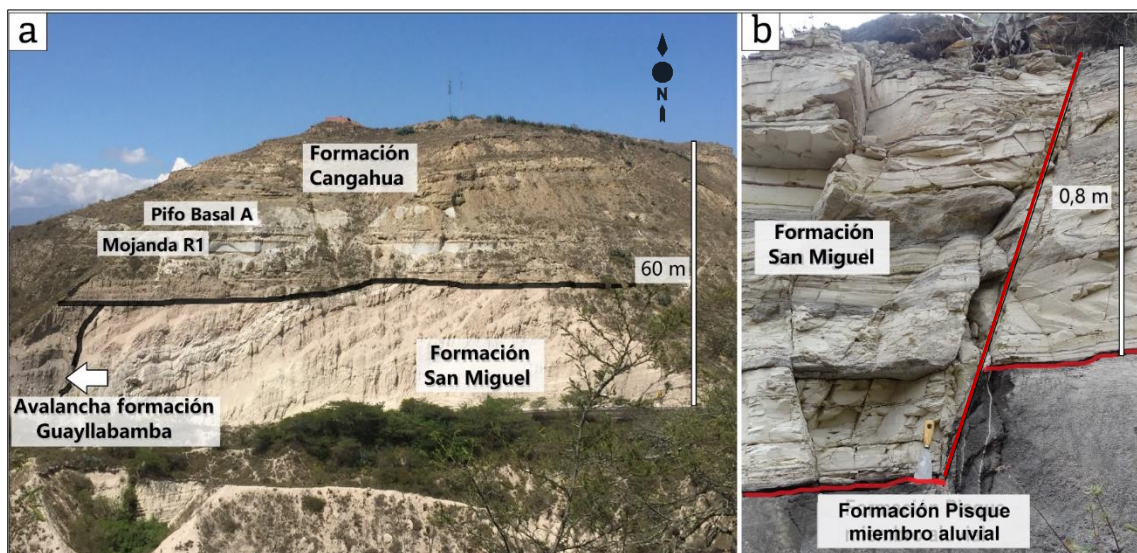


Fig. 4.16.a) Escarpe principal del MM-5 Guayllabamba donde afloran las formaciones Mojanda y Cangahua en contacto discordante sobre la formación San Miguel, la cual se presenta deformada por el ingreso de la avalancha volcánica de la formación Guayllabamba. b) Rocas de las formaciones San Miguel y Pisque con zonas de fracturamiento asociado a colapsos gravitacionales.

Las crestas transversales están cubiertas de forma periclinal por niveles de escorias negras de la formación Mojanda, sobre la cual se encuentra la formación Cangahua y están rodeadas por depósitos holocénicos que corresponden a terrazas aluviales en plataformas semi-horizontales que muestran rasgos de estabilidad en la evolución del relieve (Fig. 4.15). En el cuerpo de este movimiento en masa se observan dos escarpes de ruptura de sucesivos deslizamientos rotacionales. En estos escarpes aflora también la formación lacustre San Miguel, sobre abanicos fluviales y aluviales de la formación Pisque y crestas transversales conformadas por depósitos de remoción de masa. De acuerdo con observaciones de Núñez (1993) la erosión del



río se profundiza hasta llegar al miembro superior Tobas Doradas de la formación Pisque en el cual se han observado una serie de zonas de antiguos depósitos coluviales reactivados.

En la parte sur de este movimiento en masa, comprendida entre la confluencia del río Pisque con el río Guayllabamba, existe una importante depresión. De acuerdo con Rivera y SSG-MDMQ (2017) esta morfología corresponden a rampas de piedemonte con extensos esparcimientos de cenizas volcánicas. En esta zona se tienen potentes depósitos coluviales que pueden corresponden a movimientos en masa recientes ya que aparecen cubiertos periclinalmente por paleosuelos y capas de cenizas volcánicas debajo del suelo actual.

Resumen del análisis cuantitativo de los movimientos en masa

La tabla III muestra la síntesis de los valores morfométricos obtenidos del estudio geomorfológico cuantitativo de cada uno de los movimientos en masa en función de los parámetros establecidos por la Comisión de Deslizamientos de Tierra de la Asociación Internacional de Ingeniería Geológica (IAEG *Commission on Landslides*) de 1990 en Suárez (2009).

Movimiento en masa (MM)	Longitud EP (m)	Altura EP (m)	Longitud total MM (m)	Parámetros morfométricos de la superficie de ruptura			Volumen A ecuación 3.1 (10 ⁶ m ³)	Volumen B del MDE (10 ⁶ m ³)
				Lr Longitud (m)	Wr Ancho (m)	Dr Prof. (m)		
MM-1 Conocoto	3787,3	287	6515,6	3877,8	3046,9	50,1	386,65	342,95
MM-2 Batán	4828,3	150,4	685,6	685,6	301,3	64,2	8,68	8,05
MM-3 Oyacoto	5155,6	161,5	5330,3	4544,3	2833,3	47,4	399,44	313,95
MM-4 San Francisco	2605,2	158,5	3413,8	2500,9	1532,8	121,5	317,03	289,03
MM-5 Guayllabamba	7949,4	298,6	3872,8	3872,8	4965,5	86,4	1183,34	1125,77
	3966,8	200,5	981,3	981,3	1724,1	45,5		

Tabla III. Parámetros morfométricos de los movimientos en masa en estudio. EP escarpe principal, volumen A y volumen B en millones de metros cúbicos.

Los parámetros morfométricos permitieron además obtener el volumen total de la masa desplazada de cada evento, el cual fue contrastado con el volumen total obtenido del modelo de elevación digital. La ecuación 3.1 (ver capítulo 3) dada por Suárez (2009), contempla la



integración del factor de expansión del suelo perturbado F_{ex} el cual tiene un valor entre 1,25 asignado para los movimientos en masa MM-1 Conocoto y MM-2 Batán con rocas más consolidadas de la formación Cangahua. En tanto que se asignó el valor de 1,3 a los movimientos en masa MM-3 Oyacoto, MM-4 San Francisco y MM-5 Guayllabamba en función de las características de las rocas que comprenden flujos piroclásticos, tobas y estratos potentes de rocas muy fracturadas, menos consolidadas. El volumen A calculado con la ecuación 3.1, en relación con el volumen B obtenido en el MDE con la herramienta SIG *Surface Difference*, el cual tiene un valor promedio 10,7 % mayor, lo que indica una coherencia estadística en la estimación del volumen.

El volumen total obtenido con los dos métodos permite clasificar a estos movimientos en masa como extremadamente grandes (Fell 1994). La profundidad de una posible superficie de ruptura a lo largo de la cual se moviliza la masa colapsada varía entre 45,5 a 121,5 m lo que caracteriza a depósitos de gran espesor.

La tabla IV muestra una síntesis de la clasificación general y tipos de los movimientos en masa obtenida de su análisis geomorfológico cualitativo y cuantitativo, así como el desnivel morfológico medido entre la corona y la punta relacionado con la altura del anticlinal.

Movimiento en masa (MM)	Clasificación	Tipos de movimiento	Longitud total MM (m)	Desnivel entre corona y punta (~m)	Pendiente de desnivel (°)
MM-1 Conocoto	Complejo	Deslizamiento rotacional Avalancha de escombros	6515.6	700	6.2°
MM-2 Batán	Compuesto	Deslizamiento rotacional Caída de escombros	685.6	300	25.9°
MM-3 Oyacoto	Complejo sucesivo	Deslizamiento rotacional Avalancha de escombros	5330.3	600	6.5°
MM-4 San Francisco	Complejo sucesivo	Flujos secos de escombros	3413.8	900	15.3°
MM-5 Guayllabamba	Sucesivo	Deslizamientos rotacionales	6500.8	500	4.4°

Tabla IV. Clasificación y tipología de los movimientos en masa de acuerdo con Hungr et al. (2014) y Suárez (2009).



4.2.2 Caracterización morfotectónica de los anticlinales

Las morfoestructuras actuales de la cuenca intermontana Quito-Guayllabamba son el resultado de la dinámica de los dos sistemas de fallas activas, el sistema de fallas de Quito y el sistema de fallas de Guayllabamba que atraviesan en dirección N-S y NE-SO respectivamente. Estos sistemas de fallas definen el borde occidental de la cuenca con una secuencia de lomas de plegamiento que han levantado y deformado las unidades plio-cuaternarias (Alvarado 2012, Villagómez 2003).

El sistema de fallas inversas de Quito se conecta en la parte central de la cuenca con el sistema fallas de rumbo-dextral de Guayllabamba transfiriendo los esfuerzos transpresivos hacia el NE y provocando desplazamientos en echelón en la secuencia de pliegues. La disposición en *echelón* de los segmentos individuales de la secuencia de anticlinales se evidencia en el desplazamiento de ~2 km hacia el NE del eje del pliegue Ilumbisí respecto al eje del pliegue de Puengasí y de ~ 3.5 km al NE del eje del anticlinal de Bellavista-Catequilla respecto al anticlinal El Batán-La Bota (Fig. 4.17). Esto se interpreta como una deformación transpresiva ligada al sistema de fallas inversas y de rumbo dentro de un régimen dextral en la cuenca intermontana. En este contexto tectónico, el trabajo de campo para el levantamiento de datos estructurales se enfocó en afloramientos ubicados en los flancos de los pliegues, en las zonas del escarpe y los taludes de quebradas que atraviesan los anticlinales. En estos afloramientos se levantaron más de 30 medidas estructurales (Fig. 4.17) que corresponden a planos de colapsos gravitacionales, inclinación de planos estratigráficos, capas inclinadas de cenizas volcánicas, zonas de grietas en el escarpe y planos en la charnela de los pliegues, los datos estructurales del anticlinal El Batán-La Bota fueron tomados de Jaya (2009).

Morfotectónica de la parte norte de la cuenca intermontana Quito-Guayllabamba

El anticlinal de Bellavista-Catequilla está asociado al segmento norte del sistema de fallas inversas de Quito y corresponde a dos pliegues NO y SE (Fig. 4.18) con una plataforma entre ellos. De acuerdo con el estudio de microsismicidad realizado por Alvarado *et al.* (2014), los sismos más profundos ~ 30 km corresponden a la zona de sutura de Pujilí, ubicada en el borde occidental de la cuenca, la cual a profundidad está definida por un plano que buza 55° al oeste (Fig. 4.18). Los mecanismos focales de los sismos en este borde occidental indican un cabalgamiento al oeste (Alvarado *et al.* 2014). Desde la Sutura de Pujilí, se acoplan segmentos de planos de fallas superficiales a profundidades menores a 10 km que forman el sistema de fallas inversas ciegas de Quito y que generan la geofoma de la serie de anticlinales.

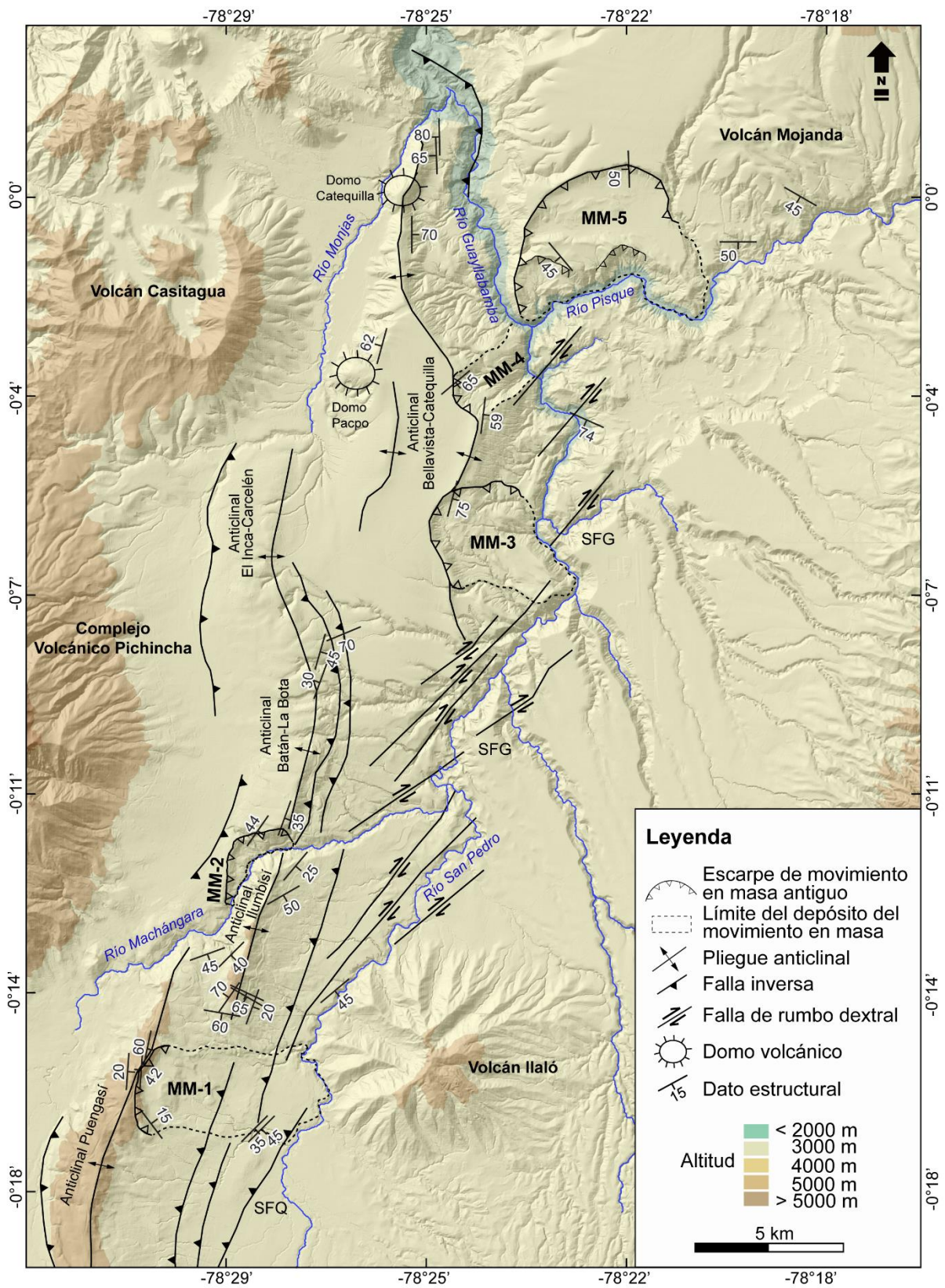


Fig. 4.17. Mapa estructural de la cuenca Quito-Guayllabamba con la ubicación de los datos estructurales. SFQ Sistema de fallas de Quito, SFG Sistema de fallas de Guayllabamba. dem_dmq_int1 (código 010504, fuente NASA, tamaño píxel 10m)

En el flanco oriental del pliegue SE, se ubican los movimientos en masa MM-3 Oyacoto y MM-4 San Francisco (Fig. 4.17), en tanto que en el flanco occidental del pliegue NO el empuje de la falla inversa se evidencia en la deformación de la avalancha de rocas proveniente del volcán Casitagua (Fm. Pisque) y en los estratos de las formaciones Mojanda y Cangahua que se ubican sobre la avalancha volcánica. Estos estratos levantados tienen una dirección N15°E y buzamiento entre 55° a 62° al noroeste, lo mismo que la avalancha volcánica la cual buza en contrasentido a la dirección de proveniencia al oeste del colapso del volcán Casitagua (Fig. 4.18).

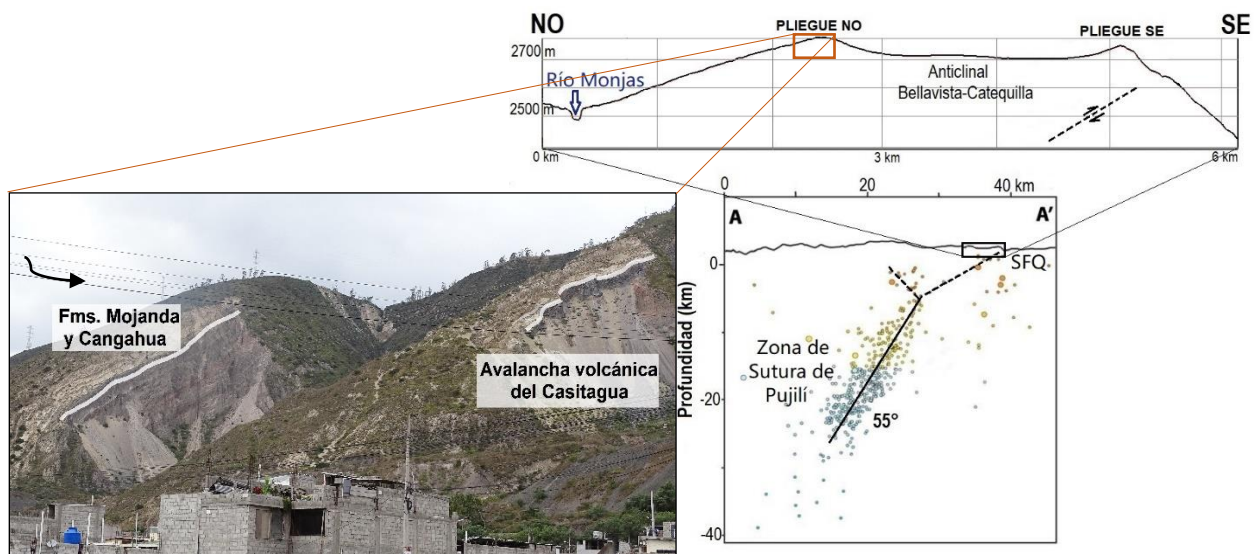


Fig. 4.18. Derecha: trazo a profundidad de la Sutura de Pujilí y estructuras derivadas menos profundas que conforman el sistema de fallas de Quito, SFQ (tomado de Alvarado et al. 2014). Izquierda: detalle del pliegue noroccidental, NO del anticlinal Bellavista-Catequilla, donde se observa la deformación y levantamiento de la avalancha de rocas del volcán Casitagua que proviene del oeste (flecha negra).

En afloramientos de los taludes del sistema de quebradas que bajan del flanco occidental del pliegue NO se observan fallas que afectan las formaciones Mojanda y Cangahua, las cuales están asociadas al momento de flexión del pliegue (*bending moment fold*) características de la zona de extensión de la charnela (Fig. 4.19a).

El pliegue ubicado al SE del anticlinal Bellavista-Catequilla, tiene vergencia al este y una topografía más inclinada en el flanco oriental con un ángulo de 43°. En el mismo se midieron varios planos de ruptura gravitacional correspondientes a la zona del escarpe del MM-4 San Francisco y que afectan las formaciones Mojanda y Cangahua. Estos planos tienen dirección noreste y buzamientos entre 59° a 65° al sureste (Fig. 4.17).

Hacia el norte, los dos pliegues conforman un solo anticlinal desde el domo Pacpo hasta el domo Catequilla (Fig. 4.17). En la zona de charnela, se encuentran afloramientos de rocas de las formaciones Mojanda y Cangahua afectadas por rupturas gravitacionales que buzcan en contrapendiente al oeste con ángulos entre 65° a 80° y corresponden a fallas directas asociadas al momento de flexión del pliegue (Fig. 4.19b). En la parte norte donde termina el anticlinal Bellavista-Catequilla, la formación San Miguel aflora sobre la avalancha del volcán Casitagua que integra rocas del domo Catequilla, en esta zona los estratos lacustres tienen una dirección $N199,5^\circ$ y buzcan $22,4^\circ$ al noroeste (Pacheco 2013).

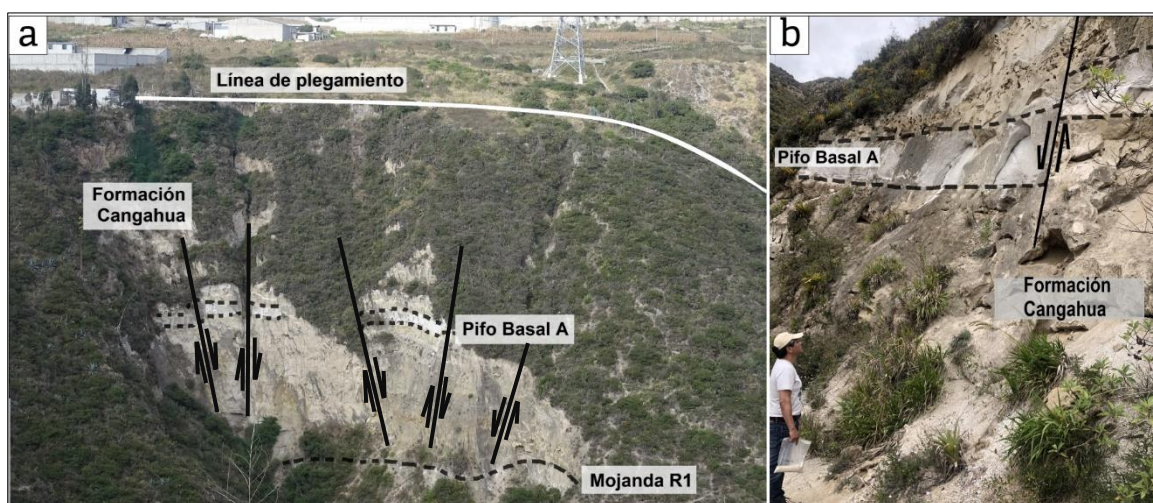


Fig. 4.19. a) Zona de extensión en la charnela del pliegue NO del anticlinal Bellavista-Catequilla con planos asociados al momento de flexión del pliegue (bending moment fold) en las formaciones Mojanda y Cangahua. b) Zona de extensión en el flanco oriental del pliegue SE del anticlinal con planos de falla asociados también al momento de flexión del pliegue en la formación Cangahua.

En el límite norte de la cuenca intermontana donde se ubica el MM-5 Guayllabamba, se han medido varios planos de ruptura en la zona del escarpe con inclinación entre 45° a 50° y buzamiento hacia el sur a suroeste relacionados con bloques basculados de la formación San Miguel. Las formaciones Mojanda y Cangahua aparecen depositadas sobre la formación San Miguel en estratos subhorizontales que presentan capas inclinadas 1° a 2° al norte, sin evidencia de deformación (Fig. 4.16a). Es importante resaltar que la cuenca Quito-Guayllabamba ha sido caracterizada como una cuenca de media rampa (*half-ramp basin*) con estructuras no activas hacia el este (ver Fig. 2.5) (Winkler *et al.* 2005) y sin cambios en el drenaje en la plataforma Guayllabamba-Amaguaña donde se ubica el MM-5 Guayllabamba.

Morfotectónica de la parte sur de la cuenca intermontana Quito-Guayllabamba

En los flancos occidental y oriental de los anticlinales de Puengasí, Ilumbisí y El Batán-La Bota, se han levantado varias medidas estructurales (ver Fig. 4.17) de planos que corresponden a rupturas de tipo gravitacional con ángulos entre 20° a 70° . En afloramientos en el anticlinal de Puengasí, se han observado que estos planos marcan el deslizamiento de grandes bloques de la formación Cangahua, superficies de erosión y rellenos secundarios del mismo material movilizado (Fig. 4.20a). Se han medido también planos de fracturamiento en contrapendiente a la inclinación del flanco oriental en los anticlinales de El Batán-La Bota y Puengasí (Fig. 4.20b) y en el flanco oriental del anticlinal de Ilumbisí, mostrando la existencia de deformaciones extensionales que corresponden a fallas directas asociadas al momento de flexión del pliegue en la zona de la charnela. Estas zonas de extensión también podrían estar relacionadas con la ocurrencia de movimientos en masa recientes en el flanco occidental del anticlinal del Puengasí como se muestra en el estudio geomorfológico del MM-1 Conocoto (ver Fig. 4.3).



Fig. 4.20. a) Plano de ruptura gravitacional medido en depósito coluvial de remoción del MM-1 Conocoto ($N143^{\circ} \mid 15^{\circ}NE$) se pueden observar además distintas superficies de erosión y zonas de relleno. b) Deformación extensional con fallas directas asociadas al momento de flexión del pliegue en la zona de extensión cerca de la charnela en el flanco oriental del anticlinal de Puengasí.

El anticlinal de El Batán-La Bota es un pliegue asimétrico con una inclinación topográfica mayor en el flanco oriental donde se encuentra ubicado el escarpe de ruptura del MM-2 Batán, el cual presenta taludes con pendientes de hasta 64° . El anticlinal de Ilumbisí es un pliegue casi simétrico con una inclinación topográfica similar en los dos flancos.

El anticlinal de Puengasí es también asimétrico con vergencia hacia el este y una mayor inclinación topográfica en el flanco oriental donde se ubica el MM-1 Conocoto. En la zona del escarpe afloran una secuencia capas de tefras volcánicas intercaladas en la formación Cangahua. Si bien las cenizas volcánicas se depositan de forma periclinal sobre el relieve preexistente, las medidas tomadas en el afloramiento muestran ángulos de inclinación mayores a 30° (Fig. 4.20b). Además, se debe resaltar que la inclinación de las capas favorece la infiltración del agua superficial por lo que algunos niveles de cenizas se presentan oxidados. El segmento sur del sistema de fallas inversas de Quito estaría asociado a un sistema de cabalgamiento con planos de falla que se inclinan al oeste y que serían responsables de la propagación y crecimiento hacia el este del pliegue de Conocoto (Marinière *et al.* 2020) y que han deformado las crestas transversales en el cuerpo del MM-1 Conocoto (ver Fig.4.3). Cambios morfológicos recientes relacionados con el plegamiento de Conocoto (Fig. 4.21a) se han observado a través de mediciones de un pulso de deformación transitoria entre 1995-1996, en función de datos de series temporales de PS-InSAR (Marinière *et al.* 2020). De acuerdo con Rivera y SSG-MDMQ (2017), el pliegue de Conocoto corresponde a un antiguo abanico aluvial que ha sido levantado en niveles y ha desplazado perpendicularmente el sistema de quebradas que fluyen hacia el río San Pedro (Fig. 4.21b).

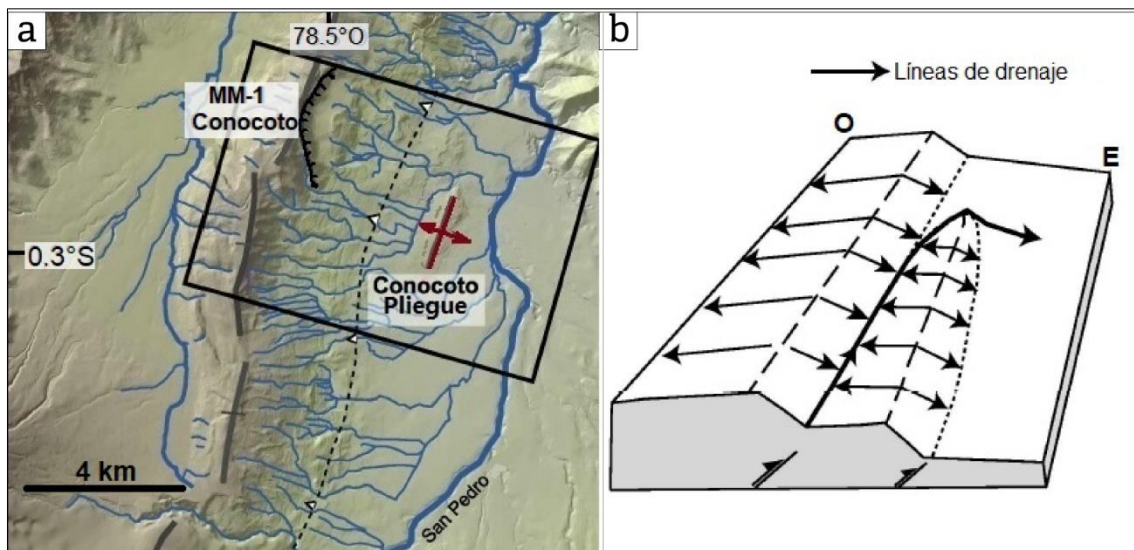


Fig. 4.21. a) Morfología del plegamiento de Conocoto ubicado al sur del MM-1 Conocoto (tomada y modificada de Alvarado 2012). b) Esquema del desplazamiento de la red de drenaje por crecimiento del pliegue (tomada de Marinière *et al.* 2020)



4.2.3 Resultados de la valoración de los índices geomorfológicos y knickpoints en perfiles longitudinales de ríos en zonas de movimientos en masa

El estudio del nivel de actividad tectónica de una zona puede realizarse a través de medidas cuantitativas dadas por índices geomorfológicos, los cuales son una herramienta muy útil para caracterizar y cuantificar las tasas de deformación (Burbank y Anderson 2009, Gutiérrez Elorza 2008). Los datos cuantitativos de los tres índices geomorfológicos utilizados, muestran cambios importantes en la geometría del drenaje de los cuatro tramos de ríos que atraviesan la zona de la base de los depósitos de los grandes movimientos en masa. Los tramos estudiados son:

- Río San Pedro-Tramo 1 (RSP-T1) relacionado con el movimiento en masa MM-1 Conocoto,
- Río Machángara-Tramo 2 (RM-T2) que atraviesa la base del MM-2 Batán,
- Río Guayllabamba-Tramo 3 (RG-T3) relacionado con los MM-3 Oyacoto y MM-4 San Francisco y
- Río Pisque-Tramo 4 (RP-T4) que atraviesa el depósito coluvial de remoción del MM-5 Guayllabamba (para referencia ver figura 3.5).

Los perfiles de los ríos fueron obtenidos de *Pleiades Digital Elevation Models of Quito v1.0*. 2020 del proyecto *Tomorrow's Cities* (tamaño píxel 2m) subcuenca de Quito y subcuenca de San Antonio; Secretaría de Seguridad y Gobernabilidad Municipio del Distrito Metropolitano de Quito, *Quito 1k_tm* (tamaño píxel 1m) SIRES_DMQ-Proyectado 2011 subcuenca de Quito; Secretaría de Ambiente Municipio del Distrito Metropolitano de Quito.

Río San Pedro-Tramo 1 (RSP-T1): El perfil tiene una diferencia de altura de 331 metros en un recorrido de 20 km. En los primeros 8 km de recorrido el río cruza la base del movimiento en masa MM-1 Conocoto, en la parte inicial se observan tres *knickpoints* tectónicos en la zona donde el cauce corre paralelo a un trazo del sistema de fallas inversas de Quito, posteriormente se observan una serie de *knickpoints* de tipo litológico-estructural que marcan el proceso erosivo del río frente a la presencia de los depósitos coluviales que desplazaron su cauce hacia el este. Desde la mitad del perfil del río hasta el final donde se interseca con el río Machángara, predominan los *knickpoints* tectónicos debido a la presencia del sistema de fallas de rumbo dextral de Guayllabamba que marca la trayectoria del río hacia el NE (Fig. 4.22).

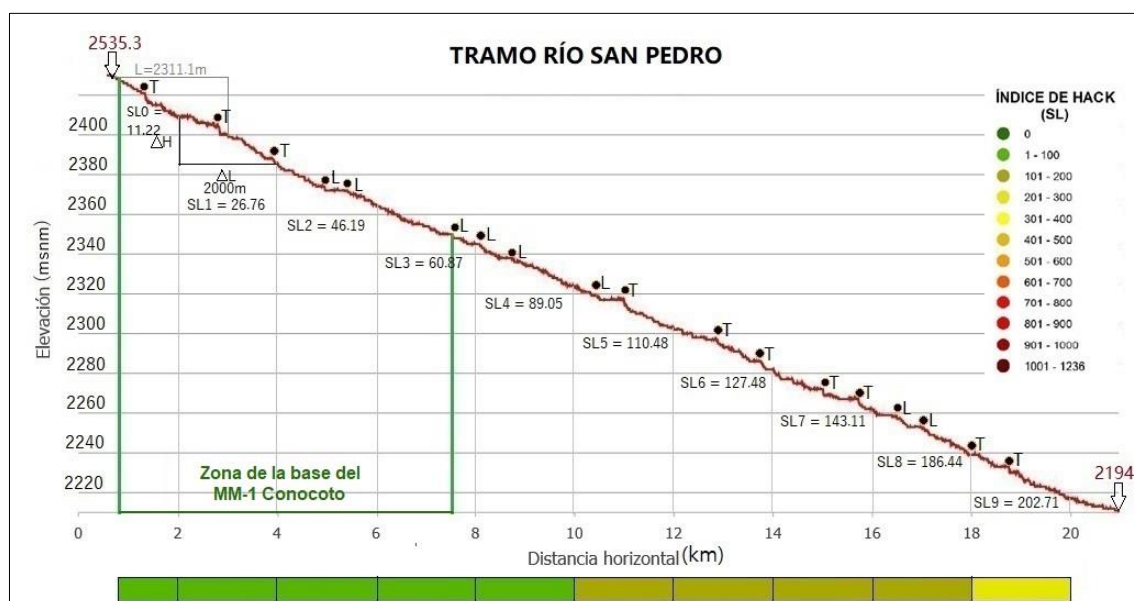


Fig. 4.22. Índices geomorfológicos en el perfil longitudinal del río San Pedro-Tramo 1.

En cuanto al índice SL el río presenta valores entre 1 a 100 hasta la mitad del perfil donde se marca un cambio a un rango de 101-200 que coincide con la presencia de *knickpoints* tectónicos asociados a la presencia de fallas de rumbo dextral que no provocan un cambio importante en la gradiente del río pero que ejercen un control en la tendencia del cauce. En el tramo final el índice SL presenta valores en el rango de 201-300 indicando una zona de mayor tectonismo donde el río tiene un desvío en 90° hasta la intersección con el río Machángara.

Río Machángara-Tramo 2 (RM-T2): Este río nace de un sistema de cursos fluviales que desciende de las laderas del Volcán Atacazo y su cauce atraviesa una garganta profunda entre los anticlinales de Ilumbisí y El Batán-La Bota hasta unirse con el río San Pedro (ver Fig. 4.17). El perfil tiene una diferencia de altura de 585 metros en un recorrido de casi 19 km. En los primeros 3 km el río muestra dos plataformas debido a que su cauce se encuentra entubado, aguas abajo se observa un *knickpoint* litológico-estructural que marca el cambio de rocas de la formación Cangahua a la avalancha volcánica de la formación Machángara que constituye el núcleo del anticlinal. En los 5 km siguientes, el río muestra un marcado perfil cóncavo y la presencia de *knickpoints* tectónicos en la zona de ocurrencia del MM-2 Batán donde se encuentran dos segmentos del sistema de fallas inversas de Quito (Fig. 4.23), en esta zona se

ha evidenciado en el trabajo de campo, un marcado proceso erosivo del río en respuesta a la tectónica activa de levantamiento de los anticlinales El Batán-La Bota e Ilumbisí (ver Fig. 4.6).

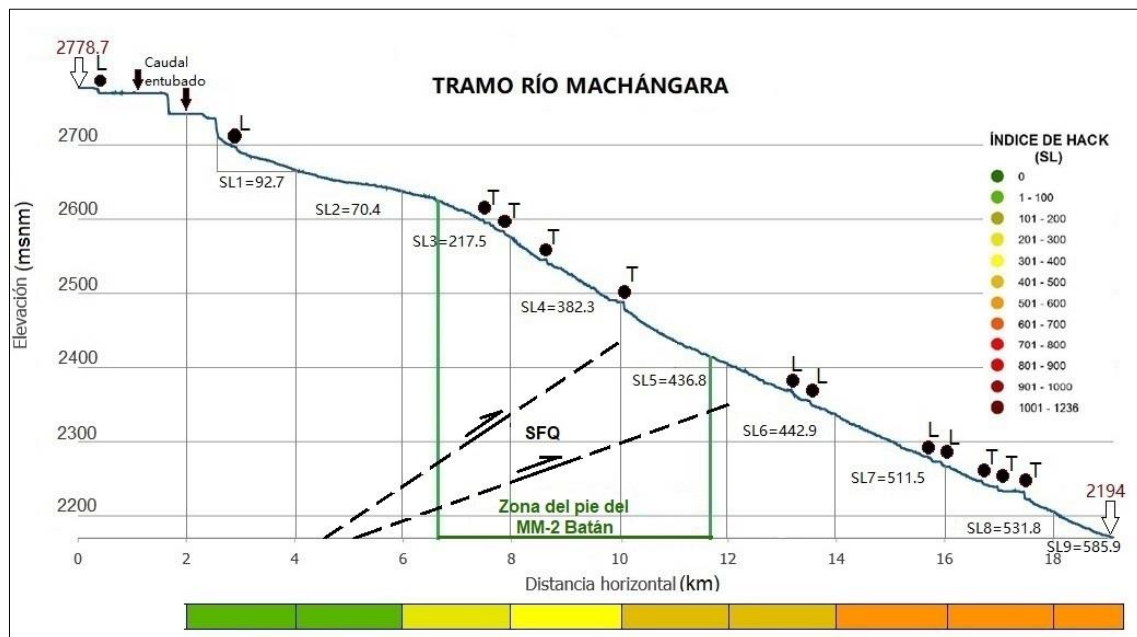


Fig. 4.23. Índices geomorfológicos en el perfil longitudinal del río Machángara-Tramo 2. Se muestran los trazos de los dos segmentos del sistema de fallas inversas de Quito, SFQ, que se intersecan con el perfil del río.

Posteriormente aguas abajo se observan una serie de *knickpoints* de tipo litológico-estructural que marcan la presencia de depósitos coluviales provenientes del movimiento en masa y el cambio litológico de los estratos periclinales de la formación Cangahua a rocas de la formación Chiche. En el tramo final del perfil del río donde confluye con el río San Pedro, predominan los *knickpoints* tectónicos debido a la presencia del sistema de fallas de rumbo dextral de Guayllabamba que pueden haber provocado una desviación del cauce y su curvatura en forma de L. En cuanto al índice SL, el río muestra un incremento significativo de sus valores entre el rango de 1-100 en la parte inicial del perfil hasta el rango de 501-600 en el tramo final. En la zona donde se observa el perfil cóncavo del río, el índice SL pasa de un rango de 1-100 a un rango de 401-500 en apenas 6 km.

Río Guayllabamba-Tramo3 (RG-T3): El río San Pedro confluye al oeste con el río Machángara y hacia el este con el río Chiche para formar el río Guayllabamba de la cuenca alta, el cual muestra un perfil con una diferencia de altura de 367 metros en un recorrido de 25 km. En los primeros 6 km de recorrido desde la intersección de los ríos San Pedro y Machángara, el río muestra tres *knickpoints* de tipo litológico-estructural (Fig. 4.24) que marcan la profundización

del río desde la formación Chiche del Pleistoceno Medio a la formación Pisque del Plioceno tardío que aflora en los taludes del del río. Aguas abajo, en el perfil del río, predominan los *knickpoints* tectónicos asociados a la presencia del sistema de fallas de rumbo dextral de Guayllabamba que se encuentran paralelas al cauce y determinan una tendencia hacia el NE con zonas de curvatura en forma de L (ver Fig. 4.17).

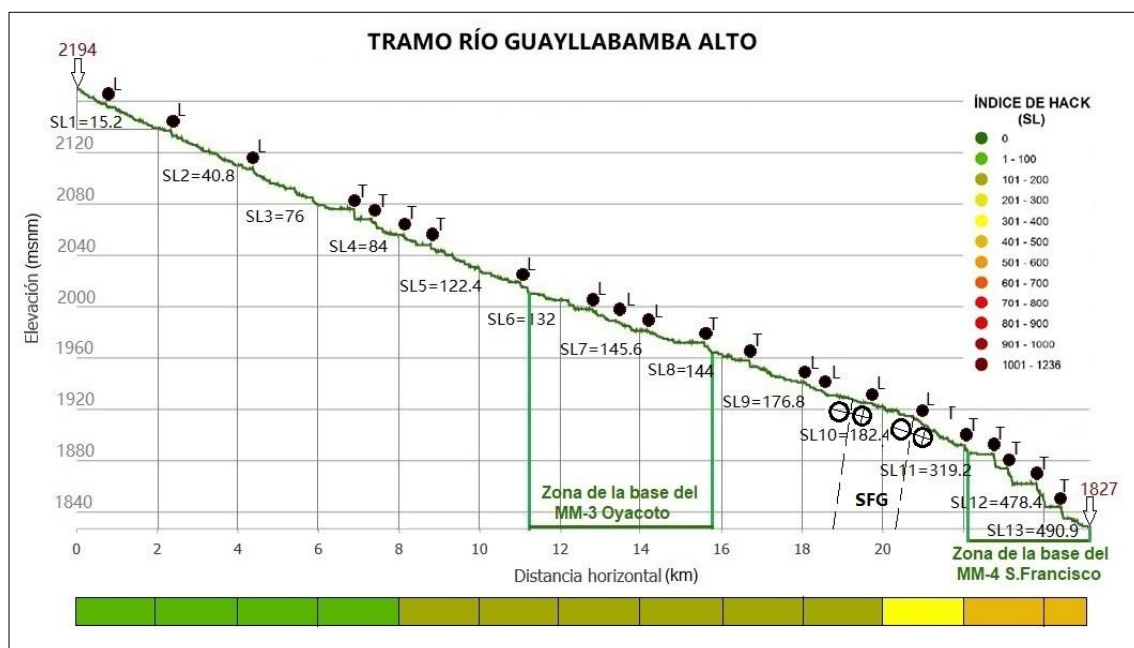


Fig. 4.24. Índices geomorfológicos en el perfil longitudinal del río Guayllabamba-Tramo 3. Se muestran los trazos de los dos segmentos del sistema de fallas de rumbo dextral de Guayllabamba, SFG, que se intersecan con el perfil del río.

A partir de los 11 km se observa la presencia de una zona de empuje del río ya que atraviesa la base del MM-3 Oyacoto con material proveniente del depósito coluvial de remoción, en esta zona, hasta la base del MM-5 San Francisco se observan una serie de *knickpoints* de tipo litológico-estructural resultado del proceso erosivo del río mientras atraviesa el material coluvial y su profundización desde las rocas de la formación San Miguel hacia rocas de la formación Pisque.

El tramo final del perfil longitudinal del río Guayllabamba de la cuenca alta, hasta su confluencia con el río Pisque, se caracteriza por la presencia de *knickpoints* de tipo tectónico que marcan cambios bruscos que se expresan en una serie de saltos hasta llegar al punto de unión de los dos ríos con una dirección del cauce en sentido N-S. Estos saltos tectónicos coinciden con una zona de depresión y la presencia de depósitos coluviales de remoción potentes en la intersección de los dos ríos, lo que se refleja en un incremento significativo de

la gradiente del río, con valores SL que pasan de rangos de 101-200 al rango de 401-500 en los últimos 5 km donde el perfil muestra una zona cóncava. Esto se contrasta con los valores del tramo inicial del perfil del río donde el índice SL pasan del rango de 1-100 al rango de 101-200 en una zona con la influencia de los segmentos del sistema de fallas de rumbo dextral de Guayllabamba, paralelos al cauce del río, los cuales no generan un cambio significativo de la gradiente, pero si controlan la trayectoria del cauce al NE.

Río Pisque-Tramo 4 (RP-T4): El río Pisque nace en las estribaciones de la Cordillera Oriental o Real y se une con el río Guayllabamba en el límite norte de la cuenca en el flanco sur del volcán Mojanda. El perfil de este río tiene una diferencia de altura de 319 metros en un recorrido de 17 km. El perfil de este río está caracterizado por el predominio de *knickpoints* de tipo litológico-estructural (Fig. 4.25) que marcan la profundización del río de oeste a este, a través de diversos tipos de rocas desde las formaciones Cangahua y Mojanda del Pleistoceno Superior al miembro fluvial de la formación Pisque del Plioceno tardío. También muestran la interacción del río con potentes depósitos coluviales de remoción del movimiento en masa MM-5 Guayllabamba, que han provocado un empuje del cauce hacia el sur.

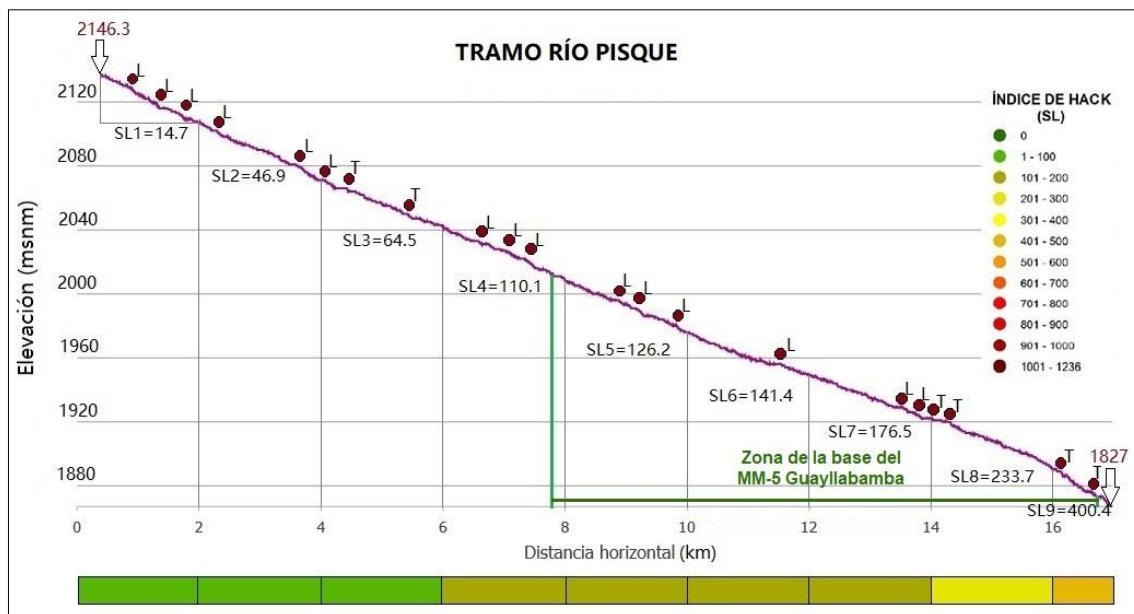


Fig. 4.25. Índices geomorfológicos en el perfil longitudinal del río Pisque-Tramo 4.

En el tramo final del perfil del río se observan *knickpoints* tectónicos en la zona de confluencia con el río Guayllabamba, observándose una leve concavidad en el perfil del río. En cuanto al índice SL, en los primeros 6 km el río presenta valores en el rango de 1-100 que se incrementan



al rango de 101-200 en la zona de *knickpoints* tectónicos. Hacia el tramo final los valores del índice SL pasan el rango de 101-200 al rango de 401-500 en apenas 3 km lo que concuerda con la presencia de *knickpoints* tectónicos.

El índice de Hack, SL, obtenido para los cuatro tramos de los ríos principales que atraviesan la cuenca Quito-Guayllabamba, fue calculado en intervalos de 2 km en cada perfil, el resultado final se presenta en el mapa de la figura 4.26, donde se observan dos zonas de anomalías que se han nominado A y B.

