

PONTIFICIA UNIVERSIDAD CATÓLICA DEL PERÚ

FACULTAD DE CIENCIAS E INGENIERÍA



**SEDIMENTOLOGÍA DEL ABANICO ALUVIAL DE LIMA RELACIONADA A SUS
PALEOAMBIENTES Y PROCEDENCIA**

Tesis para obtener el título profesional de Ingeniero Geólogo

AUTOR:

Carlos Gustavo Bravo Lembcke

ASESOR:

Dr. Ing. Willem Viveen

Lima, Setiembre, 2024

Informe de Similitud

Yo, Willem Viveen

docente de la Facultad de Ciencias e Ingeniería de la Pontificia

Universidad Católica del Perú, asesor(a) de la tesis/el trabajo de investigación titulado

SEDIMENTOLOGÍA DEL ABANICO ALUVIAL DE LIMA RELACIONADA A SUS

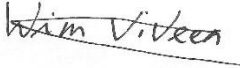
PALEOAMBIENTES Y PROCEDENCIA,

del/de la autor(a)/ de los(as) autores(as) Carlos Gustavo Bravo Lembcke

dejo constancia de lo siguiente:

- El mencionado documento tiene un índice de puntuación de similitud de 22%. Así lo consigna el reporte de similitud emitido por el software *Turnitin* el 03/09/2024.
- He revisado con detalle dicho reporte y la Tesis o Trabajo de Suficiencia Profesional, y no se advierte indicios de plagio.
- Las citas a otros autores y sus respectivas referencias cumplen con las pautas académicas.

Lugar y fecha: Lima, 17 de setiembre 2024

Apellidos y nombres del asesor / de la asesora: Viveen, Willem <u>Paterno Materno, Nombre1 Nombre 2</u>	
DNI: 49046859	
ORCID: 0000-0003-4828-3065	
Firma	

RESUMEN

Bajo la ciudad de Lima se encuentra un extenso y potente abanico aluvial que se formó durante el Cuaternario. Su sedimentación está controlada por los paleoclimas a los que estuvo sujeto, y estos se ven reflejados principalmente en las tendencias granocrecientes y granodecrecientes presentes en la estratigrafía.

La investigación se basa en los afloramientos del abanico que se presentan en el borde costero de la ciudad. Aquí se ubica un acantilado constando de 62.5 m de altura en el distrito de Magdalena y otro de 34 m en el distrito de Chorrillos, donde la formación aflora y queda expuesta para estudiar la estratigrafía. En Magdalena, se levantó una columna estratigráfica a detalle y se midió los diámetros de 5000 clastos a lo largo de un perfil vertical para estudiar en más detalle las secuencias granocrecientes-decrecientes. Se recolectaron 10 muestras a distintas alturas del sector frontal del abanico (Magdalena) y 3 del extremo lateral sur (Chorrillos), para realizar dataciones pIR IRSL y análisis geoquímicos de fluorescencia y difracción de rayos X (XRF y XRD). Los análisis geoquímicos se emplearon para correlacionar la composición del abanico con sus fuentes sedimentarias ubicadas en las cuencas hidrográficas de los ríos Rímac y Chillón.

A partir del análisis del contado de clastos en Magdalena, se presentan tendencias granocrecientes y granodecrecientes de manera cíclica cada 5 a 6 m aproximadamente. Los resultados demuestran una alta correlación en cuanto a episodios paleoclimáticos de la región en los últimos ~121 ka. Las secuencias granocrecientes-decrecientes siguen en parte las oscilaciones orbitales en el tambaleo del eje terrestre con ciclicidades de ~26 ka que se conoce como los ciclos de la precesión. Pero la mejor correlación existe con los ciclos climatológicos suborbitales de duraciones de 3 a 5 mil años, especialmente durante los últimos 50 ka cuando se dieron los llamados eventos Heinrich. Estos ciclos influyeron en el paleoclima del Perú, con más precipitación durante los picos altos de la precesión y menos precipitación durante los

picos bajos, ocasionados principalmente por el Sistema Monzónico Sudamericano (SASM, por sus siglas en inglés) según la escala temporal definida. Anterior a ello, se discute que el final del Eemiense y el inicio del último Glacial fue un importante desencadenante para la rápida deposición de gran parte del abanico. Entre 121 ka y 105 ka se depositó un espesor de 30 m de sedimentos, mientras que en un intervalo de tiempo más largo comprendido entre 105 ka y 0 ka se depositó los otros 30 metros de sedimentos. Por el lado de la proveniencia, se refleja un alto nivel de parentesco entre la composición mineralógica y geoquímica de los sedimentos del abanico y el Batolito de la Costa, así como una serie de evidencias químicas y mineralógicas de poco transporte sedimentario.

Esta investigación es un aporte al conocimiento sobre el comportamiento de los abanicos aluviales y sus respuestas ante los diversos cambios climáticos de la historia; tanto a nivel local como global. Además, es el estudio con mayor nivel de detalle granulométrico de la formación hasta la fecha.

PALABRAS CLAVE

Abanico aluvial, Batolito de la costa, cuenca hidrográfica, tendencias granocrecientes y decrecientes, Sistema Monzónico Sudamericano (SASM), Ciclos de Milankovitch.

ABSTRACT

Underneath the city of Lima, an extensive and thick alluvial fan was continuously deposited during the Quaternary. Its sedimentation is controlled by the paleoclimates it was subjected to, and this is primarily evidenced in the granulometric tendencies (fining or coarsening upward) present in its stratigraphy.

This investigation is based on the alluvial fan's outcrops that can be found in the districts of Magdalena and Chorrillos along the coastline of the city. The formation is adequately exposed in an approximately 62.5 m high vertical section in the Magdalena district and another 34 m high section in the Chorrillos district, and these sites are used for the elaboration of stratigraphic columns and sedimentological analysis. For the Magdalena section, a stratigraphical column detailing the coarsening upward-fining upward sequences was made, and the diameters of 5000 clasts were measured along a vertical transect. Samples were collected along a vertical section from 10 different strata with varying depths in the frontal section of the fan (Magdalena); and from 3 different strata with from the southern limit of the formation in Chorrillos in order to carry out pIR IRSL dating, and geochemical XRD and XRF analyses. The geochemical analyses were used to correlate the alluvial fan's composition to its provenance source; located in the hydrographic basins of the rivers Rímac and Chillón.

The clasts diameter analyses clasts from the vertical section in Magdalena shows cyclic fining upward-coarsening upward tendencies which are present every 5 to 6 m approximately. Results demonstrate a high correlation regarding the relatively recent (~121 ka) paleoclimatic episodes. Coarsening upward tendencies within the alluvial fan are associated with periods of increased precipitation and discharge in the river basins, which are mainly triggered by the South American Summer Monsoon (SASM) based on the strata's defined time scale. These paleoclimatic periods of elevated SASM intensity was correlated to orbital and suborbital cycles. The results show partial correlations between precession cycles and the granulometric

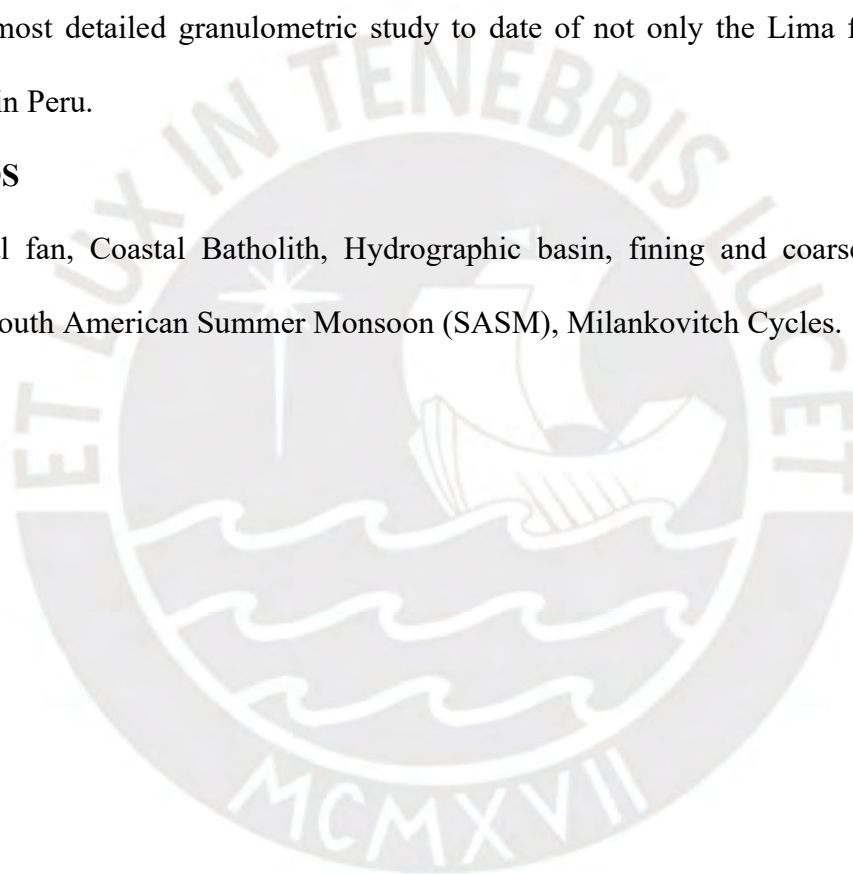
tendencies in the last ~121 ka, and a much better correlation with suborbital climate cycles such as the Atlantic Heinrich events.

Regarding provenance of the sediment, a high level of correlation is established between the alluvial fan and the Coastal Batholith's chemical compositions, as well as abundant chemical and mineralogical evidence for very short sediment transport distances.

This investigation is a contribution to the general knowledge about alluvial fan behavior on the Peruvian coast in response to climate variability on geological timescales. It is also the formation's most detailed granulometric study to date of not only the Lima fan, but of all alluvial fans in Peru.

KEYWORDS

Alluvial fan, Coastal Batholith, Hydrographic basin, fining and coarsening upward tendencies, South American Summer Monsoon (SASM), Milankovitch Cycles.



AGRADECIMIENTOS

Este trabajo no hubiera sido posible sin el apoyo incondicional de mi familia, a quienes debo todo lo que soy y he logrado. A mis padres, por su amor, paciencia y sacrificios a lo largo de los años, y a mi hermana, por su constante apoyo y motivación.

Quiero también expresar mi más profundo agradecimiento a mi asesor, el Dr. Ing. Willem Viveen, por su guía, paciencia, y por compartir su vasto conocimiento a lo largo de este proceso. Su apoyo ha sido indispensable para la realización de esta tesis.

A mis profesores el Dr. Jean Vallance y el Dr. Patrice Baby, les agradezco por haber compartido su sabiduría y por ser un complemento fundamental en mi formación académica.

Su enseñanza ha sido esencial para desarrollar una tesis más holística, enriqueciendo mi perspectiva y comprensión del tema.

Finalmente, agradezco a mis amigos de la carrera de Ingeniería Geológica, quienes han sido una fuente constante de apoyo, motivación y compañía. Gracias por los momentos compartidos, por las risas, y por estar ahí en los momentos difíciles. Sin ustedes, este camino habría sido mucho más complicado y menos gratificante.

TABLA DE CONTENIDO

RESUMEN.....	i
PALABRAS CLAVE	ii
ABSTRACT.....	iii
KEYWORDS.....	iv
AGRADECIMIENTOS.....	v
TABLA DE CONTENIDO.....	vi
LISTA DE TABLAS.....	viii
LISTA DE FIGURAS.....	ix
1. Introducción	1
1.1. Contexto General.....	1
1.1.1. El abanico aluvial limeño.....	1
1.1.2. Procedencia sedimentaria.....	3
1.1.3. Antecedentes.....	4
1.2. Problemática.....	8
1.3. Objetivos del Trabajo	9
1.4. Hipótesis.....	10
1.5. Justificación.....	10
2. Situación Geográfica y Geológica.....	12
2.1. Situación Geográfica	12
2.2. Marco Geológico.....	13
2.2.1. Tectónica regional del antearco peruano limeño.	13
2.2.2. Litología de las cuencas hidrográficas del Rímac y del Chillón.....	15
2.2.3. Geología del abanico aluvial de Lima.	18
2.2.4. Sistema Monzónico Sudamericano (SASM) y el Altiplano.	20
3. Metodología	22

3.1.	Construcción de Columnas Estratigráficas	22
3.1.1.	Medición de alturas y levantamiento de columna estratigráfica (Magdalena). 22	
3.1.2.	Contado de clastos (Magdalena).	24
3.1.3.	Escala temporal.	25
3.2.	Procedencia de Sedimentos: Fluorescencia de Rayos X.....	26
3.3.	Procedencia de Sedimentos: Difracción de Rayos X.....	27
4.	Resultados.....	28
4.1.	Columna Estratigráfica y Contado de Clastos (Magdalena)	28
4.2.	Columna Estratigráfica (Chorrillos).....	32
4.3.	Mineralogía y Geoquímica de los Sedimentos.....	34
5.	Discusión	42
5.1.	Sedimentología Ligada a Eventos Paleoclimáticos.....	42
5.2.	Procedencia en Base a la Mineralogía y Geoquímica	46
5.3.	Relación entre Procedencia de Sedimentos y Ciclos Paleoclimatológicos	50
5.4.	Procedencia en Base a la Tectónica y al Nivel del Mar	51
6.	Conclusiones	53
6.1.	Sobre la Influencia Paleoclimática.....	53
6.2.	Sobre la Procedencia	53
6.3.	Sobre la Actividad Tectónica y el Nivel del Mar.....	54
7.	Bibliografía	56

LISTA DE TABLAS

Tabla 1: Muestras extraídas en el estudio de Litty (2019).....	6
Tabla 2: Muestras extraídas en el estudio de Villacorta (2019).	7
Tabla 3: Análisis mineralógico cualitativo de difracción de rayos X sobre las muestras del abanico aluvial	36
Tabla 4: Porcentajes en masa de óxidos en las muestras extraídas del abanico aluvial	37
Tabla 5: Porcentajes en masa de óxidos de las muestras de rocas plutónicas del Batolito de la Costa a partir de Pitcher at al. (1985).	38



LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Mapa de la zona de estudio con los ríos actuales de la ciudad.	13
Figura 2: Interacción de placas tectónicas y subducción.....	15
Figura 3: Mapa de cuencas hidrográficas y de las litologías aflorantes comprendidas en ellas.	17
Figura 4: Profundidad de superficie del abanico aluvial a su basamento.....	19
Figura 5: Localidades de Magdalena para elaboración de columna estratigráfica con contado de clastos.....	22
Figura 6: Mapa satelital de la zona de investigación en Magdalena.	23
Figura 7: Esquema de funciones extraído del manual operativo del distanciómetro <i>TruPulse®</i> <i>360R</i>	24
Figura 8: Ejemplo de fotografía para registrar medidas clastos aleatorios en ImageJ.	25
Figura 9: (A) Columna estratigráfica de Magdalena (adoptado de Viveen et al., 2024). (B) Contado de clastos con sus tamaños D_{50} . (C) Edades de las muestras de luminiscencia (Viveen, pers. comm).....	30
Figura 10: Estratigrafía con tendencia granodecreciente y lentes de arena de 29.5 a 32.5 msnm en la columna estratigráfica de Magdalena.....	31
Figura 11: Tasa de deposición promedio entre cada muestra en orden cronológico.....	32
Figura 12: Columna estratigráfica de Chorrillos con la posición de las muestras extraídas (derecha).	33
Figura 13: Clastos representativos recolectados del afloramiento.....	34

Figura 14: Diagrama milicatiónico de La Roche et al. (1968) de proporciones de aluminio vs. sodio y potasio (Ab=albita; An=anortita; Or=ortosa).....41

Figura 15: Relación temporal de la estratigrafía en Magdalena con los ciclos orbitales de Milankovitch y valores $\delta^{18}O$ (Cheng et al., 2013),.....43



1. Introducción

1.1. Contexto General

1.1.1. El abanico aluvial limeño.

Los abanicos aluviales son estructuras sedimentarias con gran importancia para la reconstrucción de actividad paleoclimática y tectónica de una región, ya que contienen en ellos el registro de sus orígenes traducido en la morfología y química de sus sedimentos (Mather et al., 2017). Estos constan de una acumulación de materiales clásticos, en forma de conoide, los cuales se depositan radialmente en zonas de drenaje de sistemas montañosos de alta pendiente que desembocan en cuencas de bajo relieve (Moore y Howard, 2005). Este cambio de pendiente se forma como consecuencia de la pérdida de encajamiento del canal principal alimentador del sistema aluvial (Colombo, 2010), y es la causa principal de la acumulación de sedimentos, dado que se disminuye o suprime la energía necesaria por parte del flujo transportador. A medida que se continúa con esta alimentación sedimentaria, esa misma acumulación puede promover un frenado dinámico del flujo y, por lo tanto, seguir favoreciendo la pérdida de encajamiento y expansión radial del flujo (Colombo, 2010).

Bajo la capital peruana, la ciudad de Lima, se encuentra el abanico aluvial más prominente de todo el país (Litty et al., 2019), ocupando un área aproximada de 300 km² subyaciendo gran parte del centro de la ciudad. En el norte, el río Chillón fluye en dirección sur-suroeste en la mayor porción de su trayectoria dentro de la ciudad. Paralelamente, el río Rímac atraviesa Lima por su zona central, fluyendo en sentido oeste. Ambos cauces forman parte de la vertiente del océano Pacífico, y han sido responsables de la erosión y formación de valles durante el Mioceno tardío, abriendo paso para la alimentación del abanico aluvial que actualmente aflora en la costa (Le Roux et al., 2000). La potencia del abanico es variable y puede llegar a contar con cientos de metros verticalmente (Arce, 1984), lo cual es posible

gracias a su acumulación sobre una de las múltiples cuencas transtensionales ubicadas en la costa del Pacífico (Viveen y Schlunegger, 2018).

En la presente investigación, se busca relacionar la deposición de los sedimentos del abanico aluvial limeño a los paleoclimas a los que estuvo sujeta la zona. Se sabe de la literatura que los cambios del paleoclima han estado sujeto a los ciclos orbitales y suborbitales (Baker y Fritz, 2015). En este sentido, el factor de los cambios en la precipitación es crucial para el desarrollo de la investigación. Existe una gran cantidad de estudios en distintos abanicos aluviales y terrazas fluviales que atribuyen su agradación fluvial a periodos de precipitación elevada y su incisión a periodos áridos cuando su suministro sedimentario se ha agotado (Bull, 1991; McDonald et al., 2003; Spelz et al., 2008; Miller et al., 2010; Antinao y McDonald, 2013, Steffen et al., 2009, 2010; Bekaddour et al., 2014; Viveen et al., 2021). Esta relación también se ha observado similarmente en granulometrías de otros abanicos, las cuales incrementan en grosor durante precipitaciones elevadas (Waters et al., 2010; Foreman et al., 2012; Allen et al., 2013; Foreman, 2014). Sin embargo, existen también casos en los que la sedimentación de abanicos aluviales es promovida en climas áridos (Harvey et al., 1999; Harvey, 2005), por lo cual es importante contar con más casos de estudio para abatir estas incertidumbres (D'Arcy, 2017).