La primera anomalía A comprende la parte media inferior del cauce del río Machángara hasta su confluencia con el río San Pedro y tendría una relación directa con la actividad tectónica de los segmentos del sistema de fallas inversas de Quito que atraviesan perpendicularmente el cauce del río Machángara y se conectan con el sistema de fallas de rumbo dextral de Guayllabamba en este punto. La segunda zona de anomalía, B, se ubica en la confluencia del río Guayllabamba con el río Pisque y estaría relacionada con la actividad tectónica de un segmento de falla de rumbo dextral de Guayllabamba que ha generado la exhumación de las rocas de la formación Pisque (sustrato de la cuenca), las cuales afloran en la confluencia de los ríos.

La anomalía B se relaciona a una serie de saltos tectónicos en el tramo final del río Guayllabamba hacia su confluencia con el río Pisque (ver Fig. 4.24) donde se observa una gran profundización del cauce hacia la base del MM-4 San Francisco. En el trabajo de campo en afloramientos ubicados en esta zona se ha observado la presencia de depósitos coluviales de remoción hacia la zona de confluencia de los ríos, los cuales están cubiertos de forma periclinal por capas de cenizas volcánicas del Holoceno.

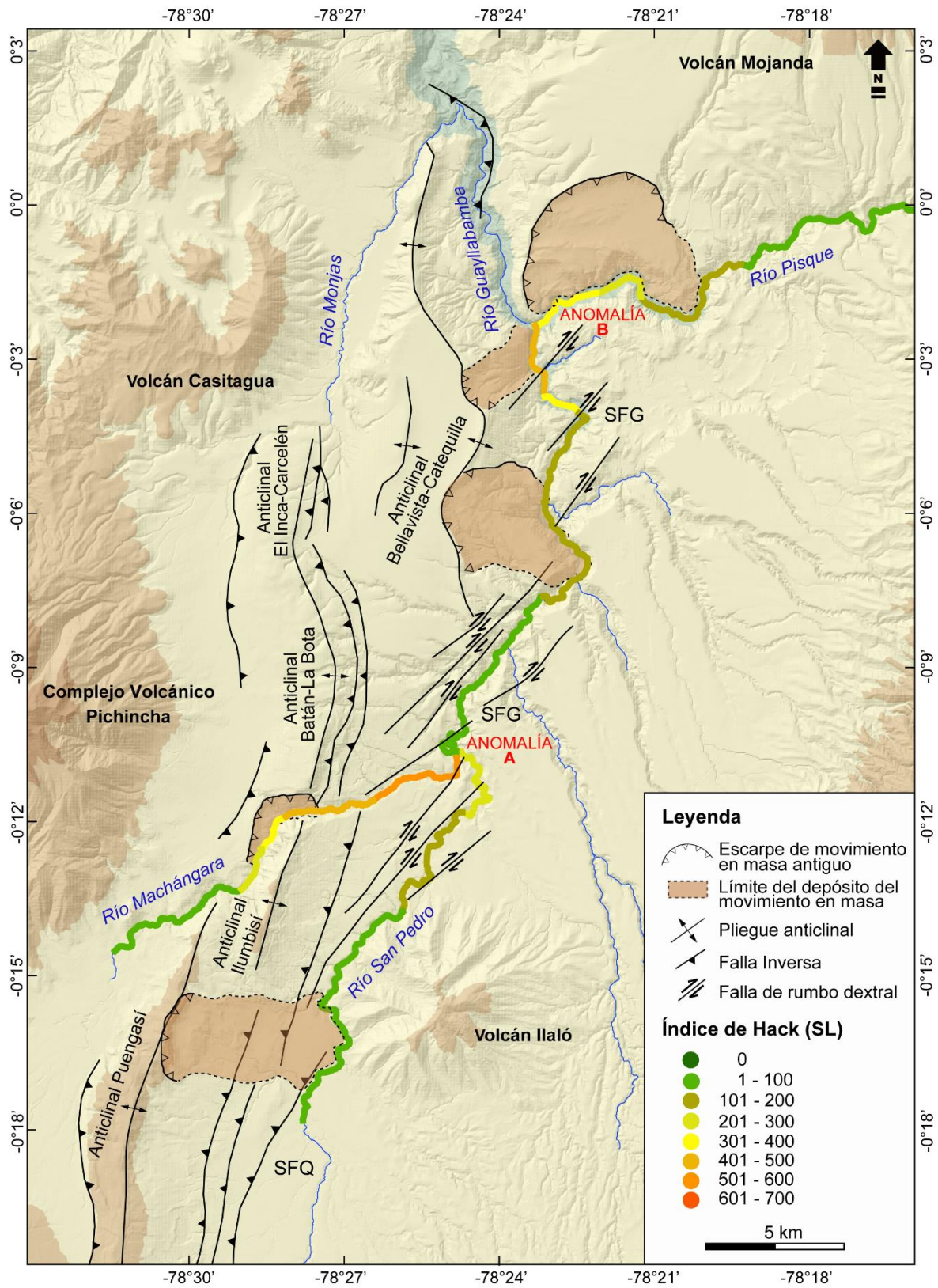


Fig. 4.26. Mapa del índice SL en los cauces de los cuatro tramos de los principales drenajes relacionados a los movimientos en masa. dem_dmq_int1 (código 010504, fuente NASA, tamaño píxel 10m) cuenca Quito-Guayllabamba.



El factor de asimetría es un índice geomorfológico que permite realizar un análisis cualitativo y cuantitativo de la geometría de la red de drenaje (Gutiérrez Elorza 2008) para observar la acción de la tectónica activa en la configuración de los ríos y sus afluentes en las subcuencas y microcuencas hidrográficas, e interpretar eventualmente su relación con algún potencial grado de basculamiento tectónico. Con el fin de realizar una mejor interpretación, los valores del factor de asimetría, FA, se interpretan con el resultado del valor absoluto $|FA-50|$, de manera que valores > 15 indican una cuenca fuertemente asimétrica, valores entre 10-15 moderadamente asimétrica, 5-10 suavemente asimétrica y valores < 5 indican una cuenca simétrica (Molano y Torres 2018). Los resultados obtenidos se muestran en el mapa de la figura 4.27 y la tabla V.

Subcuenca hidrográfica	Área Total (At) km ²	Área derecha tronco principal (Ar) km ²	FA = 100 (Ar/At)	Valor absoluto $ FA-50 $	Clasificación de simetría
Pisque	1127,12	618,54	54,88	4,9	Simétrica
Microcuenca Collago	105,99	48,36	45,62	4,4	Simétrica
Guayllabamba Alto	1358,6	962,53	70,85	20,8	Fuertemente asimétrica
Microcuenca Monjas	177,64	44,2	24,88	25,1	Fuertemente asimétrica
Microcuenca Machángara	230,2	56,6	24,58	25,4	Fuertemente asimétrica
San Pedro	750,77	418,27	55,71	5,7	Suavemente asimétrica

Tabla V. Resultado del cálculo del factor de asimetría, FA, para 3 subcuencas y 3 microcuencas hidrográficas de la cuenca intermontana Quito-Guayllabamba.

Las microcuencas hidrográficas Machángara y Monjas, así como la subcuenca hidrográfica del río Guayllabamba Alto, son fuertemente asimétricas lo que es coherente con un régimen de deformación transpresivo dextral dominante en la parte occidental de la cuenca intermontana Quito-Guayllabamba. Se puede observar que los movimientos en masa MM-1 Conocoto, MM-2 Batán, MM-3 Oyacoto y MM-4 San Francisco, están ubicados dentro de estos sistemas hidrográficos de fuerte asimetría. La subcuenca hidrográfica del río San Pedro es suavemente asimétrica y puede estar controlada por el sistema de fallas de Latacunga que se conecta con el

sistema de fallas de Quito en el margen occidental de la cuenca. Tanto la microcuenca hidrográfica del río Collago, parte de la subcuenca del río Pisque, son simétricas (Fig. 4.27) mostrando que el régimen de esfuerzos N-S es menor. El movimiento en masa MM-5 Guayllabamba está localizado en la subcuenca hidrográfica del río Pisque y su dinámica de ocurrencia es distinta a la de los demás movimientos en masa ya que no se encuentra asociada a secuencias de plegamiento anticlinal.

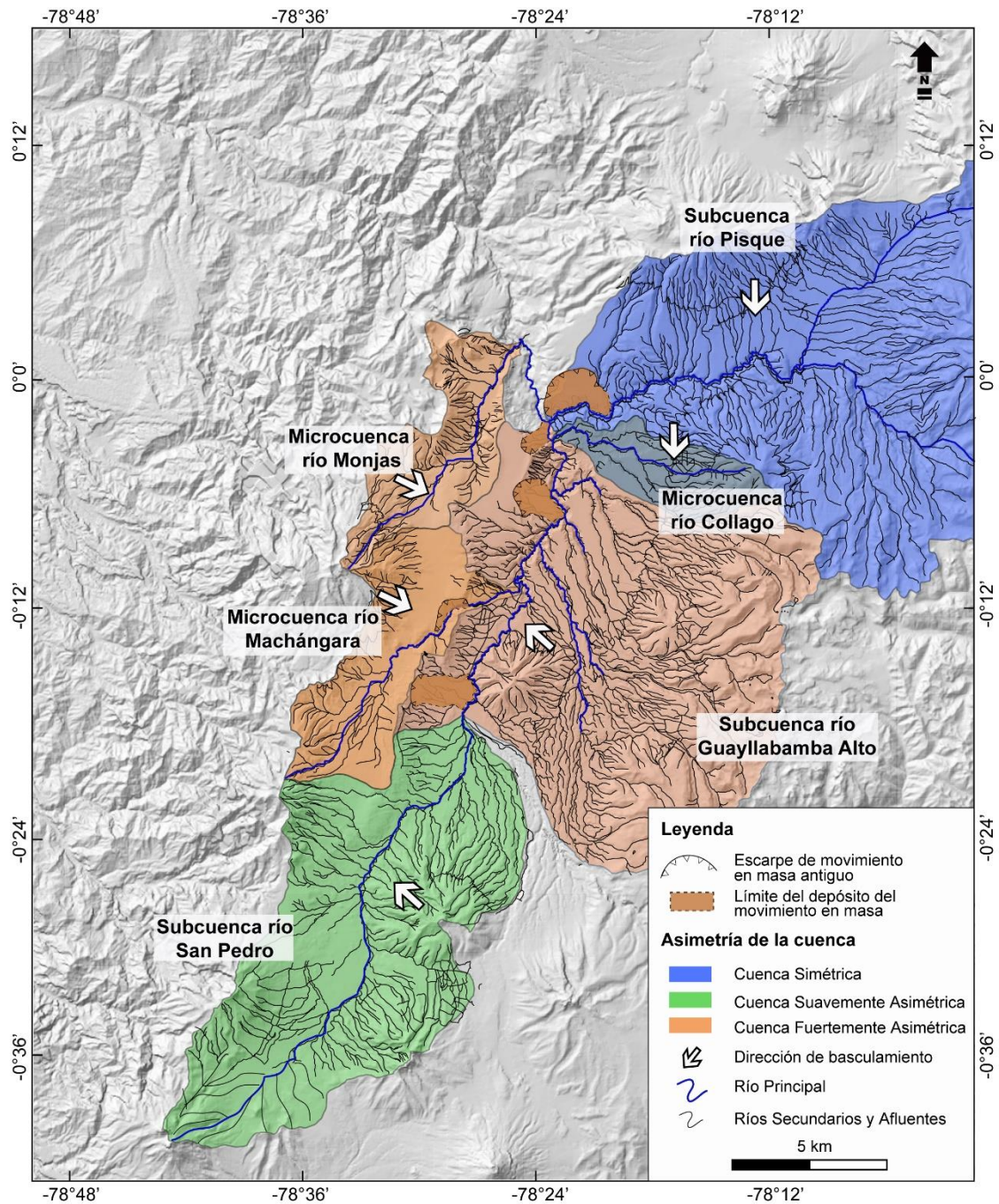


Fig. 4.27. Mapa del factor de asimetría, FA. dem_dmq_int1 (código 010504, fuente NASA, tamaño píxel 10m) cuenca Quito-Guayllabamba.



La cuenca intermontana presenta distintas formas de configuración del drenaje, los sistemas hidrográficos de los ríos San Pedro, Guayllabamba y Pisque muestran una red de afluentes con geometría paralela que atraviesa de SE a NO la unidad morfológica de la plataforma Guayllabamba-Amaguaña conformada por estratos con una leve inclinación al norte. Esto contrasta con la geometría dendrítica del sistema de afluentes de los ríos Machángara y Monjas que se ubican en el banco estructural de las subcuencas de Quito y San Antonio respectivamente, en la parte occidental de la cuenca Quito-Guayllabamba (Fig. 4.27).

4.3 Estudio litológico y tefroestratigráfico

4.3.1 Unidades litológicas asociadas a los depósitos de colapso y zonas de escarpe de los movimientos en masa

En el análisis geomorfológico de los cinco grandes movimientos en masa localizados en la cuenca intermontana Quito-Guayllabamba (ver sección 4.1.1) se realizó una identificación de las unidades geomorfológicas y las litologías asociadas.

En la tabla VI se muestra una síntesis de las unidades litoestratigráficas encontradas en la zona del escarpe y depósitos coluviales de remoción. En el MM-5 Guayllabamba las rocas de la formación San Miguel afloran tanto en los depósitos de colapso, así como en el escarpe, en el cual aparecen las formaciones Mojanda y Cangahua de forma periclinal marcando un hiato temporal en la estratigrafía. En el MM-2 Batán, las rocas de las formaciones Chiche y Machángara afloran en el escarpe, así como en los depósitos de escombros del pie del talud, los cuales se han intercalado con fragmentos de caídas recientes de rocas de la formación Cangahua.

En los MM-3 Oyacoto y MM-4 San Francisco, las grandes crestas transversales que se extienden hasta el río Guayllabamba y que corresponden al primer episodio de avalancha de escombros están conformadas por la formación Guayllabamba, la cual aparece también en la base del escarpe. El segundo episodio de avalancha de escombros está compuesto por rocas de las formaciones Mojanda y Cangahua, las cuales también afloran en el escarpe de forma periclinal sobre la formación Guayllabamba. El depósito coluvial de remoción de la avalancha de escombros MM-1 Conocoto está conformado por bloques y lentes de cenizas volcánicas de la formación Cangahua, la cual también aflora en el escarpe.



Movimiento en masa (MM)	Unidades litológicas encontradas en la zona de arranque (escarpe)	Unidades litológicas encontradas en depósitos coluviales de remoción
Conocoto (MM-1)	Formación Cangahua sobre formación Machángara	Grandes bloques y escombros de la formación Cangahua con fragmentos de rocas de la formación Machángara.
Batán (MM-2)	Formación Cangahua sobre formaciones Machángara y Chiche	Conos de escombros de las formaciones Machángara y Chiche. Bloques recientes de rocas de la formación Cangahua
Oyacoto (MM-3)	Formaciones Cangahua y Mojanda sobre formación Guayllabamba.	Primer episodio: avalancha de escombros de la formación Guayllabamba con rocas de los domos volcánicos Pacpo y Catequilla (formación Pisque). Segundo episodio: avalancha de escombros de rocas de las formaciones Mojanda y Cangahua.
San Francisco (MM-4)	Formaciones Cangahua y Mojanda sobre formación Guayllabamba.	Primer episodio: avalancha de escombros de la formación Guayllabamba con bloques de sedimentos lacustres de la formación San Miguel. Segundo episodio: avalancha de escombros de rocas de las formaciones Mojanda y Cangahua.
Guayllabamba (MM-5)	Formaciones Cangahua y Mojanda en contacto discordante sobre los depósitos lacustres de la formación San Miguel.	Conos de escombros y bloques de rocas de la formación San Miguel.

Tabla VI. Síntesis de las unidades litoestratigráficas encontradas en el escarpe de ruptura y en los depósitos coluviales de remoción de los grandes movimientos en masa de la cuenca Quito-Guayllabamba.

El estudio tefroestratigráfico se enfocó en las cenizas volcánicas intercaladas en los estratos de las formaciones Cangahua y Mojanda para comprender la distribución espacial y temporal del segundo episodio de avalancha de escombros de los MM-3 Oyacoto y MM-4 San Francisco y del depósito de colapso de avalancha de escombros del MM-1 Conocoto relacionado con la formación Cangahua. Los depósitos coluviales del movimiento en masa MM-2 Batán provienen del colapso de las rocas de las formaciones Chiche y Machángara, en tanto que en el movimiento MM-5 Guayllabamba, los materiales colapsados corresponden a la formación lacustre San Miguel en la cual los niveles de cenizas volcánicas no se han conservado en los depósitos de colapso.

De esta manera, el estudio se basó en la interpretación de los resultados del análisis geoquímico de 36 muestras de cenizas volcánicas, el análisis petrográfico en lámina delgada de 84 muestras de tefras volcánicas y el resultado de la datación por radiocarbono de 7 muestras de paleosuelo. En el mapa de la figura 4.28 se presenta la ubicación de los sitios de muestreo en la cuenca.

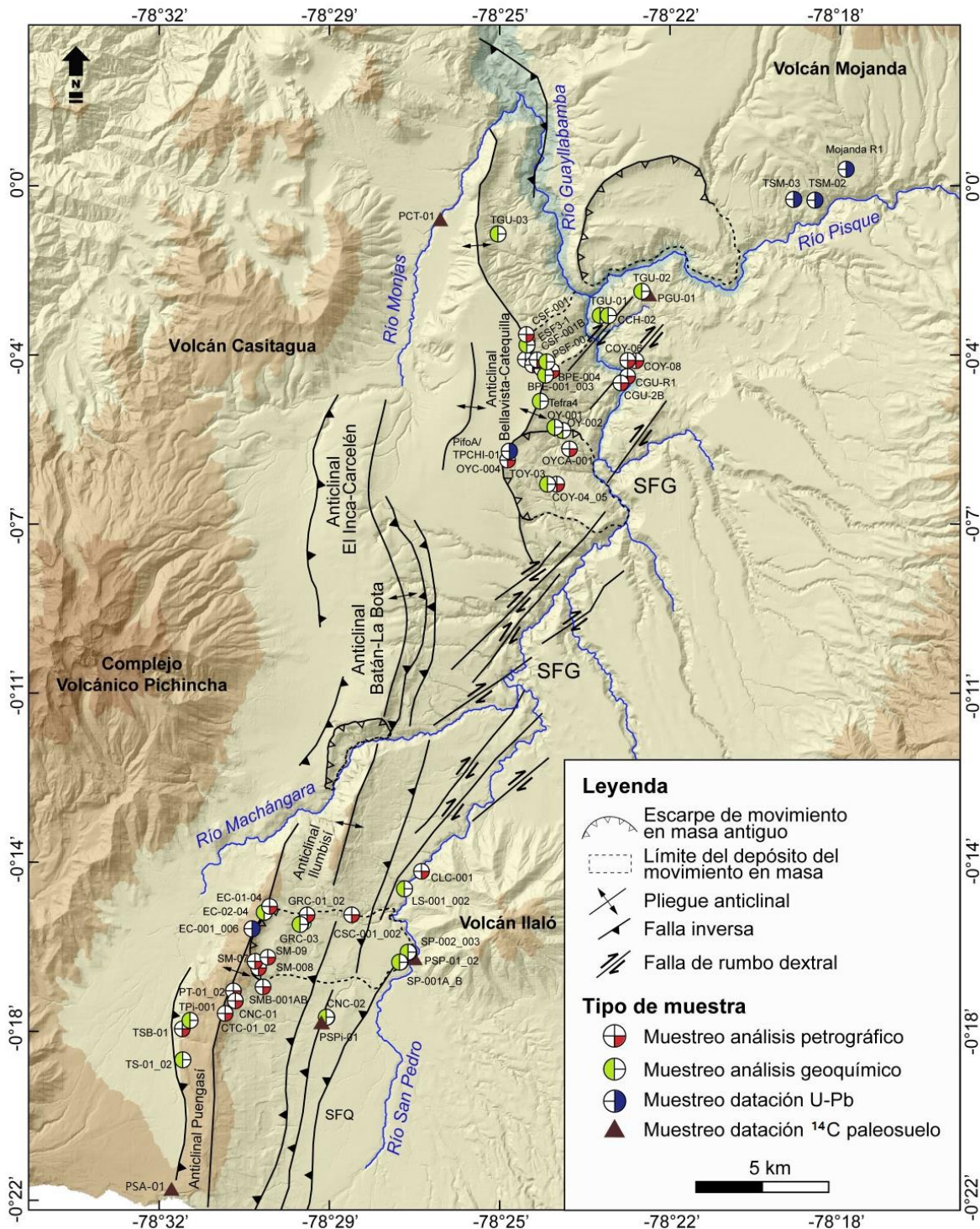


Fig. 4.28. Mapa de ubicación de los sitios de muestreo de cenizas volcánicas y paleosuelos a lo largo de la cuenca Quito-Guayllabamba.



4.3.2. Distribución temporal de los depósitos de colapso de los movimientos en masa en función del análisis geoquímico

El análisis geoquímico de 36 muestras de cenizas volcánicas de afloramientos *in situ* (Tabla VII) se realizó en el laboratorio ELMiE Lab - GFZ German Research Centre for Geosciences, de Potsdam (Alemania). Del total de muestras, 23 corresponden a cenizas volcánicas de las formaciones Mojanda y Cangahua ubicadas entre el Pleistoceno Medio a Superior; 6 muestras se recogieron en depósitos periclinales ubicados sobre las crestas transversales que corresponde a la formación Cangahua terminal ubicada en el Pleistoceno Superior y 7 muestras de cenizas volcánicas de edad holocénica encontradas bajo los niveles de suelo actual en algunos casos sobre depósitos coluviales de remoción. Los resultados que se presentan en la tabla VII corresponden al análisis geoquímico de elementos mayores, en el Anexo 3 se muestran también los valores obtenidos para los elementos traza.

Sample	SiO ₂ [wt.%]	Fe ₂ O ₃ [wt.%]	MgO [wt.%]	TiO ₂ [wt.%]	Al ₂ O ₃ [wt.%]	MnO [wt.%]	CaO [wt.%]	Na ₂ O [wt.%]	K ₂ O [wt.%]	P ₂ O ₅ [wt.%]	LOI [wt.%]	Total
HOLOCENO												
31/2021 TGU-01	58.6	6.7	3.38	0.62	16.4	0.1	6.1	4.1	0.89	0.15	2.58	99.6
31/2021 TGU-02	58.2	7.22	3.48	0.7	16	0.1	6.33	3.66	0.85	0.16	2.67	99.4
31/2021 TGU-03	56.6	8.43	4.14	0.74	16.2	0.11	6.73	3.57	0.78	0.21	2.11	99.6
31/2021 TOY-03	60.8	5.69	2.82	0.54	16.6	0.09	5.64	3.85	0.95	0.13	2.61	99.7
31/2021 CSF-001	61.6	5.86	2.85	0.58	16.2	0.09	5.31	3.75	1.19	0.14	2.06	99.7
31/2021 LS-002	72.4	0.88	0.16	0.15	13.1	0.06	0.93	3.92	4	0.02	3.91	99.5
31/2021 LS-001	68.9	1.43	0.26	0.19	13.8	0.04	1.14	2.89	3.6	0.02	7.39	99.6
PLEISTOCENO SUPERIOR (Fm.Cangahua terminal)												
31/2021 OY-002	65.7	3.4	1.67	0.32	15.4	0.08	4	4.15	1.71	0.11	3.16	99.6
31/2021 OY-001	57.6	6.81	3.56	0.72	17	0.1	6.52	4.23	0.78	0.13	2.18	99.6
31/2021 PSF-001	54.5	8.73	4.1	0.95	17.2	0.11	7.24	4.17	0.65	0.14	1.85	99.6
31/2021 TEFRA 4	63.9	3.72	1.99	0.33	16.6	0.08	4.68	4.01	1.39	0.1	2.91	99.7
31/2021 TPI-001	60	6.38	2.06	0.68	17	0.07	5.61	3.67	0.84	0.12	3.26	99.7
31/2021 TS-02	59.5	5	1.57	0.53	19.7	0.06	6.51	4.3	0.63	0.1	1.81	99.7
PLEISTOCENO MEDIO a SUPERIOR												
31/2021 R1-MOJANDA	64.3	7.29	1.69	1	13.1	0.11	2.83	3.28	2.16	0.14	3.75	99.6
31/2021 PIFO Basal A	71.7	1.14	0.26	0.17	13.3	0.04	1.32	3.36	4.06	0.03	4.23	99.6
31/2021 ESF3-1	72.8	0.93	0.2	0.15	12.7	0.05	1.03	3.28	4.27	0.02	4.14	99.6
31/2021 TPICH-01	63.2	3.9	1.54	0.41	17.2	0.05	4.72	4.17	1.73	0.1	2.63	99.6
31/2021 TCH-01	69.7	2.13	0.64	0.32	14	0.06	1.72	3.38	4	0.07	3.59	99.6
31/2021 CCH-02	68.3	2.08	0.69	0.32	13.9	0.06	1.79	4.83	3.75	0.07	3.52	99.3
31/2021 BPE-001	58.3	5.03	2	0.64	19.5	0.08	6.15	4.98	1.3	0.14	1.43	99.6
31/2021 BPE-002	70.1	1.41	0.46	0.18	14.1	0.07	2.01	3.7	2.55	0.06	5	99.7
31/2021 BPE-003	65.8	2.97	0.93	0.3	15.4	0.08	3.43	3.65	1.97	0.15	4.94	99.7
31/2021 EC-001	55	11.3	3.47	1.15	15.5	0.12	5.79	3.07	0.84	0.1	3.32	99.7
31/2021 EC-002	61.9	6.09	1.69	0.83	17.2	0.07	5.23	4.13	1.07	0.09	1.47	99.7
31/2021 EC-003	57.3	4.93	1.52	0.49	19.2	0.1	3.62	1.93	0.84	0.13	9.62	99.6
31/2021 EC-004	54.8	5.82	1.75	0.55	20.6	0.1	6.08	2.8	0.61	0.16	6.35	99.7
31/2021 EC-005	70.2	1.61	0.26	0.21	14.2	0.06	1.26	2.95	3.59	0.03	5.26	99.7
31/2021 EC-006	68.5	1.47	0.28	0.22	14.6	0.06	1.28	2.92	3.39	0.05	6.71	99.6
31/2021 SP-001B	57.1	6.02	2.02	0.71	19.7	0.07	6.4	3.98	0.65	0.09	2.96	99.7
31/2021 SP-002	68.9	1.26	0.27	0.19	15.3	0.06	1.4	2.95	3.43	0.03	5.78	99.6
31/2021 SP-003	69.2	1.33	0.28	0.19	14.5	0.05	1.35	3.14	3.48	0.03	5.94	99.6
31/2021 GRC-03	57.5	5.86	2.42	1.12	19.2	0.07	6.73	4.06	0.59	0.06	2.14	99.8
31/2021 EC-2	58.6	6.86	2.31	0.85	17.1	0.09	5.22	3.2	0.92	0.09	4.55	99.8
31/2021 EC-3	55.6	7.13	1.83	0.95	20.5	0.07	6.94	4.46	0.45	0.08	1.75	99.7
31/2021 EC-4	55.1	8.48	2.5	1.09	18.5	0.09	6.47	4.25	0.63	0.1	2.47	99.6
31/2021 CNC-02	54.9	9.26	3.62	0.71	17.4	0.11	6.6	3.6	0.93	0.14	2.36	99.6

Tabla VII. Resultado del análisis geoquímico para elementos mayores de 36 muestras de cenizas volcánicas recolectadas en la cuenca. Estudio realizado en el laboratorio ELMiE Lab - GFZ German Research Centre for Geosciences (Alemania)



Los datos obtenidos del análisis geoquímico realizado en esta investigación fueron comparados con los de trabajos anteriores (ver sección 3.2.2) para encontrar el posible volcán padre y asignar una edad cronoestratigráfica. De esta manera, se logra una mejor interpretación del tiempo de ocurrencia de los movimientos en masa ya que los depósitos de colapso tienen lentes de cenizas volcánicas intercaladas.

Los distintos diagramas de análisis geoquímico que se describen a continuación corresponden a aquellos que mostraron los resultados más relevantes en cuanto a una misma fuente de procedencia de un volcán padre.

Análisis geoquímico de las cenizas volcánicas del Pleistoceno Medio a Superior

El diagrama de SiO_2 vs. K_2O (Peccerillo y Taylor 1976) permite realizar una primera clasificación de las muestras de cenizas volcánicas, ya que, en caso del arco volcánico de Ecuador, se produce un incremento del valor de K_2O en los volcanes que se encuentran más distantes de la fosa (Hidalgo *et al.* 2012), es decir, los volcanes de la Cordillera Oriental y el antepaís. Así, en el diagrama de la figura 4.29 se aprecian dos grupos de cenizas volcánicas, el grupo A en la zona de la Serie calco-alcalina alta en K donde están ubicadas las cenizas de los volcanes Chalupas y Chacana (tefra volcánica guía Pifo Basal A) y el grupo B en la Serie calco-alcalina hacia la Serie toleítica donde se encuentran ubicadas las cenizas de los volcanes Mojanda (tefra volcánica guía Mojanda R1), Rucu Pichincha terminal, cono terminal y Guagua Pichincha.

En la Serie calco alcalina alta en K, donde se ubican las cenizas volcánicas del grupo A predominan las rocas andesitas, dacitas y riolita, en tanto que la Serie calco alcalina donde se ubica el grupo B se caracteriza por la presencia de andesitas, riolitas y basaltos. La tendencia geoquímica de las muestras de cenizas volcánicas del grupo B hacia la Serie toleítica indica la presencia de rocas de tipo andesita basáltica.

El diagrama de elementos traza inmóviles (Fig. 4.30) se utiliza para realizar una segunda clasificación ya que al tratarse de muestras de cenizas volcánicas de edad pleistocénica pudieron sufrir procesos de meteorización o alteración que pudieron afectar su composición. Este diagrama permite visualizar la tendencia de las muestras de cenizas volcánicas en función de su composición original en base a elementos inmóviles cuyas concentraciones se mantienen constantes en función del tiempo (Rollinson 1993). Las muestras fueron divididas en cuenca norte (color verde) y cuenca sur (color rojo) para focalizar la tendencia hacia un volcán padre

en función de la distribución de las cenizas volcánicas de erupciones pasadas a lo largo de la cuenca intermontana.

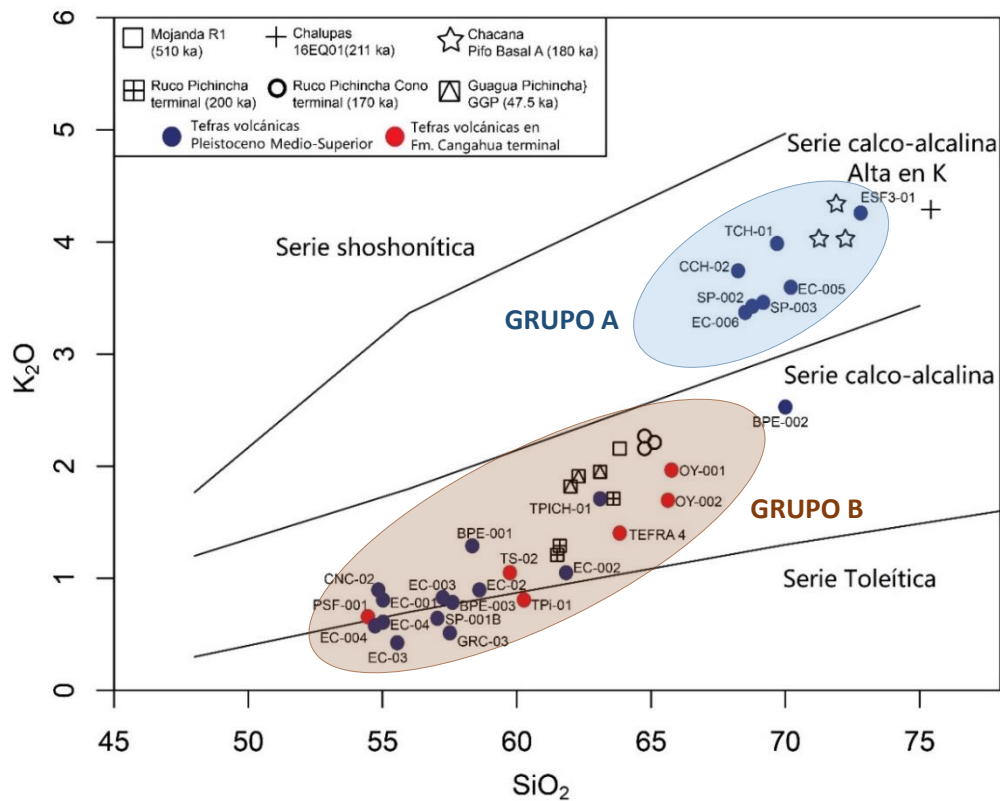


Fig. 4.29. Diagrama de SiO_2 vs. K_2O (Peccerillo y Taylor 1976) de las muestras de cenizas volcánicas del Pleistoceno Medio a Superior de las formaciones Mojanda y Cangahua.

En cuanto a los resultados obtenidos, en la figura 4.30 se puede observar que se conservan las tendencias de asociación química de los grupos A y B con los posibles volcanes de procedencia cuyas cenizas volcánicas se encuentran distribuidas de manera homogénea en toda la cuenca intermontana, como ejemplo se muestra el caso del volcán Chacana con la tefra volcánica Pifo Basal A que presenta afinidad con la muestra ESF3-1 de la cuenca norte y con las muestras EC-005 y EC-006 de la cuenca sur. En los diagramas de elementos traza inmóviles no se encuentran las muestras de cenizas volcánicas intercaladas en los estratos superiores de la formación Cangahua ya que los rangos de edades estarían cercanos a 24 ka de acuerdo con Sánchez *et al.* (2013), lo que restringe su fuente de procedencia y por ello estas muestras serán analizadas directamente a través del método de coeficiente de similitud.

En la figura 4.30 se observa que la ceniza volcánica Mojanda R1 (cuadrado) no muestra una correlación clara con ninguno de los dos grupos, el mismo resultado negativo se obtuvo con el uso de otra herramienta de análisis geoquímico que es el diagrama de multielementos. El

diagrama de multielementos permite encontrar una misma tendencia de los puntos cuando dos tefras volcánicas tienen la misma procedencia (Del Carlo *et al.* 2018).

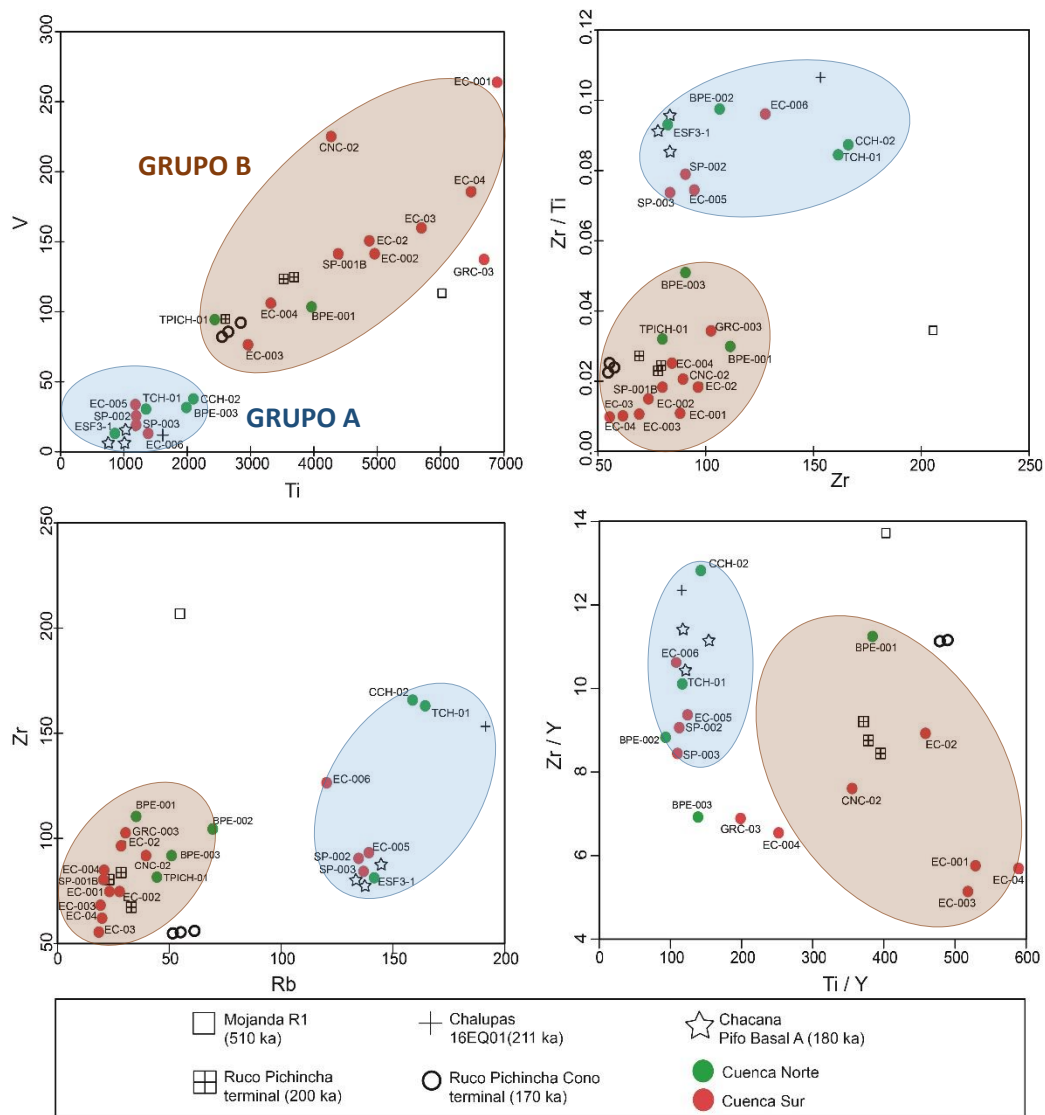


Fig. 4.30. Diagrama de elementos traza inmóviles de las cenizas volcánicas del Pleistoceno Medio a Superior de las formaciones Cangahua y Mojanda con cenizas volcánicas de fuentes conocidas.

Los diagramas de multielementos (Fig. 4.31) permitieron observar una misma tendencia de las cenizas volcánicas del Grupo A con el volcán Chacana del cual proviene la tefra volcánica Pifo Basal A (180 ka). Las cenizas volcánicas del Grupo B mostraron mayor afinidad química en relación con los volcanes Rucu Pichincha de la fase Terminal y de Cono Terminal. Las tefras volcánicas del volcán Rucu Pichincha muestran una anomalía de Nb que indica una menor participación de los fluidos derivados de la losa subducida y por lo tanto una mayor contribución de elementos de la corteza continental en la zona de subducción.

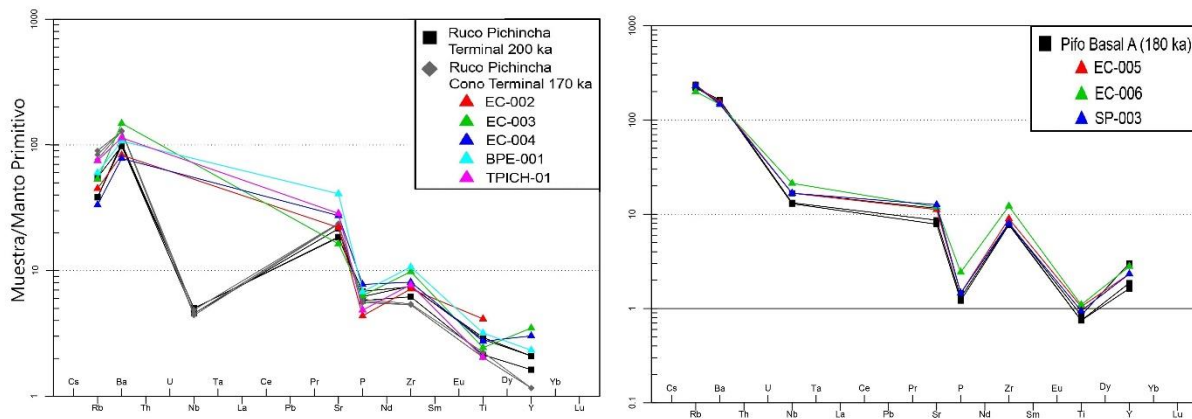


Fig. 4.31. Diagrama de multielementos para observar la tendencia de las muestras de cenizas volcánicas de zonas de escarpe con cenizas volcánicas de capas guía. Izquierda: Rucu Pichincha Terminal (200 ka), Rucu Pichincha Cono Terminal (170 ka). Derecha: Pifo Basal A (180 ka)

Otra herramienta de análisis geoquímico es el coeficiente de similitud que permite encontrar si dos tefras son similares en su fuente de procedencia y edad cronoestratigráfica en función de valores estadísticos cercanos a 1 (Blegen *et al.* 2015). Los resultados del coeficiente de similitud (Fig. 4.32) muestran que la muestra TPICH-01 del diagrama de la izquierda, es similar al grupo de tefras volcánicas del Rucu Pichincha Terminal (213D, 210, 212C) del estudio de Jaya (2009) por lo cual su edad cronoestratigráfica sería de 170 ka.

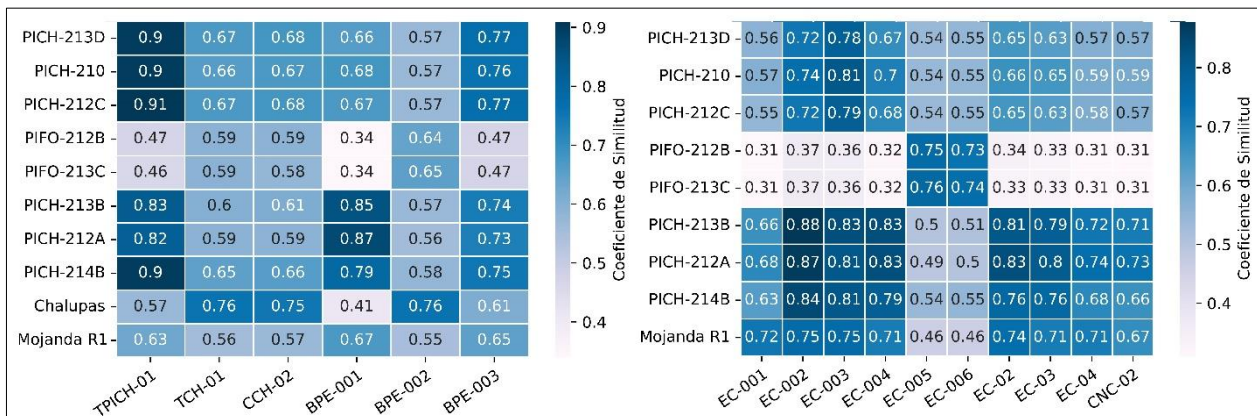


Fig. 4.32. Coeficiente de similitud para óxidos elementales, TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , de los datos geoquímicos de cenizas volcánicas del Pleistoceno Medio a Superior. Diagrama de la izquierda cenizas volcánicas de la cuenca norte y diagrama de la derecha de cenizas volcánicas de la cuenca sur.

Una tendencia con valores cercanos a 0,9 presenta también la muestra BPE-001 del diagrama de la izquierda, así como las muestras EC-001 a EC-004 y EC-02 a CNC-02 del diagrama de la derecha de la figura 4.32, con las cenizas volcánicas del Rucu Pichincha Cono Terminal

(213B, 212A, 214B) del estudio de Jaya (2009) por lo cual se les podría asignar una edad cronoestratigráfica de 200 ka que concuerda con su posición estratigráfica en los afloramientos observados en campo.

Las muestras de cenizas volcánicas intercaladas en los estratos superiores de la formación Cangahua se muestran en el diagrama del coeficiente de similitud de la figura 4.33, donde fueron comparadas con las tefras volcánicas del Guagua Pichincha Principal (213A, 209, 213E) de edad cronoestratigráfica 47,5 ka y las tefras del Guagua Pichincha de la fase de colapso (212D, 213F) con una edad entre 10 a 11 ka. Los resultados muestran que las cenizas volcánicas Tefra 4, TPi-001 y OY-002, con valores mayores a 0,8, son similares con la fuente de procedencia de las erupciones del volcán Guagua Pichincha, aunque la edad cronoestratigráfica no puede ser definida.

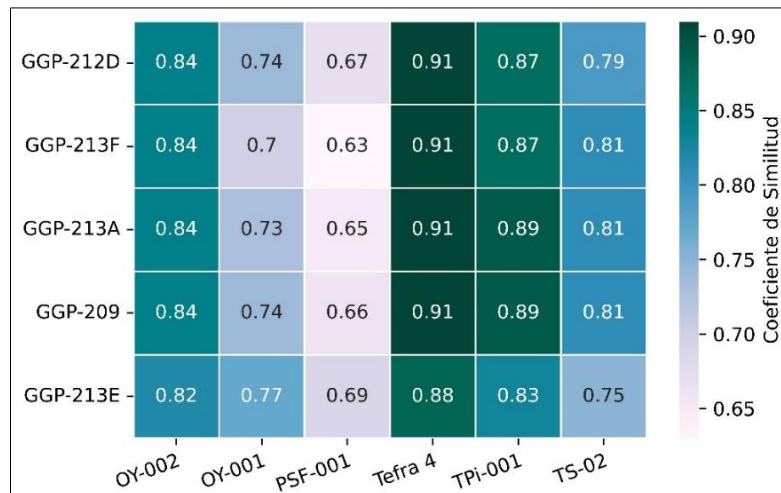


Fig. 4.33. Coeficiente de similitud para óxidos elementales, TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , de los datos geoquímicos de cenizas volcánicas del Pleistoceno Superior intercaladas en los estratos superiores de la formación Cangahua.

En función de los resultados obtenidos en los diagramas geoquímicos de elementos traza inmóviles, los diagramas multielementos, en los diagramas de coeficiente de similitud y la disposición estratigráfica observada en el trabajo de campo, se realizó la asociación de las cenizas volcánicas de las zonas de escarpe de los movimientos en masa y afloramientos *in situ* con las cenizas de los posibles volcanes padres, de acuerdo con lo que se presenta en la tabla VIII.



Cenizas volcanes padres	Edad (ka)	Cuenca sur	Cuenca norte
Guagua Pichincha	47,5 a 11	TPI-001	Tefra 4, OY-002
Rucu Pichincha cono terminal PICH (212C, 210, 213D)	170		TPICH-01, BPE-003
Pifo Basal A PIFO (213C, 212B)	180	EC-005, EC-006, SP-002, SP-003	ESF3-1
Rucu Pichincha terminal PICH (214B, 212A, 213B)	200	EC-001, EC-002, EC-003, EC-004, CNC-02, EC-02, EC-03, EC-04	BPE-001
Chalupas	216		BPE-002, CCH-02, TCH-01
Mojanda R1	510		Mojanda R1

Tabla VIII. Edad cronoestratigráfica asignada a las cenizas volcánicas intercaladas en las formaciones Cangahua y Mojanda.

Análisis geoquímico de las cenizas volcánicas del Holoceno

Las cenizas volcánicas holocénicas (ver Tabla VII) se encuentran dispuestas periclinalmente sobre la formación Cangahua y sobre algunos depósitos coluviales de remoción en masa, encontrándose cercanas al nivel de suelo actual, las muestras fueron analizadas con diagramas de multielementos y coeficiente de similitud con el objetivo de encontrar edades cronoestratigráficas mínimas de las avalanchas de escombros. Los resultados más relevantes del diagrama de multielementos se muestra en la parte izquierda de la figura 4.34 donde se observa una misma tendencia de las cenizas volcánicas holocénicas LS-001 y LS-002 (cuenca sur) con las cenizas de la serie CTC del volcán Cotopaxi las cuales tienen una edad entre 4670 a 4000 años AP. Estas cenizas volcánicas se encuentran de forma periclinal sobre el depósito coluvial de remoción del MM-1 Conocoto.

En el diagrama del coeficiente de similitud de la parte derecha de la figura 4.34 (cuenca norte) se puede observar que las muestras TGU-01, TGU-02 y TGU-03 tienen similitud tanto con las tefras del volcán Cuicocha de edad 2990 años AP y Pululahua de edad 2300 años AP. Las muestras TOY-03 y CSF-001 presentan una mayor afinidad con las tefras del volcán Pululahua y se encuentran dispuestas de forma periclinal sobre los depósitos coluviales de remoción del segundo episodio de avalancha de los movimientos en masa MM-3 Oyacoto y MM-4 San Francisco, respectivamente, lo que puede dar indicios de una edad mínima de estos grandes eventos de colapso.

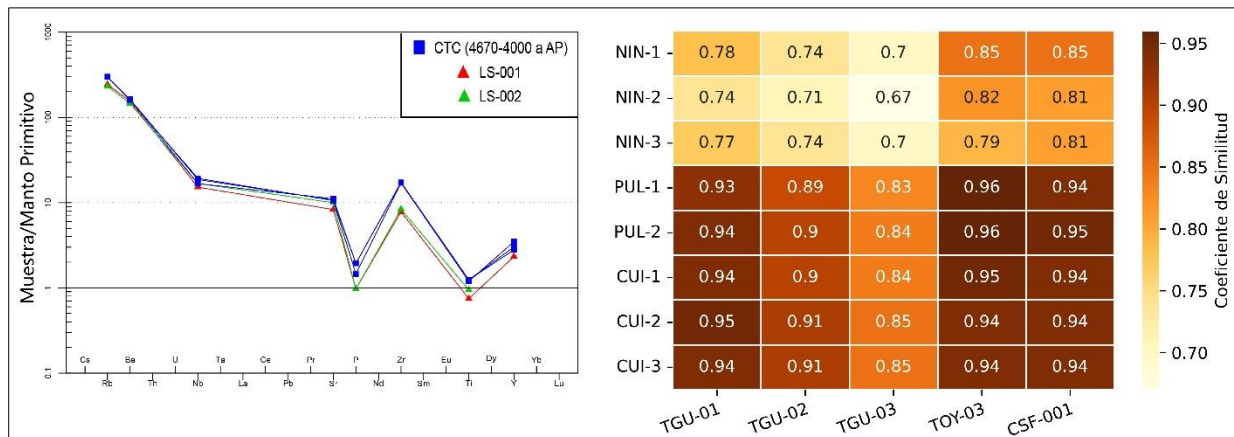


Fig. 4.34. Izquierda: Diagrama de multielementos de cenizas volcánicas holocénicas muestreadas en la cuenca sur. Derecha: Coeficiente de similitud para óxidos elementales, TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , de los datos geoquímicos de cenizas volcánicas holocénicas de la cuenca norte.

4.3.3. Distribución espacial de los depósitos de colapso de los movimientos en masa en función del análisis petrográfico

El estudio petrográfico en lámina delgada de 84 muestras de cenizas volcánicas se basó en el análisis modal que permite obtener la cantidad relativa de los minerales componentes de la roca expresado en porcentaje para realizar la clasificación de grupos provenientes de un mismo proceso genético a través del proceso de correlación de Pearson. De esta manera se puede realizar la comparación entre las cenizas volcánicas *in situ* de las zonas del escarpe con los lentes de tefras volcánicas dentro de los depósitos coluviales de colapso y conocer su distribución espacial.

Distribución espacial de los depósitos coluviales del movimiento en masa MM-1 Conocoto

La correlación de Pearson se realizó entre la secuencia de cenizas volcánicas EC-001 a EC-006 de la zona del escarpe, las cuales tienen ya una edad cronoestratigráfica en función de los resultados del análisis geoquímico. El grado de asociación lineal entre las tefras volcánicas del escarpe y los lentes de tefras de los depósitos coluviales será mayor cuando se tengan valores cercanos a -1 o 1, lo que indicaría que dos tefras volcánicas son correlacionables (Dagnino 2014).

Este proceso de correlación estadística se realizó con 23 muestras de lentes de tefras que se presentan en los dos diagramas superiores de la figura 4.35, en los cuales se considera que dos cenizas volcánicas tienen una asociación fuerte con valores mayores o iguales a 0,8. Un lente

de tefra volcánica puede presentar una asociación fuerte con varias tefras volcánicas del escarpe, en ese caso se le asoció con aquella que tiene el valor más cercano a 1.

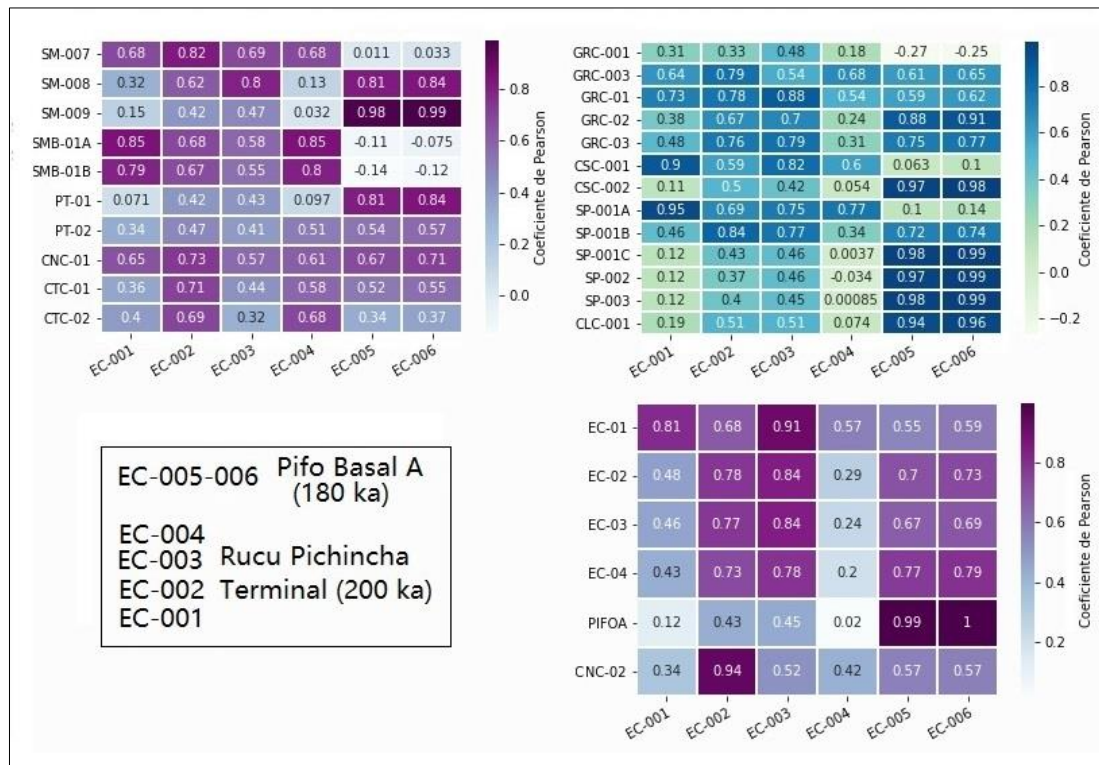


Fig. 4.35. Arriba: Diagramas de correlación de Pearson entre cenizas volcánicas de la zona del escarpe del MM-1 Conocoto (eje horizontal) y las muestras de lentes de tefras volcánicas muestreadas en los depósitos coluviales de colapso. Abajo: Diagrama de correlación de Pearson con un segundo grupo de tefras volcánicas también muestreadas en la zona de escarpe.



Un claro ejemplo se presenta en la muestra SM-008 (Fig. 4.36) que fue tomada de un depósito coluvial de remoción en la zona sur del escarpe principal del MM-1 Conocoto. Esta muestra presenta un valor de asociación lineal de 0,8 con la ceniza EC-003, pero la asociación lineal es más fuerte con valores de 0,81 y 0,84 con las cenizas EC-005 y EC-006 las cuales tienen similitud geoquímica con la ceniza volcánica Pifo Basal A.

Fig. 4.36. Afloramiento de depósito coluvial de remoción en el movimiento en masa MM-1 Conocoto, se observa el lente de tefra volcánica de la muestra SM-008.

El resultado de la correlación de Pearson se presenta en el mapa de la figura 4.37, en el cual se observa la distribución espacial de los depósitos coluviales de colapso del MM-1 Conocoto en función de las correlaciones petrográficas encontradas entre las cenizas volcánicas del escarpe y los lentes de estos depósitos. Se debe señalar que los lentes de cenizas volcánicas CSC-001 y CSC-002, muestreados en la cresta transversal del límite norte del movimiento en masa, se correlacionan con la tefra volcánica EC-001 (Rucu Pichincha Terminal-200 ka) y EC-005 (Pifo Basal A-180 ka) respectivamente. De la misma forma el grupo de lentes de cenizas volcánicas SP-001A, B, C, SP-002 y SP-003, muestreadas en el afloramiento de la base del MM-1 Conocoto (ver Fig. 4.5b), se correlacionan con la secuencia completa de las cenizas volcánicas encontradas en el escarpe lo que indica que se produjo un solo evento de avalancha de escombros que comprometió las cenizas volcánicas del Pleistoceno Medio a Superior entre 200 a 180 ka intercaladas en la formación Cangahua. En los depósitos coluviales no se encontraron cenizas volcánicas más jóvenes del Rucu Pichincha como terminal (170 ka) ni Guagua Pichincha (47,5 a 11 ka).

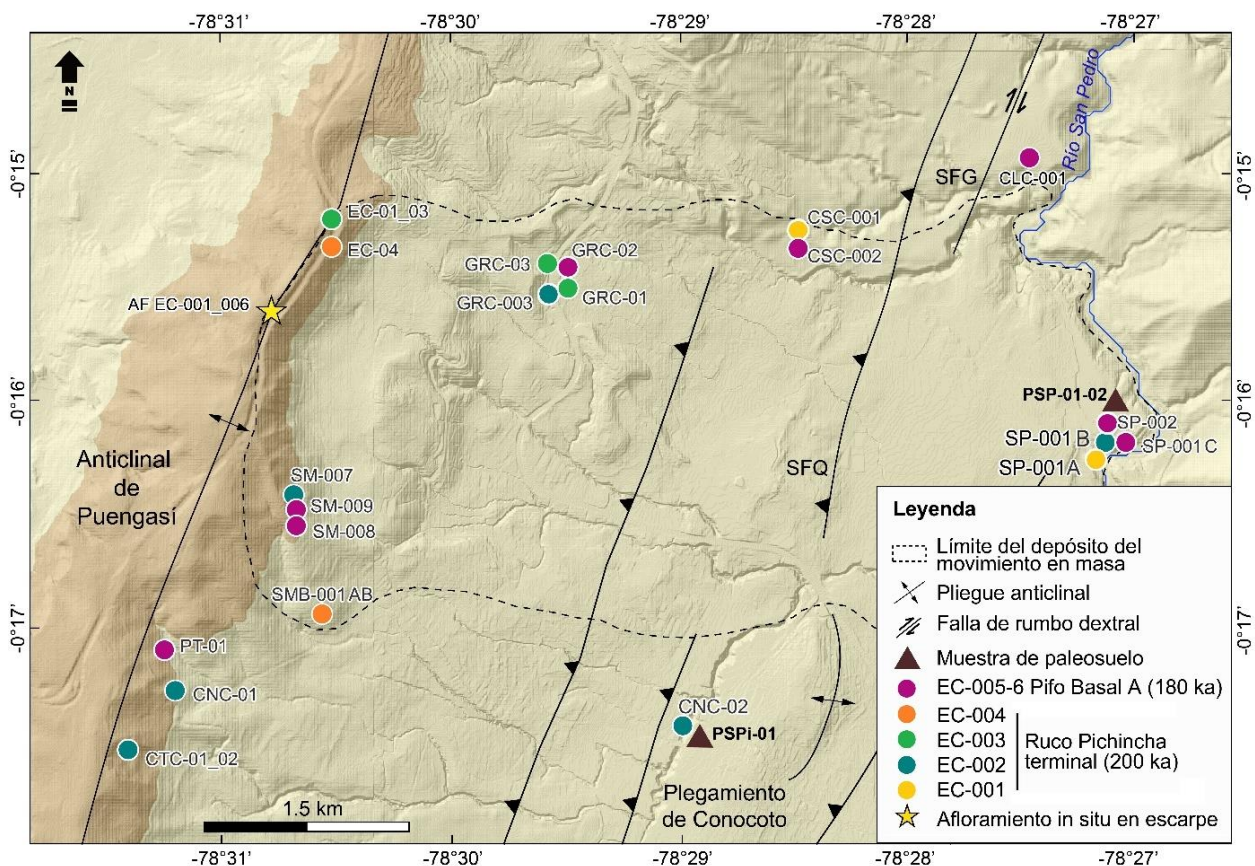


Fig. 4.37. Mapa de distribución espacial de los lentes de tefras volcánicas encontrados en los depósitos coluviales de crestas transversales del MM-1 Conocoto, en función de los resultados obtenidos en la correlación de Pearson.

En la zona de ocurrencia del MM-1 Conocoto se tomaron dos muestras de paleosuelo (Fig. 4.37) que fueron analizadas en el laboratorio de radiocarbono de Poznan-Polonia, los resultados se presentan en la tabla IX. En la zona de la base de este movimiento en masa, se encontró el paleosuelo deformado PSP, del cual se tomaron las muestras PSP-01-02 en la base y tope del estrato, respectivamente. En la figura 4.5b, se observa el nivel de paleosuelo deformado por el empuje del depósito coluvial de la avalancha de escombros del MM-1 Conocoto.

Nombre de la muestra	No. laboratorio	Edad ^{14}C
PSP-01	Poz-150395	8380 \pm 120 años AP
PSP-02	Poz-150403	8100 \pm 50 años AP
PSPi-01	Poz-150405	9890 \pm 60 años AP

Tabla IX. Edad radiométrica ^{14}C de las muestras de paleosuelo ubicadas bajo la avalancha de escombros de MM-1 Conocoto y bajo el estrato del Lahar del Valle de los Chillos de 4500 años AP.

El paleosuelo PSPi-01 fue muestreado en un afloramiento *in situ* cercano al cauce de una quebrada en la zona del plegamiento de Conocoto (Fig. 4.37) donde se pudo observar que se encuentra subyacente al depósito del Lahar del Valle de los Chillos de edad 4500 años AP (Mothes *et al.* 1998) y sobre un depósito de la formación Cangahua (Fig. 4.38b) que contiene bolas fósiles de la especie de escarabajo *Coprinisphaera kitu*.

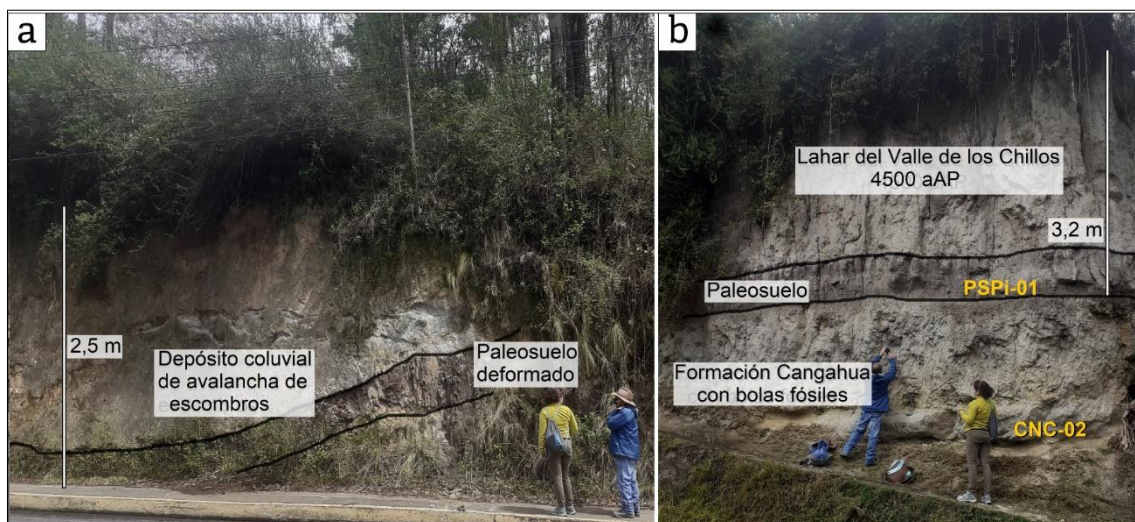


Fig. 4.38. a) Afloramiento en el pie del MM-1 Conocoto donde se tomaron las muestras PSP-01-02 en el paleosuelo deformado. b) Afloramiento cerca del cauce de quebrada en la zona del plegamiento de Conocoto donde se tomó la muestra de paleosuelo, *in situ*, y de la ceniza volcánica CNC-02 intercalada en la formación Cangahua.

En función de la edad cronológica obtenida se puede determinar que las muestras de paleosuelos corresponden al mismo nivel estratigráfico y que la avalancha de escombros encontrada sobre el paleosuelo PSP-02 tendría una edad máxima de 8100 ± 50 años AP.

Distribución espacial de los depósitos coluviales de los movimientos en masa MM-3 Oyacoto y MM-4 San Francisco

La correlación de Pearson se realizó entre la secuencia de cenizas volcánicas Mojanda R1 hasta TPICH-01 encontradas en el escarpe principal de los movimientos en masa MM-3 Oyacoto y MM-4 San Francisco, con las distintas muestras de lentes de tefras volcánicas encontrados dentro de los depósitos coluviales. En afloramientos *in situ* en el escarpe del movimiento en masa MM-3 Oyacoto aflora la formación Cangahua (Fig. 4.39a) con tres niveles de cenizas volcánicas. En la base se observa la tefra marcador Pifo Basal A (180 ka) que corresponde a un depósito tipo pliniano, hacia arriba y separada por un nivel de la formación Cangahua se encuentra la coignimbrita Pifo B (165 ka) (Robin *et al.* 2009) y sobre ésta la ceniza volcánica TPICH-01 que posiblemente corresponde a un evento de la fase de cono terminal del Rucu Pichincha (Jaya 2009), parte del Complejo Volcánico Pichincha, con una edad de 170 ka.

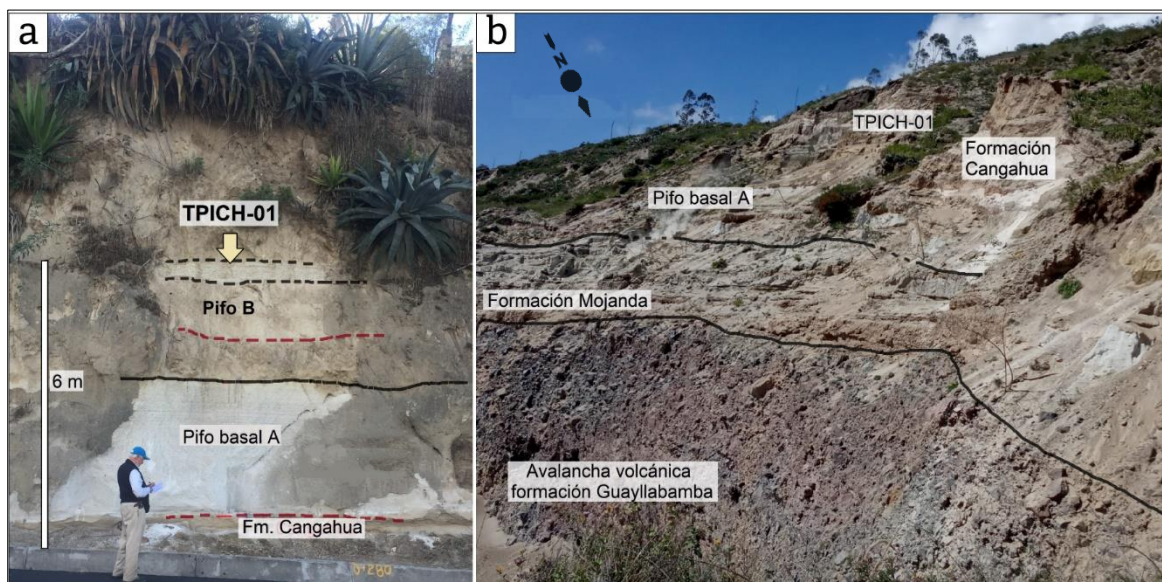


Fig. 4.39. a) Afloramiento en el escarpe del MM-3 Oyacoto donde se observa la secuencia de las capas guía de las cenizas volcánicas *in situ* intercaladas en la formación Cangahua. b) Afloramiento en el escarpe del MM-4 San Francisco con la secuencia de cenizas volcánicas *in situ* de las formaciones Mojanda y Cangahua.

En el escarpe del MM-4 San Francisco afloran las formaciones Cangahua y Mojanda, con un nivel de la ceniza volcánica Mojanda R1, sobre la avalancha volcánica de la formación Guayllabamba. Hacia arriba se tienen la secuencia de capas guía de cenizas volcánicas que corresponden a Pifo Basal A, Pifo B y TPICH-01 (Fig. 4.39b).

Los resultados de la correlación de Pearson se muestran en la figura 4.40 y en el mapa de la figura 4.41, en las cuales se puede observar la distribución espacial de los depósitos coluviales de colapso de los movimientos en masa MM-3 Oyacoto y MM-4 San Francisco en función de las correlaciones obtenidas con los lentes de tefras volcánicas. En la zona del movimiento en masa MM-3 Oyacoto las crestas transversales próximas al escarpe, incluyen lentes de tefras volcánicas de las cenizas volcánicas Pifo Basal A y TPICH-01 que corresponde al Rucu Pichincha como terminal. En los depósitos coluviales de colapso del MM-4 San Francisco cercanos al escarpe se encontraron lentes de tefras volcánicas del Mojanda R1, Pifo Basal A y muestras que corresponden también al Rucu Pichincha como terminal. Hacia la zona de la base de los movimientos en masa MM-3 Oyacoto y MM-4 San Francisco las crestas transversales ya no incluyen lentes de cenizas volcánicas (Fig. 4.41) y se encuentran conformadas por depósitos coluviales de remoción de rocas de las formaciones Guayllabamba y San Miguel, cubiertos periclinalmente por las formaciones Mojanda y Cangahua.

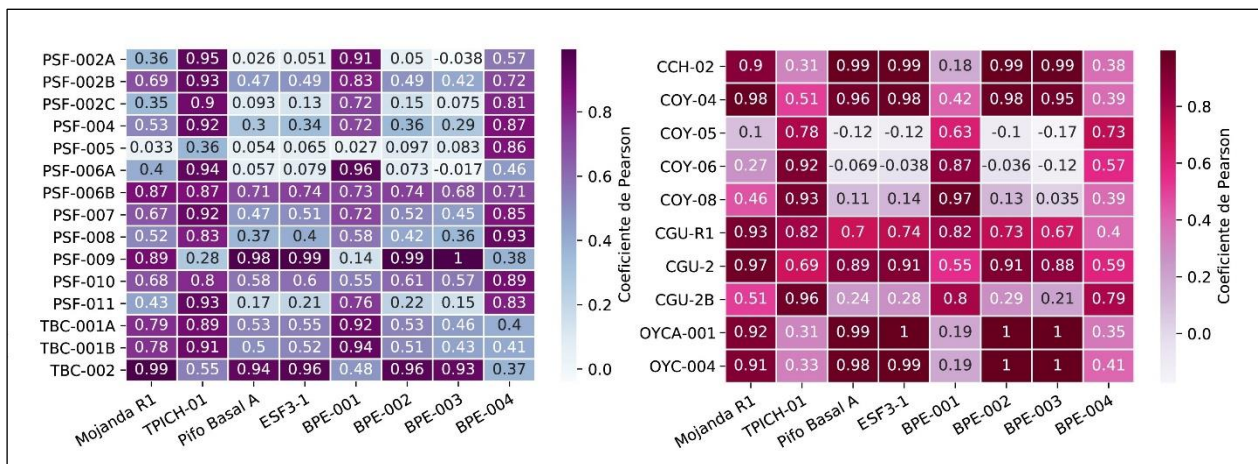


Fig. 4.40. Diagramas de correlación de Pearson entre cenizas volcánicas de la zona de escarpe del MM-3 Oyacoto y MM-4 San Francisco (eje horizontal) y las muestras de lentes de tefras volcánicas muestreados en los depósitos coluviales de colapso.

Se debe indicar que se analizaron los lentes de tefras volcánicas intercalados en depósitos coluviales de remoción ubicados hacia la confluencia de los ríos Guayllabamba y Pisque, así como en la base del flanco oriental del anticlinal Bellavista-Catequilla (Fig. 4.41). Estos lentes

de tefras volcánicas (COY-06, COY-08, CGU-R1, CGU-2B y CGU-2) están integrados en bloques de rocas de las formaciones Cangahua y Mojanda y corresponden a cenizas volcánicas de Mojanda R1, Pifo Basal A y Rucu cono terminal.

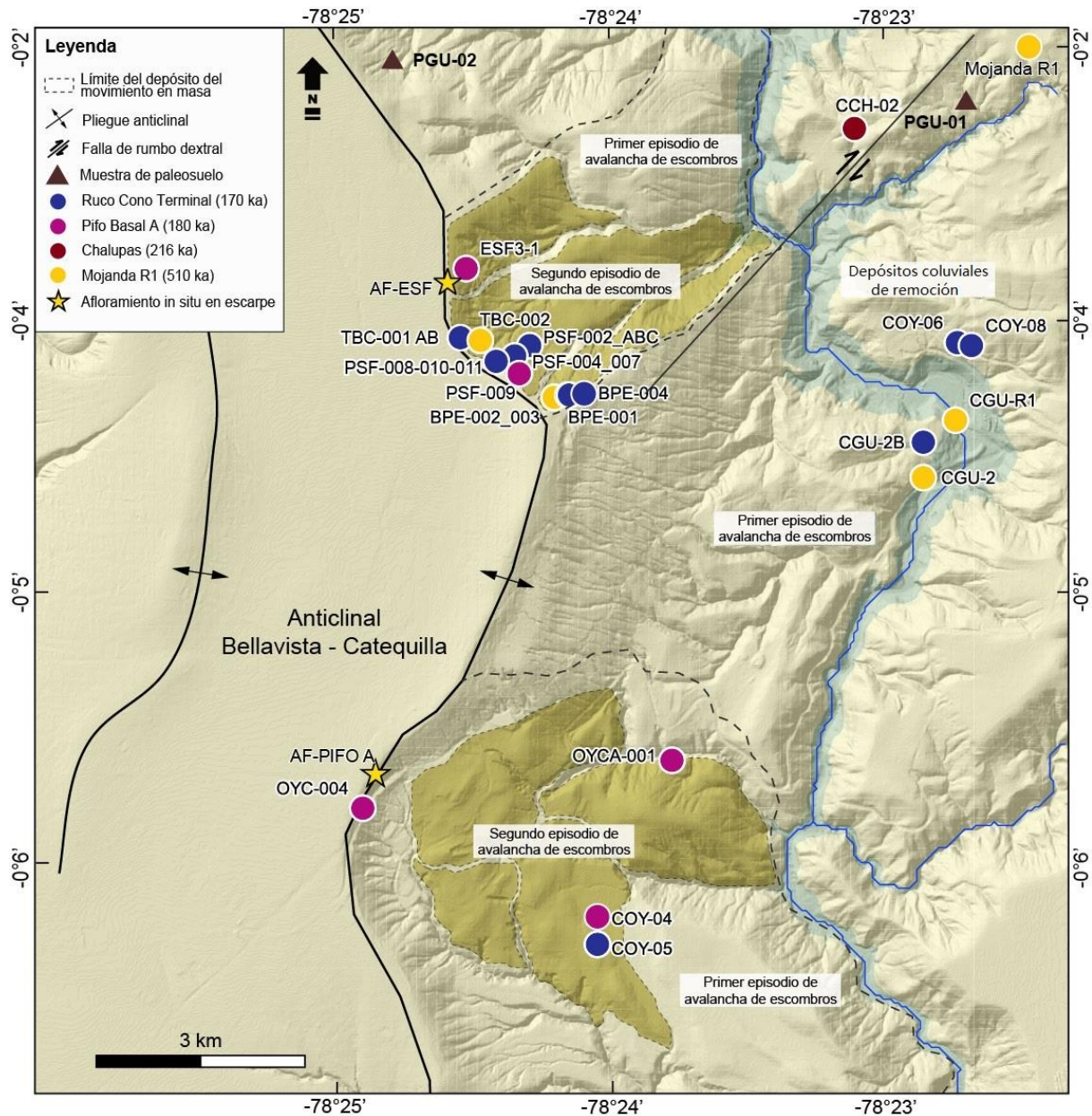


Fig. 4.41. Mapa de distribución espacial de los lentes de tefras volcánicas que delimitan los depósitos coluviales de remoción del segundo episodio de avalancha de escombros (resaltado en café claro), ubicados al pie de las zonas del escarpe del MM-3 Oyacoto y MM-4 San Francisco.

Sobreyacente a estos depósitos coluviales de remoción, que también integran fragmentos de la formación San Miguel y se localizan hacia el cauce del río Guayllabamba, se encontró el nivel de paleosuelo PGU-01, el cual se encuentra bajo la ceniza volcánica del Holoceno TGU-02

(Fig. 4.42). En el flanco oriental del anticlinal Bellavista-Catequilla hacia el norte del escarpe del MM-4 San Francisco, se encontró un segundo nivel de paleosuelo PGU-02 bajo la ceniza volcánica TGU-03 también del Holoceno (Fig. 4.41). Estas dos muestras de paleosuelo fueron analizadas en el laboratorio de radiocarbono de Poznan-Polonia, los resultados se presentan en la tabla X.

Nombre de la muestra	No. laboratorio	Edad ^{14}C
PGU-01	Poz-149969	2435 \pm 30 años AP
PGU-02	Poz-150403	2515 \pm 30 años AP

Tabla X. Edad radiométrica ^{14}C de muestras de paleosuelo sobre depósitos coluviales ubicados al pie y en el flanco oriental del anticlinal Bellavista-Catequilla.

El paleosuelo PGU-01 tiene una edad de 2435 \pm 30 años AP y se encuentra bajo la ceniza volcánica TGU-02, la cual está depositada de forma periclinal sobre depósitos coluviales de remoción asociados al cauce el río Guayllabamba. El paleosuelo PGU-02 tiene una edad cercana al paleosuelo PGU-01 de 2515 \pm 30 años AP y se encuentra cercano al nivel de suelo actual. En función de los resultados geoquímicos y de la edad radiométrica ^{14}C de los paleosuelos, las cenizas volcánicas TGU-02 y TGU-03 corresponderían a la erupción del volcán Pululahua de la Unidad III-E4 de edad 2320 \pm 30 años AP y Unidad III-E2 de edad 2420 \pm 30 años AP, respectivamente.

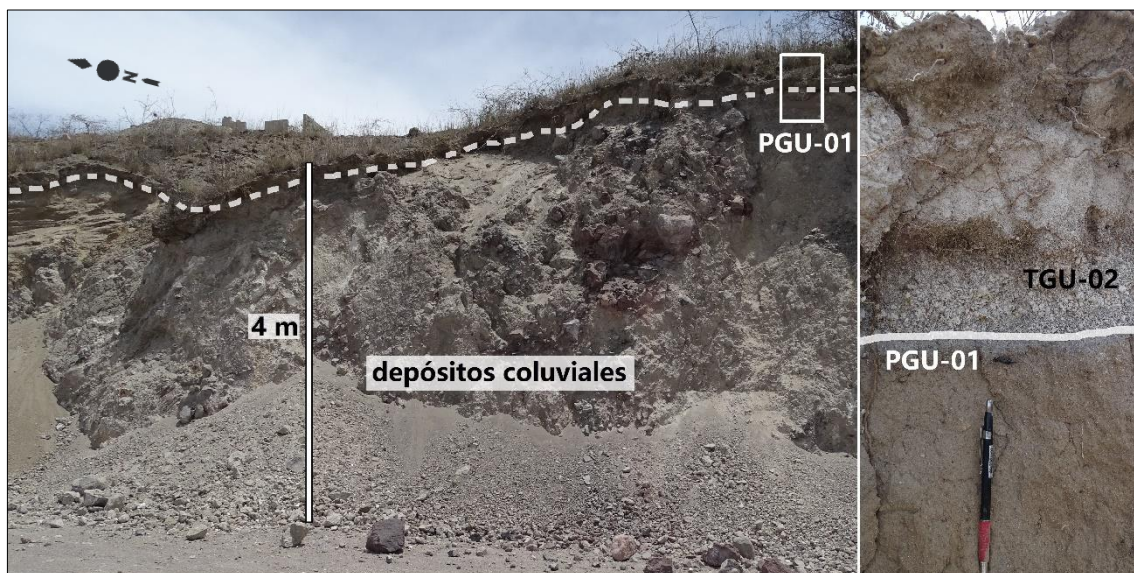


Fig. 4.42. Izquierda: ceniza volcánica holocénica, ubicada periclinalmente sobre depósitos coluviales de remoción de movimientos en masa actuales. Derecha: Detalle de la capa de ceniza volcánica TGU-02 bajo la cual se encuentra el paleosuelo PGU-01 con fragmentos de carbón.



4.4 Dinámica actual de los movimientos en masa en la cuenca Quito-Guayllabamba

La dinámica actual de los movimientos en masa en la cuenca ha sido estudiada a través de varios proyectos de titulación desarrollados dentro del Departamento de Geología, así como de investigaciones y una base de datos de movimientos en masa disparados por sismos y lluvias, levantada como parte del proyecto internacional *Tomorrow's Cities* (pie-dg-ig-uedinburgh-2020) ambos, parte de la Escuela Politécnica Nacional.

Los resultados de estos estudios se muestran a través de un mapa de susceptibilidad a movimientos en masa que realizó la valoración de los factores condicionantes inherentes a las unidades de rocas, suelos y la pendiente. En cuanto a los factores desencadenantes, la base de datos de la recopilación de movimientos en masa históricos permitió conocer la ubicación de aquellos disparados por eventos sísmicos, desde el terremoto de Guayllabamba ocurrido en el año 1587 hasta el sismo del año 2014. De la misma manera se determinó la distribución espacial y temporal de los movimientos en masa como eventos morfoclimáticos, relacionados con lluvias intensas en un período de 120 años entre 1900 a 2020.

4.4.1. Estudio de susceptibilidad a movimientos en masa

La susceptibilidad a movimientos en masa es la valoración de los factores condicionantes de una determinada zona que se expresa como una función distribuida en el espacio, de manera que muestra la imagen de la densidad de movimientos en masa esperada por unidad de área a través de un mapa que es calibrado con un inventario de movimientos en masa (PMA:GCA 2007). Estos mapas, aunque no integran factores de disparo o desencadenantes (lluvias y/o sismos), ofrecen una vista espacial de las zonas más propensas a generar inestabilidades en función de las condiciones intrínsecas de las laderas (Suárez 2009). Estos mapas constituyen una valiosa herramienta para la formulación de políticas, planes y proyectos para la planificación territorial.

Existen diversos métodos para el desarrollo de mapas de susceptibilidad, desde heurísticos como el análisis geomorfológico subjetivo, métodos determinísticos a través del factor de seguridad estático, hasta métodos estadísticos bivariados a multivariados.

Para el caso del Distrito Metropolitano de Quito, el cual constituye el espacio geográfico ubicado dentro de la cuenca Quito-Guayllabamba, se elaboró un mapa de susceptibilidad aplicando el método de la Matriz (Fig. 4.43). Con este método se realiza un análisis estadístico bivariado que integra dos factores como son la litología y los aspectos morfométricos del

modelo digital de elevación, MDE, procesados a través de un Sistema de Información Geográfica, SIG (Robalino y Pullas 2018). En este estudio, el mapa de susceptibilidad comprende un área total de 1325,7 km² la cual abarca especialmente la zona urbana.

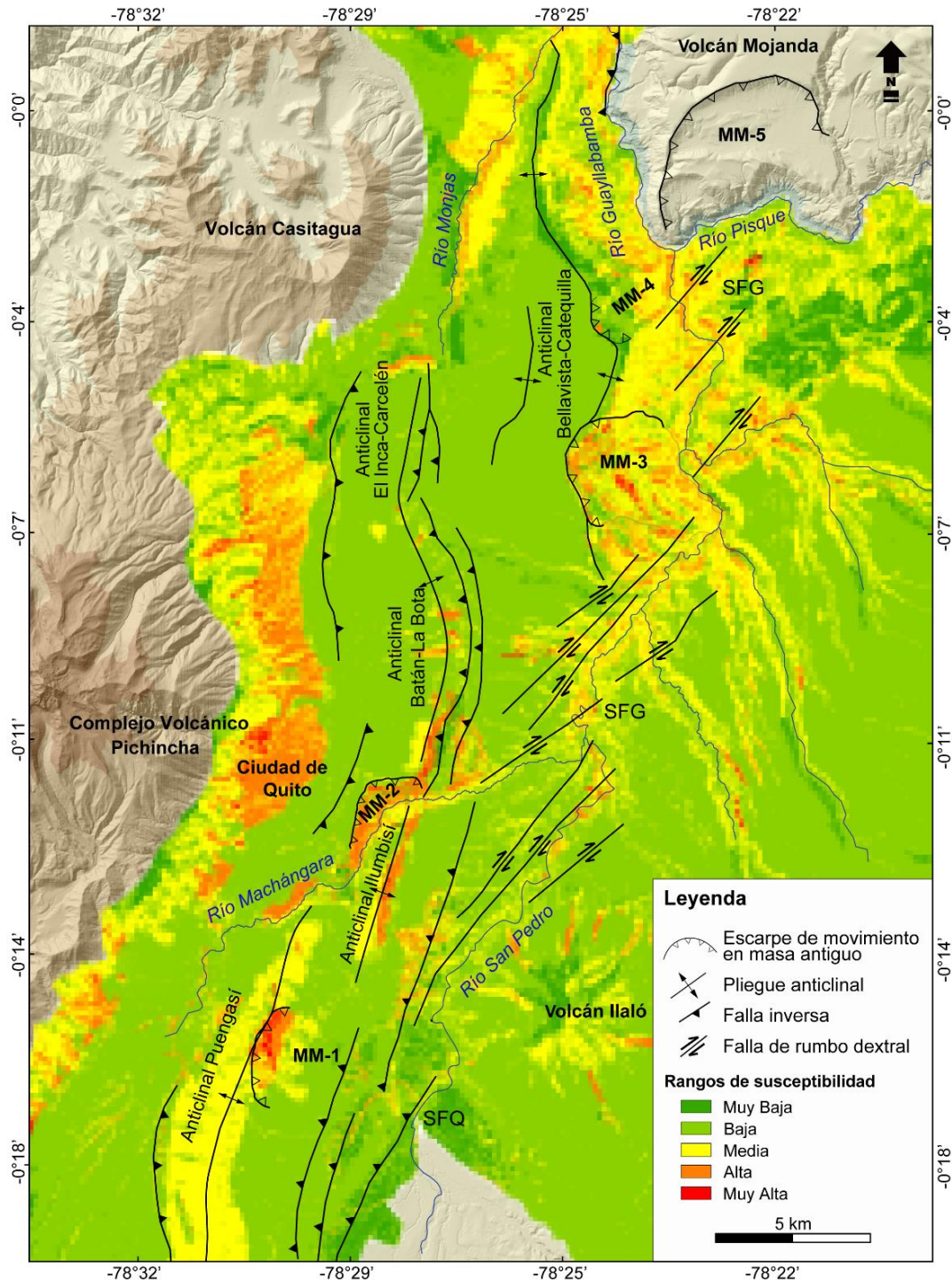


Fig. 4.43. Mapa de susceptibilidad a movimientos en masa del Distrito Metropolitano de Quito (tomado de Pullas y Robalino, 2018)



Este método fue desarrollado por Jiménez-Perálvarez (2012) quien determinó que los factores que tienen un mayor grado de asociación con el mapa de inventario de movimientos en masa son la litología y el ángulo de la pendiente, la orientación o aspecto de la ladera y la altitud o elevación, estos tres últimos, obtenidos del MDE.

Los resultados están expresados en 5 niveles de susceptibilidad desde muy baja a muy alta. Para el caso de estudio del Distrito Metropolitano de Quito, la susceptibilidad media abarca el 24,5% del área total, la susceptibilidad alta el 6,9% y la muy alta el 3,5%. Como se puede ver en el mapa de la figura 4.43, las áreas que presentan susceptibilidad alta a muy alta están ubicadas en las laderas occidentales del Complejo Volcánico Pichincha y el volcán Atacazo, en el flanco oriental de la serie de lomas anticlinales desde el pliegue de Puengasí hasta el de Bellavista-Catequilla, asociados el sistema de fallas inversas de Quito y en las zonas de escarpe de los grandes movimientos en masa, especialmente en MM-1 Conocoto, MM-2 Batán y MM-3 Oyacoto. Estos niveles de susceptibilidad también se encuentran asociados a los taludes con alta pendiente de los sistemas de ríos y quebradas. En la tabla XI se resumen las características litológicas y morfométricas de estos tres niveles de susceptibilidad.

Nivel de Susceptibilidad	Área (%)	Litología	Rango de altura (msnm)	Orientación de la ladera	Rango de pendiente
Media	24,5	-Rocas de las formaciones Pisque, San Miguel, Guayllabamba.	1630 a 2438	Este y sur	30° a 42°
		-Volcánicos Pichincha y Atacazo.	2099 a 3304	Este y sur	16° a 30°
		-Formación Cangahua	2947 a 3304	Norte, este, oeste	16° a 42°
Alta	6,9	-Depósitos glaciales, aluviales, laharíticos y coluviales.	2099 a 3304	Este y sur	8° a 30°
Muy alta	3,5	-Depósitos glaciales, aluviales, laharíticos y coluviales.	2689 a 3304	Sur, este, oeste	30° a 42°
		-Depósitos fluviales-palustres-lacustres.	2099 a 2947	Norte y este	8° a 30°

Tabla XI. Características de la litología y aspectos morfométricos de los niveles de susceptibilidad media, alta y muy alta en el Distrito Metropolitano de Quito.

La susceptibilidad muy alta comprende también áreas con litología de depósitos holocénicos aluviales, glaciales, laharíticos y coluviales que se ubican en laderas con pendientes empinadas entre los 30° a 42°, es decir en taludes de ríos, quebradas, sobre depósitos de lavas volcánicas



con alta pendiente y en la zona de escarpe de los grandes movimientos en masa (Fig. 4.43). En este nivel de susceptibilidad también se encuentran depósitos holocénicos fluviales-palustres-lacustres que están ubicados en zonas de pendientes entre 8° a 30° en el flanco oriental de la serie de las lomas anticlinales.

La susceptibilidad alta está relacionada con áreas donde la litología corresponde a depósitos holocénicos aluviales, glaciales, laharíticos y coluviales en laderas con inclinación hacia el este y sur, las cuales podrían ser inestables en pendientes entre 8° a 30° . Es importante mencionar que dentro de este nivel de susceptibilidad están los depósitos coluviales de las avalanchas de escombros de los grandes movimientos en masa que han sido objeto de esta investigación.

Las zonas de susceptibilidad media están conformadas por rocas de las formaciones Pisque, San Miguel y Guayllabamba, las cuales son parte del núcleo del anticlinal Bellavista-Catequilla. Estas rocas han sido afectadas por procesos de deformación y plegamiento lo que ha determinado una desfavorable posición de discontinuidad estructural en laderas inclinadas hacia el este y sur. Las laderas de los complejos volcánicos Pichincha y Atacazo ubicadas en la zona de piedemonte, tienen una susceptibilidad media que caracteriza laderas inclinadas hacia el este y sur en pendientes entre 16° a 30° . Las rocas de la formación Cangahua presentan también una susceptibilidad media en pendientes entre 16° a 42° , inclinadas hacia el norte, este y oeste con estratos que cubren de manera periclinal el paleorelieve de los anticlinales y las zonas de piedemonte. Geotécnicamente las rocas de la formación Cangahua se comportan como una roca blanda que ya presenta rasgos de inestabilidad en pendientes mayores a 30° , en función de las observaciones realizadas en el trabajo de campo.

4.4.2. Movimientos en masa disparados por sismos en la cuenca

El catálogo de terremotos ocurridos en el Ecuador (Egred 2009a) muestra que desde el año 1541 en que se reporta el primer sismo en el país, han ocurrido 98 terremotos con intensidades mayores o cercanas a siete grados en la escala MSK (*Medvédev-Sponheuer-Kárník*). El catálogo señala que 14 de los 98 sismos se localizaron en los alrededores de la actual ciudad de Quito provocando daños en los edificios coloniales y la arquitectura religiosa de la ciudad, así como eventos de colapsos de lomas, agrietamientos, flujos y hundimientos en las zonas periféricas.

Beauval *et al.* (2010) es su investigación de sismos históricos en la Sierra del Ecuador, determinaron su localización y magnitud de intensidad, M_{IC} , obtenida a partir del método de del centro de los contornos de confianza geográficos contrastando con el conjunto de datos



históricos de cada terremoto. En esta investigación se menciona que todo el Ecuador está expuesto a grandes terremotos generados en la zona de subducción, así como los asociados al gran sistema de fallas que constituye el límite oriental por el que se desplaza al NE la Cuña Norandina, por otra parte, se pueden tener afectaciones por la ocurrencia de sismos localizados en las fallas activas de la corteza de las Cordilleras y las que cruzan la Depresión Interandina. Estos sismos provocaron impactos considerables en la ciudad de Quito con el disparo de varios movimientos en masa (Tabla XII). La ubicación y características de los movimientos en masa relacionados a cada evento sísmico se tomaron de la base de datos del proyecto *Tomorrow's Cities*, 2020, construida de la recopilación de trabajos anteriores y se muestra en el mapa de la figura 4.44.