En la costa peruana existen estudios (e.g. Steffen et al., 2009; 2010; Trauerstein et al., 2014; Litty et al., 2019; Delgado et al., 2020; Viveen et al., 2022) que relacionan la influencia del paleoclima en los Andes occidentales en la sedimentación fluvial de ella. En ellos, se argumenta que las elevadas precipitaciones que se manifiestan en los Andes durante los ciclos orbitales y suborbitales (Baker et al., 2001) incrementan el caudal en las cuencas para formar terrazas fluviales y depositar abanicos aluviales de mayor granulometría. La relación se puede rastrear hasta el Sistema Monzónico Sudamericano (SASM), mecanismo en el cual se producen precipitaciones muy elevadas durante los veranos de la región tropical del continente. Este

fenómeno, a su vez, es atribuido a las configuraciones de los ciclos de Milankovitch, de los cuales la precesión ha sido el ciclo más importante en los últimos 130 ka (Cruz et al., 2005, Cheng et al., 2013; Baker y Fritz, 2015; Deininger et al., 2019). También existen ciclos suborbitales que han causado episodios de lluvias de duraciones de tres a cinco mil años, como por ejemplo los eventos Heinrich (Kanner et al., 2012; Cheng et al., 2013). En la presente investigación se discute el efecto y dominancia del mismo para la formación del abanico.

1.1.2. Procedencia sedimentaria.

Las características geoquímicas de las rocas sedimentarias, como los conglomerados que se encuentran en el abanico aluvial de Lima, tienen una relación directa a sus protolitos (e.g. Bhatia, 1983, Roser y Korsch, 1986). Sin embargo, los mecanismos de transporte y mezclas de material derivados de diversas fuentes pueden complicar el análisis (Morton, 1991). Al considerar el recorrido y la extensión de las cuencas hidrográficas del Rímac y del Chillón, se presenta una variedad de formaciones y litologías distintas como candidatos de aporte sedimentario. Por otro lado, la concentración de algunos minerales como el cuarzo son indicadores efectivos para inferir la cantidad de transporte que han sobrellevado los sedimentos (Pettijohn, 1972).

La sedimentación del abanico se atribuye principalmente a la cordillera de los Andes, pero no toda la región tiene el mismo grado de influencia. Esto se determina a partir de las similitudes mineralógicas entre el abanico y las distintas formaciones contenidas en las cuencas hidrográficas asociadas. Con ayuda de técnicas analíticas de XRD y XRF, se logra hacer una comparación entre los sedimentos del abanico y rocas de las cuencas (particularmente del Batolito de la Costa) para forjar una interpretación de origen sedimentario. Posteriormente, esta interpretación puede ser corroborada con la de otros autores como Litty et al. (2017a, 2019), quienes atribuyen la procedencia a distintos sectores de las cuencas hidrográficas de los ríos Chillón y Rímac.

1.1.3. Antecedentes.

Existen estudios acerca del origen sedimentario del abanico, pero hay mucha discrepancia y a menudo imperfecciones en las metodologías empleadas. Por ejemplo, el estudio de Le Roux et al. (2000) presenta datos con muy poco detalle. El autor realiza una serie de columnas estratigráficas a partir de una variedad de localizaciones que pueden brindar una gran cantidad de información geológica valiosa. Sin embargo, no ha realizado dataciones radiométricas y establece que existen 5 ciclos de deposición a partir de las secuencias granocrecientes que ha encontrado a nivel de observaciones en campo. En la actualidad, esas tendencias no siempre se ven tan claro en los sitios indicados por los autores, y por falta de un método semicuantitativo del tamaño de clastos (contado de clastos), no existe evidencia suficiente para la existencia de tales tendencias granocrecientes-decrecientes. Las edades de comienzo de cada ciclo son presentadas de forma tentativa, haciendo referencia a estudios antiguos de otros autores y correlacionando el comienzo del proceso de la deposición con una disminución global del nivel del mar hace 0.62 ma (Haddad et al., 1993).

Para explicar los ciclos granocrecientes, Le Roux et al. (2000) argumentan que la formación del abanico se dio en las épocas glaciales e interglaciales. En el Pleistoceno tardío, las líneas de nieve en la Cordillera Andina Central se encontraban de 500 a 1200 m por debajo de su nivel actual de 5100 msnm (Klein et al., 1999), lo cual generaba una fuente considerable de agua y sedimentos glaciales. Le Roux et al. (2000) argumentan que durante las épocas glaciales el hielo retenía al till glacial en la Cordillera. Estos depósitos, caracterizados por su contenido de bloques y sedimentos extremadamente mal seleccionados, no lograron ser transportados hasta a la costa. Al comenzar los periodos interglaciales, el agua liberada en la Cordillera por el derretimiento de los glaciares comienza a reconfigurar las morrenas y liberar el till, incrementando el caudal fluvial y, a través de los ríos, el transporte de material de mayor tamaño hacia la costa. Los autores por ende argumentan que las 5 tendencias granocrecientes

se relacionan a señales dominantes en el ciclo orbital de la excentricidad. Dado que en los últimos ~500 ka años han tomado lugar alrededor de 5 de estos ciclos, esto tendría coherencia, pero el problema es que el estudio no posee suficiente detalle estratigráfico ni cronológico para respaldar la teoría, como se mencionó anteriormente. Otros estudios (e.g. Steffen et al., 2009; 2010; Trauesrstein et al., 2014) asocian la sedimentología de las cuencas peruanas costeñas a señales dominantes por parte los ciclos de precesión e incluso a ciclos suborbitales como los eventos Heinrich (Delgado et al., 2020; Viveen et al., 2022) y no logran asociar señales de excentricidad. A partir de aquí se plantea la discusión acerca de cuál de los ciclos orbitales ha tenido mayor influencia en el comportamiento climático en la región, y la investigación se extiende a los fenómenos asociados (e.g. SASM).

En cuanto al rol del nivel del mar en el abanico de Lima, Le Roux et al. (2000) plantea que tuvo influencia en la acomodación espacial del abanico, impidiendo la deposición sedimentaria por los ríos cuando el nivel se encontraba en niveles máximos, debido a la transgresión marina implicada. Por otro lado, significaría que el mar ha sido partícipe de sedimentación marina en el abanico aflorante, lo cual no se ha evidenciado hasta el momento (Litty et al., 2019). Considerando que el contacto del conglomerado y su basamento se sitúan bajo el nivel del mar actual (Arce, 1984), las interpretaciones por debajo de este tampoco pueden ser forzadas (Litty et al., 2019).

En el estudio de Litty et al. (2019), se usa muestras detríticas a partir de 3 altitudes distintas en el acantilado (Tabla 1). Utiliza técnicas de datación isócrona a partir de ^{10}Be y ^{26}Al cosmogénico, y sus resultados argumentan que todo el abanico se depositó en un intervalo de tiempo extremadamente corto hace alrededor de ca. 500 ka. A raíz de esta edad y en términos generales, los autores atribuyen la formación a un pico positivo de oblicuidad y uno negativo de precesión, lo cual ocasionó un flujo sedimentario extremadamente energético para depositar todo el material en un instante. Esa interpretación resulta cuestionable ya que no existe ninguna

publicación sobre sistemas fluviales o aluviales en el Perú que muestren que el ciclo de oblicuidad ha tenido importancia en la formación de sedimentos fluviales cuaternarios.

Tabla 1: Muestras extraídas en el estudio de Litty (2019).

Muestra	Latitud (°DD)	Longitud (°DD)	Altitud (m)	Edad (ka) a partir de datación isócrona
LIM-IS1	12.12103 S	77.04414 O	51	490 ± 80 ka
LIM-IS2	12.12141 S	77.04443 O	42	(sin dato)
LIM-IS3	12.12166 S	77.04443 O	18	490 ± 70 ka

Nota. Tomado de “Possible climatic controls on the accumulation of Peru’s most prominent alluvial fan: The Lima Conglomerate”, por Litty et al., 2019.

Se considera que la cantidad de muestras no es suficiente para un estudio completo de reconstrucción geocronológica cohesiva, además de que estas altitudes no han sido distribuidas equitativamente. Por otro lado, con el método de datación utilizado se llegó a una incertidumbre muy elevada, constando de ±70-80 ka (Litty et al., 2019). A partir de esto, vale mencionar que es conveniente tomar más muestras, y que estén distribuidas equitativamente en el eje vertical de los estratos expuestos. A su vez, se debe optar por métodos de datación de mayor precisión.

El estudio de Villacorta et al. (2019) toma un ángulo similar al de Litty et al. (2019), en el que realiza un estudio de edades de estratos relacionándolos con su profundidad. Una diferencia notable entre estos dos trabajos es la cantidad de muestras a distintas profundidades que se analizaron, ya que Villacorta cuenta con 9 profundidades distintas tomadas en 4 localidades diferentes. Además del tema de cantidad de muestras, también existe una amplia diferencia en cuanto a los resultados, debido al uso de un método de datación distinto, tratándose de luminiscencia ópticamente estimulada (OSL en sus siglas en inglés) en granos de cuarzo. Villacorta et al. muestran resultados que corresponden a una deposición más progresiva (Tabla 2). A partir de sus datos, establece que la estratigrafía estudiada fue depositada a lo largo de unos 110 ka, llegando a lo más somero que fue depositado hace apenas 1500 años. Sin embargo, este estudio también presenta incoherencias. Comparando las

diferentes localidades de muestreo, se evidencia una incongruencia entre la profundidad y la edad de las muestras. En Magdalena, por ejemplo, hay diferencias de más de 10 mil años entre muestras que han sido tomadas a la misma profundidad, y las edades de Magdalena son decenas de miles de años más jóvenes que las muestras a profundidades similares en Miraflores. Según algunos autores (Steffen et al., 2009; Trauerstein et al., 2014; Sanjurjo-Sánchez et al., 2022) la datación de luminiscencia en cuarzo no entrega información fiable en la costa peruana, debido a que el cuarzo en la costa peruana es de baja pureza y al analizarlo se subestima considerablemente la edad. Se necesita utilizar técnicas de mayor precisión para poder respaldar y corroborar lo concluido.

Tabla 2: Muestras extraídas en el estudio de Villacorta (2019).

Muestra	Sitio	Unidad Geológica	Profundidad (m)	Edad (años)
MI1	Miraflores	T6 (Qf0)	9.6	106 060 ± 12 090
MI2	Miraflores	T6 (Qf0)	11.5	108 960 ± 7 900
USGS-2511	Regatas (Chorrillos)	T5 (Qf1)	15.6	76 070 ± 5 130
USGS-2512	Regatas (Chorrillos)	T5 (Qf1)	14.6	66 160 ± 4 110
MA1	Magdalena	T4 (Qf2)	8.6	44 580 ± 3 190
MA2	Magdalena	T4 (Qf2)	8.5	55 370 ± 4 500
SE 1	Sedapal (ATE)	T2 (Qf4)	4.5	13 500 ± 780
SE 2	Sedapal (ATE)	T2 (Qf4)	4.5	20 310 ± 1 880
USGS-2516	Sedapal (ATE)	T1 (Qf5)	1.5	1 530 ± 800

Nota. Tomado de “Geomorphological evolution of the Rímac River’s alluvial fan, Lima, Peru”, por Villacorta et al., 2019.

A partir de análisis geoquímicos realizados en zircones contenidos en las muestras, Litty et al. (2019) indagaron sobre la proveniencia de ellas. Se apoyaron en su estudio anterior (2017a), en el que realizó este mismo análisis en muestras obtenidas en la cuenca del río Rímac aguas arriba, y en otro estudio con dataciones en la cuenca del río Chillón (Mukasa, 1986).

Relacionando los datos, establece que la proveniencia del abanico aluvial es principalmente de la cuenca alta del río Rímac, con un probable aporte menor de la cuenca del Chillón.

1.2. Problemática

Existe una variedad de preguntas a responder para el desarrollo de la investigación. Una de ellas es determinar, con la adecuada metodología, la relación existente entre la caracterización sedimentológica del abanico y los paleoclimas a los que ha estado sujeto. Como se mencionó en la sección 1.1, existen discrepancias en las investigaciones anteriores y se necesita de estudios sedimentológicos a mayor detalle. Estas discrepancias están sujetas a la determinación de señales dominantes de los ciclos de Milankovitch, y los ciclos suborbitales como también a la determinación de la edad del abanico mismo. Directamente relacionado a las edades planteadas, se discuten tasas muy distintas de deposición, argumentando sobre deposiciones relativamente instantáneas hace ~500 ka (Litty et al., 2019) o más graduales y jóvenes (Villacorta et al., 2019).

Luego se debe considerar la incertidumbre sobre el impacto de la tectónica en el abanico aluvial limeño y su relación con el nivel del mar. Hasta la fecha no se sabe muy bien si la zona de Lima se está levantando o si tal vez hay subsidencia, como sugerido por Arce (1984) y Viveen y Schlunegger (2018). En el caso de levantamiento, y asumiendo que se trata de sedimentos cuaternarios, los niveles del mar durante los interglaciales deberían haber estado a niveles similares como hoy en día (Lisicki y Raymo, 2005). Y esto podría haber ocasionado erosión y deposición marina del acantilado de la Costa Verde. En el caso de levantamiento tectónico, esos sedimentos marinos se podrían haber preservado a niveles sobre el nivel del mar actual, tal como ha ocurrido en por ejemplo el sur de Perú (Saillard et al., 2010; Regard et al., 2021). Pero depósitos marinos nunca han sido encontrado en los sedimentos del abanico aluvial de Lima (Le Roux et al., 2000; Litty et al., 2019). Entonces, aunque se reconoce que la

tectónica puede influir en la topografía y sedimentación, su efecto en la evolución del abanico en relación con las variaciones en el nivel del mar no está claro y requiere más estudio.

Por último, los antecedentes no cuentan con data composicional elemental y mineralógica, por lo cual una segunda interpretación a raíz de ello resulta adecuada para la corroboración y determinación de la procedencia sedimentaria. Se debe recalcar que estas investigaciones a menudo carecen de metodologías desarrolladas correctamente, la cual hace que sus conclusiones e interpretaciones sean valiosas para discusión, pero no están respaldadas de la forma más efectiva.

1.3. Objetivos del Trabajo

Objetivo general: Realizar un estudio sedimentológico detallado del abanico aluvial limeño, con un enfoque en la granulometría, geocronología, y composición mineralógica para entender la dinámica sedimentaria.

Objetivos específicos:

- Armar una columna estratigráfica-sedimentaria de la zona de estudio en el distrito limeño de Magdalena, tomando como base un contado de 100 clastos de cada metro vertical expuesto en los taludes de Magdalena.
- Extraer muestras de lentes de arena a partir de distintas altitudes en el acantilado, particularmente en las zonas de estudio (en los distritos de Magdalena y Chorrillos), para realizar análisis geoquímicos (difracción y fluorescencia de rayos X) y dataciones cronológicas (pIR IRSL dating).
- Analizar correlaciones entre los ciclos paleoclimáticos y tendencias granocrecientes y decrecientes a partir del contado de clastos, observaciones estratigráficas y las dataciones geocronológicas disponibles.
- A partir de los datos geoquímicos, realizar el análisis mineralógico-elemental.

- Correlacionar las litologías de las cuencas hidrográficas generadas con la información geoquímica para definir la procedencia sedimentaria.

1.4. Hipótesis

Se plantea que los sedimentos del abanico aluvial limeño han sido depositados en función a los cambios climáticos globales. El aporte sedimentario sería mayor en épocas de intensa precipitación en los Andes, lo cual correspondería a la activación del SASM, que a su vez ha dependido primariamente del ciclo orbital de la precesión y ciclos suborbitales (Baker et al., 2001; Cheng et al., 2013). Estos periodos se traducirían en niveles estratigráficos con un mayor tamaño promedio de grano, y la columna presentará tendencias granocrecientes y/o granodecrecientes de forma cíclica, lo cual será correlacionable al ciclo orbital dominante según las dataciones empleadas.

En cuanto a la proveniencia, es probable que los detritos provengan de distintos sectores de las cuencas de los ríos Rímac y Chillón, como lo han establecido otros autores. Vale mencionar que en estos sectores se incluye al Batolito de la Costa, y una variedad de formaciones principalmente andesíticas, por lo cual se espera que las mineralogías del abanico aluvial presenten un considerable grado de parentesco con ellas.

1.5. Justificación

La importancia de la investigación radica en la reconstrucción geocronológica del abanico aluvial de Lima, en combinación con el análisis de su procedencia. A la fecha, se dispone de algunos estudios, pero el actual es el de mayor detalle a nivel granulométrico y cronológico. Además, se presenta una limitada mención de la relación existente con los ciclos paleoclimatológicos, los cuales, como ya se discutió, son controladores directos de los paleoclimas, y la sedimentología como consecuencia. Dado que la formación del abanico aluvial data probablemente exclusivamente del cuaternario, los ciclos orbitales y suborbitales son protagonistas en el estudio, y se puede llegar a un mejor entendimiento de sus efectos. Este

estudio es un aporte al conocimiento geológico del Perú y sirve, además, para obtener más información y un mayor entendimiento en cuanto a los abanicos aluviales en general.



2. Situación Geográfica y Geológica

2.1. Situación Geográfica

La ubicación del área de estudio es en la costa de Lima, la ciudad capital de Perú, con coordenadas de latitud sur 12.043° y longitud oeste 77.028° . Dentro de la misma área metropolitana, podemos encontrar el último tramo y desembocadura del río Rímac, el cual cruza por la zona central de la ciudad en sentido este-oeste. De forma similar, hacia los extremos norte y noroeste de la ciudad, se encuentra el río Chillón, el cual fluye en dirección suroeste, excepto en el último tramo de ~ 10 km, en el cual la dirección se torna hacia el oeste. Estos dos ríos mencionados son generadores de los valles de sus mismos nombres en las zonas más elevadas en las afueras de la ciudad, originándose unos 110 km tierra adentro, hacia la cordillera de los Andes. Como se discutió anteriormente, estos ríos son de interés particular ya que fueron los agentes transportadores más influyentes en cuanto a la formación del abanico aluvial de Lima, el cual subyace bajo una considerable área de la ciudad. Adicionalmente, en la zona sur del área metropolitana fluye y desemboca el río Lurín al océano, mas no tiene influencia en el abanico ya que este no está comprendido en su cuenca (Figura 1).

La cuenca del río Rímac comprende un área de 3350 km^2 , y la distancia más larga recorrida por un cauce es de alrededor de 154 km, originándose en la vertiente occidental de los Andes a una altitud máxima de 5506 msnm en el nevado Paca. La parte alta y media se ubica principalmente en la provincia de Huarochirí, mientras la parte baja en el área metropolitana de Lima y Callao. El río también está subdividido en dos subcuencas, tratándose de los ríos San Mateo (aunque también se le suele considerar como parte del Río Rímac) y Santa Eulalia. La cuenca tiene un total de 191 lagunas entre naturales y reguladas (Rodríguez et al., 2013).

Al norte, la cuenca del Chillón comprende un área de 2320 km^2 recorriendo 138 km en su cauce principal, y junto con la cuenca del Rímac, se comprende un área total de 5670 km^2

con potencial de aporte sedimentario, sin considerar las configuraciones morfológicas más antiguas. La parte alta y media de la cuenca se encuentra ubicada en la provincia de Canta, y la cuenca baja por la zona norte de la ciudad de Lima.

En la Figura 1 se presenta la zona de estudio con los ríos actuales de la ciudad. Se presenta la zona metropolitana de Lima y el Callao resaltada en blanco, y los sitios de levantamiento estratigráfico en Magdalena (M) y Chorrillos (B) dentro del abanico aluvial delimitado en rojo.



Figura 1: Mapa de la zona de estudio con los ríos actuales de la ciudad.

2.2. Marco Geológico

2.2.1. Tectónica regional del antearco peruano limeño.

El antearco peruano es uno de los ejemplos más clásicos y representantes de zona de subducción entre una placa oceánica y una continental que existen donde suele predominar un régimen compresivo y de levantamiento (Isacks, 1988; Suárez et al. 1983, Sobolev y Babeyko, 2005). La placa oceánica de Nazca se encuentra en subducción bajo la placa continental

Sudamericana, con esfuerzos de convergencia en dirección este/noreste, los cuales son generalmente perpendiculares al margen de la costa peruana (Somoza y Ghidella, 2012).

Sin embargo, hay estudios que muestran que el antearco experimenta subsidencia por la erosión de la parte basal de la placa sudamericana inducida por el movimiento de la placa oceánica de Nazca (Clift et al., 2003). Una evidencia que respalda la teoría de este régimen, el cual es activo en la región desde el Eoceno medio (e.g. Von Huene and Lallemand, 1990; Hagen y Moberly, 1994; Clift et al., 2003), es la presencia de llanuras del antearco costero con cuencas transtensionales. Esta zona, siendo plana y ancha (ocupando 1500 km a lo largo de la costa peruana y hasta 100 km de ancho en el norte del país) sugiere que su sedimentación no es compatible con un régimen exclusivamente compresivo y de levantamiento en escalas grandes de tiempo (Ver Figura 2; Viveen y Schlunegger, 2018). Vale mencionar que un régimen de subsidencia es favorable para la deposición de sedimentos, y por ende para la formación de abanicos aluviales prominentes en la costa (Arce, 1984).

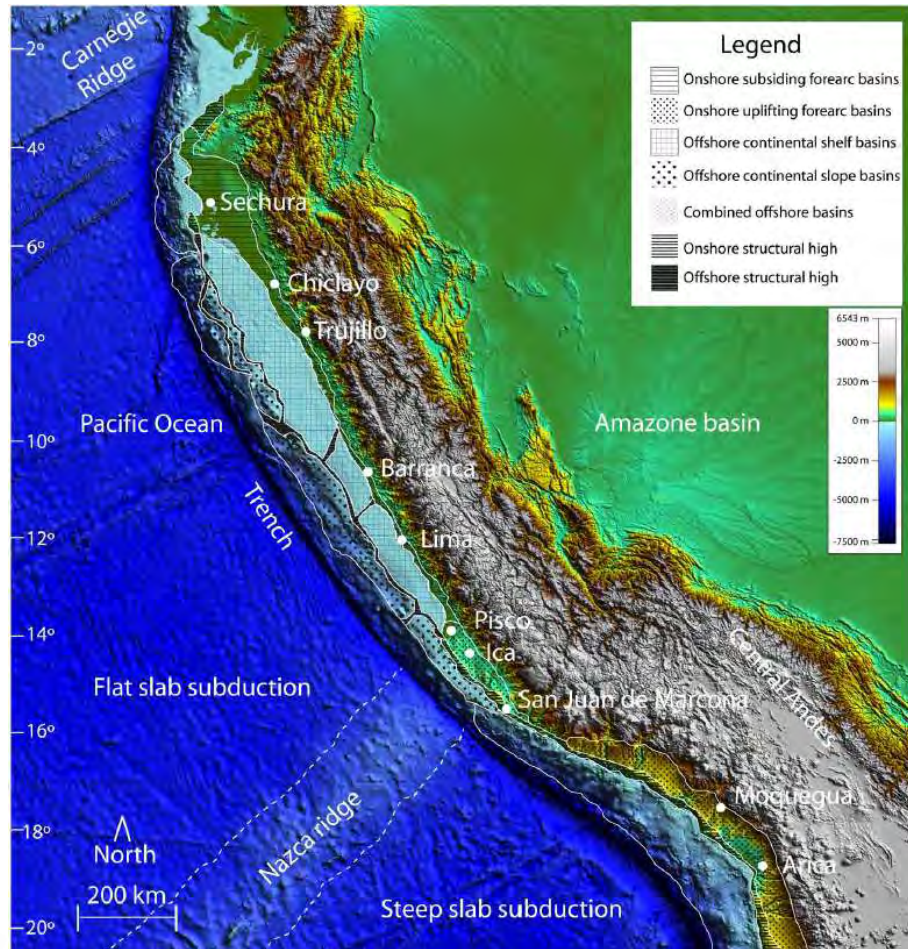


Figura 2: Interacción de placas tectónicas y subducción

Tomado de *Prolonged extension and subsidence of the Peruvian forearc during the Cenozoic*, por Viveen y Schlunegger, 2018.

La influencia de la actividad tectónica respecto al abanico aluvial limeño, por ende, asume un rol pasivo, pero las condiciones de subsidencia podrían resultar en una mayor acumulación de sedimentos. Esto descarta, o al menos minimiza, los posibles efectos que podría tener la tectónica en alterar las cuencas hidrográficas de los ríos alimentadores (Rímac y Chillón), y por ende las tasas de deposición en el abanico.

2.2.2. Litología de las cuencas hidrográficas del Rímac y del Chillón.

En la Figura 3 se presenta la delimitación de las cuencas hidrográficas de los dos ríos aportadores de sedimentos, elaborado a partir del software ArcGIS y la información geológica de INGEMMET. Las litologías han sido simplificadas a partir de la información del Boletín de

INGEMMET (1992), y aquellas que son intrusivas (descritas en la leyenda en rojo y negrita) pertenecen al Batolito de la Costa. Entre paréntesis se describen aquellas unidades que corresponden a las litologías intrusivas. Se señalan los puntos de estudio de Magdalena (M) y de Chorrillos (B). A lo largo de las cuencas se puede distinguir 4 zonas principales en base a las litologías y formaciones aflorantes:

- **Abanico aluvial Limeño:** el extremo suroeste y punto final de las cuencas hidrográficas, conformado por los niveles de conglomerados y material poco consolidado cuaternario, donde se encuentran los dos puntos de estudio.
- **Cuenca baja:** Consta de formaciones mesozoicas, principalmente del Cretácico Inferior. Son muy variadas litológicamente, constando de calizas, areniscas, flujos andesíticos, tobas, brechas volcánicas, y a menudo intercalaciones entre ellas. Longitudinalmente, esta zona se comprende en los primeros 35 km aproximadamente, yendo aguas arriba desde el abanico aluvial.
- **Batolito de la Costa:** El presunto aportador principal de sedimentos en las zonas de estudio consta mayormente de tonalitas y granodioritas del Cretácico superior, en conjunto con afloramientos considerables de dioritas. En menor proporción, afloran granitos en el flanco noreste y gabro-dioritas en el flanco suroeste. En particular, las cuencas hidrográficas abarcan a las Superunidades Patap, Santa Rosa, Paraíso, y Paccho.
- **Cuenca alta:** Los últimos 40 km aguas arriba presentan afloramientos de edad Cenozoica, constando mayormente de secuencias vulcanosedimentarias de carácter andesítico, en conjunto con intrusiones locales de poca extensión. Esta zona comprende las altitudes máximas de las cuencas.

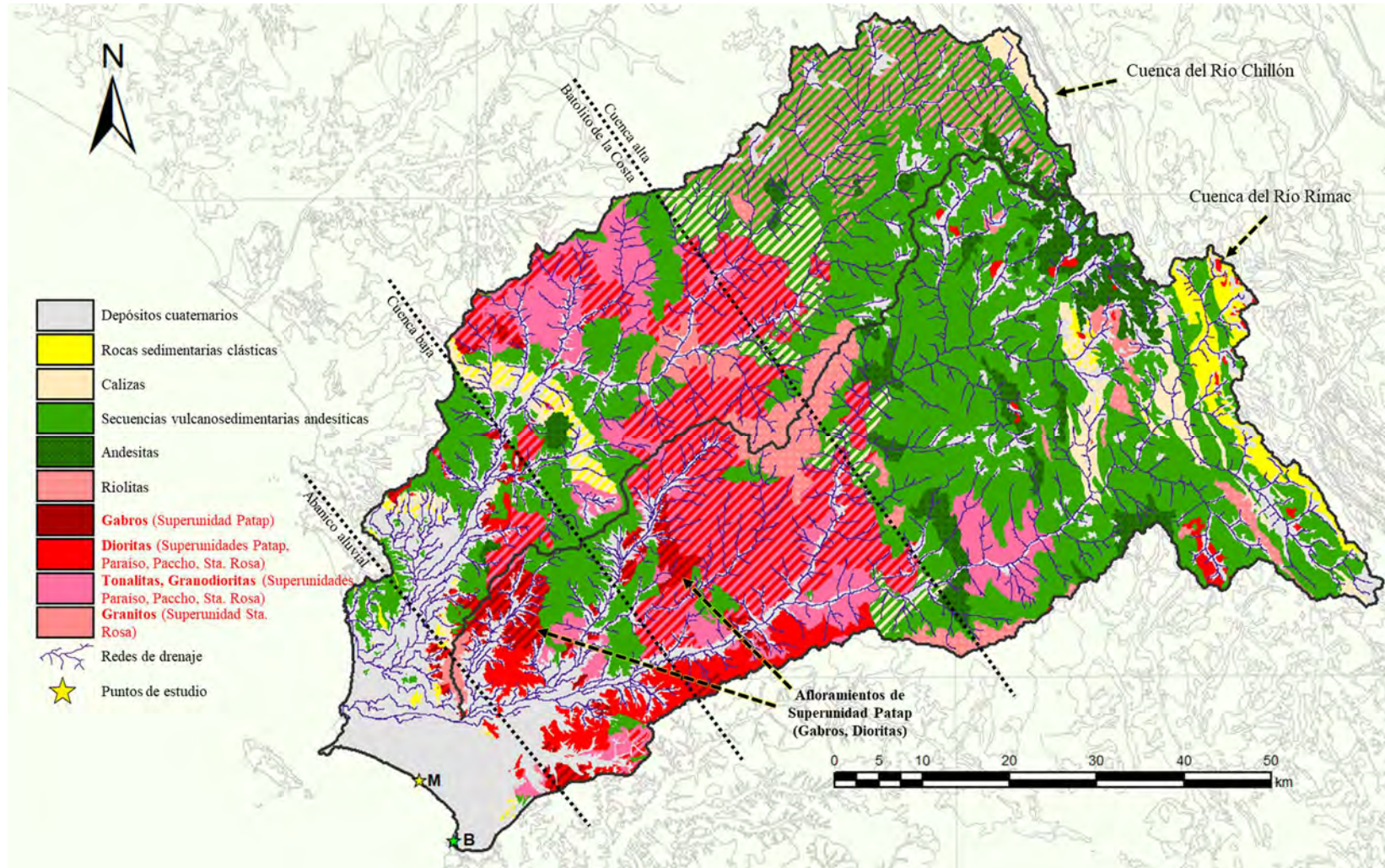


Figura 3: Mapa de cuencas hidrográficas y de las litologías aflorantes comprendidas en ellas.

2.2.3. Geología del abanico aluvial de Lima.

Lo más remarcable y superficial de la estratigrafía bajo la ciudad de Lima es el abanico aluvial de la presente investigación. Su sedimentología está dominada por gravas que presentan secuencias grano-decrecientes menores (Giles et al., 2002) como también secuencias granocrecientes (Cobbing, 1973; Sébrier y Macharé, 1980, Le Roux et al., 2000). Los conglomerados presentan soporte de matrices de arenisca, y a menudo cuerpos lenticulares de arena esparcidos en distintas profundidades y localidades. Entre Miraflores y Chorrillos se presentan areniscas colmatando paleocanales y formando estratificaciones cruzadas, sugiriendo un sistema fluvial trenzado en el pasado (Villacorta et al., 2019).

El abanico, también referido como el Conglomerado de Lima, posee una serie de gravas con un espesor estimado de unos 100 m (Arce, 1984; Viveen and Schlunegger, 2018). Por debajo hay hasta 500 m de lo que ha sido interpretado como depósitos arcillosos lacustres de edad precuaternaria (Arce, 1984), pero este espesor es altamente variable dependiendo del sitio (Figura 4). La base de estos depósitos Cenozoicos esta encima del basamento del grupo Casma, conformado principalmente por lavas y depósitos piroclásticos (Palacios et al., 1992), a la cual se le considera de edad cretácica media (Myers, 1978; Guevara, 1980).

Como se mencionó en el capítulo 1.1.3, la edad del abanico aluvial está sujeta a discrepancias, y se debe discernir se trata de ~500 ka (Le Roux et al., 2000), ~500 ka (Litty et al., 2019), ~100 ka (Villacorta et al., 2019), o alguna edad distinta. A raíz de los antecedentes, solo se puede inferir que el espacio temporal consta del periodo Cuaternario.

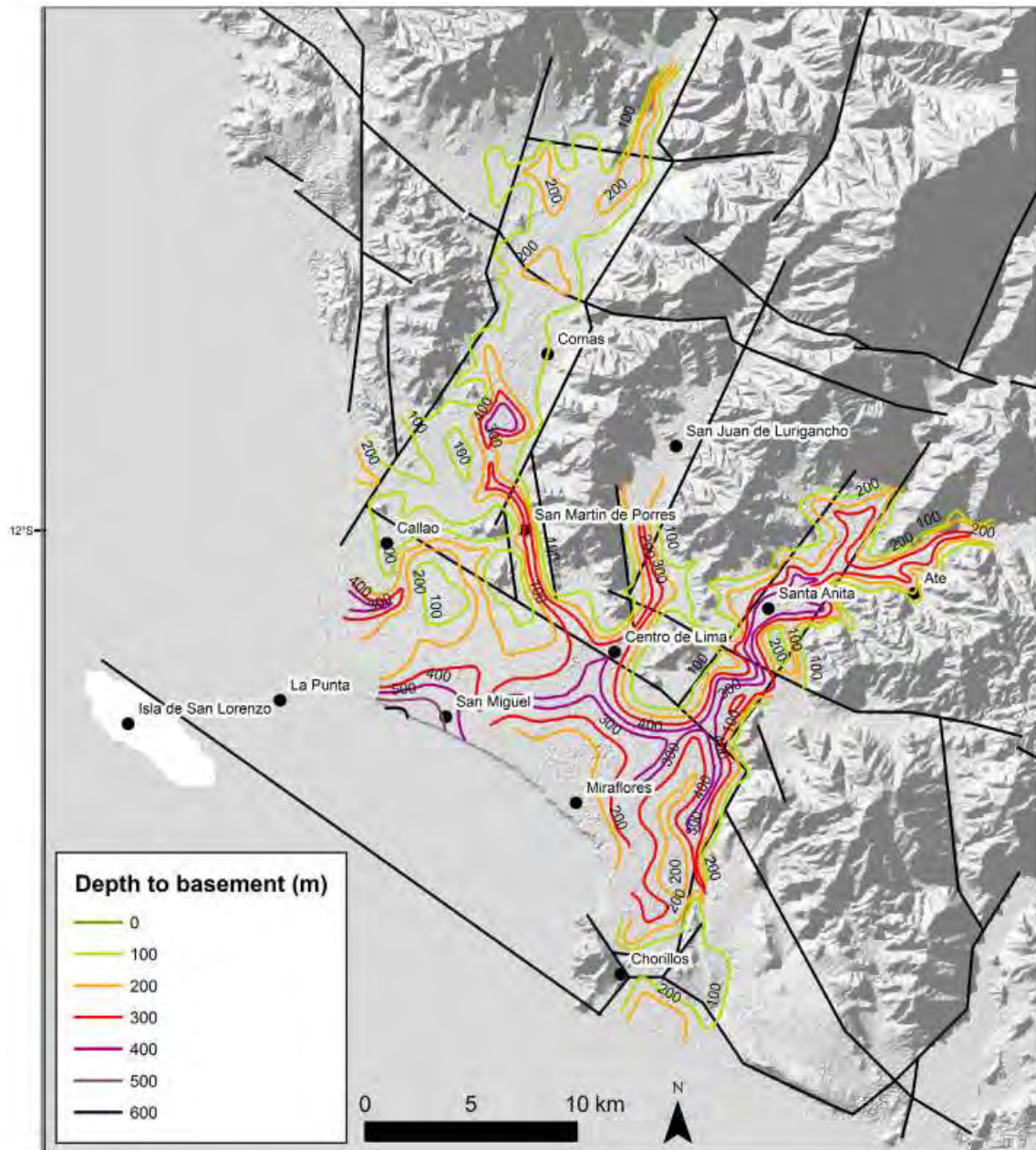


Figura 4: Profundidad de superficie del abanico aluvial a su basamento. Las líneas negras representan lineamientos tectónicos identificados e interpretados como fallas normales.

Tomado de Prolonged extension and subsidence of the Peruvian forearc during the Cenozoic, por Viveen y Schlunegger, 2018.

2.2.4. Sistema Monzónico Sudamericano (SASM) y el Altiplano.

Los picos máximos del ciclo de precesión se correlacionan a máximos de insolación y gradientes de temperatura en el océano Atlántico sur, los cuales influyen ampliamente en el sistema climático de la región (Baker et al., 2001). Estas condiciones activan al llamado Sistema Monzónico Sudamericano, cuyos efectos paleoclimáticos se extienden a toda la región tropical del continente (de Carvalho y Cavalcanti, 2016). Como el nombre del fenómeno lo implica, este consta de periodos de extrema precipitación durante los veranos australes y de climas áridos durante el invierno (Silva y Kousky, 2012), manteniéndose así por periodos de ~26 ka. Debido al amplio contraste de temperaturas entre el hemisferio norte y sur durante estos picos de precesión, se producen fuertes vientos provenientes del Atlántico hacia el interior continental, lo cual expande los efectos del monzón hasta los Andes tropicales según evidencias sedimentológicas en el Altiplano peruano-boliviano (Baker et al., 2001; Garreaud et al., 2003; Baker and Fritz 2015). Estos estudios en el Altiplano y en Brasil de los últimos ~130 ka han presentado periodos de precipitación elevada dominados por la precesión y activación del SASM, mientras que previo a ello (hasta al menos 150 ka BP), es posible que la excentricidad haya tomado un rol más importante (Rodbell et al., 2022). Estos dos ciclos tienen una alta dominancia en el volumen global de glaciares, lo cual afecta la humedad de la región (Baker y Fritz, 2015; Rodríguez-Zorro et al., 2020).

También existe una ciclicidad climatológica con duraciones de entre 3 y 5 mil años, provocada por descargas masivas de hielo en el Océano Atlántico Norte, conocidos como los eventos Heinrich (Broecker et al., 1992). Las descargas de hielo bajaron la temperatura en el Atlántico Norte y genero una fuerte gradiente de temperatura con el Océano Atlántico Sur (Cruz, 2005; Baker y Fritz, 2015). Esto causó una migración del cinturón tropical influido por el SASM hacia latitudes más australes, resultando en fuertes precipitaciones en la selva, sierra y costa peruana durante los últimos ~50 ka (Kanner et al., 2012; Cheng et al., 2013). Varios

estudios científicos muestran que el ciclo de la precesión y/o los eventos Heinrich han causado un aumento en los caudales de los ríos peruanos y la descarga masiva de sedimentos (Steffen et al., 2009; 2010; Trauerstein et al., 2014; Delgado et al., 2020; Viveen et al., 2020; 2021; 2022).