Evento sísmico	Año	Magnitud	Número de MM reportados	Características de los movimientos en masa reportados
Guayllabamba	1587	6,4 M_{IC}	4	Desplome de montañas en las cercanías de Quito que enterró ganado y pastores. Grandes deslizamientos de cerros, profundas grietas, hundimientos y desplomes, se abrió la tierra.
Quito	1859	7,2 M_{IC}	1	Grandes grietas y hundimientos.
Antisana	1914	6,44 M_{IC}	13	Deslizamientos y desplomes de lomas en los caseríos del sur y suroriente de Quito.
Murco	1929	5,88 M_{IC}	3	Grandes rupturas de suelo al sur de la ciudad
Sangolquí	1938	5,8 M_{IC}	7	Grandes grietas y hundimientos en el terreno por donde brota agua. Grietas profundas que se abren y cierran, deslizamientos de las lomas de las laderas de los alrededores. En la hacienda cerca de Conocoto hay grandes grietas por donde brota el agua.
Salado-Reventador	1987	M_w 7,1	10	Deslizamientos y derrumbes pequeños en la Cangahua cerca de Quito y grandes derrumbes de tierra, roca y agrietamientos hacia el oeste de la ciudad. Muchas calles en el norte de Quito muestran agrietamiento.
Pomasqui	1990	M_w 5,3	6	Derrumbes de taludes verticales a lo largo de varias vías al norte y este de la población con pequeñas fisuras en el terreno. Se



				desprendieron varias rocas en los taludes de las canteras de roca de la zona de Pomasqui.
(IG-EPN 2011)	2011	Mw 4,0	1	Desplome de taludes en la quebrada del río Monjas, sector La Antonia.
(IG-EPN 2014)	2014	Mw 5,1	8	Varias rupturas y movimientos en masa.

Tabla XII. Registro de los movimientos en masa disparados por eventos sísmicos históricos y recientes en la cuenca Quito-Guayllabamba (base de datos del proyecto *Tomorrow's Cities*, 2020).

El terremoto histórico de Guayllabamba de 1587 se ubicó en la terminación del segmento norte del sistema de fallas inversas de Quito, afectando varios poblados del norte de la ciudad como Guayllabamba y Pomasqui (Beauval *et al.* 2010), con desplome de cerros que seguramente provocaron víctimas y destrucción de viviendas (Egred 2009a).

De acuerdo con Yepes *et al.* (2016), el evento sísmico de 1859 es de tipo cortical, poco profundo y está asociado a los lineamientos NE-SO del oeste de Quito. Este sismo provocó graves daños en edificios, iglesias y casas de Quito (Egred 2009a) sin embargo no se tiene un registro muy detallado de la ocurrencia de movimientos en masa, pero se reporta la destrucción en amplias zonas de los alrededores de Quito en la provincia de Pichincha, al norte en la provincia de Imbabura y al sur en la Cotopaxi (Beauval *et al.* 2010).

En el año de 1938 se produjo el sismo de Sangolquí con epicentro ubicado al sureste de la cuenca Quito-Guayllabamba y de intensidad VII-VIII posiblemente asociado a estructuras corticales que cruzan de forma oblicua la Depresión Interandina (Beauval *et al.* 2010). Este evento provocó grandes grietas, hundimientos de terreno en las zonas de El Tingo, Conocoto, Alangasí y deslizamiento de lomas del volcán Ilaló (Egred 2009a).

El terremoto del Salado-Reventador (1987, Mw 7.1) ubicado en el límite entre las provincias orientales de Napo y Sucumbíos (ver Fig. 1.5) provocó la muerte de más de mil personas y el colapso de un tramo del oleoducto transecuatoriano, el epicentro se ubica en la falla inversa del Salado que cruza el volcán Reventador (Beauval *et al.* 2010).

El sistema de fallamiento inverso de Quito es una estructura compleja de 60 km de longitud y dirección N-S, en el cual se han identificado cinco subsegmentos que pueden romperse de forma individual o simultánea en un único evento (Yepes *et al.* (2016). Los eventos sísmicos de 1990, 2011 y 2014 estarían asociados a los segmentos norte Carcelén-El Inca, Bellavista-Catequilla, del sistema de fallas inversas de Quito.

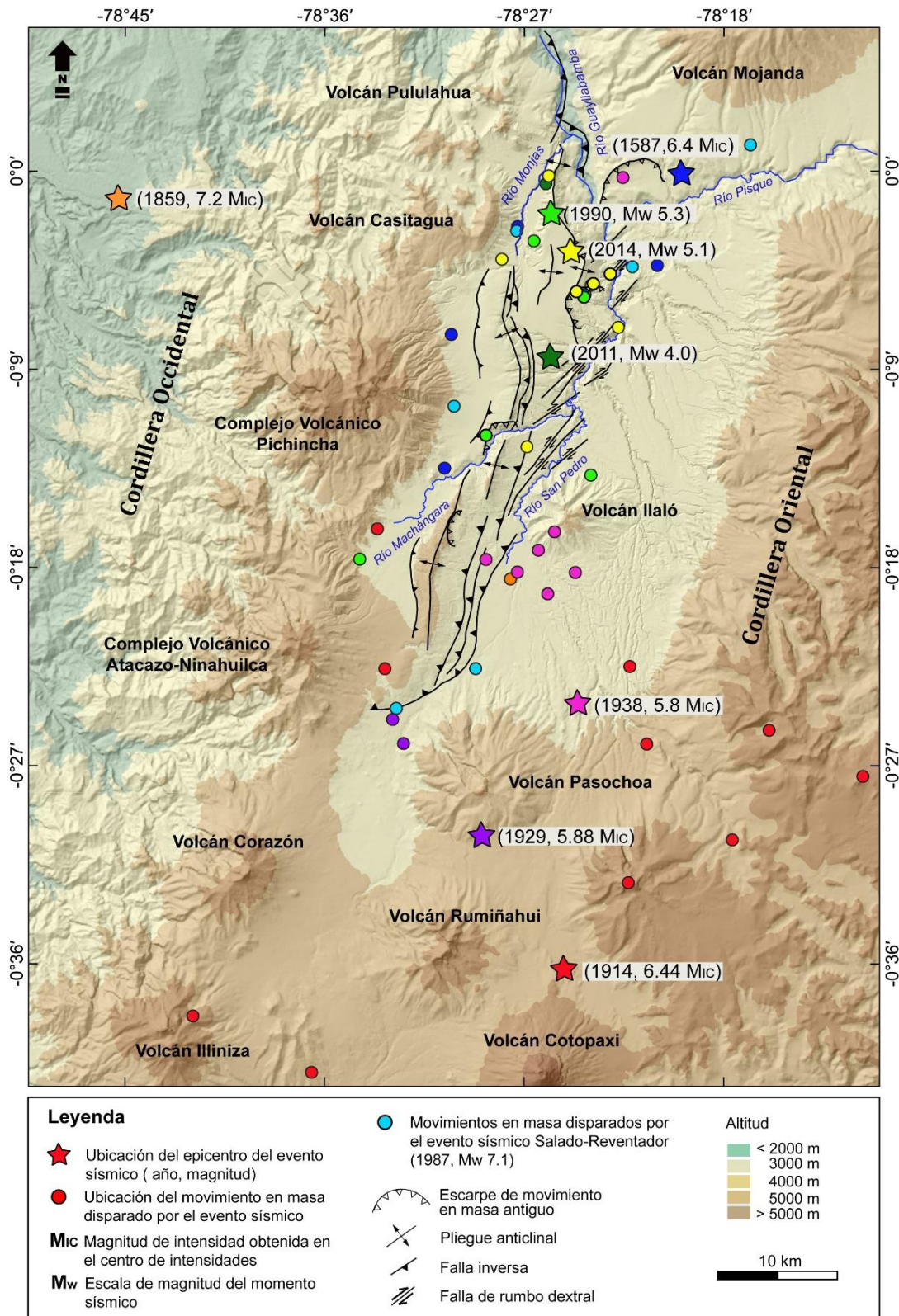


Fig. 4.44. Movimientos en masa disparados por sismos históricos y recientes en la cuenca Quito-Guayllabamba desde 1587 a 2014. El epicentro del sismo del Reventador no aparece en la figura, está ubicado al oriente en el límite entre las provincias de Napo y Sucumbíos.



El 29 de octubre del 2011, se registró un evento sísmico de magnitud M_w 4,0, cuyo epicentro se ubicó a una profundidad de 3 km en uno de los ramales del segmento norte del sistema de fallas inversas de Quito, en la zona nororiental de la ciudad, este evento fue percibido en toda la ciudad y hacia los valles y fueron reportados deslizamientos y fisuras en varias zonas en los taludes de la quebrada del río Monjas (IG-EPN 2011). El evento sísmico ocurrido el 12 de agosto del 2014 de magnitud M_w 5,1 generó varios movimientos en masa medianos y pequeños y dejó zonas de agrietamiento en las laderas, fue seguido por 44 réplicas sentidas en la población especialmente del norte de la ciudad (IG-EPN 2014). Este sismo desencadenó una serie de caídas y derrumbes por la reactivación de los depósitos de colapso de la antigua avalancha de escombros de los movimientos en masa MM-3 Oyacoto y MM-4 San Francisco donde se ubicó el epicentro (Fig. 4.44).

4.4.3 Movimientos en masa como eventos morfoclimáticos disparados por lluvias y su relación con el factor antrópico

El factor que con mayor frecuencia genera movimientos en masa es el climático ya que la infiltración relacionada a la ocurrencia de precipitaciones intensas provoca la saturación de los taludes por el incremento de la presión de poros de los materiales, disminuyendo su resistencia al cortante (Suárez 2009). Las zonas montañosas tropicales presentan una alta susceptibilidad a sufrir movimientos en masa debido que se conjugan factores condicionantes como la topografía, meteorización de los materiales y desencadenantes como lluvias intensas y sismicidad (Suárez 1998).

Los cambios en el clima pueden generar un umbral geomorfológico que provoca una inestabilidad en medio de un equilibrio dinámico en un intervalo de tiempo corto o millones de años (Gutiérrez Elorza 2008). En la actualidad estos umbrales geomorfológicos se expresan en tiempos cortos por cambios bruscos no solamente relacionados con el medio físico y el aspecto climático, sino por una inadecuada ocupación del territorio, el cual es rápidamente transformado por el crecimiento de las zonas urbanas (Estacio y Rodríguez 2012).

En la investigación realizada por Peltre (1989) en la ciudad de Quito, se introduce el término de eventos morfoclimáticos como “aquellos movimientos de terreno relacionados con el clima y la antropización del medio”. Dentro de este estudio se recopila un total de 517 eventos de derrumbes, hundimientos, flujos de lodo e inundaciones, ocurridos entre 1900 a 1988 donde se muestra que el 61% tuvieron su origen en el factor climático agravado por la actividad antrópica. En efecto, este estudio muestra que 64 de las 85 quebradas que descienden en las



laderas occidentales del Complejo Volcánico Pichincha han sido rellenadas en función de la necesidad de suelo para urbanización, focalizando la ocurrencia de los eventos morfoclimáticos en estos drenajes alterados. La ciudad de Quito se encuentra encajonada entre las laderas de los volcanes Casitagua, Pichincha y Atacazo al oeste y la serie de lomas levantadas por la falla activa de Quito, hacia el este. Esta condición morfológica ha determinado el relleno de los drenajes desde el año 1760 para ampliar el espacio urbano, la evacuación de los desechos y el cierre de zonas que no se pueden controlar socialmente (Metzger y Peltre 1996).

En función del análisis de los impactos producidos por la ocurrencia de movimientos en masa como eventos morfoclimáticos en las zonas montañosas que rodean la ciudad de Quito, se observa que están presentes tres factores: la ocupación de un territorio expuesto a multiamenazas, luego, la deficiente planificación del crecimiento de la ciudad que da lugar a la ocupación informal de laderas con alta pendiente y bordes de quebrada y finalmente la vulnerabilidad de las viviendas que en su mayoría no cuentan con una estructura adecuada ni servicios y se asientan en excavaciones de taludes no técnicas (Jiménez 2011).

Dentro de las actividades realizadas por el proyecto *Tomorrow's Cities* (pie-dg-ig-uedinburgh-2020) se elaboró una base de datos desde 1900 a 2020 (120 años) que contiene 1396 eventos morfoclimáticos: inundaciones, aluviones, hundimientos y movimientos en masa, asociados a eventos de lluvias intensas ocurridas en la ciudad de Quito. Estos eventos fueron georeferenciados y se escogieron luego de un proceso de depuración en función de los daños significativos causados en la ciudad (personas fallecidas, destrucción de infraestructura, redes viales y daños ambientales). Estos eventos en su mayoría pueden ser catalogados como de tamaño pequeño que involucran volúmenes entre 500 a 50 mil m³. Las fuentes utilizadas fueron: Peltre (1989), DesInventar Ecuador, Robalino y Pullas (2018), bases de datos del Municipio del Distrito Metropolitano de Quito y los trabajos de Espinosa (2022) Taipe (2022). Del total de eventos recopilados 644 corresponden a inundaciones (46%), 592 a movimientos en masa (42,4%), 86 a aluviones (6,2%) y 74 a hundimientos de terreno (5,4%). En el mapa de la figura 4.45 se muestra la ubicación de los 752 eventos morfoclimáticos relacionados con movimientos en masa, aluviones y hundimientos en tres períodos de tiempo relacionados con el crecimiento urbano de la ciudad de Quito, donde se observa que el 60,1% se produjeron en el período de 1970 a 2020. Dentro de estos eventos, D'Ercole y Metzger (2004) señalan que entre 1973 a 1997 se produjeron 6 aluviones que causaron daños importantes en la ciudad de Quito con pérdidas humanas y daños materiales en los barrios de La Libertad, La Gasca, El Condado, San Carlos, La Raya y La Comuna.

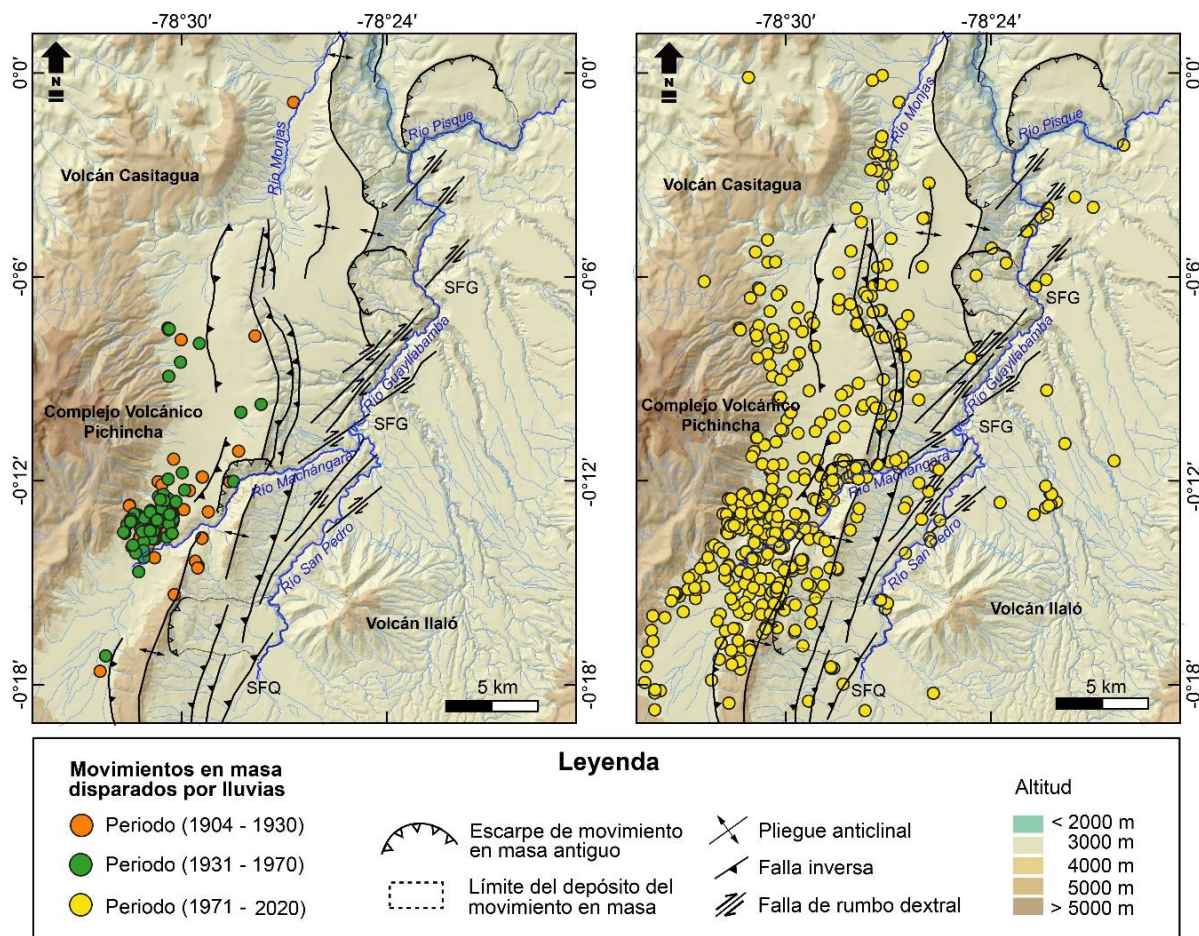


Fig. 4.45. Movimientos en masa, aluviones y hundimientos disparados por lluvias en tres períodos de tiempo relacionados con el crecimiento urbano en la Cuenca Quito-Guayllabamba (base de datos proyecto Tomorrow's Cities 2020)

En respuesta a esta problemática, en el año 2003, la Empresa Metropolitana de Alcantarillado y Agua Potable EMAAP-Q desarrolló un plan de intervención de las laderas occidentales de la ciudad que descienden de los volcanes Pichincha y Atacazo, donde implementó la recuperación y manejo de 31 quebradas, con el objetivo de impulsar una adecuada gestión del patrimonio natural y cultural de las laderas y reducir la ocurrencia de inundaciones, aluviones y deslizamientos en las quebradas (Jiménez 2011). Si bien este programa de intervención en las laderas provocó cambios favorables en la zona, no ha tenido una continuidad en cuanto a acciones integrales de mantenimiento y redimensionamiento de las obras civiles construidas en los cauces de las quebradas en función del actual escenario climático, ni se han implementado procesos de participación de la población a través de sistemas de alerta temprana. Esto ha devenido en la ocurrencia de nuevos eventos que han cobrado la vida de los pobladores asentados en la desembocadura de las quebradas como el aluvión de La Gasca-La Comuna del



pasado 31 de enero del 2021. Este aluvión se generó a partir de material saturado luego de un período de altas precipitaciones, con el disparo de una serie de deslizamientos en la cabecera de la quebrada Guanga Huaycu y la incorporación de material a su paso, depositando en la desembocadura un volumen entre 18 a 23 mil m³, eventos similares en la misma quebrada ocurrieron en 1917, 1975, 1982-83 y 1997 (base de datos *Tomorrow's Cities*, 2020).

El estudio realizado por Núñez (1993) incluye una recopilación de los movimientos en masa que se han disparados por lluvias intensas en la subcuenca de Guayllabamba. En este trabajo se señalan tanto el deslizamiento de La Libertad, ocurrido en el año de 1944, el cual fue disparado por una lluvia de 225 mm/mes y el deslizamiento de El Turu (La Calera) en 1906 que corresponde a la reactivación del antiguo macro deslizamiento de Cochapamba que destruyó el camino a San Antonio y Puéllaro, aguas abajo del río Monjas en su desembocadura con el río Guayllabamba.

En la figura 4.45 se puede observar que algunos movimientos en masa como eventos morfoclimáticos ocurridos entre 1904 a 2020 corresponden a la reactivación de antiguos depósitos coluviales de los grandes movimientos en masa. Desde período de crecimiento urbano entre 1971-2020, estos eventos presentan una concentración en los escarpes de los grandes movimientos en masa MM-1 Conocoto y MM-2 El Batán y se relacionan con la ocupación de las laderas anticlinales que son parte de las zonas periféricas de la ciudad de Quito.

Movimientos en masa disparados por lluvias en las microcuencas de los ríos Machángara y Monjas

Las microcuencas de los ríos Machángara y Monjas son parte de la cuenca hidrográfica del río Guayllabamba Alto y comprenden el sistema de quebradas y ríos que fluyen en las subcuencas de Quito y San Antonio, respectivamente, las cuales constituyen el espacio físico de mayor densidad poblacional del Distrito Metropolitano de Quito.

En relación con las precipitaciones, la microcuenca del río Machángara presenta valores de precipitación anual homogenizada entre 1400 a 2200 mm en el occidente y sur de la microcuenca y de 900 a 1100 mm en la parte norte y este (Peñafilel 2009). Esto evidencia la distribución heterogénea de los eventos de lluvias que se conjugan con las distintas unidades geomorfológicas que conforman la microcuenca. Por otra parte, la microcuenca del río Monjas se localiza al norte de la ciudad de Quito con precipitaciones anuales de 1800 mm en la cabecera de la microcuenca hidrográfica hasta valores de 400 mm en las zonas más bajas, los



valores máximos de precipitación registrados están entre 30 a 50 mm/día en los meses de abril, mayo y noviembre (Rivera y SSG-MDMQ 2017).

En función de la base de datos del proyecto *Tomorrow's Cities*, en la microcuenca del río Machángara, ubicada al sur de la ciudad de Quito, entre los años 1900 a 2020, han ocurrido 522 eventos morfoclimáticos (movimientos en masa, aluviones y hundimientos) relacionados directamente con los períodos de crecimientos del área urbana de Quito (Fig. 4.45). Del total de eventos, 60 corresponden a aluviones, estos eventos representan el 69,8% de todos los aluviones ocurridos en el Distrito Metropolitano de Quito. En el estudio de Taipe (2022) se señala que el 36% de los 522 eventos morfoclimáticos de esta microcuenca, se han generado en la unidad geomorfológica Conos de deyección y derrubios recientes (Cd) la cual está caracterizada por superficies onduladas y pendientes de entre 3° a 14°, ubicada en las laderas orientales de los volcanes Pichincha y Atacazo. Por otra parte, el 19% de eventos ocurrió en la unidad de Relieves derivados de rampas de piedemonte (Rrp) que se caracterizan por superficies disturbadas, fuertemente disectadas en colinas y vertientes abruptas con pendientes entre 22° a 35° y está ubicada en los flancos occidentales y orientales de las lomas de Puengasí, Ilumbisí y El Batán-La Bota, observándose una concentración de eventos en los escarpes de los grandes movimientos en masa MM-1 Conocoto y MM-2 Batán. En este estudio se muestra que los eventos morfoclimáticos además están distribuidos en otras unidades geomorfológicas, como antiguas cuencas lacustres, gargantas profundas de vertientes y conos de deyección, relacionadas con la red de drenaje del río Machángara.

En la microcuenca del río Monjas entre los años 1900 a 2020 se han generado 86 eventos morfoclimáticos (movimientos en masa, aluviones y hundimientos) que equivalen a la sexta parte de los ocurridos en la microcuenca del río Machángara. Esto estaría relacionado con el crecimiento urbano, que en la microcuenca del río Monjas, se incrementó notablemente en el período de 1971-2020 (Fig. 4.45) cuando se produjeron el 96,5% de los eventos (Espinosa 2022). En este estudio se muestra que, del total de eventos, el 18,6% ha ocurrido en la unidad geomorfológica de Cornisas y vertientes abruptas (Cr) en las faldas de los volcanes Pichincha y Casitagua. El otro 18,6% en Rampas de piedemonte (Ra) en el flanco occidental del anticlinal Bellavista-Catequilla, relacionados con las zonas de escarpe de los movimientos en masa MM-3 Oyacoto y MM-4 San Francisco y un 15% en la zona de caldera y domos (Ca) del volcán Pululahua. Se indica además que el resto de los eventos morfoclimáticos están distribuidos en unidades geomorfológicas como cañones y gargantas profundas de vertientes a lo largo del río



Monjas, conos de deyección, antiguas cuencas lacustres y terrazas intermedias, todas estas unidades relacionadas con el sistema de drenaje.

En los dos estudios de Taipe (2022) y Espinosa (2022), se realizó la restitución de la red de drenaje de las microcuencas de los ríos Machángara y Monjas respectivamente, a través de un trabajo de fotointerpretación. La restitución del drenaje permitió determinar la longitud de quebradas que se encontraban rellenas, entubadas o libres en estado natural hasta el año 2020, los resultados se presentan en la tabla XIII.

Microcuenca	Drenaje libre %	Drenaje relleno %	Drenaje Entubado %	Longitud total red de drenaje (km)
Machángara	31,1	68,9	0,11	771,9
Monjas	52,5	41,3	6,22	349,3

Tabla XIII. Condición de la red de drenaje de las microcuencas de los ríos Machángara y Monjas (tomado de Taipe 2022 y Espinosa 2022)

En esta tabla se puede observar la relación de la ocurrencia de los movimientos en masa disparados por lluvias con la condición de la red de drenaje. Taipe (2022) encontró que el 77,4% de los eventos se dispararon en zonas donde el drenaje había sido relleno en la microcuenca del río Machángara. En el caso de la microcuenca del río Monjas Espinosa (2022) determinó que 46 de los 86 eventos es decir el 53% también ocurrió en quebradas rellenas.

CAPÍTULO V: MECANISMOS GENERADORES DE LOS GRANDES MOVIMIENTOS EN MASA EN LA CUENCA QUITO-GUAYLLABAMBA

5.1 Interpretación de los mecanismos de generación de los movimientos en masa

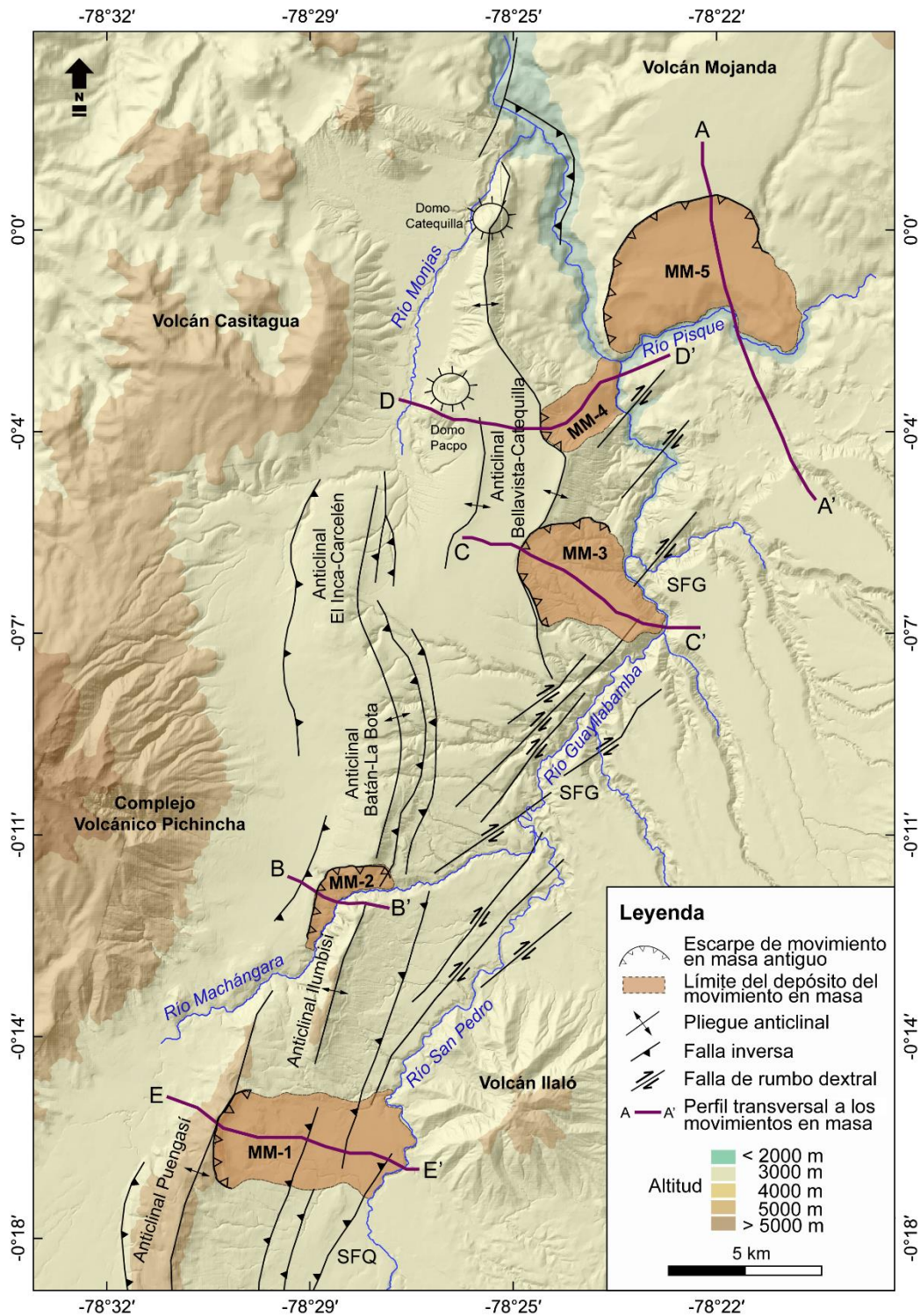


Fig. 5.1. Ubicación de los perfiles transversales a los grandes movimientos en masa utilizados para la construcción de los esquemas cronoestratigráficos.



El análisis de los mecanismos o causas de la ocurrencia de los grandes movimientos en masa de la cuenca Quito-Guayllabamba se realizó en función de los resultados obtenidos de los estudios neotectónico y lito-tefroestratigráfico. Para este efecto se elaboraron esquemas cronoestratigráficos en perfiles transversales a cada movimiento en masa (Fig. 5.1). En los mismos se integraron los datos geológicos obtenidos en campo y laboratorio para interpretar los probables mecanismos geológicos, morfológicos y físicos que responsables del disparo de los grandes movimientos estudiados.

El análisis de los mecanismos causales de cada uno de los movimientos se ha sido ordenado en función de la distribución espacial y temporal derivada de los resultados presentados en el anterior capítulo. De esta manera la interpretación de los mecanismos comienza con el movimiento en masa más antiguo que corresponde al gran deslizamiento rotacional MM-5 Guayllabamba, posteriormente el deslizamiento rotacional y caída de escombros del MM-2 Batán y las tres avalanchas de escombros MM-3 Oyacoto, MM-4 San Francisco y MM-1 Conocoto. Esta cronología ha permitido integrar los procesos de remoción en masa con las respectivas alteraciones climáticas documentadas en la cuenca.

5.1.1 Movimiento en masa Guayllabamba (MM-5)

En función del estudio geomorfológico, este movimiento en masa es de tipo compuesto, formado por un profundo deslizamiento rotacional. Este gran deslizamiento rotacional dejó una importante huella en la ladera suroccidental del volcán Mojanda cuyo rasgo morfológico es la cicatriz de un escarpe principal semicircular, dos secundarios y una zona de acumulación que desplazó el cauce del río hacia el sur. El depósito coluvial de remoción conformado por fragmentos de la formación San Miguel, está dispuesto en crestas transversales sobre las cuales se han depositado las formaciones Mojanda y Cangahua cubriendo periclinamente el paleorelivo con espesores que varían entre 20 a 50 m. En la zona del escarpe principal, estas dos formaciones están dispuestas en estratos periclinales subhorizontales inclinadas entre 1° a 2° al norte, con un espesor aproximado de 100 m observado en campo (Fig. 5.2).

Mecanismos geológicos: Las rocas que conforman el escarpe, así como los depósitos coluviales de colapso del movimiento en masa, corresponden a depósitos lacustres de arcillas, limos y arenas de la formación San Miguel que se encuentran interestratificados. Esta condición de estratificación, dada su génesis lacustre, hace que estas rocas tengan una desfavorable posición de discontinuidad que la hace propensas a generar zonas inestables.

Mecanismos morfológicos: El paleolago de la formación San Miguel pudo haberse colmatado de sedimentos transportados por el sistema de drenaje proveniente de la Cordillera Oriental y desde el sur de la cuenca, en una primera fase de formación del paleolago caracterizada por facies deltaicas de areniscas y conglomerados (López y Toro 2020). Posteriormente, el aporte de sedimentos se produjo por el ingreso de material de erupciones volcánicas como cenizas y tobas que se han encontrado intercaladas en los estratos lacustres, así como material proveniente del oeste relacionado con el levantamiento del anticlinal Bellavista-Catequilla representado por facies de pendiente (López y Toro 2020). Este proceso de colmatación y levantamiento posiblemente provocó una agradación en el cauce de los sistemas de drenaje alimentadores del paleolago y una posterior incisión por erosión fluvial, como respuesta de los ríos por reestablecer sus cauces (Burbank y Anderson 2009). La erosión fluvial al pie del talud desestabilizó y colapsó el flanco de la zona suroccidental del volcán Mojanda, en la zona de confluencia de los dos principales ríos alimentadores (ver Fig.5.1). Este colapso es anterior al ingreso de los grandes flujos laharíticos y avalanchas volcánicas de la formación Guayllabamba, ya que estos generaron extensas zonas de deformación al ingresar en sedimentos lacustres plásticos que corresponden a instancias de cierre del paleolago, cuando éste ya se había drenado.

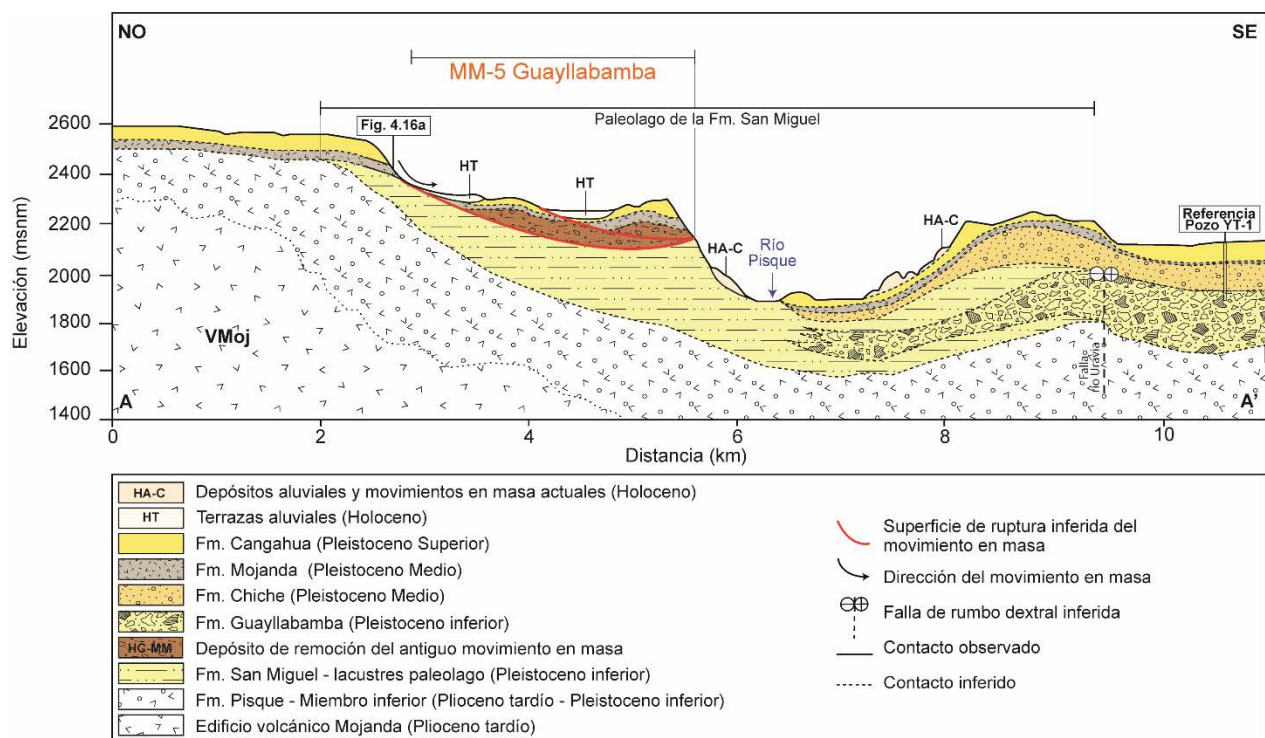


Fig. 5.2. Esquema cronoestratigráfico A-A' del movimiento en masa MM-5 Guayllabamba. (Exageración vertical aprox. 2.5X)



Posteriormente, en el Holoceno, los estratos plegados y cizallados de los depósitos lacustres de la formación San Miguel, cubiertos por las formaciones Cangahua y Mojanda, se desestabilizaron hacia la zona de confluencia de los ríos Guayllabamba y Pisque, sitio de la anomalía B (Fig. 4.26), generando movimientos en masa más recientes, HA-C (Fig. 5.2). En estas zonas ubicadas hacia el cauce de los ríos, afloran importantes depósitos coluviales de remoción cubiertos de forma periclinal por cenizas volcánicas de la erupción del volcán Pulumahua, TGU-02, que de acuerdo con los estudios geoquímicos y petrográficos corresponden a la ceniza de la Unidad III-E4 de edad 2320 ± 30 años AP, ubicada sobre el paleosuelo PGU-01 con una edad de 2435 ± 30 años AP.

En el análisis de los índices geomorfológicos obtenidos, en el perfil longitudinal actual del río Pisque (ver Fig. 4.25), se observa el predominio de *knickpoints* de tipo litológico-estructural, los cuales muestran cambios litológicos en el cauce del río en sentido este-oeste, desde afloramientos de rocas de la formación Guayllabamba, lacustres de la formación San Miguel hasta llegar a rocas de la formación Pisque en la zona de confluencia con el río Guayllabamba. Los *knickpoints* de tipo litológico-estructural son indicadores también del paso del río a través de los potentes depósitos coluviales de la base del movimiento en masa donde se observa además un desplazamiento del cauce hacia el sur y la presencia de movimientos en masa actuales. El tercio final del perfil del río muestra una concavidad que podría estar relacionada con procesos de levantamiento topográfico por ajuste isostático, común en zonas de antiguos lagos por ausencia del peso producido por la capa de agua (Melnick *et al.* 2012). Esta variación topográfica ha sido cuantificada en el estudio de monitoreo de la deformación de la superficie a través de datos de interferometría satelital en Quito (Espín 2019), determinando tasas de levantamiento entre 1 a 2,2 mm/año en la depresión de Guayllabamba.

Como se ha mostrado, los mecanismos de disparo de este gran movimiento en masa no están relacionados a procesos de levantamiento tectónico, lo que se evidencia también en el índice de asimetría de la cuenca del río Pisque (valor absoluto 4,9 - cuenca simétrica) donde el colapso responde a un proceso gravitacional de desequilibrio de la ladera en respuesta a la intensa erosión fluvial de los ríos Pisque y Guayllabamba en el flanco suroccidental del volcán Mojanda.

Edad cronoestratigráfica: El MM-5 Guayllabamba ocurrió antes del ingreso de las rocas de la formación Guayllabamba cuando el paleolago estaba en proceso de colmatación hace aproximadamente 0,81 Ma hacia el final del Pleistoceno inferior.

5.1.2 Movimiento en masa Batán (MM-2)

El estudio geomorfológico de este movimiento en masa muestra que es de tipo compuesto, integrado por un deslizamiento rotacional y por caídas de escombros secundarias. El rasgo morfológico del deslizamiento rotacional es la cicatriz de un gran escarpe en el flanco sur del anticlinal El Batán-La Bota, con caídas de escombros secundarias que han depositado material al pie del talud por donde cruza el río Machángara (Fig. 5.3).

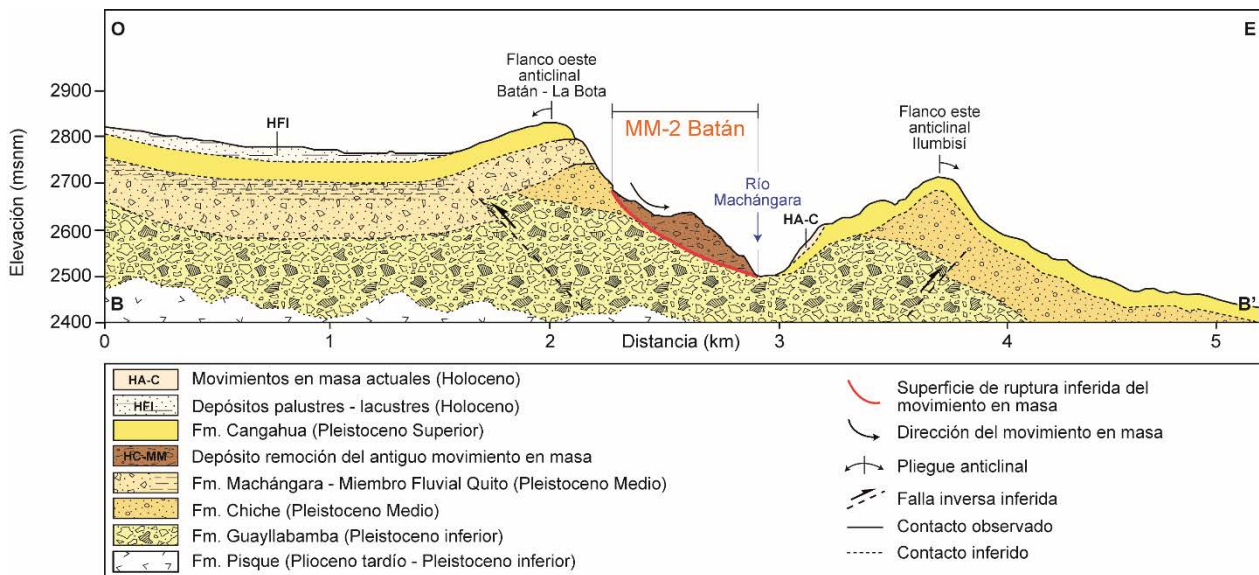


Fig. 5.3. Esquema cronoestratigráfico B-B' del movimiento en masa MM-2 Batán.
(Exageración vertical aprox. 2X)

Mecanismos geológicos: Las rocas que afloran en el escarpe y conforman los depósitos de escombros al pie del talud corresponden a las formaciones Machángara y Chiche que constituyen el núcleo de los anticlinales El Batán-La Bota e Ilumbisí con una desfavorable orientación de discontinuidad estructural por la deformación (Fig.5.3). La formación Machángara está formada por depósitos de avalancha volcánica, flujos piroclásticos y lavas que pueden presentar una desfavorable posición de discontinuidad por la interestratificación de las rocas. Las avalanchas volcánicas se comportan como macizos rocosos muy fracturados y los flujos piroclásticos como depósitos de arena de baja cohesión. La formación Chiche también presentan una desfavorable posición de discontinuidad con interestratificación de depósitos de flujos aluviales caracterizados por arenas intercaladas con lentes de paleocanales y estratos de limos arcillosos correspondientes a llanuras de inundación de ambientes de baja energía.



Mecanismos morfológicos: La formación del anticlinal genera un levantamiento topográfico que conlleva una mayor inclinación de las pendientes y aumento de las fuerzas desestabilizadoras en el talud (Suárez 2009). El movimiento en masa MM-2 Batán, se ubica en una zona de plegamiento formado por el levantamiento tectónico del segmento sur del sistema de fallas inversas de Quito, lugar donde además se conjuga la erosión fluvial al pie del talud del río Machángara. De acuerdo con Cruden y Varnes (1996) el corte que provoca la incisión fluvial en los valles de zonas elevadas provoca su rebote, fracturación y desprendimiento de las paredes por cizallamiento a lo largo de las discontinuidades. Burbank y Anderson (2009) señalan que un incremento de la pendiente de los ríos asociada a la tectónica aumenta en gran medida el potencial de la corriente comenzando a erosionar su lecho. El río Machángara ha formado un cañón profundo con un valle de vertientes abruptas excavadas por el flujo del agua que ha erosionado el anticlinal en respuesta al levantamiento, generando una erosión al pie de la ladera que ha provocado la ocurrencia del movimiento en masa MM-5 Batán. Las condiciones geológicas y morfológicas determinan que sea una zona de alta susceptibilidad a reactivaciones por la ocurrencia de factores desencadenantes como lluvias intensas y sismos. El estudio de los índices geomorfológicos en el perfil longitudinal del río Machángara, muestra un marcado perfil cóncavo y la presencia de *knickpoints* tectónicos en la zona de ocurrencia del movimiento en masa, donde se encuentran dos segmentos del sistema de fallas inversas de Quito (ver Fig. 4.23). El empuje de los segmentos del fallamiento inverso se ha medido a través del índice SL que pasa de un rango de 1-100 a un rango de 401-500 en apenas 6 km, lo que muestra el marcado levantamiento tectónico. En el tramo final del perfil del río, en la confluencia con el río San Pedro, también se observan varios *knickpoints* tectónicos que muestran la influencia del sistema de fallas de rumbo dextral de Guayllabamba, las cuales se conectan en esa zona con el sistema de fallas inversas de Quito, provocando una desviación del cauce en forma de L, en el punto de anomalía tectónica A del índice SL (ver Fig.4.26). En cuanto al factor de asimetría, la microcuenca del río Machángara tiene un valor absoluto de 25,4 que indica que se trata de una microcuenca hidrográfica fuertemente asimétrica por acción de la tectónica activa que ha provocado su basculamiento al sureste.

Edad cronoestratigráfica: El MM-2 Batán posiblemente se generó en sincronía con el levantamiento del anticlinal, que habría ocurrido luego de la depositación de la formación Machángara entre 0,5 a 0,25 Ma, en el Pleistoceno Medio.

5.1.3 Movimientos en masa Oyacoto (MM-3) y San Francisco (MM-4)

Estos grandes movimientos en masa se encuentran ubicados en el segmento inicial del anticlinal Bellavista-Catequilla. El estudio geomorfológico permitió caracterizarlos como movimientos en masa de tipo complejo y sucesivo. Son de tipo complejo por la combinación de una ruptura inicial correspondiente a un deslizamiento rotacional que han dejado la huella de grandes escarpes semicirculares en el flanco oriental del anticlinal y de subsecuentes depósitos coluviales de grandes avalanchas de escombros. Se ha determinado que son sucesivos ya que se ha evidenciado en el trabajo de campo la existencia de dos eventos importantes de avalanchas de escombros, cada uno con rasgos litológicos distintivos localizados en el flanco oriental del pliegue anticlinal de Bellavista-Catequilla, con diferentes superficies de ruptura (Fig.5.4).