3. Metodología

3.1. Construcción de Columnas Estratigráficas

3.1.1. Medición de alturas y levantamiento de columna estratigráfica (Magdalena).

Para la elaboración de una columna estratigráfica, primero se debe definir la localización de la misma. Esta debe contar con accesibilidad y visibilidad para cada uno de los estratos. La zona alrededor del complejo residencial Marbella, en el distrito de Magdalena, es el sitio principal para el presente estudio, ya que cumple satisfactoriamente con lo mencionado (Figura 5).

Se tiene un punto de inicio con coordenadas (UTM: 18S 275351, 8661091) y altitud conocida (de 7.86 msnm; González-Moradas y Viveen, 2020), el cual se ubica al pie del acantilado de la Costa Verde, cerca al complejo residencial. Se registran los detalles accediendo a zonas que permiten ver de cerca a la estratigrafía en las paredes del acantilado.

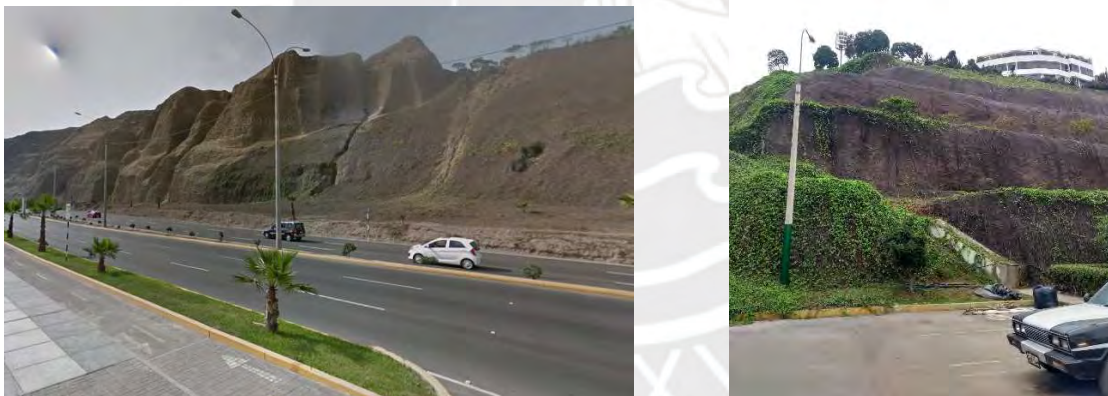


Figura 5: Localidades de Magdalena para elaboración de columna estratigráfica con contado de clastos.

La escala vertical en metros de la parte inferior de la sección en Magdalena fue difícil de establecer con cinta métrica por la altura y la imposibilidad de bajar la cinta desde arriba hacia abajo. Otro problema era que la estratigrafía no estaba expuesta por completo en un único lugar y se tenía que investigar tres afloramientos distintos cercanos. En la Figura 6 Se esquematiza los sectores de la estratigrafía que fueron analizados con el distanciómetro desde cada punto.

Adicionalmente, se presenta el punto visible común con el que se empleó el cálculo con diferencias de distancias verticales.



Figura 6: Mapa satelital de la zona de investigación en Magdalena (Google Earth, 2022).

Para medir de manera confiable la altura vertical de los tres diferentes afloramientos y para correlacionar bien el tope y la base de los tres afloramientos, se recurrió a una combinación de una cinta métrica con un medidor laser de alta precisión (5 cm), el *TruPulse Laser Rangefinder 360*. La medición se logra por la emisión de un láser que es “disparado” hacia el punto observado a través de los binoculares integrados en el equipo. El distanciómetro cuenta con funciones para registrar distancias directamente, azimut, inclinación, distancia horizontal, y distancias verticales, y estas últimas son de interés particular para el presente estudio (Figura 7).

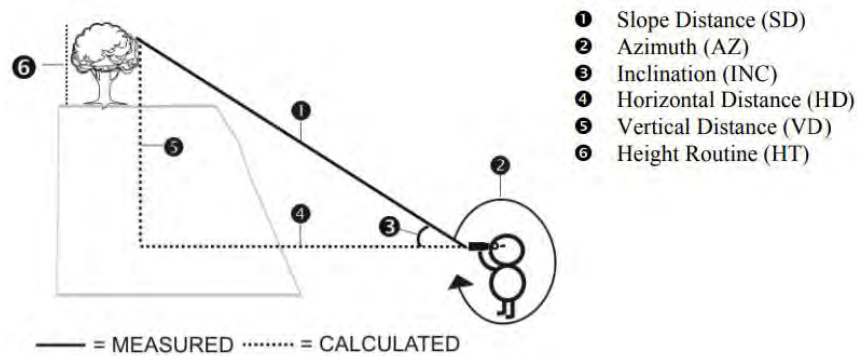


Figura 7: Esquema de funciones extraído del manual operativo del distanciómetro *TruPulse® 360R*.

Para los taludes escalonados alrededor de la zona residencial de Marbella, los cuales representan la parte más superficial y reciente del abanico, se estableció un punto en la playa de estacionamiento adyacente (punto verde, Figura 6), desde el cual se podía observar fácilmente cada uno de los estratos. Como los taludes tenían alturas de aproximadamente 4 metros, el uso de la cinta métrica era suficiente para poder medir las alturas de los diferentes estratos con precisión.

La estratigrafía fue dibujada tomando en cuenta el tamaño promedio de los clastos y la presencia de estructuras sedimentarias como estratos granocrecientes-decrecientes, imbricación, paleocanales, estratificación cruzada, etc. Las facies fueron luego interpretadas según el modelo de facies de Miall (2006).

3.1.2. Contado de clastos (Magdalena).

El contado de clastos es una técnica efectiva para refinar y respaldar los datos que se obtienen en la columna estratigráfica. El método consiste en registrar el diámetro de 100 clastos escogidos aleatoriamente en cada metro vertical. Para ello, se tomaron fotos de todos los metros verticales accesibles y posibles en partes representativas del acantilado, colocando dentro de la foto un objeto que sirviese como escala, tratándose de una regla o a veces una cinta métrica (Figura 8). Se limita con tiza cada metro sobre la estratigrafía para que la foto se note el comienzo y final de cada uno de ellos. Estas fotos son trabajadas con el programa de software

ImageJ (Rasband, 1977), el cual ha sido empleado exitosamente en investigaciones sedimentológicas pasadas (Litty et al., 2017b).

En él, se visualizan y se aplica una escala real sobre ellas, tomando un objeto referencial (una regla o cinta métrica) como distancia conocida. Una vez definida la escala para cada foto, se procede a medir clastos aleatorios con la herramienta ofrecida por el software, y se van marcando los clastos medidos de manera que no se repiten. De este modo, se va formando una base de datos para cada metro vertical accesible, logrando perfeccionar los tamaños expresados en la columna gracias al aporte estadístico de la técnica. Entonces se puede obtener un valor D_{50} más acertado.



Figura 8: Ejemplo de fotografía para registrar medidas clastos aleatorios en *ImageJ*.

3.1.3. Escala temporal.

Para tener una geocronología robusta, se necesita una escala temporal incorporada en la columna estratigráfica, por lo cual se dispone de 10 muestras distribuidas verticalmente de manera equitativa en el acantilado de Magdalena, y 3 en Chorrillos, en las que se ha efectuado dataciones de luminiscencia estimulada por rayos post infrarojos-infrarojos (pIR IRSL, por sus siglas en inglés) sobre feldespatos potásicos. A la hora de la elaboración de la presente tesis,

esas edades aún no publicadas fueron entregadas por el asesor (Viveen, pers. comm). Se asumió una tasa de deposición constante entre las posiciones verticales de cada muestra, de modo que la escala temporal también se interpoló linealmente entre las muestras datadas. Cabe resaltar que, posteriormente, las edades fueron publicados en Viveen et al. (2024) y en aquella publicación se hizo un modelamiento bayesiano para estimar mejor las edades y las tasas de sedimentación en intervalos regulares. En la presente tesis, sin embargo, se mantiene la metodología original para mostrar el trabajo hecho por el estudiante mismo.

3.2. Procedencia de Sedimentos: Fluorescencia de Rayos X

Las 13 muestras fueron sujetas a análisis de fluorescencia de rayos X (XRF) para obtener las concentraciones de una variedad de compuestos químicos de óxidos contenidos en ellas. Entre estos compuestos, son de particular importancia SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , CaO , MgO , Na_2O , K_2O y TiO_2 , para el posterior análisis a partir del diagrama milicatiónico de La Roche (1968). Estos análisis se basan en ratios de elementos y compuestos móviles e inmóviles para evaluar el grado de evolución de las rocas. Por ejemplo, tener un alto ratio de aluminio (elemento inmóvil) a comparación del calcio y/o sodio (elementos móviles) significaría que la roca ha evolucionado lo suficiente para lixiviar los elementos más débiles y mantener los más resistentes.

Se dispone además de los resultados XRF de la investigación de Pitcher et al. (1985), cuyas muestras constan de rocas plutónicas andinas provenientes del Batolito de la Costa, y se incluyen las concentraciones de los mismos elementos a analizar en el abanico. La razón de esta inclusión es por la presunta asociación que tiene de provenir de las rocas de esa zona, y una comparación entre ellas es importante para la discusión adjunta. Estos datos son sometidos a un análisis de La Roche (1968) de la misma manera que los datos del abanico.

3.3. Procedencia de Sedimentos: Difracción de Rayos X

El análisis de difracción de rayos X (XRD) otorga clasificaciones cualitativas para las concentraciones de una variedad de minerales para las 13 muestras extraídas del abanico. Los minerales analizados son plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, anfíbol cálcico (principalmente tratándose de hornblenda en el presente caso), minerales de arcillas, caolinita, clorita, biotita, moscovita, hematita, magnetita, serpentina, talco/zeolita, calcita, pentlandita y estilpnomelana/sepiolita. Las concentraciones de estos minerales se clasifican en dominante (mayor a 50% de la masa total), mayor (entre 20% y 50%), menor (entre 5% a 20%), traza (menor a 5%), y valores nulos en el caso que la concentración esté por debajo del límite de detección del instrumento.

Las características geoquímicas de las rocas sedimentarias, como las que se encuentran en el abanico aluvial de Lima, tienen una relación directa a sus protolitos (e.g. Bhatia, 1983, Roser y Korsch, 1986). Sin embargo, los mecanismos de transporte y mezclas de material derivados de diversas fuentes pueden complicar el análisis (Morton, 1991), por lo cual se debe complementar esta información con las litologías de las cuencas del río Rímac y del río Chillón.

Al delimitar las cuencas de los ríos Rímac y Chillón se puede observar todas las litologías emplazadas en la red de drenaje que desemboca en el abanico aluvial (Figura 3). Esta parte de la metodología es una importante complementación de la información geoquímica, ya que la asociación de composiciones de las muestras del abanico con las de las rocas en la cuenca de drenaje del abanico aluvial de Lima son fundamentales para comprobar esta presunta procedencia sedimentaria.

4. Resultados

4.1. Columna Estratigráfica y Contado de Clastos (Magdalena)

La sedimentología de la secuencia en Magdalena está compuesta principalmente de gravas con pequeños lentes de arena (Figura 9a), que típicamente constituyen rellenos de canal. Los primeros 23 metros de la secuencia (entre 10 y 33 m de elevación) consisten del tipo de facies de gravas que más común es de toda la secuencia: gravas clastosoportadas con estratificaciones horizontales de poco desarrollo (facies *Gh*). Este tipo de facies típicamente muestra tendencias granocrecientes o granodecrecientes (Figura 10) con espesores de 3 a 6 m (Figura 9a). A veces las bases son erosivas por incisión fluvial, pero mayormente el límite entre las facies es difuso sin indicaciones de erosión. También se encontró instancias de imbricación en los clastos, los cuales cuentan con orientaciones entre ~ 180 y 300° (sur a noroeste). Entre 33 y 38 m hay gravas con estratificación cruzada planar (facies *Gp*) con base erosiva, indicando migración de dunas subacuáticas en un canal fluvial. Luego entre 38 m y 61 m existen facies de gravas *Gh* alternando con facies de gravas clastosoportadas, pero con peor selección que la facies *Gh*. Esta facies *Gcm* se interpreta como un flujo de agua más viscoso y menos fluvial. En el intervalo entre 38 m y 61 m de igual manera existen secuencias granocrecientes y decrecientes en tramos alternantes de 2 a 3 m aproximadamente. La secuencia termina con una facies de limos y arenas muy finas masivas, sin estructuras (*Fl*) entre 61 y 62 m.

Respecto al contado de clastos: a partir de 51 imágenes trabajadas en el software *ImageJ*, se ha podido registrar los tamaños D_{50} de grano del 96% de la estratigrafía en el afloramiento de Magdalena. Con respecto a los traslapes existentes, se considera aquellos de mayor confianza para ser representados en la columna estratigráfica posteriormente. El tamaño D_{50} de los clastos es típicamente entre 3 y 6 cm (Figura 9b). El intervalo de mayor tamaño promedio encontrado cuenta con un diámetro de valor D_{50} llegando a los 6.51 cm y se encuentra entre 23.1 y 23.9 msnm. Se ve claramente que existe una ciclicidad de incremento y decremento en

el tamaño de grano donde una secuencia completa tiene típicamente un espesor de unos 5 m. El cambio en el tamaño D_{50} de los granos es conforme a lo que también se ha inspeccionado visualmente en la columna estratigráfica (Figura 9, barras horizontales de color amarillo). En total, se observan ~13 sectores de tendencias granocrecientes-decrecientes a lo largo de la columna.

El ambiente en el que se formó la secuencia de Magdalena es de un ambiente de río trezado, como muestran la cantidad de gravas, y la existencia de rellenos de canal someros. También la presencia de tendencias granocrecientes-decrecientes, la imbricación y la estratificación cruzada es coherente con el ambiente mencionado.



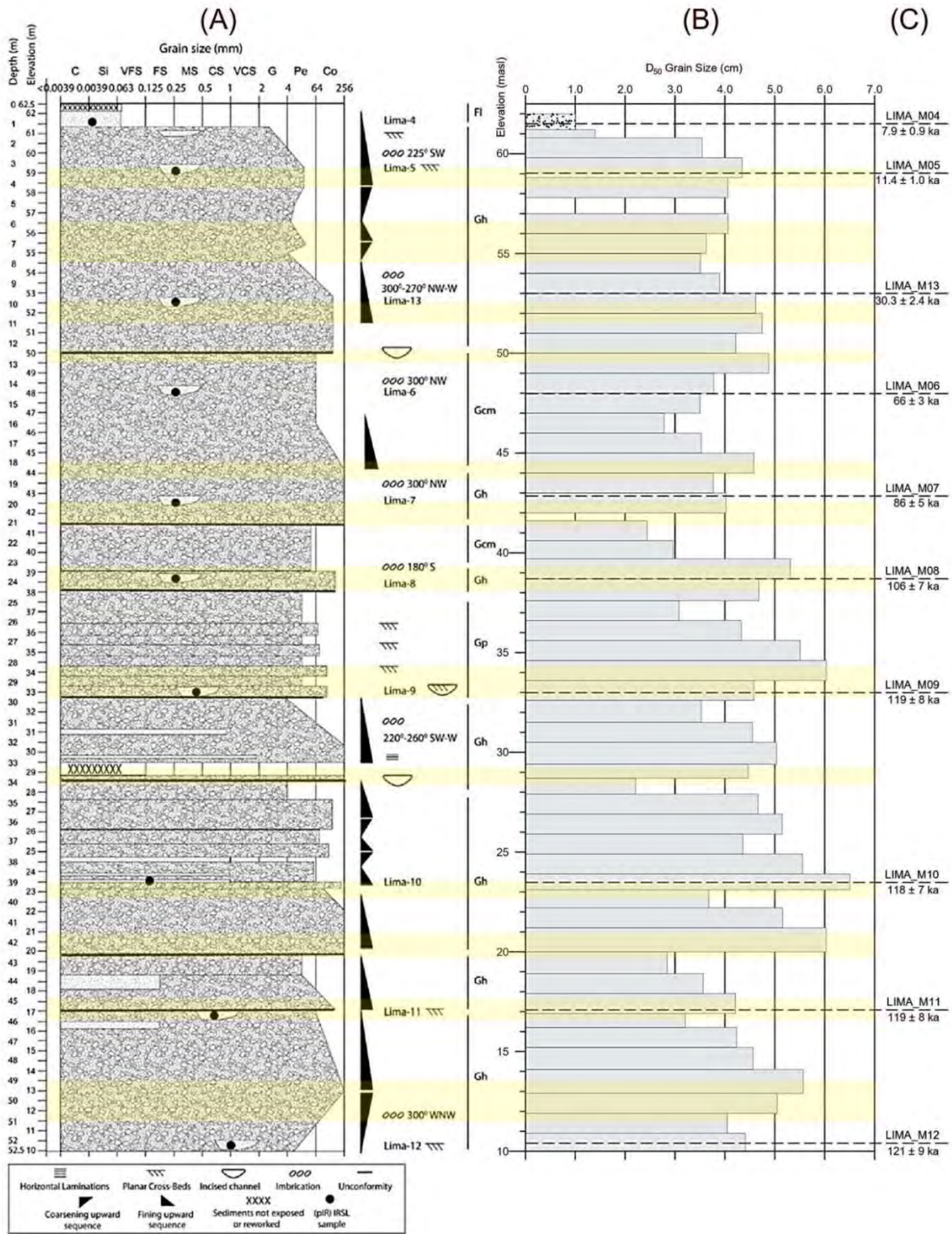


Figura 9: (A) Columna estratigráfica de Magdalena (adoptado de Viveen et al., 2024). (B) Contado de clastos con sus tamaños D_{50} . (C) Edades de las muestras de luminiscencia (Viveen, pers. comm).



Figura 10: Estratigrafía con tendencia granodecreciente y lentes de arena de 29.5 a 32.5 msnm en la columna estratigráfica de Magdalena.

A partir de las dataciones de luminiscencia, que van desde 121 ± 9 ka a 7.9 ± 0.9 ka, y las distancias verticales entre muestras (Figura 9c), se puede calcular las tasas de deposición promedio entre cada una de ellas a lo largo del perfil (Figura 11). Se observa que la tasa de deposición promedio en el sector inferior de la estratigrafía (datando alrededor de los ~ 121 ka) es extremadamente superior al resto de la estratigrafía más reciente. Se presenta una deposición de carácter progresivo sin mucha variación a partir de 106 ± 7 ka hasta 30.3 ± 2.4 ka, después de cuál nuevamente ocurre un aumento en la tasa de sedimentación hasta 7.9 ka y luego una disminución hasta 0 ka (por fines de simplificación, se asume que el tope de la secuencia se formó hasta la actualidad). Sin embargo, esta aceleración de deposición es menor en comparación a lo observado en la estratigrafía más antigua entre 121 y 106 ka. Se considera una sola tasa de deposición entre LIMA_M12 y LIMA_M08 debido a las edades similares obtenidas en LIMA_M09, LIMA_M10, y LIMA_M11.

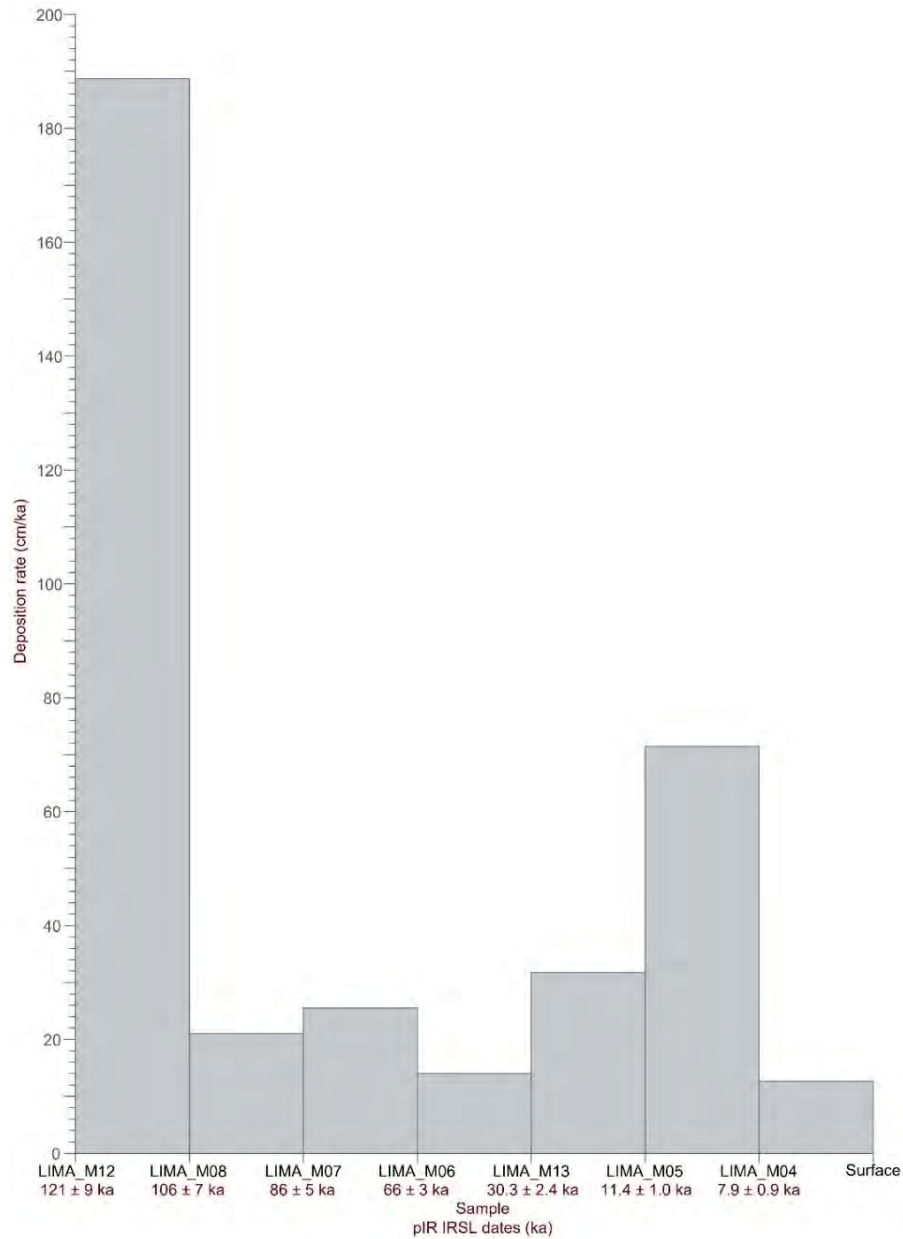


Figura 11: Tasa de deposición promedio entre cada muestra en orden cronológico.

4.2. Columna Estratigráfica (Chorrillos)

A modo complementario, para visualizar la posición estratigráfica de las muestras LIMA_B1, LIMA_B2 y LIMA_B3, se adjunta la columna estratigráfica de Chorrillos, de donde fueron extraídas las muestras (adaptado de Viveen et al., 2024). Esta columna representa la sedimentología del abanico aluvial cerca de su límite lateral, y demuestra facies muy distintas a las de la zona frontal en Magdalena. Como se puede observar en la Figura 12, la

litología sedimentaria es más variada a comparación de Magdalena, la cual se trataba casi exclusivamente de conglomerados. En Chorrillos, las litologías varían con niveles de arcillitas (facies *Fl*, *P*), limolitas (facies *Fsm*), areniscas de distintas granulometrías (facies *Sp*, *Sh*, *St*), y gravas (facies *Gh*). Además, en los conglomerados de los niveles inferiores se presenta estructuras de paleocanales, tratándose de foresets. Por último, se presentan dos niveles de paleosuelos en las bases de algunos niveles de conglomerados. Las edades pIR IRSL de las muestras son 117 ± 7 ka (LIMA-B3), 115 ± 7 ka (LIMA-B2) y 20.1 ± 4.9 ka (LIMA-B1) (Viveen, pers. comm). Las edades son muy similares a las de Magdalena.

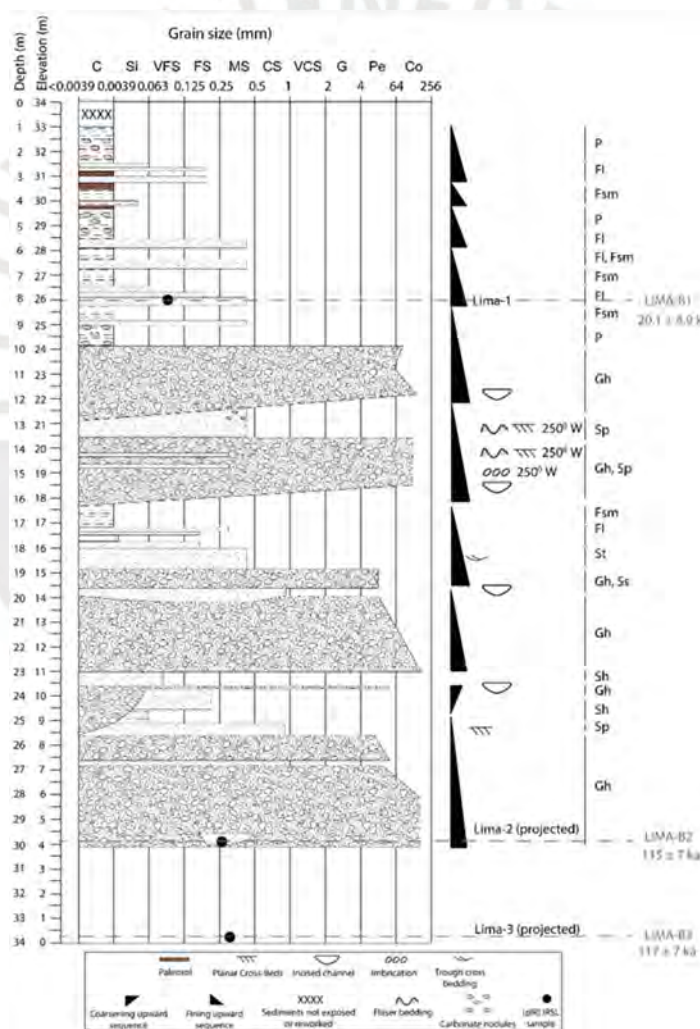


Figura 12: Columna estratigráfica de Chorrillos con la posición de las muestras extraídas (derecha).

Figura y edades de luminiscencia tomadas de *A 121-ka record of Western Andean fluvial response to suborbital climate cycles recorded by rhythmic grain size variations of the Lima fluvial fan* por Viveen et al. (2024),

4.3. Mineralogía y Geoquímica de los Sedimentos

Una inspección visual de las gravas en la base del sector de Magdalena muestra que el conglomerado del abanico aluvial es polimíctico con clastos principalmente de origen ígneo plutónico. El resto de la columna demuestra clastos de composición similar. Ocasionalmente se logra distinguir composiciones entre granodioríticas y gabroicas en los clastos con cierto grado de alteración, a nivel visual (Figura 13). Además, estos clastos presentan un bajo contenido de magnetita, dado el notorio, aunque leve, magnetismo observado. Sin embargo, existe una proporción significativa de clastos que eran difíciles de clasificar, posiblemente tratándose de areniscas. Se debe recalcar que estas observaciones fueron realizadas en los clastos, y que los análisis de difracción de rayos X y los análisis XRD fueron realizados en muestras de lentes de arena, las cuales se presentan posteriormente.



Figura 13: Clastos representativos recolectados del afloramiento: clasto granodiorítico con presencia de magnetita (arriba, izquierda), clasto gabroico con magnetita (arriba, derecha), clasto de grano muy fino y superficie alterada, no magnético (abajo).

Los resultados de los análisis de difracción de rayos X en las muestras de Magdalena (presentadas como LIMA_M##) y Chorrillos (presentadas como LIMA_B##) están presentados en la Tabla 3. La plagioclasa y el cuarzo son los minerales más abundantes en todas las muestras, excepto en LIMA_M11 donde la plagioclasa es dominante. El feldespato potásico y el anfíbol cálcico tienen concentraciones menores en todas las muestras, salvo en LIMA_B1 y LIMA_B3, donde las concentraciones de los anfíboles son solamente a nivel traza. Con excepción de las concentraciones menores de caolinita y minerales de arcilla que se presentan en la muestra LIMA_B1, el resto de las muestras contienen estos minerales exclusivamente como trazas. Los minerales micáceos (clorita, moscovita, y anita-biotita-flogopita) y los óxidos féreos (magnetita y hematita) forman trazas en la totalidad de las muestras. Entre los minerales de menor abundancia, se encuentran la serpentina y el talco/zeolita, siendo minerales traza en la mayoría de las muestras y bajo los niveles de detección en el resto de ellas. La calcita se presenta como traza en LIMA_M4 y como menor en LIMA_B1, mientras que es despreciable en el resto de las muestras. La pentlandita y estilpnomelana/sepiolita ocurren en concentraciones por debajo del límite de detección en casi todos los casos.

En la Tabla 3, las calificaciones se definen como dominante (mayor a 50% de masa total), mayor (entre 20% y 50% de masa total), menor (entre 5% y 20% de masa total), traza (menor a 5% de la masa total), y “-“ en aquellos minerales por debajo del límite de detección. Entre las observaciones adicionales del análisis, se señala la posibilidad de trazas de pentlandita donde no se ha reportado, como también la posibilidad de trazas de calcopirita. Además, señalan una alta probabilidad de presencia de material amorfo. La ubicación de las muestras de puede observar en las Figuras 9 y 10.

Tabla 3: Análisis mineralógico cualitativo de difracción de rayos X sobre las muestras del abanico aluvial

Mineral o grupo mineral	Porcentaje de masa en muestra (%)													
	LIMA_ B1	LIMA_ B2	LIMA_ B3	LIMA_ M4	LIMA_ M5	LIMA_ M6	LIMA_ M7	LIMA_ M8	LIMA_ M9	LIMA_ M10	LIMA_ M11	LIMA_ M12		
<i>Plagioclasa</i>	mayor	mayor	mayor	mayor	mayor	mayor	mayor	mayor	mayor	mayor	mayor	mayor	dominante	mayor
<i>Cuarzo</i>	mayor	mayor	mayor	mayor	mayor	mayor	mayor	mayor	mayor	mayor	mayor	mayor	mayor	mayor
<i>K-feldespatos</i>	menor	menor	menor	menor	menor	menor	menor	menor	menor	menor	menor	menor	menor	menor
<i>Anfibol cálcica</i>	traza	menor	traza	menor	menor	menor	menor	menor	menor	menor	menor	menor	menor	menor
<i>Minerales de arcillas</i>	menor	traza	traza	traza	traza	traza	traza	traza	traza	traza	traza	traza	traza	traza
<i>Caolinita</i>	menor	traza	traza	traza	traza	traza	traza	traza	traza	traza	traza	traza	traza	traza
<i>Clorita</i>	traza	traza	traza	traza	traza	traza	traza	traza	traza	traza	traza	traza	traza	traza
<i>Anita - biotita - flogopita</i>	traza	traza	traza	traza	traza	traza	traza	traza	traza	traza	traza	traza	traza	traza
<i>Moscovita</i>	traza	traza	traza	traza	traza	traza	traza	traza	traza	traza	traza	traza	traza	traza
<i>Hematita</i>	traza	traza	traza	traza	traza	traza	traza	traza	traza	traza	traza	traza	traza	traza
<i>Magnetita</i>	traza	traza	traza	traza	traza	traza	traza	traza	traza	traza	traza	traza	traza	traza
<i>Serpentina</i>	traza	-	-	traza	traza	traza	traza	traza	traza	-	traza	traza	traza	traza
<i>Talco/zeolita</i>	traza	-	-	traza	traza	traza	traza	-	traza	-	traza	-	traza	-
<i>Calcita</i>	menor	-	-	traza	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Pentlandita</i>	traza	-	-	-	-	-	-	-	-	-	traza	-	-	-
<i>Estilpnomelana - sepiolita</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	traza	-	-

La Tabla 4 presenta los resultados de análisis composicional de fluorescencia de rayos X de muestras representativas de las dos columnas estudiadas. A partir de los datos de entrada (porcentajes de Al_2O_3 , Na_2O , y K_2O), se tiene calculado los parámetros de las proporciones milicatiónicas. Con esta información se permite realizar un análisis comparativo entre la presunta roca fuente y el abanico aluvial, determinando los grados de evolución de roca a partir de sus razones catiónicas. Se observa que los ratios de aluminio sobre el sodio ($\text{Al}/3\text{-Na}$) en las muestras del abanico son bastante más variables respecto a los del aluminio sobre el potasio ($\text{Al}/3\text{-K}$). Las muestras Lima_B3 y Lima_M5 son las que menor ratio presentan respecto al sodio, siendo las únicas con valores negativos, y también demuestran valores relativamente bajos en los ratios del potasio. La muestra Lima_B1, en cambio, presenta valores relativamente altos tanto en el ratio de potasio como en el de sodio, aunque la diferencia de este último respecto a las demás muestras es más resaltante.

En la Tabla 4, la información se procesa calculando los valores y parámetros asociados a proporciones milicatiónicas al lado derecho, y estos son plasmados en el diagrama de La Roche (1968) en la Figura 14. La ubicación estratigráfica de las muestras se puede observar en las Figuras 9 y 10.

Tabla 4: Porcentajes en masa de óxidos en las muestras extraídas del abanico aluvial

Muestra	Porcentaje en masa (%)			Parámetros Milicatiónicos	
	Al_2O_3	Na_2O	K_2O	$\text{Al}/3\text{-Na}$	$\text{Al}/3\text{-K}$
Lima_B1	16,14	2,16	2,47	35,83	53,09
Lima_B2	14,57	2,93	2,35	0,72	45,37
Lima_B3	14,87	3,11	2,55	-3,13	43,09
Lima_M4	15,03	2,98	2,52	2,11	44,77
Lima_M5	15,26	3,42	2,67	-10,58	43,09
Lima_M6	15,41	2,77	2,34	11,37	51,08
Lima_M7	15,22	2,92	2,82	5,29	39,64
Lima_M8	15,63	2,55	2,41	19,91	51,03
Lima_M9	15,4	2,54	2,53	18,73	46,98
Lima_M10	15,5	2,76	2,65	12,29	45,08
Lima_M11	16,11	2,94	2,54	10,47	51,41

Lima_M12	15,54	2,66	2,74	15,77	43,43
----------	-------	------	------	-------	-------

La Tabla 5 presenta análisis de una serie de rocas plutónicas típicas del Batolito de la Costa extraídas de Pitcher et al. (1985). A partir de las concentraciones publicadas en su estudio, se calcula las razones catiónicas del mismo modo que los datos del abanico aluvial. Las muestras de este estudio muestran un mayor grado de dispersión de ratios de aluminio sobre potasio. Los ratios de aluminio sobre sodio presentan una alta dispersión al igual que en las muestras del abanico, pero en este caso el rango se encuentra en valores más bajos y negativos. Al igual que en la Tabla 4, se demuestran los parámetros milicatiónicos al lado derecho para ser analizadas paralelamente con las del abanico aluvial en la Figura 14.

Tabla 5: Porcentajes en masa de óxidos de las muestras de rocas plutónicas del Batolito de la Costa a partir de Pitcher et al. (1985).

Muestra	Porcentaje en masa (%)			Parámetros Milicatiónicos	
	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O	Al/3-Na	Al/3-K
A-P-ND13	17,54	3,30	1,60	8,20	80,72
A-P-ND20	17,48	3,48	1,74	2,00	77,35
A-P-7.56	17,08	3,07	2,64	12,61	55,63
A-L-Y-7.42	16,06	3,57	2,04	-10,19	61,70
A-L-P-7.43	16,61	4,27	3,69	-29,18	30,26
A-L-P-7.44	15,97	3,39	3,33	-4,97	33,72
A-L-P-7.73	15,85	3,26	1,79	-1,56	65,63
A-L-P-7.78	15,19	3,38	4,33	-9,75	7,39

Los parámetros milicatiónicos de las Tablas 4 y 5 fueron incluidos en el diagrama químico-mineralógico (La Roche, 1968; Figura 14) para poder comparar los ratios Al/3-K vs Al/3-Na, en el cual se pueden representar tanto minerales como análisis de roca total ígneas y clásticas. El límite entre los dominios sedimentarios e ígneos esta materializado en el grafico por las líneas en zigzag. El eje vertical, Al/3-K, se relaciona al grado de diferenciación en las rocas ígneas, y en sus valores negativos toma características correspondientes a rocas félsicas. Si se trata de rocas sedimentarias, es útil analizar este eje vertical para deducir el tipo de roca

madre del cual se erosionaron, y qué tipo de alteración han sufrido. Las etiquetas de las rocas volcánicas demostradas son intercambiables con sus equivalentes intrusivos, por lo cual las espilitas, fonolitas, riolitas y dacitas corresponden a gabros, monzonitas, granitos y granodioritas/tonalitas respectivamente.

Prosiguiendo al análisis milicatiónico de La Roche (Figura 14, Tablas 4 y 5), se observa que tanto las muestras del Batolito como las del abanico poseen una concentración mayor de sodio a comparación del potasio. En el caso de las plutónicas, todas se clasifican adentro o cerca de las zonas de dacitas (granodioritas/tonalitas), vulcanismo Pacífico calco-alcalino, y vulcanismo intermedio. Tanto en las rocas del Batolito como en las del abanico, se aprecia concentraciones altas de plagioclasa, específicamente anortita y albita (ver triángulo de feldespatos Ab-An-Or en Figura 14), aunque esta última presenta mayor concentración en las del batolito.