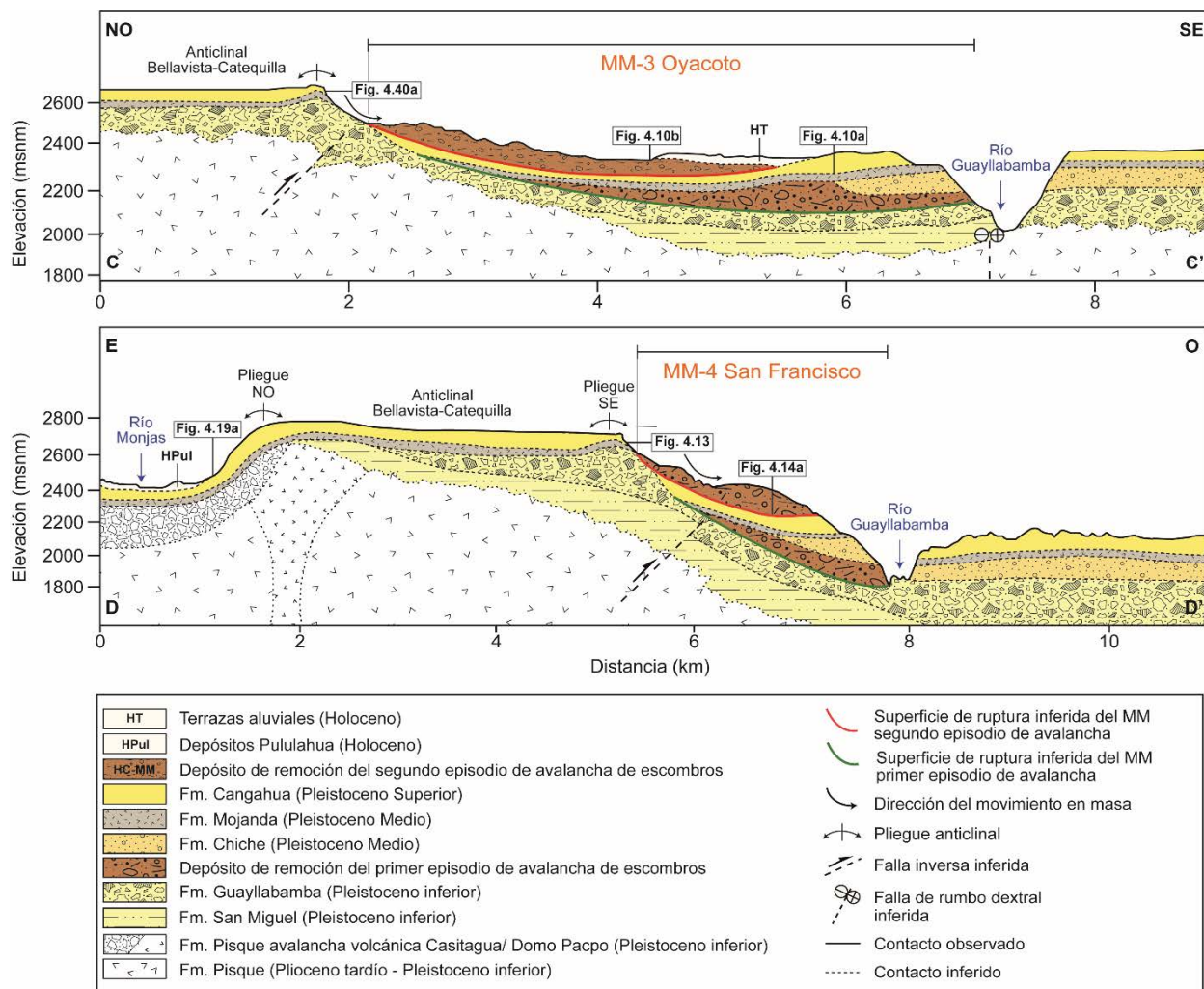


Fig. 5.4. Arriba: Esquema cronoestratigráfico C-C' del movimiento en masa MM-3 Oyacoto. (Exageración vertical aprox. 3X) Abajo: Esquema cronoestratigráfico D-D' del movimiento en masa MM-4 San Francisco. (Exageración vertical aprox. 2X)



Mecanismos geológicos: En el escarpe de los dos movimientos en masa exponen a la base rocas de la avalancha volcánica del estratocono basal del Rucu Pichincha (~850 ka) de la formación Guayllabamba, observándose la inyección de los sedimentos lacustres de la formación San Miguel solamente en el escarpe del MM-4 San Francisco debido a la distribución espacial del paleolago. Las avalanchas volcánicas se comportan como macizos rocosos muy fracturados, presentado además contraste de rigidez por la inyección de sedimentos lacustres, estas rocas conforman el depósito coluvial de remoción del primer evento de avalancha de escombros que integró en su colapso también rocas del domo Pacpo. La formación Guayllabamba junto con los lacustres de la formación San Miguel se encuentran deformadas por acción del plegamiento asociado al levantamiento del anticlinal (Fig. 5.4).

Sobre las rocas de la formación Guayllabamba, en un hiato estratigráfico, se encuentran las formaciones Mojanda y Cangahua, cuyas rocas conforman los depósitos coluviales del segundo evento de avalancha de escombros. Las formaciones Mojanda y Cangahua están compuestas por una serie de capas de cenizas volcánicas con espesores mayores a 1 metro como el observado en las cenizas volcánicas de capas guía Mojanda R1 y Pifo Basal A, lo que genera una desfavorable posición de discontinuidad por interestratificación. La intercalación de estratos de ceniza volcánica también genera un contraste de permeabilidad, ya que las rocas de la formación Cangahua corresponden a volcano-sedimentos de tipo loess (limos arcillosos) que en el ámbito geotécnico presentan valores bajos de permeabilidad, en tanto que las capas de cenizas volcánicas se comportan como estratos de arenas gruesas a gravas que muestran alta permeabilidad (González de Vallejo *et al.* 2002).

Adicionalmente las rocas de las formaciones Mojanda y Cangahua caracterizadas por la presencia de varios estratos de capas de cenizas volcánicas, intercalados a lo largo de sus depósitos volcánicos, desarrollaron una desfavorable orientación de discontinuidad estructural asociada al proceso de plegamiento del anticlinal. Este proceso de plegamiento afectó las capas de cenizas volcánicas interestratificadas, observándose en el campo estratos con ángulos de inclinación mayores a 40° (ver Fig. 4.18). Las cenizas volcánicas tienen un comportamiento geotécnico de arenas sueltas y gravas, con un ángulo de reposo entre 25 a 35° (Suárez 2009), que es superado por la acción de plegamiento, lo que las convierte en planos de debilidad inestables. Por otra parte, el proceso de plegamiento también implica esfuerzos de tracción en la zona de charnela que es la línea de mayor curvatura, provocando zonas de debilidad y fallas de ruptura asociadas al momento de flexión del pliegue (*bending moment fold*) (ver Fig. 4.19).



Mecanismos morfológicos: El primer episodio de avalancha de escombros podría estar relacionado al levantamiento tectónico del anticlinal Bellavista-Catequilla, el cual provocó un cambio en la pendiente en el transcurso del tiempo. Así el fallamiento gravitacional del material se produce como una respuesta erosiva a esas condiciones de umbral que representan el balance entre el relieve, la erosión fluvial y la actividad tectónica (Burbank y Anderson 2009, Delgado *et al.* 2020). Korup *et al.* (2007) mostraron que las laderas de las montañas en zonas tectónicamente activas se van adaptando a los procesos de un rápido levantamiento del relieve y la incisión fluvial a través de un incremento de las tasas de deslizamientos que permiten llegar a un equilibrio morfológico.

En el segundo episodio de avalancha de escombros actuaron como preconditionantes los mismos mecanismos morfológicos que determinaron la ocurrencia del primer episodio de avalancha de escombros, es decir, la interacción entre el levantamiento tectónico con la erosión fluvial del río Guayllabamba que socavó el pie de la ladera del anticlinal, pero en rocas con distintas características litológicas, lo que generó condiciones inestables umbral.

El estudio de los índices geomorfológicos en el perfil longitudinal del tramo del río Guayllabamba que pasa por el pie de la ladera donde se encuentran los movimientos en masa muestra una alternancia entre *knickpoints* de tipo litológico-estructural y tectónicos. Los de tipo litológico-estructural marcan un cambio de sur a norte en el tipo de rocas mientras se va profundizando el cauce del río, desde los depósitos de la formación Chiche hasta el sustrato rocoso de la formación Pisque, así como por el paso erosivo del flujo a través de los grandes depósitos coluviales de la base de los movimientos en masa, los cuales han provocado también el desplazamiento del cauce hacia el este. Los *knickpoints* tectónicos están relacionados a la presencia de sistema de fallas de rumbo dextral de Guayllabamba que marca escalonamientos en forma de L en el cauce del río por el desplazamiento de rumbo dextral de las fallas que marcaron el límite suroeste del paleolago. En el tramo final del perfil del río Guayllabamba en su confluencia con el río Pisque, se ubica la zona de anomalía B determinada por incremento significativo del índice de Hack que pasa del valor de 300 a 500 en apenas 4 km y una serie de *knickpoints* tectónicos. Estos cambios son posibles indicadores de intensos procesos de erosión fluvial que se combinan con el levantamiento del anticlinal Bellavista-Catequilla y la interacción de los sistemas de fallas activas. Evidencias de estos procesos de tectonismo activo, también se muestran en la cuantificación del factor de asimetría de la subcuenca hidrográfica del río Guayllabamba alto, cuyo valor absoluto de 20,8 la clasifican como una subcuenca fuertemente asimétrica con basculamiento al noroeste.



Mecanismos físicos: La avalancha de escombros del primer episodio de colapso está formada por rocas de la formación Guayllabamba del Pleistoceno inferior, sin encontrarse evidencias en campo que apunten a la ocurrencia de un paleo evento sísmico o de precipitación como mecanismo físico que provocó su disparo. El segundo episodio de avalancha de escombros pudo haberse disparado por mecanismos físicos determinados por un gran evento sísmico asociado a la ruptura de los subsegmentos del sistema de fallas inversas de Quito o por lluvias de gran intensidad. El registro de paleosismicidad levantado en la subcuenca de Quito, corresponde únicamente a eventos ocurridos durante los últimos 1500 años (Alvarado *et al.* 2013), por lo que no pueden ser correlacionados con el segundo episodio de avalancha de escombros debido a que sus depósitos de colapso tendrían una edad mínima de ocurrencia de 2400 años AP en función de las capas de tefras volcánicas holocénicas del volcán Pululahua que los cubren de forma periclinal.

Por otra parte, algunas evidencias levantadas en campo podrían apuntar a que el mecanismo físico de disparo pudo haber estado relacionado con paleoprecipitaciones intensas que actuaron sobre rocas debilitadas por los mecanismos geológicos y morfológicos que afectaron a las formaciones Mojanda y Cangahua. Datos geológicos recabados en los afloramientos en la zona del escarpe de los dos movimientos en masa, muestran que las capas de cenizas volcánicas in situ, se encuentran interestratificadas en las formaciones Mojanda y Cangahua y constituyen planos de debilidad por superficies de corte debido a que presentan ángulos de inclinación mayores al de reposo por el levantamiento tectónico. Estas capas de cenizas volcánicas muestran alta permeabilidad ya que corresponden a materiales no cohesivos, facilitando el flujo de agua superficial a través de los estratos inclinados y las fallas de ruptura asociadas al momento de flexión del pliegue (Fig. 5.5a), lo que pudo haber formado pequeñas cavernas lineales por lavado del material. Es importante señalar que los estratos de la formación Cangahua que han sido inclinados por el levantamiento del pliegue (Fig. 5.5b), son también más permeables por el fenómeno de anisotropía, observándose en los afloramientos que los estratos permiten el paso de agua cuando fluye en dirección de la estratificación.

El análisis petrográfico de las muestras de cenizas volcánicas del escarpe como la BPE-003, muestra la presencia de minerales formados en un ambiente de meteorización hídrica como la caolinita presente en los bordes de los feldespatos, además clastos oxidados de andesitas. En la muestra BPE-004 se observan también aureolas de alteración hídrica en el vidrio volcánico.

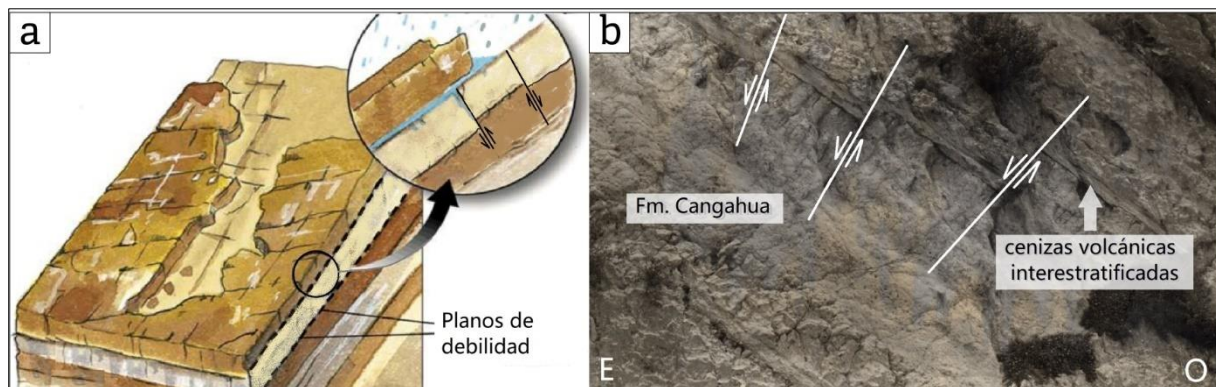


Fig. 5.5. a) Esquema que muestra el flujo de agua superficial a través de estratos inclinados y fallados (tomado y modificado de Suárez 2009). b) Capas de cenizas volcánicas intercaladas en la formación Cangahua localizadas en la quebrada del Volcán en el anticlinal de Ilumbisí, las cuales constituyen zonas de alta permeabilidad facilitando la infiltración del agua lluvia (tomada y modificada de Estrella et al. 1983)

En función de la edad cronoestratigráfica (Pleistoceno Superior) de las rocas involucradas en el segundo episodio de avalancha de escombros, se podría sugerir que el colapso estaría relacionado con eventos climáticos a nivel de la cuenca, ya entrado el Holoceno. De acuerdo con Del Valle *et al.* (2007), las fases pluviales del Holoceno que sucedieron al calentamiento climático y desglaciación del Pleistoceno Superior a nivel global, estuvieron caracterizadas por fuertes precipitaciones con bajas temperaturas e índices de evaporación.

Edad cronoestratigráfica: El primer evento de avalancha de escombros es posterior a la depositación de la formación Guayllabamba y no involucra rocas de la subsecuente formación Chiche, por lo que pudo haber ocurrido alrededor de los 0,8 Ma. El segundo episodio de avalancha de estos dos movimientos en masa se encuentra cubierto de forma periclinal por cenizas volcánicas del Pulumahua de 2400 años AP (ver Fig. 3.7) lo que indicaría una edad de ocurrencia del colapso menor a 10 ka hacia el Holoceno Medio.

5.1.4 Movimiento en masa Conocoto (MM-1)

Este movimiento en masa se encuentra ubicado en el flanco oriental del anticlinal Puengasí y de acuerdo con el estudio geomorfológico es de tipo complejo ya que la ruptura inicial se corresponde con un gran escarpe semicircular asociado a un deslizamiento rotacional y de subsecuentes depósitos coluviales que marcan la morfología de grandes avalanchas de escombros (Fig. 5.6).

Mecanismos geológicos: En la base del escarpe de este movimiento en masa aflora la avalancha de escombros de la formación Machángara sobre la cual se encuentran las rocas de la formación

Cangahua. Tanto las rocas de la formación Machángara, como la de la formación Chiche y Guayllabamba que forman el núcleo del anticlinal se encuentran deformadas por plegamiento (Fig. 5.6). La formación Cangahua presenta la intercalación de varios niveles de cenizas volcánicas con espesores entre 25 a 80 cm, esta interestratificación determina una desfavorable posición de discontinuidad. Se observa también un contraste de permeabilidad entre los niveles de las rocas de la formación Cangahua que corresponden a volcano-clásticos de tipo loess (limos arcillosos) de baja permeabilidad, en contraste con las capas de arenas a gravas de cenizas volcánicas que se comportan como estratos de alta permeabilidad en el ámbito geotécnico (González de Vallejo *et al.* 2002).

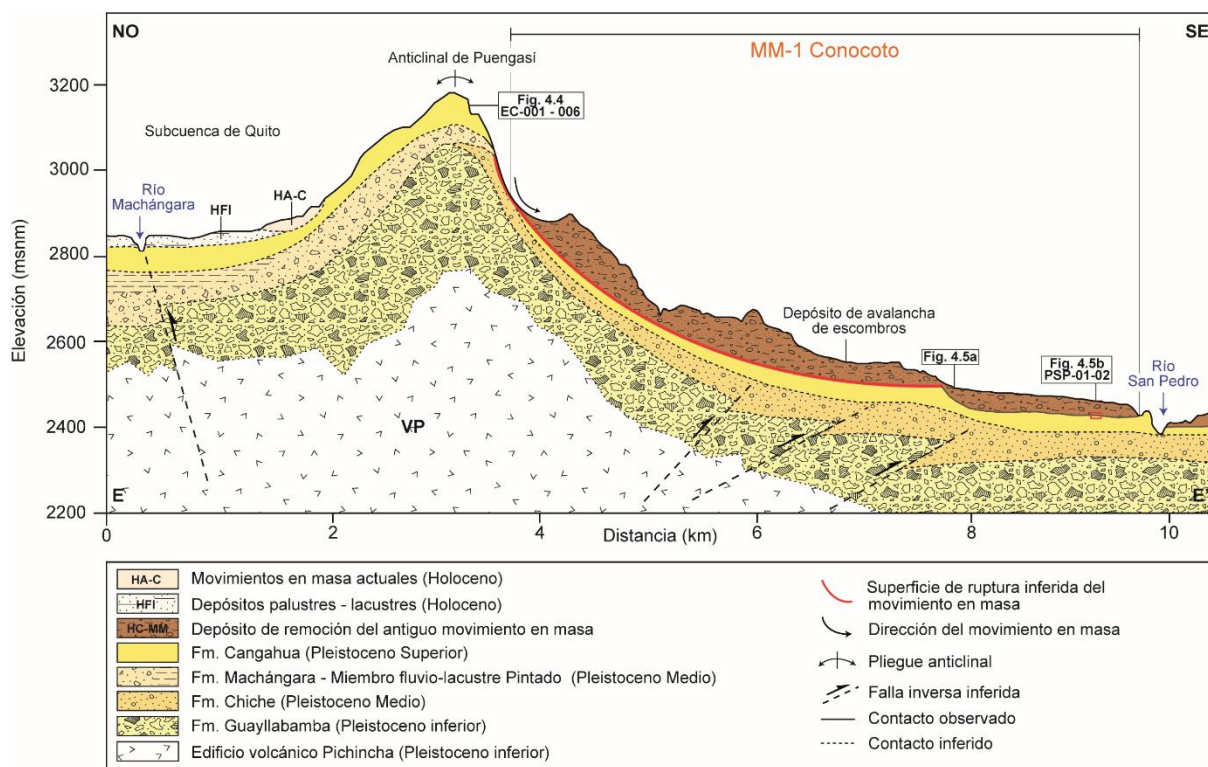


Fig. 5.6. Esquema cronoestratigráfico E-E' del movimiento en masa MM-1 Conocoto. (Exageración vertical aprox. 4X)

Los estratos de cenizas volcánicas de la formación presentan una desfavorable orientación de discontinuidad estructural asociada al proceso de plegamiento del anticlinal. Las medidas tomadas en el escarpe del MM-1 Conocoto, muestran que la secuencia de cenizas volcánicas EC-001 a EC-006 (Fig. 5.6), tienen ángulos de inclinación mayores a 40° ($N4^\circ$ | $42^\circ NO$, ver Fig. 4.17) que superan el ángulo de reposo de arenas sueltas a gravas el cual está en el rango 25° a 35° (Suárez 2009). En la zona del escarpe se han observado además fallas de ruptura



asociadas al momento de flexión del pliegue (ver Fig. 4.21b) por esfuerzos de tracción en la zona de charnela.

Mecanismos morfológicos: La ruptura inicial y la subsecuente avalancha de escombros que formaron este movimiento en masa tuvieron como factores preconditionantes el levantamiento tectónico del anticlinal de Puengasí, combinado con la erosión fluvial del pie del talud de la ladera. El estudio de los índices geomorfológicos en el perfil longitudinal del río San Pedro, muestra una combinación de *knickpoints* de tipo litológico-estructural y tectónicos en la zona de la base del movimiento en masa MM-1 Conocoto, donde se generan procesos erosivos por el paso de la corriente a través del potente depósito coluvial de remoción que lo ha desplazado hacia el este y la influencia de la dinámica del sistema de fallas inversas de Quito cuyo trazo es paralelo al cauce. La subcuenca hidrográfica del río San Pedro tiene un valor absoluto de 5,7 que la clasifica como suavemente asimétrica con un leve basculamiento al noroeste, sin embargo, el tramo del río que cruza por la base del movimiento en masa es parte de la subcuenca hidrográfica del río Guayllabamba alto la cual presenta una fuerte asimetría por la tectónica activa.

Mecanismos físicos: Al igual que el segundo episodio de avalancha de escombros de los movimientos en masa MM-3 Oyacoto y MM-4 San Francisco, las evidencias de campo sugieren que el movimiento en masa MM-1 Conocoto podría haber sido disparado también por paleoprecipitaciones excepcionales relacionadas con cambios climáticos a escala de la cuenca, dadas las condiciones de los mecanismos geológicos y morfológicos. Las capas de cenizas volcánicas intercaladas en la formación Cangahua constituyen zonas de debilidad que tienden a formar superficies de corte. Estas capas que forman varios niveles interestratificados presentan ángulos de inclinación mayores al de reposo de materiales tipo arena suelta a gravas, por el levantamiento tectónico del anticlinal de Puengasí. Adicionalmente constituyen zonas de mayor permeabilidad que facilitan el flujo de agua superficial entre los estratos inclinados y por las zonas de fallas de ruptura asociadas al momento de flexión del pliegue (ver Fig. 5.5).

Edad cronoestratigráfica: En la zona de la base de movimiento en masa se encontró un nivel de paleosuelo deformado debajo del depósito de avalancha de escombros, del cual se tomaron las muestras PSP-01-02 en la base y tope del estrato (ver Fig. 4.38). Las edades radiométricas de ^{14}C determinaron una edad de 8380 ± 120 años AP para la muestra PSP-01 y de 8100 ± 50 años AP para la muestra de paleosuelo PSP-02. Sobre las crestas transversales de los depósitos de colapso se han encontrado depósitos periclinales de las cenizas volcánicas holocénicas LS-



001 y LS-002 las cuales de acuerdo con los estudios petrográficos y geoquímicos se han correlacionado con las cenizas volcánicas de la serie CTC del volcán Cotopaxi con una edad de entre 4670 a 4000 años AP. Estos datos indicarían que este movimiento pudo haberse generado entre los 8000 a 4000 años AP (8-4 ka) en el Holoceno Medio.

5.2 El cambio climático durante el Holoceno en las zonas tropicales del hemisferio sur y su relación con la ocurrencia de movimientos en masa

Pánek (2019) en su investigación sobre deslizamientos en el Cuaternario indica que el cambio climático es considerado como el principal factor desencadenante de inestabilidades en las laderas, sin embargo, existe incertidumbre en cuanto al contexto paleoclimático en el que ocurrieron los movimientos en masa alrededor del mundo. Korup *et al.* (2007) en su investigación establecieron que de los 300 gigantes deslizamientos ocurridos a nivel global, alrededor del 40% se ubican entre el Pleistoceno tardío al Holoceno, considerando que la etapa final del Pleistoceno está marcada por el último ciclo interglaciar-glaciar. Investigaciones recientes muestran que durante los intervalos glaciares-interglaciares se han incrementado los deslizamientos, pero estos intervalos han variado en las distintas zonas del planeta (Pánek 2019). Así, los movimientos en masa en las zonas tropicales, costeras, zonas montañosas templadas y regiones áridas se intensificaron luego del inicio del Holoceno, período en el cual se presentaron condiciones más húmedas y cálidas, sin embargo, entre 5 a 4 ka se produjo un incremento considerable de estos eventos relacionados a episodios pluviales dentro del estadio interglaciar (Pánek 2019).

Walker *et al.* (2012) sustentan una subdivisión formal del Holoceno en función del análisis de registros de núcleos de hielo marinos y terrestres, proponiendo un límite Holoceno Temprano-Medio en 8,2 ka y un límite Holoceno Medio-Tardío en 4,2 ka. En esta investigación, el límite 8,2 ka está marcado por un enfriamiento abrupto a nivel global, en tanto que para el límite 4,2 ka se tienen una serie de registros geomorfológicos y estratigráficos que sugieren una migración hacia el sur de la Zona de Convergencia Intertropical, ZCIT responsable de tormentas de lluvia de gran intensidad y en Sudamérica una importante transición climática dominada por el ENOS entre 5 y 3 ka.

En el estudio de Thompson *et al.* (2000) realizado en los núcleos de hielo del nevado Huascarán en Perú se midieron concentraciones de polen en cinco secciones: una sección de la Etapa Glacial Tardía (*Late Glacial Stage*), dos del Holoceno Temprano y dos del Holoceno Tardío.



Los resultados obtenidos muestran la no existencia de polen en la Etapa Glacial Tardía indicando un ambiente frío sin vegetación, en tanto que la cantidad de polen es mayor en el Holoceno Temprano (10 a 6,8 ka) y abundante en el Holoceno Tardío lo que indicaría una inversión climática que dio paso a un período de calentamiento en ese período, con un régimen climático más seco alrededor de los 4 ka (Thompson *et al.* 2000).

La Zona Ecuatorial, entre el Pleistoceno Superior al Holoceno, estuvo marcada por importantes cambios climáticos relacionados con la finalización del Último Máximo Glacial en bajas latitudes, que en los Andes ecuatorianos marcaron un período de extinción de la megafauna a través de olas relacionadas con los severos cambios en el clima (Coltorti *et al.* 1998). La megafauna migró desde las montañas glaciares de la zona de cordillera hacia las áreas costeras y zonas amazónicas hace aproximadamente 12 ka, sin embargo, las altas concentraciones de la fauna y el desarrollo de una densa vegetación por el incremento de las precipitaciones entre los 8 a 6 ka causaron su extinción total (Ficcarelli *et al.* 2003). Por otra parte, estudios de polen de vegetación subandina en las muestras de sedimentos del antiguo valle glaciar de Mullumica ubicado a 50 km al este de Quito en la Cordillera Oriental, muestran un ascenso paulatino de la temperatura entre los 10 ka a 5 ka debido a la presencia de polen de plantas de *Plantago* y del árbol de *Polylepis* (Van der Hammen *et al.* 2003). En este estudio se muestra que existieron condiciones más húmedas entre 7,5 a 5 ka donde se observa el desarrollo de zonas pantanosas, turberas y el ascenso del límite del bosque andino; entre los 5 a 3 ka el bosque andino llega a su máximo, aunque hacia los 3 ka empieza un descenso de la precipitación efectiva. Esto concuerda con los resultados encontrados en la investigación de Ledru *et al.* (2022) en la turbera de Papallacta ubicada entre los volcanes Chacana y Antisana al este de Quito, donde se muestra que entre los 5 a 2,4 ka tanto la humedad del suelo como la biomasa eran más elevadas que después de los 2,4 ka. De acuerdo con los autores, esto podría estar relacionado con la posición más meridional de la ZCIT y la variabilidad climática del ENOS como se señala también en el estudio de Walker *et al.* (2012).

5.3 Los grandes movimientos en masa en el contexto evolutivo de la cuenca intermontana Quito-Guayllabamba

La Depresión Interandina ubicada entre las Cordilleras Occidental y Oriental de los Andes, es una cuenca intermontana de tipo fusiforme o de forma de huso (*spindle-shaped*) asociada a un régimen transpresivo que desde su formación hace ~6 Ma ha tenido períodos de apertura y



cierre (Winkler *et al.* 2005, Lavenu 2006, Spikings *et al.* 2015). Esta depresión topográfica, está limitada por grandes zonas de cizalla heredadas de los procesos de acreción a lo largo del margen de subducción, las cuales han sido probablemente reactivadas en un régimen de deformación intra-placa continental de tipo transpresivo dextral (Hughes y Pilatasig 2002, Yepes *et al.* 2016, Margirier *et al.* 2022). Las cuencas intermontanas de la Depresión Interandina se formaron individualmente hace 6-5 Ma, con un proceso que comenzó en la cuenca del Chota al norte y migró hacia las cuencas Quito-Guayllabamba, Ambato-Latacunga y Riobamba-Alausí al sur, siendo rellenadas con materiales de tipo aluvial, fluvial, lacustre y volcánicos (Winkler *et al.* 2005).

Las principales morfoestructuras y unidades estratigráficas, que caracterizan la cuenca intermontana Quito-Guayllabamba, son la expresión geológica y topográfica de las variaciones en el régimen de esfuerzos con un importante acortamiento entre 2,6 a 1,4 Ma que generó estructuras de deformación y plegamiento hacia el centro de las cuencas intermontanas (Lavenu 2006). Durante este período se depositaron las rocas de la formación Pisque, que constituyen el sustrato de la cuenca, y los sedimentos lacustres del paleolago de la formación San Miguel, con la presencia de fallas menores normales syn-sedimentarias, asociadas a los bordes inestables de la cuenca (Winkler *et al.* 2005, López y Toro 2020).

La base de la formación Pisque está conformada por productos volcánicos potentes provenientes de antiguos edificios volcánicos como los de Pambamarca, Pisayambo de la Cordillera Oriental o Real (ver Fig. 2.9) y los volcánicos Mojanda, unidad MI, cuyos voluminosos depósitos de lahar con pómez dacítica se encuentran en los valles del río Pisque y Guayllabamba (Robin *et al.* 1997). Hacia el tope de la formación Pisque, dominan las secuencias volcano-sedimentarias que pasan a facies deltaicas en el contacto con la formación lacustre San Miguel (Martin-Merino *et al.* 2021).

En función de los estudios de las paleocorrientes, López y Toro (2020) proponen que las zonas de alimentación del paleolago provendrían del este a través del actual río Pisque y desde el suroeste a través del actual río Guayllabamba. En el Pleistoceno inferior a Medio, potentes lahares y avalanchas volcánicas de la formación Guayllabamba ingresaron desde el este, provenientes de la Cordillera Oriental, perturbando y deformando los sedimentos lacustres del paleolago de la formación San Miguel (ver Fig. 2.11). Desde el oeste se depositaron lavas, flujos piroclásticos y mega avalanchas volcánicas provenientes del volcán Rucu Pichincha basal, también parte de la formación Guayllabamba.

En la zona suroeste del antiguo paleolago se encontraron afloramientos de megabrechas posiblemente provenientes de la avalancha del estratocono del volcán Rucu Pichincha basal, la cual estuvo ligada a una actividad principalmente efusiva del volcán (~0,85 a 0,6 Ma) que extruyó un volumen estimado de 160 km³ de productos volcánicos (Robin *et al.* 2010).

El límite sureste del paleolago habría estado marcado por la falla del actual río Uravía, paralela a los ríos Collago y Pisque, en cuya desembocadura afloran los depósitos lacustres de la formación San Miguel en contacto con facies conglomeráticas y fluvio-lacustres de la formación Chiche. Sin embargo, los depósitos lacustres no aparecen al sur de esta falla en la plataforma Guayllabamba-Amaguaña, como lo muestra la estratigrafía de registros de perforación del pozo de investigación YT-1 descrito en el estudio de Delgado (2008) (ver Fig.5.2), lo que marcaría un límite tectónico del paleolago. El borde oeste del paleolago estuvo controlado por el levantamiento del pliegue NO del actual anticlinal Bellavista-Catequilla, hace ~1 Ma donde comenzó la actividad del sistema de fallas inversas de Quito, que provocó la deformación de las rocas de la avalancha volcánica del Casitagua y los domos Pacpo y Catequilla parte de la formación Pisque (Fig. 5.7). Este límite constituyó un borde inestable debido a la dinámica del frente de empuje del sistema de fallamiento inverso de Quito.

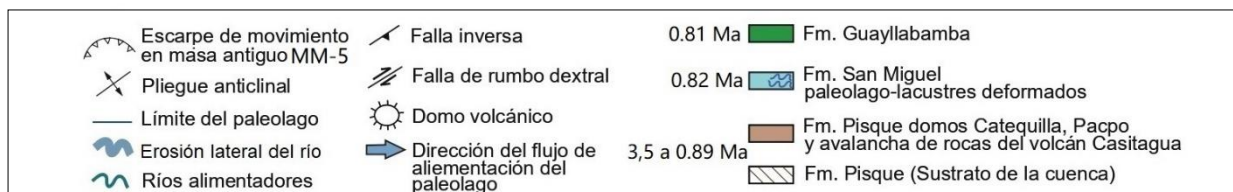
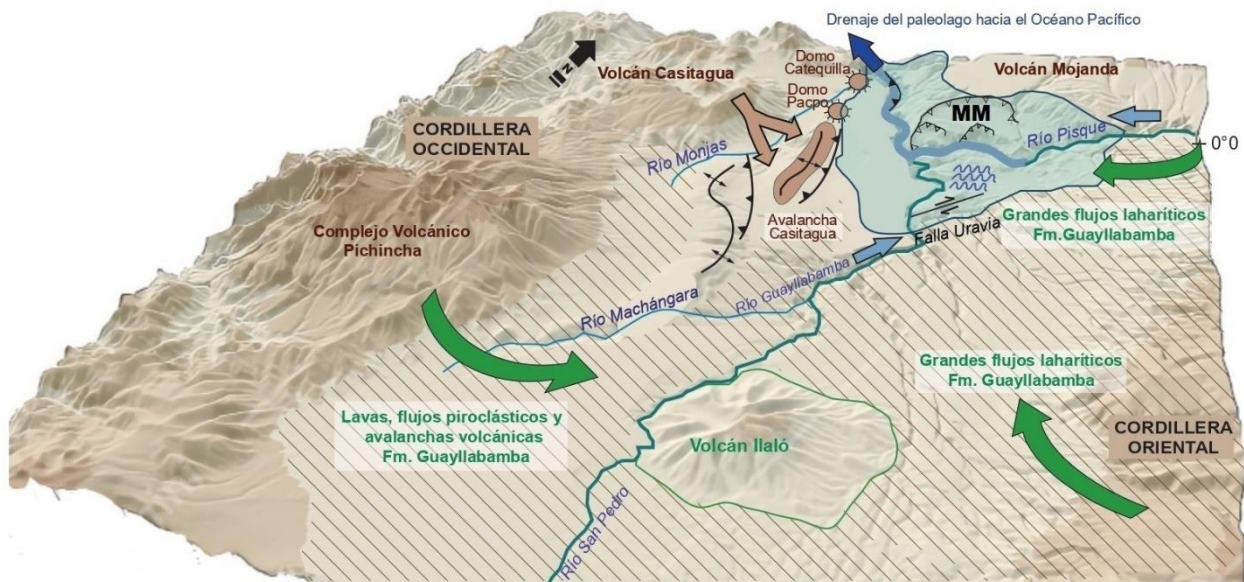


Fig. 5.7. Evolución de la cuenca Quito-Guayllabamba entre el Plioceno tardío al Pleistoceno inferior. Se muestra la ubicación del MM-5 Guayllabamba.

El registro de la deformación de los depósitos lacustres de la formación San Miguel por el ingreso de materiales de la formación Guayllabamba (Fig. 5.8a) provenientes del este y del suroeste, sugiere que el paleolago se encontraba ya en un proceso de cierre, con sedimentos lacustres en estado plástico dado el carácter dúctil de la deformación registrada (ver Fig. 2.11b). El proceso de cierre del paleolago de la formación San Miguel posiblemente estuvo relacionado a la dinámica de los sistemas fluviales que lo alimentaron y que provocaron su colmatación con un proceso de agradación. El proceso de agradación provoca una erosión fluvial, que podría haber drenado rápidamente el agua del paleolago, como respuesta de los ríos por reestablecer sus cauces. Esto probablemente desestabilizó y colapsó la ladera del flanco suroccidental del edificio del volcán Mojanda, dentro de la dinámica de formación de valles profundamente incisos, en la zona de confluencia de los ríos alimentadores (Fig. 5.7). El mega deslizamiento rotacional, MM-5 Guayllabamba es el resultado del colapso gravitacional de la ladera del volcán Mojanda hacia los ~0,81 Ma en la finalización del Pleistoceno inferior, dejando una zona de depresión llamada actualmente Depresión de Guayllabamba (Fig. 5.8b).

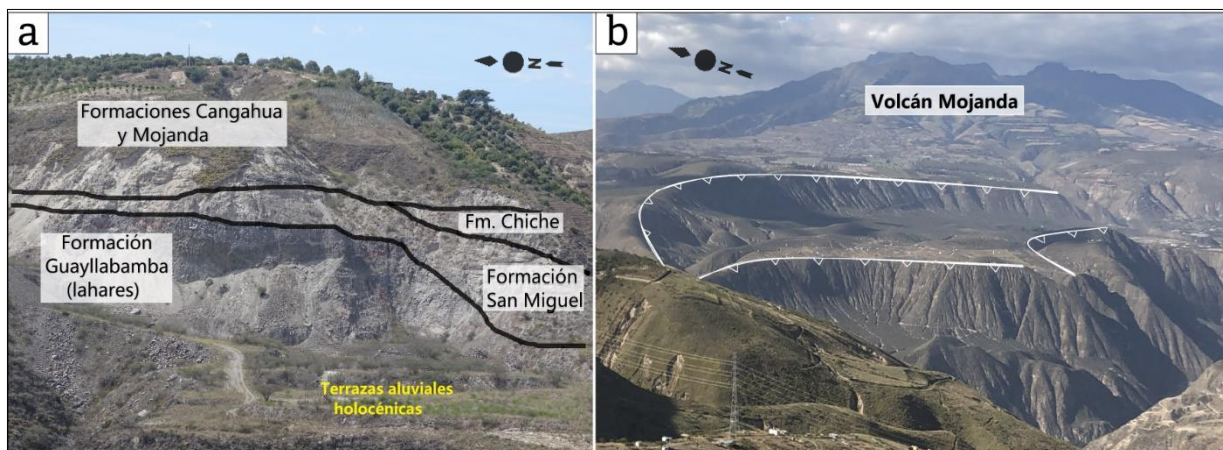


Fig. 5.8. a) Afloramiento representativo ubicado en la zona central del paleolago de la formación San Miguel en la parte norte de la cuenca Quito-Guayllabamba. b) Vista panorámica de la parte norte de depresión de Guayllabamba con la huella de un gran colapso gravitacional en la ladera suroccidental del volcán Mojanda, sitio donde se localizaba el paleolago.

La dinámica de una cuenca de media rampa con acumulación de sedimentos hacia la Cordillera Occidental es un indicio de la actividad neotectónica del eje estructural delineado por los anticlinales del borde oeste de la cuenca. Desde el Pleistoceno inferior las rocas de los materiales volcánico-clásticos que se depositaron hacia el margen occidental de la cuenca intermontana Quito-Guayllabamba, conservan el registro del plegamiento y levantamiento asociados a frentes de empuje en sistemas de fallas inversas activas.



La intensa socavación fluvial de los ríos Pisque y Guayllabamba, que interactuó con el levantamiento tectónico conformó un valle profundamente inciso con taludes inestables, en una primera fase de incisión. De esta manera, el primer episodio de avalancha de escombros de los movimientos en masa MM-3 Oyacoto y MM-4 San Francisco, estuvo posiblemente relacionado con cambios en la pendiente a largo plazo durante el proceso del levantamiento tectónico del pliegue SE del anticlinal Bellavista Catequilla y la socavación fluvial del actual río Guayllabamba (Fig. 5.9). Este incremento en la pendiente, al conjugarse con el proceso de erosión fluvial al pie de la ladera, inestabilizó rocas sensibles de la formación Guayllabamba que se comportan como macizos rocosos fracturados. Estos movimientos en masa no pueden ser clasificado como una avalancha de rocas sino de escombros debido a que integran bloques angulosos en una matriz piroclástica lo que provoca un movimiento de flujo no canalizado. En este colapso actuaron a la vez mecanismos geológicos dados por rocas con desfavorable posición y orientación de discontinuidad y mecanismos morfológicos donde interactuaron el levantamiento tectónico del relieve y la incisión fluvial que provocaron el colapso alrededor de $\sim 0,8$ Ma. En el trabajo de campo se encontraron evidencias que este primer episodio de colapso gravitacional desestabilizó varias zonas del flanco oriental de pliegue SE del anticlinal Bellavista Catequilla, debido a que constituye un frente de cabalgamiento de sistema de fallas inversas (Reyes *et al.* 2020) con paredes colgantes inestables.

El ingreso de los grandes flujos aluviales de la formación Chiche, provenientes del sur de la cuenca, durante el Pleistoceno Medio (Fig. 5.9), se caracteriza por ser depósitos de canal y llanuras de inundación de ambientes de baja energía (Winkler *et al.* 2005). A partir del análisis de la discordancia angular entre la formación Chiche y las subyacente formación Guayllabamba se puede inferir que la secuencia de formación de los anticlinales se caracterizó por una propagación de norte a sur, donde el levantamiento de los pliegues de Bellavista-Catequilla y Carcelén-El Inca, por acción del fallamiento inverso, pudo haber comenzado hace ~ 1 Ma. Posteriormente, hacia los 0,8 Ma se produjo el levantamiento de los pliegues El Batán-La Bota e Ilumbisí, en los cuales, la formación Chiche presentan una depositación sintectónica, en discordancia angular con la suprayacente formación Machángara, discordancia que es mayor hacia el norte que hacia el sur del plegamiento (Villagómez 2003, Winkler *et al.* 2005). Los depósitos aluviales de la formación Chiche junto con las rocas volcánicas (avalanchas, flujos piroclásticos y lavas andesíticas) de la formación Machángara forman el núcleo de los anticlinales El Batán-La Bota, Ilumbisí. Estas rocas afloran en la profunda garganta del río Machángara.

El río Machángara que se origina en las laderas del volcán Atacazo al occidente, drena sus aguas al noreste para confluir con el río San Pedro atravesando el anticlinal El Batán-La Bota, el cual fue incidado profundamente por el río durante su levantamiento. El **MM-2 Batán** posiblemente se generó en un punto límite donde la resistencia al corte de las rocas fue menor a los esfuerzos de cizalla provocados por la socavación fluvial del pie del talud, disparando un deslizamiento rotacional con una subsecuente caída de escombros que pudo haber ocurrido luego de la depositación de la formación Machángara entre 0,5 a 0,25 Ma, en el Pleistoceno Medio.

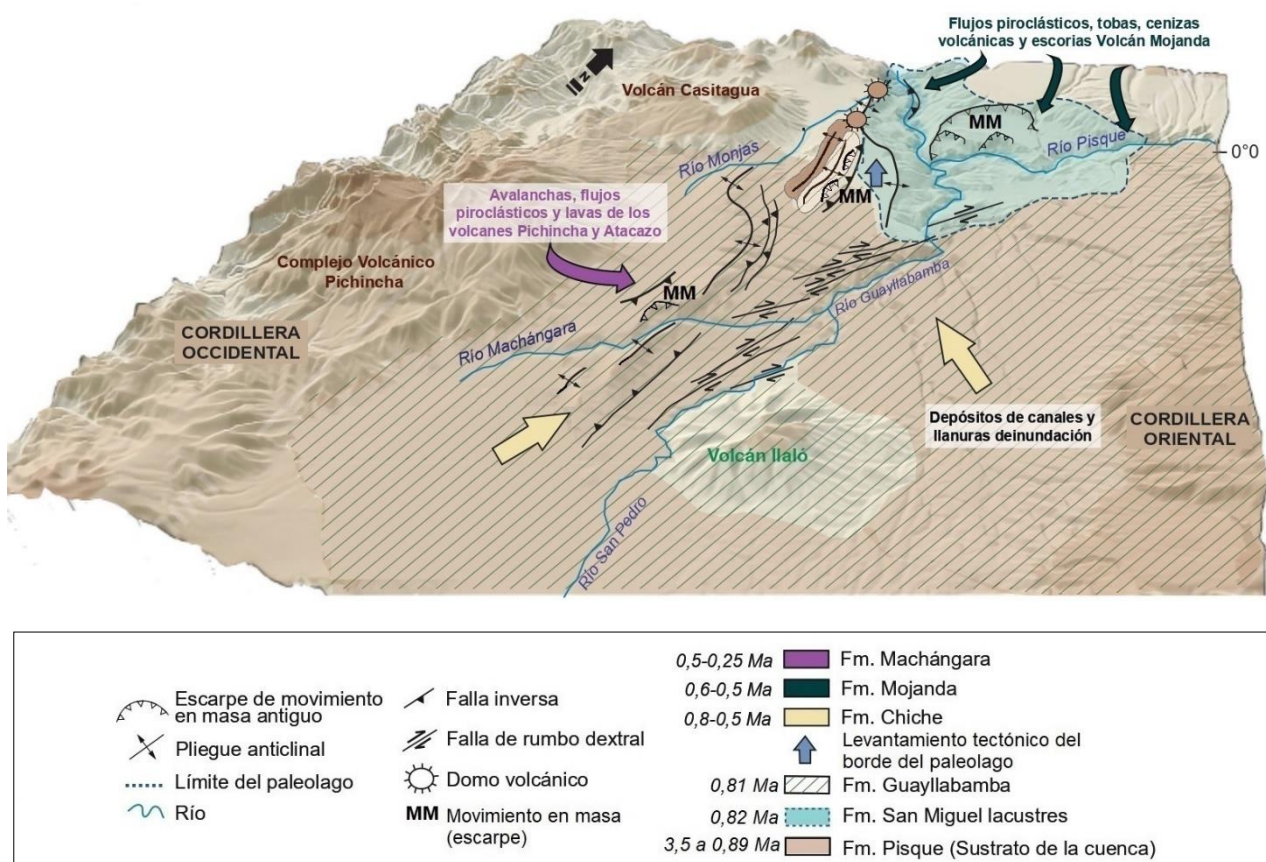


Fig. 5.9. Evolución de la cuenca Quito Guayllabamba en el Pleistoceno Medio. Se muestra la ubicación del primer episodio de avalancha de escombros de los movimientos en masa MM-3 y MM-4 en el pliegue SE del anticlinal el cual constituye el límite oeste del paleolago. Hacia el sur el movimiento en masa MM-2 asociado al cauce del río Machángara.

Restringidos a la parte norte de la cuenca se encuentran los depósitos volcánicos (caídas de piroclastos, tobas, cenizas volcánicas y por volcano-sedimentos) de la formación Mojanda depositada en el Pleistoceno Medio (Fig. 5.9), la cual está compuesta por depósitos laháríticos y escorias de tonalidad castaño-oscura, en contacto concordante sobre la formación Chiche. La

capa guía de ceniza volcánica Mojanda R1, con una edad K-Ar de $0,474 \pm 0,017$ Ma (Pacheco 2013) es un importante marcador cronoestratigráfico que indica el inicio de la formación Cangahua en la cuenca Quito-Guayllabamba.

En el Pleistoceno Medio y Superior se depositaron de forma periclinal, sobre el paleorelieve, las rocas de las formaciones Mojanda y Cangahua en la cuenca norte y durante el Pleistoceno Superior, solamente las rocas de la formación Cangahua en la cuenca sur sobre los anticlinales de Ilumbisí y Puengasí. La formación Cangahua se estima que se depositó en condiciones periglaciales frías y secas entre 100 a 13 ka (Clapperton y Vera 1986). Las rocas de esta formación se encuentran dispuestas de forma periclinal sobre la secuencia de lomas de plegamiento, registrando el proceso de levantamiento en las capas de cenizas volcánicas intercaladas entre los estratos, las cuales presentan deformaciones extensionales con fallas directas asociadas al momento de flexión del pliegue en la zona de la charnela. Posiblemente posterior a la depositación de la formación Cangahua se produjo una segunda fase de incisión fluvial en la parte norte de la cuenca Quito-Guayllabamba, con un descenso del nivel de base que expuso las rocas más antiguas de las formaciones San Miguel y Guayllabamba en el flanco oriental del anticlinal Bellavista-Catequilla (Fig. 5.10)



Fig. 5.10. Secuencia estratigráfica completa que aflora en el flanco oriental del pliegue SE del anticlinal de Bellavista-Catequilla, al sur del MM-4 San Francisco. Se observa el descenso del nivel base de la parte norte de la cuenca, en una segunda fase de incisión fluvial del río Guayllabamba.