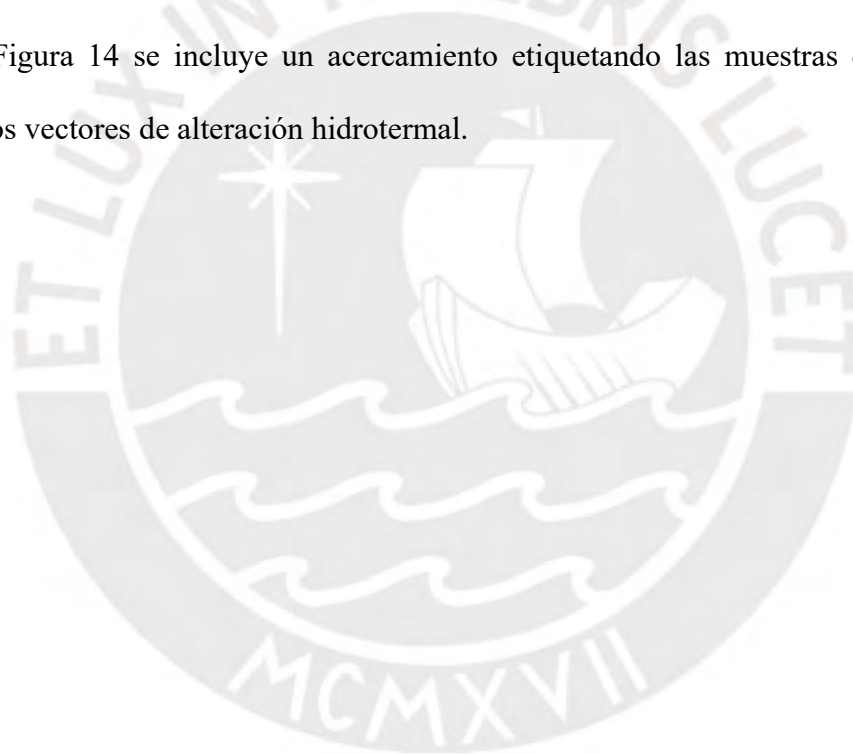
Por otro lado, se aprecia que la mayoría de muestras del abanico presentan composiciones similares a las del Batolito, aunque están distribuidas de forma distinta. Según el diagrama, algunas de estas muestras de arena incluso se clasifican en la zona de vulcanismo calcoalcalino Pacífico y toleítico, junto con algunas muestras de sus protolitos ígneos. No obstante, la mayoría se encuentran clasificadas entre las zonas menos evolucionadas y alteradas de lutitas y grauvacas.

A partir de este análisis también se puede deducir los tipos e intensidades de alteración a los cuales los protolitos ígneos han estado sujetos. Para ello, se toma en cuenta el patrón de distribución de las muestras sobre el diagrama. Tomando como punto de partida una composición promedia aproximada del Batolito, si se presenta una alteración hidrotermal de tipo sericitización, su composición original se verá afectada y se desplazará siguiendo un vector apuntando a la posición de los minerales moscovita y/o illita. En caso se trate de cloritización, este vector apuntará a la posición de la clorita, y en caso de caolinización, será hacia la

caolinita. En el caso presente se observa la suma de estos tres vectores de alteración mencionados (ver Figura 14). Además, esta información viene respaldada y complementada por las concentraciones de estos minerales a nivel traza, los cuales se pueden observar en la Tabla 4. Como apreciación general, los vectores mencionados son de magnitudes relativamente pequeñas, lo cual proporciona información sobre la intensidad moderada de las alteraciones.

Por último, vale resaltar que esta tendencia lineal vectorial no cuenta con una correlación en función a las altitudes ni localidades en las que fueron extraídas las muestras. Sin embargo, la muestra más somera de Chorrillos (LIMA_B1) presenta un grado de alteración considerablemente mayor al resto de muestras.

En la Figura 14 se incluye un acercamiento etiquetando las muestras del abanico e incluyendo los vectores de alteración hidrotermal.



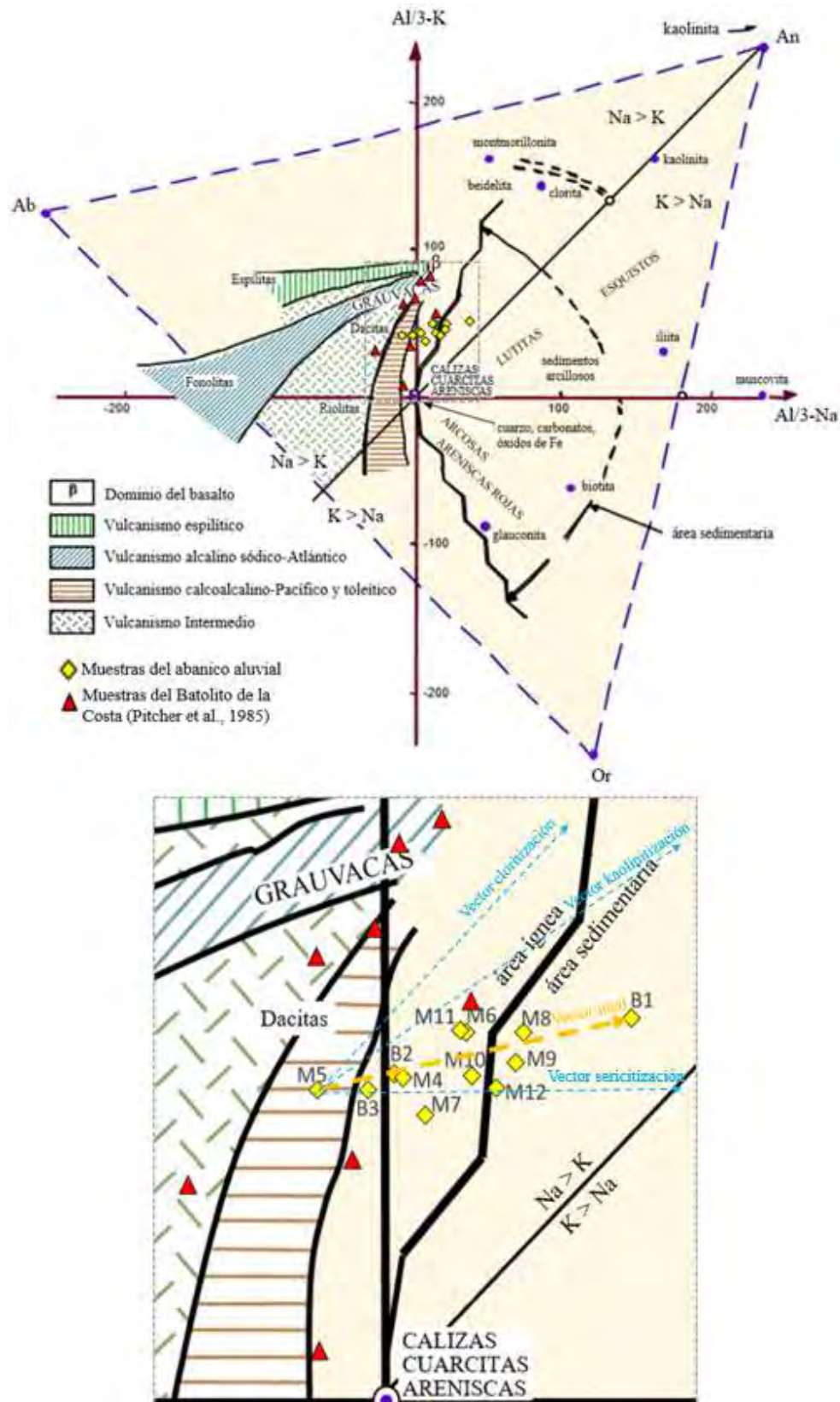


Figura 14: Diagrama milicatiónico de La Roche et al. (1968) de proporciones de aluminio vs. sodio y potasio (Ab=albita; An=anortita; Or=ortosa). Se incluye un acercamiento etiquetando las muestras del abanico e incluyendo los vectores de alteración hidrotermal.

5. Discusión

5.1. Sedimentología Ligada a Eventos Paleoclimáticos

En la Figura 15 paralelamente se presenta la relación temporal de la columna estratigráfica y el tamaño D_{50} de las gravas de Magdalena con los ciclos orbitales de Milankovitch y una curva con valores $\delta^{18}O$ obtenidos de un registro de espeleotemas de la Cueva Diamante en Moyobamba (Cheng et al., 2013). Se ha extendido la comparación únicamente hasta 119 ± 8 ka (muestra LIMA_M09), porque las edades de las muestras inferiores (LIMA_M10 hasta M12) son muy similares. En este estudio se considera que los cambios en los valores de $\delta^{18}O$ reflejan cambios en la precipitación en la sierra peruana. Los valores más negativos representan subidas en la precipitación y valores menos negativos precipitaciones más bajas. Para efectos prácticos, se considera como un parámetro de precipitación a nivel regional para analizar las correlaciones con las tendencias granulométricas del abanico. En los ~ 119 ka más recientes, se observan múltiples coincidencias entre los sectores granocrecientes y los periodos con incrementos o altos niveles negativos de $\delta^{18}O$. Cheng et al. (2013) mostraron que los picos con valores más negativos en $\delta^{18}O$ coinciden con los eventos Heinrich en el hemisferio norte durante los últimos 50 ka, algo que también fue demostrado en espeleotemas en la zona de Huancayo por Kanner et al. (2012). Los eventos Heinrich fueron provocados por descargas de hielo en el Océano Atlántico Norte, lo cual bajó su temperatura y provocó un fuerte contraste entre la temperatura del agua en el Atlántico Norte y el Atlántico Sur. Consecuentemente, el SASM se desplazó hacia latitudes más australes y provocó fuertes lluvias en la selva y sierra peruana (Cruz, 2005; Cheng et al., 2013).

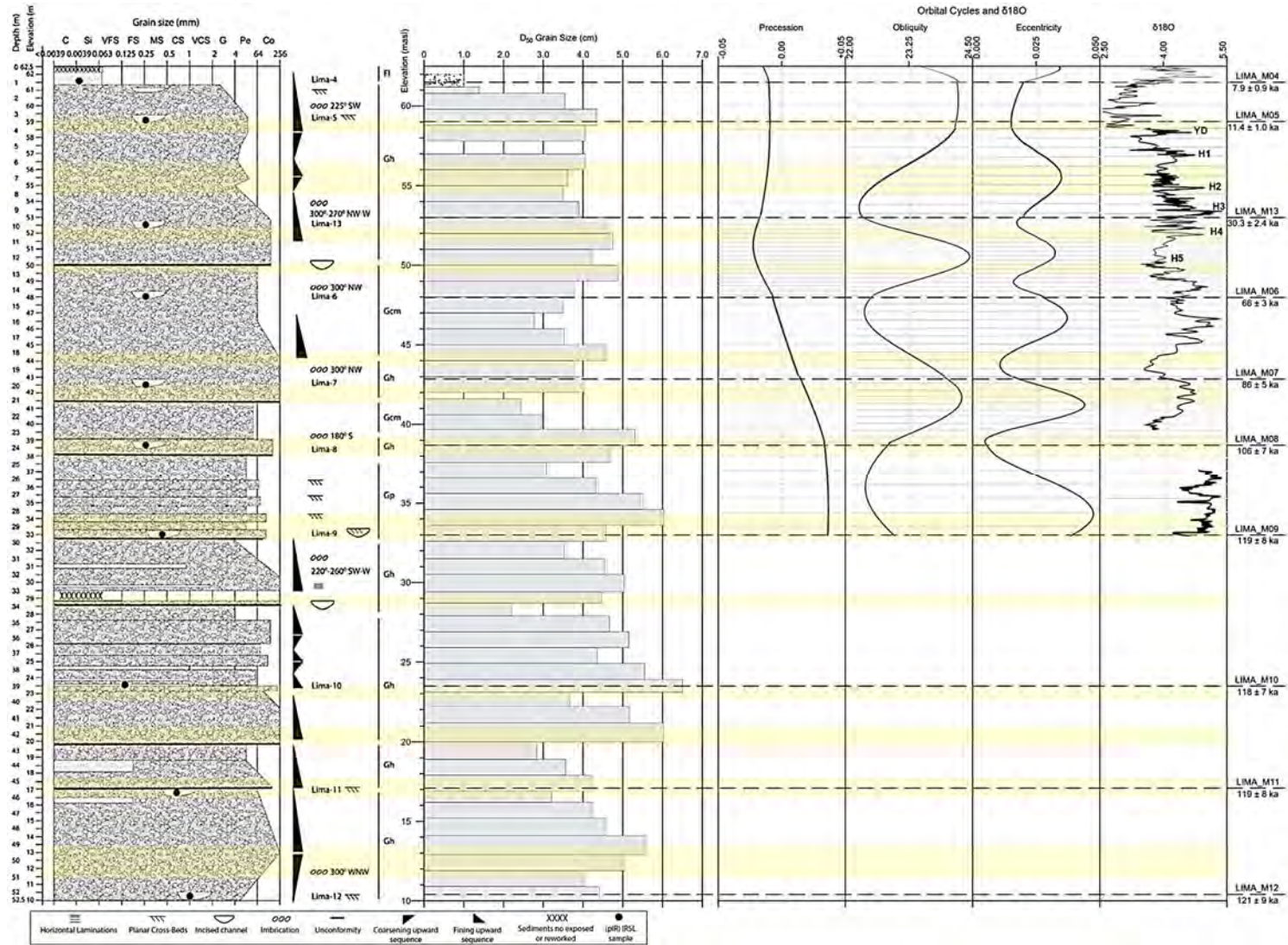


Figura 15: Relación temporal de la estratigrafía en Magdalena con los ciclos orbitales de Milankovitch y valores $\delta^{18}O$ (Cheng et al., 2013), indicando el evento Younger Dryas (YD) y los eventos Heinrich (H1 a H5).

Las tasas de sedimentación en el abanico de Lima fueron muy altas en el periodo comprendido por las muestras LIMA_M12 hasta LIMA_M08 (121-106 ka). Tanto en Perú como en Brasil se registra un periodo de extrema precipitación en los inviernos australes de ~130 a ~100 ka (Cruz et al., 2006; Placzek et al., 2013; Rodríguez-Zorro et al., 2020). Es posible que este paleoclima tenga relación con el sector inferior del abanico aluvial aflorante, tomando los vientos del este como mecanismo para que la precipitación llegue a los Andes y a las cuencas del Rímac y el Chillón. A diferencia de los periodos descritos anteriormente, Rodríguez-Zorro et al. (2020) discute que este periodo no está asociado al SASM, sino a una dominancia en la excentricidad. En efecto, la excentricidad se encuentra en transición desde de un pico máximo durante este periodo (Figura 15), por lo que los efectos de los otros ciclos orbitales sobre el clima se ven afectados y probablemente subordinados. Por otro lado, también existe un pico máximo en el ciclo de la precesión durante este intervalo de tiempo (Figura 15) y autores como Cheng et al. (2013) y Baker y Fritz (2015) sugirieron que esto ha provocado una mayor precipitación en los Andes peruanos. Un reciente artículo de Rodbell et al. (2022) sobre depósitos glaciares en el lago Junín muestra que en los últimos 130 ka el ciclo de la precesión era el ciclo orbital dominante y entre 130 ka y 700 ka era la excentricidad.

La tasa de sedimentación era muy alta también en el periodo entre LIMA_M13 y LIMA_M04 (30.3 ka hasta 7.9 ka). En este último caso, hay evidencias que los eventos Heinrich 3, 2, 1 y 0 (este último mejor conocido como el evento del Younger Dryas), han sido uno de los episodios de mayor descarga de sedimentos aluviales y fluviales en los Andes peruanos por ser un episodio de mucha precipitación (e.g. Delgado et al., 2020; Viveen et al., 2021; Viveen et al., 2022).

Por ende, se concluye que la precesión posee un rol dominante entre 121 ka y 105 ka en la sedimentación del abanico aluvial de Lima. Los eventos Heinrich se imponen entre 30.3 ka

y 7.9 ka para activar el SASM y generar una ciclicidad de periodos de alta precipitación en la región evidenciado en las secuencias granocrecientes y las altas tasas de sedimentación.

Los resultados presentan congruencia con otros estudios sedimentológicos en la costa peruana. En zonas aledañas como en el valle de Pisco (200 km al sureste de Lima), Steffen et al. (2009) identificaron 3 terrazas de conglomerados depositadas entre 54-38 ka, 27-16 ka, y una última durante el holoceno (11-4 ka). La deposición de estas terrazas fue atribuida a la acción de la precesión y precipitación alta en los paleolagos andinos de las cabeceras (Steffen et al., 2009), lo cual está directamente asociado al accionamiento del SASM (Cruz et al., 2005, Deininger et al., 2019). Bekaddour et al. (2014) asociaron estas dataciones a periodos de erosión rápida en el valle a partir de análisis de ^{10}Be , y es concordante con los periodos de precipitaciones elevadas en él. De forma similar, otras deposiciones de conglomerados cercanas como en el valle Pativilca (Trauerstein et al., 2014) y en el Río Majes (Steffen et al., 2010) demuestran tener edades similares, además de otra datación alrededor de los ~105 ka. Un estudio reciente en el valle del río Cañete por Viveen et al. (2022) también evidencia eventos de sedimentación fluvial durante los últimos 100 ka, pero a diferencia de los otros autores, atribuyeron la deposición fluvial a los eventos Heinrich.

Comparando los resultados de la edad del abanico aluvial con la bibliografía existente, se observa una mayor congruencia con los resultados de Villacorta et al. (2019). Tanto en el presente estudio como en el mencionado, se refleja una deposición relativamente continua, desde por lo menos los últimos ~110 ka. Este es el mismo intervalo de tiempo que se ha utilizado para la presente tesis en base a las dataciones de luminiscencia (Viveen, pers. comm). Sin embargo, las dataciones en la presenta tesis resguardan mayor congruencia estratigráfica que las de Villacorta et al. (2019), ya que han sido medidas en feldespatos de potasio en lugar de cuarzo. Esto a la vez reafirma las conclusiones de Sanjurjo-Sánchez et al. (2022), que no se puede datar el cuarzo con OSL en los sedimentos del abanico aluvial de Lima. A partir de ello

se argumenta que las dataciones de ~500 ka del estudio de Litty et al. (2019) arrojan valores incorrectos tanto para el tope como para la base del acantilado expuesto. Asimismo, no se ha evidenciado el efecto de las transiciones de la oblicuidad sobre la precipitación en los Andes dentro este marco geocronológico (Baker y Fritz, 2015), por lo cual no se puede atribuir las mismas conclusiones al caso. Además, es muy poco probable que el abanico aluvial haya sido depositado por un único flujo masivo como había sugerido el estudio, ya que las tendencias granocrecientes y granodecrecientes cíclicas respaldan lo contrario. Los eventos paleoclimáticos que plantea Le Roux et al. (2000) tampoco guardan relación con el abanico aluvial, debido a la amplia diferencia en edad. No se trata de 5 ciclos de deposición como se sugería, ya que utilizando métodos semicuantitativos se observan 13 en Magdalena. En los últimos ~121 ka de deposición continua, la excentricidad demuestra haber tomado un rol pasivo, basado en los múltiples ciclos sedimentológicos contenidos en un solo ciclo orbital.

5.2. Procedencia en Base a la Mineralogía y Geoquímica

Las composiciones químicas de las rocas sedimentarias, como aquellas del abanico aluvial, ayudan a indicar su procedencia (Dickinson and Suczek, 1979; von Eynatten et al., 2012). Debido a la variedad litológica presente en las cuencas hidrográficas de Rímac y Chillón, cada mineral presente en las muestras extraídas está muy probablemente sujeto a tener más de una fuente de aporte sedimentario. A continuación, se discute todas las presuntas procedencias a partir de las concentraciones de cada mineral presente en las muestras, a partir de los análisis de difracción y refracción de rayos X.

La abundancia de plagioclasas respecto al feldespato potásico en la totalidad de las muestras refleja una asociación de muy alta probabilidad con el Batolito de la Costa como protolito. Esto también se establece a raíz de los clastos de composición gabroica y granodiorítica del abanico, y la presencia de cuarzo. Autores como Cobbing (1982) y Pitcher (1988) señalan la predominancia de tonalitas y granodioritas que afloran en él, como también

se observa en la Figura 3, la cual se deriva de información del INGEMMET. En el flanco occidental del batolito también se encuentra la Superunidad Patap, la cual alberga cierta cantidad de gabros además de dioritas con composiciones de plagioclasa mayores al 80% (Palacios et al., 1992). Las tonalitas, granodioritas, dioritas, y gabros siendo litologías muy ricas en plagioclasa (Streckeisen, 1976), resultan fáciles de asociar con la predominancia de este mineral que se encuentra en todas las muestras extraídas, indicando que el ratio mineralógico de la roca madre se mantiene en el material arenoso. Esto se corrobora con las similitudes en las altas concentraciones de albita y anortita en el Batolito (Pitcher et al., 1985) y el abanico, a partir de los análisis milicatiónicos de La Roche (1968; Figura 14). Sin embargo, no se debe limitar la procedencia al Batolito de la Costa ni a rocas intrusivas únicamente, ya que las cuencas cuentan con un muy alto porcentaje de afloramientos de secuencias vulcanosedimentarias cuya composición es altamente andesítica. Este tipo de roca, al igual que las del Batolito, es un portador primario de plagioclasas (Streckeisen, 1976). Como se puede ver en la Figura 3, las litologías mencionadas cubren un porcentaje extremadamente alto de las cuencas, superior al 70% del área, e incluso sería un porcentaje mayor al 90% si se omite el área que cubren los depósitos cuaternarios (entre ellos, el abanico mismo). En efecto, casi la totalidad de las cuencas tiene potencial para ser fuente de plagioclasas, lo cual explica su dominancia mineralógica en el abanico aluvial. Se deben analizar otros minerales para reducir los candidatos primarios de fuente sedimentaria.

En cuanto a las concentraciones mayores de cuarzo, se considera un dato fácil de inferir debido a la resistencia que posee este mineral y lo común que es su presencia en las arenas de la costa peruana (Steffen et al., 2009). La concentración de cuarzo incrementa progresivamente a medida que los minerales menos resistentes se van degradando a raíz de intemperismo y transporte (Maynard et al., 1982; Roser y Korsch, 1999). Las posibles fuentes de ello se pueden nuevamente atribuir a un gran porcentaje de las cuencas al igual que en el caso de las

plagioclasas, pero lo resaltante es el hecho de que las plagioclasas presentan una concentración mayor que el mineral más resistente. Las rocas volcánicas andesíticas son ricas en plagioclasas, pero no contienen cuarzo, mientras la plutónicas sí cuentan con ambos minerales. Esto puede explicar el sesgo hacia la abundancia relativa de la plagioclasa, además de generar cierta confianza de que el transporte de los sedimentos del abanico ha sido pequeño.

Los granitos y riolitas en la sección oriental del Batolito son aportadores primarios del cuarzo, como también lo son del feldespato potásico (Streckeisen, 1976). Vale resaltar que este mineral se destruye fácilmente a partir de alteraciones hidrotermales, al igual que la plagioclasa; sin embargo, esta última se altera unas tres veces más rápidamente (Middelburg et al., 1987). A partir de los análisis milicatiónicos (Figura 14), el Batolito y el abanico presentan diferencias muy leves en los ratios de concentración del aluminio con el sodio y el potasio, evidenciando que las lixiviaciones de los elementos móviles no se han llevado a cabo de forma significativa. Esto significa que los sedimentos no han sobrellevado suficiente alteración ni transporte como para destruir los feldespatos potásicos y plagioclasas. El hecho de que el mineral tres veces más frágil se encuentre en mayores concentraciones que el feldespato potásico es indicador de una participación de alteración considerablemente baja. Por otro lado, los bajos niveles de concentración de moscovita también pueden ser atribuidos al Batolito debido a que no destacan composicionalmente en las demás formaciones de las cuencas (Palacios et al., 1992).

Otro claro indicador de poco transporte es la presencia de minerales ferromagnesianos que se caracterizan por su alto nivel de fragilidad, los cuales se encuentran en concentraciones menores y en trazas. Los anfíboles cálcicos (en este caso hornblenda) no se han destruido totalmente en las muestras de los abanicos, y pueden ser atribuidos a las litologías máficas e intermedias encontradas en el Batolito (Figura 3). Las dioritas y gabros se encuentran en mayor proporción en el sector occidental y cercano al abanico, y a raíz de ello se puede establecer una

asociación directa. Cabe resaltar a la Superunidad Patap, cuya concentración de hornblenda puede llegar al 15% (Palacios et al., 1992) y aflora a apenas 20 km aguas arriba del abanico. En el caso de la biotita, cuya concentración en los sedimentos es ligeramente menor a las hornblendas, se puede encontrar en concentraciones bajas en las tonalitas, granodioritas y granitos del Batolito (Pérez, 1978). Dado que estas litologías se pueden encontrar un poco más distantes al abanico que las máficas, se puede establecer una correlación inversa entre las distancias de los protolitos y las concentraciones de estos dos minerales en las muestras. Además, estos no presentan concentraciones significativas en las secuencias sedimentarias y vulcanosedimentarias de la cuenca baja ni la cuenca alta, por lo cual se evidencia nuevamente un imponente aporte sedimentario del Batolito.

Estos dos minerales máficos mencionados no se han incorporado al abanico aluvial de forma intacta sin haber sufrido algún grado de alteración. La clorita, presentándose a nivel traza en todas las muestras, indica que el anfíbol cálcico y la biotita experimentaron alteración hidrotermal.

Las arcillas (incluyendo la caolinita) son productos de alteración de una variedad de minerales formadores de roca que se han discutido anteriormente, a raíz de la meteorización química y mecánica. La velocidad de estas alteraciones es muy rápida en plagioclasas, y más intensas aún en minerales ferromagnesianos (Vázquez et al., 1982). Dado que la alteración a arcillas se favorece en sedimentos estáticos (Reeves et al., 2006), se puede afirmar que la caolinita podría haber sido producida durante el afloramiento de la roca madre o después de la deposición en el abanico. En el primer caso, la presencia de este mineral sería indicador de poco transporte ya que el movimiento tiende a eliminar las fases de granulometría pequeña aguas abajo. Si el caso fuese el segundo, indicaría que se formó a partir de acción de agua subterránea sobre sedimentos arcósicos (Murray et al., 1993).

La magnetita y hematita también se encuentran a nivel traza en la totalidad de las muestras, y Pitcher (1988) señala que las tonalitas y granodioritas del Batolito son portadoras de magnetita, considerando que son rocas ígneas del tipo I. La cuenca baja del río Chillón cuenta con formaciones volcánicas y vulcano-sedimentarias con cristales de magnetita bien formados (Palacios et al., 1992). A partir de esta información, se interpreta que el aporte de magnetita se limita al Batolito y a las zonas de la cuenca baja descrita, es decir, distancias bastante cortas al abanico. Cabe resaltar que la bibliografía no menciona cantidades notables de hematita en las formaciones comprendidas en las cuencas, por lo cual se deduce que las concentraciones similares que existen entre la magnetita y la hematita en el abanico se deben al intemperismo. La magnetita se oxida y se transforma gradualmente a hematita, y si se tiene disponibilidad suficiente de agua, se convierte en goethita (Abrajevitch y Kodama, 2009), y dado que el clima en la costa limeña ha sido semi-árido durante la mayoría del Cuaternario (Parsons, 1970; Craig, 1985), la tendencia hacia la alteración hematítica sobre otros tipos de alteración es más probable.

Por último, pero no menos importante, la calcita es un mineral altamente frágil cuya presencia en el abanico aluvial es resaltante, por más mínima que es. Se puede encontrar como mineral accesorio en diversas formaciones volcánicas y sedimentarias. Sin embargo, en la cuenca baja y en zonas cercanas al abanico se puede encontrar afloramientos de calizas y consecuentemente una alta concentración de calcita. Debido a su cercanía y litología, se interpreta a estas formaciones de calizas como las aportadoras principales del mineral. En la cuenca alta también se puede hallar formaciones calcáreas, pero su distancia al abanico es probablemente muy alta como para presentar aportes detectables en el análisis XRD.

5.3. Relación entre Procedencia de Sedimentos y Ciclos Paleoclimatológicos

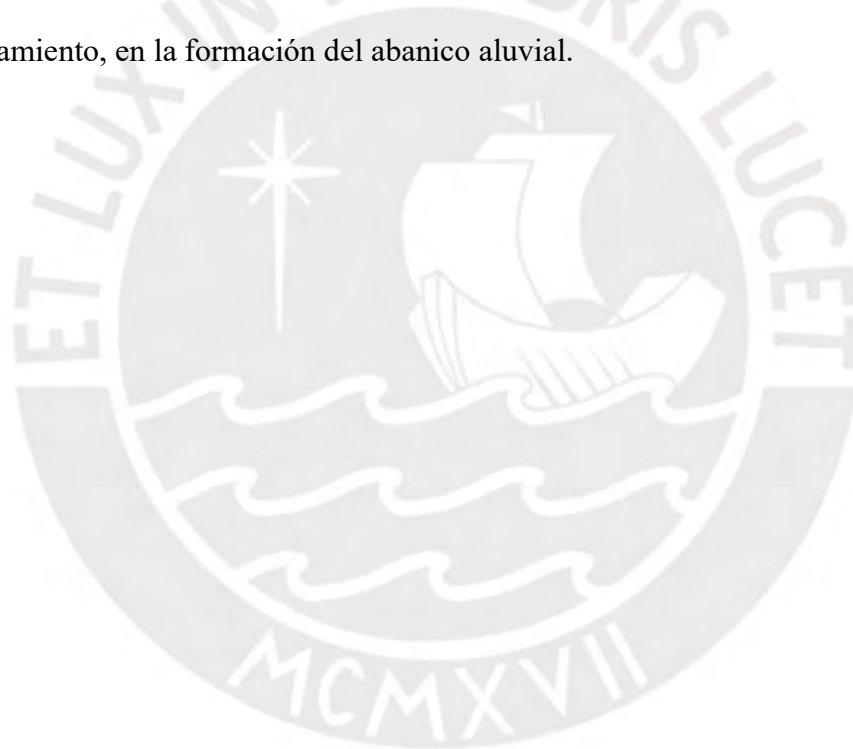
Los análisis de procedencia de los minerales presentes en los sedimentos del abanico aluvial de Lima se pueden corroborar con el estudio de zircones de Litty et al. (2019) en el

mismo abanico aluvial, donde se presenta un rango de edades de cristalización de los zircones que corresponden a distintas zonas de las cuencas hidrográficas. La mayoría de las dataciones se concentran en el Cretácico superior (~72 ma), estableciendo una fuerte asociación con el Batolito tanto en la cuenca del Rímac como del Chillón (Mukasa, 1986). Vale mencionar que también se presentan dataciones de 20 ma, indicando que la cuenca alta actual también tiene un papel en la sedimentación. Por ende, los datos de la presente tesis confirman las inferencias de Litty et al. (2019). Complementando esta información con los análisis geoquímicos propios, resulta adecuado concluir que el Batolito de la Costa es el aportador primario de sedimento, pero el resto de las cuencas no deben ser obviadas. Distintos estudios han demostrado que granos de sedimentos pueden tardar varias decenas de miles de años para ser transportados desde la cabecera a la desembocadura porque se quedan retenidos dentro del sistema fluvial (Viveen et al., 2012; Hoffmann, 2015). La cercanía del Batolito de la Costa a la desembocadura de los ríos Rímac y Chillón entonces podría explicar por qué hay tan poco tiempo entre la llegada de los episodios de mayor precipitación y la formación de secuencias granocrecientes en el abanico aluvial de Lima. Estudios sobre el comportamiento actual de los ríos costeros peruanos también han demostrado que el caudal y la pendiente del terreno son los dos factores clave en movilizar y transportar sedimentos (Litty et al., 2017b; Rosas et al., 2023). Esto coincide con la hipótesis presentada en esta tesis, ya que la precipitación ha sido clave en el transporte y la deposición de sedimentos.

5.4. Procedencia en Base a la Tectónica y al Nivel del Mar

En cuanto al rol tectónico sobre la formación del abanico, se debe resaltar la ausencia de indicadores marinos como terrazas marinas preservadas en el acantilado de la Costa Verde, así como la ausencia de fósiles y estructuras sedimentarias marinas (Le Roux et al., 2000; Litty et al., 2019). La base de la secuencia estratigráfica en Magdalena data de hace 121 ka, y en aquel momento el nivel del mar se encontraba a un nivel parecido al de la actualidad (Bintanja et al,

2005). Por ende, el agua marina debería haber interactuado con el acantilado de la Costa Verde mediante procesos de erosión y sedimentación marina. En el caso de un levantamiento, los sedimentos marinos se hubieran preservado y estarían mezclados con los sedimentos fluviales, pero esto no es el caso (Figura 9 y 12). En otras zonas del litoral peruano donde se ha comprobado que existe levantamiento tectónico, generalmente también han encontrado terrazas marinas levantadas sobre el nivel del mar actual (Saillard et al., 2010; Regard et al., 2021). En cambio, se ha identificado una alta presencia de estructuras fluviales como paleocanales y estratificaciones cruzadas planares, lo cual da luces sobre su origen netamente fluvial. Se asume, por esta razón, que la actividad tectónica ha tenido un rol pasivo, con poco o nulo levantamiento, en la formación del abanico aluvial.



6. Conclusiones

6.1. Sobre la Influencia Paleoclimática

El abanico aluvial de Lima presenta un registro sedimentológico complejo y continuo a lo largo de los últimos 121 mil años, influenciado por ciclos climáticos y orbitales. Los cambios en la precipitación, particularmente los periodos de precipitaciones elevadas, jugaron un rol primario en el transporte y la deposición de sedimentos. Estos cambios son atribuidos principalmente a la precesión orbital entre 121 ka y 106 ka y a los eventos Heinrich entre 30.3 ka y 7.9 ka, en conjunto con la activación del SASM. A diferencia de estudios previos que atribuyen las deposiciones a flujos masivos o a un número pequeño de ciclos, el presente análisis revela un mayor número de ciclos a partir de las secuencias granocrecientes y granodecrecientes presentes a lo largo de la estratigrafía.

Los periodos en los que se observan tendencias granocrecientes coinciden con otros eventos de sedimentación aluvial y fluvial en los Andes, a partir de otros estudios recientes. Esta congruencia resalta la importancia de afinar las interpretaciones paleoclimáticas para entender mejor la evolución sedimentaria en la costa peruana. Además, vale recalcar que la presente investigación representa el registro más completo de la actividad fluvial de los últimos 121 mil años en la sierra peruana y pone en evidencia el potencial de los abanicos fluviales para captar ciclos climáticos suborbitales en su estructura estratigráfica. Dicho esto, los abanicos aluviales merecen más atención por parte de la comunidad científica, ya que representan registros valiosos de actividad paleoclimática.

6.2. Sobre la Procedencia

El abanico aluvial de Lima se forma a partir de las cuencas hidrográficas de los ríos Rímac y Chillón, y el Batolito de la Costa se considera el aportador primario de sedimentos. Esto es evidenciado por la abundancia de plagioclasas en las muestras extraídas del abanico y

su presencia en las litologías del Batolito, que incluye tonalitas, granodioritas, dioritas, y gabros.

Las semejanzas composicionales entre las dos formaciones, en conjunto con la química y mineralogía indicativa de poco transporte, respaldan esta conclusión. La presencia de minerales frágiles como anfíboles y biotita en el abanico sugiere que los sedimentos no han sido transportados a largas distancias, lo que también se refleja en la baja alteración hidrotermal y química de los feldspatos y plagioclasas. Además, la concentración alta de plagioclasa comparada con la del cuarzo, junto con la presencia de minerales máficos como la hornblenda y biotita, sugiere que el transporte de los sedimentos ha sido limitado, lo que permite conservar estos minerales menos resistentes. El poco transporte de sedimentos podría explicar por qué hay una relación temporal directa entre aumentos de precipitación por los cambios climáticos y el incremento del tamaño de grano.

Sin embargo, el aporte no se limita únicamente al Batolito, ya que se presentan algunas evidencias de procedencia distinta. Por ejemplo, la presencia menor de calcita indica el aporte sedimentario de las secuencias calcáreas de la cuenca baja. No obstante, la mayoría de datos, incluyendo a las dataciones de zircones en estudios anteriores, se relacionan al Batolito, por lo cual se debe resaltar su dominancia en cuanto a la sedimentología del abanico aluvial.

6.3. Sobre la Actividad Tectónica y el Nivel del Mar

Debido a la ausencia de estructuras sedimentarias marinas en la totalidad de la columna estratigráfica levantada, se concluye que la influencia tectónica sobre el abanico aluvial ha tenido un rol menor. Se debe estudiar la estratigrafía no aflorante para obtener mayor data sobre el posible levantamiento tectónico del abanico, pero se puede concluir que los 62.5 m superiores formados en los últimos 121 ka no presentan influencia del mismo. Para la sección de la estratigrafía estudiada, la progradación del abanico ocurrió tras la caída del nivel de base

inducida por la regresión marina durante la última glaciación. Por ende, se concluye que el abanico tiene un origen mayormente fluvial.



7. Bibliografía

- Abrajevitch, A., Kodama, K. (2009). Biochemical vs. detrital mechanism of remanence acquisition in marine carbonates: A lesson from the K-T boundary interval. *Earth Planet. Sci. Lett.*, No. 286, pp. 269-277.
- Allen, P.A., Armitage, J.J., Carter, A., Duller, R.A., Michael, N.A., Sinclair, H.D., Whitchurch, A.L., Whittaker, A.C. (2013). The Qs problem: Sediment volumetric balance of proximal foreland basin systems. *Sedimentology*, No. 60, pp. 102-130.
- Antinao, J.L., McDonald, E. (2013). A reduced relevance of vegetation change for alluvial 1146 aggradation in arid zones. *Geology*, No. 41, pp. 11-14.
- Arce, J. (1984). Estructura geoelectrica del subsuelo Rímac-Chillón. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú. Volumen jubilar. LX Aniversario (1)*, pp. 1-12.
- Baker, P.A., Rigsby, C.A., Seltzer, G.O., Fritz, S.C., Lowenstein, T.K., Bacher, N.P., Veliz, C. (2001). Tropical climate changes at millennial and orbital timescales on the Bolivian Altiplano. *Nature*, No. 409, pp. 698-701.
- Baker, P.A., Fritz S.C. (2015). Nature and causes of Quaternary climate variation of tropical South America. *Quaternary Science Reviews*, No. 124, pp. 31-47.
- Bekaddour, T., Schlunegger, F., Vogel, H., Delunel, R., Norton, K.P., Akcar, N., Kubik, P. (2014). Paleo erosion rates and climate shifts recorded by Quaternary cut-and-fill sequences in the Pisco valley, central Peru. *Earth and Planetary Science Letters*, No. 390, pp. 103-115.
- Bhatia, M. (1983). Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *J. Geol.*, No. 91, pp. 611-627.
- Bintanja, R., Van de Wal, R.S.W., Oerlemans, J. (2005). Modelled atmospheric temperatures and global sea levels over the past million years. *Nature*, No. 437(7055), pp. 125-128.