Los mecanismos morfológicos relacionados con el levantamiento tectónico y la erosión fluvial al pie del talud del flanco oriental de los anticlinales continuaron actuando a medida que la formación de los anticlinales se iba propagando desde la parte norte a sur de la cuenca. En la parte sur de la cuenca la socavación fluvial actúa a través de la dinámica fluvial de los ríos San Pedro y Machángara que se unen en su parte central para formar el río Guayllabamba.

El plegamiento de las rocas de las formaciones Mojanda y Cangahua que cubren de forma periclinal los anticlinales, se evidencia en la deformación y fracturamiento de los estratos intercalados de las capas de cenizas volcánicas, los cuales presentan inclinaciones que superaban su ángulo de reposo, así como varias fallas de ruptura asociadas al momento de flexión del pliegue en la zona de charnela. Estas condiciones constituyen los mecanismos geológicos y morfológicos que configuraron las condiciones umbral para un nuevo episodio de colapso en el frente empuje de los anticlinales. De esta manera el disparo del segundo episodio de las megas avalanchas de escombros de los MM-3 Oyacoto, MM-4 San Francisco, así como de la gran avalancha del MM-1 Conocoto, que constituyen movimientos en masa extremadamente grandes con volúmenes alrededor de los 300 millones de m³. Dadas las condiciones de inestabilidad umbral preexistentes, el mecanismo físico desencadenante de estas mega avalanchas pudo haber sido un gran terremoto originado por la ruptura de los subsegmentos del sistema de fallas inversas o paleoprecipitaciones excepcionales relacionadas con cambios climáticos a una escala más regional a nivel de la cuenca intermontana.

La edad cronoestratigráfica de las capas de cenizas volcánicas que cubren de forma periclinal estas tres avalanchas de escombros, determinan una edad mínima de ocurrencia de estos eventos entre 4 a 2,4 ka. En tanto que el paleosuelo encontrado en el contacto del depósito de la avalancha de escombros del MM-1 Conocoto sobre rocas de la formación Cangahua, determinan una edad máxima del evento de 8 ka. Esto ubicaría a estos eventos en el Holoceno Medio, periodo marcado por importantes cambios climáticos a nivel global y un incremento de la ocurrencia de deslizamientos alrededor del mundo, lo que podría dar pistas del mecanismo físico de disparo.



CAPÍTULO VI: DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

6.1 Discusión de los resultados principales de la investigación

El estudio de los grandes movimientos en masa tiene importancia en el ámbito de las Ciencias de la Tierra en cuanto permite comprender la evolución del paisaje a partir de los cambios morfológicos relacionados con procesos geodinámicos y exógenos (Gutiérrez Elorza 2008, Egholm *et al.* 2013). Su estudio además es relevante dentro de la evaluación del riesgo como parte de las amenazas geológicas, debido a los posibles impactos que pueden producir en zonas urbanas y las acciones de remediación cuando las pérdidas se han dado (PMA:GCA 2007, Highland y Bobrowsky 2008). En este contexto, esta investigación doctoral ha abordado el estudio de los grandes movimientos en masa dentro de una cuenca intermontana tectónicamente activa, a través de la conjugación de datos neotectónicos con datos litológicos y tefro-estratigráficos de las unidades volcánicas, sedimentarias y volcano-clásticas del Pleistoceno, permitieron comprender la evolución espacio-temporal de estos grandes eventos de colapso gravitacional.

La contextualización de la dinámica actual de los movimientos en masa se realizó en función de un análisis de susceptibilidad y el registro histórico de su ocurrencia en relación con disparadores como terremotos y lluvias intensas, en un territorio con un acelerado crecimiento urbano como el de la ciudad de Quito.

6.1.1 Discusión de los resultados del estudio neotectónico

La neotectónica estudia la deformación reciente a través de la medición de tasas de deformación, geometría y cinemática (Burbank y Anderson 2009). En esta investigación doctoral, la deformación reciente en la cuenca intermontana Quito-Guayllabamba, ha sido analizada a través de su geología estructural y geomorfología, con observaciones sobre el terreno, análisis de modelos digitales de terreno y morfometría. El estudio geomorfológico realizado a partir de modelos digitales de elevación, MDE, de alta resolución, permitió identificar rasgos morfométricos y geomorfológicos asociados a la tectónica activa como pliegues, drenajes desplazados e incisión activa y especialmente zonas de ruptura (escarpes) con deslizamientos en el flanco oriental de algunos de estos pliegues. En la parte norte de la cuenca se identificaron también extensos escarpes de ruptura asociados a un mega



deslizamiento rotacional parte de la depresión de Guayllabamba, ubicado en el flanco suroccidental del volcán Mojanda.

Con el objetivo de mapear, caracterizar y tipificar los movimientos en masa en la cuenca intermontana se realizó la cuantificación de los rasgos morfométricos y geomorfológicos a través de parámetros morfométricos y un análisis geomorfológico cuantitativo y cualitativo. En el análisis morfométrico se observa una misma disposición de las elipses trazadas y proyectadas desde el MDE para las tres avalanchas de escombros de los MM-1 Conocoto, MM-3 Oyacoto y MM-4 San Francisco, como se observa en las figuras 4.3, 4.8 y 4.11, respectivamente. Estos tres movimientos en masa han sido clasificados como complejos por la combinación de una ruptura inicial de tipo deslizamiento rotacional seguida por la formación de una mega avalancha de escombros. Los MM-3 Oyacoto y MM-4 San Francisco, además son de tipo sucesivo ya que, de acuerdo con los datos levantados en el trabajo de campo, se evidenció un primer evento de avalancha de escombros que se extiende hasta la zona de la base y sobre el cual se encuentra el depósito del segundo evento de avalancha de escombros en la zona de rampas de piedemonte, ambos constituidos de rocas provenientes de distintas unidades estratigráficas. Estos tres movimientos en masa además muestran un volumen similar alrededor de los 300 millones de metros cúbicos que los ubica como eventos extremadamente grandes (Fell 1994). En comparación, se pueden citar los deslizamientos disparados por un evento sísmico, en el sector del volcán del Reventador en el año de 1987, los cuales en conjunto llegaron a tener un volumen entre 110 a 120 millones de metros cúbicos (ver Tabla I). La superficie de ruptura proyectada geoméricamente para estas tres avalanchas de escombros varía entre 47,4 a 121,5 m lo que caracteriza a depósitos de gran espesor.

Los estudios morfométricos muestran además que la disposición de las elipses trazadas y proyectadas desde el MDE es distinta tanto para el movimiento en masa MM-5 Guayllabamba (ver Fig. 4.15) como para el MM-2 Batán (ver Fig. 4.6) y guarda relación con la distinta tipología de estos dos grandes deslizamientos. El movimiento en masa MM-5 Guayllabamba ha sido clasificado como un evento de tipo sucesivo por la ocurrencia de mega deslizamientos rotacionales que se repiten en distintas superficies de ruptura. El volumen calculado para este evento es de 1183,34 millones de metros cúbicos lo que lo ubica también como un deslizamiento extremadamente grande. Un volumen similar de 1335 millones de metros cúbicos fue calculado para el histórico deslizamiento de Cacha, disparado por el sismo de 1797 en la zona de Riobamba (INIGEMM 2013) (ver Tabla I). En cuanto a la geometría de la superficie de ruptura, ésta se ubica a una profundidad de 86,4 m, es posible que la profundidad



de esta zona de ruptura haya sido mayor a los 100 metros, pero disminuyó su espesor debido a procesos de erosión de las rocas. Evidencia de este proceso de erosivo se observa en el contacto discordante entre la formación San Miguel y las formaciones subyacentes Mojanda y Guayllabamba (ver Fig. 4.16a). Por otra parte, el movimiento en masa MM-2 Batán, se clasifica como un movimiento compuesto por la ocurrencia simultánea de rupturas de tipo rotacional y caída de rocas de los bloques fracturados. Esta dinámica está asociada a escarpes de alta pendiente característicos de los deslizamientos rotacionales con rupturas retrogresivas en la corona (Suárez 2009) (ver Fig. 4.6). Este movimiento en masa tiene un volumen de 8,68 millones de metros cúbicos y una superficie de ruptura localizada a 64,2 metros de profundidad que caracteriza un depósito coluvial de remoción de gran espesor.

Los rasgos morfométricos y geomorfológicos identificados concuerdan con resultados del estudio de Korup *et al.* (2007) que señala que los 300 mayores deslizamientos terrestres ocurridos entre el Pleistoceno tardío al Holoceno se localizan en valles profundamente incisos a lo largo de franjas montañosas limitadas por fallas activas y en arcos volcánicos. El sistema de fallas inversas de Quito y el sistema de fallas de rumbo dextral de Guayllabamba han controlado la deformación en la cuenca intermontana Quito-Guayllabamba, afectando las unidades estratigráficas y determinado cambios en el relieve, con una incisión activa de los ríos que fluyen de sur a norte (ver Fig.2.5). De acuerdo con Burbank y Anderson (2009), los eventos de colapso gravitacional son comunes en los frentes de empuje de los sistemas de fallas activas inversas. El estudio de Alvarado *et al.* (2014), señala que desde la zona de la Sutura de Pujilí, a una profundidad de ~30 km, se acoplan segmentos de planos de fallas superficiales que forman el sistema de fallas inversas ciegas de Quito (ver Fig. 4.18). La actividad de las fallas inversas ciegas se expresa morfológicamente en un frente de empuje conformado por una serie de pliegues anticlinales en *echelón* en el límite occidental de la cuenca. La geoforma de los anticlinales puede corresponder a pliegues de propagación de falla asociados a un sistema de cabalgamiento profundo al oeste, donde el flanco frontal del pliegue, en este caso el flanco oriental, tiene una pendiente más elevada, con un buzamiento suave del plano de falla (Fig. 6.1). Los grandes movimientos en masa de la cuenca Quito-Guayllabamba, son eventos sincrónicos a la formación de estos pliegues anticlinales, cuyo levantamiento se propagó de norte a sur, así como de oeste a este por la migración de la deformación en frentes de empuje asociados a los segmentos del sistema de fallamiento inverso.

La formación del pliegue anticlinal Bellavista-Catequilla comenzó hace ~1 Ma con el levantamiento del pliegue NO, el cual constituyó el límite occidental del paleolago de la

formación San Miguel. En afloramientos de los sistemas de quebradas que cortan este pliegue, se puede observar que su núcleo está conformado por la avalancha volcánica del Casitagua la cual es parte de la formación Pisque (ver Fig.4.18). El pliegue SE del anticlinal Bellavista-Catequilla constituye la evidencia de la creación de un nuevo frente de empuje del sistema de fallas inversas de Quito, en su núcleo se encuentran las formaciones San Miguel y Guayllabamba. Todas estas rocas presentan una desfavorable orientación de discontinuidad estructural asociada a la deformación y levantamiento continuos durante la formación del pliegue.

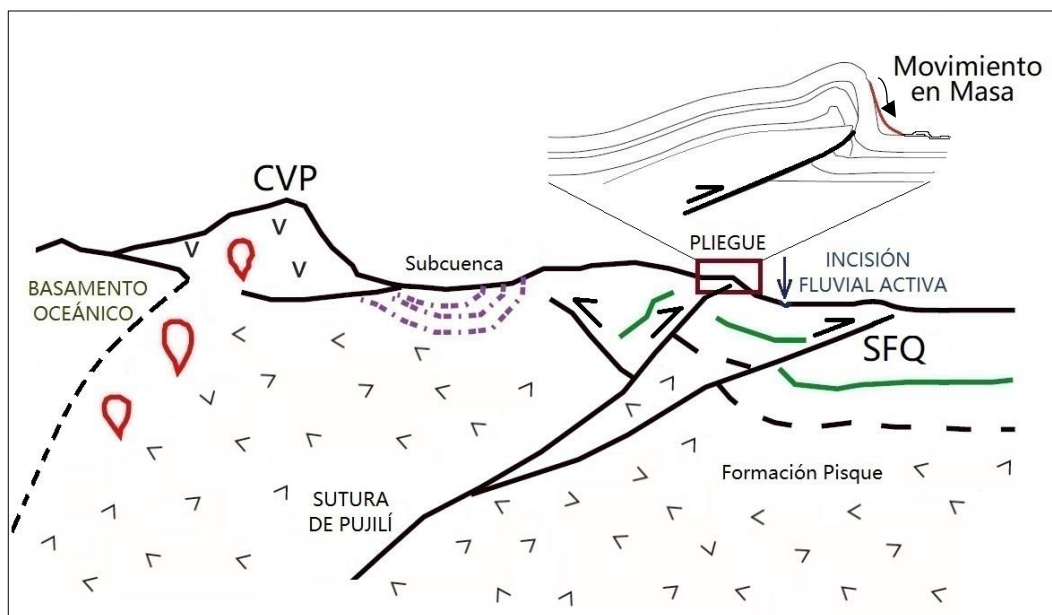


Fig. 6.1. Modelo esquemático de la deformación activa en el borde occidental de la cuenca Quito-Guayllabamba (tomado y modificado de Alvarado *et. al* 2014). Arriba se muestra el detalle del pliegue de propagación de falla en cuyo flanco oriental se generan los movimientos en masa. Complejo Volcánico Pichincha, CVP, Sistema de Fallas de Quito SFQ.

El levantamiento de los pliegues El Batán-La Bota e Ilumbisí se produjo entre los 0,8 y 0,5 Ma y a partir de los 0,5 Ma se formaron los pliegues anticlinales de Puengasí, El Tablón y San Miguel. El núcleo de esta serie de anticlinales lo conforman rocas de las formaciones Machángara y Chiche, las cuales se han depositado de forma sincrónica con el levantamiento de los pliegues generando una desfavorable orientación de discontinuidad estructural asociada a la deformación. De acuerdo con Marinière *et al.* (2020), existen evidencias de que el segmento sur del sistema de fallas inversas de Quito está asociado a un sistema de cabalgamiento con planos de propagación que serían responsables del crecimiento del pliegue de Conocoto (ver Fig. 4.21), cuyos cambios morfológicos han sido medidos a través de series



temporales de PS-InSAR. Esto muestra la misma dinámica de migración de la deformación de oeste a este a través de nuevas zonas de plegamiento asociadas al frente de empuje del sistema de fallas inversas de Quito.

Se puede citar ejemplos en otras partes del mundo como la ocurrencia de los grandes deslizamientos de la Sierra de Montsec, cordillera calcárea de 42 km de largo, ubicada en Lérida (España). Este constituye un claro ejemplo del desarrollo de movimientos en masa en un frente de empuje de lámina cabalgante. Estos deslizamientos de tipo traslacional han permanecido activos desde inicios del Cuaternario hasta la actualidad, e involucran rocas mesozoicas y sedimentos terciarios cabalgados que conforman depósitos de remoción de cerca de 1800 millones de m³ (Rosell y Linares 2001). De acuerdo con estos autores, estos movimientos en masa se producen en la parte frontal del sistema de empuje donde el relieve es joven y dinámico, razón por la cual guardan la impronta de la génesis tectónica de la zona.

La caracterización morfológica y litológica de las grandes avalanchas de escombros realizada en esta investigación, ha permitido determinar su relación con el frente activo de empuje del sistema de fallas inversas de Quito, donde el flanco oriental que constituye la parte frontal del pliegue anticlinal es la zona más inestable, con una pared colgante de falla inversa afectada con una socavación fluvial al pie del flanco (Fig. 6.1).

En cuanto al análisis morfotectónico de los flancos de los pliegues anticlinales donde se ha generado las grandes avalanchas de escombros de los movimientos en masa MM-1, MM-3 y MM-4, asociadas a la formación Cangahua, se han observado tres importantes rasgos morfoestructurales: a) planos de ruptura gravitacional en el mismo sentido de la pendiente del flanco del anticlinal ubicados entre bloques deslizados unos sobre otros; b) fuerte inclinación de las capas de cenizas volcánicas intercaladas, las cuales presentan ángulos mayores a 40°. Así, estas capas, al comportarse como arenas sueltas a gravas, se encuentran dispuestas con un ángulo que supera el ángulo de reposo estimado en el rango 25° a 35° para este tipo de material (Suárez 2009); c) fallas directas asociadas al momento de flexión del pliegue observadas en la zona de extensión de la charnela.

El primer episodio de las grandes avalanchas de escombros de los movimientos en masa MM-3 Oyacoto y MM-4 San Francisco (ver Fig.5.4) correspondería a grandes deslizamientos gravitacionales que colapsaron el flanco oriental del pliegue SE del anticlinal Bellavista-Catequilla. Estos grandes colapsos se produjeron en respuesta a procesos de levantamiento topográfico e incisión activa del río Guayllabamba hace aproximadamente 0,8 Ma en la terminación del Pleistoceno inferior. El MM-2 Batán está ubicado entre los flancos



suroccidentales de los anticlinales El Batán-La Bota e Ilumbisí y ocurrió posiblemente entre 0,5 a 0,25 Ma. Este movimiento en masa está localizado en el cañón profundo del río Machángara y su ocurrencia está relacionada a la reducción de esfuerzos litostáticos provocados por procesos de erosión lateral del río (ver Fig. 5.3). El MM-1 Conocoto se caracteriza por un extenso escarpe de ruptura ubicado en el flanco oriental del pliegue de Puengasí, y una voluminosa avalancha de escombros en cuya base se observa la erosión lateral del río San Pedro (ver Fig. 5.6). Este evento, así como el segundo episodio de avalancha del MM-3 Oyacoto y MM-4 San Francisco están restringidos al Holoceno Medio en función de los resultados cronoestratigráficos y de datación de paleosuelos, e involucran rocas de las formaciones Mojanda y Cangahua.

El movimiento en masa MM-5 Guayllabamba, constituye el deslizamiento más antiguo registrado en la cuenca (~0,81 Ma), localizándose en la ladera suroccidental del volcán Mojanda, en la zona de confluencia de los ríos Pisque y Guayllabamba. Este movimiento en masa está relacionado con la evolución del paleolago de la formación San Miguel, el cual funcionó como una barrera por la colmatación de sedimentos provenientes del sur y oriente a través de los ríos alimentadores, hasta llegar a un punto donde probablemente se activó un intenso proceso de erosión fluvial retrogresiva que desestabilizó la ladera del volcán y podría corresponder a una primera fase de incisión profunda del valle de la subcuenca de Guayllabamba. Una segunda fase de incisión fluvial con un nuevo descenso del nivel de base se observa en el flanco oriental del anticlinal Bellavista-Catequilla, donde afloran las rocas más antiguas de la cuenca con una altura promedio del relieve entre 70 a 100 m (ver Fig. 5.10). En la investigación de Korup *et al.* (2007) se establece que, en zonas montañosas orogénicas de alta pendiente, el relieve límite contribuye a altas tasas de erosión con valores $\sim 4,2 \pm 0,2$ mm/año, por lo que el descenso del nivel de base podría haberse dado en un período ~ 20 ka hacia el final de la depositación de la formación Cangahua.

El uso de los índices geomorfológicos permitió cuantificar los cambios morfológicos producto de la actividad tectónica. En los perfiles longitudinales de los ríos que atraviesan el pie de los grandes movimientos en masa se midió el índice de Hack o de gradiente de la corriente, SL y por otra parte se determinaron *knickpoints* de tipo litológico-estructural y tectónico. Los resultados de la cuantificación del índice de Hack se muestran en el mapa de la figura 4.26, en el cual se observan dos anomalías de relevancia nombradas como A y B. La anomalía A se ubica en el punto de confluencia de los ríos Machángara y San Pedro, donde el sistema de fallas inversas de Quito se conecta con el sistema de fallas de rumbo dextral de Guayllabamba,



marcando un control tectónico. En esta zona de anomalía A, los perfiles longitudinales de los dos ríos presentan una serie de *knickpoints* de tipo tectónico que se expresan como saltos convexos gradados que corresponden con desplazamientos de los planos de falla que alteran la forma del cauce con curvaturas de casi 90°. Además, podría marcar el inicio de la profunda incisión fluvial del río en la subcuenca de Guayllabamba que provocó la caída del nivel de base.

La anomalía B estaría generada por un control tectónico de levantamiento diferencial que se combina con la incisión activa de los ríos Guayllabamba y Pisque que confluyen en esa zona donde se observan además importantes depósitos coluviales de remoción provenientes de colapsos posiblemente asociados a esta dinámica. El tramo final de los dos ríos hacia el punto de confluencia presenta también una serie de *knickpoints* de tipo tectónico en saltos gradados con un perfil cóncavo que expresa su carácter erosivo. Esta anomalía también muestra cambios morfológicos en la Depresión de Guayllabamba, la cual es la huella morfológica del antiguo paleolago, donde el levantamiento topográfico estaría relacionado con un proceso de ajuste isostático, el cual es común en zonas de antiguos lagos por ausencia del peso producido por la capa de agua (Melnick *et al.* 2012). Esta variación topográfica ha sido cuantificada en el estudio de monitoreo de la deformación de la superficie a través de datos de interferometría satelital en Quito (Espín 2019), determinando tasas de levantamiento entre 0,1 a 0,22 cm/año en la Depresión de Guayllabamba.

En la actualidad los perfiles longitudinales de los tramos de los ríos que pasan por la base de los movimientos en masa registran el cambio litológico a través de *knickpoints* de tipo litológico-estructural que marcan el proceso de erosión lateral del río en los depósitos coluviales hasta recobrar el nivel de fondo donde se encuentra la unidad litológica preexistente. En cuanto al índice o factor de asimetría, las microcuencas hidrográficas de los ríos Machángara y Monjas donde se ubican los movimientos en masa MM-1, MM-2, MM-3 y MM-4 presentan una fuerte asimetría, con un basculamiento hacia el SE. La subcuenca hidrográfica del Guayllabamba Alto, que contiene a estas dos microcuencas, también es fuertemente asimétrica con una dirección de basculamiento al NO.

Los resultados obtenidos en esta investigación permiten comprender la evolución de los movimientos en masa en la cuenca intermontana, donde los factores clave para su generación están determinados por la deformación tectónica inherente a la región, la cual es el reflejo de condiciones geodinámicas relacionadas a un ambiente transpresivo dextral.



6.1.2 Discusión de los resultados del estudio litológico y tefro-estratigráfico

Si bien, la predisposición estructural de las rocas sedimentarias, volcánicas y volcano-clásticas, constituye una condición que favorece la generación de movimientos en masa en la cuenca, como se ha discutido en el apartado anterior, el análisis de las características litológicas de las rocas involucradas es de igual importancia en cuanto a condiciones de susceptibilidad que favorecen la inestabilidad de una ladera.

En los pliegues anticlinales, las rocas involucradas en el primer episodio de avalancha de escombros de los MM-3 Oyacoto y MM-4 San Francisco corresponden a la formación Guayllabamba que en el caso del MM-4 San Francisco, presenta la inyección de sedimentos de la formación San Miguel. El depósito coluvial de remoción del movimiento en masa MM-2 Batán está formado por conos de escombros de la formación Machángara y Chiche y la avalancha de escombros del MM-1 Conocoto involucra rocas de la formación Cangahua. Esta evidencia estratigráfica levantada en el trabajo de campo muestra que los movimientos en masa ubicados en la serie de lomas de plegamiento ocurrieron desde la finalización del Pleistoceno inferior al Pleistoceno Superior en sincronía con el levantamiento de los pliegues anticlinales que empezó desde el norte de la cuenca hace ~1 Ma. La unidad litológica relacionada con los depósitos coluviales de remoción del movimiento en masa MM-5 Guayllabamba es la formación lacustre San Miguel, la cual se encuentra sobre el sustrato de la cuenca intermontana. Estas rocas de acuerdo con su génesis presentan una desfavorable posición de discontinuidad por interestratificación ya que se configuran en una alternancia entre flujos de lavas, flujos piroclásticos, avalanchas volcánicas, depósitos fluviales, aluviales, laharíticos y lacustres. Estas intercalaciones entre limos, arenas, gravas de materiales primarios o retransportados fluvialmente, así como la existencia localizada de estratos lacustres, se suman a la debilidad mecánica de las unidades haciéndolas susceptibles a generar movimientos en masa.

Un ejemplo de esta desfavorable posición de discontinuidad por interestratificación ha sido descrito en la serie estratigráfica de los grandes deslizamientos de la Sierra de Montsec ubicada en la región de Lérida (España), la cual está caracterizada por niveles duros resistentes a la erosión intercalados con niveles blandos erosionables e inclinados hacia el norte, condicionando escalones donde se facilitan los deslizamientos (Rosell y Linares 2001).

Por otra parte, el análisis geoquímico y petrográfico realizados en las capas de cenizas volcánicas intercaladas en las formaciones Mojanda y Cangahua de la zona de arranque (escarpe) y depósitos coluviales de remoción de masa del segundo episodio de avalancha de escombros de los movimientos en masa MM-3 Oyacoto y MM-4 San Francisco y la avalancha



de escombros del MM-1 Conocoto, permitieron conocer su distribución espacial y temporal. El estudio geoquímico en las muestras de cenizas volcánicas tomadas *in situ*, en la zona del escarpe, permitió encontrar el volcán padre o volcán de procedencia mediante la comparación con datos geoquímicos de trabajos anteriores, a partir del uso de varios diagramas y el coeficiente estadístico de similitud. Así se determinó que las cenizas volcánicas intercaladas en las formaciones Mojanda y Cangahua, que afloran *in situ*, en el escarpe de los MM-3 Oyacoto y MM-4 San Francisco, desde la base corresponden a las tefras volcánicas: Mojanda R1 (510 ka), Chalupas (216 ka), Rucu Pichincha Terminal (200 ka), Pifo Basal A (180 ka), Rucu Pichincha Cono Terminal (170 ka) y Guagua Pichincha (47,5 a 11 ka). Las cenizas volcánicas muestreadas en el escarpe del movimiento en masa MM-1 Conocoto, intercaladas en la formación Cangahua corresponden a las tefras volcánicas: Rucu Pichincha Terminal (200 ka), Pifo Basal A (180 ka) y Guagua Pichincha (47,5 a 11 ka).

El estudio petrográfico tuvo dos finalidades, por una parte, delimitar espacialmente los depósitos de avalancha de escombros de los movimientos en masa y por otra encontrar una correlación entre los lentes de tefras volcánicas de los depósitos coluviales de remoción con las cenizas volcánicas *in situ* de la zona del escarpe, para determinar una posible posición cronoestratigráfica de la ocurrencia de estos eventos. Los resultados para movimiento en masa MM-1 Conocoto se muestran en el mapa de la figura 4.37 donde se determinó que la avalancha de escombros corresponde a un solo evento de colapso de las rocas de la formación Cangahua. Lentes de la ceniza volcánica del Rucu Pichincha terminal (200 ka) hasta la ceniza volcánica Pifo Basal A (180 ka), fueron encontrados a lo largo de afloramientos de depósitos coluviales de colapso en las crestas transversales, así como en la zona de la base de la avalancha de escombros en el río San Pedro. En estos depósitos de remoción no se encontraron cenizas volcánicas del Guagua Pichincha (47,5 a 11 ka), posiblemente porque están restringidas al flanco occidental de las lomas de plegamiento que limitan la subcuenca de Quito. Sobre el depósito coluvial de remoción del MM-1 Conocoto se encontraron niveles de cenizas volcánicas del Holoceno, dispuestas de forma periclinal, las cuales permitieron ajustar su posición estratigráfica ya que constituyen depósitos de cierre. El estudio geoquímico realizado en estas muestras determinó que corresponden a las cenizas volcánicas de las series CTC del volcán Cotopaxi de edad 4670 a 4000 años AP. En la base de este movimiento en masa se tomaron dos muestras de paleosuelo en el contacto entre la avalancha de escombros y la formación Cangahua (ver Fig. 4.5b). En función de la edad radiométrica ^{14}C obtenida y las cenizas volcánicas holocénicas ubicadas sobre el depósito de avalancha de escombros, este

movimiento en masa estaría ubicado entre una edad máxima de 8100 ± 50 años AP y una mínima de 4000 años AP (Fig. 6.2).

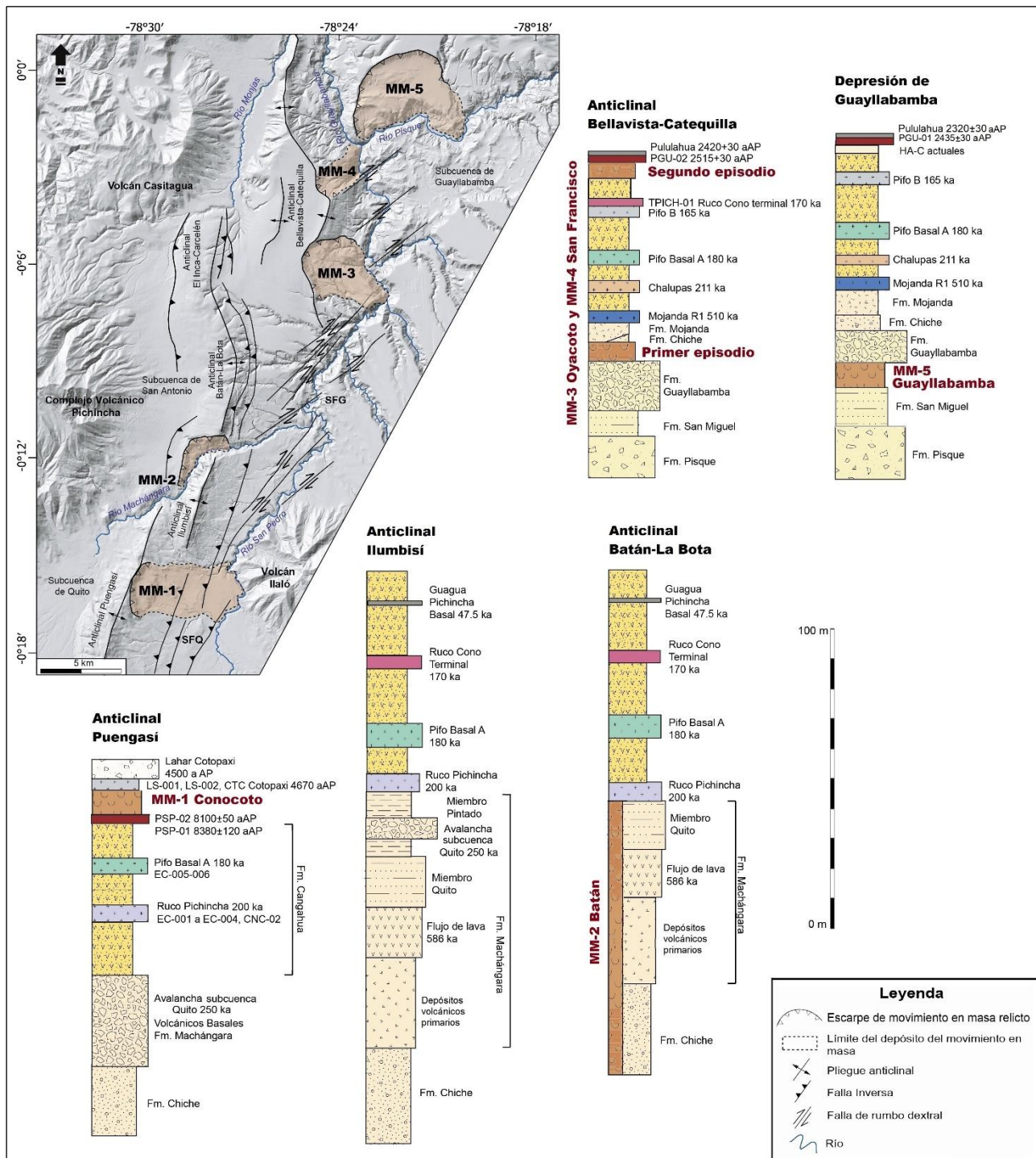


Fig. 6.2. Estratigrafía general de la secuencia de rocas sedimentarias, volcánicas y volcano-clásticas asociadas a los anticlinales y la depresión de Guayllabamba, donde se muestra la ubicación cronoestratigráfica de los grandes movimientos en masa dentro de la cuenca intermontana.



En el caso de los movimientos en masa MM-3 Oyacoto y MM-4 San Francisco, el estudio petrográfico permitió ubicar espacialmente el segundo episodio de avalancha de escombros hacia las zonas más próximas al escarpe en las rampas de piedemonte (ver Fig. 4.41) a través de la distribución de los lentes de tefras volcánicas dentro de los depósitos coluviales conformados por rocas de las formaciones Mojanda y Cangahua. Este segundo episodio de avalancha de escombros se localiza sobre estratos periclinales, *in situ*, de las mismas formaciones lo que muestra la dinámica de plegamiento donde rocas de la pared colgante provocada por el empuje de la falla inversa, hace que las rocas colapsen sobre sí mismas. Directamente sobre los depósitos coluviales de remoción de este segundo episodio de avalancha de escombros se han encontrado dispuestas periclinalmente capas de cenizas volcánicas del Pululahua de edad 2400 años AP, que indicaría una edad cronoestratigráfica mínima para este depósito de colapso (Fig. 6.2).

6.1.3 Discusión sobre los mecanismos físicos de disparo de los grandes movimientos en masa

Los resultados obtenidos en los estudios neotectónico y lito-tefroestratigráfico permitieron restringir la ocurrencia de la gran avalancha de escombros del movimiento en masa de MM-1 Conocoto y el segundo episodio de avalancha de escombros MM-3 Oyacoto y MM-4 San Francisco al Holoceno Medio entre 8 a 4 ka. Dentro de los posibles mecanismos físicos o de disparo se pueden considerar paleoprecipitaciones con episodios de lluvias intensas, excepcionales y prolongadas, así como la ocurrencia de grandes eventos sísmicos.

En relación con la ocurrencia de paleoprecipitaciones en Ecuador, el Holoceno Medio, definido entre los límites 8,2 a 4,2 (Walker *et al.* 2012), se caracteriza por la presencia de importantes eventos paleoclimáticos a nivel regional. El inicio de este período está marcado por la extinción de la megafauna de los Andes entre 8 a 6 ka (Ficcarelli *et al.* 2003) y el ascenso del límite del bosque andino en condiciones más húmedas con un incremento considerable de la temperatura, registrado en el antiguo valle glaciar de Mullumica ubicado a 50 km al este de Quito, entre 7,5 a 5 ka (Van der Hammen *et al.* 2003). Hacia el final del Holoceno Medio, entre los 5 a 3 ka, el bosque andino llega a su máximo con la presencia de importantes precipitaciones (Van der Hammen *et al.* 2003), lo que concuerda con condiciones más elevadas en la humedad del suelo y la biomasa, entre los 5 a 2,4 ka en el valle de Papallacta al este de Quito (Ledru *et al.* 2022). El cambio climático más relevante en este período es el desplazamiento meridional de la ZCIT y la transición climática dominada por el ENOS entre 5 y 3 ka. Estas condiciones pudieron promover un entorno climático de mayor humedad y la presencia de paleoprecipitaciones a



nivel de toda la cuenca intermontana Quito-Guayllabamba, que podrían haber actuado como mecanismo físico de disparo de las grandes avalanchas de escombros, dadas las condiciones umbral definidas por los mecanismos geológicos y morfológicos.

En relación con este contexto climático, se pueden citar ejemplos a nivel mundial como los tres gigantes deslizamientos en la cuenca del río Marsyandi en Nepal, durante el Holoceno, los cuales provocaron casi el 5% de la erosión total de la cuenca, como resultado del aumento de las precipitaciones monzónicas durante los últimos 10.000 años (Pratt-Sitaula *et al.* 2004). Los autores señalan que el incremento de las precipitaciones relacionadas con un cambio climático regional en el Holoceno habría provocado altos volúmenes de los sedimentos provenientes de la ruptura de las laderas, registrándose procesos de agradación e incisión del río y un descenso del nivel de base local.

En cuanto a la ocurrencia de importantes eventos sísmicos como mecanismo físico de disparo, en la subcuenca de Quito se cuenta únicamente con el registro sismos ocurridos durante los últimos 1500 años (Alvarado *et al.* 2013), el cual no permite una correlación con las avalanchas de escombros ubicadas cronoestratigráficamente en el Holoceno Medio. Sin embargo, se tienen datos históricos del desplome de montañas en las cercanías de Quito asociados al sismo de Guayllabamba de 1587 (6,4 M_{IC}), grandes grietas y hundimientos provocados por el sismo de Quito de 1859 (7,2 M_{IC}), deslizamientos y desplome de lomas en los caseríos del sur de Quito ocurridos en el sismo del Antisana de 1914 (6,4 M_{IC}). Todos estos datos muestran la posibilidad el disparo de importantes movimientos en masa, sin que se pueda concluir si alcanzan la magnitud de las grandes avalanchas de escombros holocénicas. Se cuenta con el registro histórico de eventos sísmicos únicamente en el subsegmento Bellavista-Catequilla, parte del sistema de fallas inversas de Quito, en el cual se produjeron los sismos de 1990 (5,3 M_w) y 2014 (5,1 M_w), que provocaron pequeños derrumbes en los taludes de las vías y quebradas. La magnitud del mayor sismo esperado para este subsegmento es de M_w = 6,3 en una longitud de ruptura de 17,5 km, para un período de recurrencia de 183 años (Alvarado *et al.* 2014).

6.1.4 Discusión de los resultados sobre la dinámica actual de los movimientos en masa

La tectónica activa y los procesos de erosión y sedimentación han configurado los rasgos morfológicos de la cuenca Quito-Guayllabamba. En la actualidad esta cuenca se constituye como un espacio físico donde se conjuga la ocurrencia de amenazas geológicas como sismos, erupciones volcánicas y movimientos en masa. Estas amenazas junto con las de tipo



hidrometeorológico, han tenido un impacto importante en la población e infraestructura de la ciudad de Quito a lo largo de su crecimiento urbano, desde su fundación en 1584.

El Distrito Metropolitano de Quito con un área de 4230 km², es el espacio geográfico ubicado dentro de la cuenca Quito-Guayllabamba, que comprende la jurisdicción de la capital del Ecuador. Hasta el año 2022 se calculó una población de 2,872 millones de habitantes, siendo la ciudad de Quito, asentada en las microcuencas hidrográficas de los ríos Machángara y Monjas, la zona de mayor consolidación urbana.

De acuerdo con estudios a nivel mundial como el informe de distribución de las amenazas reportadas en el 2019 (UNDRR / ISC SENDAI 2020), se señala que de un total de 318 desastres ocurridos en ese año, el 14% corresponde a amenazas geológicas y geofísicas, en tanto que el 38% a amenazas hidrometeorológicas relacionadas con las variaciones del clima. Estos datos muestran la relevancia de investigaciones multiamenazas en zonas urbanas, las cuales deben considerar la interacción de varios factores como la ocurrencia de lluvias intensas en zonas montañosas de alta sismicidad y poblaciones vulnerables en crecimiento.

En relación con el crecimiento urbano, la ciudad de Quito, en un período de 450 años (1534-1985) creció 100 veces desde 1 a 100 km² (INEC 2010), llegando a ocupar un área de casi 450 km² en el año 2015, como se muestra en el mapa de la figura 6.3. Desde el año 2003, la expansión urbana a ocupado especialmente zonas de alta pendiente ubicadas en las laderas orientales de la serie de lomas anticlinales que limitan la ciudad de Quito hacia el este, así como en los flancos orientales del volcán Casitagua y el Complejo volcánico Pichincha, al oeste (Fig. 6.3).

Dentro del estudio de susceptibilidad a la ocurrencia de movimientos en masa realizado en el Distrito Metropolitano de Quito (Robalino y Pullas 2018), se determinó que el nivel de susceptibilidad alto abarca el 6,9% de su área total y el muy alto el 3,5%. Estas zonas comprenden las laderas orientales del Complejo Volcánico Pichincha y volcán Atacazo, así como las laderas orientales de la serie de lomas anticlinales donde se ubican los grandes movimientos en masa. Se observan zonas de alta y muy alta susceptibilidad en los escarpes de los movimientos en masa MM-1, MM-2 y MM-3, así como en las crestas transversales de los movimientos en masa MM-3 y MM-4 (ver Fig. 4.43). En la actualidad, se ha podido observar que la mayor parte de los movimientos en masa disparados por lluvias se han concentrado en zonas de alta y muy alta susceptibilidad relacionadas con depósitos holocénicos aluviales, glaciales, laháríticos y coluviales en taludes de alta pendiente de ríos y quebradas de la red de drenaje de las microcuencas de los ríos Machángara y Monjas (ver Fig. 4.43).

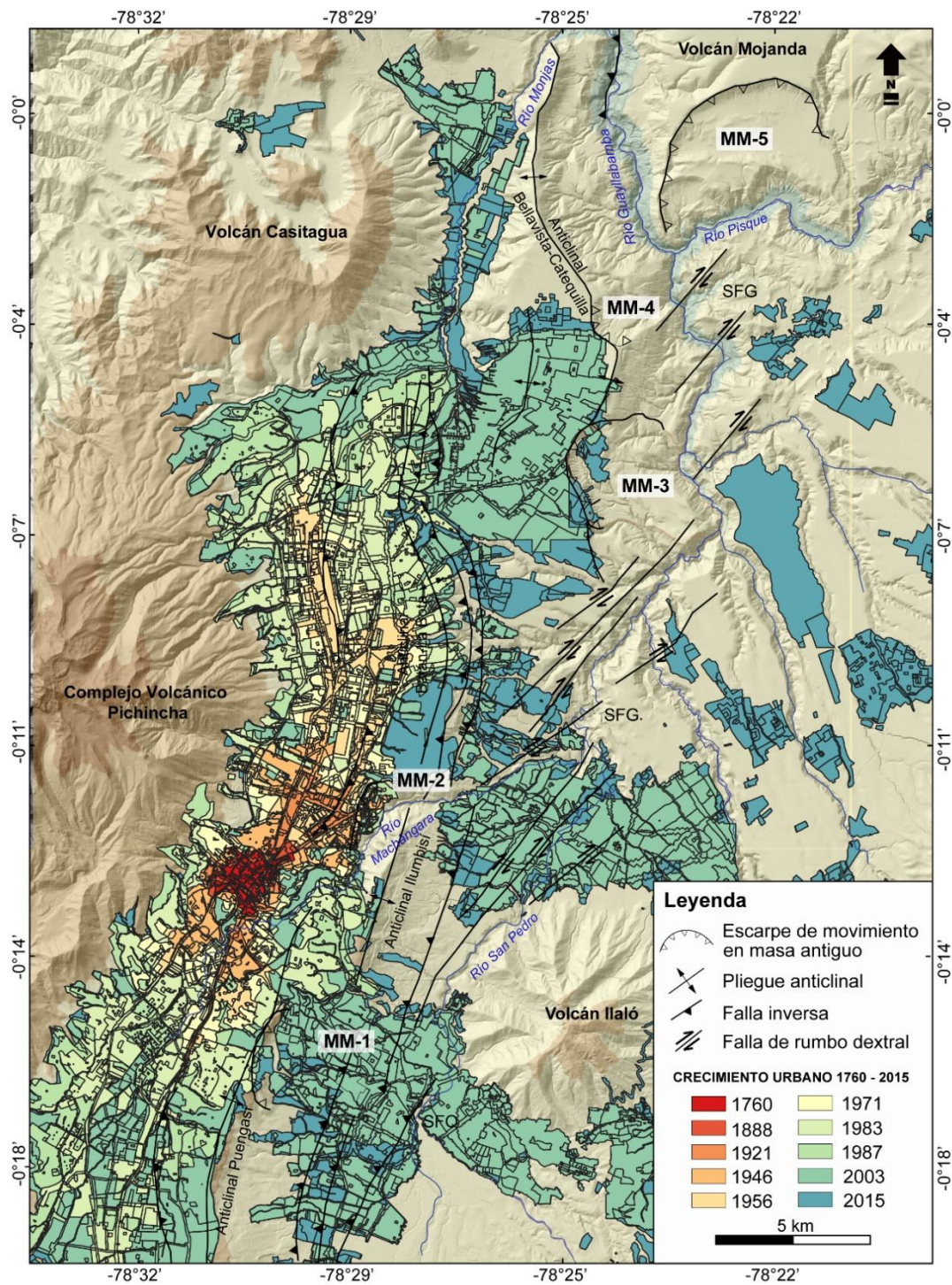


Fig. 6.3. Distribución de la mancha urbana en el Distrito Metropolitano de Quito, DMQ, hasta el año 2015, la ciudad de Quito constituye la zona de mayor consolidación.

En el estudio de Robalino y Pullas (2018), se determinó que el 24,5% del área total de la zona de estudio parte del Distrito Metropolitano de Quito, corresponde a un nivel de susceptibilidad media, relacionado con zonas donde se encuentran rocas de las formaciones Pisque, San



Miguel, laderas empinadas de los volcánicos Pichincha y Atacazo y las formaciones Guayllabamba y Cangahua. Esto concuerda con las características de sensibilidad descritas en los mecanismos geológicos que condicionaron la ocurrencia de los grandes movimientos en masa y que en la actualidad las hace susceptibles a procesos de reactivación.

La peligrosidad de la ocurrencia de un sismo significativo entre 6 a 6,4 Mw en los subsegmentos del sistema de fallas de Quito (Alvarado *et al.* 2014), radica en que puede inestabilizar zonas de media a muy alta susceptibilidad y provocar importantes movimientos en masa que afecten zonas pobladas y vías de acceso, así como la reactivación de antiguos depósitos coluviales de remoción de masa. La modificación del estado natural de las laderas por cambios topográficos, flujos de agua subterránea, meteorización o factores antrópicos relacionados con el crecimiento urbano, reducen sus condiciones de resistencia que al combinarse con la actividad sísmica pueden provocar rupturas en laderas que han permanecido estables (Suárez 1998).

Estudios de la dinámica actual de los movimientos en masa disparados por lluvias, muestran que, en un período de 120 años, entre 1900 a 2020, se han registrado un total de 1396 eventos morfoclimáticos de importancia: inundaciones, aluviones, hundimientos y movimientos en masa, asociados a eventos de lluvias intensas ocurridas en el Distrito Metropolitano de Quito. Estos eventos muestran una relación directa con el crecimiento urbano en zonas de laderas empinadas, rellenos de cauces del sistema de quebrada y cerca de taludes de ríos con una incisión activa. De acuerdo con Metzger y Peltre (1996), el relleno de los cauces ha sido consecuencia de la ampliación del espacio urbano, la evacuación de desechos y el cierre de espacios que no se pueden controlar socialmente (Fig.6.4). Estos datos nos entregan pistas valiosas de la necesidad urgente de un manejo integral de las microcuencas hidrográficas de los ríos Machángara y Monjas, donde existe la mayor consolidación urbana, así como la conservación de sus drenajes naturales para la reducción de impactos futuros en la ciudad.