- Broecker, W., Bond, G., Klas, M., Clark, E., McManus, J. (1992). Origin of the northern Atlantic's Heinrich events. *Climate Dynamics*, No. 6, pp. 265-273.
- Bull, W.B. (1991). *Geomorphic responses to climate change*. Oxford University Press, New York, USA, p. 326.
- Cheng, H., Sinha, A., Cruz, F.W., Wang, X., Edwards, R.L., d'Horta, F.M., Ribas, C.C., Vuille, M., Stott, L.D., Auler, A.S. (2013). Climate change patterns in Amazonia and biodiversity. *Nat. Commun.* No. 4, p. 1411.
- Clift, P.D., Pecher, I., Kukowski, N., Hampel, A. (2003). Tectonic erosion of the Peruvian forearc, Lima basin, by subduction and Nazca ridge collision. *Tectonics*, No. 22 (3), p. 1023.
- Cobbing, E. (1973). Geología de los cuadrángulos de Barranca, Ámbar, Oyón, Huacho, Huaral y Canta. *Boletín del Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Perú* (26).
- Cobbing, E.J. (1982). The segmented Coastal Batholith of Peru: Its relationship to volcanicity and metallogenesis, *Earth-Science Reviews*, Vol. 18, Issues 3-4, pp. 241-251.
- Colombo, F. (2010). Abanicos aluviales: secuencias y modelos de sedimentación. *Sedimentología. Del proceso físico a la cuenca sedimentaria*, pp. 131-224.
- Craig, A.K., (1985). CIS-Andean environmental transects: Late Quaternary ecology of northern and southern Peru. en: Masuda, S., Shimada, I., and Morris, C. (eds.), *Andean Ecology and Civilization: An Interdisciplinary Perspective on Andean Ecological Complementarity*. University of Tokyo Press, Tokyo, pp. 23-44.
- Cruz, F.W., et al. Burns, S.J., Karmann, I., Sharp, W.D., Vuille, M., Cardoso, A.O., Ferrari, J.A., Silva Dias, P.L., Viana Jr., O. (2005). Insolation-driven changes in atmospheric circulation over the past 116,000 years in subtropical Brazil. *Nature*, No. 434, pp. 63-66.
- Cruz, F.W., Burns, S.J., Karmann, I., Sharp, W.D., Vuille, M. (2006). Reconstruction of regional atmospheric circulation features during the late Pleistocene in subtropical Brazil

- from oxygen isotope composition of speleothems. *Earth Planet. Sci. Lett.*, No. 248, pp. 495-507.
- de Carvalho L.M.V., Cavalcanti I.F.A. (2016). The South American Monsoon System (SAMS). En: de Carvalho L., Jones C. (eds) *The Monsoons and Climate Change. Springer Climate*. Springer, Cham.
- D'Arcy, M., Whittaker, A.C., Roda-Bolduda, D.C. (2017). Measuring alluvial fan sensitivity to past climate changes using a self-similarity approach to grain-size fining, Death Valley, California, *Sedimentology*, No. 64, pp. 388–424.
- Deininger, M., Ward, B. M., Novello, V. F., Cruz, F. W. (2019) Late Quaternary variations in the South American monsoon system as inferred by speleothems—New perspectives using the SISAL database. *Quaternary*, No. 2, p. 6.
- Delgado, F., Zerathe, S., Audin, L., Schwartz, S., Benavente, C., Carcaillet, J., et al. (2020) Giant landslide triggerings and paleoprecipitations in the Central Western Andes: The Aricota rockslide dam (South Peru). *Geomorphology*, No. 350, 106932.
- Dickinson, W.R., Suczek, C.A. (1979). Plate tectonics and sandstone compositions. *AAPG Bull*, No. 63, pp. 2164-2182.
- Foreman, B.Z. (2014). Climate-driven generation of a fluvial sheet sand body at the Paleocene-Eocene boundary in north-west Wyoming (USA). *Basin Research*, No. 26, pp. 225-241.
- Foreman, B.Z., Heller, P.L. Clementz, M.T. (2012). Fluvial response to abrupt global warming at the Paleocene/Eocene boundary. *Nature*, No. 491, pp. 92-95.
- Garreaud, R., Vuille, M., Clement, A.C. (2003). The climate of the Altiplano: Observed current conditions and mechanisms of past changes, *Paleogeography, Palaeoclimatology, Paleoecology*, No. 194, pp. 5-22.

- Giles, B., Moroco, R., Jacay, J. (2002). Depósitos de ríos trenzados conglomerádicos del abanico aluvial del río Rímac, Resumen extendido. *IX Congreso Peruano de Geología*. Lima.
- González-Moradas, M., Viveen, W. (2020). Evaluation of ASTER GDEM2, SRTMv3.0, ALOS AW3D30 and TanDEM-X DEMs for the Peruvian Andes against highly accurate GNSS ground control points and geomorphological-hydrological metrics. *Remote Sensing of Environment*, No. 237, 111509.
- Guevara C. (1980). El Grupo Casma del Perú central entre Trujillo y Mala. *Bol. N° 67 Soc. Geol. Perú*, pp. 73-83.
- Haddad, G.A., Droxler, A.W., Kroon, O., Muller, D.W. (1993). Quaternary CaCO₃ input and preservation within Antarctic intermediate water: Mineralogic and isotopic results from Holes 818B and 817A, Townsville Trough (northeastern Australia margin). *Proceedings of the Ocean Drilling Program: Scientific Results, Ocean Drilling Program, 133*, Texas, pp. 203-233.
- Hagen, R.A., Moberly, R. (1994). Tectonic effects of a subducting aseismic ridge: the subduction of the Nazca Ridge at the Peru trench. *Mar. Geophys. Res.*, No. 16, pp. 145–161.
- Harvey, A.M. (2005) Differential effects of base-level, tectonic setting and climatic change on Quaternary alluvial fans in the northern Great Basin, Nevada, USA. en: Harvey, A.M., Mather, A.E. and Stokes, M. (Eds) Alluvial fans: Geomorphology, sedimentology, dynamics. *Geological Society Special Publication*, No. 251, pp. 117-131.
- Harvey, A.M., Silva, P.G., Mather, A.M., Goy, J.L., Stokes, M. and Zazo, C. (1999) The impact of Quaternary sea-level and climatic change on coastal alluvial fans in the Cabo de Gata ranges, southeast Spain. *Geomorphology*, No. 28, pp. 1-22.

- Hoffmann, T., 2015. Sediment residence time and connectivity in non-equilibrium and transient geomorphic systems. *Earth Science Reviews*. No.150, pp. 609-627.
- Isacks, B.L. (1988). Uplift of the Central Andean plateau and bending of the Bolivian Orocline. *J. Geophys. Res.*, No. 93 (B4), pp. 3211-3231.
- Kanner, L., Burns, S., Cheng, H., Lawrence Edwards, R. (2012) High-Latitude Forcing of the South American Summer Monsoon During the Last Glacial. *Science*, Vol. 335, Issue 6068, pp. 570-573.
- Klein, A.G., Seltzer, G.O., Isacks, B.L. (1999). Modern and last local glacial maximum snowlines in the central Andes of Peru, Bolivia, and Northern Chile. *Quat. Sci. Rev.* No. 18, pp. 63-84.
- La Roche, H. (1968). Comportement géochimique différentiel de Na, K et Al dans les formations volcaniques et sédimentaires: un guide pour l'étude des formations métamorphiques et plutoniques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, No. 267, pp. 39-42.
- Le Roux, J.P., Tavares, C., Alayza, F. (2000). Sedimentology of the Rímac-Chillón alluvial fan at Lima, Peru, as related to Plio-Pleistocene sea-level changes, glacial cycles and tectonics" *Journal of South American Earth Sciences*, No. 13, pp. 499-510.
- Litty, C., Lanari, P., Burn, M., Schlunegger, F. (2017a). Climate-controlled shifts in sediment provenance inferred from detrital zircon ages, western Peruvian Andes. *Geology*, No. 45(1), pp. 59-62.
- Litty, C., Schlunegger, F., Viveen, W. (2017b). Possible threshold controls on sediment grain properties of Peruvian coastal river basins. *Earth Surf. Dynam.*, No. 5, pp. 571-583.
- Litty, C., Schlunegger, F., Akçar, N., Lanari, P., Christl, M., Vockenhuber, C. (2019). Possible climatic controls on the accumulation of Peru's most prominent alluvial fan: The Lima Conglomerate. *Earth Surface Processes and Landforms*, pp. 991-1003.

- Martinod, J., Guillaume, B., Espurt, N., Faccenna, C., Funicello, F., Regard, V. (2013). Effect of aseismic ridge subduction on flat slab geometry and overriding plate deformation: insights from analogue modelling. *Tectonophysics*, No. 588, pp. 39-55.
- Mather, A.E., Stokes, M., Whitfield, E. (2017). River terraces and alluvial fans: The case for an integrated Quaternary fluvial archive. *Quat. Sci.*, No. 166, pp. 74–90.
- Maynard, J.B., Valloni, R., Yu, H.-S. (1982). Composition of modern deep-sea sands from arc-related basins. en: Legget, J.K. (Ed.), *Trench-Forearc Geology: Sedimentation and Tectonics on Modern and Ancient Active Plate Margins*. Geological Society of London, Special Publications 10, pp. 551-561.
- McDonald, E.V., McFadden, L.D., Wells, S.G. (2003). Regional response of alluvial fans to the Pleistocene-Holocene climatic transition, Mojave Desert, California. *Geological Society of America Special Paper*, No. 368, pp. 189-205.
- Miall, A. D. (2006). *The geology of fluvial deposits: Sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology*. Springer. 598.
- Middelburg, J., Van de Weijden, C., Woittiez, J. (1988). Chemical processes affecting the mobility of major, minor and trace elements during weathering of granitic rocks. *Chemical Geology*, No. 68, pp. 253-273.
- Miller, D.M., Schmidt, K.M., Mahan, S.A., McGeehin, J.P., Owen, L.A., Barron, J.A., Lehmkuhl, F. and Löhner, R. (2010). Holocene landscape response to seasonality of storms in the Mojave Desert. *Quaternary International*, No. 215, pp. 45-61.
- Moore, J.M., Howard A.D. (2005). Large alluvial fans on Mars. *J Geophys Res*, No. 110 (E04005):24.
- Morton, A.C. (1991). Geochemical studies of detrital heavy minerals and their application to provenance research. *Developments in Sedimentary Provenance Studies. Spec. Publ.-Geol. Soc. Lond.*, Vol. 57, pp. 31-45.

- Mukasa, S.B. (1986). Zircon U–Pb ages of super-units in the Coastal batholith, Peru: implications for magmatic and tectonic processes. *Geological Society of America Bulletin*, No. 97, pp. 241–254.
- Murray, H., Bundy, W., Harvey, C. (1993). Kaolin Genesis and Utilization. *The Clay Minerals Society. Vol. 1.*
- Myers, J. (1980). Geología de los cuadrángulos de Huarney y Huayllapampa. INGEMMET. *Bol. N° 33, Serie A.* Lima.
- Palacios, M., Caldas, J., Vela, C. (1992) Geología de los cuadrángulos de Lima, Lurín, Chancay y Chosica. INGEMMET. *Bol. N°43 Serie A.* Lima.
- Parsons, M.H. (1970), Preceramic subsistence on the Peruvian coast. *American Antiquity*, No. 35, pp. 292–304.
- Pérez, V. (1978). Estudio geodinámico-geotécnico de la cuenca del Río Chillón. INGEMMET, Lima.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E., Siever, R. (1972). Sand and Sandstone. Springer-Verlag, New York, p. 553.
- Pitcher, W. (1988). Andean batholiths and marginal basins. *Rendiconti della società Italiana di mineralogia e petrologia*, Vol. 43-2, pp. 275-280.
- Pitcher, W.S., Atherton, M.P., Cobbing, E.J., Beckinsale, R.D. (1985). Magmatism at a Plate Edge, the Peruvian Andes. Blackie (Glasgow) / Halsted Press, New York.
- Placzek, C.J., Quade, J., Patchett, P.J. (2013). A 130 ka reconstruction of rainfall on the Bolivian Altiplano. *Earth and Planetary Science Letters*, 363, pp. 97–108.
- Rasband, W.S. (1977) *ImageJ, US National Institutes of Health*. Bethesda, Maryland, USA.
disponible en: <http://imagej.nih.gov/>

- Reeves, G.M., Sims, I., Cripps, J.C. (2006) 3. Formation and alteration of clay materials. en: Clay minerals used in construction. *Engineering Geology Special Publications*, Vol. 21, pp. 29-71.
- Regard, V., Martinod, J., Audin, L., Hermitte, D., Saillard, M., Riquelme, R. (2021). Late Cenozoic deformation, climate and surface processes along the Western Central Andes (18°S–36°S). *Earth-Science Reviews*, No. 220, 103678.
- Rodbell, D. T., Hatfield, R. G., Abbott, M. B., Chen, C. Y., Woods, A., Stoner, J. S., ..., Pierdominici, S. (2022). 700,000 years of tropical Andean glaciation. *Nature*, No. 607(7918), pp. 301-306.
- Rodríguez, J.J., Secaira, E., Lasch, C., Halloy, S., Nakandakari, A., Benitez, S., Ibañez, M., Petry, P., Arenas, J., Segura, F., Vargas, S. (2013) Planificación estratégica para la conservación en el esquema del Fondo de Agua para Lima y Callao – AQUAFONDO. *The Nature Conservancy*. Lima, Perú.
- Rodríguez-Zorro, P., Ledru, M., Bard, E., Aquino, O., Camejo, A., Daniau, A., Favier, C., Garcia, M., Mineli, D., Rostek, F., Ricardi-Branco, F., Oliveira, A., Simon, Q., Tachikawa, K., Thouveny, N. (2020). Shut down of the South American summer monsoon during the penultimate glacial. *Scientific Reports*, 10:6275.
- Rosas, M.A., Viveen, W., Vanacker, V., (2023). Spatial variation in specific sediment yield along the Peruvian western Andes. *Catena*, No. 220, 106699.
- Roser, B., Korsch, R. (1986). Determination of tectonic setting of sandstone–mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio. *J. Geol.*, No. 94, pp. 635–650.
- Roser, B.P., Korsch, R.J. (1999). Geochemical characterization, evolution and source of a Mesozoic accretionary wedge: the Torlesse terrane, New Zealand. *Geol. Mag.* No. 136, pp. 493-512.

- Saillard, M., Hall, S. R., Audin, L., Farber, D. L., Regard, V., Herail, G. (2010). Andean coastal uplift and active tectonics in southern Peru: ^{10}Be surface exposure dating of landscape evolution along the Ocoña and Camaná valleys. *Tectonics*, No. 29(4), TC4006.
- Sébrier, M., Macharé, J. (1980). Observaciones acerca del cuaternario de la costa del Perú central. *Bulletin de L'Institut Français D'Études Andines*, No 9, pp. 25-32.
- Sobolev, S.V., Babeyko, A.Y. (2005). What drives orogeny in the Andes? *Geology*, No. 33 (8), pp. 617–620.
- Somoza, R., Ghidella, M.E. (2012). Late Cretaceous to recent plate motions in western South America revisited. *Earth Planet. Sci. Lett.*, pp. 331–332, pp. 152–163.
- Spelz, R.M., Fletcher, J.M., Owen, L.A., Caffee, M.W. (2008). Quaternary alluvial-fan development, climate and morphologic dating of fault scarps in Laguna Salada, Baja California, Mexico. *Geomorphology*, No. 102, pp. 578-594.
- Steffen, D., Schlunegger, F., and Preusser, F. (2009). Drainage basin response to climate change in the Pisco valley, Peru, *Geology*, No. 37, pp. 491-494.
- Steffen, D., Schlunegger, F., and Preusser, F. (2010). Late Pleistocene fans and terraces in the Majes valley, southern Peru, and their relation to climatic variations, *Int. J. Earth Sci.*, No. 99, pp. 1975–1989.
- Streckeisen, A. (1976). To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews*, Vol. 12, Issue 1, pp. 1-33.
- Suárez, G., Molnar, P., Burchfield, B.C. (1983). Seismicity, fault plane solutions, depth of faulting, and active tectonics of the Andes of Peru, Ecuador, and southern Colombia. *J. Geophys. Res.* 88 (B12), No. 10, p. 428.
- Trauerstein M, Lowick SE, Preusser F, Schlunegger F. (2014). Small aliquot and single grain IRSL and post-IR IRSL dating of fluvial and alluvial sediments from the Pativilca valley, Peru. *Quaternary Geochronology*, No. 22, pp. 163–174.

- Vázquez, F., García, C., García-Rodeja, E. (1982). Mineralogía de las arcillas en suelos y alteraciones sobre materiales graníticos de Galicia. Santiago.
- Villacorta, S., Evans, K., De Torres, T., Llorente, M., Prendes, N. (2019). Geomorphological evolution of the Rímac River's alluvial fan, Lima, Peru. *Geosciences Journal*, No. 23, pp. 1-16.
- Viveen, W., Braucher, R., Bourlès, D., Schoorl, J.M., Veldkamp, A., Van Balen, R.T., Wallinga, J., Fernandez-Mosquera, D., Vidal-Romani, J.R., Sanjurjo-Sanchez, J., (2012). A 0.65 Ma chronology and incision rate assessment of the NW Iberian Miño River terraces based on ^{10}Be and luminescence dating. *Global and Planetary Change*, No. 94-95, pp. 82-100.
- Viveen, W., Schlunegger, F. (2018). "Prolonged extension and subsidence of the Peruvian forearc during the Cenozoic." *Tectonophysics*, No. 730, pp. 48-62.
- Viveen, W., Sanjurjo-Sanchez, J., Baby, P., González-Moradas, M.d.A., (2021). An assessment of competing factors for fluvial incision: An example of the late Quaternary exorheic Moyobamba basin, Peruvian Subandes. *Global and Planetary Change*, No. 200, 103476, pp. 1-24.
- Viveen, W., Sanjurjo-Sanchez, J., Rosas, M.A., Vanacker, V., Villegas-Lanza, J.C., (2022). Heinrich events and tectonic uplift as possible drivers for late Quaternary fluvial dynamics in the western Peruvian Andes. *Global and Planetary Change*, No. 218, 103972.
- Viveen, W., Sanjurjo-Sanchez, J., Bravo-Lembcke, G., Uribe-Ventura, R., (2024). A 121-ka record of Western Andean fluvial response to suborbital climate cycles recorded by rhythmic grain size variations of the Lima fluvial fan. *Earth Surface Processes and Landforms*, No. 49 (8), pp. 2326-2347.

- Von Eynatten, H., Critelli, S., Ingersoll, R.V., Weltje, G.J. (2012). Introduction to the special issue "Actualistic Models of Sediment Generation". *Sediment. Geol.* No. 280, pp. 1-3.
- Von Huene, R., Lallemand, S. (1990). Tectonic erosion along the Japan and Peru convergent margins. *Geol. Soc. Am. Bull.* No. 102, pp. 704-720.
- Waters, J.V., Jones, S.J., Armstrong, H.A. (2010), Climatic controls on late Pleistocene alluvial fans, Cyprus. *Geomorphology*, No. 115, pp. 228-251.
- Zeumann, S., Hampel, A. (2015). Deformation of erosive and accretive forearcs during subduction of migrating and non-migrating aseismic ridges: results from 3-D finite element models and application to the Central American, Peruvian, and Ryukyu margins. *Tectonics*, No. 34, pp. 1769–1791.