Fig. 6.4. Situación actual de afectación antrópica de las quebradas que cruzan la ciudad de Quito. a) Quebrada Shanshayacu parte del sistema hidrográfico del río Machángara. b) Quebrada El Colegio parte del sistema hidrográfico del río Monjas.

6.2 Conclusiones

- Los grandes movimientos en masa en la cuenca intermontana, han sido parte de los procesos de cambio y modelado del relieve durante el Pleistoceno-Holoceno. Características geomorfológicas, como los flancos colapsados de los pliegues, los grandes escarpes semicirculares y los viejos depósitos coluviales de avalancha, atestiguan la ocurrencia de grandes movimientos de masas en esta región.
- Los depósitos coluviales de remoción de los grandes movimientos en masa son controles útiles en la interpretación de la tectónica activa de la cuenca ya que constituyen la respuesta topográfica del levantamiento e incisión fluvial activa a lo largo de la serie de los pliegues anticlinales. En el flanco oriental de estos pliegues se han acelerado procesos de erosión y desestabilización de estratos poco consolidados, generando movimientos en masa.
- Los grandes movimientos en masa de la cuenca Quito-Guayllabamba, son eventos sincrónicos a la formación de los pliegues anticlinales, cuyo levantamiento se propagó de norte a sur, así como de oeste a este por la migración de la deformación en frentes de empuje asociados a los segmentos del sistema de fallamiento inverso de Quito. Las grandes avalanchas de escombros se han producido en el frente de empuje del sistema de fallamiento inverso de Quito, en el flanco oriental de los pliegues anticlinales, por lo que permiten explicar la evolución del relieve en relación con la tectónica activa de



la cuenca. Así, estos resultados son aplicables a otros entornos geodinámicos con deformación activa, vulcanismo y secuencias volcano-sedimentarias susceptibles a la ruptura.

- Los resultados de esta investigación enfatizan en el papel de deformación que juegan los sistemas de fallas de cabalgamiento ciegas y su peligrosidad en cuanto a la modelación de los paisajes cuaternarios en regiones tectónicamente activas, donde además de su potencial sísmico, producen una deformación que preconditiona las rocas ubicadas en las paredes colgantes del frente de empuje de las estructuras de plegamiento y las hace susceptibles a procesos de colapso.
- El movimiento en masa MM-2 Batán y el primer episodio de avalancha de escombros de los MM-3 Oyacoto y MM-4 San Francisco, fueron disparados por la combinación de mecanismos geológicos y morfológicos relacionados a zonas tectónicamente activas donde los deslizamientos son la consecuencia del levantamiento del relieve y la incisión fluvial, que en el caso de esta cuenca intermontana actuaron en rocas volcánicas, sedimentarias y volcano-clásticas de baja resistencia. En el caso de las mega avalanchas del segundo episodio de colapso de los movimientos en masa MM-3 Oyacoto y MM-4 San Francisco y la avalancha de escombros MM-1 Conocoto, los mecanismos geológicos y morfológicos determinaron condiciones límite sobre las cuales actuaron mecanismos físicos ligados probablemente al incremento de la humedad disponible por variaciones climáticas regionales del Holoceno entre los 5 a 4 ka.
- Los mecanismos geológicos y morfológicos generaron condiciones umbral que pudieron ser suficientes para la ocurrencia de los grandes movimientos en masa en la cuenca intermontana. Sin embargo, en un espacio físico de multi-amenazas es relevante comprender los posibles mecanismos físicos que pudieron desencadenar estas grandes avalanchas de escombros como paleoprecipitaciones relacionadas con cambios climáticos en el Holoceno Medio a nivel regional y la comparación con los efectos morfológicos de la ocurrencia de terremotos históricos.
- En la actualidad, se observan zonas de alta y muy alta susceptibilidad a la ocurrencia de movimientos en masa en los escarpes de los movimientos en masa MM-1, MM-2 y MM-3, así como en las crestas transversales de los movimientos en masa MM-3 y MM-4. El nivel medio de susceptibilidad se ubica a zonas conformadas por rocas de las formaciones Pisque, San Miguel, Guayllabamba y Cangahua, así como laderas empinadas de los volcánicos Pichincha y Atacazo. Estas rocas presentan una



desfavorable posición de discontinuidad por interestratificación de diferentes tipos de depósitos sedimentarios, volcánicos y volcano-clásticos, la cual se suma a una desfavorable orientación asociada a procesos de deformación en un contexto de tectónica activa, aspectos que las hacen susceptibles a la generación de movimientos en masa.

- Las microcuencas de los ríos Machángara y Monjas son parte de la subcuenca del río Guayllabamba Alto y constituyen el espacio físico de mayor densidad poblacional del Distrito Metropolitano de Quito, donde se asienta la ciudad de Quito. El 60,1% de los movimientos en masa disparados por lluvias se han producido en el último período de crecimiento urbano entre 1970 a 2020. En la microcuenca del río Machángara el 68,9% del drenaje ha sido rellenado por la expansión urbana y se encontró que el 77,4% de los movimientos en masa entre 1900 a 2020 se produjeron en estos cauces rellenos. De la misma manera, en la microcuenca del río Monjas, el 41,28% de su sistema de drenaje fue rellenado y constituye la zona donde se han producido el 53% de movimientos en masa disparados por lluvias.
- El Distrito Metropolitano de Quito está localizado en un territorio multiamenazas con sismicidad y volcanismo activos, un relieve con altas pendientes, precipitaciones con episodios de lluvias intensas y una litología cuaternaria susceptible. En la actualidad, nuevos procesos de inestabilidad en las laderas se podrían producir en relación con la variabilidad climática que conlleva eventos extremos como precipitaciones de mayor duración e intensidad, y la ocurrencia de eventos sísmicos relacionados a los sistemas de fallas activas que atraviesan la cuenca Quito-Guayllabamba.
- Esta investigación provee resultados que pueden utilizarse en futuras evaluaciones de la amenaza y riesgo por movimientos en masa, las cuales aporten en la reducción de la vulnerabilidad por exposición de la población, en función del desarrollo de políticas públicas, planes y proyectos para la planificación territorial.



*Profesores y estudiantes del Departamento de Geología de la Escuela Politécnica Nacional,
salida de campo 28 de febrero 2020.*



AGRADECIMIENTOS

Esta tesis doctoral fue realizada como parte del Doctorado en Cotutela de Geociencias “Riesgos Naturales y Estudios Geológicos de Campo” dentro del Programa Binacional Argentino Alemán CUA-DAHZ, entre la Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo-Universidad Nacional de Tucumán (Argentina) y la Facultad de Ciencias Matemáticas y Naturales-Universidad de Potsdam (Alemania).

Deseo expresar mi profundo agradecimiento al director de este trabajo doctoral, el Dr. Antonio Gutiérrez, por las diversas discusiones y enfoques que permitieron llevar adelante la tesis, así como por su apoyo y valiosa amistad. Al Dr. Manfred Strecker por su invaluable aporte en la comprensión de los procesos neotectónicos, gracias por su guía permanente en la investigación y su amistad. A la Dra. Carolina Bernal, con quien compartimos varias salidas de campo enfocadas en la comprensión de los procesos fluviales, gracias por la amistad que hemos construido en tantos años. Agradezco a los dos investigadores especialistas en el tema que formaron parte de la Comisión de Supervisión, Dra. Laura Giambiagi de la Universidad de Mendoza-Argentina y Dr. Sergio Georgieff de la Universidad Nacional de Tucumán. De la misma manera quiero expresar un gracias a todos los profesores y compañeros del doctorado de las universidades de Tucumán y de Potsdam, con quienes compartí cursos, salidas de campo, charlas y momentos enriquecedores.

Mi agradecimiento a la Escuela Politécnica Nacional, universidad en la que me desempeñé como docente, la cual como parte de su misión de fortalecimiento académico e investigativo me concedió una licencia de formación para cursar el programa doctoral. La logística para el trabajo de campo, los modelos de elevación digital y la base de datos de eventos morfoclimáticos fueron proporcionados por el proyecto de cooperación internacional Tomorrow’s Cities (Ciudades del Mañana), código: pie-dg-ig-uedinburgh-2020, en el cual participo como profesor colaborador. Por ello cabe extender mi sincero agradecimiento a su director el Dr. Daniel Andrade y a todo el equipo de investigadores especialmente a Camilo Zapata y María Isabel Cupuerán. Además, quiero agradecer a los estudiantes de pregrado quienes realizaron su proyecto de titulación, dentro de esta investigación, especialmente a Eliana Noroña por su valioso trabajo en la edición de los mapas. Agradezco al Dr. Cristian Vallejo por su valioso aporte y apoyo en el trabajo de laboratorio en las instalaciones de Geostat S.A. Quito-Ecuador, donde se procesaron las muestras para el análisis petrográfico y geoquímico. Al Ing. Bernardo Beate y Dr. José Luis Román por compartir su experiencia.



A César por todo el amor construido en tantos años, a mis amados hijos Ariadna y Kamil, ustedes lo hicieron posible. Este trabajo lo dedico a mi madre Rosita por su fortaleza en mi vida y a mi padre Rafael porque su luz infinita estará siempre conmigo. A mis queridos hermanos Viviana, Xavier, César, mi sobrino Alejandro, por toda una vida de sueños compartidos. A toda mi familia por su amor al bien común y la construcción de proyectos colectivos.



BIBLIOGRAFÍA

- Alvarado, A. 2012. Néotectonique et cinématique de la déformation continentale en Equateur [PhD Thesis, Université de Grenoble]. Sciences de la Terre. Français, p. 260. ¡NNT: 2012GRENU026 ¿
- Alvarado, A., Hibsich, C., Pérez, V. H. 2013. Nuevos aportes para la geología del área de Quito y análisis de la paleosismicidad. Departamento de Geología EPN. Instituto Francés de Estudios Andinos Quito. Instituto Geofísico, EPN. Quito.
- Alvarado, A., Audin, L., Nocquet, J., Lagreulet, S., Segovia, M., Font, Y., Lamarque, G., Yepes, H., Mothes, P., y Rolandone, F. 2014. Active tectonics in Quito, Ecuador, assessed by geomorphological studies, GPS data, and crustal seismicity. *Tectonics*, 33(2), 67-83.
- Alvarado, A., Audin, L., Nocquet, J.-M., Jaillard, E., Mothes, P., Jarrín, P., Segovia, M., Rolandone, F., y Cisneros, D. 2016. Partitioning of oblique convergence in the Northern Andes subduction zone: Migration history and the present-day boundary of the North Andean Sliver in Ecuador. *Tectonics*, 35(5), 1048-1065.
- Andrade, D., Hall, M., Mothes, P., Troncoso, L., Eissen, J.-P., Samaniego, P., Egred, J., Ramón, P., Rivero, D., y Yepes, H. 2005. Los peligros volcánicos asociados con el Cotopaxi. Quito: Corporación Editora Nacional, CEN/Escuela Politécnica Nacional.
- Aspden, J. A., & Litherland, M. 1992. The geology and Mesozoic collisional history of the Cordillera Real, Ecuador. *Tectonophysics*, 205(1-3), 187-204.
- Bablon, M., Quidelleur, X., Siani, G., Samaniego, P., Le Pennec, J.-L., Nouet, J., Liorzou, C., Santamaria, S., y Hidalgo, S. 2020. Glass shard K-Ar dating of the Chalupas caldera major eruption: Main Pleistocene stratigraphic marker of the Ecuadorian volcanic arc. *Quaternary Geochronology*, 57. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2020.101053>
- Baby, P., Rochat, P., Mascle, G., y Hérail, G. 1997. Neogene shortening contribution to crustal thickening in the back arc of the Central Andes. *Geology*, 25(10), 883-886.
- Baize, S., Audin, L., Winter, T., Alvarado, A., Moreno, L. P., Taibe, M., Reyes, P., Kauffmann, P., y Yepes, H. 2015. Paleoseismology and tectonic geomorphology of the Pallatanga fault (Central Ecuador), a major structure of the South-American crust. *Geomorphology*, 237, 14-28.
- Barberi, F., Coltelli, M., Ferrara, G., Innocenti, F., Navarro, J. M., y Santacrose, R. 1988. Plio-quaternary volcanism in Ecuador. *Geological Magazine*, 125(1), 1-14.



- BAS, M. L., Maitre, R. L., Streckeisen, A., Zanettin, B., y Rocks, I. S. on the S. of I. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27(3), 745-750.
- Beate, B. 1989. The Chalupas ignimbrite. Abstracts IAVCEI General Assembly, New Mexico. *New Mexico Bur Mines Min Res Bull*, 131, 18.
- Beauval, C., Yepes, H., Bakun, W. H., Egred, J., Alvarado, A., & Singaicho, J.-C. 2010. Locations and magnitudes of historical earthquakes in the Sierra of Ecuador (1587–1996). *Geophysical Journal International*, 181(3), 1613-1633.
- Benitez, S. 1995. Evolution géodynamique de la province côtière sud-équatorienne au Crétacé supérieur-Tertiaire [PhD Thesis]. Université Joseph-Fourier-Grenoble I. p. 3-163.
- Blegen, N., Tryon, C. A., Faith, J. T., Peppe, D. J., Beverly, E. J., Li, B., y Jacobs, Z. 2015. Distal tephras of the eastern Lake Victoria basin, equatorial East Africa: Correlations, chronology and a context for early modern humans. *Quaternary Science Reviews*, 122, 89-111.
- Broeckx, J., Rossi, M., Lijnen, K., Campforts, B., Poesen, J., y Vanmaercke, M. 2020. Landslide mobilization rates: A global analysis and model. *Earth-Science Reviews*, 201, 102972.
- Brown, F. H., y Nash, B. P. 2014. Correlation: Volcanic ash, obsidian. In: Durkee, Hannah & Brown, Francis. (2014). Correlation of volcanic ash layers between the Early Pleistocene Acheulean sites of Isinya, Kariandusi, and Olorgesailie, Kenya. *Journal of Archaeological Science*. 49. 510–517. 10.1016/j.jas.2014.06.006
- Burbank, D. W., y Anderson, R. S. 2009. *Tectonic geomorphology*. John Wiley & Sons. ISBN: 978-1-444-33887-4. 472 Pages.
- Cassignol, C., y Gillot, P. 1982. Range and effectiveness of unspiked potassium-argon dating: Experimental groundwork and applications. In: G.S. Odin (Editor), *Numerical Dating in Stratigraphy*. Willey, Chichester, pp. 159-179.
- Castillo, M., y Lugo-Hubp, J. 2011. State of the art, classification, and proposal for the inclusion of the term knickpoint in the Spanish geological-geomorphological lexicon. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 63(2), 353-364.
- Clapperton, C. M., y Vera, R. 1986. The Quaternary glacial sequence in Ecuador: A reinterpretation of the work of Walter Sauer. *Journal of Quaternary Science*, 1(1), 45-56.



- Coltorti, M., Ficarelli, G., Jahren, H., Espinosa, M. M., Rook, L., y Torre, D. 1998. The last occurrence of Pleistocene megafauna in the Ecuadorian Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(6), 581-586.
- Coltorti, M., y Ollier, C. D. 2000. Geomorphic and tectonic evolution of the Ecuadorian Andes. *Geomorphology*, 32(1-2), 1-19.
- Cordovez, M., y IIGE. 2019. Instituto de Investigación Geológico y Energético-IIGE Resolución No. 2021-003.
- CRED 2006. CRED, EM-DAT 2006. <https://www.emdat.be/search/node/landslides>
- Cruden, D., y Varnes, D. 1996. Landslide types and processes. Transportation Research Board, U.S. National Academy of Sciences, Special Report, 247: 36-75. Special Report - National Research Council, Transportation Research Board. 247. 36-57.
- D'Ercole, R., y Metzger, P. 2004. Vulnerabilidad del Distrito Metropolitano de Quito. IRD / MDMQ. AH/Editorial, 23, 496 p., 2004, Colección Quito Metropolitano, 9978-970-52-5. hal-01155465.
- Dagnino, J. 2014. Coeficiente de correlación lineal de Pearson. *Chil Anest*, 43(1), 150-153.
- Dangles, O., Nowicki, F., y Mena, B. 2009. Biota máxima: Ecuador biodiverso. Institut de recherche pour le développement. Editor: Pontificia Universidad Católica del Ecuador. ISBN 978-9942-02-669-9. 250 pp. Quito.
- Del Carlo, P., Di Roberto, A., D'Orazio, M., Petrelli, M., Angioletti, A., Zanchetta, G., Maggi, V., Daga, R., Nazzari, M., y Rocchi, S. 2018. Late Glacial-Holocene tephra from southern Patagonia and Tierra del Fuego (Argentina, Chile): A complete textural and geochemical fingerprinting for distal correlations in the Southern Hemisphere. *Quaternary Science Reviews*, 195, 153-170.
- Del Valle, R. A., Tatur, A., y Rinaldi, C. A. 2007. Cambios en lagos y circulación fluvial vinculados al calentamiento climático del Pleistoceno tardío-Holoceno temprano en Patagonia e isla 25 de mayo, islas Shetland del Sur, Antártida. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 62(4), 618-626.
- Delgado, C. 2008. Hidrogeología y Modelación del Acuífero Pifo–El Quinche. Escuela Politécnica Nacional. [B.S. thesis]. <http://bibdigital.epn.edu.ec/handle/15000/4872>.
- Delgado, F., Zerathe, S., Audin, L., Schwartz, S., Benavente, C., Carcaillet, J., Bourlès, D. L., y Team, A. 2020. Giant landslide triggerings and paleoprecipitations in the Central Western Andes: The Aricota rockslide dam (South Peru). *Geomorphology*. 350. 106932. 10.1016/j.geomorph.2019.106932.



- Deniaud, Y., Baby, P., Basile, C., Ordoñez, M., Montenegro, G., y Mascle, G. 1999. Ouverture et évolution tectono-sédimentaire du golfe de Guayaquil: Bassin d'avant-arc néogène et quaternaire du Sud des Andes équatoriennes. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*, 328(3), 181-187.
- Dethier, D. P., y Reneau, S. L. 1996. Lacustrine chronology links late Pleistocene climate change and mass movements in northern New Mexico. *Geology*, 24(6), 539-542.
- Egholm, D. L., Knudsen, M. F., y Sandiford, M. 2013. Lifespan of mountain ranges scaled by feedbacks between landsliding and erosion by rivers. *Nature*, 498(7455), 475-478.
- Ego, F., Sébrier, M., Lavenu, A., Yepes, H., y Egues, A. 1996. Quaternary state of stress in the Northern Andes and the restraining bend model for the Ecuadorian Andes. *Tectonophysics*, 259(1-3), 101-116.
- Egred, J. 2004. Terremoto de Riobamba del 4 de Febrero de 1797. In. Alvarado, Alexandra, ed.; García - Aristizábal, Alexander, ed.; Mothes, Patricia, ed.; Segovia, Mónica, Ed. *Investigaciones en Geociencias: Contribuciones sobre geología volcánica y volcanismo, sismología volcánica y tectónica, neotectonismo, monitoreo volcánico y sísmico y sobre gestión del riesgo frente a fenómenos naturales*. Quito, Ecuador. Instituto Geofísico. Institut de Recherche pour le Développement; Ecuador. Corporación Editora Nacional, Municipio del Distrito Metropolitano de Quito. p.68-86, tab. (Investigaciones en Geociencias, 1).
- Egred, J. 2009a. Terremotos del Ecuador, volumen dos, Escuela Politécnica Nacional, Instituto Geofísico, reporte interno 2(3).
- El Hamdouni, R., Irigaray, C., Fernández, T., Chacón, J., y Keller, E. A. 2008. Assessment of relative active tectonics, southwest border of the Sierra Nevada (southern Spain). *Geomorphology*, 96(1-2), 150-173.
- Eras Galarza, M. L. 2014. Determinación de zonas susceptibles a movimientos en masa en el Ecuador, a escala 1: 1'000.000, utilizando el Método de Ponderación de Parámetros [B.S. thesis]. <http://bibdigital.epn.edu.ec/handle/15000/8083>
- Espín, P. 2019. Surface deformation monitoring INSAR Sentinel data in Quito, Ecuador [MSc. thesis]. 44 pp. Université Grenoble Alpes.
- Espinosa, T. 2022. Estudio de los movimientos en masa como eventos morfoclimáticos en el periodo 1900 a 2020 sector norte del Distrito Metropolitano de Quito. [B.S. thesis]. <http://bibdigital.epn.edu.ec/handle/15000/22841>



- Espinoza, J. 1996. El Niño y sus implicaciones sobre el medio ambiente. En *Acta Oceanográfica del Pacífico* Vol. 8, N°1, 115-134, INOCAR, Guayaquil.
- Estacio, J., y Rodríguez, G. 2012. Los eventos morfoclimáticos en el DMQ: Una construcción social y recurrente. *Letras Verdes. Revista Latinoamericana de Estudios Socioambientales*, 11, 73-99.
- Estrella, M., Jansen, A., Yepes, H. 1983. Estudio Geotérmico en el Valle de los Chillos. II Fase, Geología Estructural del Cerro Ilaló y sus alrededores. Informe técnico. Clasificación CDD: 551.23. Escuela Politécnica Nacional.
- Fell, R. 1994. Landslide risk assessment and acceptable risk. *Canadian Geotechnical Journal*, 31(2), 261-272.
- Ficcarelli, G., Azzaroli, A., Borselli, V., Coltorti, M., Dramis, F., Fejfar, O., Hirtz, A., y Torre, D. 1992. Stratigraphy and paleontology of upper Pleistocene deposits in the Interandean Depression, Northern Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences*, 6(3), 145-150.
- Ficcarelli, G., Coltorti, M., Moreno-Espinosa, M., Pieruccini, P. L., Rook, L., y Torre, D. 2003. A model for the Holocene extinction of the mammal megafauna in Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(8), 835-845.
- Geotermia Italiana. 1989. Mitigación del riesgo volcánico en el Área Metropolitana de Quito. Informe final, 2, 105.
- González de Vallejo, L. I., Ferrer, M., Ortuño, L., y Oteo, C. 2002. *Ingeniería Geológica*. Pearson Educación, ISBN: 84-205-3104-9, Materia: Geología, 55, 744 pp. Madrid.
- Gutiérrez Elorza, M. 2008. *Geomorfología*. Pearson Educación S.A., ISBN: 978-84-8322-389-5. Materia: Geomorfología, 551.4, 920 pp. Madrid.
- Gutscher, M.-A., Malavieille, J., Lallemand, S., y Collot, J.-Y. 1999. Tectonic segmentation of the North Andean margin: Impact of the Carnegie Ridge collision. *Earth and Planetary Science Letters*, 168(3-4), 255-270.
- Hack, J. T. 1973. Stream-profile analysis and stream-gradient index. *Journal of Research of the us Geological Survey*, 1(4), 421-429.
- Hall, M., y Mothes, P. 1994. Tefrostratigrafía holocénica de los volcanes principales del Valle Interandino, Ecuador. *Estudios de geografía*, 6, 47-67.
- Hall, M., Mothes, P., Vallance, J., y Alvarado, A. 2017. Deslizamientos del Yacupungo. En *Memorias VIII Jornadas En Ciencias de La Tierra*. Presented at the VIII Jornadas en Ciencias de la Tierra (pp. 85-87). EPN Editorial Quito, Ecuador.



- Hall, M., Samaniego, P., Le Pennec, J.-L., y Johnson, J. 2008. Ecuadorian Andes volcanism: A review of Late Pliocene to present activity. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176(1), 1-6.
- Hall, M., y Mothes, P. 1997. El origen y la edad de la Cangahua superior, valle de Tumbaco (Ecuador). En *Memorias del III Simposio Internacional sobre Suelos volcánicos endurecidos, Tema 1: Características y Génesis*, Impresora Polar, 19-28, Quito.
- Heim, A. 1932. *Bergsturz und Menschenleben*. Beiblatt zur Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zür. Fretz & Wasmuth. Indiana University. <https://books.google.com.ec/books?id=7GkhAQAAMAAJ>.
- Hermanns, R., y Strecker, M. 1999. Structural and lithological controls on large Quaternary rock avalanches (sturzstroms) in arid northwestern Argentina. *Geological Society of America Bulletin*, 111(6), 934-948.
- Hidalgo, S. 2006. Les interactions entre magmas calco-alcalins "classiques" et adakitiques: Exemple du complexe volcanique Atacazo-Ninahuilca (Equateur) [PhD Thesis]. Clermont-Ferrand 2, p. 333.
- Hidalgo, S., Monzier, M., Almeida, E., Chazot, G., Eissen, J.-P., van der Plicht, J., y Hall, M. 2008. Late Pleistocene and Holocene activity of the Atacazo–Ninahuilca volcanic complex (Ecuador). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176(1), 16-26.
- Hidalgo, S., Gerbe, M. C., Martin, H., Samaniego, P., y Bourdon, E. 2012. Role of crustal and slab components in the Northern Volcanic Zone of the Andes (Ecuador) constrained by Sr–Nd–O isotopes. *Lithos*, 132, 180-192.
- Highland, L., y Bobrowsky, P. 2008. *The landslide handbook: A guide to understanding landslides*: Reston, Virginia, U.S. Geological Survey Circular 1325, 129 p.
- Hogg, A. G., Hua, Q., Blackwell, P. G., Niu, M., Buck, C. E., Guilderson, T. P., Heaton, T. J., Palmer, J. G., Reimer, P. J., y Reimer, R. W. 2013. SHCal13 Southern Hemisphere calibration, 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 55(4), 1889-1903.
- Hsu, K. 1975. Catastrophic debris streams (*sturzstroms*) generated by rockfalls. *Geological Society of America Bulletin*, 86(1), 129-140.
- Hughes, R., y Pilatasig, L. 2002. Cretaceous and Tertiary terrane accretion in the Cordillera Occidental of the Andes of Ecuador. *Tectonophysics*, 345(1-4), 29-48.
- Hungerbühler, D., Steinmann, M., Winkler, W., Seward, D., Egüez, A., Peterson, D. E., Helg, U., y Hammer, C. 2002. Neogene stratigraphy and Andean geodynamics of southern Ecuador. *Earth-Science Reviews*, 57(1-2), 75-124.



- Hungr, O., Leroueil, S., y Picarelli, L. 2014. The Varnes classification of landslide types, an update. *Landslides*, 11(2), 167-194.
- IG-EPN. 2011. <https://www.igepn.edu.ec/servicios/noticias/524-sismos-ocurridos-en-ecuador-durante-el-29-de-octubre-de-2011>
- IG-EPN. 2014. Informe sísmico especial N°1- Sismo de Quito 12 de agosto de 2014. <https://www.igepn.edu.ec/servicios/noticias/897-informe-s%C3%ADsmico-especial-n%C2%B0-1-sismo-de-quito-12-de-agosto-2014>
- INEC. 2010. Informe Nacional del Ecuador INEC 2010-CENSOS DE POBLACIÓN Y VIVIENDA. <https://www.ecuadorencifras.gob.ec/base-de-datos-censo-de-poblacion-y-vivienda-2010/>
- Ingersoll, R., Bullard, T., Ford, R., Grimm, J., Pickle, J., y Sares, S. 1984. The effect of grain size on detrital modes: A test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *Journal of Sedimentary Research*, 54(1), 103-116.
- INIGEMM. 2013. Zonificación de Susceptibilidad y Peligros/Amenazas por procesos de movimientos en masa, Escala 1:50.000, del Territorio Ecuatoriano, Fase I. (p. 64), INIGEMM, Quito.
- Jaillard, E., Lapierre, H., Ordonez, M., Alava, J. T., Amortegui, A., y Vanmelle, J. 2009. Accreted oceanic terranes in Ecuador: Southern edge of the Caribbean Plate? *Geological Society, London, Special Publications*, 328(1), 469-485.
- Jaya, D. 2009. Origen de los depósitos volcánicos de la cuenca de Quito: Implicación de la evolución del Complejo Pichincha y del Sistema de Fallas de Quito. Mémoire M2 Prefalc, "Ciencias y Gestión de la Tierra", Geología, Riesgos y Gestión del Territorio. *Dynamique des Systemès Géologiques et Aléas*. (p 28) [MSc. thesis], Université Sophie Antipolis Nice.
- Jaya, D., y SSG-MDMQ. 2013. Fotointerpretación para la identificación de fenómenos de inestabilidad de terreno y movimientos en masa relevantes en el Distrito Metropolitano de Quito. (p. 65). Informe técnico. Secretaría de Seguridad y Gobernabilidad, Municipio del Distrito Metropolitano de Quito.
- Jiménez, E. 2011. Concepciones hacia un sistema de gestión comunitaria del riesgo en las laderas suroccidentales del Distrito Metropolitano de Quito. M2 Prefalc, "Ciencias y Gestión de la Tierra", Geología, Riesgos y Gestión del Territorio. *Dynamique des Systemès Géologiques et Aléas*. (p 53) [MSc. thesis], Université Sophie Antipolis Nice.



- Jimenez, E., y Alvarado, A. 2001. Geología del cuaternario de las áreas urbanas del Distrito Metropolitano de Quito, (p. 24). Informe técnico. Convenio EPN-Municipio Distrito Metropolitano de Quito.
- Jiménez-Perálvarez, J. 2012. Movimientos de ladera en la vertiente meridional de Sierra Nevada (Granada, España): Identificación, análisis y cartografía de susceptibilidad y peligrosidad mediante SIG. Tesis Doctoral, Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Granada. Ed. Universidad de Granada; Colección Tesis Doctorales, Granada, España, 196pp + 9 Anexos (200pp). ISBN: 978-84-9028-289-2.
- Keefer, D. K. (1984). Landslides caused by earthquakes. *Geological Society of America Bulletin*, 95(4), 406-421.
- Kendrick, E., Bevis, M., Smalley Jr, R., Brooks, B., Vargas, R. B., Lauria, E., y Fortes, L. P. S. 2003. The Nazca–South America Euler vector and its rate of change. *Journal of South American Earth Sciences*, 16(2), 125-131.
- Korup, O., Clague, J., Hermanns, R., Hewitt, K., Strom, A., y Weidinger, J. 2007. Giant landslides, topography, and erosion. *Earth and Planetary Science Letters*, 261(3-4), 578-589.
- Lavenu, A., Baudino, R., y Égo, F. 1996. Stratigraphie des bassins tertiaires et quaternaires de la dépression interandine d'Équateur (entre 0 et 2° 15'S). *Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines*, 25(1), 1-15.
- Lavenu, A., Winter, T., y Dávila, F. 1995. A Pliocene–Quaternary compressional basin in the Interandean Depression, central Ecuador. *Geophysical Journal International*, 121(1), 279-300.
- Lavenu, A. 2006. Neotectónica de los Andes entre 1 N y 47 S (Ecuador, Bolivia y Chile): Una revisión. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 61(4), 504-524.
- Ledru, M. P., Aquino-Alfonso, O., Finsinger, W., Samaniego, P., e Hidalgo, S. 2022. Changes in the vegetation and water cycle of the Ecuadorian páramo during the last 5000 years. *The Holocene*, 32(9), 950-963.
- Litherland, M., Aspden, J., y Jemielita, R. 1994. The metamorphic belts of Ecuador, British Geological Survey, Overseas Memoir 11. British Geological Survey, Keyworth, 147.
- Lonsdale, P. 2005. Creation of the Cocos and Nazca plates by fission of the Farallon plate. *Tectonophysics*, 404(3-4), 237-264.



- López Hurtado, D. R., y Toro Tipán, M. 2020. Análisis tectono-estratigráfico de la formación San Miguel dentro de la cuenca de Guayllabamba [B.S. thesis]. <http://bibdigital.epn.edu.ec/handle/15000/20757>
- Lowe, D. J. 2011. Tephrochronology and its application: A review. *Quaternary Geochronology*, 6(2), 107-153.
- Luzieux, L. D. A., Heller, F., Spikings, R., Vallejo, C. F., y Winkler, W. 2006. Origin and Cretaceous tectonic history of the coastal Ecuadorian forearc between 1°N and 3°S: Paleomagnetic, radiometric and fossil evidence. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 249, p. 400-414.
- Luzieux, L. 2007. Origin and Late Cretaceous-Tertiary evolution of the Ecuadorian forearc [PhD Thesis], Institute of Geology ETH Zürich, Switzerland, p. 197.
- MacKenzie, W. S., Donaldson, C. H., Guilford, C. 1996. Atlas de rocas ígneas y sus texturas. ISBN 84-458-0428-6, versión española, Masson. S.A, 149 pp. Barcelona.
- Margirier, A., Audin, L., Carcaillet, J., Schwartz, S., y Benavente, C. 2015. Tectonic and climatic controls on the Chuquibamba landslide (western Andes, southern Peru). *Earth Surface Dynamics*, 3(2), 281-289.
- Margirier, A., Strecker, M. R., Reiners, P. W., Thomson, S. N., Casado, I., George, S. W., Alvarado, A. P. 2022. Exhumation of the Western Cordillera, Ecuador driven by late Miocene subduction of the Carnegie Ridge. *Authorea Preprints*.1-16. <https://doi.org/10.1002/essoar.10511111.1>.
- Marinière, J., Nocquet, J. M., Beauval, C., Champenois, J., Audin, L., Alvarado, A., Baize, S., y Socquet, A. 2020. Geodetic evidence for shallow creep along the Quito fault, Ecuador. *Geophysical Journal International*, 220(3), 2039-2055.
- Martin-Merino, G., Roverato, M., y Almeida, R. 2021. Volcaniclastic lacustrine sedimentation in the Pleistocene Guayllabamba intermontane basin in the Ecuadorian Andes. *Geological Society, London, Special Publications*, 520(1), SP520-2021.
- Melnick, D., Garcin, Y., Quinteros, J., Strecker, M. R., Olago, D., and Tiercelin, J.-J., 2012, Steady rifting in northern Kenya inferred from deformed Holocene lake shorelines of the Suguta and Turkana basins: *Earth Planetary Science Letters*, v. 331, p. 36.
- Metzger, P., & Peltre, P. 1996. Gestion de l'environnement urbain et risques" naturels". La problématique des quebradas à Quito (Équateur). *Bulletin de l'Institut Français d'Études Andines*, 25(3), 531-552.



- Molano Cárdenas, S., y Torres Rodríguez, M. 2018. Indices geomorfológicos como herramienta para la caracterización de la actividad neotectónica del sistema de fallas de Soapaga entre los municipios de Corrales y Pesca. [B.S. thesis] <http://repositorio.uptc.edu.co/handle/001/2267>. Universidad Pedagógica y Tecnológica de Colombia.
- Mothes, P., Hall, M., y Janda, R. 1998. The enormous Chillos Valley Lahar: An ash-flow-generated debris flow from Cotopaxi Volcano, Ecuador. *Bulletin of Volcanology*, 59(4), 233-244.
- Mothes, P., Hall, M., y Alvarado, A. 2001. La secuencia lahárica Holocénica de los abanicos de las quebradas Rumipamba y Rumihurco-Cuenca de Quito. 27-29. <https://www.zotero.org/download/>
- Nocquet, J., Villegas-Lanza, J., Chlieh, M., Mothes, P., Rolandone, F., Jarrin, P., Cisneros, D., Alvarado, A., Audin, L., y Bondoux, F. 2014. Motion of continental slivers and creeping subduction in the northern Andes. *Nature Geoscience*, 7(4), 287-291.
- Núñez, J. 1993. Estudio geológico-geotécnico de los movimientos de terrenos de las áreas del río Pisque y Bellavista-Calderón [B.S. thesis]. 224 pp. Escuela Politécnica Nacional.
- OLADE-INECEL. 1980. Informe geo-volcanológico: Proyecto de investigación geotérmica de la República del Ecuador (p. 54). Informe técnico. Organización Latinoamericana de Energía. Quito.
- Pacheco, D. 2013. Estudio geológico de las formaciones cuaternarias en la zona San Antonio de Pichincha-Pomasqui [B.S. thesis]. <http://bibdigital.epn.edu.ec/handle/15000/6450>
- Pacheco, D., Andrade, D., y Alvarado, A. 2014. Estratigrafía Cuaternaria de la Cuenca San Antonio de Pichincha. *Escuela Politécnica Nacional [EPN]*, 33(3), 1-9.
- Pánek, T. 2019. Landslides and Quaternary climate changes—The state of the art. *Earth-Science Reviews*: 196. 102871. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.05.015>
- Peccerillo, A., y Taylor, S. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to mineralogy and petrology*, 58(1), 63-81.
- Pedoja, K. 2003. Les terrasses marines de la marge Nord Andine (Equateur et Nord Pérou): relations avec le contexte géodynamique [PhD Thesis]. Université Pierre et Marie Curie, Paris, p. 413.
- Peltre, P. 1989. Quebradas y riesgos naturales en Quito, período 1900-1988. *Estudios de Geografía*, 2, 45-91.



- Peñañiel, L. 2009. Geología y análisis del recurso hídrico subterráneo de la subcuenca del sur de Quito [B.S. thesis]. <http://bibdigital.epn.edu.ec/handle/15000/1147>
- Plaza, G. 1996. La amenaza y vulnerabilidad por deslizamientos en la región andina del Ecuador. presentado en Séptimo Congreso Ecuatoriano de Geología, Minas, Petróleos y Medio Ambiente. Trabajos técnicos, 2, 513-526.
- Plaza, G., y Vinuesa, W. 1991. Contribución al conocimiento del movimiento de terreno Guarumales, Proyecto Hidroeléctrico Paute (Vol.2, pp. 53-68). Informe técnico. Boletín Geológico Ecuador.
- Plaza G. 2000. Zonificación de peligros sismogeotécnicos por deslizamientos y fenómenos hidrometeorológicos en la ciudad de Bahía de Caráquez (p. 138) Informe técnico final. Escuela Politécnica Nacional. Defensa Nacional de Defensa Civil.
- (PMA:GCA) Proyecto Multinacional Andino: Geociencias para las Comunidades Andinas. 2007. Movimientos en Masa en la Región Andina: Una guía para la evaluación de amenazas. Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Multinacional, No. 4, 432 p., 1 CD-ROM.
- Pratt, W., Duque, P., y Ponce, M. 2005. An autochthonous geological model for the eastern Andes of Ecuador. *Tectonophysics*, 399(1-4), 251-278.
- Pratt-Sitaula, B., Burbank, D.W., Heimsath, A., Ojha, T. 2004 Landscape disequilibrium on 1000-10.000-year scales, Marsyandi River, Nepal, central Himalaya. *Geomorphology* 58, 223-241.
- Reyes, P, Ramírez, M., y Cajas, M. 2020. Detecting a master thrust system by magnetotelluric sounding along the western Andean Piedmont of Quito, Ecuador. *Terra Nova*, 32(6), 458-467.
- Rivadeneira, F., Segovia, M., Alvarado, A., Egred, J., Troncoso, L., Vaca, S., y Yepes, H. 2007. Breves Fundamentos sobre los Terremotos en el Ecuador (IG-EPN). Quito, Ecuador. Recuperado de <https://www.igepn.edu.ec/publicaciones-para-la-comunidad/comunidadespanol/35-breves-fundamentos-sobre-los-terremotos-en-el-ecuador/file>
- Rivera, M., y SSG-MDMQ. 2017. Resumen Ejecutivo Laderas de San Francisco. FUNEPSA. EMSEGURIDAD. https://www.academia.edu/36917572/Resumen_Ejecutivo_Laderas_de_San_Francisco



- Robalino, M., y Pullas, M. 2018. Zonificación de la Susceptibilidad por Fenómenos de Remoción en Masa en el Distrito Metropolitano de Quito (DMQ) [B.S. thesis]. <http://bibdigital.epn.edu.ec/handle/15000/19790>
- Roberts, N., y Evans, S. 2013. The gigantic Seymareh (Saidmarreh) rock avalanche, Zagros Fold–Thrust Belt, Iran. *Journal of the Geological Society of London*, 170(4), 685-700.
- Robin, C., Eissen, J.-P., Samaniego, P., Martin, H., Hall, M., y Cotten, J. 2009. Evolution of the late Pleistocene Mojanda–Fuya Fuya volcanic complex (Ecuador), by progressive adakitic involvement in mantle magma sources. *Bulletin of Volcanology*, 71(3), 233-258.
- Robin, C., Hall, M., Jimenez, M., Monzier, M., y Escobar, P. 1997. Mojanda volcanic complex (Ecuador): Development of two adjacent contemporaneous volcanoes with contrasting eruptive styles and magmatic suites. *Journal of South American Earth Sciences*, 10(5-6), 345-359.
- Robin, C., Samaniego, P., Le Pennec, J.-L., Fornari, M., Mothes, P., y Van Der Plicht, J. 2010. New radiometric and petrological constraints on the evolution of the Pichincha volcanic complex (Ecuador). *Bulletin of Volcanology*, 72(9), 1109-1129.
- Robles, A. 2013. Estudio de depósitos volcánicos del Cuaternario en la zona del sur del Distrito Metropolitano de Quito [B.S. thesis]. <http://bibdigital.epn.edu.ec/handle/15000/5908>
- Rollinson, H. R. 1993. Using Chemical Data: evaluation, presentation. Interpretation, 352.
- SA-DMQ, CGIA. 2012. Formaciones_Geológicas_DMQ_Geo (código FS: 030201, fuente MAGAP, escala 1:50.000); Fallas_Geológicas_DMQ_Geo (código FS: 030301, fuente MAGAP, escala 1:50.000). Secretaría de Ambiente del Municipio del Distrito Metropolitano de Quito. Geodatabase.
- Rosell, J. y Linares, R. 2001. Grandes deslizamientos en el frente de la lámina cabalgante del Montsec (Sierra del Montsec, Prepirineo Central). *Revista de la Sociedad Geológica de España*. 14. 255-268.
- Sánchez, M., Genise, J., Bellosi, E., Román-Carrión, J., y Cantil, L. 2013. Dung beetle brood balls from Pleistocene highland palaeosols of Andean Ecuador: A reassessment of Sauer's *Coprinisphaera* and their palaeoenvironments. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 386, 257-274.
- Sauer, W. 1950. Contribuciones para el Conocimiento del Cuaternario en el Ecuador: Anales de la Universidad Central del Ecuador, 326-364.



- Segovia, M., Alvarado, A., Collot, J. Y., Sallares, V., y Pazmiño, N. 2009. Breve análisis de la sismicidad y del campo de esfuerzos en el Ecuador. *Geología y Geofísica Marina y Terrestre del Ecuador: Desde la costa continental hasta las Islas Galápagos*, 131-149.
- SENPLADES. Secretaría Nacional de Planificación y Desarrollo. 2016. Evaluación Operativa plan de reconstrucción Terremoto 2016 (p. 31). <https://sni.gob.ec/documents/10180/4501029/INFORME+EVALUACION+PLAN+D+E+RECONSTRUCCION+POST+TERREMOTO.pdf/987515c4-b63c-4c3a-b057-49665d8d7dd6>
- Soulas, J.-P., Egüez, A., Yepes, H., y Pérez, H. 1991. Tectónica activa y riesgo sísmico en los Andes Ecuatorianos y el extremo sur de Colombia. *Boletín Geológico Ecuatoriano*, 2(1), 3-11.
- Spikings, R., Crowhurst, P., Winkler, W., y 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(3-4), 121-133.
- Spikings, R., Winkler, W., Seward, D., y Handler, R. 2001. Along-strike variations in the thermal and tectonic response of the continental Ecuadorian Andes to the collision with heterogeneous oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 186(1), 57-73.
- Spikings, R., Cochrane, R., Villagomez, D., Van der Lelij, R., Vallejo, C., Winkler, W., y Beate, B. 2015. The geological history of northwestern South America: From Pangaea to the early collision of the Caribbean Large Igneous Province (290–75 Ma). *Gondwana Research*, 27(1), 95-139.
- Spikings, R., y Simpson, G. 2014. Rock uplift and exhumation of continental margins by the collision, accretion, and subduction of buoyant and topographically prominent oceanic crust. *Tectonics*, 33(5), 635-655.
- SSG-MDMQ. 2015. Atlas de amenazas naturales y exposición de infraestructura del Distrito Metropolitano de Quito. Quito DM-Ecuador: Secretaría de Seguridad y Gobernabilidad, EXCO-Excelencia Corporativa, p. 124.
- Strecker, M., y Marrett, R. 1999. Kinematic evolution of fault ramps and its role in development of landslides and lakes in the northwestern Argentine Andes. *Geology*, 27(4), 307-310.
- Stuiver, M., y Reimer, P. 1993. Extended ^{14}C data base and revised CALIB 3.0 ^{14}C age calibration program. *Radiocarbon*, 35(1), 215-230.



- Suárez, J. 1998. Deslizamientos y estabilidad de taludes en Zonas Tropicales, Instituto de Investigaciones sobre Erosión y Deslizamientos. Colombia, 540 pp. Bucaramanga.
- Suárez, J. 2009. Deslizamientos, volumen 1: Análisis Geotécnico. Universidad Industrial de Santander, división de publicaciones. Colombia, 588 pp. Bucaramanga.
- Taipe, R. 2022. Estudio de los movimientos en masa como eventos morfoclimáticos en el periodo 1900 a 2020, Zona Sur del Distrito Metropolitano de Quito [B.S. thesis]. <http://bibdigital.epn.edu.ec/handle/15000/22840>
- Tamay, J. 2018. Estructura de cuencas intramontañosas del sur de Ecuador en relación con la tectónica de la Cordillera de los Andes a partir de datos geofísicos y geológicos [PhD Thesis, Universidad de Granada-España]. Programa Doctorado Ciencias de la Tierra. https://digital.csic.es/bitstream/10261/214820/1/Estructuracuencas_Galindo.pdf
- Thompson, L., Mosley-Thompson, E., y Henderson, K. 2000. Ice-core palaeoclimate records in tropical South America since the Last Glacial Maximum. *Journal of Quaternary Science: Published for the Quaternary Research Association*, 15(4), 377-394.
- Tibaldi, A., Ferrari, L., y Pasquarè, G. 1995. Landslides triggered by earthquakes and their relations with faults and mountain slope geometry: An example from Ecuador. *Geomorphology*, 11(3), 215-226.
- Trenkamp, R., Kellogg, J., Freymueller, J., y Mora, H. 2002. Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(2), 157-171.
- UNDRR / ISC SENDAI. 2020. Hazard definition and classification review. United Nations Office for Disaster Risk Reduction/SENDAI FRAMEWORK, Technical report. <https://www.undrr.org/publication/hazard-definition-and-classification-review-technical-report>
- Vallejo, C., Spikings, R., Horton, B., Luzieux, L., Romero, C., Winkler, W., y Thomsen, T. 2019. Late Cretaceous to Miocene stratigraphy and provenance of the coastal forearc and Western Cordillera of Ecuador: Evidence for accretion of a single oceanic plateau fragment. In *Andean tectonics*. Elsevier, pp. 209-236.
- Vallejo, C., Winkler, W., Spikings, R., y Luzieux, L. 2009. Evolución geodinámica de la cordillera occidental (cretácico tardío-paleógeno). En: *Revista Politécnica*, Quito: EPN, (no. 30, (1)2009): pp. 112-130.
- Vallejo Vargas, S. 2011. Distribución de las cenizas volcánicas Holocénicas Tardías en la Costa del Ecuador [B.S. thesis]. <http://bibdigital.epn.edu.ec/handle/15000/4288>



- Van der Hammen, T., Noldus, G., y Salazar, E. 2003. Un diagrama de polen del Pleistoceno final y Holoceno de Mullumica. Maguaré, (17). Recuperado a partir de <https://revistas.unal.edu.co/index.php/maguare/article/view/12850>
- Varnes, D. 1978. Slope movement types and processes. Special report, 176, 11-33. <http://onlinepubs.trb.org/Onlinepubs/sr/sr176/176-002.pdf>
- Vásconez, R., Hall, M., y Mothes, P. 2009. Devastadores flujos de lodo disparados en el volcán Carihuayrazo por el terremoto del 20 de junio de 1698. En: Revista Politécnica, Quito: EPN, (no. 30, (1)2009): pp. 92-111.
- Villagómez, D. 2003. Evolución Geológica Plio-cuaternaria del Valle Interandino Central en Ecuador (zona de Quito-Guayllabamba-San Antonio de Pichincha). [B.S. thesis, EPN]. <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.18366.43843>
- Villares, F., Cárdenas, D., Jiménez, E., y Reyes, P. 2016. Control litológico y físico-mecánico de los FRM de la zona de Bahía de Caráquez (Ecuador) generados por el sismo del 16 de abril 2016. Congreso Argentino de Mecánica de Suelos e Ingeniería Geotécnica. Santa Fé, Argentina: 17 p.
- Viteri, A. 2017. Caracterización hidrogeológica del macrodeslizamiento Guarumales [B.S. thesis]. <http://www.dspace.uce.edu.ec/handle/25000/10994>
- Walker, M. J., Berkelhammer, M., Björck, S., Cwynar, L. C., Fisher, D. A., Long, A. J., Weiss, H. 2012. Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch: A Discussion Paper by a Working Group of INTIMATE (Integration of ice-core, marine and terrestrial records) and the Subcommittee on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy). *Journal of Quaternary Science*, 27(7), 649-659.
- Weller, D., de Porras, M., Maldonado, A., Mendez, C., y Stern, C. 2019. Petrology, geochemistry, and correlation of tephra deposits from a large early-Holocene eruption of Mentolat volcano, southern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 90, 282-295.
- Winkler, W., Spikings, R., Villagómez, D., Egüez, A., Abegglen, P., y Tobler, S. 2002. The Chota basin and its significance for the formation of the inter-Andean valley in Ecuador. *Fifth International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG)*, 705-708.
- Winkler, W., Villagómez, D., Spikings, R., Abegglen, P., y Egüez, A. 2005. The Chota basin and its significance for the inception and tectonic setting of the inter-Andean depression in Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences*, 19(1), 5-19.

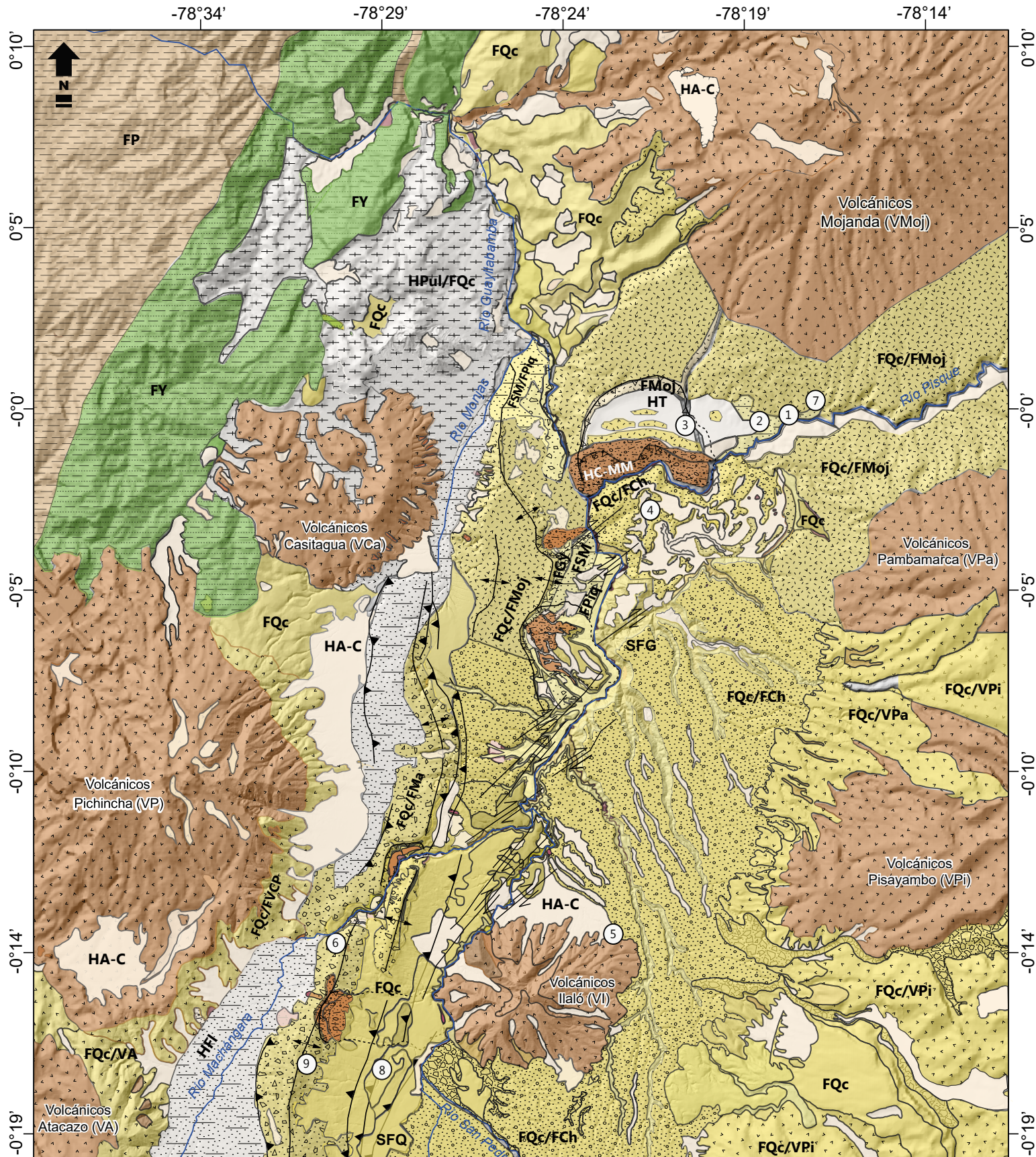


- Winter, T., Avouac, J.-P., y Lavenu, A. 1993. Late Quaternary kinematics of the Pallatanga strike-slip fault (Central Ecuador) from topographic measurements of displaced morphological features. *Geophysical Journal International*, 115(3), 905-920.
- Witt, C., Reynaud, J., Barba, D., Poujol, M., Aizprua, C., Rivadeneira, M., y Amberg, C. 2019. From accretion to forearc basin initiation: The case of SW Ecuador, Northern Andes. *Sedimentary Geology*, 379, 138-157.
- Yepes, H., Audin, L., Alvarado, A., Beauval, C., Aguilar, J., Font, Y., y Cotton, F. 2016. A new view for the geodynamics of Ecuador: Implication in seismogenic source definition and seismic hazard assessment. *Tectonics*, 35(5), 1249-1279.
- Zevallos, O. 1999. Informe Ecuador: Inventario de desastres en Ecuador: Periodo 1988 - 1998. Quito; Red de Estudios Sociales en Prevención de Desastres en América Latina (La Red); Grupo Equilibrio; Proyecto PATRA; nov. 1999. 50 p.



ANEXO 1.

Mapa Geológico de la cuenca intermontana
Quito-Guayllabamba.



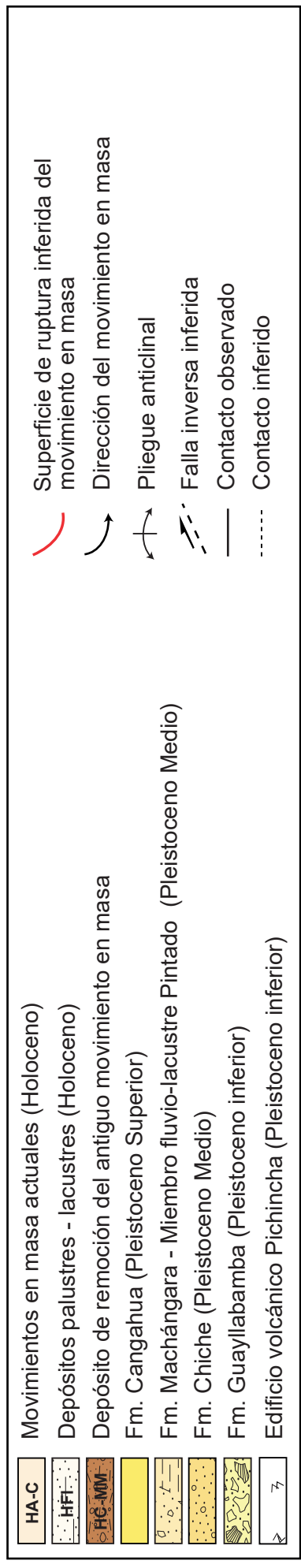
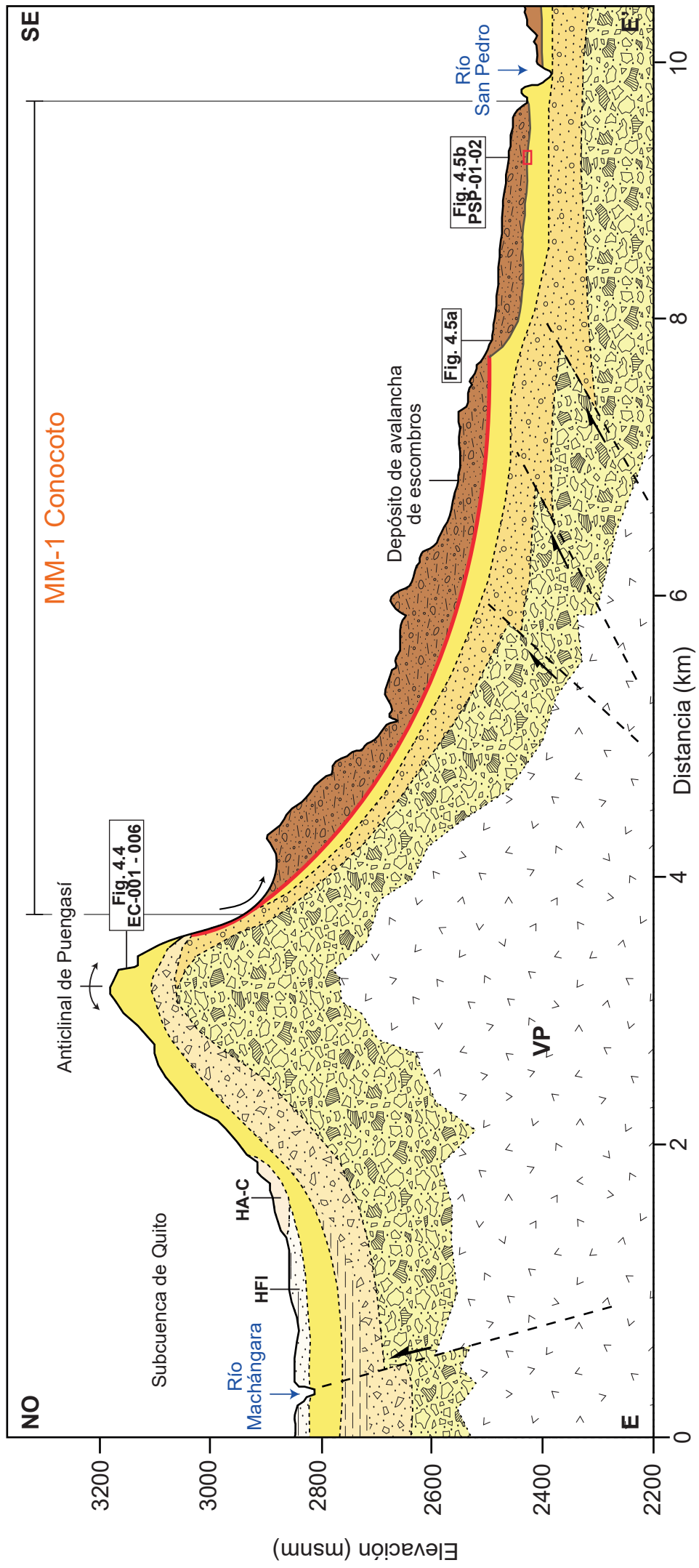
LEYENDA	EDAD	LITOLOGÍA	SIMBOLOGÍA	
	Actual	Depósitos aluviales, laháricos y MM actales	HA-C	Escarpse de movimiento en masa relicto
	Holoceno	Terrazas aluviales	HT	Límite del depósito del movimiento en masa
		Depósitos Fluviales-Palustres-Lacustres	HEI	Pliegue anticlinal
	Pleistoceno Superior	Depósitos Pululahua	HPul	Falla inversa
		Depósito coluvial de remoción de antiguo MM	HC-MM	Falla de rumbo dextral
	Pleistoceno Medio	Fm. Cangahua	FQc	Río
		Fm. Mojanda	FMoj	Afloramiento
	Pleistoceno inferior	Fm. Machángara	FMa	
		Fm. Chiche	FCh	
Plioceno tardío	Fm. Guayllabamba	FQc		
Paleoceno	Fm. San Miguel	FSM		
Maastrichtiano	Fm. Pisque	FPi		
	Fm. Pilaló	FP		
	Fm. Yunguilla	FY		

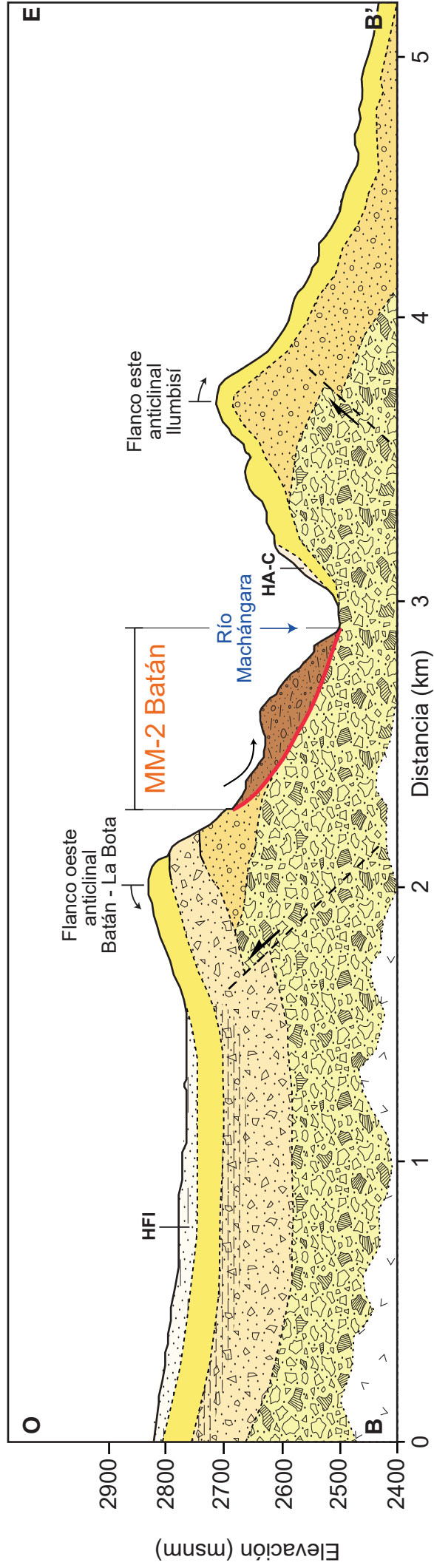
10 km



ANEXO 2.

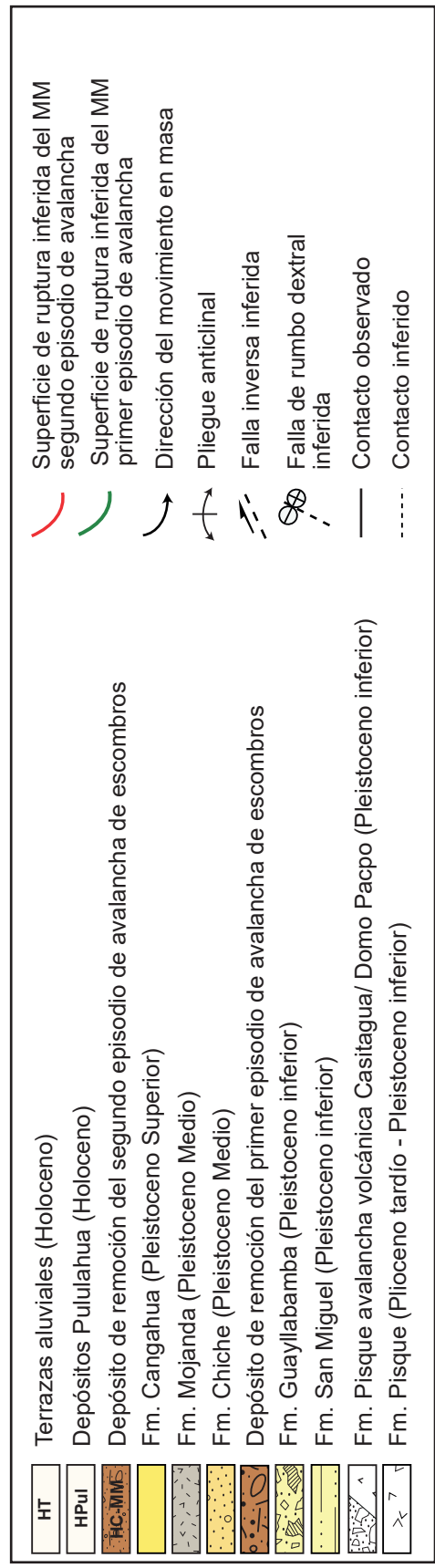
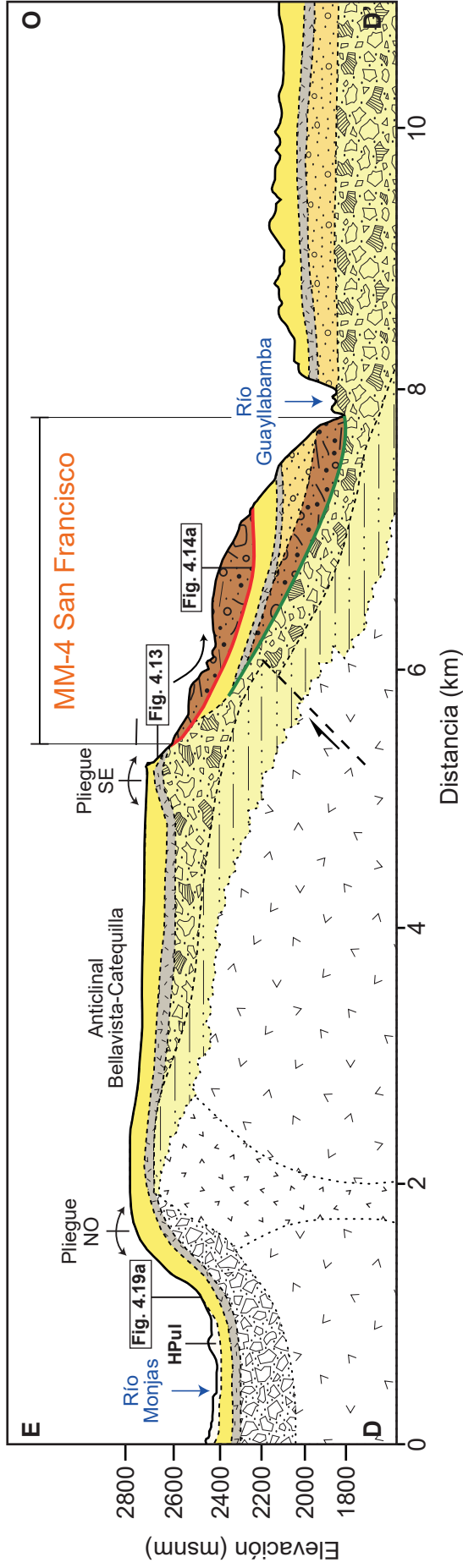
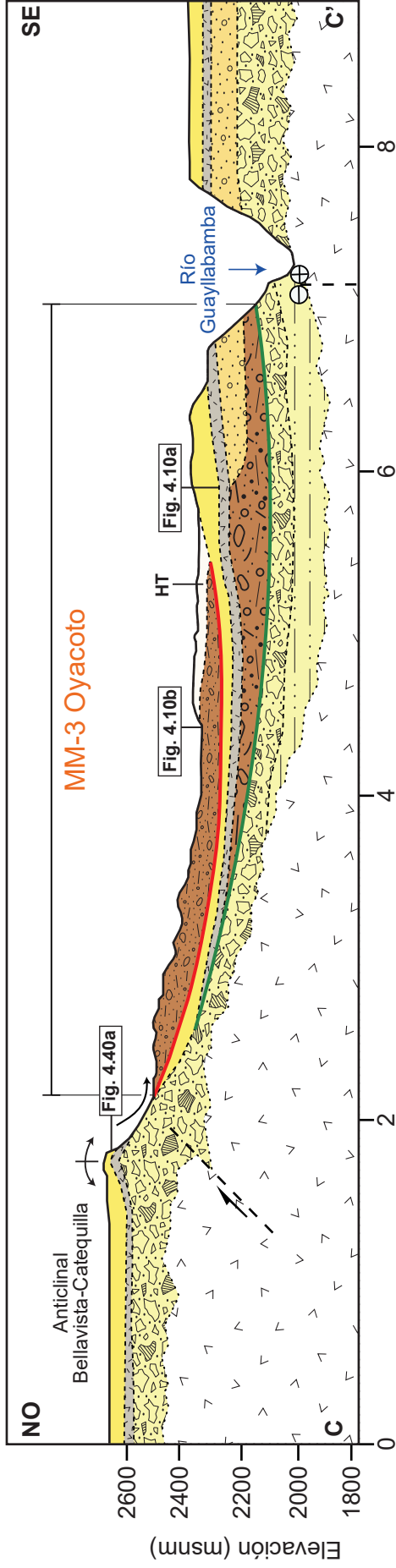
Esquemas cronoestratigráficos de los grandes movimientos en masa de la cuenca intermontana Quito-Guayllabamba.

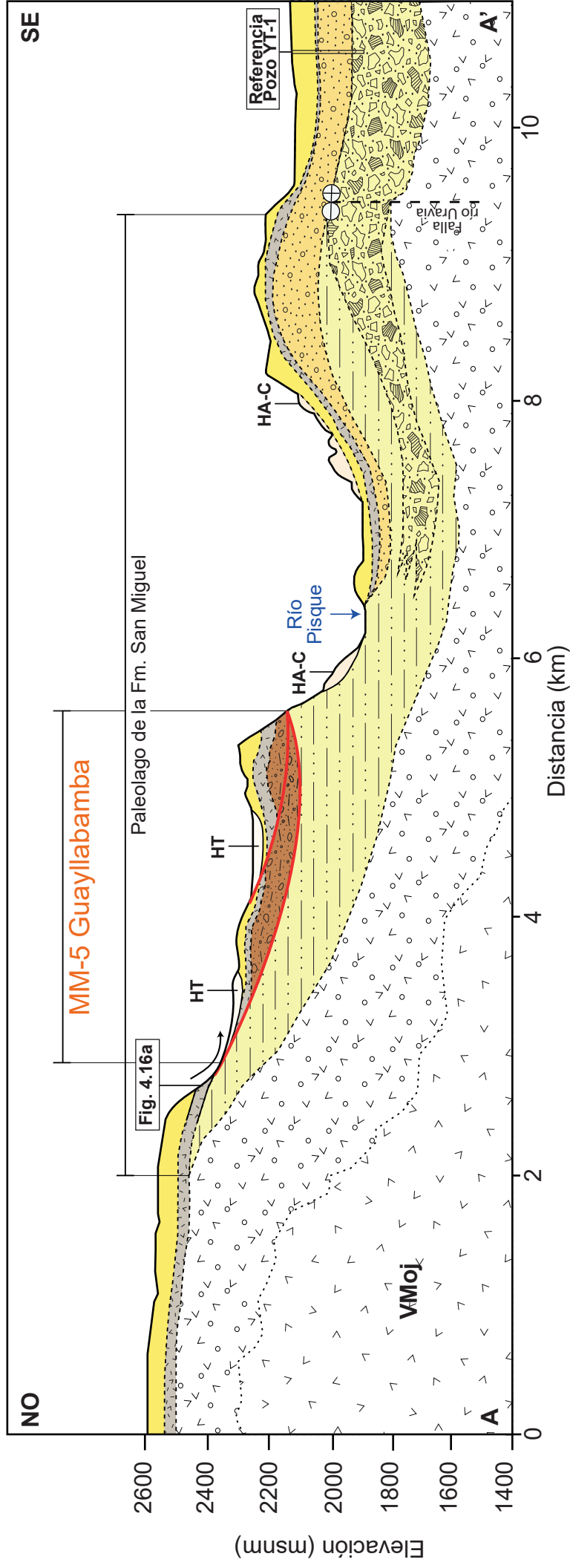




- | | |
|--|--|
| | Movimientos en masa actuales (Holoceno) |
| | Depósitos palustres - lacustres (Holoceno) |
| | Fm. Cangahua (Pleistoceno Superior) |
| | Depósito remoción del antiguo movimiento en masa |
| | Fm. Machángara - Miembro Fluvial Quito (Pleistoceno Medio) |
| | Fm. Chiche (Pleistoceno Medio) |
| | Fm. Guayllabamba (Pleistoceno inferior) |
| | Fm. Pisque (Plioceno tardío - Pleistoceno inferior) |

- | | |
|--|---|
| | Superficie de ruptura inferida del movimiento en masa |
| | Dirección del movimiento en masa |
| | Plegue anticlinal |
| | Falla inversa inferida |
| | Contacto observado |
| | Contacto inferido |





- HA-C
- HT
- Fm. Cangahua (Pleistoceno Superior)
- Fm. Mojanda (Pleistoceno Medio)
- Fm. Chiche (Pleistoceno Medio)
- Fm. Guayllabamba (Pleistoceno inferior)
- Depósito de remoción del antiguo movimiento en masa
- Fm. San Miguel - lacustres paleolago (Pleistoceno inferior)
- Fm. Pisque - Miembro inferior (Plioceno tardío - Pleistoceno inferior)
- Edificio volcánico Mojanda (Plioceno tardío)

- Superficie de ruptura inferida del movimiento en masa
- Dirección del movimiento en masa
- Falla de rumbo dextral inferida
- Contacto observado
- Contacto inferido



ANEXO 3.

Bases de datos de los estudios petrográficos,
geoquímicos e informe de datación radiométrica
 ^{14}C en paleosuelos.

RESULTADOS DEL ESTUDIO PETROGRÁFICO DEL MOVIMIENTO EN MASA MM-1 CONOCOTO

TEFRA	Vidrio	Clastos	Qz	Pl	Px	Hbl	Bt	Feldsk	Opacos	MinAcc	Grupo	
EC-001	13,54	35,92	0,00	16,97	3,07	21,48	0,00	0,00	7,94	1,08	Grupo Base (Cenizas volcánicas in situ)	
EC-002	24,26	6,47	0,00	34,93	4,85	18,76	0,00	1,02	8,73	0,97		
EC-003	26,79	18,93	0,00	7,86	6,79	34,64	1,07	0,00	2,86	1,07		
EC-004	9,22	28,53	7,78	28,82	12,68	12,10	0,00	0,00	0,86	0,00		
EC-005	66,99	3,35	5,74	3,59	0,00	0,96	18,90	0,00	0,48	0,00		
EC-006	70,21	4,89	5,74	3,83	0,00	0,64	13,83	0,43	0,43	0,00		
EC-01	32,75	24,67	0,59	14,83	0,15	25,11	0,00	0,00	1,91	0,00	Grupo 1 (Cenizas volcánicas in situ)	
EC-02	40,82	7,23	0,00	16,41	0,78	26,95	0,00	0,00	7,03	0,78		
EC-03	39,03	5,49	0,00	15,71	0,75	28,55	0,00	0,00	9,35	1,12		
EC-04	43,60	6,95	0,00	13,62	0,41	22,89	0,00	0,00	10,90	1,63		
PIFOA	68,97	5,66	4,00	7,03	0,00	0,83	11,86	0,55	1,10	0,00		
CNC-02	29,90	2,19	2,45	32,99	0,39	17,01	8,38	1,55	5,15	0,00		
SM-007	12,24	14,58	0,87	33,53	0,00	34,11	0,00	4,08	0,58	0,00	Grupo 2 (Tefras depósito coluvial)	
SM-008	53,69	3,28	0,00	8,61	4,92	27,46	0,00	0,00	2,05	0,00		
SM-009	76,99	7,43	1,95	4,78	0,00	0,00	6,55	0,35	0,53	1,42		
SMB-01A	7,69	24,73	6,87	28,30	0,00	23,35	0,82	3,57	4,67	0,00		
SMB-01B	6,34	21,61	7,78	27,38	0,00	23,63	3,17	5,19	4,90	0,00		
PT-01	48,72	4,66	0,00	8,39	22,14	3,50	0,00	11,66	0,47	0,47		
PT-02	32,21	17,23	0,00	15,92	29,21	1,87	0,00	1,69	1,87	0,00		
CNC-01	38,79	24,55	0,61	25,15	0,00	5,15	0,00	0,61	5,15	0,00		
CTC-01	30,13	11,86	0,00	24,04	24,04	5,13	0,00	0,00	4,81	0,00		
CTC-02	23,47	14,40	0,00	27,47	24,80	3,20	0,27	0,00	6,40	0,00		
GRC-001	2,96	7,31	7,91	15,81	0,00	38,34	0,00	23,72	3,95	0,00		Grupo 3 (Tefras depósito coluvial)
GRC-003	37,19	23,97	0,00	31,40	0,00	5,79	0,83	0,00	0,83	0,00		
GRC-01	31,93	18,69	0,00	18,19	0,00	23,10	0,95	4,00	3,16	0,00		
GRC-02	56,90	9,48	0,00	14,83	0,00	16,03	0,17	0,00	2,24	0,34		
GRC-03	37,19	9,07	5,82	15,77	0,00	21,30	1,89	0,51	9,00	0,00		
CSC-001	14,16	23,12	1,43	14,16	4,30	25,99	0,00	0,00	15,77	1,08		
CSC-002	66,25	3,50	3,75	12,75	0,00	0,00	8,75	3,50	1,00	0,50		
SP-001A	15,06	25,52	0,00	19,67	5,02	21,13	0,00	0,00	12,76	0,84		
SP-001B	42,09	6,12	0,64	21,81	0,00	23,72	0,00	0,00	5,61	0,00		
SP-001C	77,68	4,52	0,00	5,65	0,00	0,00	9,89	1,41	0,85	0,00		
SP-002	74,79	5,82	0,00	0,00	0,00	0,00	6,93	5,26	0,55	0,00		
SP-003	72,71	6,11	3,28	4,37	0,00	0,44	7,42	5,24	0,44	0,00		
CLC-001	70,20	5,96	1,32	9,60	0,00	4,30	0,00	6,62	1,99	0,00		
LS-001	76,00	2,15	1,54	1,23	0,00	0,00	13,85	4,62	0,00	0,62	Grupo 4 Tefras Pleisto- Holocénicas periclinales	
LS-002	87,53	3,84	0,72	2,16	0,00	0,00	4,32	0,24	0,24	0,96		
TPI-01	52,77	5,74	0,21	14,89	0,00	16,60	0,00	4,47	5,32	0,00		
TSB-01	45,67	16,07	0,42	21,99	0,00	13,74	0,00	0,00	2,11	0,00		
TS-01	43,87	11,59	0,50	18,38	0,00	15,56	0,33	5,30	4,30	0,17		
TS-02	34,67	21,17	2,19	14,60	0,73	12,59	0,00	9,67	4,38	0,00		

RESULTADOS DEL ESTUDIO PETROGRÁFICO DE LOS MM-3 OYACOTO Y MM-4 SAN FRANCISCO

TEFRA	Vidrio	Clastos	Hbl	Plg	Opc	Felds K	Qz	Clinopx	Bt	Grupo
Mojanda R1	61,27	2,63	4,81	30,19	1,09	0,00	0,00	0,00	0,00	
Ts Pifo B	21,46	21,44	0,71	51,42	1,65	0,00	1,89	0,00	1,42	
Pifo Basal A	66,48	5,45	0,80	8,11	1,73	3,19	2,79	0,00	11,44	Grupo Base
ELS3-1	83,71	4,15	0,32	10,22	0,00	0,00	0,00	0,00	1,60	(Cenizas
BPE-001	17,00	6,08	9,72	57,09	2,02	0,00	3,64	0,00	4,45	volcánicas in
BPE-002	84,12	6,48	0,00	9,40	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	situ)
BPE-003	91,69	5,75	0,32	1,92	0,32	0,00	0,00	0,00	0,00	
BPE-004	20,75	39,25	0,50	20,50	2,25	13,25	0,00	0,00	3,50	
PSF-002A	8,07	22,33	4,97	49,37	2,48	0,00	3,77	0,00	9,01	
PSF-002B	23,59	21,71	8,31	33,52	1,07	0,27	1,61	0,00	9,92	
PSF-002C	12,19	37,18	1,56	41,26	1,25	0,31	6,25	0,00	0,00	
PSF-004	21,61	36,45	0,98	39,35	0,32	0,00	1,29	0,00	0,00	
PSF-005	12,62	76,02	0,00	9,15	0,00	0,00	1,89	0,00	0,32	
PSF-006A	9,17	15,68	5,03	54,73	2,07	0,00	2,66	0,00	10,65	Grupo 1 (Tefras
PSF-006B	37,50	20,84	2,56	33,33	0,64	0,00	1,28	0,00	3,85	volcánicas en
PSF-007	28,51	31,72	0,00	36,54	1,20	0,00	0,40	0,00	1,61	depósitos
PSF-008	24,33	40,32	1,00	31,00	0,33	0,00	1,67	0,00	1,33	coluviales)
PSF-009	85,37	10,96	0,00	2,85	0,00	0,00	0,41	0,00	0,41	
PSF-010	31,56	33,89	0,33	26,24	0,00	0,00	3,65	0,00	4,32	
PSF-011	15,56	35,93	1,48	42,59	1,11	0,00	2,22	0,00	1,11	
TBC-001A	29,54	5,33	4,46	44,01	3,46	0,00	0,94	0,00	12,26	
TBC-001B	30,11	5,38	3,23	48,39	1,42	0,00	1,79	0,00	9,68	
TBC-002	62,50	3,24	1,39	24,99	2,31	0,00	1,39	2,78	1,39	
CCH-02	69,02	10,73	0,00	6,75	3,99	0,00	1,23	0,00	8,28	
CCH-03	72,43	9,30	0,00	12,29	0,33	0,00	0,00	0,00	5,65	
COY-04	69,93	4,35	0,00	22,83	0,36	0,00	2,17	0,36	0,00	
COY-05	1,57	38,56	4,08	38,55	1,57	0,00	2,19	1,25	12,23	
COY-06	4,05	25,00	4,73	50,67	4,73	0,00	1,35	2,03	7,43	Grupo 2 (Tefras
COY-08	11,96	10,14	1,45	60,87	1,09	0,00	1,81	1,81	10,87	volcánicas en
CGU-R1	46,71	1,32	3,29	46,71	1,97	0,00	0,00	0,00	0,00	depósitos
CGU-2	53,71	15,90	0,71	27,56	0,35	0,00	0,35	0,00	1,41	coluviales)
CGU-2B	17,90	30,55	0,00	41,67	1,54	0,31	4,94	0,00	3,09	
OYCA-001	85,11	7,08	0,00	6,73	0,00	0,00	1,06	0,00	0,00	
OYC-004	79,10	11,94	0,37	6,72	0,75	0,00	0,37	0,00	0,75	
CBE-001	15,05	15,67	23,82	32,60	4,70	0,00	0,00	0,00	8,15	
CSF-001	27,59	19,70	13,05	28,09	1,72	0,49	2,96	0,00	6,40	
CSF-001B	6,21	50,34	5,17	24,48	1,72	0,00	1,38	0,00	10,69	
PSF-001	16,27	42,01	8,88	21,60	2,37	0,00	0,59	0,00	8,28	Grupo 3 Tefras
TGU-01	27,97	31,51	1,93	22,51	1,29	0,00	1,61	0,00	13,18	Pleistó-
TGU-02	18,32	14,27	3,30	48,35	2,20	0,00	0,37	0,73	12,45	Holocénicas
TOY-003	33,71	12,35	3,75	32,20	1,87	0,00	0,00	2,25	13,86	perclinales
Tefra 4	20,14	42,08	1,08	32,38	0,36	0,00	1,80	0,00	2,16	
OY-001	14,94	18,50	19,48	31,50	2,27	0,00	1,95	0,00	11,36	
OY-002	30,56	27,91	0,00	32,56	1,00	0,33	5,65	0,00	1,99	

XRF RESULTADOS DE GEOQUÍMICA UNIVERSIDAD DE POTSDAM

Datum: 09/21/2021
 Analysts: Jessica A. Stammeler
 Affiliation: EIM/ELab - GFZ German Research Centre for Geosciences
 This data was analyzed using fused beads with an AXIOS advanced XRF Spectrometer (MalvernPanalytical).
 Quantification level (QL) for wt. %, range is 0.02 wt. % and 1.0 ppm for trace elements.
 Before publishing this data, please return manuscript to Analyst(s)

Sample	SiO2 [wt. %]	Fe2O3 [wt. %]	MgO [wt. %]	TiO2 [wt. %]	Al2O3 [wt. %]	MnO [wt. %]	CaO [wt. %]	Na2O [wt. %]	K2O [wt. %]	P2O5 [wt. %]	LOI [wt. %]	Total	Ba [mg/kg]	Cr [mg/kg]	Ga [mg/kg]	Nb [mg/kg]	Ni [mg/kg]	Rb [mg/kg]	Sr [mg/kg]	V [mg/kg]	Y [mg/kg]	Zn [mg/kg]	Zr [mg/kg]
HOLOCENO																							
31/2021TGU-01	58.6	6.7	3.38	0.62	16.4	0.1	6.1	4.1	0.89	0.15	2.58	99.6	415	101	21	<QL	40	21	462	154	13	82	80
31/2021TGU-02	58.2	7.22	3.48	0.7	16	0.11	6.33	3.66	0.85	0.16	2.67	99.4	398	89	21	<QL	36	21	445	177	12	81	77
31/2021TGU-03	56.6	8.43	4.14	0.74	16.2	0.11	6.73	3.57	0.78	0.21	2.11	99.6	358	92	23	<QL	43	19	444	197	15	97	76
31/2021TOV-03	60.8	5.69	2.82	0.54	16.6	0.09	5.64	3.85	0.95	0.13	2.61	99.7	446	78	20	<QL	26	23	467	121	14	74	81
31/2021CSF-001	61.6	5.86	2.85	0.58	16.3	0.09	5.31	3.75	1.19	0.14	2.06	99.7	697	131	19	<QL	35	31	422	131	17	79	42
31/2021LS-002	72.4	0.88	0.15	0.06	13.1	0.06	0.93	3.92	4	0.02	3.91	99.5	1020	33	12	10	10	146	165	15	10	34	82
31/2021LS-001	68.9	1.43	0.26	0.19	13.8	0.04	1.14	2.89	3.6	0.02	7.39	99.6	964	132	13	11	59	139	199	20	<QL	30	88
PLEISTOCENO SUPERIOR (Fm. Cinga-hua terminalis)																							
31/2021OY-002	65.7	3.4	1.67	0.32	15.4	0.08	4	4.15	1.71	0.11	3.16	99.6	749	66	19	<QL	23	40	435	59	<QL	56	82
31/2021OY-001	57.6	6.81	3.56	0.72	17	0.11	6.52	4.23	0.78	0.14	2.18	99.6	366	73	21	<QL	34	19	490	158	18	82	70
31/2021PS-001	54.5	8.73	4.1	0.95	17.2	0.11	7.24	4.17	0.65	0.14	1.85	99.6	291	79	23	<QL	27	17	502	213	15	95	62
31/2021TEFRA-4	63.9	3.72	1.99	0.33	16.6	0.08	4.68	4.01	1.39	0.1	2.91	99.7	624	128	16	<QL	55	35	514	68	<QL	61	76
31/2021TPH-001	60	6.38	2.06	0.68	17	0.07	5.61	3.67	0.84	0.12	3.26	99.7	457	82	22	<QL	28	25	447	140	<QL	101	84
31/2021TS-02	59.5	5	1.57	0.53	19.7	0.06	6.51	4.3	0.63	0.1	1.81	99.7	362	143	21	<QL	63	20	545	105	<QL	79	62
PLEISTOCENO MEDIO a SUPERIOR																							
31/2021R1-MOJANDA	64.3	7.29	1.69	1	13.1	0.11	2.83	3.28	2.16	0.14	3.75	99.6	863	83	19	<QL	33	53	299	112	15	105	205
31/2021PFO Bashua	71.7	1.14	0.26	0.17	13.3	0.04	1.32	3.36	4.06	0.03	4.23	99.6	978	247	13	11	90	142	230	12	13	28	85
31/2021SFP-1	72.8	0.93	0.2	0.15	13.7	0.05	1.03	3.28	4.27	0.02	4.14	99.6	997	49	14	10	20	141	175	12	<QL	27	82
31/2021TPCH-01	63.2	3.9	1.54	0.41	17.2	0.05	4.72	4.17	1.73	0.1	2.63	99.6	752	71	18	<QL	26	45	567	92	<QL	59	81
31/2021TCH-01	69.7	2.13	0.64	0.32	14	0.06	1.72	3.38	4	0.07	3.59	99.6	947	<QL	17	11	<QL	166	262	32	16	44	163
31/2021TCH-02	68.3	2.08	0.69	0.32	13.9	0.06	1.79	4.83	3.75	0.07	3.52	99.3	943	70	17	<QL	28	158	267	32	13	43	167
31/2021BFC-001	58.3	5.03	2	0.64	19.5	0.08	6.15	4.98	1.3	0.14	1.43	99.6	708	46	24	<QL	19	36	813	101	10	77	112
31/2021BFC-002	70.1	1.41	0.46	0.18	14.1	0.07	2.01	3.7	2.55	0.06	5	99.7	925	26	12	<QL	12	69	300	<QL	12	142	106
31/2021BFC-003	65.8	2.97	0.93	0.3	15.4	0.08	3.43	3.65	1.97	0.15	4.94	99.7	845	43	15	<QL	19	52	360	27	13	56	71
31/2021EC-001	55	11.3	3.47	1.15	15.5	0.12	5.79	3.07	0.84	0.1	3.32	99.7	421	178	23	<QL	51	27	358	264	13	147	75
31/2021EC-002	61.9	6.09	1.69	0.83	17.2	0.07	5.23	4.13	1.07	0.09	1.47	99.7	547	132	23	<QL	19	32	325	74	15	83	75
31/2021EC-003	57.3	4.93	1.52	0.49	19.2	0.11	3.62	1.93	0.84	0.13	9.62	99.6	980	39	18	<QL	20	20	325	28	13	95	103
31/2021EC-004	54.8	5.82	1.75	0.55	20.6	0.11	6.08	2.8	0.61	0.16	6.35	99.7	515	56	22	<QL	11	28	545	103	13	76	85
31/2021EC-005	70.2	1.61	0.26	0.21	14.2	0.06	1.26	2.95	3.39	0.03	5.26	99.7	1010	71	14	11	28	223	223	28	10	39	94
31/2021EC-006	68.5	1.47	0.28	0.22	14.6	0.06	1.28	2.92	3.39	0.05	6.71	99.6	967	44	12	14	19	120	237	13	12	41	128
31/2021SP-001B	57.1	6.02	2.02	0.71	19.7	0.07	6.4	3.98	0.65	0.09	2.96	99.7	408	170	24	<QL	72	20	522	134	<QL	83	80
31/2021SP-002	68.9	1.26	0.27	0.19	15.3	0.06	1.4	2.95	3.43	0.03	5.78	99.6	989	109	14	10	43	135	254	18	10	32	91
31/2021SP-003	69.2	1.33	0.28	0.19	14.5	0.05	1.35	3.14	3.48	0.03	5.94	99.6	969	138	15	11	61	138	251	15	10	32	84
31/2021GK-03	57.5	5.86	2.42	1.12	19.2	0.07	6.73	4.06	0.59	0.06	2.14	99.8	345	101	24	<QL	45	19	519	138	13	95	69
31/2021EC-2	58.6	6.86	2.31	0.85	17.1	0.09	5.22	3.2	0.92	0.09	4.55	99.8	548	36	22	<QL	<QL	30	391	147	11	96	57
31/2021EC-3	55.6	7.13	1.83	0.95	20.5	0.09	6.94	4.46	0.45	0.08	1.75	99.7	306	19	24	<QL	<QL	16	587	161	<QL	96	57
31/2021EC-4	55.1	8.48	2.5	1.09	18.5	0.09	6.47	4.25	0.63	0.1	2.47	99.6	385	23	25	117	<QL	20	477	188	11	117	63
31/2021CNC-02	54.9	9.26	3.62	0.71	17.4	0.11	6.6	3.6	0.93	0.14	2.36	99.6	464	131	25	<QL	44	39	683	224	12	122	91

Report

on C-14 dating in the Poznań Radiocarbon Laboratory

Customer: **Manfred Strecker**
University of Potsdam
Institute of Geosciences
Karl-Liebknecht-Str. 24, Haus 27
14476- Potsdam-Golm
Germany

Job no.: 19133/22

<i>Sample name</i>	<i>Lab. no.</i>	<i>Age 14C</i>	<i>Remark</i>
PSP-01	Poz-150395	8380 ± 120 BP	0.06mgC, URGENT (08.07.22)
PSP-02	Poz-150403	8100 ± 50 BP	0.2mgC, URGENT (08.07.22)
PSPi-01	Poz-150405	9890 ± 60 BP	0.2mgC, URGENT (08.07.22)
PGU-01	Poz-149969	2435 ± 30 BP	URGENT (08.07.22) 2 vials
PGU-02	Poz-149970	2515 ± 30 BP	URGENT (08.07.22)
PCT-01	Poz-149971	1570 ± 30 BP	URGENT (08.07.22)
PSA-01	Poz-150408	2030 ± 30 BP	URGENT (08.07.22)

Comments:

Head of the Laboratory

Prof. dr hab. Tomasz Goslar



ESCUELA
POLITÉCNICA
NACIONAL

